

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май - Июнь 2000



# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский



<http://www.maik.rssi.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.  
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 2000 Май–Июнь

Основан в 1965 г.  
Выходит 6 раз в год  
ISSN: 0016-853x

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, **А.Л. Яншин**

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

*Yu.M. Pushcharovsky – Editor*  
*A.A. Mossakovsky – Coeditor*  
*V.S. Burtman – Secretary*

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA),  
K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko,  
N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev,  
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, **A.L. Yanshin**

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

*Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.*

*Зав. редакцией М.Н. Шуплецова*

*Научные редакторы Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков*

*Адрес редакции: 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН*  
*Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43*

*Адрес издателя: 117864, Москва, ул. Профсоюзная, 90*

**Москва**  
**Издательство "Наука"**  
**Международная академическая**  
**издательская компания "Наука/Интерпериодика"**

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук РАН.  
Геологический институт, 2000 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 3, 2000

---

---

Тектонические узлы в структуре дна океанов <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Поздневендский этап тектонического развития Урала <i>С. Н. Иванов, А. И. Русин</i>	21
Унья-Бомская зона тектонического разлинзования Монголо-Охотского складчатого пояса <i>И. Ю. Громаковский</i>	33
Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция <i>Е. Н. Меланхолина</i>	41
Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного складчатого обрамления Командорской котловины (Берингово море) <i>Д. В. Коваленко</i>	58
Эволюция литосферы палеоспрединговых хребтов (результаты математического моделирования) <i>Е. П. Дубинин, А. А. Свешников</i>	72

---

## ХРОНИКА

Конференция “Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез” (“Чтения А.Н. Заварицкого”) <i>В. В. Бочкарев</i>	91
Совещание “Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии” <i>В. А. Глебовицкий, И. К. Козаков</i>	94

---

---

# Contents

---

---

## No. 3, 2000

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

Tectonic Junctions in the Structural Make-Up of the Ocean Floor <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Late Vendian Tectonic Evolution of the Urals <i>S. N. Ivanov and A. I. Rusin</i>	21
The Un'ya-Bom Boudinage Zone in the Mongolian-Okhotsk Fold Belt <i>I. Yu. Gromakovskii</i>	33
Late Cretaceous Island-Arc Zones of the Eastern Eurasian Margin: Geologo-Geochemical and Tectonic Correlation <i>E. N. Melankholina</i>	41
Paleomagnetism and Tectonic Evolution of the Northwestern Folded Surroundings of the Komandorskaya Basin, Bering Sea <i>D. V. Kovalenko</i>	58
Evolution of the Lithosphere under Extinct Spreading Ridges (Results of Mathematical Modeling) <i>E. P. Dubinin and A. A. Sveshnikov</i>	72

---

## Chronicle

Conference "Paleozones of Subduction: Tectonics, Magmatism, Metamorphism, Sedimentogenesis" (A.N. Zavaritsky Memorial Conference) <i>V. V. Bochkarev</i>	91
Conference "Geologic Evolution of Proterozoic Pericratonic and Extinct Oceanic Structures in North Eurasia" <i>V. A. Glebovitskii and I. K. Kozakov</i>	94

---

---

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ В СТРУКТУРЕ ДНА ОКЕАНОВ

© 2000 г. Ю. М. Пушаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 17.01.2000 г.

Рассмотрено 15 примеров тектонических узлов, существующих в структуре океанского дна. Их строение весьма разнообразно, но между некоторыми из них имеются черты сходства. Узлы Родригес и Галапагосский представлены глубоким врезом молодого спредингового хребта в главный океанский спрединговый хребет. Узлы Хуан Фернандес и Метеор образованы вхождением в гребневую зону срединного хребта трансформного разлома, ограничивающего отдаленную малую спрединговую систему. Узловые связки Чили и Горда выражены стыком малой спрединговой системы с обрывающим ее разломом вне связи со срединным хребтом. Узлы Исландский и Пасхи являются мощными тектоно-вулканическими образованиями, приуроченными к пересечениям осевой зоны срединных хребтов с крупным поперечным тектоническим нарушением. Тектонические узлы Японский, Кюсю–Палау и Луисвилль образованы сочленением двух глубоководных желобов и поперечного или косоугольного линейного тектонического нарушения. Уникальными являются узлы: Буве (врез двух молодых спрединговых хребтов в Срединно-Атлантический хребет); Азорский (сочленение структур продолжения в океан Средиземноморского пояса и Срединно-Атлантического хребта); Мендосино (стык разломов Мендосино, Сан-Андреас и краевого надвига Северной Америки); Фиджийский (стык двух разновозрастных спрединговых центров с косым разломом).

В специфике строения океанских тектонических узлов и их структурной позиции отражаются эффекты нелинейной геодинамики. Понимание некоторых из них как тройных сочленений литосферных плит в ряде случаев некорректно либо крайне условно (узлы Азорский, Японский, Чилийский, Хуан Фернандес, а также Зеленомысский). Этот факт нарушает конструкции плейттектоники в отношении границ Северо-Американской, Южно-Американской, Евразийской, Африканской, Антарктической, Наска и Филиппинской плит.

Хорошо известно, что в структуре океанского дна существуют тектонические узлы. В 1969 г. Д.Р. МакКензи и В.Д. Морган [29] выделили среди них так называемые тройные сочленения (triple junction), в которых сходятся три литосферные плиты. В ходе дальнейшего развития плейттектоники это понятие получило очень широкое распространение.

Один из таких узлов, Буве, находящийся на южном окончании Срединно-Атлантического хребта, привлек внимание Геологического института Российской академии наук и итальянского Института морской геологии (Болонья), проводивших для изучения геологии и геодинамики этого района специальные исследования (1994, 1996 гг.). При этом были получены результаты, позволившие в новом свете представить особенности строения сочленения Буве, его геодинамическую обстановку и структурную эволюцию. Результаты оказались настолько существенными, что открылась возможность рассмотреть тектонику всей Южной Атлантики, что и было выполнено [9]. Это была первая публикация на данную тему.

Все сказанное вызвало интерес к другим тектоническим узлам в океанах, с целью более основательного понимания их геологической природы и роли, которую они играют в тектонике и геоди-

намике дна. Этот интерес усиливался тем обстоятельством, что в структурном и геодинамическом моделировании в отношении тройных сочленений примат принадлежит геометрическим построениям (трехлучевые композиции, углы, треугольники, рисунки из ломаных линий и т.п. [31 и др.]), в то время как геологические особенности находятся где-то на заднем плане. Таково требование плейттектоники.

В предлагаемой публикации автор подошел к проблеме, основываясь на конкретных морфоструктурных и геологических данных об океанских тектонических узлах, отвлекаясь от популярных схем строения и эволюции тройных сочленений.

Помимо новейших фактических сведений по соответствующим районам, в ходе исследования использовалась гравиметрическая карта дна Мирового океана [34], на которой многие морфологические элементы и соотношения между ними получили более детальное изображение.

Обратим внимание читателя, что речь будет идти вообще о тектонических узлах на океанском или морском дне, а не только о тех из них, которые обычно рассматриваются в качестве узлов сочленения трех литосферных плит. Соответственно проблема ставится в более широком плане.

Основную часть статьи занимает рассмотрение океанских тектонических узлов, которое дается сначала для Атлантического океана, затем Индийского и далее – Тихого. Краевые моря затронуты лишь немного.

### Описательная часть

#### Узел Буве

Геолого-геодинамическая ситуация узла Буве в последний период рассматривалась в целом ряде работ [6, 7, 12, 17 и др.]. Наиболее существенные новые материалы получены при проведении совместных российско-итальянских исследований, о которых упоминалось выше, на НИС “Академик Николай Страхов” (1994 г.) и “Геленджик” (1996 г.). Полученные данные в сочетании с картой спутниковой альтиметрии [34] позволили по-новому осветить строение и структурное развитие данного тектонического узла. Не касаясь деталей, обратим внимание на его главные особенности.

В данном узле имеет место сочленение трех спрединговых хребтов: Срединно-Атлантического (САХ), Африкано-Антарктического и Американо-Антарктического. Район сочленения занимает площадь  $\sim 200 \times 200$  км<sup>2</sup>. Никакой геометрической точки сочленения хребтов в нем не существует. С севера в район узла простирается Срединно-Атлантический хребет, где и оканчивается. Рифтовая зона хребта у 54° ю.ш. начинает дробиться, так что в пределах узла в ней обособляются три звена: северное, центральное и южное, кулисно заходящие одно за другое (рис. 1). Морфоструктуры хребта становятся здесь более пологими, местами расплывчатыми; глубины океана уменьшаются. В северной половине узла четко вырисовываются линейные магнитные аномалии, простирающиеся в ССЗ направлении. Они оканчиваются у поперечной линии северо-восточного простиранья, южнее которой лежит зона распространения мелких отрицательных магнитных аномалий и с которой связан раздел центрального и южного отрезков рифтовой зоны САХ.

Южная половина узла Буве имеет сложное строение. К западу от южного отрезка рифтовой зоны САХ лежит зона переработки атлантических структур и разрушения магнитного поля, в которую с юго-запада внедряются новообразованные структуры, относящиеся к комплексу Американо-Антарктического спредингового хребта. Это относится к Граничному прогибу и разлому Конрад, расположенному далее на юго-запад (на рисунке не показан). Граничный прогиб – достаточно крупная (несколько десятков километров) и глубокая морфоструктура коробчатой формы. В северо-восточном направлении он выклинива-

ется, но, и это важно подчеркнуть, на его непосредственном продолжении лежит очень молодой прогиб, протягивающийся до южного отрезка рифта САХ, врезааясь в структуру данного хребта.

Упомянутый разлом Конрада имеет ЗЮЗ простиранье. В рельефе дна он выражен узким трогом, глубиной до 5300 км. По обеим сторонам разломного трога прерывисто располагаются поднятые участки дна; вертикальный размах рельефа достигает 3.5 км.

С восточной стороны к рифтовой зоне САХ близко подходит молодой вулканический хребет Шписс, соединенный структурными связями с западным сегментом Африкано-Антарктического спредингового хребта. Последний прорезан разломом Буве, который имеет ЮЗ–СВ простиранье, тогда как хребет Шписс – северо-западное. Размеры хребта, ограниченного крутыми ступенчатыми склонами высотой 900–1400 м,  $\sim 70 \times 55$  км<sup>2</sup>. В его центральной части находится крупная вулканическая постройка. Имеющиеся данные [7] дают основание для вывода о том, что первичная структура хребта Шписс имеет спрединговую природу; вулканическая постройка – наложенное на него образование. Однако и сам спрединговый центр хребта – новообразование: он является результатом проградации Африкано-Антарктического хребта в пределы САХ.

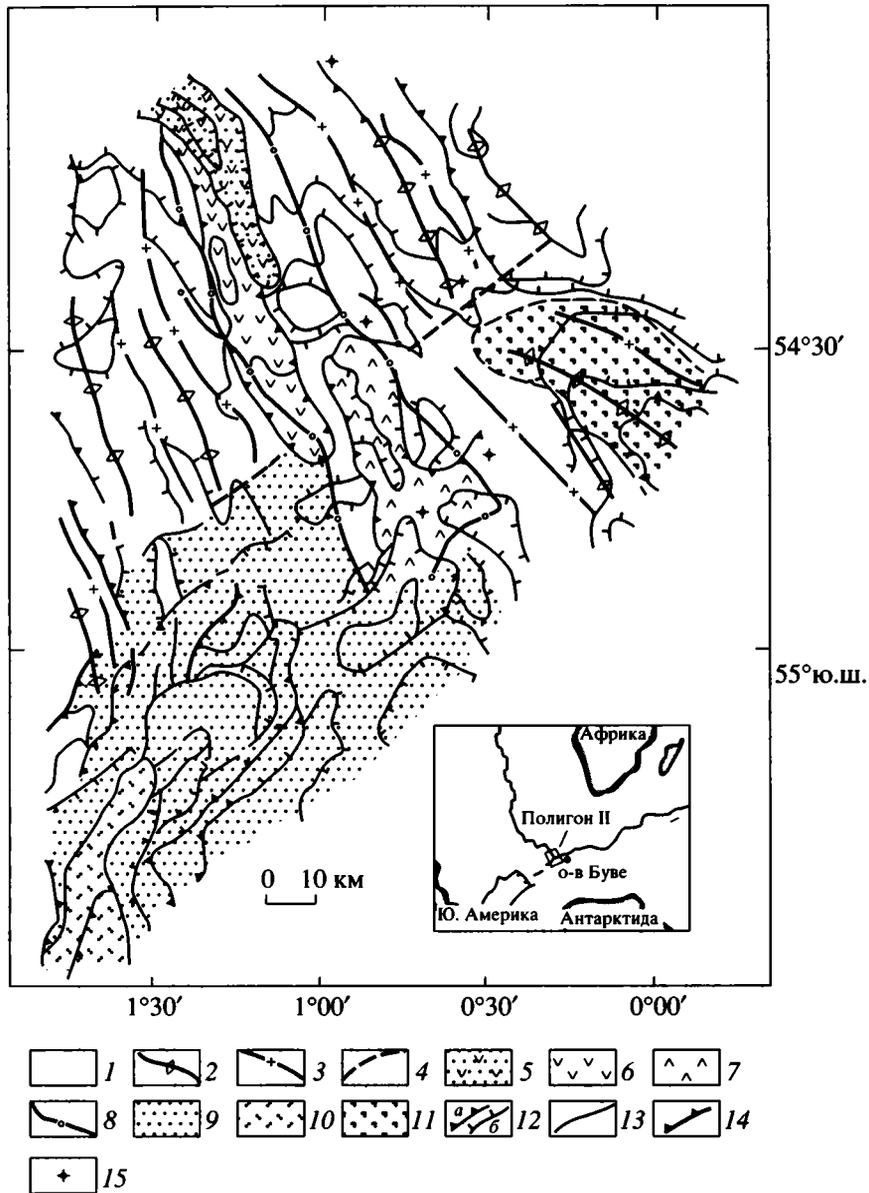
Время становления современной структуры тектонического узла Буве не более 2 млн. лет.

Соответственно всему сказанному, геодинамическая сущность тектонического узла Буве заключается в разрушении относительно древнего Срединно-Атлантического хребта двумя встречно проградирующими спрединговыми хребтами. Если под термином “тройное сочленение” понимать непосредственные соединения каких-либо трех структурных образований (например, плит) в одной точке, то такового в данном узле не наблюдается.

#### Азорский узел

Характеризуемый тектонический узел известен под названием “Азорское тройное сочленение”. Он занимает обширный район, который лежит на западном окончании простирающейся в субширотном направлении Азоро-Гибралтарской зоны нарушений. Согласно плейтотектоническим построениям, здесь происходит сочленение Северо-Американской, Евразийской и Африканской литосферных плит.

Описываемый тектонический узел соответствует крупному подводному Азорскому плато, расположенному в центральной части Срединно-Атлантического хребта примерно между 37°30' и 39°30' с.ш. В пределах плато рифтовая долина



**Рис. 1.** Тектонический узел Буве [6]

Срединно-Атлантический хребет (САХ): 1 – фланги рифтовой зоны; 2 – оси положительных магнитных аномалий, 3 – то же отрицательных; 4 – поперечная зона мелких отрицательных магнитных аномалий; 5–7 – отрезки рифтовой зоны: 5 – северный, 6 – центральный, 7 – южный; 8 – внутренняя граница нулевой магнитной аномалии. Область юго-западной переработки САХ и сопредельных структур Американско-Антарктического хребта: 9 – зоны переработки атлантических морфоструктур и разрушения магнитного поля; 10 – положительная (нулевая?) магнитная аномалия. Область юго-восточной переработки САХ: 11 – тектоно-вулканический хребет Шписс. Прочие знаки: 12 – верхняя граница тектонических уступов: а – крутых, б – пологих; 13 – нижняя граница уступов; 14 – крутые тектонические уступы и щели, наложенные на структуры САХ; 15 – мелкие конусовидные горы (вулканические?).

На врезке показан район работ.

САХ исчезает и замещается осевой рифтовой возвышенностью. Плато образовано молодыми вулканитами. На нем имеется 9 вулканических островов, контуры которых в большинстве случаев вытянуты в запад-северо-западном направлении (рис. 2). Соответственно вулканический ареал вытянут с юго-востока на северо-запад. В том же направлении происходит омоложение

островов [1]. Породы представлены базальтами, часто со щелочным уклоном, андезитами, трахитами и промежуточными разностями. Азорский вулканический ареал рассматривается также как горячая точка.

Спрединовый центр (имеется в виду САХ) в области Азорского плато изучен слабо. В работе



Рис. 2. Азорский тектонический узел [16]

Двойные тонкие линии – осевая зона Срединно-Атлантического хребта. Стрелки – направление движения. Сплошные толстые линии – разломы; пунктирные – предполагаемые разломы.

[18] намечены линии, возможно, ему соответствующие. Эти линии, простирающиеся в ССВ направлении, проходят по обе стороны меридиана  $30^\circ$  з.д., они прерывисты и кулисно заходят одна за другую, смещаясь на восток. Плато отличается повышенной мощностью земной коры по сравнению со смежными с севера и юга участками САХ; она может достигать 8–10 км. Рассчитанная полускорость спрединга  $\sim 1.1$  см/год.

Структурная схема Азорского тектонического узла приведена в работе [16] (см. рис. 2). Хотя на схеме достаточно много пунктирных линий, она дает общее представление о строении узла. Его структура представлена разломами, расходящимися в виде пучка лучей от района восточного окончания Азорского архипелага и доходящими до западного склона осевого гребня САХ. Отдельные разломы простираются и за пределы гребня. В пределах архипелага разломы сгущаются; на них насажены вулканические острова. (Разломы изображены в соответствии с простирающимися островами.) Тектонический узел в целом имеет форму, близкую треугольнику, вытянутому на восток. Его границы:  $\sim 31\text{--}24^\circ$  з.д. и  $\sim 37^\circ 20'\text{--}40'$  с.ш., а размеры соответственно  $500 \times 300$  км<sup>2</sup>. С наибольшей условностью на рисунке показана рифтовая зона САХ. По крайней мере на схеме Р. Дитрика и др. ее рисовка дается в виде прерывистых волнистых линий, не столь геометризованных [18].

Зона собственно Азорских островов четко выделяется сейсмичностью [24]. Данные о мелкофо-

кусных землетрясениях показывают, что чем ближе к рифтовой зоне САХ, тем сейсмическая активность выше, но магнитуда уменьшается. Южнее Азорского тектонического узла простирается САХ северо-восточное; севернее – близкое меридиональному. Принято считать, что Азорское поднятие заканчивается крупной разломной зоной, простирающуюся сюда от района Гибралтарского пролива и южной части Пиренейского полуострова. В действительности единой разломной структуры наподобие разломных зон Романш или Чарли Гиббса, имеющих принципиальное значение в структуре Атлантики, здесь не существует. Более основательно изучался восточный отрезок данной зоны.

Против Гибралтара, западнее изобаты 3500 м лежит район сложного строения, достигающий в поперечнике 500 км (рис. 3). На севере находится округлая впадина Тагус, где глубина превышает 5000 м. К югу от нее с ЮЗ на СВ простирается высокий хребт Горриндж с вершинами Геттисберг (25 м ниже уровня океана) и Ормонд ( $\sim 100$  м). Западнее хребта Горриндж, отделяясь от него перемычкой, находится хребт Мадейра с осложняющими его формами рельефа расплывчатых очертаний. Южнее обоих упомянутых хребтов субширотно простирается впадина Хосшу с плоским дном, очерчиваемым изобатой 4500 м. Южным ограничением впадины служит субширотное поднятие с вершинами Ампер и Корал Патч, южнее которого лежит равнина Сен с глубинами свыше 4000 м.

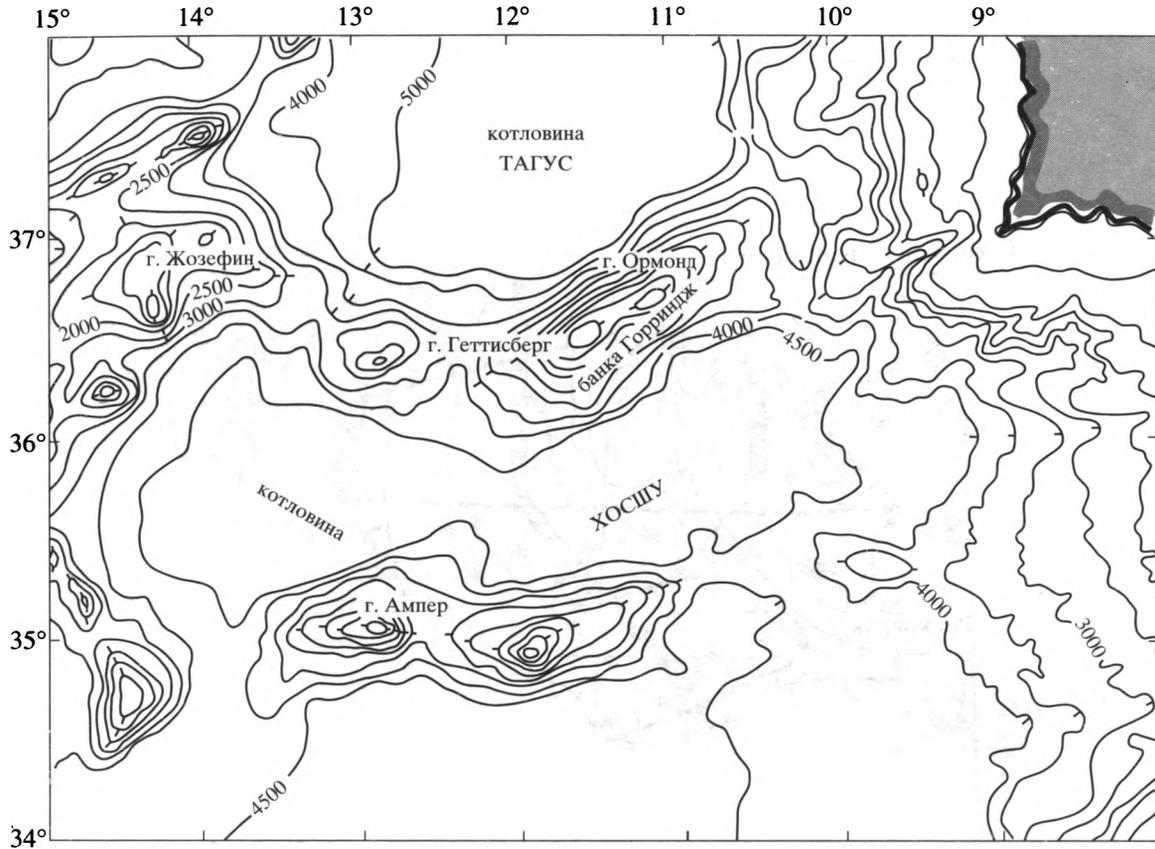


Рис. 3. Морфологические элементы восточного сегмента Азоро-Гибралтарской зоны деформаций [5]

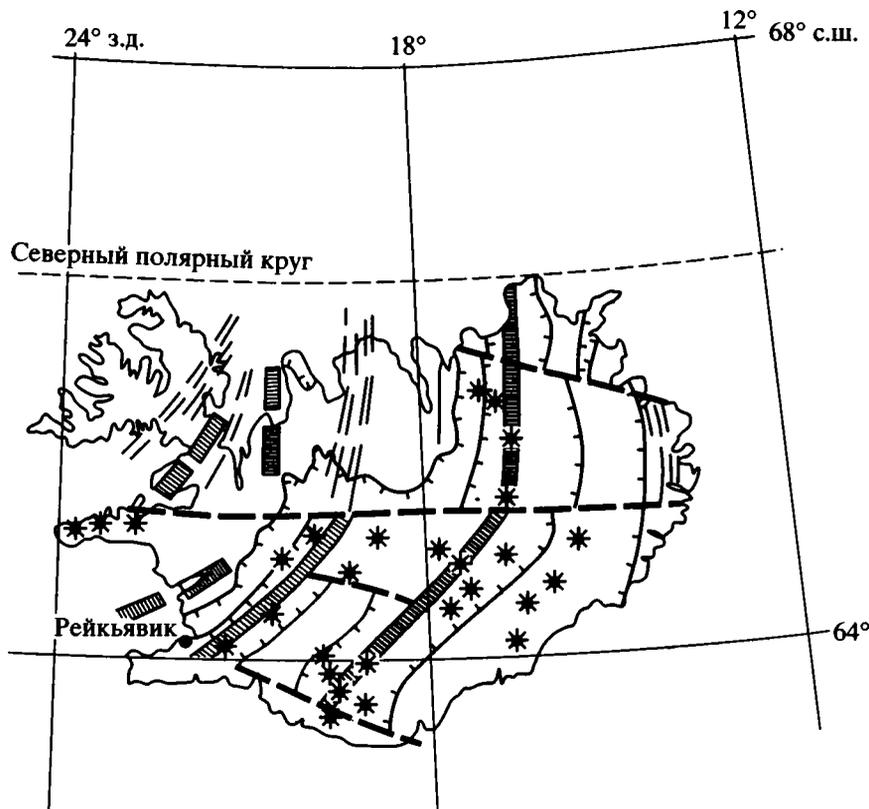
Рисунок демонстрирует отсутствие структурной границы литосферных плит – Евразийской и Африканской. Сплошные тонкие линии с берг-штрихами – изобаты.

Геологические сведения об упомянутых морфоструктурах можно найти во многих работах, в том числе и автора этих строк [2, 4, 5, 10, 35]. Сейчас обратим внимание лишь на то, что в данной обширной области невозможно найти структурный раздел (в обычном понимании) субширотного простираения, который мог бы служить границей литосферных плит. В работе [35] специально подчеркивается, что и зона субдукции здесь отсутствует. Естественно, это означает большую нагрузку в обособлении границы плит, и, более того, возникает вопрос в отношении самого ее существования. Но в то же время, как свидетельствуют геологические, морфоструктурные и геофизические данные, в этой области распространены надвиговые, сбросовые, взбросовые и пологоскладчатые деформации. Тектонические нарушения образовывались по крайней мере в несколько фаз: в конце позднего мела, в среднем кайнозое, в миоцене–плиоцене и в четвертичном периоде. Часто они сопровождалась вулканической деятельностью. Тектоническая активность в регионе продолжается и в настоящее время, то есть на неотектоническом этапе развития земной коры.

Неотектонические процессы свойственны всему Средиземноморскому поясу, и их продолжение в пределы океанского дна вполне естественно. Особенно ярко единство неотектонической зоны подчеркивается полосой сейсмичности.

Другие тектонические фазы на океанском дне могут быть увязаны с фазами альпийского тектогенеза в пределах того же Средиземноморского пояса.

Между рассмотренным районом и Азорским тектоническим узлом простирается разлом-сдвиг Глория. В структуре Азорского узла единого разлома, поперечного САХ, нет. Отмеченная здесь многолучевая разломная структура является молодой наложенной генерацией. Осевая зона САХ эту структуру резко обрубаёт. Ее следует рассматривать как неотектоническую, развившуюся на основе более ранней альпийской структуры дна. Большое своеобразие Азорской тектоники, очевидно, отражает влияние мантийного плюма. На глубинном сейсмическом профиле [39] видно, что неоднородность под Азорами прослеживается на глубину порядка 250 км.



**Рис. 4.** Тектонический узел Исландии. По Международной тектонической карте Европы<sup>1</sup>

Двойные линии со штриховкой – рифтовые зоны; жирный пунктир – разломы; прерывистые линии – дайковые зоны; тонкие прерывистые линии – трещины; линии с берг-штрихами – тектонические уступы; звездочки – вулканы.

Обобщая, можно сказать, что Азорский тектонический узел – реальное структурное образование, однако тройное сочленение литосферных плит в нем не имеет места. И уж совершенно необоснованна и бездоказательна граница Северо-Американской и Южно-Американской плит, которую приурочивают [3] к западному сегменту разломной зоны Зеленого Мыса. Здесь должно было существовать структурно выраженное тройное сочленение плит: Северо-Американской, Южно-Американской и Африканской. Однако ничего подобного в природе не наблюдается. Это в качестве попутной ремарки.

#### *Исландский узел*

Тектонический узел Исландии отличается большим своеобразием. Существуют публикации о наличии на крайнем юго-западе острова (район полуострова Рейкьянес) тройного сочленения типа хребет–хребет–трансформный разлом [19]. Однако структурные данные более позднего времени не подтверждают такого построения. На

рис. 4 дается схема расположения рифтовых структур в Исландии, к главным из которых приурочены молодые и современные вулканы. В направлении с запада на восток рифты омолаживаются, что интерпретируется как следствие джампинга. Намечается два трансисландских разлома, простирающихся соответственно в субширотном и северо-восточном направлении. Земная кора под Исландией имеет мощность не менее 30 км; тип строения коры – океанический (возможно, субокеанический). Вулканизм связывается с глубинным плюмом (горячей точкой), идущим от границы ядро–мантия [21]. Основанием для этого утверждения служит присутствие локального участка с ультранизкой сейсмической скоростью, приуроченного к рубежу ядро–мантия непосредственно под Исландией. Материал здесь частично расплавлен.

Исландский тектонический узел, имея сложную структуру, лежит на пересечении субмеридиональных спрединговых атлантических хребтов Рейкьянес и Кольбенсей и поперечного им Фарерско-Гренландского порога. Он располагается в средней части Северной Атлантики, отделенной от Центральной разломом Чарли Гиббс, а от Полярного региона – Шпицбергенским разломом.

<sup>1</sup> Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 5000000. М.: Подкомиссия по тектоническим картам мира, 1996.

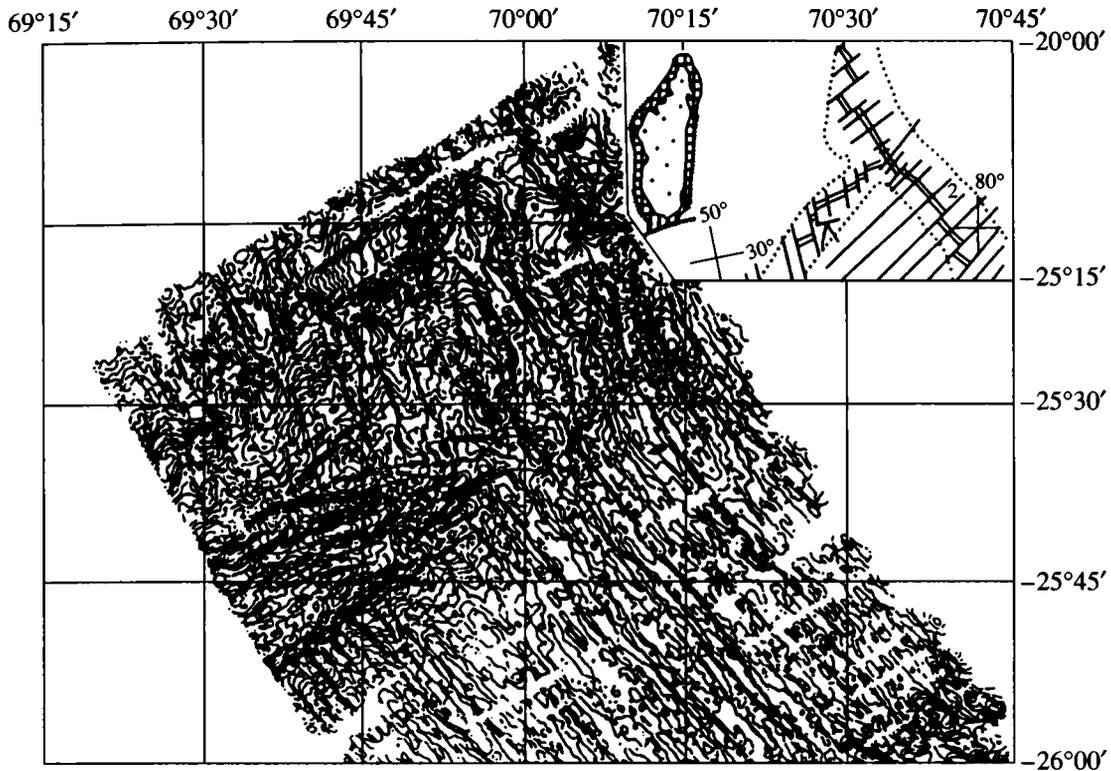


Рис. 5. Тектонический узел Родригес [33]

Четко виден врез Западно-Индийского хребта в гребень Главного спредингового хребта Индийского океана. Тектонический узел имеет сложную морфоструктуру, в которой гребни сочетаются с желобами и щелями. Изобаты проведены через 200 м. Севернее и южнее вреза простираются элементы рельефа различные (пояснение – в тексте). На врезке показано местоположение тектонического узла.

Отсюда большая значимость этой связки в структуре океанского дна.

#### Узел Родригес

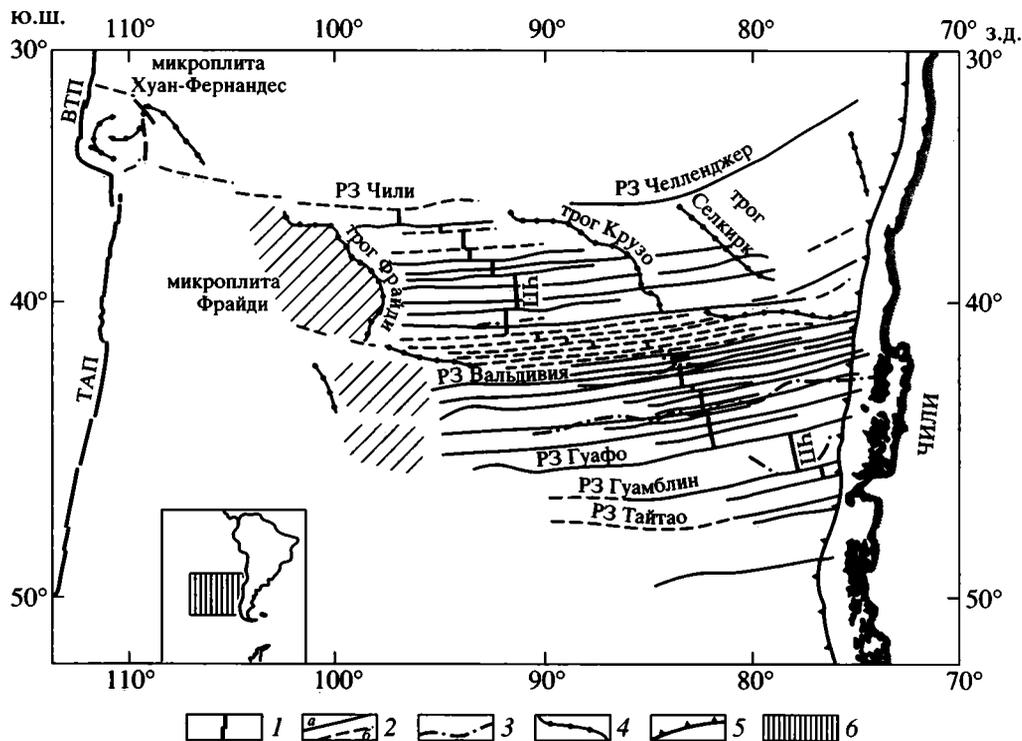
Рассматриваемый тектонический узел находится в Индийском океане в 900 км южнее о-ва Родригес. Здесь в Главный Срединно-Индоокеанский хребет, простирающийся от Аравийского моря до Австрало-Антарктической системы разломов, внедряется Западно-Индийский спрединговый хребет. Структура его окончания в плане рисуется в виде острого угла (клина), вершина которого доходит до спрединговой оси Главного хребта (рис. 5) [33, 35, 38]. Протяженность клина ~80 км, при ширине основания ~25 км. Гравитационное поле в районе клина характеризуется пониженными значениями аномалий силы тяжести [22].

Строение Главного хребта севернее и южнее клина различное, однако это не есть следствие внедрения Западно-Индийского хребта, а связано с особенностями общеокеанской геодинамики. На это указывает тот факт, что в районе поперечного разлома Амстердам структура Главного хребта вновь претерпевает большое изменение.

Имеет место как раз обратная картина: рубеж между северным и центральными сегментами Главного хребта оказался местом внедрения Западно-Индийского хребта.

Уже было отмечено [9, 22], что проградация последнего спровоцировала некоторый поворот по часовой стрелке прилежащего с севера сегмента Главного хребта, что вызвало несогласованность простирающихся между ним и более южным сегментом.

В пределах тектонического узла Родригес рифтовая зона Западно-Индийского хребта имеет усложненное строение. Она представлена здесь прерывистыми, нерегулярно расположенными, контрастно сменяющимися щелями, желобами и узкими гребнями. Скорость спрединга незначительная, менее 1 см/год. Время образования узла Родригес, как свидетельствуют линейные магнитные аномалии, недавнее – плиоцен-четвертичное. Дальнейшая проградация рифта Западно-Индийского хребта на восток неизбежно приведет к большим изменениям в структурном плане океана.



**Рис. 6.** Структурная схема Чилийской спрединговой системы, по [36]. Схематизировано  
 1 – рифтовые зоны; 2 – разломные зоны: а – установленные, б – предполагаемые; 3 – нетрансформные разломы; 4 – другие тектонические нарушения; 5 – глубоководный желоб; 6 – местоположение рисунка. Буквенные обозначения: поднятия: ТАП – Тихоокеанско-Антарктическое, ВПТ – Восточно-Тихоокеанское, ЧП – Чилийское; РЗ – разломные зоны.

### Чилийский узел

На юго-востоке Тихого океана, примыкая к Андийскому глубоководному желобу, находится обособленная Чилийская спрединговая система. На севере она ограничивается разломными зонами Чили и Челленджер (рис. 6), на юге – разломной зоной Тайтао [36]. Согласно плейттектоническим построениям, район восточного окончания разлома Тайтао рассматривается как тройное сочленение плит Наска, Южно-Американской и Антарктической. Однако такая трактовка не выдерживает критики. В этом варианте так называемая Антарктическая плита, доходящая до 35° ю.ш., включает всю западную половину Чилийской спрединговой системы, лишая последнюю структурной целостности, с одной стороны, и противостоит по отношению к структуре прилегающей части океанского ложа, с другой. Сверх того, соответствующая часть Антарктической плиты оказывается в пространстве, ограниченном с обеих сторон спрединговыми хребтами (Чилийским и Тихоокеанским), что ставит, на взгляд автора, плитную концепцию в тупиковое положение.

Соотношение Чилийской спрединговой системы с Андийским желобом трактуется по-разному.

В работе [36] предполагается, что разломные структуры Чилийской системы субдуцируются. Согласно другому взгляду [28], отдельные из них могут простираются под континент на большое расстояние. Наиболее вероятно, что здесь имеет место крупный надвиг Южно-Американского континента на Чилийскую систему, с перекрытием последней вплоть до центральной рифтовой зоны спредингового хребта (см. рис. 6). Таким образом, тектонический узел здесь представлен сочленением разлома Тайтао и рифтовой зоны подводного хребта с материковым надвигом. Из-за недостаточности данных описать строение узла пока не представляется возможным.

### Узел Хуан-Фернандес

Выше говорилось, что чилийская спрединговая система ограничивается на севере разломной зоной Чили. Последняя простирается до микроплиты Хуан-Фернандес, ограниченной с запада осевой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эта микроплита и описывается в данной работе как тектонический узел.

Западная половина Чилийской разломной зоны намечается предположительно. Она включа-

ет три ступенчато расположенных отрезка (см. рис. 6). Общая длина разломной зоны – примерно 1300 км. Чилийский спрединговый центр отстоит от тектонического узла Хуан-Фернандес на ~1000 км. Соответственно узел не может рассматриваться в качестве тройного сочленения спрединговых хребтов, а представляет собой сочленение двух отрезков Восточно-Тихоокеанского поднятия (южный из них иногда называют Тихоокеанско-Антарктическим поднятием) и ортогонально расположенной разломной зоны Чили.

Здесь уместно отметить, что узел Хуан-Фернандес, как и рассмотренный ранее Чилийский, не является районом тройного сочленения плит: Наска, Антарктической и Тихоокеанской, как он обычно трактуется. К тому, что уже говорилось в отношении Антарктической плиты, добавим, что рассмотрение разлома Чили как южной границы литосферной плиты (Наска) является большой натяжкой.

В плане узел Хуан-Фернандес имеет угловатые очертания, определяемые сочетанием небольших, часто кулисно расположенных рифтов и разломов. Его длина – 400 км, ширина – 300 км.

К западу от узла и соответственно по другую сторону рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия на значительное расстояние простирается линейный субширотный структурный элемент, продолжающий направление разлома Чили. Нет сомнения, что он имеет разломную природу. Если обе морфоструктуры рассматривать как часть единого целого и добавить к ним разломную зону Челленджер, лежащую к востоку от разлома Чили, то их сочетание может быть представлено как тектонический линеамент, протягивающийся на многие тысячи километров. Чилийская спрединговая система по отношению к нему (а равно и к Восточно-Тихоокеанскому поднятию) представляет дискордантное, автономное и более молодое тектоническое образование.

#### *Узел Пасхи*

Тектонический узел Пасхи расположен в 500 км севернее узла Хуан-Фернандес и также приурочен к гребневой части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Его обычное наименование – микроплита Пасхи. С востока к южной части узла подходит цепь подводных вулканов Сала и Гомес, простирающаяся ~ на 3000 км в субширотном направлении. Судя по карте Т. Сандвелла и У. Смита [34], на западном крыле Восточно-Тихоокеанского поднятия эту цепь продолжает похожая линейная морфоструктура, заканчивающаяся в районе поднятия Туамоту и имеющая, вероятно, ту же вулcano-тектоническую природу. Таким образом, общая длина линеамента составляет 5500 км.

Хребет Сала и Гомес представляет собой зону интенсивного неовулканизма. Проведенное изучение базальтов подводных гор в западной трети хребта показало, что в большинстве случаев их возраст менее 1.5 млн. лет [23]. Хотя узел приурочен к гребневой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, породы здесь специфичны. Среди них присутствуют щелочные разновидности базальтов, а также трахиты, риолиты и другие породы, не имеющие отношения к спрединговой зоне поднятия. Указанными породами сложены, в частности, острова Пасхи и Сала и Гомес, что уже отмечалось автором [11]. Сейчас можно лишь прибавить, что на основании изучения изотопии Pb из свежих базальтовых стекол (28 гор на западном отрезке цепи) выяснилась возможность влияния в данном случае миграции источника мантийного плюма от о-ва Сала и Гомес к микроплите Пасхи [23]. Эти данные, как и структурные, свидетельствуют о наложенном характере (новообразовании) упомянутого выше крупнейшего тектоновулканического линеамента.

Детали структуры узла пока можно лишь наметить. Узел очерчивается изрезанными контурами (рис. 7). Его ширина составляет ~400 км, длина – немного больше. Спрединговая ось Восточно-Тихоокеанского поднятия по нему смещена на 150 км. Внутри узла прослеживаются разноориентированные небольшие гребни и трюги; выявляются также отдельные горы.

В целом описываемый узел представляет район сочленения двух независимых геодинамически активно развивающихся систем: осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия и ортогональной ей мощной линейной вулcano-тектонической зоны.

#### *Галапагосский узел*

Галапагосский тектонический узел занимает пространство между  $1^{\circ}10' - 2^{\circ}40'$  с.ш., ограничиваясь с запада гребневой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия, а с востока  $101^{\circ}15'$  з.д. Соответственно по широте он прослеживается ~ на 180 км, а по меридиану на 150 км (рис. 8) [25].

Структура узла сложная. На севере в его пределах находится западное окончание впадины Хесса, внедряющейся в Восточно-Тихоокеанское поднятие в виде острого угла. В ее центральной части, по биссектрисе угла, в широтном направлении простирается осевая линия спредингового центра. До рифтовой зоны она не доходит 30 км. Здесь сходятся северное и южное плечи рифта Хесса; участок схождения нарушен многими небольшими разломами-эскарпами. Как на этом участке, так и далее на восток, в пределах осевой зоны впадины Хесса, располагаются многочисленные эпицентры землетрясений. Изохроны

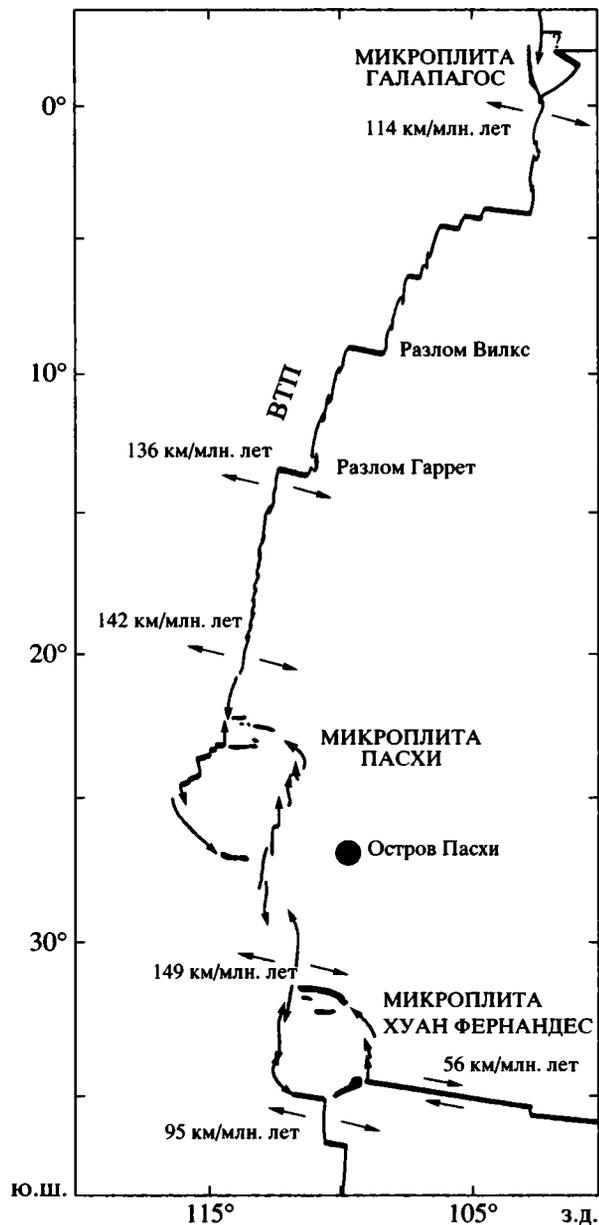


Рис. 7. Расположение тектонических узлов (на рис. – микроплиты) на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП), по [15]

Выделена рифтовая зона ВТП. Жирные стрелки – векторы спрединга; тонкие стрелки – кулисные смещения. Цифры – скорости движения.

здесь – 0.7 млн. лет, а у бортов – до 2.5 млн. лет. Ширина рифтовой долины впадины 20 км, глубина 5400 м. Ее плечи подняты до глубин 2200 м. Структурный анализ показывает, что впадина Хесса врезана в гребневую часть Восточно-Тихоокеанского поднятия, где структурные формы имеют меридиональное простирание. Во впадине сначала драгированием, а затем бурением (скв. 894, 895) вскрыт полный разрез океанической коры, а в забое скважин – и породы мантии (разрез снизу

вверх: гарцбургиты, дуниты, троктолиты, оливковые габбро, габбро, базальты).

Если судить по магнитным аномалиям, то структурным ограничением узла на севере является зарождающийся на  $2^{\circ}40'$  с.ш. спрединговый центр, непосредственно соединяющийся с рифтовой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия и ориентированный перпендикулярно последней. Он прослеживается на 50 км. Точка схождения обозначается как тройное сочленение, но по сути здесь имеет место структура элементарного торца.

На юге узла простирается обособленный структурный комплекс, имеющий торцовое сочленение с южным бортом впадины Хесса. Комплекс включает небольшую впадину, вытянутую в северо-восточном направлении и осложненную на бортах продольными разломами-эскарпами. По оси впадины намечается спрединговый центр, распадающийся в западном направлении на несколько кулис, а затем продолжающийся сплошной линией спрединга длиной 70 км. На широте  $1^{\circ}10'$  эта линия соединяется с рифтовой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия, образуя как бы ветвь последней. Структура рифтовой зоны поднятия к северу от точки схождения представлена сравнительно мелкой кулисной системой рифтов, отличной по строению от рифтовой зоны, находящейся южнее. Поэтому данную структурную связку можно рассматривать как “точку тройного сочленения”. Здесь действительно сходятся три структурных элемента. Упомянутый кулисный отрезок на севере сменяется районом усложненной структуры. Это как раз тот район, где в пределы Восточно-Тихоокеанского поднятия врезается впадина Хесса. Мелкокулисная структура осевого рифта смещена здесь на восток на 15 км.

Узел в целом в литературе фигурирует под названием “Галапагосская микроплита”.

Обобщая, можно заключить, что структурный облик Галапагосского узла определяется геодинамическим взаимодействием Восточно-Тихоокеанского поднятия и ортогональной по отношению к нему новообразованной (молодой) Галапагосской спрединговой системы. В плейттектоническом районировании главную Галапагосскую спрединговую ось принимают в качестве северной границы плиты Наска. Но эта ось не доходит ни до рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, ни до Андийского желоба [14], не говоря уже об отсутствии ее сплошности. Тем не менее район западного окончания оси трактуется как тройное сочленение плит: Наска, Кокосовой и Тихоокеанской.

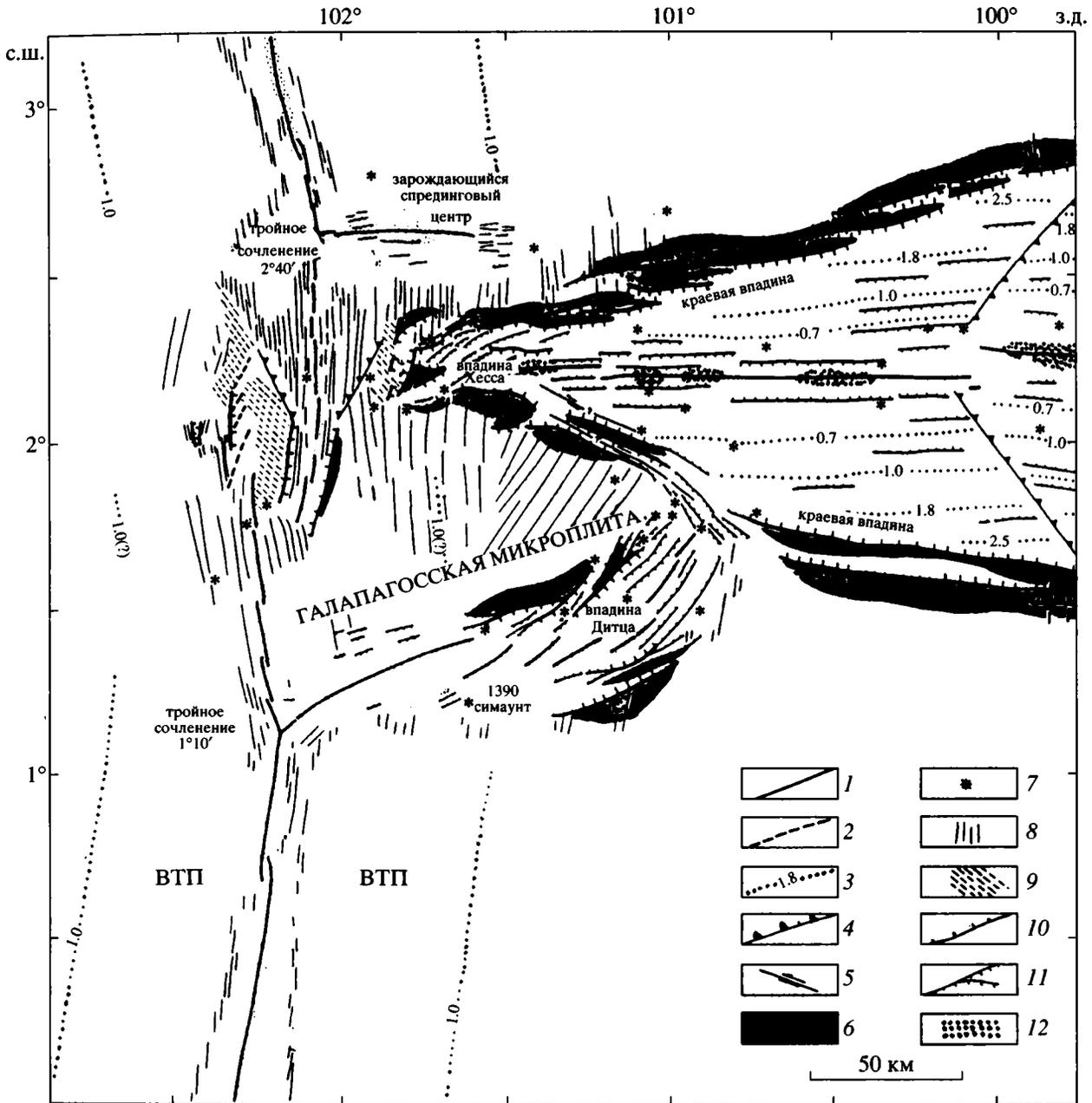


Рис. 8. Структурная схема Галапагосского тектонического узла [26]. С некоторым упрощением

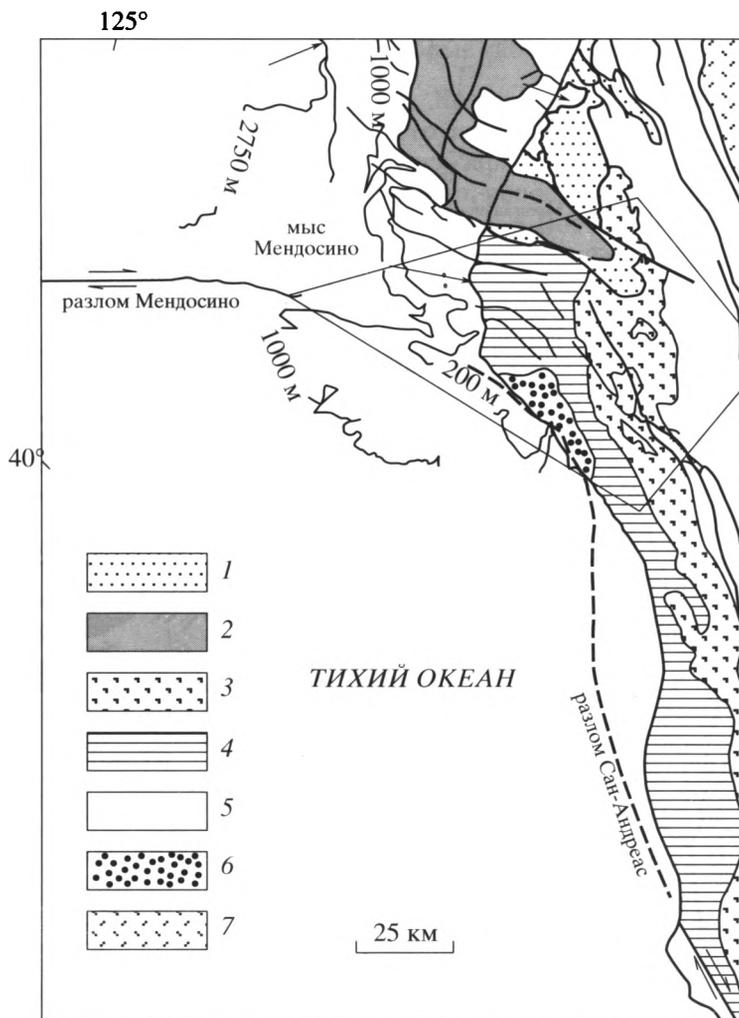
1 – срединные оси; 2 – они же отмершие; 3 – изохроны, млн. лет; 4 – псевдоразломы; 5 – сдвиги; 6 – плечи рифтов; 7 – эпицентры землетрясений (1969–1984 гг.); 8 – линии абиссальных холмов; 9 – район вращения абиссальных холмов; 10 – крупные эскарпы; 11 – другие эскарпы-разломы; 12 – вулканические хребты. Буквенные обозначения: ВТП – Восточно-Тихоокеанское поднятие.

*Узел Мендосино*

Описываемый район носит название “тройное сочленение Мендосино”. По принятым схемам здесь происходит сочленение разломной зоны Мендосино, разлома Сан-Адреас и субдукционной зоны Каскадия, лежащей к западу от побережья континента (рис. 9). В одной из работ [20] район изображен в виде широтно вытянутого

ромба, почти доходящего до гор Кламат. Для его краткой характеристики воспользуемся структурной схемой из публикации [37] и картой спутниковой альтиметрии [34].

Океанская разломная зона Мендосино, являющаяся одной из самых крупных в Мировом океане, простирается вплоть до континентального склона Северной Америки. В большинстве пуб-



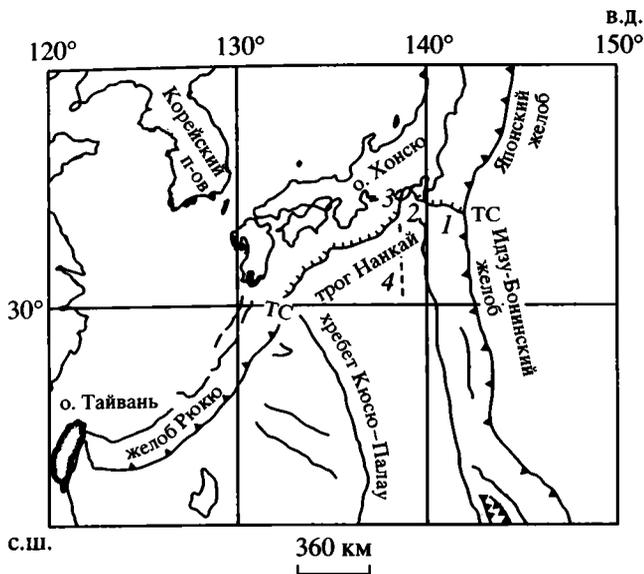
**Рис. 9.** Тектонический узел Мендосино, по [37]

1–3 – отложения: 1 – неогеновые и четвертичные, 2 – миоценовые и более молодые бассейна Эль-Ривер, 3 – палеогеновые; 4 – Береговой пояс (верхний мел–миоцен); 5 – Францисканский комплекс (верхняя юра–третичные); 6 – террейн Кинг Рэндж; 7 – горы Клатат. Показаны простирания разломов и складок и изобаты (200, 1000, 2750 м). Многоугольник – район тройного сочленения, по [20].

ликаций принимается, что она, отклоняясь к югу, непосредственно продолжается разломом Сан-Андреас. Однако некоторые авторы полагают, что разлом Мендосино уходит под континент, простираясь до его центральной области [28]. На рис. 9 можно увидеть, что контуры изобат 1000 м и 200 м в общем допускают возможность первого варианта.

Разлом Сан-Андреас, идущий по окраине материка в Калифорнии, севернее мыса Арена уходит в океан и его дальнейшее продолжение рисуется в виде сигмоидальной пунктирной либо точечной линии. Такая рисовка свидетельствует о предположительности разлома, длина которого ~130 км. Исходя из этого, непосредственное соединение двух разломных зон в пределах узла не вполне очевидно. Что касается субдукционной зоны Каскадия, то ее существование вызывает

сомнение. Сейсмофокальная зона здесь присутствует, но эти понятия не адекватны. Во всяком случае глубоководного желоба здесь нет. Однако выявлен очень крупный пологий надвиг континентальной окраины на океан. На приведенном рисунке контур субдукционной зоны более чем на два десятка километров не доходит до зоны Мендосино. При изображении тектонического узла в более мелком масштабе все упомянутые структурные единицы сходятся в одной точке, которая и принимается за точку тройного сочленения Мендосино. Считается, что в данном узле сходятся плиты Тихоокеанская, Горда и Северо-Американская. Однако реально здесь имеет место сочетание океанской разломной зоны Мендосино, разлома-сдвига Сан-Андреас и краевого материкового надвига.



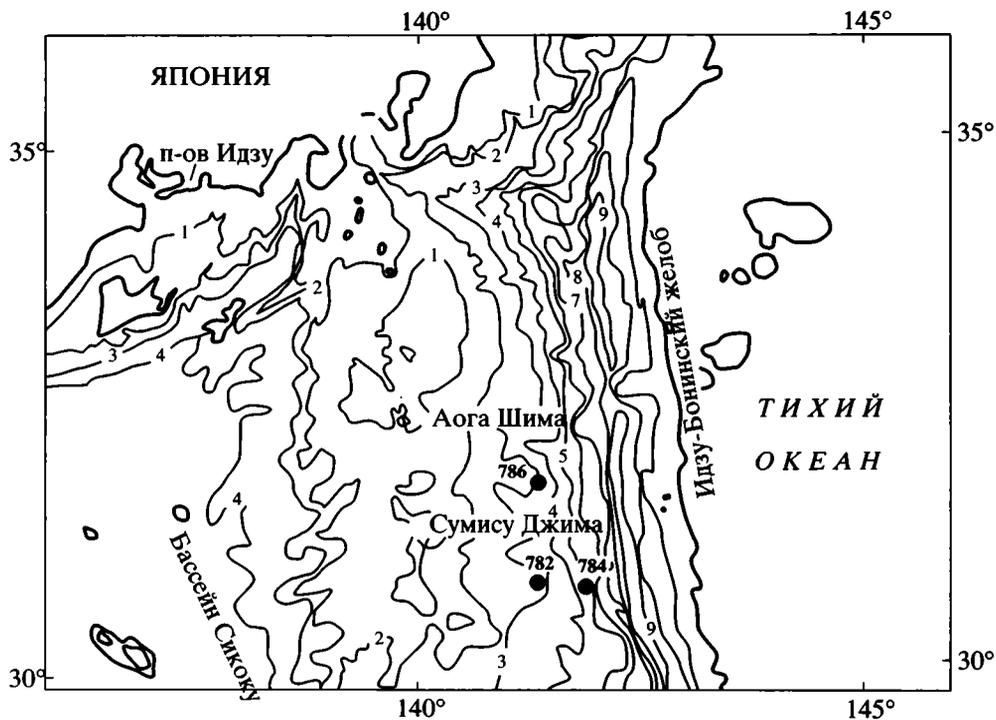
**Рис. 10.** Японский тектонический узел, по [27]  
 Цифровые обозначения: 1 – трог Сагами, 2 – п-ов Идзу, 3 – трог Сугура, 4 – разлом Ниши-Шисито. ТС – тройные сочленения.

*Некоторые другие узлы*

Приведем отдельные примеры других тектонических узлов, к которым применяется понятие “тройное сочленение”.

В качестве такового рассматривается узел, где происходит сочленение Японского и Идзу-Бонинского глубоководных желобов и трога Сагами (рис. 10) [27]. В плейттектонических построениях трог Сагами, хотя и является в общем малой структурной формой, рассматривается в качестве границы Евразийской и Филиппинской литосферных плит. Соответственно, на его восточном окончании происходит стык трех плит: Евразийской, Филиппинской и Тихоокеанской. Для этого тройного сочленения дается аббревиатура ТТТ (trench–trench–trough).

О строении узла дает представление батиметрическая карта (рис. 11) [32]. Трост Сагами, имея в общем плавные очертания, простирается в запад-северо-западном направлении и достигает района п-ова Идзу, находящегося на восточном побережье Японии. К тектоническому узлу глубины дна увеличиваются, достигая у вершины Идзу-Бонинского желоба 7–8 км. В желобе глубина дна превышает 9 км. При рассмотрении карты видно, что перемычка между Японским и Идзу-Бонинским желобами в основном находится несколько севернее трога Сагами, так что район Японского тектонического узла, как он здесь именуется, фактически не имеет строгого трехлучевого строения, как это отображается на мелкомасштабных картах.



**Рис. 11.** Батиметрическая карта Японского тектонического узла и Идзу-Бонинского желоба, по [32]  
 Изобаты – в километрах; заливные кружки – глубоководные скважины и их номера.

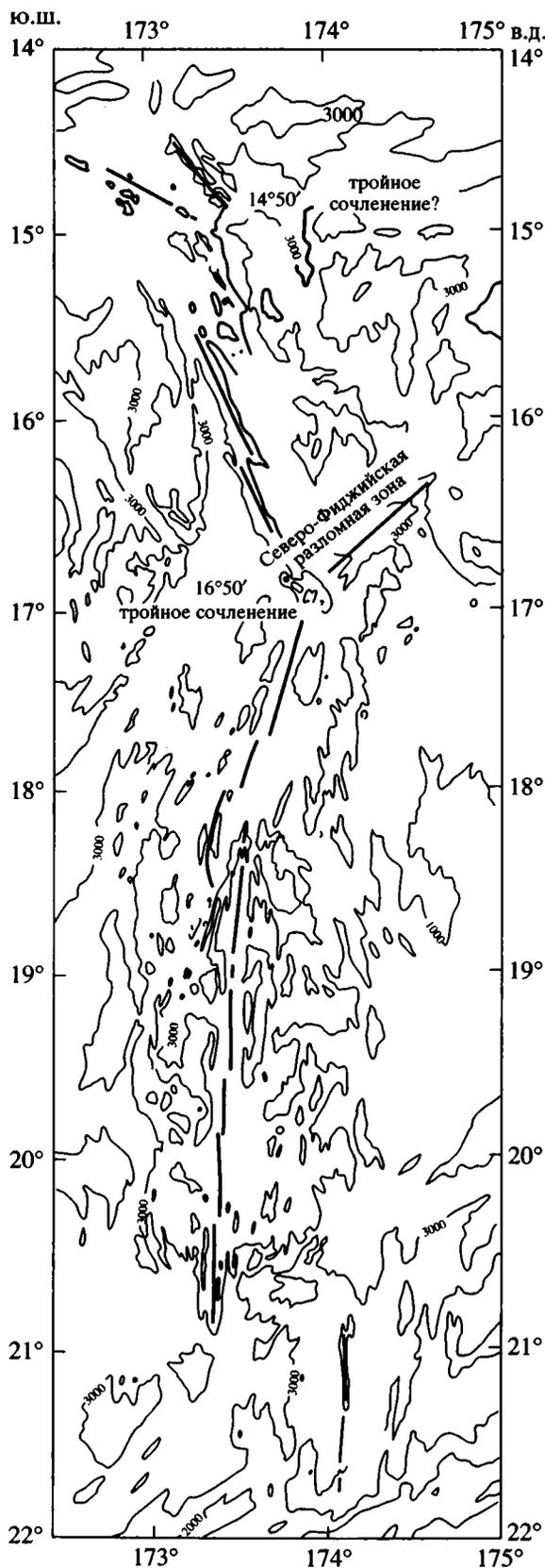


Рис. 12. Фиджийский тектонический узел, по [13]  
Пояснения в тексте.

Представляется, что значение трога Сагами в имеющихся геодинамических построениях чрезмерно преувеличено. Оно определяется необходимостью провести северную границу Филиппинской литосферной плиты. Гораздо более значимым фактом является непосредственная связь Идзу-Бонинской островной дуги с лежащей на ее простирании крупнейшей зоной тектонических разрывных нарушений и вулканизма Центральной Японии (грабен Фосса Магна и пр.). Если это так, то трог Сагами представляет не более чем частную структурную форму. В этом случае Японский тектонический узел находится в одном ряду с другими узлами Филиппинского моря, например, Кюсю-Палау, где происходит сочленение этого подводного хребта с трогом Нанкай и желобом Рюкю. Но в этих случаях о структурах тройного сочленения плит никто не писал, поскольку отдельные их составляющие находятся внутри плит.

Вообще следует иметь в виду, что проблема границ так называемой Филиппинской литосферной плиты никем сколько-нибудь основательно не рассматривалась. Возможно, что это связано с непреодолимыми для плейттектоники трудностями.

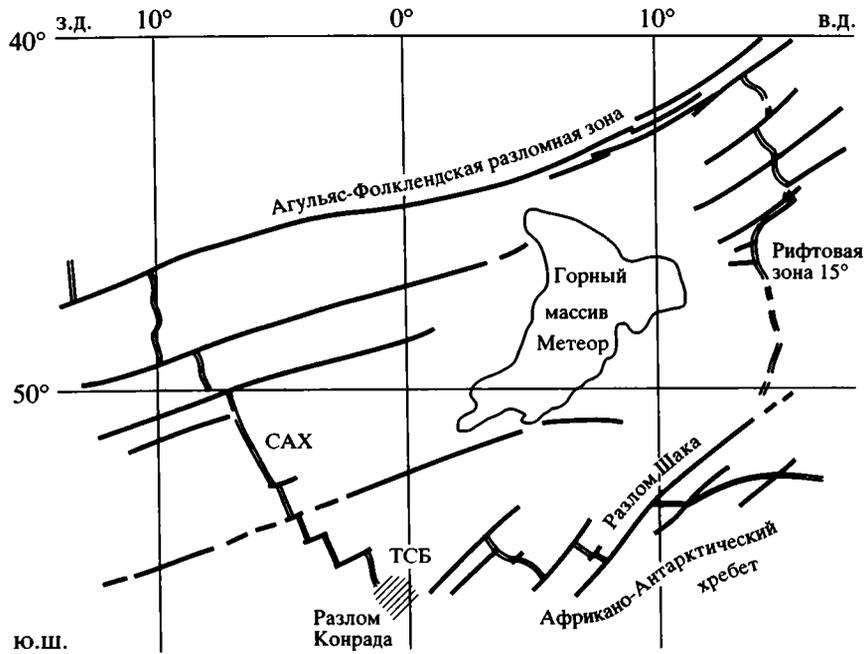
По той же причине в Тихом океане не обособляется столь яркий тектонический узел, каким является тройное сочленение Луисвилл. В нем связаны глубоководные желоба Тонга и Кермадек и подводный вулканический хребет Луисвилл, продолжающий гигантский разлом Элтанин, разделяющий Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия [8, 34].

Узел тройного сочленения выделяется внутри Северо-Фиджийской впадины, где западнее островов Фиджи выявлен активный в настоящее время спрединговый хребет, стыкующийся в районе 16°50' с Фиджийской разломной зоной и Центральным спрединговым хребтом (рис. 12) [13]. Севернее, на 14°50' ю.ш., в той же впадине намечается другой узел тройного сочленения.

Предпринимаются попытки выявлять тройные сочленения в геологическом прошлом. Одна из них относится к центральной части Тихого океана, где для подзднеюрского времени (данные магнитных аномалий) авторы выделяют "тройное сочленение Пацифик-Фараллон-Феникс" [30]. В данном случае мы имеем дело с типичным плейттектоническим ретроспективным построением – реконструкцией сочленения типа разлом-разлом-хребет (F-F-R).

### Обсуждение

Рассмотрим охарактеризованные выше тектонические узлы в акваториях в сравнительно-тек-



**Рис. 13.** Тектонический узел Метеор

Видно сочленение спрединговой системы Метеор (восточнее массива Метеор) с Агульяс-Фолклендской разломной зоной. САХ – осевая зона Срединно-Атлантического хребта. ТСБ – тройное сочленение Буве.

тоническом аспекте. Среди них есть уникальные по строению, но имеются и в той или иной мере сопоставимые.

Уникальную разновидность представляет узел Буве, где сходятся три спрединговых хребта: Срединно-Атлантический, Африкано-Антарктический и Американско-Антарктический. Другая разновидность выражена связкой стержневого океанского спредингового хребта и врезанного в него более молодого также спредингового хребта. Это имеет место в случае узлов Родригес и Галапагосского. Третья разновидность представлена сочленением осевой зоны срединного хребта и трансформного разлома, являющегося геодинамической связкой между этим хребтом и отдаленной (боковой) малой спрединговой системой. Сюда относятся узлы Хуан-Фернандес и Метеор. Последний расположен в Южной Атлантике в районе  $10^\circ$  з.д. и  $46^\circ 30'$  ю.ш., где Агульяс-Фолклендский разлом обрывает малую спрединговую систему, лежащую к югу от него (рис. 13) [9].

Четвертая разновидность – стык малой спрединговой системы с обрывающим ее разломом без связи с срединным хребтом океана – узлы Чили и Горда. Последний соответствует сочленению системы Хуан-де-Фука с разломом Мендосино (рис. 14).

Пятая разновидность уникальна. Ее представляет узел сочленения разломов Мендосино, Сан-Андреас и надвига Северо-Американского континента на океанское дно.

Шестая разновидность представлена тектоническими узлами, приуроченными к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов с мощным проявлением магматизма; примеры – Исландия, узел Пасхи.

Седьмая разновидность образована стыком двух глубоководных желобов и поперечного тектонического нарушения. К таким узлам относятся Японский, Кюсю-Палау, Луисвиль.

К восьмой разновидности относится трехлучевой Фиджийский тектонический узел, где стыкуются два спрединговых хребта и разломная зона.

Особняком стоит Азорский узел. Возможно, что он должен быть отнесен к шестой разновидности.

В общей сложности мы коснулись 15 тектонических узлов. Полагаем, что рассмотренных примеров достаточно, чтобы сделать заключение о многообразии геодинамических обстановок в океанах и краевых морях.

Из их общего числа 11 узлов сопряжены со спрединговыми хребтами, три – с глубоководными желобами и один образован перекрещивающимися разломными зонами. Часть тектонических узлов, связанных со спрединговыми хребтами, обязана процессу проградации новообразованных спрединговых центров (Буве, Родригес, Галапагосский, Фиджийский). Проградирующие хребты и спрединговые центры могут приводить к крупным структурным перестройкам океанского дна [12]. Несколько узлов (Исландский, Азорский,



**Рис. 14.** Спрединговая система Хуан-де-Фука, по [11]  
Южное звено системы – спрединговый хребт Горда обрывается разломом Мендосино. Торцовое сочленение.

Пасхи) связаны не только с тектонической спецификой того или иного района срединного хребта, но и определяются воздействием на структуру мощных глубинных магматических плюмов. Центральные зоны срединных хребтов, вследствие большой нарушенности, благоприятны для проникновения плюмов.

Отдельные тектонические узлы оказываются фиксаторами линейной геодинамической трансформации между спрединговыми системами (Хуан-Фернандес, Метеор, Горда).

Тектонические узлы в перемычках между глубоководными желобами воплощают связи со структурами, прилежащими к их системам либо с океанической, либо с континентальной стороны.

### Выводы

1. Структуры, принадлежащие категории тектонических узлов, в Мировом океане пользуются широким распространением и отличаются много-

образием. Они отнюдь не сводятся к тройным сочленениям литосферных плит, как обычно принимаются. Среди рассмотренных узлов лишь два примера формально, при большой генерализации, вписываются в плейттектонические построения: Буве и Родригес. Трактовка в качестве таковых узлов Азорского, Японского (Идзу), Чили и Хуан-Фернандес некорректна. Что касается Галапагосского района, то он слишком сложен, чтобы без подробного структурного и историко-тектонического анализа найти в нем узел тройного сочленения литосферных плит.

Обращает внимание большое различие между отмеченными “плейттектоническими” тройными сочленениями в морфоструктуре, геологическом развитии и геодинамике, не допускающее унификации в отношении условий их образования и тектонической значимости.

2. Структуры тектонических узлов любой разновидности крайне индивидуальны, и лишь между отдельными из них имеются признаки самого общего подобия. Специфика выражается в особенностях строения, масштабе явления, характере деформаций, структурном развитии. В этой индивидуальности, как и в тектоническом положении, отражены эффекты нелинейной геодинамики.

3. Проведенный анализ приводит к неожиданному выводу, что им затрагивается одно из базовых построений плейттектоники, относящееся к тройным сочленениям литосферных плит. Последние во многих случаях обособляются без достаточных оснований, а отсюда проистекает искусственное проведение границ плит. По крайней мере это относится к границам Северо-Американской, Южно-Американской, Африканской, Евразийской, Антарктической, Наска и Филиппинской плит. Но если это справедливо, то разделение литосферы на плиты, как оно предлагается плейттектоникой, абстрактно и соответственно вся теория “повисает в воздухе”.

Совершенно очевидно, что необходимы дальнейшие исследования в этой области, которые должны более полно осветить как геологическую, так и геодинамическую стороны проблемы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 00-05-64235).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апродов В.А.* Вулканы. М.: Мысль, 1982. 368 с.
2. *Ельников И.Н., Гольмиток А.Я., Зоненшайн Л.П.* Сейсмический профиль в Азоро-Гибралтарской разломной зоне // *Океанология*. 1986. Т. XXVI. Вып. 2. С. 253–260.

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 190 с.
4. Матвеев В.В., Поляков С.Г., Дмитренко О.Б. и др. Геологические особенности строения подводных гор Азоро-Гибралтарской зоны (по результатам бурения) // Океанология. 1993. Т. 33. № 5. С. 752–762.
5. Москаленко В.Н., Коган Л.И. Особенности строения осадочного чехла в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны (бассейн Хосшу) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 63–72.
6. Пейве А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М. и др. Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) // Геотектоника. 1995. № 1. С. 40–57.
7. Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г. и др. Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции // В печати.
8. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разделов // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
9. Пуцаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Южной Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 41–52.
10. Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
11. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое строение Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 264 с.
12. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Тройные сочленения Буве (Атлантический океан) и Родригес (Индийский океан). Сравнительные аспекты // Докл. АН. 1996. Т. 346. № 1. С. 82–86.
13. Auzende J.-M., Grácia-Mont E., Bendel V. et al. A possible triple junction at 14°50'S on the North Fiji Basin Ridge (Southwest Pacific)? // Marine Geology. 1994. V. 116. № 1–2. P. 25–35.
14. Barckhausen U., Roeser H.A., von Huene R. Magnetic signature of upper plate structures and subducting seamounts at the convergent margin off Costa Rica // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № B4. P. 7079–7093.
15. Bird R.T., Naar D.F., Larson R.L. et al. Plate tectonic reconstructions of the Juan Fernandez microplate: Transformation from internal shear to rigid rotation // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № B4. P. 7049–7067.
16. Camacho A.G., Montesinos F.G., Vieira R. A three-dimensional gravity inversion applied to São Miguel Island (Azores) // Journ. of Geophys. Research. 1997. V. 102. № B4. P. 7717–7730.
17. Carrara G., Bortoluzzi G., Zitellini N. et al. The Bouvet Triple Junction Region (South Atlantic): a report on two geological expeditions // Giornale de Geologia. Ser. 3ª. 1997. V. 59. № 1–2. P. 19–33.
18. Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N // Journ. of Geophys. Research. 1995. V. 100. № B3. P. 3767–3787.
19. Foulger G.R. Hengill triple junction, SW Iceland // Journ. of Geophys. Research. 1988. V. 93. № B11. P. 13493–13506.
20. Gulick S.P.S., Meltzer A.M. Seismic structure of the southern Cascadia subduction zone and accretionary prism north of the Mendocino triple junction // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № B11. P. 27207–27222.
21. Helmsberger D.V., Ding L. Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary // Nature. 1998. V. 396. № 6708. P. 251–255.
22. Honsho C., Tamaki K., Fujimoto H. Three-dimensional magnetic and gravity studies of the Rodriguez Triple Junction in the Indian Ocean // Journ. of Geophys. Research. 1996. V. 101. № B7. P. 15837–15848.
23. Kingsley R.H., Schilling J.-G. Plum-ridge interaction in the Easter–Salas y Gomez seamount chain – Easter microplate system: Pb isotope evidence // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № B10. P. 24159–24177.
24. Kiratzi A.A., Papazachos C.B. Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East // Tectonophysics. 1995. V. 243. № 1–2. P. 1–24.
25. Leg 147. Preliminary Report № 47. Sedco/BP 471. Joides Resolution. 1993.
26. Lonsdale P. Structural pattern of the Galapagos microplate and evolution of the Galapagos Triple Junctions // Journ. of Geophys. Research. 1988. V. 93. № B11. P. 13551–13574.
27. Matsubara Yu., Seno T. Paleogeographic reconstruction of the Philippine sea at 5 m. y. b. p. // Earth and Planet Sci. Lett. 1980. V. 51. № 2. P. 406–414.
28. Ma Zongjin, Li Cunti, Cao X. Accretion tectonics of the global seafloor and evolution // Science in China (Series D). 1998. V. 41. № 6. P. 616–626.
29. McKenzie D.P., Morgan W.J. Evolution of triple junctions // Nature. 1969. V. 224. P. 125–133.
30. Nakanishi M., Winterer E.L. Tectonic history of the Pacific–Farallon–Phoenix triple junction from Late Jurassic to Early Cretaceous: An abandoned Mesozoic spreading system in the Central Pacific Basin // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № B6. P. 12453–12468.
31. Patriat Ph., Courtillot V. On the stability of triple junctions and its relations to episodicity in spreading // Tectonics. 1984. V. 3. № 3. P. 317–332.
32. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 1990. V. 125. 716 p.
33. Rodriguez Triple Junction Expedition in the Indian Ocean. Preliminary Cruise Report. Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1995. P. 183.
34. Sandwell T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Satellite Altimetry. Map. Additional copies: Scripps Institution of Oceanography. La Jolla, 1995.
35. Sartori R., Torelli L., Zitellini N. et al. Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): an oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation // Geology. 1994. V. 22. № 6. P. 555–558.

36. *Tebbens S.F., Cande S.C., Kovacs L. et al.* The Chile ridge: a tectonic framework // *Journ. of Geophys. Research.* 1997. V. 102. № B6. P. 12035–12059.
37. *Verdonck D., Zandt G.* Three-dimensional crustal structure of the Mendosino Triple Junction region from local earthquake travel times // *Journ. of Geophys. Research.* 1994. V. 99. № B12. P. 23843–23858.
38. *West B.P., Fujimoto H., Honsho C. et al.* A three-dimensional gravity study of the Rodriguez Triple Junction and Southeast Indian Ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. № 1–2. P. 175–184.
39. *Zhang Yu-Shen, Tanimoto T., Stolper E.M.* S-wave velocity, basalt chemistry and bathymetry along the Mid-Atlantic Ridge // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1994. V. 84. № 1–4. P. 79–93.

*Рецензенты: А.С. Перфильев, В.Е. Хаин*

## Tectonic Junctions in the Structural Make-Up of the Ocean Floor

**Yu. M. Pushcharovsky**

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

Fifteen examples of tectonic junctions found in the ocean floor structure are discussed. Their structure is highly diversified, but there are certain features of similarity between some of them. The Rodriguez and Galapagos junctions are formed by young spreading ridges incised deeply into the major ocean spreading ridges. The Juan Fernandez and Meteor junctions are formed by transform faults limiting remote minor spreading systems entering into the crest zone of the mid-oceanic ridge. The Chile and Gorda junctions are represented by small spreading systems that abut a transverse fault, without coming into contact with the mid-oceanic ridge. The Iceland and Easter junctions are great volcanotectonic formations associated with the intersection of the axial zones of mid-oceanic ridges with a major fracture. The Japan, Kyusyu–Palau, and Louisville junctions are formed each by two trenches and a transverse oblique linear fracture zone. There are unique junctions: Bouvet (two young spreading ridges incised into the Mid-Atlantic Ridge), Azores (junction of the offshore extensions of the Mediterranean belt and the Mid-Atlantic Ridge); Mendocino (junction of the Mendocino and San Andreas faults and the marginal thrust fault of North America); and Fiji (junction of two spreading zones of different ages with an oblique fracture system). The specific features of oceanic tectonic junctions and their structural positions reflect the effects of non-linear geodynamics. Classing some of them as the triple junctions of lithospheric plates is not adequate or very arbitrary (see such junctions as the Azores, Japan, Chile, Juan Fernandez, and Cape Verde). This fact contradicts the plate-tectonic interpretation of the boundaries of the North American, South American, Eurasian, African, Antarctic, Nazca, and Philippine plates.

УДК 551.242(234.85)

**ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА**

© 2000 г. С. Н. Иванов, А. И. Русин

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург*

Поступила в редакцию 18.05.98 г.

Рассмотрение обоснований поздневендского коллизионного орогенеза на Урале показывает, что главными аргументами такой трактовки, как и двадцать лет назад, остаются предордовикские угловые несогласия и метаморфизм верхнедокембрийских толщ. Преобладающая на большей части западного склона и осевой зоны Урала структурная конкордантность палеозоя и позднего докембрия и появление резких угловых несогласий лишь в редких случаях залегания жестких кварцевых песчаников среднего ордовика на податливых серицитовых сланцах рифей-вендских толщ указывают на тектоническую природу несогласных контактов, обусловленную резко различной реологией, и не могут служить обоснованием кадомской складчатости. Развитие в дорифейских блоках зон хрупкопластичного нижнекорового течения, локальность зональных комплексов и отсутствие признаков индикаторного для коллизионных орогенов высокобарического метаморфизма венд-кембрийского возраста подчеркивают существенные различия палеозойского и допалеозойского метаморфизма Урала и, в совокупности с данными о формационном составе позднедокембрийских образований, позволяют утверждать, что какие-либо материальные свидетельства поздневендской коллизии на Урале не обнаружены.

**ВВЕДЕНИЕ**

Прошедшее в конце 1995 г. в Екатеринбурге Всероссийское совещание “Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии”, посвященное 50-летию выделения Н.С. Шатским нового стратона Общей стратиграфической шкалы – рифейской группы, показало, что поздневендская орогения на Урале никем не оспаривается. Однако природа этой орогении понимается неоднозначно и вызывает противостояние различных школ. Начало дискуссии было положено публикацией статей С.Н. Иванова [11–14], давших первые обоснования континентальной рифтовой и диасхизисной природы позднедокембрийских формаций Урала и приведших к открытию нового типа метаморфизма, связанного с разрывом плит. Дальнейшие исследования в этом направлении позволили показать [18–21, 37–41, 49], что континентальный рифтовый метаморфизм является обязательным элементом предыстории коллизионных орогенов и отражает реакцию коры и литосферной мантии на внедрение высоконагретого астеносферного или более глубинного материала.

Обоснования отсутствия байкалитид на Урале и в Сибири [11–14], тектонотипической байкальской горной области [23], установление связи позднедокембрийского развития Британских островов с литосферным растяжением и проблематичность выделения здесь ассинтского тектогенеза [37, 40, 41, 48], а также постоянно возрастающий поток зарубежных публикаций о проявлениях

континентального рифтового метаморфизма в фанерозойских орогенных областях [20], казалось бы, должны были завершить дискуссию о природе поздневендской орогении. Однако этого не произошло. На Урале опубликовано много работ [1, 3, 7, 8, 31–34 и др.], в которых наряду с признанием рифтогенной природы рифейских формаций обосновывается завершенность рифейского цикла в венде-кембрии складчатостью и байкальским (кадомским, ассинтским) орогенезом. Таким образом, если еще двадцать лет назад исследователи Урала, руководствуясь канонами Г. Штилле [47] либо построениями Н.С. Шатского [46], не могли прийти к согласию о количестве орогенных циклов и складчатостей в рифее [13], то в настоящее время смысл дискуссии стал иным: завершились ли процессы континентального рифтогенеза, прослеживаемые на Урале в течение всего рифея (около 1 млрд. лет), энсиалическим коллизионным орогенезом, т.е. укорачиванием, сжатием коры и увеличением ее мощности, либо продолжилась в позднем венде-начале кембрия, а горообразование в этот период было связано с очередным диасхизисным подъемом земной коры (дейтероорогенезом, по [4]). Вполне отдавая себе отчет в том, что поставить сразу точку в многолетнем споре вряд ли возможно, попытаемся оценить, какие же фактические данные или логические построения стали использоваться в качестве решающих аргументов в этой, по сути односторонней, дискуссии.

## СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ И ПАЛЕОЗОЯ

В западной зоне палеозойской линейной складчатости на протяжении всего западного склона Урала отложения силура, девона и карбона залегают согласно на неметаморфизованных толщах рифея и венда и характеризуются общей структурной конкордантностью. В более восточных районах, преимущественно на Южном Урале, известны сравнительно редкие обнажения с резкими угловыми несогласиями между песчаниками ордовика и метаморфизованными предположительно позднедокембрийскими образованиями [10, 24, 29, 31]. Возможность их локальности практически никогда не обсуждалась, а сам факт существования угловых несогласий, подкрепленный свидетельствами о стратиграфических перерывах, представлялся достаточным для выводов не только о проявлении байкальской складчатости, но и затухании этой складчатости к западу [45, 46]. Согласно залегание интерпретировалось как свидетельство пологих складок рифея и венда, а угловые несогласия – напряженных складок, хотя площадное региональное развитие доордовикских (?) складок в действительности никем закартировано не было. Если же учесть, что во всех этих районах проявлены интенсивные позднепалеозойские складчатые деформации [28–30 и др.], то условность таких интерпретаций, в свете современных представлений о природе несогласий [13], вполне очевидна.

Наиболее активно проблема завершенности рифейско-вендского цикла орогенной складчатостью и метаморфизмом в связи с внутри- или межконтинентальной коллизией вновь поднимается во многих публикациях В.Н. Пучкова [31–34]. Внимательное знакомство с его статьями не позволяет обнаружить в них каких-то принципиально новых фактических данных, которые бы не были известны раньше, а предлагаемые интерпретации и методические подходы далеко не бесспорны. В этих публикациях неоднократно повторяется, что непредвзятую информацию, позволяющую снять палеозойские деформации и увидеть в восточной части варисского Башкирского поднятия “вендский антиклинорий”, могут дать геологические карты. Однако нередко геологические карты, из-за постоянного дефицита фактических данных о соотношениях геологических тел, отражают прежде всего идеологию составителя. Если же учесть, что существующие мелкомасштабные карты Урала составлялись под редакцией И.Д. Соболева, убежденного сторонника предордовикской складчатости, то именно эту идеологию карты и демонстрируют. Вопрос об информативности карт далеко не новый и обсуждался уже в начале 40-х годов. Отношение к нему наиболее четко сформулировал

А.Н. Заварицкий: “Совершенно очевидно, что карта как таковая не имеет силы доказательств, если эти доказательства не могут быть изложены иначе” [9, с. 43].

Ретроспективный обзор представлений предшествующих исследователей, если он проводится для подтверждения собственных построений, не может основываться на вольном пересказе и цитировании конечных выводов, без рассмотрения того, на какой фактической основе они были получены. Однако именно такой подход мы видим в статье [33]. Приводя высказывание Н.С. Шатского о том, что ашинская свита, относимая им к кембрию, является “довольно типичной молассовой формацией”, В.Н. Пучков не обсуждает, каким образом это было установлено, но вводит уточнение, что образование этой молассы по времени следует связывать не с байкальским, а с кадомским орогенезом. Изложение же представлений Н.П. Хераскова о доуралидах, в свете современных знаний, может создать впечатление, что он, как и В.Н. Пучков, связывал их формирование с кадомским орогенезом, хотя в действительности “заключительные стадии развития доуралид... с общим воздыманием структур и более или менее интенсивными деформациями” относились Н.П. Херасковым [45, с. 89] к самому концу кембрия–началу ордовика, а основывался такой вывод на материалах изучения тех формаций, которые в настоящее время всеми признаются как бесспорные свидетели предкеанического рифтогенеза. Такие же неубедительные подтверждения собственных построений приводят в своих работах и другие исследователи.

Из всех исследователей западного склона Южного Урала первой половины нашего столетия только А.И. Олли дал в своей монографии [29] наиболее выразительную палеореконструкцию позднедокембрийской истории Башкирского поднятия. Его построения основывались не только на результатах геологической съемки и разработках стратиграфии древних толщ, но и специальных седиментологических исследованиях, составлявших основу для палеогеографического анализа, и в свете современных знаний в наибольшей степени согласуются с рифтогенной концепцией [13, 41, 51]. Используя объемный метод палеотектонического анализа осадочных формаций, получивший в дальнейшем развитие в работах А.Б. Ронова, А.И. Олли рассчитал, что накопление древних толщ Башкирского Урала произошло в результате денудации многократно возникавших невысоких (до 1000 м) поднятий с суммарной амплитудой 4325 м [29, с. 342]. Для ашинской формации, возраст которой определялся как тремадок, амплитуда поднятия в области питания составляла около 500 м, что резко контрастирует с оценками сторонников поздневендской коллизии, основывающимися на кос-

венных данных [2, 33]. Никаких различий в механизмах возникновения поднятий в области питания в венде и рифее им не отмечалось, а полученные высоты, даже с учетом возможных неточностей в расчетах, не только не соответствуют абсолютным отметкам гор в коллизионных орогенах, но оказываются даже ниже современных поднятий в континентальных рифтовых областях [6, 35]. Примечательно, что наличие перерывов и несогласий в разрезе древних толщ западного склона Урала А.И. Олли не во всех случаях, в отличие от своих коллег, связывал со складчатыми движениями, а для посташинского времени допускал их лишь в восточной части Башкирского поднятия, где были известны повышенный метаморфизм и угловые несогласия.

Пятьдесят лет спустя В.Н. Пучков [34] вновь возвращается к вопросу о несогласиях как прямых свидетельствах складчатостей, однако применительно не ко всему разрезу позднедокембрийских толщ, а исключительно к предордовикским угловым несогласиям восточной зоны Башкирского поднятия. Ранее он [31, с. 7] отмечал, что вопрос о доордовикской складчатости на западном склоне Урала остается невыясненным, так как "...обнажения с угловыми несогласиями между палеозоем и докембрием – редкость...". Редкостью они остаются и в настоящее время, поэтому обоснование кадомской складчатости [34] заслуживает комментариев.

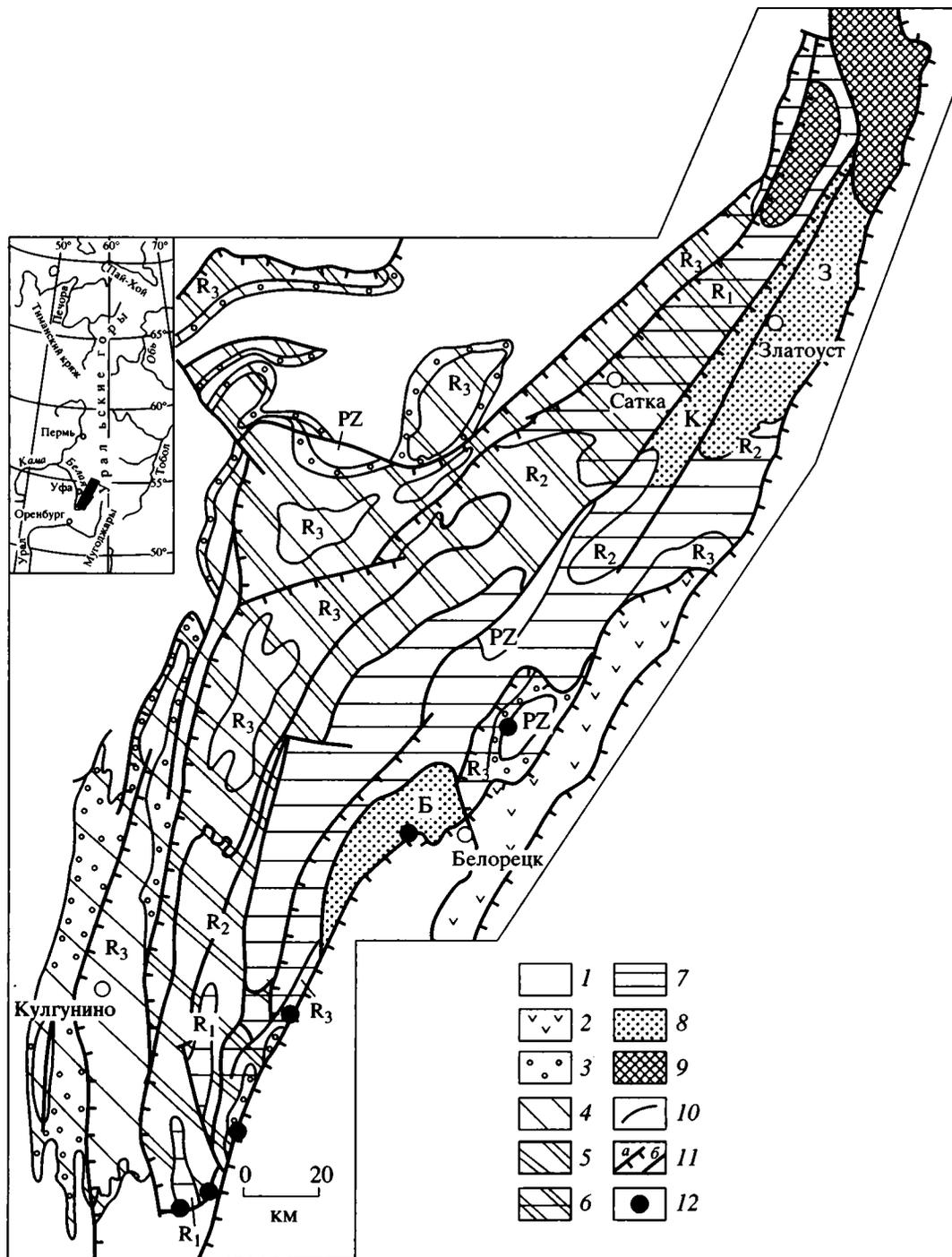
Все примеры угловых несогласий в Башкирском поднятии (рис. 1) хорошо известны [10, 24, 29 и др.] и относятся к зоне северо-западного контакта Зилаирской пластины ("синформы"), сложенной палеозойскими отложениями среднего ордовика–верхнего девона, с рифейско-вендскими толщами, которая на схеме [34, рис. 1] показана как надвиг с сохранившимися участками "трансгрессивных контактов" (?). Приводимые в [34] описания контактов акцентируют внимание не на фактических данных, а на предполагаемых автором соотношениях палеозоя и допалеозоя. Так, для Юрюзанской синклинали со срезанным западным крылом и необнаженными контактами подчеркивается более высокий метаморфизм подстилающих толщ и большая сложность протерозойских структур "даже если снять палеозойские деформации" [34, с. 667]. Почему более крутое залегание среднерифейских толщ вне зоны контакта с ордовиком должно свидетельствовать о большей напряженности структур и как снимаются палеозойские деформации, не ясно. Видимо, поэтому задокументированный пример более крутого залегания песчаников ордовика (50°) на кварцитах зигальгинской свиты (20°) у дер. Миндегулово [24] не приводится. Отсылая читателей к рис. 37 из книги В.И. Козлова с соавторами [22] как иллюстрации "вероятного" докембрийского надвига, В.Н. Пучков не указывает, что единст-

венное упоминание о палеозое в районе Кургаской антиклинали сводится к одной фразе "о разрозненных коренных выходах ордовикских песчаников" [22, с. 128]. Можно привести и другие примеры домысливания, а также одно упоминание кливажа осевой плоскости, что в выводах трансформируется в "сложные линейные складчато-надвиговые структуры, возникшие в результате сжатия (о чем, в частности, говорит и широкое развитие кливажа осевой плоскости)". Недоказанным представляется и вывод о том, что "складчатые структуры... в западной части Башкирского антиклинория можно считать целиком варисскими, а в восточной – результатом сложения двух складчатых деформаций: доуральской (кадомской) и варисской" [34, с. 671]. Вопрос о том, почему это кадомская коллизия превратила в ороген лишь восточную часть единого допалеозойского бассейна седиментации, отделенную на схеме условной линией, даже не ставится.

Все задокументированные угловые несогласия в западной части Зилаирской пластины ("синформы") на Южном Урале [24, 29 и другие, в том числе и наблюдения авторов данной статьи], а также согласные и несогласные залегания в широтном течении р. Белой (см. рис. 1) представлены наложением "хрупких" очень однообразных среднеордовикских кварцевых и кварцитовидных песчаников, изредка карбонатных, на более метаморфизованные, иногда плейчатые филлитовидные слюдястые и кварцито-слюдястые сланцы и кварциты рифея–венда. Во многих случаях в непосредственной зоне контакта отмечаются небольшой мощности брекчии смешанного состава. Прослой и линзы конгломератов, от первых десятков сантиметров до 1–1.5 м, появляются лишь выше кварцевых песчаников ордовика и обычно не содержат либо включают лишь очень незначительное количество мелких обломков непосредственно подстилающих верхнедокембрийских толщ. В конгломератах преобладает галечный материал, обычно кварциты и слюдястые кварциты.

Такие же взаимоотношения характерны и для более северных районов. В изученном нами периклинальном замыкании Кваркушского поднятия на Северном Урале (рис. 2) в непосредственном контакте кварцевых конгломератов тельпосской свиты ордовика со слюдяными сланцами рифея, обнаженном в скальных обрывах правого борта р. Улс, в 2 км ниже устья р. Пеля, присутствует мощная зона гематитизированных брекчий, прованных палеозойской дайкой диабазов.

Все это свидетельствует о тектонических, а не трансгрессивных стратиграфических контактах палеозойских и верхнедокембрийских толщ. Природу таких контактов, скорее всего, следует связывать с реологическими свойствами предельно



**Рис. 1.** Схематическая карта постдиагенетических изменений [2] и метаморфизма пород Башкирского поднятия на Южном Урале (геологическая основа по [22])

1 – неметаморфизованные осадки палеозоя; 2 – метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев толщи суваньянского комплекса хр. Уралтау; 3 – вендские отложения; 4–7 – площади распространения пород, измененных до уровня: 4 – глубинного катагенеза с реликтами начального, 5 – глубинного катагенеза, 6 – то же с элементами метагенеза, 7 – метагенеза с редкими проявлениями низкотемпературного метаморфизма; 8 – зональные метаморфические комплексы: З – златоустовский, К – кувашский и Б – белорецкий; 9 – высокометаморфизованные дорифейские террейны; 10 – границы стратиграфических подразделений рифея и венда; 11 – тектонические контакты: а – надвиги, б – прочие разрывные нарушения; 12 – обнажения с несогласными залеганиями кварцевых песчаников ордовика Зилаирской пластины на позднедокембрийских кварцито-песчаниках и сланцах. Самые южные обнажения с угловыми несогласиями находятся в широтном течении р. Белой. Выходы PZ к северу от г. Белорецка: “Тирлянская мульда” и далее – “Юрюзанская синклинали”. На врезке черным прямоугольником показано местоположение рис. 1.

податливых слюдистых, кварцево-слюдистых и других сланцев и очень хрупких при невысоких температурах кварцевых и кварцитовидных песчаников. Контакты таких пород, даже при самых незначительных общих деформациях, осложняются срывом и подвижками. При этом в зоне контакта хорошо заметна резкая смена форм деформаций: вверху слабая, иногда отчетливо дизъюнктивная, а ниже контакта – пластическая, иногда осложненная более поздней трещиноватостью.

В последние 20 лет контакты реологически различных толщ изучены в различных районах мира. Самым убедительным является Провинция бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки [17]. Там кайнозойская и современная деформации третичных, мезозойских и более древних пород, вплоть до докембрия, изучены в прекрасных обнажениях всеми современными методами. Четко выделяется верхний этаж, разбитый сбросами до глубины 6–8 км, и нижний, интенсивно смятый и отделенный от верхнего несогласием. При этом контакт между ними всегда резкий, но иногда сохраняется литологическая стратификация. Первоначально предполагали, что толщи нижнего этажа были деформированы до отложения на них верхних, но потом было твердо доказано, что оба типа деформаций (хрупкая вверху и пластичная внизу) произошли одновременно. Возникшее субгоризонтальное движение разной амплитуды было целиком обусловлено реологическими свойствами пород, различно проявившимися при общей деформации растяжения литосферы на обширной области Кордильер.

Разделяющий складчатые и хрупкие формы деформации сместитель называется отделителем [15, 16]. Его природа как реологической границы в последние годы установлена в ряде регионов Земли. Кроме Провинции бассейнов и хребтов, он изучен в Мексике, особенно хорошо в Западной Канаде, в Центральной Испании (район Толедо), на Скандинавском полуострове, в Юго-Западной Германии; геофизикой и бурением установлен в морях, окружающих Британские острова, и в других странах.

Весьма вероятно, что контакт ордовикских и докембрийских толщ в восточной части Башкирского поднятия (см. рис. 1) с отмечаемыми угловыми несогласиями, который всегда рассматривался как главное свидетельство доордовикской орогенной складчатости, в действительности является отделителем, возникшим при растяжении земной коры, предшествовавшем ее разрыву. При позднепалеозойской коллизии по нему как наиболее ослабленной зоне могло происходить надвигание Зилаирской пластины (см. рис. 1) к западу. В южной части амплитуда перемещения этой пластины могла быть большей, что легко

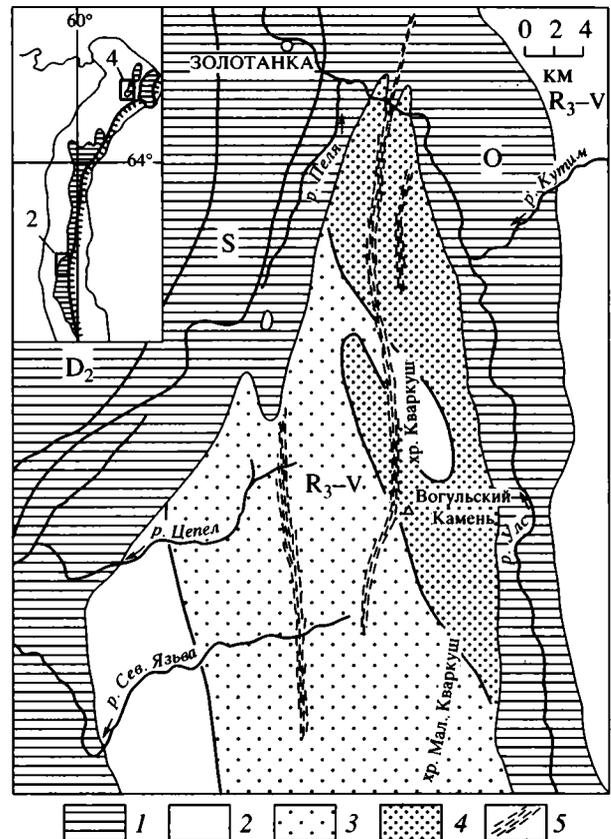


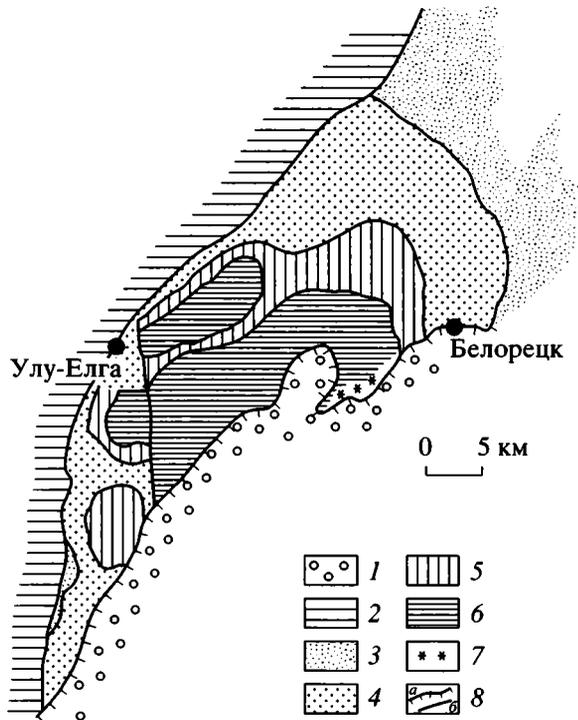
Рис. 2. Карта метаморфизма пород северной части Кваркушского поднятия, Северный Урал

1 – неметаморфизованные преимущественно карбонатно-терригенные толщи нижнего и среднего палеозоя; 2–5 – зоны: 2 – метагенеза, 3 – хлорита, 4 – хлорита (“биотита”), 5 – глаукофансланцевого метаморфизма.

На врезке отмечено положение рис. 2 и 4. Горизонтальной штриховкой на врезке показана площадь развития позднедокембрийских образований палеоконтинентального сектора Северного (Полярного) Урала, ограничиваемая на востоке линией Главного уральского надвига. Крайние западные выходы позднего докембрия на Полярном Урале относятся к Собскому (южный) и Очельдскому (северный) поднятиям. К востоку от них располагаются харьбийский (южный) и марункеуский комплексы.

объясняет видимость несогласия палеозойских и допалеозойских структур. В пользу такой трактовки говорит и тот факт, что в западной части Башкирского поднятия, где силурийско-девонские и подстилающие их рифейско-вендские отложения затронуты лишь диагенетическими преобразованиями и обладают сходной реологией, отмечаются только согласные контакты.

В качестве одного из свидетельств, якобы подтверждающих поздневендскую коллизию, по мнению [33], могут служить данные о 10-километровом или большем предордовикском размыве. Эти оценки, вытекающие из некорректного оп-



**Рис. 3.** Схематическая карта метаморфизма белорецкого комплекса, Южный Урал, по материалам [36] с дополнениями

1 – палеозойские осадки Зилаирской пластины; 2 – метабазитически измененные толщи машакской серии ( $R_2$ ); 3–6 – зоны: 3 – хлорита, 4 – биотита, 5 – граната, 6 – андалузита; 7 – эклогитоподобные породы района руч. Буганак; 8 – тектонические контакты: а – надвиги, б – прочие разломы.

ределения абсолютных глубин постдиagenетических преобразований, основанного на произвольно принятых чрезвычайно низких значениях геотермического градиента для всего рифейско-вендского периода [2] и ничем необоснованного заключения об очень большой глубинности метаморфизма белорецкого комплекса (рис. 3), приводятся для того, чтобы подтвердить предположение о гигантских кадомских надвигах, полностью денудированных при накоплении вендской ашинской молассы. Если же учесть, что данные о давлениях основаны не на барометрии конкретных парагенезисов, а общих рассуждениях о высокобарическом метаморфизме, то ценность реконструкций глубины размыва окажется очень сомнительной. Кроме того, такая реконструкция полностью исключает рифейскую историю с неоднократными поднятиями земной коры, их размывом и рифтовыми процессами, поворотами блоков по листрическим разломам при растяжении нижней коры, выводящими к поверхности глубоко залегающие толщи. При таком развитии расчеты глубин эрозионного среза будут ошибочны не только в силу отсутствующих частей разре-

за, так как в предордовикский размыв могли включаться различные горизонты рифейско-вендского разреза, но и на основании их метаморфических преобразований, природа которых будет рассматриваться ниже. В этом аспекте более правомерен, видимо, объемный метод [29]. Можно напомнить, что наличие стратиграфических перерывов в разрезе верхнедокембрийских толщ и объемы аккумулярованного терригенного материала, накопившегося при разрушении поднятий, позволили А.И. Олли [29] оценить высоты периодически возникавших рифейских гор значениями около 1000 м, а для предашинского времени – в 2 раза меньшими. Допустив возможные неточности в расчетах и даже увеличив в несколько раз полученные оценки, мы неизбежно должны прийти к выводу, что накопление ашинской молассы вполне возможно и без привлечения гипотетических кадомских надвигов [33], не оставивших никаких материальных следов своего существования.

Ашинская свита (серия), возраст которой в настоящее время определяется вендом, по своему составу и структурному положению, преимущественной приуроченности к краевой западной зоне Башкирского поднятия наилучшим образом подходила под определение “типичной молассовой формации” [46]. Сходные с ней по составу рифейские толщи “молассоидов” (нижнерифейская айская и верхнерифейская зильмердакская свиты), не укладываемые в схему единого седиментационного ряда, стали рассматриваться как аномальные явления, связанные с кратковременными поднятиями платформы. Реконструкция развития позднедокембрийских миогеосинклинальных зон континентов [43] показала, что сквозное развитие, без завершающих складчатостей, вообще характерно для рифея. Отмечаемые при этом периодические (эльсонский, грэнвиллский) подъемы земной коры, анорогенные граниты, вулканизм и метаморфические преобразования пород М.А. Семихатов предложил определять особым термином – диасхизис. Лишь для терминального рифея делается исключение, и рассматривается он как завершающий этап развития байкальских складчатых систем, что аргументировалось низким стоянием большинства древних платформ и широким развитием в их обрамлении моласс и молассоидных формаций [43]. Обоснования отсутствия байкал на Урале и в Сибири [11–14] и разработка концепции эволюционной направленности развития литосферы фанерозойских складчатых поясов [18–21, 51, 52] позволили определить диасхизис как общую совокупность процессов предрифтового этапа, горообразование и накопление молассоидов в котором вполне закономерно и проявляется не только в связи с рифейскими диасхизисами, но и в венде.

Монография Ю.Р. Беккера [3], вносящая несомненный вклад в познание стратиграфии, литологии и палеофациальных условий формирования молассоидных формаций докембрия, не содержит достаточных доказательств альпинотипной, постскладчатой или постколлизийной природы этих формаций, так как проявление орогенной складчатости в ней не доказывается, а принимается априори, в соответствии с канонами геосинклинальной парадигмы. В этом аспекте многочисленные упоминания сторонниками поздневендской коллизии “ашинской молассы” и ссылки на мнения о ней М.И. Гараня, Н.С. Шатского, Б.М. Келлера, Ю.Р. Беккера должны рассматриваться как очень сомнительные аргументы. Предположение В.Н. Пучкова [32–34] о том, что очень редкие включения яшмоидов, отмечаемые якобы только в конгломератах куккараукской толщи ашинской серии, являются, возможно, “красными рисунчатыми яшмами” океанских глубин, вряд ли корректно, так как подобные яшмоиды и кремни известны давно и в зильмердакской свите верхнего рифея [25, 45] и образование их более обоснованно может быть связано с вулканической деятельностью.

### МЕТАМОРФИЗМ И НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О МАГМАТИЗМЕ

Появление в 60-х годах концепции фациальных серий А. Миасиро и тектоники литосферных плит поставило вопрос о причинах разнообразия термодинамических условий метаморфизма в крупных структурах земной коры. Новое понимание орогенных обстановок как следствия коллизии океанических и (или) континентальных плит, а орогенных поясов – как тектонической мозаики, возникшей при аккреции океанических, островодужных и окраинно-континентальных масс, ввело серьезные ограничения в упрощенные трактовки повторяемости метаморфических событий. Постоянное же присутствие в орогенных областях высоко- и сверхвысокобарических ассоциаций метаморфических пород дало основание для новых представлений об индикаторной роли для коллизийных обстановок именно этого метаморфизма.

На западном склоне Урала проявления высокобарического метаморфизма в связи с предполагаемой поздневендской орогией отсутствуют, нет здесь надежно установленных позднекембрийских офиолитов и островодужных комплексов, а формационные особенности осадочных толщ и магматитов указывают на образование их в обстановке континентального рифта. Свойственный таким обстановкам чрезвычайно высокий поверхностный тепловой поток делает неизбежным вывод о проявлениях метаморфических процессов в глубоких горизонтах континенталь-

ных рифтов [12]. В настоящее время такой вывод подтверждается не только уральскими данными [20], а все еще сохраняющиеся попытки использовать позднекембрийский метаморфизм пассивной палеоконтинентальной окраины Урала для обоснования коллизийных событий или завершенности рифейского цикла складчатостью представляются не имеющими никаких оснований.

Разработка концепции континентального рифтового метаморфизма [18–21], начатая после публикаций [11–13], сопровождалась непрерывными исследованиями природы вертикальной геологической зональности континентальной литосферы и проблемами эволюционной направленности развития литосферы орогенных поясов [15, 16, 52 и др.], палеорекострукциями геодинамических режимов докембрия [41, 51], а также специальным систематическим изучением метаморфических комплексов палеоконтинентального сектора Урала. Картирование метаморфических образований, анализ парагенезисов на основе данных микроразнообразия и химического изучения составов минералов позволили выявить, на количественной основе, пространственные РТ параметры метаморфизма подавляющего большинства комплексов западного склона Урала. Результаты всех этих исследований, неоднократно публикованные и оставшиеся не замеченными сторонниками поздневендской коллизии, ссылающихся в своих статьях в основном на работы по метаморфизму двадцатилетней и большей давности либо на неопубликованные заявления [1, 32–34], позволяют утверждать, что зональный метаморфизм позднекембрийских толщ представляет аномальное явление и на всем протяжении от Среднего до Полярного Урала проявляется локально, тяготея к вероятным районам тройного сочленения палеорифтов (кваркушский, западноляпинский комплексы). Лишь только на Южном Урале в восточной части Башкирского поднятия с наиболее утонченным фундаментом максимальные температуры этого метаморфизма достигали ставролит-силлиманитовой зоны (златоустовский комплекс) [20, 40]. Ни одна из закартированных зональностей не может быть отнесена к типу Барроу, включающему самостоятельную зону кианита, хотя упоминание, без всяких оснований, барроуской зональности на протяжении многих лет переходит из одной публикации в другую как свидетельство (?) коллизийной природы метаморфизма.

В большинстве зональных комплексов западного склона Урала изоградные поверхности деформированы при позднепалеозойской коллизии, а сами зональности нарушены, и в современном срезе картируются лишь их фрагменты [20, 37, 39, 40]. В зональном кваркушском комплексе (см. рис. 2), с возрастом метаморфизма около 550 млн. лет, закартировано наложение на него суб-

меридиональных глаукофансланцевых зон, синхронных по времени образования (около 400 млн. лет) с глаукофановыми сланцами Главного уральского надвига [39, 42]. В белорецком комплексе (см. рис. 3), наименее деформированном, выявляется брахиморфный тип структур [36], подчеркиваемый метаморфическими изоградами. В этом комплексе сохранились явные свидетельства развития кливажа течения в условиях растяжения (радиального сжатия), отмечаемые послойными S-образными складками (до 2 м) в горизонтально залегающих кристаллических сланцах. Максимум температуры, определенный нами по биотит-гранатовым парагенезисам, составляет около 420°C, а давление – менее 3 кбар, что отвечает низам ставролитовой фации низких давлений. Это согласуется с редкими находками андалузита и с отсутствием парагенезисов хлоритоида с биотитом, а также ставролит- и силлиманитсодержащих ассоциаций. Широкое развитие в породах порфириобластов хлорита, биотита и белых слюд, секущих сланцеватости и содержащих включения, сохраняющие раннюю ориентировку, указывает на повторное термальное событие в статических условиях, возможно, связанное с внедрением небольших тел гранитоидов (Ахмеровский, Азнагуловский и др.), что могло сопровождаться и появлением зон кислотного выщелачивания. Однако характерные для таких зон мусковит-кианит-кварцевые породы, с крупными (до 2–3 см) кристаллами кианита, обнаружены только в делювии, поэтому связь их с каким-то конкретным событием остается неопределенной. Недостаточная обнаженность не позволяет определенно выяснить взаимоотношения белорецкого комплекса и эклогитоподобных пород, образующих отдельные разрозненные выходы в районе ручья Буганак и тяготеющих к зоне контакта с Зилаирской пластиной (см. рис. 3). Как раз эти неопределенности и открывают простор для различных и достаточно спорных интерпретаций.

Белорецкий комплекс часто рассматривается как генотипический для поздневендской коллизии [1, 33]. Переинтерпретация РТ-условий метаморфизма этого комплекса дается не на основе новых критических парагенезисов или составов сосуществующих минералов, а обосновывается предположением, что находки в шлиховых пробах кианита и эклогитоподобные породы ручья Буганак являются свидетельствами единой метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа, максимум метаморфизма в которой соответствует эклогитовой фации. То, что такие зональности нигде в мире не закартированы, авторы не обсуждают и основной упор делают на радиологические (в основном К-Ar) датировки слюд из кристаллических сланцев и Ахмеровских гранитов, дающие интервал значений от раннего венда до раннего кембрия, что, по их мнению, и под-

тверждает коллизионную природу высокобарического (?) метаморфизма белорецкого комплекса. Характеристика других комплексов палеоконтинентального сектора Урала [1, 32, 33], в большинстве своем компилятивная, также подчеркивает наличие венд-кембрийских радиологических датировок и ограничивается схематическими сведениями об условиях метаморфизма с обязательными определениями: “*соскладчатый*”, “*зональный барроуский*”, “*термальный купольный*” или “*сиалический плутонометаморфизм*”, что нельзя считать достаточным для обоснования связи этого метаморфизма с коллизионными процессами.

Неоднократно проводившийся анализ радиологических датировок эндогенных процессов на западном склоне Урала [13, 51 и др.] показывает, что метаморфизм, как и магматизм, вовсе не является принадлежностью только вендского этапа, но достаточно определенно устанавливается в интервале 1100–1250 млн. лет (кувашский комплекс и др.), а активизация магматической деятельности на рубежах около 1400 и 1650 млн. лет вполне допускает вероятность метаморфических преобразований пород и в эти периоды. Характеристика континентального рифтового метаморфизма не может ограничиваться только зональными комплексами, появление которых является скорее аномальным явлением [38]. Метаморфические преобразования происходят в нижней коре и литосферной мантии, так как пластичная реология контролируется в основном теми же факторами, что и метаморфизм. Отражением этих процессов может быть развитие разновременных линейных зон разнотемпературных бластомилитов в блоках раннекембрийского кристаллического фундамента (Тараташском, Александровском и др.) и габбро-гипербазитовых массивах (Западный Войкар и др.). Такие зоны, являющиеся выражением поверхностей сместителей, по которым осуществлялось латеральное перемещение пластин при эндогенном рифтовом утонении коры, обнаруживаются не только на Урале [18, 20], но недавно были детально описаны в Кандолакшско-Колвицком фрагменте Лапландской зоны Кольского полуострова [5].

В позднекембрийских толщах западного склона и осевой зоны Урала широко проявлены постдиагенетические преобразования пород, сменяющиеся вниз по разрезу метагенезом и начальным метаморфизмом, что является характерным для рифтогенных структур [44]. Такая связь со стратиграфией, обусловленная общим подъемом геоизотерм, отчетливо выявляется с учетом динамики развития палеорифтовой структуры. В Башкирском поднятии интенсивность преобразований возрастает не только вниз по разрезу, достигая низкотемпературной зоны фации зеленых сланцев в айской свите нижнего рифея, но и с запада на вос-

ток, т.е. в сторону наибольшего утонения палеоконтинентального фундамента (см. рис. 1), а на Среднем Урале метаморфические парагенезисы появляются уже в басегской серии верхнего рифея. В северных районах Урала, стратиграфия верхнедокембрийских толщ в которых менее разработана, отмеченные закономерности выражены менее отчетливо и часто преобразования на уровне фации зеленых сланцев ошибочно [32] принимаются за проявления зонального метаморфизма, как, например, в районе гранитного массива Мань-Хамбо на Приполярном Урале или харбейского комплекса (см. рис. 2). Это создает ложное впечатление о региональном развитии поздневендского зонального метаморфизма, хотя фактически закартированы лишь локальные участки его проявления. Однако даже очень схематичная характеристика позднедокембрийского метаморфизма приводит к выводу, что он существенно отличается от позднепалеозойского несомненно орогенного метаморфизма Урала, и причина этих различий заключается в том, *“что в позднем докембрии коллизия непосредственно следовала за последними событиями рифтового магматизма”* [32, с. 21].

Учитывая все сказанное выше об отсутствии материальных свидетельств поздневендской коллизии на Урале, мы вправе утверждать, что метаморфизм позднедокембрийских толщ был связан не с резкой сменой в позднем венде – начале кембрия рифтовых процессов коллизионными, а явился закономерным следствием континентального рифтогенеза.

Хорошо известно, что на западном склоне Южного и Среднего Урала магматических пород очень мало и принадлежность их к платформенным образованиям признается теперь всеми. На Северном и Приполярном Урале, где магматитов больше, также отсутствуют офиолиты и островодужные формации [13]. И только на Полярном Урале возможность обнаружения вещественных свидетельств полного проявления “геосинклинального” (Л.Л. Подсосова), “тектоно-магматического” (А.А. Алексеев) циклов или “цикла Уилсона” (В.А. Душин, В.Н. Пучков) продолжает обсуждаться. Формационная же обоснованность наполнения этих циклов спорна и основывается преимущественно на данных петрохимического изучения вулканитов, что, как известно [49, 53], может приводить к ошибочным и противоречивым интерпретациям. Так, вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы верхнерифейской бедамельской серии интерпретируются одними геологами как океанические и островодужные, а другими связываются с режимом эпиконтинентального рифтогенеза. В зависимости от авторских представлений осадочные породы этой серии определяются как “фтаниты, углеродисто-кремнистые и гондитовые ассоциации” [7, с. 48],

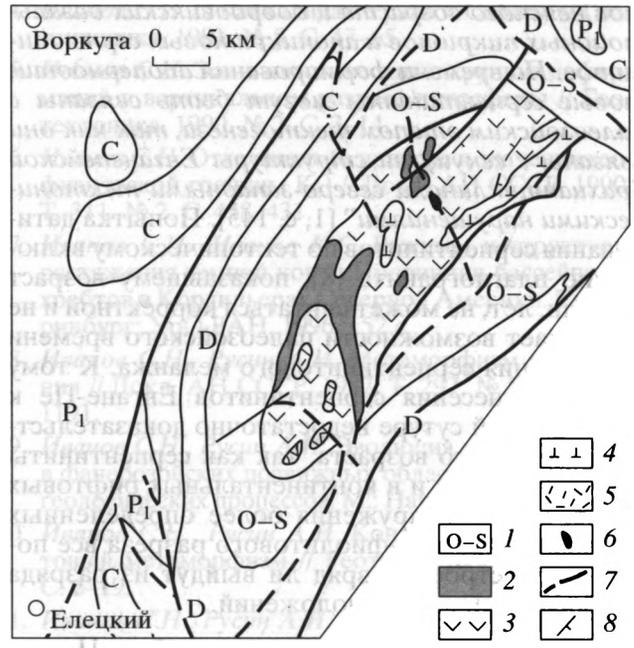


Рис. 4. Схема геологического строения хр. Енгане-Пе, Полярный Урал

1 – палеозойские толщи; 2–5 – позднедокембрийские образования (с упрощениями, по [26]): 2 – песчаники и сланцы енганепейской свиты, 3–5 – енганепейский комплекс; 3 – андезиты, туфы и туфолавы андезитов, 4 – базальты, туфы и туфолавы базальтов, 5 – липариты и туфы липаритов; 6 – серпентиниты; 7 – тектонические нарушения; 8 – элементы залегания.

либо как алевролитистые сланцы, алевролиты и полимиктовые песчаники, для которых характерна “плохая окатанность зерен кварца и полевого шпата и плохая сортированность кластического материала” [26, с. 11].

Нет однозначности и в определении природы очень редких обнажений серпентинитов, приуроченных к тектонической зоне северо-западного простирания в Енганепейской антиклинали (рис. 4) на Полярном Урале. Основываясь на предположении о принадлежности этих образований к офиолитам, В.Н. Пучков делает вывод: *“Присутствие в системе доуралид по крайней мере одной офиолитовой сутуры, документируемой (точнее сказать, предполагаемой – С.И., А.Р.) в ядре брахиантиклинального поднятия Енгане-Пе, позволяет связывать указанный орогенический складчатый процесс с коллизией”* [32, с. 19–20]. Предлагающий же свое понимание заверщенного тектоно-магматического цикла А.А. Алексеев отмечает, что *“для включаемой в состав позднедокембрийской ( $V_1$  или  $Rf_3$ ) офиолитовой ассоциации ультраосновных пород хр. Енгане-Пе Полярного Урала (ссылки на публикации В.А. Душина и В.Н. Пучкова) вендский возраст надежно не обоснован. Ультраосновные породы здесь представлены мелкими телами... серпентини-*

тов неясного возраста и доордовикских базальтоидных пикритов и апопикритовых серпентинитов. По времени формирования апоперидотитовые серпентиниты могут быть связаны с палеозойским этапом тектогенеза, так как они связаны с секущими структуры Енганпейской брахиантиклинали северо-западными тектоническими нарушениями” [1, с. 145]. Попытка датирования серпентинитов по тектоническому включению плагиогранита [8], показавшему возраст 670 млн. лет, не может считаться корректной и не исключает возможности палеозойского времени образования серпентинитового меланжа. К тому же для отнесения серпентинитов Енгане-Пе к офиолитовой сутуре недостаточно доказательств их вендского возраста, так как серпентиниты не так уж редки и в континентальных рифтовых зонах, а без обнаружения более определенных составных частей офиолитового разреза все подобные построения вряд ли выйдут из разряда необоснованных предположений.

Геологическая изученность докембрия Полярного Урала была и до настоящего времени остается значительно более низкой, чем Южного. Обнажающиеся в эрозионных окнах позднерифейско-вендские образования и предположительно дорифейские блоки (Харбейский и др.) считаются приуроченными к двум “поперечным поднятиям” (Собскому и Оченырдскому) (см. рис. 2), которые часто интерпретируются как региональные байкальские (кадомские) структуры [27, 32, 33] либо, более прямолинейно, как Собская (субокеаническая) и Оченырдская (субконтинентальная) островные дуги [7]. Такая интерпретация во многом основывается на геофизических данных, а также на трактовках тектонических нарушений северо-западного простирания, с приуроченными к ним (верховья рек Сось и Лангот-Юган) интрузиями гранитоидов неопределенного возраста. Нарушения с такой же ориентировкой, часто секущие складчатые структуры, отмечаются и в палеозойских толщах. Общая структурная конкордантность палеозойских и допалеозойских толщ, ярко проявленная в Собском поднятии (Енганпейская, Манитанырдская и др. антиклинали), в северной части Оченырдского поднятия дополняется общей виргацией субмеридиональных полярноуральских структур к северо-западу на Пай-Хое. Весьма вероятно, что в самом факте существования Пай-Хойского сегмента следует искать причины появления локальных тектонических элементов северо-западной ориентировки и в северной части Полярного Урала. Вместе с тем нельзя не отметить, что хайдышорская свита вендских молассоидов, которая хоть в какой-то мере должна была бы подчеркивать положение байкальского (кадомского) орогена, в действительности картируется в виде широкой субмеридиональной полосы, протягивающейся от р. Боль-

шой Усы на юге до Пай-Хоя, т.е. поперек “байкальских структур” и гипотетических “островных дуг”. Нам не известны комментарии этого факта, вводящего серьезные ограничения в модели допалеозойского коллизионного орогенеза на Полярном Урале.

Информация о метаморфических преобразованиях верхнерифейских толщ на Полярном Урале, основанная только на петрографических данных, показывает, что температурные условия их не превышали фации зеленых сланцев и могли быть обусловлены общим подъемом геоизотерм в рифтогенной структуре. Проявления зонального метаморфизма здесь не задокументированы, и размышления о несоответствии харбейского комплекса “простой схеме термального купола: картина осложнена разломной тектоникой и трансгрессивными перекрытиями (может быть, предпалеозойским и/или более древним метаморфическим несогласием)” [32, с. 21] мало что могут дать для подтверждения вендской коллизии. Со значительно большей определенностью мы можем говорить о проявлении в восточной палеоконтинентальной окраине (марункеуский эклогит-гнейсовый комплекс) высокобарического метаморфизма, связанного с позднепалеозойской коллизией. Новые изохронные радиологические исследования, результаты которых были доложены на рабочих совещаниях Европробы в Москве (1998 г.) и Мюнхене (1999 г.), а также на международной конференции в Страсбурге [50], показывают, что протолитами, испытывшими эклогитовый метаморфизм, были как дорифейские (1780 млн. лет), так и, вероятно, палеозойские образования, а завершился эклогитовый метаморфизм в начале каменноугольного периода ( $358 \pm 3$  млн. лет).

## ВЫВОДЫ

1. Структурные соотношения позднего докембрия и палеозоя на Урале не несут однозначных свидетельств поздневендской коллизии. Редкие случаи угловых несогласий в основании хрупких кварцевых песчаников среднего ордовика, залегающих на податливых метаморфизованных рифейско-вендских толщах, вполне объяснимы их различной реологией и не могут служить обоснованием кадомской складчатости.

2. Отсутствие признаков индикаторного для коллизионных орогенов высокобарического метаморфизма венд-кембрийского возраста и особенности проявления метаморфических процессов на западном склоне и в осевой зоне Урала свидетельствуют о континентальной рифтовой природе позднедокембрийского метаморфизма. Этот метаморфизм был впервые выявлен на Урале, и неизбежность его проявления в областях литосфер-

ного растяжения осознается все большим числом исследователей.

3. Формационные особенности позднедокембрийских толщ и, в частности, отсутствие достоверно установленных офиолитов и островодужных формаций дают основание говорить об энсиалической природе поздневендской орогении Урала, обусловленной не коллизионными процессами, а предрифтовым подъемом земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 98-05-648210).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.А.* Палеогеодинамическая интерпретация рифея Урала по магматическим и метаморфическим событиям // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 142–148.
2. *Анфимов Л.В.* Геологическая история породного бассейна в районе рифейского стратотипа (Башкирский мегаантиклинорий) // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 166–171.
3. *Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
4. *Боголепов К.В.* О понятиях “рифтовая структура” и “рифтогенез” // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 6–11.
5. *Глебовицкий В.А., Алексеев Н.Л., Доливо-Добровольский Д.В.* Реакционные структуры и Р-Т режимы охлаждения глубинных образований Кандакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны, Кольский полуостров // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1997. Ч. СХХVI. № 2. С. 1–22.
6. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.
7. *Душин В.А.* Геодинамика и магматизм рифея Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 44–50.
8. *Душин В.А., Руженцев С.В., Федотова А.А., Халин Е.В.* Путеводитель экскурсии на Полярном Урале. М.: ГИН РАН, 1997. 13 с.
9. *Заварицкий А.Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. Вып. 3. С. 36–111.
10. *Иванов К.С., Кориневский В.Г., Парначев В.П.* О тектоническом режиме позднего докембрия и соотношении ордовикских и доордовикских отложений на западном склоне Южного Урала // Геологическая история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 49–58.
11. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 5. С. 1144–1147.
12. *Иванов С.Н.* Метаморфизм разрыва плит // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 4. С. 908–912.
13. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении геосинклинали. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 78 с.
14. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника. 1981. № 5. С. 47–65.
15. *Иванов С.Н.* Зоны пластических и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3–14.
16. *Иванов С.Н.* Отделитель (о природе и значении геофизической границы  $K_1$ ) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 428–431.
17. *Иванов С.Н., Иванов К.С.* Режимы и структуры растяжения земной коры. Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 152 с.
18. *Иванов С.Н., Русин А.И.* Метаморфизм растяжения // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 5. С. 1188–1191.
19. *Иванов С.Н., Русин А.И.* Эволюция метаморфизма в фанерозойских подвижных областях // Эволюция геологических процессов. М.: Наука, 1989. С. 67–76.
20. *Иванов С.Н., Русин А.И.* Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.
21. *Иванов С.Н., Русин А.И., Маркс В.А.* Тектонические аспекты эволюции метаморфизма (на примере Урала) // Вопросы метаморфизма докембрия. Апатиты: КФ АН СССР, 1980. С. 22–33.
22. *Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н. и др.* Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.
23. *Кориковский С.П., Федоровский В.С.* Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
24. *Краузе С.Н., Маслов В.А.* Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1961. 96 с.
25. *Лунгерсгаузен Г.Ф.* О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала // Советская геология. 1947. № 18. С. 35–74.
26. *Мизин В.И.* Позднепротерозойский вулканизм севера Урала. Л.: Наука, 1988. 176 с.
27. *Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С.* Связь магматизма с тектоникой на севере Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963. Т. 1. С. 121–137.
28. *Наливкин Д.В.* Варисийская складчатость Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. № 4–5. С. 66–74.
29. *Олли А.И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов: СГУ, 1948. 413 с.
30. *Плюснин К.П.* Зональность и стадийность развития складчатых структур Урала и роль тектонических покровов // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Недра, 1974. С. 59–65.
31. *Пучков В.Н.* Тектоническая природа западного склона Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 3–9.
32. *Пучков В.Н.* Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // Геотектоника. 1996. № 2. С. 16–33.
33. *Пучков В.Н.* Позднепротерозойские структуры Южного Урала // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 127–142.

34. Пучков В.Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 5. С. 667–671.
35. Разваляев А.В. Континентальный рифтогенез и его предыстория. М.: Недра, 1988. 192 с.
36. Ротару З.М. Геология Маярдакского антиклинория (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1986. 21 с.
37. Русин А.И. Метаморфическая история подвижных областей неогена // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. С. 29–44.
38. Русин А.И. Модель кианит-силлиманитового метаморфизма континентальных рифтов // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1992. С. 54–55.
39. Русин А.И. Карта метаморфизма северной части Кваркушского поднятия (Северный Урал) // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 96–99.
40. Русин А.И. Метаморфизм рифейских формаций в фанерозойских складчатых областях Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 57–64.
41. Русин А.И., Краснобаев А.А. Природа докембрия в фанерозойских складчатых областях // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. С.-П.: Наука, 1992. С. 17–28.
42. Русин А.И., Никифоров О.В. Глаукофансланцевый метаморфизм Северного Урала // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1991. С. 62–64.
43. Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
44. Фридингер П.Дж., Ревердатто В.В., Полянский О. П. Метаморфизм погружающихся осадков в рифтогенных структурах земной коры (модельный подход) // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 81–91.
45. Херасков Н.П. Тектоника и формации // Избранные труды. М.: Наука, 1967. С. 67–91.
46. Шатский Н.С. Рифейская эра и байкальская складчатость // Избранные труды. Т. 1. М.: АН СССР, 1963. С. 600–619.
47. Штумле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 302 с.
48. Anderton R. Sedimentation and tectonics in the Scottish Dalradian // Scott. J. Geol. 1985. V. 21 (4). P. 407–436.
49. Foodor R.V., Vetter S.K. Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic CFB to MORB, southeastern Brazil margin // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 307–321.
50. Glodny J., Austrheim H., Montero P., Rusin A. The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia: protolith ages, eclogite facies fluid-rock interaction, and exhumation history // J. Conference EUG 10. Abstracts. Strasbourg, 1999. V. 4. № 1. P. 80.
51. Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. Geodynamic regimes in the precambrian of the Urals // Precambrian Research. 1986. № 33. P. 198–208.
52. Ivanov S.N., Rusin A.I. Model for the evolution of the linear folds in the continents: example of the Urals // Tectonophysics. 1986. № 127. P. 383–397.
53. Kröner A. Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept // Proterozoic Geology. Geol. Soc. Am. 1983. Memoir 161. P. 59–74.

Рецензенты: А.С. Перфильев, А.Л. Книппер,  
С.Г. Самыгин

## Late Vendian Tectonic Evolution of the Urals

S. N. Ivanov and A. I. Rusin

Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences,  
Pochtovyi per. 7, Ekaterinburg, 620151 Russia

Examination of the facts in support of a Late Vendian collision-related orogeny in the Urals shows that the main argument of this idea is (and has been in the last twenty years) based upon the pre-Ordovician angular unconformities and the metamorphism of the Upper Precambrian rocks. The structural concordance of the Paleozoic and Upper Precambrian sequences over much of the Urals' western slope and axial zone and the scarcity of sharp angular unconformities, observed only in the rigid Middle Ordovician quartz sandstones underlain by the plastic Riphean–Vendian sericite schists witnesses a non-tectonic origin of these unconformities (related to a contrastingly different rheologies) and cannot serve as evidence of the Cadomian orogeny. The development of lower-crustal brittle–ductile flow zones in the pre-Riphean blocks, the local occurrence of zonal complexes, and the absence of any evidence for high-pressure metamorphism of Vendian–Cambrian age indicative of a collision-related orogeny demonstrate a considerable difference between the Paleozoic and pre-Paleozoic metamorphism in the Urals. Together with the data on the lithology of the Upper Precambrian formations, these facts suggest the absence of any material evidence for a Late Vendian collision in the Urals.

УДК 551.242(571.5)

## УНЬЯ-БОМСКАЯ ЗОНА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗЛИНЗОВАНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2000 г. И. Ю. Громаковский

*Отделение региональной геологии и гидрогеологии, г. Благовещенск*

Поступила в редакцию 24.06.98 г.

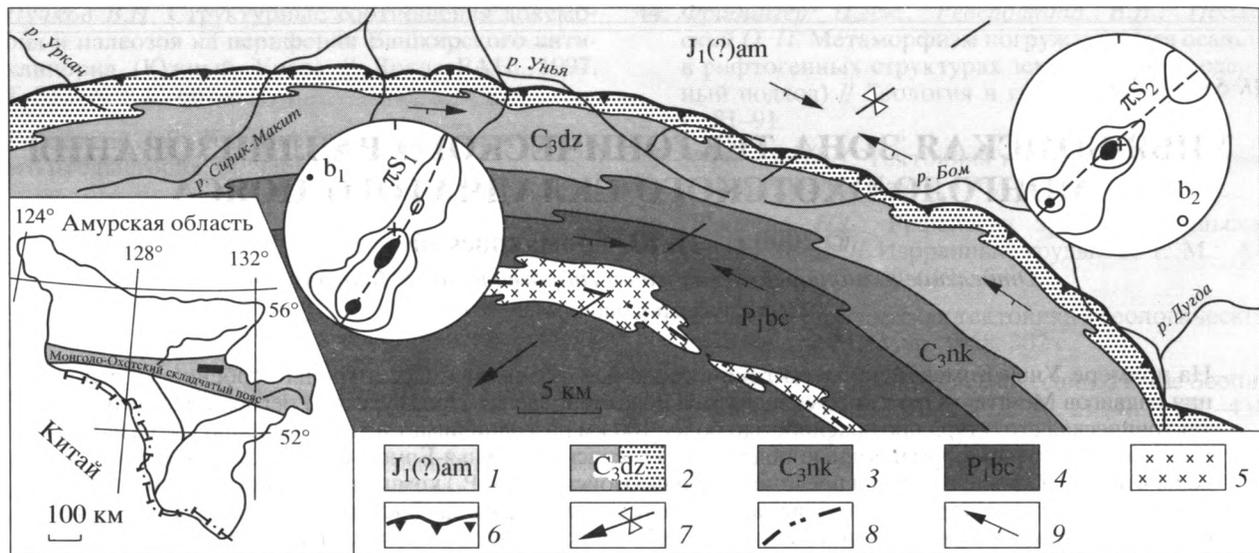
На примере Унья-Бомской зоны тектонического разлинзования рассмотрены особенности строения надвигов Монголо-Охотского складчатого пояса в пределах Приамурского региона. Исследуемая тектоническая структура протяженностью более 100 км разграничивает по простиранию две разновозрастные структурно-формационные подзоны – Туксинскую и Унья-Бомскую. Первая из них расположена в висячем крыле надвига и представлена палеозойским ( $C_3$ – $P_1$ ) комплексом терригенных, кремнистых и карбонатных пород с пластовыми телами вулканитов (джескогонская, нектёрская, бочагорская свиты). В составе второй подзоны, занимающей положение ниже плоскости надвига, участвуют условно относимые к мезозою ( $J_1$ ?) осадочные породы флишевой формации (амканская свита). Установлено зональное строение Унья-Бомской зоны. Осевая часть ее средней мощностью 50–60 м сложена тектонитами зоны срыва надвига, которые полого погружаются в юго-западном направлении под углами  $5^\circ$ – $25^\circ$ . Тектониты состоят из рассланцованного, катаклазированного и микробудинитового агрегата вмещающих пород с редкими, до 20% объема, крупными будинами песчаника и ленточными брекчиями глинистых пород. Они обладают ориентированной по кливажу плоско-параллельной линзовидно-брекчиевой текстурой. До настоящего времени их относили к осадочным образованиям и выделяли в виде базального горизонта конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий. Краевые части Унья-Бомской зоны представлены милонитами зон приразломного смятия. Структурные преобразования пород палеозойского и мезозойского(?) комплексов проявились по-разному. Выше зоны срыва по песчаникам джескогонской свиты сформировались тектонические брекчии глинистых пород, в которых обломки аргиллита в виде тонких пластин и(или) уплощенных линз располагаются в основной массе песчаника параллельно поверхностям кливажа. Ниже зоны срыва милониты представлены расланцованными, будинированными и сложно дислоцированными породами амканской свиты. Здесь широко развиты изоклинальные и опрокинутые на север складки ламинарного типа. Простирание и падение осевых плоскостей складок параллельны простиранию и падению поверхности регионального кливажа течения и залеганию тектонитов зоны срыва. Предлагается сдвиговый механизм формирования Унья-Бомской зоны при надвигообразовании в результате тектонического течения вещества на границе двух тектонических пластин – Туксинской и Унья-Бомской.

### ВВЕДЕНИЕ

В центральной части восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса выделяется [4, 6, 7] Джагдинское звено. В его пределах особый интерес представляет контакт двух разновозрастных структурно-формационных подзон – Туксинской и Унья-Бомской [6]. Первая из них сложена позднепалеозойской ( $C_3$ – $P_1$ ) песчано-вулканогенно-глинистой формацией, в составе которой выделяются джескогонская, нектёрская и бочагорская свиты, вторая, условно мезозойского возраста ( $J_1$ ?), – глинисто-песчаниковой флишевой формацией амканской свиты. Первоначально граница структурно-формационных подзон проводилась по мощному, до 100 м, базальному горизонту конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий. Тектонический контакт подзон был установлен в 1974 г. В.А. Степановым. Горизонт грубообломочных осадочных пород автор структурно подчинил основанию аллохтона и плоскости выделенного им Уньинского надвига. В дальнейшем на геологиче-

ских картах [1] и в опубликованной литературе [4, 6, 7] зона контакта разновозрастных комплексов в региональном плане стала выделяться под названием Джелтулинского разлома. При этом, согласно новой стратиграфической схемы [6], горизонт конгломератов сохранил прежнее граничное положение между Туксинской и Унья-Бомской структурно-формационными подзонами. Это противоречие, заключающееся в пространственном совмещении разлома с осадочным горизонтом конгломератов, осложняется отсутствием в вышеназванных публикациях детальной характеристики разлома. Более того, положение самого разлома на разных геологических картах существенно отличается.

В 1995–1996 годах в бассейне рек Сирик-Макит, Унья, Бом и Дугда автором были проведены тематические работы с целью изучения состава и строения базального горизонта конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий, а также его фациального или структурного взаимоотно-



**Рис. 1.** Геологическая карта центральной части Джагдинского звена Монголо-Охотского складчатого пояса (составлена с использованием материалов М.Т. Турбина, 1961, 1962 гг.; А.А. Майбороды, 1963 г.; В.В. Олькова, 1964 г.; В.А. Степанова, 1974 г.).

1–4 – свиты: 1 – амканская; 2 – джескогогонская (крапом показан горизонт песчаников нижнеджескогогонской подсвиты), 3 – нектёрская, 4 – бочагорская; 5 – рассланцованные габбро-диориты; 6 – Унья-Бомская зона тектонического разлинзования; 7 – осевая линия поперечной конической синклинали; 8 – осевая линия Туксинской синклинали; 9 – ориентировка шарниров продольных складок и направление падения их осевых плоскостей. Круговые диаграммы полюсов слоистости амканской и джескогогонской свит: слева – для Западного участка (125 замеров, изолинии 1–3–9.5%); справа – для Восточного участка (180 замеров, изолинии 0.8–4–16%). Пунктирные линии – траектории асимметричных цилиндрических складок ( $\pi S_1$ ,  $\pi S_2$ );  $b_1$ ,  $b_2$  – шарниры складок.

ношений со вмещающим комплексом пород. К рассмотрению и обсуждению предлагаются новые данные, которые свидетельствуют о тектонической природе “псевдоконгломератов”, сформированных в процессе тектонического разлинзования пород при надвигообразовании.

### ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УНЬЯ-БОМСКОЙ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗЛИНЗОВАНИЯ

Зоны тектонического разлинзования (будинаж-структуры) широко распространены в отложениях палеозойского и мезозойского(?) комплексов пород Джагдинского звена Монголо-Охотского складчатого пояса. Одна из таких зон, названная автором Унья-Бомской, в виде мощной (более 100 м) и протяженной (более 100 км) зоны будинажа и напряженной складчатости разграничивает по простиранию и в разрезе палеозойскую Туксинскую и мезозойскую (?) Унья-Бомскую структурно-формационные подзоны (рис. 1).

Мезозойские(?) породы представлены ритмично пересланяющимися песчаниками и алевролитами амканской свиты. В геологическом разрезе они располагаются ниже зоны тектонического разлинзования. В составе амканской свиты преобладают двухкомпонентные ритмы с тонким флишем (мощность ритмов изменяется от долей сантиметра до

2.0 см) и реже с грубым флишем (мощность ритмов изменяется от 10.0 см до 1.0 м). В разрезе свиты редко встречаются однородные по составу пласты песчаников и алевролитов.

В основании верхнепалеозойского комплекса пород, расположенного выше по разрезу зоны тектонического разлинзования, залегают (см. рис. 1) однородные мелко-среднезернистые песчаники нижнеджескогогонской подсвиты. Они согласно перекрываются песчано-глинистыми отложениями средней–верхней подсвиты джескогогонской свиты. Выше по разрезу залегают терригенно-вулканогенные образования нектёрской и бочагорской свит с прослоями карбонатных и кремнистых пород.

В структурном отношении Унья-Бомская зона располагается на северном крыле Туксинской синклинали. Эта крупная складчатая структура II порядка простирается в субширотном направлении на расстоянии более 100 км (см. рис. 1). Ее характеризует асимметричное строение с пологим (угол падения 20°–25°) северным крылом и крутым (угол падения 60°–75°) южным.

Вмещающие комплексы пород Туксинской и Унья-Бомской структурно-формационных подзон на большей части территории Джагдинского звена Монголо-Охотского складчатого пояса метаморфизованы до уровня серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Минеральные

и структурные преобразования пород проявились в частичной их перекристаллизации и развитии форм сквозного межзернового кливажа течения.

### СТРОЕНИЕ УНЬЯ-БОМСКОЙ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗЛИНЗОВАНИЯ

В строении рассматриваемой зоны тектонического разлинзования выделяются ее осевая часть, которая является, по мнению автора, шовной зоной разлома, или зоной срыва, и краевые части, представленные зонами приразломного смятия и милонитизации в породах амканской и джескогонской свит (рис. 2). Зона срыва сложена массой ориентированных по плоскостям кливажа и разнообразных по размеру будин песчаника и ленточных брекчий аргиллита в интенсивно кливажированной и милонитизированной матрице сложного состава.

Предыдущими исследователями она рассматривалась как горизонт конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий. Мощность зоны срыва измеряется десятками метров и составляет в среднем 50–60 м. Кливаж здесь развит настолько интенсивно, что выделить среди него частные и протяженные разрывы не представляется возможным. По плоскостям кливажа зона разбита на множество тектонических пластин и линз, мощность которых соответствует толщине слагающих ее будин. Граница шовной зоны разлома (зоны срыва) с краевыми зонами милонитов проводится условно по резкой смене сплошного кливажа на прерывистый, появлению в разрезе слоистых, дислоцированных в сложные складки, будинированных и брекчированных пород. Мощность зон милонитов составляет несколько сотен метров.

**Характеристика тектонитов зоны срыва.** Разлинзование пород в пределах зоны срыва проявилось в образовании крупных и разобщенных будин песчаника и ленточных брекчий аргиллита в будинит-милонитовом агрегате (см. рис. 2, В). По вещественному составу будины сопоставимы с песчаником флишевой толщи пород амканской свиты. Размеры крупных будин в поперечном сечении изменяются от 20 × 5 до 60 × 10 см. В продольном сечении вдоль линии простирания Унья-Бомской зоны будины образуют столбчатые и брусковидные отдельности. Длина их составляет несколько метров–десятки метров. Будины разобщены в пространстве, не соприкасаются друг с другом и ориентированы строго параллельно по плоскостям кливажа (рис. 3). Форма их в поперечном сечении линзовидная с остроугольными окончаниями по длинной оси или овальная. Крупные будины составляют не более 20% объема тектонитов. Основная масса тектонитов зоны срыва представлена будинит-милонитовым агрегатом, состоящим из большого числа соприкасающихся будин пес-

чаника и кварца в раздробленном песчано-глинистом материале. Здесь преобладают будины размером 15.0 × 1.5 × 0.5 см<sup>3</sup>, реже – 3.5 × 0.3 × 0.1 см<sup>3</sup>. Форма их овальная и линзовидная. Межбудинное пространство заполнено милонитизированным агрегатом пластичных пород с микроскопическими линзами песчаника.

В основной массе тектонитов часто присутствуют ориентированные по кливажу фрагменты аргиллитовых прослоев в виде тектонических пластин ленточной, удлинненно-пластинчатой или уплощенно-линзовидной формы. В них сохраняются реликтовые осадочные текстуры ритмичного переслаивания аргиллита, алевролита и тонкозернистого песчаника. Наиболее крупные пластины достигают толщины 2.5–5 см при ширине 45–50 см и длине более 100 см. Торцевые окончания пластин могут иметь прямоугольные формы, однако преобладают остроугольные. Весьма часто наблюдается расщепление краевых частей крупных блоков аргиллита на серию тонких покливажных пластин (см. рис. 3). Ленточные тела глинистых пород вблизи крупных будин песчаника изгибаются и повторяют их очертания. Характерной особенностью тектонитов шовной зоны является структурная упорядоченность будин песчаника, брекчий аргиллита и компонентов будинит-милонитовой песчано-алевритовой матрицы вдоль плоскостей регионального кливажа течения.

**Характеристика милонитов ниже зоны срыва.** Милониты Унья-Бомской зоны в пределах флишевой толщи пород амканской свиты обладают сложным строением и превышают по мощности в несколько раз шовную зону разлома. Они представлены интенсивно кливажированными и будинированными породами на участках развития напряженной складчатости. Здесь преобладают складки малых форм, от долей миллиметра до нескольких метров в поперечнике. Вкрест простирания милонитов по направлению к зоне срыва изменяется форма складок от открытых асимметричных и флексуобразных до сжатых изоклиналильных наклонного и опрокинутого залегания. Непосредственно на контакте с тектонитами зоны срыва проявлена изоклиналильно-чешуйчатая складчатость с избирательным развитием будинажа по маломощным пластинам песчаника. Для данного типа складчатости характерно обособление отдельных фрагментов складок (крыло, замок) в покливажных тектонических блоках (см. рис. 2, С). Мощность последних измеряется первыми десятками сантиметров. В изоклиналильных складках будины песчаника имеют уплощенно-линзовидную форму. На крыльях складок они разобщены, в замках – соприкасаются, но при этом сохраняют геометрические очертания деформированного в складку слоя песчаника.

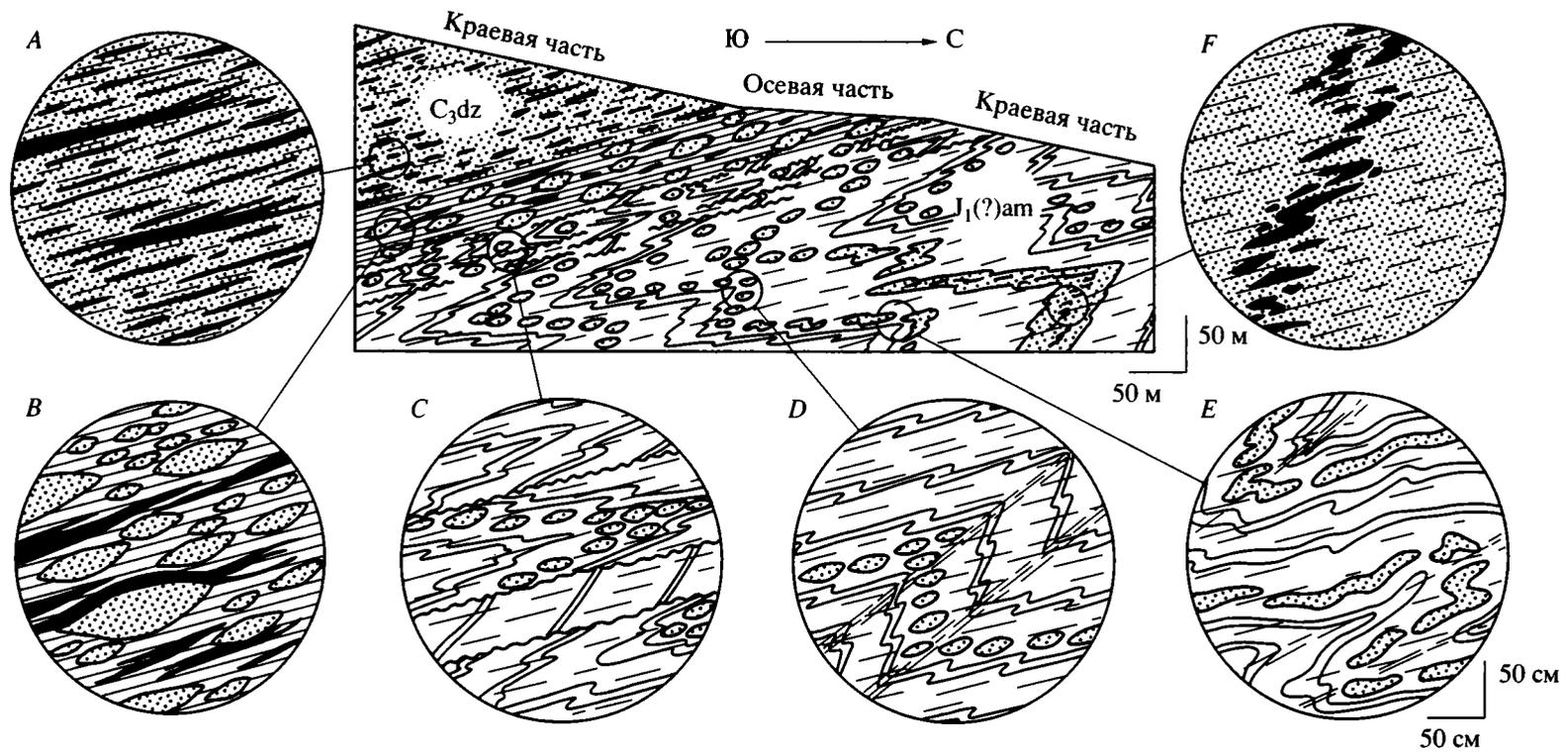


Рис. 2. Геологический разрез Унья-Бомской зоны тектонического разлинзования с фрагментами (А–F).  
Пояснение к рисунку см. в тексте.

На удалении от шовной зоны преобладают асимметричные складки. Пологие крылья складок во много раз превосходят по длине крутозалегающие, а слои осадочных пород на пологом крыле более тонкие, чем на противоположном (см. рис. 2, D). В основном для участков асимметричной складчатости характерен прерывистый сетчатый кливаж течения. Поверхности кливажа данного типа субпараллельны слоям в пологих крыльях асимметричных складок и секут слои в крутом крыле под углом более  $30^\circ$ . В асимметричных складках наблюдается разлинзование прослоев песчаника по плоскостям кливажа течения на будинаж- и муллион-структуры (рис. 2, D). Здесь встречаются будины самых разнообразных морфологических очертаний. Преобладают линзовидные и уплощенно-линзовидные формы с отношением ширины к толщине  $2 : 1-5 : 1$ . Реже наблюдается дробление маломощных пластов песчаника на отдельные разобщенные фрагменты, которые изогнуты в мелкие S-образные складки (см. рис. 2, F). Ширина таких будин во много раз превосходит их толщину. В мощных пластах песчаника, содержащих тонкие и редкие прослои глинистых пород, наблюдаются специфические брекчии аргиллитов. Они приурочены к участкам развития секущего слоистость кливажа течения в пределах крутых крыльев асимметричных складок (см. рис. 2, E). Кливажные плоскости делят крутозалегающие слойки аргиллита на остроугольные, таблитчатые, иногда микроскладчатые фрагменты, размеры которых зависят от мощности слоев и величины расстояния между кливажными поверхностями.

**Характеристика милонитов выше зоны срыва.** В нижнеджескогонской подските, сложенной жесткими компетентными песчаниками, отсутствуют классические структуры будинажа. Милониты характеризуются брекчиевым строением и визуально определяются по наличию в песчаниках многочисленных ориентированных по кливажу обломков глинистых пород (см. рис. 2, A). Размеры последних в поперечном сечении изменяются в значительных пределах, от долей миллиметра до нескольких сантиметров, при отношении ширины к толщине более чем  $10 : 1$ . Пластины аргиллита достигают в длину нескольких сантиметров, нередко десятков сантиметров. Тектонические брекчии обладают плоско-параллельной текстурой, при которой обломки глинистых пород ориентированы параллельно вдоль кливажных поверхностей. Форма их пластинчатая или уплощенно-линзовидная.

Унья-Бомская зона тектонического разлинзования не имеет резких тектонических ограничений. Постепенный переход милонитов к неизменным породам проявляется в уменьшении степени их кливажированности, смене сложных складчатых



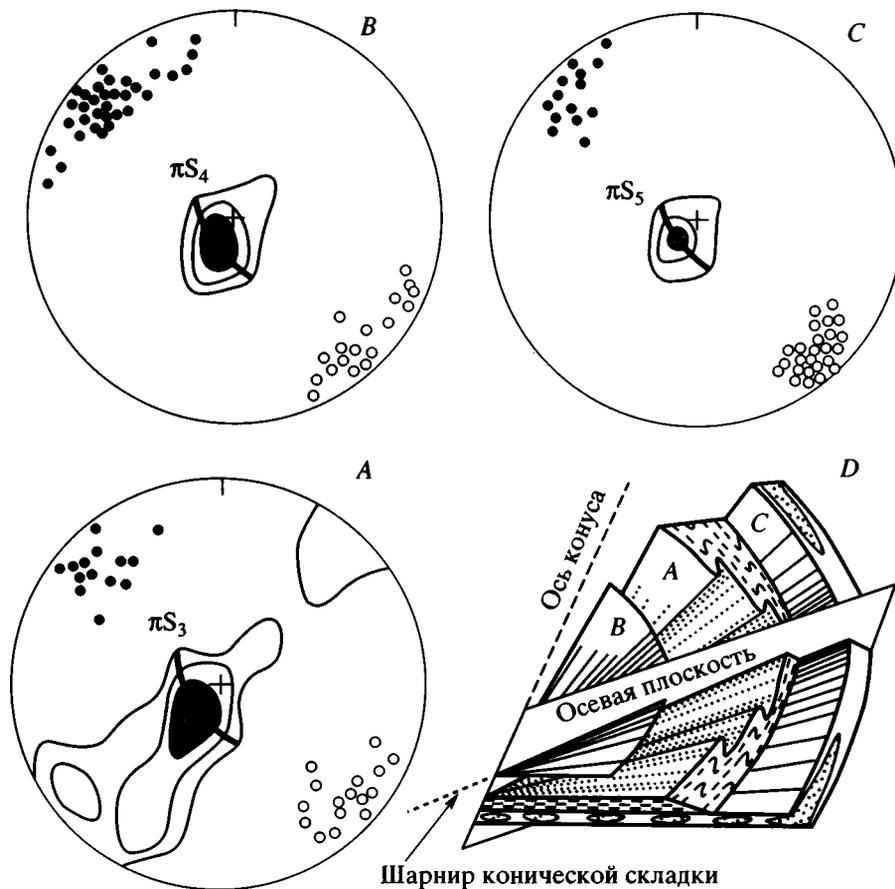
Рис. 3. Фрагмент структуры тектонитов зоны срыва Унья-Бомской зоны.

форм дислокаций на простые, исчезновении в разрезе будинаж-структур и тектонических ленточных брекчии аргиллита.

### СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ УНЬЯ-БОМСКОЙ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗЛИНЗОВАНИЯ

Тектоническая природа Унья-Бомской зоны подтверждается результатами структурного анализа слагающих ее элементов – тектонитов, кливажа и складок. Петроструктурная характеристика тектонитов зоны срыва включает плоскость симметрии и линию простираания будин.

На подготовительном этапе работ исследуемая тектоническая зона была разделена на структурно гомогенные участки – Западный и Восточный. Западный участок соответствует площади бассейна рек Сирик-Макит и Унья, Восточный – бассейну рек Бом и Дугда. Результаты структурного анализа представлены на стереографических диаграммах (сетка Вульфа) с проекцией на верхнюю полусферу (рис. 4, см. рис. 1). Ориентировка полюсов слоистости пород в милонитах амканской и джескогонской свит характеризуется наличием двух устойчивых асимметричных максимумов на дугах большого круга в значениях изолиний  $15-25$  и  $5-10\%$  (см. рис. 1). Первый мак-



**Рис. 4.** Пространственное соотношение плоскостных и линейных элементов структуры Унья-Бомской зоны тектонического разлинзования.

A–C – структурные диаграммы: A – полюсов слоистости (изолинии 1–3–8,5%, 305 замеров) и шарниров складок (кружки), B – полюсов кливажа (изолинии 1,5–8–15%, 502 замера) и бороздчатости (кружки), C – полюсов плоскости симметрии будин (изолинии 2,5–22–41,5%, 54 замера) и линейности будин (кружки); D – блок-диаграмма поперечной конической синклинали в плоскостях слоистости, кливажа и будин. Кружки залитые – Западный участок, кружки чистые – Восточный участок.

симум, расположенный в центре диаграммы, типичен для изоклиналиных лежащих складок. Оба максимума отвечают положению противоположных крыльев в опрокинутых складках асимметричного типа. Структурная ситуация, изображенная на диаграммах, подтверждает установленный при полевых наблюдениях изоклиналиный и асимметричный характер складок амканской и джескогонской свит в краевых частях Унья-Бомской зоны.

На сводной диаграмме (см. рис. 4) приведены обобщенные для Унья-Бомской зоны данные по элементам залегания слоистости, кливажа и тектонитов. Главные концентрации полюсов слоистости ( $\pi S_3$ ) располагаются на дуге малого круга (см. рис. 4, A). Такая их ориентировка характерна для складок конической формы [2]. Дуга  $\pi S_3$  открыта к центру диаграммы, следовательно, ось конуса ориентирована субвертикально, а шарнир конической складки, географически расположенный

на границе Западного и Восточного участков, поло­го погружается на юго-запад в направлении вершины конуса. Эта крупная синклиналиная складка конической формы с размахом крыльев более 100 км является поперечной по отношению к субширотно ориентированным складчатым комплексам пород амканской и джескогонской свит. Структура поперечной складки отражена также на диаграммах полюсов кливажа и плоскостей симметрии будин (см. рис. 4, B, C). Точки их распределения концентрируются в неполных дуговых поясах ( $\pi S_4$ ,  $\pi S_5$ ) в центре диаграммы и графически совпадают с максимумом полюсов слоистости. Следовательно, и будины или, точнее сказать, слагаемая ими тектоническая пластина, и кливаж образуют в пространстве подобные с пологозалегающей слоистостью конические структуры в виде сегмента перевернутого конуса с субвертикальной осью и вершиной внизу (см. рис. 4, D). Это указывает на синхронность формирования структурного пара-

генезиса “кливаж–складки–будины”. Обоснованность данного тезиса подтверждается симметричным расположением на стереограммах линейных элементов будин, складок, бороздчатости, а также рисунком мелких продольных складок относительно осевой линии поперечной конической синклинали (см. рис. 4, А, В, С). На западном крыле мы наблюдаем левый рисунок складок и юго-восточную ориентировку шарниров складок, бороздчатости и линий будин. На восточном крыле рисунок складок изменяется на правосторонний, а направление погружения шарниров, бороздчатости и будин приобретает северо-западную ориентировку.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследования свидетельствуют о том, что границей раздела Туксинской и Унья-Бомской подзон Монголо-Охотского складчатого пояса является пологопадающая на юг зона тектонического разлинзования. Для нее не характерны мощные и протяженные хрупкие разрывы, выполненные катаклазитами типа тектонических брекчий и тектонических глинок трения. Осевая часть зоны, сложенная будинами и брекчиями, интерпретируется как зона срыва или шовная зона разлома, а краевые части милонитов отвечают зонам приразломной складчатости.

К выделяемой тектонической структуре правомерно было бы употребить такие часто встречаемые в геологической литературе [5, 10] названия, как “зона смятия”, “зона рассланцевания”, “вязкий разрыв”. Слагающие ее образования в полной мере обладают свойствами милонитовых пород [13] и соответственно могут быть отнесены к “зонам милонитов”. Однако автор считает целесообразным использовать термин “зона тектонического разлинзования”, поскольку основным элементом ее строения являются производные процесса тектонического разлинзования – будинаж- и муллион-структуры. Суть явления тектонического разлинзования и его производные детально освещены в ряде монографических работ [3, 9, 11, 12].

Максимально процесс тектонического разлинзования проявился в осевой части Унья-Бомской зоны. В ее строении участвуют многочисленные и разнообразные по форме (овальные, линзовидные) и размеру будины песчаника и брекчий глинистых пород. Большая мощность и протяженность тектонитов зоны срыва, насыщенность их будинами (псевдоконгломератами), а также отсутствие резких разрывных ограничений зоны по мощности явились, по-видимому, причиной отнесения тектонитов к осадочному горизонту конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий. Краевые части зоны тектонического разлинзования представлены интенсивно дислоцированными

породами вмещающих комплексов. В мезозойском(?) флише широко развиты изоклинали и опрокинутые на север складки. Они относятся к типичным складкам ламинарного течения [10, 14] или складкам пластичного течения [8]. Интенсивность пликативных дислокаций постепенно затухает в направлении от осевой части зоны к краевой, что выражается в смене изоклинали-чешуйчатого типа складчатости на флексуно-асимметричный. Одновременно с этим во вмещающем комплексе пород изменяется тип кливажа, от ровного сквозного межзернового до прерывистого, и степень тектонического разлинзования – от сплошного до избирательного и фрагментарного. В песчаниках палеозойского комплекса пород выше зоны срыва милониты представлены ленточными тектоническими брекчиями глинистых пород.

Согласно концепции Е.И. Паталахи [11], возникновение складок ламинарного течения в структурном парагенезисе с кливажем осевой плоскости и будинажем связано с вязким сдвиговым ламинарным течением вещества вдоль границ тектонических блоков. Этот вид деформации принципиально отличается от дислокаций типа хрупкий разрыв и складчатость изгиба. Он предполагает межзерновой механизм скольжения, тектонического течения и пластической деформации пород за счет вязкого трения блоков в зоне разлома по системе микроскопических поверхностей кливажа.

Для Унья-Бомской зоны установлено, что главным и сквозным элементом ее структуры является кливаж. Его ориентировке подчинены практически все геологические тела – складки, будины, брекчии, а также большинство разрывов и кварцевых жил. Параллельное расположение плоскостных элементов кливажа, складок и тектонитов при общем их пологом залегании свидетельствует о формировании Унья-Бомской зоны под влиянием сдвиговых деформаций в процессе надвигообразования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До недавнего времени в палеозойских и мезозойских комплексах пород Монголо-Охотского складчатого пояса на территории Приамурья в процессе геологического картирования традиционно выделялись горизонты конгломератов, гравелитов и глинистых внутриформационных брекчий. Осадочная природа их, как правило, не вызывала сомнений. Однако предпринятое автором детальное изучение состава и особенностей строения этих образований в пределах Джагдинского звена Монголо-Охотского складчатого пояса показало, что часть их может иметь тектоническое происхождение. Псевдоконгломераты (будины) и псевдоосадочные брекчии (тектонические ленточные брекчии аргиллитов) формируются в процессе тектонического разлинзования пород и являются

составной частью вязкого пологозалегающего разрыва надвигового типа. Эти новые данные необходимо учитывать при геологическом картировании и металлогеническом прогнозировании оруденения и, в первую очередь, наиболее важного для района – благороднометального.

Автор признателен своим коллегам С.В. Нужинову, А.А. Сорокину, Р.Н. Ахметову, В.А. Семенко и Л.Я. Шмураевой за полезные критические замечания при подготовке статьи.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500000 / Гл. ред. Е.Б. Бельтнев, И.Н. Тихомиров. Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
2. Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов / В.Д. Вознесенский, Н.В. Горлов, А.В. Доливо-Добровольский и др. Л.: Недра, 1980. 239 с.
3. Геологические структуры: Пер. с англ. / Под ред. Т. Уемуры, Ш. Мицутани. М.: Недра, 1990. 292 с.
4. Геология зоны БАМ. Т. 1. Геологическое строение. Л.: Недра, 1988. 443 с.
5. *Забродин В.Ю.* Зоны смятия. М.: Наука, 1977. 107 с.
6. *Кириллова Г.Л., Турбин М.Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 113 с.
7. *Красный Л.И.* Геология региона БАМ. М.: Недра, 1980. 160 с.
8. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 460).
9. Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ / Гл. ред. В.В. Белоусов, В.В. Эз. М.: Недра, 1977. 271 с.
10. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука КазССР, 1970. 216 с.
11. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. 179 с.
12. Структурная геология и тектоника плит. Т. 1. Пер. с англ. / Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1990. 315 с.
13. Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. Пер. с англ. / Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1991. 376 с.
14. Структурная эволюция метаморфических комплексов / А.Н. Казаков, Ю.В. Миллер, В.Л. Дук, А.Л. Харитонов. Л.: Недра, 1977. 159 с.

*Рецензенты: А.А. Моссаковский,  
В.С. Буртман*

## The Un'ya-Bom Boudinage Zone in the Mongolian-Okhotsk Fold Belt

I. Yu. Gromakovskii

*Section of Regional Geology and Hydrogeology, Far East Division, Russian Academy of Sciences,  
Relochnyi per. 1, Blagoveshchensk, 675000 Russia*

The characteristic features of thrusts structure in the Mongolian-Okhotsk fold belt within Amur area are exemplified by the Un'ya-Bom boudinage zone. The studied structure being more than 100 km long demarcates the Tuksa and Un'ya-Bom structural-lithologic subzones along their extension. The first subzone corresponding to the thrust's hanging wall consists of the Paleozoic (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) terrigenous siliceous and carbonate rocks with occasional volcanics (Dzheshkogon, Nekter, and Bochagor formations). The second subzone occurs under the thrust plane and is made up of the presumably Mesozoic (J<sup>1</sup>?) flysch rock association (Amkan Formation). The zonal structure of the Un'ya-Bom zone has been recognized. Its axial part (50–60 m thick) consists of decollement tectonites which gently (5°–25°) dip southwestward. The tectonites are composed of foliated, cataclastic and microboudine aggregate of host rocks with rare boudines (up to 20 % by volume) of sandstones and banded mudstone breccias. They are characteristic of the cleavage-oriented plane-parallel lenticular-breccial structure. Presently, these were considered as the sedimentary strata forming the basal layer of conglomerates, gravelstones, and sedimentary breccias. The Un'ya-Bom zone's margins are composed of mylonites resulted from fault-line crushing. The Paleozoic and Mesozoic (?) rocks show different types of structural transformations. Above the decollement zone, the Dzheshkogon sandstones are replaced by tectonic breccias of clayey rocks in which argillite fragments occur as thin plates and/or flat lenses in a sandstone matrix, oriented parallel to cleavage surfaces. Below the decollement zone, the mylonites are represented by foliated, deformed by boudinage, and complexly folded rocks of the Amkan Formation. The isoclinal and north-vergent flowage folds are widely distributed. The strike and dip of the folds' axial planes are parallel to those of the regional flow cleavage surfaces and the bedding of tectonites in the decollement zone. The shear mechanism of the Un'ya-Bom zone development related to thrusting as a result of tectonic flow at the boundary between Tuksa and Un'ya-Bom tectonic plates is suggested.

УДК 551.24(5-012)

## ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ: ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

© 2000 г. Е. Н. Меланхолина

*Геологический институт РАН, г. Москва*

Поступила в редакцию 20.05.99 г.

В статье представлены результаты сравнительного изучения позднемиловых островодужных комплексов востока Евразии. Показано сходство комплексов по составу и возрастному объему (сантон?–палеоцен) на огромном протяжении от Корякского нагорья до Хальмахеры и их принадлежность энсиматическим островным дугам. Подчеркивается специфичность раннего островодужного магматизма, происшедшего с весьма небольшим разрывом во времени после развития спрединга, с образованием системы параллельных даек и излияниями как толеитовых, так и бонинитовых лав. Особенности позднемиловых энсиматических дуг и сравнение с эталоном Идзу-Бонино-Марианской дуги показывают применимость к ним декомпрессионной диапировой модели инициации островодужного процесса. Рассмотрение палеомагнитных данных по комплексам позднемиловой окраины позволяет а) предположительно объяснить относительные северные перемещения структур приокеанической зоны как результат сочетания продольных левых сдвигов и ротации блоков с их последующей аккрецией при закрытии задуговых бассейнов и б) рассматривать элементы приматериковой и приокеанической зон в составе единой системы позднемилового времени.

Обсуждается корреляция событий в развитии надсубдукционных структур приматериковой и приокеанической зон. Предполагается связь перескоков субдукции с достижением прежней зоной предельных глубин и степени внутренних нарушений, с невозможностью дальнейшего сокращения пространства при продолжающемся действии напряжений сжатия. Более широкие временные корреляции показывают, что самые значительные структурные перестройки и магматическая активность на восточной окраине Евразии происходили на протяжении среднемиловой эпохи нормальной магнитной полярности (апт–сантон) и немного позже, возможно, в связи с активизацией Тихоокеанского суперплюма.

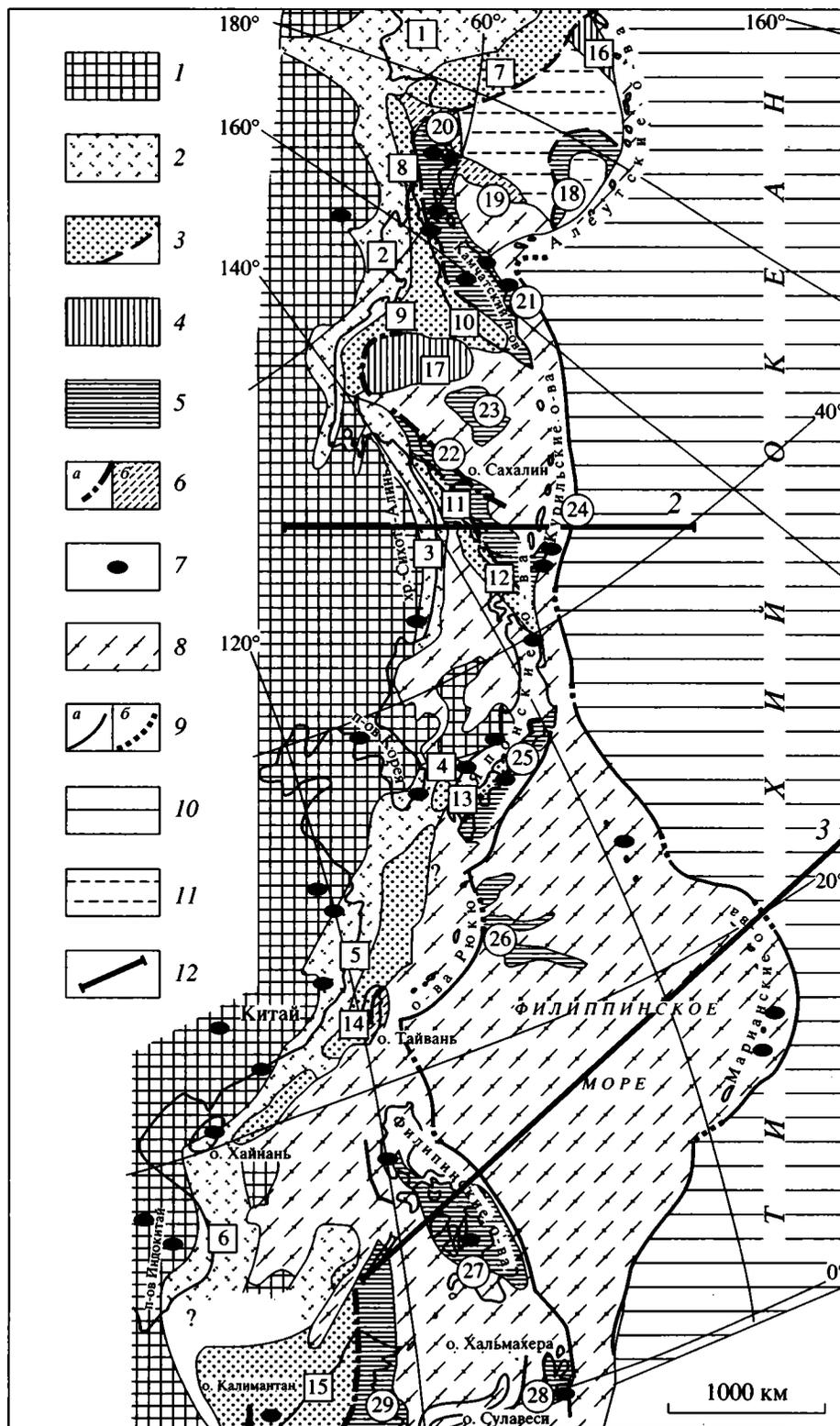
Изучение тектонических процессов в фанерозойских складчатых областях становится невозможным без актуалистических реконструкций. Особенно очевидна необходимость таких реконструкций для понимания развития и перестроек процесса субдукции. При рассмотрении меловых окраинноматериковых структур востока Евразии, расположенных в непосредственной близости от современной окраины и относительно мало нарушенных позднейшими движениями, могут быть проведены достаточно обоснованные построения. Наиболее существенной при выяснении палеотектонической обстановки является возможность изучения общей зональности и соотношения элементов внутри системы меловой активной окраины.

Для расшифровки развития субдукционных зон представляется перспективным сопоставление приокеанических и приматериковых структур, предлагаемое в данной статье. Такое сопоставление прежде проводилось мной на примере Сихотэ-Алиня–Сахалина. Однако ввиду неоднозначности существующих реконструкций по востоку Евразии понимание ее геодинамики требует обобщения более широкого регионального мате-

риала, с привлечением для сравнительного анализа новых данных по Северо-Восточной и Юго-Восточной Азии, особенно геолого-геохимических и палеомагнитных.

### РЕКОНСТРУКЦИИ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕЛОВОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

В составе меловой окраины наиболее выразительной является зона Восточно-Азиатского вулканического пояса, протянувшегося почти непрерывно от Аляски до Индокитая и Суматры. Уже в конце 1950-х годов эта зона рассматривалась Н.С. Шатским и Е.К. Устиевым [41] как пограничная структура края Евразийского континента. В дальнейшем было показано сочетание звеньев вулканического пояса с рядом терригенных прогибов-палеожелобов [18, 19, 55, 76 и др.] (рис. 1). Для начального этапа развития системы в пределах Сихотэ-Алиня–Сахалина и на Хоккайдо (альб–турон), а также в Кони-Тайгоносско-Мургальском районе (конец юры–неоком) была обнаружена палеотектоническая зональность, сравнимая с современной [19, 21, 22, 24, 25, 28, 45 и др.]. В направле-



нии от континента к океану здесь были выделены палеоаналоги окраинного моря, островной дуги и глубоководного желоба; предположительно реконструировано положение зоны субдукции и найдены свидетельства ее сохранения в глубин-

ной структуре. Установлено образование звеньев окраинноматерикового пояса после закрытия задуговых морских бассейнов.

Недостаточно ясным остается структурное положение близких по возрасту островодужных

комплексов приокеанической полосы, известных в восточных районах Сахалина, Хоккайдо, Курильских островов, Камчатки и Корякского нагорья, а также на ряде островов Юго-Восточной Азии [10; 20, 37; 1, 48; 7, 26; 6, 68 и др.]. Эти комплексы, обнаженные фрагментарно, значительно нарушенные и совмещенные с океаническими комплексами, с одинаковой степенью обоснованности могут рассматриваться как формировавшиеся в составе единой системы с названными меловыми зонами, так и принадлежащие чужеродным террейнам, перемещенным в палеогене. Вместе с тем, от правильной трактовки происхождения этих комплексов зависят и палеорекострукции поздне меловой окраины в целом – решение вопроса: была ли она системой андийского типа или более сложной, сходной с современной окраиной Юго-Восточной Азии.

### ПРИМАТЕРИКОВЫЕ СТРУКТУРЫ МЕЛОВОЙ ОКРАИНЫ

Заложение системы структур Восточно-Азиатского вулканического пояса и терригенных прогибов по границе с океанической областью было связано с глобальной структурной перестройкой поднемезозойского времени и перемещением основной конвергентной границы с тетического на тихоокеанский край Евразии. Наиболее позднее формирование окраины континента и отрезка вулканического пояса, установленное в Сихотэ-Алине, относится к средне-поздне меловому времени.

Для СИХОТЭ-АЛИНЯ – САХАЛИНА мною было показано образование приматериковых структур на субокеанической коре в ходе пролонгации всей системы от края континента, со стороны Японии. Началу развития вулканического пояса на востоке Сихотэ-Алиня, крайнем северо-западе Сахалина, о-вах Монерон и Ребун и юго-

западе Хоккайдо отвечают локально распространенные пачки морских и наземных *островодужных вулканитов*, альб-туронских, на юге также и более древних [5, 21–23, 30, 39, 57]. Они образуют фациально изменчивый осадочно-эффузивный комплекс с распространением известково-щелочных, островодужно-толеитовых и отчасти шошонитовых пород от основного до кислого состава, преимущественно пирокластических, близких к “зеленому туфам” (мощностью до 3.5 км). Одно-возрастные отложения *задугового бассейна* представлены во внутренних районах Сихотэ-Алиня морскими терригенно-глинистыми толщами, нередко флишоидного характера, местами с присутствием вулканических бомб и туфов (порядка 2–3 км).

После замыкания задугового бассейна, орогенеза и формирования зрелой континентальной коры наземные турон(?)–коньяк-датские вулканиты *Восточно-Азиатского пояса* перекрыли как образования островной дуги, так отчасти и дислоцированные окраинноморские отложения. В южных районах Сихотэ-Алиня известково-щелочные породы пояса имеют преимущественно кислый состав, с широким распространением игнимбритов, на севере же – обычно средний или смешанный состав (до 5 км) [5, 23, 39 и др.]. В целом, эти образования отличаются от пород начального этапа значительно более широким распространением, континентальным характером, повышением как кислотности, так и щелочности вулканитов и их связью с крупными гранитоидными интрузиями.

Вулканическая зона Сихотэ-Алиня сочетается с терригенными прогибами Западно-Сахалинским и Исикари, которые для середины мела могут быть сопоставлены с *палеожелобами*. В альб-туронское время, а на юге и дольше в них установлено накопление терригенных илов и турбидитов с глубоководными бентосными фораминиферами, с присутствием туфогенного материала, соответ-

Рис. 1. Тектонические элементы поздне меловой активной окраины в современной структуре востока Евразии

1 – структуры *поздне мелового континента*; 2–7 – *система поздне меловой активной окраины*: 2–4 – приматериковые структуры: 2 – Восточно-Азиатский вулканический пояс ( $K_{1al}-P_1$ ), 3 – палеосубдукционные зоны и прогибы-палеожелоба ( $K_{1al}-K_{2t}$ ), 4 – океанические и континентальные фрагменты в зонах коллизии; 5 – тектонизированные комплексы приокеанической полосы, островодужные и отчасти окраинноморские ( $K_{2st}^?-P_1$ ), 6 – сутуры (а) и некоторые зоны аккреции (б); 7 – районы палеомагнитного опробования меловых–раннепалеогеновых образований; 8 – система позднекайнозойской активной окраины; 9 – позднекайнозойские зоны субдукции (а) и коллизии (б); 10, 11 – *океанические структуры*: 10 – Тихоокеанская плита, 11 – фрагменты плиты Кула; 12 – положение разрезов рис. 2 и 3.

Цифрами в квадратах обозначены приматериковые структуры: 1–6 – звенья Восточно-Азиатского пояса: 1 – Чукотско-Аляскинское, 2 – Охотско-Чукотское, 3 – Сихотэ-Алиньское, 4 – Корейско-Японское, 5 – Катазиатское, 6 – Индокитайское; 7–15 – палеожелоба: 7 – Беринговский, 8 – Пенжинский и Укэлаятский, 9 – Северо-Охотский, 10 – Западно-Камчатский, 11 – Западно-Сахалинский, 12 – Исикари, 13 – Идзуми, 14 – Алишань, 15 – Северо-Западного Калимантана; 16, 17 – океанические и континентальные фрагменты: 16 – поднятие Умак, 17 – Центрально-Охотский микроконтинент. Цифры в кружках – приокеанические островодужные фрагменты: 18–21 – *Прото-Алеутской дуги*: 18 – дуга Бауэрс, 19 – хребет Ширшова, 20 – Олюторская зона, 21 – зона Восточной Камчатки; 22–24 – *Прото-Курильской дуги*: 22 – зона Восточного Сахалина и Хоккайдо, 23 – поднятия Института океанологии и Академии Наук, 24 – зона Немуро–Малых Курил; 25–29 – *Прото-Марианской дуги*: 25 – зона Симанто (окраинноморский фрагмент?), 26 – Филиппиноморская зона, 27 – Филиппинская зона, 28 – район о-ва Хальмахера, 29 – зона Восточного Калимантана (окраинноморский фрагмент?).

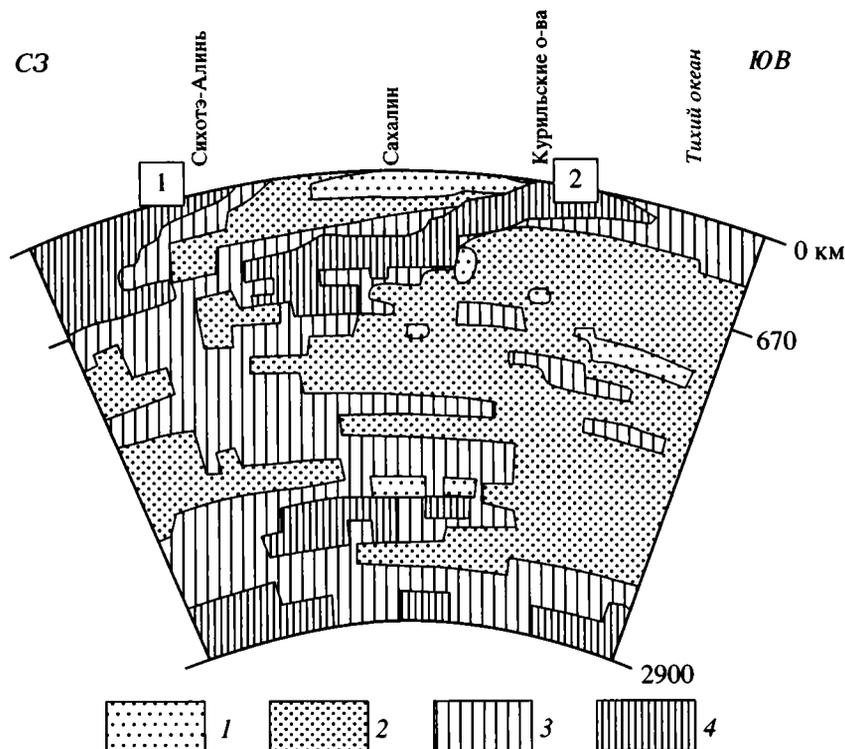


Рис. 2. Глубинная структура палео- (1) и современной (2) зон субдукции в Приморско-Курильском регионе, по данным сейсмической томографии [56]

1–4 – участки мантии с различными скоростями продольных волн: 1 – низкоскоростные аномалии, 2 – участки с относительно пониженными и 3 – повышенными скоростями, 4 – высокоскоростные аномалии. Одинаковый крап на разных глубинах означает равные отличия скоростей от средней скорости, характерной для данной глубины; максимальные отклонения от средних значений составляют 2%.

вующего по составу извержениям в смежных участках вулканического пояса; в самых низах – с горизонтами спилитов и яшм (порядка 4–5 км) [15, 19, 21, 40, 58, 77]. Палеоэкологические и литологические данные свидетельствуют о седиментации, происходившей на западном борту и в днище желоба в батально-абиссальных условиях, с неполной компенсацией прогибания осадками. В современной структуре комплексы прогибов сближены вдоль сутурных зон с тектонизированными аккреционными комплексами, включающими океанические и островодужные элементы.

**Память о существовании палеозоны субдукции**, связанных с ней дислокациях и напряженном состоянии вещества сохранилась в глубинной структуре Западно-Сахалинского прогиба в виде продольной полосы повышенных коровых и мантийных скоростей (плотностей), установленной по данным ГСЗ и сейсмической томографии [21, 56] (рис. 2). Как видно на рисунке, палео- и современная зоны субдукции сравнимы и по морфологическим, и по скоростным характеристикам. Дальнейшему погружению, нагромождению и сучиванию фрагментов субдуцированной плиты отвечают унаследованные кайнозойские опускания в зоне

прогибов, с последовательным западным смещением оси прогибания.

Рассмотренная зональность повторяется и в других участках востока Евразии (см. рис. 1). Структуры Охотско-Чукотского звена вулканического пояса, заложенные на разнородном основании, развивались в альб-кампанское время, отчасти в неокоме [3, 13, 25, 28 и др.]; отмеченные островодужные элементы существовали в позднеюрско-неокомское время и местами раньше. Южные звенья пояса были заложены полностью на континентальной коре разного возраста. Развитие Корейско-Японского звена происходило с апта до раннего палеогена [31, 59, 67 и др.]. Южнее вулканы и гранитоиды имеют возрастной объем от поздней юры до кампана; на востоке Индокитая, возможно, вплоть до маастрихта [6, 31, 39, 85 и др.]. Становление Восточно-Азиатского пояса как единой зоны, пограничной с океаном, относится к апт-альбскому времени. Задуговые растяжения в континентальной коре реализовались местами в формировании наложенных впадин. Такие впадины известны в Южном Приморье (апт-турон); в современной структуре они оказались разобщенными с образованиями Корейско-Японского звена пояса.

Терригенные прогибы-палеожелоба, парные со звеньями вулканического пояса, включают мел-кайнозойские комплексы отложений большой мощности, сопоставимые с известными в Западно-Сахалинском прогибе [6, 19, 27, 31, 58, 84 и др.]. Развитию палеожелобов над зоной субдукции отвечают отложения меловой части разреза; унаследованное прогибание вплоть до позднего кайнозоя может свидетельствовать о дальнейшем погружении в мантию фрагментов субдуцированной литосферы. Для участка Северо-Охотского прогиба и Охотско-Чукотского звена вулканического пояса сейсмотомографический разрез [52] показывает сохранение в мантии палеозоны субдукции в виде высокоскоростного тела, как это отмечено выше и для Сахалина-Сихотэ-Алиня. *Палеозона субдукции оказывается сходной с современной Курильской зоной по скоростным параметрам, общей форме и глубине проникновения в мантию, но отличается несколько большей фрагментированностью.*

### ПРИОКЕАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МЕЛОВОЙ ОКРАИНЫ

Приокеаническая полоса востока Евразии повсеместно включает пакеты чешуй и покровных пластин вулканогенно-кремнисто-граувакковых отложений разного возраста, вплоть до меловых, а также меланократовых пород их основания. Отличие комплексов от отложений смежных терригенных прогибов и значительная тектонизация пород в совокупности с данными о палеомагнитных широтах их формирования привели ряд исследователей к представлениям о чужеродном происхождении комплексов. Эти представления были развиты на материалах по Корякскому нагорью и Камчатке, в то время как в реконструкциях по Сахалину нарушенные комплексы приокеанической полосы и смежные приматериковые зоны обычно считаются принадлежавшими единой тектонической системе.

В районах ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА И ХОККАЙДО возможные варианты реконструкций контролируются фиксированным положением отдельных элементов. Таковы протяженные офиолитовые сутуры, известные вдоль фронтального надвига пояса Хидака, а также в полосе Восточно-Сахалинской магнитной аномалии – на п-ове Шмидта и шельфе Сахалина. Эти зоны, круто уходящие на глубину и соединяющиеся, вероятно, с геофизическим “базальтовым” слоем, могут рассматриваться как *корни офиолитовых покровов*, перемещенных к западу в зону Камуикотан, районы Сусунайского хребта и Восточно-Сахалинских гор. Глубинная структура этих зон выявляется на основе интерпретации независимых магнитометрических, гравиметрических и сейсмологических данных [54]. Их выход на поверх-

ность в поясе Хидака представляет в опрокинутом залегании почти ненарушенный разрез “базальтового” слоя от ультраосновных кумулятов до метабазальтов [70 и др.].

Мезозойский *океанический комплекс* в районе горы Юнона (от среднего триаса до нижнего мела) образует конденсированный кремнистый разрез, мощностью не более 450 м [33]. При наличии граувакковых и лавовых горизонтов мощности значительно возрастают. Проведенное сопоставление выявило разновозрастность и сходство состава нижнемезозойских толщ во всех сахалинских разрезах [33, 34]. Стратиграфический контакт этих толщ с верхнемеловыми наблюдался местами в предгорьях Восточно-Сахалинских гор, Таулан-Армуданской гряде, Сусунайском хребте, Западно-Сахалинских горах и на западе Хоккайдо. Смена тектонических обстановок в развитии Сахалина и Хоккайдо, с обособлением приматериковой и приокеанической зон и формированием в пограничной полосе хаотических толщ, относится к альб-сеноманскому времени. Вероятная изначальная близость двух зон подтверждается частым присутствием в восточных разрезах вулканогенного материала известково-щелочного состава, а также обнаружением в центральных районах Сахалина верхнемеловых отложений, промежуточных по характеру между западными и восточными разрезами [33]. В современной структуре последние отделены от разрезов Западно-Сахалинского прогиба сутурной зоной Центрально-Сахалинского разлома.

Позднемеловой *островодужный комплекс* востока Сахалина отличается от разновозрастных толщ Сихотэ-Алиньского звена вулканического пояса преимущественным распространением морских отложений, значительно меньшим развитием вулканических образований в разрезе и примитивностью их состава, резко подчиненной ролью средних и кислых разностей пород, малым количеством интрузивов, а также частым появлением олистостромовых пачек (порядка 5 км) [10, 11, 32, 33]. Фациальный анализ отложений свидетельствует о возможном формировании более глубоководных, преимущественно туфово-кремнисто-глинистых северо-западных разрезов комплекса (коньяк?–даний) в обстановке окраинного моря, а вулканогенно-терригенных разрезов на юго-востоке (верхний сантон?–даний) – в *энсиматической островодужной зоне*.

Наиболее древние островодужные образования у м. Шельтинга представлены интрузивными и вулканическими породами бонинитовой серии [8, 9]. На небольшой площади здесь обнаружены фрагменты системы параллельных даек преимущественно основного–ультраосновного состава. Вулканыты от основных до кислых обладают чрезвычайно высокой магнезиальностью и хро-

мистостью (до 11.6% MgO и 870 г/т Cr в бонинитах), иногда и высоким содержанием никеля (до 230 г/т) при высокой кремнекислотности (от 50% SiO<sub>2</sub> в бонинитах до 78.8% в бонинитовых риолитах) и предельно низким содержанием титана (0.1–0.3% TiO<sub>2</sub>). Породы преимущественно низкокальциевые (<5–6% CaO). Они заметно обогащены литофильными элементами с крупными ионами – LIL (Ba – до 190 г/т, Sr – до 420 г/т) при обеднении высокозарядными ионами – HFS (Zr – не >80–90 г/т, Nb – не >6 г/т, Y до 14 г/т), причем содержания циркония оказываются повышенными относительно титана. Наблюдается пространственная близость выходов бонинитов и тектонизированных гарцбургитов, известных в протрузиях и пластинах меланжа [32]. Последние могут представлять мантийный рестит – остаток от выплавления бонинитовой магмы.

В окраинноморских (?) отложениях сантона и в олистолитах более высоких частей разреза известны базальты, в небольшом количестве альбитофиры и кварцевые альбитофиры. Они характеризуются высокой железистостью (8.9–14.9% FeO\* в базальтах), сравнительно низкой глиноземистостью (10.6–16.3% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, изредка до 18.6%) и малым содержанием TiO<sub>2</sub> (от 0.1% в кислых породах до 1.4% в базальтах) [10, 11]. По содержанию главных петрогенных компонентов базальты сопоставимы с типичными MORB, но отличаются более высокой щелочностью. Их составы, за небольшим исключением, соответствуют островодужным толеитам, по [75, 81, 83].

Сантон(?)–маастрихтские вулканиты на юго-востоке территории образуют дифференцированную известково-щелочную серию от базальтов до андезитов и иногда дацитов. Породы умеренно железистые (не более 9% FeO\*), с высокой глиноземистостью (обычно от 16 до 21% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и очень низкой титанистостью (от 0.6% TiO<sub>2</sub> в базальтах до 0.2% в кислых членах ряда); сравнительно малыми содержаниями элементов группы HFS (Y – не >30 г/т и Nb – не >7 г/т), а также хрома и никеля (не >40 и 30 г/т соответственно) и значительным содержанием ванадия (до 310 г/т) [8, 10]. Высокая щелочность многих образцов (вплоть до 8–9% (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)) определяется, вероятно, их существенной измененностью, однако часть вулканитов может принадлежать шошонитовой серии. В андезитах и дацитах повышение содержания калия (до 5% K<sub>2</sub>O) сопровождается накоплением других элементов группы LIL (Ba – до 890 г/т и Sr – до 770 г/т). По характеру эволюционных трендов главных компонентов (за исключением тренда щелочности) вулканиты весьма близки к породам Сихотэ-Алиня [21].

Широкое развитие *олистостромовых толщ* в маастрихтских отложениях Восточного Сахалина может быть связано с покровообразованием

этого времени [32]. Местный источник материала олистолитов соответствует, по-видимому, ограниченным масштабам ранних покровных перемещений. Последующая тектонизация олистостромовых комплексов, их совмещение с офиолитовыми пластинами и включение в общую чешуйчатонадвиговую структуру происходили при развитии значительного сжатия и скучивания корово-мантийного материала в начале палеогена, с преимущественным перемещением пластин к западу и проявлением в западных районах зеленосланцевого динамометаморфизма. Особенности отмеченных офиолитовых сутур соответствуют срыву и перемещениям на уровне подошвы коры.

В зоне НЕМУРО – МАЛЫХ КУРИЛ позднемеловые структуры обнаруживают сходство с восточносахалинскими как по распространению образований островодужного комплекса [2, 8, 11, 35–37, 57], так и появлению маастрихтской олистостромы, связанной с движением Широтанского габброидного покрова [20]. Корневая зона покрова в районе хр. Витязя по магнито- и гравиметрическим данным может быть прослежена на глубину, по-видимому, до уровня “базальтового” слоя коры. То есть офиолитовая зона Восточно-Курильской магнитной аномалии занимает фиксированное положение в коре, подобно Восточно-Сахалинской. Отложения сантон(?)–кампан-палеоценового комплекса (5 км) образуют пологую моноклиаль, включающую и габброидный покров, но мало нарушенную последующими движениями.

В составе комплекса по направлению от района Кусиро к п-ову Немуро и о-ву Шикотан происходит постепенная смена преимущественно флишидных туфогенных толщ, возможно, окраинноморских, островодужными образованиями, обычно грубообломочными пирро- и вулканокластическими, прибрежно-морскими и в верхах отчасти наземными. Проявления маастрихтского щелочно-базальтового магматизма, по-видимому, не связаны непосредственно с формированием островодужного комплекса. Габброидный покров и серия параллельных даек в его кровле относятся, вероятно, к начальному этапу островодужного магматизма.

Вулканиты малокурильского разреза представлены базальтами и андезито-базальтами, лишь изредка дифференциация доходит до образования андезитов и в единичных случаях дацитов [2, 9, 35 и др.]. В серии параллельных даек для ряда образцов базальтов обнаруживается чрезвычайная примитивность состава, с высокими содержаниями магния (до 11.6% MgO), хрома и никеля (до 260 и 110 г/т соответственно) и малой величиной железо-магниевого отношения. Габброиды и породы даек по своей низкой глиноземистости (14.2–17.9% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), калиевости (<1%

$K_2O$ ) и титанистости (0.3%  $TiO_2$ ), по некоторому накоплению  $FeO^*$  и  $TiO_2$  в ходе фракционирования, как и по содержанию элементов-примесей, соответствуют островодужным толеитам, по [75, 81]. Состав кампанских вулканитов обычно оказывается близким к известково-щелочным породам, а маастрихт-палеоценовых – промежуточным между островодужной толеитовой и известково-щелочной сериями.

Большая часть вулканических пород сопоставима с сахалинскими по своей умеренной железнитости (до 10%  $FeO^*$ , редко больше), вариациям глиноземистости (с повышением до 21%), низкой титанистости (0.1–0.9%, иногда до 1.3%  $TiO_2$ ), низким содержаниям хрома и никеля (до 40–50 г/т) и высоким – ванадия (до 250 г/т) [9, 13]. Картина дополняется низкими содержаниями элементов группы HFS ( $Zr$  – не >80 г/т,  $Hf$  и  $Nb$  – не >5 г/т,  $Y$  – не >20 г/т,  $Ta$  – <0.9 г/т и  $Th$  – <3 г/т), типичными для островодужных толеитов, по [83]. В образцах наиболее примитивных габбро и базальтов содержания редкоземельных элементов (REE) лишь в 5–15 раз повышены по сравнению с хондритом [21]. На этом фоне в породах наблюдается относительное обогащение лантаном ( $La/Sm = 1.4–1.8$ ) и обеднение тяжелыми REE. Высоких значений достигают содержания бария (760 г/т) и стронция (840 г/т) при умеренно-высокой щелочности пород (до 1.9%  $K_2O$ ).

Тектоническое становление Шикотанского покрова габброидов в маастрихтское время, формирование перед его фронтом олистостромовой толщи и полосы подводно-оползневых нарушений, а также внедрение трахибазальтовых силлов в районах Малых Курил и п-ова Немуро [20] происходили синхронно с эпизодом сжатия, отмеченным для востока Сахалина. Но уже в палеоцене (?) образование многочисленных кластических даек, известных на о-ве Шикотан, свидетельствует об условиях растяжения. В целом в Малокурильской зоне не обнаруживаются признаков такого сжатия и усложнения покровной структуры, как в Восточно-Сахалинской. Рассмотренные островодужные комплексы этих зон обладают заметным сходством состава и могут, по мнению В.М. Гранника [12], представлять собой фрагменты единой поздне меловой энсиматической дуги. Такая дуга может быть названа *Прото-Курильской*.

В зоне ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ изучение поздне меловых комплексов [1, 14, 26, 27, 46, 48 и др.] выявляет их близкое сходство с известными на Сахалине. Вдоль сутуры Лесновского надвига образования глубоководного песчано-глинистого (с турбидитами) комплекса северо-западной приматериковой зоны совмещены с тектонизированным осадочно-вулканогенным комплексом приокеанической зоны. Для последнего установлены полифазальный состав с преобладанием туфогенных по-

род и принадлежность вулканитов островодужным сериям, намечен переход от океанического к островодужному магматизму. Это позволяет рассматривать выходы осадочно-вулканогенного комплекса в Срединном и Восточных хребтах Камчатки (кампан-палеоцен; до 3 км и более) как фрагменты протяженной энсиматической островной дуги поздне мелового возраста [1, 46, 48 и др.]. Туфогенно-глинисто-кремнистые толщи, включенные в пакет покровных пластин, могут представлять синхронные отложения задугового бассейна и отчасти желоба.

Вулканиты и их интрузивные аналоги имеют состав базальтов и андезитов-базальтов, в меньшей мере андезитов; в редких случаях дифференциация доходит до дацитов и липаритов, чаще представленных в туфовых разностях; присутствуют пикрит-базальты и пикриты [1, 8, 14, 27, 46]. Характерна низкая титанистость пород комплекса (от 0.4 до 1.2%  $TiO_2$ , изредка больше), существенные вариации глиноземистости (с ее повышением вплоть до 18–20%  $Al_2O_3$ , в плагиофировых разностях больше) и щелочности. В хребтах Тумрок и Валагинский базальты выделяются высокой магнизиальностью (до 10–12%  $MgO$ ), особенно в интрузивных разностях. Геохимическими особенностями всего островодужного комплекса являются примитивный характер спектра REE, а также обедненность пород элементами группы HFS и обогащение элементами LIL по сравнению с REE [1].

Основная часть вулканитов относится к серии островодужных толеитов (в соответствии с [75, 81, 83]). В наиболее примитивных базальтах наблюдается накопление редкоземельных элементов лишь в 5–10 раз по сравнению с хондритом. Содержания циркония (не >70 г/т), гафния (обычно до 1.2 г/т) и иттрия (не >15 г/т) в породах серии оказываются низкими даже по сравнению с базальтами N-типа MORB. Одновременно отмечается обогащенность пород LIL-элементами: барием (до 750 г/т и более) и стронцием (до 660 г/т), еще повышающаяся в некоторых образцах с хр. Тумрок. Образования толеитовой серии сочетаются с известково-щелочными породами, а иногда и с шошонитами. В известково-щелочных вулканитах происходит повышение концентраций алюминия, калия и всех некогерентных элементов-примесей: REE – в 20–30 раз по сравнению с толеитами, элементов групп HFS и LIL – в 1.5–2 раза. В целом, составы пород толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий Камчатки сопоставимы с рассмотренными для Сахалина и Малых Курил.

Специфической чертой камчатского островодужного комплекса является наличие вулканических и интрузивных меланократовых пород: пикрит-базальтов на п-ове Озерном, пикритов в

хребтах Тумрок и Валагинском (в верхней части комплекса). В ряде случаев образцы обладают высокой магнезиальностью и хромистостью (до 12% MgO и 360 г/т Cr, иногда до 130 г/т Ni) при низкой титанистости и глиноземистости (0.4–0.6% TiO<sub>2</sub> и 12–14% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). В ксенолитах пикритов и в отдельных образцах обнаружены породы бонинитовой серии, обедненные легкими и средними REE и HFS (в том числе Ti) при относительном обогащении тяжелыми REE и элементами группы LIL [1].

Примитивный характер островодужного магматизма, свидетельства ранних излияний бонинитового состава полностью соответствуют представлениям об энзиматическом происхождении позднемеловой дуги, сохранившейся фрагментарно в Среднем и Восточных хребтах Камчатки. Эта дуга, названная Озерновско-Валагинской [1] или Ачайваям-Валагинской [48], по-видимому, тектонически сближена с фрагментами другой – Кроноцкой мел-палеогеновой островодужной зоны, известными на Восточных полуостровах Камчатки (которые мной не рассматриваются).

В ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЕ Корякского нагорья продолжают островодужные структуры Восточной Камчатки, отделенные от терригенного прогиба на западе сутурой Ватынского надвига [7, 26 и др.]. В ряде районов наблюдаются согласные взаимоотношения островодужных и подстилающих океанических отложений. Некоторые кремнисто-вулканогенные толщи могут иметь окраинноморское происхождение [43]. Намечаются их фациальные связи с образованиями как позднемеловой островной дуги, так и смежного с запада Укэлятского прогиба-палеожелоба [26]. Островодужный комплекс (порядка 2.5 км) включает вулканические и интрузивные образования от сантон(?)–кампанских до раннепалеогеновых, относящиеся к толеитовой и значительно реже известково-щелочной и шошонитовой сериям [38, 42–44, 47 и др.].

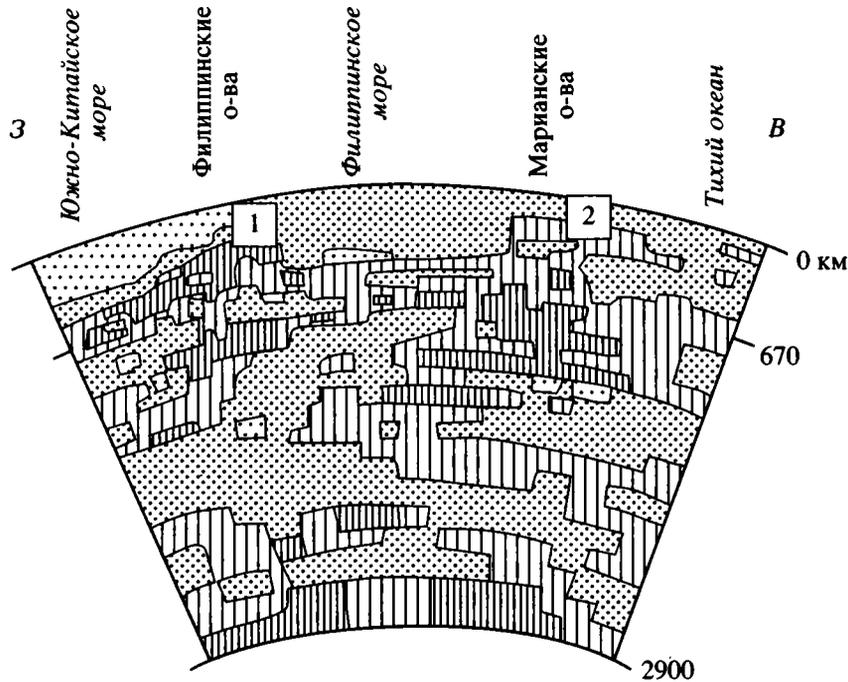
Наиболее древние из островодужных толеитов образуют систему параллельных даек, преимущественно диабазовых, обнаруженных на о-ве Карагинском в ряде крупных пластин меланжа [47]. Островодужные толеиты о-ва Карагинского и Олюторского хребта – от базальтов до андезитов-базальтов и редко андезитов – сходны с камчатскими по содержанию как главных компонентов, так и элемент-примесей. Обычно они более низкокалиевые (от 0.02 до 0.9% K<sub>2</sub>O) и низкоглиноземистые (12–16% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Высокая магнезиальность базальтов (в среднем >8% MgO) сопровождается повышенным содержанием хрома и никеля (до 170 и 100 г/т соответственно). В отдельных образцах примитивных базальтов (MgO до 11% и больше) намечается “бонинитовая тенденция”, с высоким содержанием хрома (до 340 г/т

и никеля (до 160 г/т), не сопровождающимся, однако, понижением титанистости и возрастанием кремнекислотности.

Как и в более южных районах, для островодужных толеитов характерны низкие содержания HFS-элементов (TiO<sub>2</sub> – 0.4–1.1%, Zr – 20–80 г/т, Hf – 0.8–1.2 г/т, Y – 10–20 г/т, Nb – 5–10 г/т, Th – <1 г/т) и довольно высокие – элементов группы LIL (Ba – до 450 г/т, Sr – до 570 г/т), которые еще увеличиваются в образованиях известково-щелочной серии (Ba – до 630 г/т, Sr – до 900 г/т). При одинаковом главнокомпонентном составе выделяются две группы толеитовых базальтов: с низким содержанием REE (лишь в 5–12 раз превышающим хондритовые) и с содержанием, в 2–3 раза повышенным по сравнению с первыми, с некоторым накоплением легких лантаноидов (La/Sm – до 1.7) – сходно с известково-щелочными породами. Собственно известково-щелочные и шошонитовые образования распространены ограниченно. Среди последних помимо базальтов представлены пикритовые разности – чрезвычайно высокомагнезиальные (до 14% MgO), обогащенные хромом и никелем (до 1100 и 570 г/т соответственно).

Близость составов кампанско-палеогеновых комплексов Корякского нагорья и Камчатки подтверждает справедливость отнесения их к единой Ачайваям-Валагинской островной дуге [48]. Отмеченное выше сходство этой дуги с более южными отрезками приокеанической полосы дополняется повсеместным появлением в верхах разреза флишоидных образований и присутствием маастрихтских олистостромовых горизонтов. В Олюторской зоне накопление олистостром отвечает движению Ватынского покрова в маастрихтское время [26]. При покровообразовании предполагается перемещение пластины осадочного слоя по ее основанию. В начале палеогена реконструируются более значительные структурные преобразования [1, 26, 48] и миграция вулканической зоны к востоку. В общем плане палеодуга позднего мела-палеоцена может рассматриваться как *Прото-Алеутская*. Этой или же Кроноцкой палеоостроводужной системе могут принадлежать также хр. Ширшова в Беринговом море, возможно, и дуга Бауэрс.

Южные фрагменты мел-палеогеновых островных дуг обнаруживаются в фундаменте современных дуг вдоль всего ФИЛИППИНСКОГО АРХИПЕЛАГА и далее до о-ва Хальмахера, хотя определение возраста и структурных соотношений комплексов не всегда является удовлетворительным. Наличие в позднемеловых–раннепалеогеновых осадочно-вулканогенных комплексах о-вов Лусон, Мариндуке, Негрос, Себу, Самар и Минданао базальтов, андезитов и изредка дацитов, относящихся к серии островодужных толеитов,



**Рис. 3.** Глубинная структура палео- (?) (1) и современной (2) зон субдукции в Филиппиноморском регионе, по данным сейсмической томографии [56]. В обоих случаях видна значительная фрагментированность зон субдукции. Условные обозначения см. на рис. 2.

тов, появление выше турбидитовых толщ [65, 68, 74, 78] хорошо сопоставляются с особенностями отмеченных северных разрезов. Фрагменты островных дуг представлены на Филиппинах породами разных уровней коры, часто совмещенными тектонически. Среди офиолитов отмечено присутствие как океанических, так и островодужных толеитов [65, 78]. Последние характеризуются большей дифференцированностью, повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , элементов группы LIL и низким – элементов группы HFS, Sr и Ni. Так, на о-ве Динагат и п-ове Пуяда юго-восточного Минданао островодужные базальты содержат 0.6–1.1%  $\text{TiO}_2$  при достаточно высокой железистости (9–12%  $\text{FeO}^*$ ) и глиноземистости (обычно 15–21%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), низкой магнезиальности, низких содержаниях Sr (13–21 г/т), Ni (обычно 6–17 г/т), Zr (от 24 до 105 г/т), Nb (не более 9 г/т), Y (25–45 г/т) и высоких – V (до 390 г/т), Ba (до 420 г/т), Sr (до 520 г/т) и отчасти щелочей (до 1.7%  $\text{K}_2\text{O}$ ). В средних и кислых членах ряда происходит обеднение  $\text{FeO}^*$  и  $\text{TiO}_2$  (до 4–5% и 0.2% соответственно) и дальнейшее накопление щелочей (до 5.9%  $\text{K}_2\text{O}$ ).

Известные офиолитовые, метаморфические и вулканогенно-осадочные комплексы фундамента Филиппин представляют, по мнению Д. Карига [68], Дж. Хокинса [65], Р. Мак-Кейба с соавторами [74], террейны, сформировавшиеся на сложной Евразийско-Тихоокеанской границе и тектонически совмещенные не позднее эоцена. Перемеще-

ние террейнов предполагается по подошве литосферы [68]. Сейсмотомографический разрез в районе Филиппинских островов [56] (рис. 3) позволяет допускать также перемещение и дробление всей приокеанической палеозоны субдукции, происходящее на уровне низов верхней мантии и глубже. Как видно на рисунке, **палеозона и современная Марианская зона субдукции сопоставимы** по скоростным параметрам, размерам и глубине проникновения в мантию, а также по значительной фрагментированности их структуры, особенно возрастающей в меловой (?) зоне.

В ФИЛИППИНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ также обнаруживаются островодужные фрагменты позднего мела–начала палеогена. В пределах поднятий-останцов Амами (Бородино), Дайто и Оки-Дайто в составе драгированных пород, а также в гальке среднеэоценовых конгломератов скв. 445, кроме серпентинитов, габбро, долеритов, щелочных базальтов и зеленых сланцев, отмечены островодужные базальты (82 и 85 млн. лет), андезит-базальты, андезиты, более кислые вулканы, их туфы, туфобрекчии и туфопесчаники, а также тоналиты (75 млн. лет) и гранодиориты [59, 76 и др.]. Большая часть образцов имеет состав островодужных толеитов, с низким содержанием титана (0.5–1.2%  $\text{TiO}_2$ , иногда до 1.4%), умеренной железистостью (до 10%  $\text{FeO}^*$ , редко >) и обычно глиноземистостью (от 13 до 18%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), а также широкими вариациями щелочности (от 0.3 до 5%

K<sub>2</sub>O). В современной структуре вулканические поднятия-останцы приближены и приведены в коллизию с действующей островной дугой. В поздне меловое время они могли быть удалены от районов Рюкю и Японии, но принадлежали, по-видимому, единой островодужной системе.

В ЗОНЕ СИМАНТО Юго-Западной Японии разрезы верхнего мела–эоцена, с распространением дистальных и проксимальных турбидитов и присутствием в низах зеленокаменных пород [84], могли быть сформированы в условиях задугового бассейна, примыкавшего с юга к палеожелобу Идзуми. Поступление в сантон-маастрихтские осадки части обломочного материала и кислых пеплов реконструируется с южной суши – возможно, именно из района поднятий Амами, Дайто и Оки-Дайто.

НА О-ВЕ ХАЛЬМАХЕРА палеоостроводужные комплексы его фундамента представлены как тектонизированными офиолитами на востоке, так и осадочно-вулканогенными образованиями в западных ветвях [50, 62, 64]. В составе допоздне мелового (?) офиолитового комплекса обнаруживается присутствие островодужных толеитов, интрузивных и отчасти излившихся. Тектонизированные гарцбургиты с участками лерцолитового состава рассматриваются предположительно как крайне деплетированный респит, сохранивший фрагменты слабее деплетированной мантии [50]. Островодужный комплекс позднего мела–эоцена представлен андезитовыми и базальтовыми лавами, вулканокластическими породами и коралловыми известняками. Одновозрастный вулканитам гемпеллагический осадочный комплекс восточных ветвей острова залегает на офиолитовом фундаменте и включает отложения от глубоководных до литоральных. Наличие в них свежего пирогенного вулканокластического островодужного материала свидетельствует о седиментации вблизи активной меловой дуги, возможно, в глубоководном желобе. Тектонизация комплексов, с западным перемещением пластин, относится, по-видимому, к позднему эоцену [64]. Все рассмотренные мел-эоценовые образования Юго-Восточной Азии, сходные по составу, вероятно, могли принадлежать системе *Прото-Марианской* энсиматической дуги и желоба, частично перекрывающихся по возрасту с отрезками вулканического пояса районов Катазии и Индокитая.

В целом, распространение фрагментов Прото-Алеутской, Прото-Курильской и Прото-Марианской энсиматических дуг сантон(?)–кампан-палеоэоценового возраста может быть прослежено вдоль всей приокеанической полосы востока Евразии. Их аккреция к приматериковым структурам после закрытия задуговых бассейнов и общая перестройка эоценового времени привели к ста-

новлению восточнее современной системы активной окраины.

## ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ДУГ

Приведенный обзор приокеанических островодужных комплексов (хотя и достаточно беглый) позволяет проследить их *сходство по составу и возрастному объему* на огромном протяжении от Корякского нагорья до Хальмахеры. При описании комплексов в статье постоянно подчеркивались геологические и геохимические *свидетельства их энсиматического происхождения*. Так, и на Сахалине, и в Корякско-Камчатском регионе в ряде случаев наблюдается залегание островодужных образований в едином разрезе с более ранними океаническими. В составе поздне мелового островодужного комплекса уславливается преобладающая роль пород слабо дифференцированной низкотитанистой и низкокалиевой *толеитовой серии*, а основной объем известково-щелочной серии повсеместно представлен базальтами и андезито-базальтами. Важное подтверждение энсиматической природы островодужных комплексов представляют также проявления бонинитового магматизма.

Особенности строения и состава поздне меловых комплексов позволяют рассматривать в качестве их современного аналога образования Идзу-Бонино-Марианской дуги, уже сравнительно хорошо изученной [53, 73, 82 и др.]. В обоих случаях вариации состава пород, с переходом от бонинитов и толеитов к известково-щелочной и шонсонитовой сериям, вероятно, могут быть объяснены как тонкими различиями источников магм, в разной мере обогащенных, так и изменением условий фракционирования. Отмеченные выше пикритовые разности пород не являются запрещенными для островных дуг, как это предполагалось некоторыми исследователями. Их современные аналоги обнаруживаются на Соломоновых и Ново-Гебридских островах.

*Главноконпонентный состав* пород в поздне меловых толеитовых сериях оказывается близким к таковому в океанических базальтах N-типа MORB, происходящих, возможно, из сходных мантийных источников (хотя не идентичных). Особенно это относится к слабо фракционированным разностям базальтов. При рассмотрении разностей районов выше упомянуты образцы базальтов с весьма высокой магнезиальностью (>10–11% MgO) и высокими содержаниями таких когерентных элементов, как хром и никель, близкими к известным в наиболее примитивных толеитах современных дуг, а отчасти даже в базальтах N-типа MORB, по [83]. В более кислых производных происходит обеднение этими компонентами,

а в пикритовых разностях – дополнительное обогащение. Особенностью всех серий является их значительно бóльшая фракционированность по  $SiO_2$  по сравнению с океаническими толеитами.

**Распределение некогерентных элементов** представляет наиболее важное отличие островодужных толеитов от базальтов N-типа MORB. Как и в современных дугах, специфика всех позднемеловых комплексов состоит в примитивном характере спектра REE, крайней обедненности пород элементами группы HFS по сравнению с REE и их обогащении LIL-элементами (включая калий). Накопление редкоземельных элементов в наиболее примитивных толеитовых базальтах происходит лишь в 5–10 раз по сравнению с хондритом. Содержания в них элементов группы HFS понижены по сравнению с базальтами N-типа MORB и составляют: 0.1–1.2%  $TiO_2$ , не >80 г/т Zr, не >5 г/т Hf и Nb, не >20 г/т Y, <0.9 г/т Ta, <3 г/т Th. В то же время обогащенность пород барием и стронцием может достигать более 700 г/т. В известково-щелочных породах происходит повышение концентраций всех некогерентных элементов: REE – в 20–30 раз по сравнению с толеитами, элементов групп HFS и LIL – обычно в 1.5–2 раза.

Для объяснения такого распределения элементов-примесей в породах современных дуг привлекаются многостадийные петрогенетические модели [82, 83 и др.]. В качестве важнейшего фактора обсуждаются специфические условия эволюции расплавов, происходящей в присутствии летучих, в первую очередь, воды. В отличие от океанических базальтов, раннее фракционирование островодужных магм при оливин-клинопироксеновом контроле (без участия плагиоклаза) приводит к быстрому удалению из расплава когерентных хрома и никеля при длительном сохранении высоких концентраций ванадия, а также к избирательному накоплению некогерентных элементов. Хотя деплетированность пород HFS-ионами пока остается недостаточно объясненной.

Для всех меловых комплексов приокеанической полосы резкое изменение характера фракционирования и геохимических особенностей пород, вызванное поступлением флюидов из зоны субдукции, устанавливается в сантон(?)–кампанское время. Вместе с тем, **ранние островодужные образования**, по-видимому, определенным образом связаны с предшествующим развитием океанического магматизма. Их изучение представляет особенный интерес для расшифровки процесса деструкции океанической коры и инициации субдукции, определивших формирование энсиматических островных дуг. В Олюторском хребте ранние вулканы рассматриваются А.В. Федорчуком [44] как промежуточные по составу между толеитами примитивных островных дуг и океаническими толеитами и связанные с началь-

ной стадией субдукции, предшествовавшей якобы образованию островной дуги и окраинного моря. Последнее предположение представляется достаточно спорным. Однако специфичность раннего островодужного вулканизма несомненна во всех районах его проявления. Так, неоднократно наблюдались согласные взаимоотношения океанического и островодужного комплексов. Отмеченные примитивные разности базальтов отчасти близки к океаническим. Эволюционные тренды толеитовых серий Малых Курил и Камчатки обнаруживают некоторое повышение глиноземистости, железистости и титанистости в начале фракционирования, связанное с эффектом кристаллизации плагиоклаза, подобно расплавам MORB.

Изложенный материал показывает соответствие раннему этапу магматизма наряду с толеитами также наиболее низкокальциевых и низкотитанистых бонинитов и разностей промежуточного состава, подобно ранним извержениям в Идзу-Бонино-Марианской дуге. Образования **бонинитовой серии**, хотя и незначительные по объему, представляют важный индикатор тектонической обстановки. Их появление свидетельствует, по-видимому, об участии в плавлении значительно деплетированных мантийных источников. Тектонизированные гарцбургиты, выведенные на поверхность в позднемеловых дугах, вероятно, могли представлять, как и в молодой дуге, остаток от выплавления бонинитовых магм. Оценки давления указывают на небольшие глубины магмогенерации для бонинитов и более значительные – для толеитов [82]. Температурные ограничения на модели формирования бонинитов требуют относительно горячего состояния как продуцирующего их надсубдукционного мантийного клина, так и погружающей плиты, что предполагает весьма небольшой разрыв во времени между проявлениями островодужного вулканизма и спрединга [53, 82], подтверждаемый согласными взаимоотношениями меловых комплексов.

Важные аналогии намечаются в **образовании параллельных даек на этапе заложения энсиматических дуг**, как позднемеловых, так и кайнозойских. Мы отметили связь дайковых серий и с бонинитами Сахалина, и в большем масштабе с островодужными толеитами Малых Курил и о-ва Карагинского. Таким образом, в этих районах в сантон(?)–кампанское время можно предполагать эпизод растяжения, как это намечается и для эоценовых событий при заложении Идзу-Бонино-Марианской дуги.

В целом, геологические и геохимические особенности сантон(?)–кампанского магматизма достаточно полно соответствуют декомпрессионной диапировой модели инициации островодужного процесса, разработанной Дж. Пирсом с соавторами [82] для Идзу-Бонино-Марианской

дуги. Можно думать, что совместное действие декомпрессии при становлении зоны субдукции и высоких мантийных температур способствовали адиабатическому поднятию надсубдукционного диапира, быстрому выведению обогащенного флюида из зоны субдукции и генерации расплавов бонинитового и островодужно-толеитового состава. В результате уже самые ранние дайки и лавы включали субдукционную компоненту, в частности, воду, относительно повышенные содержания циркония и наиболее подвижных элементов групп LIL и LREE. Изменение P-T условий: охлаждение мантийного клина, развитие напряжений сжатия в ходе субдукции и, вероятно, заглубление зоны плавления при продолжавшемся устойчивом поступлении в расплав субдукционной компоненты – привело к полной замене бонинитового магматизма островодужно-толеитовым и известково-щелочным.

Фрагментарность имеющегося геолого-геохимического материала не позволяет достоверно определить соотношения в образовании пород разных серий и дать корректную реконструкцию поздне меловой истории энсиматических островных дуг востока Евразии. Не ясно даже, развивались ли они одноактно или с перестройками, подобно кайнозойской Филиппинской системе. Однако очевидно, что *такие дуги составляют обязательную принадлежность поздне меловой активной окраины* на всем ее протяжении. *Их заложение на периферии океана оказывается синхронным*, связанным с общей структурной перестройкой сантон(?)–кампанского времени. *Особенности островодужного магматизма повторяются во всех районах* приокеанической полосы.

#### ПАЛЕОШИРОТЫ И ПРОБЛЕМА ОТНОСИТЕЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ СТРУКТУР

В пределах приокеанической полосы надежные определения палеоширот появились в последние годы для поздне меловых островодужных комплексов Корьякско-Камчатского региона [16, 17, 29] и зоны Немуро-Малых Курил [51], предположительно окраинноморских образований зоны Симанто [84 и др.], а также для эоценовых и поздне меловых вулканитов Филиппинской системы, Филиппин, Хальмахеры и Сулавеси [49, 61, 63, 78]. Почти все определения указывают на *формирование комплексов в относительно низких широтах* и последующее абсолютное *перемещение около 15–25° к северу*. Последние данные по приматериковым образованиям меловой окраины могут быть использованы как репера для сравнения и вычисления относительных перемещений приокеанических структур. Определения палеополюсов свидетельствуют о произошедшем к середине мела присоединении к Евразии

всех континентальных структур от Омолонского массива до Индокитая и юго-запада Калимантана, с их небольшим более поздним смещением и поворотами отдельных блоков [4, 49, 60, 66, 72, 84 и др.]. Для отрезков Восточно-Азиатского пояса в Сихотэ-Алине, Корее, Юго-Западной Японии и Катазии устанавливается расположение по краю Евразии, близко к современным широтам [60, 69, 72, 79, 84]. Таким образом для поздне мелового времени намечается значительная удаленность этих структур от ныне смежных с ними энсиматических островодужных зон.

На этом основании в ряде палеорекоkonструкций для Корьякско-Камчатских энсиматических дуг предполагается отсутствие связей с окраинноматериковым вулканическим поясом. Реконструируется формирование дуг в центральной части Тихого океана, с последующим северо-западным дрейфом к Евразийскому континенту [16, 17, 29, 48 и др.]. Однако произвольный “выбор” полярности субдукции и океанической плиты, перенесшей якобы данный террейн в сторону Евразии, а также неучет в реконструкциях действующей приматериковой зоны субдукции делают построения достаточно схематичными. При этом представления об объеме террейнов как фрагментов коры и самых верхов мантии, выработанные на материалах по западным районам Кордильер, теряют свой первоначальный смысл. Установленное постепенное изменение палеоширот синхронно с развитием островодужного магматизма заставляет предполагать перемещение самой активной зоны субдукции [29], т.е. вероятно, всего массива верхней мантии, а не только литосферных плит.

Другой вариант палеорекоkonструкций, предложенный Д. Каригом для Филиппин [68], рассматривает движение поздне меловых островодужных и других террейнов не в сторону Евразии, а вдоль ее края. Их крупномасштабное северное перемещение реконструируется по левым сдвигам с косой конвергенцией и ротацией блоков. Такая модель перемещений и последующего причленения дуг к приматериковым структурам представляется нам применимой ко всем рассмотренным энсиматическим дугам, хотя и требует проверки. Возможность применения модели для объяснения значительных изменений палеоширот показывают реконструкции постэоценовых движений Филиппинской плиты, проведенные Р. Холлом и М. Фуллером с соавторами [61, 63, 78]. Амальгамация филиппинских террейнов в пределах Хальмахеры и Филиппин [64, 74] представляет пример для актуалистических сопоставлений с отмеченной аккрецией поздне меловых островодужных фрагментов.

*Модель продольных перемещений и ротации* хорошо соответствует показанному выше зако-

номерному сочетанию элементов поздне меловой окраины. При этом получают корректное объяснение и отсутствие в аккреционных комплексах образований, отвечающих предполагаемой несущей океанической плите, и последовательное изменение широт действующей островной дуги [29], и накопление окраинноморских отложений зоны Симанто вблизи их современной широты [84], и присутствие в приокеанической полосе раннемелового террейна Китаками [80], сходного с образованиями окраинноматерикового пояса, и намечающиеся фациальные переходы от энсиматических островодужных комплексов к верхнемеловым отложениям окраинных морей и палеожелобов Западно-Сахалинского, Укэлятского. Таким образом, сочетание продольных перемещений и ротации энсиматических дуг с их последующей аккрецией при закрытии задуговых бассейнов может достаточно полно объяснить поздне меловую структуру континентальной окраины. В качестве постановки вопроса такое объяснение формирования структуры предлагается в данной статье для всей приокеанической полосы. Это снимает кажущееся противоречие между палеомагнитными и изложенными геологическими данными и позволяет рассматривать элементы приматериковой и приокеанической зон в составе единой поздне меловой системы, существовавшей на окраине Евразии.

### РАЗВИТИЕ И ПЕРЕСТРОЙКИ ПАЛЕОСУБДУКЦИОННЫХ ЗОН

Рассмотрение тектонической зональности в системе поздне меловой активной окраины показывает ее значительную выдержанность на всем протяжении Евразийско-Тихоокеанской границы. Для приматериковых и приокеанических структур этой системы устанавливается определенная *последовательность развития, связанная со смещением активных зон субдукции в сторону океана*. Основной нерешенный вопрос касается причин и механизма перескока этих жестких и устойчивых структур, проникающих глубоко в мантию.

Образование Восточно-Азиатского вулканического пояса как единой зоны и заложение палеожелобов относится к *апт-альбскому времени*. Длительность существования первоначальной системы дуги-желоба и задугового бассейна в пределах Сихотэ-Алиня-Сахалина составила около 20 млн. лет. После замыкания задугового бассейна развитие надсубдукционного магматизма в Сихотэ-Алине и Японии продолжалось еще 25–30 млн. лет. Образование окраинноматерикового пояса и интенсификация вулканизма сопровождалась как быстрой седиментацией и заполнением желоба [21], так и поступлением вулканогенного материала в осадочный бассейн Восточного Сахалина

[33]. Значительная устойчивость *приматериковой зоны субдукции* и ее дальнейшее сохранение в глубинной структуре (см. рис. 2) определялись интенсивным сдавливанием, деформациями и уплотнением материала погружающейся плиты, с накоплением напряжений сжатия в течение 50 млн. лет. Отмирание зоны субдукции и надсубдукционных структур могло быть связано с достижением плитой подошвы верхней мантии. Определенную роль могли играть также случаи коллизии с вулканическим поясом океанического поднятия Умнак, Центрально-Охотского микроконтинента, возможно, и других подобных структур.

Инициация островодужного магматизма в приокеанической полосе относится к *сантон(?) - кампанскому времени*, а обособление окраинных морей, возможно, к коньяк(?) - сантонскому, как это намечается на Сахалине. Эти события следовали за закрытием задугового бассейна Сихотэ-Алиня, так что в конце мела система активной окраины включала: окраинноматериковый пояс; палеожелоб, быстро заполнявшийся осадками; примыкавший с востока задуговой бассейн; молодые дуги (или дуги) и желоб, пограничный с океаном. Существование этих структур продолжалось около 20 млн. лет, вплоть до палеоцена. В ряде районов приокеанической полосы резкий спад магматической активности фиксируется уже в маастрихте. Интенсивность надсубдукционного магматизма и длительность его проявления были здесь значительно меньше, чем в приматериковой полосе.

Судя по особенностям Корякско-Камчатского региона, можно предполагать неоднородное формирование энсиматических дуг, определившее образование сложной системы поздне меловой окраины, сходной с современной Филиппиноморской [1]. Так же неоднородными могли быть проявления скучивания и амальгамации островодужных комплексов, с эпизодами в маастрихте и эоцене. Такой стиль структурного развития, частые перескоки и кратковременность действия *приокеанических зон субдукции* в большинстве случаев не привели к превращению их в достаточно плотные и жесткие монокристаллические пластины, способные длительно сохраняться в мантии (см. рис. 3). Правда, определенное исключение может составлять Олюторский отрезок приматериковой полосы (см. профиль в работе [52]).

Выше показана достаточная корректность актуалистических сопоставлений поздне меловых приокеанических зон с филиппиноморскими дугами. В обоих случаях начальные проявления островодужного бонинитового магматизма указывают на вероятное новообразование зоны субдукции в молодой и горячей океанической литосфере. Деструкция последней начиналась в геодинамической обстановке растяжения, с формированием

характерных дайковых серий, с дальнейшей смещением на обстановку сжатия и выплавлением остроугольных магм.

**Деструкция океанической литосферы** при заложении новой зоны субдукции могла быть локализована вдоль трансформного разлома, с гравитационной неустойчивостью крыльев. Однако эти условия представляются мне лишь частным случаем, а не основной причиной, как предполагается в некоторых моделях [82 и др.]. Более общей закономерностью является, по-видимому, **связь перескока зоны субдукции** в сторону океана с **достижением прежней зоной предельных глубин** и степени внутренних нарушений, с невозможностью дальнейшего сокращения пространства при продолжающемся действии напряжений сжатия [21]. Образование позднемеловых надсубдукционных структур действительно коррелируется с задержкой субдукции и последующим отмиранием Охотско-Чукотского, Катазиатского и Индонезийского звеньев вулканического пояса, с замыканием окраинноморского бассейна в более молодой средней части пояса и обмелением желоба, хотя корреляции и требуют уточнения. Такая связь важнейших событий на востоке Евразии могла бы быть положена в основу рабочей гипотезы перестроек системы активной окраины.

Намечается, однако, возможность и более широких временных корреляций, приближающих нас к выяснению глубинных причин развития и перестроек процесса субдукции. Становление единой системы субдукции, связанной с Восточно-Азиатским поясом, оказывается приуроченным к началу среднемелового суперхрона нормальной магнитной полярности, заложение приокеанических зон субдукции – к его окончанию, а тектонизация и аккреция приокеанических комплексов – к среднеэоценовой глобальной перестройке. Таким образом, **наиболее значительные структурные перестройки и магматическая активность** на восточной окраине Евразии происходили на протяжении **среднемелового суперхрона** (апт–сантон) и немного позже. Это время отмечено также важнейшими проявлениями структурообразования и магматизма в Тихом океане, связываемыми Р. Ларсоном [71] с действием среднемелового Тихоокеанского суперплюма. Вслед за Р. Ларсоном можно допустить **связь с активизацией суперплюма** также и ведущих процессов на Евразийско-Тихоокеанской границе. Подобная приуроченность к суперхрону обратной магнитной полярности конца карбона–перми может быть намечена и для интенсивного надсубдукционного магматизма тетической окраины Евразии. Предложенные корреляции развития субдукции и надсубдукционного магматизма с событиями, происходящими на границе ядра–мантия, возможность их генетических связей заслуживают внимания и серьезной проверки.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (грант 99-05-64039).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Антонов А.Ю., Кононов М.В., Голюнок Б.Г. Геохимическая типизация мел-палеогеновых магматических образований о. Шикотан (Малая Курильская гряда) // Тихоок. геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 19–35.
3. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
4. Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива // Геотектоника. 1997. № 2. С. 14–27.
5. Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
6. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
7. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
8. Говоров Г.И. Охотоморская провинция // Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. С. 369–401.
9. Говоров Г.И., Высоцкий С.В., Бойко С.А. Первая находка бонинитов на о-ве Сахалин // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 709–712.
10. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.
11. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоок. геология. 1991. № 6. С. 67–86.
12. Гранник В.М. Формации и тектоническая природа магматических пород Малой Курильской гряды // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 1. С. 70–73.
13. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 200 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 315).
14. Зинкевич В.П., Федорчук А.В., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 64–78.
15. Зябров С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1992. 25 с.
16. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция складчатого обрамления Командорской впадины (Берингово море) // Геотектоника. 2000. № 3. С. 58–71.
17. Левашова Н.М. Кинематика позднемеловых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Кам-

- чатки // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1999. 28 с.
18. *Меланхолина Е.Н.* О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии // *Геотектоника*. 1968. № 2. С. 32–50.
  19. *Меланхолина Е.Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 242).
  20. *Меланхолина Е.Н.* Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда) // *Геотектоника*. 1976. № 3. С. 128–136.
  21. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).
  22. *Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В.* Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии // *Геотектоника*. 1977. № 4. С. 104–123.
  23. *Михайлов В.А., Рыбалко В.И.* Стратиграфия Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // *Вулканогенный мел Дальнего Востока*. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 14–35.
  24. *Некрасов Г.Е.* Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа // *Геотектоника*. 1971. № 5. С. 37–44.
  25. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 159 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
  26. *Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса*. М.: Наука, 1987. 277 с.
  27. *Очерки тектонического развития Камчатки*. М.: Наука, 1987. 248 с.
  28. *Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П., Попеко Л.И.* Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // *Геотектоника*. 1981. № 1. С. 85–104.
  29. *Печерский Д.М., Шапиро М.Н.* Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // *Физика Земли*. 1996. № 2. С. 31–55.
  30. *Пискунов Б.Н., Хведчук И.И.* Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // *Докл. АН СССР*. 1976. Т. 226. № 3. С. 647–650.
  31. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 473).
  32. *Разницин Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 106 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).
  33. *Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).
  34. *Рождественский В.С.* Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // *Тихоокеан. геология*. 1983. № 5. С. 53–63.
  35. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
  36. *Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Меланхолина Е.Н.* Маастрихт–палеоцен Малой Курильской гряды // *Сов. геология*. 1984. № 4. С. 59–63.
  37. *Стрельцов М.И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
  38. *Сухов А.Н.* Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1983. № 10. С. 12–27.
  39. *Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм*. М.: Наука, 1991. 264 с.
  40. *Туренко Т.В.* Биофациальные особенности альбконьякских отложений Главного мелового поля Сахалина // *Геология и нефтегазоносность Сахалина*. Л.: Недра, 1977. С. 53–58.
  41. *Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // *Сов. геология*. 1959. № 3. С. 3–26.
  42. *Федоров П.И.* Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов юга Корякского нагорья // *Геохимия*. 1990. № 11. С. 1583–1594.
  43. *Федорчук А.В.* Происхождение базальтовых серий востока Олюторской зоны (Беринговоморский регион) // *Тихоок. геология*. 1988. № 1. С. 39–52.
  44. *Федорчук А.В., Гулько Н.И., Савичев А.Т.* Геохимия меловых базальтов вулканогенно-обломочной ассоциации Олюторского хребта (Корякское нагорье) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 8. С. 57–67.
  45. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
  46. *Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 462).
  47. *Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю.* Геологическое строение п-ова Говена и о-ва Карагинский // *Геология западной части Беринговоморья*. М.: Наука, 1990. С. 4–110.
  48. *Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайяям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 58–70.
  49. *Achache J., Courtillot V., Besse J.* Paleomagnetic constraints on the late Cretaceous and Cenozoic tectonics of southeastern Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 63. № 2. P. 123–136.
  50. *Ballantyne P.D., Hall R.* The petrology of the Halmahera ophiolite, Indonesia: an early Tertiary forearc // *Ophiolites: Oceanic crustal analogues. Proc. Symp. Ophiolites*

- and oceanic lithosphere. Troodos, 1987. Ministry Agric. Nat. Res. Nicosia, Cyprus, 1990. P. 461–476.
51. *Bazhenov M.L., Burtman V.S.* Upper Cretaceous paleomagnetic data from Shikotan Island, Kuril Arc: Implications for plate kinematics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 122. № 1. P. 19–28.
  52. *Bijwaard H., Sparkman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // *Journ. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B12. P. 30055–30078.
  53. *Bloomer S.H., Hawkins J.W.* Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 97. № 3. P. 361–377.
  54. *Den N., Hotta H.* Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido // *Meteorol. and Geophys.* 1973. V. 24. № 1. P. 31–54.
  55. *Dickinson W.R.* Reconstruction of past arc–trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of the Western Pacific // *The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry.* Nedlands: Univ. West Austral. Press, 1973. P. 569–601.
  56. *Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H.* Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // *Journ. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. № 1. P. 4–23.
  57. Geological map of Japan, scale 1 : 50000, and explanatory text. Sheets Asahikawa – 2–6, Kushiro – 6, 13, 14, 19, 25, 27, 26–39, 32, 36, 37, 38, 49. *Geol. Surv. Hokkaido, Sapporo, 1958–1968.*
  58. Geology and mineral resources of Japan. 3-rd ed. *Kawasaki-shi. Geol. Surv. Jap., 1977. 430 p.*
  59. Geology of the Northern Philippine Sea. Tokai University Press, 1985. 288 p.
  60. *Gilder S.A., Gill J., Coe R.S., Zhao X., Liu Z., Wang G., Yuan K., Liu W., Wu H.* Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China // *Journ. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № B7. P. 16137–16154.
  61. *Hall R., Ali J.R., Anderson C.D.* Cenozoic motion of the Philippine Sea Plate: Paleomagnetic evidence from eastern Indonesia // *Tectonics.* 1995. V. 14. № 5. P. 1117–1132.
  62. *Hall R., Audley-Charles M.G., Banner F.T. et al.* Basement rocks of the Halmahera region, eastern Indonesia: A Late Cretaceous–Early Tertiary fore-arc // *Journ. Geol. Soc. London.* 1988. V. 145. Pt. 1. P. 65–84.
  63. *Hall R., Fuller M., Ali J.R., Anderson C.D.* The Philippine Sea plate: Magnetism and reconstructions // *Active margins and marginal basins of the Western Pacific. Geophys. Monogr.* 1995. № 88. AGU. P. 371–404.
  64. *Hall R., Nichols G.J.* Terrane amalgamation in the Philippine Sea margin // *Tectonophysics.* 1990. V. 181. № 1–4. P. 207–222.
  65. *Hawkins J.W., Moore G.F., Villamor R., Evans C., Wright E.* Geology of the composite terranes of East and Central Mindanao // *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Circ. Pac. Council. Energy Min. Res. Earth Sci. Ser.* 1985. № 1. P. 437–463.
  66. *Hirooka K., Nakajima T., Sakai H., Date T., Nittamachi K., Hattori I.* Accretion tectonics inferred from paleomagnetic measurements of Paleozoic and Mesozoic rocks in Central Japan // *Accretion tectonics in the circum-Pacific regions. Tokyo: Terra Sci. Publ. Co., 1983. P. 179–194.*
  67. *Ichikawa K., Murakami N., Hase A., Wadatsumi K.* Late Mesozoic igneous activity in the inner side of southwest Japan // *Pacif. Geol.* 1968. V. 1. P. 97–118.
  68. *Karig D.E.* Accreted terranes in the northern part of the Philippines Archipelago // *Tectonics.* 1983. V. 2. № 2. P. 211–236.
  69. *Kent D.V., Xu G., Huang K., Zhang W.J., Opdyke N.D.* Paleomagnetism of upper Cretaceous rocks from South China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. № 1/2. P. 179–184.
  70. *Komatsu M., Miyashita S., Maeda J.* Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust a final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan // *Accretion tectonics in the circum-Pacific regions. Tokyo: Terra Sci. Publ. Co., 1983. P. 149–165.*
  71. *Larson R.L.* Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. V. 19. № 6. P. 547–550.
  72. *Lee G., Besse J., Courtillot V., Montigny R.* Eastern Asia in the Cretaceous: New paleomagnetic data from South Korea and a new look at Chinese and Japanese data // *Journ. Geophys. Res.* 1987. V. 92. № B5. P. 3580–3596.
  73. *Lin P.N., Stern R.J., Bloomer S.H.* Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // *Journ. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B4. P. 4497–4514.
  74. *Mc Cabe R., Almasco J.N., Yumyl G.* Terranes of the Central Philippines // *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Circ. Pac. Council. Energy Min. Res. Earth Sci. Ser.* 1985. № 1. P. 421–434.
  75. *Mijashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. Journ. Sci.* 1974. V. 274. № 4. P. 321–355.
  76. *Nisterenko G.V.* Igneous rocks from the conglomerates of Deep Sea Drilling Project hole 445 / de Vries Klein G., Kobayashi K. et al. // *Init. Repts. DSDP. V. 58. Washington (U.S. Govt Print Office), 1980. P. 659–660.*
  77. *Okada H.* Geological evolution of Hokkaido, Japan: an example of collision orogenesis // *Proc. Geol. Assoc.* 1982. V. 93. Pt. 2. P. 201–212.
  78. *Ophiolites and crustal genesis in the Philippines // Tectonophysics.* 1989. V. 168. № 1–3. Spec. Issue. 237 p.
  79. *Otofuji Y., Matsuda T., Itaya T., Shibata T., Matsumoto M., Yamamoto T., Morimoto C., Kulinich R.G., Zimin P.S., Matunin A.P., Sakhno V.G., Kumura K.* Late Cretaceous to early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote Alin, far east Russia: implications for deformation of East Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 130. № 1–4. P. 95–108.
  80. *Otofuji Y., Sato K., Iba N., Matsuda T.* Cenozoic northward translation of the Kitakami massif in northeast Japan: paleomagnetic evidence // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 153. № 2. P. 119–132.

81. *Pearce J.A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts // *Journ. Petrol.* 1976. V. 17. № 1. P. 15–43.
82. *Pearce J.A., van der Laan S.R., Arculus R.J., Murton B.J., Ishii T., Peate D.* Boninite and harzburgite from leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction / Fryer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al. // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1992. V. 125. College Station, TX (ODP). P. 623–659.
83. *Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R.J., Taylor S.R.* Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle sources // *Chem. Geol.* 1980. V. 30. № 3. P. 227–256.
84. The Shimanto Belt, Southwest Japan – studies of the evolution of an accretionary prism // *Modern geology.* 1988. V. 12. № 1–4. 532 p.
85. *Zheng X.* Meso-Cenozoic volcanic rocks in East China and adjacent areas with relation to plate tectonics // *Tectonophysics.* 1985. V. 112. № 1–4. P. 533–550.

*Рецензенты: А.Л. Книппер, Н.А. Богданов*

## Late Cretaceous Island-Arc Zones of the Eastern Eurasian Margin: Geologo-Geochemical and Tectonic Correlation

**E. N. Melankholina**

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

The results of a comparative analysis of the Late Cretaceous island-arc assemblages in eastern Eurasia are discussed. The petrotectonic assemblages are similar in composition and age interval (Santonian?–Paleocene) over a great distance from the Koryak Highland to Halmahera Island and are presumably related to ensimatic island arcs. The specific character of the early island-arc magmatism is demonstrated. It took place shortly after the inception of spreading and gave rise to a parallel dyke system and tholeiite and boninite lava eruptions. The specific features of the Late Cretaceous ensimatic arcs and the comparison with the Izu–Bonin–Mariana arc as a model suggest the applicability of the decompression diapir model for the explanation of the inception of island-arc activity. An analysis of paleomagnetic data on the Late Cretaceous marginal petrotectonic assemblages enables us (a) to interpret the northward displacements of structures in the perioceanic zone as resulting from the longitudinal left-lateral wrenching and rotation of blocks followed by their accretion after the closure of back-arc basins and (b) to consider the structural features of the pericontinental and perioceanic zones as a single Late Cretaceous system. The correlation of events during the development of suprasubduction structures in the pericontinental and perioceanic zones is discussed. Subduction zone jumps are suggested to be resulting from the penetration of the pre-existing subduction zone into the deepest possible level and the impossibility of further crustal shortening under a persistent compression stress in this zone. Wider temporal correlations suggest that the most significant tectonic and igneous events in eastern Eurasia took place during the mid-Cretaceous normal magnetic polarity epoch (Aptian–Santonian) and shortly afterwards, probably in response to the emergence of the Pacific superplume.

УДК 550.384.33 551.24(265.2)

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ (БЕРИНГОВО МОРЕ)

© 2000 г. Д. В. Коваленко

Институт литосферы РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 16.02.98 г.

Анализ палеомагнитных и геологических данных показал, что позднемеловые и палеогеновые островодужные комплексы западного обрамления Командорской котловины являются экзотическими. Их тектоническое совмещение с окраиной материка, по-видимому, началось в эоцене и закончилось в миоцене. Островодужные блоки закономерно развернуты в горизонтальной плоскости, что позволяет предполагать одновременную коллизию разных сегментов островной дуги с материком. Конвергенция плит в районе Говено-Карагинской аккреционной призмы происходила без значительной сдвиговой компоненты.

### ВВЕДЕНИЕ

В 1985 г. автором статьи проведены первые палеомагнитные исследования в пределах обрамления Командорской котловины. Традиционной для тех лет целью палеомагнитного метода являлся расчет палеоширот формирования различных геологических комплексов, тектонически совмещенных в структуре континентальных окраин, для того, чтобы выяснить, являются ли эти комплексы “экзотическими” или “террейнами”. Детальные палеомагнитные исследования складчатого обрамления Командорской котловины за последние 12 лет были проведены для большинства геологических комплексов [11–15, 18]. Упор в исследованиях делался не только на решение задач глобальной тектоники, но и для решения задач структурной геологии. Много внимания уделялось геологической интерпретации закономерностей распространения перемагнитненных и неперемагнитненных пород в районе. В статье проведено обобщение имеющихся для обрамления Командорской котловины палеомагнитных данных и предложены реконструкции тектонического развития.

### ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Аллохтонные комплексы обрамления Командорской котловины Берингова моря занимают крайнее юго-восточное положение в Корякской аккреционной системе (рис. 1). Они по Ватынскому и Ирунейскому тектоническим покровам надвинуты на флишевые толщи Укелятско-Лесновской зоны, маркирующей мел-палеогеновую

окраину Евразийского материка [2, 20, 22, 24, 27, 28, 44]. Сходные флишевые образования прослеживаются и к югу от Аляски, которые с Евразийскими, возможно, образуют единый пояс. Во внутренних районах Корякии активные аккреционные процессы прекратились в конце мела [17, 18, 22, 44]. Внешние районы Корякии, обрамляющие Командорскую котловину (Олюторская тектоническая зона и Камчатский перешеек) и северо-западную часть Алеутской котловины (Эконайская тектоническая зона), характеризуются высокой тектонической и магматической активностью и в кайнозойское время [2, 17, 20, 22, 27, 28].

В строении складчатого обрамления Командорской котловины выделяются структурные зоны [2, 27, 28], многие из которых дискордантны относительно друг друга и сформированы в разное время (рис. 2).

Одной из главных структур обрамления Командорской котловины является Ватынско-Ирунейская система тектонических покровов (Шовная зона), по которой аллохтонные пакеты позднемеловых и палеогеновых островодужных и океанических толщ (Олюторский террейн) (см. рис. 1) шарьированы на параавтохтонные мел-палеогеновые флишевые образования Укелятско-Лесновской зоны. Внешняя граница Шовной зоны имеет дугообразную форму. Вергентность структур вдоль простирания зоны меняется от север-северо-восточной на востоке до северо-западной – на западе. В районе Камчатского перешейка структура Шовной зоны формировалась в эоцене [23, 32], а в более северных районах – в миоцене [27, 28], по-видимому, при коллизии Олюторской островной дуги с материком.

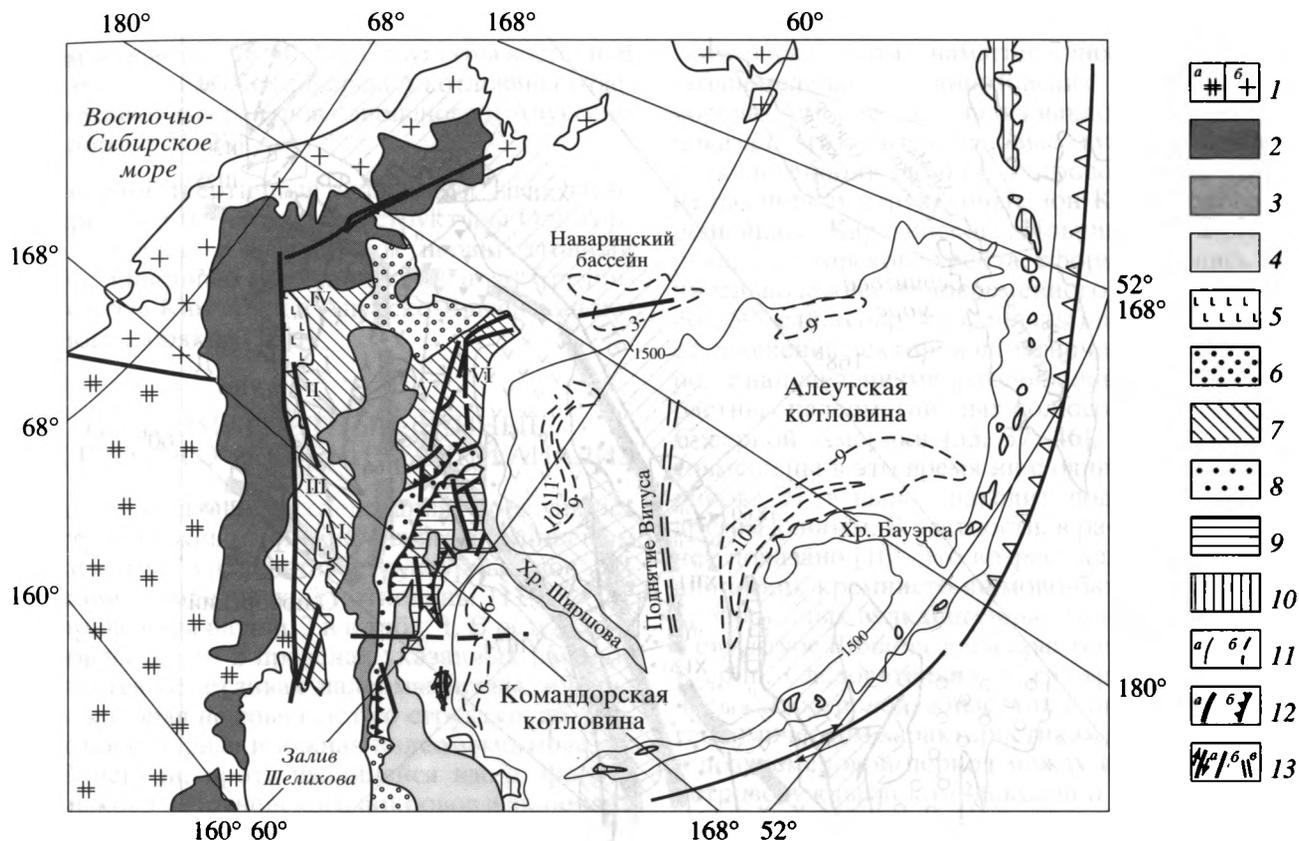


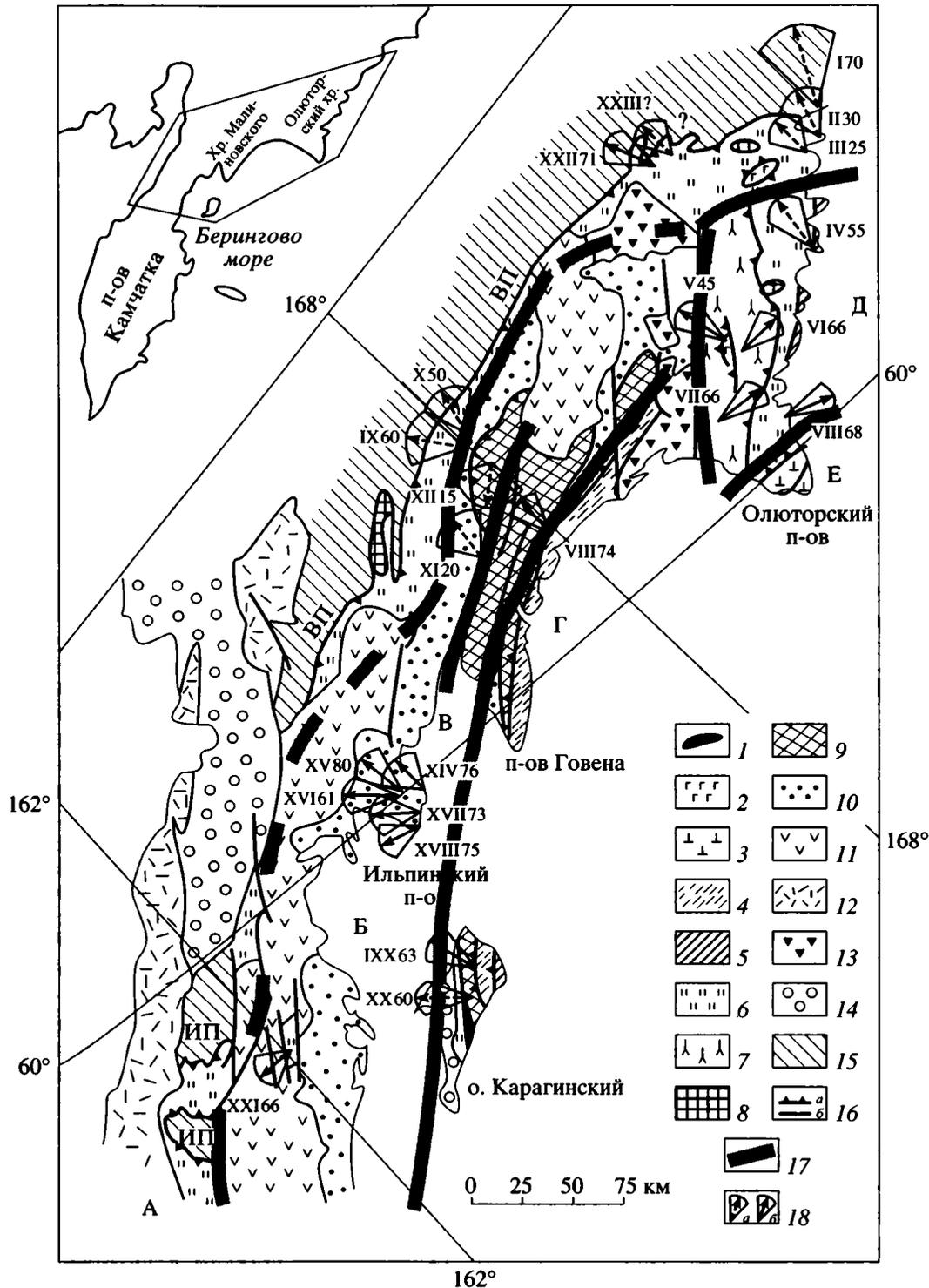
Рис. 1. Схема главных структурных элементов Берингова моря и его северо-западного обрамления.

1 – Сибирский (а) и Чукотский (б) материк; 2–4 – надсубдукционные вулканические пояса: 2 – Охотско-Чукотский (K<sub>2</sub>), 3 – Западно-Камчатско-Корякский (P<sub>2</sub>-P<sub>3</sub>), 4 – Алуко-Вывенский (N<sub>2</sub>-Q); 5 – вулканические поля рифтогенного происхождения (K<sub>2m</sub>-P<sub>1</sub>); 6 – наложенные неоген-четвертичные впадины; 7 – структурные зоны Корякской аккреционной системы: I – Пенжинская, II – Усть-Бельская, III – Ваежская, IV – Пекульнейская, V – Майницкая, VI – Эконайская [20, 27]; 8 – флишевые толщи Укеляятско-Лесновской зоны (K-P); 9 – структуры северо-западного складчатого обрамления Берингова моря (Олюторский террейн по [27]); 10 – структуры Алеутской островной дуги; 11 – линии постоянных глубин (а) и линии постоянных мощностей осадков (б); 12 – субвертикальные разломы (а), надвиги (б); 13 – сдвиговые зоны (а), зоны субдукции (б), зоны спрединга (в).

На востоке Олюторского террейна к Шовной зоне дискордантно по системе субвертикальных разломов причленяется Центральная зона Олюторского хребта. В ней выделяются три структурно-формационных комплекса [2, 27, 28]. Самое нижнее структурное положение занимает флишево-олистоострововой комплекс (K<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>), фрагментарно обнажающийся по побережью Алеутской впадины вдоль простираания Олюторского хребта (см. рис. 2). На флишево-олистоострововые толщи с северо-запада надвинуты кремнистые, туфогенные и лавовые толщи сантонско-кампанского возраста, выделенные В.Д. Чеховичем как кремнисто-вулканогенный комплекс [27, 28]. На них также с северо-запада надвинуты толщи вулканогенно-обломочного комплекса [27, 28], представленные туфогенными и лавовыми пачками кампан-датского возраста. Породы как кремнисто-вулканогенного, так и вулканогенно-обломочного

комплексов обладают островодужными характеристиками [2, 27, 28]. Среди толщ островодужных комплексов обнажаются пачки океанических пород (K<sub>2al</sub>-ср) (рис. 2), взаимоотношения между которыми тектонические. На юге Центральная зона Олюторского хребта граничит с зоной Олюторского полуострова [27, 28]. В пределах последней распространены поздне меловые вулканогенные толщи океанического типа, близкие по геохимическим характеристикам к щелочным вулканитам океанических поднятий (рис. 2). Взаимоотношения структур Олюторского полуострова и структур центральной части Олюторского хребта уничтожены наложенными рифтогенными процессами, протекавшими в данном районе в третичное время.

В западных и северо-западных районах складчатого обрамления Командорской котловины выделяется несколько структурных зон [27, 28]. Зона Ильпинско-Пахачинского прогиба распола-



гается к югу от Шовной зоны и граничит с ней по системе надвигов северной vergentности. Она в основном сложена поздне меловыми и третичными вулканогенными и осадочными островодужными толщами, формирующими непрерывный, без несогласий, разрез до среднего миоцена [1, 6, 7, 21, 25, 26] (рис. 2). С юга на породы Ильпинско-

Пахачинского прогиба надвинуты эоцен-олигоценые островодужные вулканогенные толщи Говенской зоны [27, 28]. И, наконец, еще южнее выделяются палеогеновые флишеидные толщи, которые пододвинуты под толщи Говенской зоны, и рассматриваются как зона Говено-Карагинской аккреционной призмы [27, 28] (см. рис. 2).

Формирование призмы, по-видимому, началось в раннем эоцене [27, 28, 40, 41]. Структуры восточной части обрамления Командорской котловины отделены от западных районов плиоценовым Апукским грабеном [2, 27, 28].

Неоген-четвертичные вулканы несогласно перекрывают более древние структуры Олюторского террейна и формируют неоавтохтонный надсубдукционный вулканический пояс Среднего хребта Камчатки и Апукско-Вывенский пояс на юге Корякии [10].

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Палеомагнитные исследования проводились по островодужным, океаническим и флишевым комплексам большинства структурных зон обрамления Командорской котловины [11–15, 18]. Они приведены на рис. 2 и в табл. 1. В результате установлено, что в пределах указанных районов выявляется отчетливая палеомагнитная зональность, которая не совпадает со структурной. Выделяются северная и южная палеомагнитные зоны. В первой, протягивающейся вдоль фронта Ватынского и Ирунейского покровов и включающей Шовную структурную зону, северные части Ильпинско-Пахачинского прогиба и центральной зоны Олюторского хребта, исследованные комплексы пород перемагничены после их деформаций. В другой зоне, состоящей из южных частей Ильпинско-Пахачинского прогиба, центральной зоны Олюторского хребта и Говенской зоны, распространены толщи, обладающие доскладчатой намагниченностью. Толщи еще более южной Говено-Карагинской зоны (о. Карагинский) так же, как и северной, перемагничены, но в них выделена и доскладчатая намагниченность.

В южной палеомагнитной зоне и на о. Карагинском доскладчатая намагниченность выделена в поздне меловых и кайнозойских островодужных породах (см. рис. 2). Анализ наклонов векторов показал, что поздне меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные островодужные толщи из различных структурных зон Камчатского перешейка, о. Карагинского, Ильпинского полуострова, Олюторского хребта, сформировались значительно южнее их современного положения – на  $40^{\circ}$ – $50^{\circ}$  с.ш. (совр. координаты) и, как показывает сравнение векторов намагниченности этих пород с направлениями, рассчитанными из разновозрастных палеомагнитных полюсов для Евразии и Северной Америки [33, 37, 46], не могли быть совмещены в это время ни с одним из этих материков. Этот вывод находит подтверждение по другим данным. В частности, в работе Т.Н. Палечек показано [16], что возраст аллохтонных океанических кремнисто-яшмово-базальтовых и островодужных вулканогенных толщ, находящихся в структуре Шовной зоны практически одинаков –  $K_2$ ср-т. Следовательно, в это время накапливались как островодужные, так и океанические (по геохимическим характеристикам) толщи, то есть, в поздне меловой период между исследованными островодужными комплексами и окраиной материка существовал бассейн. Присутствие многочисленных лавовых потоков в океанических толщах говорит об активном спрединге в его пределах, величина которого по палеомагнитным данным автора составляла около 1500 км.

Эоцен-олигоценые островодужные вулканогенные и осадочные комплексы, распространенные в хр. Малиновского и на Ильпинском полуострове, сформировались на  $60^{\circ}$  с.ш. (совр. координаты), то есть приблизительно на широтах их современного положения (рис. 3). Возможность их совмещения с Евразией или Северной

Рис. 2. Геологическая схема северо-западного обрамления Командорской котловины [27, 28].

1–3 – океанические комплексы: 1 – офиолитовый ( $K_2$ ); 2 – океанических базальтов ( $K_2$ al-ch); 3 – океанических базальтов щелочного типа ( $K_2$ ср-d); 4–5 – комплексы глубоководных желобов и аккреционных призм: 4 – флишеидный ( $P_1$ – $P_3$ ); 5 – осадочного меланжа ( $K_2$ – $P_3$ ); 6–10 – островодужные комплексы: 6 – кремнисто-вулканогенный ( $K_2$ st-ch), 7 – вулканогенно-обломочный ( $K_2$ ch-d), 8 – комплекс реликтов магматических камер островной дуги (дунит-клинопироксенит-габбровый) (P), 9 – вулканогенно-осадочный ( $P_2$ – $P_3$ ), 10 – вулканогенно-терригенный ( $K_2$ – $P_3$ ); 11, 12 – комплексы активных континентальных окраин: 11 – Апукско-Вывенский ( $N_2$ –Q), 12 – Западно-Камчатско-Корякский (P); 13 – рифтогенные вулканы Апукского грабена (P–N); 14 – рыхлые неоген-четвертичные отложения; 15 – флишевые толщи Укелятско-Лесновской зоны ( $K_2$ – $P_1$ ); 16 – надвиги (a) и субвертикальные разломы (б); 17 – границы структурных зон; 18 – направления смещений векторов послескладчатой намагниченности от направления поля перемагничивания (a), склонения векторов доскладчатой намагниченности (б). Надписи около стрелок: римские цифры – номер магнитной компоненты, последняя цифра (70, 30, 25 и т.д.) для перемагниченных толщ указывает значимые углы отклонения векторов послескладчатой намагниченности от направления перемагничивания; для неперемагниченных толщ – соответствуют наклонениям векторов доскладчатой намагниченности. Направления XXII, XXIII взяты из [18], XXI – из [15], остальные из [9–14].

Буквами на схеме обозначены структурные зоны: А – Шовная; Б – Ильпинско-Пахачинского прогиба; В – Говенская; Г – Говено-Карагинской аккреционной призмы; Д – Центральная зона Олюторского хребта; Е – Олюторского полуострова.

ВП, ИП – соответственно Ватынский и Ирунейский тектонические покровы.

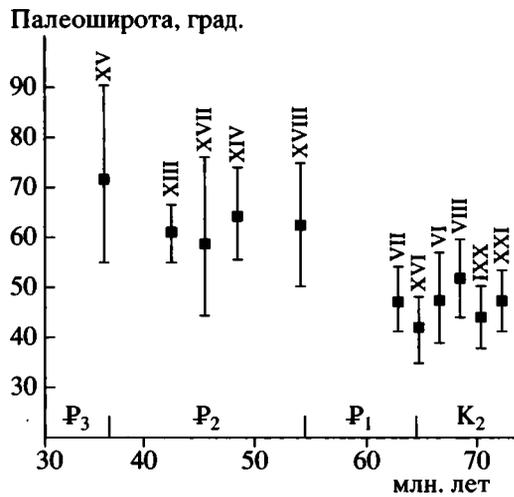


Рис. 3. Диаграмма палеоширот формирования разновозрастных комплексов Олюторского террейна. Римскими цифрами обозначены номера палеомагнитных направлений (см. рис. 2).

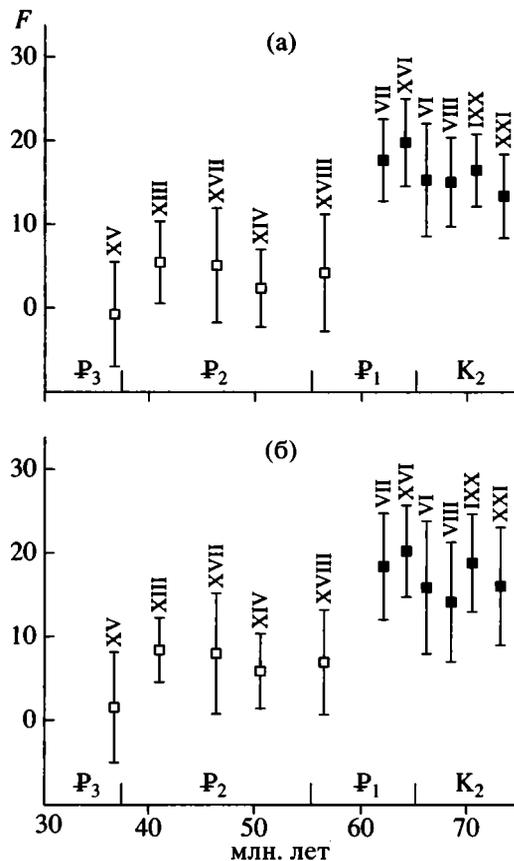


Рис. 4. Диаграмма смещения комплексов Олюторского террейна относительно материков: Северо-Американского (а) и Евразийского (б), рассчитанное по методу М.Е. Векс [33] и Н.Н. Demarest [37] с использованием палеомагнитных полюсов [46]. Римскими цифрами обозначены номера палеомагнитных направлений (см. рис. 2).

Америкой в эocene-олигоцене маловероятно (рис. 4, [33, 37, 46]). Этот вывод не противоречит геологическим данным, так как на границе палеоцена–эоцена заложился Алеутский сегмент Алеутской островной дуги [43, 45], а кинематика плит в Тихом океане была такова [39, 42], что указанные островодужные блоки могли попасть в районы севернее Алеутской дуги не позднее времени ее заложения (конец палеоцена–начало эоцена). Датировки автохтонных флишевых отложений Укелаятско-Лесновской зоны, полученные по трекам цирконов [34], показали, что в среднем эocene (42 млн. лет) продолжалось накопление этих флишевых отложений. Отсутствие структурных и стратиграфических несогласий в аллохтонных палеогеновых толщах зоны Ильпинско-Пахачинского прогиба [1, 6, 7, 21] и Говенской зоны [25, 26] указывают, что вряд ли коллизия островодужных блоков с материком могла начаться раньше конца олигоцен–начала миоцена.

Анализ склонений векторов доскладчатой намагниченности островодужных толщ обрамления Командорской котловины показал (рис. 2), что островодужные блоки исследованных районов закономерно развернуты в горизонтальной плоскости. В западных районах (Камчатский перешеек) геологические блоки развернуты против часовой стрелки, на севере блоки практически не развернуты, а на востоке, в пределах Олюторского хребта, – развернуты по часовой стрелке (рис. 2).

Автором статьи совместно с В.Д. Чеховичем разработана модель коллизии Олюторской островной дуги [29], фрагментами которой, вероятно, являются аллохтонные островодужные комплексы обрамления Командорской котловины, объясняющая происхождение структурных зон обрамления Командорской котловины и указанные выше закономерности разворотов блоков островодужных толщ в горизонтальной плоскости. Необходимым допущением для этой модели является изогнутость береговой линии материка и существование трансформного разлома, ограничивающего Олюторскую островную дугу на востоке.

Существование трансформного разлома обосновывается следующими фактами: аллохтонные меловые и палеогеновые островодужные толщи, закартированные в пределах обрамления Командорской котловины, не известны в районах восточнее Олюторского хребта (в частности, на Аляске). Возможно, что именно с существованием трансформного разлома связано резкое различие в геологическом развитии западной и восточной частей (Эконайская зона) Корьякской аккреционной системы [17, 20]. Присутствие триасовых и меловых пород в структуре хр. Ширшова, а также триасовых и меловых олистолитов в кампанско-маастрихтских параавтохтонных флишево-олистостромовых толщах Олюторского хребта ука-

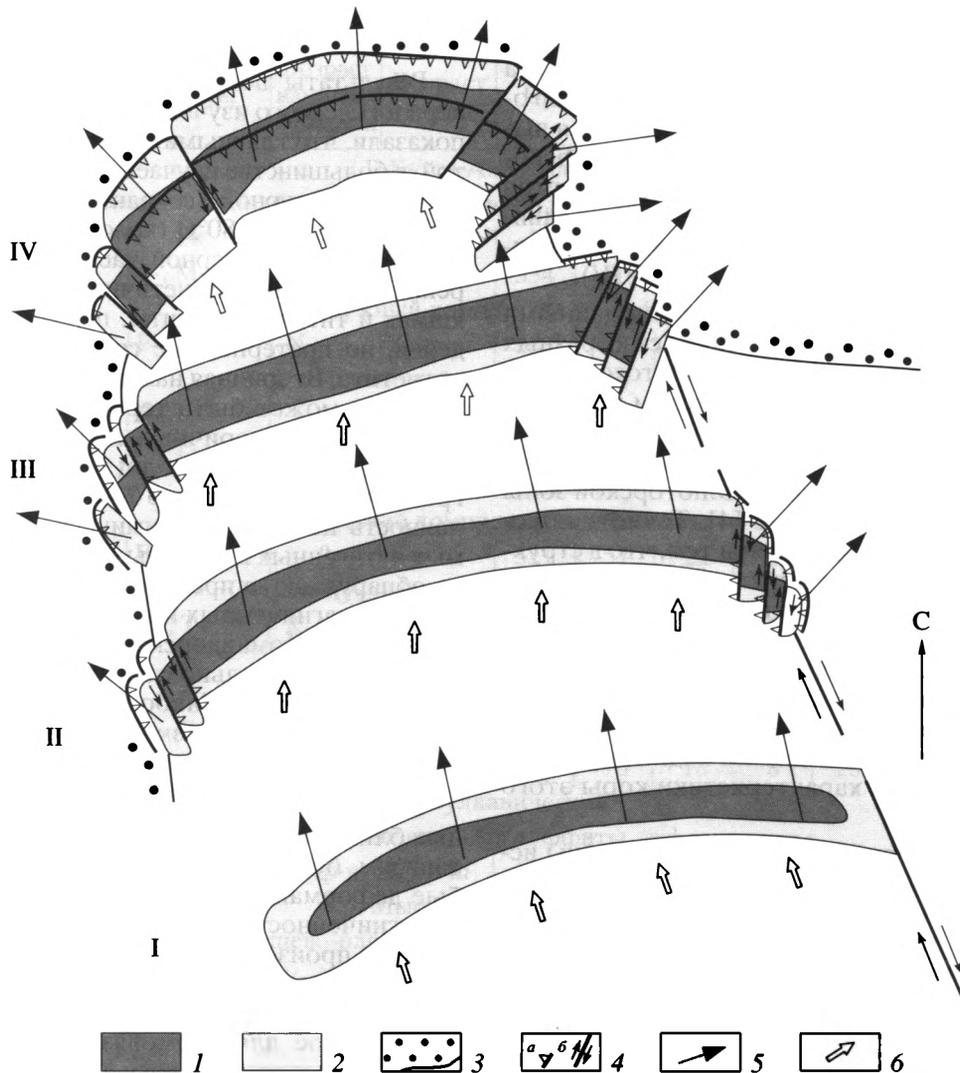


Рис. 5. Схема возможных последовательных стадий (I–IV) коллизии Олюторского террейна с изогнутой континентальной окраиной (Р<sub>2</sub>–N<sub>1</sub>).

1–2 – островодужные фации: 1 – проксимальные (лавы, туфы, лавобрекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты), 2 – дистальные (туфоалевролиты, туфосилициты, кремни); 3 – контуры континентального склона; 4 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги; 5 – склонения векторов намагниченности; 6 – направления перемещения литосферных блоков.

зывает на взаимодействие в этих районах разновозрастных блоков земной коры [3, 16, 19, 30]. Хребет Ширшова может рассматриваться как реликт этого трансформного разлома. О неправильной форме береговой линии материка, по-видимому, свидетельствует резко изогнутая полоса распространения флишевых комплексов, протягивающаяся вдоль Шовной зоны и восточного склона Олюторского хребта (рис. 2, 5).

На рис. 5 показаны возможные этапы коллизии Олюторской островной дуги. До начала коллизии дуги развороты небольших блоков были возможны на востоке вдоль ограничивающего Олюторскую дугу трансформного разлома (рис. 5, I). В о-

цене произошло столкновение западного сегмента дуги с материком. За счет заклинивания зоны субдукции на западе в суммарном направлении перемещения дуги приобретает восточная компонента движения, которая привела к формированию тектонических пластин и чешуй не только на западе дуги, но и на ее восточном торцевом ограничении по трансформному разлому, развороту пластин против часовой стрелки на западе и по часовой стрелке на востоке (рис. 5, II). После этого, возможно, произошло столкновение с выступом материка и восточной части дуги. О возможности существования выступа говорит присутствие поздне меловых и эоценовых флишевых толщ в береговых обнажениях на востоке Олюторского

хребта. Данное столкновение привело к формированию еще более крупных тектонических пластин и их вращениям по часовой стрелке (рис. 5, III). На заключительной стадии коллизии в конце олигоцена и миоцене сформировалась современная выпуклая в сторону континента форма Олюторского террейна за счет веерообразных разворотов блоков террейна, все более значительных в зависимости от их приближения к торцевым ограничениям дуги на западе и востоке (рис. 5, IV).

Предложенная модель увязывается с данными Н.А. Богданова и П.К. Кепежинскаса о разных типах фундамента в пределах складчатого обрамления Берингова моря: на Камчатском перешейке нижняя кора имеет субконтинентальные характеристики, на Олюторском хребте – субокеанические, в центральной части Олюторской зоны (террейна) – промежуточные [4]. Такие закономерности могут быть объяснены тем, что в структуре Камчатского перешейка и Олюторского хребта маломощные аллохтонные островодужные толщи надвинуты на субконтинентальное основание Камчатского перешейка и на океаническое – в Олюторском хребте. В центральной части Олюторского террейна сосредоточены мощные островодужные толщи, с чем, по-видимому, и связаны специфические характеристики коры этого района.

В пределах северной палеомагнитной зоны исследовались позднемеловые океанические породы, представленные кремнями, базальтами, красными яшмами, иногда с иноцерамовыми слоями, позднемеловые и палеоценовые островодужные вулканогенные и осадочные толщи, позднемеловые автохтонные флишевые комплексы (рис. 2). Как было показано выше, эти породы обладают послескладчатой намагниченностью (табл. 1). Практически все векторы послескладчатой намагниченности этих толщ отклонены на различные углы от направления поля перемагничивания (современное поле Земли прямой или обратной полярности) на север (рис. 2). Объяснить этот факт можно тем, что породы претерпели минимум два этапа деформаций. Первые разнонаправленные деформации, закартированные в структурных зонах Олюторского террейна, произошли до перемагничивания толщ. Во время второго этапа деформаций толщи были смяты в северном направлении после их перемагничивания, что и привело к отклонению векторов послескладчатой намагниченности. Следовательно, коллизия Олюторской дуги проходила, как минимум, в два этапа. На первом этапе, по-видимому, были деформированы только толщи, приближенные к фронту коллизии, на втором – в деформации северной вергентности были вовлечены толщи внутренних районов Олюторской дуги. Коллизия Олюторской дуги на втором этапе не имела сдвиговой компоненты, поскольку направления де-

формаций второго этапа были перпендикулярны простиранию фронта Ватынского покрова.

Результаты петрографического и магнито-минералогического изучения перемагнитенных пород показали, что главными носителями послескладчатой, в большинстве случаев однокомпонентной высокотемпературной (сохраняется до 580°C (лавы или осадки) или 680°C (красные яшмы)) намагниченности толщ северной части Олюторского террейна являются сингенетичный гематит в красных яшмах и титаномагнетиты, первичного происхождения, но претерпевшие спинодальный распад до магнетита. Вторичная намагниченность этих минералов не может быть термоостаточной, так как исследования вторичных преобразований пород из перемагнитенных толщ показали, что они нагревались до температур 200–300°C. Эта намагниченность не является химической, так как видимых аутигенных вторичных магнитных минералов не обнаружено, а преобразования титаномагнетитов перемагнитенных и неперемагнитенных толщ обрамления Командорской котловины одинаковы и вряд ли значительно оторваны от времени формирования пород. Наиболее приемлемой является гипотеза о термовязкой природе послескладчатой намагниченности.

В ряде исследованных районов, расположенных близко к фронту Ватынского покрова (р. Хатапвая, бухта Анастасии) толщи испытали слабые деформации после приобретения вторичной намагниченности (табл. 1), то есть их перемагничивание произошло после завершения перемещения по Ватынскому покрову в миоцене и выведения на поверхность этих образований. Возможно, необходимое для термовязкого перемагничивания тепло генерировалось в магматических камерах, связанных с зоной субдукции под континент, возникшей после отмирания субдукции, маркируемой Западно-Камчатско-Корякским вулканогенным поясом (рис. 1). Вероятно, новая зона субдукции после ее заложения была перекрыта Олюторским аллохтоном, а тепло от нескрытия магматических камер привело к термовязкому перемагничиванию толщ северной палеомагнитной зоны.

Палеомагнитные исследования островодужных комплексов о. Карагинского, располагающегося в зоне Говено-Карагинской аккреционной призмы, показали наличие двух компонент намагниченности. Склонение доскладчатой компоненты незначительно отличается от меридиана. Это свидетельствует о том, что блоки о. Карагинского практически не развернуты в горизонтальной плоскости. Следовательно, конвергенция литосферных плит в период формирования Говено-Карагинской аккреционной призмы была близка к фронтальной, без значительной сдвиговой компоненты. Направление послескладчатой компо-

## Олюторский хребет

№ к-ты на рис. 2, 3, 4	№ компоненты	Тип намагниченности	Тесты	Возраст намагниченности	Возраст пород	D <sub>c</sub>	I <sub>c</sub>	K <sub>c</sub>	α <sub>c95</sub>	D <sub>d</sub>	I <sub>d</sub>	K <sub>d</sub>	α <sub>d95</sub>
<b>1. Бухта Анастасии</b>													
Океанический комплекс (Ок): осадочные породы, базальты, яшмы													
II	I	п/скл	F-, T-	N	K <sub>2st</sub> -cp	31	-79	19	5	43	4	14	6
	II	п/скл	T-, M+	Q	K <sub>2st</sub> -cp	334	80	10	14	247	14	8.5	15
Островодужный комплекс (Ос): туффиты													
III	I	п/скл	F-, T-	N	K <sub>2cp</sub> -m	282	-77	32	4	203	-24	2.5	13
Флишевый комплекс (Фл)													
I	I	п/скл	F-, T-	?	K <sub>2</sub>	259	57	21	13	313	32	3.4	34
	II	п/скл	F-, T-	?	K <sub>2</sub>	207	19	10	15	241	70	5.5	20
<b>2. Бассейн р. Ничакваям</b>													
Океанический комплекс (Ок): базальты													
V	I	п/скл	F-	?	K <sub>2st</sub>	321	-57	22	5.5	86	-33	10	8
Островодужный комплекс (Ос): туффиты													
VI	I	д/скл	R+, T+	K <sub>2cp</sub> -m	K <sub>2cp</sub> -m	80	78	15	8	80	67	15	8
<b>3. Бассейн р. Бурной</b>													
Островодужный комплекс (Ос): туффиты													
VII	I	д/скл	F+, T+, R+	K <sub>2cp</sub> -m	K <sub>2cp</sub> -m	104	30	8	7	88	65	14	5
	II	п/скл	F-, T-	Q	K <sub>2cp</sub> -m	346	70	18	8	285	63	2.5	27
<b>4. Мыс Вулканический</b>													
Островодужный комплекс (Ос): туффиты, туффосилициты													
VIII	I	д/скл	F+, T+	K <sub>2cp</sub> -m	K <sub>2cp</sub> -m	107	13	5	8	97	68	12	5
<b>5. Мыс Витгенштейна</b>													
Флишево-олигостромовый комплекс (Фл)													
IV	I	п/скл	F-, T-	P <sub>2</sub> -N <sub>1</sub>	K <sub>2st</sub> -m	171	54	12	7	311	32	2	19
	II	п/скл	F-, T-	N-Q	K <sub>2st</sub> -m	14	70	14	7	348	-26	1	24
<b>6. Верховья р. Апука (*)</b>													
Островодужный комплекс (Ос): туффиты													
XXII	I	д/скл	F+	66 млн.	66 млн.					141	-71	14	11
Центральная часть олюторской зоны													
<b>7. Хребет Малиновского</b>													
Островодужный комплекс (Ос): базальты, туффиты													
XIII	I	д/скл	F+, R+, T+	P <sub>2</sub>	P <sub>2</sub>	176	42	1.3	15	348	74	17	4.2
<b>8. Бассейн р. Хатапваям</b>													
Островодужный комплекс (Ос): туффиты, песчаники, карбонатные конкреции													
XI	I	п/скл	F-, T-	N	P <sub>1</sub>	196	-86	14	6	136	-32	10	7
	II	п/скл	F-, T-	Q	P <sub>1</sub>	41	73	9	16	333	28	8	17
<b>9. Хребет Майны-Какыйне</b>													
Островодужный комплекс (Ос): туффиты (А, В – разные геологические блоки)													
X	IA	п/скл	F-, T-, G-	N	P <sub>1</sub>	32	-59	10	14	91	-71	10	14
IX	IB	п/скл	F-, T-, G-	N	P <sub>1</sub>	310	-45	13	14.5	322	-23	14	14
	II	п/скл	F-, T-, M+	Q	P <sub>1</sub>	56	78	9	9	100	58	5	12
<b>10. Ивтыгинский хребет: туффиты-I, II; габбро-Ig</b>													
Островодужный комплекс (Ос)													
XII	I	п/скл	T-, G-	N	P <sub>1</sub>	227	-46	11	15	161	-38	10	15
	II	п/скл	T-, M+	Q	P <sub>1</sub>	331	77	6	23	298	18	7	22
	I <sub>g</sub>	?			N-Q?	102	-76	10	11	100	-37	10	11

ненты намагниченности смещено на северо-запад от направления поля перемагничивания. Отсюда вытекает, что аккреционная структура возникла как минимум в два этапа. Возможно, первые деформации, произошедшие до перемагничивания толщ, связаны с заложением аккреционной призмы в эоцене [40, 41], а последующие, сформировавшиеся после перемагничивания, – с формированием аккреционной структуры юго-восточной вергентности.

## ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Для северо-западной части Тихого океана известны различные палеотектонические реконструкции [2, 8, 9, 20, 22, 28]. Ранние реконструкции основаны на данных среднемасштабной съемки и тематических исследованиях юга Корякии [8]. Северная часть Тихоокеанского подвижного пояса рассматривалась в них как единая Корякско-Камчатская геосинклинальная область полициклического развития, а толщи обрамления Командорской котловины объединялись в единый стратиграфический комплекс, накапливавшийся *in situ* с мелового по четвертичный период. Реконструкции 80-х годов основаны на результатах детального изучения и анализа площадного распространения комплексов обрамления Командорской котловины, структуры этого района и возраста пород по микрофауне [2, 9, 17, 24, 32]. Предполагалось, что обрамление Командорской котловины включает в себя экзотические блоки пород (террейны), перемещенные с Тихоокеанскими плитами. В реконструкциях 90-х гг. на основе надежных палеомагнитных данных удалось количественно оценить величины перемещений террейнов и увязать их с перемещением литосферных плит Тихого океана [20, 22, 27]. Ниже предлагаются реконструкции, обобщающие рациональные элементы предыдущих работ, а также новые, установленные в результате анализа известных палеомагнитных и геологических данных по северо-западному обрамлению Командорской котловины.

В поздне меловое время на северо-востоке России существовала протяженная активная окраина континента, что отмечено формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса ([24], рис. 1, б). Возможно, в предмаастрихтское время к зоне субдукции приблизился крупный Хатырский террейн (Майницкий и Эконайский блоки), столкновение с которым привело к ее заклиниванию [44].

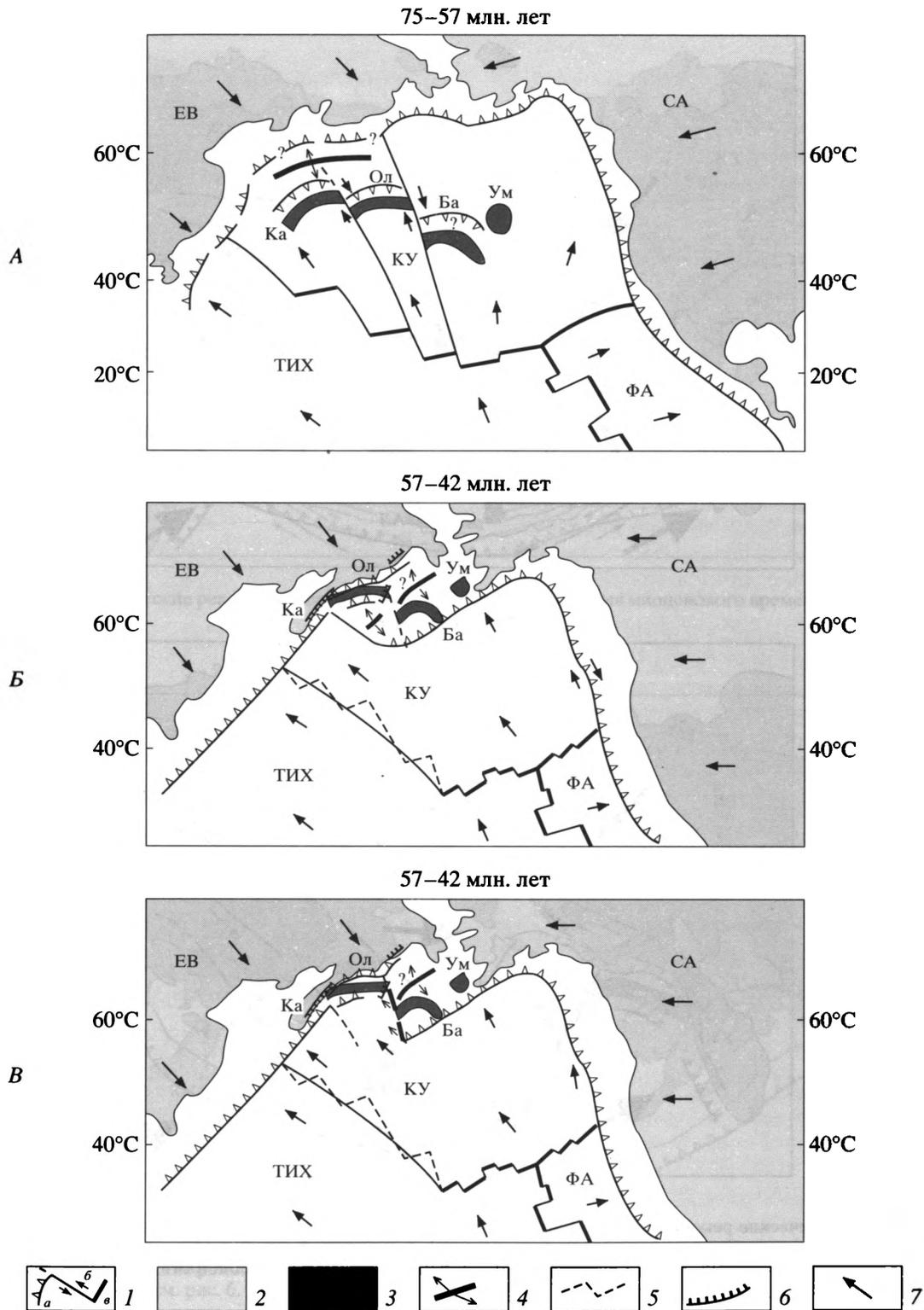
Олюторская дуга находилась в это время на 40°–50° северной широты. Возможно, начиная именно с этого времени, зона субдукции имеет южное или юго-восточное падение. На востоке Олюторская островная дуга была ограничена трансформным разломом. Восточнее разлома

субдукция литосферных плит, по-видимому, происходит под окраину континента, что отражается в образовании Эконайской системы покровов ([17, 20], рис. 6а). Может быть, лишь после заклинивания зоны субдукции, образовавшей плато Умнак [44], на границе палеоцена и эоцена начинают формироваться восточный сегмент Алеутской дуги.

В течение палеоцена Олюторская дуга переместилась с сороковых на шестидесятые широты, близкие к ее современному положению и практически прекратила свое перемещение. По-видимому, причиной этого явилось изменение направления спрединга в хребте Кула с северного на северо-западное [42], произошедшее на границе палеоцена и эоцена, и заложение Алеутской дуги в это же время [43, 45]. Поглощение литосферы, располагавшейся между Олюторской дугой и континентом, происходило в зоне субдукции за счет приближения материка с севера. Зона субдукции маркируется вулканитами Западно-Камчатско-Корякского пояса (рис. 6б, 6в; рис. 7). В среднем эоцене, вероятно, началось столкновение западной (Ирунейской) части Олюторской дуги с окраиной континента. Именно этим можно объяснить кратковременность эпизода окраинноконтинентального вулканизма на Камчатском перешейке [5].

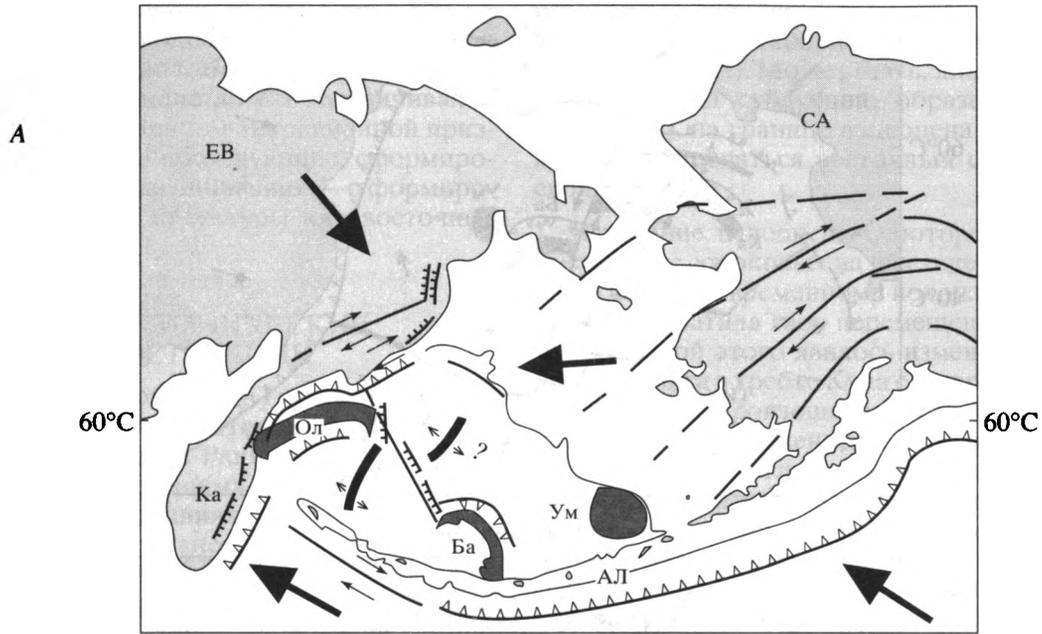
Немного раньше, в раннем эоцене, произошла переориентировка зоны субдукции под Олюторскую дугу с юго-восточного на северо-западное. Начало формирования эоцен-олигоценых Говено-Карагинских островодужных толщ и заложилась Карагинская аккреционная призма, юго-восточная вергентность которой указывает на направление падения зоны субдукции (рис. 6б, 6в; рис. 7). Возможно заложение этой новой зоны привело к растяжению литосферы и ее прогибанию, за счет чего были накоплены мощные осадочные толщи Ильпинско-Пахачинского бассейна. По-видимому, растяжение литосферы происходило унаследованно в пределах преддугового прогиба, образованного при юго-восточной субдукции под Олюторскую дугу. Формирование эоцен-олигоценого Говено-Карагинского островодужного пояса могло быть связано либо с субдукцией Тихоокеанских плит в случае, если Командорский сегмент Алеутской дуги заложился не ранее 42 млн. лет (рис. 6б, рис. 7а), либо со спредингом в Командорской котловине, если Командорский сегмент заложился раньше, вместе с Алеутской дугой (рис. 6в, рис. 7б). Присутствие океанических базальтов в эоценовом флише о. Карагинского [28, 40] и хр. Кумроч [31] говорит о том, что в тех районах протекали процессы растяжения.

Северо-восточная часть Олюторского террейна с палеогеновой Говенско-Карагинской дугой остается еще далеко от края континента, и наибо-

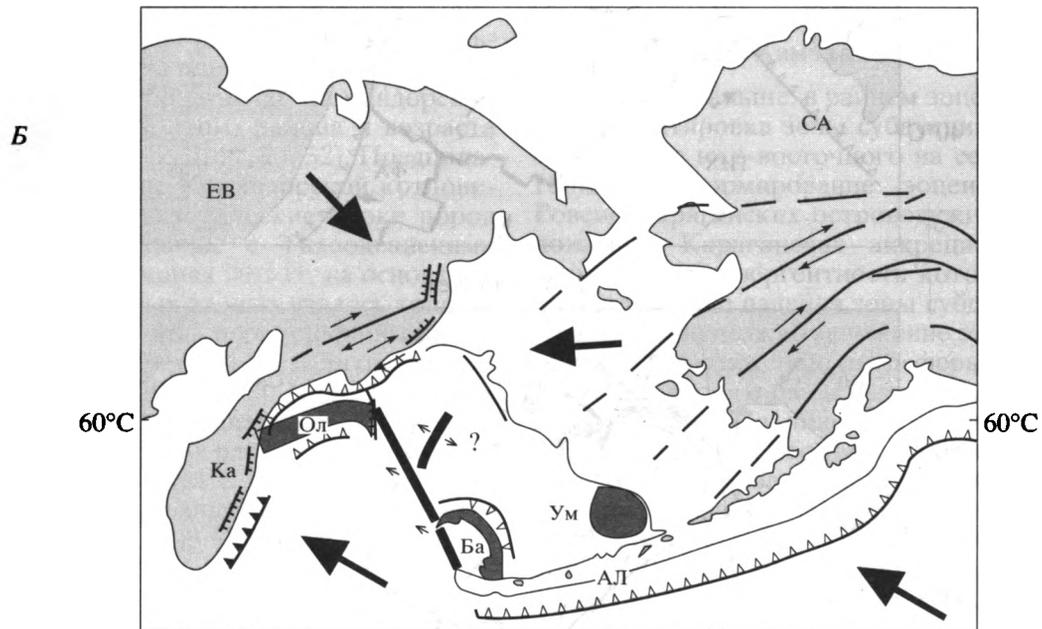


**Рис. 6.** Палеотектонические реконструкции для северной части Тихого океана: А – для позднего мела-палеоцена; Б, В – для эоцена: (Б) Командорский сдвиг заложился одновременно с Алеутской дугой; (В) – позже Алеутской дуги. 1 – границы плит: а – субдукционные, б – сдвиговые, в – спрединговые; 2 – континенты: ЕВ – Евразия, СА – Северная Америка; 3 – террейны (Ка – Камчатский, Ол – Олюторский, Ба – Бауэрс, Ум – Умнак); 4 – зоны задугового спрединга; 5 – отмершие границы плит; 6 – покровно-складчатые пояса; 7 – направления перемещения плит. Буквами на схемах обозначены: ТИХ – Тихоокеанская плита, КУ – плита Кула, ФА – плита Фаралон, АЛ – Алеутская дуга, Ши – хребет Ширишова.

57–42 млн. лет



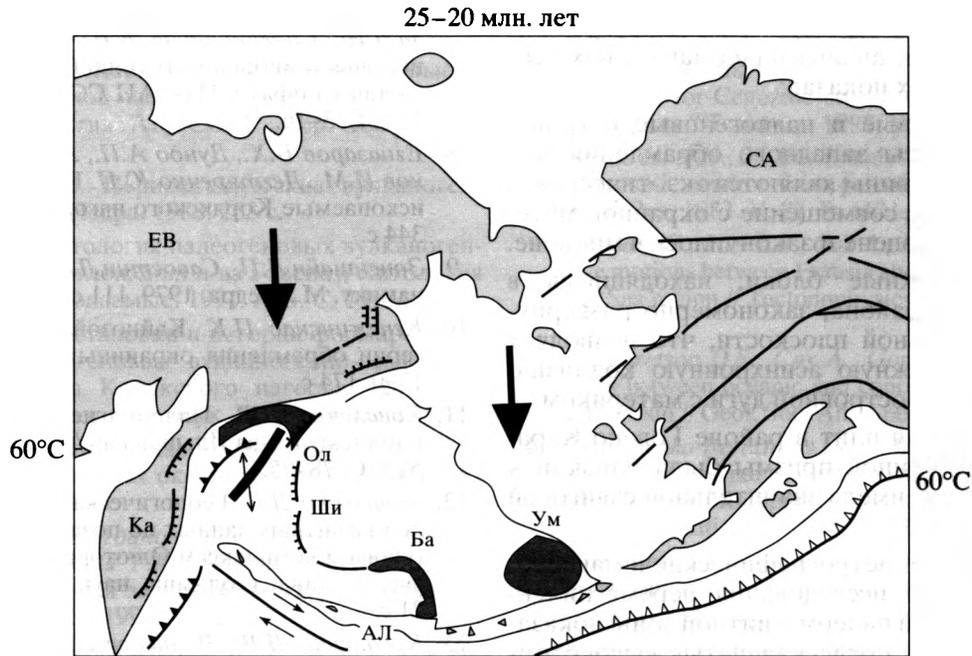
57–42 млн. лет



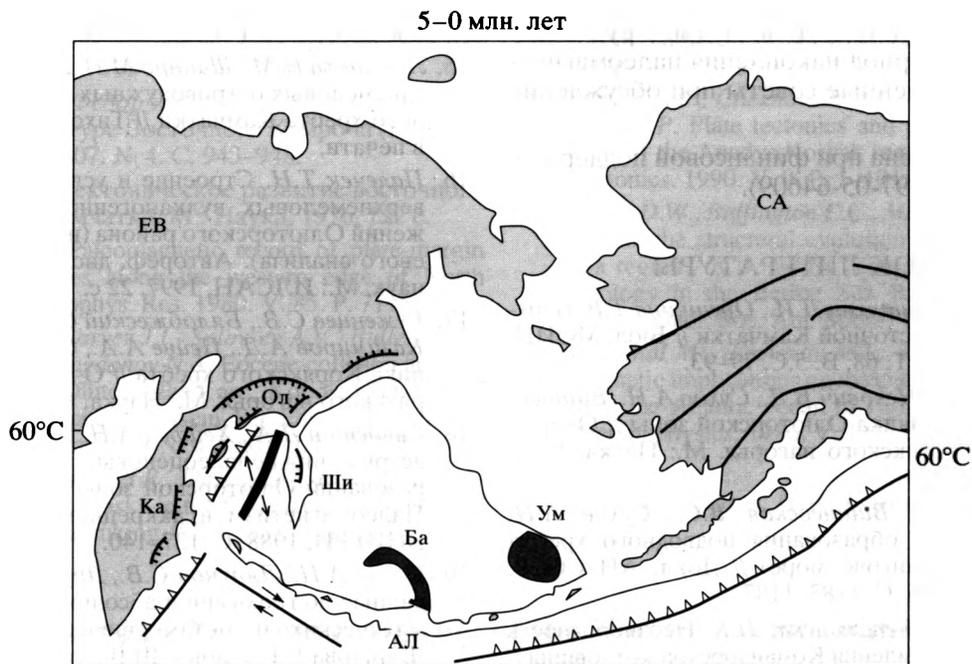
**Рис. 7.** Палеотектонические реконструкции в Беринговоморском регионе – для эоценового времени (А) при предположении, что Командорский сдвиг заложился одновременно с Алеутской дугой и (Б) – позже Алеутской дуги. Крупными черными стрелками показаны направления перемещения литосферных плит в соответствии с рис. 6. Остальные обозначения см. на рис. 6.

лее мощные вулканические извержения происходят там в среднем эоцене. В позднем эоцене вулканическая активность островной дуги заметно снижается и затем прекращается в связи с изменением направления движения Тихоокеанской плиты и заложением Командорского сдвига. В мио-

цене завершается коллизия Олюторской дуги с материком (рис. 8). Важно отметить, что тектонические процессы, предполагаемые в Беринговоморском регионе в позднем мелу, палеоцене и эоцене, могли быть значительно усложнены возможным взаимодействием Евразийского и Севе-



**Рис. 8.** Палеотектонические реконструкции для района Берингоморья для миоценового времени. Условные обозначения см. на рис. 6.



**Рис. 9.** Палеотектонические реконструкции для района Берингоморья для конца миоцена–четвертичного периода. Условные обозначения см. рис. 6.

ро-Американского материков [35,38] и срединговыми процессами в Алеутской котловине, предположенными в [36] (рис. 6, 7).

Новый этап в развитии Командорского обрамления начинается в позднем миоцене. Он отмечен

началом формирования вулканогенных образований Срединного хребта Камчатки и Апуко-Вывенского пояса юга Корякии. Первые вызваны субдукционными процессами в Командорской котловине, вторые – рифтогенезом в этом районе ([10], рис. 9).

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Таким образом, анализ палеомагнитных геологических данных показал:

1. Позднемеловые и палеогеновые островодужные комплексы западного обрамления Командорской котловины являются экзотическими. Их тектоническое совмещение с окраиной материка началось в эоцене и закончилось в миоцене.

2. Островодужные блоки, находящиеся в структуре этого района, закономерно развернуты в горизонтальной плоскости, что позволяет предполагать сложную асинхронную коллизию разных сегментов островной дуги с материком.

3. Конвергенция плит в районе Говено-Карагинской аккреционной призмы была близкой к фронтальной и не имела значительной сдвиговой компоненты.

4. Проведенные петрографические и магнитоминералогические исследования перемагниченных толщ северной палеомагнитной зоны показали, что вторичные послескладчатые высокотемпературные магнитные компоненты имеют термовязкую природу.

Автор благодарит члена-корреспондента РАН Богданова Н.А. и доктора геолого-минералогических наук Чеховича В.Д. за мудрые руководящие указания в период накопления палеомагнитных данных и за ценные советы при обсуждении данной статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 97-05-64609).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В.* Верхний кайнозой восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. В. 5. С. 79–93.
2. *Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С.* Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
3. *Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н.* Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 5. С. 1183–1187.
4. *Богданов Н.А., Кепежинская П.К.* Неоднородность литосферы обрамления Командорской котловины // Тихоокеанская геология. 1998. № 5. С. 3–11.
5. *Гладенков Ю.Б., Челебаева А.И., Шанцер А.Е., Братцева Г.М., Олейник А.Э., Полянский Б.В., Синельникова В.Н.* Палеоген морского побережья северо-западной Камчатки (залив Шелихова) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 77–87.
6. *Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Волобуева В.И., Музылев Н.Г., Таривердиева Т.И., Фрегатова Н.А.* Планктон в палеогене п-ва Ильпинский // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.
7. *Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Митрофанова Л.И., Синельникова В.Н.* Расчленение олигоцен-нижнемиоценовых толщ Восточной Камчатки (залив Корфа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 3–16.
8. *Егизаров Б.Х., Дундо А.П., Анисеева Л.И., Русаков И.М., Дегтяренко Ю.П.* Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 344 с.
9. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 111 с.
10. *Кепежинская П.К.* Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 174 с.
11. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.
12. *Коваленко Д.В.* Геологическая интерпретация палеомагнитных данных по позднемеловым и палеогеновым комплексам Олюторской зоны. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1992. 21 с.
13. *Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л.* Палеомагнетизм северо-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 81–91.
14. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
15. *Левашова Н.М., Шапиро М.Н.* Палеомагнетизм позднемеловых островодужных комплексов Среднего хребта Камчатки // Тихоокеанская геология, в печати.
16. *Палечек Т.Н.* Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1997. 22 с.
17. *Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д.* Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1992. С. 136–188.
18. *Савостин Л.А., Хейфец А.Н.* Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127–140.
19. *Сухов А.Н., Ляпунов С.В., Друбецкой Е.Р.* Новые данные по геохимии и абсолютному возрасту магматических и метаморфических пород хребта Ширшова // Тез. докл. III Всесоюзного съезда океанологов. Л.: Наука, 1987. С. 36–37.
20. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
21. *Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я.* Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Какыйне // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139–146.
22. *Тильман С.М., Богданов Н.А.* Тектоника и геодинамика северо-востока Азии. Объяснительная за-

- писка к тектонической карте северо-востока Азии масштаба 1 : 5000000. М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
23. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Известия АН СССР. Сер. геол. 1992. С. 147–151.
  24. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.
  25. Чамов Н.П. Литология палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений п-ва Говена // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 5. С. 79–94.
  26. Чамов Н.П. Обстановки и история формирования меловых–палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений юга Корякского нагорья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 24 с.
  27. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
  28. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Берингово моря. М.: ИЛСАН, 1990. 204 с.
  29. Чехович В.Д., Коваленко Д.В. Тектоническая интерпретация структурной неоднородности складчатого обрамления Командорской впадины // ДАН, в печати.
  30. Цуканов Н.В., Вишневецкая В.С., Казарина Г.Х., Витухин Д.И. Состав и возраст кремнистых пород хребта Ширшова (Берингово море) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80–85.
  31. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре Восточного Кумроча (Камчатка) // ДАН. Т. 307. № 4. С. 943–948.
  32. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
  33. Beck M.E., Jr. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
  34. Brandon M.T., Garver J.I., Solov'ev A.V., Bullen M.E., Ledneva G.V., Bogdanov N.A. Eocene collision and obduction of the Olutor island arc, Koriak Highland of Northern Kamchatka, Russian Far East // Terran Dynamics-97. Chrestchurd. New Zealand. P. 213–214.
  35. Coe R.S., Globberman B.R., Thrupp G.A. Rotation of central and southern Alaska in the Early Tertiary: Oroclinal bending by megakinking // Paleomagnetic rotation and continental deformation, edited by C. Kissel and C. Laj, NATO ASI Ser. C, 254, 1988. P. 327–342.
  36. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // Tectonics. 1992. V. 11. P. 719–731.
  37. Demarest H.H., Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4121–4328.
  38. Harbert W., Frei L.S., Cox A., Engebretson D.C. Relative motions between Eurasia and North America in Bering Sea region // Tectonophysics. 1987. V. 134. P. 239–261.
  39. Engebretson D.S., Cox A., Gordon R.E. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 206, 1985. 59 p.
  40. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chamov N.P., Shcherbini-na E.A. Morb-like tholeiites in a Late Eocene Turbidite sequence on Karaginsky island (the Western Bering Sea) // Ofioliti. 1990. V. 15(2). P. 231–250.
  41. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (the western Bering Sea) // Ofioliti. 1991. V. 16. P. 79–110.
  42. Lonsdale P. Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implication // Geol. Soc. of America Bull. 1988. V. 100. № 5. P. 733–754.
  43. Rubenstone J.L. Geology and geochemistry of early submarine volcanic rocks of the Aleutian island and their bearing on the development of the Aleutian island arc. (Ph.D. Thesis), Cornell University, Ithaca. N.Y., 1984. 350 p.
  44. Stavsky A.P., Chekhovich V.D., Kononov M.V., Zonenshain L.P. Plate tectonics and palinspastic reconstructions of the Anadyr-Koryak region, northeast USSR // Tectonics. 1990. V. 9. P. 1–101.
  45. Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region / R.D. Forbs (Editor), Contributions to the Geology in the Bering Sea Basin and Adjacent Regions // Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 151. 1975. P. 1–32.
  46. Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. et al. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamirs since the Triassic // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 37–82.

Рецензенты: Н.А. Богданов, С.Д. Соколов,  
В.С. Буртман

## Paleomagnetism and Tectonic Evolution of the Northwestern Folded Surroundings of the Komandorskaya Basin, Bering Sea

D. V. Kovalenko

*Institute of Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

An analysis of paleomagnetic and geological data showed that the Late Cretaceous and Paleogene island-arc complexes from the western surroundings of the Komandorskaya Basin were exotic formations. Apparently, their tectonic superposition on the continental margin began in the Eocene and ended in the Miocene. The fact that the island-arc blocks are rotated in a horizontal plane suggests that different segments of the island arc collided with the continent in different periods of time. Plate convergence occurred without significant shear in the area of the Goven-Karaginskii accretionary prism.

УДК 551.24(260)

## ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПАЛЕОСПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ (РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

© 2000 г. Е. П. Дубинин, А. А. Свешников

*Музей земледования Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова*

Поступила в редакцию 20.07.98 г.

В работе рассматриваются результаты моделирования пространственно-временных изменений термической структуры литосферы, рельефа дна и аномальных геофизических полей в процессе отмирания спрединговых хребтов на разных стадиях их эволюции. Выделено три основных этапа развития палеоспрединговых хребтов. Первый – активный этап, связанный с замедлением скорости раздвижения, вплоть до полного прекращения спрединга. Второй, переходный, этап характеризуется растяжением литосферы, но без формирования новой коры. Третий, пассивный, этап эволюции отличается прекращением растягивающих напряжений и предполагает изменение поля температур в литосфере и заглубливание кровли астеносферы в окрестности палеоспредингового хребта. Специфика каждого этапа и особенности эволюции литосферы при отмирании медленно и быстро раздвигающихся хребтов проиллюстрированы на примерах Лабрадорского хребта и хребта Математиков соответственно. Показано, что при отмирании спредингового хребта процесс серпентинизации перидотитов подкоровой мантии может играть существенную роль и в значительной степени влиять на рельеф дна, гравитационные аномалии и глубинную структуру палеоспрединговых хребтов.

### ВВЕДЕНИЕ

Под палеоспрединговыми хребтами будем понимать участки палеодивергентных границ плит, вдоль которых в геологическом прошлом происходили спрединг и аккреция океанической коры.

Структуры палеоспрединговых хребтов широко распространены в пределах океанической литосферы. Как правило, они приурочены к районам глубоководных котловин или краевым морям. В первом случае палеоспрединговые хребты формировались в результате перестройки движения литосферных плит и изменения положения полюсов их относительного вращения. Такая перестройка часто сопровождалась перескоками оси спрединга, связанными с возникновением нового центра спрединга и отмиранием старого.

Примерами палеоспрединговых хребтов являются: хребет Математиков [26, 33], Галапагосское поднятие [33], Тихоокеанско-Гваделупский палеоспрединговый хребет [26], хребты Мальело и Буэновентура, расположенные чуть южнее Галапагосского центра спрединга в Панамском бассейне [19], хребет Алук в районе пролива Дрейка [28], Магелланов трог [45], Лабрадорский хребет [34], хребет Эгир в Норвежской котловине Полярной Атлантики [23, 47], палеоспрединговые хребты Гаскойн и Сонне в котловинах Гаскойн, Арго и хребет Киви в котловине Уортен [8] и др. (табл. 1).

В районах краевых морей палеоспрединговые хребты также широко распространены, но их генетическая природа связана с задуговым спредин-

гом и растяжением литосферы краевых морей. В качестве примеров можно привести палеоспрединговые хребты в Коралловом море [49], в Тасмановом море [24], хребет Парасе Вела в Филиппинском море [35], палеоспрединговый хребет в Южно-Китайском море [36].

В пределах океанической литосферы палеоспрединговые хребты фиксируются: а) симметричной структурой линейных магнитных аномалий, свидетельствующих о времени прекращения спрединга, о скоростях раздвижения на заключительных этапах спрединга и об основных стадиях эволюции спредингового хребта, б) нарушениями рельефа фундамента, причем чем больше времени прошло с момента прекращения спрединга, тем эти нарушения менее контрастны, в) характерным минимумом гравитационных аномалий над осевой зоной, обрамленном, как правило, симметричными относительно его оси положительными аномалиями, г) в наличии структурно-плотностных неоднородностей в коре, отмечаемых с помощью сейсмических методов.

Строение литосферы палеоспрединговых хребтов и их выраженность в рельефе дна и аномальных геофизических полях зависит от времени развития хребта, а, точнее, от трех основных факторов: 1) длительности периода активного спрединга; 2) характера изменения скорости спрединга, особенно на заключительных этапах активного функционирования спредингового хребта, и 3) интервала времени, прошедшего с момента прекращения спрединга.

Таблица 1. Палеоспрединговые хребты

Название хребта (расположение)	Время начала спрединга, млн. лет (номер магнитной аномалии)	Время завершения спрединга, млн. лет (номер магнитной аномалии)	Полускорость спрединга, см/год	Источник
Хр. Эгир (Норвежско-Гренландское море)	58 (23)	27–25 (7)	Медленная	[47]
Лабрадорский хребет	84 (34)	49–36 (21–13)	0.7–0.5	[34]
Хр. Математиков	>8	3.5	6.5–2.5	[32, 33]
Галапагосское поднятие (плита Наска)	18 (?)	6.5	5	[33]
Хр. Буэнавентура-1 (Панамский бассейн)	22 (6A)	18 (5E)	0.7–2.1	[19]
Хр. Буэнавентура-2 (Панамский бассейн)	16.3 (5C)	11.8 (5)	0.33	[19]
Хр. Мальпело (Панамский бассейн)	26 (6C)	8	0.27	[19]
Хр. Алук (ЮВ Тихого океана)	Нет данных	4.5–4.0 (3)	2.2	[28]
Хр. Арго (котловина Арго)	140 (M14)	130 (M10)	3.0	[8]
Хр. Гаскойн (котловина Гаскойн)	130 (M10)	95	1.6–2.7	[8]
Магелланов трог (Центральный Тихоокеанский бассейн)	126 (M11)	121 (M9)	3.9 (1.1–6.3)	[45]
Палеоспрединговый хр. в Коралловом море	64 (28)	56 (>24)	2.4	[49]
Палеоспрединговый хр. в Тасмановом море	77 (33)	57 (24)	6.8	[24]
Хр. Паресе Вела (Филиппинское море)	30 (10)	17 (5D)	2.9 (2.4–3.0)	[35]
Палеоспрединговый хребет в Южно-Китайском море	32 (11)	16–17 (5C–5D)	1.7–2.0	[36]

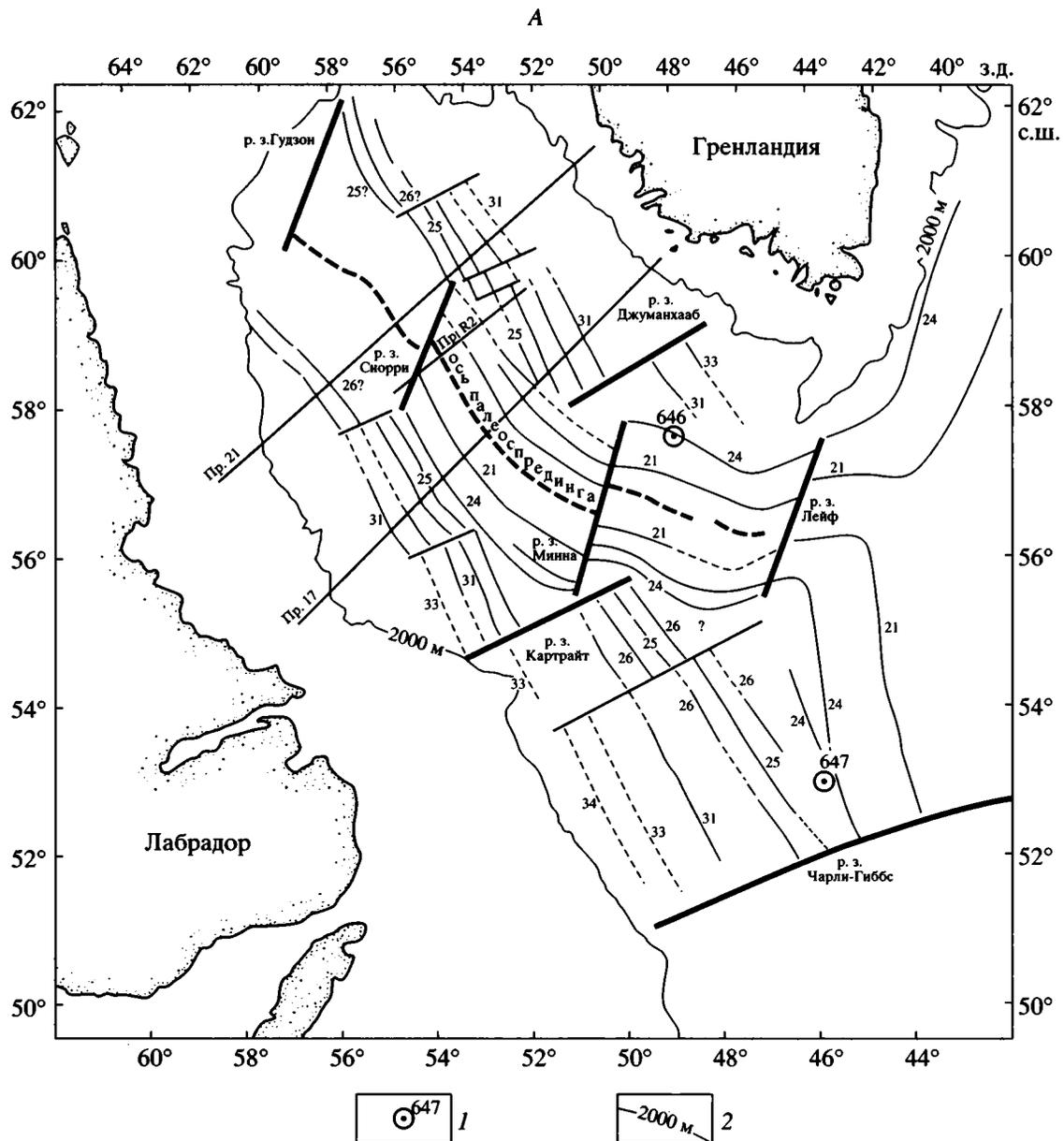
В связи с этим в эволюции термической структуры литосферы, рельефа дна и геофизических аномалий при “отмирании” спредингового хребта можно выделить три этапа. Первый, активный, этап связан с замедлением скорости раздвижения, вплоть до полного прекращения спрединга. Уменьшение скорости спрединга и периодичности магматических излияний в тектоно-магматическом цикле сопровождается значительными изменениями структуры рифтовой зоны и ее геофизических характеристик. Морфотектоника и глубинное строение рифтовой зоны на этом этапе в существенной степени зависят от эволюции коровой магматической камеры, ответственной за конкретные извержения в тектоно-магматическом цикле. Сейсмические данные [39] и результаты численного моделирования термического режима литосферы рифтовых зон [3] свидетельствуют, что чем меньше скорость спрединга, тем менее выраженной будет осевая магматическая камера и тем более контрастным будет рельеф осевой зоны и толще хрупкий слой литосферы. Второй этап предполагает прекращение спрединга и характеризуется растяжением литосферы, сопровождающимся образованием сбросов и трещин и активной гидротермальной циркуляцией, но без формирования новой коры. Третий, пассивный, этап эволюции палеоспрединговых хребтов отличается прекращением растягивающих напряжений и предполагает изменение поля температур в литосфере и заглупление кровли асте-

носферы под палеоспрединговым хребтом. Следствием этого процесса будет увеличение толщины литосферы, понижение уровня рельефа фундамента, скрываемого под толщей осадков, уменьшение величины теплового потока и амплитуды гравитационных аномалий. Причем чем больше времени пройдет с момента прекращения активного спрединга, тем более существенными будут эти изменения.

Целью настоящей работы является рассмотрение пространственно-временных изменений термической структуры литосферы, рельефа дна и аномальных геофизических полей палеоспрединговых хребтов и выявление некоторых геодинамических причин этих изменений.

### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОСПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

Изучение геолого-геофизических характеристик и глубинного строения древних центров спрединга и сравнение их с активными спрединговыми хребтами позволяет исследовать изменение глубинных магматических и тектонических процессов со временем и отражение этих изменений в аномальных геофизических полях и глубинной структуре литосферы. Ниже дано краткое описание некоторых палеоспрединговых хребтов.



**Рис. 1.** Геофизическая характеристика Лабрадорского палеоспредингового хребта: А – распределение главных структурных элементов и линейных магнитных аномалий в Лабрадорском море [17] (1 – скважины; 2 – глубина моря; р. з. – разломная зона); Б и В – сейсмические разрезы, гравитационные (пунктиром) и магнитные (сплошная линия) аномалии по профилям [21, 22]; Г – глубинное строение литосферы по сейсмическим данным вдоль профиля R2 [6]. Изолинии показывают распределение скоростей распространения продольных волн в слоях (сечение через 0.25 км/с), цифры в прямоугольниках – номера линейных магнитных аномалий.

### Лабрадорский палеоспрединговый хребет

Формирование бассейна Лабрадорского моря связано с рифтингом на Канадско-Гренландском континенте в раннем мелу и последующим спредингом на Лабрадорском хребте. История спрединга в Лабрадорском море фиксируется распределением линейных магнитных аномалий (рис. 1А). В Лабрадорском море спрединг начался 92 млн. лет назад [37]. К югу от разломной зоны Карт-

райт зафиксирована самая древняя аномалия 34 (84 млн. лет по шкале геомагнитных инверсий [25]), а в северной части Лабрадорского моря южнее Девисова пролива – аномалия 31 (69 млн. лет). На этом основании можно предположить, что ось спрединга продвигалась с юга на север к Девисову проливу. Первый этап спрединга продолжался в северо-северо-восточном направлении до 59 млн. лет (аномалия 25), когда произошло изменение в относительном движении между Гренландской и

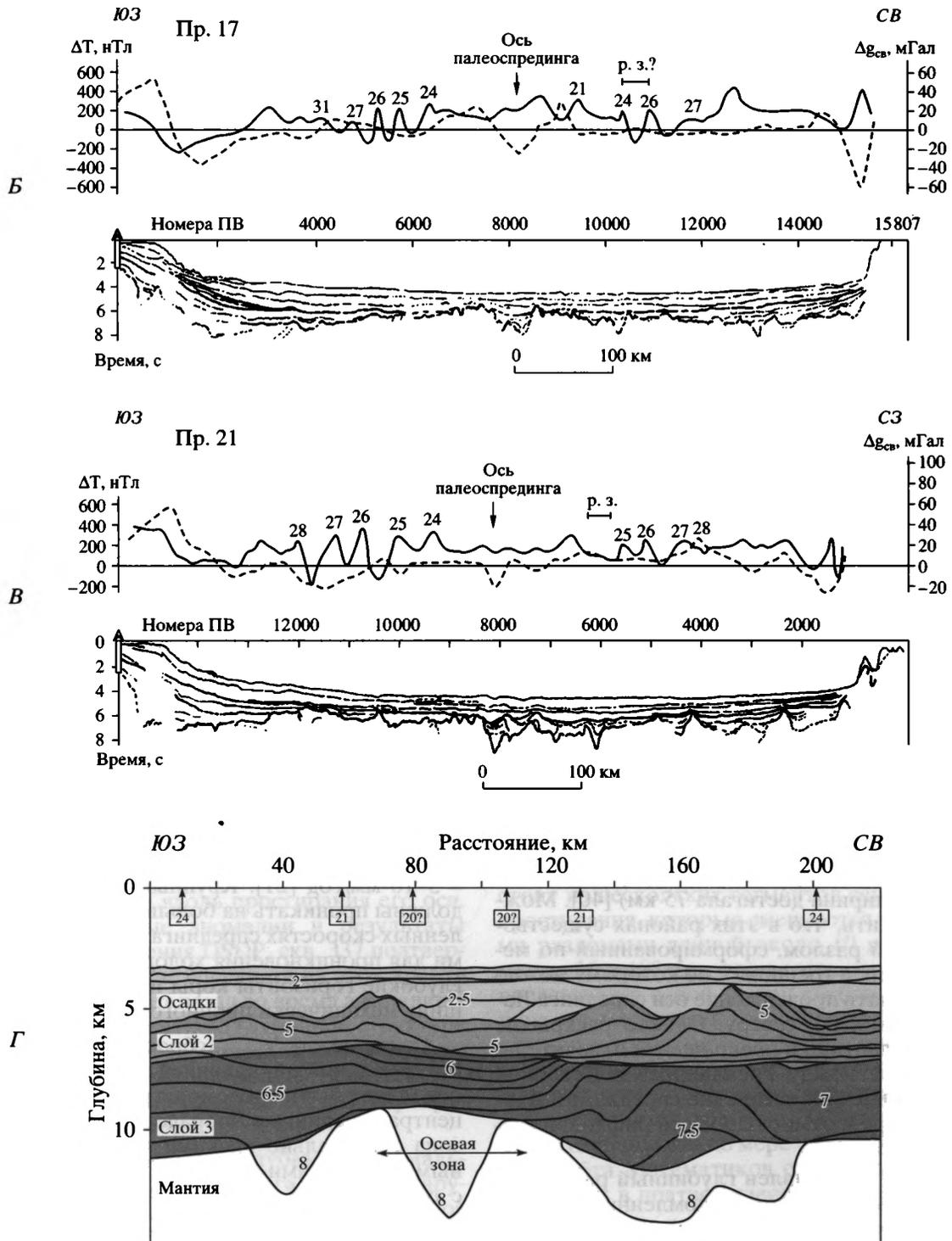


Рис. 1. Окончание.

Северо-Американской плитой, возможно, связанное с активностью горячей точки в проливе Девиса и отделением Гренландии от Евразии. В результате скорости спрединга в Лабрадорском море начали уменьшаться и спрединг почти прекратился после 45 млн. лет (аномалия 20) (табл. 2).

Ось древнего спредингового центра в Лабрадорском море выделена по магнитным [27, 29, 38], сейсмическим [30, 34] и гравиметрическим данным [40, 41].

В рельефе дна Лабрадорский палеоспрединговый хребет не выражен из-за мощного (1.5–2.0 км)

**Таблица 2.** Изменение значений полускоростей спрединга в Лабрадорском хребте

Интервал времени, № аномалий (млн. лет)	Полускорости спрединга, мм/год	
	по [37]	по [34]
(92–83)	2.5	Не опр.
34–27 (83–63)	9.0	Не опр.
27–25 (63–59)	от 9.0 до 18	Не опр.
25–24 (59–56)	18.2	6.9
24–21 (56–49)	9.4	7.0
21–13 (49–36)	от 2.7 до 0	Линейное уменьшение от 5.01 до 0

осадочного слоя, перекрывающего фундамент (см. рис. 1Б, 1В). Однако в рельефе фундамента отчетливо выделяется осевая депрессия (рифтовая долина), обрамленная небольшими поднятиями бортов палеоспредингового хребта. Далее, в сторону континентальных окраин, глубина фундамента постепенно увеличивается с возрастом коры.

В наблюдаемых гравитационных аномалиях ось палеоспрединга фиксируется в виде отчетливого минимума, достигающего значений 20–30 мГал, ограниченного с обеих сторон положительными аномалиями такой же амплитуды [40, 41].

Геофизические данные не позволяют выявить ось палеоспрединга в море Баффина и проливе Девиса. В центральной части моря Баффина отмечается гравитационный минимум шириной 30 км (в Лабрадорском море над палеоспрединговым хребтом его ширина достигала 75 км) [40]. Можно предположить, что в этих районах существовал глубинный разлом, сформированный по механизму “бегущей трещины”, по которому можно было бы ожидать продвижение оси спрединга Лабрадорского моря к северу. Однако раскрытие Северной Атлантики и прекращение относительного движения между Гренландией и Северной Америкой привело к остановке спрединга в Лабрадорском море и отмиранию всей рифтовой системы в этом районе.

На рис. 1Г представлен глубинный разрез коры, полученный методом преломленных волн по профилю R2 (см. рис. 1А), длиной 220 км, пересекающему Лабрадорский центр палеоспрединга вкост его простираения до магнитной аномалии 24 [30, 34]. На этом профиле отмечается уменьшение толщины коры за счет ее нижнего слоя на 30–40% (3–4 км) от флангов рифтовой долины к ее оси, а также четкая асимметрия в строении ее флангов. Заметно также уменьшение скоростей сейсмических волн в подкоревой мантии под осью палеоспрединга. Интерпретация профиля, простирающегося вдоль оси палеоспрединга, предполага-

ет, что область утоненной коры прослеживается на расстояние 50–120 км вдоль оси. Многоканальное сейсмическое профилирование позволило выявить в пределах рифтовой долины и на ее бортах крупные сбросы, проникающие до верхней мантии [42]. Такие разломы могли служить неплохими каналами для проникновения морской воды в мантию.

Гравитационный минимум и утонение коры, наблюдаемые в палеорифтовой зоне, объясняют двумя путями: 1) присутствием легкоплавких базальтов в коре и мантии; 2) гидротермальными изменениями пород верхней мантии, связанными с их серпентинизацией [34]. Последнее предположение заслуживает более подробного обсуждения.

Уменьшение скорости спрединга на этапе, предшествовавшем его полной остановке, должно было сопровождаться уменьшением объема магматических поступлений и увеличением роли тектонических процессов на дивергентной границе. Можно предположить, что с уменьшением  $V_{\text{спред}}$  должна была возрасти длительность тектоно-магматического цикла, а, следовательно, и продолжительность его тектонической фазы. Ограниченность магматических поступлений приводит к уменьшению толщины коры так, что при скоростях менее 15 мм/год она становится функцией  $V_{\text{спред}}$  [11]. Кроме того, уменьшение скорости спрединга должно сопровождаться углублением кровли магматического очага и увеличением толщины хрупкого слоя литосферы. Об этом свидетельствуют и глубины очагов землетрясений в современных СОХ, увеличивающиеся от 2–3 км при  $V_{\text{спред}} = 40–45$  мм/год до 5–6 км при  $V_{\text{спред}} = 5–10$  мм/год [21]. Крупные сбросы и разломы должны проникать на большие глубины при медленных скоростях спрединга. Они служат каналами для проникновения холодной морской воды в глубокие горизонты коры и характеризуют толщину механически прочного хрупкого слоя.

Связь между  $V_{\text{спред}}$ , сбросообразованием, гидротермальной циркуляцией и толщиной коры на оси может быть продемонстрирована на примере центра спрединга в Лабрадорском море [34]. Так, зона с аномально низкими коровыми и мантийными скоростями сейсмических волн ограничена с обеих сторон от палеохребта аномалиями 21 (см. рис. 1А). Именно в интервале от 21 до 13 аномалии отмечались ультрамедленные скорости растяжения и, следовательно, большая толщина хрупкого слоя литосферы. Считается, что интенсивное сбросообразование на заключительных этапах медленного спрединга могло привести к понижению значений скоростей сейсмических волн в слое 2А.

Другое объяснение аномальной структуры коры под палеоспрединговыми хребтами связано с серпентинизацией перидотитов верхней мантии

[12]. В этом случае граница Мохо могла не представлять собой границу между корой и мантией, а отражать глубину гидротермально измененной верхней мантии. Наблюдаемые в коре изменения скоростей Р-волн могли быть линейной функцией процентного объема серпентинитов (при полной серпентинизации  $V_p = 5.0$  км/с, а для неизмененных перидотитов  $V_p = 8.0$  км/с). Чтобы воспроизвести наблюдаемые значения скоростей, необходима серпентинизация перидотитов не более 10% на границе кора–мантия [34].

#### *Палеоспреди́нговый хребет Эгир в Норвежском бассейне*

Впервые идея о возможности существования палеоспреди́нгового хребта к востоку от хр. Ян-Майен была высказана в 1967 г. Дж. Джонсоном и Б. Хизеном [22]. Это предположение было основано на асимметричном положении активного спреди́нгового хребта Кольбенсей в Норвежско-Гренландском море. Позднее П. Фогт с соавторами [48] обнаружили асимметричное положение линейных магнитных аномалий в Норвежском бассейне, а М. Тальвани и О. Эльдхольм [43] и совсем недавно В. Джанг и П. Фогт [23] на основании батиметрических, магнитных и гравитационных исследований в Норвежском бассейне выявили симметричную долину, которую интерпретировали как ось отмершего спреди́нгового хребта (рис. 2А). Эти исследователи идентифицировали магнитные аномалии от 23 (58 млн. лет) до 7 (27 млн. лет) и установили асимметричное веерообразное их распределение относительно спреди́нгового хребта, что предполагает вариацию скоростей спреди́нга вдоль прости́рания его оси. Линейные магнитные аномалии и результаты глубоководного бурения DSDP, скв. 337 подтвердили, что прекращение спреди́нга на этом хребте произошло 25 млн. лет назад во время аномалии 7 [44]. Очень мало известно о глубинной структуре хребта. С помощью сейсмических методов было установлено, что в центральной части палеоспреди́нгового хребта Эгир толщина осадков варьирует от 900 до 1400 м [38].

Свидетельства о наличии глубинных аномальных тел под осью палеоспреди́нга можно обнаружить, анализируя аномальное гравитационное поле, где в аномалиях в свободном воздухе отмечается четкий минимум над осью палеоспреди́нга амплитудой до  $-46$  мГал и два максимума (максимальные значения  $+75$  мГал), связанные с поднятиями бортов долины на обеих сторонах хребта [16, 23]. На рис. 2Б приведены два профиля и разрезы глубинного строения коры через палеоспреди́нговую хребет. Наблюдаемые и рассчитанные аномалии хорошо совпадают везде, за исключением осевой зоны, где модельные оценки дают менее глубокий минимум по сравнению с наблю-

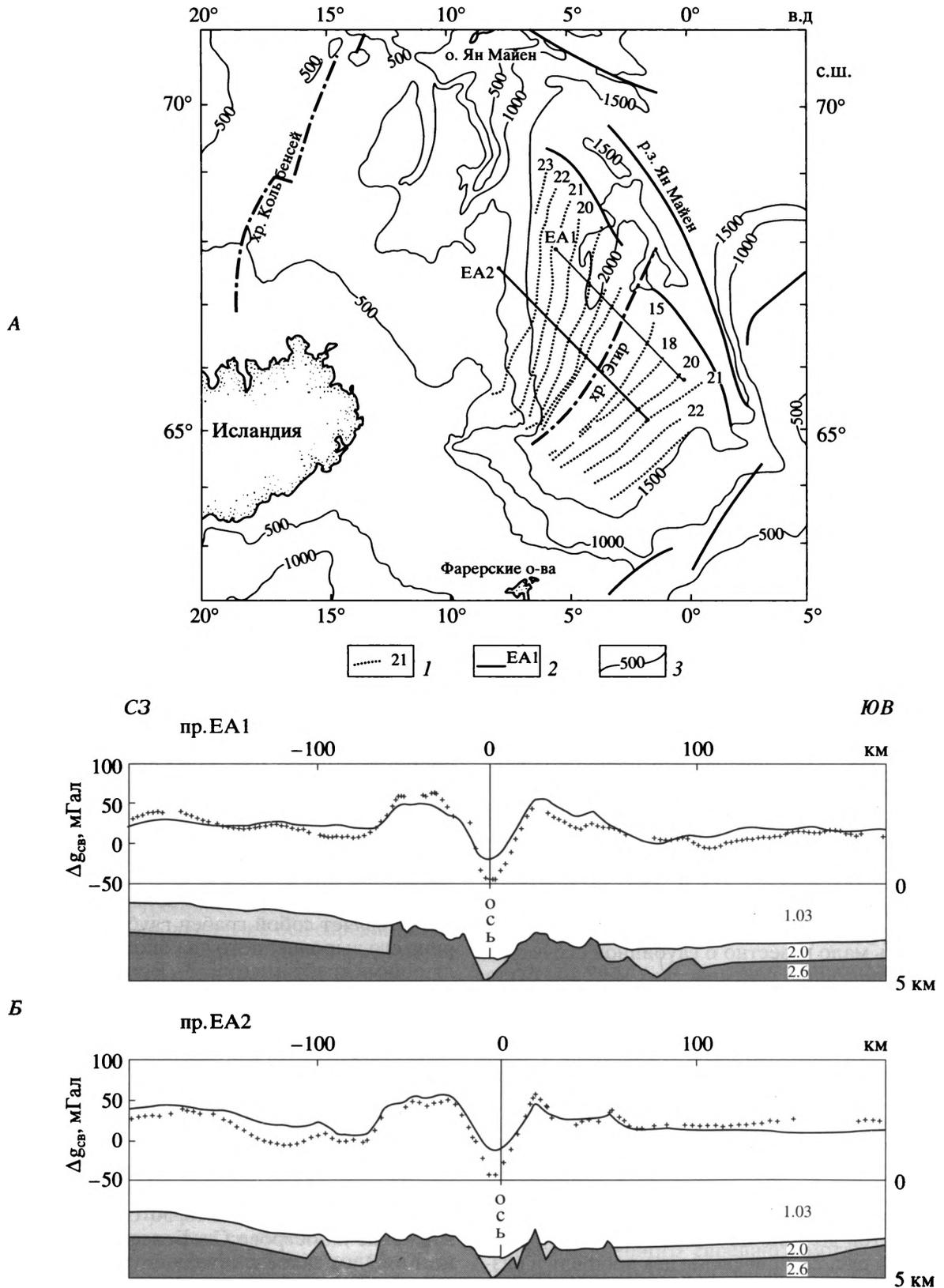
даемыми аномалиями. Некоторые исследователи [47] связывают гравитационный минимум на оси палеоспреди́нгового хребта с наличием в базальтовом слое аномального тела неправильной формы с пониженной плотностью, которое может представлять реликт магматической камеры или "габброидный корень". Это предположение подтверждают результаты сейсмических экспериментов на хр. Эгир, фиксирующие аномальную структурную зону на глубинах на 3.7 км ниже уровня дна со скоростями сейсмических волн ( $V_p = 7.4-7.5$  км/с), слишком высокими для базальтового слоя, но слишком низкими для мантийного материала [50]. Можно также достигнуть соответствия наблюдаемой и вычисленной аномалии гравитационного поля, допустив наличие слоя осадков толщиной 5 км, что маловероятно. Еще одна возможность объяснения наблюдаемой аномалии связана с наличием серпентинитовых пород с пониженной плотностью в окрестности рифтовой зоны.

#### *Палеоспреди́нговый хребет Математиков*

В отличие от палеоспреди́нговых хребтов, рассмотренных выше, хребет Математиков представляет собой гораздо более молодую структуру, активный спреди́нг на которой прекратился всего лишь 3.5 млн. лет назад.

Хребет Математиков отчетливо выражен в рельефе дна в виде регионального поднятия шириной несколько десятков километров. Участок хребта длиной 90 км, расположенный между  $17$  и  $18^{\circ}30'$  с.ш. в восточной части Тихого океана, состоит из нескольких сегментов северо-западного прости́рания, которые смещаются трансформными разломами длиной около 10 км. На участке между  $16$  и  $18^{\circ}$  с.ш. осевая зона хр. Математиков представляет собой грабен глубиной 4000 м (ширина его выровненного дна около 500 м) с обрамляющими хребтами (рис. 3). Встречаются разбросанные вулканы высотой 100–200 м. То есть морфология хребта сходна с морфологией медленно раздвигающихся хребтов. Закономерное увеличение глубины дна по мере удаления от осевой зоны хребта Математиков служит также важным фактором в подтверждение его палеоспреди́нговой природы.

Крупный вулканический остров Сокуро ограничивает северный конец медианной долины хребта Математиков на  $18^{\circ}50'$  с.ш. Последнее извержение на острове Св. Бенедикт, расположенном в 23 км далее к северу, произошло в 1952 г. [33]. Хотя спреди́нг в этом районе прекратился несколько миллионов лет назад, магматическая активность еще продолжается. Южнее  $17^{\circ}$  с.ш. разломная зона смещает ось хр. Математиков приблизительно на 100 км к западу; дальнейшее



**Рис. 2.** Геофизические характеристики палеоспредингового хребта Эгир: А – распределение главных структурных элементов и линейных магнитных аномалий в Норвежском бассейне [7] (1 – магнитные аномалии; 2 – геофизические профили; 3 – глубина моря; р. з. – разломная зона); Б – глубинные разрезы (цифрами показана плотность в г/см<sup>3</sup>) и гравитационные аномалии (наблюдаемые – сплошной линией, вычисленные – крестиками) [29].



га: до 8 млн. лет назад хребет Математиков функционировал как быстрораздвигающийся хребет с полускоростью спрединга  $1/2V_{\text{сред}} = 65$  мм/год; в течение периода от 8 до 4.2 млн. лет назад происходило постепенное уменьшение скорости раскрытия до значений  $1/2V = 45$  мм/год; после этого периода произошло существенное замедление спрединга вплоть до его прекращения 3.5 млн. лет назад.

Однако, несмотря на прекращение спрединга, тектоническая и магматическая активность на хр. Математиков не прекратилась и до настоящего времени. Об этом свидетельствуют проявления современного вулканизма и наличие сильно расчлененного рельефа в осевой зоне палеохребта с выраженной рифтовой долиной. Кроме того, осевое поднятие хр. Математиков существенно превышает значения, рассчитанные теоретически для регионального рельефа остывающего спредингового хребта [2], что дает основание предполагать частичную тепловую активизацию без видимых признаков спрединга.

Такая интерпретация подтверждается и доказательствами медленного растяжения, полученными на основании изучения образцов пород, драгированных из внутренних склонов рифта Математиков [10]. Эти авторы показали, что относительно свежие базальты лав палеоспредингового хребта и их состав предполагают, что они изливались в период последней стадии отмирания спредингового хребта, после исчезновения коровой магматической камеры, которая, видимо, существовала в период быстрого спрединга на этом хребте.

#### ИЗМЕНЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ ОТМИРАНИИ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

В данном разделе рассмотрены примеры двух описанных выше палеоспрединговых хребтов – древнего Лабрадорского и молодого – хребта Математиков. Выбор именно этих хребтов для более детального рассмотрения не случаен. Он обусловлен относительно представительным геолого-геофизическим материалом для этих хребтов по сравнению с другими палеоспрединговыми хребтами и совсем не диктуется целью проведения их сравнительного анализа. Кроме того, эти два хребта представляют собой типичные примеры палеоспрединговых хребтов, которые в то же время существенно различаются по генезису и особенностям эволюции литосферы, что дает возможность проиллюстрировать разнообразие геодинамических процессов на разных этапах развития хребтов. Можно отметить четыре основных отличия в эволюции этих хребтов: 1. Лабрадорский палеоспрединговый хребет существенно более древний, чем хр. Математиков (см.

табл. 1). 2. Лабрадорский спрединговый хребет сформировался в результате раскола континентальной литосферы, а хр. Математиков заложился на океанической литосфере. 3. Лабрадорский спрединговый хребет всегда развивался в условиях медленного спрединга, в то время как хр. Математиков на этапе активного спрединга характеризовался быстрыми скоростями раздвижения. 4. Процесс перехода от ультрамедленного спрединга к “нулевому” и последующему пассивному остыванию в Лабрадорском хребте прошел довольно быстро, в то время как на хр. Математиков этот этап продолжался (и продолжается в настоящее время) длительный период времени (около 3.5 млн. лет) и сопровождался, видимо, наличием термической аномалии в осевой зоне и активным современным вулканизмом.

#### *Эволюция литосферы Лабрадорского хребта*

История спрединга Лабрадорского хребта, представленная в таблице 2, использована нами для оценки изменения рельефа дна и теплового потока в процессе формирования и эволюции литосферы Лабрадорского моря. Термическое состояние литосферы определялось решением уравнения теплопроводности:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho C_p T) + \frac{\partial}{\partial x}(\rho C_p T V) = \\ = \frac{\partial}{\partial x}\left(K \frac{\partial T}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K \frac{\partial T}{\partial z}\right) + A, \end{aligned}$$

где  $T$  – температура,  $\rho$  – плотность,  $C_p$  – теплоемкость,  $K$  – теплопроводность,  $A$  – генерация тепла в единице объема,  $t$  – время,  $x$ ,  $z$  – горизонтальная и вертикальная координаты. Уравнение решалось с горизонтальным полем скоростей спрединга  $V$  из таблицы 2. Начальное распределение температур соответствовало стадии развитого континентального рифтогенеза на Гренландском–Северо-Американском щите, предшествовавшему спредингу. В соответствии с этим область в пределах 150 км от оси характеризовалась повышенным тепловым потоком  $\sim 70$  мВт/м<sup>2</sup>, переходным типом строения коры и толщиной литосферы 50–55 км, что отвечало тепловому режиму сводового околорифтового поднятия. На расстояниях, больших 150 км от оси, распределение температур в литосфере соответствовало состоянию нормального континентального щита с тепловым потоком на поверхности  $q = 39$  мВт/м<sup>2</sup>. При времени  $t > 0$  граница между континентальной и океанической корой перемещалась от оси  $x = 0$  со скоростью спрединга  $V$ . Литосфере слева от границы приписывались свойства океанической, а справа – континентальной (табл. 3). Теплоемкость пород  $C_p = 1.0467 \times 10^3$  Дж/кг °С (0.25 кал/г °С). Для

Таблица 3. Параметры модели, использованные для моделирования развития Лабрадорского хребта

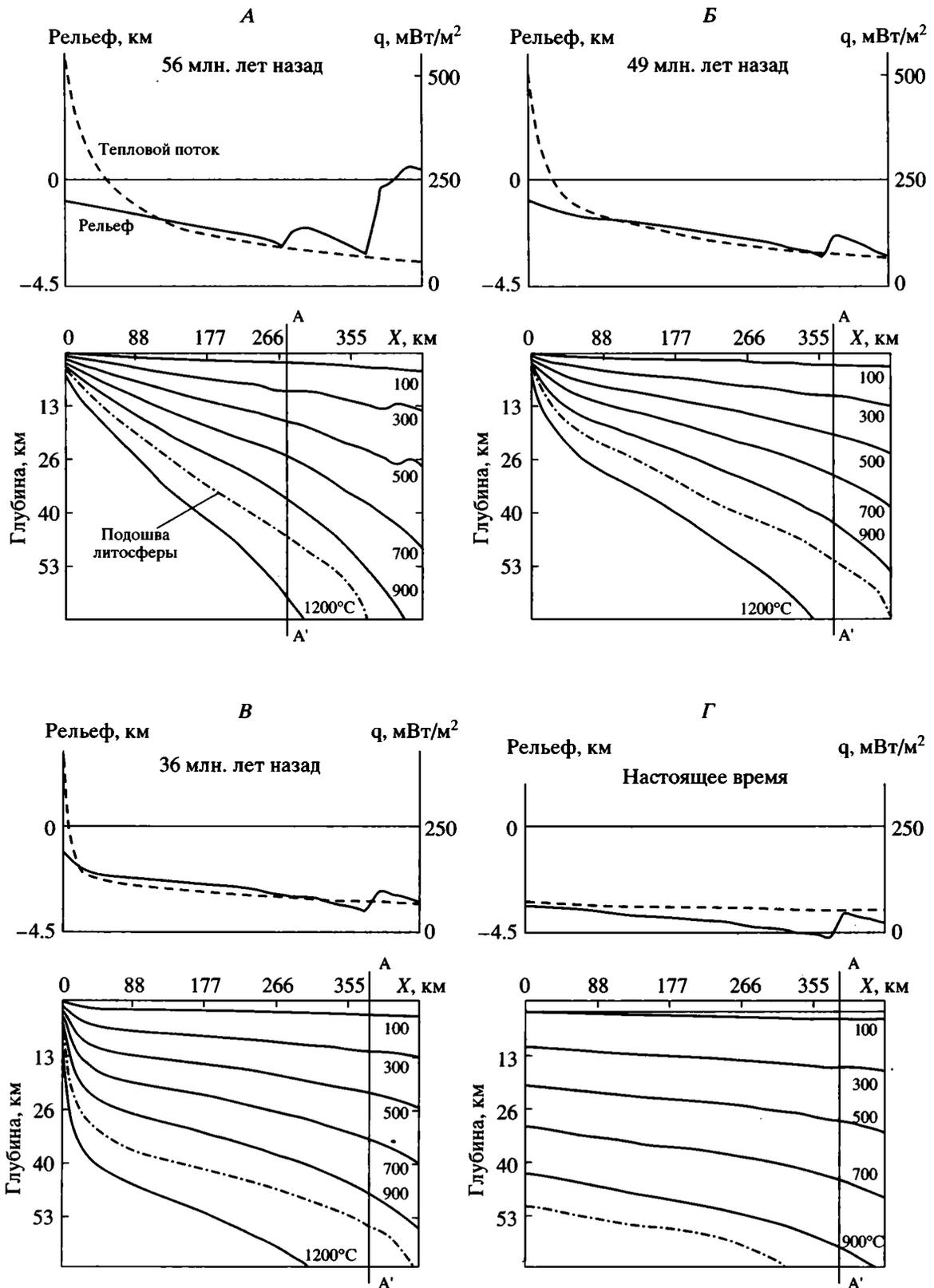
Тип строения (Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup> )	Комплекс	Слой	Глубина подошвы слоя, км	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Теплопровод- ность, Вт/м·°С	Генерация тепла, мкВт/м <sup>3</sup>
Континентальный (39.0)	Кора	1	8.0	2.8	2.4	1.6
		2	12.0	2.8	2.0	1.2
		3	34.0	2.87	2.5	0.3
	Мантия	1	150	3.3	3.35	0.013
		2		3.3	3.35	0.09
		3				
Переходный (70.0)	Кора	1	4.5	2.73	2.4	1.2
		2	8.0	2.85	2.5	0.3
		3	150	3.3	3.35	0.013
	Мантия	1		3.3	3.35	0.09
		2		3.3	3.35	0.09
		3		3.3	3.35	0.09
Океанический (500.0)	Кора	1	1.5	2.85	2.5	0.14
		2	4.0	2.95	2.5	0.14
		3	15.5	3.3	3.35	0.011
	Мантия	1	150	3.3	3.35	0.013
		2		3.3	3.35	0.09
		3		3.3	3.35	0.09

учета влияния скрытой теплоты плавления на границе “литосфера–астеносфера” значение  $C_p$  заменялось на  $C_p' = C_p + [L/(T_L - T_s)]$  в области температур  $T_s < T < T_L$ , где  $T_s$  – температура солидуса перидотита [51], а  $T_L = T_s + 600^\circ\text{C}$  – температура ликвидуса и  $L = 4.1868 \times 10^5$  Дж/кг (100 кал/г) – скрытая теплота плавления. Граничные условия задачи имели вид:  $\partial T/\partial x = 0$  при  $x = x_m$ ,  $T = T_{oc}$  при  $x = 0$ . Здесь  $x_m$  – максимальный размер области счета по горизонтали, равный 1000 км от оси спрединга;  $T_{oc}(z)$  – распределение температуры в осевой области спрединга, которое соответствовало толщине литосферы около 8 км и поверхностному тепловому потоку  $q = 500$  мВт/м<sup>2</sup> (12 ЕТП) (среднее значение для океанической литосферы, имеющей возраст 1–1.5 млн. лет). На нижней границе  $z = 150$  км поддерживалось условие  $T = T_{mx} = 1350^\circ\text{C}$ , на верхней ( $z = 0$ ) –  $T = 0^\circ\text{C}$ .

Уравнение теплопроводности решалось по неявной конечно-разностной схеме с использованием схемы с опережением для аппроксимации конвективного члена по методике, рассмотренной в работе [1]. Шаги  $\Delta x$  и  $\Delta z$  увеличивались по геометрической прогрессии от  $\Delta x = 1$  км у оси до  $\Delta x = 70$  км на правой границе области и от  $\Delta z = 1$  км у поверхности до  $\Delta z = 6$  км у нижней границы области. Шаг по времени выбирался из условия обеспечения устойчивости решения. Точность решения проверялась сравнением с аналитическими решениями (остывание однородного полупространства и теплообмен двух блоков с отличающимися температурами), а также сравнением последовательных решений, полученных для различных  $\Delta t$ ,  $\Delta x$ ,  $\Delta z$ .

На рис. 4 представлены распределения изотерм, рельефа и теплового потока на поверхности литосферы на 4 момента времени: 57, 49, 36 и 0 млн. лет назад. Первый рисунок характеризует ситуацию развития литосферы при наибольшей за всю историю жизни хребта скорости спрединга (18.2 мм/год). К этому моменту было создано 293 км океанической литосферы (слева от линии А–А' на рис. 4). В целом информация, представленная на рис. 4, показывает, что формирование теплового режима литосферы в районе шовной зоны перехода от континента к океану происходило под влиянием двух основных процессов – спрединга в осевой зоне хребта и теплообмена на границе океанического блока с континентальным. Зона термического перехода имеет ширину ~200 км. С океанической стороны в окрестности границы континент–океан наблюдается резкое погружение изотерм и подошвы литосферы в сторону континента.

После времени 24-й аномалии (56 млн. лет) начался период затухания спрединговой активности хребта. Он сопровождался постепенным уменьшением скорости спрединга до почти нулевого значения (49 млн. лет назад), заглублиением кровли астеносферного поднятия и одноименных изотерм, уменьшением магматической активности. Период от 49 до 36 млн. лет не характеризовался существенным наращиванием коры. Напротив, аккреционная деятельность затухала, изотермы выполаживались и заглублились. Тепловой поток через поверхность океанической литосферы быстро спадает от значений 500 мВт/м<sup>2</sup> в осевой зоне до 75 мВт/м<sup>2</sup> уже для участков эоценового возраста, причем ширина приосевой аномалии про-



**Рис. 4.** Термическая эволюция литосферы Лабрадорского палеоспредингового хребта: А – 56, Б – 49, В – 36, Г – 0 млн. лет назад, после 36, 43, 56 и 92 млн. лет от начала спрединга соответственно.

X – расстояние от оси спрединга; Z – глубина (от поверхности Земли); Н – высота рельефа.

порциональна скорости наращивания коры (см. рис. 4). Рельеф дна, показанный на рисунке, представляет собой сумму термического рельефа (под понятием “термический рельеф”, мы имеем в виду рельеф, обусловленный только эффектом температурного расширения пород) и рельефа, обусловленного разностью в составе коры континентальной и океанической литосферы.

Рельеф поверхности литосферы вычислялся в предположении локальной изостазии с уровнем изостазии на глубине 150 км. Плотности пород изменялись как с переходом из коры в мантию (в соответствии с табл. 3), так и в зависимости от температуры и давления с коэффициентами температурного расширения пород  $\alpha = 3.2 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}$  и изотермической сжимаемости  $\beta = 7.9 \cdot 10^{-5}$  кбар [46]. Учитывалось изменение рельефа за счет погружения границ фазовых переходов: плагиоклазового перидотита в пироксеновый и пироксенового перидотита в гранатовый [14]. Сравнение рассчитанного рельефа поверхности дна океана с известной теоретической [9] или полуэмпирической зависимостью глубины дна океана от возраста показывает, что охлаждающее влияние “старой” литосферы приводит к дополнительному проседанию океанической литосферы в районе контакта на величину около 0.5 км. В настоящее время граница “переходная литосфера–океаническая литосфера” находится в 395 км от оси хребта. Она отмечена на рис. 4 прямой вертикальной линией А–А'. Наряду с погружением поверхности края океанической литосферы (эффект охлаждения) на рисунке ясно прослеживается термическое воздымание края более древней континентальной литосферы, вследствие прогрессива последней при контакте с “молодой”. В природе ледниковая и осадочная нагрузки и эрозия сильно сглаживают этот эффект. Сейсмические исследования, выполненные в этом районе [40], представляют возможность провести сопоставление наблюдаемого (см. рис. 1Б) и теоретически рассчитанного рельефов фундамента (см. рис. 4Г). Сравнение теоретических расчетов с наблюдаемым рельефом (с учетом нагрузки осадочной толщи) показало, что использованная модель позволила получить неплохое согласование результатов по наиболее общим характеристикам (характер изменения рельефа на контактах разновозрастной литосферы, градиент увеличения глубины погружения фундамента при удалении от оси хребта). В то же время реально наблюдаемый рельеф поверхности океанической литосферы характеризуется значительной изрезанностью, которая не может быть объяснена только особенностями термического строения.

В ходе моделирования истории развития Лабрадорского хребта была проведена оценка влияния процесса серпентинизации перидотитов верхней мантии. Г. Хесс предположил, что низы 3-го слоя

океанической коры образуются в результате гидратации перидотитов мантии при охлаждении ниже температуры  $500^\circ\text{C}$  [20]. В дальнейшем проблема серпентинизации ультраосновных пород в океанической коре не раз обсуждалась в литературе [5–7, 15]. А.В. Пейве отмечал, что в океанической коре в зоне раздела Мохоровичича происходят мощные процессы гидротермальной переработки пород верхней части мантии и мафической части нижней коры. Подчеркивая важную роль серпентинитов в структуре океанической коры, он полагал, что серпентинизацией затронуты все породы на глубинах, где температура не превышает  $500\text{--}550^\circ\text{C}$  [7].

Считается, что для серпентинизации перидотитов необходимо выполнение трех условий: 1) наличие ультраосновных пород; 2) наличие системы активных трещин растяжения, по которым циркулируют гидротермальные растворы, проникающие в недра коры и верхней мантии, и 3) наличие благоприятных температурных условий ( $T = 300\text{--}500^\circ\text{C}$ ), при которых происходит серпентинизация. Серпентинизация перидотитов сопровождается резким изменением их физических свойств (плотности, скорости сейсмических волн, прочности, пластичности и т.д.). Так, если допустить, что мантийные ультрабазиты имеют плотность  $3.3$ , а серпентиниты  $2.55 \text{ г/см}^3$ , то можно оценить степень серпентинизации, которая в первом приближении линейно зависит от плотности. Скорости продольных сейсмических волн также зависят от степени серпентинизации [7, 13]. Уменьшение плотности пород в нижних горизонтах коры и верхних горизонтах подкоревой мантии, вызванное частичной серпентинизацией перидотитов, может приводить к изостатическому всплыванию бортов рифтовой зоны на несколько сотен метров [16], которое будет сохраняться в рельефе фундамента и при дальнейшей эволюции палеоспрединого хребта. Объем перидотитов при их серпентинизации увеличивается на  $15\text{--}20\%$  [4], так что при значительной инверсии плотности возможно выжимание серпентинитов по трещинам вплоть до поверхности дна, как в зонах трансформных разломов [5].

В модели предполагалось, что глубина проникновения открытых трещин и, следовательно, циркулирующей морской воды совпадает с нижней границей зоны хрупко-пластичного поведения коры ( $T = 725^\circ\text{C}$  [18]), ниже которой закрываются микротрещины, и допускалось, что слой осадков толщиной в несколько десятков метров является уже практически непроницаемым для морской воды [31]. При расчете модели эволюции литосферы Лабрадорского палеоспрединого хребта для всех точек ниже подошвы коры фиксировалось время существования условий, благоприятных для серпентинизации. Возможность поступления свободной воды оценивалась, исходя

из следующих условий: 1) геостатическое давление ниже 2.6 кбар [6] (критическое давление, при котором происходит закрытие микротрещин в серпентинитах); 2) наличие растяжения литосферы; 3) мощность осадков менее 200 м. Скорость накопления осадков выбиралась на основе данных глубоководного бурения (скв. 646 и 647) и равнялась 30 м в 1 млн. лет. Степень серпентинизации принималась пропорциональной времени воздействия благоприятных условий. Расчеты проведены для различной мощности образующейся коры и разной максимальной степени серпентинизации.

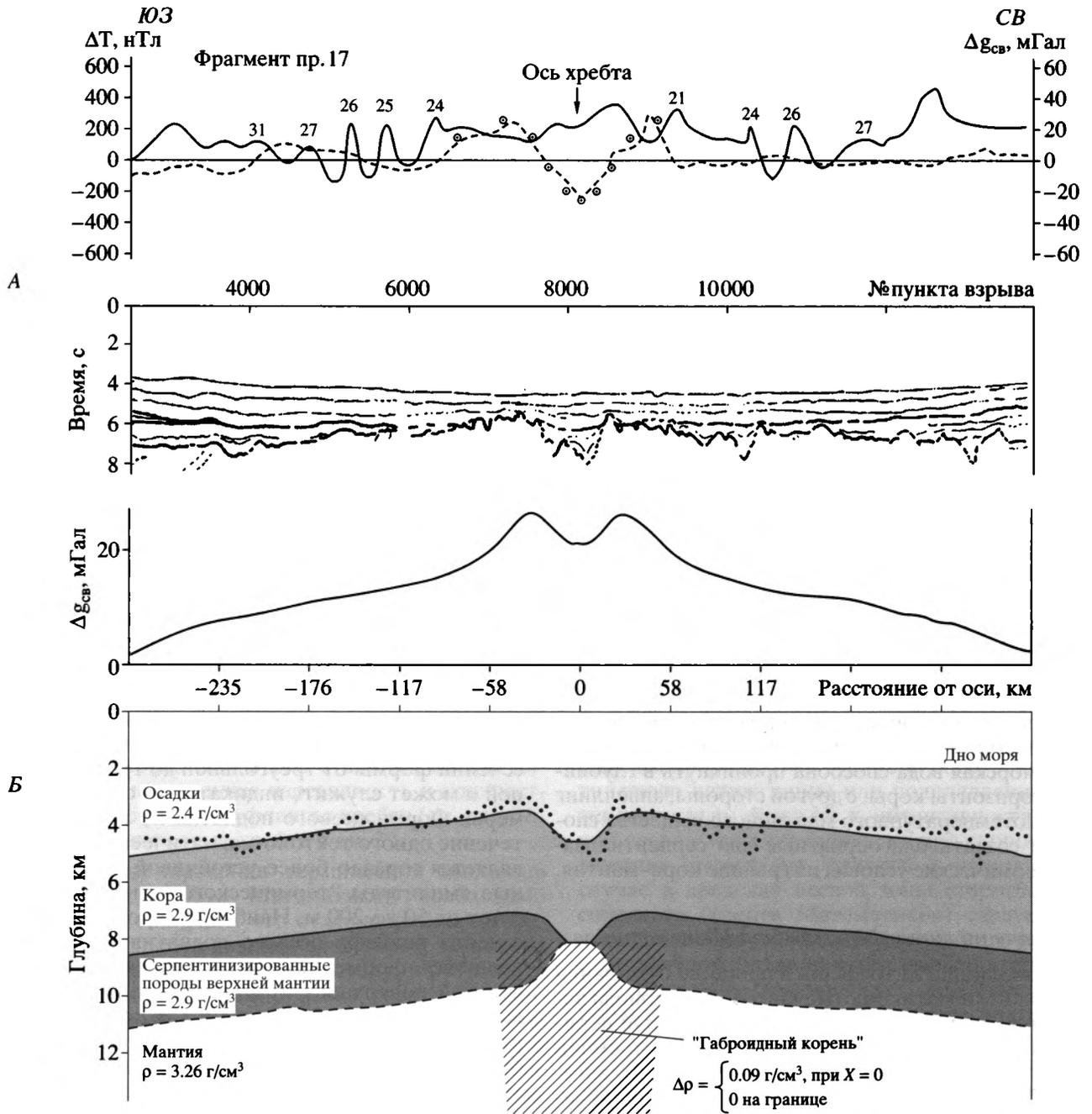
На рисунке 5Б приведен результат моделирования, наилучшим образом согласующийся с наблюдаемым рельефом фундамента. Мощность образующейся коры при расчетах принималась равной 4 км, что соответствует строению коры в приосевой зоне по сейсмическим данным [30, 34]. Максимальная степень серпентинизации полагалась равной 50%. На рисунке показано полученное в результате моделирования глубинное строение верхней части океанической литосферы на настоящий момент времени: слой 1 – осадочная толща, мощность которой рассчитывалась на основании возраста коры с последующим выравниванием поверхности; слой 2 – кора постоянной мощности (4 км); ниже пунктирной линией показана граница, выше которой степень серпентинизации такова, что плотностные и сейсмические свойства пород, слагающих эту толщу, близки к соответствующим свойствам пород нижней части коры. Черными точками показано положение поверхности фундамента по сейсмическим данным. При том, что расчеты, как отмечалось, носили оценочный характер, полученный рельеф фундамента, в частности, горизонтальные размеры и амплитуда осевого понижения, хорошо согласуется с сейсмическими данными. Часть верхней мантии на крыльях хребта, где ультрабазиты претерпели определенную степень серпентинизации, сейсмически не отделима от вышележащей коры, и граница Мохо находится ниже контакта корамантия. Полученные результаты показали, что в условиях ультрамедленного спрединга с положением кровли астеносферного поднятия ниже подошвы коры термические условия, необходимые для процесса серпентинизации, возникают очень близко к оси спрединга, где наличие разрывных нарушений может обеспечить достаточный доступ воды в породы верхней мантии. Это позволяет считать процесс серпентинизации пород верхней мантии важным рельефообразующим фактором в областях медленного спрединга.

На рис. 5Б приведены результаты расчета гравитационных аномалий для модельного разреза. Их сравнение с наблюдаемым гравитационным полем (см. рис. 5А) показывает, что реально наблюдаемая локальная отрицательная аномалия

имеет существенно большую амплитуду, чем рассчитанная (~50 мГал вместо 7), а явно выраженная региональная положительная аномалия, полученная на теоретической кривой, в реальных наблюдениях не прослеживается. Это говорит о том, что для объяснения характера гравитационных аномалий в осевой зоне палеоспрединговых хребтов не достаточно учета их термической эволюции и влияния процессов серпентинизации, необходимо признать существование на оси хребта разуплотненного тела [17], механизм образования которого не был учтен в просчитанной модели. В свете этого наиболее приемлемой представляется упоминавшаяся выше модель “габброидного корня” – наличие в осевой зоне тела с пониженной плотностью, “вмороженного” в толщу литосферы и представляющего собой, по-видимому, реликт магматического очага, существовавшего во время активной жизни хребта. На мысль о существовании такого тела наводит и характер распределения скоростей продольных волн в верхней мантии (по данным сейсмической томографии), приведенных на рисунке 1Г, – значительное заглубление изолинии скорости 8 км/с под осью хребта говорит о пониженной плотности в этой области. Нами были проведены расчеты параметров тела, гравитационный эффект от которого позволил бы наилучшим образом согласовать наблюдаемые и расчетные гравитационные аномалии в осевой зоне хребта. Для моделирования “габброидного корня” приняты клинообразное, сужающееся книзу тело, наибольший дефицит плотности в котором приурочен к оси, к периферии тела плотность увеличивается по линейному закону, сравниваясь на границе с плотностью окружающих пород. На рис. 5А, где приведены наблюдаемые гравитационные аномалии, точками показаны рассчитанные значения  $\Delta g$  с учетом термического строения, серпентинизации и эффекта от “габброидного корня”. Параметры тела, использованные при этом расчете: глубина верхней границы 8 км, ширина по верху 106 км, глубина распространения 40 км, плотность на оси – 0.09 г/см<sup>3</sup>. Сравнение расчетных аномалий с наблюдаемыми показывает хорошее совпадение в осевой зоне вплоть до боковых максимумов.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в условиях медленного спрединга процесс серпентинизации ультрабазитов верхней мантии может иметь широкое распространение и играть существенную роль в формировании структуры океанической коры. Граница Мохо, отбиваемая сейсмическими методами, в областях распространения серпентинитов может не совпадать с границей кора–мантия, а соответствовать подошве серпентинитового слоя.

Можно выделить несколько геодинамических обстановок медленного, ультрамедленного спрединга или очень медленного растяжения океани-



**Рис. 5.** Сопоставление строения литосферы Лабрадорского хребта, полученного в результате моделирования, с геофизическими данными: *А* – фрагмент временного разреза по профилю 17 (см. рис. 1Б) с данными гравиметрии (точками показана гравитационная аномалия, рассчитанная по модели с учетом “габброидного корня”) и магнитометрии; *Б* – глубинное строение вкрест простирания хребта на основе результатов моделирования (точками показано положение фундамента по сейсмическим данным), сверху – рассчитанные аномалии  $\Delta g_{св}$  (без учета “габброидного корня”). Горизонтальные масштабы на *А* и *Б* совпадают.

ческой коры, где следует ожидать благоприятных термомеханических условий для серпентинизации перидотитов, что, как правило, подтверждается обнаружением соответствующих пород. Среди них зоны пассивных рифтогенных континентальных окраин на коротком этапе перехода от континентального рифтинга к океаническому спре-

дингу (например, окраины западной Гренландии и восточной Канады в Лабрадорском море, иберийская окраина западной Европы); зоны трансформных разломов с раздвижением (например, разломные зоны Вима, Романш и др.) и зоны пересечения трансформных разломов и рифтовых зон срединно-океанических хребтов; бассейны

локального растяжения при сдвиге типа пул-апарт (например, трог Кайман); шовные зоны палеодивергентных границ плит, сформированные в результате зарождения нового спредингового хребта в пределах старой океанической литосферы (например, при перескоке оси спрединга или пропагейтинге рифтовой трещины); зоны активных спрединговых хребтов при медленных и ультрамедленных скоростях спрединга и, наконец, авлакогены (типа трога Кинг) и собственно палеоспрединговые хребты на этапе замедления и прекращения спрединга. Пример двух последних ситуаций, видимо, имел место в процессе развития Лабрадорского спредингового хребта, где на всех этапах его эволюции были условия, благоприятные для серпентинизации перидотитов и формирования сплошного серпентинитового слоя в структуре литосферы Лабрадорского моря. Подобная картина весьма вероятна и для океанической коры, сформированной на других хребтах с медленными и ультрамедленными скоростями спрединга.

Все перечисленные геодинамические обстановки являются районами, где имеется сочетание необходимых и достаточных факторов, при которых возможно формирование серпентинизированных ультрабазитов. Наличие растяжения литосферы на хребтах с медленными или ультрамедленными скоростями спрединга создают, с одной стороны, зоны трещиноватости, по которым морская вода способна проникнуть в глубинные горизонты коры, с другой стороны, апвеллинг высокотемпературного мантийного вещества способен создать благоприятные для серпентинизации термические условия на границе кора–мантия.

#### *Эволюция литосферы хребта Математиков*

В эволюции литосферы в процессе отмирания хребта Математиков отмечаются два периода затухания: активный и пассивный. Активный период начался 8 млн. лет назад. До этого времени хребет “работал” как типичный быстрораздвигающийся центр спрединга со скоростью наращивания коры около 12 см/год. Близкую аналогию этого периода представляет современное Восточно-Тихоокеанское поднятие, и поэтому можно предположить, что хребет Математиков имел в то время типичную горстовую структуру с выраженным осевым поднятием и пологим, слабо расчлененным региональным рельефом на склонах хребта (см. рис. 3Б, участок между аномалиями 3' и 4'). Характерная для быстрораздвигающихся хребтов осевая магматическая камера имеет кровлю на глубинах 1.5–2.0 км от уровня дна [39]. В верхней части камеры аккумулируются фракции базальтовой расплава (линза расплава), периодически изливающиеся на поверхность дна в период магматической фазы тектоно-магматиче-

ского цикла, опустошая линзу и истощая магматическую камеру. В последующий за этим этап растяжения коры (тектоническая фаза) новая порция расплава накапливалась у вершины камеры и затем вновь изливалась. В таком дискретно-непрерывном режиме тектоно-магматических циклов, следующих один за другим с периодичностью сотни–первые тысячи лет, происходит формирование коровой магматической камеры и аккреция океанической коры в современных быстрораздвигающихся хребтах.

Численная модель образования осевой магматической камеры и эволюции термического режима литосферы в окрестности рифтовых зон быстрораздвигающихся хребтов рассмотрена в работе [3]. Результаты моделирования позволили установить характер изменения кровли камеры и ее формы в зависимости от скорости раздвижения дна океана, периодичности тектоно-магматического цикла, характера трещиноватости коры и интенсивности гидротермальной активности. Так, при больших скоростях спрединга для формирования квазистационарной структуры осевой магматической камеры в коровом слое осевой зоны СОХ необходимо от 150 до 200 тыс. лет. Перерыв в периодичности излияния магмы в осевой зоне СОХ более 100 тыс. лет приводит к исчезновению магматической камеры. Рельеф осевого поднятия над камерой в значительной степени повторяет положение ее кровли, принимая в своем сечении формы от треугольной до трапециoidalной и может служить индикатором состояния камеры. Форма осевого поднятия не изменяется в течение одного тектоно-магматического цикла, а является гораздо более устойчивой. Максимальные амплитуды “термического рельефа” варьируют от 50 до 200 м. Наиболее вероятная форма сечения рельефа осевого поднятия при установившейся форме камеры – трапециoidalная с верхней поверхностью шириной до 4 км. Такая же форма рельефа типична и для последующего режима остывания камеры. Характерно, что стабилизация формы рельефа осуществляется практически за те же времена, что и стабилизация формы камеры.

В рамках задач этой статьи нас интересует, прежде всего, характер изменения термического режима литосферы рифтовой зоны в период уменьшения скорости спрединга (от быстрых значений до медленных) вплоть до его прекращения. Проведенные оценки [3] показывают, что убывание полускорости спрединга от 5 до 2.5 см/год приводит к заглублению кровли очага магмы на 1.5 км с одновременным уменьшением полуширины очага на 1–1.2 км. Расчеты показали, что при значениях полускорости спрединга ниже 1.5 см/год коровый очаг будет иметь пренебрежимые размеры и не будет различим геофизическими методами. Моделирование осевого очага магмы пред-

полагало также, что плоский характер кровли камеры сохраняется и в течение длительного времени остывания очага магмы. После 80 тыс. лет остывания кровля камеры погружается примерно на 2.5 км и очаг становится не различим сейсмическими методами. Расчеты показали также, что гидротермальная активность в коре, увеличивая теплоотдачу пород камеры, может в 2–3 раза снижать время остывания очага.

Уменьшение скорости спрединга на хребте Математиков происходило в три этапа [2]. Первый этап (8.0–4.2 млн. лет назад) характеризовался небольшим уменьшением значений скоростей спрединга, которые оставались еще достаточно высокими, чтобы сохранять структуру быстро-раздвигающихся хребтов с типичным осевым поднятием, характерной коровой осевой магматической камерой и относительно выровненным региональным рельефом на флангах хребта. Второй достаточно кратковременный этап отмечался очень быстрым уменьшением скоростей спрединга от типичных быстроспрединговых значений до нулевых. Как показали оценки, именно в этот период произошли существенные изменения в термической структуре литосферы осевой зоны хребта Математиков, выразившиеся в исчезновении осевой магматической камеры, заглуплении астеносферного поднятия и одноименных изотерм, а также увеличении толщины хрупкого слоя литосферы и прекращении аккреции океанической коры. Для этого этапа остывания характерны повышенная изрезанность и контрастность рельефа дна на флангах хребта (см. рис. 3Б, участок между осью хребта и ан. 3').

При моделировании термической эволюции литосферы хребта Математиков необходимо учитывать тот факт, что отмирание этого спредингового хребта явилось следствием перескока оси спрединга на 450 км к востоку, в результате чего произошло формирование нового спредингового отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия и двух симметричных относительно его оси шовных зон: Моктесума и Мичоакан [32]. Это обстоятельство наложило свой отпечаток на специфику термической эволюции литосферы данного региона, создав дополнительную трудность, связанную с необходимостью рассматривать одновременно действие двух центров спрединга в период с 6.5 до 3.5 млн. лет назад: старого (отмирающего хребта Математиков) и нового (зарождающегося Восточно-Тихоокеанского поднятия). Поэтому численное моделирование термической эволюции литосферы хребта Математиков вдоль профиля Ж–Ж' (см. рис. 3А, 3Б), согласующееся с параметрами спрединга, складывалось из трех частей [2]: первая часть – это анализ остывания литосферы хребта Математиков; вторая часть решения описывала эволюцию теплового режима молодого спредингового центра Восточно-Ти-

хоокеанского поднятия, и, наконец, в третьей части рассматривалась эволюция термического состояния зоны контакта или термической спайки старой литосферы хребта Математиков и молодой, сформированной на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Результаты расчетов (см. рис. 3 в работе [2]) дают возможность проследить за изменением распределения поверхностного теплового потока, рельефа дна, мощности и термического режима литосферы на разных этапах ее эволюции.

Здесь мы остановимся на периоде эволюции от 3.5 млн. лет назад до настоящего времени, который в нашей модели был периодом остывания старого хребта Математиков после прекращения активного спрединга. За это время тепловой поток на оси палеохребта Математиков снизился от 500 до 210 мВт/м<sup>2</sup>, а толщина литосферы возросла от 5.2 до 18 км. Высота хребта в осевой зоне за 3.5 млн. лет остывания должна была сократиться примерно на 400 м. Однако последнее не подтверждается наблюдениями рельефа дна вдоль профиля, расположенного вкест простиранья хребта (см. рис. 3В). Амплитуда рельефа в осевой зоне палеоспредингового хребта (шириной около 100 км) практически не отличается от амплитуды рельефа в осевой зоне активного медленно-раздвигающегося центра спрединга. Повышенный рельеф осевой зоны палеохребта Математиков в этом районе можно объяснить тремя способами. Первый предполагает тепловой подогрев (магматическую активизацию или подплавление) с интенсивностью, близкой к интенсивности активной осевой зоны спрединга, но при скорости растяжения литосферы, близкой к нулю. В этом случае в пределах осевой зоны старого центра спрединга (хребта Математиков) следует ожидать появления узкой зоны изрезанного рельефа, с амплитудой, близкой к амплитуде активной части (Восточно-Тихоокеанское поднятие), как и наблюдается на рис. 3Б. В качестве подтверждения такой ограниченной тепловой активизации можно рассматривать недавний вулканизм на островах на северной оконечности осевой зоны хребта Математиков. Однако оценка необходимого для получения такого подъема рельефа прогрева дает при мощности активного слоя 20 км среднюю величину 445°C, что означает, по существу, существование в осевой зоне термического режима активно действующего спрединга.

Второе объяснение аномального рельефа может быть связано с процессом серпентинизации перидотитов при ультрамедленном спрединге, как отмечалось в случае Лабрадорского палеоспредингового хребта. Однако для того, чтобы объяснить наблюдаемое превышение рельефа над рассчитанными значениями по модели, необходимо допустить наличие слоя серпентинитов толщиной около 2 км со степенью серпентиниза-

ции ~60%. Это вполне приемлемое объяснение наблюдаемых различий, подтвердить которое могут лишь детальные гравиметрические и сейсмические работы.

И, наконец, третья возможность, объясняющая существование аномального рельефа в районе палеохребта, может быть связана с наличием габброидного корня, “замороженного” в структуре литосферы осевой зоны, как отмечалось выше. Оценка для этого варианта (для модели корня с максимальным дефицитом плотности в верхней части и линейным изменением  $\Delta\rho$  до нуля на нижней границе) показала, что при  $\Delta\rho = -0.1$ , глубина корня должна быть 18 км.

Рассмотренная модель позволяет представить общий характер изменения рельефа, теплового потока и термического состояния литосферы района со столь сложным развитием, как хребет Математиков. Полученный в модели рельеф, в частности, неплохо согласуется с наблюдаемым во всем изученном районе за исключением узкой зоны в окрестности старого центра спрединга (см. рис. 3В), где есть основание предполагать влияние всех трех рассмотренных выше факторов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Строение литосферы палеоспрединговых хребтов и их выраженность в рельефе дна и аномальных геофизических полях зависят от времени развития хребта, а, точнее, от трех основных факторов: 1) от длительности периода активного спрединга; 2) от характера изменения скорости спрединга, особенно на заключительных этапах активного функционирования спредингового хребта, и 3) от интервала времени, прошедшего с момента прекращения спрединга.

В эволюции термической структуры литосферы, рельефа дна и геофизических аномалий при “отмирании” спредингового хребта можно выделить три этапа. Первый, активный, этап связан с замедлением скорости раздвижения, вплоть до полного прекращения спрединга. Уменьшение скорости спрединга и периодичности магматических излияний в тектоно-магматическом цикле сопровождается значительными изменениями структуры рифтовой зоны и ее геофизических характеристик. Морфотектоника и глубинная структура рифтовой зоны быстрораздвигающихся хребтов на этом этапе в существенной степени зависят от эволюции коровой магматической камеры, ответственной за конкретные извержения в тектоно-магматическом цикле. Чем меньше скорость спрединга, тем менее выраженной будет осевая магматическая камера и тем более контрастным будет рельеф осевой зоны и толще хрупкий слой литосферы. Второй, переходный, этап предполагает прекращение спрединга и характеризуется

растяжением литосферы, но уже без формирования новой коры. Расчеты термической структуры литосферы и интерпретация гравитационных аномалий (проведенные для примеров Лабрадорского палеоспредингового хребта и палеоспредингового хребта Математиков) свидетельствуют о том, что процесс серпентинизации перидотитов на этих двух этапах развития может играть существенную роль и в значительной степени влиять на рельеф дна и глубинную структуру палеоспрединговых хребтов.

Третий, пассивный, этап эволюции палеоспрединговых хребтов характеризуется прекращением растягивающих напряжений и предполагает изменение поля температур в литосфере и заглубление кровли астеносферы под рифтовой зоной СОХ. Следствием этого процесса будет увеличение толщины литосферы, понижение уровня рельефа фундамента, скрываемого под толщей осадков, уменьшение величины теплового потока и амплитуды гравитационных аномалий палеоспредингового хребта. Причем, чем больше времени пройдет с момента прекращения активного спрединга, тем более существенными будут эти изменения.

Авторы благодарят Ю.И. Галушкина за конструктивные обсуждения и критические замечания, способствовавшие улучшению данной работы, а также А.Н. Филаретову, оказавшую большую помощь при оформлении рукописи и подготовке ее к печати. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 96-05-64885) и ФЦП “Интеграция” (проект А0070).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Термическая эволюция литосферы и осадочной толщи бассейнов окраины Антарктиды (Австралийский сектор) // Океанология. 1990. № 1. С. 86–92.
2. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Термический режим литосферы при перескоке оси спрединга хребта Математиков // Физика Земли. 1992. № 9. С. 59–69.
3. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Модель образования и развития магматической камеры рифтовых зон срединно-океанических хребтов // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 496–499.
4. Дмитриев Л.В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 1. С. 115–123.
5. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: МГУ, 1987. 182 с.
6. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3–11.

7. *Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7–13.
8. *Пилипенко А.И., Богомягков А.П., Попов В.Д., Сивуха Н.И.* О некоторых результатах геофизических исследований в Западно-Австралийской котловине // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 6. С. 1043–1050.
9. *Сорохтин О.Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения дна океана // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338–1341.
10. *Batiza R., Vanko D.A.* Petrologic evolution of large failed rifts in the eastern Pacific: Petrology of volcanic and plutonic rocks from the Mathematician Ridge area and the Guadalupe Trough // *J. Petrol.* 1985. V. 26. P. 564–602.
11. *Bowin J., White R.S.* Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. P. 435–449.
12. *Chian D., Keen C.E., Reid I., Loudon K.E.* Evolution of nonvolcanic rifted margins: New results from the conjugate margins of the Labrador Sea // *Geology.* 1995. V. 23. № 7. P. 589–592.
13. *Christensen N.I.* The abundance of serpentinites in the oceanic crust // *J. Geol.* 1972. V. 80. P. 709–719.
14. *Forsyth D.W., Press F.* Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 7963–7979.
15. *Francis T.J.G.* Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. № B12. P. 11616–11622.
16. *Gronlie G., Talwani M.* The free air gravity field of the Norwegian-Greenland Sea and adjacent areas // *Earth Evol. Sci.* 1982. V. 2. P. 79–103.
17. *Hall S.A., Casey J.F., Elthon D.L.* A possible explanation of gravity anomalies over midocean ridges // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B3. P. 3724–3738.
18. *Hardee H.C.* Permeable convection above magma bodies // *Tectonophysics.* 1982. V. 84. P. 179–195.
19. *Hardy N.C.* Tectonic evolution of the easternmost Panama Basin: Some new data and inferences // *J. South Amer. Earth Sci.* 1991. V. 4. № 3. P. 261–269.
20. *Hess H.H.* History of ocean basins // *Petrologic Studies: A Volume in Honor of A.F. Buddington.* Geol. Soc. Amer. New York, 1962. P. 599–620.
21. *Huang P.Y., Solomon S.C., Bergman E.A., Nabelek J.L.* Focal depths and mechanisms of Mid-Atlantic ridge earthquakes from body waveform inversion // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B1. P. 579–598.
22. *Johnson G.L., Heezen B.C.* Morphology and evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Deep Sea Res.* 1967. V. 14. P. 755–771.
23. *Jung W.-Y., Vogt P.R.* A gravity and magnetic anomaly study of the extinct Aegir Ridge, Norwegian Sea // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. B3. P. 5065–5089.
24. *Kamp P.J.J.* Late cretaceous-cenozoic tectonic development of the southwest Pacific region // *Tectonophysics.* 1986. V. 121. P. 225–251.
25. *Kent D.V., Gradstein F.M.* A Jurassic to recent chronology / Eds. Vogt P.R., Tucholke B.E. // *The western North Atlantic region.* Boulder, Colorado. Geol. Soc. Amer. The Geology of North America. 1986. P. 379–404.
26. *Klitgord K.D., Mammerickx J.* Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 6725–6750.
27. *Kristoffersen J., Talwani M.* Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relative to North America // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977. V. 88. P. 1037–1049.
28. *Larter R.D., Barker P.F.* Effects of Ridge Crest-Trench Interaction on Antarctic-Phoenix Spreading: Forces on a Young Subducting Plate // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № 1312. P. 19583–19607.
29. *Le Pichon P.R., Hyndman R.D., Pautot G.* Geophysical Study of the Opening of the Labrador Sea // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 4724–4743.
30. *Louden K.E., Osler J.C., Srivastava S.P., Keen C.E.* Formation of oceanic crust at slow spreading rates: New constraints from an extinct spreading center in the Labrador Sea // *Geology.* 1996. V. 24. № 9. P. 771–774.
31. *Lowell R.P., Rona P.A., Von Herzen R.P.* Seafloor hydrothermal systems // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B1. P. 317–352.
32. *Mammerickx J., Naar D.F., Tyce R.L.* The Mathematician Paleoplate // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 3025–3040.
33. *Mammerickx J., Sandwell D.* Rifting of old Oceanic Lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № B7. P. 1975–1988.
34. *Osler J.C., Loudon K.E.* Extinct spreading center in the Labrador Sea: Crustal structure from a two-dimensional seismic refraction velocity model // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 2261–2278.
35. *Park C.-H., Tamaki K., Kobayashi K.* Age-depth correlation of the Philippine Sea back-arc basins and other marginal basins in the world // *Tectonophysics.* 1990. V. 181. P. 351–371.
36. *Pautot G., Rangin C., Brias A., Wu J., Han S., Li H., Lu Y., Zhao J.* The axial ridge of the South China Sea: a Seabeam and geophysical survey // *Oceanologica Acta.* 1990. V. 13. № 2. P. 129–143.
37. *Roest W.R., Srivastava S.P.* Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction // *Geology.* 1989. V. 17. P. 1000–1003.
38. *Roots W.D., Srivastava S.P.* Origin of the marine magnetic quiet zones in the Labrador and Greenland seas // *Mar. Geophys. Res.* 1984. V. 6. P. 395–408.
39. *Sinton J.M., Detrick R.S.* Mid-Oceanic Ridge magma chambers // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 197–216.
40. *Srivastava S.P., Arthur M.A.* Tectonic evolution of the Labrador Sea and Baffin Bay: Constraints imposed by regional geophysics and drilling results from Leg 105 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Sci. Res.* 1989. V. 105. P. 989–1008.
41. *Srivastava S.P., Falconer R.K.H., Maclean B.* Labrador Sea, Davis Strait, Baffin Bay: geology and geophysics – a review / Eds. Kerr J.W., Fergusson A.J., Machan L.D. // *Geology of the North Atlantic Borderlands: Calgary (Can Soc. Pet. Geol., Mem.).* 1981. V. 7. P. 333–398.

42. *Srivastava S.P., Keen C.E.* A deep seismic reflection profile across the extinct mid-Labrador Sea spreading center // *Tectonics*. 1995. V. 14. P. 372–389.
43. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977. V. 88. P. 969–999.
44. *Talwani M., Udintsev G., Bjorkland K. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govnt. Print Off. Washington, D.C., 1976. V. 38. 938 p.
45. *Tamaki K., Joshima M., Larson R.L.* Remnant early Cretaceous spreading center in the Central Pacific Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 4501–4510.
46. *Touloukijan H.* Physical properties of rocks and minerals. N.Y.: McCraw-Hill, 1981. 548 p.
47. *Uenzelmann-Neben G., Jokat W., Miller H., Steinmetz S.* The Aegir Ridge: Structure of an Extinct Spreading Axis // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B6. P. 9203–9218.
48. *Vogt P.R., Osteno N.A., Kristjansson L.* Magnetic and bathymetric data bearing on seafloor spreading north of Iceland // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 903–920.
49. *Weissel J.K., Watts A.B.* Tectonic Evolution of the Coral Sea Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B9. P. 4572–4582.
50. *Whitmarsh R.B., Weigel W., Miller H., Kvedik E.* “Zero Age” drilling on an extinct spreading axis: The Aegir Ridge, Norwegian Sea // *German Proposals for ODP Beyond 1993. Atlantic Ocean and Mediterranean Sea* // Ed. H. Beiersdorf, C. Hemleben, M. Wiedecke-Hambach. Hannover, Germany: Dtsch. Forsch., 1989. P. 63–76.
51. *Wyllie P.J.* Mantle fluid compositions buffered in peridotite CO–H<sub>2</sub>O by carbonates, amphibole and phlogopite // *J. Geol.* 1978. V. 86. P. 687–713.

*Рецензенты: А.Л. Книппер, А.С. Перфильев, Л.И. Лобковский*

## Evolution of the Lithosphere under Extinct Spreading Ridges (Results of Mathematical Modeling)

**E. P. Dubinin and A. A. Sveshnikov**

*Museum of Earth Sciences, Moscow State University, University Square 1, Moscow, 119899 Russia*

This paper deals with the results of modeling spatial-temporal changes in the thermal structure of the lithosphere, the seafloor topography, and anomalous geophysical fields in the course of the extinction of spreading ridges during three principal stages distinguished in their evolution. The first, active stage consisted in the slowing down of spreading to the point of its cessation. The second, transitional stage was characterized by the extension of the lithosphere without the formation of a new crust. The third, passive stage was marked by the cessation of extensional stresses, changes in the temperature field of the lithosphere, and the deepening of the top of the asthenosphere in the vicinity of the extinct spreading ridge. The specifics of each stage and the evolution of the lithosphere during the extinction of slowly and rapidly spreading ridges are illustrated with reference to the Labrador and Mathematicians ridges, respectively. It is shown that, as a spreading ridge was becoming extinct, peridotite serpentinization in the subcrustal mantle might have played a substantial role, greatly affecting the seafloor topography, gravity anomalies, and the deep structure of the ridge.

УДК 551.24+553.212

## КОНФЕРЕНЦИЯ “ПАЛЕОЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ, СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ” (“Чтения А.Н. Заварицкого”)

© 2000 г. В. В. Бочкарев

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

1–4 июня 1999 г. в Екатеринбурге проходила научная конференция “Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез” (“Чтения А.Н. Заварицкого”), посвященная 115-летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого. Она была организована и проведена Институтом геологии и геохимии УрО РАН и Уральской секцией Межведомственного тектонического комитета.

В работе конференции приняли участие 120 специалистов из 20 городов России (Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Ярославля, Казани, Перми, Челябинска, Миасса, Сыктывкара, Уфы, Новосибирска, Иркутска, Хабаровска, Магадана, Владивостока, Петропавловска-Камчатского и других), а также из Германии (Берлина) и Швеции (Стокгольма, Упсалы). На двух пленарных заседаниях и стендовых сессиях было представлено 76 докладов. Более 30 участников конференции приняли участие в геологических экскурсиях на уральские объекты силурийской островной дуги.

Конференция – дань уважения памяти российского ученого, академика А.Н. Заварицкого и восстановление исторической справедливости. Многие научные труды и выводы А.Н. Заварицкого в области петрологии, рудообразования и тектоники остаются актуальными при решении фундаментальных проблем геологии и на современном уровне знаний. Одна из таких проблем – диагностика и изучение геологических процессов, происходящих в зоне перехода океан–континент. Проблема эволюции и трансформации океанической коры в континентальную до сих пор вызывает огромный научный и практический интерес исследователей во всем мире, затрагивая весь спектр наук о Земле. Особенно важны и дискуссионны процессы поглощения (субдукции) океанической литосферы, а также их петрологические и металлогенические следствия.

В открывавшем конференцию докладе академик В.А. Коротеев напомнил о приоритете российской науки по обсуждаемой фундаментальной проблеме – природе сейсмофокальных зон на границе континент–океан. Именно российский ученый, академик А.Н. Заварицкий в 1946 г., на

три года раньше, чем Х. Беньофф (чье имя носят эти зоны в мировой литературе), обосновал возникновение зон глубокофокусных землетрясений, наклоненных под окраины континентов, с пододвиганием (поглощением) океанической коры, и связал с этим процессом проявления островодужного магматизма.

Судя по тематике представленных на конференцию докладов, исследования процессов в зонах субдукции сосредоточены, главным образом, на связях магматизма с общей тектонической эволюцией надсубдукционного пространства, в меньшей мере – на проблемах метаморфизма и седиментогенеза в этих обстановках и лишь единичные сообщения касались собственно динамических аспектов зон субдукции.

Проблемы общей эволюции активных континентальных окраин (от их возникновения до завершающей аккреции или межконтинентальной коллизии) на примере Урала, Казахстана, Горного Алтая, Монголо-Охотского пояса и Северо-Востока Сибири рассматривались В.Н. Пучковым, И.Б. Серавкиным (Уфа), К.С. Ивановым, Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым (Екатеринбург), В.И. Гребенщиковой (Иркутск), М.М. Бусловым и А.В. Травиным (Новосибирск), М.Н. Захаровым, Р.Г. Кравцовой и Н.В. Андреевой (Иркутск, Магадан), К.Е. Дегтяревым (Москва), В.С. Поляниным, А.П. Козловым (Казань, Петропавловск-Камчатский) и другими.

Для активной континентальной окраины Уральского палеоокеана обосновывалось устойчивое восточное (в современных координатах) погружение палеозон субдукции и последовательное смещение их фронта на запад, в сторону палеоокеана. К.С. Иванов предположил существование пермской субдукции с западным направлением поддвига.

Наибольшее количество докладов (устных и стендовых) было посвящено:

– характеристике формационно-фациальной и геохимической зональности магматизма разновозрастных островодужных и окраинно-континентальных систем;

– диагностике их фронтальных, барьерных и тыловых комплексов в связи с аргументацией направления поддвига океанической литосферы на разных этапах конвергентного режима;

– новым данным по геохимии, петрологии и возрасту конкретных уральских объектов по материалам геологических съемок последних лет, керну уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) и т.д.

В этих докладах был приведен новейший фактический материал по геолого-структурным особенностям, изотопии, геохимии редких элементов для комплексов пород марианит-бонинитовых, колчеданосных толеитовых и известково-щелочных серий, последовательность и масштабы проявления которых дают исходный материал для понимания эволюции субдукционных процессов. В их числе заслуживают упоминания доклады В.В. Зайкова и В.В. Масленникова (Миасс), Л.Я. Кабановой (Миасс), Е.И. Богдановой (Екатеринбург), Т.Н. Сурина и В.М. Мосейчука (Челябинск), Е.Н. Горожаниной, Л.В. Сазоновой и А.А. Носовой (Уфа, Москва, Ярославль), Н.Б. Кузнецова (Москва), В.Н. Зелепугина и К.П. Козловского (Санкт-Петербург), В.В. Наркисовой (Ярославль) и другие. Большинство авторов данных докладов аргументировало свое видение процессов субдукции, их этапность, направление падения палеозон субдукции применительно к локальному району работ, и оно не всегда совпадало с общеуральскими реконструкциями.

Серия докладов была посвящена сравнительно-диагностическим данным по магматитам близкого состава и релитам, формировавшимся в условиях конвергентного, дивергентного и внутриплитного режимов. К их числу относятся сообщения В.В. Бочкарева (Екатеринбург) о многообразии и специфичности шошонитовых ассоциаций в широком спектре геодинамических обстановок, Н.А. Румянцевой (Санкт-Петербург) по уральским надсубдукционным шошонитовым комплексам, а также блок докладов по мафит-ультрамафитовым комплексам внутриконтинентальных поясов уральского типа и современных активных окраин, представленных В.Г. Лазаренковым (Санкт-Петербург), В.М. Бирюковым и Е.В. Бирюковым (Хабаровск), О.В. Астраханцевым (Москва), Г.Н. Савельевой (Москва), а также И.С. Чащухиным, В.Р. Шмелевым (Екатеринбург) и другими.

В качестве тектонических проявлений палеосубдукционных процессов в современной структуре Уральского складчатого пояса были рассмотрены серии дизъюнктивов, ограничивающие ороген, направление и относительные масштабы смещений по ним. Совместные сообщения геологов и геофизиков основаны на анализе материалов сейсмического профилирования (В.Б. Соко-

лов, пос. Заречный; К.С. Иванов, Екатеринбург; А.Н. Светлакова, Уфа) и магнитных свойств пород (Н.Н. Винничук и К.С. Иванов, А.Г. Дьяконова, Екатеринбург). В результате этих исследований был обоснован бескорневой характер Сакмарской зоны на западном склоне Урала (А.Г. Дьяконова и др.), лирическая природа Главного Уральского разлома по отношению к положению общеуральскому detachment (Н.Н. Винничук и К.С. Иванов), а вся структура Уральского орогена рассматривается как пакет меганадвигов западной вергентности (В.Б. Соколов). Высказано предположение о возможной палеосубдукционной природе серии сближенных разломов глубинного заложения с западным падением, обрамляющих уралиды с востока (К.С. Иванов). Анализ положения ранних субдукционных комплексов Урала относительно палеомагнитных широт был посвящен доклад Г.А. Петрова и И.А. Свяжиной (Екатеринбург). Собственно динамические аспекты палеосубдукции на Урале, т.е. поэтапные изменения ее скорости, углов наклона и углов схождения плит и т.д., были рассмотрены лишь в докладах Р.Г. Язевой, В.В. Бочкарева (Екатеринбург) и К.С. Иванова (Екатеринбург); последний в своем сообщении привел количественные расчеты предполагаемой скорости субдукции.

Доклады, посвященные метаморфизму в надсубдукционном пространстве, освещали основные его проблемы: формирование и эксгумация высокобарических метаморфитов, флюидный массоперенос и анатексис в условиях меланократового фундамента островных дуг и окраинно-континентальных поясов. Проблемам высокобарического метаморфизма были посвящены доклады А.И. Русина, А.А. Ефимова и Т.А. Потаповой (Екатеринбург), В.И. Ленных, П.М. Вализера и В.А. Котлярова (Миасс), Г.А. Петрова, П.М. Фриберга и А.Н. Ларионова (Екатеринбург, Россия; Упсала, Швеция; Стокгольм, Швеция). Новейшие исследования гранатсодержащих апобазитовых парагенезисов позволили предположить, в частности, что ордовикско-силурийская океаническая кора Уральского палеоокеана субдуцировалась в “горячем” состоянии (А.А. Ефимов), а формирование высокобарических парагенезисов удовлетворительно объяснено механизмом флюидного и тектонического сверхдавления (А.И. Русин).

Геохимия галогенов, воды, тяжелых мантийных углеводородов и  $\text{CO}_2$  в связи с процессами дегидратации и фазовыми переходами в субдуцированной плите рассматривались в докладах В.В. Холоднова, А.А. Ефимова (Екатеринбург), В.С. Зубкова и И.К. Карпова (Иркутск), В.Н. Анфилогова (Миасс). Мощный поток богатых  $\text{Cl}$  и  $\text{Na}$  водных флюидов, обусловивших амфиболитовый метаморфизм и анортозит-плаггиогранитный анатексис в габбро-гипербазитовом субстрате основной палеодуги, датируется на Урале узким времен-

ным интервалом (410–420 млн. лет) и связан с заложением первой в Уральском палеоокеане палеозоны субдукции (В.В. Холоднов, А.А. Ефимов). С фазовыми переходами углеводородов, высвобождением CO<sub>2</sub> при разложении осадочных доломитов в этой и подобных зонах связывается глубокий поток CO<sub>2</sub> как составная часть рудообразующих и магмогенерирующих флюидов (В.С. Зубков, В.Н. Анфилогов).

Особенностям гранитоидного анатексиса в фундаменте островных дуг и окраинно-континентальных поясов были посвящены доклады Г.Б. Ферштатера (Екатеринбург), М.И. Захарова, Р.Г. Кравцовой, Н.В. Андреевой (Иркутск, Магадан) и других. Показано, что специфика надсубдукционного анатексиса и, в частности, изотопные характеристики гранитоидов определяются меланократовым составом океанического и островодужного субстрата, а в числе инициирующих факторов анатексиса также указываются флюиды, высвобождающиеся при дегидратации океанической коры (Г.Б. Ферштатер).

Специфика седиментогенеза над погружающейся океанической литосферой рассматривалась в единичных докладах. В числе обсуждаемых проблем фигурировали источники сноса обломочного материала (Г.А. Мизенс, Екатеринбург), соотношение терригенных и хемогенных фаций (Л.В. Анфимов, Б.А. Попов, Ю.Н. Горбачев, Екатеринбург), относительные скорости накопления и размыва осадочных комплексов (Б.П. Рыжий и Е.С. Колтышева, Екатеринбург). Полученные выводы дают дополнительные аргументы для общепалеоуральских тектонических построений, утверждая возможность частной коллизии дуга–микроконтинент перед формированием известного зилаирского грауваккового комплекса в фамене (Г.А. Мизенс) или обосновывая влияние субдукции на распределение осадков в Предуральском прогибе (Б.П. Рыжий, Е.С. Колтышева). Важным аспектом седиментогенеза в связи с субдукционными процессами является формирование аккреционных призм и диагностика осадков палеожеолобов, но соответствующие данные обсуждались

в единственном докладе И.В. и Р.А. Кемкиных (Владивосток) на примере Сихотэ-Алиня.

Из многочисленных аспектов субдукции, освещавшихся в докладах на конференции, наиболее актуальными для дальнейших исследований, с точки зрения мировой науки, являются следующие:

- динамика палеосубдукционных процессов, сформировавших древние внутриконтинентальные эпиконтинентальные пояса (Урал, Палеотетис, Тетис и др.);

- соотношение субдукционных и внесубдукционных источников вещества при магмогенерации, седиментогенезе и рудообразовании в пределах активных палеоокаин;

- изотопно-возрастные характеристики надсубдукционных комплексов;

- состав плавящегося субстрата;

- проблема эксгумации высокобарических и высокотемпературных комплексов фундамента надсубдукционных поясов;

- роль поглощенных в зоне субдукции осадков и особенности седиментогенеза на разных стадиях эволюции надсубдукционных бассейнов.

Динамика субдукции (скорости, углы наклона и схождения плит, миграция сейсмофокальных зон в пространстве, надсубдукционный рифтинг и его скоростные параметры) интенсивно изучается на примере молодых и современных активных окраин. Ей посвящены многочисленные публикации в ведущих англоязычных научных журналах. В этом плане внутриконтинентальные складчатые пояса являются белым пятном и могут стать объектом для утверждения научного приоритета российских ученых. Исследования в этом направлении пока не многочисленны.

Изданы тезисы докладов конференции, готовятся к изданию труды конференции.

В целом конференция была проведена на высоком научно-организационном уровне, этому способствовала финансовая поддержка Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-74023).

УДК 549.903.55(5)

## СОВЕЩАНИЕ “ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПЕРИКРАТОННЫХ И ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ”

© 2000 г. В. А. Глебовицкий, И. К. Козаков

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

Поступила в редакцию 17.11.99 г.

16–17 сентября 1999 г. в Москве состоялось совещание, организованное Научным советом по проблемам геологии докембрия РАН и Межведомственным Петрографическим комитетом РАН. Тема совещания – “Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии”. В его работе приняли участие около 70 ученых и специалистов из научных учреждений Москвы, Апатитов, Иркутска, Новосибирска, Санкт-Петербурга. Всего, включая стендовые, было заслушано и обсуждено 27 докладов, в которых представлены результаты геологических, геохронологических, изотопно-геохимических и палеомагнитных исследований ранне- и позднепротерозойских континентальных окраин и докембрийских комплексов структур складчатого обрамления Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Во вступительном слове председатель Межведомственного петрографического комитета О.А. Богатиков подчеркнул роль синтеза геологических исследований при разработке геодинамических моделей развития докембрийской литосферы и наметил связь в подходе к анализу типовых структур древних кратонов и фанерозойских подвижных поясов.

М.Г. Леоновым предложена модель протерозойского развития Карельского массива и прилегающих территорий Восточно-Европейской платформы, в которой прослеживается смена во времени режимов сдвига с растяжением и сдвига со сжатием.

В докладе В.А. Глебовицкого рассмотрена структурно-метаморфическая эволюция перикратонной зоны свекофеннид Балтийского щита. Выделено две стадии коллизии островной дуги и края кратона, которым соответствуют две разновозрастные системы тектонических покровов. Ранней из них отвечает обдукция офиолитов на край континента, поздней – надвигание высокоградных метаморфических толщ на менее метаморфизованные.

На основе комплексных геолого-геохронологических и геофизических исследований области

сочленения Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы с Баренцевоморской шельфовой плитой коллективом исследователей, руководимым Ф.П. Митрофановым, разработана интегральная сейсмогеологическая модель современного глубинного строения и реконструированы основные этапы эволюции тектонического строения северной окраины Европейского континента от архея до голоцена. Предполагается, что основной объем земной коры современного материка и шельфа был сформирован в архее, и структура крупных докембрийских блоков коры сохранилась до настоящего времени, подвергшись существенной модификации лишь в ареалах тектоно-магматической активизации рифтогенной или плюмовой природы.

В.З. Негруца рассмотрел историю северной окраины Восточно-Европейского материка в рифее и венде, которая представляет собой пример амагматичной сейсмично активной палеоконтинентальной окраины позднепротерозойского возраста.

В докладе Е.В. Шаркова и О.А. Богатикова показано, что магматизм Луны был близок к палеопротерозойской (кратонной) стадии развития Земли. Аналоги как более ранних, так и более поздних стадий здесь отсутствуют. Причина этого могла быть в степени их дифференциации в процессе затвердевания магматических океанов.

С.Ш. Шипуновым и Н.Б. Кузнецовым проведен анализ палеомагнитных данных по Башкирскому антиклинорию. Палеомагнитные определения для пород с возрастом в интервале от рифея до перми имеют приблизительно совпадающие палеомагнитные полюса, соответствующие позднепалеозойскому полюсу на кривой кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для Восточно-Европейской платформы. Повсеместное присутствие в породах от рифея до позднего палеозоя вторичных позднепалеозойских направлений намагниченности позволяет предположить, что образование намагниченности связано с процессами, вызванными позднепалеозойской складчатостью. Использование подхода авторов к анализу палеомагнитных данных по верхнерифейским отложе-

ниям Башкирского антиклинория позволяет проследить пространственно-временную направленность процессов складкообразования в пределах западной окраины Башкирского антиклинория.

В докладе В.Э. Павлова и П.Ю. Петрова реконструируется взаимное положение Сибири и Лаврентии, исходя из оригинальных палеомагнитных и магнитостратиграфических данных по карбонатным породам малгинской свиты Учуро-Майского района и свиты линок Туруханского поднятия. Эти свиты относятся к верхней части среднего рифея, к интервалу 1050–1100 млн. лет. Полученные результаты при сравнении с палеомагнитными определениями, ранее опубликованными для близких по возрасту пород Лаврентии, подтверждают возможность того, что Сибирь и Лаврентия являлись частями единого континента. Однако эта возможность может быть реализована только в случае пересмотра полярности рифейских и вендских палеомагнитных направлений Лаврентии и Гондваны. Полученные авторами данные подтверждают расположение Сибирского кратона вблизи современных северных и северо-восточных границ Лаврентии, однако требуют, чтобы Сибирь была повернута к Лаврентии своей юго-юго-восточной стороной.

В докладе В.И. Коваленко с соавторами рассмотрены результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований фанерозойских гранитоидов разных структурных зон Центрально-Азиатского складчатого пояса. Определены главные этапы корообразования и проведено районирование коры с выделением разновозрастных изотопных провинций. При выборе модели развития корообразующих процессов рассмотрены два возможных варианта. В первом предполагается, что значения Nd модельных возрастов гранитоидов дают изотопную характеристику коры на уровне зарождения расплавов. Во втором допускается, что получаемые значения Nd модельных возрастов могут быть связаны с процессами смещения. В соответствии с первым вариантом можно предположить, что в основании микроконтинентов представлена кора, сформированная в рифее, которая вовлекалась в палеозое в процессы плавления. Вторым вариантом предполагает формирование исходных расплавов палеозойских гранитоидов с рифейскими Nd модельными возрастными из смешанного источника.

А.Н. Диденко с соавторами рассматривались результаты палеомагнитных исследований гранитоидов с возрастом  $1825 \pm 5$  Ма Байдарикского блока Дзобханского микроконтинента (Центральная Монголия). Рассмотрено две модели относительного положения Байдарикского блока. В первой модели предполагается, что он находился на  $32 \pm 6^\circ$  северной широты, а область сочленения раннепротерозойских ядер Северо-Амери-

канского и Сибирского континентов должна была находиться в приэкваториальных широтах. Согласно второй модели, до распада континента Родиния сочленение Сибири и Лаврентии проходило не по западной границе Лаврентии, а по северной. Положение этого сочленения было между  $20\text{--}40^\circ$  южной широты, и Байдарикский блок в конце раннего протерозоя был на  $26\text{--}39^\circ$  южной широты. В рамках этой модели Дзобханский микроконтинент отошел от Лаврентии и Сибири при распаде Родинии, а затем после откола от Восточной Гондваны пересек Палеоазиатский океан и был аккретирован к композитному Сибирскому континенту.

Проблема распада суперконтинента Родиния рассмотрена в докладе Е.В. Склярова и его коллег. В качестве индикатора процессов неопротерозойского раскола Родинии рассматриваются рой субпараллельных даек, достаточно многочисленных в пределах Шарыжалгайского выступа. Неопротерозойский возраст габбро-долеритов обоснован согласным перекрытием метаморфических образований Шарыжалгайского блока, вмещающих дайки, осадочной толщей чехла Сибирской платформы, имеющей возраст 630 млн. лет. Относительно хорошая сохранность исследуемых пород позволяет использовать габбро-долериты верхнедокембрийских дайковых комплексов для палеомагнитных реконструкций относительного положения Ангарского блока Сибирского кратона в позднем докембрии.

Эволюция Палеоазиатского океана обсуждалась в докладе Е.В. Хаина с соавторами. Авторами предполагается, что существовал крупный межконтинентальный океанский бассейн, располагавшийся между Балтикой, Сибирью, Казахстаном, Таримом и северным Китаем. Существование этого бассейна подтверждается Циркумсибирскими офиолитовыми поясами с возрастом около 1000, 800, 650 и 570 млн. лет, возраст которых омолаживается от Сибири к югу и западу. По мнению авторов рассматриваемый палеоокеан по своим размерам и сложности строения не уступал Индийскому и Тихому океанам. Распад суперконтинента Родинии, по мнению Е.В. Хаина, не мог произойти позднее 1100 млн. лет.

В докладе А.Б. Кузмичева и соавторов обсуждались результаты изотопных исследований (U–Pb и Rb–Sr методы) тоналитов сумсунурского комплекса. Последние имеют позднерифейский возраст (790 млн. лет) и представляют надсубдукционный магматизм континентальной дуги, приуроченный к окраине Гарганского микроконтинента. Внедрение тоналитов инициировано коллизионными процессами раннебайкальской фазы тектогенеза (около 800 млн. лет) и является прямым свидетельством наращивания первичной континентальной коры в позднем рифее.

Анализ осадочных последовательностей рифея и венда Сибирской платформы позволил В.Н. Подковырову высказать предположение о вхождении последней в состав Родинии в интервале возрастов 1.0–0.65 млрд. лет, от начала пост-гренивиллской стабилизации до предвендской деструкции суперконтинента.

В докладе Ю.К. Советова и соавторов предполагается, что Сибирский кратон образовался в среднем рифее в результате раскола суперконтинента Лавразия, а его юго-восточная окраина кратона оставалась дивергентной на протяжении около 700 млн. лет. Сжатие и закрытие окраино-континентального бассейна произошло только в результате ранневендской коллизии.

В докладе В.Е. Гоникберга Сангиленский сиалический массив Юго-Восточной Тувы рассматривается как область распространения мощного, неравномерно метаморфизованного, терригенно-карбонатного литокомплекса, образованного осадками позднего рифея, венда и раннего кембрия; на северо-западе массива этот комплекс структурно подстилается метатерригенными гнейсами и гранито-гнейсами, которые, по мнению автора, рассматриваются в качестве сиалического основания вышележащего разреза. Характер терригенно-карбонатного комплекса позволяет отождествлять Сангилен с древним высокоподвижным шельфом (или с его периодически погружавшимся тектоническим отторженцем), иными словами – с фрагментом позднекембрийской пассивной окраины Сибирского кратона.

В.А. Макрыгина с соавторами на основании использования Rb–Sr метода сделала заключение о стадийности формирования гранитоидов в Приольхонье. Рост изотопных отношений стронция, по мнению авторов, указывает на параллельную эволюцию коры от переходного типа к континентальному.

В докладе М.А. Горновой и З.И. Петровой сделан вывод о том, что реликты гранулитовых пород в Шарыжалгайском блоке должны рассматриваться в качестве фрагментов офиолитов. Высказывалось предположение о “вторичности” гранулит-гнейсовых комплексов, предшественником которых была протоокеаническая кора.

Е.Ю. Рыцком с коллегами в результате изотопного датирования установлено, что геодинамическая эволюция Байкало-Муйского пояса включает два этапа – раннебайкальский 1.0–0.8 млрд. лет и позднебайкальский 0.8–0.55 млрд. лет. Достоверно установленная ювенильная кора раннебайкальского этапа формировалась на рубеже 1.0 млрд. лет. Раннебайкальский этап развития Байкало-Муйского пояса связан с рифтогенной деструкцией континентальной окраины Сибирского кратона, которая не привела к раскрытию крупного океанического бассейна, так как была прервана коллизийным событием на рубеже 0.8 млрд. лет. Материалы авторов свидетельствуют о принадлежности Байкало-Муйского пояса к позднекембрийской континентальной окраине Палеоазиатского океана, в эволюционном развитии которой не находится признаков самостоятельного Байкало-Витимского океанического бассейна.

Выступавшие в общей дискуссии дали высокую оценку информативности совещания. Был отмечен качественно новый уровень исследований, основанный на использовании современных геохронологических и изотопно-геохимических методов. Однако, по общему мнению, до настоящего времени данных, полученных этими методами явно недостаточно, поэтому оценки возрастных интервалов геологических процессов во многих случаях умозрительны. Так М.А. Семихатов, касаясь доклада Ю.К. Советова с соавторами, отметил явно завышенную оценку (700 млн. лет) времени существования дивергентной окраины Сибирского кратона. Е.В. Шарков и С.П. Кориковский высказали сомнение по поводу отнесения ультрабазитов к древнейшим образованиям Шарыжалгайского блока, что утверждалось в докладе М.А. Горновой и З.И. Петровой. В.И. Коваленко отметил принципиальное значение новых геологических и геохронологических данных, представленных в докладах А.Б. Кузмичева, Е.Ю. Рыцка. Большой интерес вызвали доклады, касающиеся реконструкции положения континентов в докембрии, поэтому было поддержано предложение Е.В. Склярова провести в 2001 г. в Иркутске совещание по проблеме “Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия”.

Сдано в набор 08.02.2000 г.

Подписано к печати 06.04.2000 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.2 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 330 экз.

Зак. 3559

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6



## Международное академическое агентство “Наука”

*Располагаясь в нескольких минутах езды до Кремля,  
в начале Ленинского проспекта, гостиница “Академическая”  
предлагает гостям свои услуги*

Уникальное месторасположение гостиницы на пересечении транспортных артерий города позволяет гостю добраться до любого объекта столицы в кратчайшие сроки. В пяти минутах ходьбы от гостиницы находится Парк культуры и отдыха с многочисленными аттракционами, ресторанами и кафе, знаменитым Нескучным садом. Рядом – Третьяковская галерея и Выставочный центр на Крымском Валу. .

В гостинице 15 этажей, 247 номеров: 145 одноместных, 48 двухместных, 42 полулюкса и 12 номеров люкс.



### *К услугам гостей:*

- Ресторан
- Буфет
- Банкетный зал
- Бильярд
- Конференц-зал на 50 человек
- Континентальный завтрак в ресторане

Начатая частичная реконструкция гостиницы позволит создать дополнительные удобства и комфорт нашим клиентам, в первую очередь, за счет качественного улучшения номерного фонда, расширения номенклатуры предоставляемых услуг.

Кроме гостиничных услуг, мы готовы предложить офисы в аренду в нашем комплексе. Полагаем, что иметь офис в столь престижном и оживленном месте – залог успешного бизнеса.

В гостиничный комплекс входит корпус “УЗКОЕ”, расположенный в живописном тихом зеленом районе в юго-западной части города, недалеко от усадьбы “Узкое” – памятника истории и архитектуры.

В “УЗКОМ” имеется 104 номера, из них 52 одноместных, 40 двухместных, 8 полулюксов и 4 номера люкс.

Для проведения конференций, деловых встреч, семинаров и приемов (до 300 человек) к Вашим услугам конференц-зал, банкетные залы, оснащенные современной аудио-визуальной техникой.

### *Гостиница “Академическая”*

117049, г. Москва, Ленинский пр., д. 1/2

*Служба размещения*

☎ (095) 237-05-14; 959-81-57; 237-28-90

Факс: (095) 238-25-39



### *Гостиница “Узкое”*

117321, г. Москва, Литовский бульв., д. 3а

*Служба размещения*

☎ (095) 427-36-11, 427-01-11

Факс: (095) 427-56-00

*Отдел продаж*

☎/факс: (095) 238-50-39

## Уважаемые авторы!

*С 1998 года Международная академическая издательская компания "Наука/Интерпериодика" (МАИК "Наука/Интерпериодика") начала принимать авторские материалы не только в традиционном (бумажном), но и в электронном (подготовленном на компьютере) виде. Электронная версия материалов может быть представлена автором как дополнение к бумажной версии, что позволит улучшить качество подготовки материалов к публикации. Ниже перечислены правила подготовки электронной версии материалов.*

### ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ПО ПОДГОТОВКЕ ЭЛЕКТРОННОЙ ВЕРСИИ МАТЕРИАЛОВ

#### 1. Общие положения

Электронная версия материалов представляется автором в редакцию после приема рукописи к публикации и должна быть полностью идентична напечатанному оригиналу или содержать внесенную редакцией правку. Исправления, дополнения и т.п., внесенные без ведома редакции, учитываться не будут. Более того, такие электронные версии не могут быть использованы.

Для качественной и оперативной связи автору желательно сообщить редакции свой E-mail адрес.

В состав электронной версии статьи должны входить: файл, содержащий текст статьи, и файл(ы), содержащий(е) иллюстрации. Если текст статьи вместе с иллюстрациями выполнен в виде одного файла, то необходимо дополнительно представить файлы с иллюстрациями.

К комплекту файлов должна быть приложена опись (можно в виде файла), в которой обязательно должны быть указаны: формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов, название журнала, название статьи, фамилия и инициалы автора(ов).

Файлы могут передаваться как на 3.5" (или 5") дискетах, так и по E-mail или FTP. Дискеты могут быть отформатированы как в формате IBM PC, так и в Apple Macintosh. Во избежание технических неполадок запись на диске рекомендуется тестировать и проверять на вирусы. На дискете желательно продублировать материалы в разных каталогах (на случай брака дискеты).

По вопросам подготовки графики и текстов статей, передачи данных по FTP просим обращаться в объединенную редакцию физических журналов по тел. (095) 335-8366 или по E-mail: cedgraph@maik.rssi.ru

Подготовленные файлы присылать по E-mail:

- графика: cedgraph@maik.rssi.ru
- тексты: comedt@maik.rssi.ru

При посылке файлов по E-mail просим придерживаться следующих правил:

- указывать в поле subject (тема) название, номер журнала и фамилию первого автора;
- желательно использовать attach (присоединение);
- в случае больших объемов информации можно использовать общеизвестные архиваторы (ARJ, ZIP, RAR и т.п.), также целесообразно UU-кодировать файлы для более надежной передачи.

#### 2. Подготовка электронной версии материалов

##### 2.1. Основной текст

Желательно представлять основной текст статьи в формате Microsoft Word for Windows. При наборе используйте стандартные Windows TrueType шрифты (например, Times New Roman, Courier New, Arial и т.п.). Стандартный размер шрифта – 12.

Обращаем Ваше внимание на то, что строки текста в пределах абзаца не должны разделяться символом возврата каретки (обычно клавиша Enter). Тексты с разделением строк в пределах абзаца символом возврата каретки не могут быть использованы.

##### 2.2. Графический материал

При подготовке графических файлов мы просим Вас придерживаться следующих рекомендаций:

- для растровых рисунков использовать формат TIF с разрешением 600 dpi, 256 оттенков серого;
- векторные рисунки должны предоставляться в формате программы, в которой они сделаны: CorelDraw (до версии 9.0), Adobe Illustrator (до версии 8.0), FreeHand (до версии 8.0), или в формате EPS;
- для фотографий использовать формат TIF не менее 300 dpi.

Если программа не является распространенной, то желательно дополнительно сохранить файлы рисунков в формате WMF или EPS.

Графические файлы должны быть поименованы таким образом, чтобы было понятно, к какой статье они принадлежат и каков порядок их расположения. Каждый файл должен содержать один рисунок.