



Е.А. Константиновская

**ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНЫХ ОКРАИН АЗИИ:  
СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ И  
ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ**



**E.A. Konstantinovskaya**

**MARGINS  
OF EAST ASIA:  
TECTONICS, STRUCTURAL EVOLUTION  
AND GEODYNAMIC MODELING**

*Transactions, vol. 549*

Founded in 1932

MOSCOW  
SCIENTIFIC WORLD  
2003

**Е.А. Константиновская**

**ТЕКТОНИКА  
ВОСТОЧНЫХ ОКРАИН АЗИИ:  
СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ И  
ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ**

*Труды, вып. 549*

· Основаны в 1932 году

МОСКВА  
НАУЧНЫЙ МИР  
2003

УДК 551.24  
ББК 26.324  
К65

*Константиновская Е.А.*

**К65 ТЕКТНИКА ВОСТОЧНЫХ ОКРАИН АЗИИ: СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ.** – М.: Научный мир, 2003. – 224 с., 2 цв. илл. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549)

**ISBN 5-89176-237-4**

В книге рассматриваются особенности тектоники и геодинамики областей коллизии дуга–континент, где процесс коллизии происходил в раннем кайнозое (п-ов Камчатка) и является активным в настоящее время (о-в Тайвань). На основании экспериментального физического моделирования и геологических данных предложена эволюционная модель коллизии дуга–континент, установлены стадии процесса коллизии и показано их геологическое выражение.

Книга предназначена для геологов и геофизиков, интересующихся вопросами геодинамики конвергентных границ плит, и для специалистов, занимающихся прогнозированием месторождений полезных ископаемых.

Ил. 114. Библ. 313.

Редакционная коллегия:

*Ю.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов,  
Ю.В. Карякин, М.Д. Хуторской, М.А. Семикатов*

Рецензенты: *А.Я. Шараськин, Н.А. Богданов, М.А. Гончаров*



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 03–05–78002)

*Konstantinovskaya E.A.*

**MARGINS OF EAST ASIA: TECTONICS, STRUCTURAL EVOLUTION AND GEODYNAMIC MODELING.** – Moscow: Scientific World, 2003. – 224 p., 2 color ill. (Transactions of GIN RAS; Vol. 549)

This book is devoted to tectonics and geodynamics of arc–continent collision areas where the collision was occurred in the Early Cenozoic (Kamchatka), and where it is active at present (Taiwan). The evolutionary model of arc–continent collision is suggested using both the experimental physical modeling and geological data. The obtained results allow us to distinct several stages in development of the collisional process and determine their geologic expression.

For geologists and geophysicists interested in geodynamics of the convergent plate boundaries and for the experts engaged in forecasting of mineral resources.

Ill. 114. Bibl. 313.

Editorial Board:

*Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov,  
Yu.V. Kariakin, M.D. Khutorsky, M.A. Semikhatov*

*Reviewers: A.Ya. Sharaskin, N.A. Bogdanov, M.A. Goncharov*

На обложке: Продольная долина, Центральный хребет, о. Тайвань. Фото автора.

**ISBN 5-89176-237-4**

© Константиновская Е.А., 2003  
© Научный мир, 2003

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	8
<i>Глава 1. ТЕКТОНИКА ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ КАМЧАТКИ</i> .....	13
1.1. Тектоническое районирование региона .....	13
1.1.1. Положение орогенной области Камчатки в структуре окраины Азии .....	13
1.1.2. Общие сведения о строении аккреционного фундамента Камчатки .....	18
1.2. Структурное положение Ачайваям-Валагинской дуги в северной части Камчатского полуострова и в Олюторском регионе .....	21
1.2.1. Западное ограничение Ачайваям-Валагинской дуги .....	21
1.2.2. Восточное ограничение Ачайваям-Валагинской дуги .....	28
1.2.3. Выводы .....	37
1.3. Тектоника аккреционного фундамента южной Камчатки .....	39
1.3.1. Западная часть южной Камчатки .....	39
1.3.2. Центральная и Восточная Камчатка (южная часть полуострова) .....	57
1.3.3. Тектоническая структура Вахильского поднятия Шипунского полуострова .....	87
1.3.4. Выводы .....	89
<i>Глава 2. ПРОЦЕСС КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ: РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ</i> .....	91
2.1. Процесс коллизии дуга–континент: деформации взаимодействующих литосферных плит .....	91
2.1.1. Литосфера, кора и пределы прочности .....	91
2.1.2. Критерии подобия .....	92
2.1.3. Взаимодействие плит в зоне субдукции и состояние напряжения в надвигающейся плите .....	93

2.1.4. Деформации надвигающейся плиты в ходе коллизии дуга–континент .....	95
2.1.5. Деформация континентальной окраины в ходе коллизии дуга–континент .....	98
2.1.6. Выводы .....	107
2.2. Субдукция преддугового литосферного блока: деформация аккреционной призмы и преддугового бассейна .....	107
2.2.1. Принципы метода экспериментального моделирования на песчаной основе (sand-box modeling) .....	108
2.2.2. Задачи экспериментов и описание установки .....	110
2.2.3. Результаты экспериментов .....	111
2.2.4. Структурные следствия косого поддвига и субдукции преддугового блока .....	114
2.2.5. Выводы .....	121
<b>Глава 3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ .....</b>	<b>123</b>
3.1. Геодинамическая модель коллизии дуга–континент на южной Камчатке .....	123
3.1.1. Примеры существующих моделей аккреции/коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной континента на Камчатке .....	123
3.1.2. Геодинамическая модель коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии .....	134
3.1.3. Особенности коллизии северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии .....	140
3.1.4. Реконструкция эволюции Северо-Запада Тихоокеанского бассейна в кайнозое .....	144
3.1.5. Выводы .....	150
3.2. Тектоника и геодинамика зоны активной коллизии дуги Лусон с окраиной Азии .....	152
3.2.1. Геодинамическое положение дуги Лусон и о-ва Тайвань ....	152
3.2.2. Плита Филиппинского моря .....	153
3.2.3. Южно-Китайское море и окраина Китая .....	155
3.2.4. Орогенная область о-ва Тайвань .....	156
3.2.5. Структурное положение дуги Лусон .....	169
3.2.6. Деформация литосферы под орогенной областью о-ва Тайвань .....	175
3.2.7. Двухмерная модель коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии .....	178
3.2.8. Трехмерная модель коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии .....	181

3.2.9. Выводы .....	186
<b>Глава 4. ГЕОДИНАМИКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ .....</b>	<b>188</b>
4.1. Деформация континентальной окраины в процессе коллизии дуга–континент .....	188
4.2. Поддвиг преддугового литосферного блока в процессе коллизии дуга–континент .....	189
4.3. Инверсия субдукции в процессе коллизии дуга–континент .....	192
4.4. Закрытие окраинного моря в результате коллизии дуга–континент .....	195
4.5. Деформация окраин континентов и проблемы нефтеобразования .....	195
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>210</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>	<b>204</b>

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема развития зон перехода континент–океан рассматривается давно, однако, и в настоящее время она по-прежнему сохраняет свою актуальность. Такое внимание к окраинам континентов и, в частности, к восточным окраинам Азии вполне объяснимо. Регионы восточных окраин Азии характеризуются высокой плотностью населения и в то же время являются зонами высокой сейсмической опасности. Геодинамические исследования служат основой для прогнозных оценок сейсмической опасности. В прибрежных акваториях активных окраин расположены многочисленные нефтегазоносные структуры, с которыми связаны основные перспективы развития экономики большинства стран Азии. Такие важнейшие факторы нефте- и газобразования, как формирование антиклинальных структур, надвигов, развитие трансгрессивно-регрессивных циклов, сопровождающих этапы поднятий и опусканий на окраинах континентов, тесно связаны с динамикой взаимодействия плит вдоль конвергентных границ Азии. За последнее десятилетие накоплено большое количество новых данных о геологии и тектонической структуре континентальных окраин, о глубинном строении верхней мантии переходных зон континент–океан, о кинематике горизонтальных перемещений плит и вертикальных движений отдельных блоков вдоль конвергентных окраин континентов в кайнозой и в настоящее время.

Благодаря новейшим исследованиям, становится доступным изучение литосферы как единого физического объекта, развиваются представления о закономерностях распределения действующих сил и напряжений в литосферных плитах вдоль конвергентных границ. Проблема взаимосвязи развития поверхностных структур земной коры с глубинными процессами, протекающими в мантии и сопровождающими перемещения и деформации литосферных плит, особенно привлекает внимание геологов [Пушаровский и др., 1995; Пушаровский, 2000, 2001; Хаин, 2000]. Стало очевидным, что строение и развитие зон перехода континент–океан во многом определяется динамикой взаимодействия литосферных плит вдоль конвергентных окраин континентов. В таком подходе могут быть объединены и синтезированы результаты исследований самых разных направлений – тектоники, геодинамики, петрологии, геохимии, седиментологии, нефтегазовой геологии, металлогении.

Для зон перехода континент–океан в западной части Тихого океана типично проявление столкновения (коллизии) вулканических дуг с окраиной континента. Эти процессы оказали существенное воздействие на развитие окраин северо-восточной Азии в раннем кайнозойе, в структуре которой выделяются фрагменты аккрецированных островных дуг мезозойского и кайнозойского возраста (рис. 1). Процессы кол-





лизии вулканических дуг с континентальной окраиной характерны для позднекайнозойского и современного геодинамического развития юго-восточной Азии (см рис. 1).

Изучение процесса коллизии дуга–континент и его влияния на характер деформаций континентальной окраины явилось целью настоящего исследования. Объектами исследования были выбраны два региона, в которых автор проводила самостоятельные работы. Первый регион – орогенная область полуострова Камчатка – характеризуется тем, что в структуре аккреционного фундамента полуострова присутствуют структуры, сформированные в результате процесса коллизии дуга–континент в раннем кайнозое (см рис. 1). Преимуществом этого региона является то, что процесс коллизии здесь завершен в раннем кайнозое, и синколлизийные структуры, в том числе метаморфические массивы, выведены на поверхность. Второй регион охватывает орогенную область острова Тайвань и северный сегмент дуги Лусон в западной части Филиппинского моря (см. рис. 1). В настоящее время здесь происходит активный процесс коллизии дуги с окраиной Азии, что позволяет изучать современные деформации плит и их тектоническое выражение на поверхности вдоль конвергентной окраины Азии.

В работе автор использовала личные материалы, полученные при экспедиционных исследованиях на полуострове Камчатка (хребты Срединный, Валагинский, Тумрок, Кумроч, п-ов Озерной) и на о-ве Тайвань. В работе приведены экспериментальные данные автора, полученные в ходе совместных российско-французских исследований в лаборатории физического моделирования “Геосьянс Азюр” Университета Ницца-София Антиполис (Вальбонн, Франция) и в лаборатории Геофизики, Тектоники и Седиментологии (GTS) Университета Монтпелье 2 (Монтпелье, Франция). В работе использованы литературные материалы. Работа выполнялась в лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института РАН, в рамках утвержденной темы “Геодинамика коллизии дуга–континент: физическое моделирование и геологический анализ”.

В работе анализируется тектоническое строение полуострова Камчатки и острова Тайвань – северного сегмента дуги Лусон, и исследуется взаимосвязь развития геологических структур этих регионов с динамикой взаимодействия литосферных плит в мантии вдоль конвергентных границ переходной зоны континент–океан. Для изучения процессов деформаций литосферных плит в зоне коллизии дуга–континент был применен метод экспериментального физического моделирования. Этот метод позволяет изучать собственно механизм и динамику развития процесса коллизии дуга–континент, количественно тестируя физические и геометрические параметры, влияющие на характер деформаций плит. Для исследования особенностей деформаций осадочного слоя верхних частей земной коры в процессе коллизии дуга–континент был применен метод экспериментального моделирования на песчаной основе (sand-box modeling).

Для анализа современных деформаций плит вдоль конвергентных окраин в выбранных регионах автор провела работу по обобщению цифровых баз данных с применением станции Sun и PC-Linux1 и разработкой целевых программ в среде GMT3.6

Software. Автором были построены схемы батиметрии, распределения гравитационных аномалий, карты и профили распределения сейсмичности с проекцией фокальных механизмов землетрясений, использованные в работе.

В первой главе рассмотрено положение орогенной области Камчатки в структуре окраины Азии (раздел 1.1), обсуждается структурное положение Ачайваям-Валагинской дуги в северной части Камчатки и в Олюторском регионе (раздел 1.2) и детально анализируется тектоника аккреционного фундамента южной Камчатки (раздел 1.3). Вторая глава посвящена анализу данных экспериментального физического моделирования. В разделе 2.1 анализируются данные о деформации взаимодействующих литосферных плит в процессе коллизии дуга–континент. В разделе 2.2 рассматриваются деформации аккреционной призмы и преддугового бассейна в результате субдукции преддугового литосферного блока. В третьей главе анализируются геодинамические модели коллизии дуга–континент. В разделе 3.1 рассматривается модель коллизии дуга–континент на южной Камчатке и реконструкция эволюции северо-запада Пацифики в кайнозой. В разделе 3.2 анализируется тектоника и геодинамика зоны активной коллизии дуги Лусон с окраиной Азии. В четвертой главе обсуждаются геологические следствия геодинамических процессов взаимодействия литосферных плит вдоль конвергентной границы на разных этапах коллизии дуга–континент и рассматривается взаимосвязь деформации окраин континентов с проблемами нефтеобразования.

В работе впервые предложена и обоснована многоэтапная модель коллизии дуги с окраиной континента, разработанная на примере Камчатской орогенной области и региона острова Тайвань на основании анализа региональных геологических данных и результатов экспериментального физического моделирования. Методом экспериментального моделирования впервые обосновано явление деформации континентальной окраины на ранних этапах коллизии дуга–континент. Впервые показано структурное и вещественное выражение процесса подвига преддугового литосферного блока на последующих стадиях коллизии дуга–континент. Предлагается принципиально новая схема структурного развития окраины северо-восточной Азии в кайнозой и обосновывается сходство этой эволюции с современным геодинамическим развитием окраины юго-восточной Азии.

Полученные результаты по деформации континентальной окраины, аккреционной призмы и преддугового бассейна на разных этапах коллизии дуга–континент представляют интерес с точки зрения проблем нефтегазоносности активных окраин континентов. Разработанные схемы структурного развития орогенных областей Камчатки и острова Тайвань позволяют объяснять и прогнозировать процессы деформации континентальной коры окраины и ее осадочного чехла, которые являются определяющими для размещения очагов генерации углеводородов и зон их накопления в этих регионах. Предложенная многоэтапная модель коллизии дуга–континент может служить основанием для количественных оценок таких параметров, как скорость погружения материнских толщ, величины тепловых потоков и скорости прогревания пород, динамика изменения во времени и пространстве геотемпературных градиентов.

Сочетание методов геологического анализа и экспериментального физического моделирования, использованное в работе, является перспективным для объяснения наблюдаемых геологических явлений, помогая рассматривать их не разрозненно, а как различные стороны единого процесса.

Автор искренне признательна Ю.М. Пушаровскому, С.Д. Соколову, Н.А. Богданову, обсуждения с которыми оказали неоценимую помощь при написании работы. Я благодарна В.С. Буртману, М.А. Гончарову, В.И. Гречину, А.Л. Книпперу, Ю.Г. Леонову, Е.Н. Меланхолиной, А.С. Перфильеву, А.Я. Шараськину, М.Н. Шапиро и многим другим моим коллегам за советы и критические замечания, которые помогли существенно улучшить работу. Совместные полевые исследования с В.П. Зинкевичем, М.В. Лучицкой, Р.Г. Магакяном, А.В. Рихтером, Н.В. Цукановым оказали неоценимую помощь в выполнении настоящей работы. За поддержку, советы и плодотворное сотрудничество я глубоко признательна моим зарубежным друзьям и коллегам: С. Лаллеманду, Ж. Малавьёю, М. Пейрэ, А.И. Шеменда (Франция), Ж.-П. Бюргу (Швейцария), Ш.-Ю. Лю, Р.-К. Янгу (Тайвань), И.Н. Биндеману (США), А.В. Горбатову (Австралия), Д. Брауну (Испания). Я благодарна сотрудникам ГИН РАН И.Е. Стукаловой (методический кабинет ФЦП Интеграция) и В.Ю. Лаврушину (установка электронного микроскопа) за техническую помощь и поддержку.

Особую благодарность автор выражает НИЦ “Геосфера” и Г.М. Иванову за постоянную поддержку и финансирование исследований в России и за рубежом. Важную помощь в работе оказала моральная и финансовая поддержка дирекции ГИН РАН и директора института Ю.Г. Леонова. Выполнение работы было поддержано финансированием по проекту №316 “Сравнительный тектоно-геодинамический анализ коллизионных поясов п-ва Камчатки и о-ва Тайвань” 6-го конкурса-экспертизы 1999 года научных проектов молодых ученых РАН по фундаментальным и прикладным исследованиям.

---

---

## Глава 1

# ТЕКТОНИКА ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ КАМЧАТКИ

## 1.1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ РЕГИОНА

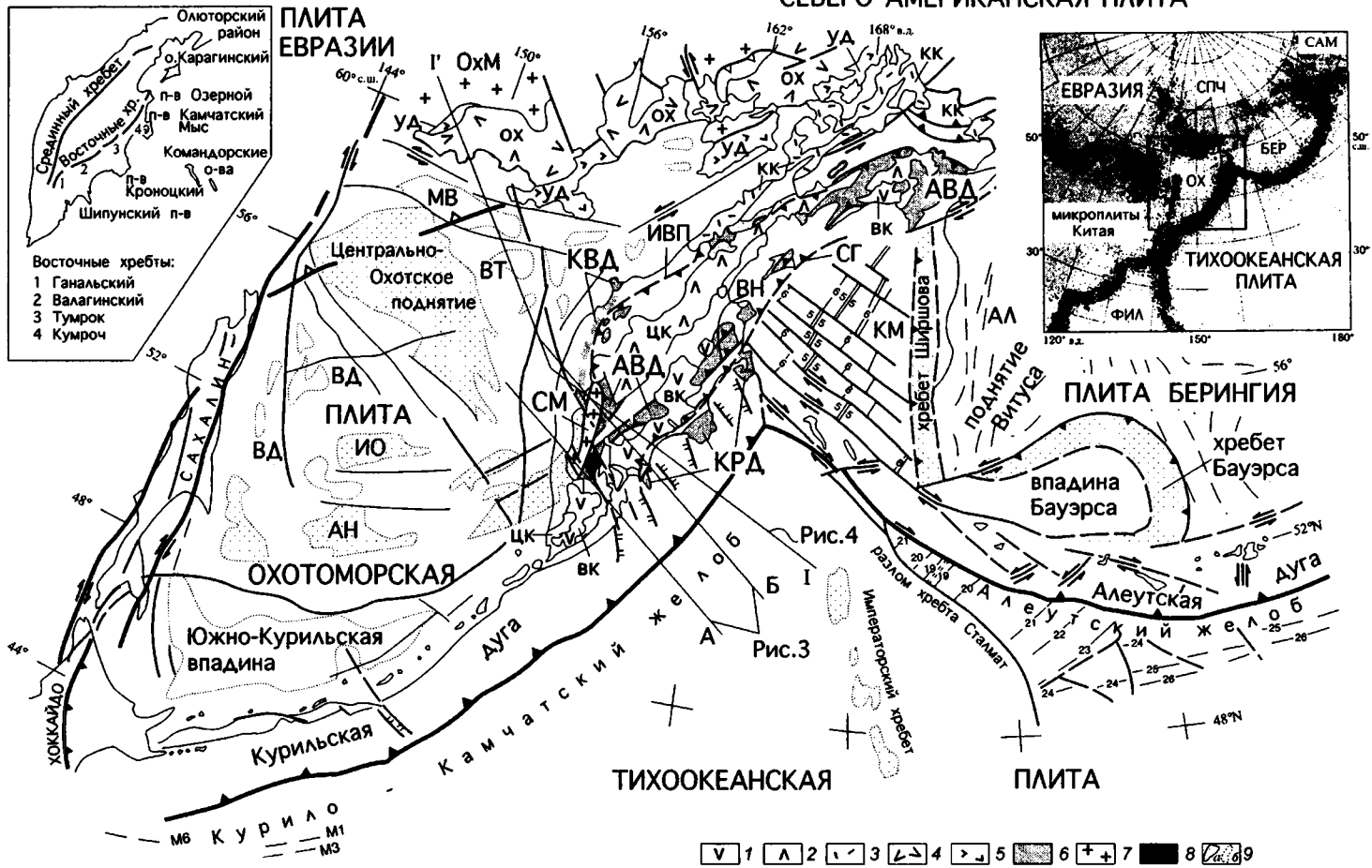
### 1.1.1. Положение орогенной области Камчатки в структуре окраины Азии

Орогенная область полуострова Камчатка расположена в зоне тройного сочленения крупных плит (рис. 2) – Евразии, Северной Америки и Тихого океана, и малых плит – Охотоморской и Берингоморской (Берингия) [Cook et al., 1986; DeMets, 1992; Ландер и др., 1994; Ландер, 2000; Maskey et al., 1997; Имаев и др., 1999; Богданов, 1998, 2000а].

История развития конвергентной границы между плитами Тихоокеанской области и плитой северо-восточной Азии включает этапы аккреции террейнов вулканических дуг, океанических плато и микроконтинентов, прибывающих к окраине из Тихого океана [Богданов и др., 1987; Меланхолина, 1988; Парфенов и др., 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996; Engebretson et al., 1985; Zonenshain et al., 1990; Nokleberg et al., 2001]. Вулкано-плутонические пояса Андийского типа развиваются последовательно во времени над разрастающейся к юго-востоку аккреционной континентальной окраиной (см. рис. 2). Охотско-Чукотский вулканический пояс маркировал мезозойскую активную окраину северо-восточной Азии в альб-кампанское время [Филатова, 1988]. В кайнозое три вулканических пояса сформировались над покровно-складчатым фундаментом Камчатского орогена, маркируя смещение вулканического фронта с северо-запада на юго-восток (см. рис. 2): Корякско-Камчатский (средний эоцен – олигоцен), Центрально-Камчатский (олигоцен – четвертичное время) и Восточно-Камчатский (плиоцен – настоящее время) [Шанцер и др., 1985; Филатова, 1988].

Активные вулканы **Восточной Камчатки** и **Курильской дуги** расположены над погружающейся к северо-западу сейсмофокальной зоной, маркирующей поверхность погружения Тихоокеанской плиты (см. рис. 2, врезка). Землетрясения вдоль зоны поддвига под Камчаткой прослеживаются до глубин 300–400 км, на самом юге полу-

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛИТА



острова – до 700 км (рис. 3). Мощность земной коры под осевой частью Камчатки составляет до 42 км на севере и до 44–46 км на юге (рис. 4) [Харахинов и др., 1996; Тектоническая..., 2000]. Согласно результатам сейсмических исследований [Levin et al., 2002; Brandon et al., 2001], в осевой части Камчатки кора имеет мощность (35–38 км) и скоростные характеристики ( $V_p < 7$  км/с) типичные для континентов, а в р-не Тигиля и Паланы мощность коры меньше (32–31 км) и раздел кора–мантия выражен более явно. В структуре верхней мантии под южной Камчаткой наблюдается высокоскоростная аномальная зона, соответствующая холодной литосфере Тихоокеанской плиты, погружающейся на северо-запад (рис. 5, см. также цветную вклейку) [Gorbatov et al., 1999a]. В структуре коры и верхней мантии южной Камчатки и прилегающей акватории вдоль Петропавловско-Малкинской зоны дислокаций прослеживается цепочка скоростных аномалий северо-западного простирания [Мороз, Гонтовая, 2001].

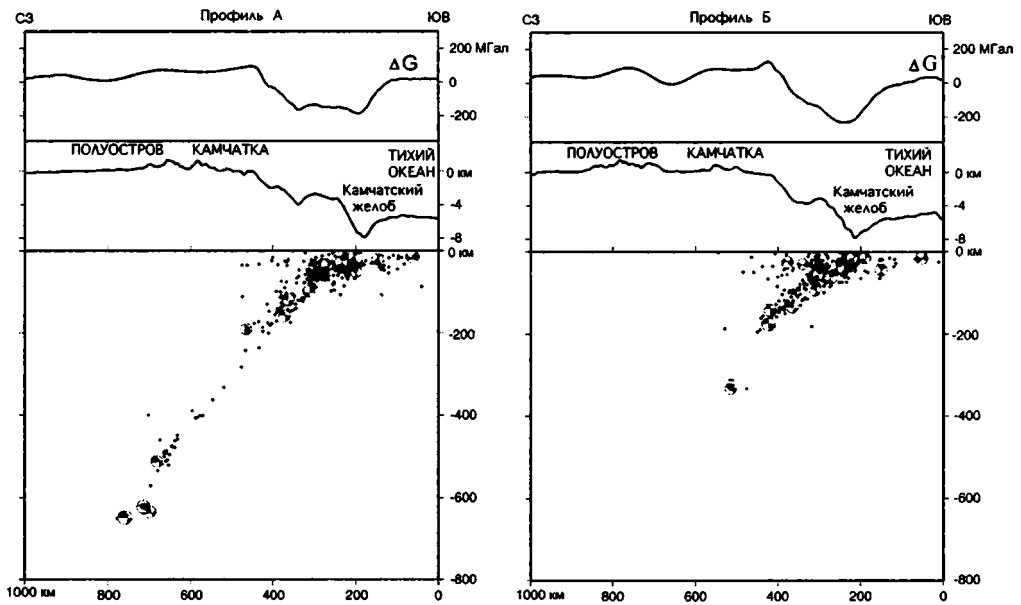
Регион **Охотского моря** между мезозойской активной окраиной северо-восточной Азии и Камчаткой подстилается литосферой Охотоморской плиты (см. рис. 2), которая включает блоки субконтинентальной и субокеанической структуры [Харахинов и др., 1996]. Охотоморская плита медленно движется на северо-запад относительно Евразии и северной Америки [Savostin et al., 1983; Cook et al., 1986; DeMets, 1992; Seno et al., 1996; Takahashi et al., 1999]. Томографические данные, полученные в последние годы [Bijwaard et al., 1998; Gorbatov et al., 1999b, 2000], позволили установить присутствие положительной аномалии распространения сейсмических волн под северной частью Охотского моря (см. рис. 5). Эта высокоскоростная аномалия погружается на северо-запад до глубины около 660 км и затем выполаживается вдоль поверхности мантийной неоднородности [Gorbatov et al., 1999b, 2000]. Эти результаты позволяют предполагать наличие субдуцированной части Охотоморской плиты под северной частью Охотского моря (см. рис. 4).

Положение северо-восточной границы Охотоморской плиты дискуссионно. В современной геодинамической обстановке положение этой границы часто проводят от сейсмического пояса Черского (Арктический пояс) через Камчатский полуос-

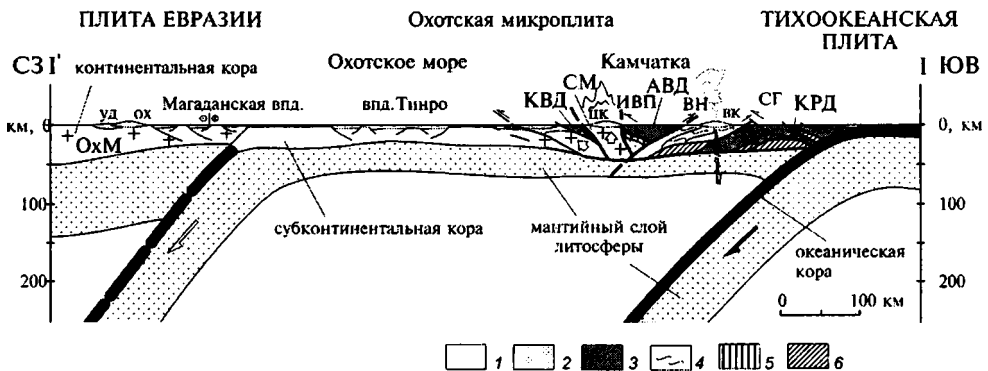
---

**Рис. 2.** Геодинамическое положение Камчатки в структуре северо-западной части Тихого океана. Составлена с использованием данных [Nokleberg et al., 1994; Харахинов, 1996]

1–5 – вулcano-плутонические пояса Андийского типа: 1 – Восточно-Камчатский (вк), 2 – Центрально-Камчатский (цк), 3 – Корякско-Камчатский (кк), 4 – Охотско-Чукотский (ох), 5 – Удско-Мургалский (уд); 6 – островодужные террейны; 7 – блоки с континентальной корой: ОхМ – Охотский, СМ – Срединный; 8 – Ганальский метаморфический блок; 9: а – подводные поднятия: ИО – Института Океанологии, АН – Академии Наук, б – впадины: МВ – Магаданская, ВТ – Тинро, ВД – Дерюгина; АЛ – Алеутская котловина, КМ – Командорская впадина; аккрецированные дуги: КВД – Квахонская, АВД – Ачайваям-Валагинская, КРД – Кроноцкая; ИВП – Ирунейско-Ватынский покров; ВН – Ветловский надвиг; СГ – сутура Гречишкина; на врезках: слева – расположение Срединного и Восточных хребтов Камчатки, справа – положение сейсмических поясов с мелкофокусными землетрясениями (<40 км), по: [Ландер, 2000]; плиты: ЕВРАЗИЯ – Евразийская, САМ – Северо-Американская, ФИЛ – Филиппинского моря, ОХ – Охотоморская, БЕР – Берингия; СПЧ – сейсмический пояс Черского; профили по линиям А и Б см. на рис. 3, по линии I–I' – на рис. 4



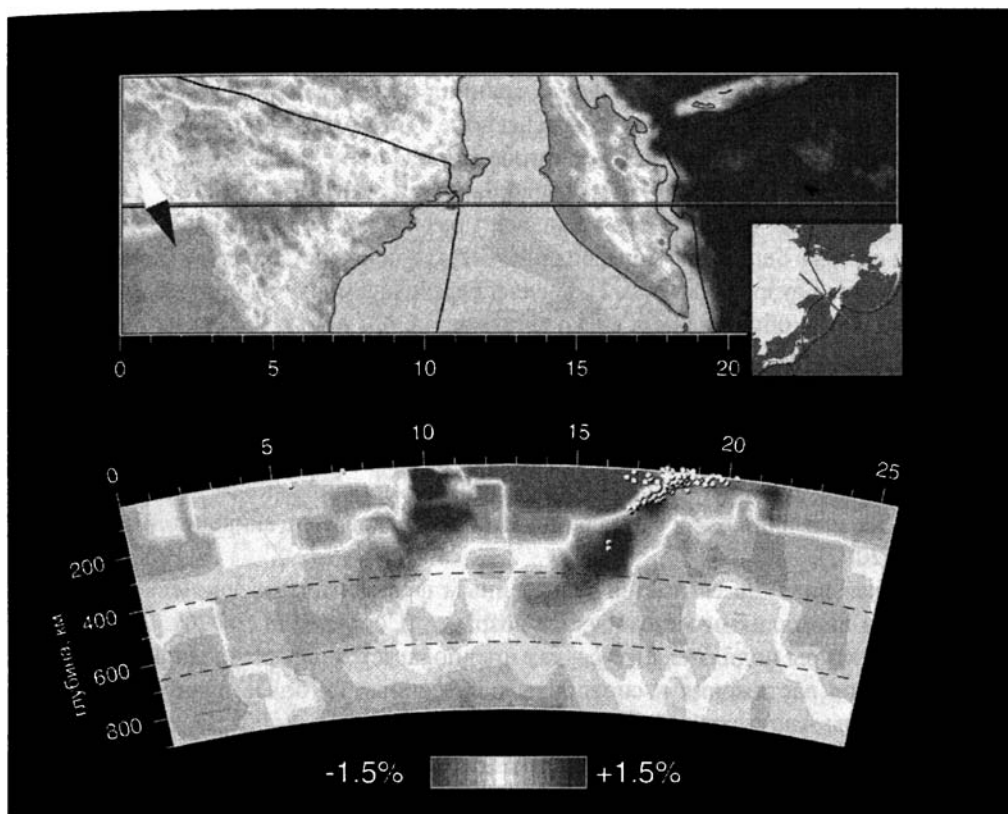
**Рис. 3.** Изменения рельефа, гравитационных аномалий в свободном воздухе и распределение очагов землетрясений с проекциями фокусных механизмов вдоль профилей через южную Камчатку. Положение профилей см. рис. 2. Использованы данные Harvard CMTS каталога и Sandwell TOPEX базы данных



**Рис. 4.** Интерпретационный профиль через северо-восточную часть Охотского моря и полуостров Камчатка, по: [Konstantinovskaja, 2001a]

1 – породы осадочного слоя Охотского моря; 2–6 – комплексы аккреционного фундамента Камчатки: 2 – меловые флишиодные толщи континентального происхождения западной Камчатки, 3 – комплексы островных дуг, Квахонской (КВД), Ачайваям-Валагинской (АВД), Кроноцкой (КРД), 4 – комплекс Ветловского океанического бассейна; 5, 6 – предполагаемые фрагменты океанической коры Ирунейского (5) и Ветловского (6) бассейнов. Остальные обозначения и положение профиля см. рис. 2; данные о мощности земной коры взяты из работ: [Журавлев, Антипов, 1993; Харахинов и др., 1996], положение Охотской микроплиты и Тихоокеанской плиты в верхней мантии показано по томографическим данным: [Gorbatov et al., 2000; Bijwaard et al., 1998]; черная и белая стрелки соответствуют зонам активной и неактивной субдукции





**Рис. 5.** Распределение скоростных аномалий в структуре верхней мантии через северо-восточную часть Охотского моря и Камчатку, по: [Vijwaard et al., 1998]; см. также цветную вклейку

Высокоскоростные аномалии, показанные темно-серыми и черным тонами, соответствуют положению в верхней мантии субдуцированных частей Охотской микроплиты и Тихоокеанской плиты

тров к зоне сочленения Курильского и Алеутского желобов [Cook et al., 1986; DeMets, 1992; Имаев и др., 1999]. Однако сейсмический пояс Черского не имеет прямого продолжения в северном Приохотье, где наблюдается широкая область рассеянной сейсмичности (см. рис. 2, врезка) [Ландер, 2000]. Существует точка зрения, согласно которой на востоке на Охотоморскую плиту надвинута Западно-Камчатская микроплита с корой континентального типа [Чехович, 1993; Богданов, 1998]. Однако в современном геодинамическом поле региона эта граница не является сейсмически активной (см. рис. 3).

**Плита Берингия** выделяется рядом исследователей [Ландер и др., 1994; Maskey et al., 1997; Имаев и др., 1999; Ландер, 2000]. Границы ее достаточно надежно прослеживаются по зонам проявления сейсмичности (см. рис. 2, врезка). Южная граница плиты совпадает с Алеутской зоной субдукции. Ее восточная граница связывается с зоной эпицентров землетрясений с магнитудой  $M \geq 2$ , которая протягивается от

Тихоокеанского побережья Аляски к северу и северо-западу в направлении п-ова Сьюард. Далее очаги землетрясений фиксируются в Беринговом проливе и прослеживаются на Чукотский п-ов. С запада граница плиты маркируется зоной слабых землетрясений в Анадырско-Корякском регионе через Анадырский залив, по Корякскому нагорью вдоль побережья Берингова моря к точке соединения сейсмоактивных зон Камчатки и Алеутских островов [Ландер и др., 1994].

Плита Берингия неоднородна и включает различные по строению коры и возрасту блоки: шельфа Берингова моря, впадин Алеутской, Командорской и Бауэрса, хребтов Ширшова и Бауэрса (см. рис. 2). Шельф Берингова моря обычно рассматривается как зона коллажа, образованная в результате аккреции в меловое время фрагментов пассивной метаморфизованной континентальной окраины, островных дуг и аллохтонных террейнов [Nokleberg et al., 1994]. Однако в последнее время на основании данных сейсмического профилирования и петрологических исследований предлагается, что наиболее важными событиями в регионе, сформировавшими современную среднюю и нижнюю кору шельфа Берингова моря, являются пост-аккреционные события, связанные с региональной магматической, а не аккреционной историей [Miller, 2001].

Алеутская впадина считается захваченным фрагментом океанической плиты с магнитными аномалиями мезозойского возраста [Cooper et al., 1976]. Раннекайнозойские структуры поднятия Витуса, как предполагается, сформировались в результате процессов растяжения и спрединга, наложенных на более древние океанические структуры Алеутской котловины [Cooper et al., 1992]. Хребет Бауэрса рассматривается как раннекайнозойская или меловая островная дуга, обращенная к северо-востоку, в тылу которой располагается впадина Бауэрса, вероятно, задугового происхождения [Cooper et al., 1992; Scholl et al., 1992]. Командорская впадина является молодой впадиной с корой океанского типа миоценового возраста (см. рис. 2), характеризуется высоким тепловым потоком. В ее западной части установлены элементы рифтовой зоны спрединга, а вдоль границы с подножием Корякского континентального склона прослеживается миоцен-плиоценовая зона палеосубдукции [Baranov et al., 1991].

### **1.1.2. Общие сведения о строении аккреционного фундамента Камчатки**

Покровно-складчатый фундамент Камчатской орогенной области включает три аккрецированных террейна энсиматических островных дуг и выступ метаморфического фундамента Западной Камчатки – Срединный массив (рис. 6). На западной Камчатке в структуре фундамента орогена выделяется юрско-раннемеловая Квахонская островная дуга [Бондаренко, 1992].

В Центральной и Восточной Камчатке фундамент сложен преимущественно фрагментами Ачайваям-Валагинской дуги<sup>1</sup> (поздний кампан – ранний палеоцен) (рис. 7) [Зинкевич и др., 1990; 1994; Константиновская и др., 1993; Шапиро, 1995]. Установ-

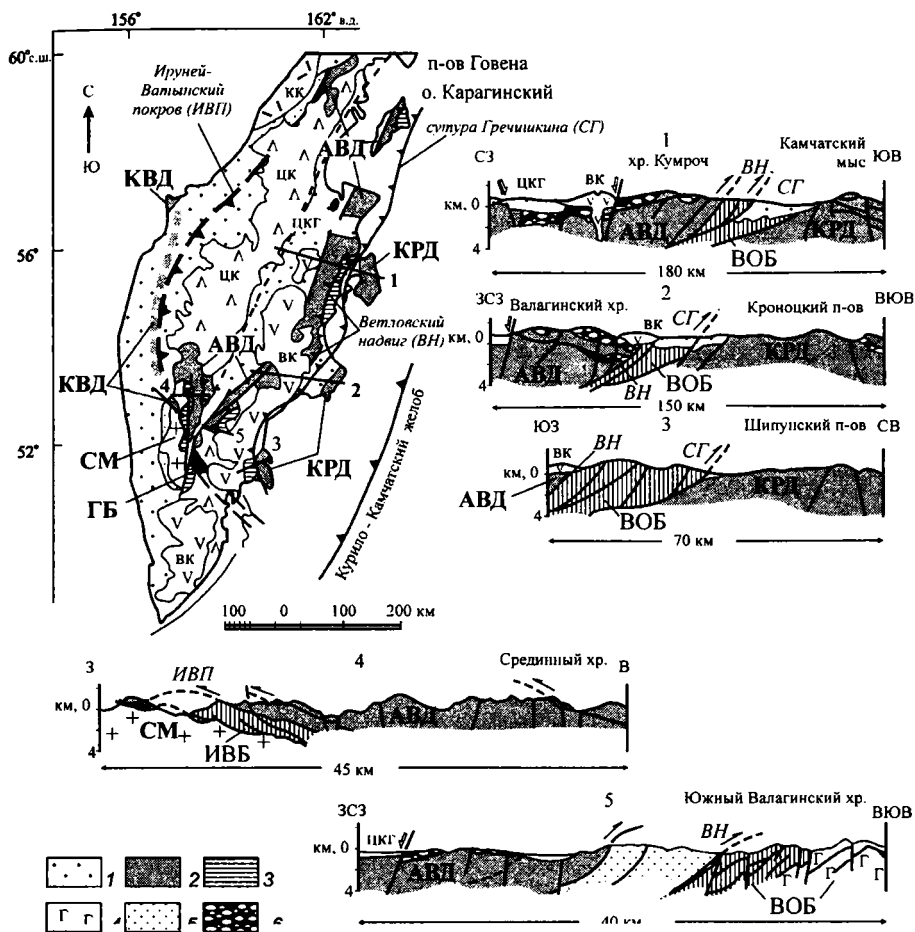


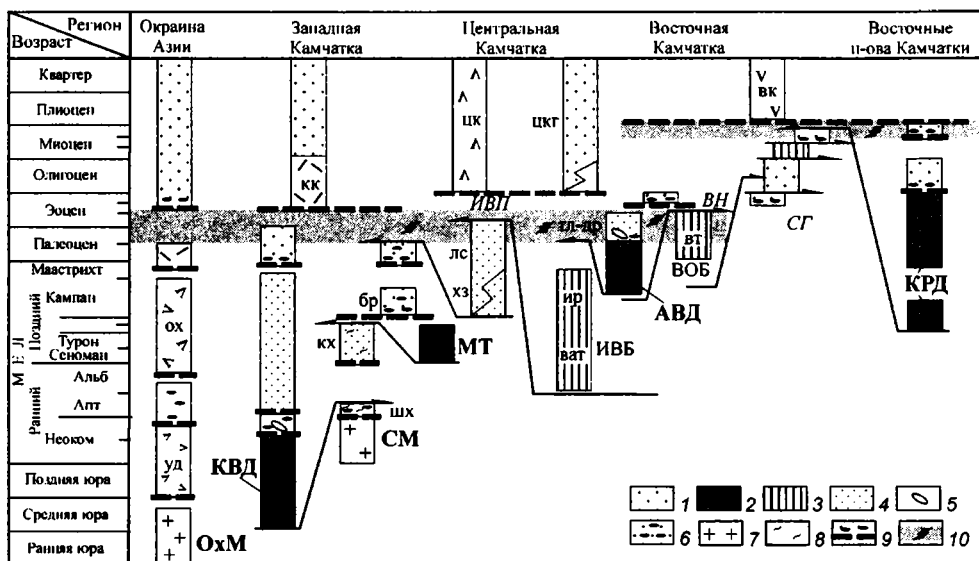
Рис. 6. Схема тектонического строения Камчатки

Составлена с использованием данных: [Зинкевич, Цуканов, 1992б; Зинкевич и др., 1994]

1 – кайнозойские осадочные толщи Западной Камчатки и Тюшевского прогиба; 2 – островодужные комплексы Ачайваям-Валагинской (АВД) и Кроноцкой дуг (КРД); 3 – комплексы окраинных морей: Ирунейско-Ватынского (ИВБ) и Ветловского (ВОб) бассейнов; 4 – диабазовая толща ветловского комплекса; 5 – флишиоидные толщи континентального происхождения; 6 – образования тектонического серпентинитового меланжа. Остальные обозначения см. рис. 2; горизонтальная штриховка на карте соответствует вертикальной на разрезах

лено, что комплексы дуги шарьированы в северо-западном направлении на окраину Азии вдоль Ирунейско-Ватынского надвига, структуры которого прослеживаются почти на 1000 км вдоль Камчатки и Олюторского региона [Шапиرو, 1995]. Возраст

<sup>1</sup> Ачайваям-Валагинская дуга – это композитный террейн, вероятно включающий в себя несколько островных дуг близкого возраста: Озерновско-Валагинскую дугу в пределах Камчатки [Зинкевич и др., 1990, 1994] и дуги Олюторского региона [Богданов и др., 1990].



**Рис. 7.** Корреляционная схема временных соотношений этапов формирования структурно-вещественных комплексов и основных тектонических событий в конце мезозоя – кайнозое для Камчатки, с изменениями, по: [Konstantinovskaia, 2001]

1 – кайнозойские осадочные толщи континентальных и/или мелководно-морских обломочных осадочных пород; 2 – островодужные комплексы Ачайваям-Валагинской (АВД), Кроноцкой (КРД) и Квахонской (КВД) дуг; 3 – комплексы окраинного моря: ирунейской свиты (ир), ватынской серии (ват) Ирунейско-Ватынского (ИВБ) бассейна и ветловский комплекс (вт) Ветловского (ВОБ) бассейна; 4 – флишиодные толщи континентального происхождения кихчикской (кх), хозгонской (хз), лесновской (лс), тальниковской (тл) и дроздовской (др) свит; 5 – хаотические и олистостромовые образования; 6 – континентальные грубообломочные терригенные толщи с конгломератовыми горизонтами шихтинской (шх) и барабской (бр) свит; 7 – блоки континентальной коры Охотского (ОхМ) и Срединного (СМ) массивов; 8 – метаморфизованные образования; 9 – главные несогласные стратиграфические контакты и базальные конгломераты; 10 – этапы аккреции. МТ – Малкинский террейн. Остальные обозначения см. рис. 2, 6

тектонических движений вдоль надвига омолаживается с юга на север, что предполагает проградацию коллизии дуги с континентальной окраиной в северном направлении. На восточных полуостровах Камчатки вскрыты реликты Кроноцкой дуги (коньяк – ранний кампан / поздний маастрихт – эоцен) [Разницын и др., 1985; Шапиро, 1995; Хубуная, 1987].

Комплексы Ачайваям-Валагинской и Кроноцкой дуг Камчатского орогена сложены преимущественно вулканическими, вулканогенно-осадочными и кремнистыми образованиями [Хубуная, 1987; Константиновская и др., 1993]. Среди лав в составе этих комплексов преобладают базальты и андезиты, в отдельных регионах распространены также пикриты и дациты. Вулканические серии, как правило, сильно дифференцированы, среди них выделяются различные серии островодужного ряда (толеитовая, известково-щелочная, субщелочная, щелочная) в разной степени распростра-

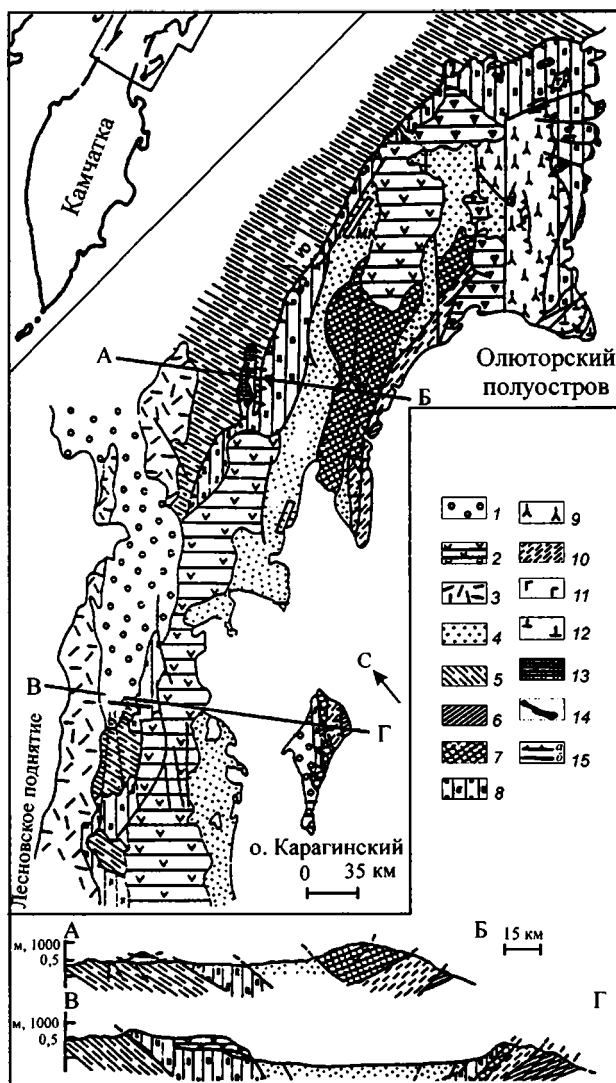
ненные в составе комплексов фундамента Камчатки [Хубуная, 1987; Константиновская, 1992; Магакян и др., 1993; Каменецкий и др., 1993; Сколотнев и др., 2001]. Породы комплексов Ачайваям-Валагинской и Кроноцкой дуг не обнаруживают признаков участия вещества континентальной коры в формировании породообразующих расплавов [Хубуная, 1987; Магакян и др., 1993; Каменецкий и др., 1993]. Палеомагнитные данные о первичном палеоширотном положении дуг позволяют предположить, что дуги сформировались в северо-западной части Тихого океана, к юго-востоку от их современного положения [Vazhenov et al., 1992; Коваленко, 1990, 1992, 1993, 2000; Шапиро и др., 1997; Pechersky et al., 1997; Левашова, 1999; Levachova et al., 1997, 1998, 2000]. Были предложены различные сценарии миграции дуг на северо-запад в направлении континентальной окраины Азии в кайнозойе [Worrall, 1991; Зинкевич, Цуканов, 1992а; Соколов, 1992; Geist et al., 1994; Шапиро, 1995; Шапиро и др., 1997; Левашова, 1999; Levashova et al., 2000; Коваленко, 2000; Nokleberg et al., 2001 и др.]. Однако, один вопрос, представляющийся принципиальным с точки зрения палео-геодинамических реконструкций, не обсуждался до настоящего времени, а именно: как развивалась тектоническая аккреция (или коллизия) вулканических дуг с континентальной окраиной Азии и каков ее механизм?

В настоящей главе предлагается рассмотреть тектонические структуры, сформированные в результате коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии. Этот террейн, длина которого составляет около 1000 км, несомненно, играл заметную роль в кайнозойской эволюции северо-западной Пацифики. Тектонические структуры, сформированные в ходе коллизии дуга–континент, в том числе и те, что были образованы на нижних коровых уровнях, выведены на поверхность, что позволяет судить о геодинамических процессах, сопровождавших коллизию. Хотя процесс коллизии проявился в раннем кайнозойе, синколлизийные структуры не были заметно изменены в более позднее время. Особый интерес представляют данные о деформации континентальной окраины в процессе коллизии дуга–континент, свидетельства которых обнаруживаются в структурах западной части южной Камчатки. В связи с этим в данной работе основное внимание уделено коллизийным структурам южной части Камчатки.

## **1.2. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АЧАЙВАЯМ-ВАЛАГИНСКОЙ ДУГИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВА И В ОЛЮТОРСКОМ РЕГИОНЕ**

### **1.2.1. Западное ограничение Ачайваям-Валагинской дуги**

На севере Камчатки и в Олюторском регионе комплексы Ачайваям-Валагинской дуги образуют покровы северной и северо-западной вергентности вдоль Лесновско-Ватынского надвига (рис. 8). Относительным автохтоном покровов являются кампан-эоценовые терригенные флишоидные толщи вулканомиктового и кварц-полевош-



**Рис. 8.** Схема геологического строения Олюторского региона и северной Камчатки, по: [Богданов и др., 1990]

1 – впадины и депрессии, выполненные олигоцен-четвертичными отложениями; 2 – Апукско-Вывенский вулканический пояс ( $N_2-Q_1$ ); 3 – Западно-Корякско-Камчатский вулканический пояс (Pg); 4, 5 – флишодные комплексы: 4 – Ильино-Пахачинской зоны ( $Pg-N_1^1$ ); 5 – Укляятской зоны (K-Pg); 6 – осадочный меланж о. Карагинский и Олюторского хребта (Pg); 7–9 – островодужные комплексы: 7 – вулканитов Карагинско-Говенской (Pg), 8 – кремнисто-вулканогенный Вывенско-Ватынской и Карагинско-Говенской зон (K); 9 – вулканогенно-обломочный Олюторского хребта ( $K_2$ ); 10 – комплекс глубоководных отложений Карагинско-Говенской зоны ( $K_2-Pg_3$ ); 11, 12 – толеитовые базальты: 11 – окраинноморского типа (K), 12 – субщелочные океанических поднятий (K); 13 – дунит-пироксенит-габбровый комплекс; 14 – офиолитовый меланж; 15 – разломы: а – надвиги, б – недифференцированные

патового состава *лесновской* и *укляятской* серий [Соловьев и др., 2001а]. Возраст флишоидных серий определяется в настоящее время весьма точно методом трекового датирования. Наиболее молодая популяция цирконов определяет нижний предел осадконакопления флиша и распределена в интервале от 88 до 43,7 млн. лет [Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001б]. Аргиллиты лесновской серии на севере Камчатки содержат палеоцен-среднеэоценовые комплексы нанопланктона [Федорчук, Извеков, 1992; Шапиرو и др., 2000].

Образования автохтона деформированы в изоклинальные складки, нарушены многочисленными тектоническими срывами. Установлено [Соловьев и др., 2001а], что складки в верхнепалеоцен-среднеэоценовых породах автохтона вблизи фронта Лесновско-Ватынского надвига имеют вергентность, которая совпадает с направлением тектонических движений по этому надвигу – в северо-западном направлении на юге региона и в северном направлении в северной его части (рис. 9). В то же время, на некотором расстоянии от фронта покрова, верхнемеловые-нижнепалеоценовые породы автохтона деформированы в складки с противоположной, южной и юго-восточной вергентностью. Как следует из карты (см. рис. 9), верхнемеловой-нижнепалеоценовый и верхнепалеоцен-среднеэоценовый комплексы автохтона слагают различные структурные комплексы.

На Камчатском перешейке и в западной части Олюторского региона под деформированными толщами автохтона предполагается существование континентального субстрата [Богданов, Кепежинскас, 1988; Кепежинскас, 1990; Богданов и др., 1990]. В устье р. Вывенка в плиоцен-четвертичных лавах содержатся ксенолиты пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, реже амфиболиты и анатектические биотитовые гранитоиды [Богданов, Кепежинскас, 1988; Кепежинскас, 1990]. Гранулитовые ксенолиты из низовьев р. Вывенки близки к метаморфическим породам Омолонского, Тайгоносского, Охотского массивов, Срединно-Камчатского и Ганальского хребтов по составу слагающих их минеральных ассоциаций и условиям образования [Богданов, Кепежинскас, 1988; Кепежинскас, 1990].

Аллохтон представлен кремнисто-вулканогенными океаническими образованиями *ватынской* серии альб-кампанского возраста и стратиграфически надстраиваемыми их островодужными толщами *ачайваямской* свиты маастрихт-палеоценового возраста [Вишневская, 1990; Астраханцев, 1996]. Океанические и островодужные комплексы образуют сложно дислоцированные пакеты тектонических покровов (рис. 10). В составе ватынской серии выделяется несколько разрезов океанического типа, в которых преобладают кремнистые, кремнисто-терригенные или вулканогенные породы, сходные с базальтами срединно-океанических хребтов (БСОХ) и подводных гор [Казимиров и др., 1987; Крылов и др., 1989; Астраханцев, 1996].

Островодужные образования ачайваямской свиты согласно надстраивают океанические разрезы ватынской серии. В их составе выделяются вулканогенные и вулканогенно-осадочные типы разрезов с преобладанием соответственно мощных пачек лав и агломератов или пачек туфоконгломератов, туфопесчаников и слоистых туфоалевролитов. Островодужные комплексы смяты в сложные складки нескольких генераций [Астраханцев, 1996].

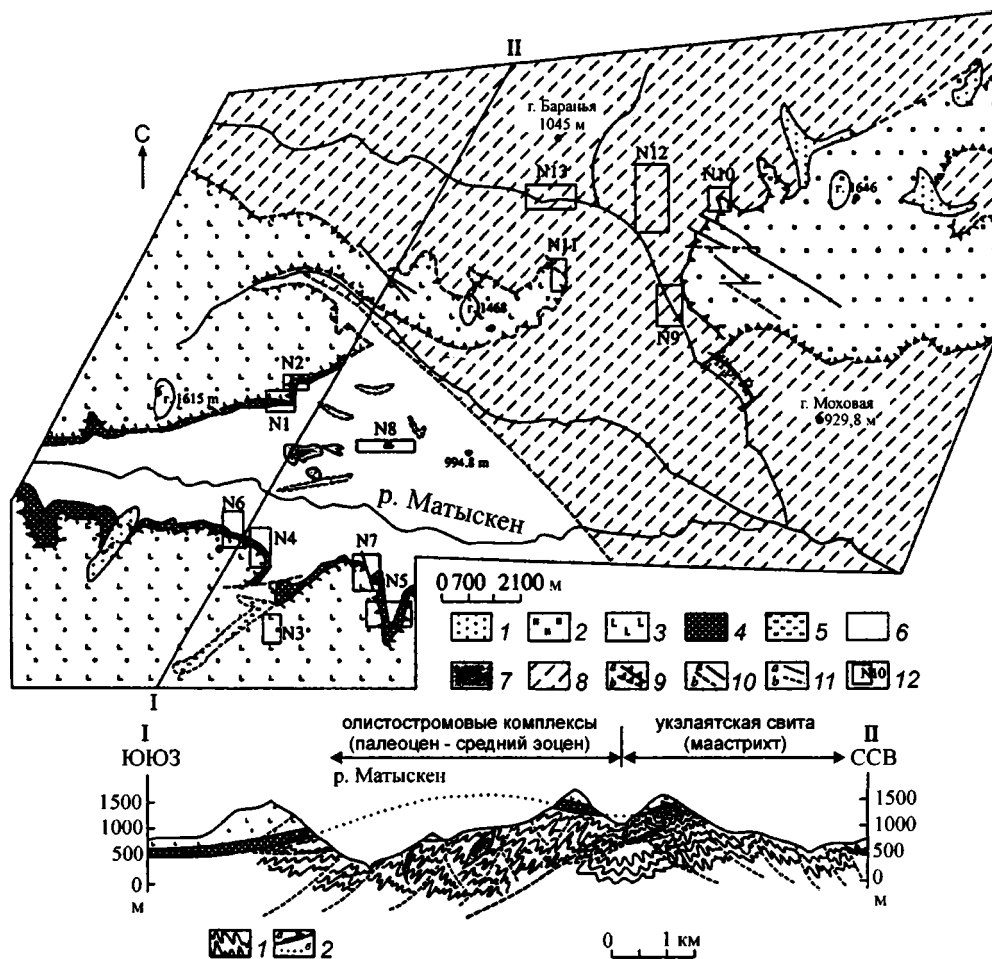


Рис. 9. Геологическая схема района р. Матыскен и профиль по линии I-II, по: [Соловьев и др., 2001a]

1 – четвертичные породы; 2, 3 – вулканогенно-кремнистые образования (кампан–маастрихт): 2 – кремни и яшмы, 3 – афировые пиллоу-лавы, кремни и яшмы; 4 – зона Лесновско-Ватынского надвига; 5 – дунит-верлит-клинопироксенитовые блоки (мел–(?)); 6 – олистодромовые комплексы (палеоцен – средний эоцен); 7 – базальтоидные блоки; 8 – уклаятский флиш (маастрихт); 9 – надвиги: а – достоверные, б – дешифрированные с аэрофотоснимков; 10 – крутопадающие разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 11 – стратиграфические контакты: а – достоверные, б – предполагаемые; 12 – места проведения детальных структурных работ. На профиле: 1 – складки в автохтоне; 2 – надвиги: а – достоверные, б – предполагаемые эродированные поверхности надвигов

Перекрывание пород автохтона аллохтонными комплексами по Лесновскому надвигу оценивается в 40–100 км [Шапиро и др., 2000]. Надвигообразование аллохтонных комплексов в северо-западном направлении сопровождалось местами лево-сдви-



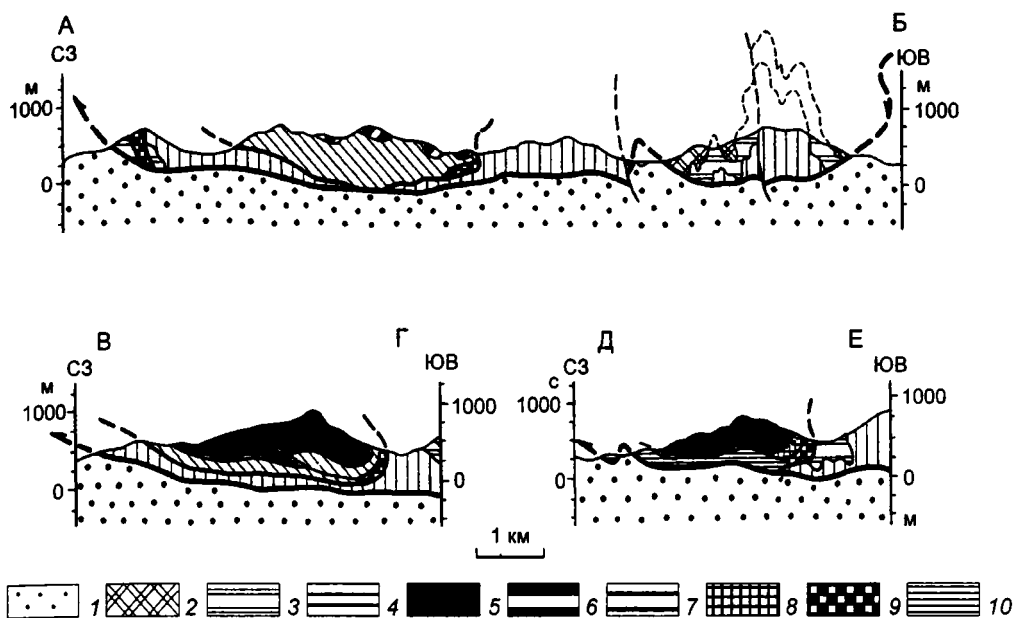


Рис. 10. Структурное положение комплексов Гальмознанского массива, по: [Астраханцев и др., 1991], с упрощениями

1 – автохтон, туфотерригенные породы корякской серии ( $K_2$ –Pg); 2–10 – аллохтон: 2–4 – ватынская серия (сантон–кампан): 2 – базальты с линзами радтоляритов, 3 – радиолариты и глинистые яшмы, 4 – туфосилициты, кремнистые турбидиты с обломками *Inoceramus cf. Shmidtii*, серые грубослоистые кремни; 5–9 – Гальмознанский массив: 5 – дуниты, 6 – верлиты, 7 – оливинные клинопироксениты, 8 – плагиоклазовые пироксениты, 9 – габбро-монзониты; 10 – серпентинитовый меланж

говыми смещениями [Соловьев и др., 2001a]. Складчатая структура автохтона срезается сместителем Лесновского надвига. Деформации аллохтона, сопряженные с зеленосланцевым метаморфизмом, предшествуют образованию основного сместителя и также им срезаются. Смещения по основной поверхности надвига не всегда совпадают по направлению с деформациями в автохтоне и аллохтоне [Соловьев и др., 2001a; Шапиро и др., 2000].

*Базит-гипербазитовые массивы* в структуре Олюторского региона локализируются в тектонических покровах с океаническими образованиями ватынской серии (рис. 11) и прорывают океанические и нижнюю часть островодужных толщ [Астраханцев и др., 1991; Батанова, Астраханцев, 1992; Астраханцев, 1996]. Массивы находятся в аллохтонном залегании и слагают ядра, замковые части складок, образованных при шарьировании аллохтона (см. рис. 10). Массивы рассматриваются как фрагменты промежуточных магматических камер, в которых происходила частичная дифференциация расплавов, давших начало лавам островодужной ачайваямской сви-

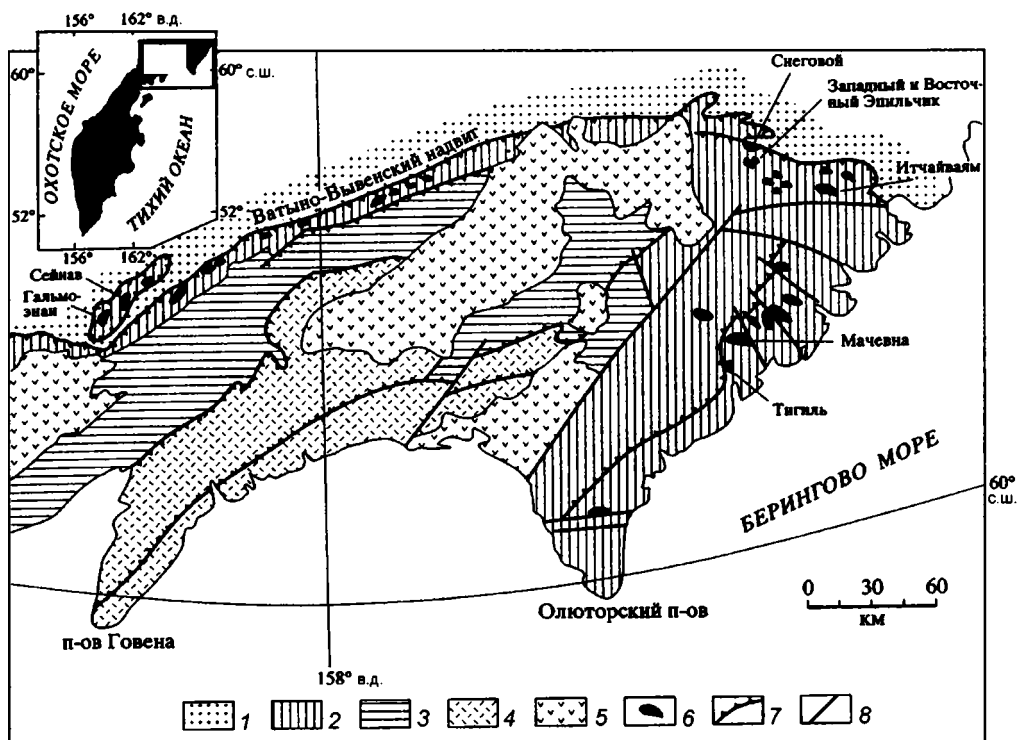


Рис. 11. Местоположение массивов ультрамафит-мафитового комплекса, по: [Леднева и др., 2000]

1 – флишевые толщи Укэляятского прогиба (верхний мел – палеоген); 2 – кремнисто-вулканические и вулканоогенно-осадочные комплексы фронтальной зоны и Олюторского хребта (альб–маастрихт); 3 – терригенные толщи Ильпинско-Пахачинской зоны (палеоген–неоген); 4 – вулканоогенно-терригенные толщи Говено-Карагинской зоны (палеоген); 5 – вулканоогенный комплекс Апукско-Вывенского пояса (неоген–плейстоцен); 6 – массивы ультрамафит-мафитового комплекса; 7 – надвиги; 8 – прочие разломы

ты [Батанова, Астраханцев, 1992]. Впоследствии базит-гипербазитовые массивы претерпели два этапа деформаций: при выведении массивов в верхние части коры в раннем–среднем палеоцене и при формировании покровных пластин при шарьировании островодужного аллохтона на флишеидные толщи окраины в среднем эоцене [Астраханцев, 1996; Леднева и др., 2000].

Покровные структуры Лесновского надвига на севере Камчатки перекрыты с угловым несогласием вулканоогенными образованиями кинкильской свиты, содержащими флору и моллюсков верхнего эоцена [Шанцер и др., 1985]. Возраст биотита (K-Ar) из риолитов в основании кинкильской свиты  $46,0 \pm 1,3$  млн. лет, что соответствует среднему эоцену [Шапиро и др., 2000]. Лесновский надвиг прорывается Шаманкинским массивом среднеэоценовых гранодиоритов, биотит из которых датиро-

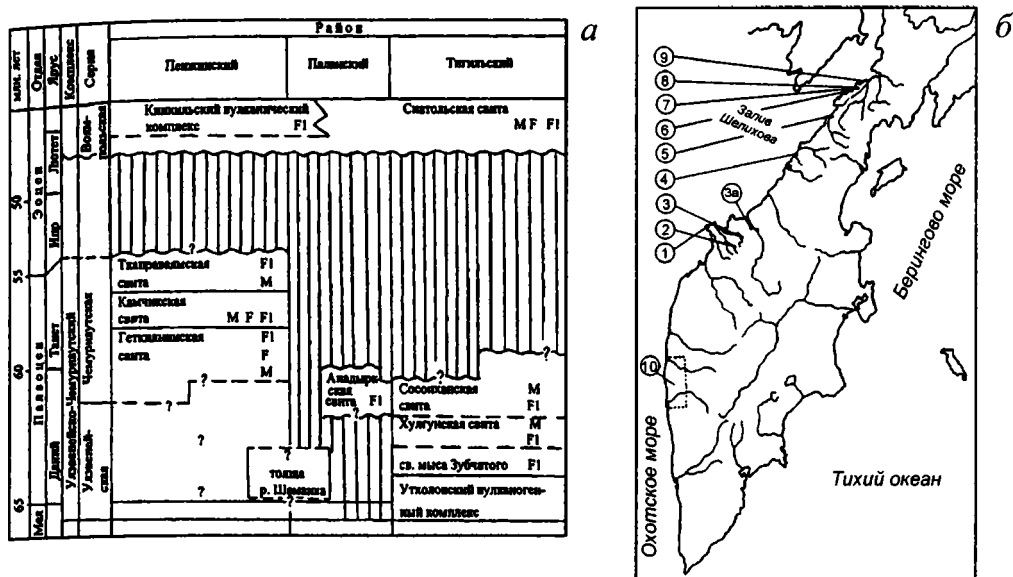


Рис. 12. Положение свит нижнего палеогена в различных районах Западной Камчатки (а) и схема географического расположения разрезов (б), по: [Гладенков и др., 1997]

а: М – моллюски, F – фораминиферы, F1 – флора; б: 1 – Утхолокский полуостров, 2 – разрезы по р. Ковачина, 3 – разрезы по р. Снатол, 3а – Тигильский угольный карьер, 4 – разрезы в устье р. Анадырка, 5 – разрезы в устье р. Шаманка, 6 – разрез бухты Тануингинан, 7 – разрезы от мыса Геткиллин до мыса Ребро, 8 – разрезы по р. Эвравая, 9 – разрезы бухты Чемурнаут, 10 – район бурения параметрических скважин

ван  $47 \pm 1,3$  млн. лет (K-Ar), а роговая обманка –  $44,0 \pm 2,5$  млн. лет (K-Ar) [Шапино и др., 2000]. Принимая во внимание эти данные и то, что накопление флишевых отложений автохтона, видимо, закончилось после 43 млн. лет, становление Лесновско-Ватынского покрова произошло меньше, чем за 1 млн. лет в *среднелютетское время* (ранние этапы среднего эоцена) [Brandon et al., 1998; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001а, б].

Для северной части Западной Камчатки (рис. 12) характерно весьма ограниченное распространение пород палеоценового возраста, на которых с угловым несогласием и размывом залегают осадочные толщи снатольской свиты и вулканогенно-осадочные толщи кинкильской свиты *среднего эоцена (середина лютета)* (см. рис. 12а) [Гладенков и др., 1997]. Среди раннепалеогеновых толщ описаны вулканиты, которые образуют разобщенные ареалы преимущественно по побережью Охотского моря и залива Шелихова [Шанцер, Федоров, 1997]. Соотношения *раннепалеогеновых вулканитов* с подстилающими меловыми образованиями не всегда установлены, а перекрывающие толщи местами отсутствуют, что затрудняет точную стратиграфическую привязку вулканитов, основанную нередко только на изотопных, иногда противоречивых, данных.

Наземные вулканыты *утхолокского комплекса* (см. рис. 12б) имеют К-Аг изотопный возраст  $47,5 \pm 0,4$ ,  $47,0 \pm 0,7$ ,  $46,6 \pm 2,1$ ,  $45,2 \pm 2$  млн. лет, соответствующий *средне-му эоцену* [Багдасарян и др., 1991], а по данным [Гладенков и др., 1997] в этих породах были сделаны К-Аг определения от  $64 \pm 4$  до  $56 \pm 4$  млн. лет (*палеоцен*). По данным [Челебаева, Шанцер, 1988] эти вулканыты перекрыты согласно терригенной свитой мыса Зубчатого с флорой раннего палеоцена и были отнесены к *маастрихту – началу дания* (см. рис. 12а). Вулканыты *мыса Хайрюзово* датированы К-Аг методом  $63 \pm 4$  и  $56 \pm 5$  млн. лет и субвулканические тела липаритов и андезитов –  $53 \pm 4$ ,  $67 \pm 4$ ,  $56 \pm 4$  и  $66 \pm 4$  млн. лет [Гладенков и др., 1997], что соответствует *палеоцену – началу раннего эоцена*.

Вулканыты (дациты) *Кахтанинского мыса* (восточное побережье залива Шелехова) резко несогласно перекрываются прибрежно-морскими фациями снатольской свиты среднего эоцена и имеют К-Аг изотопный возраст  $49 \pm 1,9$  млн. лет раннего эоцена [Багдасарян и др., 1991].

Терригенные породы нижней части *анадырской свиты* (восточное побережье залива Шелехова) с разрывом и конгломератами в основании перекрывают меловые образования вблизи устья р. Анадырка (см. рис. 12). Анализ ископаемых флористических комплексов позволяет отнести анадырскую свиту ко второй половине дания – низам танета [Гладенков и др., 1997]. *Игнимбриты* верхней части анадырской свиты несогласно перекрываются эоценовыми вулканытами кинкильского вулкано-генного комплекса и имеют К-Аг изотопный возраст  $53 \pm 1,4$  млн. лет *раннего эоцена* [Багдасарян и др., 1991]. Вулканыты *кинкильской свиты* имеют К-Аг изотопный возраст  $37,4 \pm 0,6$ ,  $43,5 \pm 4,7$ ,  $41,3 \pm 1,3$ ,  $46,5 \pm 0,3$ ,  $46,3 \pm 1,6$  млн. лет, средний–поздний эоцен [Багдасарян и др., 1991].

Раннепалеогеновые вулканыты Западной Камчатки относятся к известково-щелочной серии и сходны с лавами активных континентальных окраин и островных дуг на зрелой континентальной коре [Шанцер, Федоров, 1997]. Проявления раннемелового вулканизма в регионе связывают с образованием системы рифтов или грабенов окраинно-континентальной ассоциации [Шанцер, Гладенков, 1997]. Интересно, что формирование маастрихт-среднеэоценовых вулканытов Пенжинско-Анадырско-Корякского региона, представленных слабо дифференцированными базальтоидами, также связывают с обстановками растяжения на окраине континента [Федоров, Филатова, 1999], с надсубдукционными вулканическими поясами.

### 1.2.2. Восточное ограничение Ачайваям-Валагинской дуги

Структуры Ачайваям-Валагинской дуги ограничены с востока системой надвигов юго-восточной вергентности, которые протягиваются вдоль простирания дуги от Шипунского полуострова на юге, через Восточные хребты, до полуострова Говена на севере и объединены в *Ветловский надвиг* (см. рис. 6). Вдоль этого надвига, кампан-датские комплексы дуги надвинуты на образования ветловского комплекса [Зин-

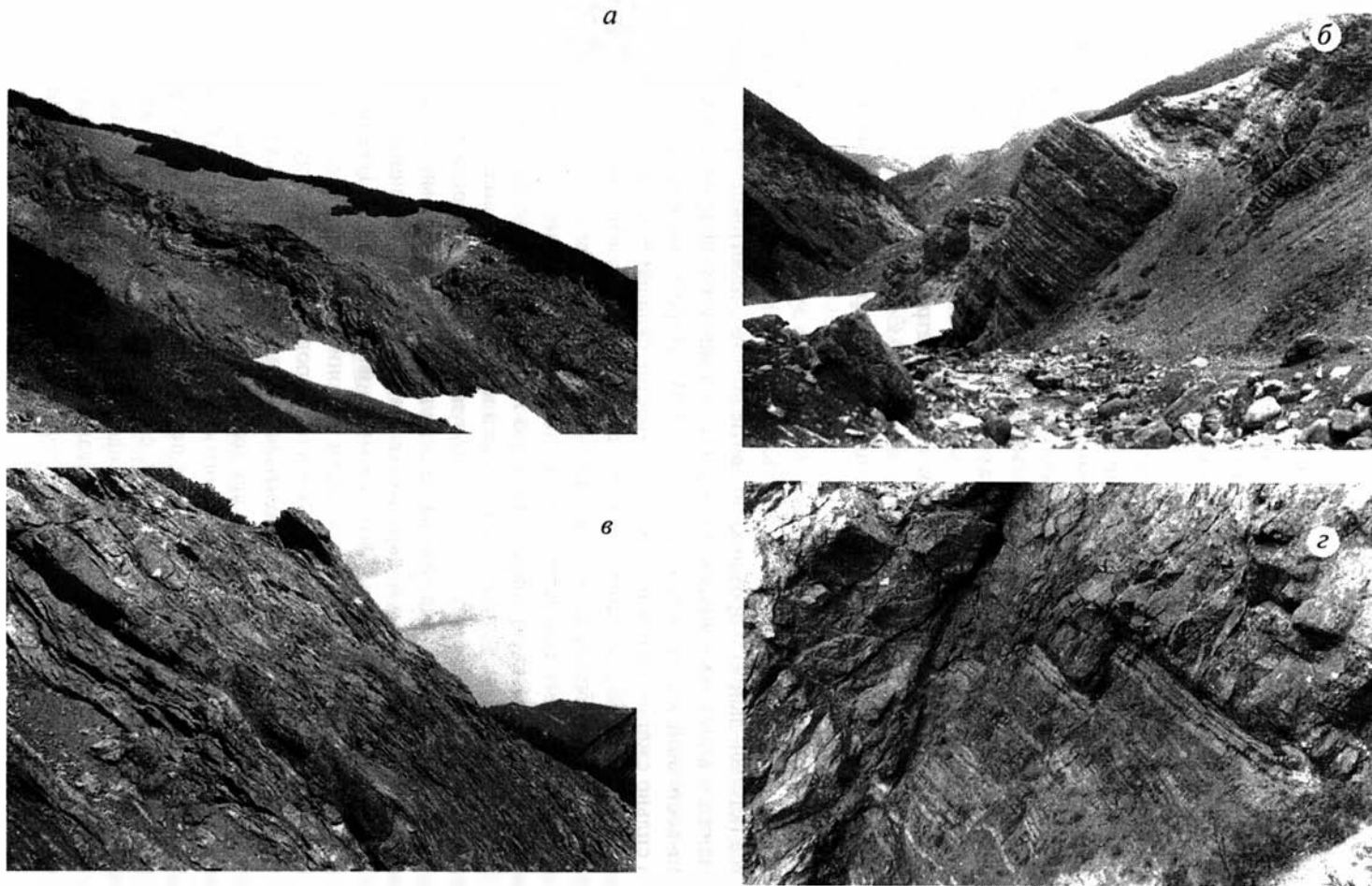
кевич, Цуканов, 1992б]. На большей части Камчатки края дуги разделены Централь-но-Камчатским грабеном, раскрытие которого, как считается, происходило прогрессивно с севера на юг с олигоцена до миоцена [Зинкевич, 1993].

Комплексы Ачайваям-Валагинской дуги вдоль ее восточного обрамления слагают висячее крыло Ветловского надвига (см. рис. 6). Они сложены верхнемеловыми-нижнепалеогеновыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями (см. рис. 7), для которых характерно фациально невыдержанное строение с преобладанием в разрезе лав и грубообломочных туфов или слоистых кремнисто-туфогенных пород (рис. 13а-в) [Константиновская и др., 1993]. В разрезах п-ова Озерной выделяются фации тонкослоистых кремнистых пород, в которые внедрены тела диабазов (Рис. 13г). Возраст островодужных толщ определен на основании изучения микрофауны радиолярий, выделенной из кремнистых пород разрезов [Цуканов, 1991; Константиновская и др., 1993]. В поднятии хребтов Кумроч и Тумрок островодужные комплексы без видимого несогласия перекрыты терригенными кварц-полевошпатовыми флишоидными толщами *дроздовской свиты* [Петрина и др., 1983]. Возраст пород дроздовской свиты по данным Б.И. Сляднева и В.С. Успенского по бентосным фораминиферам определяется как дат-палеоценовый (см. рис. 7) [Константиновская и др., 1993].

Комплексы восточного края Ачайваям-Валагинской дуги интенсивно деформированы. В западной части поднятия хребта Кумроч (рис. 14) образования хапицкого комплекса (кампан-даний) и дроздовской свиты вместе с пластиной серпентинитового меланжа слагают тектонические покровы, осложненные чешуйчатыми надвигами юго-восточной вергентности [Цуканов, 1991]. Породы хапицкого комплекса смяты в сильно сжатые запрокинутые на юго-восток складки и разбиты серией чешуйчатых надвигов. Образования Ачайваям-Валагинской дуги надвинуты по Ветловскому надвигу на образования ветловского комплекса (см. рис. 6).

*Ветловский комплекс* слагает серию тектонических пластин, объединенных в одноименную тектоническую зону, вытянутую на 700 км от о-ва Карагинский до п-ова Шипунский (см. рис. 6). Комплекс сложен несколькими типами породных ассоциаций, выполняющими чешуйчато-надвиговую структуру юго-восточной вергентности (см. рис. 14). Породы нарушены послойными тектоническими срывами, будинированы, в отдельных зонах превращены в мегамеланж, образованный разнородными блоками и пластинами в матриксе милонитов (рис. 15) [Цуканов, 1991; Зинкевич, Цуканов, 1992б]. В западной части тектонической зоны преобладают мастрихт-датские ассоциации, характерные для островных склонов глубоководных желобов, а в восточной ее части – фрагменты палеоцен-среднеэоценовых кремнисто-базальтовых образований, характерных для коры океанического бассейна (рис. 16).

Наиболее широко в структуре ветловского комплекса распространены блоки, сложенные аргиллитами, туфоалевролитами и песчаниками с редкими прослоями туфов. Описаны олистостромовые горизонты, содержащие глыбы и блоки алевролитов, песчаников, кремней и основных эффузивов, сходных по петрохимическим особенностям с базальтами и андезитами Ачайваям-Валагинской дуги. По фрагментам разрезов ветловского комплекса восстанавливается фациальный ряд: песчаниковая,



**Рис. 13.** Складчатые деформации (а, б), будинаж (в) и силлы диабазов (г) в кремнистых породах маастрихтского возраста. Полуостров Озерной, Восточная Камчатка; экспедиция 1986 г., фото автора

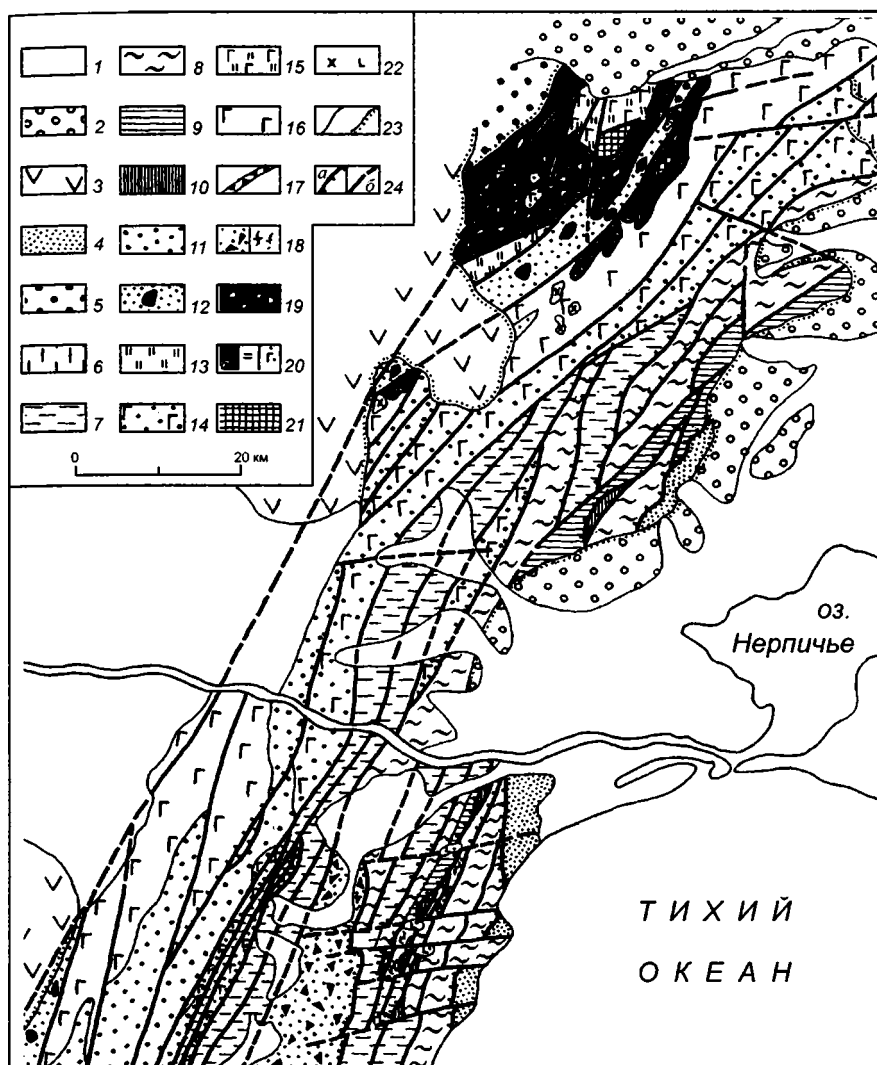
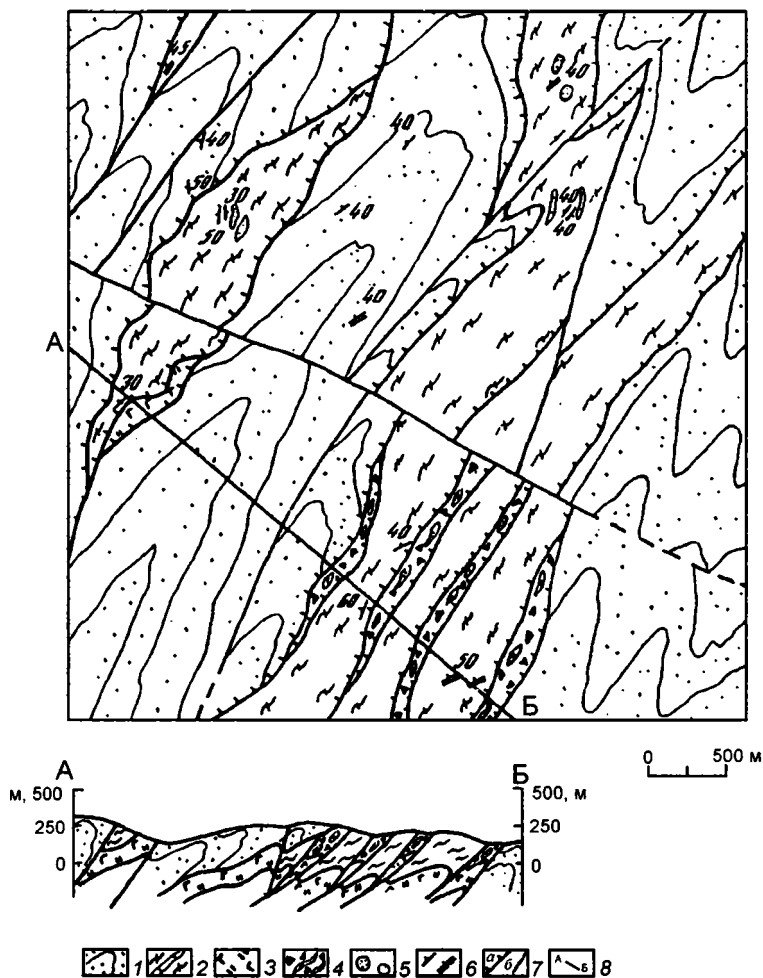


Рис. 14. Схема геологического строения Кумрочского поднятия, по: [Цуканов, 1991], с упрощениями

1 – рыхлые отложения (Q); 2, 3 – толщи  $N_2-Q$ : 2 – терригенные, 3 – вулканогенные; 4–6 – терригенные толщи: 4 –  $Pg_3-N_1^1$ , 5 – правократонская ( $Pg_2^3-Pg_1^1$ ), 6 – густовская ( $Pg_1^2$ ); 7–9 – ветловский комплекс, толщи: 7 – кремнистая, 8 – алевритовая, 9 – песчаниковая; 10 – кремнисто-базальтовый комплекс; 11 – дроздовская толща; 12 – олистостромовая толща (маастрихт-даний); 13–16 – верхнекампан-датские островодужные толщи Ачайваям-Валагинской дуги (хапицкий комплекс); 13 – нижнемаастрихтская кремнисто-туфогенная толща, 14 – верхнекампан-датская (?) терригенно-кремнисто-туфогенная толща, 15 – верхнекампан-маастрихтская эффузивно-кремнистая толща, 16 – верхнекампан-маастрихтская вулканогенная толща; 17 – олистостромы в ветловском комплексе; 18 – зоны терригенного меланжа; 19 – серпентинитовый меланж; 20 – глыбы в меланже; 21 – габброиды; 22 – диориты и плагиограниты ( $Pg, N_1$ ); 23 – стратиграфические контакты; 24 – разломы: а – надвиги, б – прочие



**Рис. 15.** Схема геологического строения среднего течения р. Вторая, по: [Цуканов, 1991]

1, 2 – образования ветловского комплекса (верхний маастрихт – палеоцен), части: 1 – средняя, 2 – нижняя; 3 – образования кремнисто-базальтового комплекса (маастрихт–палеоцен); 4 – терригенный меланж; 5 – глыбы алевролитов; 6 – элементы залегания; 7 – разломы: а – надвиги, б – прочие; 8 – линия разреза

алевролитовая и кремнистая толщи (см. рис. 16). Возраст перечисленных ассоциаций ветловского комплекса на основании определений комплекса бентосных фораминифер считается маастрихт-датским [Цуканов, 1991].

Среди деформированных образований ветловского комплекса часто встречаются тектонические блоки и пластины *кремнисто-базальтового комплекса* (см. рис. 16) [Цуканов, 1991], сложенные кремнистыми аргиллитами, кремнями, тонкослоисты-



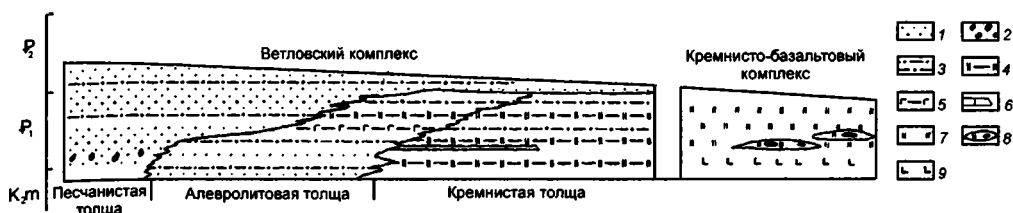


Рис. 16. Соотношения толщ ветловского комплекса с образованиям кремнисто-базальтового комплекса, по: [Цуканов, 1991]

1 – песчаники и гравелиты; 2 – конгломераты; 3 – алевролиты; 4 – туфосилициты; 5 – туффиты; 6 – известняки; 7 – кремни и яшмы; 8 – металлоносные породы; 9 – базальты

ми туфопелитами с прослоями пелитоморфных известняков. Иногда среди кремнистых алевролитов эоценового возраста встречаются блоки толеитовых базальтов [Кравченко-Бережной, 1989]. Кроме того, среди пород ветловского комплекса описаны тектонические пластины, сложенные афировыми толеитовыми базальтами типа БСОХ, кремнями, яшмами, кремнисто-известковыми породами с высоким содержанием Fe и Mn, микритовыми известняками с планктонными фораминиферами палеоцен-среднеэоценового возраста [Цуканов, Федорчук, 1989; Федорчук и др., 1990; Цуканов и др., 1991; Зинкевич и др., 1992].

Возраст тектонических движений по *Ветловскому надвигу* юго-восточной вергентности вдоль восточного края Ачайваям-Валагинской дуги был определен на разных участках вдоль простираения надвига и соответствует среднему эоцену [Чехович и др., 1990; Зинкевич, Цуканов, 1992а, б; Бахтеев и др., 1994; Kravchenko-Berezhnoy, Nazimova, 1991]. На полуострове Озерном олистостромовые комплексы, связанные с образованием надвигов юго-восточной вергентности, датированы средним эоценом по фаунистическим остаткам [Зинкевич и др., 1988]. В северной части хребта Кумроч установлено, что формирование чешуйчато-надвиговых структур юго-восточной вергентности произошло в эоценовое время [Цуканов, Зинкевич, 1987]. В этом регионе терригенные отложения *правократонской свиты* с несогласием залегают на верхнемеловых образованиях (см. рис. 14) и содержат в конглобрекциях окатанные обломки базальтов, андезитов, кремней и габбро [Цуканов, Зинкевич, 1987]. Породы правократонской свиты датированы по фауне моллюсков эоценом–олигоцену [Петрина и др., 1983].

Деформированные образования Ачайваям-Валагинской дуги, ветловского и кремнисто-базальтового комплексов надвинуты в юго-восточном направлении на верхнеэоцен-миоценовые осадочные терригенные породы Тюшевского прогиба (см. рис. 14). Амплитуда перемещений по этим надвигам оценивается в 15–20 км [Шапино, 1980]. Надвиги, по которым образования ветловского комплекса надвинуты на олигоцен-миоценовые терригенные толщи, закартированы в поднятии хребта Кумроч (см. рис. 14). Внутренняя структура Тюшевского прогиба вскрывается в коллизионном шве Гречишкина, который простирается вдоль восточного побережья Камчатки на протяжении 300 км (см. рис. 6).

Коллизионный шов Гречишкина откартирован в структуре Кроноцкого полуострова как тектоническая зона, ограниченная Северо-Западным и Малочажминским надвигами (рис. 17) [Бахтеев и др., 1997]. Относительный автохтон сложен *песчаниковой толщей* эоценового возраста, содержащей в верхней части горизонты олистостром (рис. 18). Породы толщи смяты в запрокинутые кладки юго-восточной вергентности (см. рис. 17). Породы автохтона тектонически перекрыты по Северо-Западному надвижку эоценовыми образованиями *тындровской толщи*. В основании аллохтона вскрывается зона тектонического меланжа, матрикс которого образован

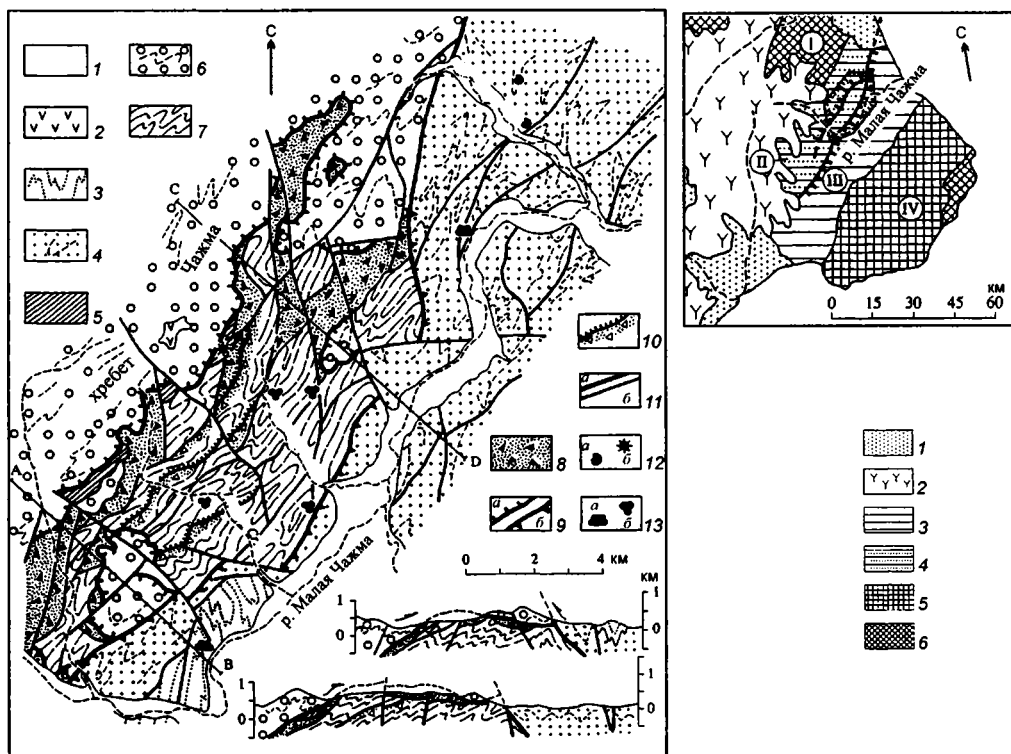


Рис. 17. Геологическая структура коллизионного шва Гречишкина, по: [Бахтеев и др., 1997]

1 – четвертичные отложения; 2 – тумрокская свита (верхний плиоцен), конусная свита (средний миоцен); 4, 5 – нижний–средний миоцен: 4 – таловская свита, 5 – кремнисто-терригенные толщи; 6 – тындровская свита (эоцен); 7 – песчаниковая толща (эоцен); 8 – осадочный меланж; 9 – главные разломы: а – Северо-Западный, б – Малочажминский; 10 – микститы во фронте надвигов; 11 – прочие разломы: а – главные, б – второстепенные; 12 – места отбора фауны: а – моллюсков, б – радиолярий; 13 – места отбора: а – диатомовой микрофауны, б – споро-пыльцевых проб. На врезке – положение детального участка. 1 – терригенные толщи верхнего плиоцена – голоцена; 2 – вулканиты верхнего плиоцена – голоцена; 3–5 – толщи: 3 – нижнего–среднего миоцена, 4 – эоцена–олигоцена, 5 – палеоэоцена–эоцена Восточных полуостровов; 6 – мел-палеоэоценовые толщи, офиолиты и хаотические комплексы. I – Восточные хребты, II – Богачевская зона, III – Тюшевский прогиб, IV – Восточные полуострова

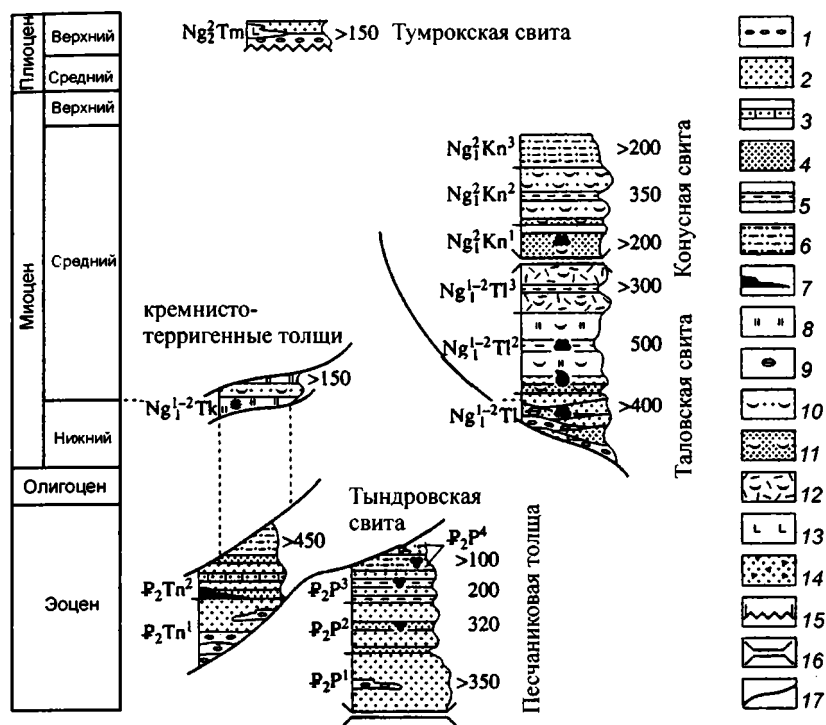


Рис. 18. Стратиграфические колонки для комплексов района р. Малая Чажма, коллизийный шорв Гречишкина по: [Бахтеев и др., 1997]

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – известковистые песчаники; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – терригенный флиш; 7 – угли; 8 – диатомиты и радиоляриты; 9 – карбонатные конкреции; 10 – туфогенные породы; 11 – алевролиты; 12 – кислые туфы; 13 – андезитo-базальты; 14 – тектонo-гравитационные микститы; 15 – угловое несогласие; 16 – неясный контакт; 17 – тектонический контакт. Мощность толщ дана в м. Остальные обозначения см. рис. 17

милонитизированными глинистыми породами, а в составе тектонических блоков преобладают породы песчаниковой толщи автохтона [Бахтеев и др., 1997]. Кроме того, в зоне меланжа откратированы крупные олистолиты и блоки, сложенные экзотическими для района пелагическими кремнистыми породами раннего-среднего миоцена (см. рис. 17), содержащими группы радиолярий, типичные для Японии и Курильских островов. Северо-Западный надвиг срезается более крутым встречным Малочажминским надвигом северо-западной вергентности (см. рис. 17). По этому надвигу ниже-среднемиоценовые образования таловской и конусной свит надвинуты на структуры юго-восточной вергентности. Неоавтохтоном в структуре коллизийного шва Гречишкина на Кроноцком полуострове являются верхнеплиоценовые базальтовые потоки и покровы тумрокской свиты (см. рис. 18).

На основании приведенных выше стратиграфических и структурных данных о строении коллизийного шва Гречишкина на Кроноцком полуострове можно сделать

вывод о том, что этот шов образован системой долгоживущих конседиментационных надвигов юго-восточной vergentности, развивающихся с позднего эоцена до конца миоцена (см. рис. 7). Последние тектонические перемещения ниже-среднемиоценовых образований в северо-западном направлении вдоль Малочажминского надвига произошли в конце миоцена и были связаны с этапом аккреции Кроноцкой дуги [Бахтеев и др., 1997].

В пользу заключения об аккреции Кроноцкой дуги в конце миоцена свидетельствуют результаты исследований состава терригенных комплексов в структуре шва Гречишкина [Marsaglia et al., 1999]. Согласно этим авторам, в разрезе терригенных толщ, непосредственно перекрывающих комплексы Кроноцкой дуги, наблюдается резкая смена состава пород с вулканомиктовых (палеоген) на субаркозовые, с обломками кислых вулканитов и игнимбринов (конец миоцена) (рис. 19). Наиболее вероятным источником кислого вулканического материала [Marsaglia et al., 1999] считают извержения в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, активном с олигоцена. Следовательно, смена состава обломочного материала в терригенных толщах, перекрывающих комплексы Кроноцкой дуги, указывает на то, что приближение этой дуги к Камчатке произошло не ранее конца миоцена. Об аккреции Кроноцкой дуги с Кам-

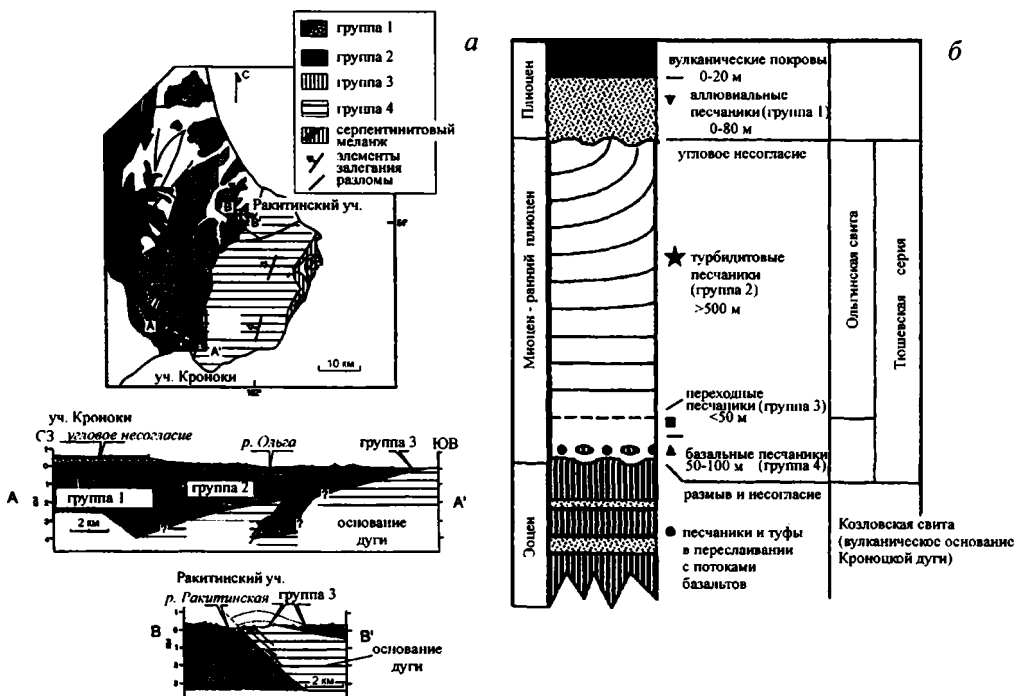


Рис. 19. Схема геологического строения Тюшевского прогиба и Кроноцкого полуострова (а) и стратиграфическая схема позднекайнозойских комплексов Кроноцкого полуострова (б), по: [Marsaglia et al., 1999], с упрощениями

чаткой в конце миоцена (10–15 млн. лет) свидетельствуют и палеомагнитные данные [Левашова, 1999].

Ряд исследователей считают, что аккреция Кроноцкой дуги к Камчатке произошла в эоцене [Зинкевич, Цуканов, 1992а, б; Alexeiev et al., 1998]. Согласно данным [Alexeiev et al., 1998], источник сноса для миоценовых терригенных толщ Тюшевского прогиба располагался на западе, что, по мнению авторов, может быть объяснено тем, что Кроноцкая дуга в это время уже была аккретирована к Камчатке и отделялась от нее нешироким наложенным прогибом. Однако данные этих исследователей могут удовлетворять и модели аккреции дуги в конце миоцена, так как бассейн, отделявший дугу от активной окраины в миоцене, не превышал первые сотни километров [Константиновская, 1999а].

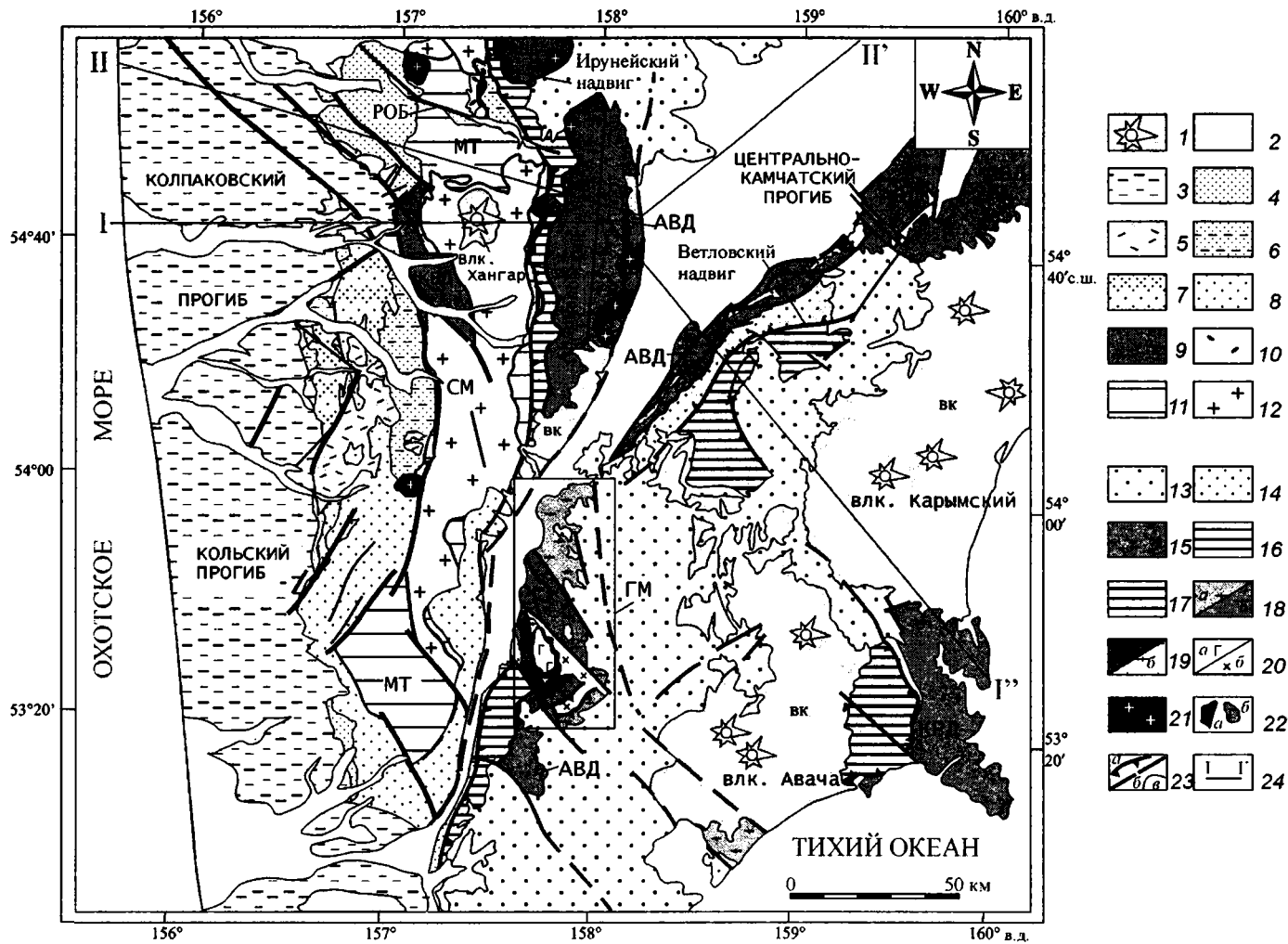
### 1.2.3. Выводы

1. В северной части Камчатки и в Олюторском регионе комплексы северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги (кампан-даний) и ее океанического основания (альб-кампан) образуют пакеты тектонических покровов и смяты в сложные складки нескольких генераций. Структуры дуги надвинуты в северо-западном и северном направлении на флишоидные терригенные толщи кварц-полевошпатового состава. Движения по Ирунейско-Ватынскому надвигу датированы ранними этапами среднего эоцена (среднеюжетское время). Базит-гипербазитовые массивы, представлявшие промежуточные магматические камеры островной дуги, были выведены в верхние части коры в раннем-среднем палеоцене и вторично деформированы при шарьировании островодужного аллохтона на флишоидные толщи окраины в среднем эоцене.

2. В структуре автохтона в Олюторском регионе и на севере Камчатки выделяются чешуйчато-надвиговые деформации двух генераций юго-восточной и северо-западной вергентности. Верхнемеловые-нижнепалеоценовые породы автохтона на некотором расстоянии от фронта Лесновско-Ватынского надвига деформированы в складки с южной и юго-восточной вергентностью, а верхнепалеоцен-эоценовые породы автохтона вблизи фронта надвига имеют северо-западную и северную вергентность.

3. Структуры Ачайваям-Валагинской дуги ограничены с востока Ветловским надвигом юго-восточной вергентности эоценового возраста. К востоку от надвига расположена протяженная тектоническая зона, сложенная породами ветловского и кремнисто-базальтового комплексов. Структура зоны образована серией чешуйчато-надвиговых пластин юго-восточной вергентности. В западной части зоны в составе пластин преобладают маастрихт-датские ассоциации островных склонов желобов, а в восточной ее части – фрагменты палеоцен-среднеэоценовой коры океанического бассейна.

4. Коллизионный шов Гречишкина в Тюшевском прогибе отделяет структуры Ачайваям-Валагинской дуги и Ветловской тектонической зоны от структур Кроноцкой дуги. В структуре шва установлено распространение долгоживущих конседимен-



тционных надвигов юго-восточной вергентности, развивавшихся с позднего эоцена до конца миоцена. В конце миоцена произошла аккреция Кроноцкой дуги.

5. Структура Ветловской тектонической зоны и Тюшевского прогиба может быть сопоставлена со структурой аккреционной призмы, развивавшейся к востоку от Центрально-Камчатского вулканического пояса с позднего эоцена до конца миоцена.

### 1.3. ТЕКТОНИКА АККРЕЦИОННОГО ФУНДАМЕНТА ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

#### 1.3.1. Западная часть южной Камчатки

Кристаллический фундамент западной части южной Камчатки перекрыт образованиями осадочного чехла и обнажается лишь в выступе *Срединного метаморфического массива* [Ханчук, 1985, Шульдинер и др., 1987] (рис. 20, 21). Комплексы фундамента обнажаются также на небольших по площади участках к западу от Срединного хребта. Глубина до кровли фундамента в западной части южной Камчатки колеблется в пределах 1–3,5 км, а в Центрально-Камчатском прогибе достигает глубины 5,5–6,5 км (рис. 22) [Нурмухамедов, 2001]. Анализ структурного положения и

**Рис. 20.** Схема тектонического строения южной Камчатки, по: [Konstantinovskaia, 2000], с дополнениями

1 – плиоцен-голоценовые вулканические породы; 2 – миоцен-голоценовые толщи Центрально-Камчатского прогиба и голоценовые аллювиальные отложения Западной Камчатки; 3–5 – комплексы осадочного чехла прогибов Западной Камчатки: 3 – неоген-четвертичные, 4 – палеогеновые терригенные; 5 – палеоцен-эоценовые вулканиты черепановской свиты; 6–12 – комплексы фундамента Западной Камчатки: 6–8 – терригенные и флишоидные толщи верхнемеловых хозгонской (6) и пумшумской (7) свит и ниже-верхнемеловой (досантонской) кихчикской (8) серии; 9 – средне-верхнеюрские-неокомовые образования Квахонской дуги (КВД); 10 – породы барабской свиты; 11 – метаморфические образования Малкинского террейна (МТ); 12 – метаморфические породы нижнего структурного яруса Срединного массива (СМ) (коплаковская и шихтинская свиты); 13–22 – комплексы Центральной и Восточной Камчатки: 13 – среднеэоцен-миоценовые осадочные и вулканокластические толщи Тюшевского прогиба и южной Камчатки, 14 – позднепалеоцен-раннеэоценовые флишоидные толщи тальниковской свиты, 15 – кампан-датские образования Ачайва-ям-Валагинской дуги (АВД) и палеогеновые образования Кроноцкой дуги (КРД), 16, 17 – комплексы окраинного моря: 16 – кампан-маастрихтские породы ирунейской свиты, 17 – палеоцен-раннеэоценовые породы ветловского комплекса, 18–20 – образования Ганальского метаморфического массива: 18 – фации: а – филлитов, б – хлорит-биотитовых сланцев, 19 – фации: а – гранатовых амфиболитов, б – гранулитов, 20: а – габброидный интрузивный массив г. Юрчик, б – синкинематические интрузии габбро и плагиогранитов; 21 – граниты миоценового возраста; 22 – позднепалеоцен-раннеэоценовые интрузии вдоль Андриановского шва: а – субшелочных гипербазитов, б – габбро; 23 – границы: а – надвиги, б – прочие разломы, в – согласные стратиграфические контакты; 24 – линия профиля. РОБ – разлом р. Облуковина; вк – Восточно-Камчатский и цк – Центрально-Камчатский вулканические пояса. Рамка показывает положение Ганальского метаморфического блока. Профили по линии I–I'–I'' см. рис. 21, по линии II–II' – рис. 22. Горизонтальная штриховка на карте развернута вертикально на профиле (рис. 21)



**Рис. 21.** Интерпретационный профиль по линии I–I'–I'' к тектонической схеме южной Камчатки (см. рис. 20), по: [Konstantinovskaja, 2001a]

1, 2 – комплексы Ирунейского окраинного моря: 1 – кампан-маастрихтские породы ирунейской свиты, 2 – предполагаемые породы меловой океанической коры; 3 – предполагаемые мантийные породы преддугового литосферного блока; 4, 5 – комплексы Ветловского океанического бассейна: 4 – палеоцен-раннеэоценовые породы ветловского комплекса, 5 – предполагаемые породы палеогеновой океанической коры. Остальные условные обозначения см. на рис. 20



**Рис. 22.** Геозлектроический разрез верхней части земной коры по профилю пос. Нижняя Облуковина – г. Адриановка, по: [Нурмухамедов, 2001], с сокращениями

1 – опорный геозлектроический горизонт, ассоциирующий с кровлей верхнемелового комплекса Ичинского прогиба; 2 – геозлектроические границы, ассоциирующие с: а – кровлей отложений тигильской серии (палеоген) Ичинского прогиба, б – с кровлей верхнемелового фундамента Центрально-Камчатского прогиба; 3 – низкоомный геозлектроический горизонт, выделяемый в толще неогеновых отложений; 4 – прочие геозлектроические границы, разделяющие участки различного сопротивления; 5 – зоны: а – аномально низкого сопротивления (1–3 Ом·м), б – низкого сопротивления (4–26 Ом·м); 6 – контуры высокоомных тел, ассоциирующих с интрузивными образованиями; 7 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 8 – среднее значение сопротивления (Ом·м); 9 – разметка профиля в км; 10 – точки изгиба линии профиля; положение профиля показано линией II–II' на рис. 20



возраста пород Срединного метаморфического массива и структурных форм осадочного чехла, расположенных к западу от массива, имеет существенное значение для оценки процессов деформации, проявившихся в континентальной окраине в ходе коллизии дуга–континент.

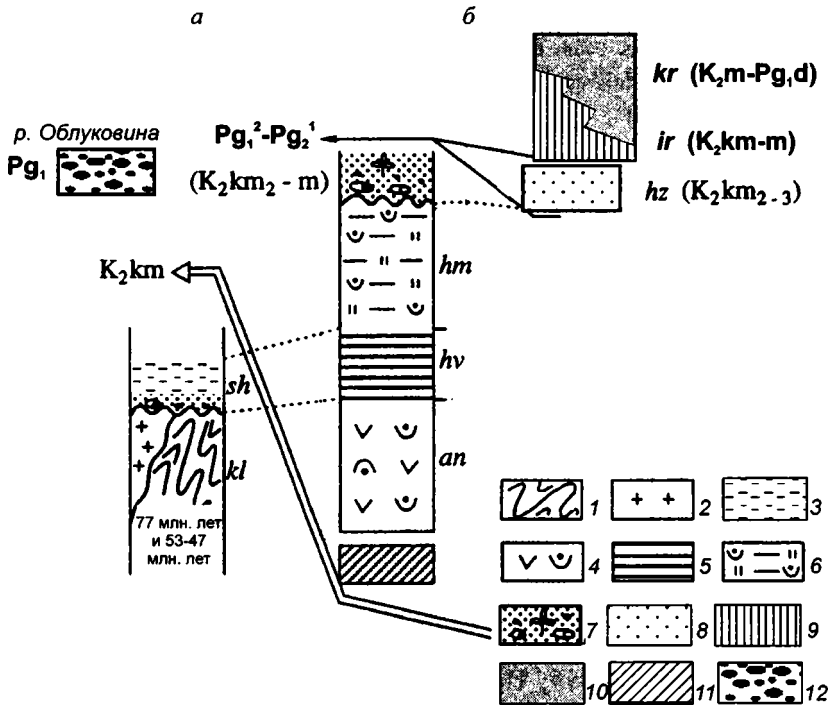
### Срединный метаморфический массив

Срединный метаморфический массив имеет удлиненную форму и простирается в субмеридиональном направлении на расстоянии 200 км при ширине 30–40 км (см. рис. 20). Массив имеет неоднородную покровно-складчатую структуру [Рихтер, 1995]. В осевой части массива вскрываются породы наиболее нижнего структурного элемента (относительного автохтона) (рис. 23). Они представлены метаморфическими породами гранулитовой фации *колпаковской серии* [Ханчук, 1985]: мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, иногда с силлиманитом. Протолитом пород колпаковской серии были граувакки, полимиктовые песчаники и глинистые породы натровой серии [Рихтер, 1995]. В разрезе серии присутствуют маломощные и немногочисленные прослои биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов, которые образовались по океаническим базальтам и андезито-базальтам [Рихтер, 1995]. Породы колпаковской серии интродуцированы гнейсовидными гранитами *крутогоровского комплекса*, относящимися к гранитам известково-щелочной серии (см. рис. 23) [Рихтер, 1995]. Граниты крутогоровского комплекса перекрываются метатерригенными отложениями *шихтинской свиты*. В основании свиты описан несогласный стратиграфический контакт с подстилающими гранитами, в нижней части свиты выделяются горизонты конгломератов с мелкой плавающей галькой и валунами до 1,5 м пород колпаковской серии и гранитов крутогоровского комплекса [Шульдинер и др., 1987; Рихтер, 1995].

Вдоль восточного обрамления ядра Срединного метаморфического массива и на его периклинальных замыканиях (см. рис. 20) вскрыты метаморфические породы амфиболитовой фации (*малкинской серии*), надвинутые в западном направлении на гранулитовое основание массива (см. рис. 23) [Рихтер, 1995]. Протолитом амфиболитов малкинской серии являются вулканогенные породы островодужного происхождения, прогрессивно метаморфизованные в процессе покровообразования [Рихтер, 1993].

На метаморфических породах малкинской серии с несогласием и разрывом залегают неметаморфизованные конгломераты и терригенные толщи *барабской свиты* кампанского возраста (см. рис. 23) [Шапиро и др., 1986]. На левобережье р. Облуковицы и в верховье р. Крутогорово описана также толща конгломератов, охарактеризованная флорой палеоценового возраста (см. рис. 23) [Сляднев и др., 1997].

Стратиграфическое и структурное положение пород барабской свиты имеет принципиальное значение для анализа тектонической эволюции региона и является предметом дискуссий [Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994; Сляднев, 1997]. Породы



**Рис. 23.** Схема корреляции разрезов основных комплексов осевой части Срединного массива (а) и его восточного обрамления (б), по: [Рихтер, 1995], с изменениями автора

1–3 – образования относительного автохтона: 1 – метapelиты колпаковской серии (kl), 2 – граниты крутогорского комплекса, 3 – терригенные толщи (черные сланцы) шихтинской (sh) свиты; 4–6 – метаморфизованные островодужные образования Малкинского террейна (аллохтон 1): 4 – эффузивно-пирокластические и туфогенные толщи андриановской свиты (an), 5 – терригенные толщи (черные сланцы) хейванской (hv) свиты, 6 – терригенно-кремнисто-туфогенные толщи химкинской (hm) свиты; 7 – конгломераты барабской свиты с остатками кампан-маастрихтской флоры; 8–10 – комплексы Ирунейского покрова (аллохтон 2): 8 – терригенные толщи хозгонской свиты (hz), 9 – кремнисто-туфогенные и кремнистые толщи ирунейской (ir) свиты (Ирунейский океанический бассейн), 10 – вулканогенные толщи кирганинской (kr) свиты (южный сегмент Ачайваям-Валагинской дуги); 11 – метагипербазиты; 12 – конгломераты р. Облуковина. Возраст метаморфизма в породах колпаковской свиты указан на основании датировок цирконов (U-Pb метод), по: [Bindeman et al., 2002]

барабской свиты с резким несогласием перекрывают метаморфиты химкинской и хейванской свит. Нижняя часть барабской свиты сложена грубообломочными, реже валунными несортированными туфогенными и вулканомиктовыми конгломератами с прослоями туфов среднего и кислого состава. Среди обломков преобладают даци-ты, реже присутствуют граниты и туфосилициты. Верхняя часть свиты сложена полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, при этом в составе обломков доминируют метаморфические породы. Породы свиты фаціаль-

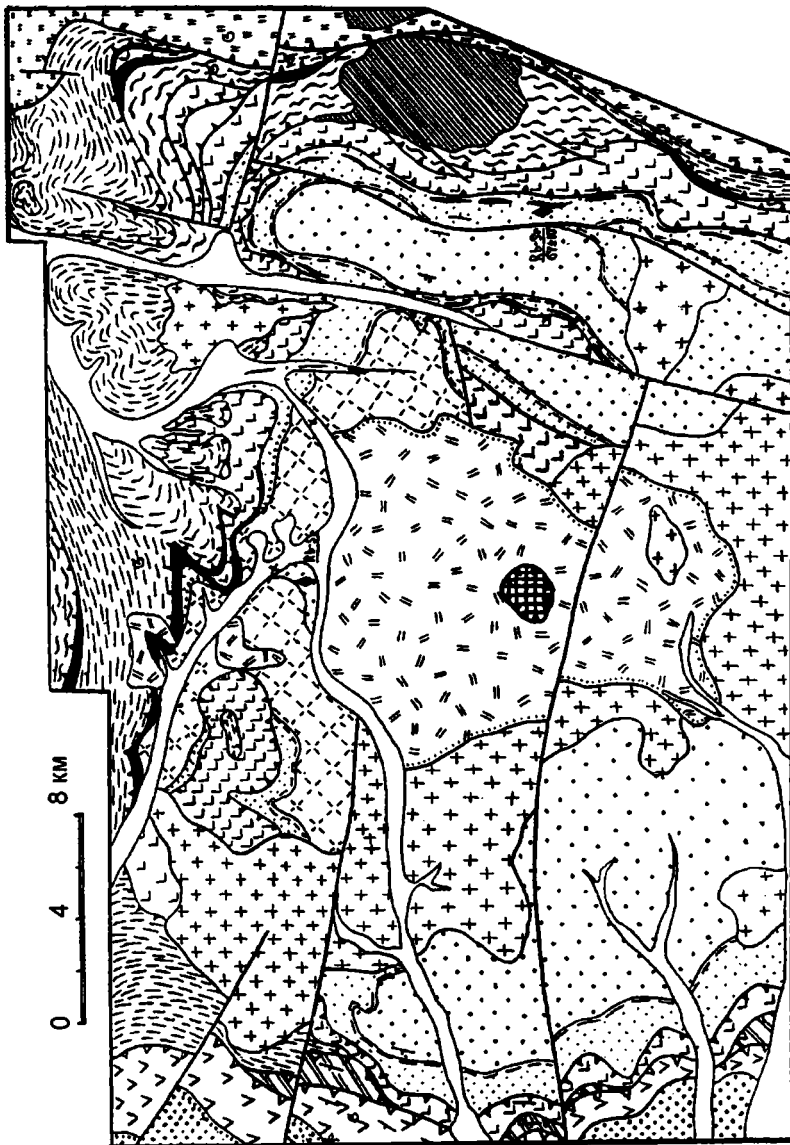
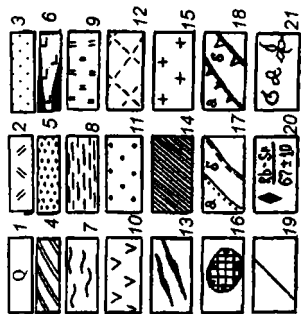
но резко изменчивы, содержат многочисленные отпечатки крупнолиственной флоры. Согласно определениям А.И. Челебаевой, возраст флоры соответствует кампану [Шапиро и др., 1986]. Позднее было высказано предположение о палеоценовом возрасте конгломератов барабской свиты [Сляднев и др., 1997].

Тектоническое совмещение и прогрессивный метаморфизм пород малкинской серии и шихтинской свиты и эксгумация пород малкинской серии могли произойти в докампанское или раннекампанское время, поскольку неметаморфизованные конгломераты барабской свиты, с несогласием перекрывающие породы малкинской серии, имеют кампанский возраст (см. рис. 23). Последовательная смена состава обломков в конгломератах барабской свиты с кислых вулканогенных пород в нижней части свиты на метаморфические породы в верхней ее части может отражать прогрессивную эксгумацию пород малкинской серии.

Вдоль западного обрамления Срединного массива, в северной его части, вскрыты фрагменты метавулканогенно-осадочных пород *квахонского комплекса* (см. рис. 20). Установлено, что средне-верхнеюрские–неокомовые образования комплекса слагают тектонический покров с чешуйчатым внутренним строением (рис. 24) [Кузнецов, 1994]. Образования квахонского комплекса перекрыты флишоидными терригенными толщами кварц-полевошпатового состава ниже-верхнемеловой *кихчикской серии* и верхнемеловой *хозгонской свиты*. Образования кихчикской серии залегают на породах квахонского комплекса по данным [Кузнецов, 1994] согласно, а по данным [Сидорчук, Ханчук, 1981; Шульдинер и др., 1987] – несогласно с конгломератами в основании. По остаткам флоры в конгломератах возраст кихчикской серии считается ранне-позднемеловым (досантонским) [Сидорчук, Ханчук, 1981].

Относительным автохтоном квахонского покрова в северной части Срединного массива являются метаморфические породы колпаковской серии и шихтинской свиты, а в основании квахонского покрова фрагментарно вскрываются образования серпентинитового меланжа и тектонические пластины, сложенные пикритами и базальтами алисторской свиты (см. рис. 24) [Кузнецов, 1994]. *Алисторская свита* как самостоятельное подразделение впервые была выделена А.И. Ханчуком [1985]. Породы квахонского комплекса, как считается, были сформированы в пределах Квахонской океанической островной дуги, аккретированной к метаморфическому основанию в конце раннего мела [Бондаренко, 1992; Кузнецов, 1994]. Вдоль западного края Срединного массива обнажаются верхнемеловые флишоидные толщи *хозгонской и пумшумской свит* (см. рис. 20). В поле меловых пород закартированы небольшие по площади выходы кремнисто-туфогенных пород *ирунейской свиты* [Геологическая..., 1981].

На юге западного обрамления Срединного массива локально распространены кислые и средние континентальные вулканиты *черепановской свиты* и субвулканические тела близкого им состава (см. рис. 20) [Сляднев и др., 1997]. По материалам Д.А. Бабушкина (1992), вулканиты черепановской свиты несогласно залегают на маастрихтских терригенных отложениях и относятся к *палеоцену*: изотопный возраст эффузивов свиты составляет 59–65 млн. лет, субвулканических тел – 55 млн. лет [Сляднев и др., 1997]. В районе г. Черной установлен ареал континентальных кон-



трастных базальт-дацитовых вулканитов, которые пространственно совпадают с ареалом распространения лав черепановской свиты [Шанцер, 1987; Шанцер, Федоров, 1997]. Ископаемая флора, собранная в туфах и озерных туффитах верхней части разреза г. Черной, позволяет сопоставлять эти вулканиты с ковачинским горизонтом Западной Камчатки и относить их к *среднему эоцену* [Челебаева, Братцева, 1986]. Метаморфические породы осевой части Срединного массива несогласно перекрыты четвертичными вулканогенными образованиями Хангарского вулкана (см. рис. 20).

Оценка *возраста* метаморфических пород Срединного массива до последнего времени представлялась весьма сложной в связи с большим разбросом результатов определения радиологического возраста. Согласно проведенному обзору данных [Чехович, 2000], в породах массива выделяется несколько этапов метаморфизма. В свете настоящего исследования принципиальными являются данные о природе и возрасте протолита пород колпаковской свиты, структурно наиболее нижнего элемента Срединного массива, и данные о метаморфизме этих образований в раннем кайнозое.

Определения абсолютного возраста метаморфизма пород колпаковской серии как для северной, так и для южной части Срединного массива образуют две группы возрастов 127–140 млн. лет и 60–70 млн. лет (Rb/Sr, по породе), и низкое отношение изотопов стронция – 0,703–0,706, что свидетельствует о раннемеловом (неокомовом) возрасте метаморфизма пород серии [Виноградов и др., 1988, 1991; Виноградов, Григорьев, 1994]. Возраст гранитов крутогоровского комплекса моложе 127 млн. лет, поскольку они прорывают породы колпаковской серии, но древнее пород шихтинской свиты.

Большинство определений возраста метаморфических пород Срединного массива K-Ar методом группируется вокруг 100 млн. лет и 50–60 млн. лет [Чехович, 2000].

---

**Рис. 24.** Схема геологического строения Хангарского купола, по: [Кузнецов, 1994], с использованием данных А.И. Ханчука, А.В. Рихтера, В.И. Сидоренко, с упрощениями

1, 2 – четвертичные образования: 1 – аллювиальные и пролювиальные отложения, 2 – вулканогенные и вулканогенно-туфогенные образования хангарского вулканического комплекса; 3 – автохтонные элементы: шихтинско-камчатский комплекс; 4–10 – аллохтонные элементы: 4 – алисторский комплекс, 5 – кихчикский комплекс, 6–8 – метаморфизованные образования малкинской серии: 6 – андриановский комплекс, 7 – химкинский комплекс, 8 – хейванский комплекс, 9 – неметаморфизованные сенонские образования: ирунейский комплекс, 10 – юрско-раннемеловые неметаморфизованные образования: квахонский комплекс; 11 – метаморфические образования: колпаковская серия автохтона; 12 – раннемеловые синметаморфические граниты и гранитогнейсы; 13 – евсейчиковский интрузивный комплекс дайко-силлообразных тел “гранатовых плагиогранитоидов” (вне масштаба); 14 – филипповский интрузивный комплекс: монцониты, сиениты, слюдитые гипербазиты; 15 – лавкинский интрузивный комплекс: диориты, гранодиориты и граниты; 16 – кальдера вулкана Хангар; 17 – несогласные стратиграфические контакты: а – достоверные, б – предполагаемые; 18 – покровно-надвиговые соотношения: а – позднесенонско-раннекайнозойские надвиги (шарьяжи) западной вергентности, б – позднекайнозойские надвиги и взбросы восточной вергентности; 19 – крутопадающие разломы; 20 – места отбора проб для определения изотопного возраста (в числителе – метод, в знаменателе – возраст в млн. лет); 21 – местонахождения палеонтологических остатков

По анализам гранитоидов, прорывающих метаморфические породы, основной пик определений падает на 50–60 млн. лет и около 100 млн. лет. Эти данные могут характеризовать два наиболее молодых крупных термальных события, с которыми связан метаморфизм пород Срединного массива.

Первые Sm-Nd изотопные определения возраста гранат-биотитовых плагиогнейсов колпаковской серии Срединного массива позволяют считать время формирования протолита пород колпаковской серии как близкое к 950 млн. лет или древнее [Кузьмин, Беляцкий, 1999]. Эти авторы пришли к выводу о том, что блоки сиалической коры существовали уже в протерозойское время.

Новые данные о возрасте метаморфических пород Срединного массива получены в результате U-Pb датирования отдельных зерен цирконов из пород колпаковской серии [Bindeman et al., 2002]. Опробование проводилось в южной и северной части массива на расстоянии около 150 км друг от друга. Согласно данным этих авторов, около 30% цирконов из гнейсов колпаковской серии имеют докембрийские обломочные ядра с возрастом 2,8–2,5 млрд. лет (архейские), 2,1–1,7 млрд. лет (раннепротерозойские), ~1 млрд. лет (позднепротерозойские). Кроме того, обнаружены группы обломочных цирконов с возрастом ядер фанерозойского (460–175 млн. лет) и юрско-нижнемелового (150–120 млн. лет) возраста, 27% цирконов образуют группу зерен с возрастом 96–75 млн. лет с максимумом  $77 \pm 2$  млн. лет. Большая часть более древних обломочных ядер цирконов (самые молодые обломочные цирконы 120–96 млн. лет) имеет оторочки с возрастом 77 млн. лет, что позволяет сделать заключение о проявлении регионального метаморфизма в это время [Bindeman et al., 2002]. Возможно, что этап метаморфизма на рубеже 77 млн. лет мог быть связан с этапом тектонического совмещения Малкинского островодужного террейна и пород колпаковской серии автохтона, которое, как предполагается, должно было произойти в докампанское или раннекампанское время (см. рис. 23).

Наиболее молодые цирконы с возрастом 47–53 млн. лет (ранний эоцен – начало среднего эоцена) были обнаружены в гнейсах колпаковской серии как в северном пункте опробования, так и в южном, и отличаются от всех прочих групп цирконов отсутствием зональности и неправильной формой [Bindeman et al., 2002].

Образование цирконов в гнейсах колпаковской свиты в ядре Срединного метаморфического массива на этапе 47–53 млн. лет связывается с региональным метаморфическим событием (см. рис. 23) [Bindeman et al., 2002]. Формирование раннеэоценовых цирконов в гнейсах колпаковской свиты совпадает по времени с датировками ретроградного этапа метаморфизма в колпаковской серии [Виноградов, Григорьев, 1994] и в амфиболитах малкинской серии (48–50 млн. лет, Rb-Sr метод) [Бондаренко, 1992].

Цирконы с возрастом  $2049 \pm 33$  млрд. лет и  $53,8 \pm 5,8$  млн. лет получены также из пород шихтинской свиты [Hourigan et al., 2001]. Этими авторами сделано предположение о том, что возраст накопления пород шихтинской свиты был моложе 105 млн. лет (одновременно с накоплением верхнемелового укэлаятского флиша) или даже моложе 55 млн. лет, т.е. в раннем эоцене. Последнему предположению, однако, противоречат геологические данные о том, что деформация и метаморфизм пород ших-

тинской свиты и их тектоническое совмещение с породами малкинской свиты могли произойти в до- или раннекампанское время (см. рис. 23).

Приведенные выше данные о возрасте пород Срединного метаморфического массива позволяют заключить, что кора континентального типа, вскрытая в настоящее время в осевой части массива, существовала до раннего кайнозоя. Терригенные породы, служившие протолитом пород колпаковской серии, претерпели неоднократный метаморфизм, по крайней мере, в неокоме (127–140 млн. лет) и в кампане (77 млн. лет). Формирование в этих же породах цирконов с возрастом 47–53 млн. лет (U-Pb метод), и ретроградный метаморфизм в породах малкинской свиты датированный 48–50 млн. лет (Rb-Sr метод) являются признаками проявления метаморфического события в структуре Срединного массива в раннем эоцене. Это событие совпадает по времени с этапом надвигания Ирунейского тектонического покрова, сложенного образованиями Ачайваям-Валагинской дуги на породы автохтона (см. рис. 23) и может быть связано с поддвигом и метаморфизмом континентальной окраины под дугу в процессе коллизии дуга–континент [Konstantinovskaia, Bindeman, 2001].

### **Осадочный чехол западной части южной Камчатки**

В строении осадочного чехла западной части Южной Камчатки с юга на север выделяются несколько прогибов: Голыгинский, Кольский, Охотско-Колпаковский (или Колпаковский) и Ичинский прогибы (см. рис. 20). Прогибы раскрываются в сторону побережья Охотского моря и далее продолжают в акваторию. Сейсмические материалы, полученные в Прикамчатской области Охотского моря, позволяют выделять здесь пять сейсмо-стратиграфических комплексов кайнозойских образований [Харихонов, 1996]. Нижний, палеоцен-эоценовый, комплекс залегает на верхнемеловых породах фундамента с угловым несогласием и слагает отдельные грабены в южной части Прикамчатского поднятия. Мощность палеоцен-эоценового комплекса варьирует от 0,2 км до 1,2 км. В основании Камчатского склона, в фундаменте, по данным сейсмо-профилирования установлен надвиг западной вергентности (рис. 25).

Строение прогибов Западной Камчатки хорошо изучено благодаря активным поисковым и разведывательным работам на нефть и газ в Охотско-Камчатском нефтегазоносном бассейне [Осадочные..., 1987; Буряк и др., 1998; Апрельков и др., 2001]. В свете настоящего исследования интерес представляют Кольский и Колпаковский прогибы, ограничивающие выступ Срединного метаморфического массива с запада (рис. 26). В строении этих бассейнов детально рассмотрены палеоцен-эоценовые толщи, их формационный состав, соотношения с фундаментом и перекрывающими образованиями, структурное положение.

### **Кольский прогиб**

Кольский прогиб занимает участок суши от р. Кихчик на юге до р. Воровская на севере и от Срединного хребта п-ова Камчатка до берега Охотского моря и далее продолжается в акваторию (см. рис. 26).

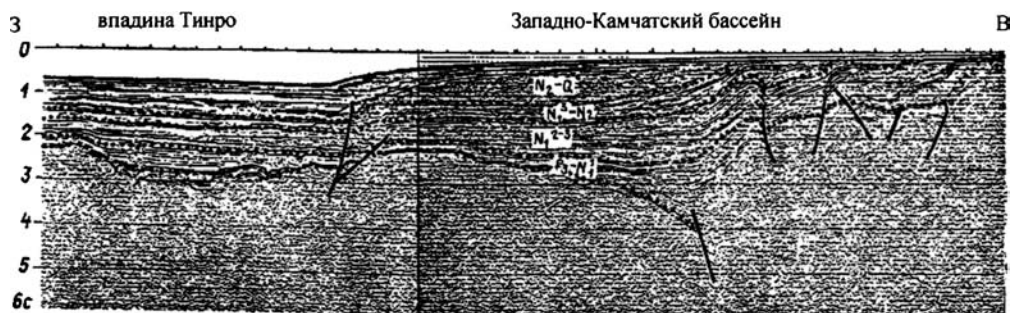


Рис. 25. Временной сейсмический разрез в юго-западной части Западно-Камчатского бассейна (шельфовая часть, район соединения с южным ограничением впадины Тинро, по: [Харахинов, 1996])

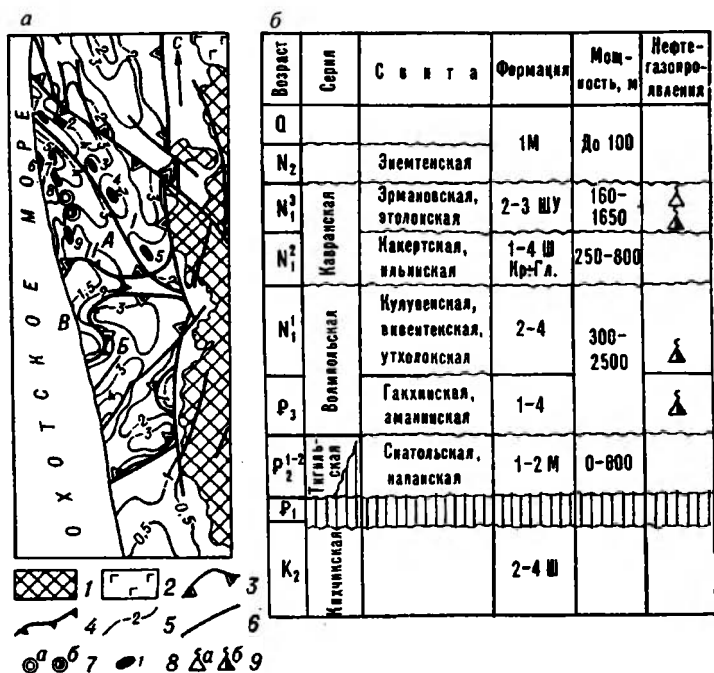


Рис. 26. Охотско-Колпаковский и Кольский бассейны: тектоническая схема (а) и формационный состав чехла (б), по: [Буряк и др., 1998]

1 – выходы складчатого основания на поверхность; 2 – вулканогенные образования неогенового возраста; 3, 4 – границы: 3 – бассейнов, 4 – Соболевского выступа; 5 – изогипсы подошвы осадочного чехла, км; 6 – тектонические нарушения; 7 – месторождения: а – газовое (Кшукское), б – газоконденсатное (Нижнеквакчинское); 8 – структуры, разбуренные и подготовленные к бурению: 1 – Схикийская, 2 – Усть-Облуковинская, 3 – Среднекунжикская, 4 – Таучская, 5 – Средневоровская, 6 – Половинная, 7 – Дорожная, 8 – Северо-Кшукская, 9 – Колпаковская; 9: а – газопроявления, б – газоконденсат в скважинах. А – Охотско-Колпаковский бассейн, Б – Кольский бассейн, В – Соболевский выступ Охотского Срединного массива; I-II – антиклинальные зоны в Колпаковском прогибе: I – Кунжикская, II – Кшукская



Кольский и Колпаковский прогибы разделены Соболевским выступом. Кольский прогиб имеет северо-восточное простирание. Максимальная его длина 387 км (средняя 370 км), ширина 70 км (средняя 52 км).

На поверхности Кольского прогиба развиты четвертичные и плиоценовые образования и лишь на границе со Срединным хребтом узкой полосой обнажаются миоценовые породы. Фундаментом прогиба является комплекс пород кихчикской серии (рис. 26б). Чехол сложен образованиями четвертичного, плиоценового (энемтенская свита) и миоценового (каванская и воямпольская серии) возраста. В разрезе погруженных участков бассейна не исключено наличие олигоценых пород (гакхинская свита воямпольской серии). Литологический и формационный состав чехла, региональные перерывы в нем, характер и размеры локальных структур, покрывки и коллекторы аналогичны или близки таковым Колпаковского прогиба в соответствующем возрастном диапазоне разреза [Осадочные..., 1987].

### **Колпаковский прогиб**

Колпаковский прогиб расположен в южной части Охотско-Камчатского нефтегазоносного бассейна, включающего в себя шельфовую часть Охотского моря и примыкающую территорию п-ова Камчатка. Сухопутная часть Колпаковского прогиба занимает прибрежную заболоченную низменность, простирающуюся вдоль берега на расстояние 170 км при ширине 60 км. На севере по региональному разлому он отделяется от Ичинского прогиба, на юге ограничен Соболевским меловым выступом, восточным его обрамлением служит горный массив Срединного хребта (см. рис. 26).

Фундамент Колпаковского прогиба сложен верхнемеловыми литифицированными песчаниками и метаморфизованными аргиллитами кихчикской серии мелового (досантонского) возраста [Осадочные..., 1987]. Образования кихчикской серии вскрыты скважинами в наиболее поднятых блоках [Таучская, Соболевская, Нижне-Квакчикская, Средне-Кунжикская, Северо-Колпаковская площади) и представлены чередующимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Породы темно-серые до черных, крепкие, интенсивно перемятые, с зеркалами скольжения; осложнены многочисленными разрывными нарушениями различной амплитуды.

Осадочный чехол Кропаковского прогиба представлен вулканогенно-осадочными образованиями кайнозойского возраста, несогласно залегающими на метаморфизованных и интенсивно дислоцированных меловых породах. В южном направлении происходит постепенное выклинивание нижних палеогеновых горизонтов чехла, отчетливо наблюдаемое по данным КМПВ [Осадочные..., 1987]. За южной границей бассейна, на Соболевском выступе, в основании чехла по данным структурного бурения находятся среднемиоценовые породы. В целом осадочный чехол бассейна состоит главным образом из неогеновых и олигоценых образований. В прогибе установлена максимальная для Камчатки мощность кайнозоя, превышающая 4 км [Буряк и др., 1998].

**Разрез осадочного чехла Колпаковского прогиба.** Разрез *палеогена* Колпаковского прогиба характеризуется значительной изменчивостью мощности образований

(от сотен до нескольких тысяч метров), которая уменьшается к сводам меловых выступов за счет выклинивания нижних частей разреза. Верхнепалеоцен-нижнемиоценовые образования, согласно данным изучения керна 18 скважин и анализа материалов ГИС [Бакун и др., 1994], с размывом и угловым несогласием перекрывают верхнемеловые породы (рис. 27) и разделяются на пять литолого-фациальных комплексов (рис. 28). Пролувиально-аллювиальный – хулгунская свита, аллювиально-лагунный – напанская свита, прибрежно-морской (шельфовый) – снатольская свита, прибрежных равнин – ковачинская свита и удаленной от берега, относительно глубоководной зоны прибрежного шельфа – кулувенская и вивентекская свиты.

Образования верхнего палеоцена (аналог *хулгунской свиты*) распространены на склонах Соболевского выступа, где в скв. Северо-Колпаковская-1 установлена максимальная мощность свиты 350 м (см. рис. 28). Нижняя часть свиты [Бакун и др., 1994] представлена мощными несортированными грубообломочными конгломерато-брекчиями, сложенными обломками песчаников, гравийно-песчаным и глинисто-кремнистым материалом. Выше обломочный материал отличается хорошей окатанностью. В верхней части разреза среди конгломератов с окатанной галькой присутствуют прослои мелких валунов, гравия, включения единичных слабоокатанных об-

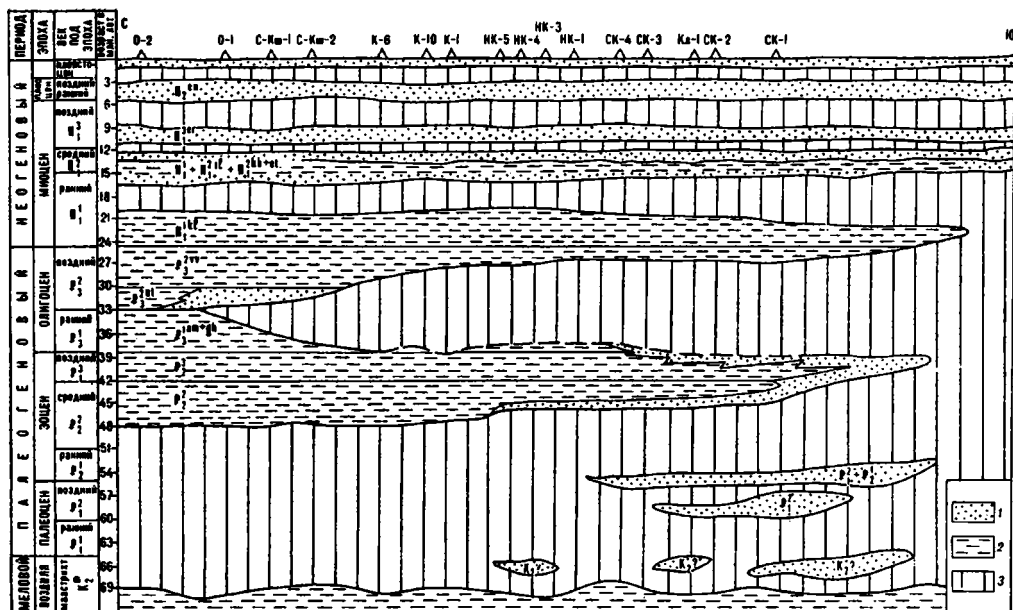


Рис. 27. Хроностратиграфическая схема по линии Соболевский выступ – Охотская площадь в Колпаковском прогибе, по: [Бобылев, Бакун, 1992]

1, 2 – осадки: 1 – прибрежно-морские, 2 – морские; 3 – отсутствие осадков. Скважины: О – Охотская 1 и 2, С-Кш – Северо-Кшукская 1 и 2, К – Кшукская 1, 6 и 10, НК – Нижне-Квакчинская 1, 3, 4 и 5, СК – Северо-Колпаковская 14, Кш – Колпаковская

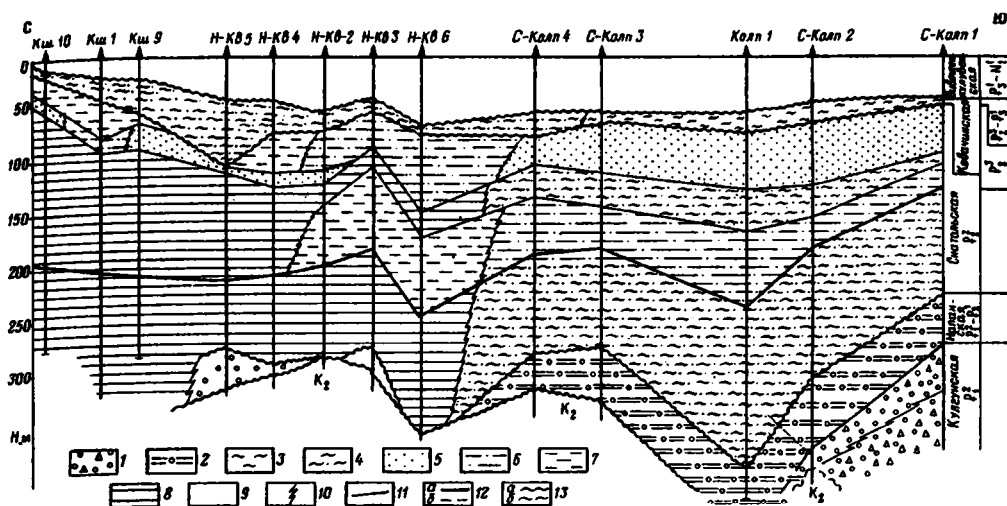


Рис. 28. Литолого-фациальная корреляция верхнепалеоцен-нижнеэоценовых отложений юга Колпаковского прогиба, по: [Бакун и др., 1994]

1–9 – фации: 1 – пролювиально-аллювиальные, 2 – аллювиально-лагунные, 3 – прибрежных равнин, 4 – мелководно-морские, 5 – береговых валов и дюн, 6–9 – шельфовые приливно-отливные: 6 – верхней, 7 – средней, 8 – нижней частей шельфа, 9 – относительно глубоководные, неразделенные; 10–13 – границы: 10 – фациального замещения, 11 – фациальные, 12 – литолого-стратиграфические: а – достоверные, б – предполагаемые, 13 – размылов: а – достоверные, б – предполагаемые; названия скважин и их номера: Кш – Кшукская, Н-Кв – Нижне-Квакчинская, Колп – Колпаковская, С-Колп – Северо-Колпаковская

ломков глинистых сланцев. Севернее, в скв. Северо-Колпаковская-2, мощность хулгунской свиты сокращается до 15 м. Она представлена переслаиванием алевролитов с обугленным растительным детритом и глинистых песчаников с гравием и мелкой галькой, конгломератов с галькой различной степени окатанности.

Верхнепалеоцен-нижнеэоценовая толща, выделяемая в *напанскую свиту*, имеет локальное распространение на юге Колпаковского прогиба (см. рис. 28) и вскрывается скважинами на Северо-Колпаковской и Нижнеквакчинской площадях [Бакун и др., 1994]. Мощность напанской свиты колеблется от 0 до 50 м, достигая максимальной в районе скважины Колпаковская-1 (149 м). Напанская свита представлена ритмичным чередованием песчаников (мощностью до 15 м) и аргиллитов (мощностью 8–17 м). В основании песчаных слоев почти повсеместно отмечаются линзы и прослой крупногалечных конгломератов мощностью 0,4 м. Песчаники средне-, мелкозернистые, плотные, массивные с карбонатным цементом и пористые, хорошо сортированные, с рассеянной мелкой галькой и гравием, включениями растительного детрита и кремневыми остатками фауны.

Средне-верхнеэоценовая трансгрессивная морская толща (возрастной аналог *снатольской свиты*) (см. рис. 28), залегает на континентальных образованиях с размы-

вом и базальным горизонтом крупнообломочного песчаника с хорошо окатанными зернами (Нижне-Квакчинская-2, -4) [Бакун и др. 1994]. В составе пород нижней части свиты преобладают глинистые песчаники и алевролиты, массивные, плотные, с субгоризонтальной тонкой и косой слоистостью (Нижне-Квакчинская-3). В более мелководных фациях свиты встречаются линзы и прослои песчаников мощностью до 7–18 м, увеличивается количество включений растительного и раковинного детрита, отмечаются многочисленные ходы илоедов (Северо-Колпаковская-3). Верхняя часть снатольской свиты соответствует верхнему эоцену и сложена прибрежно-морскими песчаниками. Характерны прослои конгломератов в основании нового трансгрессивного цикла и преимущественно глинистый состав отложений верхней части свиты (Северо-Колпаковская-1, -3).

Образования *ковачинской свиты* позднеэоцен-раннеолигоценового возраста широко распространены на севере Колпаковского прогиба, где отмечается согласное взаимоотношение ковачинской и снатольской свит. На юге прогиба в его краевой зоне отмечаются следы наземного перерыва и углового несогласия на контакте этих свит (см. рис. 28). Ковачинская свита представлена неравномерным переслаиванием темно-серых глинистых песчаников, плохо сортированных с мелкой галькой, светло-серых пористых песчаников и аргиллитов (Северо-Колпаковская-4, -3). Глинистая толща в основании ковачинской свиты состоит из смешанных, плохо сортированных терригенных пород. В ее основании встречается большое количество гравийно-галечного материала (Кшукская-10), щебня (Кшукская-9) как рассеянного в породе, так и в виде прослоев, включающих обломки терригенных, кремнистых и эффузивных пород (Северо-Колпаковская-1). Для песчаников иногда характерны зеленоватые оттенки (Колпаковская-1), отражающие примесь эффузивного материала, а более глинисто-кремнистые разности имеют бурый или коричневатый оттенки (Нижне-Квакчинская-2). В разрезе отмечаются прослои глинистых известняков мощностью до 0,3 м (Нижне-Квакчинская-5), гнездовидные скопления белого кальцита (Колпаковская-1), остатки ископаемой фауны (Нижне-Квакчинская-4). Верхняя часть ковачинской свиты характеризуется слоистым строением преимущественно гравитационного типа. Плоскости наслоения часто неровные, нарушены следами микроразмылов, иногда следами взмучивания или оползания осадка.

Мощность ковачинской свиты в районе Кшукского и Нижне-Квакчинского месторождений изменяется от 10 до 60 м. На юге мощность свиты не превышает 20 м. Мощность ковачинской свиты на юге Колпаковского прогиба неполная, из разреза выпадают олигоценовые образования, и слои с миоценовой микрофауной залегают на песчаниках эоцена с резким стратиграфическим несогласием [Бобылев, Бакун, 1992].

Как в разрезе, так и в плане в пределах Колпаковского прогиба преобладают неогеновые образования (см. рис. 26) [Буряк и др., 1998]. Нижняя часть миоцена (воямпольская серия), сформировавшаяся в глубоководных условиях, сложена преимущественно аргиллитами кулувенской и вивинтекской свит. Продуктивные песчаники и конгломераты приурочены к поверхности несогласия между неогеновой и палеогеновой системами, однако их стратиграфическая принадлежность еще обсуждается

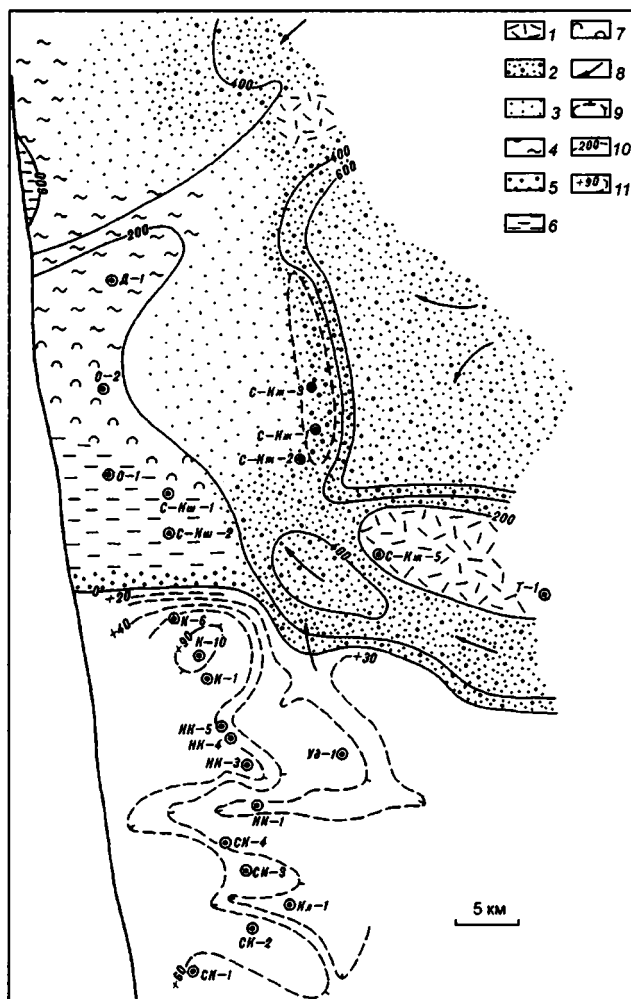
[Козьянин, 1990]. Образования плиоцена, а также верхнего и среднего миоцена, объединяемые в кавранскую серию, представлены вулканогенно-осадочной молассой дельтового и прибрежно-морского генезиса. Мощность неогена достаточно выдержана по площади, в наиболее погруженных частях превышает 3000 м.

**Палеогеография палеоцен-эоценового этапа в Колпаковском прогибе.** Верхнепалеоцен-нижеолигоценовая часть разреза осадочной толщи Колпаковского прогиба сформировалась на складчатом меловом фундаменте [Бакун и др., 1994]. К началу формирования осадочного выполнения южная часть Колпаковского прогиба представляла собой предгорную холмистую равнину, ограниченную с востока Срединно-Камчатским и с юга – Соболевским выступами фундамента. Установленное локальное распространение мощных несортированных грубообломочных отложений в отложениях хулгунской свиты на склонах Соболевского выступа (см. рис. 27, 28) может быть связано с образованием у его подножия конусов выноса. Это свидетельствует об активности денудационных процессов и резкой выраженности палеорельефа [Бакун и др., 1994].

В конце хулгунского (позднепалеоценового) времени при поступлении морских вод в пределы Колпаковского прогиба происходила морская переработка верхней части аллювиально-пролювиальных отложений (см. рис. 27, 28). Ритмичное строение разреза напанской свиты и вещественный состав слагающих свиту образований характерны для аллювиально-лагунных образований, выполняющих палеорельеф восточного склона Срединно-Камчатского массива [Бакун и др., 1994].

Нижняя часть снатольской свиты формировалась в относительно спокойной обстановке открытого шельфа, более глубоководного на севере и мелководного на юге (см. рис. 27) [Бакун и др. 1994]. Особенности разреза верхней части снатольской свиты – повышенная песчаность, характерные текстуры и структуры пород и их вещественный состав свидетельствуют о повышенной тектонической и гидродинамической активности района. В позднеэоценовом бассейне подобные явления наблюдались в начале и на завершающем этапе его формирования. Между регрессивными паузами непродолжительное время обстановка осадконакопления была относительно спокойной и частично повторяла условия развития морской среднеэоценовой трансгрессии [Бакун и др., 1994].

Накопление достаточно мощных песчаных горизонтов (до 50–70 м) в прибрежно-морской части позднеэоценового бассейна происходило, возможно, при одновременном поступлении обломочного материала как с суши – более грубого, так и с моря – мелко-тонкообломочного, приносимого морскими вдольбереговыми течениями (рис. 29). Источниками сноса мелкообломочного материала, вероятно, являлись приподнятые участки рельефа дна морского бассейна, размываемые течениями. Накопление песчаных валов происходило вдоль береговой зоны, где связь с морем была непостоянна. *Смена морских обстановок с различным гидродинамическим режимом совпадает в структурном плане с поднятиями* – береговыми уступами в рельефе дна бассейна. На Северо-Колпаковском и Нижне-Квакчинском месторождениях *поднятия имеют унаследованное развитие и отражают приподнятую поверхность в рельефе фундамента* (см. рис. 28, 29). Нарращивание мощности береговых песча-



**Рис. 29.** Схема литолого-фациальной зональности на раннеолигоценном (утхолокском) этапе развития Колпаковского прогиба, по: [Бобылев, Бакун, 1992]

1–7 – фациальные комплексы: 1 – аллювиально-пролювиальные, 2 – аллювиально-дельтовые, 3 – авандельтовые, 4 – продельтовые, 5 – прибрежно-пляжевые, 6 – прибрежно-депрессивные, 7 – барово-отмельные; 8 – основные направления переноса обломочного материала; 9 – структуры конседиментационного развития (надразломные); 10 – изолинии мощности, м; 11 – денудационная наклонная равнина и изогипсы эрозионного палеорельефа поверхности верхнеэоценовых отложений, м. Скважины: Уд – Удачная, Д – Дорожная, СКж – Северо-Кунжикская. Остальные обозначения см. на рис. 27

ников и сохранение их от дальнейшего размыва происходило при постепенном сокращении морского бассейна. Об этом свидетельствуют следы наземной эрозионной деятельности, обнаруженные, например, на Северо-Колпаковском месторожде-

нии и на участке Нижне-Квакчинского в районе скважин 3 и 4. Стабильный морской режим в позднеэоценовом бассейне существовал только на севере Колпаковского прогиба [Бакун и др., 1994].

Очевидно, после непродолжительного перерыва в конце позднеэоценового времени в районе произошла смена условий осадконакопления [Бакун и др., 1994]. В глинистом разрезе ковачинской свиты выше кровли песчаников снатольской свиты появляются “плавающие” гальки, увеличивается кремнистость пород, а также фиксируются другие признаки, свидетельствующие о похолодании климата. Поступление терригенного материала ковачинской свиты происходило за счет мощных потоков талых вод с образованием эрозионных врезов, как в районе скважины Нижне-Квакчинская-5 (см. рис. 28).

Структурный план Колпаковского прогиба формируют горст-антиклинальные зоны изометричной формы, разделенные опущенными грабен-синклиналями (рис. 30) [Крылов и др., 1988]. Выделяются две зоны антиклинальных складок: Кунжикская и Кшукская. Кунжикская зона расположена в северо-восточной части бассейна. На северо-востоке она ограничена Крутогорским региональным разломом, на юго-западе – Кунжикским разломом, по которому она приподнята относительно Кшук-

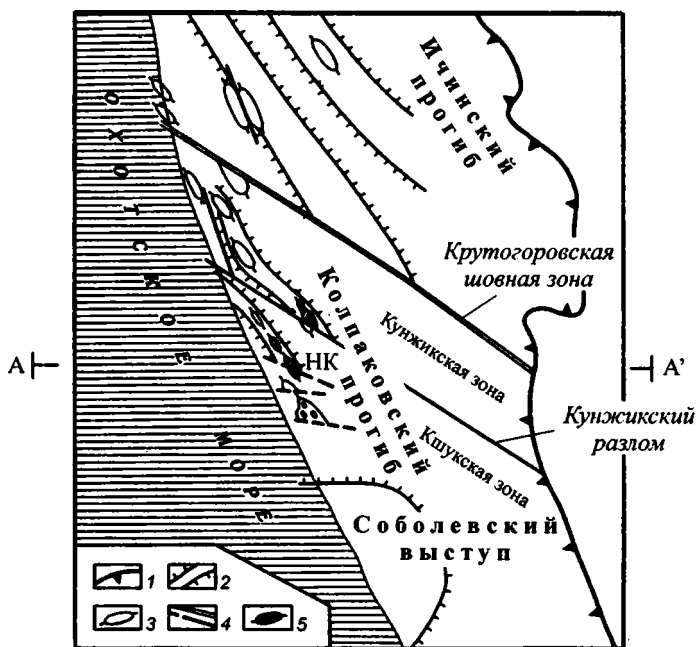


Рис. 30. Схема расположения основных структурных элементов чехла Колпаковского прогиба, по: [Крылов, 1988], с добавлениями автора

1 – граница Охотско-Камчатского бассейна; 2 – антиклинальные зоны; 3 – локальные поднятия; 4 – разломы; 5 – газовые и газоконденсатные месторождения. НК – Нижне-Квакчинское газоконденсатное месторождение. А–А' – положение профиля на рис. 31

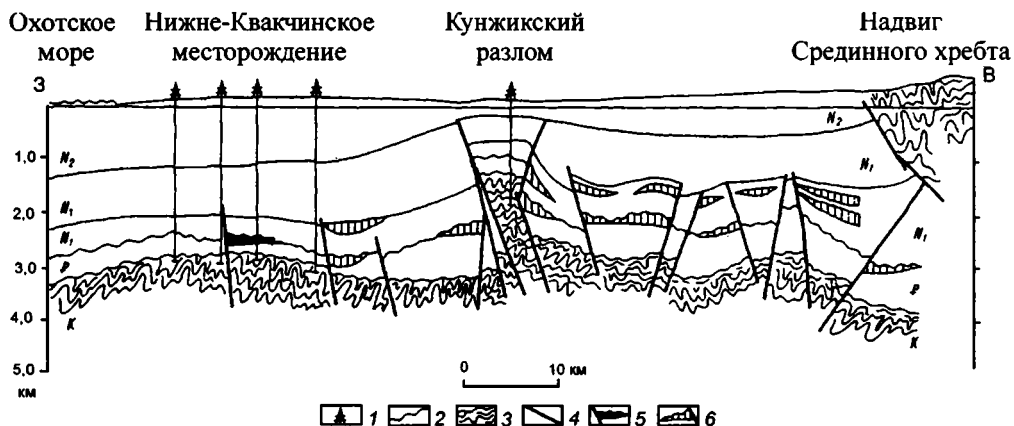


Рис. 31. Поперечный разрез Колпаковского прогиба, по: [Козьянин, 1990]

1 – пробуренные скважины; 2 – поверхность несогласия; 3 – метаморфизованные породы фундамента; 4 – тектонические нарушения; 5 – залежи газоконденсата; 6 – прогнозируемые залежи

ской зоны (рис. 31). Квакчикская, Кунжикская, Соболевская горст-антиклинальные зоны морфологически связаны с приподнятыми блоками мелового основания. Рельеф фундамента сильно расчленен, представляет собой систему блоковых сооружений с амплитудой вертикальных смещений от сотен до нескольких тысяч метров. В пределах зон выявлены локальные выступы фундамента, приподнятые по надвигам западной вергентности, к которым приурочены брахиантиклинальные структуры в осадочном чехле, перспективные для обнаружения залежей углеводородов (см. рис. 31) [Бурлин, Козьянин, 1995; Козьянин, 1990]. Роль надвигов в структурах фундамента как генератора глыбовой прерывистой складчатости в перекрывающем осадочном чехле уже отмечалась и была обоснована экспериментально [Гончаров и др., 1997].

Интенсивность складчатости и дизъюнктивных нарушений в чехле Колпаковского прогиба возрастают сверху вниз по разрезу. Практически каждый из выделенных стратиграфических комплексов имеет свой, отличный от другого план тектонического строения. Так, на Кшукской площади пологая складка в кавранских образованиях ( $8 \times 5$  км, углы наклона крыльев  $4-6^\circ$ , амплитуда 100 м) смещена на 3 км к северу относительно складки в воямпольских породах ( $9,6 \times 3,8$  км, углы наклона крыльев  $6-8^\circ$ , амплитуда 150 м) [Осадочные..., 1987]. На Нижнеквакчикской площади антиклинальная складка зафиксирована лишь в воямпольских породах, в кавранских образованиях перегиб слоев не обнаружен. Ряд тектонических нарушений, секущих по данным сейсморазведки МОГТ воямпольские образования, в кавранских породах не прослеживается. Над этими нарушениями в кавранских породах иногда образуются надразломные складки [Осадочные..., 1987].

Кавранская и воямпольская серии неогена разделены поверхностью углового, а местами и стратиграфического, несогласия и представляют собой два структурных



подэтажа. Верхний, кавранский, характеризуется пологими углами залегания пород, нечетко выраженной морфологией и малой амплитудой локальных структур с общим подъемом на восток и юг. Воямпольский структурный этаж отличается большей контрастностью и амплитудой локальных поднятий, которые в значительной степени нарушены разломами.

Тектонический характер восточного обрамления Колпаковского прогиба был отражен на временных разрезах по профилям, пересекающим восточный борт прогиба [Бурлин, Козьянин, 1995]. Было доказано наличие крупного надвига, по которому горные сооружения Срединного хребта надвинуты на восточный борт Колпаковского прогиба. Осадочные комплексы погружаются под породы фундамента на глубину более 3000 м, а не выклинивается (см. рис. 31) [Козьянин, 1990]. Вдоль надвига зафиксированы крупные, контрастные антиклинальные структуры. На основании анализа сейсмо-профилей делается вывод, что в образованиях кайнозойских свит на разных глубинах выделяются надвинутые друг на друга тектонические чешуи, которые имеют амплитуду от 500 до 800 м [Бурлин, Козьянин, 1995].

Как показано литолого-фаціальными исследованиями на примере Колпаковского прогиба [Бакун и др., 1994], поднятия в рельефе дна раннепалеогенового бассейна имеют унаследованное развитие. Эти уступы отражают приподнятую поверхность в рельефе фундамента, которая контролировала распределение фаций в бассейне в позднепалеоцен-эоценовое время. Выступы докайнозойского фундамента прогиба были приподняты по надвигам западной вергентности, вероятнее всего, в позднем палеоцене – раннем эоцене. Начало тектонической активизации блоков фундамента маркируют грубообломочные образования хулгунской свиты в основании осадочного чехла прогиба.

Исходя из вышесказанного можно заключить, что: 1) континентальная кора окраины уже была сформирована до раннего эоцена; 2) в раннем эоцене в структуре коры окраины произошли тектонические и метаморфические события, совпадающие по времени с этапом обдукции Ачайваям-Валагинской дуги на окраину; 3) структурные формы докайнозойского фундамента западной части южной Камчатки начали формироваться в позднем палеоцене – раннем эоцене, на этапе коллизии дуга-континент, и оказались определяющими для седиментационной и тектонической эволюции региона в раннем кайнозое.

### **1.3.2. Центральная и Восточная Камчатка (южная часть полуострова)**

Комплексы покровно-складчатого фундамента центральной и восточной Камчатки перекрыты с угловым несогласием образованиями Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов (см. рис. 6). Вулканический пояс Центральной Камчатки протягивается вдоль Срединного хребта полуострова, на широте Шипунского полуострова переходит на юго-восточную Камчатку и далее совпадает с современной вулканической дугой вплоть до о. Хоккайдо. Эта вулканическая

цепь начала формироваться в конце олигоцена – начале миоцена (см. рис. 7) [Авдейко, Волынец, 2000]. В пределах Срединного хребта вулканическая деятельность практически завершилась в голоцене, где в настоящее время сохранил активность только один вулкан – Ичинский [Вулканы..., 1972].

В составе Центрально-Камчатского вулканического пояса преобладают породы надсубдукционных островодужных серий [Авдейко, Волынец, 2000]. Среди них в восточной части пояса распространены нормальные по щелочности лавы известково-щелочной серии, а в тыловой, западной его части – лавы высококалиевой серии. В центральной и тыловой части пояса в Срединном хребте особенно обильны лавы шошонит-латитовой серии [Авдейко, Волынец, 2000], присутствуют лавы внутриплитного типа позднеплиоцен-голоценового возраста [Авдейко и др., 2001].

Структура покровно-складчатого фундамента Центральной и Восточной Камчатки сложена главным образом дислоцированными кампан-палеоценовыми образованиями Ачайваям-Валагинской дуги (см. рис. 6). На юге рассматриваемого региона в Ганальском хребте из-под меловых комплексов выведены на поверхность метаморфические образования Ганальского массива.

### Ганальский метаморфический массив

Ганальский метаморфический массив расположен на юго-западном обрамлении Ачайваям-Валагинской дуги, во фронте Ирунейского покрова неметаморфизованных образований дуги (см. рис. 20).

Скоростная модель строения коры в районе выступа Ганальского массива отражена на профиле ГСЗ (рис. 32) [Герман, 1978]. Верхняя часть разреза коры представлена низкоскоростными слоями и отражает многослойное строение кайнозойских вулканогенно-осадочных толщ. Наиболее четко выделяется сейсмическая граница с

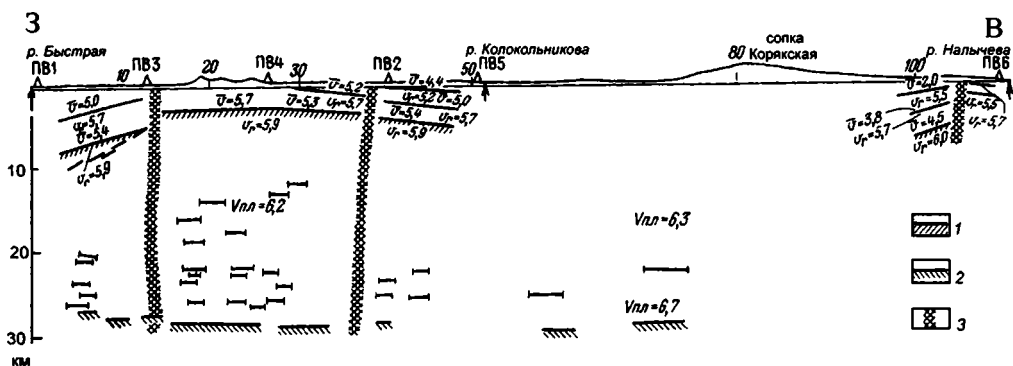


Рис. 32. Субширотный разрез земной коры в южной части Ганальского выступа метаморфических пород по данным ГСЗ, по: [Герман, 1978]

1 – предполагаемая кровля гранулитового фундамента; 2 – поверхность Мохоровичича; 3 – глубинные разломы

$V_r = 5,0-5,4$  км/с, которая отождествляется с кровлей дислоцированных образований верхнего мела. На западных отрогах Ганальского хребта эта граница совпадает с выходом на поверхность верхнемеловых пород. Нижней границей меловых пород является преломляющий горизонт с граничными скоростями 5,7–6,2 км/с. Резкая граница между меловыми образованиями и “консолидрованной корой”, характерный скачок скоростей на этой границе отчетливо указывают на существенные различия состава и степени метаморфизма и дислоцированности пород [Герман, 1978]. Выход на поверхность “консолидрованной коры” в Ганальском хребте точно соответствует метаморфическим породам. В выступе Ганальского метаморфического массива в верхней части консолидрованной коры выделяется горизонт мощностью 3,5 км, характеризующийся средней скоростью 5,7 км/с, который соответствует в основном полю развития полиметаморфических пород ганальской серии. Ниже лежащая часть консолидрованной коры отделена от верхней преломляющим горизонтом с граничной скоростью 5,9 км/с. Под ним залегает мощный слой, в пределах которого наблюдается постепенное нарастание скорости продольных волн от 5,9 км/с в кровле до 6,6 км/с в подошве земной коры при средней пластовой скорости 6,2 км/с. Положение кровли нижней части консолидрованной коры на профиле ГСЗ (см. рис. 32) соответствует глубине залегания подошвы ганальской серии, из-под которой в своде Ганальского массива севернее профиля обнажаются кислые породы гранулитовой фации. Скорости продольных волн нижней части консолидрованной коры на профиле ГСЗ характерны для кварцсодержащих пород гранулитовой фации. Кора имеет однослойное строение, по своим сейсмическим свойствам отвечает гранито-гнейсовому слою и имеет мощность 28 км [Герман, 1978].

В структуре Ганальского массива выделяются три основные аллохтонные пластины, шарьированные вдоль пологих надвигов северо-западной вергентности на гранулитовый комплекс относительного автохтона (рис. 33) [Герман, 1978; Рихтер, 1991].

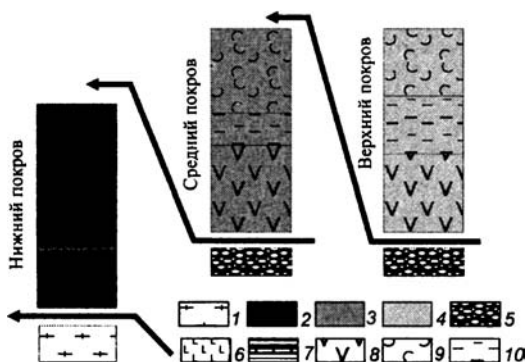


Рис. 33. Схема корреляции основных комплексов Ганальского метаморфического массива, Вахталкинский блок, по: [Рихтер, 1995]

1–4 – метаморфические породы фаций: 1 – гранулитовой, 2 – амфиболитовой, 3 – зеленосланцевой и эпидот-зеленосланцевой, 4 – филлитовой и хлорит-биотитовой; 5 – рассланцованные гипербазиты; 6–10 – дометаморфические типы пород: 6 – базальты, 7 – кремни и известняки, 8 – андезиты, 9 – грубые туфы, 10 – кремнисто-туфогенные образования

Аллохтонные пластины сложены метаморфическими породами, степень изменения которых нарастает структурно вниз от пород филлитовой и хлорит-биотитовой фаций в верхней пластине, к зеленым сланцам и эпидотовым амфиболитам в средней пластине (*стенная серия*) и к гранатовым амфиболитам в нижней пластине (*ганальская серия*) [Рихтер, 1993]. Изоклиальная складчатость и пластические деформации наблюдаются в породах нижних структурных уровней, синкинематические габбро и плагиограниты развиты вдоль основных надвиговых поверхностей [Лучицкая, Рихтер, 1989; Рихтер, 1991; Лучицкая, 1998]. Тонкие зоны серпентинитовых ультрабазитов и пироксенитов проявлены в основании главных тектонических пластин.

Крутые надвиги северо-восточной вергентности с левосдвиговой составляющей рассекают покровную структуру Ганальского массива, обращенную к северо-западу (см. рис. 20) [Рихтер, 1991]. Открытые складки и наложенный ретроградный метаморфизм связаны с этапом формирования крутых надвигов [Рихтер, 1993]. С севера на юг в структуре массива вскрываются все более нижние структурные уровни (см. рис. 20). Неметаморфизованные мелководно-морские терригенные породы *эоцена* залегают с несогласием на метаморфическом основании.

Протолитом большей части метаморфических пород аллохтонных пластин Ганальского массива являются вулканогенные породы островодужного типа [Рихтер, 1993]. Протолитом гранатовых амфиболитов с прослоями мрамора в основании ганальской серии нижней тектонической пластины являются океанические базальты, пелагические кремнистые породы и известняки, первоначально подстилавшие островодужные образования [Рихтер, 1993, 1995]. Породы метоморфизованы в условиях средних давлений – высоких температур амфиболитовой (6,8–7,3 кбар, 730–800°C) и зеленосланцевой (4,8–5,0 кбар, 530–560°C) фаций (рис. 34) [Мохаммед и др., 1998]. Данные, полученные Ag-Ag методом для гранатовых амфиболитов, указывают на

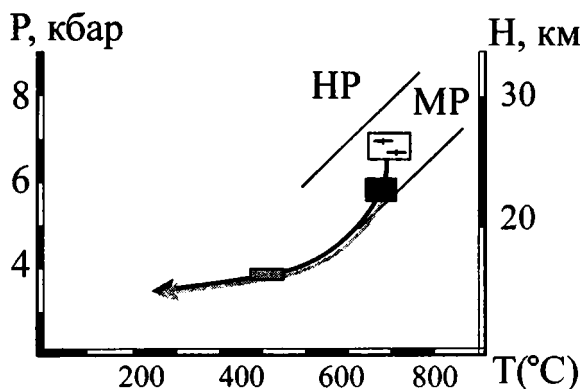


Рис. 34. Диаграмма  $P$ - $T$  для метаморфических пород Ганальского массива, по: [Мохаммед и др., 1998]

Фаза ретроградного метаморфизма в гранулитах происходила при тех же  $P$ - $T$ -условиях, что и прогрессивный метаморфизм в амфиболитах островодужного происхождения из нижнего покрова, затем эти комплексы подвергаются общей фазе зеленосланцевого метаморфизма; НР – зона высокого давления, МР – зона среднего давления

возраст пород между 50,6 и 47 млн. лет [Зинкевич и др., 1993а], что соответствует концу раннего эоцена – началу среднего эоцена [Gradstein, Ogg, 1996]. Синкинематические интрузии габбро датированы Ar-Ar методом 35,4 млн. лет для фракции роговой обманки и 42 млн. лет для фракции плагиоклаза [Зинкевич и др., 1993 а].

Гранулиты, вскрытые в относительном автохтоне Ганальского массива, были метаморфизованы в условиях средних давлений – высоких температур (7,8 кбар, 730–850°C) и подверглись двум этапам ретроградного метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (см. рис. 34) [Мохаммед и др., 1998]. Происхождение гранулитов дискуссионно. Sm-Nd изотопные данные, полученные для этих пород, характеризуются  $\xi Nd = -4$ , что может соответствовать молодой океанической коре, метаморфизованной в кайнозой, наиболее вероятно позднее 50 млн. лет [Виноградов и др., 1991]. Цирконы из гранулитовых гнейсов автохтона согласно Pb-Pb и U-Pb изотопным датировкам имеют возраст 1,6 млрд. лет [Львов и др., 1986] и являются ксеногенными [Львов и др., 1990]. Гранулитовые гнейсы Ганальского массива содержат удлиненные желтые “окатанные” цирконы с возрастом 2,2 млрд. лет и прозрачные, призматические цирконы с возрастом 35–40 млн. лет (U-Pb датирование), что позволяет сделать заключение о формировании гранулитов в один тектоно-метаморфический этап в эоцене [Кузьмин и др., 2001].

Островодужные и океанические образования, представлявшие протолит аллохтонных метаморфических комплексов Ганальского массива, по предположению А.В. Рихтера [1991; 1993] могут быть сопоставлены с комплексами основания Ачайваям-Валагинской дуги, расположенной в современной структуре в 15 км к северо-востоку от массива (см. рис. 20). В процессе тектонического совмещения комплексов дуги и Срединного массива, базальные комплексы дуги и породы подстилающей океанической коры были сорваны и надвинуты в северо-западном направлении. Вертикальная аккреция сопровождалась синкинематическим прогрессивным метаморфизмом средних давлений – высоких температур, проявившемся в породах дуги и океанической коры. Ar-Ar данные, регистрирующие фазу остывания, свидетельствуют о проявлении метаморфизма амфиболитовой фации до поздних этапов раннего эоцена. Относительно более поздние тектонические движения вдоль крутых надвигов северо-восточной вергентности привели к эксгумации нижних структурных уровней Ганальского метаморфического массива.

### **Ачайваям-Валагинская островная дуга**

В южной части Камчатки структуры Ачайваям-Валагинской дуги известны на поднятиях Срединного и Валагинского хребтов, разделенных Центрально-Камчатским грабеном, ширина которого в регионе не превышает 20 км (см. рис. 20). Тектоническая структура и деформации комплексов осевой части дуги вскрываются в северной части Валагинского хребта. Деформации западной части дуги описаны на восточных склонах Срединного хребта. Структура восточного края дуги вскрывается в южной части Валагинского хребта.

### Северная часть Валагинского хребта

Структура северной части Валагинского хребта представляет собой антиформу северо-восточного простирания шириной до 30 км и протяженностью около 40 км (рис. 35). С юга и севера Валагинская антиформа ограничена субширотными сбросами, которые отделяют выступ меловых образований от позднекайнозойских депрессий [Супруненко, Декин, 1968]. К депрессиям приурочены плиоцен-четвертичные вулканы Кизимен (на севере) и Унана (на юге). Западным ограничением антиформы является протяженный сброс, ограничивающий Центрально-Камчатскую депрессию.

Осевая часть структуры представляет собой относительный автохтон, сложенный образованиями кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса [Зинкевич и др., 1993 б]. В нижней части комплекса распространены преимущественно тонкообло-

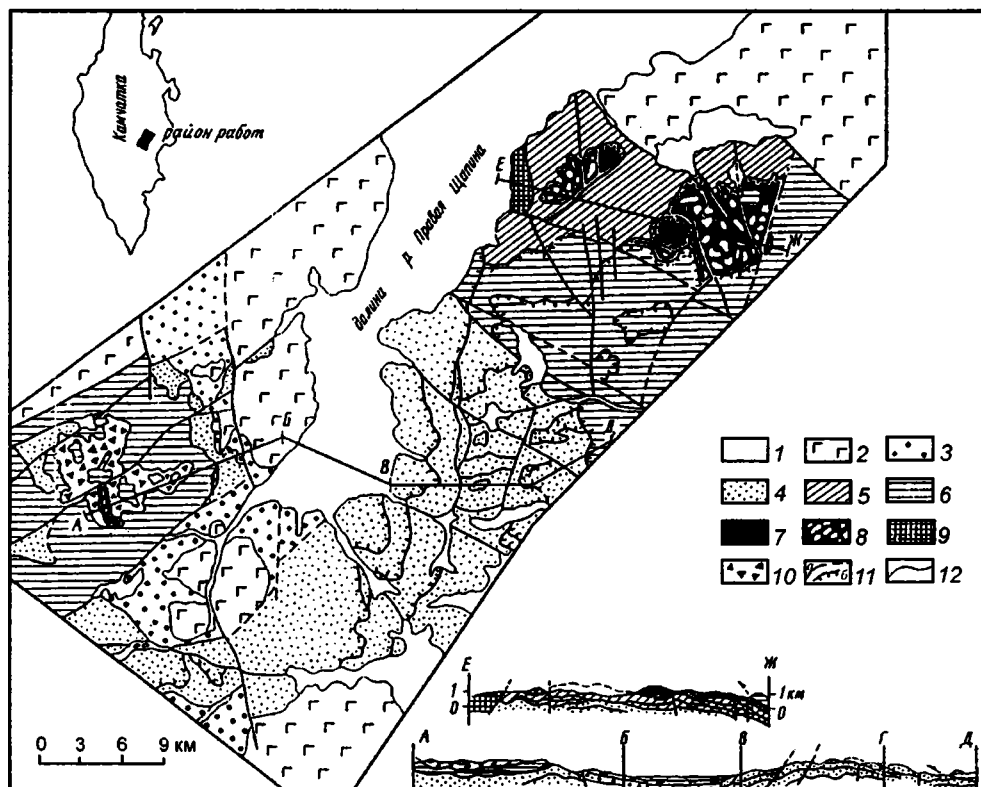


Рис. 35. Схема геологического строения северной части Валагинского хребта, по: [Константиновская и др., 1993]

1 – терригенные отложения (Q); 2 – вулканогенные толщи ( $N_2-Q$ ); 3 – терригенные толщи ( $N_1$ ); 4 – автохтон, кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс ( $K_2, km-Pg, d$ ); 5, 6 – аллохтон: Попутновский (на востоке), Савульчинский (на западе), вулканогенные толщи ( $K_2, km-m$ ); 5 – туфы, 6 – лавы; 7 – массивы гипербазитов; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – габбро-плаггиогранитный комплекс; 10 – катаклазиты; 11 – разломы; 12 – стратиграфические контакты

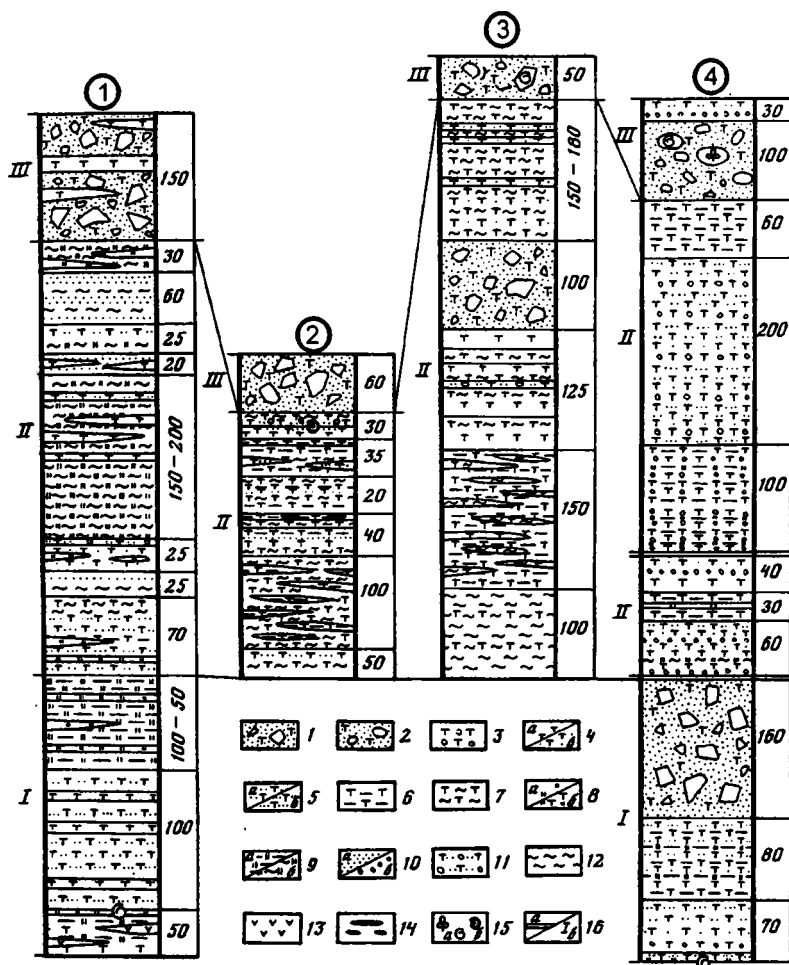


Рис. 36. Стратиграфические колонки кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, северная часть Валагинского хребта, по: [Константиновская и др., 1993]

1 – агломератовые вулканические брекчии; 2 – полимиктовые конгломераты; 3 – вулканические гравелиты; 4 – туфы: а – псефитовые, б – псаммитовые, крупнозернистые: 5–7 – туфы: 5 – псаммитовые: а – среднезернистые, б – мелкозернистые, б – пелитовые, 7 – алевроитовые; 8: а – кремни, б – кремнистые туффиты; 9: а – кремнистые аргиллиты, б – алевролиты; 10: а – кварц-полевошпатовые песчаники, б – полимиктовые гравелиты; 11 – вулканические песчаники; 12 – вулканические алевролиты; 13 – андезиты; 14 – карбонатные конкреции; 15 – места отбора микро- и макрофауны; 16: а – послойные срывы, б – части комплекса: I – нижняя, II – средняя, III – верхняя. Цифры в кружках – разрезы по: 1 – руч. Белый, 2 – среднее течение руч. Духтахтыч, 3 – истоки руч. Духтахтыч, 4 – г. Двойная (истоки р. Правая Щапина). Мощность толщ дана в метрах

мочные кремнистые и туфогенные породы, а в верхней – грубые туфогенные разновидности (рис. 36). Вещественный состав слагающих автохтон пород существенно влияет на характер деформаций комплекса: тонкозернистые породы смяты гораздо более

интенсивно, чем грубообломочные туфоконгломераты и брекчии. В структуре автохтона различные части разреза комплекса тектонически расслоены и совмещены по пологим срывам западной вергентности (рис. 37). Наиболее известный пологий надвиг в районе г. Перевал (рис. 38а) был описан еще в 1968 г. В.И. Тихоновым [1968]. Вдоль срывов наблюдается будинаж и интенсивное рассланцевание пород, проявлены маломощные зоны зеленосланцевого метаморфизма. Поверхности пологих срывов смяты в пологие складки, разбиты более крутыми надвигами преимущественно восток-юго-восточной вергентности (см. рис. 37).

Попутновский аллохтон, сложенный кремнисто-вулканогенными породами кампан-маастрихтского возраста и образованиями серпентинитового меланжа, надвинут с востока на автохтон осевой части антиформы (см. рис. 35) [Зинкевич и др., 1993б]. В западной части Валагинской антиформы породы автохтона тектонически перекрыты пластиной Савульчинского аллохтона. Вулканогенные образования в структуре аллохтонов расслоены на несколько пластин, которые разделяются зонами сер-

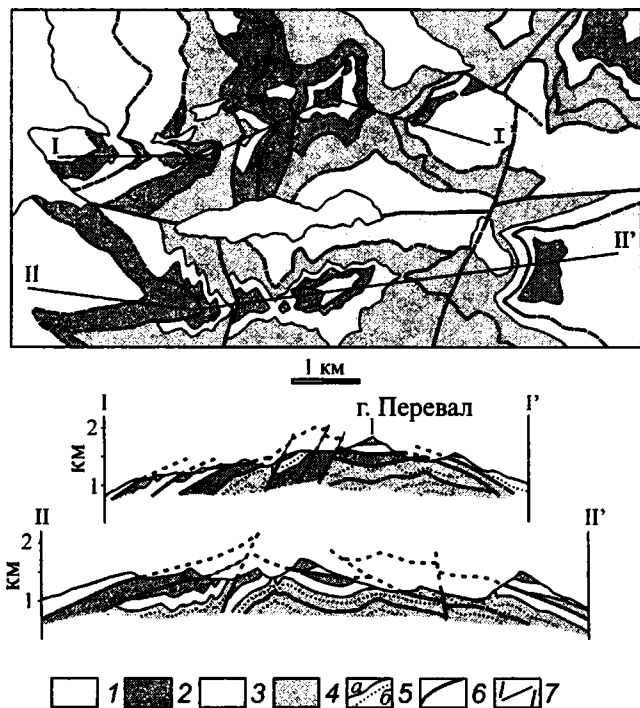
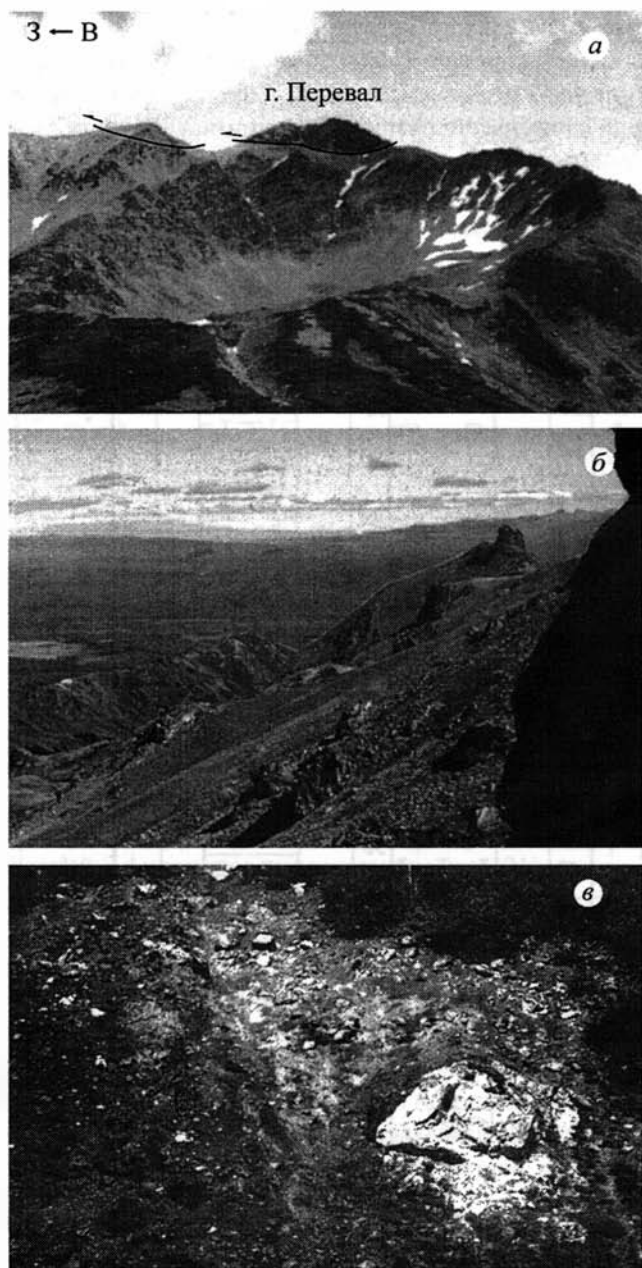


Рис. 37. Тектоническая схема строения автохтона, северная часть Валагинского хребта, по [Константиновская и др., 1993]

1 – четвертичные терригенные отложения; 2–4 – кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс (кампан-даний): 2 – верхняя часть, грубообломочные туфотерригенные породы, 3 – средняя часть, тонкозернистые туфогенно-кремнистые породы, 4 – нижняя часть, среднезернистые туфотерригенные породы; 5: а – стратиграфические контакты, б – маркирующие горизонты; б – разрывные нарушения; 7 – линии разрывов





**Рис. 38.** Тектонические деформации комплексов северной части Валагинского хребта, Восточная Камчатка

*а* – пологий надвиг г. Перевал в породах кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса; *б* – характерный глыбовый рельеф в области распространения образований серпентинитового меланжа, район г. Попутная; *в* – блок родингитов в матриксе серпентинитового меланжа, район г. Попутная. Экспедиции 1984, 1985 гг., фото автора

пентинитового меланжа. Нижний структурный комплекс покрова сложен главным образом туфогенными образованиями (грубые туфы, туффиты, туфосилициты), средний – серпентинитовым меланжем, верхний – преимущественно эффузивами. Вулканогенные толщи сложены пикритами, базальтами, андезитами и их туфами, кремнистыми породами (рис. 39). Серпентинитовый меланж образует тектоническую пластину мощностью 200–300 м, погружающуюся на восток. Меланж сложен блоками разных размеров, закатанными в серпентинитовые и родингитовые “рубашки” и по-

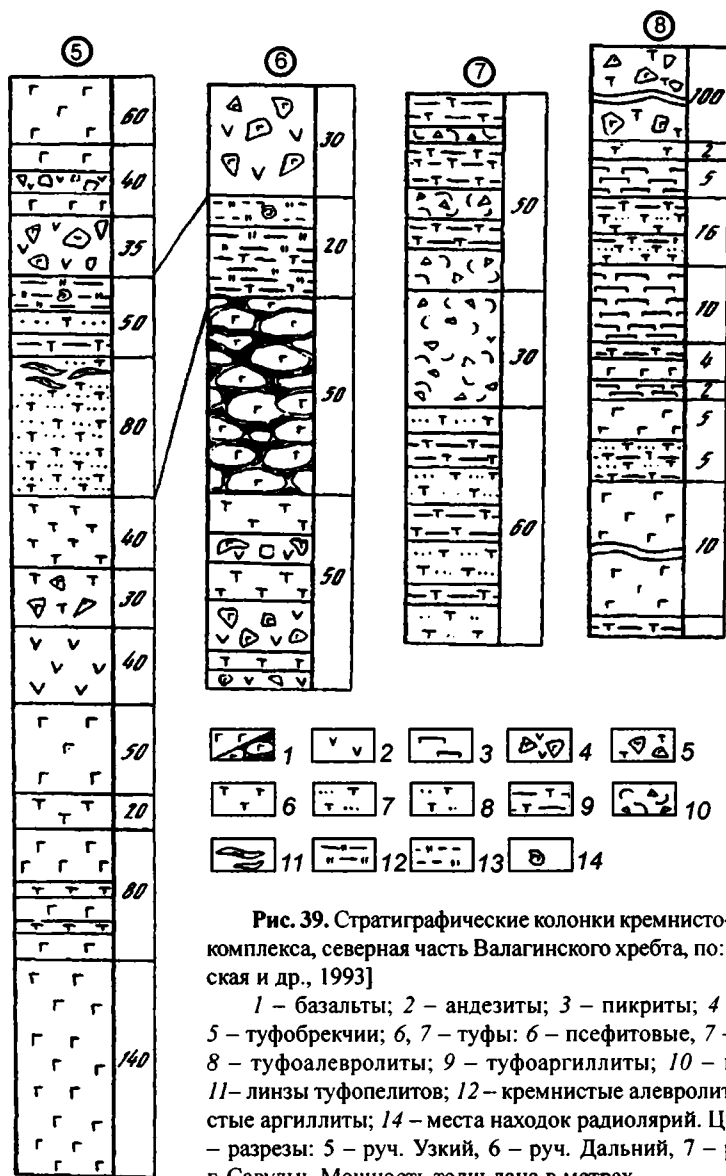


Рис. 39. Стратиграфические колонки кремнисто-вулканогенного комплекса, северная часть Валагинского хребта, по: [Константиновская и др., 1993]

1 – базальты; 2 – андезиты; 3 – пикриты; 4 – лавобрекчии; 5 – туфобрекчии; 6, 7 – туфы: 6 – псефитовые, 7 – псаммитовые; 8 – туфоалевролиты; 9 – туфоаргиллиты; 10 – гиалокластиты; 11 – линзы туфопелитов; 12 – кремнистые алевролиты; 13 – кремнистые аргиллиты; 14 – места находок радиолярий. Цифры в кружках – разрезы: 5 – руч. Узкий, 6 – руч. Дальний, 7 – руч. Ипуин, 8 – г. Савульч. Мощность толщ дана в метрах

груженные в рассланцованный серпентинитовый матрикс (рис. 38б, в). В составе блоков преобладают базальты, реже туфы, габброиды, гипербазиты, кремни, радиолариты с обломками известняков. В районе г. Попутной выделяется крупный (около 8 км<sup>2</sup>) массив гарцбургитов с линзами и горизонтами пироксенитов и дунитов, представляющий лакколитоподобное тело с максимальной мощностью в центре до 700 м [Селиверстов, 1978].

Осевая часть Валагинской антиформы (см рис. 35) рассечена грабеном р. Правая Щапина, выполненным миоценовыми мелководно-морскими терригенными породами и плиоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными образованиями. Миоценовые породы смяты в пологие складки.

### **Восточные склоны Срединного хребта**

В осевой части Срединного хребта на юге Камчатки на поверхность выведены образования Срединного метаморфического массива (см. рис. 20, 21), на который с востока надвинуты верхнемеловые-раннепалеоценовые островодужные образования ирунейской (сантон—маастрихт) и кирганикской (маастрихт—даний) свит (см. рис. 23) [Зинкевич и др., 1994]. Эти образования сходны по своему составу с кампан-раннепалеоценовыми комплексами Ачайваям-Валагинской дуги, описанными в структурах восточных хребтов Камчатки, и могут рассматриваться как фрагменты единой дуги [Константиновская, 1992]. Характер контакта между породами Срединного массива и меловыми образованиями дуги меняется вдоль его простирания. К северу от главного выхода метаморфического массива, в междуречье Ичи и Облуковины, комплексы дуги слагают Ирунейский покров, ограниченный во фронтальной зоне пологими надвигами (см. рис. 20). Южнее, вдоль простирания выступа Срединного массива, комплексы дуги и метаморфические образования разделены узкой субвертикальной шовной зоной — Андриановским швом (см. рис. 21).

Ирунейский покров детально описан в *междуречье Ичи и Облуковины* [Зинкевич и др., 1994]. Покров образован серией тектонических пластин, сложенных фациально неоднородными островодужными образованиями ирунейской и кирганикской свит (рис. 40). Комплексы дуги фациально неоднородны, что в существенной степени определяет характер их деформаций. Восточная (структурно более верхняя) часть Ирунейского покрова сложена главным образом грубообломочными вулканогенными образованиями и массивными покровами лав (кирганикская свита). Эти образования смяты в крупные открытые и запрокинутые на запад складки, нарушены разломами, развитыми в основном по границам толщ разной компетентности [Зинкевич и др., 1994].

Западная (структурно более нижняя) часть Ирунейского покрова сложена преимущественно туфогенными и кремнистыми породами ирунейской свиты (рис. 41), накопление которых происходило на склонах и в основании дуги и в обстановке окраинного моря [Константиновская, 1997]. Эти образования в разной степени деформированы, нередко смяты в запрокинутые складки, нарушены многочисленными надвигами западной vergentности. Во фронте Ирунейского покрова вскрыты тонкие (1–2 км) тектонические пластины, сложенные преимущественно пелагическими крем-

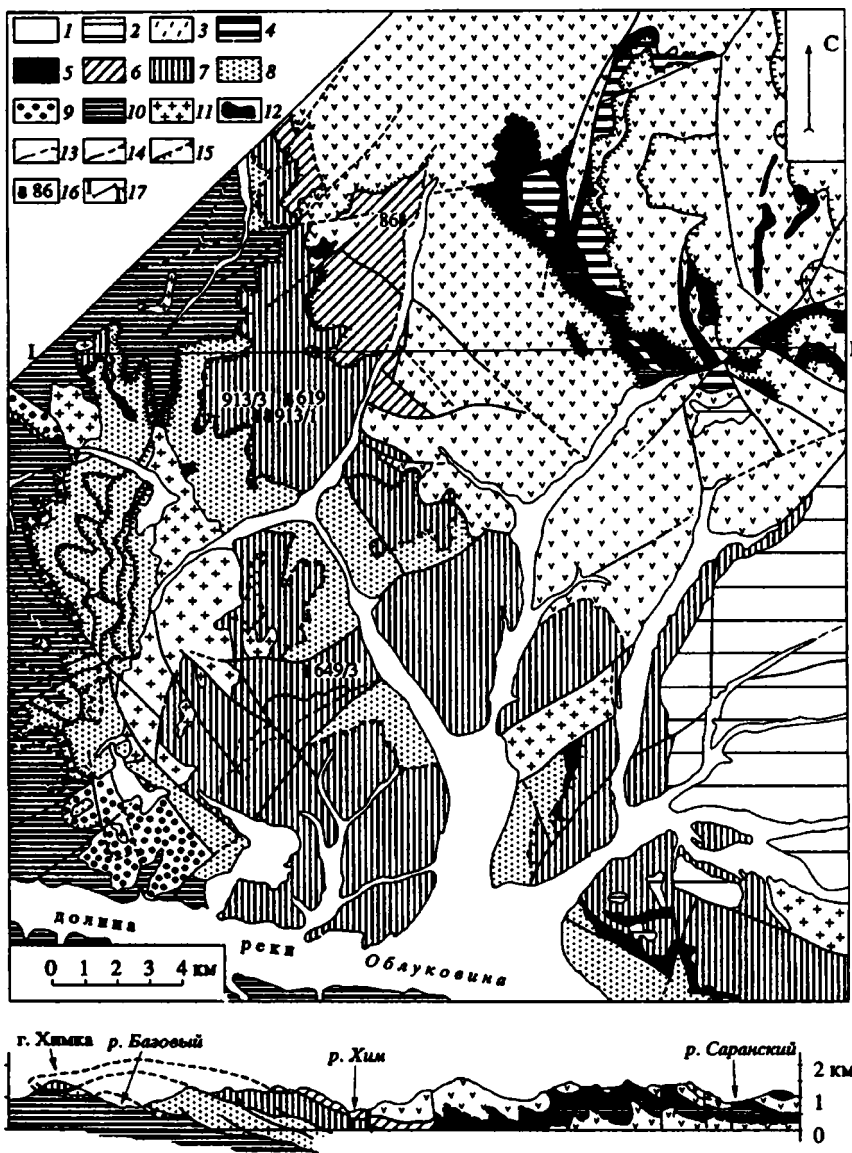


Рис. 40. Схема геологического строения междуречья Ичи и Облуковины, по: [Зинкевич и др., 1994]

1 – рыхлые отложения (Q); 2 – вулканогенные толщи (Pg–Q); 3 – кирганикская свита; 4–7 – ирунейская свита, толщи: 4 – вулканокластическая, 5 – кремнисто-вулканотерригенная, 6 – недифференцированная, 7 – кремнисто-глинистая; 8 – хозгонская свита; 9 – барабская свита; 10 – малкинская серия; 11 – миоценовые граниты; 12 – субвулканические тела кислого и среднего составов; 13 – стратиграфические контакты: а – достоверные, б – предполагаемые; 14 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 15 – надвиги: а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – места отбора микрофауны; 17 – линия разреза. Положение участка показано на рис. 46

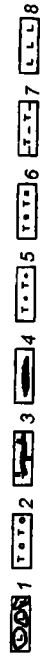
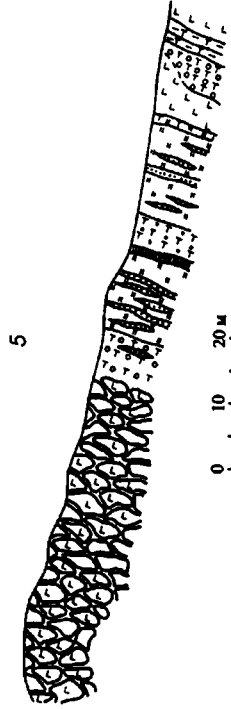
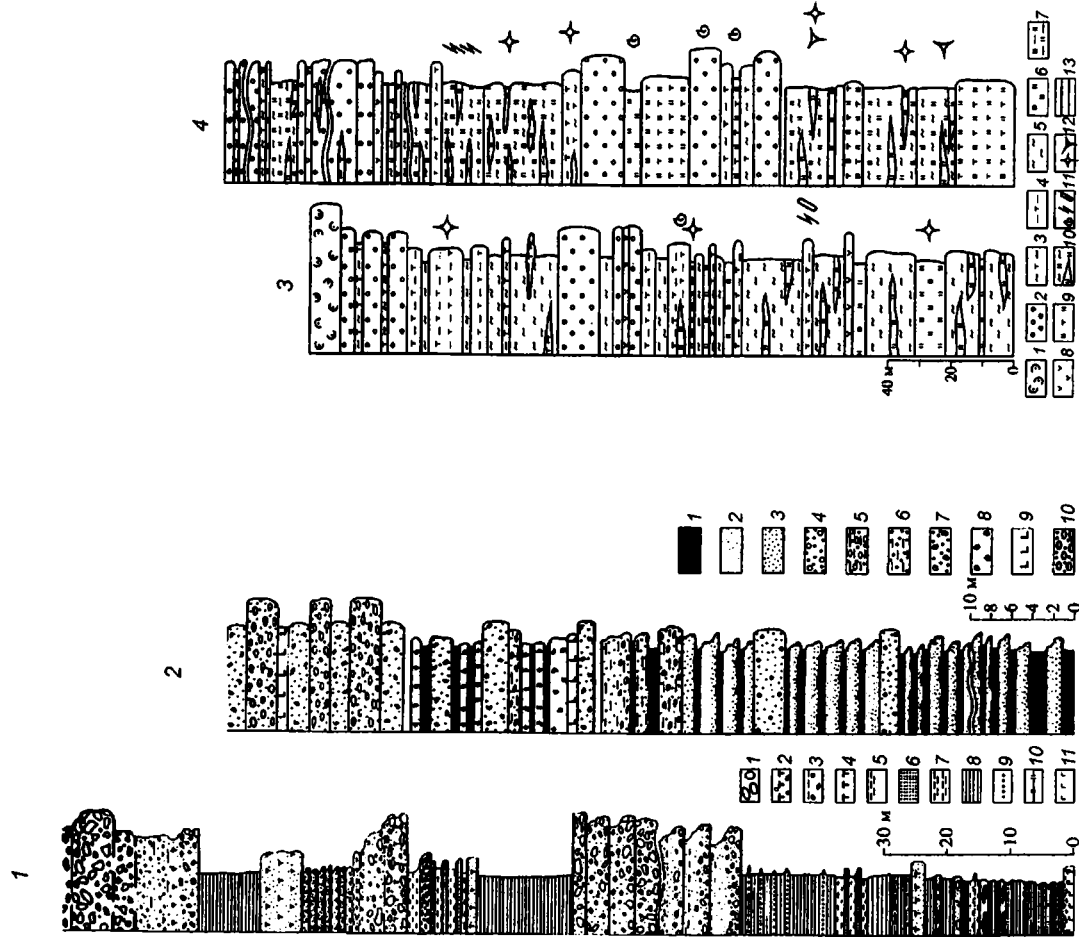
нистыми породами, радиоляритами и яшмами сантон-раннемаастрихтского возраста (см. рис. 40) [Константиновская, 1997]. Эти породы смяты в изоклинальные складки, в отдельных пластинах имеют вертикальное залегание (рис. 42а), будинированы и прокварцованы (рис. 42б), нарушены более поздними субвертикальными сколами (рис. 42в). В кремнистых породах наблюдаются хрупкие деформации (рис. 43а–в) и зоны рассланцевания и кливажа нескольких генераций: ранний проникающий кливаж и окварцевание, более поздние трещины кливажа, выполненные соединениями глинистых соединений (рис. 43г–е).

В основании Ирунейского покрова выделяется пластина, сложенная терригенными флишоидными образованиями хозгонской свиты. Породы свиты расслоены на серии тектонических чешуй, смяты в запрокинутые складки. В составе свиты преобладают ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые песчаники и аргиллиты с прослоями гравелитовых конгломератов. Кроме того, в составе свиты описаны локально распространенные кремнистые породы и радиоляриты кампанского возраста и базальты типа БСОХ [Федоров, 1986; Шапиро и др., 1986; Зинкевич и др., 1994]. В обломках песчаников и гравелитов хозгонской свиты встречаются неокатанные фрагменты плагиоклаз-порфиновых (кислых?) лав (рис. 44а). Гравелиты и конгломераты содержат фрагменты глинистых пород, захваченных при сходе мутьевых и зерновых потоков (рис. 44б). В основании хозгонской пластины конгломераты и гравелиты в составе хозгонской свиты интенсивно будинированы и рассланцованы.

Породы хозгонской свиты надвинуты либо на метаморфические образования Срединного массива, либо на несогласно перекрывающие метаморфический комплекс терригенные континентальные породы барабской свиты (паравтохтон). Локально хозгонская пластина выклинивается, и метаморфические породы тектонически перекрываются кремнисто-туфогенными породами ирунейской свиты. Метаморфические породы автохтона и конгломераты барабской свиты кампанского возраста вдоль фронтального надвига Ирунейского покрова обнаруживают интенсивные пластические деформации западной вергентности [Колодяжный и др., 1996].

Деформированные островодужные комплексы Ирунейского покрова перекрыты с несогласием субгоризонтально залегающими олигоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными образованиями Центрально-Камчатского вулканического пояса.

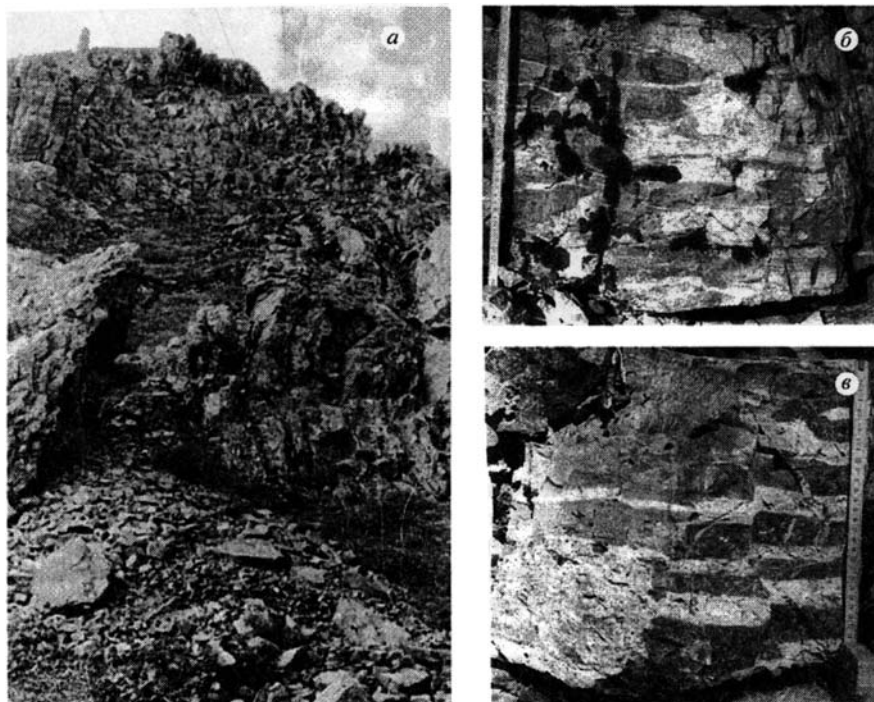
В строении Ирунейского покрова в *бассейне р. Правая Андриановка* участвуют породы ирунейской и кирганикской свит, сходные по составу с образованиями вышеописанного участка в междуречье Ичи и Облуковины. В восточной части покрова преобладают грубообломочные туфоконгломераты и массивные эффузивы кирганикской свиты, смятые в крупноамплитудные складки, осложненные крутыми разломами (рис. 45). В западной части Ирунейского покрова преобладают туфогенные слоистые породы ирунейской свиты, относящиеся к проксимальной фации вулканических склонов (см. рис. 41, 2). Среди них выделяется толща подушечных лав (см. рис. 41, 5) с прослоями и линзами кремнистых, карбонатных пород и сферолитовых яшм. При приближении к контакту с метаморфическими породами туфогенные толщи ирунейской свиты сменяются ее кремнистыми фациями, сложенными тонкослоистыми кремнистыми туффитами и кремнями дистальных фаций подножий вулка-



**Рис. 41.** Разрезы ирунейской свиты в южной части Срединного хребта, восточные склоны, по: [Константиновская, 1997]

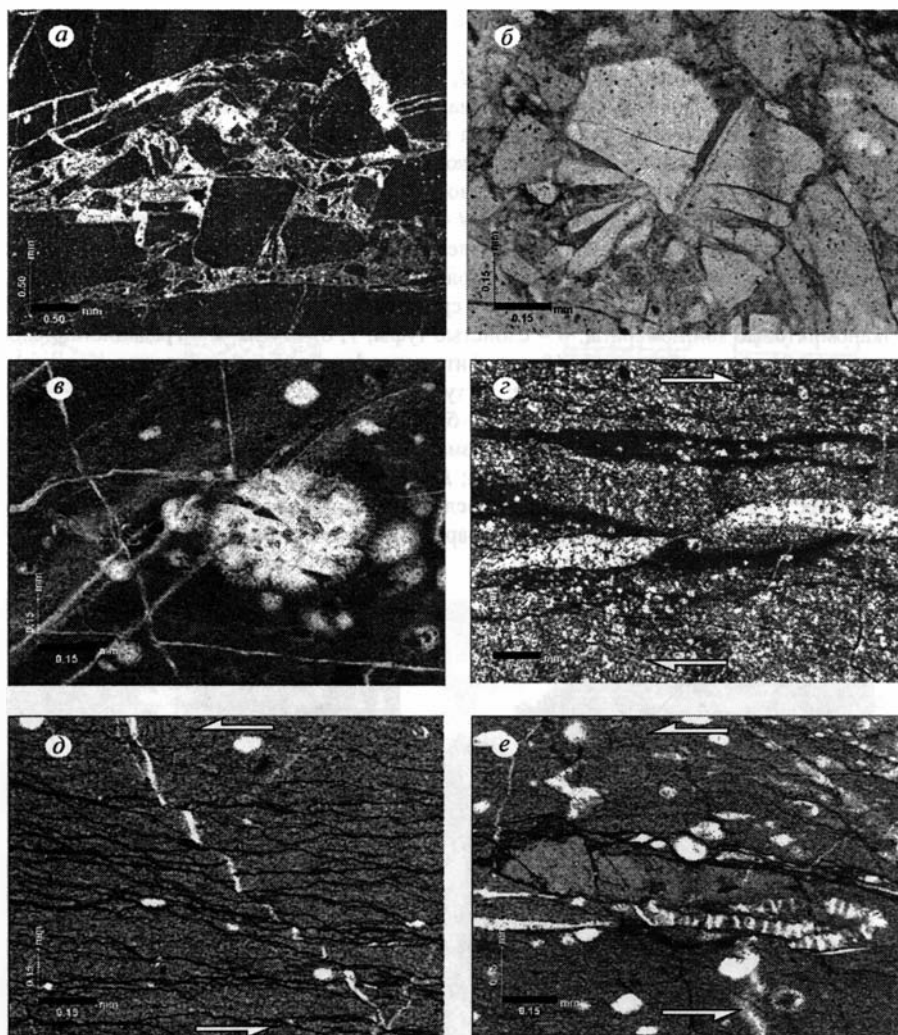
Номера колонок соответствуют разрезам: 1, 2 – вулканокластической толщи: 1 – в бассейне р. Богдановская, 2 – в бассейне р. Правая Андриановка; 3, 4 – кремнисто-вулканотерригенной толщи: 3 – верховья р. Евсейчиха, 4 – водораздел рек Евсейчиха и Стратиковская; 5 – кремнисто-базальтовой толщи, к востоку от г. Благовидовской (бассейн р. Правая Андриановка).

Колонка 1: 1 – грубые туфы; 2 – вулканогенно-обломочные конгломераты, гравелиты; 3 – гравелит-псаммитовые вулканомиктовые ритмиты; 4 – псаммитовые туфы; 5 – псаммит-алевритовые вулканомиктовые ритмиты; 6 – песчаники; 7 – алевролиты; 8 – аргиллиты; 9 – кремни; 10 – кремнистые алевролиты и аргиллиты; 11 – базальты. Колонка 2: 1 – аргиллиты и алевролиты; 2, 3 – вулканомиктовые песчаники: 2 – мелкозернистые, 3 – среднезернистые; 4 – вулканомиктовые гравелиты; 5 – вулканомиктовые конгломераты; 6 – слоистые туфы; 7, 8 – туфы: 7 – градиционно-слоистые, 8 – массивные; 9 – потоки базальтов; 10 – псефитовые туфы и туфоконгломераты. Колонки 3, 4: 1, 2 – туфы: 1 – псефитовые, 2 – псаммитовые; 3 – туфоалевролиты; 4 – туфоаргиллиты; 5 – алевролиты; 6 – кремни; 7 – кремнистые аргиллиты; 8 – базальты и андезиты; 9, 10 – кремнистые породы: 9 – слоистые, 10 – с линзами кремней; 11 – призматические слои иноцерамов, биотурбации детрит фораминифер; 12 – места находок микрофауны; 13 – послойные срывы. Разрез 5: 1 – подушечные лавы базальтов; 2 – гравелиты; 3 – кремни с прослоями алевролитов и песчаников; 4 – карбонатные породы; 5 – туфы; 6 – туфогравелиты; 7 – туфоаргиллиты; 8 – массивные базальты



**Рис. 42.** Деформации кремнисто-глинистых пород ирунейской свиты (кампан) в тектонических пластинах во фронте Ирунейского покрова

*a* – пласты “стоящие на головах”; *б* – будинаж, прокварцевание; *в* – наложенные более поздние трещины в ящиках ирунейской свиты. Восточные склоны южной части Срединного хребта, между-речье Ичи и Облуквины; экспедиция 1990 г., фото автора

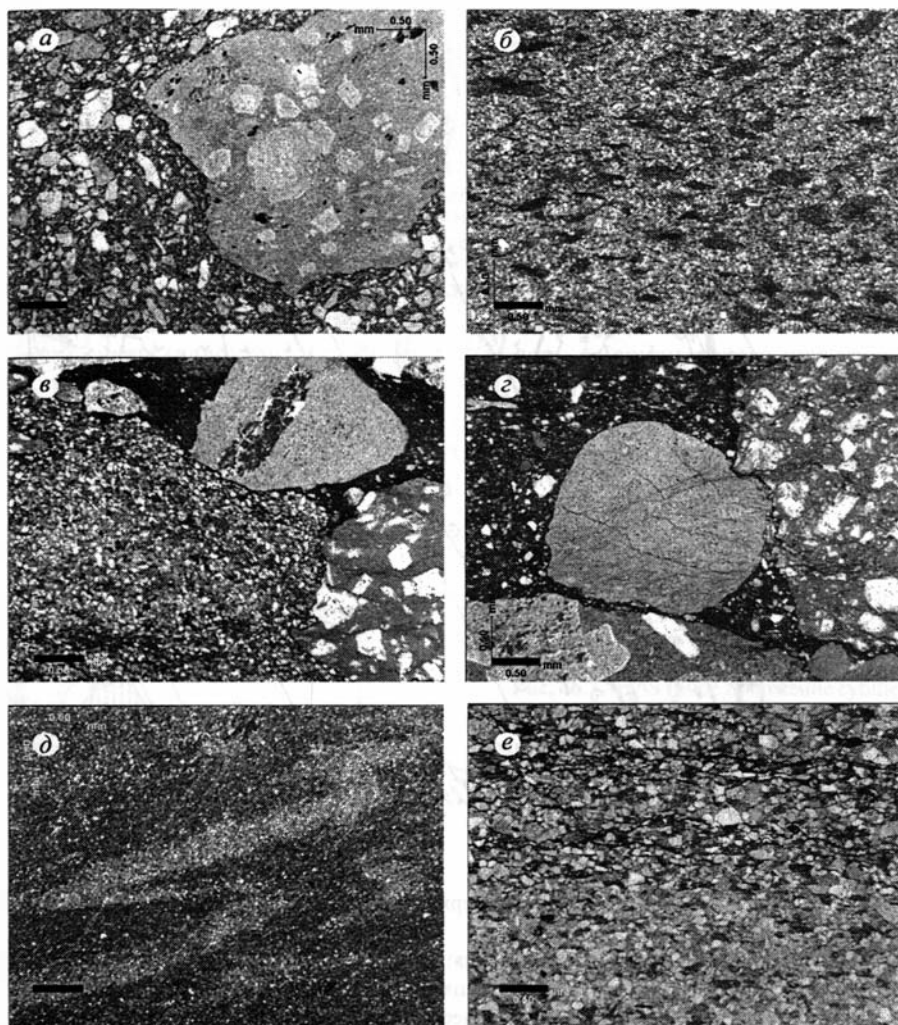


**Рис. 43.** Фотографии шлифов радиоляриевых кремней и яшм ирунейской свиты (кампан) из тектонических пластин фронтальной части Ирунейского покрова

В породах наблюдаются соосные (*a–b*) и сдвиговые (*g–e*) деформации. *a–b* – брекчирование и прокварцевание по трещинам, *g–e* – трещиноватость кливажа и деформации более ранних кварцевых трещин и скелетных остатков радиолярий (*d*) и глинистых включений (*e*) в условиях сдвиговых деформаций. Восточные склоны южной части Срединного хребта, междуречье Ичи и Облуковины. *a, g* – николи скрещены, линейка масштаба 0,50 мм, остальные – в проходящем свете, линейка масштаба 0,15 мм. Экспедиции 1989, 1990 гг., фото автора

нов (см. рис. 41, 3, 4) [Константиновская, 1997]. В кремнистых породах наблюдаются многочисленные горизонты обломочных слоев иноцерамов сантон-кампанского возраста, среди кремней присутствуют радиоляриты. Породы ирунейской свиты в





**Рис. 44.** Фотографии шлифов терригенных пород: *a, б* – хозгонской свиты (кампан), восточные склоны южной части Срединного хребта, междуречье Ичи и Облуковины; *в–е* – переходной толщи в основании тальниковской свиты (поздний палеоцен – ранний эоцен), южная часть Валагинского хребта, верховья р. Китильгиной. В обломках гравелитистых песчаников хозгонской свиты (*a*) и хаотических горизонтов тальниковской свиты (*в, г*) присутствуют сходные обломки плагиоклаз-порфировых лав разной степени окатанности. Складчатость в тонкозернистых алевролитах (*д*) и зоны рассланцевания и кливажа в песчаниках (*е*). Проходящий свет. Линейка масштаба 0,50 мм. Экспедиции 1989, 1990 гг., фото автора

западной части покрова нарушены многочисленными послойными срывами, по которым нередко наблюдается сдвигание разреза. Породы рассланцованы. В кремнистых и туфогенных породах ирунейской свиты наблюдаются запрокинутые складки и надвиги юго-восточной вергентности. Вдоль Андриановского шва породы ируней-

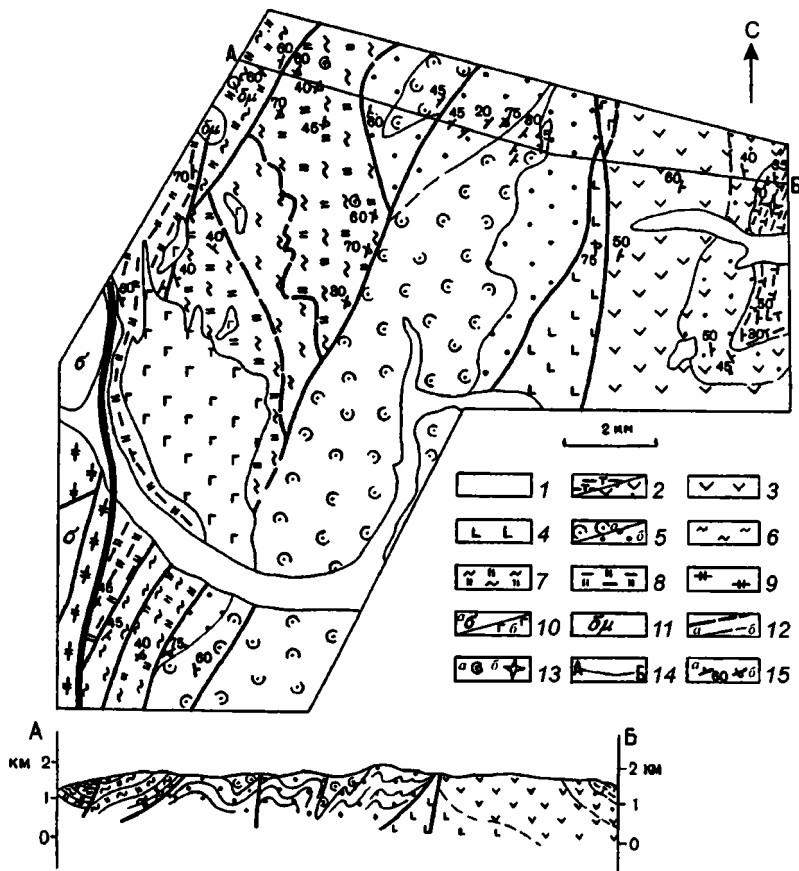


Рис. 45. Схема геологического строения верхьев р. Правая Андриановка, по: [Константиновская, 1992]

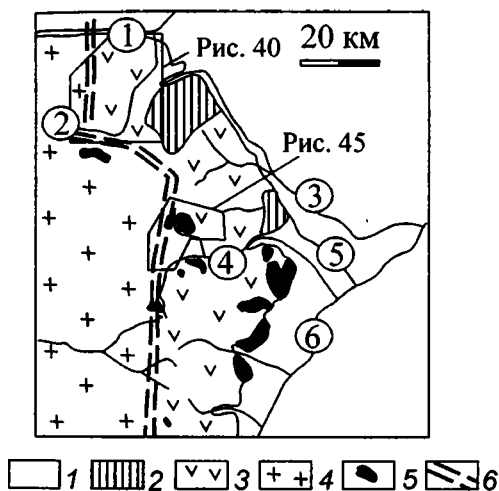
1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2, 3 – кирганикская свита: 2 – кремнисто-туфогенная толща ( $K_2m_2$ –Pg,d), 3 – вулканогенная толща ( $K_2m$ ); 4–8 – ирунейская свита ( $K_2st$ ?–m), толщи: 4 – кремнисто-базальтовая, 5 – вулканокластическая: а – псефитовая, б – псаммитовая, б–8 – кремнисто-вулканотерригенная: б – туфы, 7 – туфотерригенные породы, 8 – кремни; 9 – малкинская серия; 10 – интрузии: а – гипербазитов, б – субшелочных габброидов; 11 – диориты; 12: а – разломы, б – стратиграфические контакты; 13 – места находок: а – иноцерамовых призматических слоев, б – радиолярий; 14 – линия профиля; 15 – элементы залегания: а – нормального, б – запрокинутого. Утолщенной линией показана зона Андриановского шва. Положение участка показано на рис. 46

ской свиты и метаморфические породы Срединного массива интенсивно рассланцованы и совмещены по субвертикальному разлому (см. рис. 45).

Вулканогенные образования кирганикской свиты по фауне фораминифер датированы маастрихтом [Поздеев, Петрина, 1984]. В бассейне р. Жупанка верхняя часть разреза свиты представлена пачкой тонкослоистых вулканомиктовых песчаников и алевролитов, датированных по микрофауне радиолярий поздним маастрихтом–да-

нием [Константиновская, 1992; Зинкевич и др., 1994]. В этом же районе образования кирганикской свиты, смятые в пологие брахисиклинали, с угловым несогласием перекрыты *среднеэоценовыми* терригенными отложениями, датированными фауной [Шанцер, Гладенков, 1997], и четвертичными лавами и гиалокластитам. Эти соотношения позволяют придти к выводу о том, что становление Ирунейского покрова на восточных склонах Срединного хребта происходило в самом конце палеоцена – раннем эоцене. Калиевые гранитные интрузии миоцена прорывают структуры покрова.

*Интрузии субщелочных дунитов, пироксенитов и габбро-сиенитов* слагают как полифазовые, так и простые массивы, обнажаются как среди метаморфических пород Срединного массива (автохтон), так и среди вулканогенно-кремнистых пород ирунейской свиты (аллохтон) и локализованы вдоль Андриановского шва (рис. 46) [Флеров, Колосков, 1976; Флеров и др., 2001]. По изотопному возрасту интрузии габбро-сиенитов и пироксенитов относятся к *самому концу палеоцена – раннему эоцену* и датированы по биотиту:  $52 \pm 3$ ,  $55 \pm 3$ ,  $53 \pm 1$  млн. лет, а по валовому составу  $56 \pm 4$  млн. лет [Шанцер, Гладенков, 1997].



**Рис. 46.** Структурное положение субщелочных дунитов, пироксенитов и габбро-сиенитов вдоль восточного обрамления Срединного массива, по: [Флеров и др., 2001], с упрощениями  
1 – четвертичные образования; 2 – позднемеловые вулканические комплексы; 3 – верхнемеловые образования ирунейской и кирганикской свит; 4 – метаморфические породы Срединного массива; 5 – массивы субщелочных дунитов, пироксенитов и габбро-сиенитов; 6 – Андриановский шов. Цифрами в кружках обозначены: 1 – р. Ича, 2 – р. Облуковина, 3 – р. Кирганик, 4 – р. Андриановка, 5 – р. Жупанка, 6 – р. Камчатка

Интрузии субщелочных дунитов, пироксенитов и габбро-сиенитов считаются комагматичными вулканитам кирганикской свиты [Флеров, Колосков, 1976; Флеров и др., 2001]. Однако, возраст интрузий, как показано выше – позднепалеоцен-раннеэоценовый, а возрастной интервал формирования кирганикской свиты на основании микрофаунистических определений считается маастрихт-датским [Поздеев, Петрина, 1984; Константиновская, 1992; Зинкевич и др., 1994]. Кроме того, структурное положение пироксенит-габброидных интрузий характеризуется тем, что они локализируются вдоль Андриановского сутурного шва и прорывают как метаморфические ком-

плексы автохтона, так и вулканогенно-кремнистые породы аллохтона. Следовательно, формирование интрузий могло произойти при тектоническом совмещении метаморфического автохтона Срединного массива и комплексов Ирунейского аллохтона, в конце палеоцена – раннем эоцене, чему не противоречат изотопные данные о возрасте интрузий.

Геохимическая специфика субщелочных дунитов, пироксенитов и габбро-сиенитов интрузий (низкие концентрации высокозарядных элементов (ВЗЭ) относительно базальтов СОХ, низкие изотопные отношения Sr и Nd) предполагают формирование расплавов из источника обедненной мантии, а обогащение крупноионными литофильными элементами (КИЛ) свидетельствует о флюидной мантийной добавке [Флеров и др., 2001].

### Южная часть Валагинского хребта

Поднятие южной части Валагинского хребта протягивается от Ганальского хребта на юге до хр. Широкий на севере на расстоянии 90 км при ширине 15–20 км (рис. 47). На западе выступы меловых-нижнепалеогеновых пород отделены от Центрально-Камчатского грабена системой сбросов северо-северо-восточного простирания.

**Структурно-вещественные комплексы южной части Валагинского хребта.** Вулканогенно-осадочные образования валагинской серии представлены верхнемеловыми-нижнепалеогеновыми агломератовыми туфами и лавами основного и среднего состава китильгинской и черебакошской свит. Эти образования сходны по составу с кампан-раннепалеогеновыми породами попутновской свиты и кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса северной части Валагинского хребта и относятся к образованиям Ачайваям-Валагинской дуги [Константиновская и др., 1993].

Вулканогенно-осадочные образования китильгинской свиты датского возраста согласно, с постепенным переходом, перекрываются позднепалеогеновыми-раннеэоценовыми терригенными флишоидными породами тальниковской свиты (рис. 48) [Бахтеев и др., 1994] и смяты вместе с ними в пологие и запрокинутые на юго-восток складки.

Строение *переходной толщи тальниковской свиты* от островодужных образований валагинской серии к породам терригенного полимиктового и кварц-полевошпатового флиша детально описано в разрезе в истоках р. Китильгиной (рис. 49).

	Мощность, м
1. Грубое (5–12 м) переслаивание агломератовых и крупнозернистых туфов основного состава и потоков массивных лав базальтов	>48
2. Чередование пачек (5–12 м) крупнозернистых туфов, содержащих обломки аргиллитов, пачек (6–8 м) неравномерного ритмичного переслаивания аргиллитов, кремнистых аргиллитов (0,1–0,5 м) и крупнозернистых туфов с обломками аргиллитов (1,5–2,5 м) и пачек (3–4 м) переслаивания мелко-среднезернистых туфов, вулканомиктовых песчаников (0,75 м) и кремнистых аргиллитов (0,15 м)	45
3. Неравномерное ритмичное переслаивание крупнозернистых туфов, содержащих обломки аргиллитов, (1–3,5 м) и тонкослоистых аргиллитов (0,1–0,3 м), содержащих	

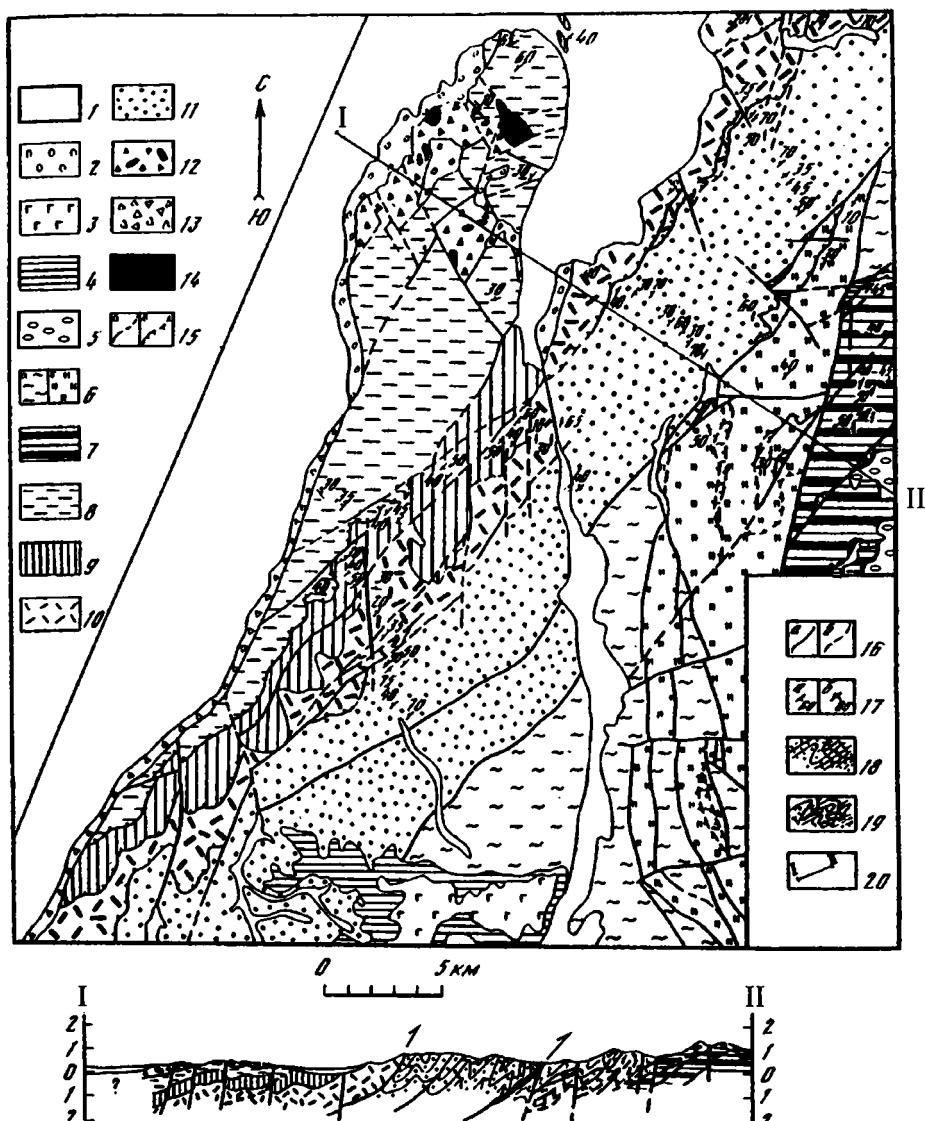


Рис. 47. Схема геологического строения южной части Валагинского хребта, бассейн р. Кавычи, по: [Константиновская и др., 1993]

1, 2 – четвертичные отложения; 3 – плиоцен-четвертичные вулканиты; 4 – неогеновые терригенные толщи; 5 – эоцен(?)–плиоценовые туфотерригенные и вулканогенные образования; 6 – ветловский комплекс (маастрихт – ранний эоцен); 7 – диабазовая толща; 8–10 – кавычинский комплекс: 8 – туфогенная толща, 9 – туфотерригенная толща, 10 – кремнисто-туфитовая толща; 11 – вахвинская толща; 12 – катаклазиты; 13 – зона дробления; 14 – серпентинитовый меланж; 15 – разломы; 16 – стратиграфические контакты: а – достоверные, б – предполагаемые; 17 – элементы залегания: а – нормального, б – запрокинутого; 18, 19 – на разрезе: 18 – вахвинская толща, 19 – ветловский комплекс; 20 – линия профиля



5. Песчаники мелко-среднезернистые, массивные с редкими прослоями (0,5–2 м) слоистых песчаников	30
6. Переслаивание мелко-среднезернистых массивных песчаников (1–1,5 м) и пачек (до 2 м) слоистых песчаников с прослоями аргиллитов	15
7. Чередование пачек (3–7 м) переслаивания мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов и пачек (2,5–5 м) тонкого (1–5 мм) переслаивания песчаников и аргиллитов, содержащих редкие пласты (до 0,5 м) массивных мелкозернистых песчаников. Слоистость субгоризонтальная, реже косая и перекрестная	42
8. Хаотический горизонт, сложен песчаниками мелкозернистыми, градиционнослоистыми с обломками аргиллитов и туфов. Снизу вверх песчаники постепенно сменяются алевролитами и аргиллитами. Присутствуют известковистые конкреции и окатанные обломки или пластовые линзы туфов, секущие общую тонкую слоистость	10
9. Песчаники мелкозернистые неяснослоистые, содержат редкие прослои аргиллитов и пачки тонкого (1–5 мм) переслаивания песчаников и аргиллитов	20
10. Песчаники слоистые с пластовой отдельностью (0,3–0,5 м). Слоистость выражена неравномерно как чередование массивных песчаников (7 см), аргиллитов с прослоями песчаника (3 см), песчаников тонко-горизонтально-слоистых (3–5 см), песчаников косослоистых (15 см). Выше в разрезе преобладают крупнозернистые песчаники, содержащие отдельные обломки аргиллитов и их скопления (до 5–10 см в длину), расслоенные пачками аргиллитов и пачками тонкого (1–5 мм) переслаивания аргиллитов и песчаников	70
11. Хаотический горизонт, сложенный аргиллитами с обломками туфов и известковистыми конкрециями, аналогичен п. 8	30
12. Переслаивание песчаников и алевролитов, аналогично п. 4	>45
Общая мощность	>390

Переходная толща, или нижняя часть тальниковской свиты, надстраивается вверх по разрезу вышележащими пачками *тальниковской свиты* [Бахтеев и др., 1994].

Вторая пачка тальниковской свиты (240 м) надстраивает переходную толщу, описанную выше (см. рис. 48). Характерной чертой пачки является грубое цикличное чередование черных алевропелитовых слоев (30–50 м) и серых пластов песчаников (полевошпатово-кварцевых граувакк) мощностью 3–6 м [Бахтеев и др., 1994].

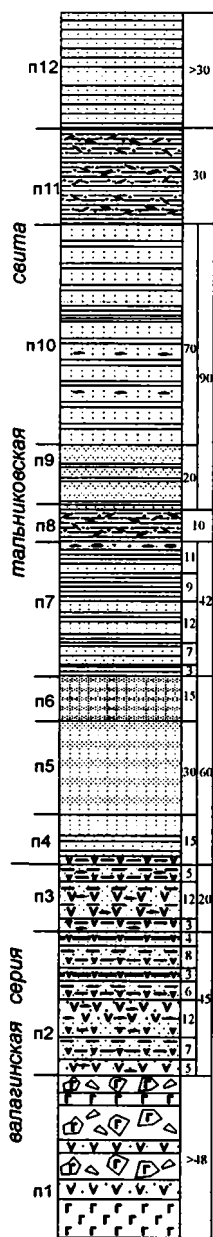
Третья пачка тальниковской свиты (170–250 м) представлена двух- и трехкомпонентным флишем с мощностью ритмов 0,5–1 м (см. рис. 48), сложенных чередованием серых песчаников полевошпатово-кварцево-грауваккового состава и алевролитов.

Четвертая пачка тальниковской свиты (>190 м) сложена преимущественно темно-серыми, почти черными алевролитами, аргиллитами, среди которых отмечаются тонкие прослои субаркозовых песчаников и конкреции известняков.

### Описание пород тальниковской свиты

Кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники появляются в составе пород описанного выше разреза переходной толщи в нижней части тальниковской свиты с пачки 4 (см. рис. 49).

*Кварц-полевошпатовые песчаники* имеют светло-серый или серый цвет, мелко- или среднезернистую структуру, однородную или неотчетливо слоистую текстуру.



Обломочный материал песчаников представлен зернами кварца (15–20%), альбит-олигоклаза (20–25%), фрагментами кислых эффузивов порфировой и афировой структуры (25–80%) (см. рис. 44*в, з*). В порфировых фрагментах лав вкрапленники сложены кислым плагиоклазом и погружены в основную массу микролитовой или витрофировой структуры. Резко подчиненное значение в составе обломков имеют зерна микроклина (е.з.), магнетита, сфена (е.з.), чешуйчатые зерна мусковита (1–2%), волокна биотита (2–3%), полностью прениitized и хлоритизированные обломки (2–5%), фрагменты пемзы. Цемент в песчаниках поровый (5–10% породы), представлен пренититом и цеолитами. Распределение цемента в песчаниках крайне неоднородно, местами преобладает цементация по конформным и инкорпорационным границам, связующая масса выжата в трещины кливажа (см. рис. 44*е*).

Обломочный материал в кварц-полевошпатовых песчаниках неравномерно окатан. Преобладают фрагменты угловатой и сглаженно-угловатой формы (см. рис. 44*в, з*). Зерна плагиоклаза часто сохраняют удлиненный призматический габитус с округленными краями. Чешуйки слюды имеют листоватую форму. Прениitized и хлоритизированные обломочки хорошо округлены, имеют гладкие края. Сортировка обломочного материала в целом хорошая, в разрезе преобладают мелко- и среднезернистые песчаники рассматриваемого типа. Текстура кварц-полевошпатовых песчаников различна. Среди них можно выделить неслоистые, массивные, уплотненные и слоистые типы.

**Рис. 49.** Разрез переходной толщи между образованиями валагинской серии (кампан – нижний палеоцен) и тальниковской свиты (верхний палеоцен), южная часть Валагинского хребта, истоки р. Китильгиной. Составлен по материалам В.И. Гречина

1 – базальты; 2, 3 – туфы основного состава: 2 – агломеративные, 3а – крупно-, 3б – мелкозернистые; 4 – переслаивание крупнозернистых туфов и кремнистых аргиллитов; 5 – переслаивание мелко-среднезернистых туфов и кремнистых аргиллитов; 6 – песчаники мелко-среднезернистые, массивные; 7 – те же песчаники с прослоями слоистых песчаников; 8 – переслаивание мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов; 9 – песчаники: а – мелкозернистые неслоистые, б – крупнозернистые слоистые с пачками переслаивания (мм) аргиллитов и песчаников; 10 – переслаивание (мм) песчаников и аргиллитов; 11 – алевролиты и аргиллиты с известковистыми конкрециями и обломками пород; 12 – обломки: а – аргиллитов, б – туфов, в – известковистые конкреции



В пачках переслаивания алеврит-аргиллитовых слоев и песчаников деформации проявляются по-разному. Для пластов песчаников характерно наличие зон расслаивания, уплотнения и кливажа (см. рис. 44е). В алеврит-глинистых прослоях проявлена микроскладчатость (см. рис. 44д). Описанные породы образуют в разрезе переслаивание на микро- и макроуровне.

*Полимиктовые (смешанные) песчаники* имеют светлосерый или зеленовато-серый цвет, неравномерно зернистую, по преобладающей фракции, средне- или мелкозернистую структуру, однородную текстуру. Состав песчаников характеризуется смешением андезит-базальтового и субаркозового (кварц-полевошпатового) материалов, соотношение которых в породах изменчиво. Вулканомиктовый материал представлен фрагментами измененных лав и туфов андезит-базальтового и андезитового состава, кусочками пепла и палагонитизированных стекол с перлитовой структурой, кластиков клинопироксена, основного и среднего плагиоклаза, зернами магнетита, редкими чешуйками биотата (80–85 до 50%). Субаркозовый материал представлен преимущественно кластикой кварца, кислых плагиоклазов, фрагментами кислых туфов и микрогранобластовых агрегатов кварц-полевошпатового состава (40 до 10–15%).

Сортировка и распределение обломков в полимиктовых песчаниках неравномерны. Обломки субаркозового состава в основном сортированы, имеют мелко- и среднепсаммитовую размерность. Обломки вулканомиктового андезит-базальтового состава плохо сортированы, их размер в одном образце меняется от мелко- до грубопсаммитового. Окатанность обломков проявлена слабо, преобладают угловатые и сглаженно-угловатые формы, крупные фрагменты лав имеют округленную форму.

Цемент в полимиктовых песчаниках эпидот-хлоритовый, порового типа (до 10%), распределен неравномерно. Местами преобладает цементация вдавливания, с соприсновением обломков по конформным границам. Слоистость в песчаниках проявлена неотчетливо, как правило, в наиболее тонкозернистых типах, и выражена как чередование (0,5–1 см) песчаников одного состава с разным количеством цемента. Границы слоев четкие, ровные или волнистые.

*Тефроидные песчаники* имеют серый или зеленоватый цвет, неравномернозернистую структуру, однородную текстуру. Песчаники сложены в основном вулканокластическим материалом андезит-базальтового состава: разнообразие по текстуре плагиоклаз – и пироксен-порфиновые лавы с девитрофицированной или интерсертальной основной массой, крупные лейсты плагиоклазов основного и среднего состава, обычно сосюритизированных, зерна клино- и (реже) ортопироксенов, роговая обманка зеленого цвета, магнетит, фрагменты пемзы, стекло, и пепловых туфов, единичные зерна кварца, карбонатные и хлоритовые обломки.

Обломочный материал тефроидных песчаников сортирован слабо, неравномерно окатан. Крупные лейсты плагиоклазов и пироксенов сохраняют гипидиоморфные очертания, обломки лав имеют сглаженно-угловатые формы. Породы близки к туфам, но отличаются относительной сортированностью и окатанностью обломков. Цемент в тефроидных песчаниках эпидот-хлоритовый, порово-пленочного типа.

Для тонкослоистых пачек разреза переходной толщи (нижняя часть тальниковской свиты) характерно микропереслаивание аргиллитов и алевролитов, а также тек-

стуры взмучивания осадка. Алевролитовый и мелкопсаммитовый обломочный материал образует в аргиллите линзообразные прослои и гнездообразные скопления. В красных железистых аргиллитах содержатся остатки микрофауны фораминифер и радиолярий).

*Песчаники тальниковской свиты* по составу обломков соответствуют в основном кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам [Шапиро и др., 1992]. На диаграмме QFL (рис. 50) точки песчаников свиты локализируются главным образом в поле с содержанием кварца 20–35%, обломков полевых шпатов 20–35%, обломков пород 35–50%. Среди обломков пород присутствуют как эффузивы, так и осадочные породы. Реже встречаются обломки метаморфических пород: кварцевослюдистых сланцев и слюдистых кварцитов. Состав тяжелой фракции песчаников тальниковской свиты характеризуется очень низким содержанием минералов из группы пироксена (рис. 51а), и высоким содержанием минералов метаморфической группы, в первую очередь граната (рис. 51б).

Песчаники тальниковской свиты (поздний палеоцен – ранний эоцен) сходны по компонентному составу обломков с песчаниками лесновской серии (верхний мел – средний эоцен) и на диаграмме QFL (см. рис. 50) точки этих пород располагаются в едином поле. Однако по составу тяжелой фракции породы тальниковской свиты резко отличаются от песчаников лесновской серии гораздо более высоким содержанием минералов метаморфической группы (см. рис. 51б). Эти различия во флишоидных толщах с общим временным диапазоном седиментации в позднепалеоцен-раннеэоценовое время, возможно, подчеркивают отличия в формирующих источниках сноса. В накоплении пород тальниковской свиты участвовал источник метаморфического состава, который не проявлен в песчаниках лесновской серии. Учитывая структурное положение этих терригенных толщ, можно заключить, что в накоплении тальниковской свиты, возможно, участвовали породы Срединного метаморфического массива.

Песчаники тальниковской свиты отличаются от песчаников верхней части кирганикской свиты (маастрихт–даний). В составе последних содержатся практически только литические вулканомиктовые обломки (см. рис. 50), и в тяжелой фракции преобладают минералы группы пироксена (см. рис. 51). Различия в составе песчаников этих толщ подчеркивают смену источника седиментации в области дуги: в маастрихте–дании доминировал местный источник, а в позднепалеоцен-раннеэоценовое время – метаморфический, кварц-полевошпатовый.

Постепенный стратиграфический переход от островодужных пород валагинской серии к флишоидным породам тальниковской свиты (см. рис. 48, 49) отражает резкую смену обстановок седиментации в области дуги. Накопление эксплозивных грубообломочных толщ в субазральных условиях сменяется этапом затухания вулканизма в Ачайваям-Валагинской дуге, резкого опускания структур дуги и начала седиментации терригенного материала кварц-полевошпатового состава, переносимого дистальными мутьевыми потоками. Характерные для переходной толщи горизонты хаотического строения отражают периоды тектонической нестабильности во время опускания структур дуги. Смена обстановок осадконакопления происходила посте-

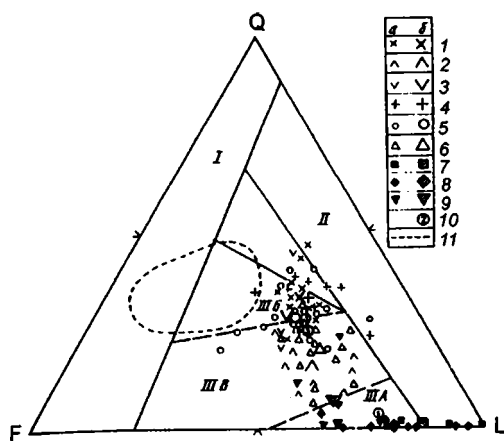


Рис. 50. Диаграмма соотношения главных компонентов меловых и палеоценовых песчаников Камчатки, по: [Шапиро и др., 1992]

Q – кварц; F – полевые шпаты; L – обломки пород и цветных минералов. Поля на диаграмме соответствуют: I – континентальные блоки, II – орогены, III – магматические дуги: А – нерасчлененные, Б – глубокоэродированные, В – промежуточные. 1–9: а – пробы, б – среднее по свитам: 1 – лесновская серия, 2, 3 – омгонская серия, 4 – кихчикская серия, хозгонская свита, 5 – тальниковская свита, 6 – дроздовская свита, 7 – кирганикская свита, 8 – хапицкая свита, 9 – валагинская серия; 10 – среднее: 1 – по вулканомиктовым песчаникам, 2 – по песчаникам тальниковской и дроздовской свит, 3 – в песчаниках западной зоны; 11 – границы поля песчаников пикежской свиты

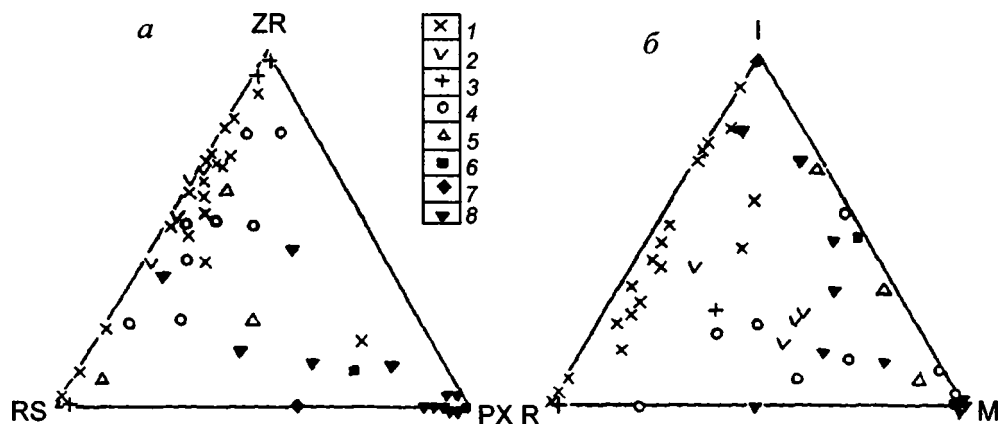
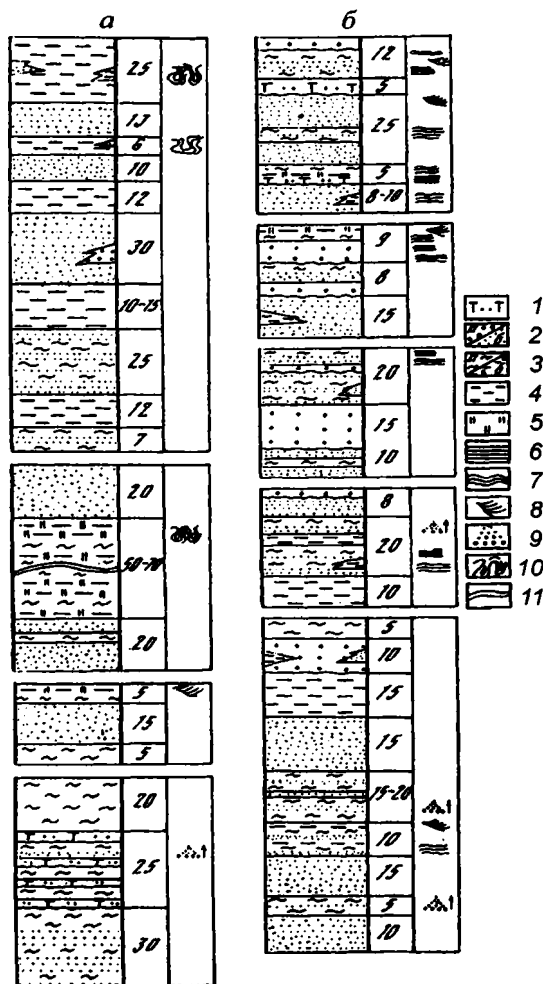


Рис. 51. Диаграмма состава тяжелой фракции верхнемеловых и палеоценовых песчаников Камчатки, по: [Шапиро и др., 1992]

а: ZR – циркон+анагит+сфен+турмалин; PX – пироксен+амфибол+оливин+хромит; RS – рутил+анагаз+брукит+лейкоксен+ильменит+магнетит+гранат+эпидот+хлорит+слюда; б: I – ильменит+магнетит, R – рутил+анагаз+брукит+лейкоксен, M – гранат+эпидот+хлорит+слюда. 1–3, 8 – серии: 1 – лесновская, 2 – омгонская, 3 – кихчикская, 8 – валагинская; 4–7 – свиты: 4 – тальниковская, 5 – дроздовская, 6 – кирганикская, 7 – хапицкая

пенно, без размыва и структурного несогласия. Примесь в разной степени окатанного тефрогенного материала в полимиктовых песчаниках и даже чисто тефроидные песчаники встречаются на разных уровнях разреза, отражая частичный переыв вулканогенно-осадочных пород мутьевыми потоками на фоне доминирующей кварц-полевошпатовой седиментации.

Породы *вахвинской свиты* в южной части Валагинского хребта слагают тектоническую пластину, вскрытую к востоку от выходов образований валагинской серии (см. рис. 47). Разрезы свиты описаны по р. Корниловской в юго-западной части региона и по р. Вахвина в его северо-восточной (рис. 52) [Константиновская и др., 1993]. Стратиграфическое положение вахвинской свиты дискуссионно. Одни исследователи располагают ее ниже валагинской серии [Решения..., 1974; Зинкевич и др.,



**Рис. 52.** Разрезы терригенных пород вахвинской свиты, южная часть Валагинского хребта, по: [Константиновская и др., 1993]

а – р. Корниловская; б – р. Вахвина. 1 – туфопесчаники; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – кремни; 6–10 – слоистость: 6 – параллельная, 7 – волнистая, 8 – косая, 9 – градационная, 10 – конволютная; 11 – разрывы в колонках

1992], другие – над китильгинской свитой [Петров и др., 1966], третьи полагают, что в вахвинскую серию объединены две терригенные толщи, залегающие ниже и выше валагинской серии [Селиверстов, Гречин, 1979]. Автор настоящей работы придерживается точки зрения, обоснованной в последние годы в работе [Бахтеев и др., 1994], согласно которой в южной части Валагинского хребта выделяется единая надкитильгинская терригенная толща, датированная по микрофауне планктонных фораминифер как позднепалеоцен-раннеэоценовая (см. рис. 48).

Терригенные толщи вахвинской пластины интенсивно дислоцированы, флишодные породы смяты в острые и изоклиналильные, запрокинутые на юго-восток складки, наблюдаются многочисленные тектонические срывы и надвиги той же вергентности.

Среди образований *ветловского комплекса* выделяется несколько породных ассоциаций. Наиболее распространены фрагменты разрезов, сложенные переслаиванием алевролитов, туфопесчаников и кремнистых туфоалевролитов с редкими пластами туфов и туффитов основного состава. Иногда встречаются блоки основных эффузивов. Менее распространены пачки тонкого переслаивания кремнистых алевролитов, кремней и туфосилицитов с прослоями серых микритовых известняков. Описаны редкие разрезы, сложенные серыми известняками, содержащими планктонные фораминиферы, бурыми яшмами и кремнями [Зинкевич и др., 1992].

В работе [Бахтеев и др., 1994] описывается трехчленный разрез ветловского комплекса в обнажениях по рекам Коянова и Константинова (см. рис. 48).

Нижняя пачка – туфогенно-осадочная – сложена туфопесчаниками с прослоями известковитых гравелитов, туфоалевролитов и туфокремнистых пород.

Средняя пачка – кремнисто-карбонатная – имеет тонкопараллельное строение и сложена тонкозернистыми карбонатно-кремнистыми, глинисто-кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами с туфогенной примесью и прослоями органогенно-детритовых известняков, кремней вулканико-микровых песчаников и гравелитов. Из пелитоморфных известняков этой пачки выделены планктонные фораминиферы позднего палеоцена, представленные типичными формами тропического пояса, характерными для пелагической части открытого океана [Бахтеев и др., 1994].

В верхней – туфогенной – пачке преобладают алевритовые и алевропсаммитовые туфы и туффиты андезито-базальтового состава с прослоями кремнистых пород, железистых аргиллитов, известняков, редкими потоками андезито-базальтов, лейкобазальтов, огромные чечевицеобразные конкреции микрозернистых известняков (см. рис. 48).

Ассоциации, подобные описанным, встречаются в составе крупных блоков в зоне тектонического меланжа вдоль Ветловского надвига. В одном из таких блоков в прослое известняков верхней пачки ветловского комплекса извлечены планктонные фораминиферы, позволяющие отнести вмещающие породы к ипрскому ярусу нижнего эоцена [Бахтеев и др., 1994]. Кроме того, из образцов ветловского комплекса определены планктонные фораминиферы датского яруса палеоцена [Бахтеев и др., 1994]. В целом возраст ветловского комплекса в южной части Валагинского хребта принимается *палеоцен-раннеэоценовым* (см. рис. 48).

*Диабазовая толща* сложена базальтами с подушечной отдельностью, их туфами и туфобрекчиями, массивными диабазами. Состав вулканитов диабазовой толщи сходен с составом океанических толеитовых базальтов типичных для СОХ или задуговых бассейнов [Зинкевич и др., 1992].

### **Тектоническое строение южной части Валагинского хребта**

Структура Южно-Валагинского поднятия характеризуется чешуйчато-надвиговым строением юго-восточной вергентности (см. рис. 47) [Зинкевич и др., 1992]. Северо-западная, и структурно наиболее верхняя, пластина сложена образованиями кавычинского комплекса, включающего вулканогенно-осадочные островодужные образования валагинской серии и терригенные флишоидные породы полимиктового состава тальниковской свиты. В наиболее северо-западной части кавычинского комплекса установлены горизонты катаклазитов, зоны дробления и серпентинитового меланжа с блоками ультраосновных пород и габбро (г. Шаромский Мыс). К юго-востоку от кавычинской пластины выделяется пластина интенсивно деформированных флишоидных пород кварц-полевошпатового состава вахвинской свиты.

Образования вахвинской пластины надвинуты по *Ветловскому надвигу* в юго-восточном направлении на образования ветловского комплекса (см. рис.47). В большинстве мест контакт между вахвинской и ветловской пластинами осложнен крутопадающими разломами северо-восточного простирания, вдоль контакта описаны маломощные (до 200 м) линзовидные тела серпентинитового меланжа протяженностью до 1 км с блоками вмещающих пород и серпентинизированных гипербазитов и габброидов [Зинкевич и др., 1992]. В бассейне р. Китильгиной на контакте флишоидных терригенных пород и ветловской пластины выделяется полоса тектонического меланжа мощностью до 2 км (рис.53) [Бахтеев и др., 1994]. Вблизи надвига, в его лежащем крыле, породы ветловского комплекса интенсивно катаклазированы, распространены интенсивная цеолитизация пород [Зинкевич и др., 1993 б].

Структурно ниже располагается пластина, сложенная тектонизированными образованиями ветловского комплекса, для которого характерны сложно-складчатые и тонкочешуйчатые дислокации. Образования ветловского комплекса слагают отдельные пластины и линзы в милонитизированном матриксе [Зинкевич и др., 1992]. Восточнее вскрывается структурно наиболее нижний блок, сложенный образованиями диабазовой толщи, смятыми в пологие складки и разбитыми послойными срывами [Зинкевич и др., 1992].

Тектонический меланж вдоль зоны Ветловского надвига со структурным несогласием перекрывается туфоаргиллито-песчаниковой толщей среднего эоцена (см. рис. 48). Толща содержит граувакковые песчаники и туфоаргиллиты. В основании толщи описан линзовидный горизонт, сложенный мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками с большим количеством моллюсков, иногда образующих ракушняки. Моллюски характерны для снатовского горизонта западной Камчатки [Бахтеев и др., 1994].

Приведенные выше стратиграфические и структурные данные о строении южной части Валагинского хребта позволяют заключить, что время формирования Вет-

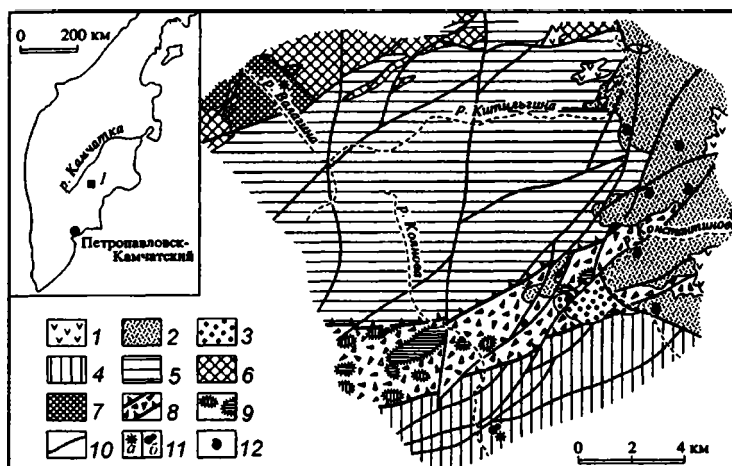


Рис. 53. Геологическая схема центральной части Валагинского хребта, по: [Бахтеев и др., 1994]

1 – верхний миоцен – плиоцен, шапинская свита; 2 – нижний–средний миоцен, осиповская толща; 3 – средний эоцен; 4, 5 – палеоцен – нижний эоцен: 4 – ветловская свита, 5 – тальниковская толща; 6 – палеоцен, китильгинская свита; 7 – верхний мел – нижний палеоцен (?), голубовская толща; 8 – зона Южно-Валагинского надвига и тектонический меланж; 9 – крупные блоки-включения ветловской свиты и тальниковской толщи в составе меланжа; 10 – разрывные нарушения сбросо-, взбросо- и сдвигового типов; 11, 12 – места находок: 11 – микрофауны: а – радиолярий, б – планктонных и бентосных фораминифер, 12 – малакофауны. На врезке: 1 – местоположение описываемого района

ловского надвига юго-восточной вергентности вдоль восточного края Ачайваям-Валагинской дуги и аккреции к ней с юго-востока образований ветловского комплекса соответствуют раннему эоцену.

### 1.3.3. Тектоническая структура Вахильского поднятия Шипунского полуострова

*Вахильское поднятие* протягивается от мыса Налычева на юге до бассейна р. Жупановая на севере более чем на 50 км при ширине 20 км (рис. 54). На юге оно погружается под воды Авачинского залива Тихого океана, а с запада и на севере перекрывается плиоцен-четвертичными вулканитами Восточно-Камчатского пояса. В структуре Вахильского поднятия выделяются: относительный автохтон, сложенный туфогенно-осадочными породами налычевского комплекса, и серия аллохтонных пластин, объединяемых в вахильский комплекс [Цуканов и др., 1991].

*Налычевский комплекс* (палеоген) автохтона сложен в нижней части основными и средними туфами псаммитовой и псефитовой размерности, лавами и пачками переслаивающихся тонкозернистых туфогенно-кремнистых пород с карбонатными стяжениями [Цуканов и др., 1991]. В верхней части комплекса преобладают грубообло-

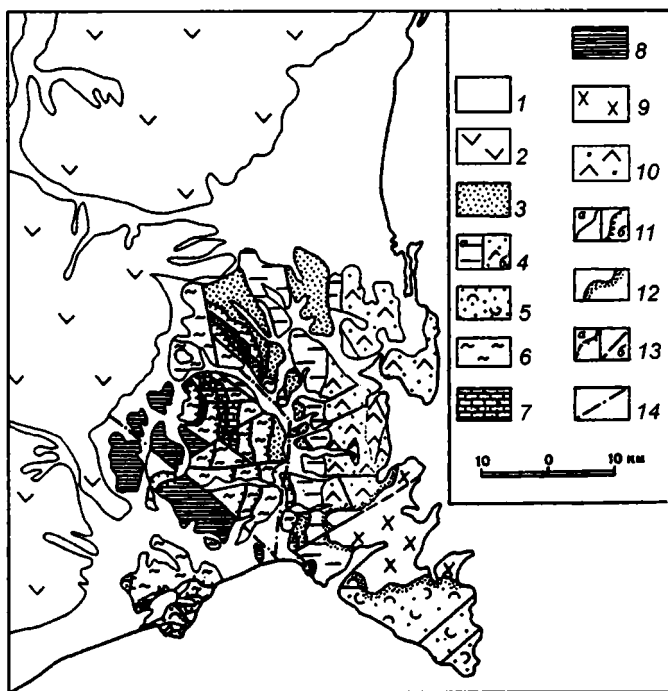


Рис. 54. Схема геологического строения Шипунского полуострова, по: [Цуканов и др., 1991]

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные вулканы; 3 – неогеновые толщи левовахильской свиты; 4 – эоцен-нижнемиоценовые толщи жупановской свиты: а – нижняя подсвита (эоцен–миоцен), б – верхняя подсвита (миоцен); 5 – палеогеновые образования нерасчлененные; 6–8 – вахильский комплекс: 6 – верхний, 7 – средний, 8 – нижний подкомплексы; 9 – неогеновая диорит-габбровая интрузия; 10 – палеогеновые субвулканические тела андезитов; 11 – стратиграфические контакты: а – согласные, б – несогласные; 12 – интрузивные контакты; 13 – разломы: а – надвиги, б – прочие; 14 – разломы под четвертичными отложениями

мочные туфогенные образования. Породы автохтона смяты в пологую антиклинальную складку, осложненную крутыми разломами.

Аллохтонный комплекс представлен серией тектонических пластин, сложенных разнородными образованиями вахильского комплекса. В структуре аллохтона выделяется несколько пластин, сложенных различными породными ассоциациями [Цуканов и др., 1991]. Среди них выделяются пиллоу-лавы и массивные афировые базальты и диабазы, тонкослоистые кремни и известняки, кремни и кремнистые алевролиты, чередующиеся с туффитами и горизонтами микститов. Возраст кремнистых пород по комплексу радиоларий считается позднекампан-маастрихтским, а возраст известняков по комплексу планктонных фораминифер – позднепалеоцен-среднеэоценовым [Цуканов и др., 1991].

Эффузивы налычевского комплекса имеют островодужный состав, а лавы вахильского комплекса по составу сходны с толеитовыми океаническими базальтами типа БСОХ [Цуканов и др., 1991].



В современной структуре вахильский комплекс слагает бескорневой покров, сложенный чешуйчатými надвигами (см. рис. 54). Вдоль восточной границы аллохтонного комплекса чешуйчатые надвиги субмеридионального простирания имеют преимущественно восточную вергентность. Тектонические пластины в структуре вахильского аллохтона разбиты на маломощные крутопадающие чешуи, породы внутри пластин смяты в сжатые изоклинальные складки. На границах пластин наблюдается интенсивное будинирование и рассланцевание пород [Цуканов и др., 1991].

Анализ современной тектонической структуры Вахильского поднятия показывает, что в основании чешуйчатых надвигов восточной вергентности, ограничивающих аллохтонный комплекс с востока, вскрыты неогеновые отложения левовахильской свиты и эоцен-нижнемиоценовые породы жупановской свиты (см. рис. 54). Неоавтохтоном для чешуйчато-надвиговой структуры поднятия являются плиоцен-четвертичные образования Восточно-Камчатской вулканической зоны. На основании этих соотношений можно заключить, что окончательное совмещение островодужного налычевского комплекса и аллохтонного вахильского комплекса произошло в конце миоцена.

Вулканогенные островодужные образования налычевского комплекса по возрасту и составу сопоставляются с образованиями Кроноцкой дуги, а ассоциация пород вахильского комплекса – с образованиями кремнисто-базальтового комплекса в поднятии хребта Кумроч [Зинкевич, Цуканов, 1992б]. Структура Вахильского поднятия, возможно, является южным продолжением структур Ветловской тектонической зоны и коллизионного шва Гречишкина (см. рис. 6). Становление чешуйчато-надвиговой структуры поднятия в конце миоцена совпадает по времени с этапом аккреции Кроноцкой дуги (ср. с. 35-37).

### 1.3.4. Выводы

1. В структуре фундамента южной Камчатки тектонически совмещены комплексы разных фациальных зон южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги. Комплексы дуги в структуре аллохтонов образуют несколько тектонических пластин, которые разделяются зонами серпентинитового меланжа. Образования океанического основания дуги в структуре южной Камчатки сохранились лишь в блоках меланжа. Тектонический срыв происходил не на уровне океанической коры как в Олюторском регионе, а в основании структур дуги.

2. Комплексы южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги формируют Ирунейский покров, надвинутый на образования Срединного метаморфического массива. Во фронтальной части покрова выделяются фрагменты осадочного чехла океанического бассейна, одновозрастные островодужным комплексам. В северной периклинальной части массива аллохтонные комплексы надвинуты по пологим надвигам на метаморфические образования и смяты в складки западной вергентности. Южнее, вдоль основного выступа массива, комплексы дуги отделены от него субвертикальной сутурной зоной – Андриановским швом. К востоку от шва остро-

водужные комплексы образуют складчато-надвиговую структуру юго-восточной вергентности. Пироксенитовые и габбро-сиенитовые субщелочные массивы локализируются вдоль сутурного шва, как в автохтонном метаморфическом комплексе, так и в островодужном аллохтоне. Эти массивы формировались в конце позднего палеоцена – раннем эоцене, на этапе тектонического совмещения комплексов дуги и метаморфического автохтона.

3. Автохтон Срединного метаморфического массива имеет покровно-складчатую структуру. Гнейсы колпаковской серии нижней структурной части массива испытали метаморфизм 140–120 и 77 млн. лет т.н. В раннем кайнозое эти породы представляли собой образования континентальной коры. Молодые незональные метаморфические цирконы в гнейсах колпаковской серии с возрастом 47–53 млн. лет сформировались в результате регионального термального события в структуре автохтона в раннем эоцене.

4. Срединный метаморфический массив и его покровно-складчатое меловое обрамление надвинуты на запад на осадочные образования Колпаковского прогиба. В структуре прогиба установлено наличие блоковых поднятий мелового фундамента, разделенных надвигами западной вергентности. Начало седиментации осадочного чехла прогиба в позднем палеоцене – раннем эоцене контролировалось блоково-надвиговой структурой фундамента. Дальнейшее накопление осадочного чехла прогиба и его более поздние деформации определялись сформированной в позднем палеоцене структурой фундамента, развиваясь унаследовано.

5. Вулканогенные образования датского возраста Ачайваям-Валагинской дуги согласно, с постепенным переходом, надстраиваются позднепалеоцен-раннеэоценовыми флишоидными кварц-полевошпатовыми породами тальниковской свиты в южной части Валагинского хребта. Этот согласный стратиграфический переход отражает резкую смену обстановок седиментации, связанную с этапом затухания вулканизма в дуге, быстрого опускания структур дуги и начала седиментации терригенного материала кварц-полевошпатового состава дистальными мутьевыми потоками. Горизонты хаотического строения в основании тальниковской свиты отражают обстановки тектонической нестабильности во время опускания структур дуги. По составу тяжелой фракции породы тальниковской свиты резко отличаются от песчаников лесновской серии северной Камчатки существенно более высоким содержанием минералов метаморфической группы. Источником обломочного материала для пород тальниковской свиты могли служить метаморфические образования Срединного массива.

6. Структуры Ачайваям-Валагинской дуги в южной части Валагинского хребта ограничены с востока Ветловским надвигом юго-восточной вергентности раннеэоценового возраста, по которому к дуге с востока аккрецированы образования палеоцен-раннеэоценового ветловского комплекса. Юго-восточнее, в структуре Вахильского поднятия, позднепалеоцен-среднеэоценовые океанические породы вахильского комплекса надвинуты на восток на эоцен-миоценовые терригенные толщи в конце миоцена, что соответствовало по времени аккреции комплексов Кронуцкой дуги.

---

---

## Глава 2

# ПРОЦЕСС КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ: РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В главе 1 было показано, что на юге Камчатки тектонически совмещены комплексы океанической Ачайваям-Валагинской дуги и континентальной окраины. В настоящем разделе на основании результатов экспериментального моделирования будут рассмотрены основные геометрические и физические параметры, которые контролируют процесс коллизии дуга–континент. В исследовании применялись два типа экспериментального моделирования: 1) в масштабе литосферы, с целью изучения деформации взаимодействующих плит, и 2) в масштабе верхней части коры, с задачей рассмотреть деформации осадочных комплексов в аккреционной призме и преддуговом бассейне в обстановке поддвига преддугового литосферного блока.

## 2.1. ПРОЦЕСС КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ: ДЕФОРМАЦИИ ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

### 2.1.1. Литосфера, кора и пределы прочности

Литосфера (плита) представляет собой внешнюю твердую оболочку Земли (вязкость  $10^{26}$ ), которая подстилается слоем астеносферы низкой вязкости (вязкость  $10^{20}$ ). *Литосфера (плита) океаническая* состоит из слоя коры (осадочный, базальтовый слои и слой габбро, 7 км) и мантийного слоя (перидотитовый слой). Мощность твердой литосферы составляет около 40 км для плиты с возрастом 60 млн. лет [Kohlstedt et al., 1995]. В ее основании выделяется слой вязкой литосферы мощностью около 20 км, в котором предел прочности резко падает и литосфера приобретает свойства текучести. В экспериментах физического моделирования тестируются деформации в масштабе литосферы в целом. Поскольку тонкий слой коры и основания литосферы не оказывают существенного влияния на механические свойства литосферы в целом,

их воздействие не учитывается. С точки зрения реологии различают понятие эластичной литосферы, т.е. способной подвергаться деформации возвратного типа. Для океанической литосферы, эластическая мощность ( $Te$ ) зависит от возраста плиты ( $A$ , млн. лет):  $Te = 3,6A^{1/2}$  [Watts, 1978]. Положение подошвы литосферы может меняться в зависимости от изменения температуры, увеличение которой приводит к уменьшению мощности литосферы и наоборот. Средняя температура в основании эластичной океанической литосферы составляет  $550\text{--}750^\circ\text{C}$ , и ее общая мощность составляет около 60 км, что в два раза меньше, чем мощность “термической” литосферы, подошва которой соответствует положению изотермы  $1200\text{--}1300^\circ\text{C}$  [McNutt, 1984; Anderson, 1995].

*Литосфера (плита) континентальная* состоит из комплексного слоя коры и мантийного слоя. Мощность континентальной коры составляет в среднем 35–40 км и зависит от температурного режима и возраста плиты. Температура в основании коры (на границе Мохо) составляет от 300 до  $600^\circ\text{C}$ . По прочностным свойствам, в строении континентальной литосферы выделяются: слой верхней хрупкой коры (мощностью в среднем 15–20 км), слой нижней пластичной коры (мощностью в среднем 15–20 км) [Kohlstedt et al., 1995], верхний мантийный слой, где проявлены хрупкие деформации, и нижний пластичный мантийный слой. Мощность верхнего мантийного слоя может быть резко сокращена, если геотермический градиент высокий ( $60\text{--}80\text{ мВт}\cdot\text{м}^{-1}$ ), и существенно увеличивается в области кратонов (до 100 км), где градиент низкий ( $40\text{ мВт}\cdot\text{м}^{-1}$ ). В орогенных областях эти мощности могут быть удвоены. Эластическая мощность континентальной литосферы отражает ее термическое состояние и, следовательно, может не соответствовать ее реальному возрасту (эффект термического омоложения). Для типичной континентальной литосферы, состоящей из двух слоев (верхней хрупкой коры и верхнего хрупкого мантийного слоя) Е. Буров и М. Диамант [Burov, Diament, 1996] рассчитали, что  $Te = (h_{cs}^3 + h_{ms}^3)^{1/3}$ , где  $h_{cs}$  – мощность верхней коры,  $h_{ms}$  – мощность верхнего хрупкого мантийного слоя. На пассивных континентальных окраинах, подвергнувшихся растяжению, мощность литосферы сокращена до 70–80 км, где слой коры составляет около 25 км [Watts, Stewart, 1998]. В настоящей работе анализируются эксперименты, в которых используется двухслойная модель континентальной литосферы (без слоя нижней пластичной коры). Для слоя верхней коры используется вещество двух типов с разным пределом прочности.

### 2.1.2. Критерии подобия

В экспериментах, описанных в работе, используются композитные вещества, созданные на основе парафина с использованием добавок углеводородов. Физические свойства веществ и их изменения при вариации температуры подробно описаны в работе [Shemenda, 1994]. Согласно разработанной методике, используемые модельные материалы и условия эксперимента удовлетворяют следующим критериям подобия:

$$\sigma_l/(\rho_l g H_l) = \text{const}; \sigma_l/\sigma_c = \text{const}; \sigma_l/\sigma_s = \text{const},$$

$$\rho_l/\rho_a = \text{const}; \rho_l/\rho_s = \text{const}; \rho_l/\rho_c = \text{const}; H_l/H_c = \text{const},$$

$$H_m/H_c = \text{const}; d/H_c = \text{const}; V/H_l = \text{const},$$

где  $\sigma_l$  и  $\rho_l$  – предел прочности при нормальной изостатической нагрузке и плотность океанической литосферы и мантийного слоя континентальной литосферы;  $\sigma_c$  и  $\rho_c$  – предел прочности и плотность континентальной коры;  $\rho_a$  – плотность астеносферы;  $H_l$ ,  $H_c$  и  $H_m$  – мощность океанической литосферы, континентальной коры и мантийного слоя континентальной плиты;  $d$ ,  $\rho_s$  и  $\sigma_s$  – ширина, плотность и предел прочности осадков континентальной окраины;  $V$  – скорость субдукции;  $t$  – время;  $g$  – ускорение силы тяжести.

В работе используются следующие значения параметров для природных объектов (о) и для модели (м), которые удовлетворяют описанным выше критериям подобия.

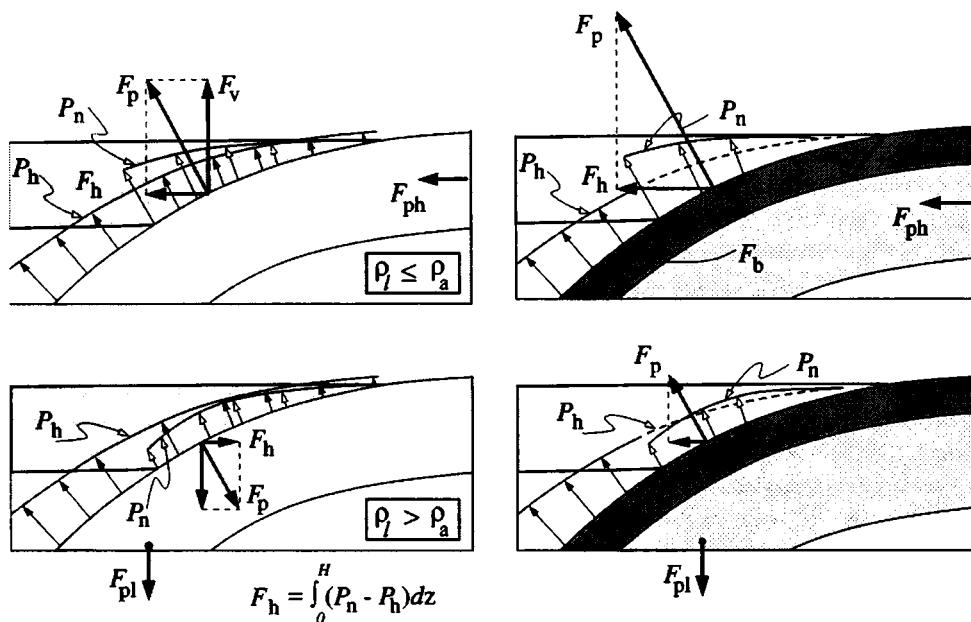
Для природных объектов:  $\sigma_l^o = \sigma_c^o = 5,7 \cdot 10^8$  Па;  $\sigma_s^o = 1,1 \cdot 10^7$  Па;  $\rho_l^o = \rho_a^o = 3,3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_c^o = \rho_s^o = 2,84 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $H_l^o = 6 \cdot 10^4$  м;  $H_c^o = 3,2 \cdot 10^4$  м;  $H_m^o = 5,2 \cdot 10^4$  м;  $d^o = 3 \cdot 10^5$  м;  $V^o = 7$  см/год. Для модели:  $\sigma_l^m = \sigma_c^o = 43$  Па;  $\sigma_s^m = 1,3$  Па;  $\rho_l^m = \rho_a^m = 1 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_c^m = \rho_s^m = 0,86 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $H_l^m = 2,0 \cdot 10^{-2}$  м;  $H_c^m = 0,8 \cdot 10^{-2}$  м;  $H_m^m = 1,5 \cdot 10^{-2}$  м;  $d^m = 13 \cdot 10^{-2}$  м;  $V^m = 5 \cdot 10^{-5}$  м/с. 1 мин. в модели соответствует 40 тыс. лет в природе.

### 2.1.3. Взаимодействие плит в зоне субдукции и состояние напряжения в надвигающейся плите

Как показано для многих современных зон субдукции, надвигающаяся плита находится либо в состоянии растяжения с образованием задугового бассейна (дуги Тонга, Марианская), или в состоянии сжатия, с образованием преддугового поднятия (Чилийская окраина, Курильская дуга). Напряженное состояние в надвигающейся плите тесно связано с взаимодействием плит в зоне субдукции.

Неизостатическое поднятие в преддуговой области надвигающейся плиты и относительно пологий угол погружения зоны Беньофа соответствуют условию  $\rho_l = \rho_a$  (рис. 55а). В этом случае задуговая область характеризуется состоянием сжатия, поперечного по отношению к дуге. Неизостатическое поднятие преддуговой области вызвано некомпенсированным тектоническим давлением со стороны поддвигающейся плиты. Этот эффект может достигаться и в случае присутствия рельефных структур (хребтов, поднятий, дуг, микроконтинентов) в поддвигающейся плите. Неизостатическое поднятие в надвигающейся плите обычно выражено в распределении гравитационных аномалий как отчетливый максимум над преддуговой областью. Такой тип взаимодействия плит “под давлением” характерен для зон субдукции типа окраины Чили, Курильской дуги.

Напротив, субдукция плотной литосферы ( $\rho_l > \rho_a$ ) вызывает прогибание преддуговой области надвигающейся плиты, зона Беньофа характеризуется крутым углом



**Рис. 55.** Схемы распределения сил и давлений, возникающих при взаимодействии плит в зоне субдукции океанического (а, б) и континентального (в, г) типов, по: [Shemenda, 1994; Chemenda et al., 1996]

В надвигающейся плите может создаваться режим сжатия (а, в) или растяжения (б, г). Пояснения см. в тексте.  $P_h$  – гидростатическое давление;  $P_n$  – межплитное (негидростатическое) давление;  $F_p$  – сила негидростатического (тектонического) давления со стороны поддвигающейся плиты и ее горизонтальная ( $F_h$ ) и вертикальная ( $F_v$ ) составляющие;  $F_{pl}$  – сила, создаваемая эффектом погружения литосферы более плотной, чем окружающая среда;  $F_b$  – сила плавучести, создаваемая эффектом выталкивания корового вещества, менее плотного, чем окружающая среда

наклона, и задуговая область находится в состоянии растяжения и рифтинга (рис. 55б). Прогибание преддуговой области вызвано явлением присасывания между плитами и, как правило, выражено в виде негативной гравитационной аномалии. Сдвиг гравитационного максимума в сторону дуги, где аномалия обычно не превышает 150 МГал, является признаком растяжения в задуговой области. Растяжение в задуговой области надвигающейся плиты может возникать в случае субдукции относительно древней (плотной) плиты, при воздействии мантийного течения на поверхность поддвигающейся плиты (зоны Беньюфа), в случае явления “откатывания” поддвигающейся плиты в сторону океана. Такой тип взаимодействия плит характерен для зон субдукции типа Марианской дуги, дуги Тонга.

Поддвиг континентальной окраины сопровождается увеличением мощности поддвигающейся плиты. Субдукция континентальной коры, легкой и менее плотной, чем окружающая литосферная мантия, затруднена вследствие воздействия на нее сил

выталкивания. С началом поддвига континентальной окраины происходит увеличение мощности плиты и снижается средняя плотность литосферы, что приводит к резкому увеличению негидростатического межплитного давления  $P_n$  и горизонтального стресса в надвигающейся плите (рис. 55в). Межплитное давление в значительной степени зависит от силы действующей на субдуцированную часть плиты ( $slab$ ) –  $F_{pull}$  (рис. 55г). Эта сила контролируется разницей в плотности  $\Delta\rho = \rho_a - \rho_o$ , где  $\rho_o$  – средняя плотность субдуцированной литосферы,  $\rho_a$  – плотность астеносферы [Chemenda et al., 1996].

В режиме высокого межплитного давления, для слоя континентальной коры характерны условия высокого сжатия, и разрушение этого слоя происходит во фронте зоны субдукции (см. рис. 55в). При режиме низкого межплитного давления, стресс в коровом слое и в литосфере пододвигающейся плиты в целом уменьшается. Это приводит к тому, что коровый слой может быть пододвинут на глубокие уровни без разрушения. Низкое давление между плитами приводит к тому, что область разрушения корового слоя смещается на большие глубины – на уровень основания надвигающейся плиты, где межплитное давление становится близким гидростатическому (см. рис. 55г).

По мере поддвига континентальной коры на глубину, возрастает сила выталкивания. Разрушение слоя континентальной коры сопровождается процессом выведения (эксгумации) субдуцированного корового материала на поверхность. Большую роль в эксгумации блоков континентальной коры играют процессы эрозии [Chemenda et al., 1996].

Механизм эксгумации вещества континентальной коры с больших глубин, разработанный с помощью физического моделирования, был использован для объяснения формирования структур многих покровно-складчатых орогенных поясов (Урал, Оман, Гималаи, Альпы, Корсика), в которых породы высоких и ультравысоких давлений – низких температур выведены на поверхность и тектонически совмещены с неметаморфизованными образованиями [Chemenda et al., 1996, 1997b, 2000, 2001a; Malavieille, Chemenda, 1997; Malavieille et al., 1998; Matte, Chemenda, 1996; Matte, 1998; Jahn, 1998].

#### **2.1.4. Деформации надвигающейся плиты в ходе коллизии дуга–континент**

Процесс коллизии дуга–континент наблюдается вдоль конвергентных окраин континентов и соответствует геодинамической обстановке поддвига плиты континентальной окраины под океаническую плиту, несущую вулканическую дугу (рис. 56а). Литосфера надвигающейся плиты ослаблена в области дуги вследствие проявления процессов частичного плавления над зоной субдукции. Снижение прочностных и плотностных свойств литосферы под дугой отражено в модели утонением надвигающейся плиты в этой области. Томографические данные о строении верхней мантии под вулканической зоной о. Хонсю подтверждают наличие зоны низкоскоростной ано-

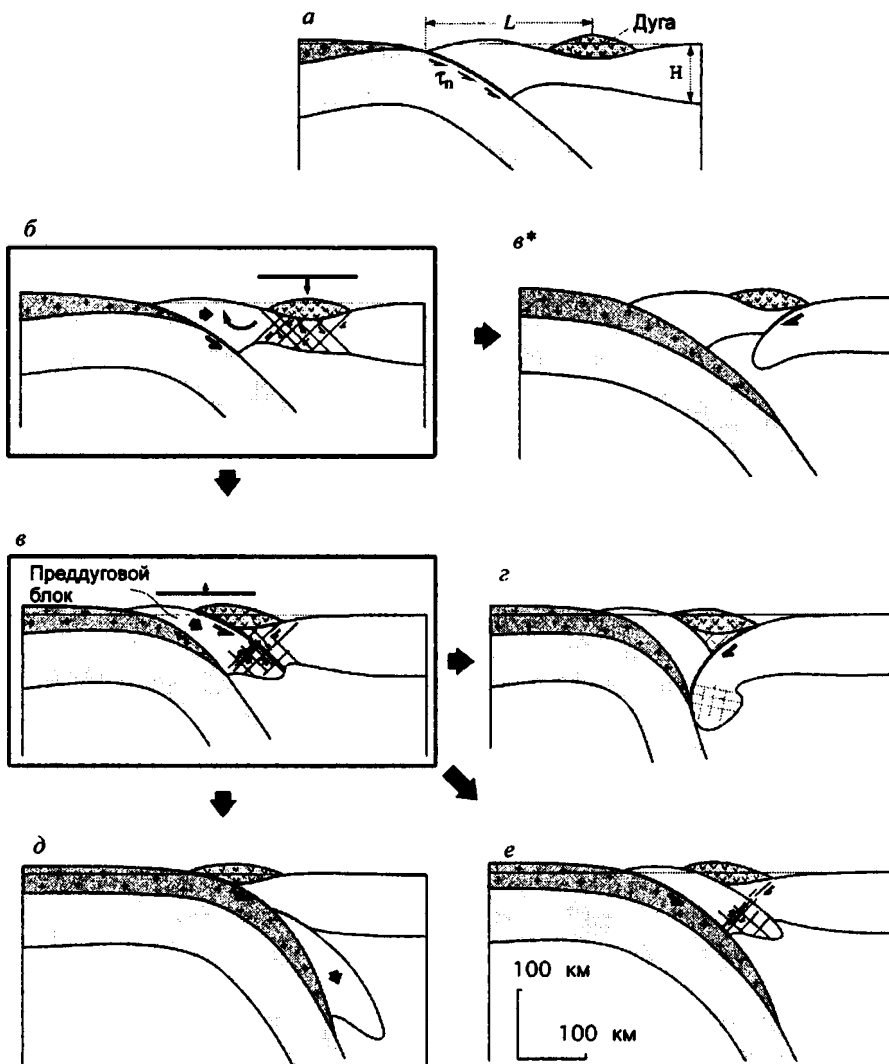
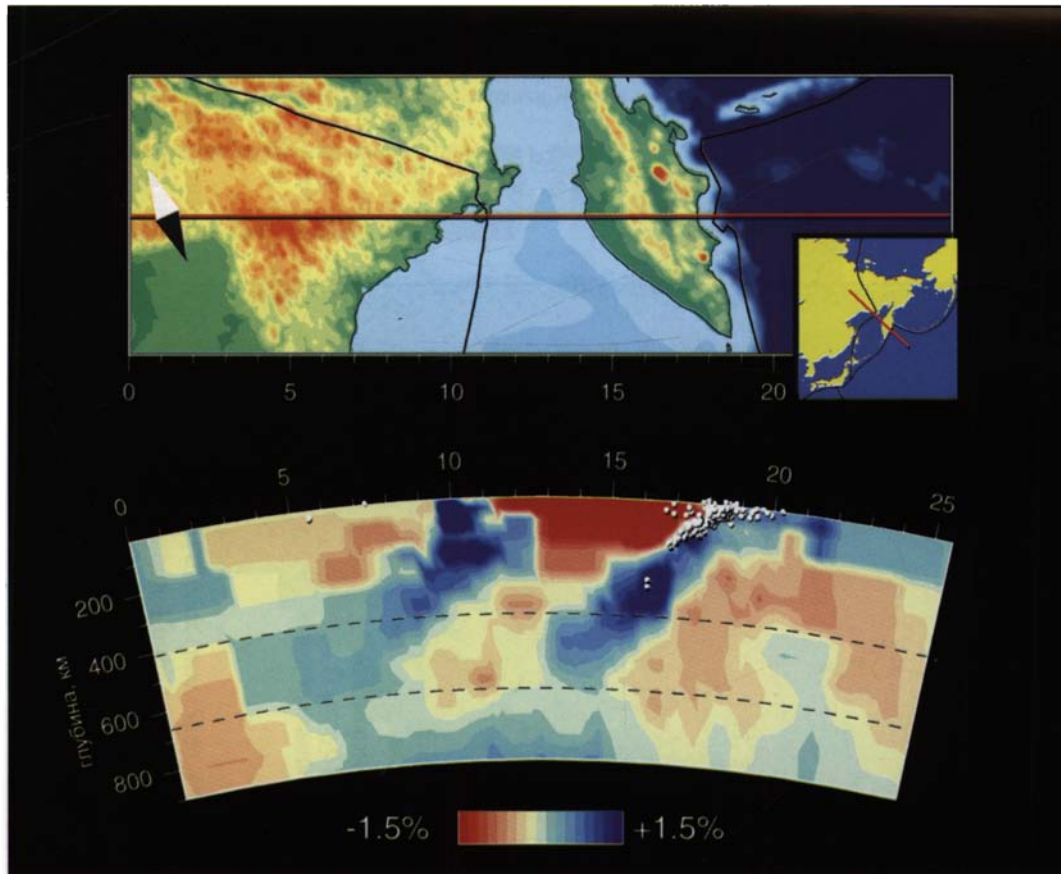


Рис. 56. Сценарии развития начальных этапов процесса коллизии дуга–континент, по: [Chemenda et al., 19976]

малии разогретой мантии и относительно более холодной зоны преддугового литосферного блока (рис. 57, см. также цветную вклейку).

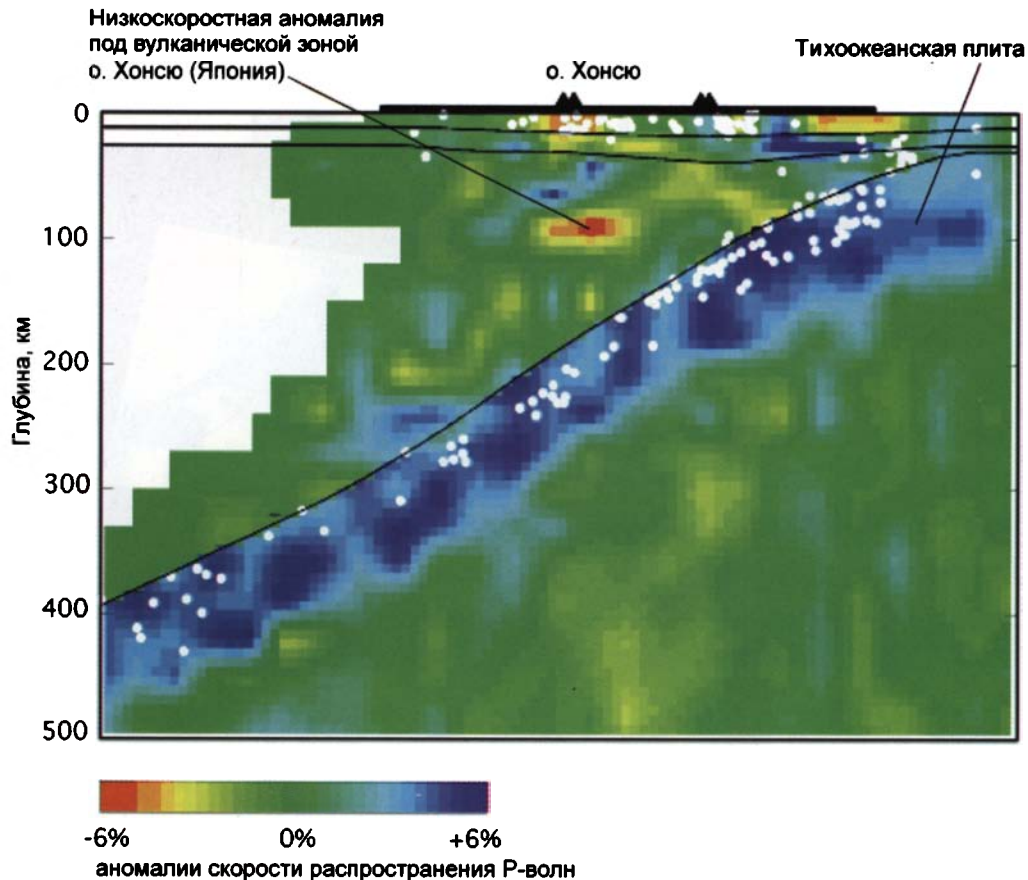
Ранее экспериментами физического моделирования были охарактеризованы начальные фазы коллизии дуга – континент. С началом поддвига континентальной коры [Shemenda, 1994] происходит подъем фронтального блока надвигающейся плиты,



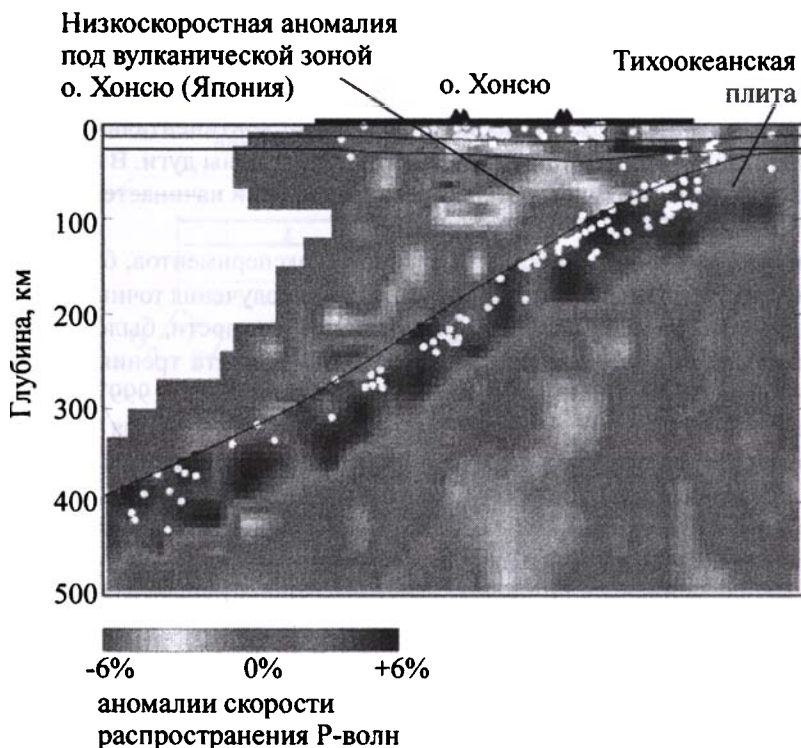


**Рис. 5.** Распределение скоростных аномалий в структуре верхней мантии через северо-восточную часть Охотского моря и Камчатку, по: [Bijwaard et al., 1998]

Высокоскоростные аномалии, показанные синими и темно-синими тонами, соответствуют положению в верхней мантии субдуцированных частей Охотской микроплиты и Тихоокеанской плиты



**Рис. 57.** Распределение скоростных аномалий в структуре верхней мантии по линии разреза вкост Японии, по: [Zhao et al., 1994]  
 Высокоскоростная аномалия, показанная синими и темно-синими тонами, соответствует положению в верхней мантии субдуцированной Тихоокеанской плиты. В надсубдукционном клине под вулканической зоной о. Хонсю расположена зона низкоскоростной аномалии разогретой мантии и относительно более холодная зона преддугового блока



**Рис. 57.** Распределение скоростных аномалий в структуре верхней мантии по линии разреза вкост Япони, по: [Zhao et al., 1994]; см. также цветную вклейку

Высокоскоростная аномалия, показанная темно-серыми и черным тонами, соответствует положению в верхней мантии субдуцированной Тихоокеанской плиты. В надсубдукционном клине под вулканической зоной о. Хонсю расположена зона низкоскоростной аномалии разогретой мантии и относительно более холодная зона преддугового блока

усиливается горизонтальный компрессионный стресс (рис. 56б). Область дуги подвергается флексурному погружению и деформации. Концентрация деформаций приводит к утолщению литосферы в этой области и формированию двух наклонных зон локализации разрывных деформаций, погружающихся под дугу с двух сторон. Полное разрушение надвигающейся плиты в зоне дуги может произойти с равной вероятностью по каждой из этих зон, что зависит от ряда физических и геометрических параметров и является определяющим для дальнейшего направления развития коллизии. В случае, если первым происходит разрушение надвигающейся плиты вдоль разломов, погружающихся навстречу зоне субдукции (на запад), происходит блокирование преддугового литосферного блока и дуги, и развивается инверсия субдукции (рис. 56в\*). В случае, когда первоначально происходит разрушение под дугой по направлению, параллельному зоне субдукции (на восток) (рис. 56в), происходит подвиг преддугового литосферного блока под дугу. В зависимости от строения и плот-

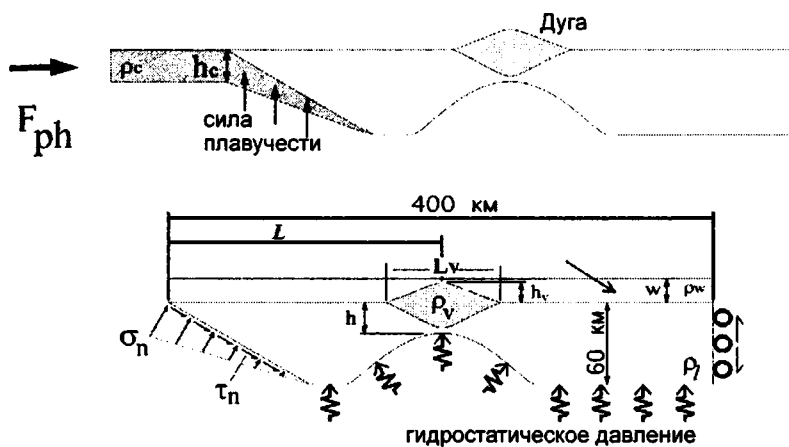
ности преддугового блока и от величины трения между ним и пододвигающейся континентальной плитой, может произойти его полное погружение в мантию (плотность и трение высокие) (рис. 56*д*), или он оказывается заблокированным в зоне поддвига. В дальнейшем может возобновится поддвиг континентальной плиты (рис. 56*е*), или произойдет разрушение плиты с обратной стороны дуги. В последнем случае происходит смена полярности (инверсия) субдукции и начинается поддвиг океанической плиты (рис. 56*з*).

Модели, разработанные на основе физических экспериментов, были тестированы методом математического моделирования с целью получения точных количественных параметров, влияющих на процесс коллизии. В частности, было изучено влияние расстояния между осью дуги и желобом ( $L$ ) и эффекта трения и межплитного давления вдоль поверхности зоны субдукции [Tang et al., 1999]. Было показано, что если  $180 < L < 230$  км, то надвигающаяся плита разрушается в области дуги вдоль разлома с вергентностью в сторону океана, вызывая инверсию субдукции. Если  $L > 230$  км, то разрушение плиты идет в противоположном направлении и сопровождается поддвигом преддугового блока под дугу. В современных зонах субдукции  $L$  составляет от 150 до 300 км, в большинстве случаев – около 200 км, то есть разрушение надвигающейся плиты в них может развиваться преимущественно с инверсией субдукции.

Зависимость направления разрушения надвигающейся плиты в области дуги от двух факторов – прочности на изгиб пододвигающейся плиты и градиента мощности континентальной коры – была тестирована в работе [Tang et al., 1999; Tang, Chemenda, 2000]. Высокая жесткость пододвигающейся плиты способствует разрушению надвигающейся плиты вдоль разлома с вергентностью в сторону океана и сопровождается инверсией субдукции. К тому же эффекту приводит высокое межплитное трение. Увеличение мощности субдуцирующей континентальной коры способствует разрушению надвигающейся плиты вдоль разлома с вергентностью в сторону континента и сопровождается поддвигом преддугового блока под дугу (рис. 58). Результаты этих исследований могут быть применены для решения обратной задачи: использовать данные о направлении развития процесса коллизии для оценки таких трудно рассчитываемых параметров зоны субдукции как величина межплитного трения и прочность пододвигающейся плиты.

### **2.1.5. Деформация континентальной окраины в ходе коллизии дуга–континент**

Направление развития тектонических деформаций континентальной окраины, сопровождающих коллизию дуга–континент, в зависимости от различных физических параметров континентальной коры, было изучено в результате серии экспериментов, выполненных автором в рамках российско-французского сотрудничества в лаборатории физического моделирования “Геосьянс Азюр” Университета Ницца-София Антиполис (Вальбонн, Франция).



Результаты теста

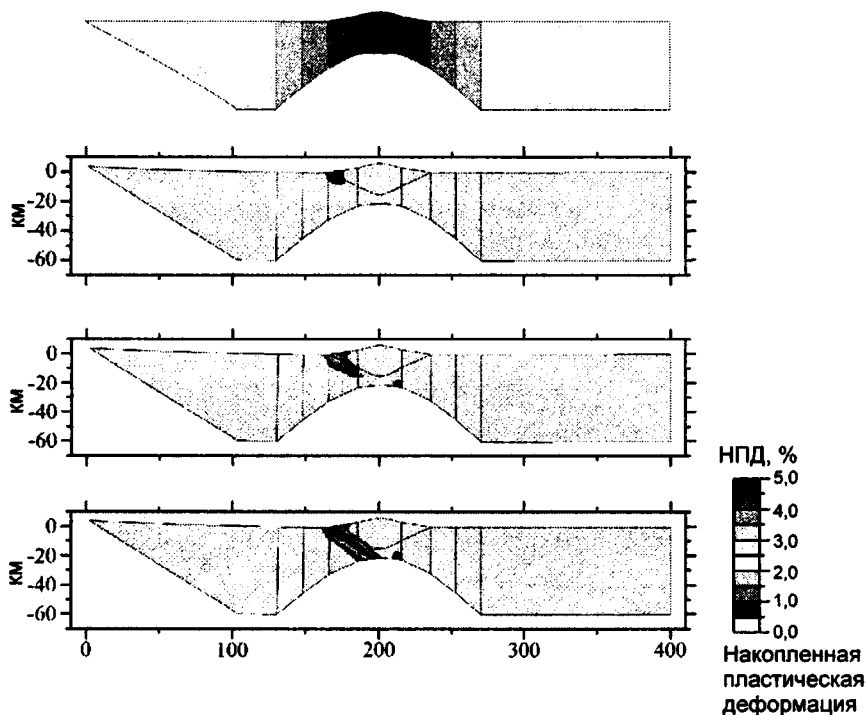


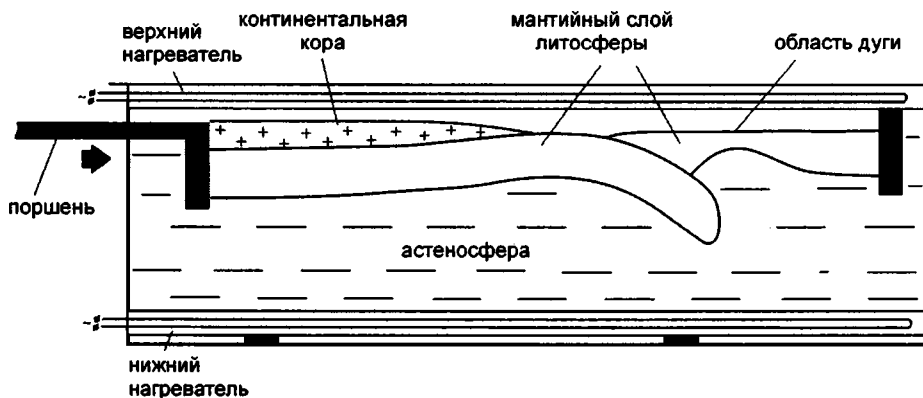
Рис. 58. Результаты математического моделирования развития локализации пластической деформации в надвигающейся плите в ходе коллизии дуга-континент, по: [Tang, Chemenda, 2000]

С началом подвига континентальной окраины модель деформируется в области дуги по разлому с вергентностью в сторону континента

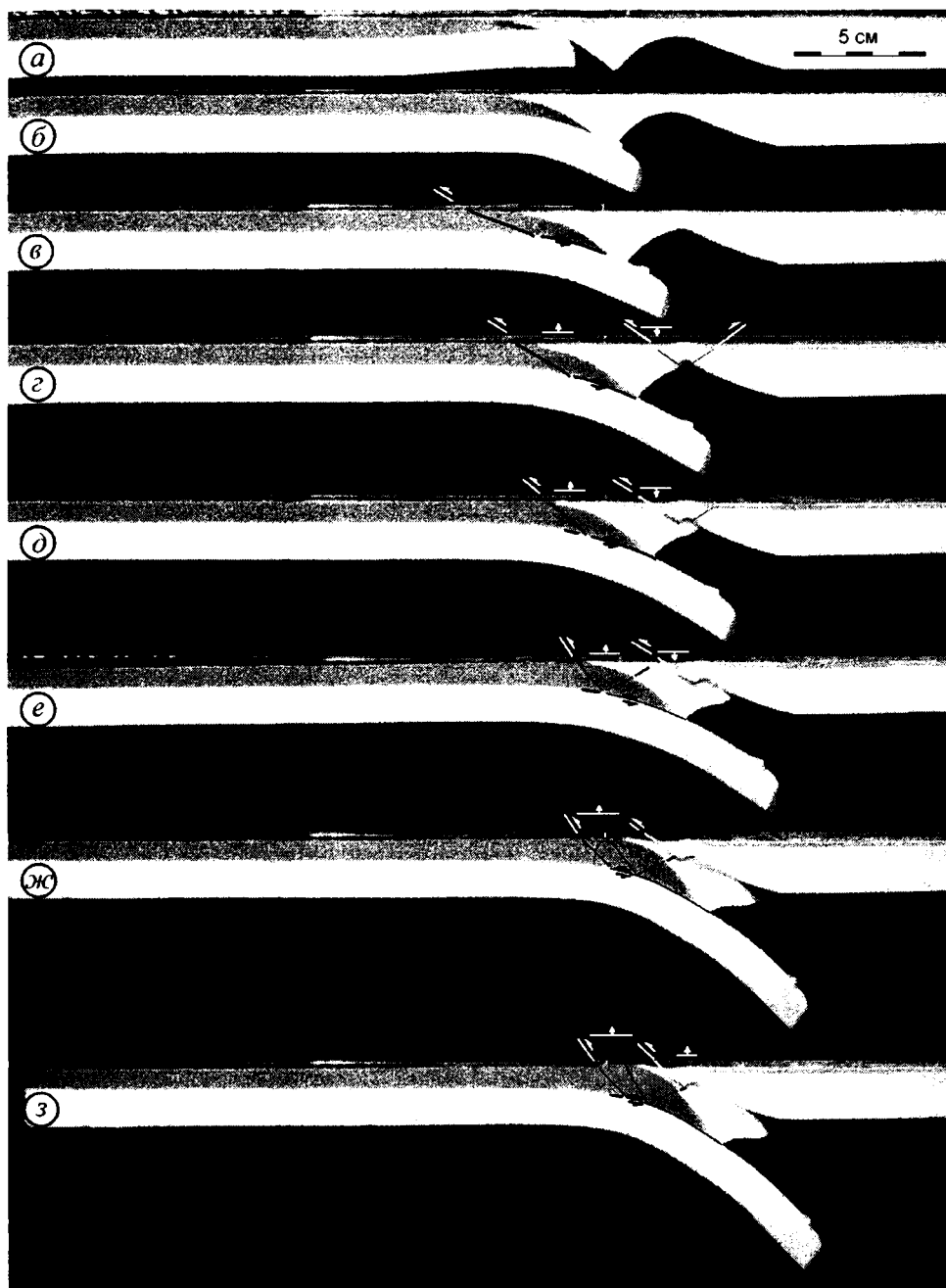
## Описание установки

Двухмерное моделирование процесса коллизии дуга–континент осуществлялось на следующей установке (рис. 59). В ванночку из оргстекла заливается вода, имитирующая астеносферу. На поверхность воды помещаются две пластины, имитирующие литосферные плиты: континентальную и океаническую. Океаническая плита образована одним слоем, характеризующим мантию. Континентальная плита содержит мантийный слой, сложенный тем же веществом, что и литосфера океанической плиты, и слой континентальной коры. Осадочный слой в рассматриваемых экспериментах не используется. Все слои обладают пластическими свойствами и созданы на углеводородной основе (см. п. 2.1.2). Вещество литосферы подстиляется веществом астеносферы низкой вязкости (имитируется водой). Конвергентное движение плит осуществляется с помощью поршня,двигающегося во время выполнения эксперимента с постоянной скоростью.

**Эксперимент 1.** Вещество коры в два раза менее прочное, чем вещество мантии. Начальная стадия эксперимента (рис. 60а) соответствует исходной модели (рис. 59). С поддвигом континентальной окраины в субдуцирующей плите происходит тектоническое расслоение континентальной коры вдоль пологих надвигов, обращенных в сторону континента, по которым происходит срыв блоков коры с мантийного основания (рис. 60в). На последующих стадиях наблюдается последовательная аккреция коровых блоков с образованием клина во фронте надвигающейся плиты (рис. 60в–ж) [Константиновская, 1999б; Konstantinovskaia, 2001a]. Одновременно в структуре клина развиваются сопряженные надвиги встречной вергентности, обращенные в сторону дуги (рис. 60е). Затягивание легкой континентальной коры в зону субдукции вызывает резкое увеличение горизонтального напряжения (стресса) в над-

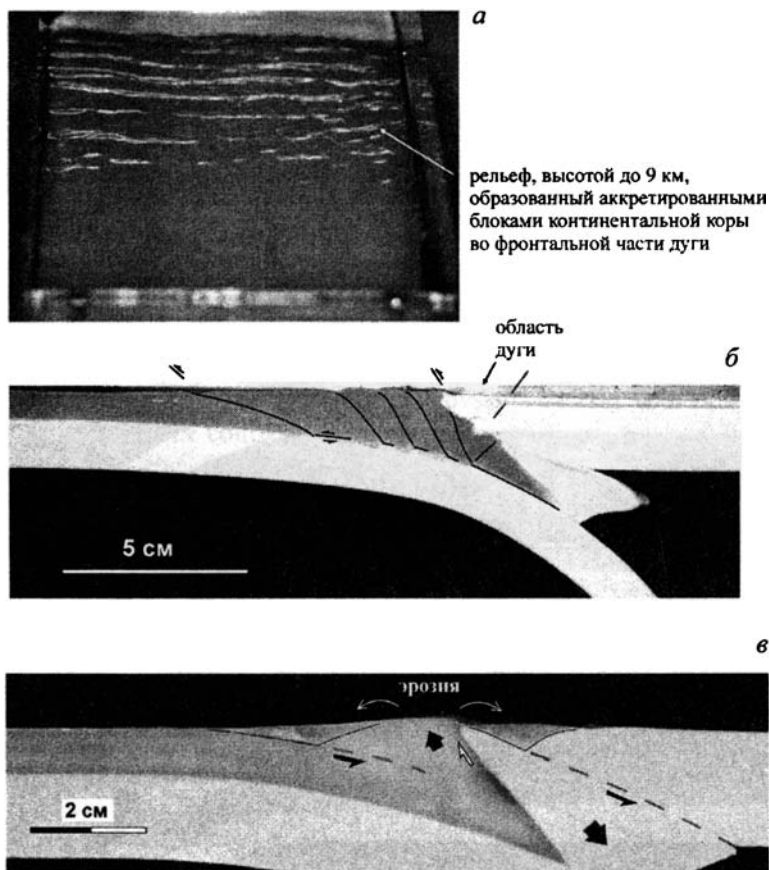


**Рис. 59.** Схема установки для двухмерного физического моделирования процесса коллизии дуга–континент



**Рис. 60.** Эксперимент 1. Последовательные стадии деформации модели в разрезе (фотографии эксперимента). Вещество коры в два раза менее прочное, чем вещество мантии. Пояснения см. в тексте

вигающейся плите, и происходит разрушение плиты в области дуги вдоль разлома, параллельного основной зоне субдукции (см. рис. 60д). Разрастание аккреционного клина блоков континентальной коры вызывает распространение встречных надвигов во фронтальную часть преддугового блока (см. рис. 60е). Последовательное наращивание аккреционного клина коровыми блоками вызывает подъем фронтальной части преддугового блока и образование хребта, возвышающегося над областью дуги (рис. 60ж, з). На конечной стадии эксперимента (рис. 61б), преддуговой блок полностью пододвинул под дугу, дуга обдуцирована на окраину континента. Во фронте



**Рис. 61.** Эксперименты 1, 2: фотографии модели на завершающей стадии деформации

а, б – эксперимент 1: а – фотография деформированной поверхности континентальной окраины в плане, б – фотография модели в разрезе; в – эксперимент 2; фотография модели в разрезе. Условия те же, что и в эксперименте 1, но после стадии разрушения и аккреции коры (см. рис. 60д), верхняя часть хребта, формирующегося во фронте надвигающейся плиты, была подвергнута последовательному срезанию (эрозии) в процессе конвергентного движения плит. Эродированный материал накапливался с двух сторон поднятия, растущего вследствие эксгумации континентального блока



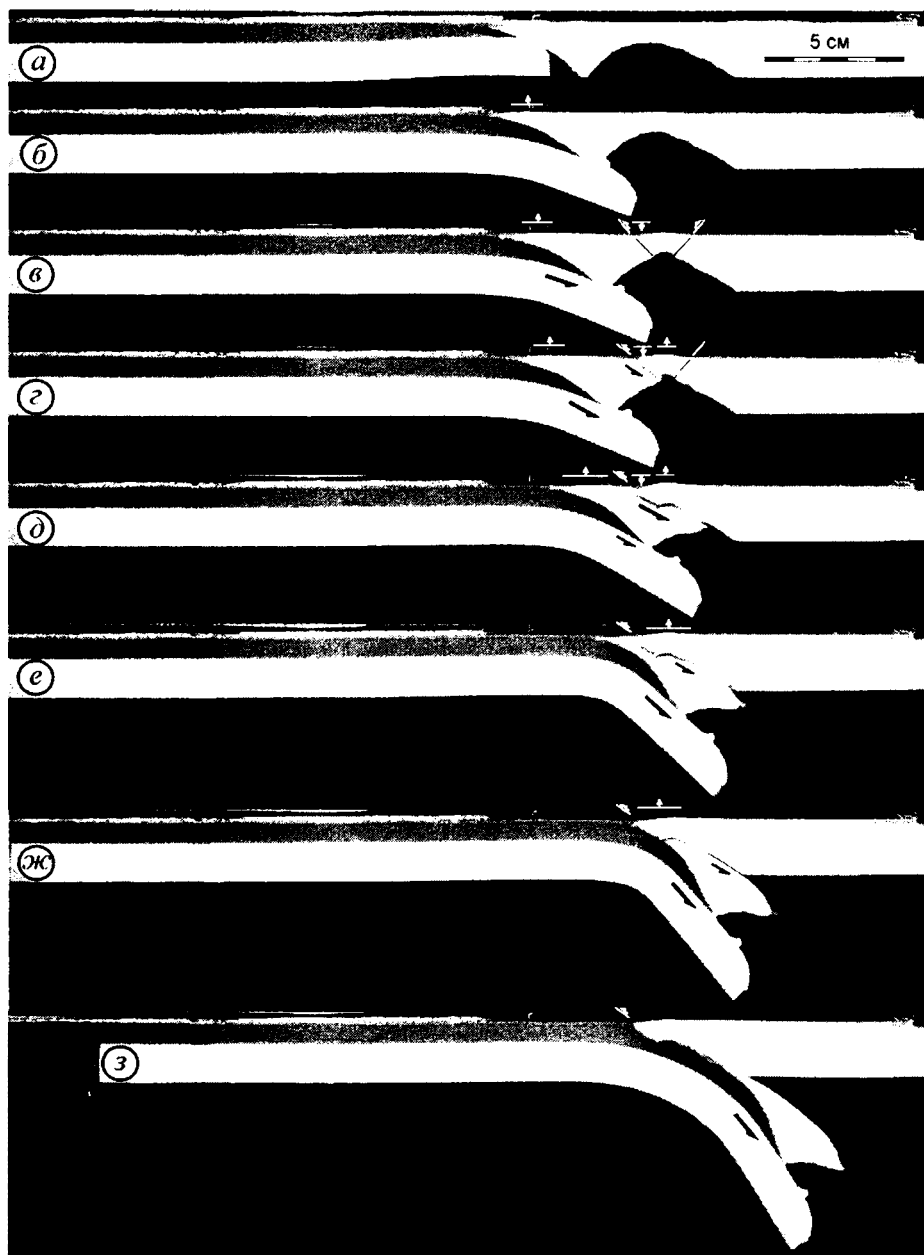
дуги образуется обширная орогенная область с рельефом до 9 км (рис. 61а), представляющая собой мощный клин, состоящий из блоков континентальной коры, сорванных с мантийного основания (см. рис. 61б) [Konstantinovskaia, 2001a].

**Эксперимент 2.** Условия и начальные стадии эксперимента те же, что и в эксперименте 1. Формирующийся в преддуговой области хребет, образованный сорванными континентальными блоками, был подвергнут эрозии. Для этого было установлено специальное лезвие, постоянно мигрирующее назад и вперед и срезающее верхнюю часть формирующегося рельефа с отложением срезанного материала с двух сторон растущего поднятия [Chemenda et al., 2001б]. Снятие нагрузки в результате эрозии привело к подъему предварительно пододвинутых в зону субдукции блоков континентальной коры под действием двух сил: сильного горизонтального стресса и силы вертикального выталкивания легкого корового материала. На профиле (рис. 61е) показана последняя стадия эксперимента. Преддуговой блок пододвинут под надвигающуюся плиту, а фрагмент континентальной коры, ранее затянутый в зону субдукции, сорван с мантийного основания и эксгумирован на поверхность. Границей между поднимающимся блоком коры и субдуцирующим преддуговым блоком является крутой разлом типа сброса. Эродированный материал накапливается с двух сторон растущего поднятия континентального блока: в преддуговом бассейне и в передовом прогибе окраины (см. рис. 61е).

**Эксперимент 3.** Исходная модель использована та же, что и в эксперименте 1 (рис. 62а), но для континентальной коры в пододвигающейся плите использовано вещество, предел прочности которого равен пределу прочности вещества мантии и в два раза выше прочности вещества коры предыдущих экспериментов. В эксперименте поверхности соприкосновения плит покрыты маслом для снижения трения, имитируя присутствие осадочного слоя.

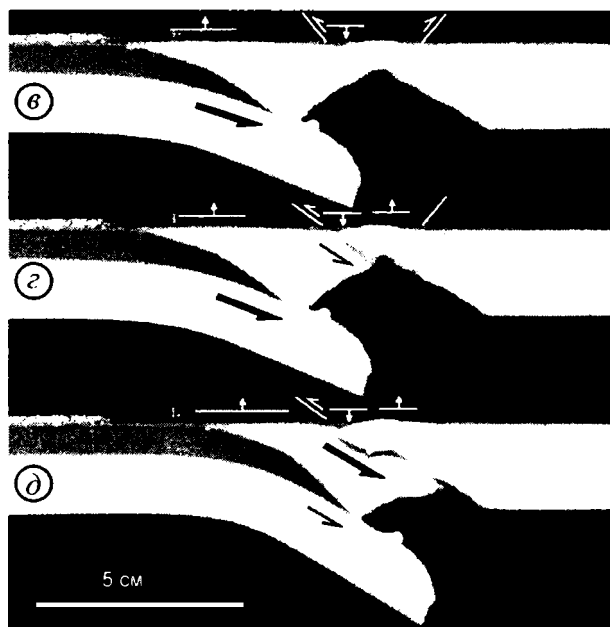
В эксперименте 3 с началом поддвига континентальной окраины, происходит деформация надвигающейся плиты в области дуги по двум сопряженным зонам (рис. 62в, 63в), а затем – разрушение плиты вдоль разлома, параллельного основной зоне субдукции (рис. 62г, 63г). Подвиг континентальной окраины вдоль основной зоны субдукции замедляется, и основное сокращение реализуется за счет поддвига преддугового блока (рис. 62д, 63д). Дальнейший подвиг преддугового блока под дугу приводит к его полному исчезновению в зоне субдукции, область основного сокращения вновь перемещается в зону субдукции континентальной плиты, структуры дуги обдуцируют на континентальную окраину (рис. 62е, ж). В пододвигающейся плите не происходит деформаций, и континентальная кора субдуцирует на значительную глубину, будучи зажата между мантийной частью плиты и преддуговым блоком (рис. 62з). Как было показано ранее [Chemenda et al., 1996], при достижении континентальной корой глубин порядка 150–200 км в структуре слоя коры происходит образование сколов во фронте надвигающейся плиты (или на уровне ее основания), и блок континентальной коры испытывает быструю эксгумацию под действием сил выталкивания (см. рис. 55в, з).

**Эксперимент 4.** Целью эксперимента было изучение процесса взаимодействия литосферных плит на глубине в случае развития одновременного поддвига под дугу



**Рис. 62.** Эксперимент 3

Последовательные стадии деформации модели в разрезе (фотографии эксперимента). Вещество коры в два раза прочнее, чем в предыдущих экспериментах. Пояснения см. в тексте

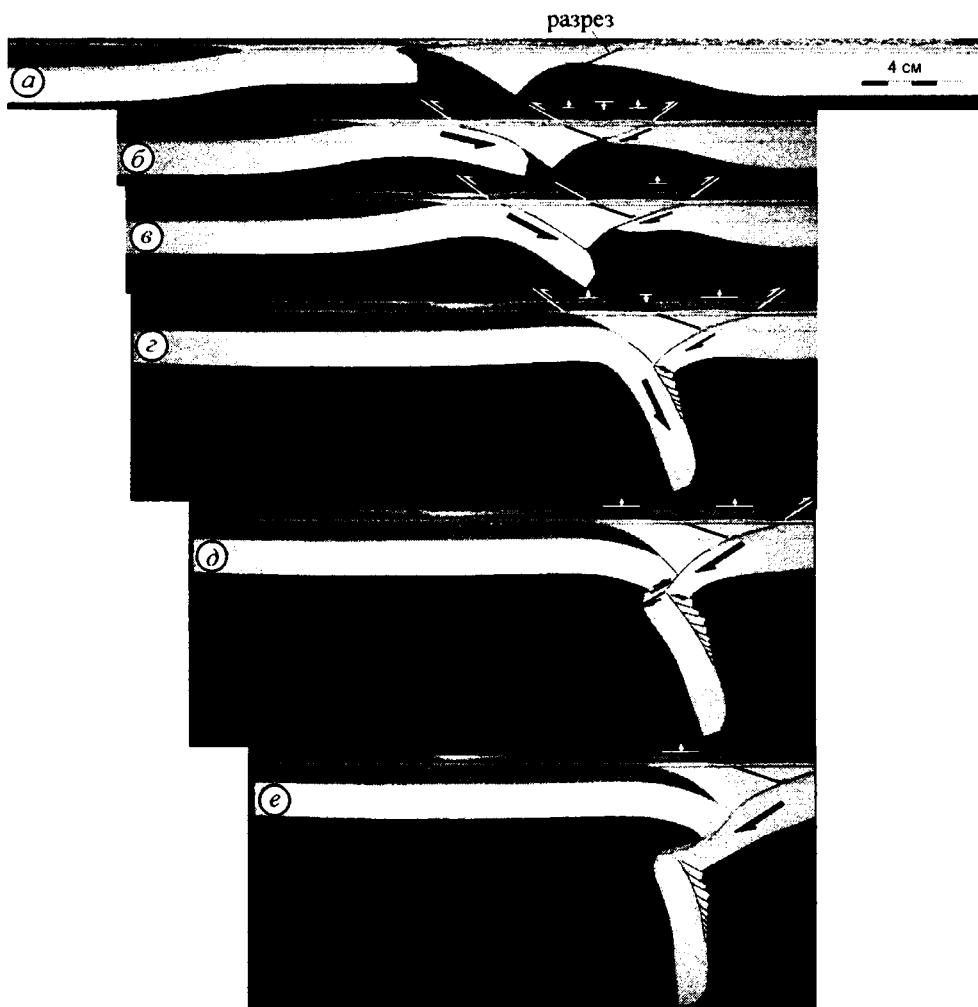


**Рис. 63.** Отдельные стадии деформации модели в разрезе (увеличенные фотографии эксперимента 3)

С началом поддвига континентальной окраины, происходит деформация надвигающейся плиты в области дуги по двум сопряженным зонам, а затем – разрушение плиты вдоль разлома, параллельного основной зоне субдукции

со стороны континентальной окраины и со стороны океанической плиты в ходе коллизии дуга–континент. Для этого в эксперименте использована та же исходная модель, что и в эксперименте 1, но в модели надвигающейся плиты сделан разрез в области дуги, который соответствует в природном объекте ослабленной тектонической зоне (рис. 64а). Для континентальной коры используется вещество как в эксперименте 3, поверхности соприкасающихся плит вдоль основной зоны субдукции покрыты маслом (условия низкого трения).

В эксперименте 4 подвиг океанической плиты под дугу благодаря разрезу начинается одновременно с поддвигом плиты континентальной окраины (рис. 64б). В результате давления пододвигающихся с двух сторон плит область дуги деформируется, краевые ее части испытывают воздымание, а центральная часть – прогибание (см. рис. 64б). Подвиг океанической плиты приводит к блокированию преддугового блока на поверхности, вся область дуги испытывает неравномерное воздымание, более интенсивное со стороны океанической субдукции (рис. 64в). К моменту столкновения плит на глубине плита континентальной окраины доминирует. Тонкий лидирующий край океанической плиты разрушается, образуя на поверхности первой плиты систему ступенчатых блоков (рис. 64г). Формирование таких блоков в природе



**Рис. 64.** Эксперимент 4

Последовательные стадии деформации модели в разрезе (фотографии эксперимента). Условия те же, что и в эксперименте 3, но надвигающаяся плита разрезана до начала эксперимента, как показано на профиле *a*

может соответствовать серии последовательных глубинных землетрясений. На этом этапе континентальная кора в плите окраины достигает зоны субдукции, поддвиг этой плиты замедляется, и область основной конвергенции смещается в зону океанической субдукции (рис. 64*z*, *д*). Эволюция поддвига океанической плиты приводит к тому, что утолщенный край этой плиты полностью срезает плиту континентальной окраины (см. рис. 64*д*). Зона океанической субдукции становится стабильной, тогда как поддвиг континентальной плиты прекращается, происходит смена полярности (инверсия) субдукции (рис. 64*е*).

### 2.1.6. Выводы

Экспериментальными данными впервые показано, что:

1. Характер развития деформаций в структуре континентальной окраины в процессе коллизии дуга–континент зависит в значительной степени от соотношения прочности взаимодействующих плит.

2. В процессе коллизии дуга–континент при поддвиге континентальной окраины мощной и прочной плиты первые деформации и разрушение происходят в надвигающейся плите в области дуги. В результате происходит подвиг преддугового блока, и структуры дуги надвигаются на континентальную окраину.

3. В процессе коллизии дуга–континент при поддвиге плиты утоненной континентальной окраины с пониженными прочностными свойствами коры, первые деформации происходят в структуре окраины. На ранних этапах коллизии происходит тектоническое расслаивание континентальной коры, срыв коровых блоков с мантийного основания и их аккреция во фронте надвигающейся плиты. Эти движения предшествуют проявлению деформаций в надвигающейся плите в области дуги. Разрастание аккреционного блока в структуре окраины приводит к проявлению деформаций в преддуговой области, поддвигу преддугового блока, и к деформации и обдукции структур дуги на континентальную окраину. Экспериментально показано, что воздействие процессов эрозии на структуры континентальной окраины, формирующиеся в процессе коллизии, приводит к снятию нагрузки и эксгумации аккрецированных блоков континентальной коры во фронте надвигающейся дуги.

4. Наличие ослабленной тектонической зоны в области дуги может способствовать развитию одновременного поддвига под дугу плиты континентальной окраины и океанической плиты, и столкновению этих плит на глубине. Замедление субдукции плиты окраины с началом поддвига континентальной коры приводит к смене полярности (инверсии) субдукции.

В рассмотренных выше экспериментах двухмерного моделирования тестированы деформации литосферных плит, которые развиваются на конвергентной границе в процессе коллизии дуга–континент. Ниже будут рассмотрены результаты экспериментального моделирования на песчаной основе, направленного на изучение деформации в масштабе осадочного слоя верхней части коры.

## 2.2. СУБДУКЦИЯ ПРЕДДУГОВОГО ЛИТОСФЕРНОГО БЛОКА: ДЕФОРМАЦИЯ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ И ПРЕДДУГОВОГО БАССЕЙНА

В разделе 2.1 были рассмотрены ряд физических и геометрических параметров, влияющих на процесс поддвига преддугового литосферного блока при развитии деформации плиты в масштабе всей литосферы. В настоящем разделе рассматривают-

ся результаты экспериментального моделирования процесса поддвига преддугового блока в масштабе верхней части земной коры, анализируются проявления этого процесса в развитии деформаций осадочных образований аккреционной призмы и преддугового бассейна в условиях косоугольного поддвига (oblique subduction).

### 2.2.1. Принципы метода экспериментального моделирования на песчаной основе (sand-box modeling)

Метод экспериментального моделирования на песчаной основе (sand-box modeling) основан на теории Coulomb-Mohr, которая позволяет описывать с физической точки зрения механику поведения сыпучей гранулярной среды, используемой в экспериментах [Mandl, 1988]. Физические механизмы, которые контролируют развитие аккреционной призмы в природных условиях, могут рассматриваться как аналоговые по отношению к механизмам, развивающимся при деформации призмы, образованной сыпучим гранулярным (песчаным) материалом [Davis et al., 1983]. В первом приближении аккреционная призма рассматривается как гомогенный клин, сложенный сыпучим гранулярным материалом, который соскребается с твердой поверхности пододвигающейся плиты. Поведение такой модели не зависит от масштаба. Максимальная глубина применения такой модели определяется увеличением температуры с глубиной в осадках и породах верхней части коры и соответствует зоне перехода от обстановок, зависящих от давления и независимых от температуры, к обстановкам, независимым от давления и зависящим от температуры [Davis et al., 1983]. Такая переходная зона может проявляться на разных глубинах в зависимости от температурного градиента и в среднем соответствует глубинам  $15 \pm 5$  км.

Основными параметрами, позволяющими характеризовать напряженное состояние призмы, сложенной несцепленным (сыпучим) песком, являются: угол наклона поверхности базального срыва ( $\beta$ ), плотность и степень связанности вещества в призме ( $S_0$ ), давление флюидов внутреннее ( $\lambda$ ) и базальное ( $\lambda_b$ ), коэффициент трения внутренний ( $\mu$ ) и базальный ( $\mu_b$ ) [Dahlen et al., 1984]. На рисунке 65 углы  $\alpha$  и  $\beta$  соот-

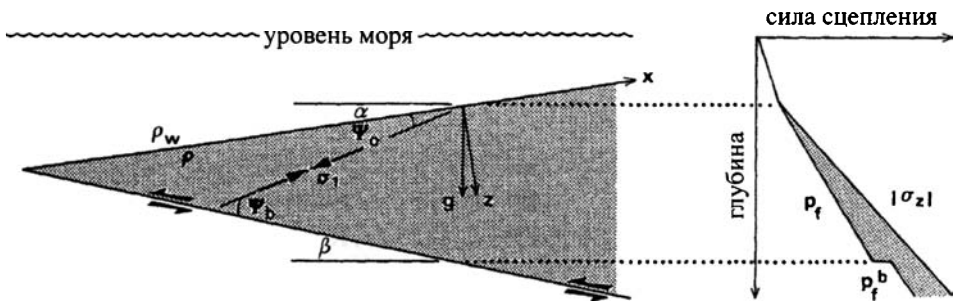


Рис. 65. Схема распределения параметров напряженного состояния призмы, по: [Dahlen et al., 1984; Lallemand et al., 1994]

Пояснения в тексте

ветствуют топографическому углу склона призмы и углу наклона поверхности базального срыва. Углы  $\psi_b$  и  $\psi_0$  являются углами между направлением максимального горизонтального стресса  $\sigma_1$  и основанием призмы и поверхностью дна моря соответственно. Если призма сложена гомогенным сыпучим материалом, то ориентация  $\sigma_1$  везде одинакова ( $\psi_0$  постоянен). В работе [Dahlen et al., 1984] описаны следующие равенства, позволяющие определить точный критический угол наклона и ориентацию поверхностей сдвига как функцию угла поверхности склона  $\alpha$  и угла наклона поверхности базального срыва  $\beta$ :

$$\alpha + \beta = \psi_b - \psi_0 \quad (1)$$

$$\psi_0 = \frac{1}{2} \arcsin \left( \frac{\sin \alpha^*}{\sin \varphi} \right) - \frac{1}{2} \alpha^* \quad (2)$$

$$\psi_b = \frac{1}{2} \arcsin \left( \frac{\sin \varphi_b^*}{\sin \varphi} \right) - \frac{\varphi_b^*}{2} \quad (3)$$

при эффективном угле базального трения

$$\varphi_b^* = \arctg \left[ \mu_b \frac{1 - \lambda_b}{1 - \lambda} \right],$$

и с измененным углом склона

$$\alpha^* = \arctg \frac{(1 - \rho_w / \rho) \operatorname{tg} \alpha}{(1 - \lambda)}$$

Переменные  $\varphi$  и  $\varphi_b$  являются углами внутреннего и базального трения соответственно. Коэффициентами внутреннего и базального трения являются соответственно  $\mu = \operatorname{tg} \varphi$  и  $\mu_b = \operatorname{tg} \varphi_b$ . Переменные  $\lambda$  и  $\lambda_b$  являются внутренним и базальным поровым флюидным давлением, соответствующем  $(P_f - P_{\text{дна моря}}) / (\sigma_z - P_{\text{дна моря}})$ .  $P_f$  – поровое давление флюида и  $\sigma_z$  – литостатическое давление вдоль направления, перпендикулярного ко дну моря. Переменные  $\rho_w$  и  $\rho$  соответствуют плотности воды и пород.

Материал призмы деформируется до тех пор, пока не достигается критический угол наклона (стабильный угол равновесия), а затем происходит смещение всего материала вдоль базального срыва. Прибавление нового материала продолжается до тех пор, пока снова не достигается критический угол наклона, и вновь образуется базальный срыв. В призме, в которой критический угол наклона не достигнут, не может образоваться базальный срыв. В такой призме материал сначала будет деформироваться до тех пор, пока ее средний угол наклона не достигнет критического угла наклона.

Ранее проводились исследования 2D-деформации аккреционной призмы с применением экспериментального моделирования. Было показано сходство между деформациями в экспериментальной призме и в структурах, наблюдаемых в покровно-складчатых поясах и (или) в подводных аккреционных призмах [Davis et al., 1983; Malavieille, 1984]. Были изучены зависимость характера 2D-деформаций призмы от

трения в основании песчаного слоя, мощности песчаного слоя и объема поступления осадочного материала [Malavieille et al., 1991 а, б, 1993; Lallemand et al., 1994; Gutscher et al., 1998]. Проведенное автором моделирование отличается от предыдущих экспериментальных исследований по поставленным задачам. Эксперименты были выполнены автором в рамках российско-французского сотрудничества в лаборатории геофизики, тектоники и седиментологии (GTS) Университета Монтпелье 2 (Монтпелье, Франция).

### 2.2.2. Задачи экспериментов и описание установки

Задачей проведенных автором экспериментов было моделирование процессов роста и 3D-деформации аккреционной призмы и преддугового бассейна во фронте дуги в геодинамической обстановке косо́й субдукции, ориентированной под острым углом к зоне поддвига (*oblique subduction*), и при развитии поддвига преддугового литосферного блока.

С кинематической точки зрения, зона поддвига литосферы субдуцирующей плиты отмечена скачком скорости относительного перемещения плит. В результате поддвига преддугового литосферного блока происходит смещение зоны скачка скорости в область преддугового бассейна, в основание вулканической дуги. Чтобы создать модель, отвечающую этим условиям, мы разработали следующую установку.

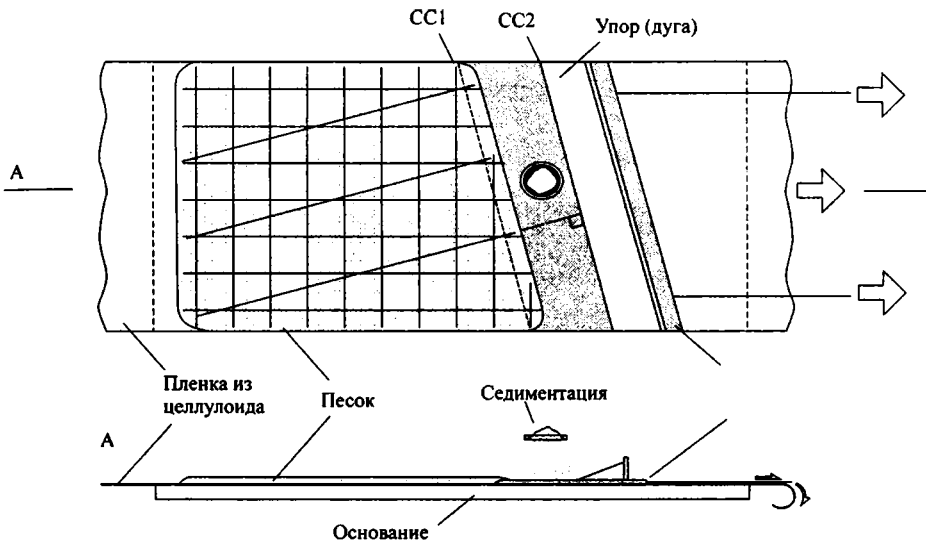
#### Описание установки

В основании установки размещается целлулоидная пленка, которая затягивается под пластину из полистирола, также подвижную (рис. 66). Пленка и пластина затягиваются под упор, имитирующий склон дуги. На поверхности пленки, до границы с пластиной из полистирола, размещается 2,5 см песка, что соответствует осадочному слою пододвигающейся плиты. Пластина имитирует поверхность преддугового литосферного блока, пододвигающегося под дугу.

Устройство описанной установки позволяет: 1) моделировать формирование аккреционной призмы, связанной с поддвигом литосферной плиты, и образование сопряженного с ней преддугового бассейна (поддви́г целлулоидной пленки), 2) создавать вторую зону скачка скорости в области преддугового бассейна, в основании вулканической дуги, связанной с поддвигом преддугового блока (поддви́г пластины из полистирола). Для выполнения второго пункта в процессе экспериментов пленка и пластина затягиваются под упор с одинаковой скоростью (условия полного механического сцепления). В процессе экспериментов осуществляется добавление песчаного материала, имитирующего седиментацию в области преддугового бассейна.

Для создания условий косо́й субдукции (*oblique subduction*) упор, имитирующий дугу в установке, и фронт пластины (преддугового блока) ориентированы косо (под углом 73°) по отношению к направлению поддвига пленки и пластины (см. рис. 66).





**Рис. 66.** Установка для экспериментального моделирования на песчаной основе, направленного на изучение 3D-деформаций в аккреционной призме в обстановке косой субдукции и поддвига преддугового литосферного блока

CC1 – скачок скорости, связанный с поддвигом субдуцирующей плиты (пленки из целлулоида);  
 CC2 скачок скорости, – связанный с поддвигом преддугового блока (пластина из полистирола)

Поверхность песчаного слоя размечена ортогональной сеткой цветных маркирующих линий с шагом в 10 см (см. рис. 66). Линии ориентированы параллельно и перпендикулярно направлению поддвига пленки и пластины. Кроме того, нанесены линии, перпендикулярные простиранию зоны поддвига вдоль пластины и упора. Разметка поверхности песчаного слоя позволяет впоследствии при анализе результатов эксперимента установить геометрию и кинематику деформации призмы и преддугового бассейна и их морфологическую эволюцию в ходе эксперимента.

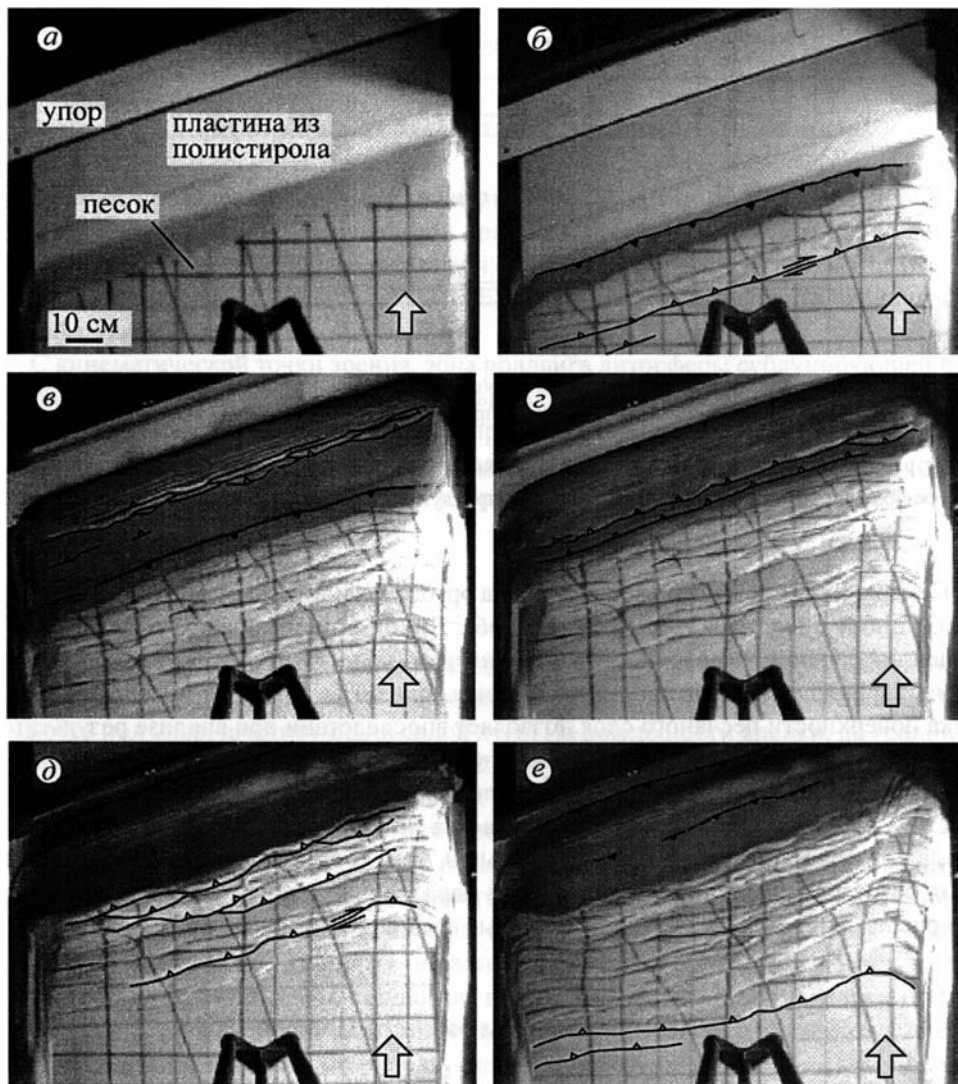
Слой песка мощностью 2,5 см насыпается на поверхность пленки не однородный, а с прослоями маркеров через каждые 0,7 см. В конце эксперимента делается серия разрезов модели, ориентированных параллельно направлению перемещения материала. Это позволяет изучить конечные стадии деформации призмы в разрезе.

### 2.2.3. Результаты экспериментов

По условиям эксперимента, трение в основании слоя песка вдоль поверхности целлулоидной пленки низкое, а вдоль поверхности пластины полистирола – высокое.

На первом этапе эксперимента происходит образование аккреционной призмы вдоль зоны первого скачка скоростей (зона поддвига литосферной плиты). Сначала

формируется первый срыв по поверхности раздела песок – пленка, за которым следует дальнейшая фронтальная аккреция материала с образованием серии последовательных надвигов (рис. 67б). Практически вслед за образованием первого срыва



**Рис. 67.** Последовательные стадии деформации аккреционной призмы и осадков преддугового бассейна в процессе развития косої субдукции и поддвига преддугового литосферного блока

Пояснения в тексте. Белая стрелка показывает направление поддвига. Фотографии последовательных этапов деформации модели

формируется надвиг обратной вергентности (backthrust), по которому зарождающаяся призма надвигается на фронтальную часть пластины преддугового блока (см. рис. 67б). Вдоль поверхностей отдельных надвигов развиваются правосдвиговые движения.

После того, как пододвигается 35 см пленки, начинается регулярная седиментация в области преддугового бассейна. Надвиг обратной вергентности, по которому призма надвигается на осадочные слои фронтальной части преддугового бассейна, остается активным.

После поддвига пленки на 60 см начинается откат пластины преддугового блока. С этого момента происходит смещение скачка скорости в основание упора (дуги). Прекращается аккреция материала вдоль основной зоны субдукции. Формируются фронтальные надвиги в основании упора (дуги) (рис. 67в). Движения по надвигу обратной вергентности в тылу призмы прекращаются. Регулярно поступающий в область преддугового бассейна материал аккрецируется в основании дуги по системе фронтальных надвигов. Деформированные осадочные слои преддугового бассейна в основании дуги надвигаются на упор (склон дуги) по надвигу обратной вергентности (в сторону дуги) (см. рис. 67в).

После 85 см общего поддвига происходит почти полное сокращение преддугового бассейна и сближение структур аккреционной призмы и дуги. Фронтальные надвиги в структуре преддугового бассейна перекрывают тыловые части аккреционной призмы (рис. 67г). Деформированные структуры преддугового бассейна еще выше надвигаются на упор (склон дуги) по надвигу обратной вергентности (в сторону дуги) (см. рис. 67г).

Дальнейший откат пластины преддугового блока (95 см общего поддвига) приводит к формированию покровов с перекрытием аккреционной призмы структурами преддугового бассейна (рис. 67д). Одновременно в структуре призмы реактивируются некоторые зоны надвигов, и образуются внесерийные надвиги (hors sequences). Вдоль отдельных поверхностей надвигов развиваются правосдвиговые движения. В дальнейшем происходит общее сокращение аккреционной призмы за счет внесерийных надвигов в ее структуре. Структуры преддуговой области надвигаются на верхние части упора (склона дуги) по надвигу обратной вергентности (в сторону дуги) (см. рис. 67д).

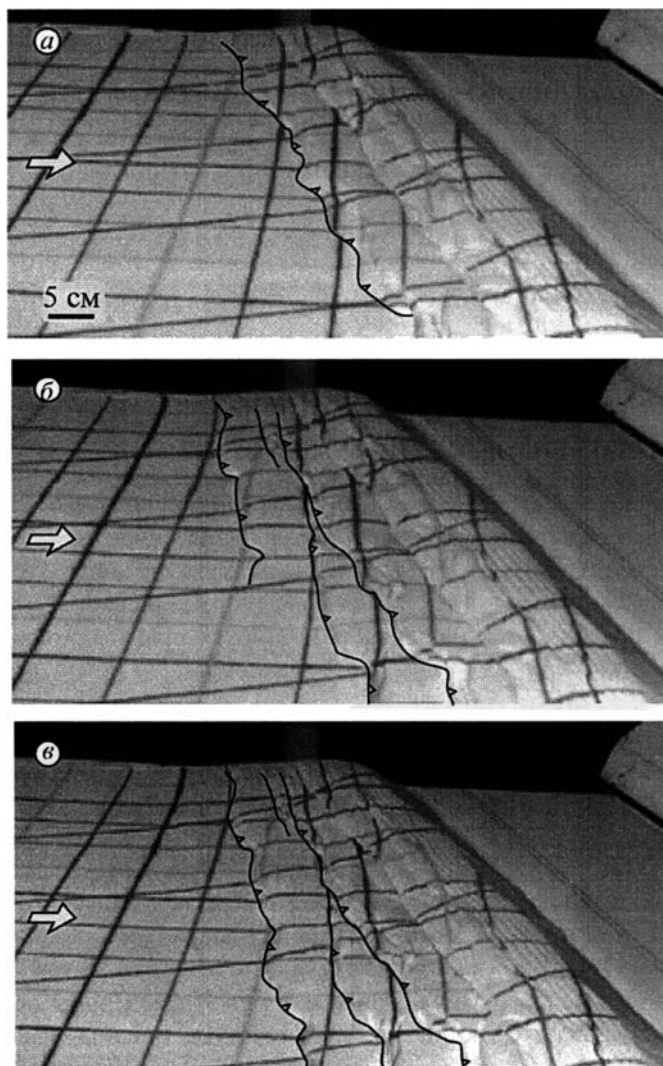
В дальнейшем, в результате общего сокращения преддуговой области, в ее центральной части образуется еще один надвиг обратной вергентности (в сторону дуги). Этот надвиг, уже более неактивный, виден на конечной модели (рис. 67е).

После 110 см общего поддвига прекращается подвиг пластины, что соответствует полной субдукции преддугового блока. Дальнейшее сокращение реализуется за счет поддвига пленки (литосферной плиты). В результате возобновляется процесс образования фронтальных надвигов и аккреции материала вдоль зоны первого скачка скоростей (основная зона субдукции плиты). Структуры призмы, сформированной во фронте дуги, более не активны. При сокращении 120 см эксперимент остановлен (см. рис. 67е).

### 2.2.4. Структурные следствия косого поддвига и субдукции преддугового блока

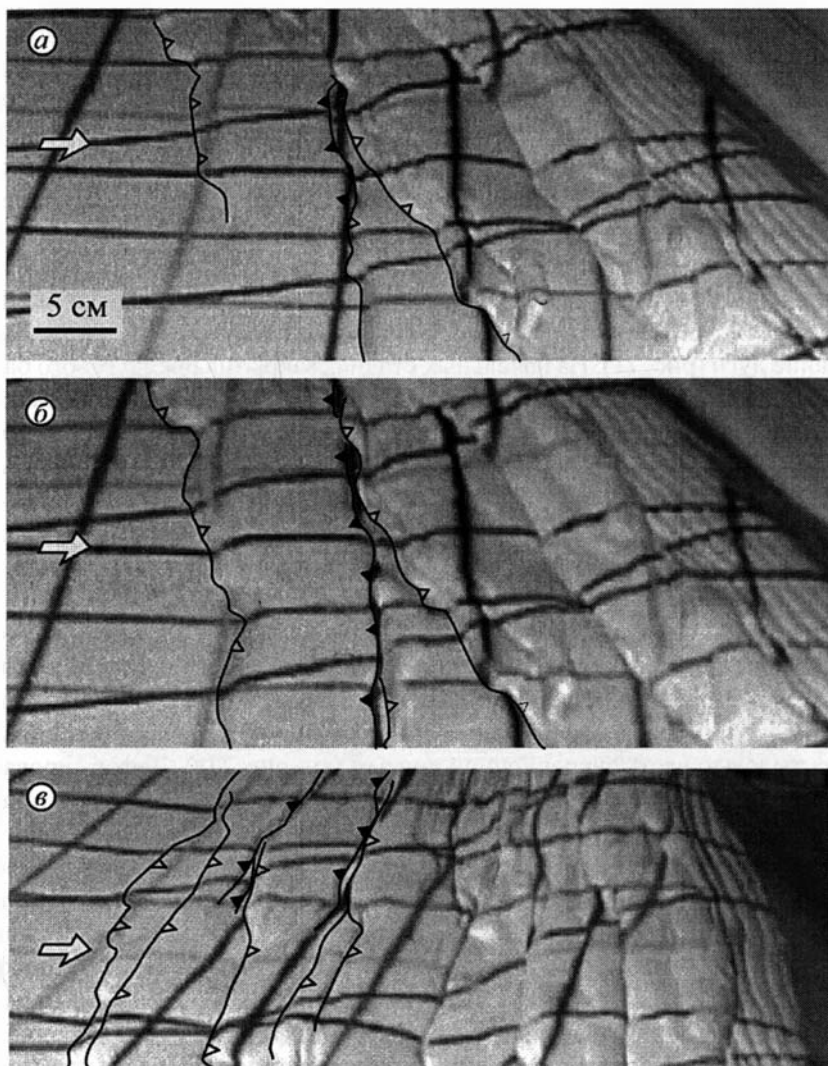
В ходе описанного выше эксперимента были отмечены следующие структурные особенности роста и 3D-деформации аккреционной призмы.

1. Зона поддвига ориентирована под острым углом по отношению к направлению перемещения материала (*oblique subduction*) (рис. 67а). В этих условиях дефор-



**Рис. 68.** Формирование фронтальных надвигов на ранних стадиях развития аккреционной призмы в условиях косой субдукции. Фотографии последовательных этапов деформации модели

мация материала и образование надвигов во фронте аккреционной призмы происходят раньше на левом, наиболее выступающем, фланге призмы, а затем они мигрируют вдоль ее простираения на правый фланг (рис. 68а). При этом фронтальные надвиги зарождаются перпендикулярно направлению перемещения материала и поддвига



**Рис. 69.** Деформации в аккреционной призме с низким базальным трением. Формирование надвигов обратной вергентности (в сторону дуги) (черные треугольники) происходит одновременно с фронтальными надвигами (белые треугольники). Фотографии фрагментов модели на ранних стадиях деформации

(рис. 68б), а затем постепенно выравниваются параллельно простиранию аккреционной призмы (рис. 68в).

2. При формировании аккреционной призмы в условиях низкого базального трения образуются одновременно фронтальные надвиги прямой вергентности (thrust) и надвиги обратной вергентности (backthrust), обращенные в сторону дуги (рис. 69).

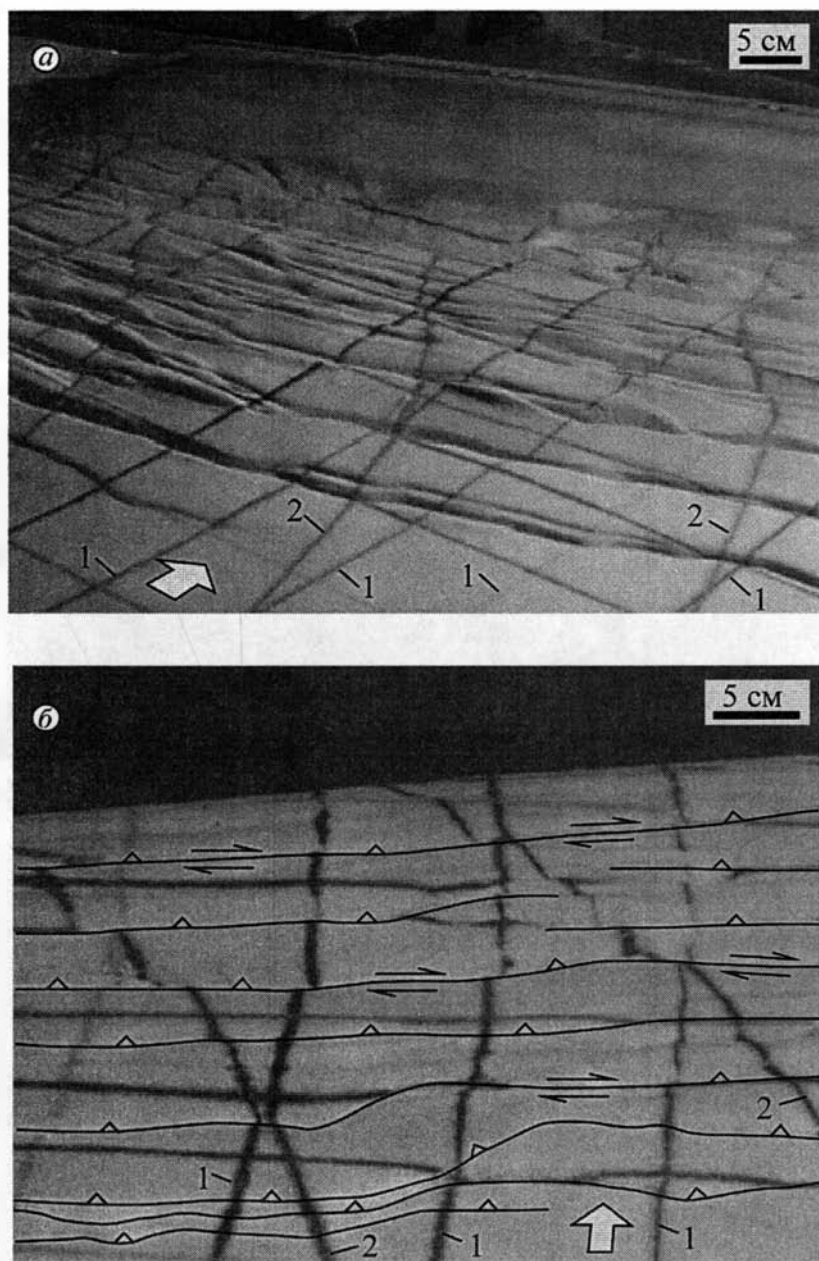
3. В условиях косоугольного (угол  $73^\circ$ ) поддвига (oblique subduction) в структуре аккреционной призмы формируются протяженные продольные сдвиги. Сдвиговые смещения отчетливо заметны благодаря маркерным линиям на поверхности песчаного слоя, ориентированным параллельно направлению перемещения материала и поддвига (серия 1) (рис. 70). Сдвиговые движения развиваются вдоль поверхностей надвигов призмы. То, что плоскости сдвиговых сместителей являются одновременно надвиговыми, можно определить по смещениям маркерных линий, ориентированных перпендикулярно простиранию зоны поддвига (серия 2) (см. рис. 70). Следует отметить, что при большой протяженности сдвигов смещения по ним незначительны и меньше надвиговых смещений.

4. С началом поддвига преддугового литосферного блока, зона деформаций смещается из фронтальной части аккреционной призмы в область преддугового бассейна, в основание дуги (рис. 71). На начальных стадиях закрытия преддугового бассейна, осадочный слой в центральных частях бассейна практически не деформирован (см. рис. 71а). Вдоль основания дуги в осадках бассейна формируется серия крутых надвигов с вергентностью в сторону призмы. Вдоль противоположного края преддугового бассейна основание тыловой части аккреционной призмы надвигается на осадки бассейна по надвигу обратной вергентности (backthrust), обращенному в сторону дуги. Накапливающиеся новые осадочные слои ложатся с несогласием на деформированные образования преддугового бассейна в основании дуги.

При дальнейшем поддвиге преддугового блока происходит более полное сокращение поверхности преддугового бассейна (см. рис. 71б). В осадочных слоях центральной части преддугового бассейна развиваются пологие покровы и запрокинутые лежащие "складки". Фронтальные надвиги в структуре преддугового бассейна надвигаются на тыловую часть аккреционной призмы (см. рис. 71в). Деформированные структуры в тыловой части преддугового бассейна (вдоль основания дуги) прогрессивно надвигаются на склон дуги по надвигу обратной вергентности (см. рис. 71).

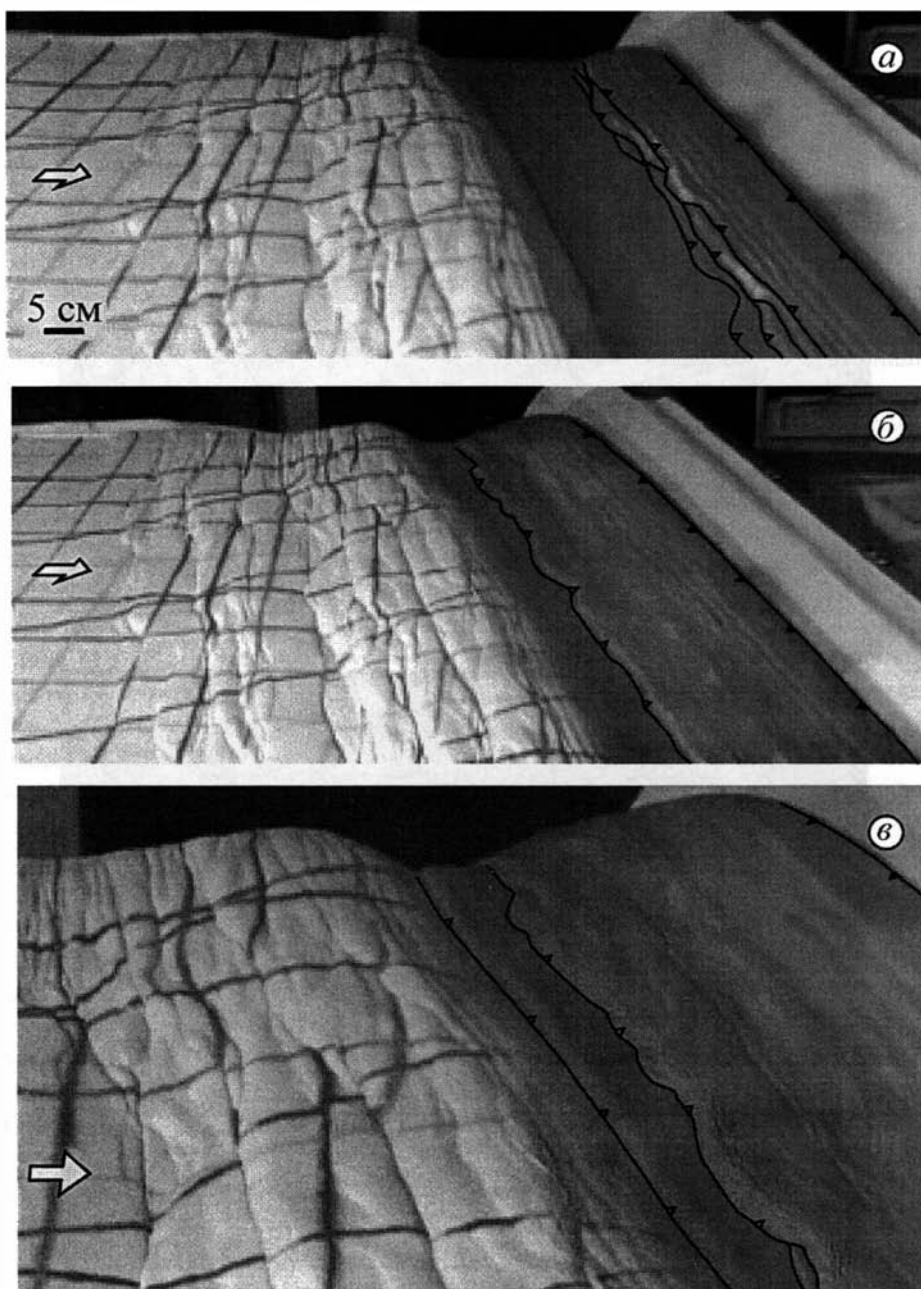
5. На конечных стадиях поддвига преддугового блока структуры деформированной преддуговой области образуют тектонические покровы, перекрывающие тыловую часть аккреционной призмы (рис. 72а). В структуре призмы развиваются внесерийные надвиги (hors sequences). Эти надвиги развиваются за счет активизации фронтальных надвигов, сформированных ранее на этапе роста аккреционной призмы (рис. 72б). После прекращения поддвига преддугового литосферного блока деформации в преддуговой области и в основном теле призмы затухают, и возобновляется процесс образования надвигов во фронте аккреционной призмы (рис. 72в).

6. Смещения послонных маркеров, формировавшиеся в модели в ходе эксперимента, имитируют складчатые деформации (рис. 73). В структуре аккреционной призмы надвиги прямой и обратной вергентности тесно связаны с наклонными и



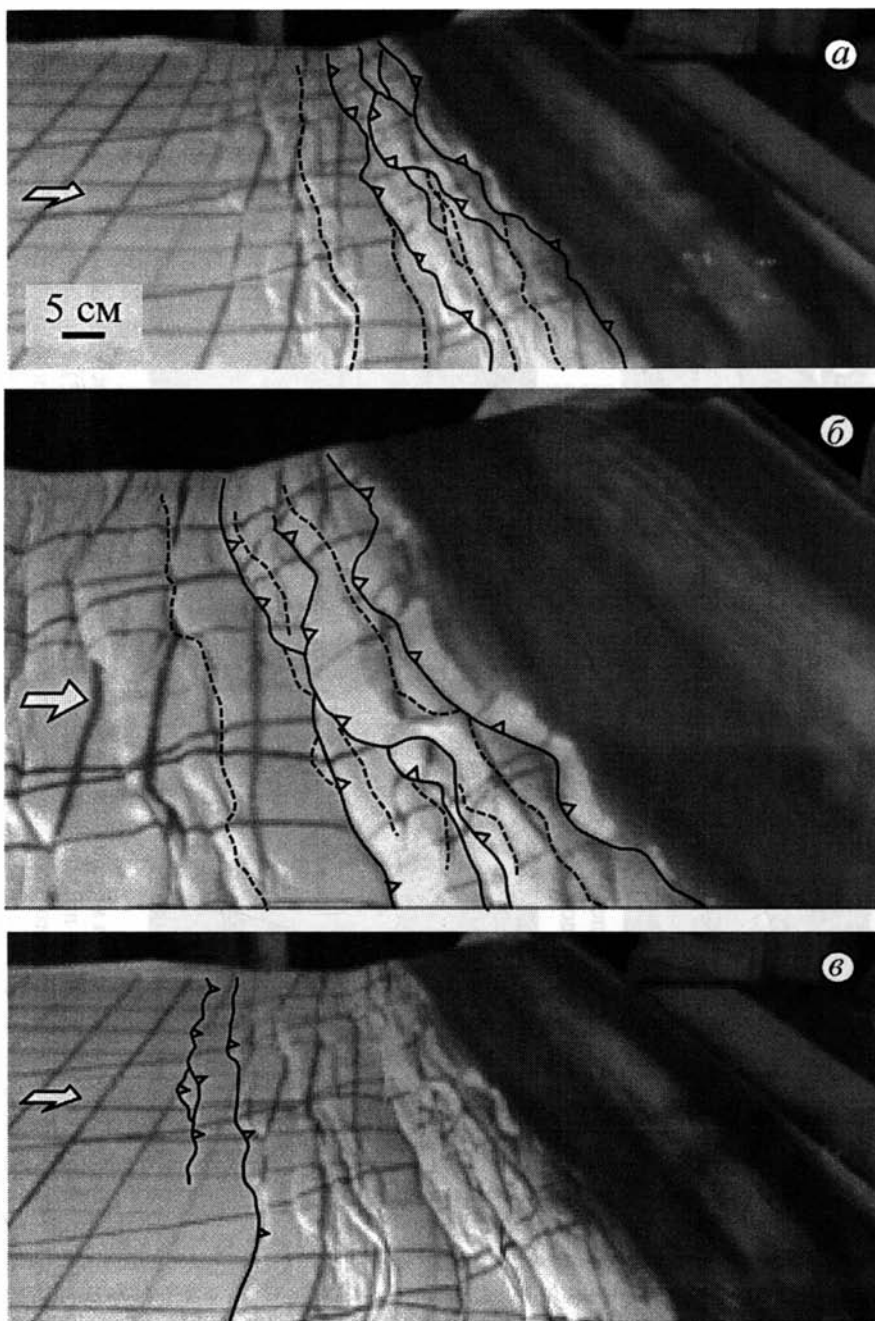
**Рис. 70.** Формирование латеральных сдвиговых смещений вдоль простирания призмы в процессе косої субдукции. Фотографии фрагментов модели на последних стадиях деформации.

Пояснения в тексте. Белая стрелка показывает направление поддвига, черные стрелки – сдвиговые смещения в призме



**Рис. 71.** Деформации модели в области преддугового бассейна. С началом поддвига преддугового блока область деформаций смещается из фронта аккреционной призмы в основание дуги (а). По мере поддвига преддугового блока преддуговой бассейн закрывается (б, в). Фотографии фрагментов модели на поздних стадиях деформации





**Рис. 72.** Деформации модели на последних стадиях эксперимента. В результате полного поддвига преддугового блока образования преддугового бассейна надвигаются на тыловую часть аккреционной призмы. Внесерийные надвиги в призме (сплошные линии) развиваются по поверхностям более ранних срывов (пунктирные линии). Фотографии эксперимента



**Рис. 73.** Фотографии разреза модели (а) и его фрагмента (б) после завершения эксперимента

Белые стрелки показывают надвиг образований преддугового бассейна на тыловую часть призмы (\*) и внесерийные надвиги в призме, сформированные после полного подвига преддугового блока. Черные толстые стрелки показывают надвиги обратной vergentности, последовательно формировавшиеся в разное время: 1 – до, 2 – во время, 3 – после подвига преддугового блока. Черные тонкие стрелки показывают смещения в аккреционной призме на ранних этапах деформации модели. Белая широкая стрелка показывает направление подвига. На конечной стадии эксперимента возобновился процесс формирования фронтальных надвигов в призме (N)

косыми “складками” той же ориентировки (см. рис. 73а). В ходе эксперимента формирование этих структур происходит одновременно по двум направлениям во фронте призмы (см. рис. 69). При дальнейшем развитии призмы и аккреции материала происходит запрокидывание первично симметричных структур в сторону зоны поддвига (см. рис. 73а, левая часть профиля).

Симметричные надвиги прямой и обратной вергентности образуются в призмах с низким базальным трением, что соответствует проведенному эксперименту. Интересно, что в таких призмах слои аккретированного песчаного материала, расположенные между надвигами прямой и обратной вергентности, остаются почти не деформированными (см. рис. 69, 73а, центральная часть профиля).

Структуры тыловой части аккреционной призмы надвигались на осадочные слои преддугового бассейна в процессе поддвига преддугового блока по надвигу обратной вергентности, обращенному в сторону дуги (см. рис. 73а, правая часть профиля). Этот надвиг, как и структуры тыловой части призмы, испытали наложенные деформации в результате полного поддвига преддугового блока и закрытия преддугового бассейна (см. рис. 73б). Внесерийные надвиги (*hors sequences*) развиваются по поверхностям реактивированных надвигов, сформированных ранее в структуре призмы (см. рис. 72б, 73б).

## 2.2.6. Выводы

1. В аккреционной призме при низком трении в основании осадочного слоя развиваются деформации двух вергентностей: в сторону пододвигающейся плиты (прямая) и в сторону дуги (обратная). В осадочном слое фронтальной части призмы одновременно формируются первично симметричные структуры: надвиги прямой и обратной вергентности и ассоциирующие с ними косые “складки” той же ориентировки.

2. В условиях косоугольного (угол  $73^\circ$ ) поддвига (*oblique subduction*) в аккреционной призме формируются протяженные продольные сдвиги. Сдвиговые смещения локализуются вдоль поверхностей надвигов. Смещения по сдвигам незначительны и меньше надвиговых смещений. Образование надвигов во фронте аккреционной призмы в условиях косоугольного поддвига происходит раньше на одном, наиболее выступающем, фланге призмы, а затем они мигрируют вдоль ее простирания на другой фланг. Фронтальные надвиги зарождаются перпендикулярно направлению перемещения материала и поддвига, а затем постепенно выравниваются параллельно простиранию аккреционной призмы.

3. В результате поддвига преддугового литосферного блока происходит смещение зоны деформаций из фронтальной части аккреционной призмы в область преддугового бассейна, в основание дуги. Развитие системы надвигов в основании дуги с вергентностью в сторону призмы приводит к сокращению преддугового бассейна. Одновременно развиваются два надвига обратной вергентности (*backthrust*). Один из надвигов формируется в тыловой части аккреционной призмы, по которому обра-

зования призмы надвигаются на отложения преддугового бассейна. По второму надвику деформированные структуры преддугового бассейна надвигаются на дугу. В результате полного поддвига преддугового блока происходит закрытие преддугового бассейна и деформированные образования бассейна надвигаются на аккреционную призму по пологим срывам, в структуре призмы образуются внесерийные надвиги (hors sequences).

---

---

## Глава 3

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ

В предыдущей главе было показано, что формирование тектонических структур в зонах коллизии дуга–континент во многом определяется деформацией взаимодействующих плит вдоль конвергентной границы. В настоящей главе рассматривается геодинамическая модель коллизии дуга–континент, разработанная для южной Камчатки на основании анализа геологических данных (глава 1) и результатов экспериментального моделирования (глава 2). Анализируется роль процесса коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии в становлении окружающих структур Охотоморского региона и рассматривается эволюция северо-западной части Тихого океана в кайнозое. Проводится сравнение обстановок коллизии дуги с окраиной континента в раннем кайнозое на южной Камчатке с обстановками современной активной коллизии дуга–континент в Юго-Восточной Азии на примере о-ва Тайвань.

### 3.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ НА ЮЖНОЙ КАМЧАТКЕ

#### 3.1.1. Примеры существующих моделей аккреции/коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной континента на Камчатке и нерешенные проблемы

1. В работах [Цуканов, 1991; Константиновская, 1992; Зинкевич, Цуканов, 1992a] была предложена модель формирования аккреционной структуры *Восточной Камчатки* в позднем мезозое – раннем кайнозое. Было показано, что в структуре аккреционного фундамента Восточной Камчатки выделяются фрагменты двух островных дуг: Ачайваям-Озерновско-Валагинской и Кроноцкой. Эти дуги возникли в меловое время юго-восточнее их современного положения (рис. 74). Ачайваям-Озерновско-Валагинская дуга, как считалось, была отделена от окраины континента Ирунейским окраинным морем.

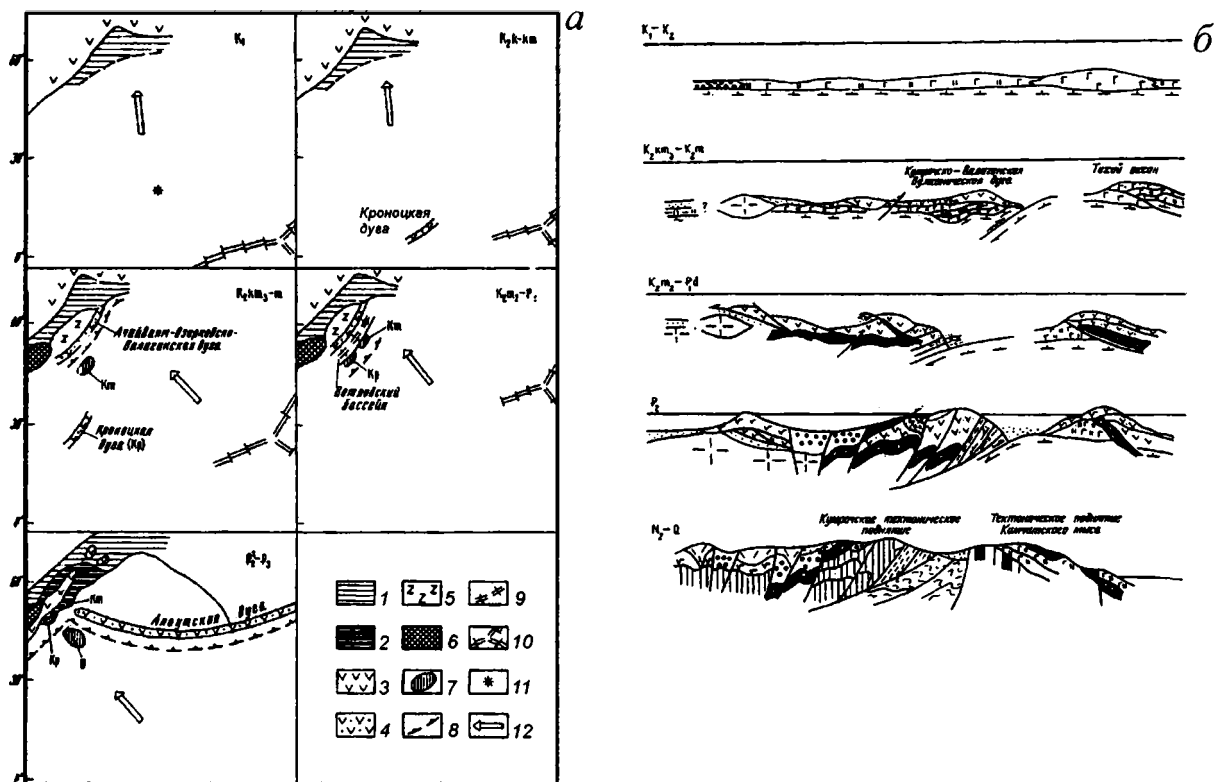


Рис. 74. Палеотектонические реконструкции истории формирования Восточной Камчатки

а – в плане, по: [Зинкевич, Цуканов, 1992а]; б – в виде серии профилей, по: [Цуканов, 1991]; на б – аккреция Курмочско-Валагинской дуги к окраине Азии происходит в маастрихте–дании, а Кроноцкой дуги – в эоцене. а: 1, 2 – аккреционные системы: 1 – Корякская, 2 – Восточно-Камчаткская; 3 – окраинно-континентальные вулканические пояса; 4 – вулканические островные дуги; 5 – Ирунейское окраинное море; 6 – Срединно-Камчатский микроконтинент; 7 – террейны; 8 – зона субдукции; 9 – зона спрединга; 10 – срединно-океанический хребет; 11 – первичное положение среднеловых толщ Восточной Камчатки; 12 – направление движения океанической плиты. Террейны: Км – Камчатского Мыса, Кр – Кроноцкий, О – Обручевский

В позднемаастрихт-датское [Цуканов, 1991] или раннепалеогеновое (до верхнего эоцена) [Зинкевич, Цуканов, 1992а] время структуры Ачайваям-Озерновско-Валагинской дуги были сорваны с океанического основания, тектонически расслоены, совмещены с образованиями окраинного моря и надвинуты в северо-западном направлении на Срединно-Камчатский микроконтинент (см. рис. 74). В среднем эоцене [Зинкевич, Цуканов, 1992а] или в позднем эоцене [Цуканов, 1991] произошел “второй этап сжатия”, сорванные со своего основания комплексы Ачайваям-Озерновско-Валагинская дуги были разбиты системой чешуйчатых надвигов юго-восточной вергентности. Во время средне-позднеэоценового этапа сжатия был закрыт Ветловский океанический бассейн, разделявший Ачайваям-Озерновско-Валагинскую и Кроноцкую дуги, и структуры последней вошли в структуру аккреционного фундамента Восточной Камчатки (см. рис. 74).

Тектонические перестройки, приведшие к формированию аккреционной структуры Восточной Камчатки, явились следствием “двух мощных импульсов сжатия” [Зинкевич, Цуканов, 1992а] или результатом “процессов сжатия и скупивания коровых масс, распространенных повсеместно в северо-западном обрамлении Тихого океана” [Цуканов, 1991]. Причины “импульсов сжатия” либо не рассматриваются, либо для их объяснения привлекаются события общего геодинамического плана, например, изменение направления движения плит в северо-западной части Пацифики в 43 млн. лет [Зинкевич, Цуканов, 1992а]. Однако реорганизация плит Пацифики в среднем эоцене может быть сопоставлена только со вторым “импульсом сжатия”, тогда как объяснения первому “импульсу” в маастрихте – раннем палеоцене в рассматриваемой модели не предложено.

Исследования более поздних лет показали необходимость пересмотра датировок этапов тектонических движений, с которыми было связано образование тектонических срывов в структурах Ачайваям-Валагинской дуги в северо-западном направлении и формирование чешуйчатых надвигов юго-восточной вергентности [Константиновская, 1999а].

Островодужные образования китильгинской свиты в южной части Валагинского хребта относятся к данию и *согласно* перекрыты позднепалеоцен-раннеэоценовыми флишоидными породами тальниковской свиты [Бахтеев и др., 1994]. Из этого следует, что вулканизм в южном сегменте Ачайваям-Валагинской дуги продолжался до дания включительно, и затем недеформированные структуры дуги были быстро погружены. На восточном обрамлении Срединного метаморфического массива островодужные маастрихт-датские образования кирганикской свиты, смятые в складки, с угловым несогласием перекрыты *среднеэоценовыми* терригенными отложениями. Следовательно, основной этап деформаций и надвигообразование структур южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги в северо-западном направлении на Срединный массив не могло произойти в маастрихте–дании, как это предполагалось в работах [Цуканов, 1991; Зинкевич, Цуканов, 1992а], а произошло позднее – в конце палеоцена – раннем эоцене.

Деформированные комплексы Ачайваям-Валагинской дуги, разбитые чешуйчатыми надвигами юго-восточной вергентности, Ветловский надвиг в восточном об-

рамлении дуги и расслоенные палеоцен-раннеэоценовые образования ветловского комплекса с *угловым несогласием* перекрыты мелководно-морскими осадочными породами среднего эоцена [Бахтеев и др., 1994]. Следовательно, тектонические движения, с которыми было связано формирование чешуйчато-надвиговых структур юго-восточной вергентности и Ветловский надвиг в восточном обрамлении дуги произошли в раннем эоцене.

“Второй импульс сжатия” и образование Ветловского надвига в эоцене не могли быть связаны с аккрецией Кронцовкой дуги, как предполагалось ранее [Цуканов, 1991; Зинкевич, Цуканов, 1992а]. Окончательное присоединение структур этой дуги к Камчатке произошло в конце миоцена (см. с. 36, 89).

При анализе рассмотренной модели аккреции Ачайваям-Валагинской дуги к окраине Азии остаются не выясненными вопросы:

Почему при столкновении Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии практически одновременно, в раннем эоцене, с двух сторон дуги происходит образование надвигов: Ирунейского надвига в сторону континента и, почти сразу вслед за ним, Ветловского надвига в сторону Тихого океана?

Если “второй импульс сжатия” с образованием Ветловского надвига в эоцене не был связан с аккрецией Кронцовкой дуги, то какой механизм мог спровоцировать образование надвигов восточной вергентности в структурах дуги и на ее восточном обрамлении?

Что происходило в период с середины палеоцена (60 млн. лет) до раннего эоцена (55 млн. лет), когда прекратился вулканизм в дуге, но ее структуры не были деформированы, а погружены и перекрыты флишоидными толщами континентальной окраины?

2. В работах [Шапиро и др., 2000; Леднева и др., 2000; Соловьев и др., 2001а] рассматриваются структурные, возрастные и вещественные аспекты процесса столкновения *северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги* с окраиной континента.

Лесновско-Ватынский надвиг, по которому образования северного сегмента Ачайваям-Валагинской (или Олюторской) дуги (маастрихт–палеоцен) надвинуты на автохтонные терригенные флишоидные толщи лесновской и укзаятской серий (кампан–эоцен) на севере Камчатки и в Олюторском регионе, формировался меньше, чем за 1 млн. лет в середине лютета (начало среднего эоцена) (рис. 75) [Шапиро и др., 2000].

Считается, что мел-эоценовые образования автохтона лесновской серии накапливались в основании континентального подножия Азии. По мере приближения Ачайваям-Валагинской дуги к окраине Азии флишоидные отложения соскабливались и аккретировались во фронте дуги, которая располагалась над зоной субдукции, погружавшейся к юго-востоку (рис. 75) [Шапиро и др., 2000; Леднева и др., 2000; Соловьев и др., 2001а].

Предполагается, что *начальные этапы* коллизии северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги соответствовали *середине палеоцена* [Соловьев и др., 2001а]. - С этого времени вулканизм в дуге прекращается, зона субдукции под нее отмирает, и северо-западный дрейф отмершей дуги, значительно более медленный, осуществлялся с 60 по 45 млн. лет благодаря деформациям в дуге и вновь сформированному



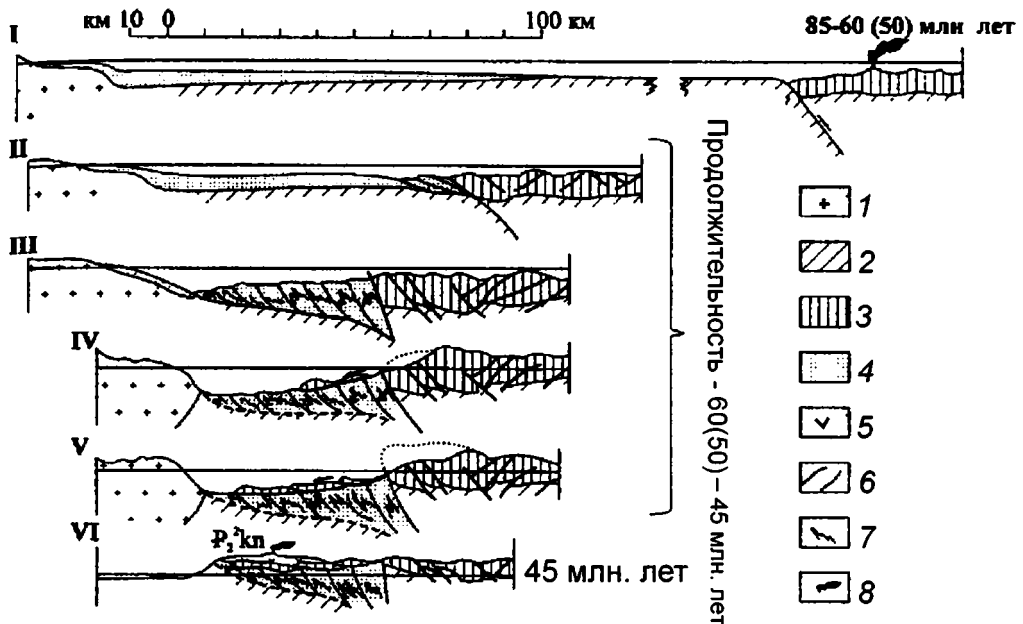


Рис. 75. Модель формирования Лесновского надвига (Северная Камчатка), по: [Шапиро и др., 2000]

1 – континентальная кора, 2 – океаническая кора, 3 – островодужные комплексы, 4 – флишoidные отложения континентального склона и подножия, 5 – вулканиты кинкильской свиты, 6 – разломы, 7 – складчатые деформации автохтона, 8 – активный вулканизм

поддвигу плиты под континент с образованием на окраине палеоцен-раннеэоценового Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса (рис. 76б, з). Мел-нижнепалеоценовые породы автохтона деформировались в зоне субдукции, наклоненной под континент, а верхнепалеоцен-среднеэоценовые толщи автохтона накапливались в остаточном бассейне (см. рис. 76з). Перемещения по Лесновскому надвигу в *среднем лютете* привели к срезанию складчатой структуры автохтона и маркировали *конечную фазу* коллизии [Соловьев и др., 2001а]. Образование Лесновского надвига связывается с тем, что “продолжающееся сближение плит вызвало интенсивное сжатие островодужной литосферы, быстрый подъем дуги и потерю гравитационной устойчивости сформированного поднятия” (см. рис. 75) [Шапиро и др., 2000]. Его верхние части в виде последовательности относительно тонких пластин быстро соскальзывают в сторону уже сформированной призмы, формируя Лесновский надвиг.

В рассмотренных выше моделях коллизии северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной континента предполагается, что в *середине палеоцена* происходит отмирание зоны субдукции, погружавшейся на юго-восток под дугу, происходит перескок зоны субдукции на восточный край дуги, и одновременно закладывается зона поддвига под окраину континента (см. рис. 76в, з) [Соловьев и др., 2001а].

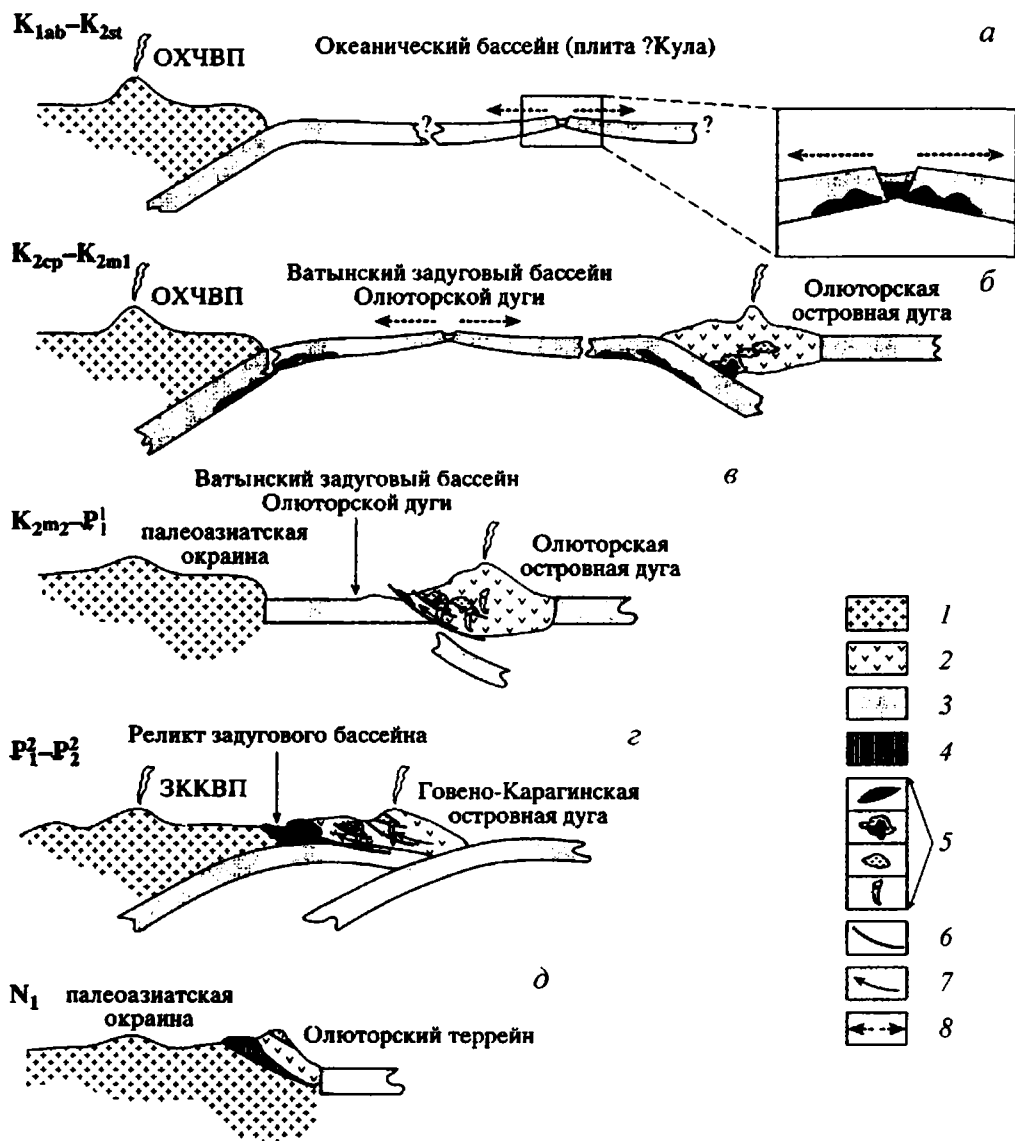


Рис. 76. Модель формирования массивов ультрамафит-мафитового комплекса и эволюции Берингоморского региона в мезозое–кайнозое, по: [Леднева и др., 2000]

1 – континентальная кора; 2 – кора островных дуг; 3 – океаническая кора; 4 – отложения реликтового задугового бассейна; 5 – массивы ультрамафит-мафитового комплекса; 6 – разрывные нарушения; 7 – направления тектонических перемещений; 8 – направления перемещений океанической коры от зон спрединга; ОХЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс; ЗККВП – Западно-Корякско-Камчатский вулканический пояс

Однако эти события, происходившие на рубеже 60 млн. лет лишь постулируются, а почему они происходят, остается необъясненным.

Почему происходит отмирание зоны субдукции под дугу в середине палеоцена?

Почему при этом происходит перестройка в основании дуги?

Почему после этого деформации локализуются сразу в двух местах – на окраине континента, с образованием поддвига океанической плиты под континент, и на восточном крае дуги, с развитием зоны субдукции, погруженной на северо-запад?

Не ясно, был ли во фронте Ачайваям-Валагинской дуги преддуговой литосферный блок, характерный для структур современных островных вулканических дуг, и, если был, то каково его современное положение.

*Базит-гипербазитовые массивы* Олюторского региона рассматриваются как фрагменты промежуточных магматических камер, в которых происходила частичная дифференциация расплавов, давших начало лавам северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги [Астраханцев и др., 1991; Батанова и др., 1992; Астраханцев, 1996]. Считается, что впоследствии массивы претерпели два этапа деформаций: в середине палеоцена, при выведении базит-гипербазитов в верхнюю кору (см. рис. 76в), и на этапе деформации в составе покровных комплексов при шарьировании пакета покровов аллохтона (*средний эоцен*) (см. рис. 76г) [Астраханцев, 1996; Леднева и др., 2000].

Остается непонятно, какой механизм заставляет тяжелые базит-гипербазитовые массивы подниматься в верхние части коры в условиях прекращения субдукции на юго-восток под Ачайваям-Валагинскую дугу в середине палеоцена?

*Раннепалеогеновые (палеоцен-раннеэоценовые) вулканиты* Западной Камчатки относятся к известково-щелочной серии и сходны с лавами активных континентальных окраин и островных дуг на зрелой континентальной коре [Шанцер, Федоров, 1997]. Его проявления связывают с образованием системы рифтов или грабенов окраинно-континентальной ассоциации [Шанцер, Гладенков, 1997]. Маастрихт-среднеэоценовые вулканиты Пенжинско-Анадырско-Корякского региона, представленные слабо дифференцированными базальтоидами, также связываются с обстановками растяжения на окраине континента и характеризуются отсутствием связи с надсубдукционными вулканическими поясами [Федоров, Филатова, 1999].

Остается не ясно, правильно ли рассматривать проявления раннепалеогеновых вулканитов Западной Камчатки и Пенжинского региона как результат поддвига под континент, как это предполагается в модели (см. рис. 76г), или их формирование обусловлено обстановками растяжения на континентальной окраине? В этом случае возникает вопрос, был ли подвиг под континентальную окраину на севере Камчатки и в Пенжинско-Корякском регионе в палеоцен-раннеэоценовое время?

3. В работах [Коваленко, 1990, 1992, 1993, 2000] на основании палеомагнитных данных приводятся детальные количественные оценки широт формирования поздне-меловых-раннепалеоценовых комплексов Ачайваям-Валагинской дуги и, на основании анализа склонения векторов намагниченности пород, оцениваются величины и направления вращения геологических блоков пород в островодужных структурах. Считается, что островодужные комплексы Ачайваям-Валагинской дуги были сфор-

мированы на 40–50-х северных широтах Тихого океана [Коваленко, 2000]. Показано, что при аккреции островодужных структур происходило вращение в горизонтальной плоскости отдельных блоков пород в разных направлениях [Коваленко, 2000]. Островодужные блоки в структурных зонах Камчатки и на юге Корьякии в разной степени были развернуты против часовой стрелки, а в Олюторском хребте – по часовой стрелке (рис. 77) [Коваленко, 2000]. Предполагается, что вращение блоков против часовой стрелки связано с левосторонними сдвиговыми движениями, а по часовой стрелке – с правосторонними (см. рис. 77). Коллизия Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии происходила под косым углом (*oblique collision*) и сопровождалась незначительным перемещением островодужных террейнов вдоль окраины по левосторонним сдвигам [Коваленко, 2000].

Латеральные сдвиговые перемещения Ачайваям-Валагинской дуги вдоль континента, и вращение отдельных ее блоков при коллизии, предполагаемые на основании палеомагнитных данных, чрезвычайно интересны. На Камчатском перешейке и в Олюторском регионе структурными исследованиями установлено, что надвигообразование островодужных комплексов на флишоидные толщи автохтона действительно сопровождалось левосдвиговыми смещениями [Соловьев, 2001а]. Однако на юге Камчатки до сих пор структурного подтверждения латеральным сдвигам, развивавшимся параллельно окраине в процессе обдукции комплексов дуги на континент (см. рис. 77), не установлено. Методом экспериментального моделирования (раздел 2.2) показано, что при косой субдукции (угол  $73^\circ$ ) в структурах аккреционной призмы формируются латеральные сдвиговые смещения, но они развиваются вдоль поверхностей надвигов и смещения по ним незначительны, существенно меньше смещения по надвигам. Кроме того, в модели [Коваленко, 2000] также постулируется перескок субдукции на восточный край дуги после ее аккреции, однако объяснения этому явлению не дается.

4. В работах [Левашова, 1999; Левашова и др., 2000] приводится анализ большого количества палеомагнитных данных, полученных авторами по разновозрастным островодужным комплексам Камчатки, установлено пространственное положение Ачайваям-Валагинской дуги в различные периоды времени, проведено кинематическое моделирование, основанное на палеомагнитных и геологических данных с учетом кинематики плит в Тихом океане. Во всех вариантах кинематических моделей [Левашова, 1999; Levashova et al., 2000] предполагается, что Ачайваям-Валагинская дуга располагалась над зоной субдукции, наклоненной к юго-востоку (рис. 78). После аккреции этой дуги, происходит приближение и аккреция Кроноцкой дуги в миоцене [Левашова, 1999]. В рассмотренных моделях Кроноцкая дуга в палеогене мигрирует на северо-запад благодаря поддвигу под нее плиты в юго-восточном направлении (см. рис. 78).

Однако в моделях [Левашова, 1999; Levashova et al., 2000] не учитывается тот факт, что в современной структуре Камчатки структуры Ачайваям-Валагинской и Кроноцкой дуг разделены зоной сутурного шва, в котором присутствуют фрагменты палеоцен-раннеэоценовой коры океанического типа (ветловский и кремнисто-базальтовый комплексы). Присутствие этих фрагментов позволяет предположить, что меж-

59-56 млн. лет

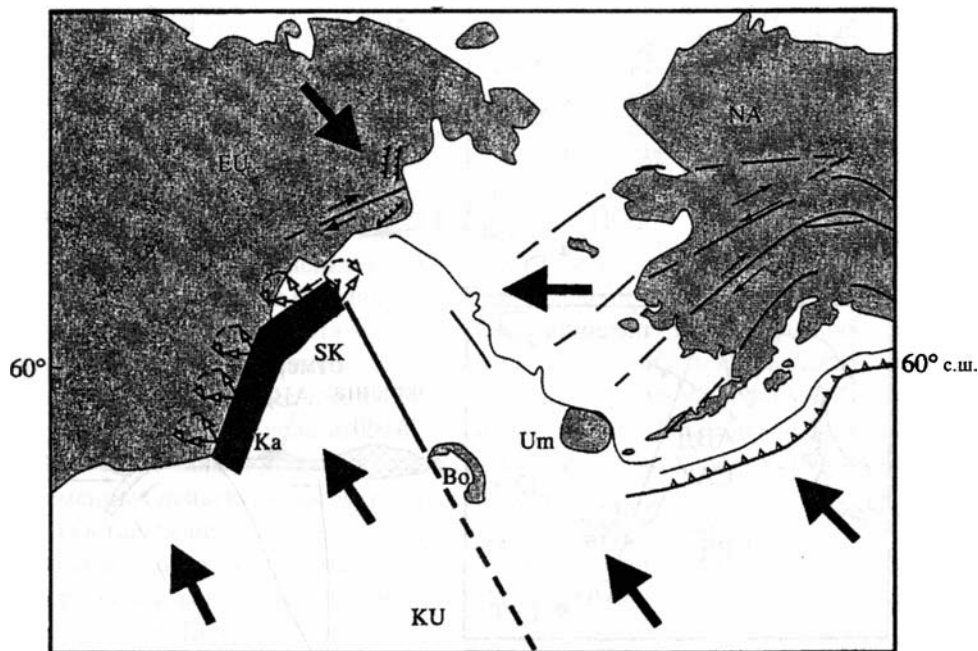


Рис. 77. Палеогеодинамическая реконструкция аккреции Ачайваям-Валагинской дуги к окраине Азии в раннем кайнозое, по: [Коваленко, 2000]

Плиты: EU – Евразии, NA – Северной Америки, KU – Кула; поднятия: Bo – Бауэрс, Um – Умнак; дуги: Ka – Камчатская, SK – Северно-Корякская

ду дугами в палеоцене – раннем эоцене существовал Ветловский океанический бассейн *спредингового* типа [Константиновская, 1999а].

Остается не ясно, почему Ачайваям-Валагинская дуга, как предполагается (см. рис. 78), просто затухает в палеоцене (65–60 млн. лет) возле окраины континента, но не деформируется, а ее обдукция на окраину происходит только в 55–50 млн. лет [Levashova et al., 2000].

В рамках рассматриваемой модели не находится объяснения формированию в раннем эоцене Ветловского надвига вдоль восточного края Ачайваям-Валагинской дуги с вергентностью в сторону Тихого океана.

Рассмотренные выше примеры существующих моделей аккреции/коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии показали, что в каждой из них детально анализируется какой-то один из аспектов этого процесса (возрастной, структурный, палеомагнитно-кинематический, петрологический). Собственно процесс коллизии дуга-континент, взаимосвязь формирования поверхностных тектонических структур с процессами взаимодействия плит на конвергентной границе в момент коллизии

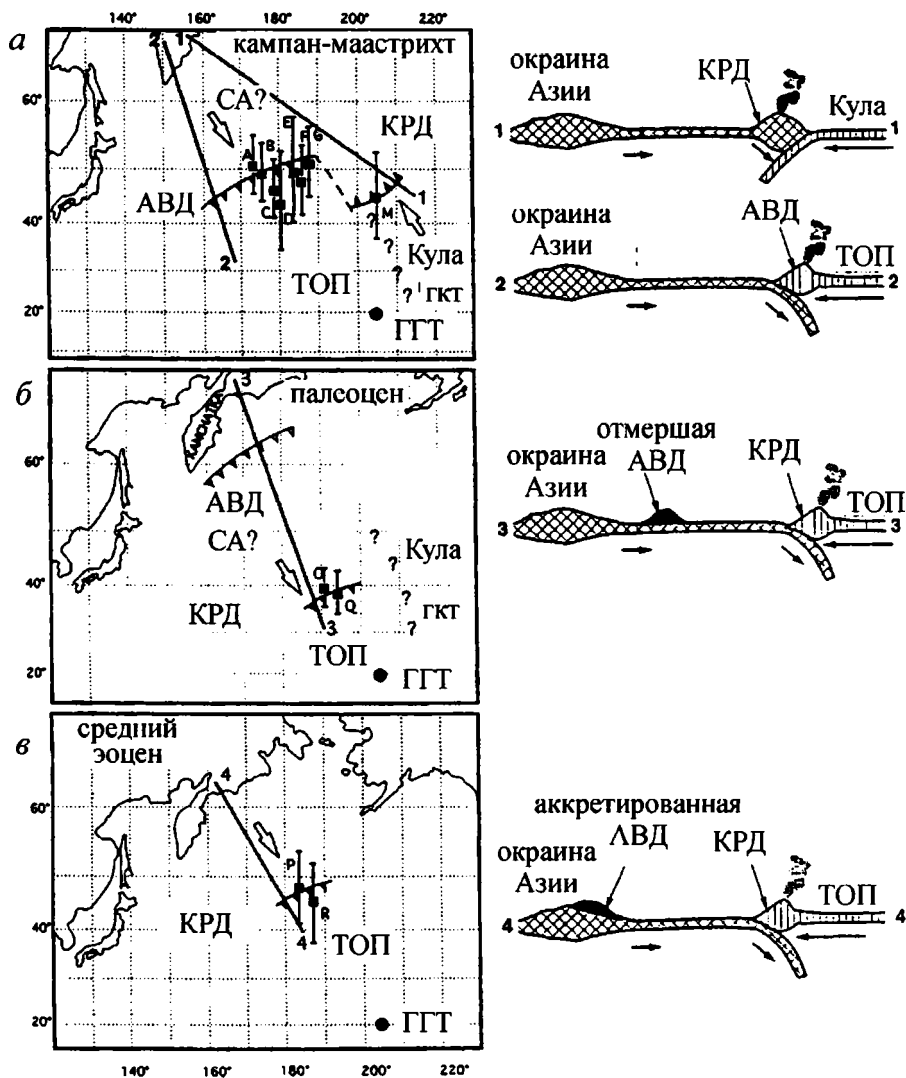


Рис. 78. Положения островодужных террейнов Камчатки в северной Пацифике

*a* – в кампане–маастрихте (80 млн. лет), *b* – в палеоцене – раннем эоцене (60 млн. лет), *в* – в среднем эоцене (45–40 млн. лет), по: [Levashova et al., 2000]; плиты: ТОП – Тихоокеанская, СА – Северо-Американская; гкт – граница плит Кула–Тихоокеанская; ГГТ – Гавайская горячая точка; дуги: АВД – Ачайваям-Валагинская, КРД – Кроноцкая

дуга–континент не анализируются. По-видимому, в связи с этим до сих пор не найдено объяснение ряду установленных тектонических и геологических явлений, сопровождавших процесс коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с континентальной окраиной.

А) Не рассматриваются деформации континентальной окраины в момент коллизии дуга–континент.

Однако существуют данные, которые показывают, что такие деформации были. На южной Камчатке установлено, что в Срединном метаморфическом массиве произошло термальное и метаморфическое событие, одновозрастное этапу тектонического совмещения комплексов массива и Ачайваям-Валагинской дуги. Установлено, что в фундаменте Колпаковского прогиба к западу от массива с позднего палеоцена существовали выступы фундамента, разделенные надвигами западной вергентности, контролировавшие осадконакопление в прогибе.

На Камчатском перешейке и в Олюторском регионе установлено, что во флишоидных толщах автохтона формируются две генерации надвигов и складок с вергентностью в сторону континента и в сторону Тихого океана. Если не было поддвига под континент в палеоцен-раннеэоценовое время, то в связи с чем они формируются?

Б) Не ясно положение преддугового литосферного блока, который, как предполагается, должен был располагаться во фронте Ачайваям-Валагинской дуги при ее миграции в северо-западном направлении. Присутствие такого блока установлено во всех современных действующих островных дугах (см. п. 2.1.4, рис. 57).

В) Остается необъясненным, почему вулканизм в середине палеоцена в Ачайваям-Валагинской дуге прекращается, дуга не деформируется, проседает и согласно перекрывается континентальными флишоидными толщами в позднем палеоцене – раннем эоцене. Почему обдукция структур дуги происходит только в конце палеоцена – раннем эоцене на юге Камчатки и в среднем эоцене – на севере полуострова и в Олюторском регионе? Что происходило в позднем палеоцене – раннем эоцене? Где были локализованы деформации в условиях конвергентного сближения плит?

Г) Нет объяснения, почему при коллизии формируются надвиги Ачайваям-Валагинской дуги на континент, а затем вдоль ее восточного развиваются надвиги с вергентностью в сторону Тихого океана. Если это было связано с перескоком зоны субдукции, то чем оно вызвано?

Исследования с применением метода физического моделирования, направленные на решение поставленных проблем проводятся автором настоящей работы с 1997 г. и уже частично опубликованы [Константиновская, 1999а; Konstantinovskaia, 2000, 2001а]. Ниже рассматривается предлагаемый автором работы механизм коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии, разработанный на основании анализа геологических данных и полученных результатов экспериментального физического моделирования.

### **3.1.2. Геодинамическая модель коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии**

1. Ачайваям-Валагинская дуга приблизилась к окраине Азии в конце раннего палеоцена (табл. 1). Континентальная окраина имела неоднородную структуру фундамента и включала континентальные блоки и аккретированные фрагменты остро-

водужных систем Квахонской дуги и Малкинского островодужного террейна. (рис. 79а).

В пределах окраины, имевшей высокое стояние, происходило локальное накопление разрозненных молассовых толщ за счет размыва пород фундамента, а в основании континентального склона накапливались флишоидные толщи. При приближении структур Ачайваям-Валагинской дуги к окраине во фронте надвигавшейся плиты происходило сдирание континентальных флишоидных толщ с образованием фронтальной аккреционной призмы (см. рис. 79а).

2. Экспериментами физического моделирования установлено, что континентальная окраина может испытывать деформации на ранних этапах коллизии дуга – континент в условиях поддвига окраины с пониженными прочностными свойствами.

Таблица 1

**Палеошироты расположения островодужных террейнов Камчатско-Олюторского региона**

Возраст вулканических пород	Район опробования	Палеошироты (°N)	Литературный источник
<b>Ачайваям-Валагинская дуга</b>			
<i>Камчатский сегмент</i>			
кампан	Срединный хребет	48,5±8,4	Levachova et al., 1998
кампан	Хребет Кумроч	48,7±5,0	Levachova et al., 1997
верхний кампан – маастрихт	Хребет Кумроч	30±5	Шапиро и др., 1997
маастрихт	----- " -----	48±5	----- " -----
нижний палеоцен	----- " -----	53±10	----- " -----
современная позиция	Срединный хребет – хребет Кумроч	53–57	
<i>Сегмент Олюторского п-ова</i>			
маастрихт – нижний палеоцен	о. Карагинский	44,5±5,6	Коваленко, 1990
кампан–маастрихт	Олюторский п-ов	42,1±7,1	Коваленко, 1993
кампан–маастрихт	----- " -----	49,0±10,9	Коваленко, 1992
кампан–маастрихт	----- " -----	47,0±6,5	----- " -----
кампан–маастрихт	----- " -----	51,1±7,0	----- " -----
средний эоцен	----- " -----	58,6±15,8	Коваленко, 1993
эоцен	----- " -----	60,2±6,8	Коваленко, 1990
современная позиция	----- " -----	60–62	
<b>Кроноцкая дуга</b>			
кампан–маастрихт	Кроноцкий п-ов	44,8±8,0	Левашова, 1999
верхний палеоцен	----- " -----	38,6±3,5	----- " -----
средний эоцен	----- " -----	45,1±7,0	----- " -----
эоцен	----- " -----	41,0±6,0	Bazhenov et al., 1992
современная позиция	----- " -----	55	
нижний палеоцен	п-ов Камчатский	38,1±4,1	Pechersky et al., 1997
<b>Мыс</b>			
средний–верхний эоцен	----- " -----	47,0±6,4	----- " -----
средний–верхний эоцен	----- " -----	47,0±5	Шапиро и др., 1997
средний–верхний эоцен	----- " -----	48,0±11	Bazhenov et al., 1992
современная позиция	----- " -----	56,5	



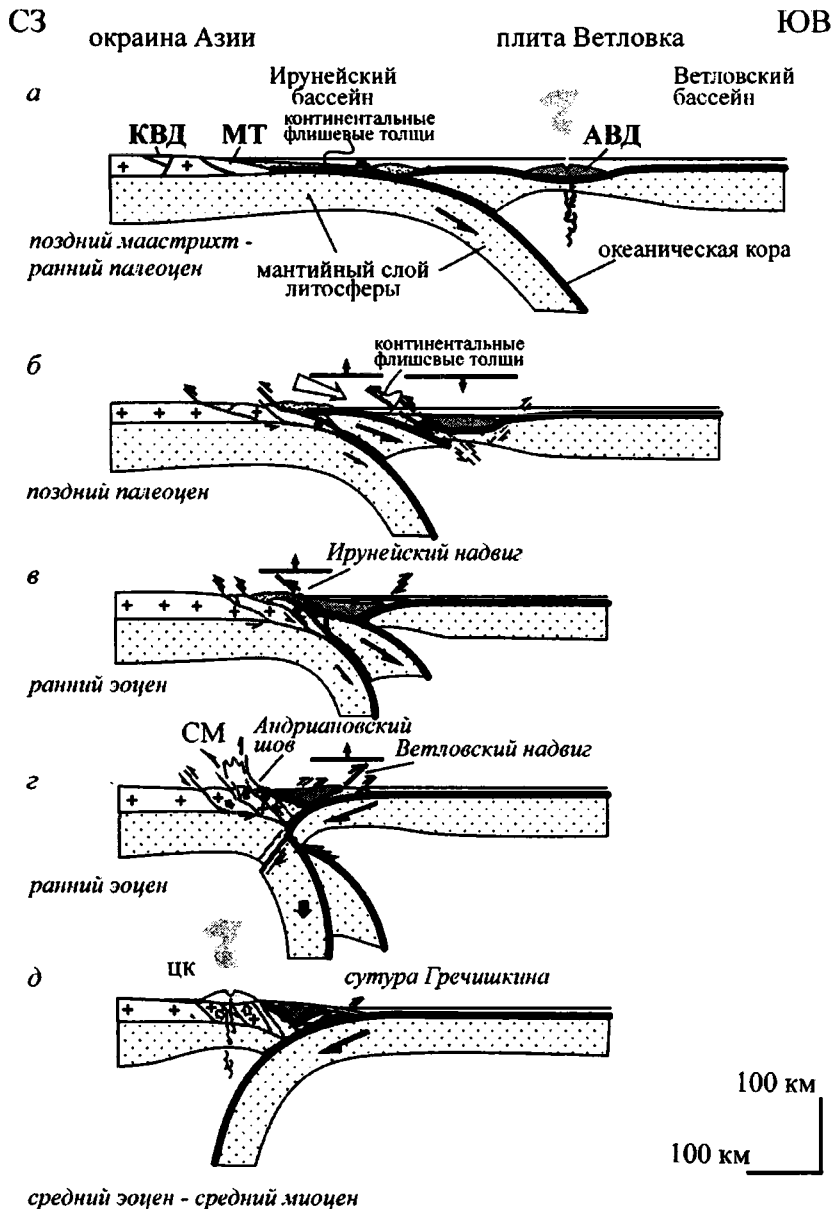


Рис. 79. Геодинамическая модель коллизии дуга-континент на южной Камчатке, по: [Konstantinovskaja, 2001a]

Белая стрелка на профиле б показывает эрозию и переотложение континентальных турбидитов из растущей аккреционной призмы в область дуги, испытывающей проседание. Черные стрелки показывают направления относительного перемещения. АВД – Ачайваям-Валагинская дуга (южный сегмент), КВД – Квахонская дуга, МТ – Малкинский террейн, СМ – Срединный метаморфический массив, ЦК – Центально-Камчатский вулcano-плутонический пояс

В структуре окраины происходит тектоническое расслоение континентальной коры вдоль пологих надвигов, обращенных в сторону континента, по которым происходит срыв блоков коры с мантийного основания (см. рис. 60в).

Эти результаты могут быть сопоставлены с геологическими данными о структуре Западной Камчатки. Установлено, что в Колпаковском прогибе в позднем палеоцене существовала предгорная холмистая равнина. Распределение фаций в прогибе в позднепалеоцен-эоценовое время контролировали выступы фундамента, ограниченные надвигами западной вергентности (см. рис. 31).

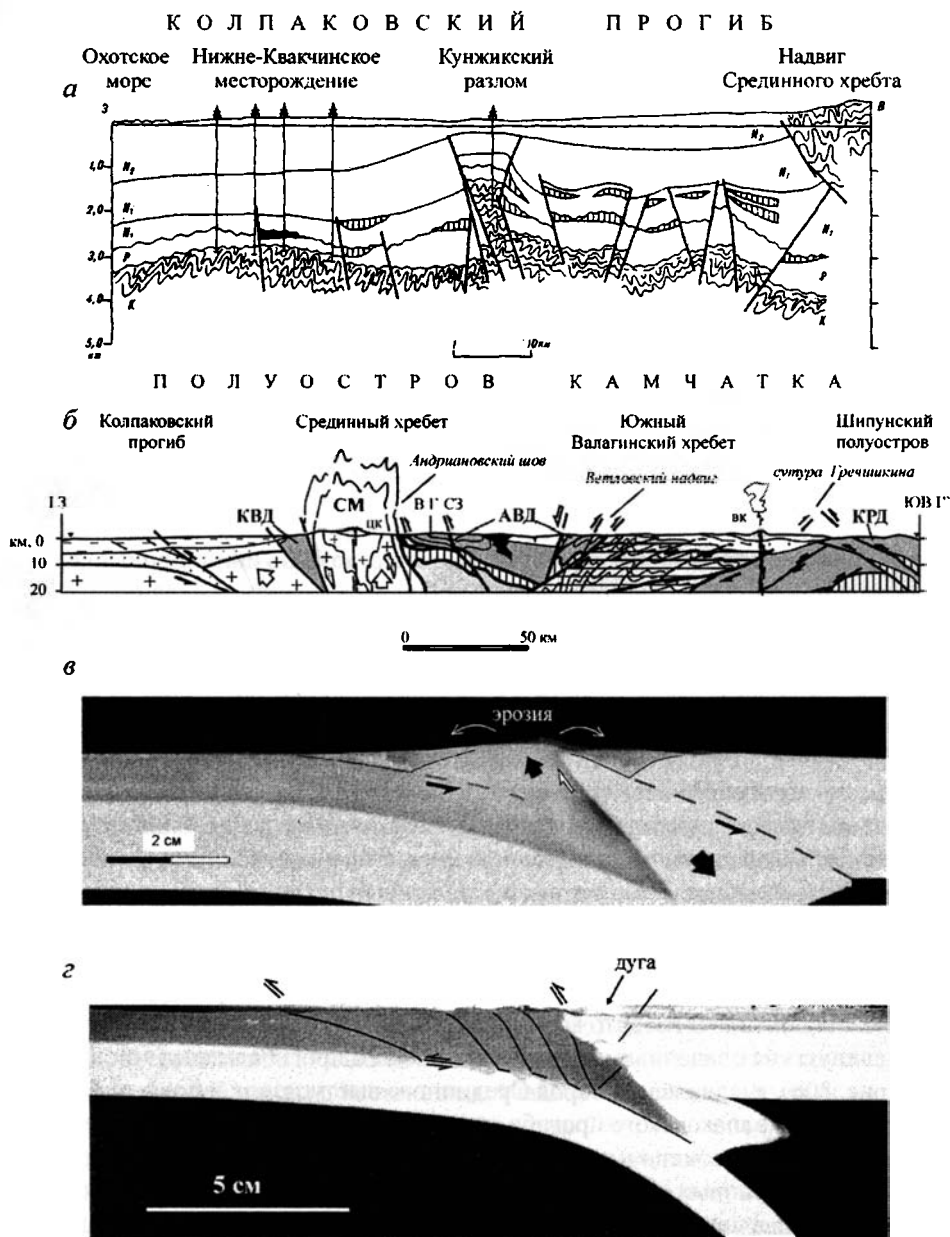
Формирование выступов фундамента в структуре Западной Камчатки в позднем палеоцене можно объяснить тем, что при поддвиге неоднородной континентальной окраины произошло тектоническое расслаивание коры в структуре окраины, и блоки континентальной коры были сорваны с мантийного основания по надвигам с вергентностью в сторону континента (см. рис. 79б).

3. Экспериментами физического моделирования установлено, что по мере того, как легкая континентальная кора материковой окраины затягивается в зону субдукции, поддвиг плиты замедляется или временно прекращается, в надвигающейся плите происходит резкое увеличение сжимающих напряжений. Деформации локализуются в наиболее ослабленной и утоненной части надвигающейся плиты – в области дуги – где происходит последующее разрушение плиты (см. рис. 63). Один из возможных сценариев заключается в том, что разрушение плиты инициирует поддвиг преддугового блока под дугу, которая испытывает быстрое некомпенсированное погружение. Фронтальные части преддугового блока, напротив, испытывают некомпенсированное воздымание.

На Камчатке в середине палеоцена вулканизм в Ачайваям-Валагинской дуге прекращается, структуры дуги опускаются, и в области дуги происходит быстрое накопление относительно глубоководных флишоидных толщ (тальниковская свита). Прекращение вулканизма в дуге и ее проседание могли быть связаны с началом поддвигу холодного преддугового литосферного блока (см. рис. 79б). Хаотические горизонты в нижней части разреза тальниковской свиты маркируют нестабильные условия осадконакопления на ранних стадиях погружения дуги. Петрографический состав флишоидных толщ тальниковской свиты, перекрывающих дугу, сходен с составом верхнемеловых флишоидных толщ хозгонской свиты, расположенных во фронте покровов дуги (см. рис. 44, 50, 51). Предполагается, что накопление толщ тальниковской свиты происходило в области некомпенсированного проседания дуги в результате эрозии и переотложения верхнемеловых толщ хозгонской свиты. Породы хозгонской свиты формировали фронтальную аккреционную призму, испытавшую вместе с преддуговым блоком воздымание вследствие поддвигу континентальной окраины (см. рис. 79б).

4. Согласно данным физического моделирования, субдукция преддугового блока под дугу приводит к его полному исчезновению в зоне субдукции, деформации и обдукции структур дуги на континентальную окраину (рис. 80г).

Структура окраины испытывает дальнейшее усложнение: фронтальные блоки континентальной коры, сорванные с мантийного основания, аккрецируются во фронте



**Рис. 80.** Сравнение блоково-надвиговой структуры фундамента Западной Камчатки на юге полуострова (а, б) со структурами модели континентальной окраины, деформированной в процессе коллизии дуга-континент (в, г). Эксперименты физического моделирования выполнены для модели с пониженной прочностью вещества континентальной коры. Пояснения в тексте. Обозначения см. на рис. 21, 31, 61б, в

дуги (рис. 80з) и выжимаются на поверхность (рис. 80в). Процесс эксгумации блоков обусловлен снятием нагрузки в результате эрозии (рис. 80в).

На Камчатке, в конце палеоцена – раннем эоцене структуры Ачайваям-Валагинской дуги были надвинуты на структуры континентальной окраины по Ирунейскому надвигу. В Ганальском метаморфическом блоке островодужные образования и подстилающие их породы океанического основания были тектонически расслоены по пологим срывам, происходило их совмещение и подвиг отдельных пластин под дугу с развитием в раннем эоцене синкинематического прогрессивного метаморфизма, достигавшего амфиболитовой фации в нижних структурных уровнях.

В Срединном метаморфическом массиве в гнейсах колпаковской серии установлено присутствие метаморфических цирконов с возрастом 47–53 млн. лет (U-Pb метод), и показано, что в амфиболитах малкинской свиты был проявлен ретроградный метаморфизм, датированный 48–50 млн. лет (Rb-Sr метод). Эти данные отражают проявление метаморфического события в структуре Срединного массива в раннем эоцене.

Формирование раннеэоценовых цирконов в гнейсах колпаковской серии Срединного метаморфического массива в раннем эоцене могло быть инициировано процессами срыва и подвига блоков континентальной коры в структуре окраины с образованием аккреционного клина во фронте надвигающихся структур Ачайваям-Валагинской дуги (см. рис. 79в, 80б, в) [Konstantinovskaia, Bindeman, 2001]. Эрозия и дальнейшее выжимание блоков континентальной коры привели к выведению ядра Срединного метаморфического массива и Малкинского террейна на поверхность (см. рис. 79з).

Выведение метаморфических пород Срединного массива в конце палеоцена – раннем эоцене область размыва подтверждается тем, что в составе тяжелой фракции пород тальниковской свиты позднепалеоцен–раннеэоценового возраста установлено высокое содержание минералов метаморфической группы, что резко отличает их от песчаников лесновской серии северной Камчатки.

Выведение пород фундамента – Срединного метаморфического массива и его обрамления – в верхние части коры происходило по разломам различной природы (см. рис. 80а, б). Установлено, что вдоль западного края породы массива и его обрамления надвинуты на осадочные толщи Колпаковского прогиба в западном направлении (см. рис. 80а). Выдвижение пород Срединного выступа, как и поднятий в структуре фундамента Колпаковского прогиба, по надвигам западной вергентности происходило с позднего палеоцена и контролировало осадконакопление и распределение фаций в позднеэоценовых отложениях прогиба. Источниками сноса мелкообломочного материала ковачинской свиты являлись приподнятые участки рельефа дна морского бассейна, размываемые течениями. Смена морских обстановок с различным гидродинамическим режимом совпадает в структурном плане с поднятиями – уступами в рельефе дна бассейна. На Северо-Колпаковском и Нижне-Квачинском месторождениях поднятия имеют унаследованное развитие (см. рис. 80а).

Вдоль восточного края Срединного массива метаморфические породы выводились по субвертикальным разломам Андриановского шва, разделявшего массив и

меловые островодужные комплексы (см. рис. 80б). Развитие в меловых образованиях Ачайваям-Валагинской дуги к востоку от Андриановского шва складчато-надвиговых деформаций юго-восточной вергентности (см. рис. 45), по-видимому, связано с этапом выжимания ядра Срединного массива в верхние части коры (см. рис. 79з).

Пироксенитовые и габбро-сиенитовые субщелочные интрузивные массивы, которые локализуются вдоль Андриановского сутурного шва как в автохтонном метаморфическом комплексе, так и в островодужном аллохтоне, формировались в раннем эоцене, что по времени совпадает с этапом тектонического совмещения комплексов дуги и метаморфического автохтона. Геохимическая специфика субщелочных интрузий (низкие концентрации ВЗЭ относительно базальтов СОХ, низкие изотопные отношения Sr и Nd) соответствуют формированию расплавов из источника обедненной мантии, а обогащение КИЛ элементами свидетельствует о флюидной мантийной добавке [Флеров и др., 2001]. Такие условия могли создаваться при субдукции литосферного преддугового блока на ранних этапах коллизии дуга–континент (см. рис. 79в, з). Сходные К-Na субщелочные магматиты были описаны на Урале, где показано их синколлиззионное происхождение в раннекаменноугольное время на этапе столкновения девонской вулканической дуги с окраиной континента [Бочкарев, Язева, 2001]

5. Исследования в области физического моделирования показали, что в процессе коллизии дуга–континент при наличии ослабленной тектонической зоны в области дуги происходит формирование новой зоны субдукции с океанической стороны деформированной дуги. Эволюция этой новой зоны субдукции приводит на глубине к срезанию плиты континентальной окраины, первоначально субдуцирующей под дугу, и смене полярности (инверсии) субдукции (см. рис. 64) [Константиновская, 2000].

На Камчатке, в конце раннего эоцена деформируются островодужные комплексы Ачайваям-Валагинской дуги и перекрывающие их флишоидные образования тальниковской свиты. Вдоль восточного края дуги происходит формирование Ветловского надвига юго-восточной вергентности, по которому происходит аккреция палеоцен-раннеэоценовых образований ветловского комплекса и палеоцен-раннеэоценовых базальтов и пелагических осадочных пород кремнисто-базальтового комплекса – фрагментов океанической коры (см. рис. 80б). Формирование Ветловского надвига, как предполагается, было связано с заложением и развитием поддвига Ветловской океанической плиты с востока под Ачайваям-Валагинскую дугу вдоль восточного края дуги в конце раннего эоцена (см. рис. 79з).

Прогрессивный поддвиг Ветловской плиты мог, по-видимому, привести к столкновению этой плиты с ранее субдуцировавшей на юго-восток плитой Ирунейского бассейна (см. рис. 79з). В результате столкновения плит на глубине, Ветловская плита срезает плиту Ирунейского бассейна, после чего продолжается поддвиг Ветловской плиты, происходит инверсия субдукции (см. рис. 79д).

6. Установлено, что в южной Камчатке образование Ветловского надвига юго-восточной вергентности вдоль восточного края Ачайваям-Валагинской дуги происходило в раннем эоцене. Однако формирование чешуйчато-надвиговой структуры юго-восточной вергентности вдоль восточного края дуги продолжалось до конца ми-

оцена. В структуре Вахильского поднятия, позднепалеоцен-среднеэоценовые океанические породы вахильского комплекса надвинуты на эоцен-миоценовые терригенные толщи в конце миоцена. В структуре коллизионного шва Гречишкина установлено распространение долгоживущих конседиментационных надвигов юго-восточной вергентности, развивавшихся с позднего эоцена до конца миоцена – времени аккреции Кроноцкой дуги.

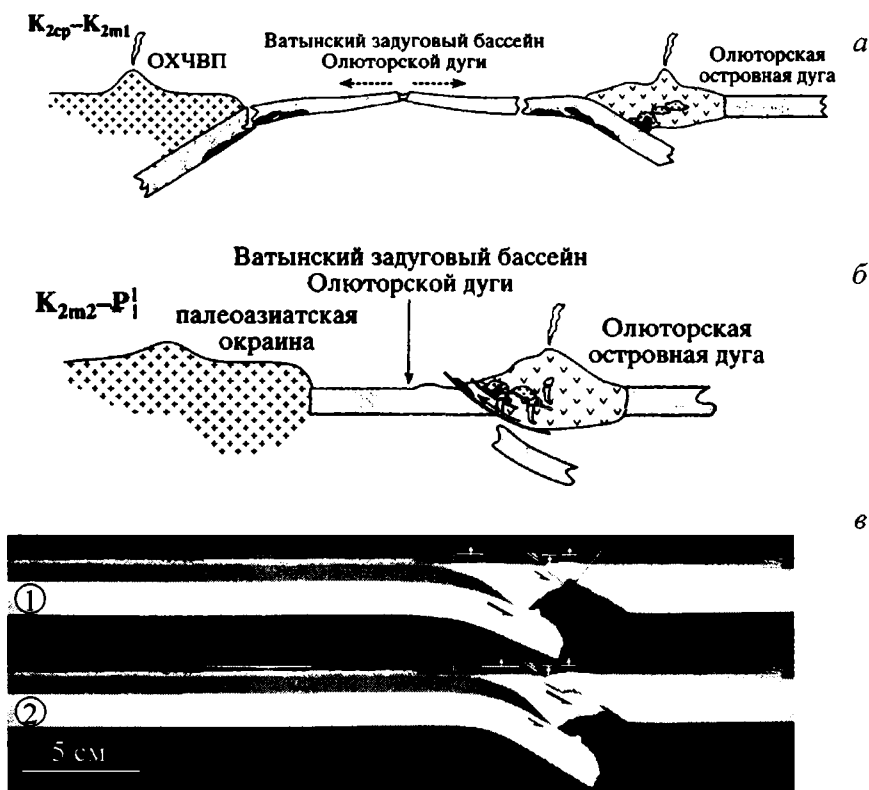
Формирование чешуйчато-надвиговых структур юго-восточной вергентности вдоль восточного края Ачайваям-Валагинской дуги после ее столкновения с континентальной окраиной произошло в течение длительного времени – с позднего эоцена до конца миоцена. Развитие этих структур может быть сопоставлено с процессом роста аккреционной призмы вдоль вновь сформированной окраины (см. рис. 79д). Эволюция субдукции Ветловской океанической плиты с востока под аккреционную окраину приводит к формированию над ней в олигоцене наложенного Центрально-Камчатского вулcano-плутонического пояса (см. рис. 79д).

### **3.1.3. Особенности коллизии северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии**

В настоящем разделе не ставится задача разработки новой модели коллизии северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с континентальной окраиной, структурные и возрастные аспекты которой детально разработаны в настоящее время в большой серии работ [Соловьев и др., 2001а; Шапиро и др., 2000; Леднева и др., 2000 и др.]. Однако при анализе существующей модели [Леднева и др., 2000] возникает ряд вопросов (см. п. 3.1.1), которые предлагается обсудить, используя данные проведенного экспериментального моделирования и геодинамическую модель коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии.

1. Почему отмирание зоны субдукции под северный сегмент Ачайваям-Валагинской дуги и перестройка в основании дуги происходят в середине палеоцена (рис. 81а, б), а обдукция структур дуги на окраину – только в середине эоцена?

На Камчатском перешейке и в западной части Олюторского региона накопление флишеидных пород автохтона (кампан-эоцен) происходило в основании континентальной окраины. Существование континентального субстрата под деформированными толщами автохтона подтверждается данными о составе ксенолитов в плиоцен-четвертичных лавах региона [Богданов, Кебезинкас, 1988; Кебезинкас, 1990; Богданов и др., 1990]. Поддвиг этой континентальной окраины под дугу мог вызвать деформации в структуре дуги. С другой стороны, во фронте северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги, мигрировавшей к северо-западу, должен был существовать преддуговой литосферный блок, присутствие которого установлено во всех современных действующих островных дугах. Однако в современной структуре северной Камчатки и Олюторского региона этот блок отсутствует, и комплексы дуги тектонически перекрывают породы автохтона. Из результатов экспериментального модели-



**Рис. 81.** Модель ранних стадий деформаций в структуре северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги (а, б), по: [Леднева и др., 2000] и результаты экспериментального моделирования, обсуждаемые в работе

Прекращение вулканизма в северном сегменте дуги, деформация в основании дуги и в пироксенит-габбровых массивах в середине палеоцена могли быть вызваны не отмиранием субдукции (б), а началом поддвига преддугового блока под дугу на ранних этапах коллизии дуга-континент (в)

рования следует, что подвиг континентальной окраины может вызывать разрушение надвигающейся плиты в области дуги и подвиг преддугового блока (рис. 81 в<sub>1</sub>).

Прекращение вулканизма в северном сегменте Ачайваям-Валагинской дуги в середине палеоцена (60 млн. лет) могло быть связано с поддвигом холодного преддугового литосферного блока под дугу (см. рис. 81 в<sub>1</sub>). Разрушение надвигающейся плиты в области дуги и подвиг преддугового блока создают условия для тектонического расслаивания коры в основании дуги, структуры дуги и фрагменты подстилающей океанической коры надвигаются на преддуговой блок. Предлагаемый механизм может объяснить, почему прекращение вулканизма и перестройка в основании дуги и на севере Камчатки и в Олюторском регионе происходят в середине палеоцена, а обдукция дуги на окраину – только в среднем эоцене (рис. 81 в<sub>2</sub>).

2. Какой механизм заставляет тяжелые базит-гипербазитовые массивы подниматься в верхние части коры в середине палеоцена в условиях предполагаемого прекращения субдукции (см. рис. 81б)?

Поддвиг преддугового литосферного блока сопровождается формированием глубоких сколов в структуре коры в основании дуги (см. рис. 81в<sub>1</sub>). Происходит тектоническое расслаивание коры в основании дуги, структуры дуги надвигаются на преддуговой блок (см. рис. 81в<sub>2</sub>). Возникают условия, благоприятные для деформации и выведения в верхние горизонты коры базит-гипербазитовых плутонов, формировавшихся магматические камеры под дугой.

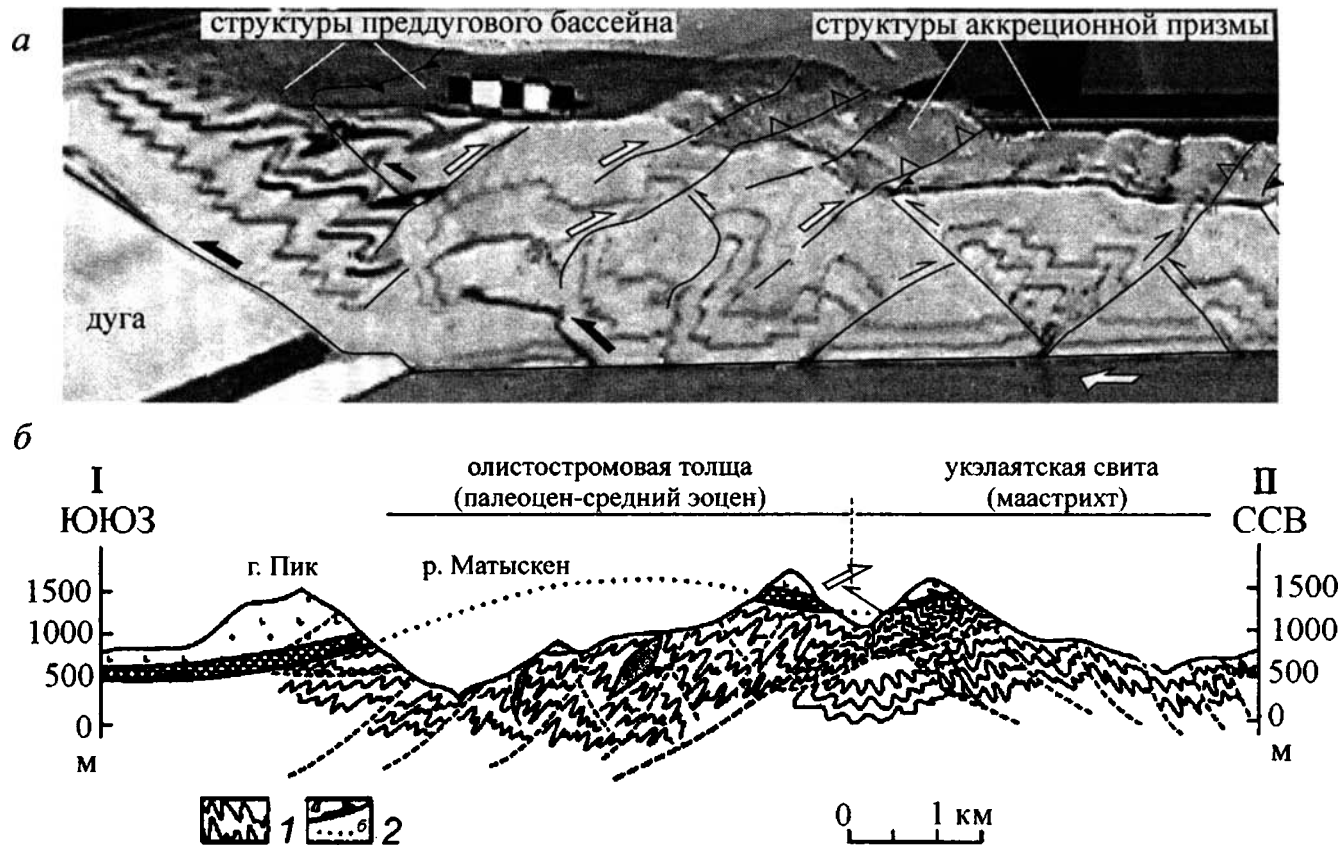
3. Почему при коллизии северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с континентальной окраиной в структуре автохтона образуются складки и надвиги двух встречных вергентностей? Вблизи фронта Лесновского надвига складки в верхнепалеоцен-среднеэоценовых флишоидных толщах имеют северо-западную и северную вергентность, а складки в верхнемеловых-нижнепалеоценовых породах автохтона на некотором расстоянии от фронта надвига имеют юго-восточную и южную вергентность (рис. 82б).

Предполагается, что мел-нижнепалеоценовые породы автохтона деформировались в зоне субдукции, наклоненной под континент, а верхнепалеоцен-среднеэоценовые толщи автохтона накапливались в остаточном бассейне [Соловьев и др., 2001а]. Однако показано, что маастрихт-среднеэоценовые вулканиты Пенжинско-Анадырско-Корякского региона, представленные слабо дифференцированными базальтоидами, связываются с обстановками растяжения на окраине континента и характеризуются отсутствием связи с надсубдукционными вулканическими поясами [Федоров, Филатова, 1999]. В этом случае можно предположить, что поддвига под континентальную окраину на севере Камчатки и в Пенжинско-Корякском регионе в палеоцен-раннеэоценовое время не было. Следовательно, нужно искать другое объяснение формированию структуры осадочных толщ автохтона с юго-восточной вергентностью.

Результатами экспериментального моделирования в масштабе верхней части коры показано, что в аккреционной призме с низким трением в основании осадочного слоя формируются складки и надвиги двух вергентностей – прямой, в сторону поддвигающейся плиты, и обратной, в сторону дуги (backthrust) (рис. 82а). Формирование складок и надвигов юго-восточной и южной вергентности в маастрихт-датских флишоидных толщах автохтона (см. рис. 82б) могло быть связано именно с развитием структур обратной (в сторону дуги) вергентности в аккреционной призме во фронте северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги.

Экспериментами показано, что поддвиг преддугового блока вызывает в верхнем осадочном слое коры сокращение преддугового бассейна. Следствием полного поддвига преддугового блока является закрытие преддугового бассейна и надвигание его деформированных образований на аккреционную призму по пологим покровам с развитием в структуре призмы внесерийных надвигов (hors sequences) (см. рис. 82а). Формирование складок и надвигов в верхнепалеоцен-среднеэоценовых толщах автохтона в северном направлении (см. рис. 82б) может быть сопоставлено с развитием





**Рис. 82.** Корреляция данных о деформации автохтона в основании Лесновско-Вагынского надвига, в Олюторском регионе (б), по: [Соловьев и др., 2001а] с результатами экспериментов по моделированию деформаций аккреционной призмы и образований преддугового бассейна в условиях поддвига преддугового блока (а). Тонкие черные стрелки показывают направление движений в аккреционной призме, белые стрелки – перемещение по более поздним надвигам в результате поддвига преддугового блока. Обозначения см. рис. 9

складчато-надвиговых деформаций на этапе, когда образования преддугового бассейна тектонически перекрывают образования аккреционной призмы.

На завершающем этапе в середине лютета происходит образование покровов остроудужных комплексов и базит-гипербазитовых плутонов на деформированные структуры аккреционной призмы и преддугового бассейна, срезая складчатую структуру автохтона (см. рис. 82б).

Модели коллизии южного и северного сегментов Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии различаются. Одно из принципиальных отличий – формирование Срединного метаморфического массива при коллизии южного сегмента дуги с окраиной, тогда как его аналоги на севере Камчатки и в Олюторском регионе отсутствуют. С другой стороны, для эволюции северного сегмента дуги характерно формирование мощной аккреционной призмы во фронте дуги, тогда как в южной Камчатке признаки подобной мощной призмы отсутствуют.

Различия в моделях коллизии северного и южного сегментов Ачайваям-Валагинской дуги, скорее всего, связаны с различиями в структуре континентальной коры окраины Азии, ее фронтальной части. Неоднородное, покровно-складчатое строение фундамента окраины на юге Камчатки обусловило пониженную прочность коры, что, возможно, предопределило деформации окраины на ранних стадиях ее коллизии с дугой: тектоническое расслаивание континентальной коры окраины по границе раздела кора – мантия, срыв и эксгумацию коровых блоков во фронте надвигавшихся структур дуги. Видимо, континентальная окраина Азии на севере Камчатки и в Олюторском регионе была более прочная, что препятствовало развитию деформаций окраины на ранних стадиях коллизии с северным сегментом Ачайваям-Валагинской дуги.

Развитие мощной аккреционной призмы во фронте северного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги, возможно, было связано с тем, что в основании окраины Азии на Камчатском перешейке и в Олюторском регионе формировался мощный шлейф флишоидных толщ. Скорее всего, это определялось близостью горных сооружений Охотско-Чукотского пояса, основного источника обломочного материала для лесновской и укэляятской толщ [Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001б]. Структуры фронтальной части окраины Азии на южной Камчатке были отделены от горного Охотско-Чукотского пояса Охотоморской плитой, по крайней мере, на 300 км, что препятствовало накоплению мощного осадочного шлейфа и, соответственно, формированию развитой аккреционной призмы.

### **3.1.4. Реконструкция эволюции Северо-Запада Пацифики в кайнозое**

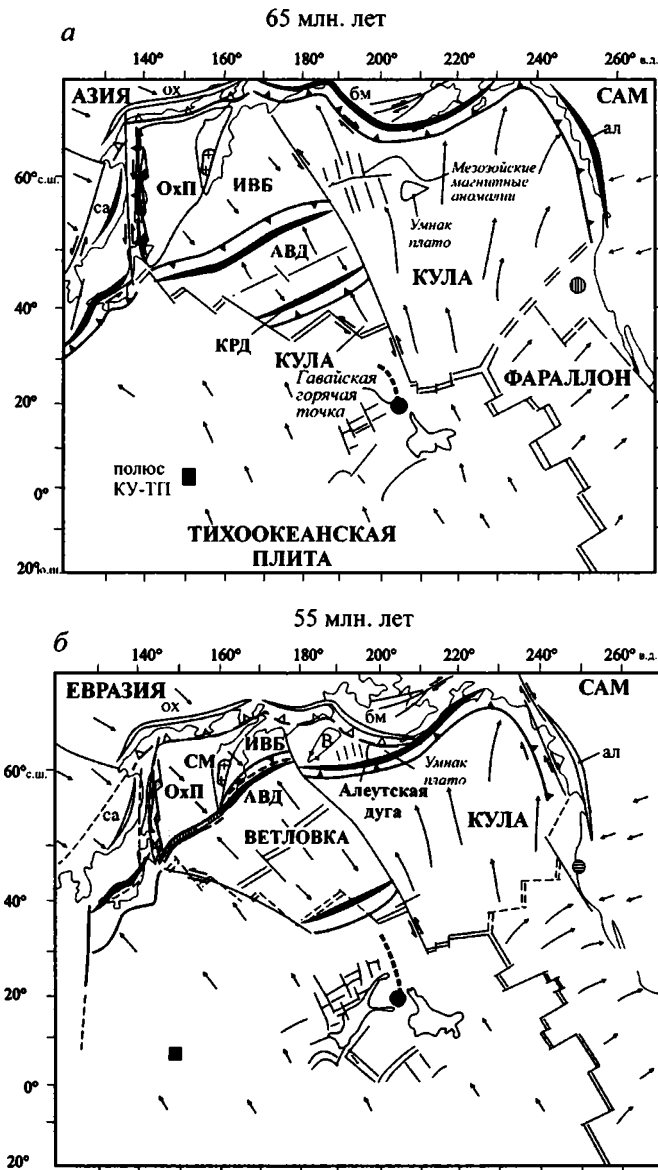
Охотско-Чукотский и Сихоте-Алинский вулcano-плутонические пояса (рис. 83а) развивались вдоль мезозойской активной континентальной окраины северо-восточной Азии [Парфенов и др., 1981; Филатова, 1988; Zonenshain et al., 1990]. Вдоль этой конвергентной границы осуществлялось поглощение движущихся на север и северо-

запад плит Тихоокеанской области. Магматическая активность этих поясов прекращается (см. рис. 83а, б), когда на рубеже 65–55 млн. лет Охотская микроплита приближается к окраине Азии [Zonenshain et al., 1990; Kimura, 1994; Worrall et al., 1996; Богданов, 2000б]. Прекращение субдукции в северной части Охотского моря скорее всего было вызвано столкновением Охотской микроплиты, обладавшей корой субконтинентального типа, с Евразийским континентом [Богданов, 2000б]. После аккреции микроплиты, конвергентная граница смещается к ее внешнему юго-восточному краю, где формируется новая, обращенная в сторону Тихого океана, фронтальная окраина Азии (см. рис. 83а). Континентальная окраина имела неоднородную структуру фундамента и включала континентальные блоки и аккрецированные фрагменты островодужных систем Квахонской дуги и Малкинского островодужного террейна (рис. 84а). К юго-востоку от окраины располагался Ирунейско-Ватынский окраинноморский бассейн с корой океанического типа (см. рис. 83а).

Вулканическая активность вдоль континентальной окраины Северо-Американской плиты развивалась в маастрихт-раннепалеоценовое время в центральном Корякском нагорье, на внешнем шельфе Берингова моря и вдоль хребта южной Аляски (см. рис. 83а) [Cooper et al., 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996]. Вдоль этой окраины осуществлялось поглощение движущейся на север плиты Кула, возникшей в структуре Тихоокеанской области около 85 млн. лет назад [Engebretson et al., 1985]. Граница между плитами Кула и Тихоокеанской на большей части своего протяжения интерпретируется как единый трансформный разлом северо-западного простирания [Engebretson et al., 1985]. В работе [Lonsdale, 1988] эта граница представлена как серия коротких субширотных спрединговых центров, разделенных длинными, вытянутыми в северо-западном направлении трансформными зонами. Прямых свидетельств, указывающих на точную позицию этой границы, нет. Г. Кимура с соавторами [Kimura et al., 1992] предположили, что спрединговый хребет между плитами Кула и Тихоокеанской был поглощен в зоне субдукции под Сахалин–Хоккайдо активной окраиной около 65 млн. лет назад (см. рис. 83а).

Ачайваям-Валагинская дуга сформировалась в северо-западной части Тихого океана, к юго-востоку от ее современного положения (см. рис. 83а). В позднекампан-раннепалеоценовое время активная дуга мигрировала на северо-запад в направлении окраины северо-восточной Азии, что подтверждается палеомагнитными данными (см. табл. 1). В ходе миграции дуги литосфера Ируней-Ватынского океанического бассейна поглощалась в зоне субдукции, погружавшейся под дугу на юго-восток (см. рис. 83а, б, 84а, б). Кроноцкая дуга, первоначально расположенная на небольшом расстоянии от Ачайваям-Валагинской дуги, в течение палеоцена мигрировала к юго-востоку (см. рис. 83а, б, табл. 1). Относительное движение двух дуг друг от друга в палеоцен-раннеэоценовое время могло послужить причиной растяжения и спрединга с образованием новой океанической коры в литосфере Ветловской плиты между дугами (см. рис. 83а, б, 84б).

Коллизия Ачайваям-Валагинской дуги с юго-восточной окраиной Охотской микроплиты развивалась последовательно вдоль простирания дуги, прогрессивно смещалась с юго-запада на северо-восток, и проявилась в конце позднего палеоцена –



**Рис. 83.** Реконструкция геодинамической эволюции северо-западной части Тихого океана в кайнозое [Konstantinovskaia, 20016]

Направления движения плит Азии, Северной Америки, Тихоокеанской, Кула и Фараллон показаны относительно Гавайской горячей точки, по: [Engebretson et al., 1985]. Положение островных дуг показано в соответствии с данными таблицы 1

Широкие черные линии – зоны активного вулканизма, широкие серые линии – неактивные вулканические пояса, заштрихованные широкие линии – деформированные островодужные террейны, линии с треугольниками – зоны субдукции: с черными – активные, с белыми – неактивные;

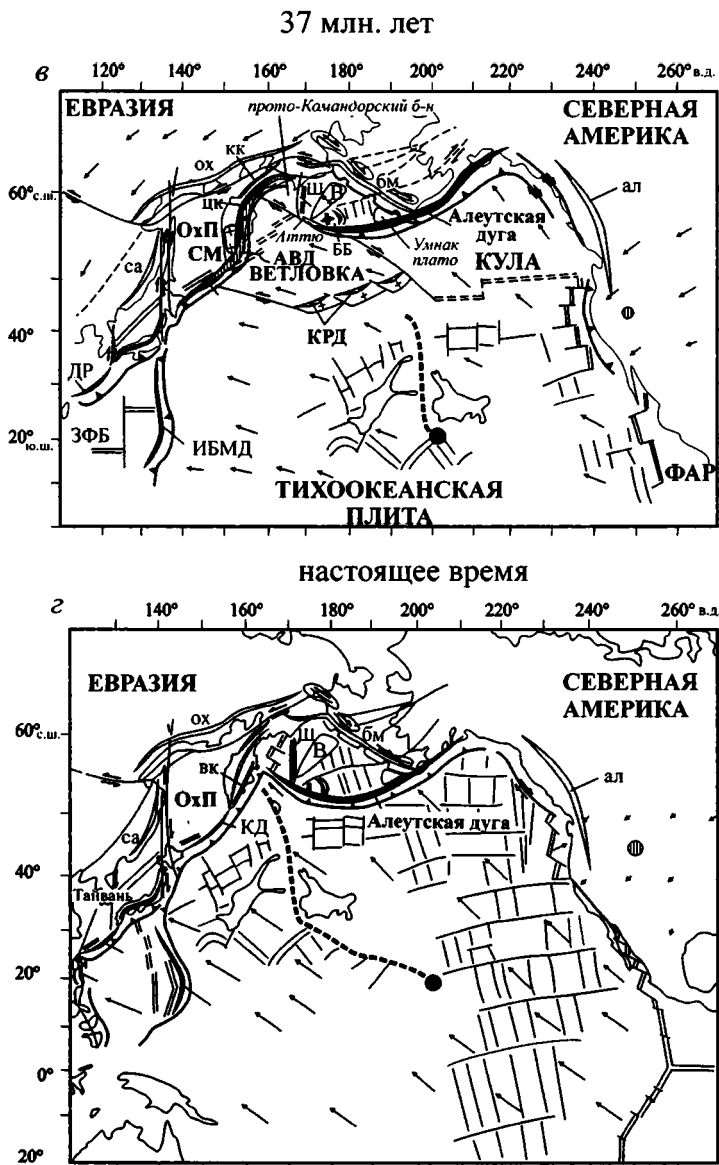
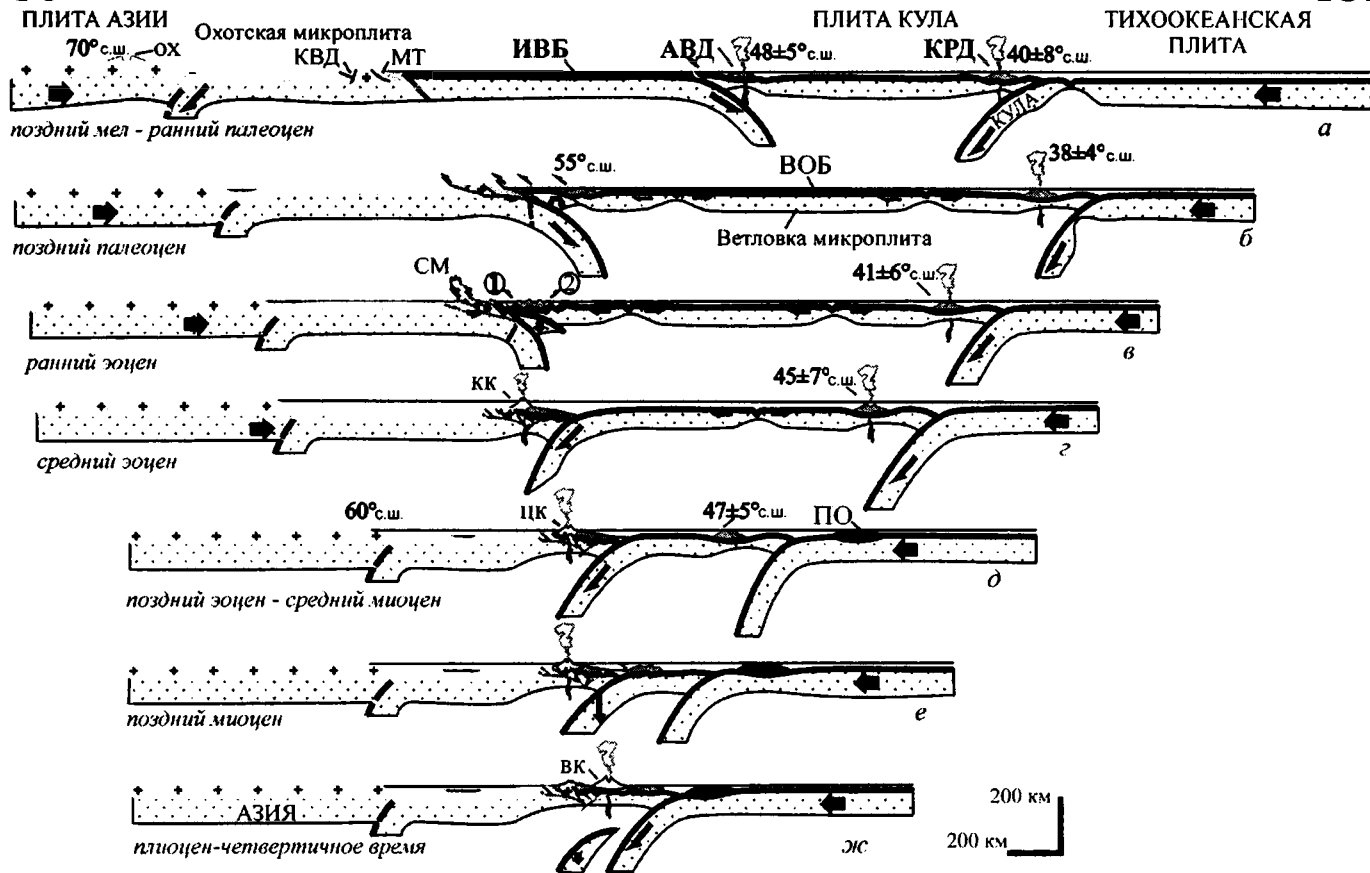


Рис. 83 (окончание)

плиты: САМ – Северо-Американская, ФАР – Фараллон, ОхП – Охотская микроплита; вулcano-плутонические пояса: са – Сихоте-Алиньский, бм – Беринговоморский, ал – Аляскинский; островные дуги: КД – Курильская, ДР – Рюкю, ДЛ – Лусон, ИБМА – Идзу-Бонин-Марианская; Ш – хребт Ширшова; В – поднятие Витуса; бассейны: ББ – Бауэрс, ЗФБ – Западно-Филиппинский; полюс КУ-ТП – полюс вращения плит Кула–Тихоокеанской. Остальные обозначения см. на рис. 2, 6



**Рис. 84.** Схематический разрез конвергентной границы между окраиной северо-восточной Азии и плитой Тихого океана (нижний профиль) и модель геодинамической эволюции региона в кайнозое в несколько этапов, по: [Konstantinovskaia, 2000]

Положение эволюционных профилей соответствует линии I-I' на рис. 2; ПО – поднятие Обручева; другие обозначения см. на рис. 2, 6

раннем эоцене в южной Камчатке и в среднем эоцене на севере Камчатки и в Олюторском регионе. Инверсия субдукции, сопровождавшая коллизию, привела к заложению новой зоны поддвига вдоль восточного края дуги и субдукции Ветловской океанической плиты в северо-западном направлении (см. рис. 84*в*, *з*). Эволюция океанической субдукции привела к формированию Корьякско-Камчатского и Центрально-Камчатского вулканических поясов, заложившихся над новой аккреционной окраиной в среднем эоцене и в олигоцене, соответственно (см. рис. 83*в*, 84*з*, *д*). Перемещение Кроноцкой дуги на северо-запад, возможно, было связано с ее миграцией вместе с Ветловской плитой (см. табл. 1).

Смещение полюса вращения плит Кула–Тихоокеанской около 55 млн. лет назад вызвало поворот против часовой стрелки направления движения плиты Кула с северного на северо-северо-западное (310°N) [Lonsdale, 1988]. Граница между этими плитами была реорганизована в левый трансформный разлом (см. рис. 83*б*). Прото-Алеутская дуга, заложившаяся около 55 млн. лет т.н. [Cooper et al., 1992], отделила часть плиты Кула с мезозойской океанической корой (см. рис. 83*б*). В тыловой части западного сегмента дуги, обращенной к югу, проявились процессы растяжения в поднятии Витуса и задуговой спрединг в бассейне Бауэrsa в период 55–42 млн. лет (см. рис. 83*б*, *в*) [Cooper et al., 1992]. Новая реорганизация в движении плит произошла около 43 млн. лет. Направление движения плиты Азии сменилось с юго-восточного на юго-западное [Engelbreton et al., 1985], спрединг между Тихоокеанской плитой и плитой Кула прекратился, и плита Кула была присоединена к Тихоокеанской плите [Engelbreton et al., 1985; Lonsdale, 1988].

Движение этих плит меняется с северо-северо-западного на западно-северо-западное (см. рис. 83*б*, *в*), и скорость их движения резко снижается с 14 до 3 см/г [Engelbreton et al., 1984].

В результате разворота плит на рубеже 43 млн. лет, направление поддвига Тихоокеанской плиты под Кроноцкую дугу меняется и осуществляется под косым углом, что приводит к прекращению вулканизма в дуге и, возможно, к сегментации дуги секущими трансформными разломами (см. рис. 83*в*). Кроноцкая дуга продолжает пассивно мигрировать в северо-западном направлении в составе Ветловской океанической плиты и в конце миоцена аккретируется к Камчатке (рис. 84*д*, *е*). Литосфера несущей Ветловской плиты ослаивается и полностью поглощается в зоне субдукции (рис. 84*ж*). Поддвиг Тихоокеанской плиты под новую аккреционную окраину приводит к формированию Восточно-Камчатского вулканического пояса около 5 млн. лет назад (см. рис. 84*ж*). Таким образом, образуется современная конфигурация континентальной окраины северо-восточной Азии (см. рис. 83*з*).

Реорганизация движения плит на рубеже 43 млн. лет приводит к тому, что вдоль западной окраины Тихоокеанской области конвергенция плит становится ортогональной. Это вызывает преобразование трансформной границы между Тихоокеанской и Филиппинской плитами в зону субдукции, вдоль которой осуществляется поддвиг Тихоокеанской плиты на запад (см. рис. 83*б*, *в*) [Stern, Bloomer, 1992]. Эволюция этой зоны приводит к формированию Идзу-Бонинской и Марианской дуг и открытию Западно-Филиппинского задугового бассейна [Rangin et al., 1990].

Восточная окраина Тихоокеанской области (см. рис. 83в) преобразуется на рубеже 43 млн. лет в чисто сдвиговую зону [Lonsdale, 1988]. На севере области изменение в направлении движения плит приводит к тому, что поддвиг плит вдоль западного сегмента Алеутской дуги начинает осуществляться под косым углом, что ведет к образованию системы трансформных разломов (см. рис. 83в), отделивших прото-Командорский бассейн от океанического бассейна [Cooper et al., 1992]. Толеитовый магматизм, связанный с растяжением и рифтингом спредингового типа, проявился около 43 млн. лет в западной части Алеут на острове Аттю (см. рис. 83в) [Yogodzinski et al., 1993]. К северу от Алеут, в хребте Ширшова происходит растяжение и образование связанных с ним разломов [Cooper et al., 1992].

Рассмотренная выше модель коллизии дуга–континент, сформировавшей структуры южной Камчатки в раннем эоцене, помогает во многом объяснить направление геодинамической эволюции северо-западной части Тихого океана в раннем кайнозое. Модель находит подтверждение в региональных геологических и геофизических данных, данных о возрасте деформаций. Кроме того, модель удовлетворяет принципу актуализма. Регионы со сходным геодинамическим развитием процесса коллизии дуга–континент, активным в настоящее время, известны на окраинах юго-восточной Азии, в частности, в районе острова Тайвань [Константиновская, 1999а], и будут рассмотрены в разделе 3.2.

### 3.1.5. Выводы

1. На западе южной Камчатки, термальное и метаморфическое событие в ядре Срединного массива и образование тектонических выступов фундамента в Колпакском прогибе к западу от массива в позднем палеоцене – раннем эоцене характеризовали этап деформации структуры континентальной окраины на ранних стадиях развития процесса коллизии дуга–континент. Блоково-надвиговая структура фундамента окраины является отражением процессов тектонического расслаивания континентальной коры в структуре окраины, срыва коровых блоков с мантийного основания, их аккреции и эксгумации во фронте надвигающейся дуги. Выведение Срединного метаморфического блока фундамента окраины в позднепалеоцен-раннеэоценовое время в область размыва сопровождалось накоплением флишоидных толщ тальниковской свиты в области дуги, испытавшей быстрое погружение. Породы тальниковской свиты позднепалеоцен-раннеэоценового возраста характеризуются повышенным содержанием минералов метаморфической группы, что резко отличает их от песчаников лесновской серии северной Камчатки.

2. Временной разрыв между прекращением вулканизма в Ачайваям-Валагинской дуге в середине палеоцена и обдукцией ее структур на окраину Азии в раннем эоцене на юге Камчатки и в среднем эоцене на севере полуострова и в Олюторском регионе был, вероятно, связан с процессом поддвига под дугу холодного преддугового литосферного блока. На юге Камчатки прекращение вулканизма в дуге, проседание ее структур и перекрытие островодужных комплексов континентальными флишоидны-



ми толщами тальниковской свиты в позднем палеоцене – раннем эоцене связано с разрушением надвигающейся плиты в области дуги и поддвигом преддугового блока. Деформации островодужных и флишоидных образований происходят в раннем эоцене, на этапе инверсии субдукции. На Камчатском перешейке и в Олюторском регионе, разнонаправленные деформации в маастрихт-датских и в позднепалеоцен-среднеэоценовых терригенных толщах автохтона могли быть связаны с разными тектоническими процессами, протекавшими соответственно на этапе развития аккреционной призмы и на этапе сокращения преддугового бассейна во фронте дуги при поддвиге преддугового литосферного блока под дугу на начальных этапах коллизии дуга–континент.

3. Формирование Ирунейского надвига на юге Камчатки в раннем эоцене и Лесновско-Ватынского надвига на севере полуострова и в Олюторском регионе в среднем эоцене связано с этапом обдукции структур Ачайваям-Валагинской дуги на окраину после полного поддвига преддугового блока. Формирование Ветловского надвига в раннем эоцене и чешуйчато-надвиговых структур юго-восточной вергентности в Ветловской тектонической зоне в течение длительного времени с позднего эоцена до конца миоцена происходило в результате развития аккреционной призмы вдоль восточного края дуги, испытавшей столкновение с континентальной окраиной. Смена тектонических движений с вергентностью в сторону континента вдоль западного края Ачайваям-Валагинской дуги на движения в сторону Тихого океана вдоль ее восточного края отражает этап смены полярности (инверсии) субдукции в процессе коллизии дуга–континент. Подвиг континентальной окраины Азии под дугу в юго-восточном направлении был блокирован и сменился поддвигом Ветловской океанической плиты вдоль восточного края дуги в северо-западном направлении.

4. Базит-гипербазитовые массивы в Олюторском регионе, представлявшие промежуточные магматические камеры Ачайваям-Валагинской дуги, были выведены в верхние части коры в середине палеоцена при разрушении надвигающейся плиты в области дуги с началом поддвига преддугового литосферного блока на ранних стадиях коллизии дуга–континент. Вторично массивы были деформированы при формировании покровного пакета пластин островодужного аллохтона по Лесновско-Ватынскому надвику на флишоидные толщи окраины в среднем эоцене, после полного поддвига преддугового блока. Субщелочные гипербазит-габброидные интрузии на юге Камчатки сформировались вдоль субвертикального Андриановского сутурного шва в комплексах восточного края Срединного массива и в аллохтонных образованиях Ачайваям-Валагинской дуги в конце палеоцена – раннем эоцене на этапе выжимания блока Срединного массива в верхние части коры при деформации континентальной окраины.

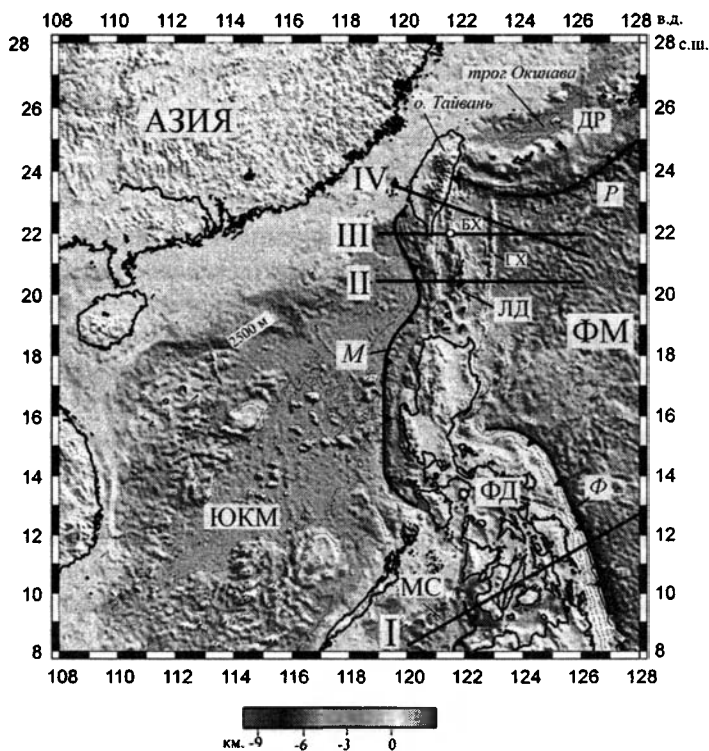
5. Процесс коллизии южного и северного сегментов Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии происходило неодинаково. При коллизии южного сегмента дуги с окраиной формируется Срединный метаморфический массив, тогда как его аналоги на севере Камчатки и в Олюторском регионе отсутствуют. Для эволюции северного сегмента дуги характерно формирование мощной аккреционной призмы во фронте дуги, тогда как структурах южной Камчатки следы подобной мощной призмы отсут-

ствуют. Различия в процессе коллизии дуга–континент для северного и южного сегментов Ачайваам-Валагинской дуги были связаны, скорее всего, с различиями в структуре континентальной коры фронтальной части окраины Азии.

## 3.2. ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ АКТИВНОЙ КОЛЛИЗИИ ДУГИ ЛУСОН С ОКРАИНОЙ АЗИИ

### 3.2.1. Геодинамическое положение дуги Лусон и о-ва Тайвань

Континентальная окраина юго-восточной Азии ограничена с востока океанической плитой Филиппинского окраинного моря. Конвергентная граница между этими плитами имеет сложный характер (рис. 85).



**Рис. 85.** Геодинамика конвергентной границы между окраиной Азии и плитой Филиппинского моря, по: [Константиновская, 2002]. Использованы данные Sandwell TOPEX базы данных  
 Моря: ФМ – Филиппинское, ЮКМ – Южно-Китайское, МС – Сулу; дуги: ФД – Филиппинская, ЛД – Лусон, ДР – Рюкю; желоба: М – Манильский, Р – Рюкю; Ф – Филиппинский; БХ – бассейн Хуатунг; ГХ – подводный хребет Гагуа; белым кружком обозначено положение о-ва Лануи; профили по линиям I–IV показаны на рис. 86

На юге, океаническая литосфера Западно-Филиппинского бассейна погружается на запад под структуры Филиппинской дуги до глубин ~200 км (рис. 86 I). Вдоль западного края Филиппинской дуги расположена зона поддвига встречной вергентности, по которой океаническая литосфера моря Сулу погружается на восток (см. рис. 86 I). С этими зонами субдукции связаны проявления активного вулканизма в Филиппинской дуге.

Севернее, океаническая литосфера Южно-Китайского моря погружается в восточном направлении вдоль Манильского желоба под плиту Филиппинского моря (рис. 86 II). С этой зоной поддвига связана вулканическая активность дуги Лусон [Hamburger et al., 1983]. Во фронте дуги Лусон расположена осадочная аккреционная призма, для которой характерна область отрицательной гравитационной аномалии ( $\Delta G < 0$ ).

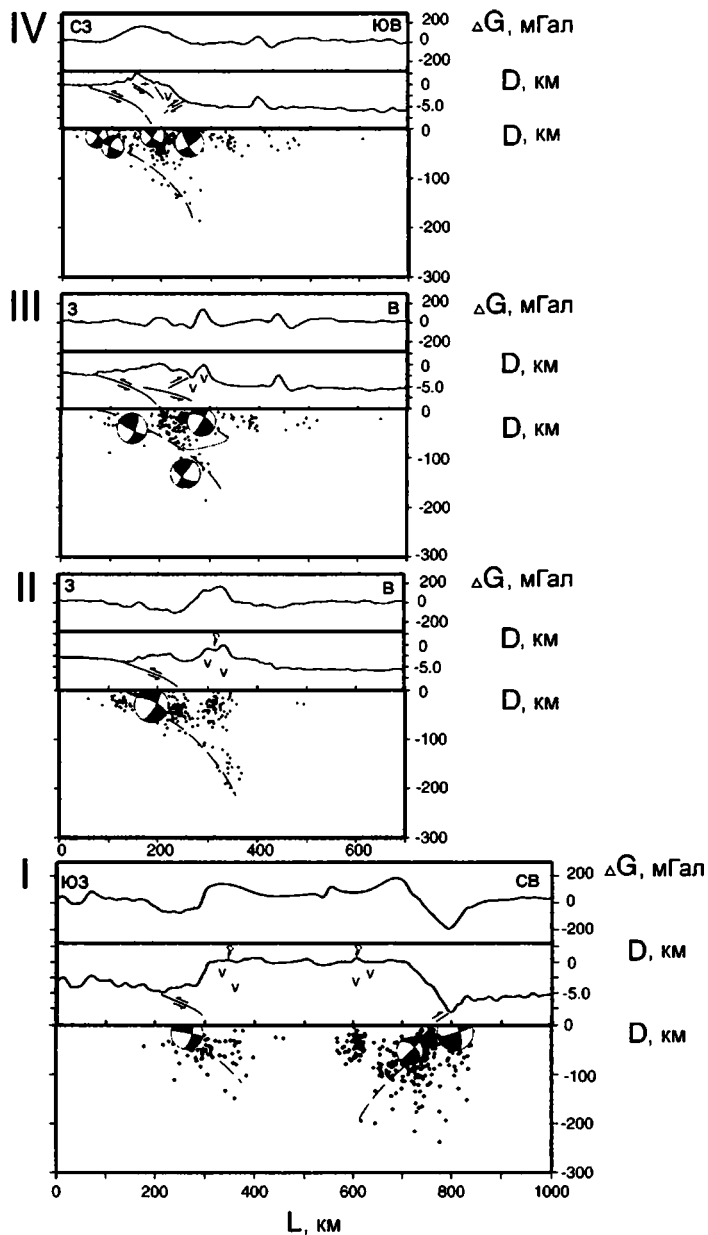
Еще севернее, плита Филиппинского моря погружается под окраину Азии вдоль желоба Рюкю под дугу Рюкю (см. рис. 85), которая принадлежит континентальной окраине [Kao et al., 1998]. К северу от дуги расположен задуговой бассейн Окинава [Letourzey, Kimura, 1985], с которым связано активное растяжение и современная вулканическая активность [Sibuet et al., 1998].

Континентальная окраина юго-восточной Азии имеет неоднородную структуру, унаследованную в результате интенсивного растяжения окраины в кайнозое с образованием окраинных океанических впадин Южно-Китайского моря, морей Сулу и Целебес, разделенных континентальными блоками (см. рис. 85). С позднего кайнозоя по настоящее время структурное развитие окраины юго-восточной Азии характеризуется закрытием окраинных океанических впадин вдоль зон субдукции, погружающихся на восток и юго-восток (см. рис. 86 I, II).

### 3.2.2. Плита Филиппинского моря

Плита Филиппинского моря движется на северо-запад относительно Евразии (см. рис. 85) [Seno et al., 1996] со скоростью 80–83 мм/г [Yu et al., 1997; Lallemand, Liu, 1998]. Возраст океанической коры Западно-Филиппинского бассейна эоценовый [Karig et al., 1975; Шараськин, 1984]. Возраст океанической коры небольшого бассейна Хуатунг, расположенного в самой западной части Филиппинской плиты и ограниченного на западе дугой Лусон, на востоке хребтом Гагуа, а на севере желобом Рюкю (см. рис. 85), по последним данным считается раннемеловым [Deschamps et al., 2000]. С поднятий океанического дна в бассейне Хуатунг были драгированы габброиды, возраст которых по монофракции амфибола соответствует  $116,2 \pm 4,2$  и  $121,2 \pm 4,6$  млн. лет (Ar-Ar метод). Эти результаты находятся в соответствии с данными новой интерпретации субширотных магнитных аномалий в бассейне, согласно которым спрединговое раскрытие бассейна происходило со 131 до 119 млн. лет [Deschamps et al., 2000].

Западный край плиты Филиппинского моря маркирован дугой Лусон. Эта дуга, обрамленная с запада Манильским трогом, существует, как полагают, с раннего миоцена, о чем свидетельствуют наиболее древние датировки вулканических пород (ан-



**Рис. 86.** Распределение гравитационных аномалий в свободном воздухе и гипоцентров землетрясений вдоль профилей, поперечных западной границе плиты Филиппинского моря, по: [Константиновская, 2002]

Положение профилей см. на рис. 85. Использованы данные Harvard CMTS каталога и Sandwell TOPEX базы данных

дезитов) в Береговом хребте о-ва Тайвань [Juang, Bellon, 1984]. Наиболее северной точкой современной вулканической активности в дуге Лусон является о-в Батан. Севернее, на широте о-вов Лютао и Лансю (около 21,2° с.ш.) активность дуги наиболее вероятно прекратилась в четвертичный период [Yang et al., 1996; Richard et al., 1986]. В пределах поднятия Берегового хребта о-ва Тайвань аккрецированные вулканические породы дуги имеют в основном раннемиоцен-раннеплиоценовый возраст [Chi et al., 1981; Richard et al., 1986]. Прогрессивное увеличение контаминации андезитовых лав веществом континентальной коры наблюдается с омоложением возраста вулканических пород Берегового хребта. Это явление может отражать систематическое увеличение со временем объема осадков континентальной окраины, поступающих в Манильский трог [Dorsey, 1992].

На о-ве Лануи (см. рис. 85) найдены образцы красных радиоляритов, содержащих комплекс радиолярий раннемелового (барремского) возраста [Deschamps et al., 2000]. Предполагается, что эти породы были вынесены в виде обломков в составе лав андезитов во время вулканических извержений на острове в кайнозое и представляют собой фрагменты раннемеловой океанической коры в основании дуги Лусон. Возможно эти фрагменты подобны породам океанической коры раннемелового бассейна Хуатунг, расположенного непосредственно к востоку от дуги Лусон.

### 3.2.3. Южно-Китайское море и окраина Китая

Раскрытие Южно-Китайского моря произошло в олигоцен-миоценовое время (32–15 млн. лет). Согласно анализу магнитных аномалий установлено, что спрединг происходил в северо-северо-западном и юго-юго-восточном направлениях с прогрессивным раскрытием бассейна в юго-западном направлении [Briais, Pautot, 1992]. В настоящее время отмерший спрединговый хребет пододвигается под дугу Лусон, на широте о-ва Лусон [Pautot, Rangin, 1989]. Субдукция литосферы Южно-Китайского моря под плиту Филиппинского моря происходила вдоль Манильского трога с раннего миоцена, что подтверждается неогеновым возрастом вулканических пород в дуге Лусон [Ho, 1986].

Граница перехода континентальной окраины Азии в океаническую литосферу Южно-Китайского моря трассируется приблизительно вдоль изобаты 2500 м к юго-западу от Тайваня (см. рис. 85) [Letouzey et al., 1988]. Эта граница, согласно геофизическим данным, простирается в северо-восточном направлении и имеет в плане ступенчатобразные очертания, которые, возможно, были такими и до этапа коллизии [Pelletier, 1985].

Континентальный шельф Азии ограничивает Южно-Китайское море с северо-запада (см. рис. 85). Глубина шельфа в Тайваньском проливе не превышает 100 м. Структура шельфа образована толщами осадочных пород передового прогиба около 5 км мощности, накопление которых происходило в кайнозойских впадинах на континентальной окраине [Sibuet, Hsu, 1997]. Впадины сформировались в эоцене, на этапе образования системы горстов и грабенов на окраине Азии. Впоследствии осадочные толщи были деформированы во фронте орогена острова Тайвань.

### 3.2.4. Орогенная область о-ва Тайвань

Формирование молодой и активной орогенной области острова Тайвань во многом определяется взаимодействием двух основных плит: Филиппинского моря и Евразии (рис. 87а). В структуре острова выделяются различно построенные зоны, вытянутые в северо-северо-восточном направлении (см. рис. 87а).

Северо-западная часть острова (Прибрежная низменность, Западные предгорья и хребет Хсюшань) сложена кайнозойскими осадочными толщами континентальной окраины Азии и передового прогиба [Ho, 1982, 1988]. В ходе конвергентного сближения плит, эти образования вместе с формацией горстов и грабенов в основании осадочных толщ окраины были последовательно вовлечены в структуру аккреционной призмы острова по системе надвигов западной вергентности (рис. 87б) [Suppe, 1988; Lu, Malavielle, 1994; Lu et al., 1998]. Сдвиги в структуре призмы имеют ограниченное распространение в северо-восточной и юго-западной частях острова, где смещения по ним компенсируют компрессионные и вращательные деформации в призме в условиях конвергентного сближения плит под косым углом (*oblique convergence*) [Lu et al., 1998; Fuh et al., 1997].

*Прибрежная низменность* в настоящее время представляет проксимальную часть передового прогиба, флексурно изогнутого во фронте орогена Тайваня. Зона *Западных предгорий* имеет складчато-надвиговую структуру западной вергентности. В пределах этих зон олигоцен-миоценовые образования перекрыты плиоцен-четвертичными молассовыми отложениями 4 км мощности [Lu, Hsu, 1992]. Поднятие Западных предгорий неактивно севернее 25° с.ш. и все еще испытывает воздымание южнее этой широты [Yu et al., 1997]. Сильное землетрясение Chi-Chi ( $M > 7$ ) в 1999 г. в этой зоне было связано с горизонтальным перемещением масс в верхней части коры (гипоцентр расположен на глубине ~7 км) по надвигу Челунгпу западной вергентности (рис. 88) [Ma et al., 1999; Angelier et al., 2000].

В поднятии *Центрального хребта* высотой около 4 км выделяются две зоны – хребет Хсюшань и хребет Бэкбон (см. рис. 87б). *Хребет Хсюшань* расположен в западной части Центрального хребта и сложен метаморфизованными эоцен-олигоценными осадочными толщами формации грабенов континентальной окраины [Vic, 1989; Huang et al., 1997]. Породы хребта, преобразованные в зеленосланцевой фации метаморфизма на глубине более 15 км, образуют складчато-надвиговый пояс западной вергентности [Huang et al., 1997]. *Хребет Бэкбон* расположен в осевой части Центрального хребта и сложен метаморфизованными осадочными породами эоцена и миоцена, олигоценные образования здесь отсутствуют (см. рис. 87б). Хребет Бэкбон отделен от хребта Хсюшань крутым надвигом Лишань, погружающимся на запад [Lee et al., 1997]. Образования хребтов Бэкбон и Хсюшань, выделяемые в песчано-сланцевый пояс [Ho, 1986; Angelier et al., 1990; Teng et al., 1991; Clark et al., 1993; Tillman, Byrne, 1995], претерпели несколько этапов деформаций в структуре аккреционной призмы от этапа ее формирования до конечных фаз складчатости (рис. 89, 90).

На восточных склонах Центрального хребта (рис. 91) вскрыты метаморфические породы *допретичного фундамента* континентальной окраины Китая, образуя-

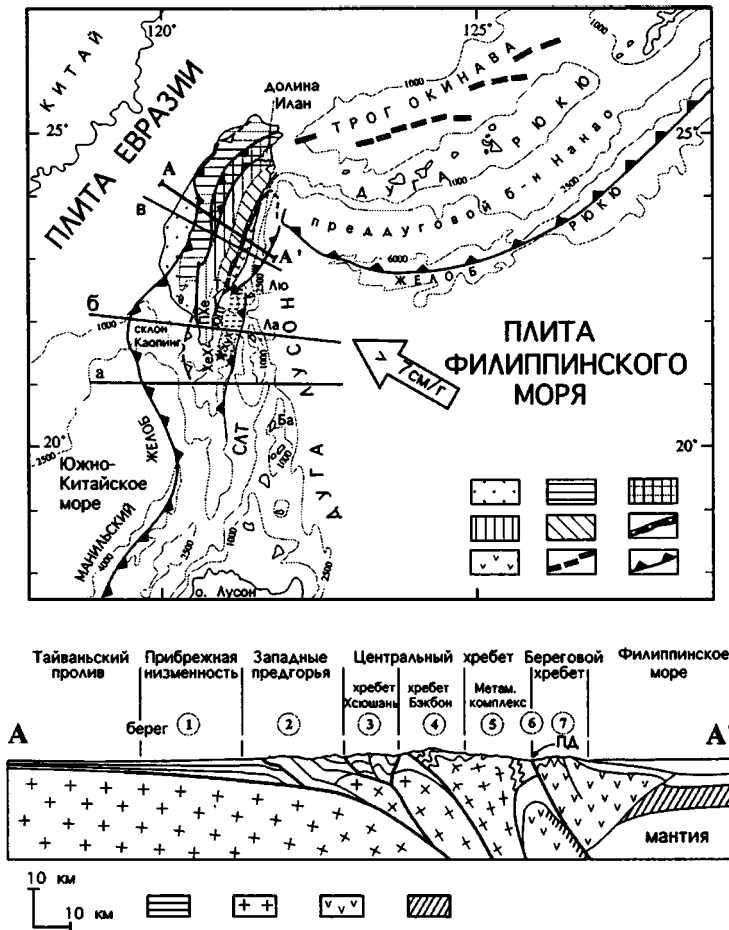
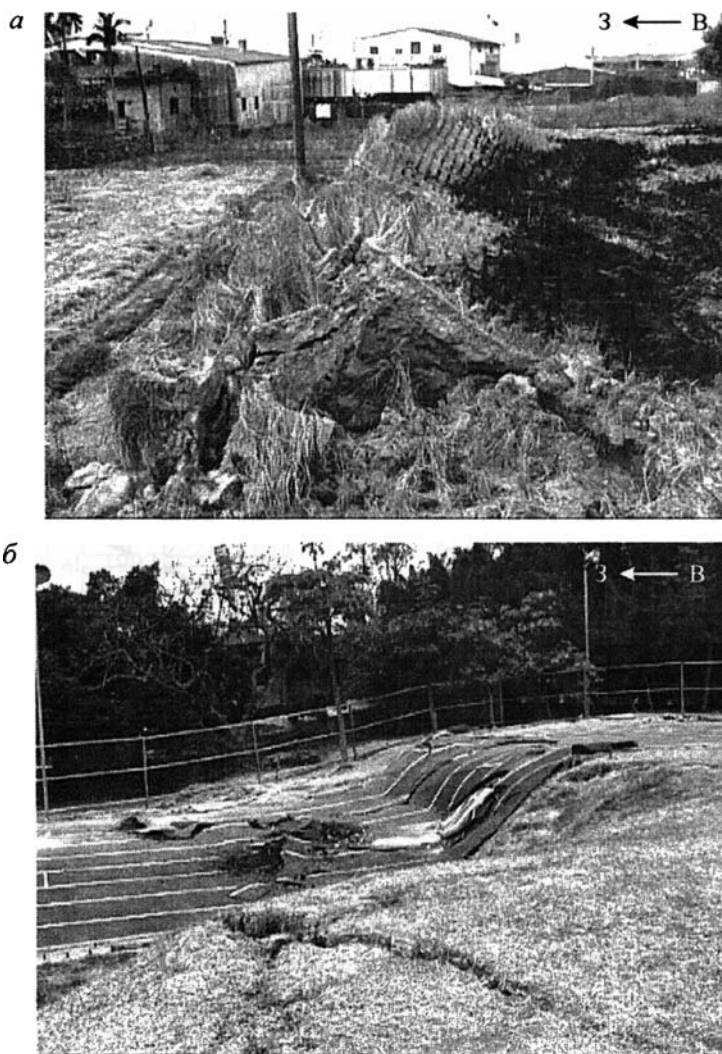


Рис. 87. Геодинамическое положение о. Тайвань и дуги Лусон вдоль конвергентной границы плит Евразии и Филиппинского моря

*a* – схема тектонического районирования о. Тайвань; *б* – геологический разрез, составлены с изменениями, по: [Chemenda et al., 20016; Malavieille et al., 2002]. Звездочками отмечены широты смены геодинамического режима вдоль простирания дуги Лусон: южный сегмент (к югу от  $21^{\circ}20'$  с.ш.) – океаническая субдукция, центральный сегмент ( $21^{\circ}20'$ – $22^{\circ}40'$  с.ш.) ранние стадии коллизии дуга – континент, деформация преддуговой области, северный сегмент ( $22^{\circ}40'$ – $24^{\circ}10'$  с.ш.) – завершающие стадии коллизии дуга-континент, аккреция дуги и инверсия субдукции. Разрезы по линиям *a*, *б*, *в* показаны на рис. 101. 1–7 – тектонические зоны в структуре о. Тайвань: 1 – Прибрежная низменность, 2 – Западные предгорья, 3–5 – поднятие Центрального хребта: 3 – хребт Хсюшань, 4 – хребт Бэжбон, 5 – метаморфический комплекс Тананао, 6 – разлом Продольной долины, 7 – Береговой хребт (северный сегмент дуги Лусон); 8 – ось рифтового трога Окинава; 9 – надвиги активные (черные треугольники) и неактивные (белые треугольники); 10 – осадочные толщи; 11 – континентальная кора; 12 – островодужные комплексы; 13 – океаническая кора; СЛТ – Северный Лусонский трог; ЮПТ – Южный Продольный трог; ХеХ – хребт Хенгчун; Пхе – п-ов Хенгчун; ХуХ – хребт Хуатунг; о-ва дуги Лусон: Лю – Лютао, Ла – Лансю, Ба – Батан, Т – г. Тайтунг

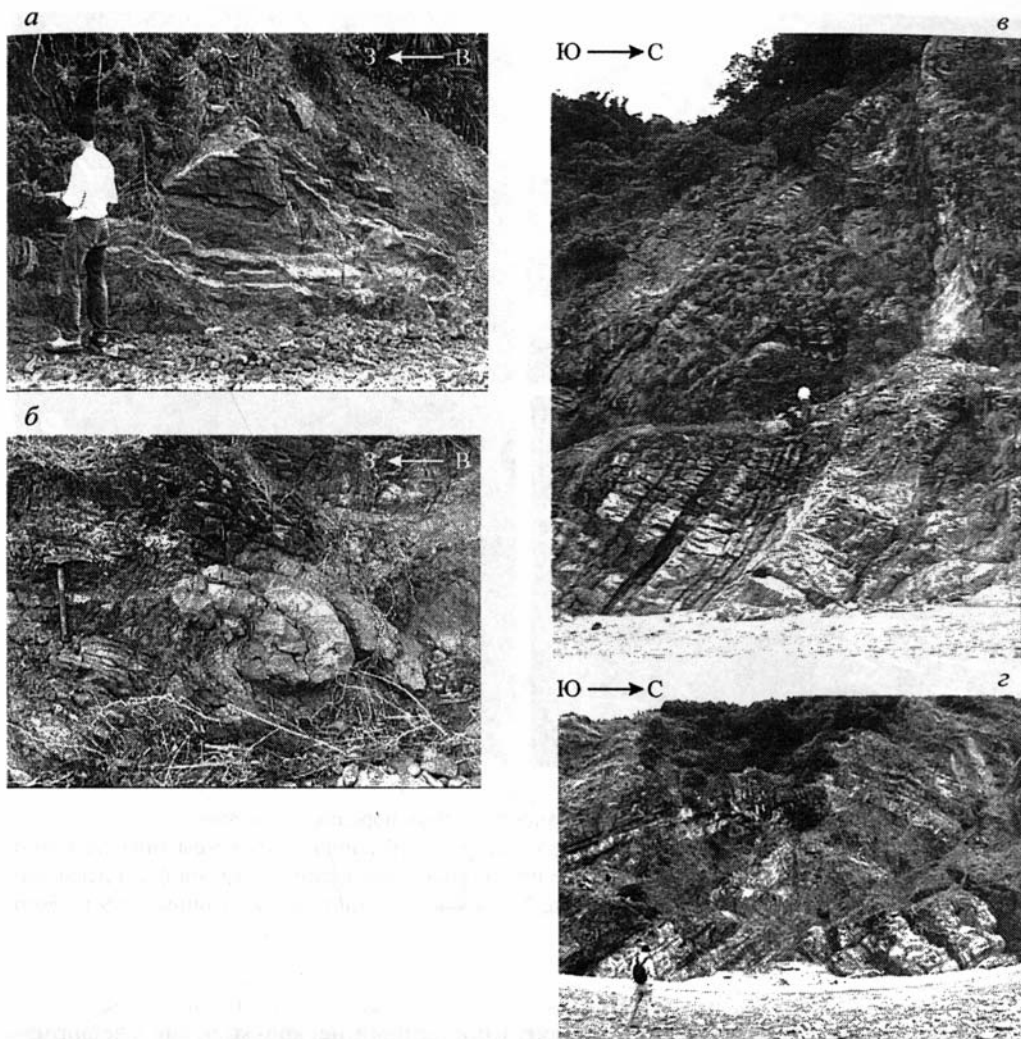


**Рис 88.** Фронтальная часть надвига Челунгпу, образование которого произошло 21.09.1999 при землетрясении Chi-Chi ( $M > 7$ ). Район г. Уфонг ( $\sim 24^{\circ}05'$  с.ш.), о. Тайвань

*a* – смещение в поле, засеянном рисом; фронтальная кромка надвига, поднятая на высоту около 2 м, обрушилась; *b* – деформации на поле школьного стадиона, вызванные смещением во фронте надвига; экспедиция 1999 г., фото автора

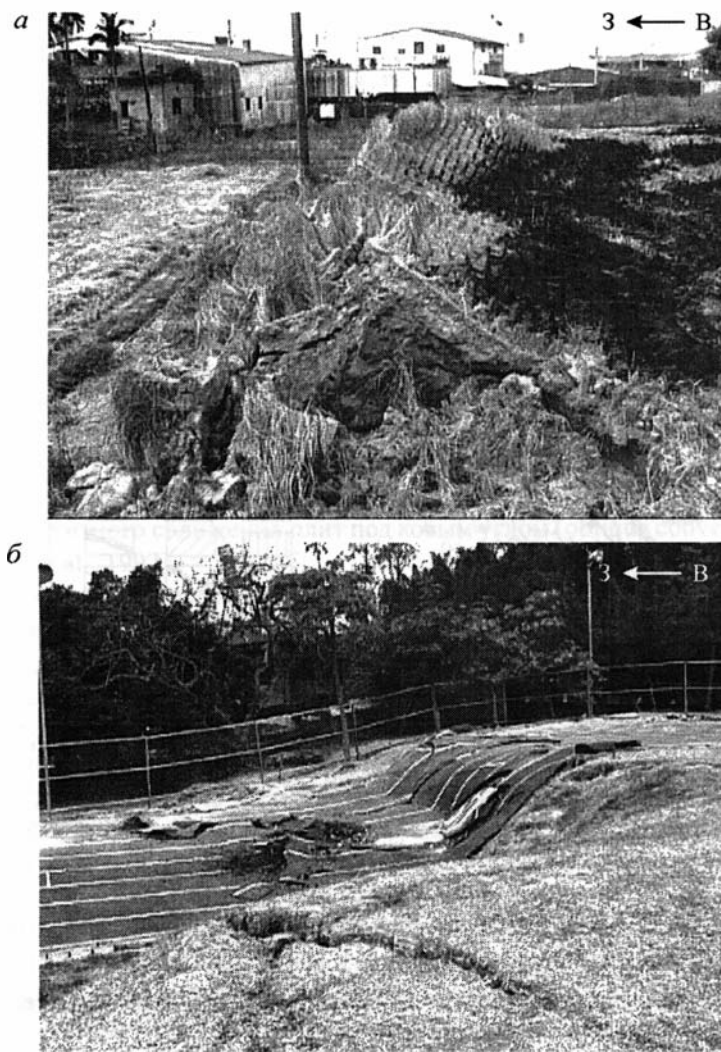
ших *комплекс Тананао* [Но, 1982]. В составе комплекса выделяются два продольных пояса пород различного состава – пояс Таилуко на западе и пояс Юли на востоке. На западе распространены в основном метаосадочные породы: массивные мраморы, зеленые и черные сланцы, парагнейсы. Среди них на севере присутствуют ортогней-





**Рис. 89.** Типы складчатых деформаций в миоценовых песчано-сланцевых породах о. Тайвань. Складки: *а* – лежачие, *б* – запрокинутые, образовавшиеся в слабо литифицированных отложениях в нестабильной тектонической обстановке на ранних этапах формирования аккреционной призм; южные отроги хребта Бэкбон, восточный берег п-ова Хенгчун; *в* – наклонные, *г* – прямые складки завершающей фазы деформаций в породах аккреционной призм; южные отроги Центрального хребта, ~25 км к югу от г. Тайтунг; экспедиция 1999 г., фото автора

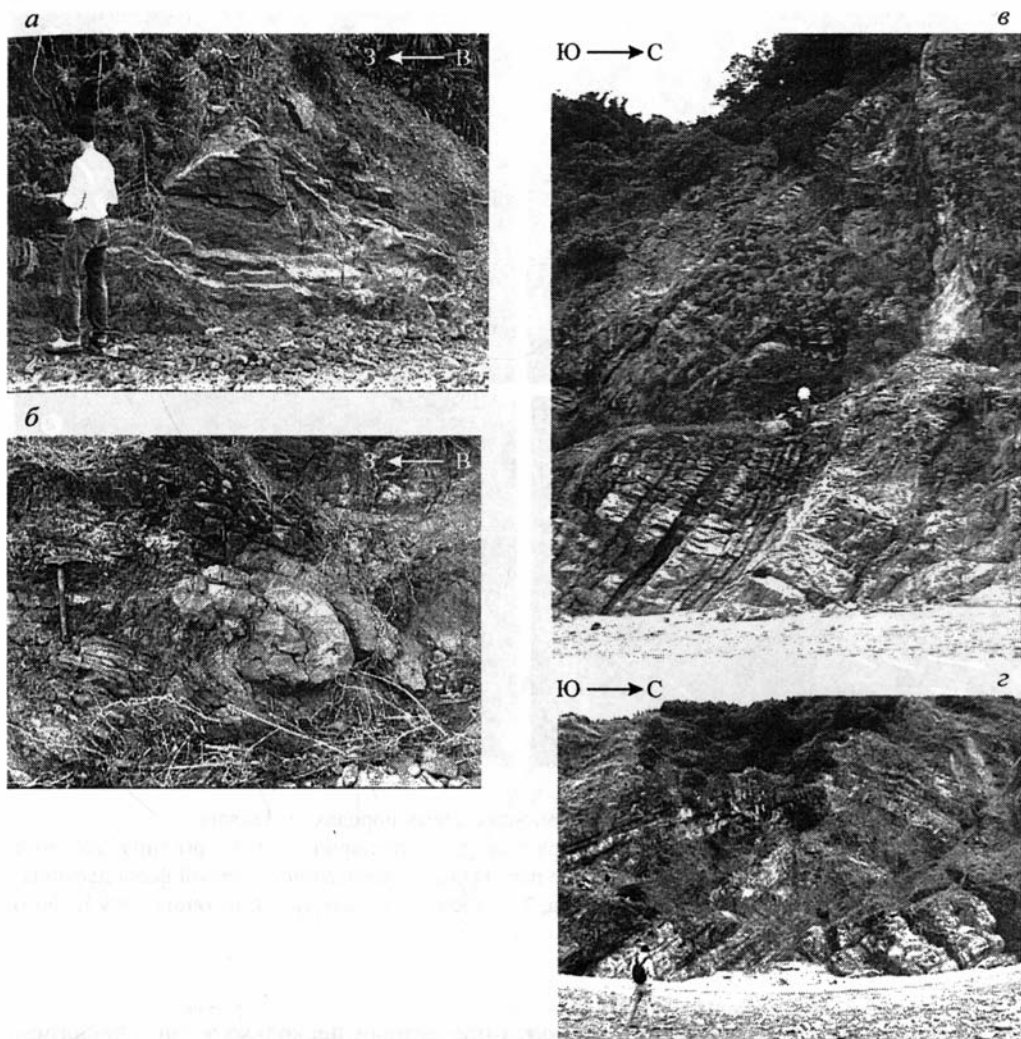
сы, мигматиты, пегматиты и амфиболиты. В восточном поясе Юли вскрыты метаморфические породы, сформированные, как считают, за счет метаморфизма аллохтонных ультраосновных и основных пород океанического типа: гранат-эпидотовые амфиболиты (рис. 92*а, б*), глаукофановые сланцы (рис. 92*в, г*), черные и зеленые сланцы, метагаббро, метаплагиограниты, метасерпентиниты.



**Рис 88.** Фронтальная часть надвига Челунгпу, образование которого произошло 21.09.1999 при землетрясении Chi-Chi ( $M > 7$ ). Район г. Уфонг ( $\sim 24^{\circ}05'$  с.ш.), о. Тайвань

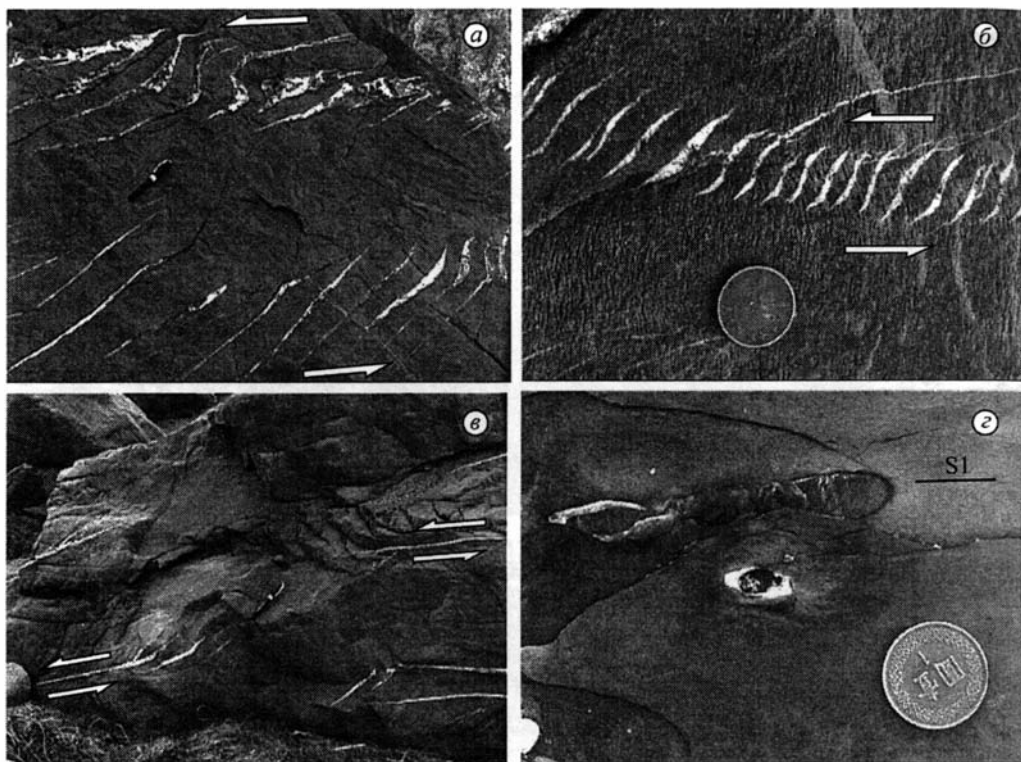
*a* – смещение в поле, засеянном рисом; фронтальная кромка надвига, поднятая на высоту около 2 м, обрушилась; *b* – деформации на поле школьного стадиона, вызванные смещением во фронте надвига; экспедиция 1999 г., фото автора

щих комплекс *Тананао* [Но, 1982]. В составе комплекса выделяются два продольных пояса пород различного состава – пояс Таилуко на западе и пояс Юли на востоке. На западе распространены в основном метаосадочные породы: массивные мраморы, зеленые и черные сланцы, парагнейсы. Среди них на севере присутствуют ортогней-



**Рис. 89.** Типы складчатых деформаций в миоценовых песчано-сланцевых породах о. Тайвань. Складки: *а* – лежачие, *б* – запрокинутые, образовавшиеся в слабо литифицированных отложениях в нестабильной тектонической обстановке на ранних этапах формирования аккреционной призм; южные отроги хребта Бэкбон, восточный берег п-ова Хенгчун; *в* – наклонные, *г* – прямые складки завершающей фазы деформаций в породах аккреционной призм; южные отроги Центрального хребта, ~25 км к югу от г. Тайтунг; экспедиция 1999 г., фото автора

сы, мигматиты, пегматиты и амфиболиты. В восточном поясе Юли вскрыты метаморфические породы, сформированные, как считают, за счет метаморфизма аллохтонных ультраосновных и основных пород океанического типа: гранат-эпидотовые амфиболиты (рис. 92*а, б*), глаукофановые сланцы (рис. 92*в, г*), черные и зеленые сланцы, метагаббро, метаплагиограниты, метасерпентиниты.



**Рис. 90.** Деформации в миоценовых песчано-сланцевых породах, о. Тайвань

*а, б* – трещины отрыва, образующиеся при сдвиге; *в* – трещинные структуры типа “конского хвоста”; *г* – пиритовое включение, вытянутое параллельно сланцеватости первой фазы деформации (S1); южные отроги Центрального хребта, 25 км южнее г. Тайтунг; экспедиция 1999 г., фото автора

Образования дотретичного фундамента претерпели несколько этапов деформаций и метаморфизма. Для метаморфических пород комплекса Юли, образованных в результате преобразований пиллоу-лав и глубоководных осадков, характерны интенсивные пластические деформации, в них развиты субгоризонтальные складки типа А, в которых линейность параллельна оси складчатости (рис. 93). Первичная ориентировка большей части деформаций ранних этапов не сохранилась в результате более поздних структурных преобразований.

Метаморфические породы дотретичного фундамента Центрального хребта с несогласием перекрыты породами осадочного чехла: эоценовыми мелководно-морскими метапесчаниками и известняками, на которых с перерывом и несогласием залегают ранне-среднемиоценовые сланцы фации дистальных турбидитов континентальных подножий [Chang, 1972]. Миоценовые породы метаморфизованы в пренит-пумпелинитовой фации, а эоценовые образования и породы дотретичного фундамен-

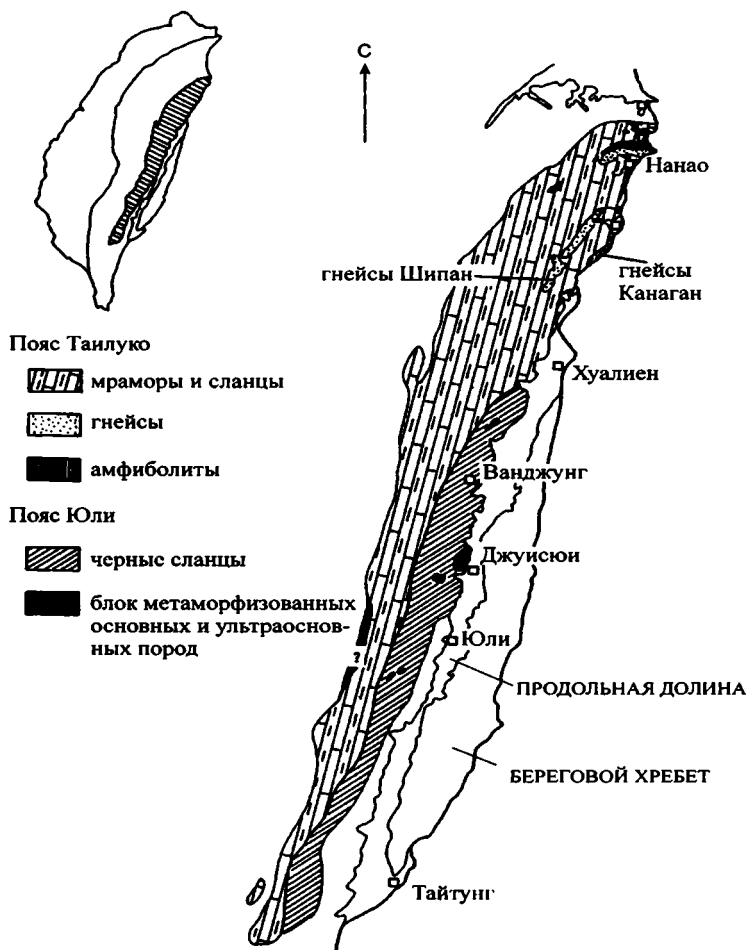
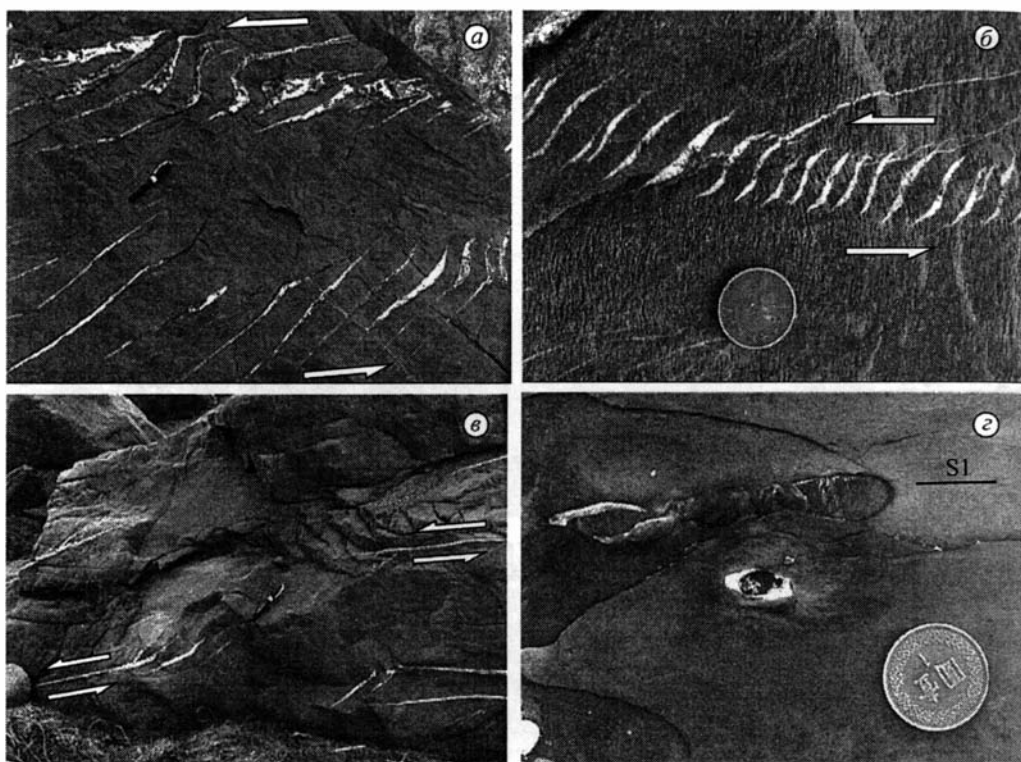


Рис. 91. Метаморфические породы дотретичного фундамента Центрального хребта (сланцевый комплекс Тананао), о. Тайвань, по: [Pelletier, 1985]

та совместно претерпели преобразования в зеленосланцевой фации на глубине более 15 км [Huang et al., 1997]. Сходные условия зеленосланцевого метаморфизма установлены для палеогеновых пород из формации грабенов хребта Хсюшань к западу от Центрального хребта.

Наиболее древние датировки (Rb-Sr метод) метаморфических пород комплекса Тананао дотретичного фундамента Центрального хребта относятся к пермо-триасовому времени [Jahn et al., 1984]. В массивных мраморах описаны фузулины, по которым время накопления карбонатных отложений протолита считается пермским [Yen et al., 1951]. Эти определения служат основанием для рассмотрения комплекса Тананао как дотретичного фундамента.



**Рис. 90.** Деформации в миоценовых песчано-сланцевых породах, о. Тайвань

*a, б* – трещины отрыва, образующиеся при сдвиге; *в* – трещинные структуры типа “конского хвоста”; *г* – пиритовое включение, вытянутое параллельно сланцеватости первой фазы деформации (S1); южные отроги Центрального хребта, 25 км южнее г. Тайтунг; экспедиция 1999 г., фото автора

Образования дотретичного фундамента претерпели несколько этапов деформаций и метаморфизма. Для метаморфических пород комплекса Юли, образованных в результате преобразований пиллоу-лав и глубоководных осадков, характерны интенсивные пластические деформации, в них развиты субгоризонтальные складки типа А, в которых линейность параллельна оси складчатости (рис. 93). Первичная ориентировка большей части деформаций ранних этапов не сохранилась в результате более поздних структурных преобразований.

Метаморфические породы дотретичного фундамента Центрального хребта с несогласием перекрыты породами осадочного чехла: эоценовыми мелководно-морскими метапесчаниками и известняками, на которых с перерывом и несогласием залегают ранне-среднемиоценовые сланцы фации дистальных турбидитов континентальных подножий [Chang, 1972]. Миоценовые породы метаморфизованы в пренит-пумпелиитовой фации, а эоценовые образования и породы дотретичного фундамен-

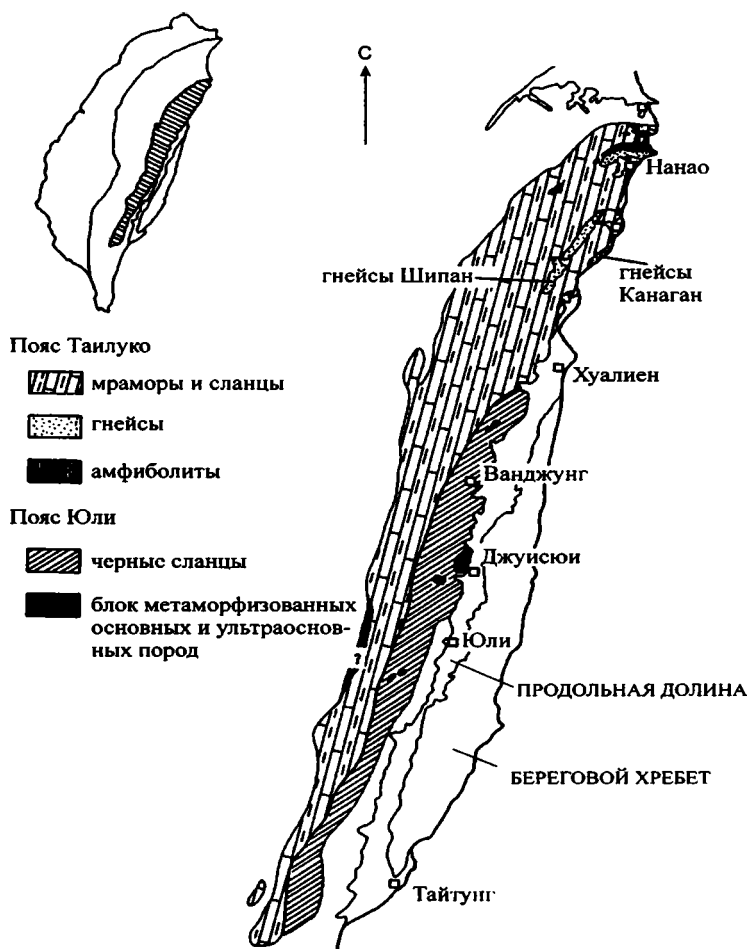
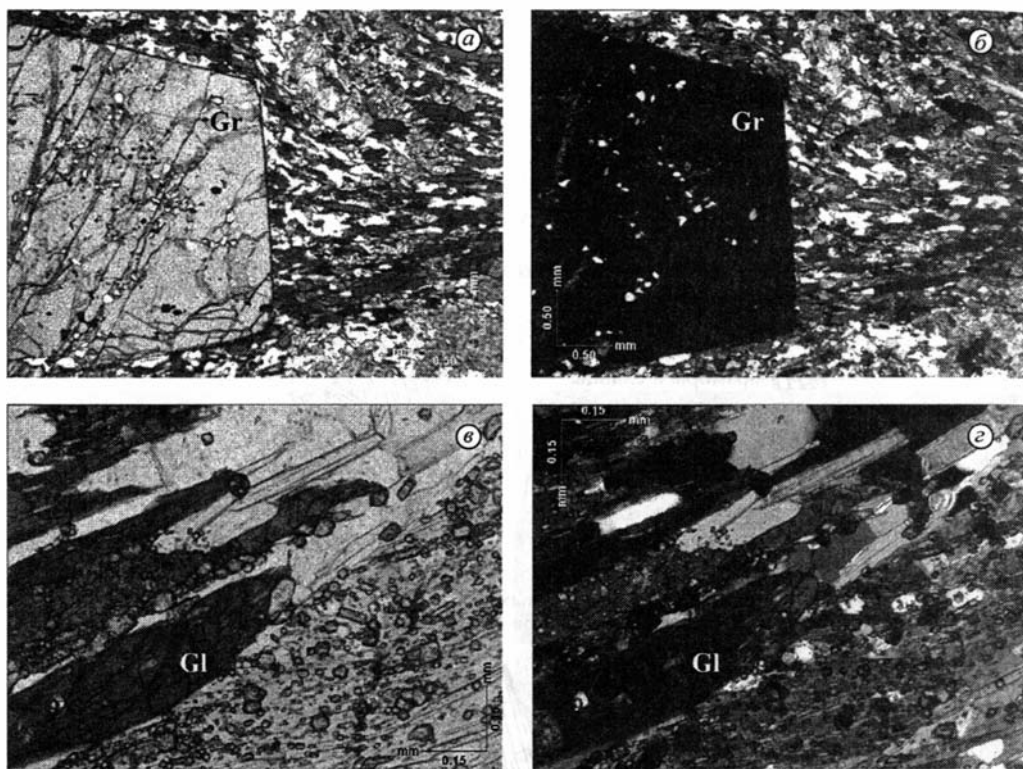


Рис. 91. Метаморфические породы дотретичного фундамента Центрального хребта (сланцевый комплекс Тананао), о. Тайвань, по: [Pelletier, 1985]

та совместно претерпели преобразования в зеленосланцевой фации на глубине более 15 км [Huang et al., 1997]. Сходные условия зеленосланцевого метаморфизма установлены для палеогеновых пород из формации грабенов хребта Хсюшань к западу от Центрального хребта.

Наиболее древние датировки (Rb-Sr метод) метаморфических пород комплекса Тананао дотретичного фундамента Центрального хребта относятся к пермо-триасовому времени [Jahn et al., 1984]. В массивных мраморах описаны фузулины, по которым время накопления карбонатных отложений протолита считается пермским [Yen et al., 1951]. Эти определения служат основанием для рассмотрения комплекса Тананао как дотретичного фундамента.



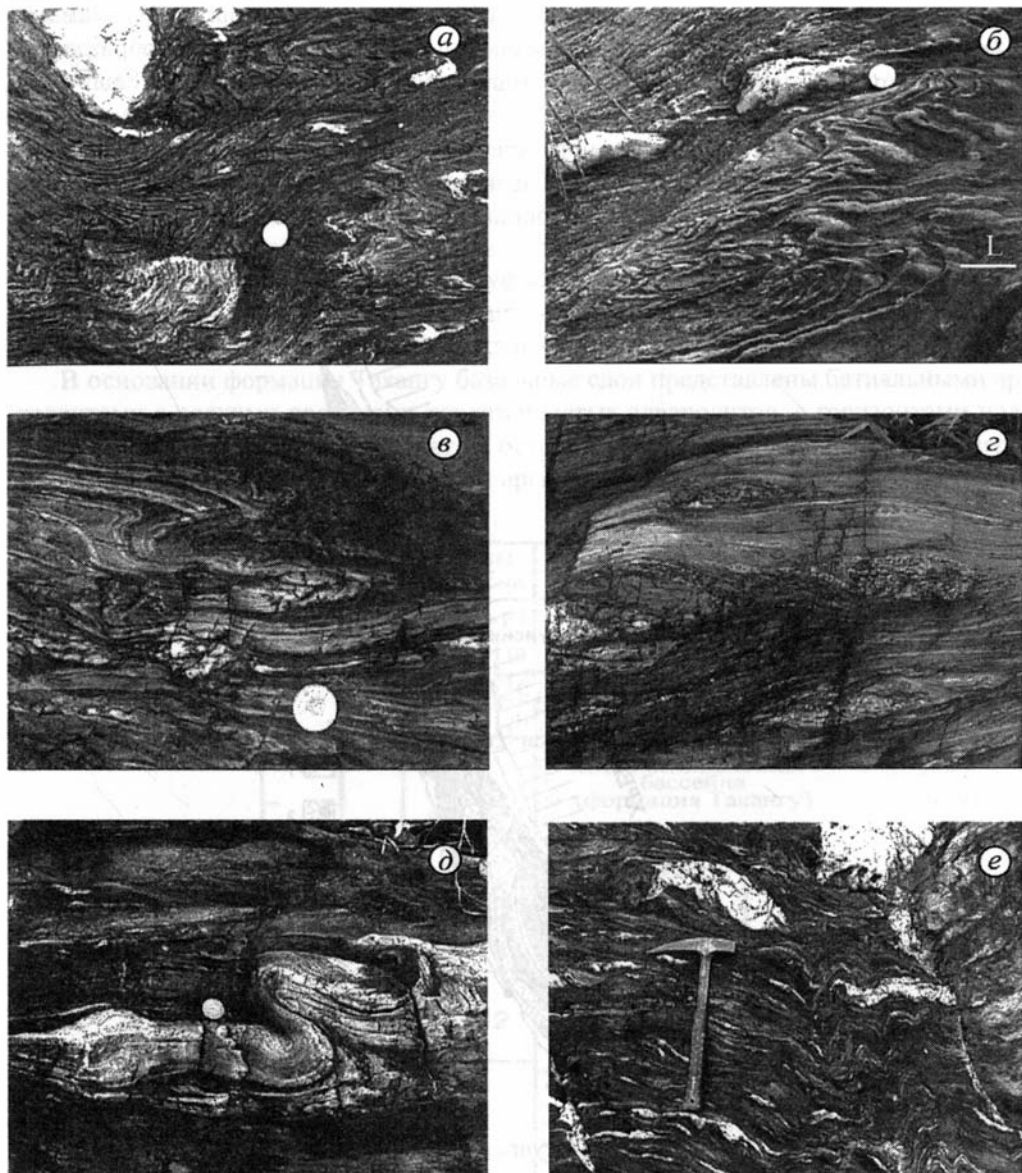
**Рис. 92.** Фотографии шлифов гранатовых амфиболитов (а, б) и глаукофановых сланцев (в, г) из метаморфического пояса Юли, Центральный хребет

Слева – в проходящем свете, справа – при скрещенных николях; Gr – гранат; Gl – глаукофан; г. Джусуи, о. Тайвань; экспедиция 1999 г., фото автора

Изотопные определения возраста метаморфических пород комплекса Тананао объединяются в несколько групп [Jahn, Liou, 1977; Liou, Ernst, 1984; Juang, Bellon, 1984; Jahn et al., 1984; Lan et al., 1990; Lo, Onstott, 1995; Lo, Yui, 1996]. Метаморфические преобразования в 80–90 млн. лет установлены как в гранатовых амфиболитах пояса Юли, так и в ортогнейсах Таилуко. Верхнемеловые метаморфические преобразования тесно связаны с этапом массового внедрения синметаморфических гранитов. Преобразования в 30–40 млн. лет установлены в породах пояса Таилуко. Эти преобразования в конце эоцена – начале олигоцена синхронны с перерывом в седиментации осадочного чехла, перекрывающего фундамент.

Последнее метаморфическое событие в породах поясов Таилуко и Юли фундамента Центрального хребта устанавливается по группе определений, которая охватывает период от 14 млн. лет до 2,6 млн. лет. Есть определения в 10–12 млн. лет [Lo, Yui, 1996], 8,8–7,3 млн. лет (Ar-Ar метод) по фации биотита из гнейсов [Lo et al., 1988], 13–6,5 млн. лет (K-Ar метод) по биотиту и роговой обманке из ортогнейсов





В основании формации Бэббон (Бэббонский склон) предельно батизированный протолит

**Рис. 93.** Складчатые деформации в метаморфических породах пояса Юли

Протолитом пород являются пиллоу-лавы базальтов, кремнистые и глинистые глубоководные отложения; для пород характерны складки А-типа, в которых оси складок параллельны метаморфической линейности L в породах (б); хребт Бэббон (восточная часть Центрального хребта), о. Тайвань; экспедиция 1999 г., фото автора

[Juang, Bellon, 1986]. Структурные и возрастные данные позволяют заключить, что последние метаморфические преобразования и деформации в породах фундамента Центрального хребта в позднем миоцене связаны с процессами надвигообразования и складчатости в структуре окраины на этапе коллизии дуга-континент [Faure et al., 1991; Huang et al., 1997].

С востока поднятие Центрального хребта ограничено *разломом Продольной долины*, отделяющим поднятие от возвышенности Берегового хребта высотой около 1,7 км (рис. 94). Разлом Продольной долины представляет собой крутой надвиг за-

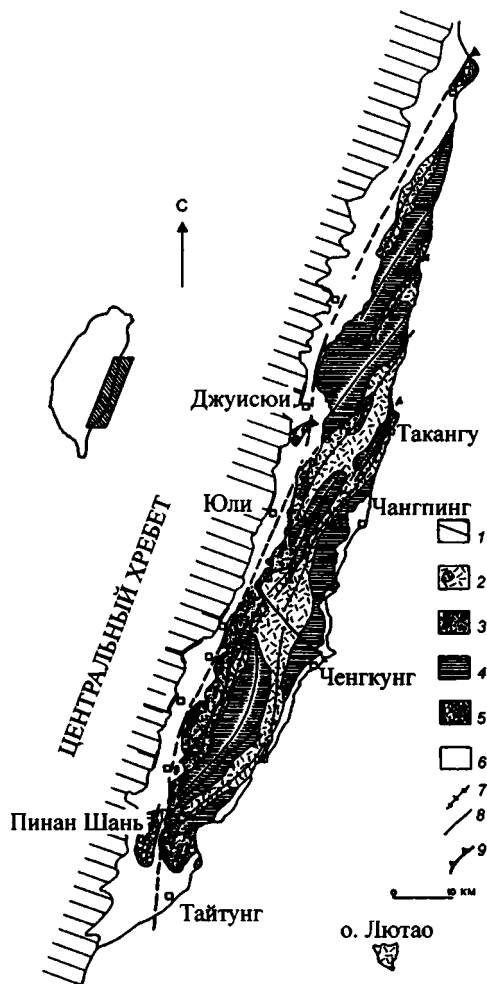


Рис. 94. Геологическая схема Берегового хребта, о. Тайвань, по: [Pelletier, 1985]

1 – метаморфические породы Центрального хребта; 2 – вулканические образования дуги Лусон и магматический комплекс Шимей (миоцен); 3 – меланж Личи (средний плиоцен NN15) с обломками офиолитов (черное); 4 – формация Такангу (нижний плиоцен – средний плейстоцен); 5 – конгломераты Продольной долины (верхний плейстоцен); 6 – аллювиальные отложения и отложения морских террас; 7 – оси антиклиналей; 8 – оси синклиналей; 9 – надвиги

падной вергентности с левосдвиговой составляющей, погружающийся на восток под углом 50–55°. Движения по разлому Продольной долины неоднородны: надвиговые смещения в западном направлении составляют около 80% – и левосдвиговые смещения – около 20% [Bartier, 1985]. Севернее 24°10' с.ш. поднятие Берегового хребта не прослеживается, и Центральный хребт ограничен с востока крутым сбросом [Lallemand et al., 1999].

**Береговой хребт** соответствует северному сегменту дуги Лусон и сложен в основном миоцен-раннеплиоценовыми вулканическими островодужными образованиями (рис. 95). В составе этих образований преобладают андезиты и их туфы, характерны горизонты туфовых брекчий и туфоконгломератов (рис. 96а–д). Вулканические породы дуги Лусон перекрыты ранне-среднеплиоцен-раннеплейстоценовыми терригенными породами формации Такангу (см. рис. 95).

В основании формации Такангу базальные слои представлены батиальными аргиллитами с редкими прослоями тонкозернистых алевролитов, с горизонтами подводных оползней, которые залегают на островодужных образованиях со стратиграфическим перерывом. Базальные слои аргиллитов, залегающие на вулканогенных

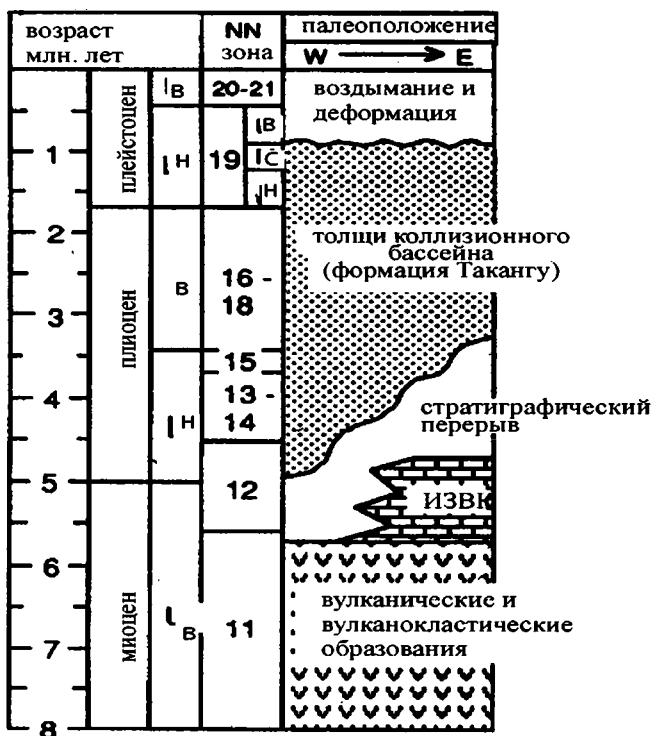
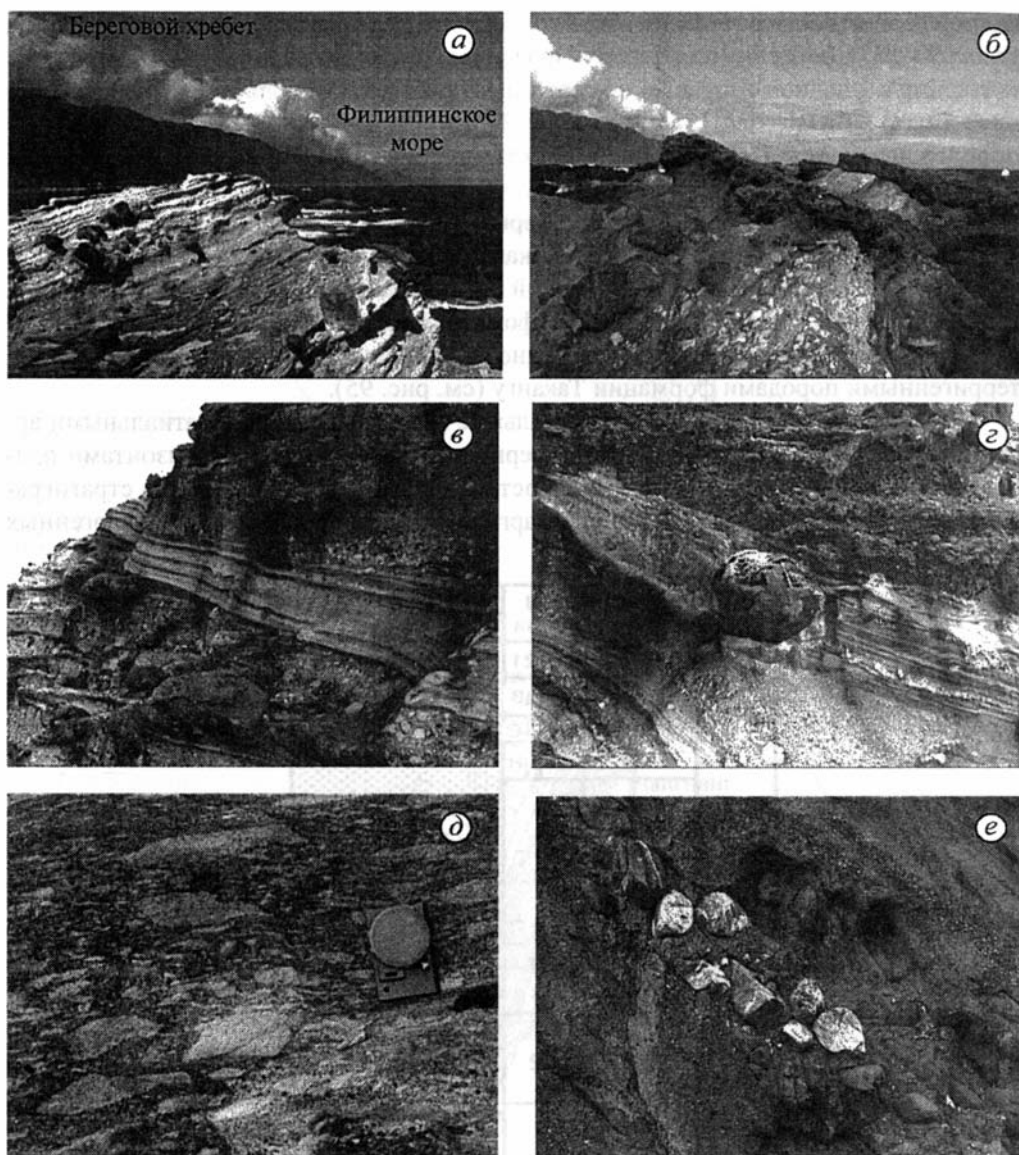


Рис. 95. Стратиграфическая схема для вулканических и осадочных пород в Береговом хребте, о. Тайвань, по: [Dorsey, 1992]

ИЗВК – известняки Кангку; NN зона – неогеновая наннофоссилияевая зона; В – верхний, С – средний, Н – нижний



**Рис. 96.** Островодужные образования (а–д) и терригенные толщи верхней части формации Такангу (е), перекрывающей комплексы дуги. Береговой хребет, остров Тайвань

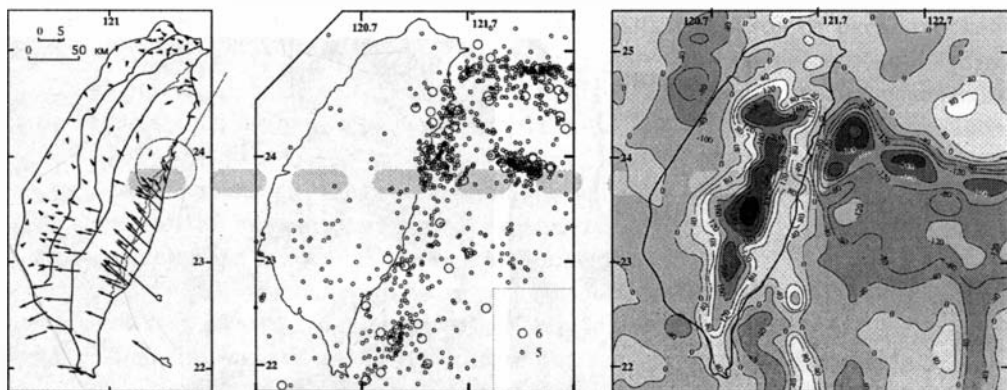
Коралловые известняки, образовавшиеся на вулканических брекчиях дуги, в настоящее время приподняты выше уровня моря (б); по материалам экспедиции 1999 г., фото автора

породах (зона NN11), датированы ранним плиоценом и содержат наннофиссилии зон NN12-13 или NN15 [Chi et al., 1981; Dorsey, 1992]. Контакт в основании базальных аргиллитов резкий, без переходных пачек, без признаков углового несогласия и

без размыва [Dorsey, 1992]. Только в одном из разрезов, где установлена резкая смена зон NN11 на NN19, наблюдается эрозионный рельеф высотой 50 см и конгломератовые слои в основании толщ тонкозернистых турбидитов, перекрывающих островодужные породы [Dorsey, 1992]. Характер описанного контакта позволяет заключить, что островодужные комплексы были резко погружены без деформаций на глубину до 2000 м, где происходило накопление дистальных турбидитов.

В составе ранне-среднеплиоцен-раннеплейстоценовой формации Такангу выделяются две части. Нижняя часть (нижний плиоцен) сложена аргиллитами и пелитами с редкими прослоями туфогенных тонкозернистых песчаников, с горизонтами подводных оползней и олистостром с обломками песчаников [Chi et al., 1981]. Верхняя часть (средний плиоцен – нижний плейстоцен) сложена песчаниками и аргиллитами с мощными пачками (до 500 м) конгломератов с обломками пелитов, кварцитов, основных и ультраосновных пород (рис. 96e) [Chi et al., 1981; Pelletier, 1985]. Состав обломочного материала в породах формации Такангу, сносимого с запада, со стороны континентальной окраины, меняется снизу вверх по разрезу [Chi et al., 1981]. В раннеплиоценовых породах в составе обломочного материала доминируют континентальные терригенные турбидиты, в позднеплиоценовых породах – метаморфизованные и деформированные терригенные породы, и собственно метаморфические породы фундамента – в самом конце позднего плейстоцена [Chi et al., 1981].

Структуры Берегового хребта все еще принадлежат плите Филиппинского моря и движутся относительно Евразии в северо-западном направлении  $314 \pm 8^\circ$  с.ш. со скоростью  $63 \pm 9$  мм/г (рис. 97a) [Yu et al., 1997]. В северном сегменте Берегового хребта (к северу от широты  $23^\circ 40'$  с.ш.) наблюдается резкое падение скорости до  $8\text{--}43$  мм/г и смена азимута движения на  $292\text{--}352^\circ$  с.ш. [Yu et al., 1997]. Конвергентное



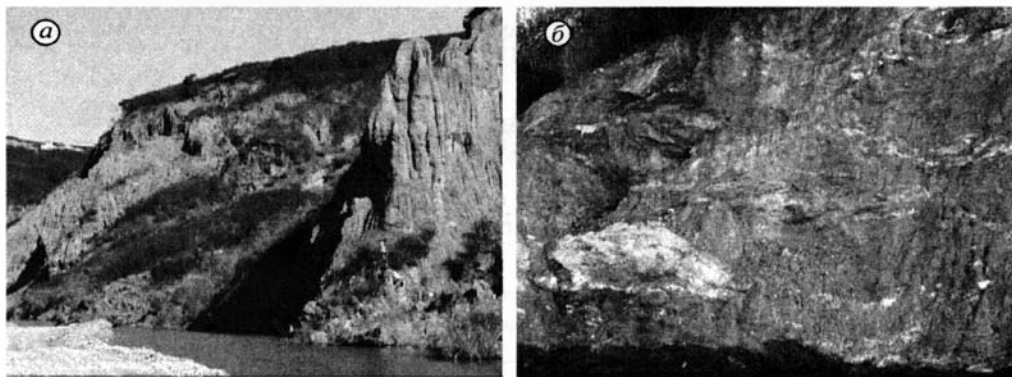
**Рис. 97.** Геофизические карты орогенной области о. Тайвань и дуги Лусон

а – карта распределения векторов скоростей горизонтального перемещения блоков относительно о. Пайша (окраина Китая); составлена с упрощениями по: [Yu et al., 1997]; б – карта сейсмичности региона с учетом землетрясений с  $M > 5$ , по данным ТТСН за 1905–1973 гг.; в – карта гравитационных аномалий в свободном воздухе, по: [Hsu et al., 1998]

сближение плит здесь реализуется в пределах острова со скоростью около 3 см/г вдоль разлома Продольной долины [Angelier et al., 1997] и 1,7 см/г вдоль надвигов Берегового хребта [Yu et al., 1997]. Севернее 24° с.ш. конвергентное сближение плит наблюдается со скоростью около 8 см/г в пределах акватории к востоку от о-ва Тайвань [Yu et al., 1997].

В западной части дуги, вдоль разлома Продольной долины, вскрыты образования меланжа Личи, содержащие обломки осадочных пород континентальной окраины, вулканических пород дуги и среднемиоценовых офиолитов в деформированном пелитовом матриксе среднего плиоцена (рис. 98) [Chi et al., 1981; Hsu, 1988]. В составе офиолитовых блоков меланжа Личи, известных как “офиолиты Восточного Тайваня” [Liou et al., 1977], присутствуют ультраосновные породы, блоки серпентинитов и серпентинитовых брекчий, амфиболиты, пегматитовые габбро, реже – пироксены, анортозиты, плагиограниты, подушечные лавы базальтов и радиолариты [Liou et al., 1977; Pelletier, 1985].

Один из крупных блоков офиолитов меланжа Личи расположен к востоку от г. Куаншань. В составе блока выделяются две части, разделенные зоной пелагических красных аргиллитов [Liou et al., 1977; Suppe et al., 1981; Pelletier, 1985]. Нижняя часть блока сложена брекчиями габбро, базальтов и серпентинизированных перидотитов. Эти породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Верхняя часть блока сложена брекчиями подушечных лав базальтов в красном аргиллитовом матриксе. Эти породы метаморфизованы в цеолитовой фации. Красные аргиллиты в составе блока датированы средним миоценом [Huang et al., 1979]. Считается, что этот блок представляет собой фрагмент толщи брекчий мощностью до 500 м, сформированных при разрушении пород океанического дна [Suppe et al., 1981].



**Рис. 98.** Образования меланжа Личи, о. Тайвань

*а* – характерная поверхность выветривания матрикса меланжа; *б* – тектонизированные блоки в рассланцованном пелитовом матриксе меланжа; Продольная долина, к северу от г. Тайтунг; экспедиция 1999 г., фото автора

Офиолитовые блоки меланжа Личи, как полагают, сформировались на большой глубине, у подножия приподнятого выступа океанического дна, в зоне пересечения двух разломных зон: трансформной и аккреционной [Liou et al., 1977; Suppe et al., 1981]. Кроме того, окатанные обломки офиолитовых пород вместе с обломками андезитов, турбидитов и известняков с кораллами и фораминиферами присутствуют в составе конгломератов, которые образуют блоки в составе меланжа Личи [Pelletier, 1985]. Это позволяет предположить, что офиолитовые брекчии и фрагменты океанической коры претерпели дополнительные этапы разрушения и перетолжения до окончательного формирования меланжа Личи. Перенос фрагментов офиолитовых пород, как считают, шел с северо-запада [Pelletier, 1985]. Возраст меланжа Личи определяется как нижне-среднеплиоценовый (зона NN15) [Barrier, Muller, 1984].

Начало формирования меланжа Личи в конце нижнего плиоцена происходит около 4–3 млн. лет назад, вскоре после резкого проседания структур дуги в конце миоцена – начале плиоцена, и совпадает по времени с началом накопления в области дуги толщи терригенных пород нижнего–среднего плиоцена, перекрывающих островодужные образования (см. рис. 95) [Pelletier, 1985; Dorsey, 1992].

В орогенной области Тайвань тектонически совмещены образования континентальной окраины Азии и дуги Лусон (см. рис. 87а). Ниже рассматривается, какие деформации взаимодействующих плит сопровождают латеральный переход от зоны активной субдукции плиты Южно-Китайского моря под дугу Лусон на юге к зоне активной коллизии дуга–континент на севере, в районе о-ва Тайвань.

### 3.2.5. Структурное положение дуги Лусон

Структурные изменения, наблюдающиеся в северном направлении вдоль западного края дуги Лусон, отражают последовательный переход от океанической субдукции в Южном Китайском море к поддвигу континентальной окраины Китая (рис. 99а). На широте около 21° с.ш. во фронте дуги расположена океаническая аккреционная призма (рис. 99б), отделенная от дуги преддуговым бассейном Северного Лусонского трога (рис. 100, 101а). В гравитационном поле структурам аккреционной призмы соответствует негативная аномалия (см. рис. 86 II).

Севернее 21°20' с.ш., в дуге Лусон прекращается современный вулканизм, а морфология и структура аккреционной призмы меняются. Подводный хребет Хенгчун представляет собой приподнятую часть деформированной океанической аккреционной призмы (см. рис. 99а, б) [Reed et al., 1992; Huang et al., 1997; Malavieille et al., 2002], которой соответствует небольшая положительная гравитационная аномалия (см. рис. 86 III). Севернее 22° с.ш., полуостров Хенгчун представляет северное продолжение одноименного подводного хребта, поднятое выше уровня моря (см. рис. 100, 101б).

Подводный хребет и полуостров Хенгчун на западе граничат с современной коллизионной призмой, сложенной главным образом осадочными породами континентальной окраины (нижний склон Каопинг) (см. рис. 99а) [Reed et al., 1992; Liu et al., 1997;

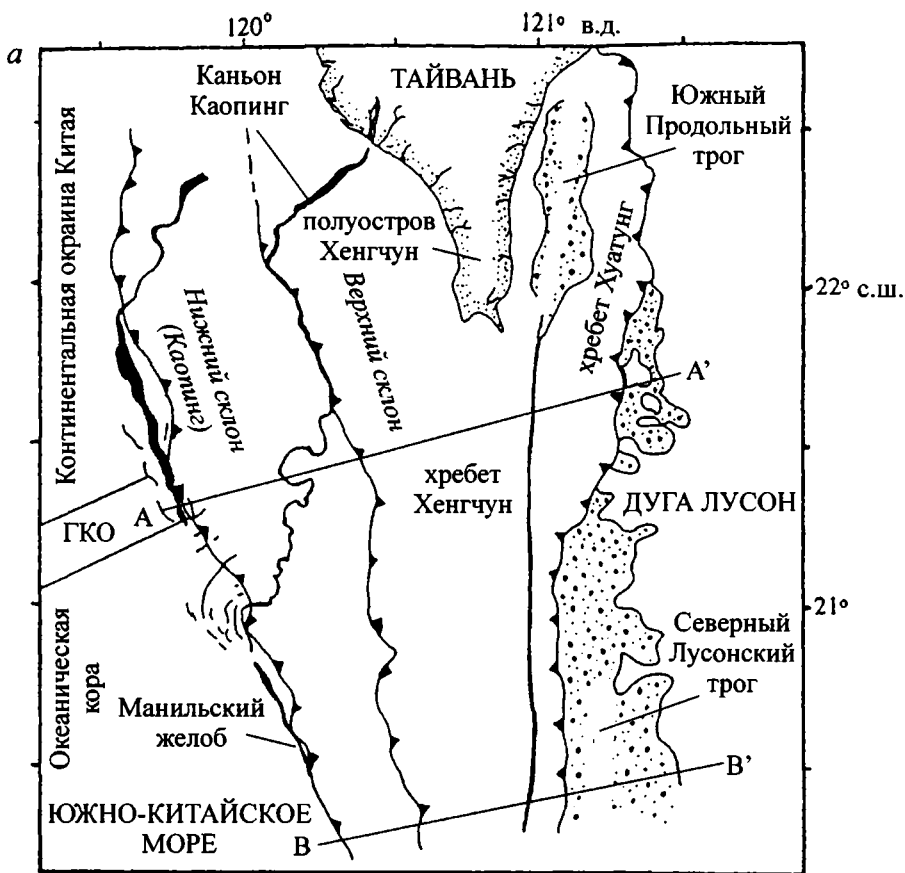


Рис. 99. Строение офшорной области к югу от острова Тайвань и интерпретации сейсмических профилей, по: [Reed et al., 1992]

*a* – схема строения офшорной области; *б* – интерпретации сейсмических профилей; показаны структурные изменения в строении преддуговой области при переходе из зоны океанической субдукции (BB') к зоне ранних стадий коллизии дуги Лусон с континентальной окраиной Китая (AA'); *в* – интерпретированный сейсмический профиль через структуры нижнего склона; линии показывают надвиги прямой и обратной вергентности; ГКО – граница континент–океан в поддвигающейся плите Евразии; BSR – отражающая площадка в шарнире складок

Huang et al., 1997]. Граница между структурами коллизионной призмы склона Каопинг и деформированной аккреционной океанической призмой хребта Хенгчун выражена в офшорной зоне к югу от Тайваня как перегиб в склоне призмы, которому соответствует внесерийный надвиг (hors sequences) (см. рис. 99б). На суше продолжением надвига служит разломная зона Лишань–Лаонунг–Хенгчун западной вер-



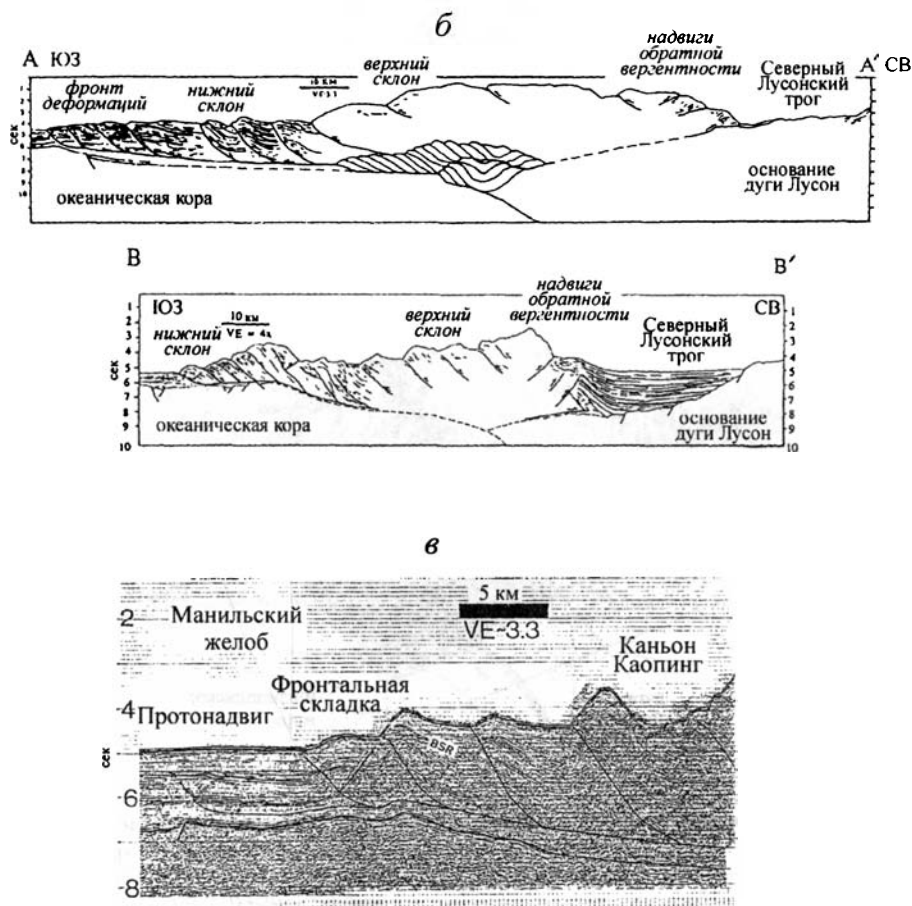
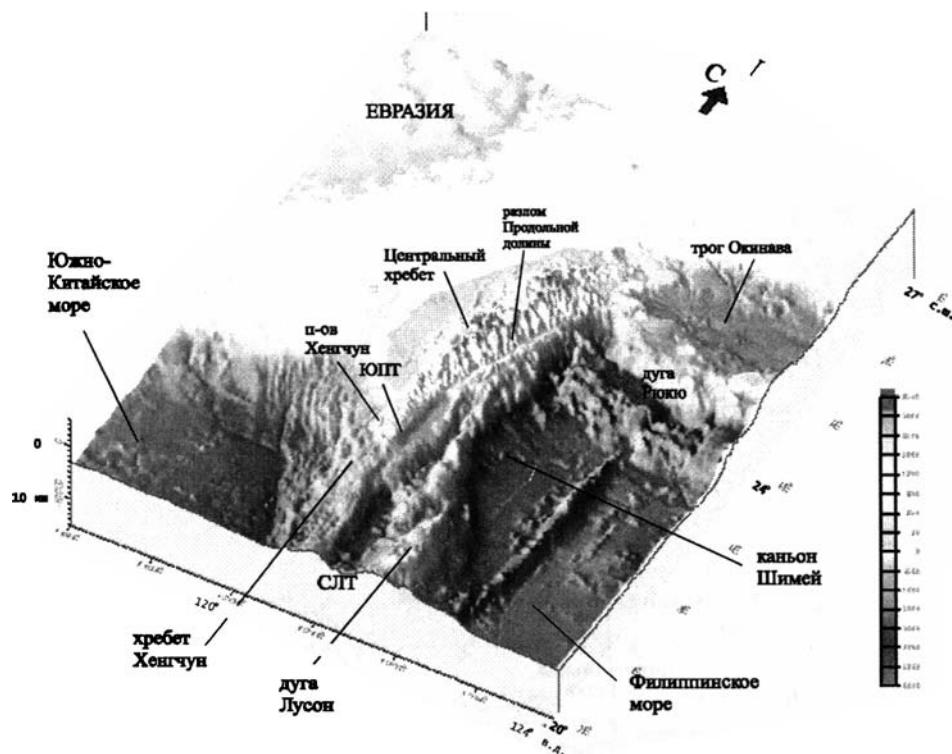


Рис. 99 (окончание)

гентности. В структуре призмы Каопинг установлена серия сопряженных пар надвигов прямой и обратной вергентности (рис. 99в).

Структуры деформированной призмы хребта Хенгчун приподняты и надвинуты на восток на образования преддугового бассейна Северного Лусонского трога [Reed et al., 1992] (см. рис. 99а, б). Севернее, к востоку от п-ова Хенгчун расположен современный коллизийный бассейн (Южный Продольный трог) и подводный хребет Хуатунг (см. рис. 99а) [Reed et al., 1992; Malavieille et al., 2002]. Южный Продольный трог расположен на южном продолжении Продольной долины о-ва Тайвань, но глубже ее на 1000 м (см. рис. 100). Трог заполнен осадочными отложениями, поступающими с запада с орогенных поднятий о-ва Тайвань, и отличается от преддугового бассейна (Северный Лусонский трог), который заполняется вулканокластическим материалом, поступающим с востока с дуги Лусон (см. рис. 99а). В структуре восточного склона Южного Продольного трога установлены надвиги восточной вергентности



**Рис. 100.** Рельеф орогенной области о. Тайвань и дна прилегающих акваторий  
СЛТ – Северный Лусонский трог; ЮПТ – Южный Продольный трог

[Lundberg et al., 1997]. Хребет Хуатунг, расположенный к востоку от Южного Продольного трога, сложен интенсивно деформированными осадочными образованиями, сходными с породами меланжа Личи [Malavieille et al., 2002]. Структуры хребта надвинуты в восточном направлении на дугу Лусон (см. рис. 99а, б).

Скорость конвергенции к югу от г. Тайтунг составляет 4 см/г [Yu et al., 1997]. Основное сокращение на этой широте (22°40' с.ш.) в поверхностных структурах осуществляется вдоль надвига восточной вергентности в основании хр. Хуатунг и частично за счет смятия и надвигообразования в пределах хребта (см. рис. 101б) [Malavieille et al., 2002]. На более глубоких коровых уровнях сокращение реализуется вдоль надвига западной вергентности, расположенного вдоль западного основания дуги Лусон. Здесь концентрируются центры мелкофокусных землетрясений, которые маркируют зону разрывных нарушений в плите Филиппинского моря, погружающуюся на восток под дугу до глубины 30 км (рис. 102). Эти деформации регистрируются к северу от широты 21°30' с.ш., и соответствуют зоне поддвига преддугового блока [Tang et al., 2000].

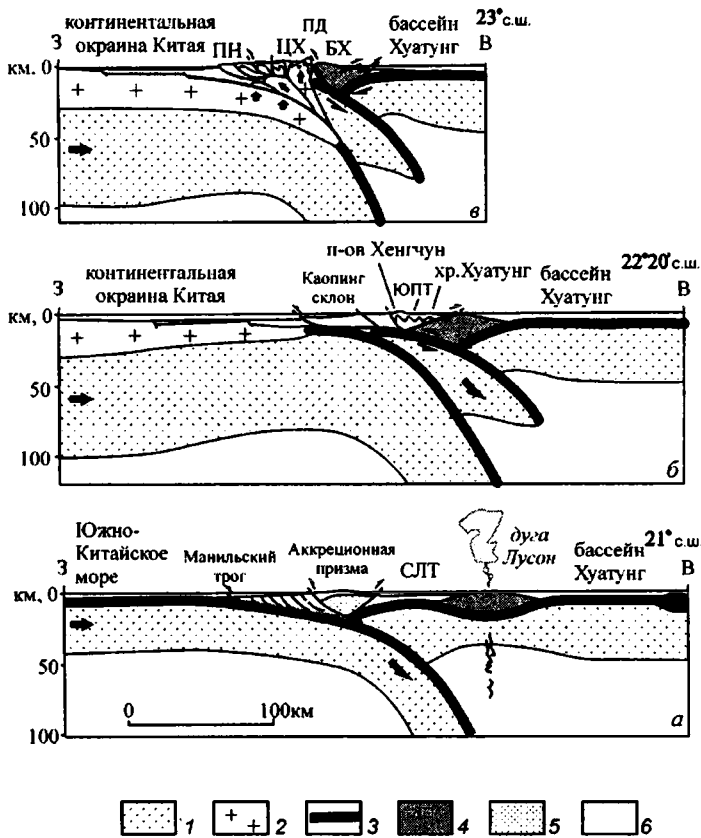
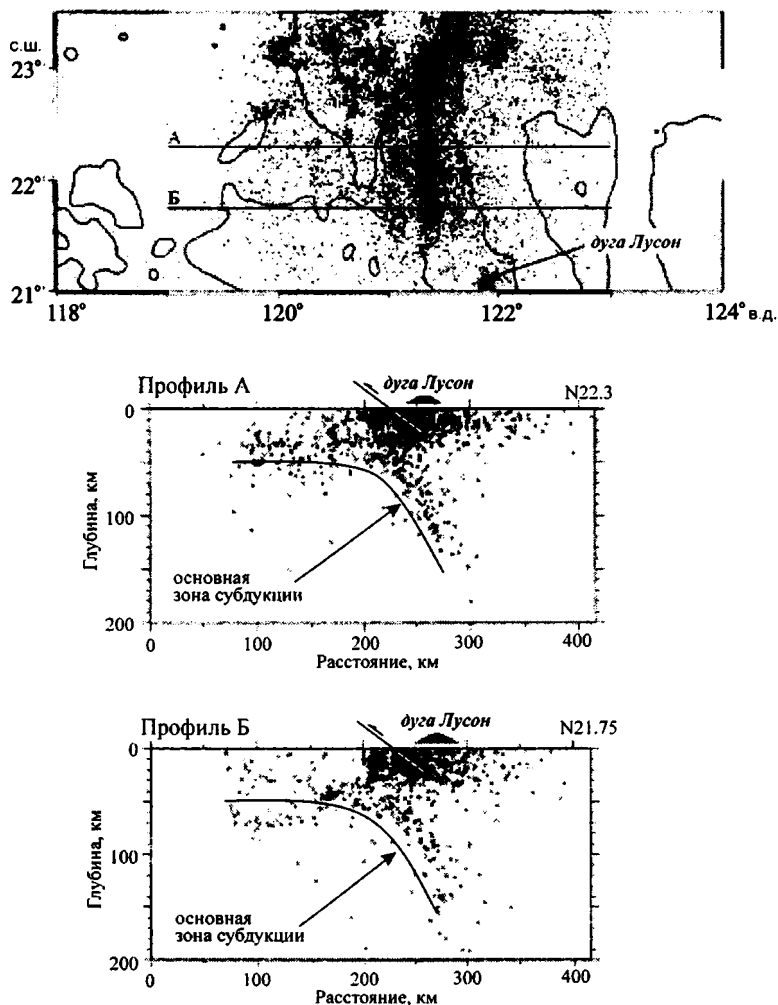


Рис. 101. Схематические разрезы через дугу Лусон (а) и орогенную область о. Тайвань (б, в), по: [Malavieille et al., 2002], с изменениями

1 – литосферная мантия; 2 – континентальная кора; 3 – океаническая кора; 4 – вулканические комплексы дуги; 5 – образования аккреционной океанической призм; 6 – образования коллизионной призм; ПН – Прибрежная низменность; ЦХ – Центральный хребет; БХ – Береговой хребет; ПД – Продольная долина; остальные уловные см. рис. 87, 100; положение разрезов показано на рис. 87

С широты 22°40' до 24° с.ш. расположена зона, где процесс коллизии находится на завершающих этапах развития, преддуговой блок на поверхности отсутствует и полностью пододвинут под дугу (см. рис. 100, 101в). Структуры северного сегмента дуги Лусон, слагающие поднятие Берегового хребта, надвинуты в позднем плейстоцене на запад, на эксгумированные метаморфические породы фундамента Центрального хребта [Chi et al., 1981] вдоль разлома Продольной Долины (см. рис. 100). Меланж Личи, вскрытый вдоль разлома, интерпретируется как олистостромовый син-тектонический меланж, сформированный в процессе коллизии дуга-континент [Huang et al., 1992]. В пределах поднятия Берегового хребта и на его восточном подводном склоне выделяются тектонические блоки, сложенные породами дуги, междугловых прогибов и интенсивно деформированными образованиями преддугового бассейна.



**Рис. 102.** Распределение очагов землетрясений в регионе к югу от о. Тайвань, по: [Tang et al., 2000]

Карта сейсмичности (землетрясения с магнитудой  $M > 3$  для глубин от 0 до 30 км); профили А и В распределения гипоцентров землетрясений вкрест простирания дуги Лусон. Мелкофокусные землетрясения концентрируются в зоне разрушения плиты Филиппинского моря по разлому западной вергентности вдоль западного основания дуги. Эти деформации развиваются в результате поддвига преддугового блока под дугу

Каньоны Шимей и Тайтунг, пересекающие структуры дуги, разносят обломочный материал из области метаморфических пород Центрального хребта и дуги в северо-западную часть бассейна Хуатунг Филиппинского моря до желоба дуги Рюкю (см. рис. 100) [Malavieille et al., 2002]. Структуры северного сегмента дуги Лусон в настоящее время сорваны с океанического основания плиты Филиппинского моря вдоль

надвигов восточной и юго-восточной вергентности, расположенных в основании подводного склона поднятия Берегового хребта (см. рис. 86 IV, 87а) [Lallemant, 1999; Liu et al., 1999; Malavieille et al., 2002]. Аккреция северного сегмента дуги Лусон сопровождалась вращением блоков дуги вокруг вертикальной оси по часовой стрелке на 25–30°, что подтверждается палеомагнитными данными [Lee et al., 1991a, б].

Из вышесказанного следует, что вдоль простираения дуги Лусон наблюдается переход от активной океанической субдукции на юге к коллизии дуга–континент на севере (см. рис. 101). Южный сегмент дуги Лусон (к югу от 21°20' с.ш.) ограничен с запада преддуговым бассейном (Северный Лусонский трог) и океанической аккреционной призмой, формирующейся вдоль Манильского трога в процессе субдукции литосферы Южно-Китайского моря.

В центральном сегменте дуги (21°20'–22°40' с.ш.) процесс коллизии находится на раннем этапе развития, и континентальная окраина Китая еще не достигла зоны субдукции. Дуга Лусон не деформирована, но вулканизм в ней прекратился, а деформации локализуются в преддуговой области. Основание преддугового литосферного блока частично пододвинуто под дугу по надвигам западной вергентности в основании дуги. В верхних коровых горизонтах преддуговой области океаническая аккреционная призма подверглась сжатию и приподнята (хребет и п-ов Хенгчун), в ее фронте (на западе) формируется коллизионная призма сложенная осадками континентального склона (склон Каопинг). Деформированная призма хребта Хенгчун надвигается на призму склона Каопинг по внесерийному надвигу западной вергентности и по надвигу восточной вергентности на образования преддугового бассейна Северного Лусонского трога.

На широте полуострова Хенгчун деформации преддуговой области еще более интенсивные. К востоку от деформированной призмы, слагающей структуры полуострова, расположены коллизионный бассейн (Южный Продольный трог) и его восточная деформированная часть (хребет Хуатунг). Структуры хребта Хуатунг надвинуты по надвигу обратной вергентности на дугу Лусон. Переход от центрального к северному сегменту дуги Лусон наблюдается на широте г. Тайтунг (22°40' с.ш.).

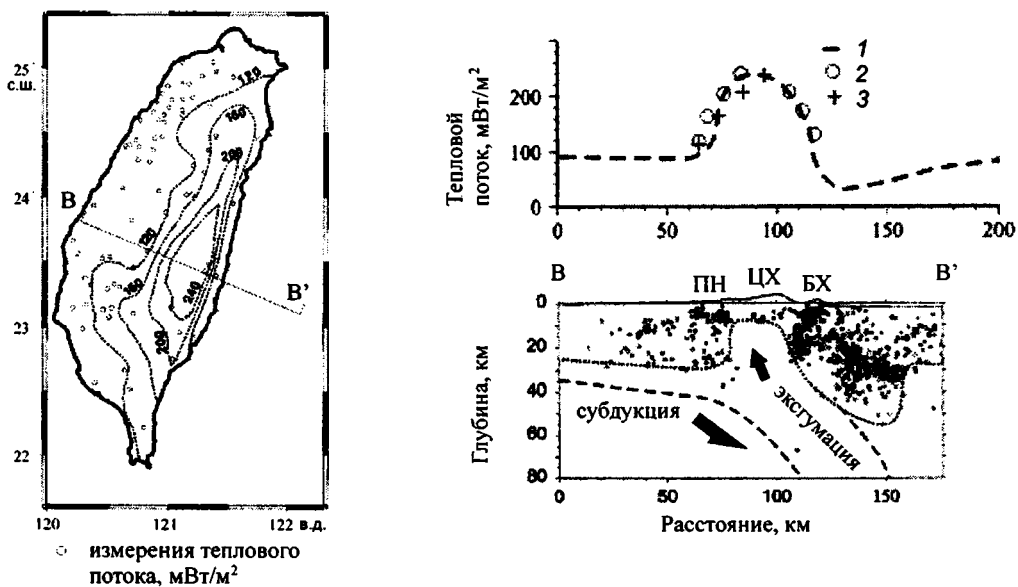
В северном сегменте (22°40'–24°10' с.ш.) процесс коллизии находится на завершающих этапах развития. Структуры дуги (Береговой хребет) деформированы и надвинуты на эксгумированные метаморфические образования Центрального хребта, преддуговой блок полностью пододвинут под дугу, наблюдаются признаки начала субдукции плиты Филиппинского моря под дугу в западном направлении.

### **3.2.6. Деформация литосферы под орогенной областью о. Тайвань**

Современные исследования вдоль центрального сегмента дуги Лусон и в орогенной области о-ва Тайвань позволяют восстановить структуру литосферы в этом регионе и свидетельствуют об активных процессах деформации плит Евразии и Филиппинского моря.

Данные распределения скоростных аномалий и сейсмичности в верхней части литосферы под орогенной областью о-ва Тайвань интерпретируются большинством исследователей как результат поддвига континентального шельфа Евразии, прослеженного под островом на восток, до восточной части Центрального хребта [Roeker et al., 1987; Rau, Wu, 1995; Lin, Roeker, 1998, 1999; Lin, 2000]. Согласно данным томографических исследований, севернее  $23^\circ$  с.ш. субдуцированная часть Евразийской плиты погружается под большую часть о-ва Тайвань, достигая глубин  $\sim 670$  км [Lallemant et al., 2001].

Комплекс Тананао в восточной части Центрального хребта, сложенный метаморфическими породами фундамента окраины Азии, рассматривается рядом исследователей как блок континентальной коры, эксгумированной в результате субдукции плиты Евразии в ходе коллизии окраины с дугой Лусон [Lin et al., 1998; Lin, Roeker, 1998, 1999; Lin, 2000; Malavieille et al., 2002]. Процесс эксгумация разогретого континентального блока в восточной части Центрального хребта активен в настоящее время [Lin et al., 1998; Lin, Roeker, 1998, 1999; Lin, 2000]. Это подтверждается асейсмичностью и высоким тепловым потоком в этой области (рис. 103), высокой скоростью



**Рис. 103.** Карта распределения теплового потока для о. Тайвань и профили вдоль линии  $BB'$ , по: [Lin, 2000]

Вверху справа – кривые распределения теплового потока: 1 – расчетная, 2 – измеренная, (карта  $BB'$ ), 3 – по: [Dahlen, Wang, 1989]; внизу – сейсмичность; область эксгумации континентального блока Центрального хребта асейсмична; мелкофокусные землетрясения концентрируются к востоку от основной зоны субдукции и могут маркировать перемещения вдоль поверхности преддугового блока, пододвинутого под дугу (ср. с рис. 102); ПН – прибрежная низменность; ЦХ – поднятие Центрального хребта; БХ – Береговой хребет

вертикального ее воздымания (36–42 мм/г), состоянием поверхностного горизонтального растяжения (наличие сбросов) и изостатической неуровненностью региона [Lin, 2000]. Подъем разогретого блока объясняет развитие синколлизийных процессов зеленосланцевого метаморфизма в осадочных породах аккреционной призмы.

Под Береговым хребтом о-ва Тайвань расположена зона высокой сейсмичности (рис. 104). В этой зоне мощность коры резко увеличена до 50 км [Yeh et al., 1998], по сравнению с мощностью коры до 35–40 км под Центральным хребтом на западе и около 12 км под бассейном Хуатунг в Филиппинском море на востоке [Hetland and Wu, 1998]. Структуры дуги Лусон аккретированы к континентальной окраине в поднятии Берегового хребта, а преддуговой блок пододвинут под дугу. На широте  $\sim 23^\circ$  с.ш. перемещения вдоль поверхности преддугового блока (см. рис. 101в) маркированы зоной высокой сейсмичности до глубины  $\sim 35$  км (см. рис. 86 III, 103). В северном сегменте Берегового хребта (севернее  $23^\circ 60'$  с.ш.), структуры аккретированной дуги Лусон почти не движутся относительно окраины континента (см. рис. 97а). Современные активные деформации смещены к востоку от Берегового хребта и концентрируются в пределах плиты Филиппинского моря, где по данным сейсмического профилирования в поверхностных структурах установлены надвиги восточной вергентности вдоль восточного основания дуги [Lallemand, 1999; Liu et al., 1999; Malavieille et al., 2002]. Фокальные механизмы землетрясений глубиной до 60 км к востоку от Берегового хребта (севернее  $23^\circ 60'$  с.ш.) (см. рис. 97б) также соответствуют пологим надвигам восточной вергентности (см. рис. 86 IV, 104) [Wu et al., 1997]. В офшорной зоне к востоку от северного Берегового хребта расположен гравитаци-

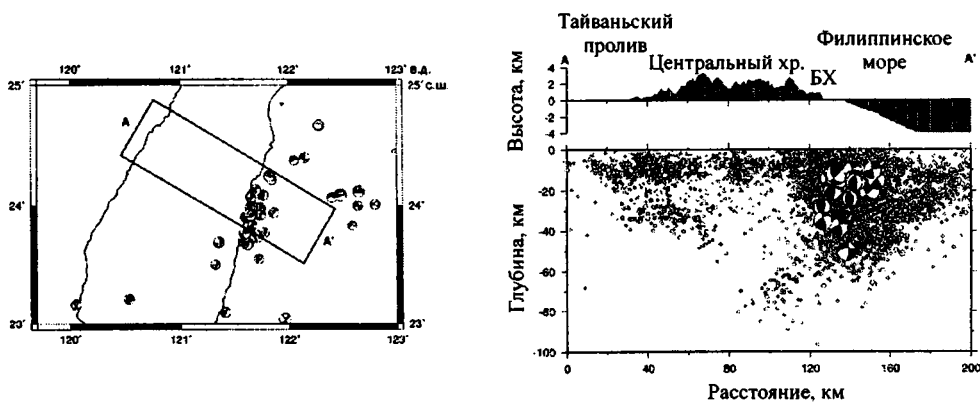
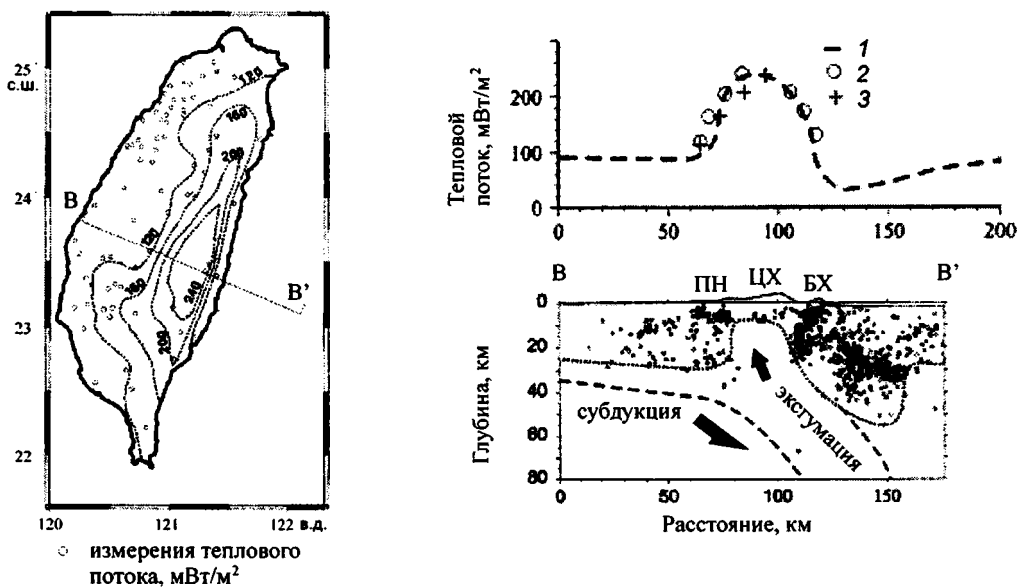


Рис. 104. Фокальные механизмы землетрясений ( $5 < M < 6$ ) в северной части Берегового хребта и профиль распределения гипоцентров землетрясений вкост о. Тайвань, по: [Wu et al., 1997]

Землетрясения концентрируются вдоль зоны разрушения плиты Филиппинского моря вдоль восточного края дуги и поддвига плиты под дугу в западном направлении; БХ – Береговой хребет

Данные распределения скоростных аномалий и сейсмичности в верхней части литосферы под орогенной областью о-ва Тайвань интерпретируются большинством исследователей как результат поддвига континентального шельфа Евразии, прослеженного под островом на восток, до восточной части Центрального хребта [Roeker et al., 1987; Rau, Wu, 1995; Lin, Roeker, 1998, 1999; Lin, 2000]. Согласно данным томографических исследований, севернее 23° с.ш. субдуцированная часть Евразийской плиты погружается под большую часть о-ва Тайвань, достигая глубин ~670 км [Lallemant et al., 2001].

Комплекс Тананао в восточной части Центрального хребта, сложенный метаморфическими породами фундамента окраины Азии, рассматривается рядом исследователей как блок континентальной коры, эксгумированной в результате субдукции плиты Евразии в ходе коллизии окраины с дугой Лусон [Lin et al., 1998; Lin, Roeker, 1998, 1999; Lin, 2000; Malavieille et al., 2002]. Процесс эксгумация разогретого континентального блока в восточной части Центрального хребта активен в настоящее время [Lin et al., 1998; Lin, Roeker, 1998, 1999; Lin, 2000]. Это подтверждается асейсмичностью и высоким тепловым потоком в этой области (рис. 103), высокой скоростью



**Рис. 103.** Карта распределения теплового потока для о. Тайвань и профили вдоль линии ВВ', по: [Lin, 2000]

Вверху справа – кривые распределения теплового потока: 1 – расчетная, 2 – измеренная, (карта ВВ'), 3 – по: [Dahlen, Barr, 1989]; внизу – сейсмичность; область эксгумации континентального блока Центрального хребта асейсмична; мелкофокусные землетрясения концентрируются к востоку от основной зоны субдукции и могут маркировать перемещения вдоль поверхности преддугового блока, пододвинутого под дугу (ср. с рис. 102); ПН – прибрежная низменность; ЦХ – поднятие Центрального хребта; БХ – Береговой хребет



вертикального ее воздымания (36–42 мм/г), состоянием поверхностного горизонтального растяжения (наличие сбросов) и изостатической неуровновешенностью региона [Lin, 2000]. Подъем разогретого блока объясняет развитие синколлизийных процессов зеленосланцевого метаморфизма в осадочных породах аккреционной призмы.

Под Береговым хребтом о-ва Тайвань расположена зона высокой сейсмичности (рис. 104). В этой зоне мощность коры резко увеличена до 50 км [Yeh et al., 1998], по сравнению с мощностью коры до 35–40 км под Центральным хребтом на западе и около 12 км под бассейном Хуатунг в Филиппинском море на востоке [Hetland and Wu, 1998]. Структуры дуги Лусон аккрецированы к континентальной окраине в поднятии Берегового хребта, а преддуговой блок пододвинут под дугу. На широте  $\sim 23^\circ$  с.ш. перемещения вдоль поверхности преддугового блока (см. рис. 101в) маркированы зоной высокой сейсмичности до глубины  $\sim 35$  км (см. рис. 86 III, 103). В северном сегменте Берегового хребта (севернее  $23^\circ 60'$  с.ш.), структуры аккрецированной дуги Лусон почти не движутся относительно окраины континента (см. рис. 97а). Современные активные деформации смещены к востоку от Берегового хребта и концентрируются в пределах плиты Филиппинского моря, где по данным сейсмического профилирования в поверхностных структурах установлены надвижки восточной вергентности вдоль восточного основания дуги [Lallemand, 1999; Liu et al., 1999; Malavieille et al., 2002]. Фокальные механизмы землетрясений глубиной до 60 км к востоку от Берегового хребта (севернее  $23^\circ 60'$  с.ш.) (см. рис. 97б) также соответствуют пологим надвижкам восточной вергентности (см. рис. 86 IV, 104) [Wu et al., 1997]. В офшорной зоне к востоку от северного Берегового хребта расположен гравитаци-

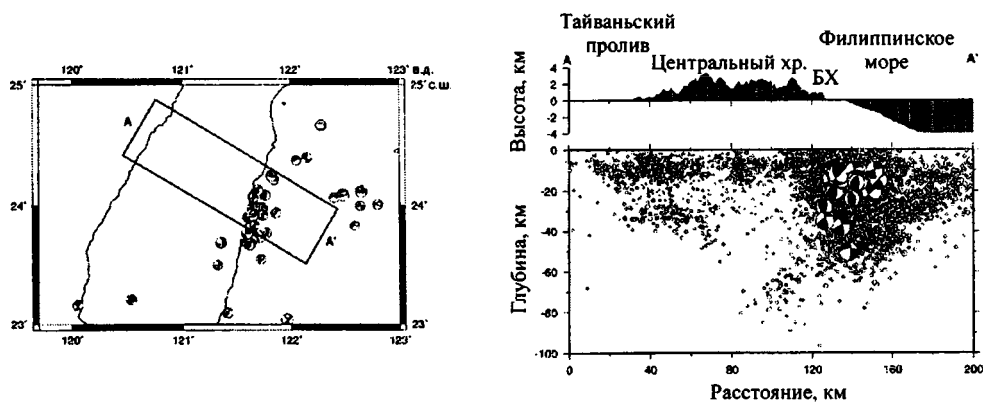


Рис. 104. Фокальные механизмы землетрясений ( $5 < M < 6$ ) в северной части Берегового хребта и профиль распределения гипоцентров землетрясений вкост о. Тайвань, по: [Wu et al., 1997]

Землетрясения концентрируются вдоль зоны разрушения плиты Филиппинского моря вдоль восточного края дуги и поддвига плиты под дугу в западном направлении; БХ – Береговой хребет

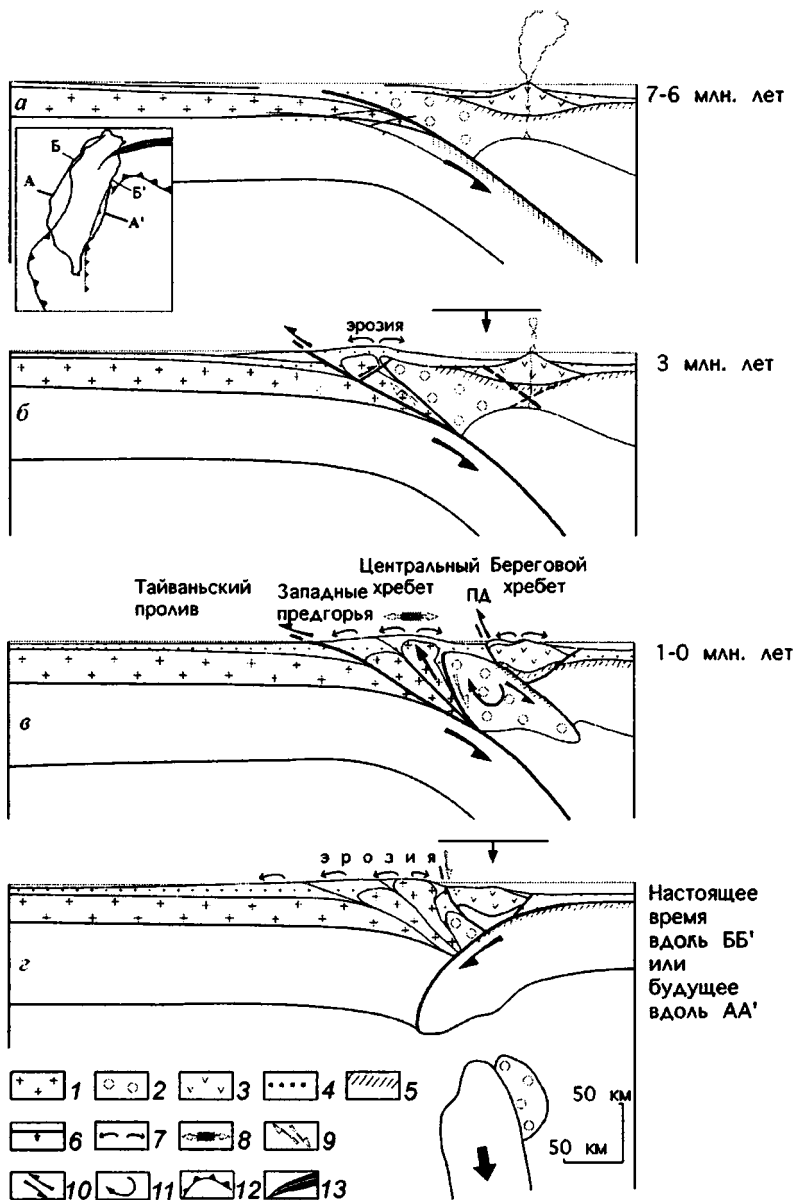
онный минимум (до 200 мГал) (см. рис. 97б), который соответствует области интенсивного прогибания, выраженного в виде глубокой, заполненной осадками депрессии Хопинг [Lallemant et al., 1995]. Томографические данные в этой зоне свидетельствуют о наличии высокоскоростной аномалии на глубине 10–20 км, погружающейся на север под западное окончание дуги Рюкю и на запад под северную часть орогена Тайваня (севернее 23,6° с.ш.) [Hsu, 1999]. Вышесказанное позволяет заключить, что к востоку от о-ва Тайвань происходит резкое изгибание и разрушение плиты Филиппинского моря вокруг входящего угла между системой дуг Лусон и Рюкю, определяющее начало поддвига плиты на запад под орогенную область северной части острова.

### 3.2.7. Двухмерная модель коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии

Процесс коллизии северной части дуги Лусон с континентальной окраиной Азии включает несколько главных событий деформации литосферы двух взаимодействующих плит – Евразии и Филиппинского моря: 1) субдукция континентальной окраины; разрушение, аккреция и эксгумация блоков континентальной коры; 2) разрушение плиты Филиппинского моря в области дуги по разлому западной вергентности, подвиг преддугового блока, аккреция дуги к окраине; 3) разрушение плиты Филиппинского моря вдоль восточного края дуги по разлому восточной вергентности и инверсия субдукции; 4) отрыв плиты Евразии на глубине в результате поддвига плиты Филиппинского моря. Эти процессы находят объяснение с точки зрения физического моделирования (см. главу 2) и подтверждаются данными о синколлизийных структурных, метаморфических, магматических преобразованиях в орогенной области о-ва Тайвань.

В палеогене структура континентальной окраины Азии подверглась растяжению с образованием системы горстов и грабенов, в которых происходило накопление мелководно-морских толщ эоцена и олигоцена. В олигоцене начинается раскрытие Южно-Китайского моря. В структуре окраины этому этапу соответствует несогласие между эоценовыми и миоценовыми толщами (Центральный хребет). В раннем миоцене закладывается зона поддвига океанической литосферы Южно-Китайского моря под плиту Филиппинского моря вдоль Манильского трога, что приводит к формированию дуги Лусон. В пределах континентальной окраины в раннем–среднем миоцене накапливаются дистальные турбидиты фации континентальных подножий (рис. 105а).

В позднем миоцене структуры континентальной окраины Азии достигают палеожелоба, деформируются и последовательно аккретируются во фронтальной части надвигающейся плиты (рис. 105б). В процессе надвигообразования и складчатости породы осадочных толщ и дотретичного основания континентальной окраины подвергаются прогрессивному метаморфизму. Процесс последовательной аккреции блоков континентальной коры в ходе поддвига окраины и процессы эрозии на поверхности совместно создают условия для эксгумации континентальных блоков.



**Рис. 105.** Геодинамическая модель коллизии дуги Лусон с окраиной Азии в позднем кайнозое, по: [Chemenda et al., 1997a, 20016]

Эволюционные профили расположены вдоль линии А-А', показанной на врезке; 1 – континентальная кора; 2 – преддуговой блок; 3 – вулканические породы дуги Лусон; 4 – осадки; 5 – океаническая кора; 6 – режим проседания; 7 – воздымание и эрозия; 8 – обстановки растяжения; 9 – образование сбросов; 10 – относительные перемещения блоков; 11 – вращение блоков; на врезке: 12 – зона субдукции, 13 – рифт Окинава; ПД – разлом Продольной долины

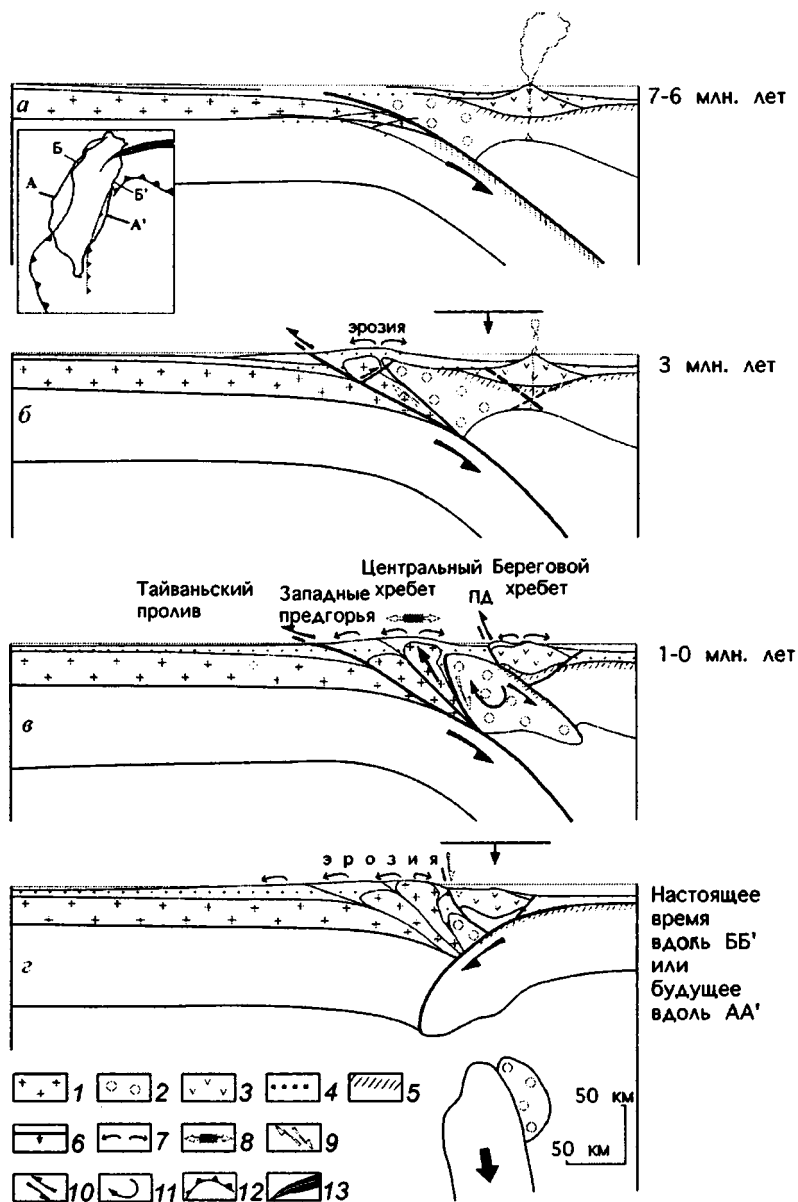
онный минимум (до 200 мГал) (см. рис. 97в), который соответствует области интенсивного прогибания, выраженного в виде глубокой, заполненной осадками депрессии Хопинг [Lallemant et al., 1995]. Томографические данные в этой зоне свидетельствуют о наличии высокоскоростной аномалии на глубине 10–20 км, погружающейся на север под западное окончание дуги Рюкю и на запад под северную часть орогена Тайваня (севернее 23,6° с.ш.) [Hsu, 1999]. Вышесказанное позволяет заключить, что к востоку от о-ва Тайвань происходит резкое изгибание и разрушение плиты Филиппинского моря вокруг входящего угла между системой дуг Лусон и Рюкю, определяющее начало поддвига плиты на запад под орогенную область северной части острова.

### 3.2.7. Двухмерная модель коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии

Процесс коллизии северной части дуги Лусон с континентальной окраиной Азии включает несколько главных событий деформации литосферы двух взаимодействующих плит – Евразии и Филиппинского моря: 1) субдукция континентальной окраины; разрушение, аккреция и эксгумация блоков континентальной коры; 2) разрушение плиты Филиппинского моря в области дуги по разлому западной вергентности, подвиг преддугового блока, аккреция дуги к окраине; 3) разрушение плиты Филиппинского моря вдоль восточного края дуги по разлому восточной вергентности и инверсия субдукции; 4) отрыв плиты Евразии на глубине в результате поддвига плиты Филиппинского моря. Эти процессы находят объяснение с точки зрения физического моделирования (см. главу 2) и подтверждаются данными о синколлизийных структурных, метаморфических, магматических преобразованиях в орогенной области о-ва Тайвань.

В палеогене структура континентальной окраины Азии подверглась растяжению с образованием системы горстов и грабенных, в которых происходило накопление мелководно-морских толщ эоцена и олигоцена. В олигоцене начинается раскрытие Южно-Китайского моря. В структуре окраины этому этапу соответствует несогласие между эоценовыми и миоценовыми толщами (Центральный хребет). В раннем миоцене закладывается зона поддвига океанической литосферы Южно-Китайского моря под плиту Филиппинского моря вдоль Манильского трога, что приводит к формированию дуги Лусон. В пределах континентальной окраины в раннем–среднем миоцене накапливаются дистальные турбидиты фации континентальных подножий (рис. 105а).

В позднем миоцене структуры континентальной окраины Азии достигают палеожелоба, деформируются и последовательно аккретируются во фронтальной части надвигающейся плиты (рис. 105б). В процессе надвигообразования и складчатости породы осадочных толщ и дотретичного основания континентальной окраины подвергаются прогрессивному метаморфизму. Процесс последовательной аккреции блоков континентальной коры в ходе поддвига окраины и процессы эрозии на поверхности совместно создают условия для эксгумации континентальных блоков.



**Рис. 105.** Геодинамическая модель коллизии дуги Лусон с окраиной Азии в позднем кайнозое, по: [Chemenda et al., 1997a, 20016]

Эволюционные профили расположены вдоль линии А-А', показанной на врезке; 1 – континентальная кора; 2 – преддуговой блок; 3 – вулканические породы дуги Лусон; 4 – осадки; 5 – океаническая кора; 6 – режим проседания; 7 – воздымание и эрозия; 8 – обстановки растяжения; 9 – образование сбросов; 10 – относительные перемещения блоков; 11 – вращение блоков; на врезке: 12 – зона субдукции, 13 – рифт Окинава; ПД – разлом Продольной долины

В плиоцене (5–1 млн. лет) в преддуговой области происходит постепенный рост поднятия прото-Центрального хребта (см. рис. 105б, в).

В надвигающейся плите Филиппинского моря с поддвигом континентальной окраины Азии в плиоцене происходит разрушение по разлому западной вергентности, что приводит к началу поддвига преддугового блока под дугу (см. рис. 105б). К востоку, в дуге Лусон около 4 млн. лет вулканическая активность прекращается, происходит быстрое опускание области дуги и накопление дистальных турбидитов континентального происхождения (формация Такангу) [Chi et al., 1981; Suppe, 1981]. В преддуговой области происходит деформация аккреционной призмы с образованием растущего поднятия прото-Центрального хребта в осевой части призмы. Между поднятием деформированной аккреционной призмы и дугой формируется коллизионный бассейн (палео-аналог Южного Продольного трога) (см. рис. 105б, в). В результате эрозии нижних уровней призмы, содержащей фрагменты океанической коры, в коллизионном бассейне накапливаются терригенные и олистостромовые образования с блоками офиолитов. Эти комплексы, формирующиеся в коллизионном бассейне в ходе прогрессивного сокращения преддуговой области, позднее были вовлечены в процессы надвигообразования (палео-аналог меланжа Личи).

Постепенная эксгумация метаморфических блоков прото-Центрального хребта в плиоцене – раннем плейстоцене оказывает влияние на состав осадочных толщ, накапливавшихся в области дуги Лусон (см. рис. 105б, в). В составе обломочного материала, сносимого с растущего поднятия, доминируют континентальные терригенные турбидиты в раннем плиоцене, метаморфизованные и деформированные терригенные породы в позднем плиоцене, и собственно метаморфические породы фундамента в самом конце позднего плейстоцена [Chi et al., 1981].

До позднего плейстоцена (около 1 млн. лет назад) в осадочных толщах, перекрывающих дугу, не наблюдается деформаций, связанных со сжатием [Chi et al., 1981; Pelletier, 1985; Dorsey, 1992]. Подъем метаморфических блоков, резко ускорившийся около 3 млн. лет назад, достиг скорости около 7–16 мм/г за последние 1,5 млн. лет и 36–42 мм/г в последнее десятилетие [Liu, 1982; Lin, Roeker, 1998; 1999]. Эксгумация блоков, скорее всего, происходила вдоль субвертикальных разломов, которые в зависимости от угла наклона могли быть крутыми сбросами (погружение на восток) или надвигами (погружение на запад). В экспериментальных аккреционных призмах угол наклона таких разломов зависит от степени крутизны упора (backstop) [Malavieille et al., 1991]. На поздних этапах эксгумации коровых блоков в Центральном хребте происходит формирование сбросов в условиях поверхностного растяжения (см. рис. 105в) [Crespi et al., 1996].

Около 1 млн. лет назад (см. рис. 105в) преддуговой блок полностью исчезает в зоне субдукции, коллизионный бассейн закрывается, структуры дуги деформируются и надвигаются на эксгумированные метаморфические комплексы поднятия Центрального хребта. Воздымание деформированных структур дуги на широте Берегового хребта, начавшееся около 1 млн. лет назад, продолжается в настоящее время со скоростью до 6 мм/г [Lundberg, Dorsey, 1990]. Предполагается, что под северной частью орогена острова Тайвань происходит инверсия полярности субдукции и начи-

нается поддвиг плиты Филиппинского моря, который, согласно модели, приводит к отрыву плиты Евразии (рис. 105з) [Chemenda et al., 2001б].

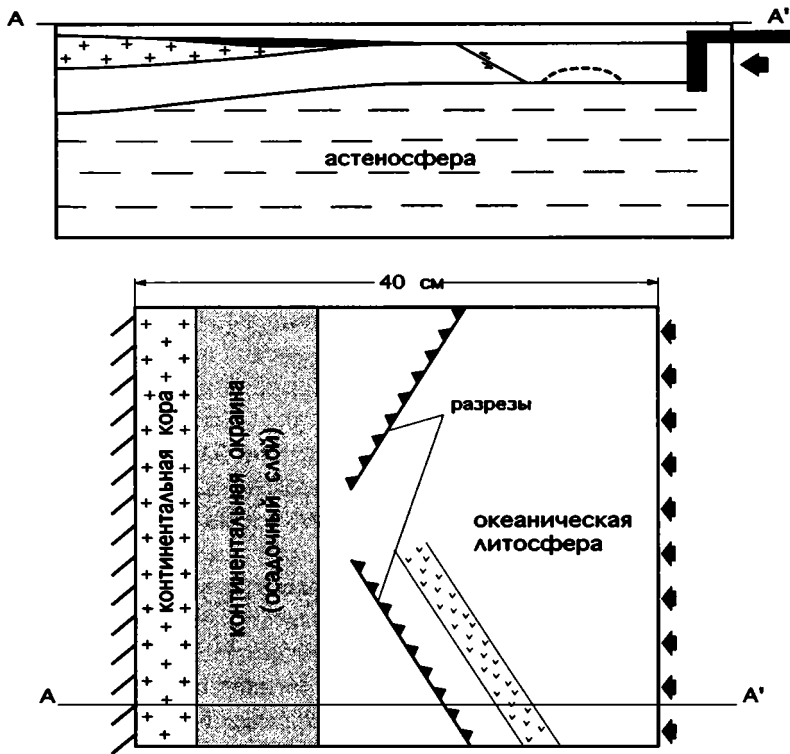
### 3.2.8. Трехмерная модель коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии

Трехмерная модель коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии была разработана с использованием результатов экспериментального физического моделирования, выполненных в приближении к современной геодинамической обстановке в северо-западной части Филиппинского моря [Chemenda et al., 2001б]. Граница взаимодействующих плит определяется двумя зонами субдукции, изначально заложенными в виде двух наклонных разрезов на всю мощность литосферы, ориентированными в противоположных направлениях (рис. 106б). Разрез, погружающийся под океаническую плиту, имитирует зону субдукции Южно-Китайского моря под плиту Филиппинского моря вдоль Манильского трога (рис. 106а). Разрез, погружающийся под континентальную окраину, соответствует зоне субдукции плиты Филиппинского моря под дугу Рюкю. В области, соответствующей положению дуги Лусон, сделано утонение плиты. Переходная зона континент–океан сверху покрыта слоем, соответствующим осадочному слою. Вещество осадочного слоя значительно менее прочное и более пластичное [Chemenda et al., 2001б].

С началом конвергентного движения плит происходит движение по сопряженным зонам субдукции противоположной вергентности. Затем новый разлом западной вергентности формируется вдоль западного ограничения дуги Лусон (рис. 107б). Наложение движений вдоль надвигающегося края плиты Филиппинского моря и вдоль основания дуги Лусон приводит к вращению и поддвигу преддугового блока (рис. 107в). По мере продвижения плиты Филиппинского моря на континентальную окраину вдоль ее надвигающегося края формируется и растет аккреционная осадочная призма, которая прогрессивно разрастается в южном направлении (рис. 107г–з). Разлом в основании дуги Лусон также прогрессирует на юг, область преддугового блока последовательно сокращается, и блок пододвигается под дугу (см. рис. 107г–з).

В трансформной зоне на юго-западном окончании зоны субдукции под дугу Рюкю происходит формирование серии надвигов восточной вергентности, последовательно сменяющих друг друга по мере прогрессивного смещения деформаций на юг (см. рис. 107е, ж). Это приводит к формированию надвига, погружающегося на запад под восточный край дуги Лусон (см. рис. 107з). Развитие деформаций вдоль восточного края дуги приводит к инверсии субдукции с началом поддвигу плиты Филиппинского моря под дугу Лусон в западном направлении. Дальнейшее развитие процесса океанической субдукции, как показано в эксперименте двухмерного моделирования, приводит к срезанию и отрыву плиты континентальной окраины на глубине (см. рис. 64).

Результаты трехмерного моделирования позволяют показать, что разрушение плиты Филиппинского моря вдоль восточного края аккрезированной дуги Лусон разви-



**Рис. 106.** Схема установки для трехмерного физического моделирования процесса коллизии дуга–континент, по: [Chemenda et al., 20016]

*a* – разрез экспериментальной модели по линии А–А'; *б* – модель в плане; положение дуги показано на модели в плане, в разрезе – отмечено зоной утонения надвигающейся плиты (пунктирная линия)

вается благодаря миграции надвигов восточной вергентности из трансформной зоны на юго-западном окончании зоны субдукции под дугу Рюкю. Исходя из этого наблюдения можно предположить, что развитие инверсии субдукции в процессе коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии обусловлено в значительной мере трехмерной конфигурацией взаимодействующих плит Филиппинского моря и окраины Азии.

Коллизия северной части дуги Лусон с окраиной Азии во многом определяет направление развития процесса взаимодействия плит юго-восточной Азии и Филиппинского моря. Открытие Южно-Китайского моря с образованием океанической литосферы в структуре континентальной окраины юго-восточной Азии произошло в олигоцен-миоценовое время в результате процесса растяжения окраины (рис. 108*a*). С раннего миоцена начинается закрытие Южно-Китайского моря в результате север-



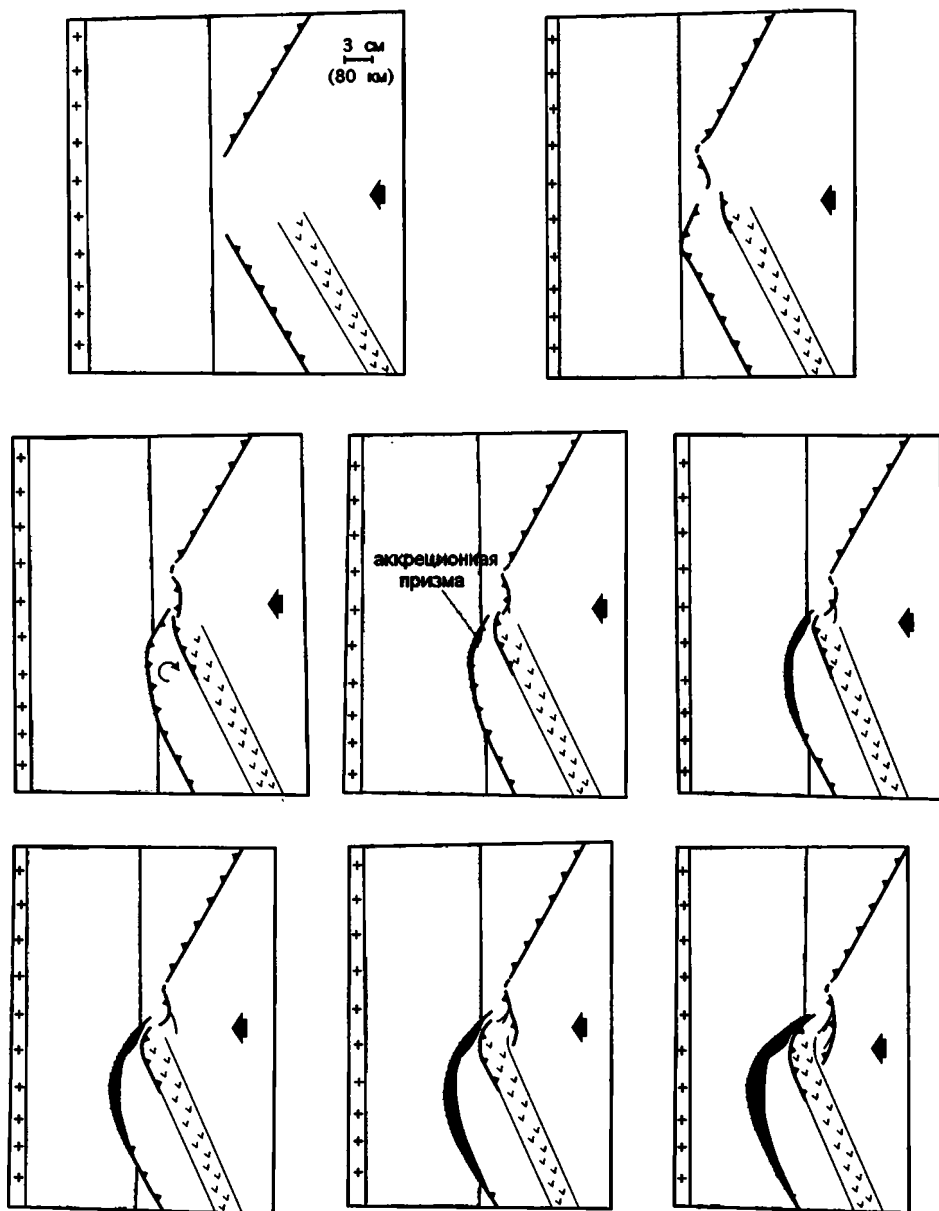
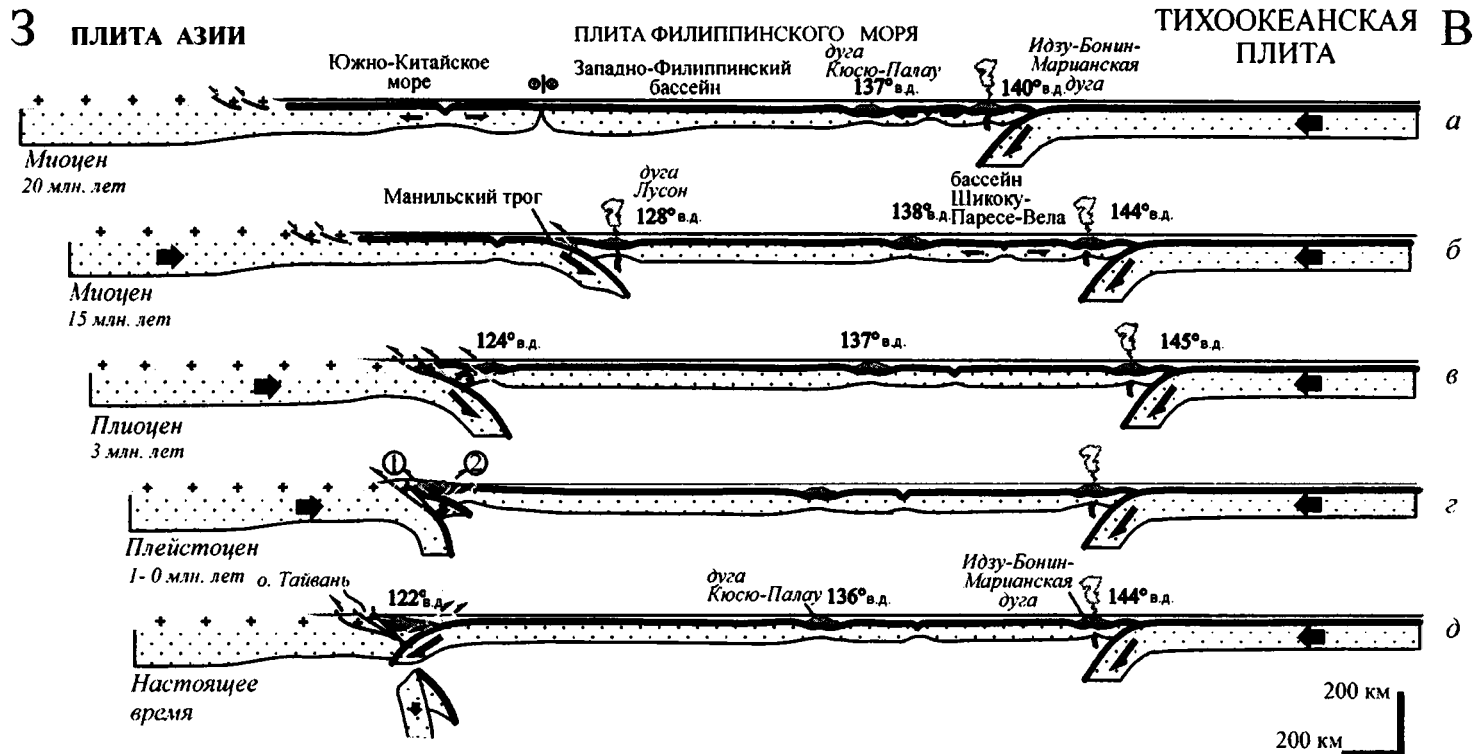


Рис. 107. Зарисовки экспериментальных фотографий, отражающих последовательные стадии деформации модели в плане, (см. рис. 106), по: [Chemenda et al., 20016]

Распространение деформаций на восточный край дуги из сопряженной зоны субдукции противоположной вергентности приводит к развитию процесса инверсии субдукции вдоль дуги (2-3); пояснения в тексте



**Рис. 108.** Схематический разрез через окраину юго-восточной Азии и центральную часть Филиппинского моря (~24° с.ш.) (нижний профиль) и модель геодинамической эволюции региона в кайнозое в несколько этапов  
Составлен с использованием данных [Шараськин, 1992; Родников и др., 1991; Stephan et al., 1986; Rangin et al., 1990]

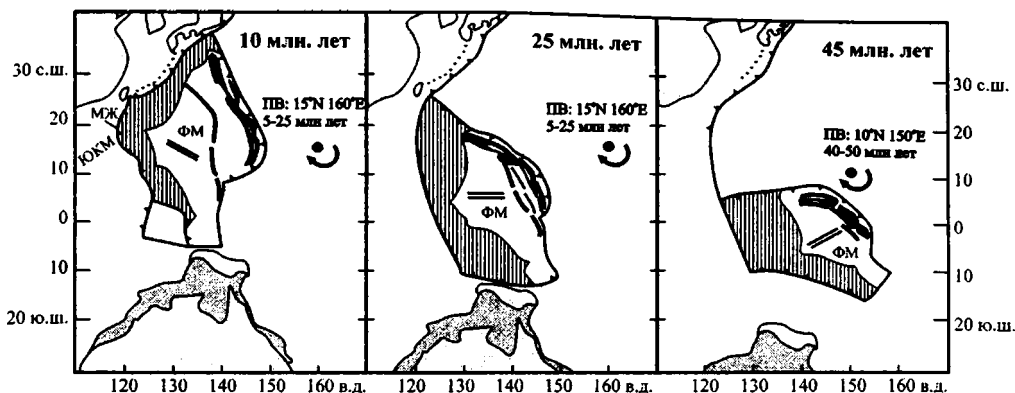


Рис. 109. Реконструкция позиции и приблизительной формы плиты Филиппинского моря (ФМ) в 10, 25 и 45 млн. лет, по: [Hall et al., 1995]

Части плиты ФМ, субдуцированные в настоящее время, заштрихованы. ПВ – полюс вращения; около 45 млн. лет вдоль северо-восточной границы плиты ФМ начинается субдукция; около 40 млн. лет плита ФМ прекращает вращение, открывается Западно-Филиппинский центральный бассейн; между 40 и 25 млн. лет плита ФМ не испытывает вращения, вдоль ее южной границы происходит субдукция литосферы Индийского океана; около 25 млн. лет плита ФМ начинает вращение вокруг показанного полюса ПВ; субдукция вдоль южной границы прекращается, в дальнейшем эта граница трансформируется вдоль сдвиговой границы Соронг; около 10 млн. лет плита ФМ продолжает вращаться вокруг показанного полюса ПВ. В результате северного перемещения и вращения по часовой стрелке плиты ФМ, с раннего миоцена начинается закрытие Южно-Китайского моря (ЮКМ) вдоль Манильского желоба (МЖ) и формирование дуги Лусон

ного перемещения и вращения по часовой стрелке плиты Филиппинского моря (рис. 109) [Hall et al., 1995]. Подвиг литосферы Южно-Китайского моря вдоль Манильского желоба под плиту Филиппинского моря инициирует вулканизм в дуге Лусон в миоцене (рис. 108б), приводит к закрытию окраинного моря и коллизии дуги Лусон с окраиной Азии около 3 млн. лет назад с образованием орогенной области о. Тайвань (рис. 108в). На севере о-ва Тайвань в настоящее время, как полагают [Chemenda et al., 2001б], происходит инверсия субдукции и формируется подвиг плиты Филиппинского моря под окраину Азии.

Коллизия северной части дуги Лусон с окраиной Азии, начавшаяся в раннем плиоцене (рис. 108в, з), приводит к подвижку преддугового блока и завершается инверсией субдукции (рис. 108д). Вдоль восточного края дуги происходит разрушение и подвиг плиты Филиппинского моря в западном направлении (см. рис. 108д). Этот процесс развивается прогрессивно с севера на юг. Столкновение дуги Хальмахера с о. Минданао 5–4 млн. лет назад на широте  $\sim 7\text{--}10^\circ$  с.ш., сопровождалось инверсией субдукции с формированием подвига плиты Филиппинского моря в западном направлении вдоль Филиппинского трога [Lallemant et al., 1998]. Если со временем зоны субдукции вдоль восточного края дуг Лусон и Филиппин соединятся (см. рис. 85), то может осуществиться сценарий развития, характерный для Камчатки [Константиновская, 2002]. В этом случае плита Филиппинского моря может полно-

стью субдцировать под новую активную континентальную окраину юго-восточной Азии, как Ветловская плита на Камчатке, и Идзу-Бонинская и Марианская дуги будут аккретированы к этой окраине, как Кроноцкая дуга (см. рис. 84д–ж).

### 3.2.9. Выводы

1. С юга на север вдоль простираия дуги Лусон наблюдается переход от обстановок океанической субдукции к обстановкам коллизии дуга–континент. К югу от о-ва Тайвань (21°20'–22°40' с.ш.) наблюдаются первые деформации плиты Филиппинского моря в области дуги Лусон, связанные с ранними этапами коллизии. В дуге прекращается вулканизм, и начинается поддвиг преддугового литосферного блока. С поддвигом блока связано формирование зоны высокой концентрации мелкофокусной сейсмичности вдоль западного основания дуги Лусон. Распределение очагов мелкофокусных землетрясений свидетельствует о формировании вдоль западного основания дуги Лусон надвига с вергентностью в сторону континента. Поддвиг преддугового блока сопровождается латеральным сжатием в поверхностных структурах преддуговой области. Структуры аккреционной призмы подвергнуты сжатию и приподняты (хребет Хенгчун), надвинуты на запад, на коллизионную призму склона Каопинг и на восток на образования преддугового бассейна Северного Лусонского трога. Образования преддугового бассейна деформируются, на месте бассейна формируется коллизионный бассейн Южного Продольного трога, в восточной части которого деформированные образования хребта Хуатунг надвинуты на дугу Лусон.

2. В структуре орогенной области о-ва Тайвань тектонически совмещены автохтонные образования континентальной окраины Азии и аллохтонные миоцен-раннеплиоценовые комплексы дуги Лусон. В основании аллохтона выделяется зона синколлизионного меланжа Личи. Комплексы дуги были деформированы и тектонически перемещены в западном направлении вдоль разлома Продольной долины в среднем плейстоцене (около 1 млн. лет назад). На ранних стадиях коллизии в конце миоцена – начале плиоцена в дуге прекращается вулканизм, и структуры дуги испытывают резкое погружение и перекрываются терригенными толщами формации Такангу нижнего–среднего плиоцена – раннего плейстоцена, сформированными за счет приноса обломочного материала с запада в результате разрушения пород окраины Азии. На этом этапе происходит поддвиг преддугового блока на восток, под структуры дуги Лусон. Тектонические преобразования в структурах дуги и перекрывающих их осадочных толщ начались около 1 млн. лет назад, когда преддуговой блок полностью пододвинут под дугу. В настоящее время структуры Берегового хребта испытывают воздымание.

3. В структуре окраины Азии в орогенной области о-ва Тайвань устанавливаются активные деформации, связанные с коллизией окраины и северного сегмента дуги Лусон. Блок метаморфических пород фундамента окраины, сорванный с мантийного основания пододвигающейся плиты Евразии, в настоящее время эксгумируется во фронте надвигающейся дуги в области Центрального хребта. В области эксгумации

разогретого корового блока наблюдается максимальный тепловой поток, структуры коры асейсмичны, и установлены высокие скорости вертикального воздымания Центрального хребта. Прогрессивная эксгумация пород фундамента Центрального хребта подтверждается в характерной смене состава обломочного материала в разрезе формации Такангу, перекрывающей островодужные образования Берегового хребта.

4. В основании подводного склона поднятия Берегового хребта установлены надвиги восточной и юго-восточной вергентности. Область высокой концентрации сейсмичности и фокальные механизмы землетрясений к востоку от Берегового хребта характеризуют зону формирования современных сколов восточной вергентности, проникающих до глубин 60 км и погружающихся на запад, под структуры Берегового хребта. По этим сколам происходит разрушение плиты Филиппинского моря и заложение поддвига плиты на запад под аккретированные структуры дуги Лусон, то есть проявляются признаки начальной стадии смены полярности субдукции.

5. Инверсия субдукции в процессе коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии обусловлена трехмерной конфигурацией взаимодействующих плит, согласно которой лидирующий край плиты Филиппинского моря надвигается на окраину Азии в структурах о-ва Тайвань и одновременно пододвигается под континентальную окраину вдоль сопряженной зоны субдукции, наклоненной под дугу Рюкю. Разрушение плиты Филиппинского моря вдоль восточного края аккретированной дуги Лусон развивается благодаря миграции надвигов восточной вергентности из трансформной зоны на юго-западном окончании зоны субдукции под дугу Рюкю.

---

---

## *Глава 4*

# **ГЕОДИНАМИКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

При исследованиях покровно-складчатых поясов континентальных окраин востока Азии нередко устанавливается целый ряд геологических событий и явлений, между которыми на первый взгляд нет взаимосвязи. Однако на примере орогенных областей Камчатки и о-ва Тайвань можно показать, что многие из геологических событий такого рода являются конечными следствиями единого процесса взаимодействия и деформации литосферных плит на конвергентных окраинах востока Азии. Для того, чтобы изучить, как может развиваться процесс взаимодействия плит на конвергентной границе в зависимости от изменения геометрических и физических параметров плит и от изменения различных сочетаний этих параметров, необходимо использование методов экспериментального физического моделирования разного масштаба. В настоящем разделе предлагается обсудить, каким образом основные этапы деформаций взаимодействующих плит в процессе развития коллизии дуга–континент, установленные по экспериментальным данным, находят свое выражение/подтверждение в конкретных геологических событиях и процессах на примере геодинамической эволюции орогенных областей Камчатки и о-ва Тайвань.

### **4.1. ДЕФОРМАЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В ПРОЦЕССЕ КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ**

Экспериментальными исследованиями показано, что в процессе коллизии дуга – континент при поддвиге плиты утоненной континентальной окраины с пониженной прочностью коры, первые деформации происходят в структуре окраины. В структуре окраины происходит тектоническое расслаивание континентальной коры, срыв коровых блоков с мантийного основания и их аккреция во фронте надвигающейся плиты. Эти движения предшествуют проявлению деформаций в надвигающейся плите в области дуги. Эрозия способствует эксгумации аккретированных блоков континентальной коры и во многом определяет скорость развития этого процесса.

На о-ве Тайвань, в процессе современной коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии развиваются следующие деформации структуры окраины. Блок метаморфических пород фундамента окраины, сорванный с мантийного основания пододвигающейся плиты Евразии, в настоящее время эксгумируется в области Центрального хребта во фронте надвигающейся дуги. В области эксгумации разогретого корового блока наблюдается максимальный тепловой поток, структуры коры асейсмичны, в регионе Центрального хребта установлены высокие (3–4 см/г) скорости вертикального воздымания метаморфического блока. Прогрессивная эксгумация пород фундамента Центрального хребта отражается в характерной смене состава обломочного материала в разрезе формации Такангу, перекрывающей островодужные образования Берегового хребта. В раннеплиоценовых породах формации в составе обломочного материала доминируют континентальные терригенные турбидиты, в позднеплиоценовых породах – метаморфизованные и деформированные терригенные породы, и собственно метаморфические породы фундамента в самом конце позднего плейстоцена

На юге Камчатки, в процессе коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии в позднем палеоцене – раннем эоцене первые деформации проявились в структуре континентальной окраины. В позднем палеоцене в южной части Колпаковского прогиба формируются выступы фундамента, ограниченные надвигами западной вергентности, которые контролировали осадконакопление в прогибе с позднего палеоцена. В Срединном метаморфическом массиве в гнейсах колпаковской серии нижнего структурного комплекса формируются метаморфические цирконы с возрастом 47–53 млн. лет (U–Pb метод), образование которых было инициировано процессами срыва блоков континентальной коры с мантийного основания и их аккреции в структуре окраины во фронте надвигающихся структур Ачайваям-Валагинской дуги. Эрозия и дальнейшее выжимание блоков континентальной коры привели к выведению ядра Срединного метаморфического массива на поверхность во фронте надвигающейся дуги. Процесс выведения метаморфического блока Срединного массива в область размыва и эрозия комплексов фундамента в позднем палеоцене – раннем эоцене отразились на составе пород тальниковской свиты позднепалеоцен–раннеэоценового возраста. Флишоидные толщи свиты накапливались к востоку от окраины в области дуги, испытавшей быстрое опускание. В составе тяжелой фракции песчаников свиты установлено высокое содержание минералов метаморфической группы, что отличает эти образования от песчаников лесновской серии северной Камчатки.

## 4.2. ПОДВИГ ПРЕДДУГОВОГО ЛИТОСФЕРНОГО БЛОКА В ПРОЦЕССЕ КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ

А) Экспериментами физического моделирования показано, что по мере того, как легкая континентальная кора материковой окраины входит в зону субдукции, подвиг плиты замедляется или временно прекращается, в надвигающейся плите про-

исходит резкое увеличение сжимающих напряжений. Деформации локализуются в наиболее ослабленной и утоненной части надвигающейся плиты – в области дуги – где происходит последующее разрушение плиты. Один из возможных сценариев заключается в том, что разрушение плиты приводит к поддвигу преддугового блока под дугу, которая испытывает быстрое некомпенсированное погружение. Фронтальные части преддугового блока, напротив, испытывают некомпенсированное воздымание.

С юга на север вдоль простираения дуги Лусон наблюдается переход от обстановок океанической субдукции к обстановкам коллизии дуга–континент. К югу от о-ва Тайвань ( $21^{\circ}20'$ – $22^{\circ}40'$  с.ш.) наблюдаются первые деформации плиты Филиппинского моря в области дуги Лусон, связанные с ранними этапами коллизии. В дуге прекращается вулканизм, и начинается подвиг преддугового литосферного блока. С поддвигом блока связано формирование зоны высокой концентрации мелкофокусной сейсмичности вдоль западного основания дуги Лусон. Распределение очагов мелкофокусных землетрясений свидетельствует о формировании вдоль западного основания дуги Лусон надвига с вергентностью в сторону континента. Подвиг преддугового блока сопровождается латеральным сжатием в поверхностных структурах преддуговой области. Структуры океанической аккреционной призмы подвергнуты сжатию и приподняты (хребет Хенгчун), надвинуты на запад, на коллизионную призму склона Каопинг и на восток на образования преддугового бассейна Северного Лусонского трога. Образования преддугового бассейна деформируются, на месте бассейна формируется коллизионный бассейн Южного Продольного трога, в восточной части которого деформированные образования хребта Хуатунг надвинуты на дугу Лусон.

Севернее, на о-ве Тайвань, в северном аккретированном сегменте дуге Лусон коллизионные процессы начались около 5–3 млн. лет назад. В настоящее время в поверхностных структурах преддуговой литосферный блок отсутствует и полностью пододвинут под дугу, структуры которой тектонически совмещены с породами фундамента окраины. Период подвига преддугового блока в северном сегменте дуги Лусон отмечается разрывом во времени между прекращением вулканизма в дуге около 5–3 млн. лет назад и проявлением деформаций в структурах дуги и их тектоническим перемещением на запад в среднем плейстоцене (около 1 млн. лет). После прекращения вулканизма в дуге в конце миоцена – начале плиоцена, структуры дуги испытывают резкое погружение и перекрываются терригенными толщами формации Такангу нижнего–среднего плиоцена – раннего плейстоцена, сформированными за счет привноса обломочного материала с запада в результате разрушения пород окраины Азии при эксгумации метаморфического массива прото-Центрального хребта. Тектонические преобразования в структурах дуги и перекрывающих их осадочных толщ начались около 1 млн. лет назад, когда преддуговой блок полностью пододвинут под дугу. В настоящее время структуры Берегового хребта испытывают воздымание.

Временной разрыв между прекращением вулканизма в Ачайваям-Валагинской дуге в середине палеоцена и обдукцией ее структур на окраину Азии в раннем эоцене на юге Камчатки и в среднем эоцене на севере полуострова и в Олюторском регионе связан с процессом подвига под дугу холодного преддугового литосферного блока.



На юге Камчатки в середине палеоцена вулканизм в Ачайваам-Валагинской дуге прекращается, структуры дуги опускаются, и в области дуги происходит быстрое накопление континентальных флишоидных толщ тальниковской свиты, обломочный материал для которых поступал с запада, в результате эрозии пород Срединного массива, и частично в результате размыва пород дуги. Хаотические горизонты в нижней части разреза тальниковской свиты маркируют нестабильные условия осадконакопления на ранних стадиях погружения дуги. Деформации в островодужных и флишоидных толщах происходят в раннем эоцене, когда преддуговой блок был полностью пододвинут и начался процесс инверсии субдукции.

Б) Результатами экспериментального моделирования на песчаной основе показано, что в структуре аккреционной призмы с низким базальным трением одновременно развиваются надвиги и складки двух вергентностей: в сторону пододвигающейся плиты (прямая) и в сторону дуги (обратная). Поддвиг преддугового блока сопровождается деформациями осадочного слоя и смещением зоны деформаций из фронтальной части аккреционной призмы в область преддугового бассейна, в основание дуги. Развитие в основании дуги надвигов с вергентностью в сторону призмы приводит к сокращению преддугового бассейна. Одновременно развиваются два надвига обратной вергентности (*backthrust*). Один из надвигов формируется в тыловой части аккреционной призмы, по которому образования призмы надвигаются на отложения преддугового бассейна. По второму надвигу деформированные структуры преддугового бассейна надвигаются на дугу. Следствием полного поддвига преддугового блока является закрытие преддугового бассейна и надвигание его деформированных образований на аккреционную призму по пологим срывам с развитием в структуре призмы внесерийных надвигов (*hors sequences*).

Деформации, наблюдающиеся в структурах преддуговой области дуги Лусон к югу от острова Тайвань, сходны с деформациями аналоговой модели, полученной в ходе экспериментального моделирования на песчаной основе. В призме Каопинг сейсмическим профилированием подтверждено присутствие спаренных надвигов прямой и обратной вергентности, аналогично структуре экспериментальной призмы, полученной в ходе моделирования на песчаной основе. При поддвиге преддугового блока под дугу Лусон в осадочном слое преддуговой области начинается сокращение. Структуры аккреционной призмы хребта Хенгчун деформируются, испытывают воздымание и надвигаются на коллизионную призму Каопинг по внесерийным надвигам западной вергентности. Одновременно развиваются и надвиги обратной восточной вергентности в основании восточного склона хребта Хенгчун, по которым образования тыловой части деформированной призмы надвигаются на образования преддугового бассейна Северного Лусонского трога. Деформированные образования коллизионного бассейна Южного Продольного трога в восточной части бассейна образуют хребет Хуатунг, структуры которого надвигаются на основание дуги по надвигу обратной восточной вергентности.

На Камчатском перешейке и в Олюторском регионе, комплексы северного сегмента Ачайваам-Валагинской дуги тектонически перемещены по Лесновско-Ватынскому надвигу северной и северо-западной вергентности на породы автохтона, пред-

ставленные флишоидными толщами континентальной окраины. В структуре автохтона, представлявшего аккреционную призму во фронте мигрировавшей к северо-западу дуги, установлено развитие складок и надвигов двух генераций. Формирование в маастрихт-датских флишоидных толщах автохтона складок и надвигов юго-восточной и южной вергентности, в сторону дуги, могло быть связано с развитием в структуре призмы системы спаренных надвигов и складок прямой и обратной вергентности. Сходные структуры, наблюдаются в современной призме склона Каопинг на юге о-ва Тайвань и в аналоговой модели эксперимента. Формирование в верхнепалеоцен-среднеэоценовых толщах автохтона во фронте Лесновско-Ватынского надвига складок и надвигов северо-западной вергентности могло быть связано с развитием складчато-надвиговых деформаций на этапе, когда образования преддугового бассейна тектонически перекрывают образования аккреционной призмы.

### **4.3. ИНВЕРСИЯ СУБДУКЦИИ В ПРОЦЕССЕ КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ**

На острове Тайвань, субдуцированная часть Евразийской плиты погружается под большую часть острова, достигая глубин ~670 км. Однако севернее 23° с.ш. подвиг плиты уже более неактивен, и основная зона сейсмичности расположена к востоку от острова. Структуры северного сегмента дуги Лусон аккрецированы к континентальной части острова и слагают поднятие Берегового хребта. Структуры Берегового хребта перемещаются относительно Евразии с очень низкой скоростью на юге острова и не перемещаются совсем на севере острова. В основании подводного склона поднятия Берегового хребта сейсмическими исследованиями установлены надвиги восточной и юго-восточной вергентности. К востоку от Берегового хребта в литосфере плиты Филиппинского моря расположена область высокой концентрации сейсмичности. Фокальные механизмы землетрясений в этой области отражают формирование современных сколов восточной вергентности, проникающих до глубин 60 км и погружающихся на запад, под структуры Берегового хребта. По этим сколам происходит разрушение плиты Филиппинского моря и заложение поддвига плиты на запад под аккрецированные структуры дуги Лусон, то есть проявляются признаки начальной стадии смены полярности субдукции.

Инверсия субдукции в процессе коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии обусловлена трехмерной конфигурацией взаимодействующих плит, согласно которой лидирующий край плиты Филиппинского моря надвигается на окраину Азии в структурах о-ва Тайвань и одновременно пододвигается под континентальную окраину вдоль сопряженной зоны субдукции, наклоненной под дугу Рюкю. Разрушение плиты Филиппинского моря вдоль восточного края аккрецированной дуги Лусон развивается благодаря миграции надвигов восточной вергентности из трансформной зоны на юго-западном окончании зоны субдукции под дугу Рюкю.

На юге Камчатки, на поздних стадиях коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии, в конце раннего эоцена, вдоль восточного края дуги происходит фор-

мирование Ветловского надвига юго-восточной вергентности. Островодужные комплексы дуги и перекрывающие их флишоидные образования тальниковской свиты деформируются и образуют чешуйчато-надвиговую структуру юго-восточной вергентности. К ним с востока по Ветловскому надвигу происходит аккреция палеоцен – раннеэоценовых образований ветловского комплекса и палеоцен-среднеэоценовых базальтов и пелагических осадочных пород кремнисто-базальтового комплекса – фрагментов океанической коры. Структуры Ветловского надвига юго-восточной вергентности вдоль восточного края Ачайваям-Валагинской дуги перекрыты с угловым несогласием терригенными породами среднего эоцена (неоавтохтон).

Однако формирование чешуйчато-надвиговой структуры юго-восточной вергентности вдоль восточного края дуги не закончилось в раннем эоцене. Юго-восточнее, в структуре Вахильского поднятия, позднепалеоцен-среднеэоценовые океанические породы вахильского комплекса надвинуты на эоцен-миоценовые терригенные толщи в конце миоцена. В структуре коллизийного шва Гречишкина формирование долгоживущих конседиментационных надвигов юго-восточной вергентности продолжалось с позднего эоцена до конца миоцена – времени аккреции Кроноцкой дуги.

Формирование чешуйчато-надвиговых структур юго-восточной вергентности к востоку от аккретированной Ачайваям-Валагинской дуги в течение длительного времени с позднего эоцена до конца миоцена происходило в результате развития аккреционной призмы вдоль вновь сформированной окраины. Эволюция субдукции Ветловской океанической плиты с востока под аккреционную окраину приводит к формированию над ней в олигоцене наложенного Центрально-Камчатского вулканоплутонического пояса.

Смена тектонических движений с вергентностью в сторону континента вдоль западного края Ачайваям-Валагинской дуги на движения в сторону Тихого океана вдоль ее восточного края отражает этап инверсии субдукции в процессе коллизии дуга-континент. Поддвиг континентальной окраины Азии под дугу в юго-восточном направлении был заблокирован и сменился поддвигом Ветловской океанической плиты вдоль восточного края дуги в северо-западном направлении.

Смена полярности субдукции находит свое выражение в смене характера вулканизма. Поддвиг плиты Ирунейского бассейна под Ачайваям-Валагинскую дугу в ходе миграции дуги на северо-запад сопровождался вулканизмом. Вулканические образования Ачайваям-Валагинской дуги кампан-раннепалеоэоценового возраста образуют преимущественно дифференцированные (базальт-андезитовые) низкокальциевые толеитовые и известково-щелочные серии, типичные для примитивных островных дуг [Константиновская, 1992; Магакян и др., 1993]. Кроме того, в хребте Тумрок и северной части Валагинского хребта присутствуют породы высокомагнезиальной пикрит-базальт-андезитовой серии. Породы серии характеризуются сочетанием деплетированного состава редкоземельных и ВЗЭ элементов и резко контрастным обогащением КИЛ элементов. В Валагинском хребте распространены также породы субщелочной серии, а среди вулканитов хребта Тумрок присутствуют дациты бонинитового состава. В целом, породы вулканических серий Ачайваям-Валагинской дуги могут быть отнесены к образованиям примитивных островных дуг, сформирован-

ных на океаническом основании [Константиновская, 1992; Магакян и др., 1993; Каменецкий и др., 1993].

Вулканический пояс Центральной Камчатки протягивается вдоль Срединного хребта полуострова, на широте Шипунского полуострова переходит на юго-восточную Камчатку и далее совпадает с современной вулканической дугой вплоть до о. Хоккайдо. Эта вулканическая цепь начала формироваться в конце олигоцена – начале миоцена [Авдейко, Волынец, 2000]. В пределах Срединного хребта вулканическая деятельность практически завершилась в голоцене, где в настоящее время сохранил активность только один вулкан – Ичинский [Вулканы..., 1972]. В составе Центрально-Камчатского вулканического пояса преобладают породы надсубдукционных островодужных серий континентальных окраин [Авдейко, Волынец, 2000]. Среди них в восточной части пояса распространены нормальные по щелочности лавы известково-щелочной серии, а в тыловой, западной его части – лавы высококалийевой серии. В центральной и тыловой части пояса в Срединном хребте особенно обильны лавы шошонит-латитовой серии [Авдейко, Волынец, 2000].

Инверсия субдукции, сопровождавшая коллизию Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии, была обусловлена в значительной мере конфигурацией конвергентной границы континент–океан в раннем кайнозое. Разрушение Ветловской плиты вдоль разломов юго-восточной вергентности на восточной стороне дуги было, вероятно, подготовлено деформациями, распространившимися из сопряженной зоны субдукции, погружавшейся на запад под Японскую континентальную окраину. Латеральная миграция субдукции Ветловской плиты с юга на север под Камчатский ороген привела к замыканию единой зоны субдукции под континент от Японии до Алеутских островов.

Согласно модели, поддвиг Ветловской плиты приводит к срезанию плиты, предварительно субдуцировавшей на юго-восток. В конце миоцена, после аккреции структур Кроноцкой дуги к окраине Азии, Ветловская плита полностью поглощается под структурами окраины, и восстанавливается поддвиг Тихоокеанской плиты (см. рис. 84). Действительно, согласно томографическим данным, в строении верхней мантии под южной Камчаткой и Охотоморской плитой в настоящее время наблюдается высокоскоростная аномальная зона, соответствующая холодной литосфере Тихоокеанской плиты, погружающейся на северо-запад (см. рис. 5). Возможно, что изливание лав внутриплитного геохимического типа с адакитовой тенденцией в Срединном хребте в плиоцене [Авдейко и др., 2001] было связано с частичным плавлением океанической коры Ветловской плиты на этапе прекращения субдукции и отрыва субдуцируемой плиты.

Области современной и позднекайнозойской коллизии дуга–континент, в ходе которой происходит смена полярности субдукции, описаны на активных окраинах западной части Тихого океана (см. рис. 1): на Тиморе [Price, Audley-Charles, 1987], на южных Филиппинах и в Новой Гвинее [Pubellier, Cobbold, 1996; Pubellier et al., 1999]. Реконструкции смены полярности субдукции на окраинах континентов предложены на основании изучения древних орогенных поясов [Mattauer, Collot, 1986; Edelman, 1991; Karabinos et al., 1998]. Коллизия дуга–континент на юге Камчатки и о-ве Тай-

вань завершается процессом инверсии субдукции, за которым следует этап закрытия окраинного моря.

#### **4.4. ЗАКРЫТИЕ ОКРАИННОГО МОРЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ КОЛЛИЗИИ ДУГА–КОНТИНЕНТ**

Этап закрытия окраинного моря характерен для геодинамического развития многих современных и древних активных окраин континентов в западной части Тихого океана. Пример развития процесса поглощения литосферы окраинного моря наблюдается в настоящее время на юго-западе Тихого океана, вдоль конвергентной границы между окраиной юго-восточной Азии и плитой Филиппинского моря.

В структуре переходной зоны континент–океан в этом регионе выделяются следующие элементы: окраина Азии – внутреннее окраинное море (Южно-Китайское море) – внутренняя вулканическая дуга (дуги Лусон и Филиппинская) – внешнее окраинное море (Филиппинское море) – внешняя вулканическая дуга (Идзу-Бонин-Марианская дуги) – Тихий океан. Внутренние и внешние дуги развиваются над зонами субдукции, наклоненными навстречу друг другу под плиту Филиппинского моря. В результате столкновения дуг Хальмахера и Лусон с окраиной Азии около 4–3 млн. лет назад происходит инверсия субдукции и закладывается поддвиг плиты Филиппинского моря в западном направлении соответственно вдоль Филиппинского трога и вдоль восточного основания острова Тайвань. Соединение этих зон субдукции может привести к полному поглощению плиты Филиппинского моря и аккреции внешних дуг к окраине Азии.

В структуре переходной зоны континент–океан в северо-западной части Тихого океана в раннем кайнозое восстанавливается ряд элементов, сходный с рассмотренным выше рядом структур в области Филиппинского моря. Реконструируются следующие основные структурные элементы: континентальная окраина (Охотская микроплита) – окраинное океаническое море (Ирунейско-Ватынский бассейн) – внутренняя дуга (Ачайваям-Валагинская) – Ветловский океанический бассейн – внешняя дуга (Кроноцкая) – Тихий океан. Внутренняя и внешняя дуги располагались над зонами субдукции, погружавшимися навстречу друг другу под Ветловскую плиту. В дальнейшей эволюции переходной зоны выделяются стадии: закрытие Ирунейско-Ватынского окраинного моря, коллизия внутренняя дуга–континент, инверсия субдукции, поддвиг Ветловской плиты и коллизия дуга–дуга.

#### **4.5. ДЕФОРМАЦИЯ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ И ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ**

Подводные окраины континентов, современные и древние, представляют собой основные области нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции [Хаин, Соколов, 1984; Осадочные..., 1987; Крылов и др., 1988; Перродон, 1994; Бурлин, 1997; Буряк и др., 1998]. Это объясняется тем, что в пределах континентальных окраин выполняет-

ся одно из основных условий нефтегазоносности – мощное прогибание и осадконакопление, происходящее в течение достаточно длительного времени и способствующее появлению обширного очага нефтегазообразования. Энергичная генерация углеводородов из этого очага предопределяется также интенсивным прогревом под действием газово-жидких флюидных потоков, сопутствующих мощному прогибанию.

Нефть начинает генерироваться из органического вещества нефтематеринских осадочных пород в заметных количествах при погружении на глубину 2–4 км, где температура достигает 80–120°C. Зона действия таких температур получила название главной зоны нефтеобразования [Хаин, Соколов, 1984]. Считается, что именно в этой зоне материнские породы достигают необходимой зрелости, способствующей интенсивному новообразованию жидких углеводородов. Последующее погружение пород в зону более высоких температур, 150–250°C (на глубину 4–6 км и более), приводит к интенсивному газообразованию. Данная зона названа главной зоной газообразования [Хаин, Соколов, 1984].

Важный вывод современной теории нефтегазообразования заключается в признании того, что нефтегазообразование представляет собой историческое явление, зависящее не только от количества и качества органического вещества нефтегазонама-

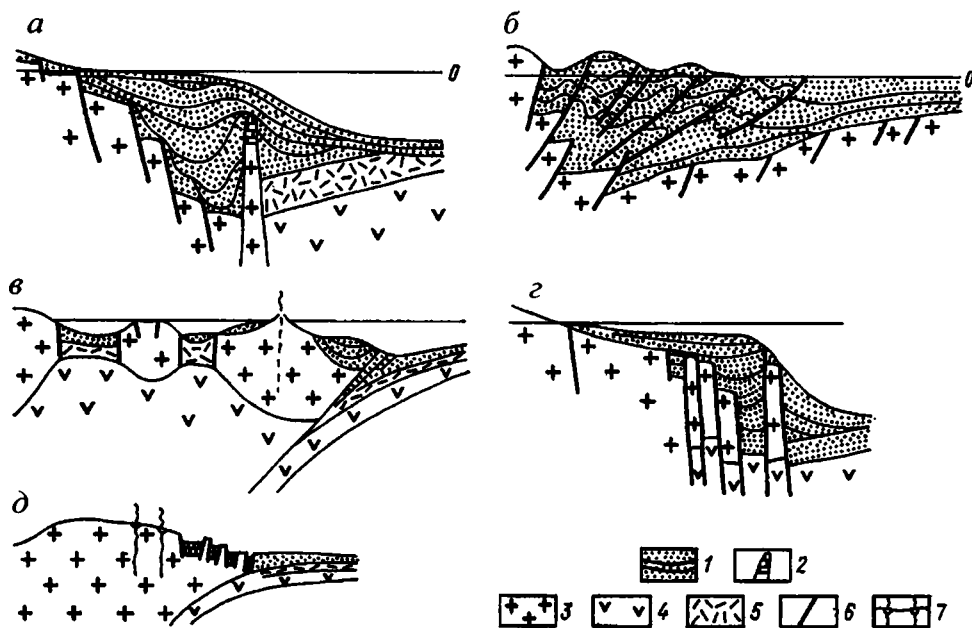


Рис. 110. Схема строения континентальных окраин, по: [Хаин, Соколов, 1984]

Основные типы окраин: а – необразованные, б – преобразованная пассивная, в – активная, г – трансформная, д – преобразованная активная; 1 – осадочные породы; 2 – рифы; 3 – гранитоидный слой; 4 – базальтовый слой; 5 – второй океанский слой; 6 – разрывные нарушения; 7 – вулканы

теринских пород, но и от динамики их погружения и интенсивности прогрева [Хаин, Соколов, 1984; Соколов, Хаин, 1992].

Одним из важнейших типов континентальных окраин, с которыми связаны многие важнейшие нефтегазоносные бассейны мира, являются *преобразованные (коллизийные) пассивные окраины континентов*, впервые выделенные как самостоятельный тип нефтегазоносных окраин в работе [Хаин, Соколов, 1984]. Согласно интерпретации авторов, это древние пассивные окраины континентов, на которые оказались надвинутыми островные дуги, микроконтиненты, даже континенты, находившиеся по другую сторону океанского бассейна (рис. 110). Перед фронтом надвигающихся масс, образующих вследствие сучивания (коллизии) и последующего изостатического выравнивания покровно-складчатых горных сооружений, возникают передовые прогибы, накладывающиеся на проксимальные (внутренние) части континентальных окраин – зоны перикратонных опусканий. Опускание этих прогибов ускоряется под действием нагрузки не только выполняющих их осадков, но и надвигающихся шарьяжей. Платформенные крылья передовых прогибов осложняются листрическими сбросами и пологими складками, на внутренних бортах прогибов сбросы преобразуются в надвиги. Покровно-надвиговая структура вообще весьма характерна для этого типа окраин. Пологие надвиги создают благоприятные условия для сохранения залежей нефти в перекрытых ими ловушках. При этом большой интерес может представлять продолжение слабодислоцированного и неметаморфизованного осадочного чехла под шарьированным комплексом [Соколов, Хаин, 1982].

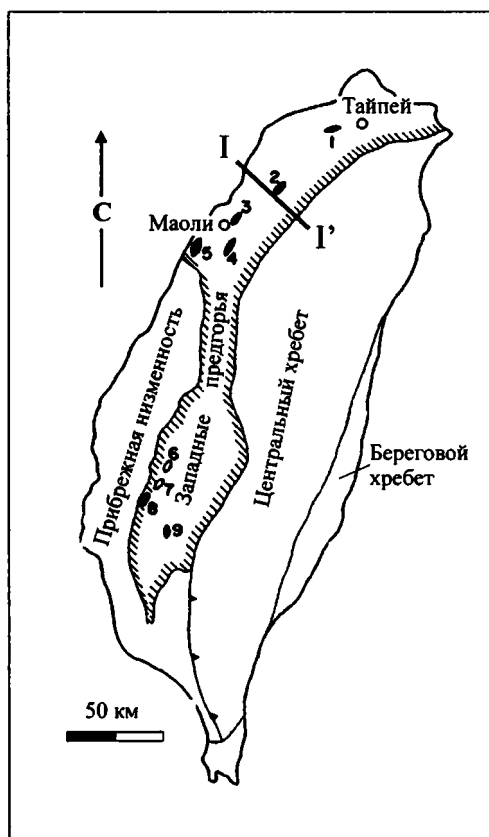
\* \* \*

Рассмотренная в работе геодинамическая модель коллизии дуга–континент для острова Тайвань представляет интерес с точки зрения развития коллизийных осадочных бассейнов и перспективы их нефтегазоносности. Предложенная схема структурного развития орогена позволяет объяснить и прогнозировать процессы деформации континентальной окраины и ее осадочного чехла. Становится возможным оценивать такие параметры, как скорость погружения материнских толщ, величина теплового потока и скорость прогревания пород, динамика изменения во времени и пространстве геотемпературных градиентов.

Согласно разработанной модели, особенностью процесса коллизии северного сегмента дуги Лусон с окраиной Азии является деформация континентальной окраины, которая включает этапы тектонического расслаивания континентальной коры, срыва коровых блоков с мантийного основания и их аккреции и эксгумации во фронте надвигающейся дуги. Подъем разогретого континентального блока в восточной части Центрального хребта, инициированный в процессе коллизии, очевидно, способствовал прогреву окружающих осадочных толщ чехла континентальной окраины Азии. Процессы надвигообразования и складчатости в осадочной коллизийной призме окраины определили структурный контроль над размещением очагов генерации углеводородов и зон их аккумуляции в западной части острова, где в зоне Западных предгорий и в офшорной зоне в настоящее время производится активная добыча нефти и

газа (рис. 111) [Chiu, 1965]. Для структуры осадочного чехла Западных предгорий характерно развитие надвигов северо-западной вергентности и ассоциирующих с ними брахиантиклиналей, с миоценовыми породами в которых связаны месторождения нефти (рис. 112) [Tang, 1964].

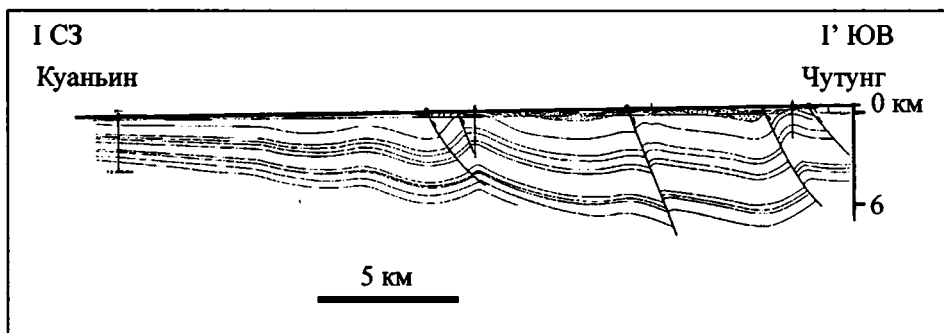
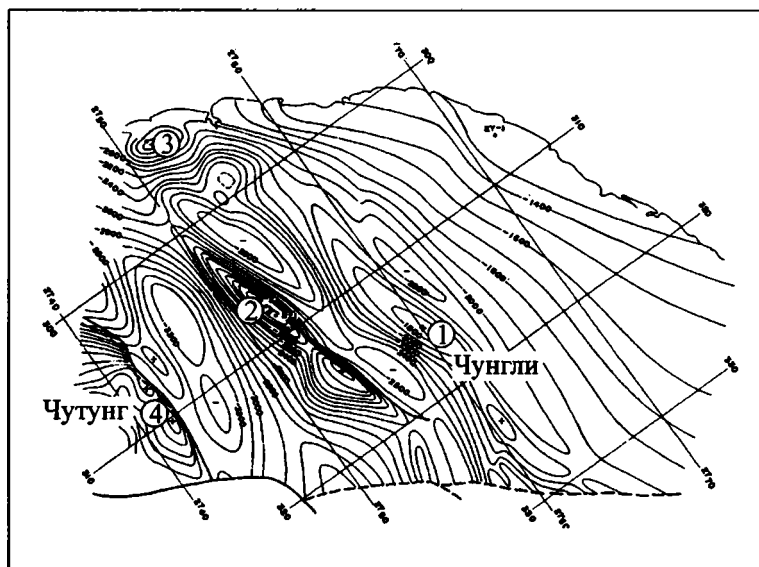
На Камчатке образования осадочного чехла западных прогибов полуострова являются перспективными на нефть и газ. В Колпаковском прогибе, расположенном к западу от выступа Срединного метаморфического массива, уже открыты газовые месторождения. Структурный план Колпаковского прогиба формируют горст-антиклинальные зоны изометричной формы, разделенные опущенными грабен-синклиналями (см. рис. 30) [Крылов и др., 1988]. Выделяются две зоны антиклинальных складок: Кунжикская и Кшукская. Кунжикская зона расположена в северо-восточной части бассейна. На северо-востоке она ограничена Крутогорским региональным разло-



**Рис. 111.** Схематическая карта распределения месторождений нефти и газа на о. Тайвань, по: [Chiu, 1965]

Месторождения: 1–5, 8, 9 – нефтяные, 6, 7 – газовые





**Рис. 112.** Структурная карта и разрез, показывающие характер деформаций осадочного чехла Западных предгорий в северо-западной части о. Тайвань и расположение месторождений нефти и газа в структуре чехла, по: [Tang, 1964]

Цифры в кружках – антиклинали: 1 – Пигчен, 2 – Хуку, 3 – Кенгцуку, 4 – Тункенг; контуры глубины проведены через 100 м; положение разреза по линии I-I' показано на рис. 111

мом, на юго-западе – Кунжикским разломом, по которому она приподнята относительно Кшукской зоны (см. рис. 31). Квакчикская, Кунжикская, Соболевская горст-антиклинальные зоны морфологически связаны с приподнятыми блоками мелового основания. Рельеф фундамента сильно расчленен, представляет собой систему блоковых сооружений с амплитудой вертикальных смещений от сотен до нескольких тысяч метров. В пределах зон выявлены локальные выступы фундамента, приподнятые по надвигам западной vergentности, к которым приурочены брахиантиклиналь-

ные структуры в осадочном чехле, перспективные для обнаружения залежей углеводородов [Бурлин, Козьянин, 1995; Козьянин, 1990].

Важным типом залежей углеводородов в Колпаковском прогибе являются залежи, генетически связанные с несогласием между отложениями неогена и палеогена и тектонически экранизированных [Козьянин, 1990]. К этому типу залежей относится залежь Нижне-Квакчикского газоконденсатного месторождения, расположенного в 8 км на юг от Кшукского (см. рис. 31). Залежь открыта на глубине 2400 м в процессе бурения. Она приурочена к туфогенным песчаникам в подошвенной части неогеновых отложений, перекрытым регионально распространенной аргиллитовой толщей нижнемиоценовых отложений, и контролируется брахиантиклинальной структурой, облекающей выступ мелового блока [Козьянин, 1990]. Нижне-Квакчикский тип залежей генетически связан с долгоживущим тектоническим нарушением и сформирован, по-видимому, преимущественно за счет вертикальной миграции углеводородов из палеогеновых нефтематеринских пород в коллекторы, залегающие в зоне несогласия между отложениями неогеновой и палеогеновой систем [Козьянин, 1990].

Тектонические выступы мелового фундамента, установленные в структуре Колпаковского прогиба, были сформированы еще в позднем палеоцене, что устанавливается по распределению фаций в осадочном чехле прогиба [Бакун и др., 1994]. Блоковая структура фундамента Колпаковского прогиба, согласно рассмотренной в работе модели, была сформирована в результате деформации континентальной окраины в процессе коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии в позднем палеоцене – раннем эоцене. Более поздние деформации осадочного чехла прогиба развивались унаследовано по отношению к сформированной блоковой структуре фундамента прогиба.

Большой интерес с точки зрения нефтегазоносности может представлять продолжение слабодислоцированного и неметаморфизованного осадочного чехла восточной части Колпаковского прогиба под шарьированный метаморфический комплекс Срединного массива. Результатами сейсморазведки было подтверждено существование крупного надвига, по которому горные сооружения Срединного хребта надвинуты на восточный борт прогиба (см. рис. 31). На временных разрезах по профилям, пересекающим восточный борт прогиба, отражен тектонический характер восточного обрамления прогиба, в сторону которого осадочный комплекс погружается на глубины более 3 км, а не выклинивается [Козьянин, 1990; Бурлин, Козьянин, 1995]. Вдоль надвига установлены крупные, контрастные антиклинальные структуры, на которых выявлены биолокационные аномалии. Это выводит территории восточной части Колпаковского прогиба в разряд первоочередных объектов для нефтегазопроискового бурения. Сходного поднадвигового типа месторождения уже известны во многих покровно-складчатых областях мира [Соколов, Хаин, 1982; Перродон, 1994].

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В структуре фундамента южной Камчатки и острова Тайвань выделяются метаморфические комплексы континентальной коры окраины Азии и комплексы островных дуг, которые были тектонически совмещены в результате многоэтапного процесса коллизии дуга–континент. На разных этапах коллизии комплексы континентальной коры и комплексы островных дуг претерпели различные по типу деформации. Характер развития деформаций взаимодействующих плит на разных этапах коллизии дуга–континент обоснован результатами экспериментального физического моделирования.

1. На ранних этапах коллизии дуга–континент первые деформации происходят в структуре пододвигающейся окраины и сопровождаются тектоническим расслаиванием коры, срывом блоков континентальной коры с мантийного основания и их аккрецией во фронте надвигающейся плиты. Процессы коллизии дуги Лусон с окраиной Азии в настоящее время и коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии в конце палеоцена – раннем эоцене характеризовались проявлением деформаций в континентальной окраине на ранних этапах коллизии. В структуре окраины Азии в районе о. Тайвань и в западной части южной Камчатки формируются блоково-надвиговые выступы фундамента Центрального и Срединного хребтов соответственно. Блоки ограничены субвертикальными разломами и надвигами с вергентностью в сторону континента. Процессы деформации континентальной окраины в этих регионах сопровождаются метаморфическими преобразованиями вещественных комплексов коры. Развитие блоково-надвиговой структуры рассматриваемых континентальных окраин влияет на осадконакопление и характер деформаций в сопряженных бассейнах.

2. Дальнейшее развитие процесса коллизии приводит к разрушению надвигающейся плиты в области дуги и поддвигу холодного преддугового литосферного блока под дугу. На юге Камчатки и о-ве Тайвань с этим этапом связано прекращение вулканизма в аккрелируемых дугах. Структуры южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги и дуги Лусон испытывают резкое погружение и перекрываются терригенными толщами, в накоплении которых участвует обломочный материал, поступающий за счет эрозии блоков фундамента континентальной окраины. На севере Камчатки и в Олюторском регионе с поддвигом преддугового блока прекращается вулканизм в дуге, происходит деформация и выведение в верхние части коры пироксенит-габбровых массивов, формировавших магматические камеры под дугой.

3. На поздних стадиях развития процесса коллизии дуги Лусон и южного сегмента Ачайваям-Валагинской дуги с окраиной Азии происходит полное поглощение преддугового литосферного блока под дугой. Завершение поддвига преддугового блока сопровождается обдукцией структур дуги на континентальную окраину. На юге Камчатки тектоническое совмещение метаморфических комплексов Срединного массива и дуги сопровождается формированием субщелочных пироксенит-габбродных интрузий вдоль коллизионного Андриановского шва. На севере Камчатки и в Олюторском регионе после полного поддвига преддугового блока происходит шарьирование структур дуги и зональных пироксенит-габбровых массивов на структуры аккреционной призмы, что сопровождается деформацией автохтона. Различия в развитии процесса коллизии дуга-континент для южного и северного сегментов Ачайваям-Валагинской дуги, по-видимому, определяются несходством характера деформаций континентальной окраины, ее структурными и прочностными особенностями.

4. Поддвиг преддугового литосферного блока является причиной деформации осадочного слоя преддуговой области. Активный поддвиг преддугового блока к югу от острова Тайвань сопровождается сжатием и воздыманием аккреционной призмы во фронте дуги, образованием внесерийных надвигов в призме и надвиганием призмы на образования преддугового бассейна, деформацией осадочного выполнения преддугового бассейна в основании дуги. Моделирование процессов 3D-деформации аккреционной призмы и образований преддугового бассейна в условиях поддвига преддугового блока и косой коллизии позволило показать, что поддвиг преддугового блока сопровождается смещением зоны деформаций из фронтальной части призмы в основание дуги, что ведет к деформации и закрытию преддугового бассейна и заканчивается формированием надвигов комплексов преддугового бассейна на тыловую часть призмы и развитием внесерийных надвигов в призме. Условия косой субдукции (угол  $73^\circ$ ) способствуют развитию в призме продольных латеральных сдвигов, но смещения по ним незначительны.

5. Тектонические структуры континентальной окраины Азии, сформированные в результате деформации окраины в процессе коллизии дуга-континент, являются перспективными на нефть и газ в рассмотренных регионах п-ова Камчатки и о-ва Тайвань. Предложенный механизм деформации континентальной окраины, разработанный для регионов с применением метода экспериментального моделирования разного масштаба, может служить основой для прогнозной оценки и дальнейших поисковых работ на нефть и газ.

При исследовании активных континентальных окраин представляется интересным анализировать не только отдельные геологические структуры, явления, события, но и попытаться понять взаимосвязь их проявления как частей единого процесса или совокупности процессов, которые, в конечном счете, во многом определяются геодинамикой взаимодействия плит вдоль конвергентных границ.

Для исследования процессов взаимодействия плит необходимо применение методов экспериментального физического моделирования разного масштаба, которое позволяет одновременно учитывать большое число параметров и изменения их сочетаний. В то же время автор согласна с Алланом Перродоном, заметившим, что ра-

дось достигнутого логического решения не должна позволять забывать о том, что действительность слишком изменчива и слишком богата, чтобы быть когда-либо полностью заключенной в жесткие и схематичные рамки наших представлений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Вольнец О.Н.* Курило-Камчатская островодужная система // Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.123-124.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С.9-33.
- Апрелков С.Е., Попруженко С.В., Богдан П.С., Касьянюк Е.Е.* Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С.34-44.
- Астраханцев О.В.* Геология базит-гипербазитовых комплексов Олюторской зоны (южная Корякия). Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М.: ГИН РАН, 1996. 22 с.
- Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Перфильев А.С.* Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Южная Корякия) // Геотектоника. 1991. №2. С.47-62.
- Багдасарян Г.П., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Изотопное датирование вулканогенных толщ палеогена и неогена Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1991. Т.2. №3. С.87-91.
- Бакун Н.Н., Бобылев В.В., Бушкова О.П., Иванов С.В.* Условия образования газоносных верхнепалеоцен-нижнеолигоценовых отложений Колпаковского прогиба (Западная Камчатка) // Геология нефти и газа. 1994. №2. С.30-34.
- Батанова В.Г., Астраханцев О.В.* Тектоническое положение и генезис зональных мафит-ультрамафитовых плутонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1992. №2. С.87-103.
- Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н. Брагин Н.Ю. и др.* Новые данные по стратиграфии мезозоя–кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т.2. №6. С.77-84.
- Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р.* Структура Восточно-Камчатской безофиолитовой коллизионной сутуры – надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. №3. С.74-85.
- Бобылев В.В., Бакун Н.Н.* Стратиграфический перерыв в олигоцене Колпаковского прогиба (Западная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1992. №4. С.140-144.

- Богданов Н.А.* Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в восточной Арктике // Геотектоника. 1998. №2. С.4-15.
- Богданов Н.А.* Тектоническое районирование региона // Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000а. С.8-14.
- Богданов Н.А.* Тектоническая эволюция региона // Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000б. С.163-173.
- Богданов Н.А., Кеpezинскas П.К.* Редкоземельные элементы в позднекайнозойских вулканитах запада Беринговоморского региона – показатели типа литосферы // ДАН СССР. 1988. Т.301. №2. С.551-554.
- Богданов Н.А., Вишнеvская В.С., Кеpezинскas П.К., Сухов Н.А., Федорчук А.В.* Геология юга Корьякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Богданов Н.А., Тильман С.М., Чехович В.Д.* Позднемеловая-кайнозойская история Корьякско-Камчатского региона и Командорской котловины Берингова моря // Геология западной части Беринговоморья. С.М.Тильман, С.Ф.Соболев – ред. М.: Наука, 1990. С.131-149.
- Бондаренко Г.Е.* Юрско-валанжинский этап в эволюции Камчатки. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М.: ГИН РАН, 1992. 24 с.
- Бочкарев В.В., Язеvа Р.Г.* Варисциды Урала как индикатор коллизии дуга-континент // Геотектоника. 2001. №1. С.73-83.
- Бурлин Ю.К.* Геодинамика и условия нефтегазоносности активных окраин // Геодинамическая эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. В.Е.Хаин, А.И.Гриценко – ред. М.: Наука, 1997. С. 37-45.
- Бурлин Ю.К., Козьянин К.В.* Послойные деформации в разрезе Западно-Камчатского прогиба как объект поисков нефти и газа // Геология и геохимия горючих ископаемых. Б.А.Соколов – ред. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1995. С.188-194.
- Буряк В.А., Бакулин Ю.И., Беспалов В.Я., Врублевский А.А., Гагаев В.Н., Галичанин Е.Н., Кириллова Г.Л., Лошак Н.П., Нугай Е.В., Пляскин В.А., Троян В.Б.* Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительный анализ). Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, ДВИМС и Дальгеолком МПР РФ, Межрег. Ассоц. Дальний Восток и Забайкалье. 1998. 282 с.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С.* Rb-Sr возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т.339. №5. С.645-649.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М.* Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. №9. С.30-38.
- Виноградов В.И., Бужайките М.И., Горощенко Г.Л.* и др. Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке // ДАН СССР. 1991. Т.318. №4. С.930-936.
- Вишнеvская В.С.* Альб-сеноманские радиоларии как ключ к определению палеотектонических событий в Тихоокеанском регионе // Тихоокеанская геология. 1990. Т.2. С.3-16.

- Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 190 с.
- Геологическая карта СССР. Лист N-56, 57. М-б 1:1000000. В.К.Ротман – глав. ред. Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
- Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Антипов М.П., Бенъямовский В.Н., Братцева Г.М., Полянский Б.В., Ступин С.И., Федоров П.И. Нижний палеоген Западной Камчатки. М.: ГЕОС, 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН; Вып.488).
- Гончаров М.А., Гептнер Т.М., Фролова Н.С., Голев М.Б. Шарьяжи как альтернатива складчатости общего смятия и генератор глыбовой складчатости (по результатам физического и компьютерного моделирования) // Проблемы эволюции тектоносфер. В.Н.Шолпо – ред. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С.205-218.
- Журавлев А.В., Антипов М.П. Охотоморский регион кайнозойского погружения // Сейсмостратиграфические исследования в Евразии. Б.С.Соколов – ред. М.: Наука, 1993. С.160-183.
- Зинкевич В.П. Положение тектонических сооружений Восточной Камчатки в системе мезозойско-кайнозойских структур северо-западного обрамления Тихого океана // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Ю.М.Пушаровский – ред. М.: Наука, 1993. С.5-15.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992а. №4. С.97-112.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Ветловский коллизийный шов Восточной Камчатки // Докл. РАН. 1992б. Т.324. №3. С.638-642.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Брагина Л.Г. Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С.87-102.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Цуканов Н.В. Аккреционная структура Восточной Камчатки // ДАН СССР. 1990. Т.312. №5. С.1186-1190.
- Зинкевич В.П., Федорчук А.В., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1992. №3. С.64-78.
- Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фузган М.М. Ar/Ar датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // Докл. РАН. 1993а. Т.333. №4. С.477-480.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В., Константиновская Е.А. Тектоническая структура Восточно-Камчатской зоны // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Ю.М.Пушаровский – ред. М.: Наука, 1993б. С.197-222.
- Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. Константиновская Е.А., Федоров П.И. Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. №1. С.81-96.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Гунбина Л.В., Макки К., Фуджита К. Современная геодинамика литосферных плит Северо-Востока Азии // Докл. РАН. 1999. Т.369. №2. С.228-233.



- Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И.* Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. Ю.М.Пушаровский – ред. М.: Наука, 1987. С.200-225.
- Каменецкий В.С., Соболев А.В., Карпенко С.Ф., Портнягин М.В.* Ультрамафический вулканизм Восточной Камчатки: геохимия и петрология // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Ю.М.Пушаровский – ред. М.: Наука, 1993. С.156-196
- Кепежинская П.К.* Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 176 с.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, острова Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. №2. С.92-101.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм в палеогеновых сериях Ильпинского полуострова, Камчатка // Геотектоника. 1992. №5. С.78-95.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм в палеогеновых комплексах Ильпинского полуострова (южная часть Корякского нагорья) // Физика Земли. 1993. №5. С.72-80.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корякии. Автореф. дисс. докт. г.-м. наук. М., 2000. 48 с.
- Козьянин В.К.* Типизация и прогноз залежей углеводородов в Колпаковском прогибе Западной Камчатки // Тихоокеанская геология. 1990. №5. С.71-75.
- Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е.* Признаки вязкопластического течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюлл. МОИП. 1996. Отд. геол. Т.71. Вып.6. С.15-30.
- Константиновская Е.А.* Восточная Камчатка в позднемеловое время. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М.: ГИЦ РАН, 1992. 28 с.
- Константиновская Е.А.* Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полез. ископаемые. 1997. №1. С.58-73.
- Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии дуга–континент на примере западных окраин Тихого океана // Геотектоника. 1999а. №5. С.15-34.
- Константиновская Е.А.* Роль структуры континентальной окраины в геодинамике коллизии дуга–континент // Матер. XXXII тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999б. Т.1. С.315-318.
- Константиновская Е.А.* Коллизия дуга–континент и инверсия субдукции: пример Камчатской орогенной области и экспериментальное моделирование // Матер. XXXIII тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С.221-224.
- Константиновская Е.А.* Модель закрытия окраинного моря: пример Южно-Китайского и Филиппинского морей // Матер. XXXV тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2002. Т.1. С.257-260.
- Константиновская Е.А., Зинкевич В.П., Цуканов Н.В., Гаранина С.А.* Состав, строение и формационная принадлежность верхнемеловых-нижнепалеогеновых структурно-вещественных комплексов восточных хребтов Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Ю.М.Пушаровский – ред. М.: Наука, 1993. С.59-113.

- Кравченко-Бережной И.В.* Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М., 1989. 24 с.
- Крылов Н.А., Бурлин, Ю.К., Лебедев Л.И.* Нефтегазоносные бассейны континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Крылов К.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д.* Аккреция океанических комплексов в Корякском нагорье // История территории СССР и плитовая тектоника. Л.П.Зоненшайн, Е.Приставакина – ред. М.: Наука, 1989. С.112-121.
- Кузнецов Н.Б.* Допозднекайнозойская тектоника фундамента Курило-Камчатской островной дуги. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М., 1994. 27 с.
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В.* Первые Sm-Nd изотопные определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа. Регион. конф. посв. 50-летию геол. службы Камчатки. 31 марта – 1 апреля 1999. Тезисы докл. Петропавловск-Камчатский: КАМШАТ, 1999. С.41-42.
- Кузьмин В.К., Львов А.Б., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd изотопная систематика метаморфических и магматических пород Ганальского выступа // Проблемы геологии и металлогении Северо-Восточной Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Т.1. Региональная геология, петрология и геофизика. Матер. XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО. Магадан, 2001. С.172-175.
- Ландер А.А.* Сесмичность Охотоморского региона // Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.141-145.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В.* Тектоническая типизация и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. В.И.Кейлис-Борок, Г.М.Молчан – ред. М.: Наука, 1994. Вып.26. С.103-122.
- Левашова Н.М.* Кинематика позднемеловых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М.: ГИН РАН, 1999. 28 с.
- Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И.* Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология. 2000. Т.8. №5. С.477-506.
- Лучицкая М.В.* Тоналит-грандьемитовые интрузивные комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М.: ГИН РАН, 1998. 28 с.
- Лучицкая М.В., Рихтер А.В.* Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. №2. С.76-85.
- Львов А.Б., Нелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С.* О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1986. №7. С.81-93.
- Львов А.Б., Богомолов, Е.С., Левченко О.А.* и др. Геолого-геохронологическое изучение Ганальского хребта Камчатки // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Наука, 1990. С.103-118.

- Магакян Р.Г., Колесов Г.М., Ромашова Т.В., Константиновская Е.А. Геохимические особенности мелового островодужного магматизма Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Ю.М.Пушаровский – ред. М.: Наука, 1993. С.114-155.
- Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.434).
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение Южной Камчатки по геофизическим данным // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С.58-74.
- Мохаммед Х.А., Фельдман В.И., Кастрыкина В.М. Условия образования метаморфических пород Ганальского блока (Камчатка) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. №2. С.23-30.
- Нурмухамедов А.Г. Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю Нижняя Облуковина – Адриановка (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2001. Т.20. №2. С.13-23.
- Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. Ю.С.Воронков – ред. Л.: Недра, 1987. 263 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П., Попеко Л.И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин в северо-западной части Тихого океана // Геотектоника. 1981. №1. С.54-67.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. №1. С.68-78.
- Перродон А. История крупных открытий нефти и газа. М.: Мир, 1994. 255 с.
- Петрина Н.М., Шапиро М.Н., Бояринова М.Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т.53. Вып. 3. С.47-61.
- Петров В.С., Цикунов А.Г., Пронин А.А. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валагинского хребта // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С.15-24.
- Поздеев А.И., Петрина Н.М. Возраст и объем кирганикской свиты Камчатки // Советская геология. 1984. №1. С.50-57.
- Пушаровский Ю.М. Тектонические узлы в структуре дна океанов // Геотектоника. 2000. №3. С.3-20.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика мантии Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С.10-33.
- Пушаровский Ю.М., Говоров И.Н., Козарко Л.Н., Непрочнов Ю.П., Пейве А.А. Глубинные геосферы под океанами // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. Ю.М.Пушаровский – ред. СПб.: ВНИИОкеанология, 1995. С.6-38.
- Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов // Геотектоника. 1985. №1. С.88-101.

- Решения 2-го Межвед. стратигр. совещ. по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина, 1974. Петропавловск-Камчатский, 1984. 131 с.
- Рихтер А.В.* О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. №1. С.98-108.
- Рихтер А.В.* 1993. Строение метаморфических образований Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. Ю.М.Пушаровский – ред. М.: Наука, С.28-58.
- Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива. Геотектоника. 1995. №1. С.71-78
- Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978. С.117-239.
- Селиверстов В.А., Гречин В.И.* Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С 182-204. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
- Сидорчук И.А., Ханчук А.И.* Мезозойский глаукофансланцевый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. №3. С.150-155
- Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Крамер В., Сейферт В., Фрайтаг Р., Алексеев Д.В., Гедике К.* О гетерогенности фундамента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка) // 7-я Междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Москва, октябрь 2000. Тезисы. М., 2001. С.151
- Сляднев Б.И., Соколов В.А., Марковский Б.А.* Барабские конгломераты: особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1997. Т.16. №1. С.83-88.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Тр. ГИН; Вып. 479).
- Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г.* Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. №6. С.68-80.
- Соколов Б.А., Хаин В.Е.* Нефтегазоносность надвиговых окраин складчатых горных сооружений // Советская геология. 1982. №12. С.53-58.
- Соколов Б.А., Хаин В.Е.* Теория и практика развития поисков нефти и газа в России: итоги и задачи // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. №8. С.6-17.
- Соловьев А.В., Брендон М.Т., Гарвер Дж.И., Шатино М.Н.* Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001а. №6. С.56-74.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шатино М.Н.* Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001б. Т.9. №3. С.89-100.
- Супруненко О.И., Декин Г.П.* Субширотные разломы Восточной Камчатки // ДАН СССР. 1968. Т.180. №6. С.1442-1445.
- Тектоническая карта Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.
- Тихонов В.И.* Надвиги на Восточной Камчатке // Геотектоника. 1968. №3. С.78-87.

- Федоров П.И.* Сравнение петрохимических особенностей верхнемеловых вулканитов Северной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.124-136.
- Федоров П.И., Филатова Н.И.* Маастрихт-нижнечетвертичные базальты зон растяжения континентальной окраины Северо-Востока Азии // Докл. РАН. 1999. Т.365. №4. С.527-532.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В.* Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
- Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г.* Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т.9. №2. С.189-208.
- Федорчук А.В., Извеков И.Н.* Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. 1992. №12. С.147-151.
- Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т.* Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. №12. С.1721-1729.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможное происхождение // Геотектоника. 2000. №6. С.1-14.
- Хаин В.Е., Соколов Б.А.* Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // Сов. геология. 1984. №7. С.49-60.
- Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 150 с.
- Харахинов В.В.* Тектоника и история развития осадочных бассейнов // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. А.Г.Родников, И.К.Туезов, В.В.Харахинов – ред. М.: РАН Нац. Геоф. Ком., 1996. С.256-305.
- Харахинов В.В., Бабошина В.А., Терещенков А.А.* Строение земной коры // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. А.Г.Родников, И.К.Туезов, В.В.Харахинов – ред. М.: РАН Нац. Геоф. Ком., 1996. С.91-111.
- Хубуня С.А.* Высокоглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие периокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 462).
- Цуканов Н.В., Зинкевич В.П.* Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. №6. С.63-77.
- Цуканов Н.В., Федорчук А.В.* Океанические комплексы в структуре Восточного Кумроча (Камчатка) // ДАН СССР. 1989. Т.307. №4. С.943-948.
- Цуканов Н.В., Федорчук А.В., Литвинов А.Ф.* Океанический комплекс Шипунского полуострова (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1991. Т.318. №4. С.958-962.
- Челебаева А.И., Братцева Г.М.* К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам: (Север Тихоокеанской области и смежные регионы) // Корреляция кайнозойских толщ дальнего Востока. М.: ГИН АН СССР, 1986. С.157-209. (Тр. Вост. компелкс. экспед.).

- Челебаева А.И., Шанцер А.Е.* Новые данные по раннему палеогену Западной Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С.135-148
- Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Чехович В.Д.* Западно-Камчатская микроплита // Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С.91-99.
- Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р.* и др. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
- Шанцер А.Е.* Кайнозойское развитие Камчатки – формирование и деструкция нестабильных орогенических поднятий // Очерки тектонического развития Камчатки. В.В.Белоусов – ред. М.: Наука, 1987. С.109-164.
- Шанцер А.Е., Гладенков Ю.Б.* История геологического развития и смена палеогеографических обстановок в раннем палеогене Западной Камчатки // Нижний палеоген Западной Камчатки. Ю.Б.Гладенков – ред. М.: ГЕОС, 1997. С.129-137. (Тр. ГИН РАН; Вып. 488).
- Шанцер А.Е., Федоров П.И.* Раннепалеогеновый вулканизм // Нижний палеоген Западной Камчатки. Ю.Б.Гладенков – ред. М.: ГЕОС, 1997. С.117-128. (Тр. ГИН РАН; Вып. 488).
- Шанцер А.Е., Шати́ро М.Н., Колосков А.В.* и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. №4. С.66-74.
- Шати́ро М.Н.* Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Геотектоника. 1980. №3. С.85-94.
- Шати́ро М.Н.* Верхнемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга и кинематика плит в Северной части Тихого океана // Геотектоника. 1995. №1. С.52-64.
- Шати́ро М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.5-21.
- Шати́ро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А.* Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблемы источников // Литология и полез. ископаемые. 1992. №6. С.94-106.
- Шати́ро М.Н., Печерский Д.М., Ландер А.В.* Скорости и направления абсолютного перемещения субдукционных зон в геологическом прошлом // Геотектоника. 1997. №2. С.3-13.
- Шати́ро М.Н., Соловьев А.В., Ландер А.В.* Формирование Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Матер. XXXIII тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С.573-576.
- Шараськин А.Я.* Строение и тектономагматическая эволюция дна Филиппинского моря // 27-ой Междунар. Геол. конгресс. Доклады. М., 1984. Т.6. Ч.2. С.44-58.
- Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 162 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 472).

- Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В.* Допозднемезозойский фундамент Камчатской складчатой области и тектонические условия его формирования // *Очерки тектонического развития Камчатки*. В.В.Белоусов – ред. М.: Наука, 1987. С.6-53.
- Alexeiev D.V., Tsukanov N.V., Guedicke Chr.* Directions of sedimentary transport in the Upper Cretaceous and Miocene formations of the Eastern Kamchatka: implication for paleotectonic reconstructions // *Proc. 6<sup>th</sup> Zonenshain Conf. Moscow, Russia. Abstracts. M., 1998. P.171.*
- Anderson, D.L.* Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // *Rev. Geophys.* 1995. V.33. N1. P.125-149.
- Angelier J., Bergerat F., Chu H.-T., Lee T.-Q.* Tectonic analysis and the evolution of a curved collision belt: The Hsuehshan Range, northern Taiwan // *Tectonophysics.* 1990. V.183. P.77-96.
- Angelier J., Chu H.-T., Lee J.C.* Shear concentration in a collision zone: kinematics of the Chihshang Fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting, Longitudinal Valley, eastern Taiwan // *Tectonophysics.* 1997. V.274. P.117-143.
- Angelier J., Lee J.C., Chu H.T. et al.* Fault slip gravimetry and mechanism of the Chichi earthquake, 21 Sept. 1999, Taiwan // *EGS Conference. March 2000, Nice, France. Abstracts. 2000. CD-ROM.*
- Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L.* The Komandorsky basin as a product of a spreading behind a transform plate boundary // *Tectonophysics.* 1991. V.199. N.2-4. P.237-269.
- Barrier E.* Etude sismotectonique d'un grand accident actif la faille de la Vallee Longitudinale de Taiwan (taiwan, Republique de Chine // *Geol. Dyn. Geogr. Phys.* 1985. V.26. N1. P.45-60.
- Barrier E., Muller C.* New observations and discussion on the origin and age of the Lichi Melange // *A special volume dedicated to Chun-Sun Ho on the occasion of his retirement. S.F.Tsan – ed. Memoir Geol. Soc. China. 1984. V.6. P.303-325*
- Bijwaard H., Spakman, W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.* 1998. V.103. NB12. P.30 055-30 078.
- Biq C.* The Yushan-Hsuehshan megashear zone in Taiwan // *Proc. Geol. Soc. China.* 1989. V.32. P.7-20.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A.* Archean protolith, and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // *J. Geol.* 2002. V.110. N3. P.271-282.
- Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V., Ledneva, G.V.* Eocene collision and obduction of the Olutorsky island arc, Koryak Highlands of Northern Kamchatka, Russian Far East / *Proc. 6th Zonenshain Conf. Moscow, Russia. Abstracts. M., 1998. P.18-23.*
- Brandon M., Levin V., Park J.* New data on the crustal structure of Kamchatka, with implications for the formation and exhumation of the Sredinny metamorphic terrane // *7<sup>th</sup> Zonenshain Conf. Plate Tectonics (Moscow, Russia). Abstracts. M., 2001. P.501.*
- Briais A., Pautot G.* Reconstructions of the South China Sea from structural data and magnetic anomalies // *Marine geology and geophysics of the South China Sea. J.Xianglong, H.R.Kudrass, G.Pautot – eds. Pekin: China Ocean Press, 1992. P.60-69.*

- Burov E., Diament M.* Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans // *Geology*. 1996. V.24. N5. P.419-422.
- Chang L.S.* Eocene/Miocene hiatus and N conglomerate in the Central Range of Taiwan // *Proc. Geol. Soc. China*. 1972. V.15. P.93-98.
- Chemenda A.I., Mattauer M., Bokun A.N.* Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modeling and field data from Oman // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V.143. P.173-182.
- Chemenda, A.I., Yang, R.K., Hsieh, C.-H., Grocholsky, A.L.* Evolutionary model for the Taiwan collision based on physical modeling // *Tectonophysics*. 1997a. V.274. P.253-274.
- Chemenda A.I., Matte P., Sokolov V.* A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure / low temperature rocks in the southern Urals // *Tectonophysics*. 1997b. V.276. P.217-227.
- Chemenda A., Burg J.-P., Mattauer M.* Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on modelling, geological and geophysical data // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V.174. N.3-4. P.397-409.
- Chemenda A.I., Hurpin D., Tang J.-C., Stephan J.-F., Buffet G.* Arc-continent collision and mechanism for the burial and exhumation of UHP/LT rocks: constraints provided by experimental and numerical modeling // *Tectonophysics*. 2001a. V.342. P.37-161
- Chemenda A.I., Yang R.-K., Stephan J.-F., Konstantinovskaia E.A., Ivanov G.M.* New results from physical modeling of arc-continent collision in Taiwan // *Tectonophysics*. 2001b. V.333. N1/2. P.159-178.
- Chi W.R., Namson J., Suppe J.* Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of eastern Taiwan // *Mem. Geol. Soc. China*. 1981. N4. P.155-194.
- Chiu H.T.* Stratigraphic relations of the reservoirs of the oil and gas fields in northern Taiwan // *Petrol. Geol. Taiwan*. 1965. N4. P.175-185.
- Clark M.B., Fisher D.M., Lu C.-Y., Chen C.H.* Kinematic analysis of the Hsuehshan Range, Taiwan: A large scale pop-up structure // *Tectonics*. 1993. V.12. P.205-217.
- Cook D.B., Fujita K., McMullen C.A.* Present-day interactions in northeast Asia: North American, Eurasian and Okhotsk plates // *J. Geodyn.* 1986. V.6. P.33-51.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W.* Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin // *J. Geophys. Res.* 1976. V.81. P.1916-1934.
- Cooper A.K., Marlow, M.S., Scholl, D.W., Stevenson, A.I.* Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // *Tectonics*. 1992. V.11. N4. P.719-731.
- Crespi J.M., Chan Y.C., Swaim M.S.* Synorogenic extension and exhumation of the Taiwan hinterland // *Geology*. 1996. V.24. N3. P.247-250.
- Dahlen F.A., Barr T.D.* Brittle frictional mountain building; 1, Deformation and mechanical energy budget // *J. Geophys. Res.* 1989. V.94. N.4. P.3906-3922
- Dahlen F.A., Suppe J., Davis D.M.* Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory // *J. Geophys. Res.* 1984. V.89. P.10067-10101.
- Davis D., Suppe J., Dahlen F.A.* Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // *J. Geophys. Res.* 1983. V.88. P.1153-1172.



- DeMets C.* A test of present-day geometries for the Northeast Asia and Japan // *J. Geophys. Res.* 1992. V.97. P.17627-17635.
- Deschamps A.P., Monie P., Lallemand S.E., Hsu S.-H., Yeh K.Y.* Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V.179. P.503-516.
- Dominguez S., Lallemand S.E., Malavieille J., Von Huene R.* Upper plate deformation associated with seamount subduction // *Tectonophysics.* 1998. V.293. P.207-224.
- Dorsey R.J.* Collapse of the Luzon volcanic arc during onset of arc-continent collision: evidence from a Miocene-Pliocene unconformity, Eastern Taiwan // *Tectonics.* 1992. V.11. N2. P.177-191.
- Edelman S.H.* A critical review of tectonic processes at continental margin orogens // *Tectonophysics.* 1991. V.191. P.199-212.
- Engelbreton D.C., Cox A., Gordon, R.G.* Relative motion between oceanic plates in the Pacific basin // *J. Geophys. Res.* 1984. V.89. P.10291-10310.
- Engelbreton, D.C., Cox, A., Gordon, R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // *Geol. Soc. Amer. Special Paper.* 1985. V.206. P.1-59.
- Fuh S.-C., Liu C.-S., Lundberg N., Reed D.* Strike-slip faults offshore southern Taiwan: implications for the oblique arc-continent collision processes // *Tectonophysics.* 1997. V.274. P.25-39.
- Faure M. Lu C.-Y., Chu H-T.* Ductile deformation and Miocene mappe-stacking in Taiwan related to motion of the Philippine Sea plate // *Tectonophysics.* 1991. V.198. P.95-105.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Toward a more complete record of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // *Phys. Chem. Earth (A).* 2000. V.25. P.565.
- Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W.* Origin, transport and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. V.106. P.1182-1194.
- Gorbatov A., Dominguez J., Suarez G., Kostoglodov V., Zhao D., Gordeev E.* Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // *Geophys. J. Int.* 1999a. V.137. P.269-279.
- Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E.* Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *AGU 1999 Fall Meeting. EOS. Transactions.* 1999b. V.80. N46. P.925.
- Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E.* Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *J. Geophys. Int.* 2000. V.142. P.27-36.
- Gradstein F.M., Ogg, J.* A Phanerozoic time scale // *Episodes.* 1996. V.19. P.3-5.
- Gutscher M.-A., Kukowski N., Malavieille J., Lallemand S.* Material transport in accretionary wedges from analysis of a systematic series of analog experiments // *J. Struct. Geol.* 1998. V.20. N4. P.407-416.
- Hall R., Ali J.-R., Anderson C.D., Baker S.J.* Origin and motion history of the Philippine Sea plate // *Tectonophysics.* 1995. V.251. P.229-250.

- Hamburger M.W., Cardwell R.K., Isacks B.L.* Seismotectonics of the northern Philippine island arc // The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. D.E.Hayes– eds. Part 2. AGU Geophys. Monograph. 1983. V.27. P.1-22.
- Hetland E., Wu F.T.* Deformation of the Philippine Sea plate under the Central Range, Taiwan: results from an offshore-onshore seismic experiment // TAO. 1998. V.9. P.363-378.
- Ho C.S.* Tectonic evolution of Taiwan. Explanatory text of the tectonic map of Taiwan. Taipei: Ministry of Economic Affairs, Republic of China, 1982. 126 p.
- Ho C.S.* A synthesis of the geologic evolution of Taiwan // Tectonophysics. 1986. V.25. P.1-16.
- Ho C.S.* An introduction to the geology of Taiwan (second edition). Explanatory text of the geological map of Taiwan. Ministry of Economic Affairs. R.O.C. 1988. 192 p.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V.* A comparison of the detrital zircon grain-age distributions from the Ukelayat group and the Kamchatskiy complex: implications for the origin of the Sredinniy Range, Kamchatka. Workshop on Tectonics of the Okhotsk Sea region and Kamchatka // 7<sup>th</sup> Zonenshain Conf. Plate Tectonics. Moscow, Russia. Abstracts. 2001. P.504.
- Hsu K.J.* Melange and the melange tectonics of Taiwan // Proc. Geol. Soc. China. 1988. V.31. N2. P.87-92
- Hsu S.K.* Subduction/collision complexity in the Taiwan-Ryukyu junction area // SEASIA Conf. Montpellier, France. Abstracts. 1999. P.37.
- Hsu S.K., Liu C.S., Shyu C.T.* et al. New gravity and magnetic anomaly maps in the Taiwan-Luzon region and their preliminary interpretation // TAO. 1998. V.9. P.509-532.
- Huang T.C., Chen M.P., Chi W.R.* Calcareous nannofossils from the red shale of the ophiolites-melange complex, eastern Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1979. V.3. P.131-138.
- Huang C.Y., Shyu C.T., Lin S.B.* et al. Marine geology in the arc–continent collision zone of southern Taiwan: Implications for the late Neogene evolution of the Coastal Range // Mar. Geol. 1992. V.107. P.183-212.
- Huang C.Y., Wu W.Y., Chang C.P.* et al. Tectonic evolution of accretionary prism in the arc–continent collision terrane of Taiwan // Tectonophysics. 1997. V.281. P.31-51.
- Jahn B.-M.* Geochemical and isotopic characteristics of UHP eclogites and ultramafic rocks of the Dabie orogen: Implications for continental subduction and collisional tectonics // When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh pressure rocks. B.R.Hacker, J.G.Liou – eds. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1998. P.203-240.
- Jahn B.-M., Liou J.G.* Ages and geochemical constraints of glaukophane schists of Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1977. V.2. P.129-140.
- Jahn B.-M., Martineau F., Cornichet J.* Chronological significance of Sr isotopic compositions in the crystalline limestones of the Central Range, Taiwan // A special volume dedicated to Chun-Sun Ho on the occasion of his retirement. S.F.Tsan – ed. Mem. Geol. Soc. China. 1984. V.6. P.295-301.
- Juang W.S., Bellon H.* The potassium-argon dating of andesites from Taiwan // Proc. Geol. Soc. China. 1984. V.27. P.86-100.
- Juang W.S., Bellon H.* Potassium-argon ages of the Tananao schist in Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1986. V.7. P.405-416.

- Kao H., Shen S.J., Ma K.-F.* Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc – Taiwan region // *J. Geophys. Res.* 1998. V.103. P.7211 – 7229.
- Karabinos P., Samson S.D., Hepburn J.C., Stoll H.M.* Taconian orogeny in the New England Appalachians: Collision between Laurentia and the Shelburne Falls arc // *Geology.* 1998. V.26. N3. P.215-218.
- Karig D.E., Ingle J.S. Jr., Bouma A.H., Ellis C.H., Haile N.S., Koizumi I., MacGregor I., Moore J.C., Ujiie H., Watanabe T., White S.M., Yasui M., Ling H.Y.* Initial Reports of the DSDP. 31. Washington, D.C., U.S. Gov. Print. Office. 1975. 972 p.
- Kimura G.* The latest Cretaceous – Early Paleogene rapid growth of accretionary complex and exhumation of high pressure series metamorphic rocks in northwestern Pacific margin // *J. Geophys. Res.* 1994. V.99. P.22147-22164.
- Kimura G., Rodzdestvenskiy V.S., Okumura K., Melnikov O., Okamura M.* Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in an accretionary complex: Example from southern Sakhalin // *Tectonophysics.* 1992. V.202. P.361-374.
- Kohlstedt D.L., Evans, B., Mackwell S.J.* Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments // *J. Geophys. Res.* 1995. V.100. NB9. P.17587-17602.
- Konstantinovskaia E.A.* Early Eocene arc–continent collision and subduction reversal reconstructed from the Kamchatka orogenic belt (NE Russia) // *SEASIA Conf. Montpellier, France. Abstracts.* 1999. P.221-225.
- Konstantinovskaia E.A.* Geodynamics of the Early Eocene arc–continent collision reconstructed from the Kamchatka orogenic belt (NE Russia) // *Tectonophysics.* 2000. V.325. N1/2. P.87-105.
- Konstantinovskaia E.A.* Deformation of continental margin of Northeast Asia: tectonics and geodynamic modeling. International Consortium of Geological Surveys (ICOGS) Asia-Pacific Newsletter. 2001a. N4. P.28-40.
- Konstantinovskaia E.A.* Arc–continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: An example from the Kamchatka (NE Russia) // *Tectonophysics. Active Subduction and collision in South-East Asia (SEASIA). Spec. Is.* 2001b. V.333. N1/2. P.75-94.
- Konstantinovskaia E.A., Bindeman I.N.* Continental margin of Kamchatka Peninsula, Russia: the mode and nature of crustal growth in the accretionary orogen // *AGU Fall Meeting. San-Francisco, USA. Fall Meet. Suppl. Abstracts. EOS. Trans. AGU.* 2001. V.82. N47. T51C-0886.
- Konstantinovskaia E.A., Gorbatov A.V., Ivanov G.M.* Tectonic and geodynamic analysis of Southern Kamchatka and Taiwan area. Workshop on Tectonics of the Okhotsk Sea region and Kamchatka // 7<sup>th</sup> Zonenshain Conf. Plate Tectonics. Moscow, Russia. Abstracts. 2001. P.505-506.
- Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu.V.* The Cretaceous ophiolite of Karaginsky island (the Western Bering sea) // *Ofioliti.* 1991. V.16. N2. P.79-110.
- Lallemand, S.E.* La subduction oceanique. Amsterdam: G&B Sci. Publ., 1999. 194 p.
- Lallemand S.E., Liu C.S.* Geodynamic implications of present-day kinematics in the southern Ryukyu // *J. Geol. Soc. China.* 1998. V.41. N4. P.551-564.

- Lallemand S.E., Schnurle P., Malavieille J.* Coulomb theory applied to accretionary and non-accretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion // *J. Geophys. Res.* 1994. V.99. NB6. P.12033-12055.
- Lallemand S.E., Liu C.-S., Lin C.-S.* Behavior of the Ryukyu fore arc sliver in the wake of the indenting northern Luzon arc (east of Taiwan) // *Sino-French Symposium Active Collision in Taiwan.* Taiwan. 1995. P.167-175.
- Lallemand S.E., Popoff M., Cadet J-P., Bader A.G., Pubellier M., Rangin C., Deffontaines B.* Genetic relations between the central and southern Philippine trench and the Sangihe trench // *J. Geophys. Res.* 1998. V.103. NB1. P.933-950.
- Lallemand S.E., Liu C.-S., Dominguez S., Schnurle P., Malavieille J., ACT Scientific Crew.* Trench-parallel stretching and folding of fore-arc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyu: a case of strain partition caused by oblique convergence // *Tectonics.* 1999. V.18. N2. P.231-247.
- Lallemand S.E., Font Y., Bijwaard H., Kao H.* New insights on 3D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications // *Tectonophysics.* 2001. V.335. P.229-253.
- Lan C.Y., Lee T., Lee Wang C.* The Rb–Sr isotopic record in Taiwan gneisses and its tectonic implication // *Tectonophysics.* 1990. V.183. P.129-143.
- Lee T.Q., Kissel C., Barrier E. et al.* Paleomagnetic evidence for a diachronic clockwise rotation of the Coastal Range // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991a. V.104. P.245-257.
- Lee T.Q., Angelier J., Chu H.T., Bergerat F.* Rotation in the northeastern collision belt of Taiwan: preliminary results from paleomagnetism // *Tectonophysics.* 1991b. V.199. P.109-120.
- Lee J.C., Angelier J., Chu H.T.* Polyphase history and kinematics of a complex major fault zone in the northern Taiwan mountain belt: the Lishan Fault // *Tectonophysics.* 1997. V.274. P.97-115.
- Letourzey J., Kimura M.* Okinawa trough genesis: structure and evolution of a back-arc basin developed in a continent // *Marine Petrol. Geol.* 1985. V.2. P.111-130.
- Letouzey J., Sage L., Muller C.* Geological and structural map of eastern Asia // *Amer. Ass. Petr. Geol.* 1988. 52 p.
- Levachova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N.* Late Cretaceous paleomagnetism of the East Ranges island arc complex, Kamchatka: implications for terrane movements and kinematics of the North-West Pacific // *J. Geophys. Res.* 1997. V.102. P.24843-24857.
- Levachova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L.* Upper Cretaceous paleomagnetic data from the Median Range of Kamchatka Peninsula // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V.163. P.235-246.
- Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L.* Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous – Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia. Kinematic implications // *Tectonics.* 2000. V.19. N5. P.834-851.
- Levin V., Park J., Lees J.M., Brandon M., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A.* Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions // *Tectonophysics.* 2002. V.358. N1-4. P.233-265.

- Lin C.-H.* Thermal modeling of continental subduction and exhumation constrained by heat flow and seismicity in Taiwan // *Tectonophysics*. 2000. V.324. P.189–201.
- Lin C.-H., Roeker S.W.* Active crustal subduction and exhumation in Taiwan When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh pressure rocks. B.R.Hacker, J.G.Liou – eds. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1998. P.1-26.
- Lin C.H., Roeker S.W.* Evidence of continental subduction and crustal exhumation for Taiwan orogen. SEASIA Conf. Montpellier, France. Abstracts. 1999. P.227-230.
- Lin C.H., Yeh Y.H., Yen H.Y., Chen K.C., Huang B.S., Roecker S.W., Chiu J.M.* Three-dimensional elastic velocity structure of the Hualien region of Taiwan: evidence of active crustal exhumation // *Tectonics*. 1998. V.17. P.89-102.
- Liou J.G., Ernst W.G.* Summary of Phanerozoic metamorphism in Taiwan // *Mem. Geol. Soc. China*. 1984. V.6. P.133-152.
- Liou J.G., Lan C.Y., Suppe J., Ernst W.G.* The east Taiwan ophiolite: its occurrence, petrology, metamorphism, and tectonic setting // *Spec. Pap. No. 1., Mining Res. Serv. Organization*. 1977. 212 p.
- Liu T.K.* Fission-track study of apatite, zircon, and sphene from Taiwan and its tectonic implication. Ph.D. thesis, National Taiwan University (in Chinese). 1982. 95 p.
- Liu C.S., Huang I.L., Teng L.S.* Structural features of Southwestern Taiwan // *Marine Geol.* 1997. V.137. P.305-319.
- Liu C.S., Chiao L.Y., Schurle P., Lallemand S.E., Font Y.* Deformation of the Philippine Sea Plate near Taiwan // SEASIA Conf. Montpellier, France. Abstracts. 1999. P.39-42.
- Lo C.H., Onstott T.C.* Rejuvenation of K-Ar systems for minerals in the Taiwan Mountain belt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V.131. P.71-98.
- Lo C.H., Yui T.F.* Ar/Ar dating of high-pressure rocks in the Tananao basement complex, Taiwan // *J. Geol. Soc. China*. 1996. V.39. P.13-30.
- Lonsdale, P.* Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. V.100. P.733-754.
- Lu C.Y., Hsu K.J.* Tectonic evolution of the Taiwan mountain belt // *Petr. Geol. Taiwan*. 1992. V.27. P.21-46.
- Lu C.Y., Malavieille J.* Oblique convergence, indentation and rotation tectonic in Taiwan mountain belt: Insights from experimental modeling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V.121. P.477-494.
- Lu C.Y., Jeng F.S., Chang K.J., Jian W.T.* Impact of basement high on the structure and kinematics of the western Taiwan thrust wedge: insights from sandbox models // *TAO*. 1998. V.9. P.533-550.
- Lundberg N., Dorsey R.* Rapid Quaternary emergence, uplift and denudation of the Coastal Range, eastern Taiwan // *Geology*. 1990. V.18. P.638-641.
- Lundberg N., Reed D.L., Liu C.S., Lieskes J.H. Jr.* Forearc-basin closure and arc accretion in the submarine suture zone south of Taiwan // *Tectonophysics*. 1997. V.274. P.5-24.
- Ma K.F., Lee C.T., Tsai Y.B.* The Chi-Chi Taiwan earthquake: large surface displacements on an inland thrust fault // *EOS*. 1999. V.80. N50. P.605-611.

- Mackey, K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovaleb V., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaeva L.P.* Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // *Geology*. 1997. V.25. N11. P.979-982.
- Malavieille J.* Modelisation experimentale des chevauchement imbriques: Application aux chaines de montagnes // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1984. V.7. P.129-138.
- Malavieille J.* Evolutionary model for arc–continent collision in Taiwan // *Active subduction and collision in Southeast Asia: data and models. Int. Conf. and 4th France-Taiwan Symposium. ISTEEM, Montpellier, France.* 1999. P.231-234.
- Malavieille J., Chemenda A.* Impact of initial geodynamic setting on structure, ophiolite emplacement and tectonic evolution of collisional belts // *Ofioliti*. 1997. V.22. N1. P.3-13.
- Malavieille J., Calassou S., Larroque C., Lallemand S.E., Stephan J.-F.* Experimental modeling of accretionary wedges // *Terra. Abstr.* 1991a. V.3. P.367.
- Malavieille J., Calassou S., Larroque C., Lallemand S.E., Stephane J.F.* Modelisation analogique des prismes d'accretion oceaniques: montage d'animation video de 27', Serie Cours M037, version Francaise et Anglaise, Formation exploration. Elf SNEAP. 19916.
- Malavieille J., Calassou S., Larroque C.* Modelisation experimentale des relations tectonique sedimentation entre bassin avant-arc et prism d'accretion // *C.R. Acad. Sci.* 1993. V.316. P.1131-1137.
- Malavieille J., Chemenda A., Larroque C.* Evolutionary model for Alpine Corsica: Mechanism for ophiolites emplacement and exhumation of high-pressure rocks // *Terra Nova*. 1998. V.10. N6. P.317-322
- Malavieille J., Lallemand S., Dominguez S., Deschamps A., Lu C.Y., Liu C.S., Schmurle P.,* ACT Scientific Crew. Arc–continent collision in Taiwan: new marine observations and tectonic evolution // *Geology and geophysics of an arc–continent collision, Taiwan, Republic of China. T.B.Byrne, C.-S.Liu – eds. Geol. Soc. Amer. Special Paper.* 2002. V.358. P.187-211.
- Mandl G.* Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts // *Developments in structural geology. New York: Elsevier,* 1988. V.1. 407 p.
- Marsaglia K.M., Mann P., Hyatt R.J., Olson H.C.* Evaluating the influence of aseismic ridge subduction and accretion (?) on detrital modes of forearc sandstone: an example from the Kronotsky Peninsula on the Kamchatka Forearc // *Lithos*. 1999. V.46. P.17-42.
- Mattauer M., Collot B.* Continental subduction, thrusting and strike-slip faulting in the Canadian Cordillera // *Bull. Soc. Geol. France.* 1986. V.8. N6. P.899-909.
- Matte Ph.* Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides // *GFF*. 1998. V.120. P.209-222.
- Matte P., Chemenda A.* Mechanism for exhumation of HP metamorphic rocks during continental subduction in Southern Urals // *C.R. Acad. Sci. Paris. Série IIa.* V.323. P.525-530.
- McNutt M.* Lithospheric flexure and thermal anomalies // *J. Geophys. Res.* 1984. V.89. P.11180-11194.
- Miller E.L.* The role of the magmatism and extension in the origin and evolution of the crust beneath the Bering Shelf // *7<sup>th</sup> Zonenshain Conf. Plate Tectonics. Moscow, Russia. Abstracts.* 2001. P.408-409.

- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.N., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney T.D., Gordey K.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal'in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Plafker Jr.G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K.* Circum-North Pacific retono-stratigraphic terrane map // USGS Open-File Report 94-714. 1994. 108 p.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scortese C.R., Scholl D.W., Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // Prof. Paper 1626.USGS. 2001. 122 p.
- Pautot G., Rangin C.* Subduction of the South China Sea axial ridge below Luzon (Philippines) // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V.92. P.57-69.
- Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharapova Z.V.* Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the motion of an active island arc // Tectonophysics. 1997. V.273. P.219-237.
- Pelletier B.* De la fosse de Manille a la chaine de Taiwan, etude geologique aux confins d'une subduction et d'une collision actives; modele geodynamique. Brest: Univ. Brest, 1985. 268 p.
- Price N.J., Audley-Charles M.G.* Tectonic collision processes after plate rupture // Tectonophysics. 1987. V.140. P.121-129.
- Pubellier M., Cobbold P.R.* Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the Western Pacific // Tectonophysics. 1996. V.253. P.33-52.
- Pubellier M., Bader A.G., Rangin C., Deffontaines B., Quebral R.* Upper plate deformation induced by subduction of a volcanic arc: the Snellius Plateau (Molucca Sea, Indonesia and Mindanao, Philippines) // Tectonophysics. 1999. V.304. P.345-368.
- Rangin C., Jolivet L., Pubellier M., Azema J., Briais A., Chotin P., Fontaine H., Huchon P., Maury R., Muller C., Ramproux J.P., Stephan J.F., Tournon J.* A simple model for the tectonic evolution of southeast Asia and Indonesia region for the past 43 m.y. // Bull. Soc. Geol. France. 1990. V.8. NVI. P.889-905.
- Rau R.J., Wu F.T.* Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V.133. P.517-532.
- Reed D.L., Lundberg N., Liu C.-S., Kuo B.-Y.* Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge; implication for accretion and crustal kinematics // Acta Geologica Taiwanica. 1992. V.30. P.105-122
- Richard M., Bellon H., Maury R., Barrier E., Juang W.S.* Miocene to recent calc-alkaline volcanism in eastern Taiwan: K-Ar ages and petrography // Tectonophysics. 1986. V.125. P.87-102.
- Roeker S.W., Yeh Y.H., Tsai Y.B.* Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath Taiwan: Deep structure beneath an arc-continent collision // J. Geophys. Res. 1987. V.92. P.10547-10570.
- Savostin L.A., Zonenshain L.P., Baranov B.* Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region. AGU. Washington, D.C. T.W.C.Hilde, S.Uyeda – eds. 1983. V.11. P.189-222.

- Mackey, K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovaleb V., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaeva L.P.* Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // *Geology*. 1997. V.25. N11. P.979-982.
- Malavieille J.* Modelisation experimentale des chevauchement imbriques: Application aux chaines de montagnes // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1984. V.7. P.129-138.
- Malavieille J.* Evolutionary model for arc–continent collision in Taiwan // *Active subduction and collision in Southeast Asia: data and models. Int. Conf. and 4th France-Taiwan Symposium. ISTEEM, Montpellier, France.* 1999. P.231-234.
- Malavieille J., Chemenda A.* Impact of initial geodynamic setting on structure, ophiolite emplacement and tectonic evolution of collisional belts // *Ofioliti*. 1997. V.22. N1. P.3-13.
- Malavieille J., Calassou S., Larroque C., Lallemand S.E., Stephan J.-F.* Experimental modeling of accretionary wedges // *Terra. Abstr.* 1991a. V.3. P.367.
- Malavieille J., Calassou S., Larroque C., Lallemand S.E., Stephane J.F.* Modelisation analogique des prismes d'accretion oceaniques: montage d'animation video de 27', Serie Cours M037, version Francaise et Anglaise, Formation exploration. Elf SNEAP. 1991b.
- Malavieille J., Calassou S., Larroque C.* Modelisation experimentale des relations tectonique sedimentation entre bassin avant-arc et prism d'accretion // *C.R. Acad. Sci.* 1993. V.316. P.1131-1137.
- Malavieille J., Chemenda A., Larroque C.* Evolutionary model for Alpine Corsica: Mechanism for ophiolites emplacement and exhumation of high-pressure rocks // *Terra Nova*. 1998. V.10. N6. P.317-322
- Malavieille J., Lallemand S., Dominguez S., Deschamps A., Lu C.Y., Liu C.S., Schnurle P., ACT Scientific Crew.* Arc–continent collision in Taiwan: new marine observations and tectonic evolution // *Geology and geophysics of an arc–continent collision, Taiwan, Republic of China. T.B.Byrne, C.-S.Liu – eds. Geol. Soc. Amer. Special Paper.* 2002. V.358. P.187-211.
- Mandl G.* Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts // *Developments in structural geology. New York: Elsevier,* 1988. V.1. 407 p.
- Marsaglia K.M., Mann P., Hyatt R.J., Olson H.C.* Evaluating the influence of aseismic ridge subduction and accretion (?) on detrital modes of forearc sandstone: an example from the Kronotsky Peninsula on the Kamchatka Forearc // *Lithos*. 1999. V.46. P.17-42.
- Mattauer M., Collot B.* Continental subduction, thrusting and strike-slip faulting in the Canadian Cordillera // *Bull. Soc. Geol. France.* 1986. V.8. N6. P.899-909.
- Matte Ph.* Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides // *GFF*. 1998. V.120. P.209-222.
- Matte P., Chemenda A.* Mechanism for exhumation of HP metamorphic rocks during continental subduction in Southern Urals // *C.R. Acad. Sci. Paris. Série IIa.* V.323. P.525-530.
- McNutt M.* Lithospheric flexure and thermal anomalies // *J. Geophys. Res.* 1984. V.89. P.11180-11194.
- Miller E.L.* The role of the magmatism and extension in the origin and evolution of the crust beneath the Bering Shelf // *7<sup>th</sup> Zonenshain Conf. Plate Tectonics. Moscow, Russia. Abstracts.* 2001. P.408-409.



- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.N., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney T.D., Gordey K.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal'in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Plafker Jr.G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K.* Circum-North Pacific retono-stratigraphic terrane map // USGS Open-File Report 94-714. 1994. 108 p.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scortese C.R., Scholl D.W., Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // Prof. Paper 1626.USGS. 2001. 122 p.
- Pautot G., Rangin C.* Subduction of the South China Sea axial ridge below Luzon (Philippines) // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V.92. P.57-69.
- Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharapova Z.V.* Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the motion of an active island arc // Tectonophysics. 1997. V.273. P.219-237.
- Pelletier B.* De la fosse de Manille a la chaine de Taiwan, etude geologique aux confins d'une subduction et d'une collision actives; modele geodynamique. Brest: Univ. Brest, 1985. 268 p.
- Price N.J., Audley-Charles M.G.* Tectonic collision processes after plate rupture // Tectonophysics. 1987. V.140. P.121-129.
- Pubellier M., Cobbold P.R.* Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the Western Pacific // Tectonophysics. 1996. V.253. P.33-52.
- Pubellier M., Bader A.G., Rangin C., Deffontaines B., Quebral R.* Upper plate deformation induced by subduction of a volcanic arc: the Snellius Plateau (Molucca Sea, Indonesia and Mindanao, Philippines) // Tectonophysics. 1999. V.304. P.345-368.
- Rangin C., Jolivet L., Pubellier M., Azema J., Briais A., Chotin P., Fontaine H., Huchon P., Maury R., Muller C., Ramproux J.P., Stephan J.F., Tournon J.* A simple model for the tectonic evolution of southeast Asia and Indonesia region for the past 43 m.y. // Bull. Soc. Geol. France. 1990. V.8. NVI. P.889-905.
- Rau R.J., Wu F.T.* Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V.133. P.517-532.
- Reed D.L., Lundberg N., Liu C.-S., Kuo B.-Y.* Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge; implication for accretion and crustal kinematics // Acta Geologica Taiwanica. 1992. V.30. P.105-122
- Richard M., Bellon H., Maury R., Barrier E., Juang W.S.* Miocene to recent calc-alkaline volcanism in eastern Taiwan: K-Ar ages and petrography // Tectonophysics. 1986. V.125. P.87-102.
- Roeker S.W., Yeh Y.H., Tsai Y.B.* Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath Taiwan: Deep structure beneath an arc-continent collision // J. Geophys. Res. 1987. V.92. P.10547-10570.
- Savostin L.A., Zonenshain L.P., Baranov B.* Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk // Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region. AGU. Washington, D.C. T.W.C.Hilde, S.Uyeda – eds. 1983. V.11. P.189-222.

- Scholl D.W., Stevenson A.J., Mueller S., Geist E., Engebretson D.C., Vallier T.L.* Exploring the notion that southeast-Asian type escape tectonics and trench clogging are involved in regional scale deformation of Alaska and formation of the Aleutian-Bering Sea region // Southeast Asia structure, tectonics and magmatism, M.Flower, R.McCabe, T.Hilde – eds. Texas: Geodyn. Res. Inst., Texas AM Univer., College Station. 1992. P.57-63.
- Seno T., Stein S., Gripp A.E.* A model for the motion of the Philippine Sea Plate with NUVEL-1 and geological data // J. Geophys. Res. 1993. V.98. P.17941-17948
- Seno T., Sakurai T., Stein S.* Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // J. Geophys. Res. 1996. V.101. P.11305-11315.
- Shemenda A.I.* Subduction: Insights from physical modeling. Kluwer Acad. Publ. 1994. 215 p.
- Sibuet J.C., Hsu S.K.* Geodynamics of the Taiwan arc–arc collision // Tectonophysics. 1997. V.274. P.221-251.
- Sibuet J.C., Deffontaines B., Hsu S.K., Thareau N., Le Formal J.P., Liu C.S.* and the ACT Party, Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution // J. Geophys. Res. 1998. V.103. NB12. P.30245-30267.
- Stephan J.-F., Blanchet R., Rangin C., Pelletier B., Letouzey J., Müller C.* Geodynamic evolution of the Taiwan-Luzon-Mindoro belt since the Oligocene // Tectonophysics. 1986. V.125. P.245-268.
- Stern R.J., Bloomer S.H.* Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. V.104. N12. P.1621-1636.
- Suppe J.* Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1981. V.4. P.67-89.
- Suppe J.* Tectonics of arc-continent collision on both sides of the South China Sea: Taiwan and Mindoro // Acta geologica Taiwanica, Science Rep. Nat. Taiw. Univ. 1988. N26. P.1-18.
- Suppe J., Liou J.G., Ernst W.G.* Paleogeographic origins of the Miocene East Taiwan ophiolites // Amer. J. Sci. 1981. V.281. P.228-246
- Takahashi H., Kasahara M., Kimata F., Miura S., Heki K., Seno T., Kato T., Vasilenko N., Ivashchenko A., Bahtiarov V., Levin V., Gordeev E., Korchagin F., Gerasimenko M.* Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data // Geophys. Res. Lett. 1999. V.26. N16. P.2533-2536.
- Tang C.H.* Subsurface geology and oil possibilities of the Taoyuan District // Petrol. Geol. Taiwan. 1964. N3. P.53-74.
- Tang J.-C., Chemenda A.I.* Numerical modelling of arc–continent collision: application to Taiwan // Tectonophysics. 2000. V.325. P.23-42.
- Tang J.C., Chemenda A.I., Bethoux N.* Taiwan arc-continent collision: constraints provided by application numerical modeling // Active subduction and collision in South-East Asia. SEASIA Conf. Montpellier, France. Abstracts. 1999. P.219.
- Teng L.S., Wang Y., Tang C.H.* et al. Tectonic aspects of the Paleogene depositional basin of northern Taiwan // Proc. Geol. Soc. China. 1991. V.34. P.313-336.

- Tillman K.S., Byrne T.B.* Kinematic analysis of the Taiwan Slate Belt // *Tectonics*. 1995. V.14. P.322-341.
- Watts A.B.* An analysis of isostasy in the world's oceans: 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain // *J. Geophys. Res.* 1978. V.83. P.5989-6004.
- Watts A.B., Stewart J.* Gravity anomalies and segmentation of the continental margin offshore West Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V.156. P.239-252.
- Worrall D.M.* Tectonic history of the Bering Sea and the evolution of Tertiary strike-slip basins of the Bering shelf // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1991. V.257. 120 p.
- Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V.* Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1996. V.15. N4. P.813-826.
- Wu F.T., Rau R.-J., Salzberg D.* Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision? // *Tectonophysics*. 1997. V.274. P.191-220.
- Yang T.F., Lee T., Chen C.H.* et al. A double island arc between Taiwan and Luzon: consequence of ridge subduction // *Tectonophysics*. 1996. V.258. P.85-101.
- Yeh Y.H., Shih R.C., Lin C.H.* et al. Onshore/offshore wide-angle deep seismic profiling in Taiwan // *TAO*. 1998. V.9. P.301-316.
- Yen T.P., Sheng C.C., Keng W.P.* The discovery of fusuline limestone in the metamorphic complex of Taiwan // *Bull. Geol. Surv. Taiwan*. 1951. V.3. P.45.
- Yogodzinski G.M., Rubenstone J.L., Kay S.M., Kay R.W.* Magmatic and tectonic development of the western Aleutians: An oceanic arc in a strike-slip setting // *J. Geophys. Res.* 1993. V.98. P.11807-11834.
- Yu S.-B., Chen H.-Y., Kuo L.-C.* Velocity field of GPS stations in the Taiwan area // *Tectonophysics*. 1997. V.274. P.41-59.
- Zhao D., Hasegawa A., Kanamori H.* Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events // *J. Geophys. Res.* 1994. V.99. NB11. P.22313-22329.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* Geology of the USSR, a plate tectonic synthesis. AGU. Washington, D.C., 1990. *Geodyn. Ser.* V.21. 242 p.

Научное издание

*Константиновская  
Елена Александровна*

**ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНЫХ ОКРАИН АЗИИ:  
СТРУКТУРНОЕ РАЗВИТИЕ  
И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ**

«Научный мир»

Тел./факс (007) (095) 291-2847

E-mail: [naumir@ben.irex.ru](mailto:naumir@ben.irex.ru). Internet: [http://195.178.196.201/N\\_M/n\\_m.htm](http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm)

Лицензия ИД № 03221 от 10.11.2000

Подписано к печати 23.09.2003

Формат 70×100/16

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Печ. л. 14. Усл. печ. л. 18.2

Тираж 450 экз. Заказ № 8862

Отпечатано в полном соответствии с качеством  
предоставленных диапозитивов в ППП «Типография «Наука»  
121099, Москва, Шубинский пер., 6

