

К.Э. Дегтярев

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март - Апрель 2006



# ГЕОТЕКТОНИКА



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

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



“НАУКА”

*Российская академия наук*

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 2006 Март–Апрель

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

*Журнал издается под руководством  
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор  
Ю.М. Пушаровский*

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),  
Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев, А.Л. Книппер, В.И. Коваленко,  
Р. Колман (США), Е.А. Константиновская, Н.В. Короновский,  
К. Крук (Австралия), М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов,  
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),  
С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро, Э.В. Шипилов, А.А. Щипанский

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*

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),  
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,  
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,  
M.G. Leonov, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),  
S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, E.V. Shipilov, A.A. Shchipanskii, Yu.A. Volozh

“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, М.В. Лучицкая*

*Адрес редакции: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН*

*Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43*

*Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90*

**Москва**

**Научно-производственное объединение**

**«Издательство “Наука”»**

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 2, 2006

---

---

Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга <i>М. А. Гончаров</i>	3
О разных уровнях аккреции энсиматических островных дуг <i>В. Д. Чехович</i>	24
Тектоническая расслоенность литосферы Тихого океана <i>Ю. Н. Разницын</i>	36
Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) <i>Е. В. Скляр, В. С. Федоровский</i>	47
Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности <i>Ю. К. Бурлин, Ю. В. Шипелькевич</i>	65
Энергетический анализ глобального рельефа <i>Б. А. Казанский</i>	83

---

## Рецензии

Фундаментальные проблемы геотектоники в “Избранных трудах” Ю.М. Пушаровского <i>А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев</i>	94
---	----

---

---

# Contents

---

---

## No. 2, 2006

Simultaneous English language translation of the journal is available from Pleiades Publishing, Inc.  
Distributed worldwide by Springer. *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

Quantitative Correlation between Geodynamic Systems and Geodynamic Cycles of Various Ranks <i>M. A. Goncharov</i>	3
Different Levels of Ensimatic Island-Arc Accretion <i>V. D. Chekhovich</i>	24
Tectonic Delamination of the Pacific Lithosphere <i>Yu. N. Raznitsin</i>	36
Magma Mingling: Tectonic and Geodynamic Implications <i>E. V. Sklyarov and V. S. Fedorovskii</i>	47
Principal Features of the Tectonic Evolution of Sedimentary Basins in the Western Chukchi Shelf and Their Petroleum Resource Potential <i>Yu. K. Burlin and Yu. V. Shipel'kevich</i>	65
Energetic Analysis of Global Topography <i>B. A. Kazanskii</i>	83

---

## Reviews

Fundamental Problems of Geotectonics in <i>Selected Works</i> by Yu.M. Pushcharovsky <i>A. A. Mossakovsky and S. V. Ruzhentsev</i>	94
---	----

---

---

---

Сдано в набор 05.12.2005 г.	Подписано к печати 10.02.2006 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>		
Цифровая печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.	Уч.-изд. л. 11.9	Бум. л. 6.0
	Тираж 308 экз.	Зак. 1092		

---

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

---

Издатель – Научно-производственное объединение «Издательство «Наука»», 117997 Москва, Профсоюзная, 90  
Оригинал-макет подготовлен МАИК «Наука/Интерпериодика»  
Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.24

## КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ РАЗНОГО РАНГА

© 2006 г. М. А. Гончаров

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119899, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 07.07.2005 г.

Кратко охарактеризована развиваемая автором концепция геодинамики иерархически соподчиненных геосфер (таблица). Обращено внимание на последовательно “вложенные” одна в другую геосферы разного ранга: Земля в целом, мантия (с корой), верхняя мантия (с корой), астеносфера + литосфера, осадочный чехол. Показано, что в каждой из этих геосфер функционирует конвективная геодинамическая система соответствующего ранга. Такая система состоит из ячеек, обусловленных компенсационной организацией тектонического течения и состоящих, в свою очередь, из расположенных в шахматном порядке доменов горизонтального сжатия и горизонтального растяжения. Иерархическая организация геодинамических систем заключается в том, что домен более низкого (более крупномасштабного) ранга является одновременно системой более высокого (более мелко-масштабного) ранга. Показано, что интерференция геодинамических систем разного ранга порождает целый спектр разномасштабных тектонических структур, от “континентальности” Северного полушария и Индо-Атлантического сегмента Земли до мелких складок в орогенных поясах.

Выявлены количественные соотношения между геодинамическими системами разного ранга и иерархическим рядом геодинамических циклов, установленным В.Е. Хаиным [29]. Отношение мощности геосфер, в которых функционируют геодинамические системы разного ранга, к длительности геодинамических циклов соответствующего ранга является величиной с весьма узким диапазоном значений –  $0.45 \pm 0.10$  см/год – и поэтому может быть квалифицировано как внеангавая “геодинамическая константа”. Это отношение имеет размерность скорости. Его формальный физический смысл – усредненная по времени скорость подъема малого элементарного объема геосферы от подошвы к кровле этой геосферы в течение геодинамического цикла. Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер. Ее физическая и геологическая реальность контролируются тем, что на ее основе получены реальные (с точностью до порядка) оценки характерной скорости дрейфа континентов и спрединга. Средняя скорость деформации, в отличие от вышеназванной средней скорости тектонического течения, постоянством не отличается. Она обратно пропорциональна мощности геосферы соответствующего ранга. С повышением ранга не только геосфера имеет все меньшую мощность, но и соответствующая геодинамическая система функционирует во все более локальных ареалах. Это является конкретным воплощением абстрактной компьютерной модели “каскадной” конвекции в геосферах Земли [24]. Увеличение скорости деформации во все более локальных ареалах является одним из выражений эффекта “слабого звена”. Сущность этого эффекта наиболее отчетливо проявляется при рассмотрении гораздо более мелкомасштабных процессов деформации в земной коре, при сочетании обширной, но медленной пластической деформации с более локальной, но быстрой разрывной деформацией.

### ВВЕДЕНИЕ

В 1999 г. автор опубликовал статью под названием “От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер” [11]. Ее основным мотивом является констатация *иерархии* геосфер Земли и утверждение, что в каждой из таких геосфер функционирует конвективная *геодинамическая система* соответствующего ранга, а *интерференция* геодинамических систем разного ранга как раз и является причиной формирования разномасштабного спектра тектонических структур Земли.

В 2000 г. вышла в свет статья В.Е. Хаина “Крупномасштабная цикличность в тектоничес-

кой истории Земли и ее возможные причины”. В этой статье В.Е. Хаин констатировал “определенное соответствие между установленной М.А. Гончаровым... иерархией геодинамических систем и иерархией временных событий, описываемых циклами Вилсона, Бертра и Штилле. Циклам Вилсона отвечают геодинамические системы 1-го ранга М.А. Гончарова, циклам Бертра – системы 2-го ранга, циклам Штилле – системы 3-го ранга” [29, с. 13].

Цитированное высказывание В.Е. Хаина стимулировало автора к выявлению *количественной* связи между геодинамическими системами и геодинамическими циклами. Этому вопросу и посвящена данная статья.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ РАЗНОГО РАНГА

Развернутое описание геодинамических систем разного ранга содержится в недавно опубликованной книге “Введение в тектонофизику” [14, гл. 10–11]. Поэтому ниже дается лишь их краткая характеристика.

**Критерии выделения конвективных геодинамических систем разного ранга и терминология.** В основу выделения геодинамических систем положено *фундаментальное* свойство геологической сплошной среды – ее *непрерывность* [10]. Если эта среда участвует в тектоническом течении, которое, в соответствии с положениями механики сплошной среды, состоит из трех компонентов – поступательного перемещения, вращения и деформации элементарных объемов этой среды [22], то характерным свойством такого тектонического течения неизбежно является его *компенсационная организация* [9] (см. рис. 1, А). Эта взаимная компенсация конвективного типа осуществляется в “геодинамических телах”, которые по аналогии с кинематикой конвективного процесса можно именовать *ячейками*. Любая геосфера или толща, охваченная тектоническим течением, в результате названной компенсационной организации тектонического течения оказывается состоящей из ячеек; при этом вращение среды в смежных ячейках осуществляется в противоположных направлениях, по аналогии со сцепленными шестернями в различных механизмах.

В результате такой компенсационной организации тектонического течения естественным образом выделяется *триада* вложенных одно в другое “геодинамических тел”. Самое крупное из них охватывает всю геосферу или толщу и может быть названо *геодинамической системой* (см.

рис. 1, А). Эта система состоит из упомянутых *геодинамических ячеек*, а последние – из *геодинамических доменов*, в которых господствует определенная геодинамическая обстановка (горизонтального сжатия или растяжения, чередующихся в ячейке в шахматном порядке).

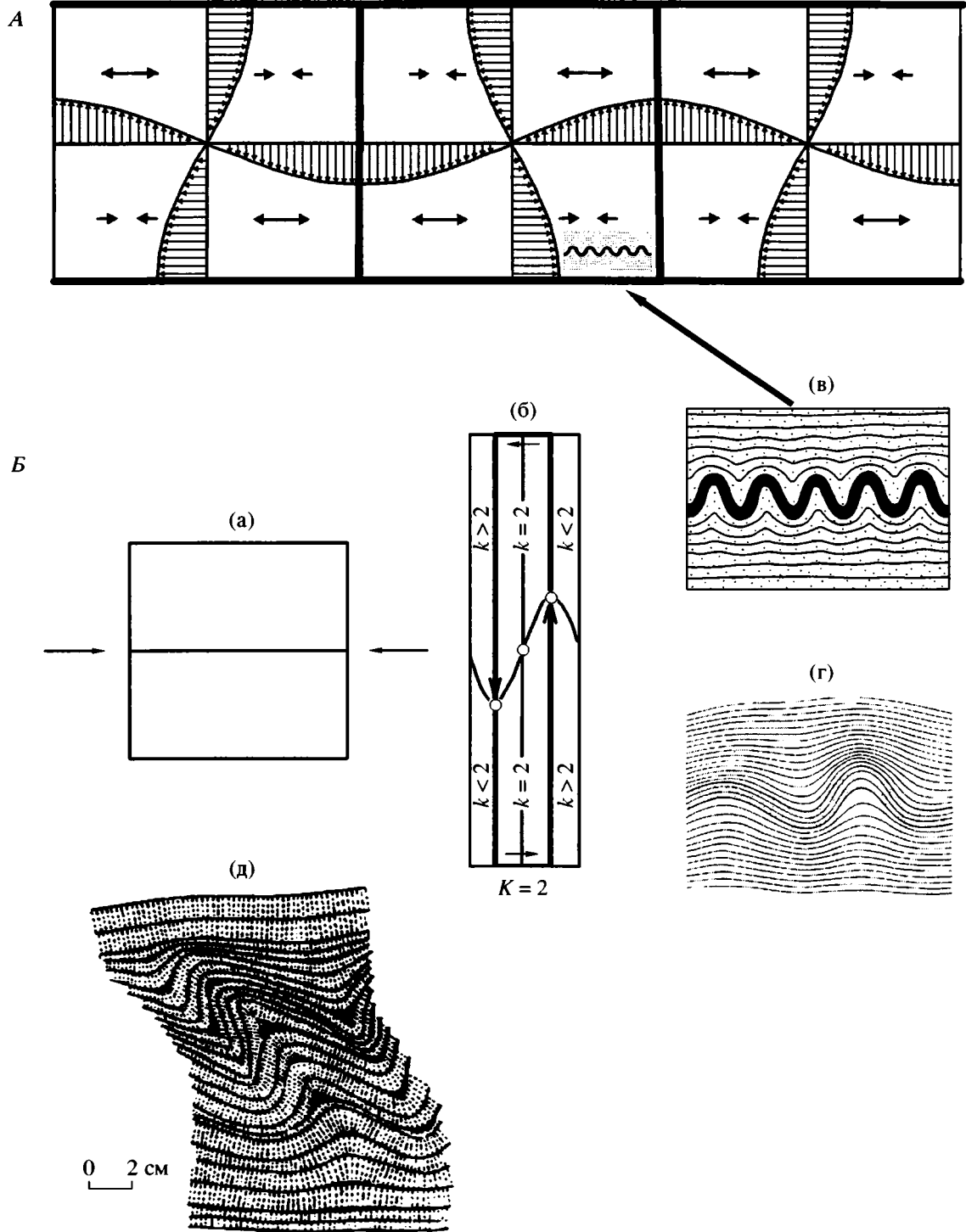
Особенность геодинамического домена, отличающая его как от геодинамической системы, так и от геодинамической ячейки, – это то, что его горизонтальные ограничения не совпадают с подошвой или кровлей той геосферы или толщи, в которой функционирует геодинамическая система (см. рис. 1, А). Поэтому геодинамический домен охватывает геосферу или толщу более высокого (более мелкомасштабного ранга), “вложенную” в геосферу или толщу, о которой шла речь выше. И если эта геосфера или толща более высокого ранга в домене горизонтального сжатия не просто испытывает однородное горизонтальное укорочение и компенсирующее вертикальное удлинение (что практически нереально), а деформируется неоднородно (например, в ее пределах возникает складчатость общего смятия), то наряду с общим укорочением в ней неизбежно возникает компенсационная организация тектонического течения конвективного типа. И эту компенсационную организацию тектонического течения можно квалифицировать как геодинамическую систему более высокого ранга, с выделением ячеек и доменов соответствующего ранга (см. рис. 1, Б). Другое отличие геодинамической системы более высокого (более мелкомасштабного) ранга заключается в том, что ее горизонтальная протяженность также меньше, чем у системы более низкого ранга.

**Иерархия геосфер и толщ Земли.** Другое *фундаментальное* свойство геологической среды –

**Рис. 1.** Пример иерархической организации геодинамических систем двух рангов (пояснения в тексте)

А – простейшая модель конвективной геодинамической системы регионального ранга, функционирующей в геосфере (толще) регионального ранга и состоящей из кинематически взаимосвязанных *ячеек* компенсационной организации тектонического течения регионального ранга; каждая ячейка (одна из них помечена светло-серым цветом) состоит из компенсирующих друг друга (в шахматном порядке) геодинамических *доменов* горизонтального сжатия или растяжения регионального ранга. Поле скоростей тектонического течения представлено в виде эпюра, характеризующих скорость течения на осях координат; через последние в соответствующий домен “втекает” и из него “вытекает” одинаковое количество вещества. Стрелки обозначают направление сжатия или растяжения в домене.

Б – геодинамическая система локального ранга (в) функционирует в геодинамическом домене горизонтального сжатия регионального ранга и состоит из кинематически взаимосвязанных *ячеек* компенсационной организации тектонического течения локального ранга (суммы половин смежных антиклиналей и синклиналей, б); укорочение и компенсационное вертикальное удлинение в  $k > 2$  или  $k < 2$  раз при общем региональном укорочении–удлинении в  $K = 2$  раза; каждая ячейка (одна из них помечена светло-серым цветом) состоит из компенсирующих друг друга (в шахматном порядке) геодинамических *доменов* горизонтального сжатия или *относительного* горизонтального растяжения локального ранга (под воздействием горизонтального сжатия регионального ранга все домены испытывают *абсолютное* горизонтальное укорочение); а – исходное состояние (тонкий горизонтальный слой повышенной вязкости в менее вязкой среде); в – схема сформированной складчатости: двусторонней стрелкой обозначена зона влияния этой складчатости на менее вязкую среду; эта горизонтальная зона является своеобразной “конвектирующей толщей” (по Дж. Рэмзи и М. Юберу [41]); г – экспериментальное воспроизведение процесса, по П. Кобболду (из [41]); д – природные межслоевые складки, затухающие вниз и вверх по разрезу (из [7]); прерывистые линии обозначают направление максимального удлинения вещества слоев; наблюдается компенсационная организация тектонического течения локального ранга на фоне общего горизонтального укорочения слоистой пачки и возникновения в ней складчатости в домене регионального ранга



это разделение Земли на геосферы и толщи, отличающиеся по составу, плотности и реологическим свойствам (в первую очередь, по вязкости). Можно выделить ранжированный ряд геосфер и толщ Земли (таблица).

Ниже дается краткая характеристика геодинамических систем разных рангов, функционирую-

щих в вышеназванных иерархически соподчиненных геосферах и интерферирующих одна с другой, с тем чтобы показать, что такая *иерархическая геодинамика* достаточно адекватно описывает весь разномасштабный спектр процессов, происходящих в разных геосферах и толщах, и возникающих при этом структур.

## Геодинамика иерархически соподчиненных геосфер

Ранг ГС	Геосфера, $h$ (км)	Ареал	Процессы, структуры	Ранг ГЦ, $t$ , Ма	$h/t$ , см/год
ГС-0	Вся Земля, 6370	Повсеместно	Западная и северная компоненты дрейфа континентов, связанные с поднятием Антарктиды и опусканием Арктики по "правилу буравчика"	Цикл северного дрейфа, 1700	0.37
ГС-1	Вся мантия, 2900	Повсеместно	Созидание и распад суперконтинентов	Циклы Вилсона, 650	~0.45
ГС-2	Верхняя мантия, 660–670	Под океанами	Субдукция, коллизия, спрединг	Циклы Бертрана, 175–200	0.33–0.38
ГС-3	Астеносфера + литосфера	В зонах повышенного теплопотока (субдукции, коллизии, спрединга)	Двухъярусная конвекция:	?	?
ГС-3а	300–400		В зонах субдукции и коллизии – мантийные диапиры, впадины над ними, дугообразные желоба и зоны Беньофа или центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения на периферии		
ГС-3б	100–220		В зонах коллизии – системы линейных продольных поднятий с "корнями" и впадин с "антикорнями"		
ГС-3в	50–100		В зонах спрединга – системы линейных поперечных поднятий с "корнями" и впадин с "антикорнями"	?	?
ГС-4	Осадочный чехол, 5–15	В зонах коллизии	Термофлюидная конвекция. Региональный метаморфизм. Антиклинории и синклинории, складки	Фазы складчатости, 1–3	~0.50

Примечание. ГС – геодинамические системы. ГЦ – геодинамические циклы; циклы Вилсона, Бертрана и Штилле – по В.Е. Хану [29];  $h$  – мощность геосферы;  $t$  – длительность цикла; Ма – млн. лет.

**Надглобальная геодинамическая система 0-го ранга (ГС-0).** Эта геодинамическая система ответственна за западную и северную компоненты дрейфа континентов, которые выявлены достаточно определенно [31]. Западная компонента дрейфа обусловлена вращением верхних геосфер (в данном случае наиболее "возвышенной" континентальной литосферы) вокруг земной оси с меньшей скоростью, чем нижележащие геосферы. То есть они относительно нижележащих геосфер "вращаются" вокруг названной оси в противоположном – западном – направлении. Это предполагал еще А. Вегенер [4]. Теоретическое обоснование этого процесса содержится в недавней публикации [44], а результаты его физического моделирования опубликованы в работе [2].

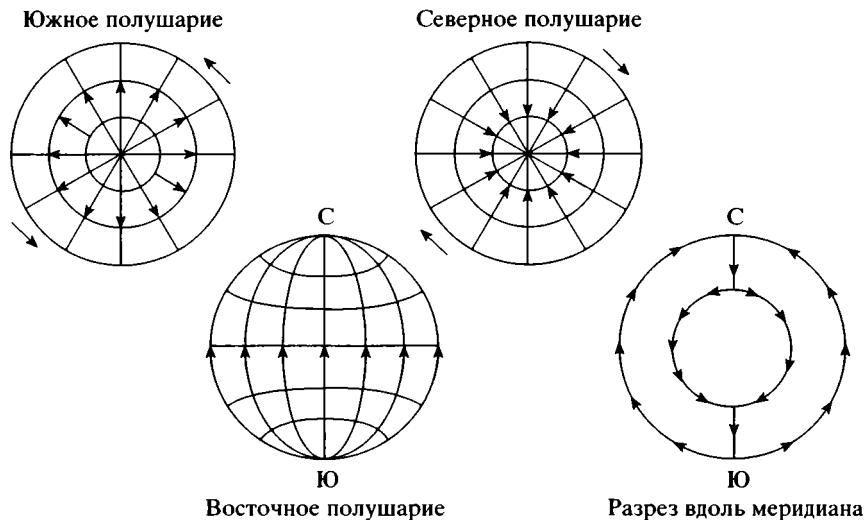
Северная же компонента дрейфа континентов ответственна за приуроченность большей части континентальных масс к Северному полушарию. Если считать, что она обусловлена тектоническим течением подконтинентальной мантии и кинематически связанного с ней внешнего "жидкого" ядра, и учитывать упомянутую выше компенсационную организацию тектонического течения [9], то можно сделать вывод о том, что в мантии Земли осуществляется осесимметричная одно-

ячейковая конвекция (рис. 2). Эта конвекция не может быть квалифицирована как свободная, происходящая за счет теплового источника, поскольку данные сейсмической томографии не дают оснований считать, что в зоне восходящего потока, под Южным полюсом, существует "горячая" мантия. Остается предположить, что такая конвекция является вынужденной. Названный восходящий поток вызывает нарушение изостатического равновесия литосферы Антарктиды [15] и создает в этой литосфере обстановку осесимметричного горизонтального растяжения с формированием меридиональных (радиальных по отношению к Южному полюсу) рифтов и других линеаментов [1, 30].

Для области Северного полюса, напротив, характерен нисходящий поток и обстановка осесимметричного горизонтального сжатия. Одним из признаков нисходящего потока является характерный для Арктики рифтовый и пострифтовый режимы с формированием глубоких впадин, начиная с позднего мела. Т.е. как раз с того времени, когда Арктика стала устойчиво приполярной областью.

Конвекцию (см. рис. 2) можно увязать с упомянутой западной компонентой дрейфа континен-





**Рис. 2.** Осесимметричная одначейковая конвекция, охватывающая мантию и внешнее ядро Земли (по Н.А. Божко и М.А. Гончарову [35]), согласующаяся с направлением западной компоненты дрейфа континентов

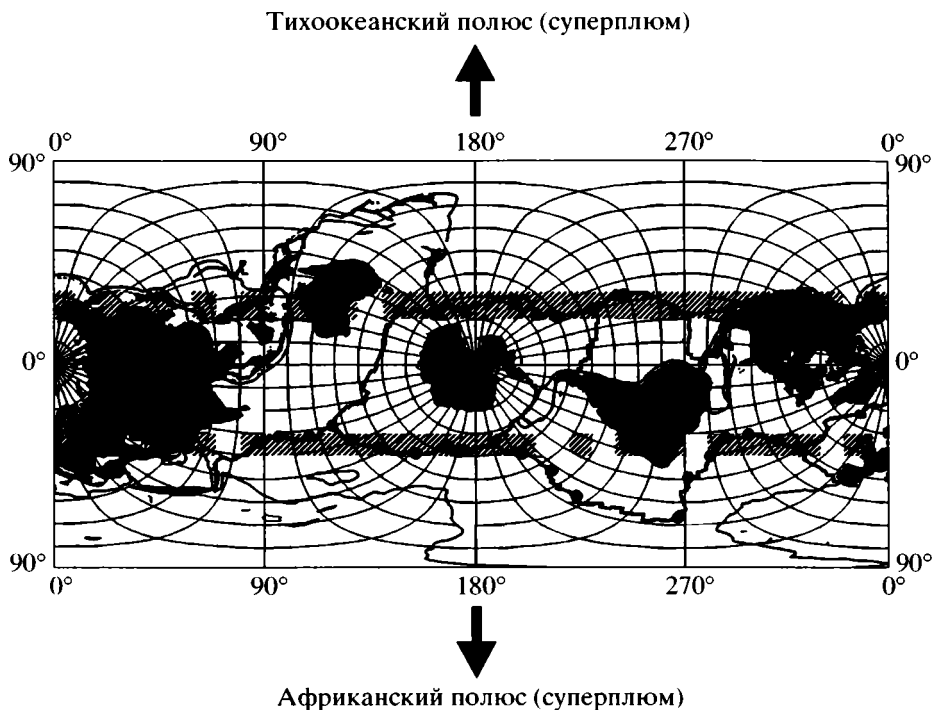
Поверхностный северный (направленный вдоль меридианов) горизонтальный поток компенсируется в тылу восходящим потоком в районе Южного полюса, а на фронте – нисходящим потоком в районе Северного полюса. Эти три потока должны замыкаться глубинным южным горизонтальным противопотоком, также направленным вдоль меридианов. Крупные стрелки вне сферы обозначают направление западной компоненты дрейфа континентов, которое по “правилу буравчика” согласуется с названными восходящим и нисходящим потоками

тов с помощью известного в физике “правила буравчика” [12]. Вся эта взаимосогласованная система, ответственная за западную и северную компоненты дрейфа континентов и обусловленная действием *внешней* по отношению к Земле причины, может быть квалифицирована как *над-глобальная геодинамическая система нулевого ранга (ГС-0)*. Одним из ее проявлений можно считать северо-западный дрейф еще единой Пангеи в промежутке 250–200 млн. лет назад [16, рис. 82].

ГС-0, обусловленная действием *внешних* по отношению к Земле ротационных сил и поэтому функционирующая во всей Земле, является крайним членом в иерархии интерферирующих конвективных геодинамических систем, функционирующих в столь же иерархически соподчиненных геосферах. Она создает *общий фон*, на котором разворачивается действие геодинамических систем более высокого ранга, о которых пойдет речь в следующих параграфах.

**Глобальная геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1).** Эта геодинамическая система ответственна за созидание и распад суперконтинентов. После распада последней Пангеи все континенты (кроме Африки) расположились в экваториальной полосе так называемой GRS (Geotectonic Reference System) [40] – субмеридиональной полосе в “обычных” географических координатах с центральным меридианом  $100^\circ$  в.д.  $-80^\circ$  з.д. (рис. 3). К этой полосе приурочены пониженный уровень земного геоида и относительно “холодная” нижняя мантия. А полюсы GRS расположены на

“обычном” географическом экваторе в точках его пересечения с меридианами  $10^\circ$  в.д. и  $170^\circ$  з.д. К полярным областям GRS приурочены повышенный уровень геоида и два суперплюма – Африканский и Тихоокеанский – с характерными для них восходящими мантийными потоками, а к упомянутому экватору GRS – компенсирующий нисходящий поток. Этот экватор является границей двух конвективных ячеек в нижней мантии (рис. 4). В верхней же мантии в “континентальном” Индо-Атлантическом сегменте Земли функционирует “тектоника плавающих континентов” [28], в результате чего распалась последняя Пангея, в центре которой располагалась Африка, с центробежным “разбеганием” остальных континентов и их сосредоточением в экваториальной полосе GRS (см. рис. 3). В Тихоокеанском же сегменте [27] конвекция сначала (до эоцена) охватывала всю мантию и поэтому была одноярусной, что обусловило разрастание Тихоокеанской плиты за счет “разбегавшихся” зон спрединга и избыточную магмогенерацию. Начиная с эоцена, конвекция стала двухъярусной, в результате чего произошло значительное снижение магмогенерации и наметилась центростремительная тенденция миграции современных зон спрединга – Восточно-Тихоокеанской и продолжающей ее Южно-Тихоокеанской. Теоретическая и компьютерная модель такой смены типа конвекции содержится в [20]. Одним из следствий такой двухъярусной конвекции является восходящий поток на экваторе GRS в верхней мантии над нисходящим потоком в нижней мантии (см. рис. 4). Этот



**Рис. 3.** Континенты и главные литосферные плиты в координатах GRS (Geotectonic Reference System). По [40], с упрощением

Показана карта Мира в цилиндрической равнопромежуточной проекции. Экватор и меридианы GRS земной сферы взаимно ортогональны. “Обычные” географические координаты изображены в виде искривленной сетки. Все континенты, кроме Африки, тяготеют к экваториальной полосе GRS (субмеридиональной полосе в “обычных” географических координатах). Экваториальная область GRS ограничена заштрихованными малыми кругами GRS, к которым, в свою очередь, тяготеют зоны спрединга. Африка находится в полярной области GRS

восходящий поток маркируется так называемым “огненным кольцом” на периферии Тихого океана, выявленным по данным сейсмотомографии.

“Геодинамическая” асимметрия Земли, выраженная в различных типах конвекции, в сочетании с центробежным “разбеганием” континентов в Индо-Атлантическом сегменте, имеет своим следствием асимметрию конвекционных потоков (субдукцию в широком смысле) в меридиональной полосе GRS, разграничивающей эти сегменты (см. рис. 4). Компьютерное моделирование “тектоники плавающих континентов” четко выявило тенденцию к такой асимметрии при приближении континента к зоне нисходящего потока: “затягивание” нисходящего потока под континент (рис. 5).

Приуроченность ГС–0 и ГС–1 к оси вращения Земли позволяет сделать предположение, что граница традиционных в геодинамике понятий “фиксизм” и “мобилизм” в очередной раз “повысила свой ранг”. В середине XX века, в “доплейт-тектоническую” эпоху, “мобилистами” (в отличие от “фиксистов”) считались исследователи, признающие горизонтальные перемещения в виде шарьяжей. В последней трети XX века, в связи с возникновением концепции тектоники плит, су-

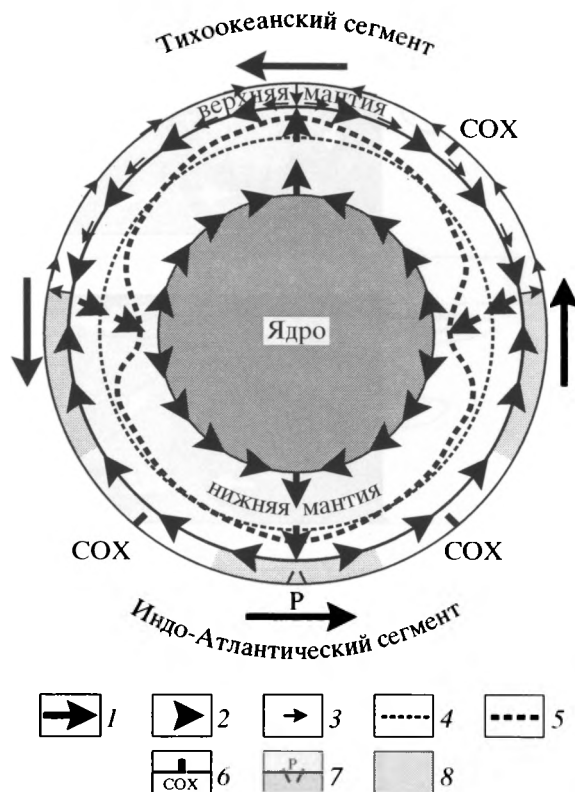
ществование шарьяжей признали практически все геологи, но вместо этого критерием “мобилизма” стало отношение к возможности дрейфа континентов. Ныне, в начале XXI века, когда большинство исследователей не ставит под сомнение этот дрейф, намечается новый рубеж раздела мнений: либо признание фиксированной относительно оси вращения Земли ГС–0 и привязанной к экватору ГС–1 (“глобальный фиксизм”), либо декларирование неупорядоченного, хаотического, не связанного с осью вращения Земли движения континентов и литосферных плит (“глобальный мобилизм”), в том числе на модельном уровне [28].

**Субглобальная геодинамическая система 2-го ранга (ГС–2).** Если надглобальная ГС–0, обусловленная действием внешних по отношению к Земле сил, функционирует во всей Земле в целом, то следующая по рангу ГС–1 уже не охватывает всю Землю; сферой ее действия является только мантия (с корой); тем не менее она является глобальной, то есть повсеместной. Следующие же по рангу геодинамические системы функционируют не только в геосферах более высокого ранга, но к тому же и не повсеместно.

К ГС–2 можно было бы отнести тектонику литосферных плит. Однако к “классической” ячейке “спрединг–плита–субдукция (коллизия)” можно отнести только ячейку “Восточно-Тихоокеанская зона спрединга–плита Наска–Андская зона субдукции”. В остальных случаях зоны спрединга существуют сами по себе, равно как и зоны субдукции и коллизии. Поэтому имеет смысл рассматривать их отдельно.

**Спрединг.** Сейсмотомографическое продолжение зон спрединга прослеживается лишь до небольших глубин (см. рис. 6). Это обстоятельство, в сочетании с компьютерным моделированием “тектоники плавающих континентов” [28], дает все основания полагать, что спрединг является не активной силой, вызывающей дрейф континентов, а всего лишь пассивной реакцией на этот дрейф, обусловленный другой причиной – функционированием ГС–0 и ГС–1, о чем говорилось выше. Зоны “косого” спрединга (с диагональной ориентировкой рифтовых долин и перпендикулярных к ним трансформных разломов) также свидетельствуют о решающей роли дрейфа континентов в формировании спрединговых зон. Если бы сам по себе спрединг был активной движущей силой дрейфа континентов, то последние разошлись бы по нормали к оси спрединга. А таких зон “косого” спрединга достаточно много. Таким образом, спрединг принадлежит к геодинамической системе более высокого (более мелко-) ранга – ГС–2.

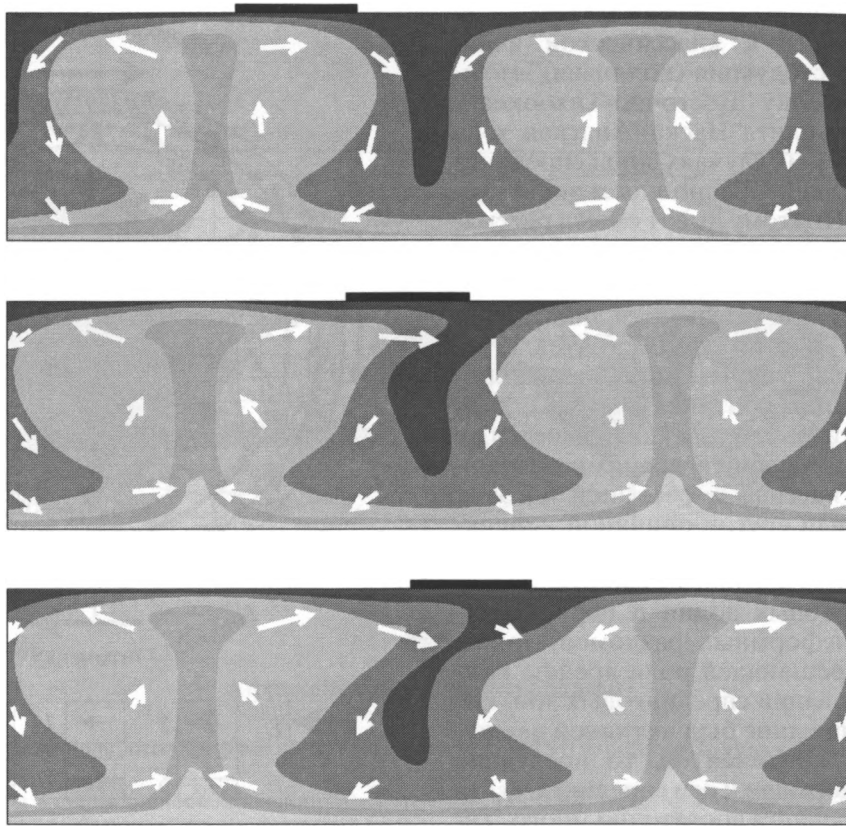
Сказанное не означает, что спрединг представляет собой лишь *пассивное* горизонтальное растяжение литосферы и подстилающей мантии при раздвижении континентов. Повышенный тепловой поток и базальтовый магматизм в зонах спрединга представляют собой достаточно *активный* “отклик” на такое растяжение, равно как и возникновение поднятия в виде срединно-океанского хребта. Однако только этим “активность” спрединга не ограничивается. Недавние геолого-геофизические исследования в акваториях океанов [25, 26] показали, что обстановка горизонтального растяжения в направлении, поперечном к зонам спрединга, господствует лишь в узкой приосевой зоне. Во всей же остальной части океана доминирует обстановка горизонтального сжатия, выраженная в виде надвигов и шарьяжей, по большей части перемещенных от оси спрединга в сторону континентов [26]. Это явление Ю.М. Пущаровский назвал “боковой релаксацией спрединга”. Суть этой “релаксации” заключается в том, что скорость спрединга на оси срединно-океанского хребта *превышает* скорость раздвижения окружающих континентов. Сочетание горизонтального растяжения в зоне спрединга с горизонтальным сжатием по его периферии является поверхностным отражением компенсационной организации тектонического течения, подразумева-



**Рис. 4.** Принципиальная схема функционирования геодинамической конвективной системы 1-го ранга (ГС–1) в мантии Земли. Разрез вдоль экватора, вид со стороны Южного полюса

1 – западная компонента дрейфа континентов в ГС–0; 2 – направление одноярусной конвекции во всей мантии в Индо-Атлантической ячейке ГС–1 и в нижнем ярусе (в нижней мантии) двухъярусной конвекции в Тихоокеанской ячейке ГС–1; 3 – направление конвекции в верхнем ярусе (в верхней мантии) двухъярусной конвекции в Тихоокеанской ячейке ГС–1; 4 – условный равноглубинный уровень в нижней мантии; 5 – условная изотерма в нижней мантии; 6 – зона спрединга в океанической мантии, мигрирующая под влиянием конвекции в ячейках ГС–1; 7 – рифтовая зона на континентальной мантии, возникающая над областью восходящего потока и горизонтального растяжения в ГС–1; 8 – континенты, испытывающие горизонтальное растяжение над областью восходящего потока в ГС–1 (прототип – Африка) и дрейф между областями восходящего и нисходящего потоков в ГС–1 (прототипы – обе Америки и Евразия–Австралия)

ющей сосуществование двух пар компенсирующих друг друга потоков – двух вертикальных и двух горизонтальных противоположного направления (см. рис. 1). Для спрединга это восходящий поток в осевой зоне, горизонтальный центробежный поток (собственно спрединг) и нисходящий поток в области периокеанических впадин. Четвертый же, замыкающий центростремительный горизонтальный поток осуществляется на некоторой глубине, возможно, в подошве верхней мантии. Таким образом, под океаном в верхней



**Рис. 5.** Компьютерная модель “тектоники плавающих континентов”. По В.П. Трубицыну и В.В. Рыкову, из [45] Безразмерная температура представлена тонами (чем светлее, тем “теплее”). Стрелки обозначают направление и скорость течения в мантии. Черный прямоугольник наверху – континент. При приближении континента к зоне нисходящего мантийного потока эта зона становится асимметричной в разрезе и приобретает наклон под континент

мантии между двумя расходящимися континентами должна существовать конвективная геодинамическая система, состоящая из двух ячеек, разделенных осью спрединга. Теоретически и экспериментально эту конвекцию воспроизвел А.Г. Кирдяшкин [17] (см. ниже рис. 12).

Вероятное существование нижнего горизонтального потока в спрединговых верхнемантийных ячейках, ограниченных континентами, может иметь неожиданное последствие. Нижний горизонтальный противопоток в этих ячейках препятствует раздвижению нижней части континентальной мантийной литосферы, что вносит свою “континентальную” специфику в геохимию вулканизма зон спрединга [6].

Все сказанное демонстрирует искусственность объединения океанской и континентальной литосфер, разделенных “пассивной” границей, в единую литосферную плиту.

**Субдукция.** Сейсмотомографические разрезы активных континентальных окраин ясно указывают на погружение “холодной” океанской литосферы в “горячую” мантию. Однако в связи с этим сразу возникает вопрос, какими деформаци-

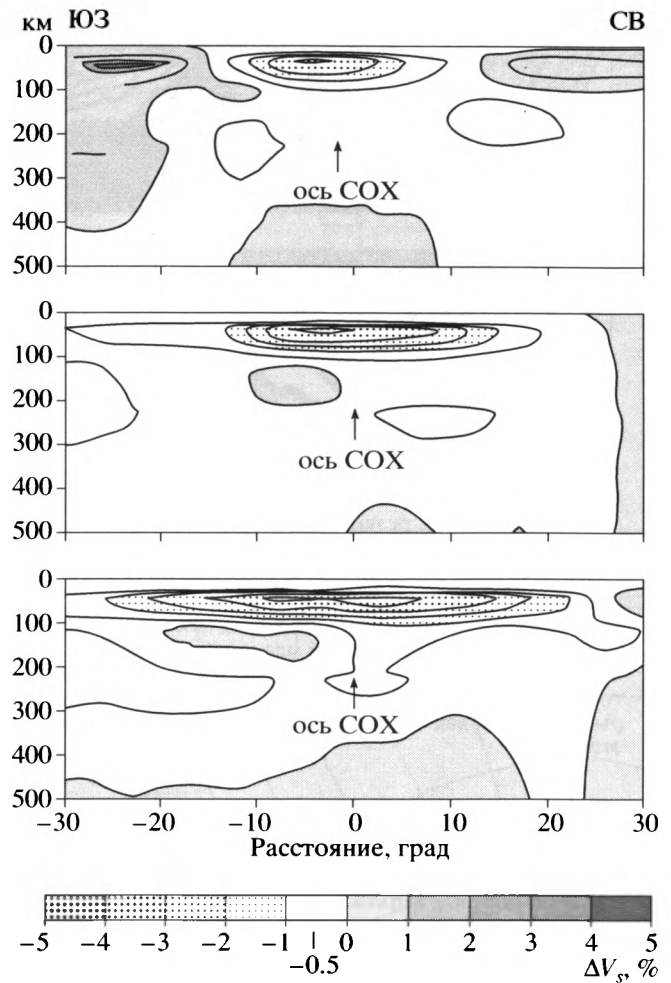
онными свойствами обладает эта литосфера. С одной стороны, к ней приурочены гипоцентры землетрясений (зона Беньофа). Т.е. литосфера как будто бы находится в твердо-хрупком состоянии. С другой стороны, в зоне глубоководного желоба она сначала испытывает изгиб (переход от субгоризонтального положения до наклона под разными углами, вплоть до  $90^\circ$  в некоторых зонах субдукции), а затем снова распрямляется. Здесь уместна аналогия с металлической проволокой, когда ее сгибание с последующим разгибанием приводит к разрыву. Если к этому добавить, что в зону субдукции погружается не некая единая и монолитная литосфера, а предварительно тектонически расслоенная и шарьированная (см. выше описание спрединга), то можно заключить, что эта литосфера обладает скорее свойствами вязкой жидкости при приложении к ней усилий в течение геологического времени, превосходящего время вязко-упругой релаксации горных толщ. (Землетрясения же происходят за значительно более короткие промежутки времени, так что, с сейсмологической точки зрения, литосфера ведет себя как вполне твердое тело.)

Однако если субдуцирующая литосфера ведет себя не как твердое тело, а как вязкая жидкость, то тогда встает другой вопрос – каким образом она сохраняет свою “прямолинейность” и наклон под некоторым углом, находясь в окружении “горячей” и, следовательно, менее плотной и менее вязкой мантии, а не погружается вертикально вниз под действием силы тяжести.

Детальная модель этого процесса еще не разработана. Однако его контуры можно определить как сложное сочетание надвигания континента на зону субдукции и восходящего “горячего” потока в верхней ячейке Тихоокеанского сегмента Земли в ГС-1 (см. рис. 4) с продвижением океанской литосферы от зоны спрединга к зоне субдукции в ГС-2, как это предполагается в концепции плит-тектоники. Интерференция этих разнонаправленных движений как раз и создает наклонную зону нисходящего потока (зону субдукции), в которой, как теперь говорят, океанская литосфера испытывает “засасывание” (suction).

**Коллизия.** В соответствии с постулатами плит-тектоники, коллизия является естественным продолжением процесса сближения континентов и наступает после “закрытия” океанического бассейна и полного поглощения океанской литосферы в зоне субдукции. Однако границы сближающихся континентов не являются прямолинейными или хотя бы конформными. Поэтому выпуклые участки континентов соприкасаются (именно там и начинается коллизия) и затрудняют дальнейшее сближение континентов. Эта ситуация весьма характерна для Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. В результате создаются условия для мантийного диапиризма, обдукции офиолитов, формирования внутренних островных дуг и глубоководных желобов. Все эти процессы рассмотрены ниже.

**Надрегиональная геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3).** Тепловой поток под океанами и их окраинами распределен неравномерно. Его повышенные значения, соответствующие высокому (малоглубинному) положению изотермы  $600^\circ$ , наблюдаются в характерных зонах ГС-2 – в зонах спрединга, субдукции и коллизии [18]. Именно в названных зонах повышенного теплового потока функционирует конвективная геодинамическая система следующего, 3-го ранга (ГС-3). Здесь конвекция обусловлена инверсией плотности в геосфере астеносфера + литосфера: плотность астеносферы примерно на  $0.1 \text{ г/см}^3$  меньше плотности вышележащей мантийной литосферы. Эта инверсия плотности существует во всех областях Земли, где имеется астеносфера, но возникновению столь же повсеместной конвекции препятствует высокая вязкость мантийной литосферы. Исключением являются названные зоны повышенного теплового потока: спрединга, суб-



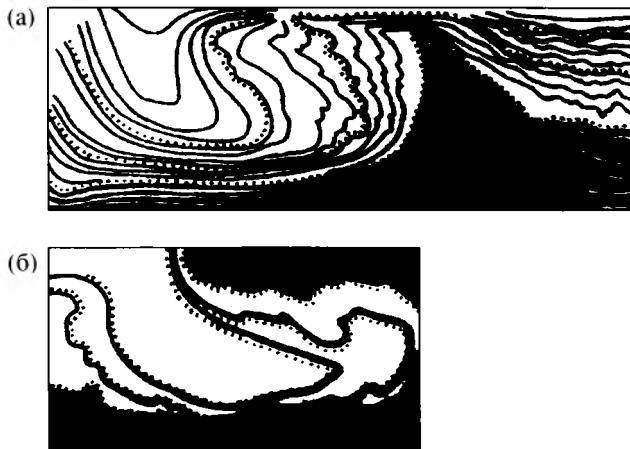
**Рис. 6.** Сейсмотомографические разрезы вкост зон спрединга (сверху вниз): Юго-Восточной Индоокеанской, Южно-Тихоокеанской и Восточно-Тихоокеанской. По [43]

Шкала отражает отклонения скоростей сейсмических волн от средних значений, выраженные в %. “Горячее” состояние характерно лишь для верхних 100 км мантии. Несмотря на определенный независимым способом повышенный тепловой поток, его “подводящий канал” на оси спрединга в срединно-океанском хребте (СОХ) не выявляется

дукции и коллизии. В этих зонах резко снижается вязкость мантийной литосферы и двухъярусная конвекция становится возможной.

Как известно, форма конвективных ячеек зависит от безразмерного числа Рэлея ( $R$ ), которое увеличивается с ростом теплового потока. При  $R > 10^4$  конвективные ячейки имеют трехмерную (купольную) форму, а при  $R$  в диапазоне  $10^3$ – $10^4$  происходит двумерная валиковая конвекция.

**Купольная форма конвекции.** Как правило, размеры субдуцирующих океанических плит (например, Тихоокеанской) значительно превосходят размеры триады “задуговой бассейн–остров-



**Рис. 7.** Воспроизведение мантийного диапира и компенсирующего его резко асимметричного прогиба, имитирующего глубоководный желоб наверху и зону субдукции на глубине. По М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову [23]

Модельные тонкослойные образцы, состоящие из сплава канифоли с машинным маслом, были подогреты снизу. Самый нижний слой обозначен черным цветом. **а** → **б** – эволюция процесса конвекции, который был прерван в разных образцах на различных этапах

пододвигающейся плиты и окаймляющие названные бассейны. Это говорит о том, что субдукция плиты и возникновение названной триады – процессы разного ранга, хотя и взаимосвязанные. На это обратил внимание еще Д. Кариг [38] около 30 лет назад, выдвинув идею мантийного диапиризма, индуцированного субдукцией плит и порождающего формирование изометричных в плане задуговых бассейнов и окаймляющих их островных дуг, глубоководных желобов и продолжающих их на глубине зон Беньофа. Как теперь выясняется, для гипотезы Д. Карига имеются весьма серьезные основания в виде “горячего” надсубдукционного клина, образованного восходящим потоком в верхней ячейке ГС–1 (см. рис. 4), подтвержденные экспериментально (рис. 7). Резко асимметричные впадины в краевых частях модельных образцов компенсируют соседние купольные поднятия, дугообразны в плане, в разрезе напоминают в верхней части глубоководные желоба, а в нижней части – зоны Беньофа.

Уникальной областью, где помимо субдукции участвует также коллизия, является Альпийско-Средиземноморский подвижный пояс (рис. 8). Сближение Африки с Евразией в новейшее время создало “плотную упаковку” континентальных блоков, между которыми располагается цепочка новообразованных впадин (с запада на восток): Альборанская, Сардино-Балеарская, Тирренская, Паннонская и Эгейская. Они окружены извилис-

ная дуга–глубоководный желоб”. К тому же дуги и желоба в плане часто не являются прямолинейными, а образуют гирлянды, выпуклые в сторону



**Рис. 8.** Схема зон надвигов и зон субдукции, опоясывающих новообразованные внутренние бассейны в Альпийско-Средиземноморском горно-складчатом поясе

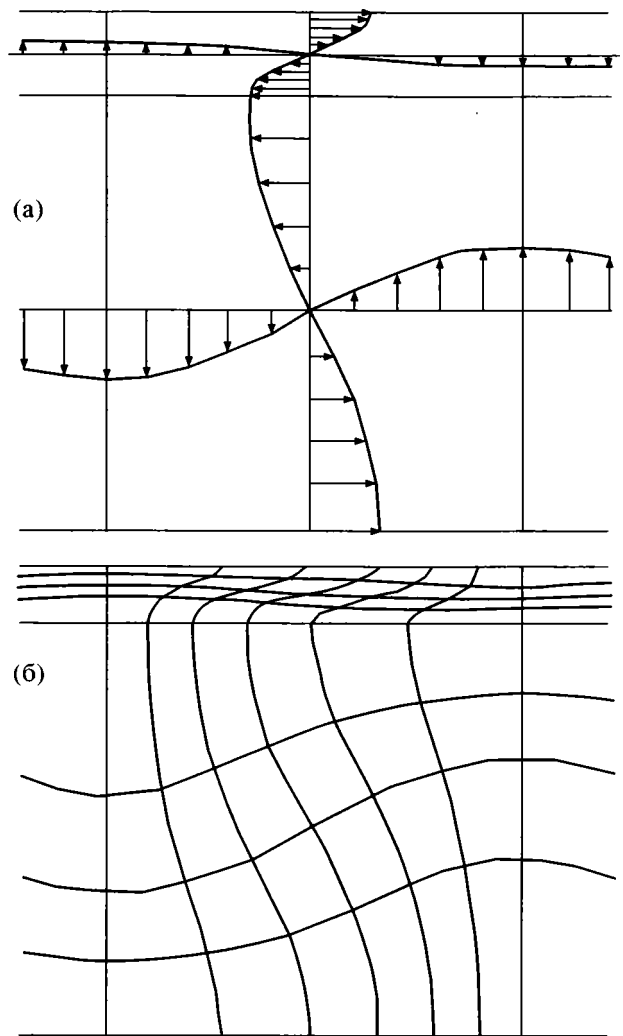
Цепочка новообразованных бассейнов (с запада на восток): Альборанский (А), Сардино-Балеарский (С-Б), Тирренский (Т), Паннонский (П), Эгейский (Э) – окружена извилистым контуром центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений (перечисление вдоль этого контура против часовой стрелки в сторону новообразованных бассейнов): 1 – Магрибиды, 2 – Апеннины, 3 – Южные Альпы, 4 – Динариды, 5 – Эллиниды, 6 – Тавриды, 7 – Понтиды, 8 – Балканы, 9 – Карпаты, 10 – Восточные Альпы, 11 – Западные Альпы, 12 – сооружения Корсики, 13 – Бетиды; 14 – “залив” названного контура в виде Пиренеев. “Брещи” в этом контуре заполняют зоны субдукции с тем же направлением падения сместителя надвига-поддвига: Эоловая (Калабрийская) – 15, Эгейская (Критская) – 16 и Кипрская – 17. Серым цветом обозначены остаточные перикокеанические впадины океана Тетис – Ионическая (И) и Левантская (Л)

тым контуром центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений (перечисление вдоль этого контура против часовой стрелки): Магрибиды, Апеннины, Южные Альпы, Динариды, Эллиниды, Тавриды, Понтиды, Балканы, Карпаты, Восточные и Западные Альпы, сооружения Корсики, Бетиды. Разрывы в этом контуре как бы восполняются зонами субдукции – Эоловой (Калабрийской), Эгейской (Критской) и Кипрской, с сохранением направления падения сместителя на двига-поддвига.

Три процесса разного ранга обусловили структурный рисунок региона: 1) субдукция остаточной части литосферы океана Тетис (ГС-2); 2) коллизия континентальных масс (ГС-2); 3) мантийный диапиризм (ГС-3) как следствие повышенного теплового потока, неизбежного при сближении экранирующих глубинное тепло континентов. Субдукция и коллизия создают обстановку общего горизонтального сжатия, которая резко ускоряет рост мантийных диапиров и синхронизирует этот процесс в удаленных один от другого регионах Альпийско-Средиземноморского пояса. Влияние общего горизонтального сжатия на рост конвективных диапиров подтверждается результатами компьютерного моделирования [37].

Восходящий мантийный поток в центре диапира компенсируется на поверхности горизонтальным центробежным потоком, который на границе с континентальными форландами вызывает формирование центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений, а на границе с океаническими впадинами он компенсируется формированием резко асимметричных, наклоненных в сторону диапира прогибов (см. рис. 7) – зон субдукции коры океанического типа.

В качестве более масштабного примера перехода по простиранию субдукционных структур в коллизионные можно привести выпуклую к юго-западу Зондскую зону субдукции, переходящую к северо-западу во внешний фронт шарьяжей Гималаев, также выпуклый в южных румбах. Как уже говорилось, по данным сейсмотомографии, вокруг Тихого океана в верхней мантии фиксируется так называемое “огненное кольцо”, но именно под Зондским архипелагом оно имеет наиболее глубокий “корень” – около 400 км. Это дает основание предполагать здесь наличие гигантского мантийного диапира (не исключено, что именно он обусловил смещение о-ва Суматра к юго-западу во время последнего катастрофического землетрясения конца 2004 г.). В тылу же Гималаев располагается Тибет. В последнее время и под ним обнаружен изометричный в плане выступ “горячей” мантии с “корнем” также глубиной около 400 км [39]. Так что и здесь имеются признаки гигантского мантийного диапира. То есть



**Рис. 9.** Простейшая модель двухъярусной компенсационной организации тектонического течения в тектоносфере

**а** – поле скоростей течения в виде эпюр, характеризующих скорость течения на осях координат; через последние в соответствующую четверть ячейки “втекает” и из нее “вытекает” одинаковое количество вещества (ср. с рис. 1, А); **б** – искривленные линии первоначально образовывали ортогональную сетку. Вращение в противоположных направлениях (наподобие смежных шестерен) происходит не только в ячейках, смежных по горизонтали (как на рис. 1, А), но и в ячейках, смежных по вертикали. Горизонтальные размеры нижних и верхних ячеек одинаковы, а их вертикальные размеры различаются, в соответствии с различной мощностью конвектирующих геосфер

на юго-востоке Евразии также происходит интерференция процессов субдукции, коллизии и мантийного диапиризма.

При мантийном диапиризме, из-за наличия относительно легкой коры, неизбежна *двухъярусная* конвекция (см. рис. 9), что подтверждено результатами компьютерного моделирования [33].

Кора над мантийным диапиром, для соблюдения изостазии, должна быть *двояковогнутой*. Другими словами, над восходящим потоком мантийного диапира неизбежно возникновение нисходящего потока в верхней коре, что и приводит к формированию впадины рельефа на поверхности в виде новообразованного бассейна. На периферии же происходит компенсационное сгущивание материала в виде шарьяжей, а если в бассейне дело доходит до рассеянного спрединга и формирования океанической коры, то при продолжении процесса эта кора может быть обдуцирована на периферию впадины в виде офиолитового покрова. Вероятно, именно мантийные диапиры на периферии океана Тетис породили целый “Периарабский” пояс офиолитовых покровов, обдуцированных на *пассивную* окраину Афро-Аравии. Такая трактовка генезиса офиолитовых покровов согласуется с датировками, согласно которым формирование литосферы океанского типа и ее обдукция разделяются небольшим отрезком времени. Более того, именно литосфера задуговых бассейнов имела больше шансов сохраниться на земной поверхности, чем литосфера открытого океана, порожденная в зонах спрединга и погруженная в зонах субдукции [31].

Помимо внутренних бассейнов Средиземноморского пояса, показанных на рис. 8, имеются еще два – Черноморский и Южно-Каспийский. Они отличаются повышенной мощностью осадочного слоя – до 15–20 км. Если предполагать, вслед за А.В. Чекуновым [32], что под ними также располагаются мантийные диапиры, то придется признать, что граница двух ярусов конвекции находится под ними на значительной глубине. В этом случае фундамент осадочного слоя должен *пододвигаться* (а точнее – *вдвигаться*) под окружающие их складчатые сооружения, вызывая на этот раз (в отличие от описанных выше внутренних бассейнов Средиземноморья) *центростремительную* вергентность этих складчатых сооружений. Черноморская впадина полностью соответствует такому сценарию: обрамляющие ее с севера (Большой Кавказ и Горный Крым) и с юга (Понтиды) орогены обладают вергентностью, направленной как раз в сторону этой впадины. В этом случае ороклин (такой, как Горный Крым) обращен своей выпуклостью в сторону, противоположную направлению его вергентности.

**Валиковая форма конвекции.** Как уже говорилось, валиковая конвекция происходит при пониженных значениях числа Рэлея. Ориентировка линейных поднятий (с “корнями”) и чередующихся с ними впадин (с “антикорнями”) зависит от геодинамической обстановки, создаваемой в геодинамической системе более низкого (более крупного) ранга – ГС–2.

В зонах коллизии линейные поднятия и впадины характеризуются *продольной* ориентировкой по отношению к коллизионному орогенному поясу. Орогенные пояса состоят из чередующихся линейных поднятий с утолщенной корой (“корнями”) и впадин с утоненной корой (“антикорнями”). Утонение коры впадин не может быть следствием внешнего коллизионного сжатия. Чередование орогенных линейных поднятий с утолщенной корой и впадин с утоненной корой возникает в процессе *валиковой* двухъярусной конвекции в геосфере астеносфера + литосфера (см. рис. 9).

Идею о такой двухъярусной конвекции высказали А.В. Чекунов применительно к новейшему тектогенезу Юго-Восточной Европы [32, рис. 6, в] и М.Г. Леонов в связи с анализом альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня [19, рис. 9]. Более конкретная схема двухъярусной конвекции, с учетом этапности орогенеза и эволюции конвективного процесса, разработана автором данной статьи для новейшей геодинамики Большого Кавказа [14, рис. 11, 27; 34].

*Зоны спрединга* – это срединно-океанские хребты, формирующиеся, в отличие от орогенных поясов, в иной геодинамической обстановке – обстановке растяжения, обусловленного спредингом. По своим масштабам это не “хребты”, аналогичные хребтам орогенных поясов, а своеобразные “талассорогенные” пояса, протяженностью в десятки тысяч километров и шириной в тысячи километров и в этом смысле сопоставимые с орогенными поясами. Сходство не ограничивается только масштабом.

По данным спутниковой альтиметрии, срединно-океанские хребты выглядят ныне на топографических схемах океанского дна как системы поперечных (по отношению к простиранию срединно-океанских хребтов) поднятий-хребтов и впадин-долин, осложненных повсеместной поперечной морщинистостью рельефа океанского дна (рис. 10). На этом общем фоне рифтовые долины имеют вид второстепенных нарушений, осложняющих поперечные поднятия, а трансформные разломы оказываются приуроченными к поперечным впадинам. Благодаря сдвиговому смещению вдоль трансформных разломов, последние резко выражены в рельефе океанского дна на фоне системы поперечных поднятий и впадин и поперечной морщинистости.

К этому новому “имиджу” рельефа океанского дна можно добавить все чаще обнаруживаемую повышенную у поперечных поднятий и пониженную у поперечных впадин мощность коры (рис. 11). В этом обстоятельстве можно усмотреть известное сходство между поперечными системами поднятий и впадин в срединно-океанских хребтах (“талассорогенных” поясах) и продольными системами поднятий и впадин в орогенных поясах.



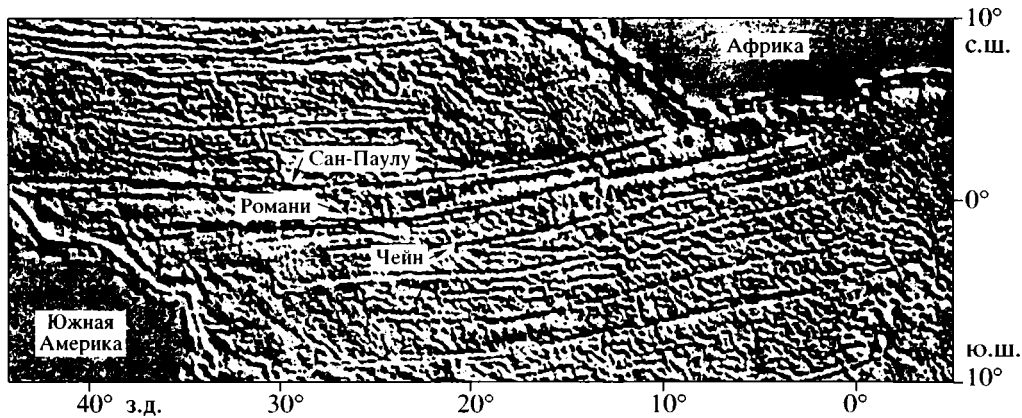


Рис. 10. Современный “имидж” океанского дна по данным спутниковой альтиметрии, на примере экваториальной части Атлантики, из [3]

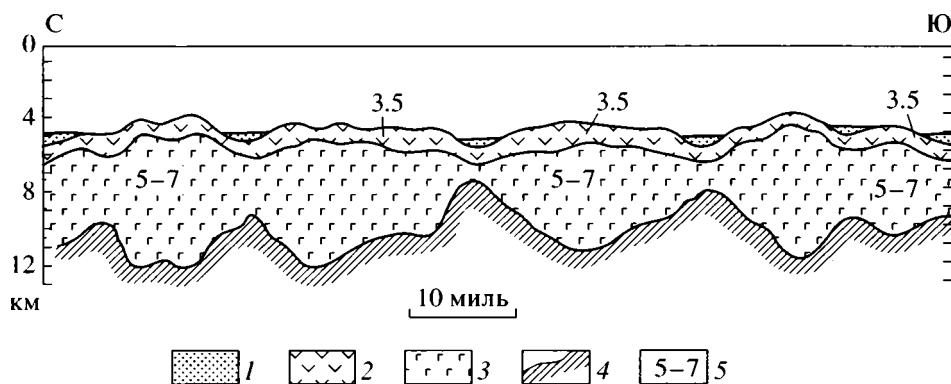


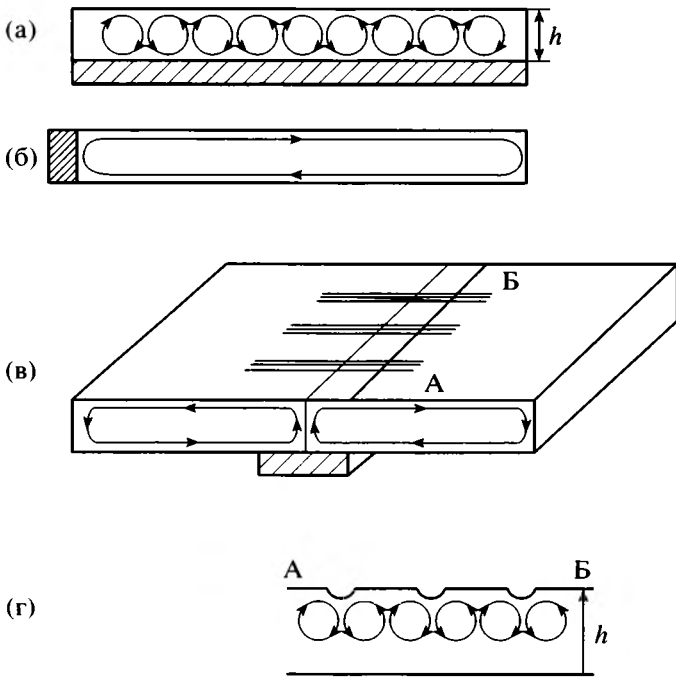
Рис. 11. Глубинный разрез литосферы через разломную зону Зеленого Мыса. По Ю.Н. Разнищину [26]  
 Поперечные поднятия сопровождаются внизу “корнями”, а поперечные впадины – “антикорнями”.  
 1 – осадки; 2 – первая толща (верхняя часть геофизического слоя 2); 3 – вторая толща (слои 2 и 3); 4 – поверхность Мохо; 5 – значения скоростей продольных сейсмических волн, км/с

Как показал А.Г. Кирдяшкин [17], наиболее вероятной причиной формирования поперечных систем является поперечная валиковая конвекция (ГС–3) в молодой океанской геосфере астеносфера + литосфера, которая происходит на фоне более масштабной продольной конвекции в верхней мантии (ГС–2), ответственной за процесс спрединга (рис. 12).

Вместе с тем следует отметить, что в модели А.Г. Кирдяшкина (см. рис. 12, в–г) валиковая поперечная конвекция – одноярусная. Поэтому она не может создать существующие в природе (см. рис. 11) поперечные впадины границы Мохо (“корни”) под поперечными поднятиями рельефа океанского дна и поперечные поднятия этой границы (“антикорни”) под поперечными впадинами дна. Такие “корни” и “антикорни” возникают только в процессе двухъярусной конвекции; они обеспечивают изостатическое равновесие океанской коры (рис. 13, этапы 1, 2; см. также рис. 9 и соответствующий текст). Для полной же компен-

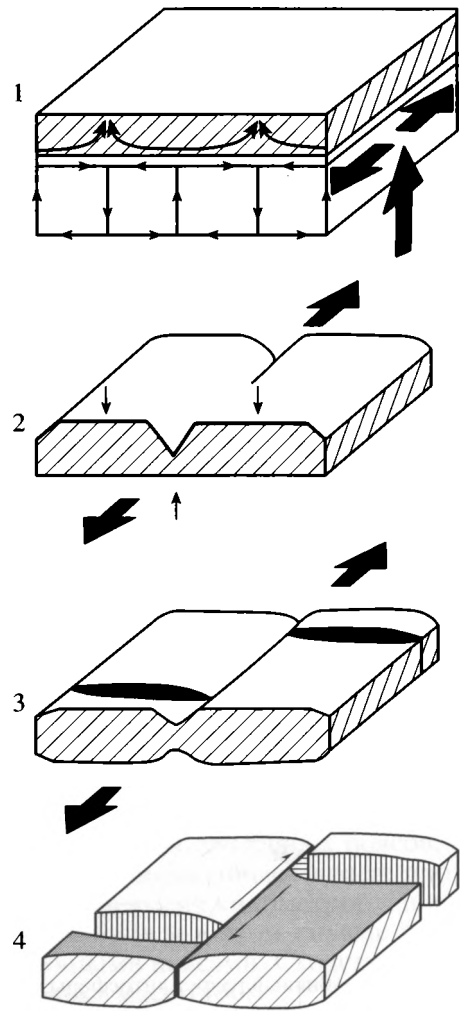
сации объема внутри конвективной ячейки необходимы также горизонтальные потоки, строго увязанные с вертикальными. Эти потоки создают между впадинами и их “антикорнями” обстановку горизонтального растяжения, а между смежными поднятиями и их “корнями” господствует компенсационное горизонтальное сжатие. Такая компенсация растяжения в зонах поперечных впадин сжатием в зонах смежных поперечных поднятий, с участием литрических выдвигов, установлена Ю.Н. Разнищиным [26].

Необходимо отметить, что чем более детальной становится картина рельефа океанского дна в областях срединно-океанских хребтов, тем все более явно выявляется поперечная “морщинистость” этого рельефа, осложняющая упомянутые поперечные поднятия и впадины. Эта “морщинистость” также может быть объяснена в рамках представления о поперечной конвекции. В процессе последней возникают не только поднятия и впадины, но и своеобразное конвективное поле



**Рис. 12.** Тепловая конвекция двух рангов. Эксперимент А.Г. Кирдяшкина [17], с упрощениями и дополнениями

**а** – тепловая конвекция в виде линейных в плане валов и впадин (“валиковая”), возникающая при *равномерном подогреве снизу*; ячейки квадратной формы соизмеримы с мощностью конвектирующего слоя ( $h$ ), ср. с **рис. 1, А**; **б** – тепловая конвекция в форме удлиненной по горизонтали ячейки при *подогреве сбоку*; **в** – тепловая конвекция в виде сочетания двух крупных вытянутых по горизонтали ячеек в слое мощностью  $h$  (как в случае **б**) с системой поперечных мелких ячеек квадратной формы (как в случае **а**) при *подогреве снизу в линейной в плане зоне*; **г** – поперечный разрез по линии А–Б. Косой штриховкой обозначены зоны подогрева



**Рис. 13.** Схема формирования трансформного разлома

1 – сочетание продольной и поперечной конвекции в мантии (см. **рис. 12**); в коре (заштриховано) под влиянием поперечной конвекции в мантии происходит отток материала над зонами восходящего потока и его нагнетание над зонами нисходящего потока, возможно, в виде листрических выдвигов (вынужденная конвекция) с формированием впадин и поднятий; 2 – изостатическая реакция коры с формированием “корней” под поднятиями и “антикорней” под впадинами (в реальности процессы 1 и 2 происходят близко-одновременно); 3 – возникновение и эволюция (расширение и удлинение) рифтовых долин, ориентированных вкрест простирания смежных поперечных поднятий; 4 – соединение концов смежных рифтовых долин посредством формирования сдвигового трансформного разлома вдоль поперечной впадины, представляющей собой полосу коры с сокращенной мощностью

напряжений, которое в случае слоистой толщи приводит к складкообразованию [8, 23].

Таким образом, океанская кора, рожденная в зонах срединно-океанских хребтов в процессе спрединга, изначально обладает поперечно-конвективной структурой, что способствует формированию трансформных разломов под прямым углом к рифтовым долинам (см. **рис 13**, этапы 3, 4) и снимает проблему образования *сдвиговых* разломов в “запрещенном направлении” – параллельно *оси максимального растяжения*; эта проблема прошла мимо внимания создателей и сторонников тектоники литосферных плит.

**Региональная геодинамическая система 4-го ранга (ГС-4).** Геодинамическая конвективная система 4-го ранга (ГС-4) представляет собой термофлюидную конвекцию в осадочном чехле подвижных поясов. К термофлюидной конвекции приводит цепь последовательных событий: избыточное обводнение толщи еще на этапе ее накоп-

ления; проникновение в нее теплового импульса из мантии, вызывающее в ней региональный метаморфизм в ее нижней части; увеличение объема и инверсия плотности в толще. Подробности содержатся в [8], где изложен комплексный подход к складкообразованию с использованием данных структурной геологии, тектонофизики, гео-

тектоники, морской геофизики, нефтяной геологии, гидрогеологии, литологии, петрологии и конвективной гидродинамики. Термофлюидная конвекция, приводящая к складкообразованию, воспроизведена экспериментально [8, 23].

Главное следствие конвекции – возникновение в слоистой осадочной толще системы сопряженных антиклинорий и синклинорий, осложненных складчатостью общего смятия.

**Интерференция геодинамических систем разных рангов.** Этот вопрос с многочисленными примерами детально освещается в [14]. Здесь же мы ограничимся только упоминанием о некоторых структурах и структурных парагенезах, возникающих вследствие такой интерференции.

**Интерференция геодинамических систем 0-го и 1-го рангов (ГС-0 и ГС-1).** Обе эти системы “привязаны” к оси вращения Земли (см. выше рис. 2, 4 и соответствующий текст). Это обусловило любопытный результат их *интерференции*: “удвоенный” западный дрейф обеих Америк и весьма незначительную компоненту западного дрейфа Евразии и Австралии за последние 200 млн. лет [21]. Вероятно, именно столь интенсивный быстрый дрейф Америк явился причиной формирования уникального непрерывного орогенного пояса Кордильер–Анд вдоль западной окраины этих континентов, что предполагал еще А. Вегенер [4]. Такой пояс не может быть следствием субдукции, поскольку вдоль западной окраины обеих Америк нет *непрерывной* зоны субдукции.

**Интерференция геодинамических систем 0-го, 1-го и 2-го рангов (ГС-0, ГС-1 и ГС-2).** “Удвоенная” скорость западного дрейфа обеих Америк приводит к их надвиганию на океанскую литосферу. В “чистом” виде такое надвигание проявлено в более продвинутой на запад Северной Америке. На ее западной окраине перекрыта даже Восточно-Тихоокеанская зона спрединга. Непрерывная зона субдукции здесь вообще отсутствует. В данном случае имело место именно *надвигание* континента на океанскую литосферу в (ГС-0) + (ГС-1), которое отнюдь не тождественно (как это часто считают) пододвиганию. На западной же окраине Южной Америки это надвигание сочеталось с пододвиганием в ГС-2 (собственно субдукцией). Нечто промежуточное между западными окраинами Северной и Южной Америки представляет регион на западной окраине Северной Америки, где свой вклад вносит ГС-2 в виде “тектонопары” спрединга в малой спрединговой системе Хуан-де-Фука и субдукции в зоне Каскадных гор.

**Интерференция геодинамических систем 1-го, 2-го, 3-го и 4-го рангов (ГС-1, ГС-2, ГС-3 и ГС-4).** Как говорилось выше, субдукция, колли-

зия и спрединг (ГС-2) не являются *непосредственной* причиной формирования изометричных и линейных поднятий и впадин в орогенных и “талассоорогенных” поясах, но они “катализируют” и синхронизируют процесс двухъярусной конвекции (ГС-3) в субглобальном масштабе, а также определяют продольную (при коллизии) или поперечную (при спрединге) ориентировку линейных поднятий и впадин.

В зонах “косой” коллизии, в которых коллизонное сжатие ориентировано не строго перпендикулярно к простиранию коллизонного пояса, происходит интерференция ГС-2 (коллизия), ГС-3 (формирование кулисообразно расположенных линейных поднятий) и ГС-4 (складкообразование в осадочном чехле). В качестве примера можно привести герцинские структуры Южного Тянь-Шаня [42].

В зонах “косого” спрединга также имеет место интерференция трех геодинамических систем: ГС-1 (транстенсивное, с компонентой сдвига, раздвижение континентов), ГС-2 (собственно спрединг и формирование срединно-океанского хребта – “талассоорогена”) и ГС-3 (образование косо ориентированных по отношению к оси срединно-океанского хребта линейных поднятий и впадин; к последним приурочены трансформные разломы).

### ВНЕРАНГОВАЯ “ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНСТАНТА”: ОТНОШЕНИЕ МОЩНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ К ДЛИТЕЛЬНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ РАЗНОГО РАНГА

Как говорилось в начале статьи, В.Е. Хаин усмотрел соответствие между описанной выше иерархией геодинамических систем и иерархией временных событий, описываемых циклами Вилсона, Бертрана и Штилле (см. таблицу). Встает вопрос о *количественной* связи параметров геодинамических систем и геодинамических циклов.

Главными параметрами являются мощность ( $h$ ) геосферы, в которой функционирует конвективная геодинамическая система, и длительность ( $t$ ) геодинамического цикла. Отношение этих параметров ( $h/t$ ) как раз и характеризует названную количественную связь. Как видно из таблицы, отношение  $h/t$  для ГС-1, ГС-2, ГС-3б и соответствующих им геодинамических циклов Вилсона, Бертрана и Штилле находится в весьма узких пределах, *независимо от ранга ГС и геодинамических циклов*: 0.3–0.8 см/год. Наибольший разброс значений приходится на ГС-3б из-за неопределенности глубины подошвы астеносферы, от 100 км (граница “N” Н.И. Павленковой) до 220 км (граница “L” И. Леманн).

Эту “трехранговую” иерархию можно нарастить как вверх, так и вниз (ГС–0 и ГС–4, см. таблицу). Поскольку ГС–0 обусловлена ротационными силами, то в качестве геосферы, в которой она функционирует, можно рассматривать всю Землю. При этом  $h = 6370$  км (радиус Земли), а  $t$  можно принять равным  $850 + 850 = 1700$  Ма. Первое слагаемое соответствует отрезку времени между формированием суперконтинента Родиния и образованием вегенеровской Пангеи (или, что примерно то же, между моментами распада этих суперконтинентов); в этот период центр суперконтинента испытал северный дрейф из околополюсного приэкваториального положения. После распада Пангеи северный дрейф континентов продолжился с тенденцией формирования новой Пангеи в околосеверопольной области, предположительно через такой же отрезок времени – 850 млн. лет. В результате имеем  $h/t = 0.37$  см/год.

Для ГС–4 в качестве геосферы, в которой она функционирует, можно принять осадочный чехол, испытывающий складкообразование в зонах коллизии. Оценка  $h$  для чехла составляет 5–15 км, а оценка длительности фаз складчатости – 1–3 Ма. В итоге получаем  $h/t \sim 0.5$  см/год.

Для всех пяти рассмотренных рангов геодинамических систем и геодинамических циклов усредненное отношение  $h/t$  находится в весьма узких пределах и составляет  $0.45 \pm 0.10$  см/год [13]. Это отношение имеет размерность скорости. Поэтому его *формальный* физический смысл – это *усредненная по времени* скорость подъема малого элементарного объема геосферы от подошвы к кровле этой геосферы, имеющей мощность  $h$ , в течение геодинамического цикла с длительностью  $t$ . Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер.

Этот результат кажется неожиданным. Можно было предполагать, что в геосферах разной мощности (от 6370 км до 10 км) характерная скорость конвекции, зависящая от числа Рэлея, в которое в качестве сомножителя входит  $h^3$ , должна существенно различаться. Однако все эти геодинамические системы тесно взаимосвязаны, наподобие шестерен разного размера в часах и других механизмах; *линейная* скорость таких *сцепленных* шестерен одинакова при резко различной *угловой* скорости их вращения. Приведем пример такой “сцепленности”.

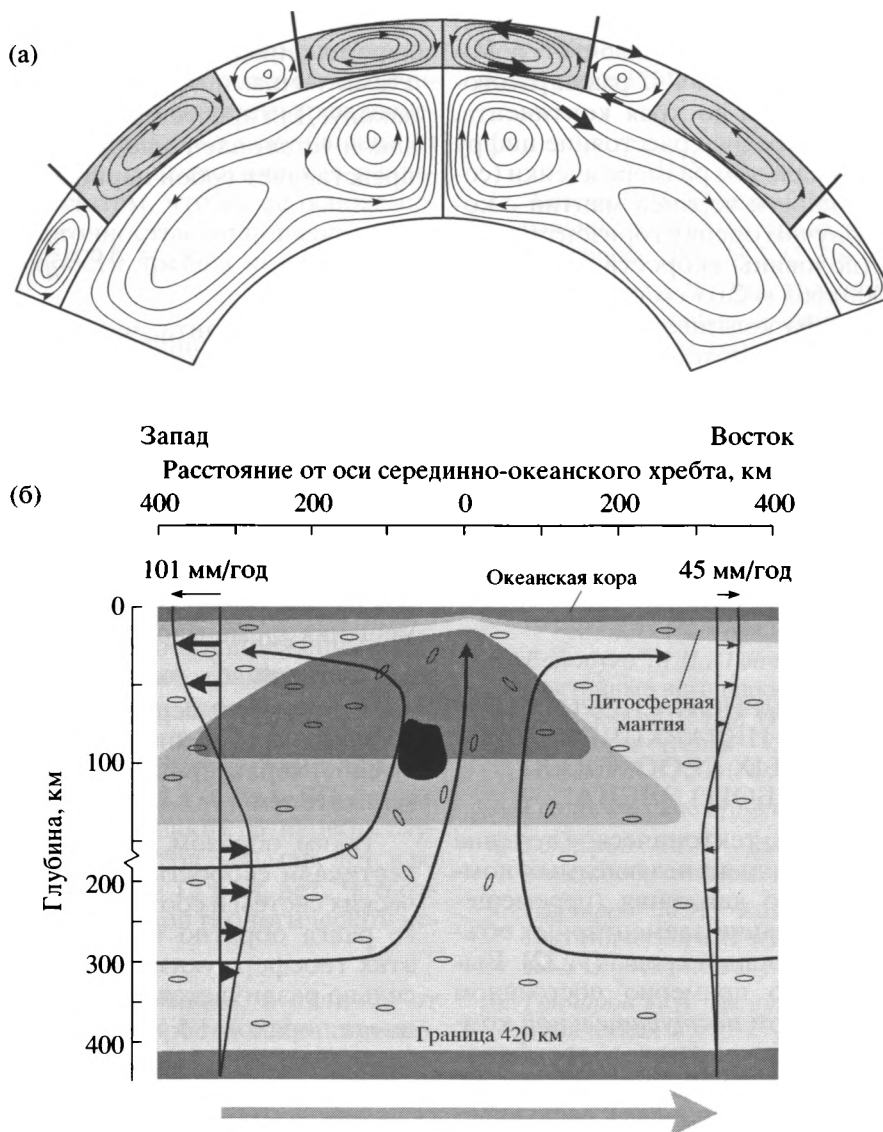
Недавно Л.И. Лобковский и В.Д. Котелкин [20] смоделировали на компьютере установившийся режим двухъярусной тепловой конвекции в мантии (рис 14, а). При этом в соседних верхнемантийных ячейках происходит тектоническое течение с разной скоростью как раз из-за различного

характера “сцепленности” с нижнемантийной ячейкой. Вероятно, именно благодаря последнему обстоятельству имеет место асимметрия спрединга (см. рис 14, б). Эта асимметрия обусловлена тем, что в Тихоокеанском сегменте Земли в ГС–1 на границе нижней и верхней мантии к востоку от Тихоокеанского суперплюма имеет место горизонтальный конвективный поток в восточном направлении (см. рис. 4). В верхней же мантии функционируют две конвективные ячейки ГС–2, разделенные осью Восточно-Тихоокеанского спрединга, наподобие мелких ячеек, показанных на рис. 14, а. При этом верхний горизонтальный конвективный поток (собственно спрединг) в западной ячейке направлен к западу, но компенсирующий его нижний горизонтальный поток направлен к востоку (см. рис. 14, б) и поэтому “сцеплен” с горизонтальным потоком в нижней мантии, что и обеспечивает повышенную скорость спрединга в этой ячейке по сравнению с восточной ячейкой.

Аналогичным образом в Красноморской зоне спрединга его скорость в сторону Африки (1 см/год), определенная по линейным магнитным аномалиям, превышает его скорость в сторону Аравии (0.6 см/год). Та же асимметрия спрединга имеет место и в смежной Аденской зоне – 1.09 см/год в сторону Сомали и 0.86 см/год в сторону Аравии [5]. Эта асимметрия обусловлена тем, что при интерференции ГС–0 и ГС–1 (см. выше) Африка и Аравия дрейфуют к северу (точнее, к северо-северо-востоку) под влиянием северного горизонтального потока в нижней мантии, только Аравия с большей скоростью, что и вызывает спрединг в Красноморской и Аденской зонах. В верхней же мантии между Африкой и Аравией функционируют две конвективные ячейки ГС–2, разделенные осью спрединга, наподобие ячеек, показанных на рис 14.

Проверить состоятельность приведенной оценки скорости *вертикального* конвективного потока можно, если оценить характерные значения скорости компенсирующих *горизонтальных* потоков конвекции, которые можно сопоставить с независимыми оценками скорости горизонтальных движений в геодинамических системах разного ранга. Это можно сделать с учетом того, что характерные скорости этих потоков прямо пропорциональны отношению вертикального и горизонтального размеров ячейки (см. рис. 9).

Горизонтальный размер ячейки ГС–1 составляет около 10000 км (четверть длины большого круга на поверхности Земли, с учетом антиподальности двух центров восходящего потока – Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, см. рис. 4), при ее вертикальном размере (соответствующем мощности всей мантии с корой) около 2900 км. Поэтому характерная горизон-



**Рис. 14.** “Сцепленность” ячеек конвекции в верхней и нижней мантии в зонах спрединга

**а** – установившийся режим двухъярусной тепловой конвекции в мантии (компьютерная модель). По Л.И. Лобковскому и В.Д. Котелкину [20], с дополнениями.

В верхней мантии образовалось больше ячеек, чем в нижней мантии. Поэтому направление вращения в одних мелких ячейках верхней мантии совпадает с направлением вращения в расположенной ниже крупной ячейке нижней мантии, а в чередующихся с ними и отмеченных серым цветовым фоном других мелких ячейках вращения направлено в противоположную сторону (по аналогии со сцепленными шестернями). Вследствие такой “сцепленности” с горизонтальным потоком в нижней мантии, “серые” ячейки имеют большую горизонтальную протяженность, а скорость конвективных потоков в них превышает таковую в “белых” ячейках. Жирные субвертикальные линии обозначают те границы между смежными мелкими ячейками, на которых осуществляется восходящий поток (потенциальные зоны спрединга).

**б** – схематический разрез верхней мантии под Восточно-Тихоокеанской зоной спрединга. Результат исследований по проекту “The Mantle Electromagnetic and Tomography (MELT) Experiment”. По [36], с небольшим дополнением.

Малые эллипсы обозначают предпочтительную ориентировку кристаллов оливина, кривые со стрелками на конце – направление конвективных потоков, эпюры – вертикальные профили горизонтальной компоненты скорости конвективного течения. Асимметрия спрединга выражается в разной скорости спрединга к западу (10.1 см/год) и к востоку (4.5 см/год) от оси спрединга, в разной скорости конвективных течений к западу и к востоку от этой оси и в асимметрии линзы частично расплавленной мантии, удлиненной также в западном направлении; сгущение цвета в линзе соответствует увеличению степени плавления; черное пятно в центре линзы – участок с максимальной степенью плавления мантии, расположенный также к западу от оси спрединга. Крупная стрелка внизу – направление конвективного потока в кровле нижней мантии

тальная скорость (скорость дрейфа континентов) в ГС–1 равна  $(0.45 \times 10000)/2900 \approx 1.55$  см/год. Горизонтальный размер ячейки ГС–2 равен расстоянию от центра спрединга до края континента. Если принять за такое среднее расстояние цифру 3000 км, то при вертикальном размере ячейки (соответствующем мощности верхней мантии с корой)  $\approx 665$  км мы получим оценку горизонтальной скорости в ГС–2 (половины скорости спрединга) равной  $(0.45 \times 3000)/665 \approx 2.03$  см/год. Таким образом, скорость дрейфа континентов и половина скорости спрединга различаются не очень сильно. Однако половина скорости спрединга несколько превышает скорость дрейфа континентов. В результате происходит упомянутая выше “боковая релаксация спрединга” (термин Ю.М. Пущаровского). В то же время на начальном этапе спрединга (Красноморская зона, хребет Гаккеля в Арктическом океане и др.) горизонтальный размер ячейки ГС–2 невелик, поэтому половина скорости спрединга не превышает 1 см/год.

### ОЦЕНКА ХАРАКТЕРНОЙ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ В ИЕРАРХИЧЕСКИ СОПОДЧИНЕННЫХ ГЕОСФЕРАХ: ЭФФЕКТ “СЛАБОГО ЗВЕНА”

Как говорилось выше, тектоническое течение состоит из трех относительно независимых компонент: поступательного движения (перемещения), вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды [9, 22]. Выше речь шла только о примерно постоянном значении средней скорости *поступательной* компоненты тектонического течения в геосферах разного ранга. Оценка средней скорости его *деформационной* компоненты привела к следующему результату [13].

Количественное соотношение двух названных компонент, установленное в механике сплошной среды и адаптированное применительно к тектоническому течению в работе [9], таково:

$$\varepsilon'_z = \frac{dv_z}{dz}. \quad (1)$$

Здесь начало координат помещено в центр конвектирующего слоя, имеющего мощность  $h$ . Ось координат  $Z$  направлена вверх вдоль оси восходящего конвективного потока.  $v_z$  и  $\varepsilon'_z$  обозначают, соответственно, скорость вертикального поступательного перемещения элементарного объема и скорость его деформации, которые изменяются вдоль названной оси координат от подошвы до кровли конвектирующей геосферы. В этих крайних точках  $v_z = 0$ , поскольку в этих точках вертикальное конвективное перемещение

сменяется компенсирующим его горизонтальным перемещением элементарных объемов. Между этими точками  $v_z$  изменяется по определенному закону. Для простейшего случая конвекции такой закон установлен еще Дж. У. Рэлеем (см. в [9]) и представляет собой периодическую функцию:

$$v_z = A \cos \frac{\pi}{h} z, \quad (2)$$

где:  $A$  – константа, численно характеризующая максимальную скорость  $v_z$  в начале координат (в середине слоя), где  $z = 0$ . Используя формулу (1), находим:

$$\varepsilon'_z = -A \frac{\pi}{h} \sin \frac{\pi}{h} z. \quad (3)$$

Сравнение формул (2) и (3) показывает, что оба параметра – скорость поступательного перемещения элементарного объема  $v_z$  и скорость его деформации  $\varepsilon'_z$  выражаются одинаковыми по своей структуре периодическими функциями. Поэтому их усредненные по вертикали (по мощности слоя) характерные значения отличаются лишь множителем  $\pi/h$ .

Таким образом, характерная усредненная по вертикали скорость деформации для геодинамических систем и соответствующих геосфер разного ранга обратно пропорциональна мощностям этих геосфер, указанным в таблице, и поэтому сильно различается. Для ГС–1 и всей мантии она имеет порядок  $1.5 \times 10^{-16} \text{ с}^{-1}$ , для ГС–2 и верхней мантии –  $7 \times 10^{-16} \text{ с}^{-1}$ , для ГС–3 и геосферы астеносфера + литосфера – от  $1.3 \times 10^{-15} \text{ с}^{-1}$  до  $6.0 \times 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ , для ГС–4 и осадочного чехла в складчатых поясах –  $4.5 \times 10^{-14} \text{ с}^{-1}$ .

Средняя скорость деформации в складчатых поясах, определенная независимыми методами, составляет, с точностью до порядка,  $6 \times 10^{-14} \text{ с}^{-1}$  [8], что весьма близко к вышеприведенной оценке для ГС–4 и свидетельствует об ее относительной достоверности.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отношение мощности геосфер, в которых функционируют геодинамические системы разного ранга, к длительности геодинамических циклов соответствующего ранга является величиной с весьма узким диапазоном значений –  $0.45 \pm 0.10$  см/год – и поэтому может быть квалифицировано как *внееранговая “геодинамическая константа”*. Это отношение имеет размерность скорости. Поэтому его *формальный* физический смысл – это *усредненная по времени* скорость

подъема малого элементарного объема геосферы от подошвы к кровле этой геосферы в течение геодинамического цикла. Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер. Ее физическая и геологическая реальность контролируются тем, что на ее основе получены реальные (с точностью до порядка) оценки характерной скорости дрейфа континентов и спрединга.

О необходимости выявления различных констант в геодинамике (как это делается в других науках) автор уже писал [8], предложив в качестве примера “константу складчатости”. Последняя представляет собой безразмерное отношение ( $\sigma/\eta \sim 1$ ) произведения величины складкообразующих напряжений на длительность их действия к вязкости слоистой толщи, численно равное 1, с точностью до половины порядка. Посредством “константы складчатости” удалось показать, что величины складкообразующих напряжений весьма мала и определяется параметрами термофлюидной валиковой конвекции в осадочном чехле (ГС-4, см. таблицу). С помощью же “геодинамической константы” можно оценить длительность геодинамических циклов для ГС-3а и ГС-3в (см. таблицу, вопросительные знаки). В первом случае это будет 350 км/0.45 см/год  $\approx$  80 млн. лет, а во втором – 75 км/0.45 см/год  $\approx$  15 млн. лет. Что отражают эти цифры в реальной геологической истории, пока неясно.

Средняя скорость деформации, в отличие от вышеназванной средней скорости тектонического течения, постоянством не отличается. Она обратно пропорциональна мощности геосферы соответствующего ранга. В то же время из таблицы видно, что, с повышением ранга, не только геосфера имеет все меньшую мощность, но и соответствующая геодинамическая система функционирует во все более локальных ареалах. Этот факт является конкретным воплощением абстрактной компьютерной модели “каскадной” конвекции в геосферах Земли [24]. Увеличение скорости деформации во все более локальных ареалах является одним из выражений эффекта “слабого звена”. Сущность этого эффекта наиболее отчетливо проявляется при рассмотрении гораздо более мелкомасштабных процессов деформации в земной коре, при сочетании обширной, но медленной пластической деформации с более локальной, но быстрой разрывной деформацией.

Автор искренне признателен рецензентам академику РАН В.Е. Хаину и доктору геол.-мин. наук В.С. Буртману за высказанные замечания и пожелания, которые позволили улучшить содержание статьи.

Работа выполнена в соответствии с программой “Университеты России” и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 98-05-64868).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3–9.
2. Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования // Геотектоника. 1991. № 6. С. 21–35.
3. Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.
4. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
5. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 131 с.
6. Волобуев М.И., Гончаров М.А. Альтернативные мантийные источники CFB, OIB и MORB: геодинамическая модель // Научная конференция “Ломоносовские чтения – 2001”: Тезисы докладов. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 10–11.
7. Геологические структуры. М.: Недра, 1990. 292 с.
8. Гончаров М.А. Механизм геосинклинали складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
9. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
10. Гончаров М.А. На пути к созданию теории геодинамических и структурных систем // Геология. 2. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 13–17.
11. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
12. Гончаров М.А. Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по “правилу буравчика” // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС. 2002. С. 128–131.
13. Гончаров М.А. Оценка характерной скорости деформации в иерархически соподчиненных геосферах: эффект “слабого звена” // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: ГЕОС. 2005. С. 159–163.
14. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом “Университет”, 2005. 496 с.
15. Грушинский А.Н., Строев П.А., Корякин Е.Д. Строение литосферы Антарктики и ее изостатическое состояние // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 30–36.
16. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука. 1993. 192 с.

17. *Кирдяшкин А.Г.* Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 81 с.
18. *Левин Л.Э.* Реологическая расслоенность термической литосферы и задача оценки сейсмической опасности // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы*. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 324–327.
19. *Леонов М.Г.* Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // *Геотектоника*. 1996. № 3. С. 36–53.
20. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 2000. С. 29–53.
21. *Ломизе М.Г., Захаров В.С.* Глобальная асимметрия в размещении островных дуг и распад Пангеи // *Геотектоника*. 1999. № 2. С. 3–16.
22. *Лукьянов А.В.* Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
23. Методы моделирования в структурной геологии / В.В. Белоусов, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров и др. М.: Недра, 1988. 222 с.
24. *Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // *Геотектоника*. 1989. № 5. С. 5–13.
25. Разломные зоны Центральной Атлантики / Ю.М. Пушаровский, А.А. Пейве, Ю.Н. Разницин, Е.С. Базилевская. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
26. *Разницин Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
27. *Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д.* Геодинамика и палеогеография северо-западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // *Геотектоника*. 2004. № 1. С. 73–86.
28. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
29. *Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 3–14.
30. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
31. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. 2-е изд. // М.: Книжный дом “Университет”, 2005. 560 с.
32. *Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // *Геотектоника*. 1991. № 3. С. 3–15.
33. *Шарков Е.В., Свалова В.Б.* Петролого-геомеханические аспекты позднекайнозойской геодинамики Альпийско-Гималайского пояса: пример развития зоны коллизии на фоне суперплюма // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тезисы докладов. М.: Научный мир, 2001. С. 146–147.
34. *Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
35. *Bozhko N.A., Goncharov M.A.* Global balanced arrangement of the geodynamic polarity of Earth's Southern and Northern hemispheres // L.P. Zonenshain Confer. on Plate Tectonics. Kiel (Germany): GEOMAR, 1993. P. 43–44.
36. *Forsyth D.W., Scheirer D.S., Webb S.C. et al.* (The MELT Seismic Team) Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: the MELT experiment // *Science*. 1998. Vol. 280. P. 1215–1218.
37. *Ismail-Zadeh A.T., Huppert H.E., Lister J.R.* Analytical modelling of viscous diapirism through a strongly non-Newtonian overburden subject to horizontal forces // *Journal of Geodynamics*. 2001. Vol. 31. № 5. P. 447–458.
38. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basin in the Western Pacific // *Journal of Geophysical Research*. 1971. Vol. 76. P. 2542–2561.
39. *Masson F., Achauer U., Wittlinger G.* Joint analysis of P-traveltimes teleseismic tomography and gravity modelling for Northern Tibet // *Journal of Geodynamics*. 1998. Vol. 26. № 1. P. 85–109.
40. *Pavoni M., Müller M.V.* Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates // *Journal of Geodynamics*. 2000. Vol. 30. № 5. P. 593–601.
41. *Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 2. London: Academ. Press. Incorp., 1987. P. 309–700.
42. *Rogozhin E.A.* Morphology and origin of folding in the South Tien Shan // *Russ. Journ. Earth Sci.* 2004. Vol. 6. № 1. P. 1–34.
43. *Seidler E., Jacoby W.R., Cavsak H.* Hotspot distribution, gravity, mantle tomography: evidence for plumes // *Journal of Geodynamics*. 1999. Vol. 27. № 4/5. P. 585–608.
44. *Smith A.D., Lewis Ch.* Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // *Journal of Geodynamics*. 1999. Vol. 28. № 2/3. P. 97–116.
45. *Trubitsyn V.P., Rykov V.V., Jacoby W.R.* A self-consistent 2-D model for the dip angle of mantle downflow beneath an overriding continent // *Journal of Geodynamics*. 1999. Vol. 28. № 2/3. P. 215–224.

Рецензенты: В.Е. Хаин, В.С. Буртман



## Quantitative Correlation between Geodynamic Systems and Geodynamic Cycles of Various Ranks

M. A. Goncharov

*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Moscow  
e-mail: gonch@dynamo.geol.msu.ru*

**Abstract**—A concept of geodynamics of hierarchically subordinate geospheres developed by the author is briefly characterized. Geospheres of different ranks—(i) the Earth as a whole, (ii) the mantle and the crust, (iii) the upper mantle and the crust, (iv) the asthenosphere + the lithosphere, and (v) sedimentary cover—are successively enclosed in one another. Convective geodynamic systems of the respective ranks function in each of these geospheres. Such systems are composed of cells controlled by balanced arrangement of the tectonic flow and consisting, in turn, of domains of horizontal compression and horizontal extension alternating in chessboard order. The hierarchical organization of geodynamic systems implies that the domain of a lower rank (a larger scale) is simultaneously a system of a higher rank (a smaller scale). The interference of geodynamic systems of various ranks generates the entire spectrum of tectonic units of different scales, from the substantially continental Northern Hemisphere and the Indo-Atlantic segment of the Earth to small folds in orogenic belts. The geodynamic systems of various ranks reveal quantitative correlation with the hierarchical series of geodynamic cycles established by V.E. Khain [29]. The ratios of the thicknesses of the geospheres, where geodynamic systems of various ranks work, to the duration of the geodynamic cycle of the respective rank fall within a very narrow range of  $0.45 \pm 0.10$  cm/yr. Therefore, this ratio may be regarded as an out-of-rank geodynamic constant that has dimensionality of velocity. Its formal physical meaning is a time-averaged rate of uplift of a minor elementary body of a geosphere from bottom to top during the geodynamic cycle. This rate may be deemed a characteristic velocity of the ascending convective flow in any of the aforementioned geospheres. The physical and geologic reality of this velocity is confirmed by realistic (within an order of magnitude) estimates of rates of continental drift and oceanic spreading deduced from this value. In contrast to the average velocity of tectonic flow, the average rate of deformation is variable and inversely proportional to the thickness of a geosphere of a respective rank. Not only does the thickness of a geosphere decrease with increasing rank but also the respective geodynamic system functions within more local areas. This is a specific realization of the abstract computer model of cascade convection in geospheres [24]. The increase in the deformation rate within increasingly local areas is a manifestation of the weak link effect. The essence of this effect is clearly demonstrated by a combination of extensive but slow ductile deformation and more local but faster brittle failure resulted from small-scale deformation in the Earth's crust.

## О РАЗНЫХ УРОВНЯХ АККРЕЦИИ ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

© 2006 г. В. Д. Чехович

*Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 23.11.2004 г.

Рассмотрены возможные варианты аккреции энсиматических островных дуг геологического прошлого на восточном и западном обрамлении Тихого океана. Сделан вывод, что аккреция пород энсиматических островных дуг может происходить как на литосферном, так и на коровом (верхнекором) уровнях. При литосферной аккреции происходит заклинивание зоны субдукции и причленение к континенту островодужного сооружения. При аккреции на коровом уровне может продолжаться субдукция литосферы, подстилавшей дугу, в результате чего на континентальной окраине формируется надсубдукционный вулcano-плутонический пояс.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время стало очевидным, что механизм аккреции островных дуг более сложен, чем это считалось ранее [54]. Поэтому назрела необходимость в первую очередь обратиться к частной задаче аккреции энсиматических островных дуг.

Уже более десяти лет назад Марк Клуз показал, что вулканические поднятия в океанах, с мощностью земной коры этих морфоструктур до 17 км, при их подходе к зонам субдукции не заклинивают их, как это считалось ранее, а частично или полностью субдуцируются, поскольку участки литосферных плит с поднятиями такого порядка обладают отрицательной плавучестью, а при большей мощности коры (до 25–30 км) приобретают таковую по отношению к астеносфере в результате увеличения плотности коры при субдукционном метаморфизме [56]. Лишь при мощности коры более 30 км плавучесть литосферной плиты становится положительной, что служит причиной заклинивания зоны субдукции и развития коллизионных процессов.

Все это хорошо отражено в современной геодинамической ситуации – хребт Луисвилль погружается в желобе Тонга, поднятие Обручева, являющееся северным продолжением Гавайско-Императорского хребта, – в Курило-Камчатском желобе. В последнем случае, хотя глубина желоба в месте, куда подходит поднятие, несколько понижена, никакого перерыва в цепи действующих вулканов не обнаруживается. Однако поглощение поднятия Обручева в зоне субдукции отчетливо отражается в поле скоростей продольных и поперечных волн в осевой плоскости зоны Беньофа [19]. Некоторые изменения отмечаются при субдукции хребта Кокос в Центрально-Американском желобе, начавшейся один млн. лет назад.

Они выражены более пологим падением зоны субдукции и некоторым подъемом края континента, а также перерывом в цепи вулканов, свидетельствующим, вероятно, о том, что субдуцирующая плита пока не достигла глубины, достаточной для начала магмообразования.

В одной из работ автора была сделана попытка выявления примеров взаимодействия океанических вулканических поднятий с другими крупными структурами в геологическом прошлом, и был сделан вывод о том, что подобные поднятия могут аккретироваться на литосферном, коровом и “чехольном” (поверхностном) уровнях [47]. Весьма важным обстоятельством при этом является то, что при коровой и поверхностной (чехольной) аккреции происходит лишь сдирание чехла с перемещением его на край перекрывающей плиты или выкалывание и надвигание коровых клиньев при продолжении поглощения основной части литосферной плиты. Следует отметить, что при аккреции на коровом уровне особое структурообразующее значение приобретают либо крупные вещественные неоднородности, либо тектонические срывы.

В соответствии с расчетами М. Клуза [56] было сделано предположение о том, что аналогичный характер аккреции может быть свойственен и энсиматическим островным дугам, поскольку мощность коры последних вполне сопоставима с таковой океанических вулканических поднятий. Действительно, современные энсиматические островные дуги как на западе Тихого океана, так и на западе Атлантики имеют мощность земной коры от 15–18 до 23–25 км [6]. Можно было бы возразить, что океанические поднятия сложены исключительно базальтами и не сопоставимы с примитивными энсиматическими островными дугами, в строении которых определенную роль играют

также вулканогенно-осадочные образования. Однако результаты глубоководного бурения на Императорском хребте, где скважины на подводных горах Детройт, Нинтоку и Коко проникли ниже осадочного чехла на 450, 283, 285 м соответственно [63], доказывают, что это не так. Например, по данным скважины на подводной горе Детройт, находящейся несколько южнее поднятия Обручева, прослой осадочных или туфогенных пород составляют 20–25%, а на горах Нинтоку и Коко – около 10%. Все это как будто свидетельствует о том, что типы аккреции, характерные для океанических поднятий, могут быть свойственны и энсиматическим островным дугам. Вполне естественно, что различия должны существовать, особенно потому, что океанические поднятия при подходе к зонам субдукции представляют собой уже пассивные геологические тела, переносимые океаническими плитами, а в случае островных дуг приходится учитывать историю развития этих надсубдукционных структур, активность которых может продолжаться вплоть до столкновения.

#### ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О МЕХАНИЗМЕ СТОЛКНОВЕНИЯ ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ С КОНТИНЕНТОМ

При обсуждении механизма столкновения островных дуг с континентом важную роль играет обстановка приближения к неактивной окраине континента действующих островных дуг. Это оказывается возможным только в случае “накачивания” океанической литосферной плиты на океаническое же обрамление континентальной плиты. Впервые идея такого перемещения зоны субдукции в геологическом прошлом была предложена на основании анализа палеомагнитных данных по аккретированным островным дугам Восточной Камчатки [25]. Будет справедливо отметить, что современная геодинамическая ситуация дает лишь два подобных примера – дугу Лусон, обращенную желобом к Азии, и несколько иной пример Новых Гебрид [6, 16]. В рассматриваемом случае при полном поглощении океанической оторочки должно происходить столкновение континента с островодужным сооружением. В связи с тем, что вероятность субдукции континентальной коры под островную дугу ограничена, столкновение может привести к аккреции (присоединению) островодужного литосферного блока к континенту с формированием новой границы литосферных плит, т.е. произойдет аккреция на литосферном уровне. Естественно, в подобном случае момент коллизии по времени должен совпасть с прекращением островодужного вулканизма. Столкновение островной дуги с континентом при поддвиге последнего под островную дугу разобран в работе Е.Н. Константиновской [16].

Более разнообразные варианты результатов взаимодействия могут предполагаться в случае приближения неактивной (остаточной) энсиматической дуги к зоне поглощения, направленной под континент. В такой обстановке могут реализоваться условия для аккреции коровых клиньев или поверхностных частей островодужных сооружений при продолжении поглощения остальной части субдуцируемой литосферной плиты. Кроме этого, как было показано некоторыми исследователями [41], в эпохи очень быстрого спрединга и интенсивнейшего внутриплитного вулканизма (хорошо документированным является, в частности, меловое время) могло происходить раздавливание не крупных окраинноморских бассейнов между действующими островными дугами и континентом с частичным неглубоким поддвигом океанической коры бассейна как под континент, так и под тыловую часть островной дуги и в результате – столкновение активной островной дуги с континентом. При этом теоретически после столкновения вероятны варианты как литосферной, так и коровой аккреции островной дуги.

#### ПРИМЕРЫ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ АККРЕЦИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Обратимся непосредственно к аккретированным островным дугам геологического прошлого вначале для восточного обрамления Тихого океана и Карибского региона. Поскольку аккреция островных дуг к континенту, вызывающая латеральное наращивание континентальной литосферной плиты (или аккреция на литосферном уровне), является наиболее укоренившимся и не вызывающим возражений понятием, приведем один весьма показательный пример из рассматриваемого региона. Это западная часть островной дуги Больших Антилл – остров Куба. Благодаря международному сотрудничеству составлена и издана геологическая карта о-ва Куба масштаба 1 : 250000 [61]. Строение острова выяснено не только в результате геологической съемки, но и благодаря большому количеству глубоких скважин (более 3000 м и до 5000 м). Не вдаваясь в обсуждение обоснованности тех или иных палеотектонических реконструкций [15, 27, 28, 46, 53, 60], можно сказать, что в конечном счете все они сводятся к тому, что достаточно зрелая (с титона по кампан) Кубинская энсиматическая островная дуга, надвигавшаяся вместе с Карибским выступом Пацифики на океаническую кору открывавшейся Атлантики, столкнулась с Багамской пассивной окраиной Северной Америки. При этом столкновении происходит формирование тектонических покровов, в которые были последовательно вовлечены отложения континентального склона, часть осадков океанического чехла, чешуи собственно океанической коры (офиолитовый комплекс) и. в мень-

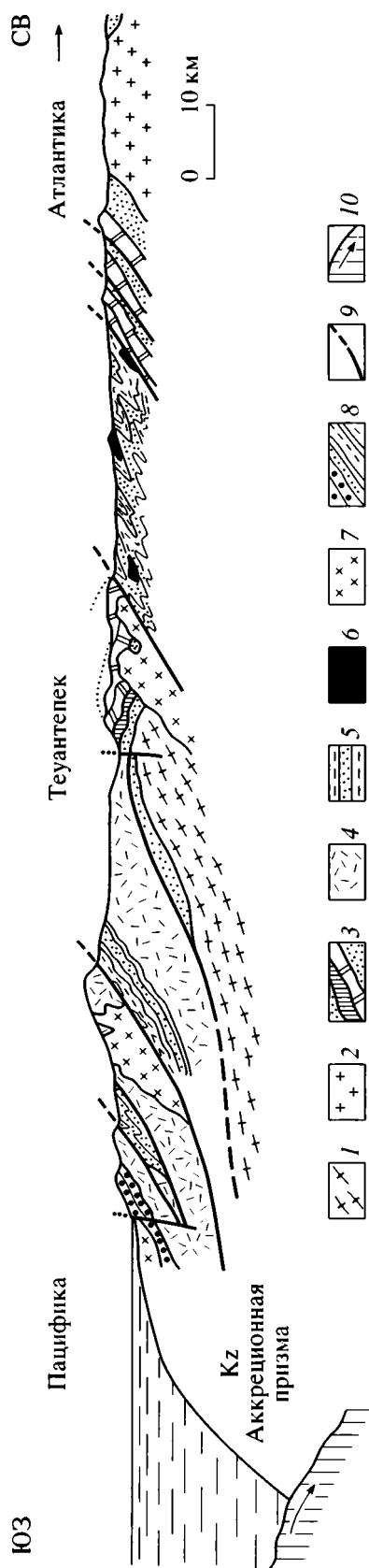


Рис. 1. Профиль через перешеек Теуантепек [57]

1 – докембрийские гнейсы; 2 – позднепермские граниты; 3 – континентальные красноцветы и доломиты триаса-юры; 4, 5 – допозднемеловые образования островодужной природы: известково-щелочные вулканы (4), туфо-терригенные отложения (5); 6 – меловые граниты; 7 – меловые граниты; 8 – домеловые граувакковые толщи с телами оффиолитов; 9 – разломы; 10 – зона субдукции

шей степени, образования самой дуги. Преимущественно меловые известково-щелочные вулканы и комагматичные гранитоидные интрузии, отражающие островодужный этап развития Кубы, протягиваются через весь остров более чем на 1000 км, при ширине острова 70–100 км, что соответствует размерам отдельных современных островных дуг. Таким образом, произошло “присоединение”, или аккреция, Кубинской дуги к Северо-Американскому континенту, с наращиванием площади Северо-Американской литосферной плиты, в состав которой эта дуга и вошла (аккреция на литосферном уровне). Мощности земной коры здесь после аккреции остались в тех пределах, которые характерны для современных островодужных сооружений. В постаккреционный период началось формирование длительно развивавшихся впадин (наложенных прогибов) в пределах приключенного к континенту островодужного сооружения [27, 46], что объясняется процессами растяжения, возникающими вслед за образованием складчатой зоны.

Примеры аккреции энсиматических островодужных комплексов иного типа можно найти в северной части Центральной Америки. Прежде всего, следует обратить внимание на несомненно континентальный характер земной коры этой части Центральной Америки и близость глубоководного желоба, маркирующего современную зону субдукции литосферы Тихого океана (плита Кокос). Конкретные геологические профили в районе Западной Сьерры-Мадре и через перешеек Теуантепек свидетельствуют о бескорневом характере аллохтонов, сложенных меловыми энсиматическими островодужными комплексами. В одном случае они шарьированы на рудистовые известняки нижнего мела, которые залегают на триасово-юрских красноцветах, перекрывающих докембрийское основание, а в другом – непосредственно надвинуты на докембрийские гнейсы [55, 57]. В последнем случае расстояние от оси современного глубоководного желоба до выходов докембрийских гнейсов столь незначительно (рис. 1), что исключает предположение о литосферной аккреции меловой островной дуги. Это подтверждается результатами глубоководного бурения, проведенного практически в этом же регионе по профилю от континентального шельфа (скв. 489 и 493), через континентальный склон (скв. 490, 492, 491), внешнюю и внутреннюю части глубоководного желоба (скв. 488 и 486) и дно океанической котловины [59] (рис. 2). В пределах континентального склона, где могло бы находиться “тело” меловой энсиматической островной дуги, вскрыты породы кайнозойской аккреционной призмы, положение которых на глубине хорошо подтверждается данными сейсморазведочных работ [59]. По всей вероятности, объяснением подобной ситуации при доказанном переме-

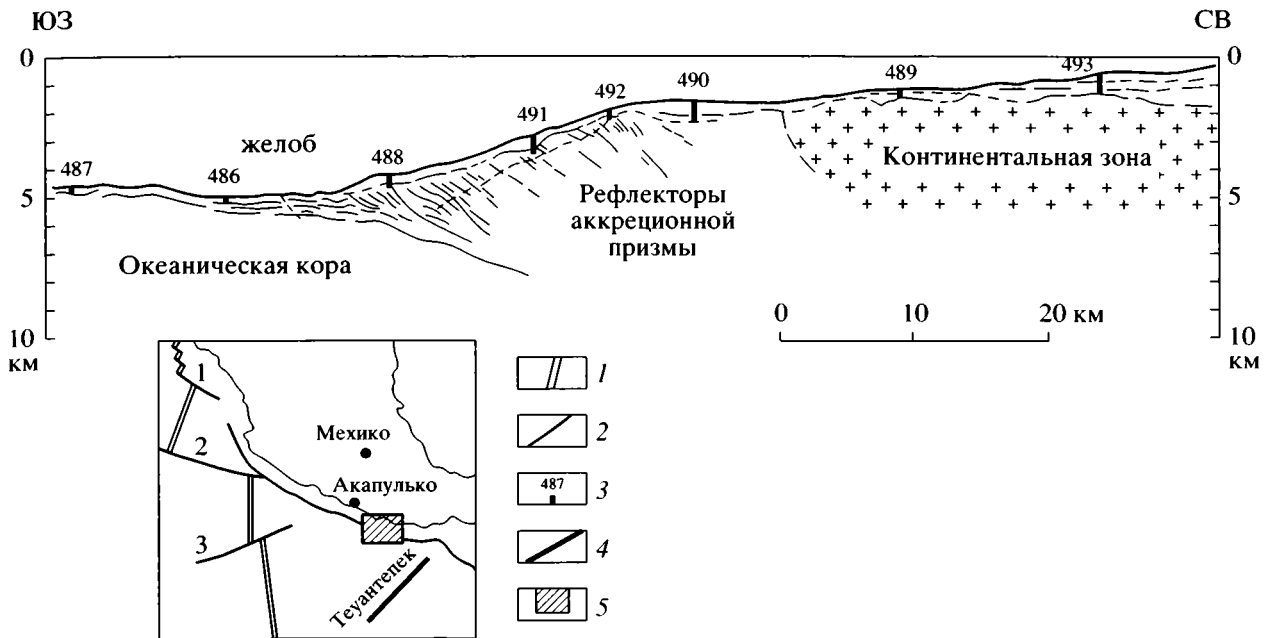


Рис. 2. Профиль глубоководного бурения рейса бб юго-западнее перешейка Теуантепек [59]

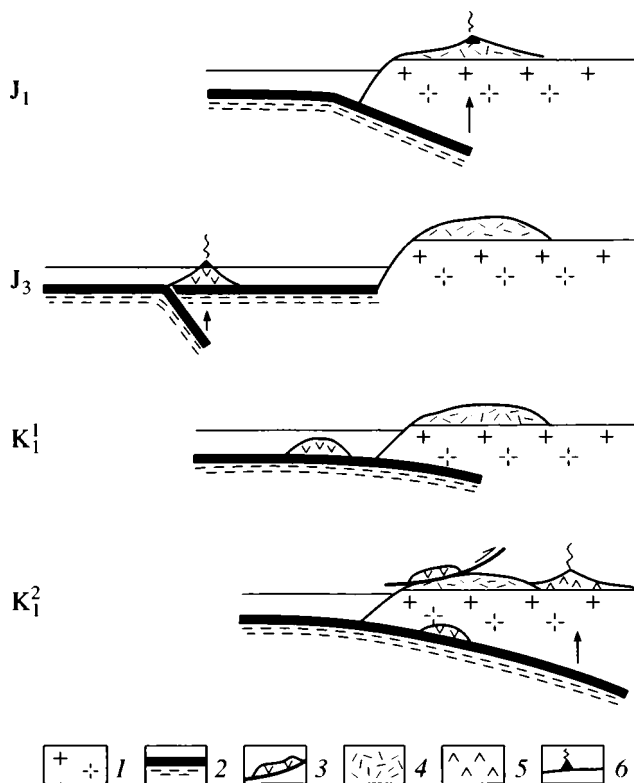
1 – Восточно-Тихоокеанский хребет; 2 – трансформные разломы: 1 – Тамайо, 2 – Ривера, 3 – Ороско; 3 – скважины глубоководного бурения и их номера; 4 – подводный хребет Теуантепек; 5 – район работ

щении островодужных покровов со стороны Тихого океана может быть продолжившееся после соприкосновения дуги с континентом поглощение литосферы в зоне субдукции. Сохранившимся свидетельством всего этого процесса остались лишь тектонические покровы энсиматических островодужных комплексов, надвинутых на континентальное основание, и массивы известково-щелочных гранитоидов, возраст которых в целом отвечает возможному формированию доаккреционного и постааккреционного магматических поясов на континентальной окраине [64].

Несколько севернее, в западной Мексике, описана еще одна любопытная ситуация [57]. Она заключается в том, что на докембрийском континентальном основании несогласно залегают породы лейас-оксфордского окраинно-континентального вулканического пояса, на которых в виде аллохтонных масс располагаются образования келловей-титонской энсиматической дуги. Несколько восточнее как континентальное основание, так и породы лейас-оксфордского пояса несогласно перекрыты вулканиками раннемелового окраинно-континентального пояса. Представляется, что при доказанном для позднего мезозоя перемещении океанических плит со стороны Пацифики такая ситуация может быть интерпретирована как аккреция энсиматических островодужных комплексов при продолжении поглощения литосферной плиты, транспортировавшей островную дугу (рис. 3). Подобную аккрецию, которую определяют лишь относительно маломощные тектоничес-

кие покровы, можно называть верхнекоровой или поверхностной.

В пределах северо-западного обрамления Тихого океана также можно найти примеры разных типов аккреции энсиматических островных дуг. Следует повторить, что литосферная аккреция, при которой происходит присоединение литосферы островной дуги к континенту, является общепринятым понятием, и здесь можно ограничиться очень кратким перечислением примеров по северо-востоку России. Вероятно, в определенном смысле примером аккреции на литосферном уровне могут служить отдельные части позднепалеозойско-раннемеловой Кони-Мургальской дуги [23, 29, 30, 33, 38, 40, 62]. Свидетельством аккреции именно на литосферном уровне может считаться тот факт, что и в современной сложной структуре Кони-Мургальской складчатой зоны местами можно выделить главные тектонические элементы, характерные для современных островных дуг: вулканическую дугу, тыловой и преддуговой прогибы и аккреционный клин [23, 30, 31]. Второе доказательство связано с тем, что как энсиматические, так и энсиматические части этой островной дуги латерально прирастили край азиатской литосферной плиты, о чем свидетельствует образование новой конвергентной границы литосферных плит и формирование надсубдукционного Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса, основанием для которого на отдельных участках стала аккрецированная Кони-Мургальская дуга [38, 40]. Кроме этого, характерным яв-



**Рис. 3.** Модель верхнекоревой аккреции келловей-титонской энсиматической дуги на западе Мексики

1 – континентальная литосфера; 2 – океаническая литосфера; 3 – келловей-титонская островная дуга; 4 – лейас-оксфордский вулканический пояс; 5 – раннемеловой окраинно-континентальный вулканический пояс; 6 – вулканические постройки

ляется и длительное постаккреционное формирование наложенных впадин [38, 45].

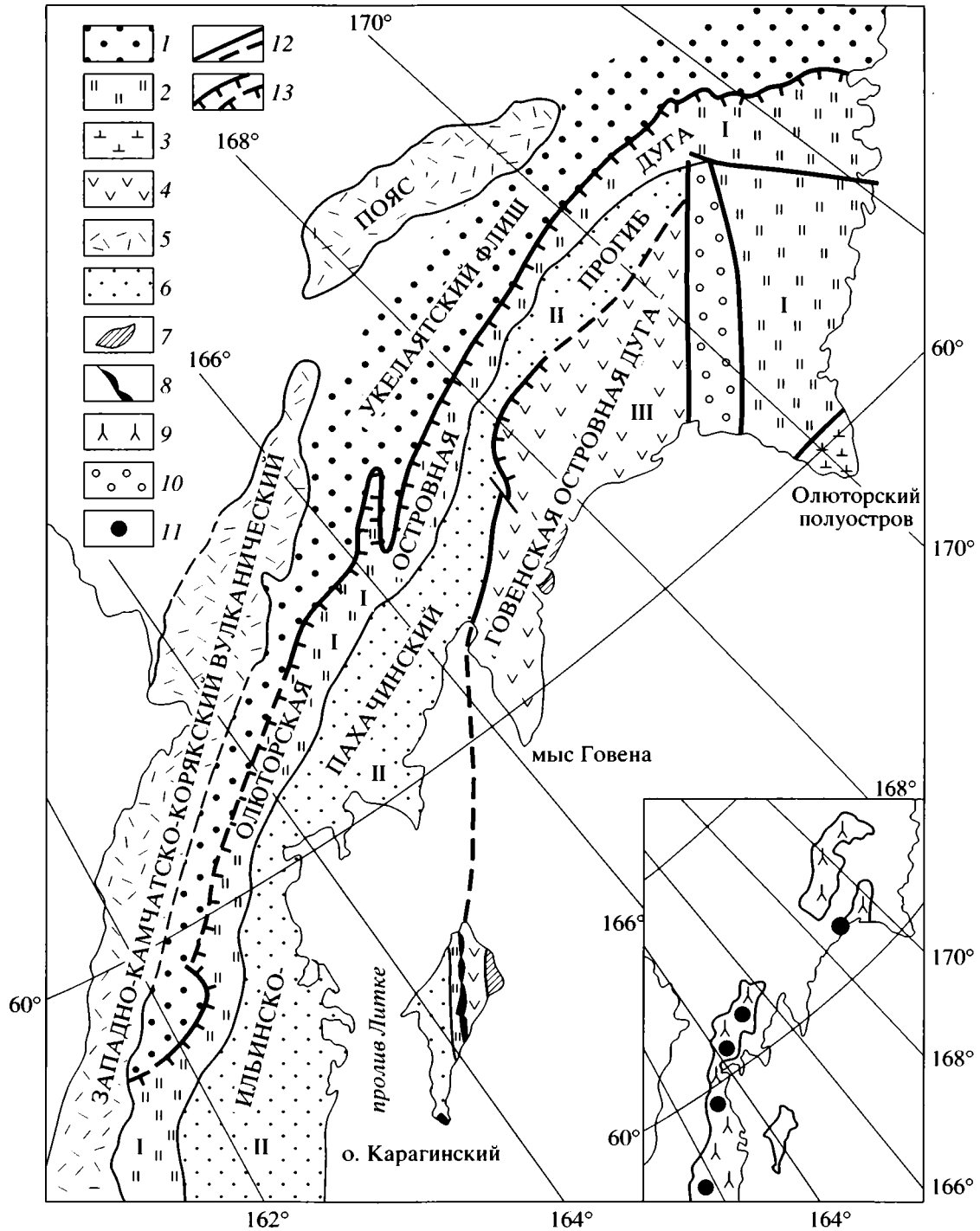
Вторым примером из этого же региона является поздне меловая Западно-Камчатская островная дуга [9, 34, 44, 51]. Эта островная дуга была активной с коньякского по раннемаастрихтское время и причлилась к Азиатскому континенту вместе с располагавшейся в ее тылу Западно-Камчатской микроплитой в позднем маастрихте. С раннего палеоцена на островодужных толщах начинается формирование наложенных прогибов [3, 26] и своеобразных вулканических толщ, сопровождаемых внедрением дайковой серии [34], знаменовавших этап постколлизийного растяжения.

Обратимся теперь к другому типу аккреции на востоке Камчатско-Корякского региона. Мощность земной коры здесь на большей части территории соответствует континентальной (35–40 км и более). Однако в этом регионе располагаются фрагменты трех меловых–палеогеновых систем энсиматических островных дуг – Южно-Корякской, Восточных хребтов Камчатки и Восточных полуостровов Камчатки [2, 16, 37, 46, 52].

Многие исследователи рассматривают две первые структуры как единую островную дугу на основании сходных особенностей возраста комплексов и вещественного состава вулканитов [16, 52]. Однако, учитывая различия во времени столкновения (разрыв более 12 млн. лет), и особенно различия в механизме столкновения и его последствиях, имеет смысл разделять эти системы, тем более, что они, по имеющимся соображениям, были разделены трансформным разломом, который отделял также и континентальные блоки Камчатки и Камчатского перешейка [8, 22].

В современной структуре меловой–палеогеновой Южно-Корякской островодужной системы можно выделить несколько самостоятельных зон, каждая из которых характеризует определенный этап ее развития. Фронтальная зона, ограничивающая всю Южно-Корякскую систему, вместе с торцово причлененной к ней зоной Олюторского хребта (рис. 4), сложена преимущественно поздне меловыми островодужными вулканитами с отдельными чешуями базальтов MORB-типа и частью аллохтонными гипербазит-габбровыми массивами аляскинского типа. Располагающаяся к югу и юго-востоку от Фронтальной Ильпинско-Пахачинская зона сложена преимущественно терригенными толщами кайнозоя, а ограничивающая последнюю с юго-востока Говенско-Карагинская – вулканитами и вулканито-терригенными породами палеогена и, в существенно меньшей степени, поздне меловыми вулканитами [46]. В палеотектоническом отношении Фронтальная зона вместе с зоной Олюторского хребта может быть определена как часть поздне меловой Олюторской островной дуги, закончившей активное развитие в датское время, а Говенско-Карагинская зона – как палеогеновая островная дуга, развивавшаяся на поздне меловом островодужном основании, о чем, кроме чисто геологических данных, свидетельствуют и ее петролого-геохимические особенности [18]. Ильпинско-Пахачинский прогиб, северный борт которого наложен на поздне меловые вулканиты, по своему положению между палеогеновой Говенско-Карагинской дугой и Фронтальной зоной поздне меловой островной дуги может трактоваться как палеогеновый междугуовой бассейн.

Северной и северо-западной границей Южно-Корякской системы служит протяженный (порядка 500 км) Ватыно-Вывенкский надвиг, фиксируемый, кроме чисто геологических данных (тектоническое перекрытие мелового–палеогенового укелятского флиша верхне меловыми кремнисто-вулканогенными толщами), непрерывной гравитационной ступенью более 2 мГал/км и также почти непрерывной цепочкой положительных аномалий силы тяжести [1, 20]. Мощность земной коры в районах надвигового фронта как в Южной



**Рис. 4.** Схема тектонического районирования Южно-Корякского террейна (меловой–палеогеновой островодужной системы) со снятым покровом неогеновых вулканитов Апулско-Вывенковского пояса. На врезке показан снятый неогеновый покров вулканитов с местами отбора ксенолитов, свидетельствующих о континентальном характере земной коры [7]

1 – верхнемеловой–среднеэоценовый Укеляятский флиш; 2 – коньяк-датские островодужные образования (Олюторская дуга); 3 – кампанские океанические базальты внутриплитного типа; 4 – палеогеновые островодужные толщи (Говенско-Карагинская дуга, одноименная зона III); 5 – палеогеновый Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс; 6 – палеоген-неогеновые толщи Ильпинско-Пахачинского прогиба, одноименная зона II; 7 – кайнозойская аккреционная призма; 8 – офиолиты Карагинско-Пахачинской шовной зоны; 9 – неогеновые вулканиты Апулско-Вывенковского вулканического пояса (на врезке); 10 – четвертичные молассы Апулского грабена; 11 – места отбора проб ксенолитов из вулканитов Апулско-Вывенковского пояса (на врезке); 12 – разломы установленные и предполагаемые; 13 – надвиги установленные и предполагаемые. I – фронтальная зона Олюторской дуги

Корякии, так и на Камчатском перешейке составляет 40–42 км [37]. Таким образом, здесь позднемеловые комплексы энсиматической островной дуги подстилаются мощной земной корой, что не характерно для подобного рода структур. Кроме мощности земной коры, о континентальном ее характере может свидетельствовать вещественный состав глубинных включений в неогеновых вулканитах [7]. Существует еще один косвенный признак – это литологический состав мелового–палеогенового укелятского (и лесновского) флиша, требующий предположения о том, что источником для него были образования зрелой континентальной коры [12, 22, 29, 32].

Шарьирование комплексов пород островодужной и окраинноморской природы северной части Южно-Корякской системы (Олюторской дуги) на Укелятский флиш [20, 29, 32, 33] в эоцене отразило лишь начальный этап столкновения островодужной системы с континентальным блоком. Дело в том, что эта система в целом к эоцену представляла собой сочетание остаточной позднемеловой Олюторской дуги, раскрывавшегося междугового Ильпинско-Пахачинского бассейна и палеогеновой активной Говенско-Карагинской дуги. Интересно, что первый этап столкновения остаточной Олюторской дуги в среднем эоцене несколько не повлиял на непрерывность кайнозойского осадконакопления в междуговом Ильпинско-Пахачинском прогибе [49].

Объективные факты, свидетельствующие об одновременном развитии в палеогене двух параллельных не слишком удаленных одна от другой надсубдукционных структур – Говенско-Карагинской островной дуги и окраинно-континентального Западно-Камчатско-Корякского пояса – требуют геодинамической интерпретации. При формировании Говенской дуги субдукция океанической коры с юго-востока подтверждается существованием субдукционного меланжа на побережье п-ова Говена и на восточном берегу о-ва Карагинского [48, 50]. Формирование Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса можно объяснить следующим образом: при столкновении с континентом в среднем эоцене тыловой части Южно-Корякской островодужной системы (Олюторской дуги) происходит лишь надвигание на континент коровых клиньев этой дуги, а подстилающая их литосфера, так же, как несколько позже и литосфера Ильпинско-Пахачинского бассейна, субдуцирует под окраину континента [48]. Свидетельствами в пользу такого сценария являются следующие данные. Во-первых, это структура, отождествляемая с палеозоной субдукции, которая выявлена гравиметрическими исследованиями в западной части пролива Литке [4], т.е. вблизи западного борта Ильпинско-Пахачинского бассейна. Во-вторых, это существование единственно известного в Южно-Корякской системе офиолитово-

го комплекса на о-ве Карагинском [18, 35, 50] и вероятное его продолжение к северу вдоль крупных разрывов, ограничивающих с запада островодужные толщи полуострова Говена и хребта Малиновского. Весьма долгое время уже после установления офиолитовой природы базит-гипербазитового массива острова трактовка появления его в структуре Южно-Корякской островодужной системы была неоднозначной [18, 35, 46]. Этот аллохтонный комплекс, протягиваясь с небольшими перерывами не менее чем на 100 км, как бы отделяет вздернутый восточный борт прогиба Литке, являющегося южной частью междугового Ильпинско-Пахачинского прогиба, от толщи палеогеновых туфов, принадлежащих выклинивающейся к югу Говенско-Карагинской дуге. Продолжение мелких выходов гипербазитов на западном побережье полуострова Говена и наличие олистолитов такого же состава в миоценовых отложениях на восточном борту Ильпинско-Пахачинского прогиба вдоль западного ограничения палеогеновых островодужных толщ указывает на существование протяженного офиолитового шва. Именно эта полоса четко отражается в геофизических полях, что дало основание для выделения Карагинско-Пахачинской шовной зоны [17]. Представляется, что эти данные могут свидетельствовать о существовании океанической коры во время раскрытия Ильпинско-Пахачинского бассейна, появление фрагментов которой в современной структуре связано с коллизионными процессами.

В пользу раскрытия значительного по ширине бассейна свидетельствует и характер его палеогенового разреза. В современной структуре Ильпинско-Пахачинский прогиб имеет относительно небольшую ширину – порядка 60–100 км. Своим восточным бортом он прилегает к той области палеогеновой Говенско-Карагинской островной дуги, которая наиболее насыщена взрывным материалом. Однако в хорошо изученных разрезах прогиба существенное присутствие вулканогенного материала обнаруживается только в нижнем палеоцене, когда еще была активной Олюторская дуга, а в более высоких горизонтах разреза, синхронных времени максимального вулканизма Говенской дуги, подобный материал имеется лишь в качестве тонкой туфогенной примеси [10, 11, 36]. Представляется, что это свидетельствует о весьма значительных размерах раскрывшегося бассейна, существенно превышавших современные.

При столкновении Говенской дуги произошло раздавливание Ильпинско-Пахачинского бассейна. Надвигание коровых блоков Говенской дуги имело место в конце олигоцена-миоцене. Поглощение же подстилавшей дугу литосферы, а затем и располагавшейся южнее новообразованной позднемiocеновой океанической литосферы Ко-



мандорского бассейна продолжается, и это приводит к возникновению Апукско-Вывенского окраинно-континентального пояса неогенового возраста [9] (рис. 5).

Яркая картина поверхностного аккрецирования западной части Южно-Коряжской энсиматической островной дуги наблюдается также на Камчатском перешейке. Здесь достаточно точно установлено время фронтального шарьирования островодужных образований и возраст более позднего надсубдукционного вулканического пояса [32]. Поскольку возраст наиболее молодых отложений, находящихся под тектоническим покровом островодужных образований, по наннопланктону и по результатам трекового анализа обломочных цирконов определен как среднеэоценовый [32], он может быть принят как нижний предел времени формирования тектонического покрова. Сближенность по возрасту важных геологических событий не ограничивается этим, поскольку флишевые толщи и островодужный аллохтон несогласно перекрываются среднеэоценовыми вулканитами Кинкильского сегмента Западно-Камчатско-Коряжского вулканического пояса, а островодужные тектонические покровы прорваны коагматичной вулканитам интрузией, радиологический возраст которой 44 млн. лет [32]. Практически остается мало сомнений в том, что разница в 1–2 млн. лет между временем шарьирования островодужных комплексов и возрастом надсубдукционного вулканического пояса может быть объяснена лишь субдукцией под континент литосферной плиты после срыва с нее коровых клиньев энсиматической дуги.

Из всего сказанного можно сделать заключение, что рассматриваемая аккреционная система, выраженная на поверхности структурно-вещественными комплексами энсиматической островной дуги, представлена лишь коровыми покровами соответствующего состава, перемещенными на смежные континентальные блоки. Вероятно также, что флишевые комплексы (укелятский, лесновский), на которых, собственно, располагаются островодужные покровы, также представляют собой аллохтон, перемещенный из нижних частей и подножья континентального склона, где они накапливались [12, 33], на основную часть континентального блока с корой значительной мощности [8]. Об этом свидетельствуют и гравиметрические данные, согласно которым флишевые комплексы залегают на пологой, недеформированной поверхности основания [4]. Континентальный характер коры на Камчатском перешейке подтверждается и комплексом геофизических исследований [21].

Отмеченные геологические факты (“мгновенность” появления надсубдукционного окраинно-

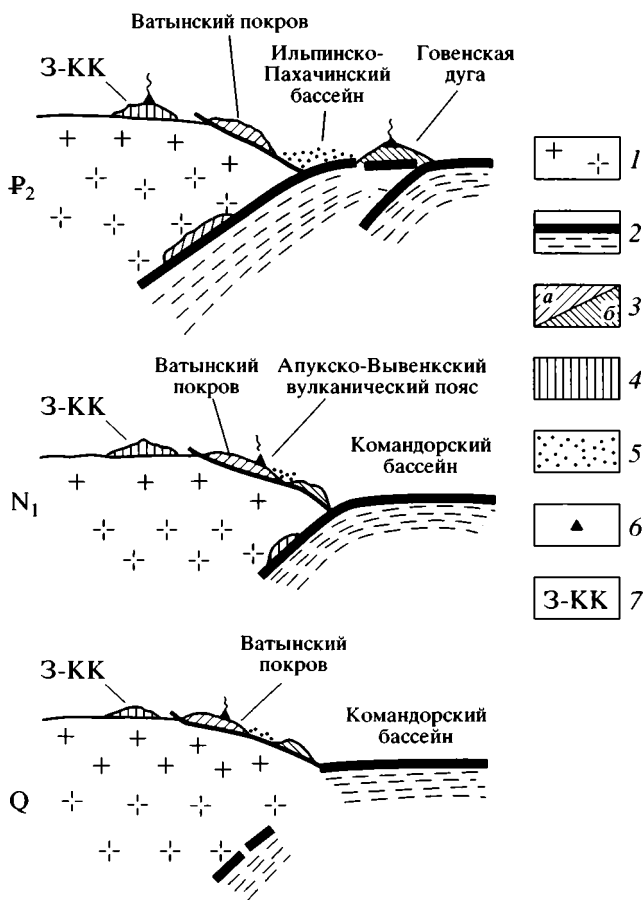


Рис. 5. Модель верхнекоровой аккреции Южно-Коряжской островодужной системы

1 – континентальная литосфера; 2 – океаническая литосфера; 3 – островные дуги Южно-Коряжской системы: а – Олюторская дуга (Ватынский покров), б – Говенская дуга; 4 – терригенные толщи Ильпинско-Пахачинского бассейна; 5 – Апукско-Вывенский вулканический пояс; 6 – действующие вулканические дуги и пояса; 7 – Западно-Камчатско-Коряжский вулканический пояс

континентального вулканического пояса после аккреции островодужных комплексов) наиболее логично объясняются “проскальзыванием” литосферы под коровыми островодужными блоками и ее поглощением в новой зоне субдукции. Косвенное подтверждение возможности такого процесса можно найти в результатах исследований МОГТ в Северо-Западной котловине Тихого океана по субмеридиональному профилю ГСЗ эксперимента “DELPH” [24]. Полученные данные свидетельствуют о расслоенности океанической коры на разных уровнях ее типичного разреза. Особое значение имеет выделяемый по этим материалам “контрастный” горизонт в слое 3В с пониженной плотностью и скоростью сейсмических волн, “по которому происходит проскальзывание основной части океанической коры по ее нижней

части относительно мантии". Существенное значение имеют также сейсмический раздел в слое 2 между осадочно-магматогенной и магматогенной толщами [24]. Естественно, строение земной коры энсиматических островных дуг имеет свои особые характеристики [13, 14], однако и в этих структурах можно подметить элементы, способствующие и облегчающие срывы и формирование тектонических чешуй и клиньев, а также отдельные литопластин, которые определяются литологическими, плотностными и другими причинами [39]. Если же учитывать, что при приближении остаточной энсиматической островной дуги к континенту океаническая литосфера находится как в тыловой, так и во фронтальной ее частях, то при любом варианте столкновения будет возникать обстановка, способствующая передаче усилий проскальзывания по различным горизонтам расслоенной океанической литосферы в область островодужного блока.

В заключение кратко коснемся сложного случая столкновения энсиматической островной дуги Восточных хребтов Камчатки. В исследовании [16], темой которого была коллизия именно этой островной дуги с континентом, рассматривались не только геологические результаты, но и данные физического моделирования. Один из существенных выводов этого исследования касается финальных стадий субдукции океанической оторочки континентальной плиты под энсиматическую островную дугу, согласно которому в этот процесс была вовлечена и континентальная кора. Так или иначе, имеем ли мы дело с частичным вовлечением в субдукцию континентальной литосферы или с другим процессом, очевидно, что западная часть энсиматических островодужных комплексов Восточных хребтов Камчатки подстилается континентальной корой и, как будто, мы имеем дело с коровой аккрецией. Однако этого нельзя утверждать для восточных частей этого складчатого сооружения. Важно, что за аккрецией островной дуги Восточных хребтов не последовала субдукция океанической коры, располагавшейся восточнее, с образованием на континенте надсубдукционного вулканического пояса, как это имело место в случае Олюторской дуги. Возможно, это может быть расценено как свидетельство аккреции на литосферном уровне. В рассматриваемом случае, видимо, компенсацию расширения тихоокеанской плиты приняла на себя располагавшаяся восточнее дуга Восточных полуостровов (Кроноцкая), которая была впоследствии аккрецирована в миоцене [5] на литосферном уровне.

Однако, по аналогии с позднемеловой Олюторской и палеогеновой Говенской дугами, может рассматриваться и другое предположение.

Известно, что палеогеновый вулканизм Кроноцкой дуги развивался на позднемеловом основании также островодужной природы [1]. Строение аккрецированных структур обеих дуг и постоянное присутствие между ними хаотической ветловской толщи, содержащей пластины и блоки образований "океанической" (в широком смысле) природы [1], заставляют предполагать существование спредингового бассейна в раннем палеогене между структурами дуги Восточных хребтов и Восточных полуостровов (Кроноцкой) [16]. Возникновение этого спредингового бассейна как раз и можно объяснить расколом единой позднемеловой Восточно-Камчатской дуги, как это предполагается нами для Южно-Корякской системы (раскол на позднемеловую Олюторскую и палеогеновую Говенскую) [48]. В частности, это предположение находит подтверждение в недавних публикациях, посвященных структуре и условиям формирования Кроноцкой палеодуги на основании анализа их петролого-геохимических характеристик [42, 43].

Отмечаемая возможность различной интерпретации и возникающие при этом вопросы убеждают лишь в необходимости продолжения геологических исследований в пределах покровно-складчатых зон активных окраин, ибо только многократная проверка фактическим материалом может подтвердить правильность тех или иных построений, что относится и к тем, которые приводятся в данной статье.

## ВЫВОДЫ

Аккреция к континенту энсиматических островных дуг, в рамках рассматриваемого субдукционного механизма, осуществляется на **литосферном и коровом (верхнекоровом) уровнях**.

При аккреции на **литосферном уровне** происходит заклинивание зоны субдукции, разделяющей континент и островную дугу, и "приращивание" к континенту островодужного сооружения. В этом случае оказываются действительными известные положения, выработанные при анализе коллизии континентальных плит [58]. Они заключаются в постколлизивных процессах растяжения и формировании связанных с этим прогибов, а также в появлении специфических магматических формаций.

При аккреции энсиматической островной дуги на **коровом (верхнекоровом) уровне** может продолжаться субдукция литосферы, подстилающей эту дугу, в результате чего на континентальной окраине за фронтом шарьяжа коровых комплексов может формироваться надсубдукционный вулканический пояс. В области столкновения на аккрецированных комплексах не возникает суще-

ственных структур растяжения. Это хорошо демонстрируют примеры Восточной Мексики и Камчатско-Корякского региона. Образование крупных клиньев облегчается литологическими и плотностными неоднородностями, доаккреционными тектоническими нарушениями и тектонической расслоенностью коры, в том числе коры океанического типа, окружавшей энсиматическую островную дугу до ее столкновения с континентом.

Автор благодарен С.А. Паланджяну и А.Н. Сухову за внимательное прочтение статьи и благожелательную критику.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 05-05-64917 и НШ-1980.2003.5.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 3. С. 111–123.
3. Антипов М.П., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 19–25.
4. Априлков С.Е., Попруженко С.В., Лебедев М.М. Геодинамическая система континентальный склон-Корякско-Камчатская островная дуга в позднемиоценовую эпоху // Тихоокеан. геология. 1990. № 5. С. 62–70.
5. Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. Структура Восточно-Камчатской безофиолитовой коллизионной сутуры – надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. № 3. С. 73–85.
6. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 219 с.
7. Богданов Н.А., Кебезинская П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоок. геология. 1988. № 5. С. 3–11.
8. Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно-континентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 421–429.
9. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Коваленко Д.В., Соловьев А.В., Сухов А.Н., Леднева Г.В. Коллизионная тектоника Западно-Камчатской и Охотоморской микроплит // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. С. 56–58.
10. Гладенков Ю.Б., Бигдасарян Г.И., Беньямовский В.И. Планктон в палеогене полуострова Ильпинский (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 85–91.
11. Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Митрофанова Л.И., Синельникова В.Н. Расчленение олигоцен-миоценовых толщ Восточной Камчатки (залит Корфа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 3–16.
12. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемиоценовых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геология. 1975. № 12. С. 53–65.
13. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
14. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2002. 95 с.
15. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской области. М.: Наука, 1975. 908 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 268).
16. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 244 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 549).
17. Косыгин Ю.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. Шовные зоны как тип глубинных разломов (на примере Карагинско-Пахачинской шовной зоны Восточной Камчатки) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. № 3. С. 683–685.
18. Кравченко-Бережной И.Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1989. 24 с.
19. Кузин И.П. Островные дуги и шельфы: особенности сейсмичности и структуры // Автореф. дис. ... д-ра. геол.-мин. наук. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 1998. 81 с.
20. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
21. Мишин В.В., Нурмухамедов А.Г., Белоусов С.П. Палеосубокеанический тип земной коры на северо-востоке Камчатки // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 58–72.
22. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
23. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
24. Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расслоенность коры северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2000. 72 с.
25. Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемиоценовых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства пере-

- мещения древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 11–55.
26. Полянский Б.В., Шанцер А.Е., Гладенков Ю.Б. Две эпохи углеобразования в палеогене (танет, лютет-бартон) Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 4. С. 381–388.
  27. Пуцаровский Ю.М., Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д., Иттуральде-Виннетт, Кабрера Р., Оро Х., Флорес Р., Формель-Кортина Ф. Тектоника Республики Куба. Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1 : 500000. М.: Наука, 1989. 79 с.
  28. Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е. Эволюция Мексикано-Карибского региона (Опыт анализа с позиции тектоники литосферных плит) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 113–119.
  29. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
  30. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худoley А.К. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере п-ова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 807–811.
  31. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 76. № 76. С. 7–18.
  32. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. 2002. № 6. С. 45–59.
  33. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Камчатского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–43.
  34. Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 121–162.
  35. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. Океанический метаморфизм и аккреция офиолитового комплекса о. Карагинский (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 2. С. 19–31.
  36. Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майны-Какыйне (Коркское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139–146.
  37. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1 : 5000000 / Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Институт окраинных и внутренних морей РАН. НПО Картография, 2000.
  38. Тектоническая карта северо-востока Азии. Масштаб 1 : 5000000 / Тильман С.М., Богданов Н.А. Ред. Пуцаровский Ю.М. М.: Картография, 1992.
  39. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 343).
  40. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
  41. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 3–17.
  42. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Крамер В. Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кроноцкой палеодуги, Восточная Камчатка // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск: ГЕОС, 2004. С. 264–266.
  43. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Фрейтаг Р. Новые данные о структуре и условиях формирования Оленегорского офиолитового массива полуострова Камчатский Мыс (Камчатка) // Докл. АН. 2004. Т. 394. № 1. С. 1–5.
  44. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Тектоническая эволюция Западной Камчатки (по палеомагнитным данным) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 4. С. 25–32.
  45. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция северо-востока Азии. М.: Научный мир, 2000. 204 с.
  46. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 271 с.
  47. Чехович В.Д. Об аккреировании океанических вулканических поднятий // Геотектоника. 1997. № 4. С. 69–79.
  48. Чехович В.Д., Богданов Н.А. Кайнозойская история северо-западного обрамления глубоководных котловин Берингова моря // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 3–12.
  49. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Березной И.Р. и др. Геология западной части Берингово-моря. М.: Наука, 1990. 159 с.
  50. Чехович В.Д., Кравченко-Березной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. № 1. С. 121–123.
  51. Чехович В.Д., Сухов А.Н. О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в позднемезозойское–раннепалеогеновое время // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 195–220.
  52. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
  53. Beets D.J., Maresch W.V., Klaver G.Th. et al. Magmatic rock series and High-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the Southern Caribbean // Geol. Soc. Amer. Mem. 1984. Vol. 162. P. 95–130.
  54. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes // Science. 1981. Vol. 213. P. 47–54.
  55. Camp M.F.U. The Mexican thrust belt // Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region. Houston. 1985. P. 299–3134.

56. *Cloose M.* Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1993. Vol. 105. P. 715–737.
57. *Cordoba D.A., Tardy M., Carfantan I.-C. et al.* Le Mexique mesogéen et le passage au systèmes cordilleraire de type Californie // *Mem. Bur. rech. geol. et minieres.* 1980. № 115. P. 18–29.
58. *Dewey J.F.* Extensional collapse of orogens // *Tectonics.* 1988. № 7. P. 1123–1139.
59. *Init. Rep. DSDP. Leg 66.* May 1979. 826 p.
60. *Malfait B.T., Dinkelman M.* Circum Caribbean tectonic, igneous activity and the evolution of the Caribbean plate // *Bull. Geol. Soc. Amer.,* 1972. Vol. 83. № 2. P. 251–268.
61. *Mapa Geologico de Cuba. 1 : 250000.* Academia de Ciencias de Cuba, 1988.
62. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific / *Nokleberg W.J. et al.* U.S. Geological Survey. Open-File. Report 98–754. 1988. P. 125.
63. *Preliminary Report of the Ocean Drilling Project. Leg 197.* College Station, TX. 2001. 120 p.
64. *Ramos E.L.* Geologia general y de Mexico. Privately printed. Mexico City, 1974. 509 p.

*Рецензенты: С.Д. Соколов, А.А. Моссаковский*

## Different Levels of Ensimatic Island-Arc Accretion

**V. D. Chekhovich**

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*  
*e-mail: vadim@ilran.ru*

**Abstract**—The possible scenarios of accretion of ancient ensimatic island arcs in the eastern and western frameworks of the Pacific Ocean are discussed. It is concluded that the accretion of ensimatic island arcs can occur at both the lithospheric and crustal (upper crustal) levels. In the case of lithospheric accretion, the subduction zone is jammed and the island-arc edifice is attached to the continent. During crustal-level accretion, the subduction of the lithosphere that underlies the island arc can develop further, thereby leading to the formation of a suprasubduction volcanic–plutonic belt at the continental margin.

УДК 551.242.2(261+265)

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2006 г. Ю. Н. Разницын

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7*

Поступила в редакцию 25.01.2005 г.

В статье рассматривается строение отдельных участков литосферы Тихого океана, где устанавливаются признаки ее тектонической расслоенности. Показано, что этот тектонический феномен свойственен не только молодым, медленносрединговым Атлантическому и Индийскому океанам, но и древнему, быстросрединговому, Тихому. Тектоническое расслаивание литосферы в последнем установлено под океаническими поднятиями, в разломных зонах, в пределах межразломных участков, непосредственно под Восточно-Тихоокеанским поднятием, в пределах обособляющихся мелких плит в восточной части океана, в Северо-Западной котловине и под краевыми валами, окаймляющими глубоководные желоба на западной периферии Тихого океана.

### ВВЕДЕНИЕ

Впервые понятие “тектоническая расслоенность океанической литосферы” было введено в литературу Ю.М. Пушаровским в 1980 г. [10]. За прошедшие с тех пор годы эта идея получила подтверждение на многочисленных примерах деформаций литосферы Мирового океана. При этом так исторически сложилось, что исследования этого тектонического феномена в последние 20 лет были сосредоточены в молодых Атлантическом и Индийском океанах [15].

Хотя первые выводы о тектоническом скупивании литопластин были сделаны в отношении крупных океанских поднятий Шатского и Хесса с утолщенной корой в северо-западной Пацифике [5, 12]. Впоследствии они были распространены на другие аналогичные поднятия в Тихом океане: Магеллана, Манихики и Онтонг-Джава [13]. В той же публикации было обращено внимание на аномальное, в смысле последовательности залегания пород, строение разломных зон Кларин, Меррей и Нова: серпентинизированные ультрамафиты и габброиды в этих разломных зонах тектонически совмещены с базальтами и долеритами и выведены в верхние горизонты коры. Выведение мантийных образований на коровый уровень, так же, как и нарушение естественной последовательности в залегании пород (от ультрамафитов в низах до базальтов в верхах разреза), связывалось с деформациями крупного масштаба, с образованием глубинных срывов и тектонической расслоенности в коре и мантии [5, 6, 8]. В те же годы было выявлено покровное строение хребта Муссау, отделяющего Восточно-Каролинскую впадину от впадины Лира: разноглубинные образования: габброиды и троктолиты – здесь пространственно совмещены и выведены в самые верхние горизонты корового разреза [14, 16, 18]. Давно известны

данные о залегании амфиболитов в основании разреза в разломной зоне Элтанин, что дало основание для выводов о существовании здесь крупного надвига ультрамафитовой пластины на базальты верхней части коры [2, 17].

Надвиги были установлены и на периферии Тихого океана, в пределах краевых океанических валов, протягивающихся вдоль глубоководных желобов в северо-западной части Тихого океана, в частности, на океаническом склоне Курило-Камчатского желоба и прилегающей части вала Зенкевича на траверзе о-ва Итуруп и в пределах Бонинского вала [5].

Более того, в северо-западной части Тихого океана по сейсмическим данным было выявлено расслоенное строение верхней мантии до глубин свыше 250 км [20].

Такие выводы не потеряли актуальности и на современном этапе изучения океанической литосферы. Более того, они получили многочисленные подтверждения при проведении геолого-геофизических работ в самых разных структурных областях Тихого океана.

### ФАКТИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Анализ полученных в последние годы результатов геолого-геофизических исследований в различных структурах Тихого океана с точки зрения тектонической расслоенности литосферы составляет основное содержание данного раздела. Начать последовательное описание структур, где ярко проявлены элементы такой расслоенности, следует с разломных зон. При этом рассмотрение таких участков будет проведено, начиная с самой южной части, с зоны раздела Индийского и Тихого океанов.

### Австрало-Антарктическая разломная зона

Эта крупнейшая разломная зона разделяет Тихий и Индийский океаны между Австралией и Антарктидой и, по классификации Ю.М. Пушаровского [11], относится к группе демаркационных разломов. В иностранной литературе она получила название “Австрало-Антарктический дискорданс” (Australian-Antarctic Discordance – ADD) [22].

Зона располагается между 115° и 130° в.д. на юго-восточном окончании Австрало-Антарктического спредингового хребта и простирается в меридиональном направлении на 2000 км. Она включает в себя по меньшей мере пять сближенных параллельных разломов. Специфику этого района составляет залегание сводовой части хребта на больших глубинах, превышающих 4000 м. Некоторые авторы связывают это явление с необычно холодной мантией под данным районом, результатом чего стал крайне низкий бюджет магмы и резкое утонение коры. Для более полной характеристики рассматриваемого района можно добавить, что с ним связаны отрицательные гравитационные аномалии и значительное понижение геоида. К восточной части зоны приурочена смена базальтов тихоокеанского и индоокеанского типов, различающихся по изотопному составу Pb, Sr и Nd.

Новейшие исследования с многолучевым эхолотом выявили в наиболее глубоководной восточной части разломной зоны наличие хаотического рельефа дна, происхождение которого связывается с преобладанием тектонического фактора над магматическим при формировании коры на протяжении последних 30 млн. лет [22]. Наряду с широко развитым хаотичным рельефом, наиболее типичными формами рельефа являются структуры “megamullions”. Эти структуры представляют собой своеобразное зеркало скольжения с волнообразным узором параллельных желобов и гребней. Именно так трактуется понятие “mullion structure”<sup>1</sup>.

Впервые подобные структуры были выделены в широкой полосе САХ между разломами Кейн и Атлантис (между 20 и 30° с.ш.) в возрастном диапазоне от 0 до 28 млн. лет [34]. Они представляют собой крупные (10–40 км) куполообразные поднятия, сложенные глубинными образованиями (ультрамафитами и габбро), простираются в широтном направлении, параллельно зонам разломов, и характеризуются наличием отчетливо выраженных в рельефе сопряженных синформ и антиформ, имеющих ту же ориентировку. Синформы и антиформы имеют амплитуду от нескольких десятков до сотни метров, а самые крупные – до 600–700 м. Образование подобных структур свя-

зывается с выведением глубинных пород в верхнюю часть корового разреза в пределах внутренних угловых поднятий в зонах сочленения рифт-разлом по пологим долгоживущим глубинным срывам (detachment faults) в процессе амагматического спрединга.

Драгирование этих морфоструктур и стенок рифтовой долины в зоне ADD выявило обилие ультрамафитов. Гравиметрические исследования также показали широкое распространение в верхней части коры и непосредственно на дне высокоплотностных образований (серпентинизированных ультрамафитов). По нашему мнению, все эти особенности позволяют предполагать в рассматриваемой разломной зоне широкое развитие мономиктового серпентинитового меланжа. Как было показано ранее, подобные образования формируются при тектоническом расслаивании океанической литосферы как непосредственно в осевой части срединно-океанических хребтов в пределах рифтовых зон, так и в зонах трансформных разломов [15].

Таким образом, целый ряд признаков позволяет говорить о тектонической расслоенности литосферы в пределах Австрало-Антарктической разломной зоны.

### Разломная зона Элтанн

Надвиговая структура этой зоны, как уже отмечалось, установлена уже достаточно давно, тем не менее имеются веские основания рассмотреть ее еще раз.

Зона Элтанн – одна из самых крупных демаркационных структур, разделяющая разные по морфоструктуре и геологической истории Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия [11]. По этой зоне наблюдается самое большое в Пасифике горизонтальное (левостороннее) смещение рифтовой зоны, достигающее 1080 км. Зона шириной не менее 150 км имеет очень сложное строение и включает несколько сближенных разломов различной протяженности, из которых три (с севера на юг) – Тарп, Хейзен и Тула самые крупные. Смещение рифтовых долин по разломам Тарп и Хейзен составляет соответственно 475 и 400 км [27]. Образующие разломную зону структуры представлены сочетанием очень глубоких (до 6 км) грабенообразных разломных долин и обрамляющих их высоких трансверсивных хребтов, глубины над которыми не превышают в отдельных случаях 2 км. На западе зона Элтанн переходит непосредственно в узкий и протяженный хребет Луисвилль, доходящий до желоба Тонга.

Приблизительно в середине межрифтового участка разлома Хейзен, где перепад глубин от вершины южного трансверсивного хребта до дна разломной долины составляет 5400 м, в 1977 г. в

<sup>1</sup> Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1978. Т. 2. 588 с.

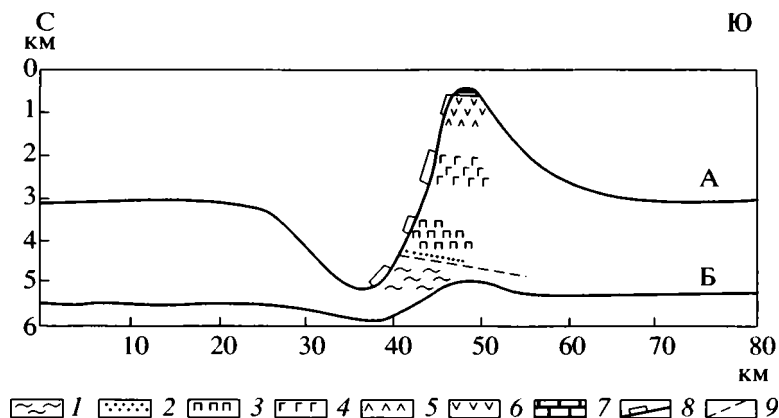


Рис. 1. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Элтанин, по [1]

1 – амфиболитовые сланцы; 2 – гранулиты; 3 – перидотиты; 4 – габбро; 5 – долериты; 6 – базальты; 7 – известняки; 8 – места опробований; 9 – предполагаемый надвиг; А – профиль на 125°40' з.д., Б – тот же профиль в масштабе 1 : 1

24-м рейсе НИС “Академик Курчатов” было проведено ступенчатое драгирование его южного склона [1, 2]. В результате был вскрыт полный разрез океанической коры. Снизу вверх он состоит из метаультрамафитов, габброидов, долеритов, базальтоидов и известняков. Этот разрез 5-километровой мощности подстилается амфиболитовыми сланцами с микроплойчатой структурой (рис. 1). Вариации содержаний главных и редких элементов в амфиболитах позволяют рассматривать их как продукты метаморфизма базальтов или долеритов, близких к Т-типу MORB [17]. Составы сосуществующих амфибола и плагиоклаза в амфиболитах отражают температурную зональность метаморфизма в интервале 460–540°C при  $P = 2$  кбар (там же).

Непосредственно в контакте с ультрамафитами эти сланцы переходят в гранулитоподобные породы [1]. Учитывая соотношения пород, драгированных на южном склоне трансверсивного хребта разлома Хейзен, а также результаты полевых наблюдений в областях распространения метаморфических ореолов с обратной метаморфической зональностью, расположенных в подошве крупных офиолитовых аллохтонов на суше (Оман, Ньюфаундленд и др.) и рассматриваемых в качестве комплексов-показателей внутриокеанического надвигания, автор сделал вывод о том, что метаморфизм пород протолита обусловлен надвиганием “горячей” ультрамафитовой пластины на вулканогенный субстрат [17]. Таким образом, в зоне разломов Элтанин отчетливо проявлена тектоническая расслоенность океанической литосферы. Здесь впервые в океане получены доказательства формирования метаморфических ореолов с обратной метаморфической зональностью в основании аллохтонных ультрамафитовых пластин на океанической стадии развития.

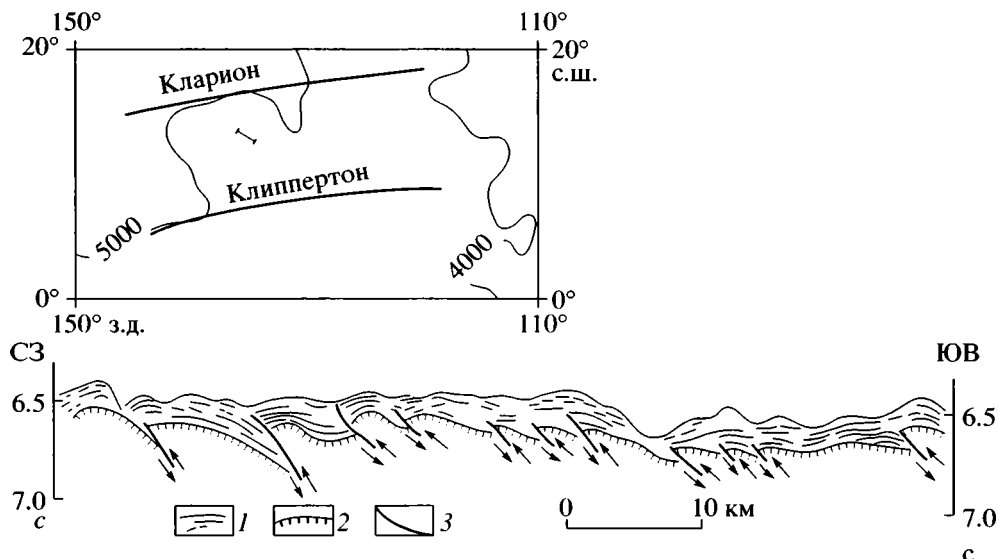
Второй подобный случай имеет место в Юго-Западном Индийском хребте, где в верхах разреза глубоководной скважины 735В развиты апогаббровые амфиболовые гнейсы и амфиболиты, представляющие собой метаморфическую подошву в основании покрова ультрамафитов [15].

### Разломная зона Гаррет

Эта разломная зона пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие в запад-северо-западном направлении на 13°28' ю.ш., смещая его ось на 130 км. Скорость спрединга в этом сегменте очень высока и составляет около 14.5 см/год [24]. Данная зона является ареной вулканической и тектонической активности. Первая проявлена в излияниях относительно свежих базальтоидов в пределах трех небольших хребтов (Альфа, Бета и Гамма) северо-восточного простирания внутри разломной долины. Это тот редкий случай, когда современный вулканизм имеет место не только в рифтовой долине, но и внутри зоны трансформного разлома. Однако базальты по геохимическим характеристикам практически не отличаются от рифтовых. Само их наличие в совокупности с большим количеством нормальных сбросов и многочисленных трещин предполагает условия растяжения внутри разломной зоны. По-видимому, именно это обстоятельство обусловило подъем мантийного диапира в пределах медианного хребта.

Эффектные обнажения серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и троктолитов на северном фланге медианного хребта были обследованы с подводного обитаемого аппарата “NAUTILE”. Видимая мощность ультрамафитов составляет не менее 2000 м. В верхней части южного фланга хребта закартированы тектонические метаморфические брекчии, имеющие тектонический кон-





**Рис. 2.** Характер взбросо-надвиговых дислокаций на интерпретированном сейсмоакустическом разрезе НСП по профилю А между разломами Кларрион и Клиппертон, по [3]

1 – отражающие горизонты в осадочном чехле; 2 – поверхность акустического фундамента; 3 – разрывные нарушения. На врезке показано местоположение профиля А

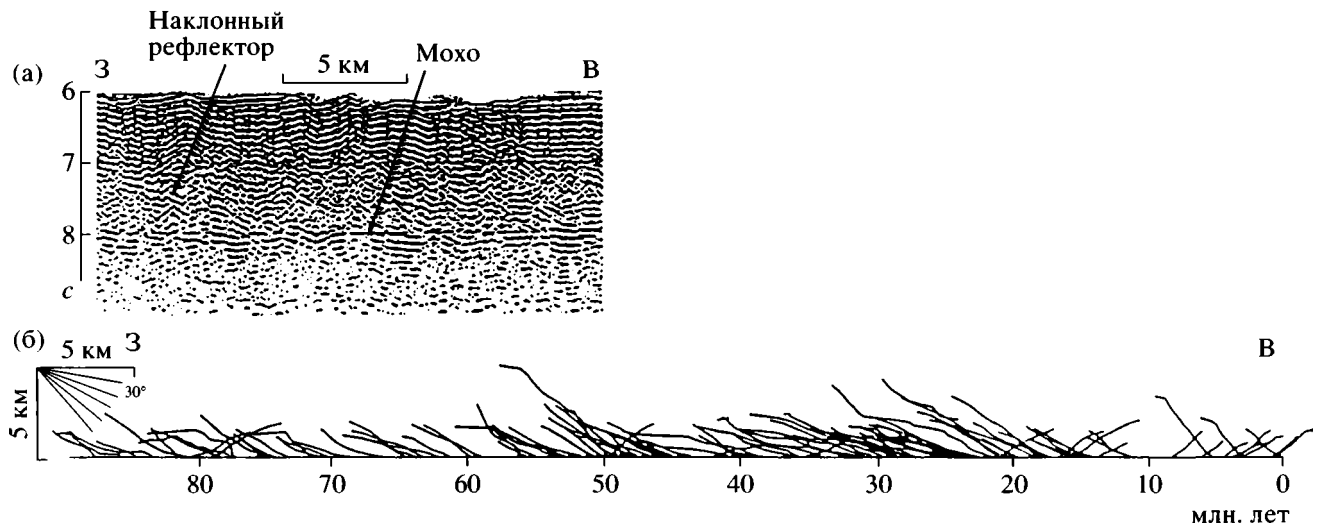
такт с ультрамафитами и состоящие из угловатых обломков базальтов и долеритов в смектитовом и хлоритовом матриксе. Жилы и микротрещины брекчий залечены эпидотом, кварцем и сульфидами – продуктами гидротермальной деятельности. Брекции рассечены большим количеством субгоризонтальных разломов с отчетливо выраженными зеркалами скольжения. По мнению участников погружений, образование брекчий связано с тектоническим становлением ультрамафитов в пределах медианного хребта. Ультрамафиты несут следы динамометаморфизма, выраженные в интенсивной милонитизации пород. В серпентинитах широко проявлена минеральная уплотненность; штриховки зеркал скольжения ориентированы параллельно склону хребта. В современной структуре ультрамафиты слагают тектоническую пластину, ограниченную с севера активной тектонической зоной [24]. Таким образом, в разломной зоне Гаррет имеются все признаки тектонического расслаивания литосферы в условиях растяжения.

### Структуры тектонического сжатия в пределах межразломных участков

Структуры тектонического сжатия установлены между разломами-гигантами Кларрион и Клиппертон к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия [3]. Они отчетливо выражены на сейсмических профилях непрерывного сейсмического профилирования, ориентированных в запад-северо-западном и в северо-западном направлении.

Как видно из рис. 2, надвиговые структуры образовались в результате надвигания одна на другую тектонических пластин океанического фундамента. Поверхность блоков последнего образует систему последовательно обращенных к юго-востоку ступеней, разделенных надвигами с углами наклона 40–60°. Надвиги имеют тенденцию выполаживания с глубиной и прослеживаются в осадочном слое вплоть до поверхности дна, формируя его неровную, пологоволнистую поверхность. Тектоническое скучивание осадочного материала фиксируется аномальными изменениями мощностей и резкой сменой по латерали сейсмических слоев пачек фациями хаотических отражений [3].

Результаты сейсмических исследований, полученные в рамках российского проекта “Тихоокеанские трансекты” (РАСТРАН, 1989) методом многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ на профиле длиной 6100 км, проходящем между разломами Кларрион и Клиппертон, также выявили целую систему многочисленных наклонных отражающих горизонтов, пересекающих весь коровый разрез [23]. Профиль проходит в субширотном направлении, параллельно разлому Клиппертон, в 250 км к северу от последнего. Он начинается в 400 км к западу от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и заканчивается на его западном фланге в 500 км к востоку от островов Лайн, в пределах коры с возрастом 90 млн. лет. На профиле особенно четко выделяются многочисленные наклонные рефлекторы, которые срезаются горизонтальной поверхностью М.



**Рис. 3.** Иллюстрация нижнекоровых наклонных рефлекторов на фрагменте временного разреза профиля МОВ ОГТ на Центрально-Тихоокеанском трансекте между разломами Клариион и Клиппертон (а) и нижнекоровых наклонных отражающих горизонтов вдоль всего трансекта (б), по [23]

Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 1

93% этих рефлекторов падают на восток (рис. 3). Ярко выраженное угловое несогласие рассматривается в качестве картировочного признака поверхности М. Истинные углы наклона рефлекторов варьируют от 10 до 40°, составляя в среднем 25°. Часть низкоамплитудных наклонных отражателей рассекают кору от поверхности М до поверхности дна; высокоамплитудные свойственны только низам корового разреза. По мнению авторов профиля, наклонные отражатели соответствуют разломам, возникшим в результате растяжения в процессе спрединга, корни которых отвечают пластичным зонам скалывания в нижней коре. В любом случае о горизонтально-слоистом строении коры здесь говорить не приходится. Налицо явная тектоническая расслоенность последней. Учитывая расстояние между разломами Клариион и Клиппертон и длину профиля МОВ ОГТ, можно предположить, что ширина зоны деформаций осадочного чехла и акустического фундамента составляет не менее 900 км, а ее протяженность не менее 6000 км.

### Микроплита Пасха

С применением новых технологий в глубоководных исследованиях (сонар бокового обзора GLORIA) надвиги устанавливаются внутри выделяемых плит, на значительном удалении от их предполагаемых границ [31]. Так, надвиги широтного простирания идентифицированы в обширном районе Восточно-Тихоокеанского поднятия на широтах приблизительно между 21 и 23° ю.ш. (микроплита Пасха). Здесь была установлена серия аномальных субширотно ориентированных

хребтов, протяженностью 20–50 км, параллельных направлению спрединга. Высота хребтов с крутыми южными и более пологими северными склонами составляет около одного км над прилегающей абиссальной частью океанского дна. Фокальные механизмы землетрясений указывают на их надвиговое происхождение с движением масс по направлению с севера на юг. Превышение хребтов над прилегающей частью океанского дна, как полагают авторы исследования, отвечает мощности надвинутых пластин. Извилистый контур простирания хребтов вполне соответствует их надвиговой природе (рис. 4).

Аналогичная система надвигов выявлена в пределах микроплиты Хуан Фернандес, приблизительно в 1000 км южнее [31]. В основании одного из таких хребтов были обнаружены глубинные породы (ультрамафиты и габбро).

Все эти данные позволили авторам сделать обоснованные выводы о наличии в верхних горизонтах коры рассмотренных районов Восточно-Тихоокеанского поднятия надвигов и субгоризонтальных срывов (detachment faults).

### Плита Хуан де Фука

Элементы тектонической расслоенности можно предполагать в пределах плиты Хуан де Фука, в районе непосредственно восточнее одноименного спредингового хребта на 47° с.ш. Здесь в основании коры сейсмическими исследованиями МОВ ОГТ в интервале 6.2–6.7 с зафиксирована мощная (не менее 2 км) расслоенная толща [21] (рис. 5).

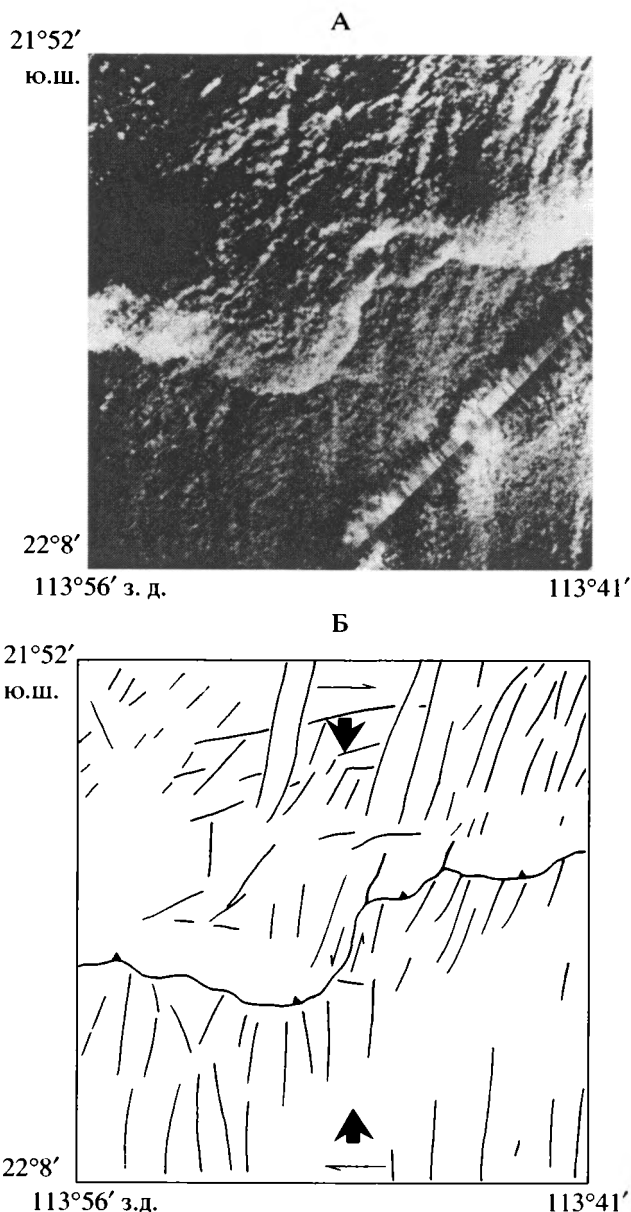
Внутри корового разреза в полосе шириной около 5 км обособляется пакет полого наклоненных на юго-запад, в сторону оси хребта Хуан де Фука, отражений в районе так называемой зоны псевдоразлома (pseudofault zone), ограничивающего продвигающийся к северу рифт хребта. Такое выражение разлома на глубине может говорить об его надвиговой природе. Наличие на профиле подводной горы (вулкана) позволило авторам высказать предположение о существовании в зоне перехода кора-мантия протяженной области так называемого магматического подслаивания (underplating). Суть этого понятия, как известно, состоит в том, что растяжение литосферы в районах развития вулканизма компенсируется притоком в нижнюю пластичную часть коры материала, выплавляемого из мантии, но с коровой плотностью [4]. Однако сейсмические скорости в расслоенной толще в основании коры укладываются в интервал 7.2–7.7 км/с, что более всего соответствует серпентинизированным ультрамафитам. Поэтому более предпочтительно говорить об ее тектонической природе, имея в виду зону глубинного тектонического срыва на границе кора-мантия, где происходит тектоническое течение вещества и проскальзывание коры относительно мантии.

### Район Гавайских островов

Признаки тектонической расслоенности коры имеются также в районе к югу от разлома Молокаи, в районе Гавайских островов (южнее о-ва Оаху). По данным широкоугольного сейсмического профилирования в низах корового разреза здесь обособляется протяженный субгоризонтальный отражающий горизонт, сходный по характеру проявления с известным горизонтом "R" в западной части Северной Атлантики [33]. Сейсмическими работами такие отражатели установлены и внутри второго слоя океанической коры непосредственно в зоне разлома Молокаи (там же). В окрестностях того же о-ва Оаху сейсмическими исследованиями выявлено так называемое "double Moho" [32], что может являться указанием на тектоническую расслоенность верхней части мантии.

### Скважина 504В

Так же, как в Индийском океане, в Тихом имеются прямые доказательства тектонического расслаивания, полученные при бурении широко известной скважины глубоководного бурения 504В. Скважина располагается в 200 км к югу от рифта Коста Рика между разломными зонами Эквадор и Панама. Это самая глубокая скважина в Мировом океане вскрыла разрез молодой океанической



**Рис. 4.** Изображение дна океана, полученное с помощью сонара бокового обзора GLORIA в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, непосредственно к северу от микроплиты Пасха (А) и его интерпретация (Б), по [31]

В центре снимка извилистый контур субширотного хребтика, отвечающего надвигову внутри океанской литосферы (пояснения в тексте). Жирные стрелки – направление сжатия

коры (5.9 млн. лет) мощностью 1562 м: осадочный слой (274.5 м); пиллоу-лавы базальтов, пиллоу-брекчии, гиалокластиты и массивные базальты (571.5 м); переходная зона от базальтов к дайковому комплексу, состоящая из пиллоу-лав, массивных базальтов и даек (209 м); дайковый комплекс (507.3 м). В интервале 840–958 м между

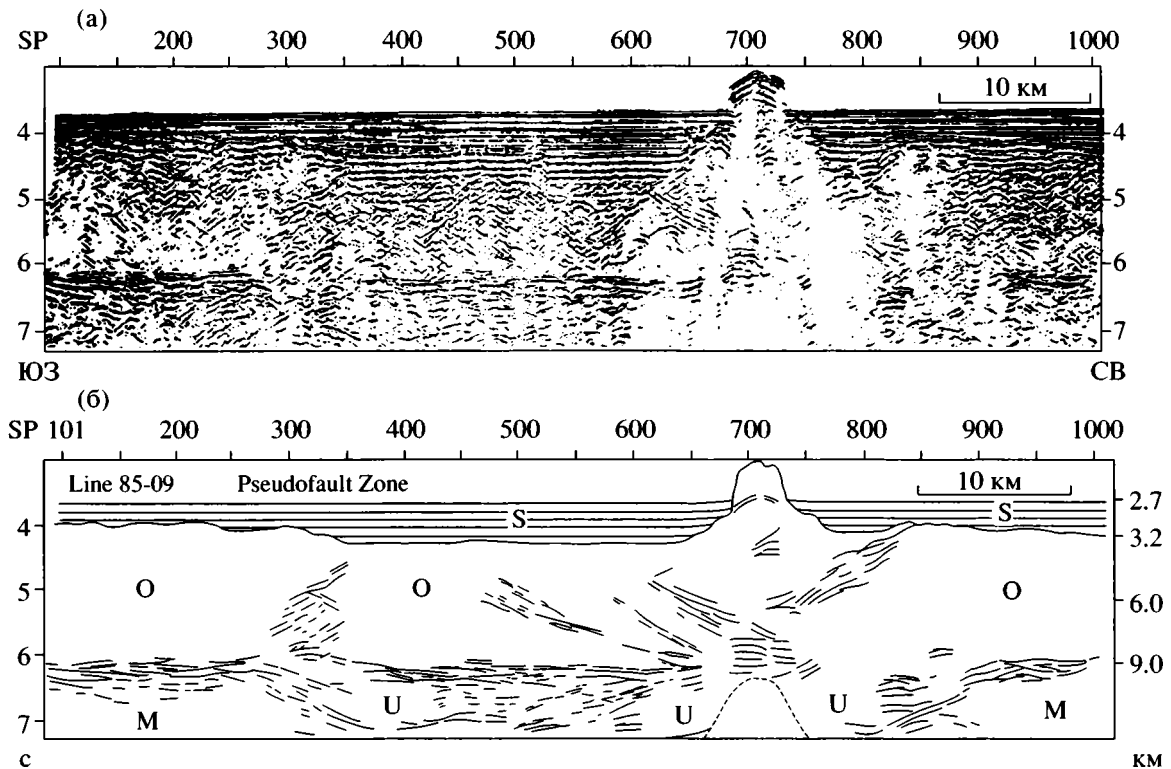


Рис. 5. Профиль МОВ ОГТ в западной части плиты Хуан де Фука (а) и его интерпретация (б), по [21]  
 S – осадочный чехол; O – океаническая кора; M – мантия; U – зона подслаивания (underplated zone). SP – пикеты. Пояснения в тексте

базальтами и дайковым комплексом фиксируется мощная субгоризонтальная зона пластических и хрупких деформаций пород, сконцентрированных в нескольких пологонаклоненных зонах скалывания (shear zones) [19]. Приблизительно на этих же глубинах в процессе скважинных измерений напряженного состояния пород в базальтах были обнаружены очень высокие сжимающие напряжения порядка 200 МПа. При этом азимут максимального горизонтального сжимающего стресса ориентирован приблизительно перпендикулярно оси рифта [28]. Такая же ориентировка стресса устанавливается по фокальным механизмам землетрясений в обширном районе Панамского бассейна к северу от скважины 504В [26].

Все эти данные говорят о тектонической слоистости верхней части коры рассматриваемого региона. Об этом же свидетельствуют результаты многоканального сейсмического профилирования в районе скважины 504В, выявившие полого наклоненные отражающие горизонты в средней и верхней частях корового разреза, интерпретируемые в качестве тектонических нарушений [26]. Последние прослеживаются и в осадочном слое, а в рельефе дна они выражены в виде эскарпов субширотного простирания. Необходи-

мо заметить, что позднее практически тот же коллектив авторов рассматривал эти горизонты в качестве артефактов, обусловленных боковыми отражениями от неровностей дна [25].

### Северо-Западная Пацифика

Новый сейсмический имидж океанической коры, так же, как в свое время в Атлантике [34], установлен в Северо-Западной Пацифике [29, 30].

Профиль МОВ ОГТ длиной 755 км, отрабатанный также в рамках проекта “Тихоокеанские трансекты”, располагается в пределах мезозойской коры в Северо-Западной котловине Тихого океана. Ориентированный в север-северо-западном направлении профиль проходит между поднятием Шатского на юге и Курило-Камчатским желобом на севере, между магнитными аномалиями М13 и М3, соответственно [9, 29, 30].

Акустический фундамент представлен в виде яркого, непрерывно прослеживающегося отражающего горизонта под горизонтально слоистой толщей осадков мощностью 300–500 м. Кровля фундамента пологоволнистая, с длиной волны порядка 10–30 км. На временных разрезах поверхность М уверенно прослеживается в виде се-

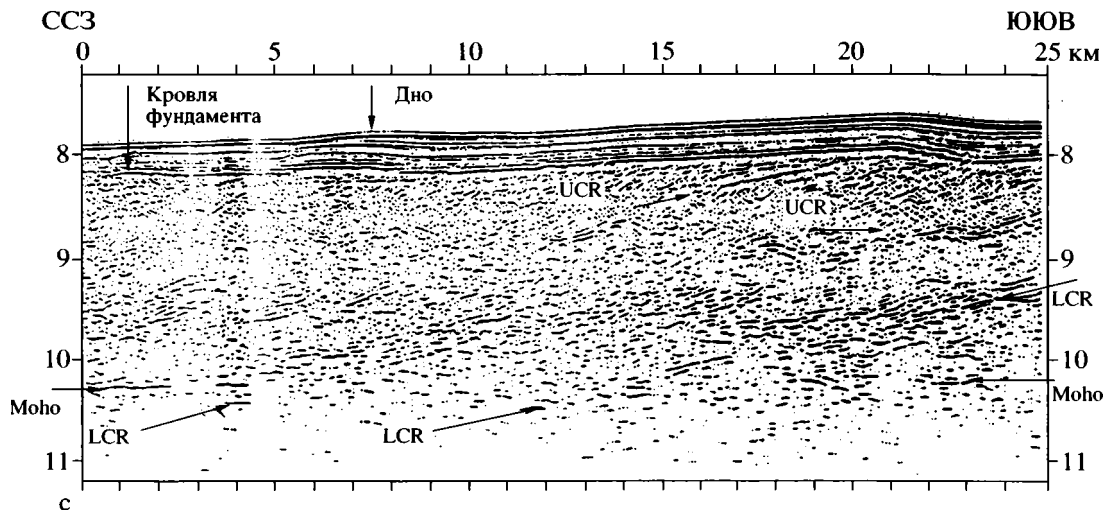


Рис. 6. Фрагмент профиля МОВ ОГТ в Северо-Западной котловине Тихого океана, по [30]

Стрелками показаны: UCR – верхнекоровые рефлексоры; LCR – нижнекоровые рефлексоры; Мохо – поверхность Мохоровичича

рии прерывистых субгоризонтальных отражений (протяженностью 5–15 км) на глубинах 2–2.5 с ниже акустического фундамента (рис. 6). Нижняя и верхняя части корового разреза насыщены многочисленными субгоризонтальными и наклонными (верхняя часть) и пологонаклоненными на север (в основном средняя и нижняя части разреза) отражающими горизонтами. Дискретные верхнекоровые рефлексоры имеют протяженность от 1 до 10 км. Пологопадающие (углы падения в среднем 20°) на северо-запад рефлексоры в нижней части коры (8–10 км) нередко группируются в пакеты отражений, которые срезаются субгоризонтальной поверхностью М, образуя отчетливое угловое несогласие. Такие рефлексоры или их группы фиксируются через каждые 2–5 км. Авторы уверенно говорят о том, что это реальные геологические структуры, а не сейсмометрические артефакты, поскольку они присутствуют в протяженных (несколько десятков километров) сегментах вдоль всего профиля. Субгоризонтальные рефлексоры в верхней части разреза авторы интерпретируют в качестве подошвы дайкового комплекса, тогда как наклонные нижнекоровые отражатели, по их мнению, соответствуют магматической расслоенности в зоне перехода корамантия. Ими обосновывается тектоническая природа поверхности М, происхождение которой связывается с глубинным срывом, сформировавшимся из-за различных скоростей движений коры и нижележащей мантии.

К выводу о тектонической расслоенности низов коры пришел ранее один из авторов рассмотренного выше профиля В.Н. Патрикеев [9]. По его мнению, имеющиеся материалы позволяют

говорить о проскальзывании океанической коры по ее нижней части относительно мантии при движении литосферы к зоне субдукции. При этом в отдельные периоды времени это проскальзывание было настолько значительным, что при высокой скорости движения мантийной части литосферы субдукция могла вообще не происходить.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В последние годы исследования разломных зон в Тихом океане дали обильный материал, позволяющий судить о тектоническом расслоении литосферы и сучивании литопластин: это демаркационные Австрало-Антарктическая зона и зона разломов Элтанин, а также зона разломов Гаррет.

Выявленные в зонах многих тихоокеанских разломов сильно нарушенные разрезы коры с присутствием ультрабазитов и габбро в верхних частях приразломных поднятий уже давно объясняются процессами тектонического расслаивания и сучивания коры и верхней мантии.

Структуры сжатия устанавливаются внутри грандиозной по своим размерам зоне между разломами Клариион и Клиппертон, выраженные системой надвинутых одна на другую тектонических пластин твердой коры.

Так же, как в Атлантике [15], в Тихом океане формируется сложная чешуйчато-блоковая система, обусловленная сжатием как в продольном по отношению к спрединговому хребту направлении (микроплиты Пасха и Хуан де Фука), так и в поперечном.

Структуры тектонической расслоенности устанавливаются непосредственно в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, внутри плит Наска и Хуан Фернандес.

Как уже отмечалось выше, в пределах краевых валов в древней океанической коре также обнаруживаются все признаки сжатия, тектонического расслаивания и надвигообразования в верхах второго и в первом слоях. Однако интенсивность сжатия здесь не так велика, как в случае океанических поднятий. Повышенная мощность коры и особенности скоростных разрезов последних позволяют обоснованно говорить о неоднократном повторении литопластин в разрезе и наращивании коры за счет тектонического скупивания [5].

Новый сейсмический имидж океанической коры установлен в Северо-Западной Пацифике. Новизна состоит в том, что в коре рассматриваемого района выявлена масса пологонаклонных рефлекторов, что в корне отличается от общепринятой горизонтально-слоистой модели океанической коры. Здесь нужно отметить, что качество самих сейсмических работ и последующая их обработка вполне соответствуют таковым в Северо-Западной и Канарской котловинах в Атлантике. Во всяком случае визуально временные разрезы в Атлантике [35] и в Северо-Западной Пацифике абсолютно идентичны. На них отчетливо проявлены многочисленные пологонаклоненные отражающие горизонты, расслаивающие всю кору от кровли фундамента до поверхности М. Эти отражатели обычно срезаются этой поверхностью, что позволяет говорить о тектонической природе последней. Впрочем, говорить о границе М как о некой индивидуальной поверхности не приходится, поскольку на сейсмических профилях она часто представлена мощной расслоенной зоной, где предполагается тектоническое течение вещества.

Тектоническая природа наклонных отражений в Атлантике в указанных районах постулируется достаточно обоснованно. Отчасти поэтому у автора данной работы нет сомнений в том, что наклонные горизонты в рассматриваемом районе Северо-Западной Пацифики в большинстве своем представляют собой надвиги.

Наконец, так же, как в Индийском океане, в Тихом имеются прямые доказательства тектонического расслаивания, полученные при бурении широко известной скважины глубоководного бурения 504В. Здесь на границе дайкового комплекса и базальтов обособляется мощная тектоническая зона пластических и хрупких деформаций пород, маркирующая субгоризонтальные срывы, сформировавшиеся в условиях очень высокого горизонтального сжимающего стресса.

Таким образом, тектоническая расслоенность океанической литосферы имеет место не только в так называемых медленноспрединговых хребтах в Атлантическом и Индийском океанах, но и в быстроспрединговом Тихом. При этом есть все основания говорить о тектонической расслоенности не только коры, но и верхов мантии. При этом устанавливается тектоническая природа зоны перехода кора–мантия, также с явными признаками тектонического расслоения и вероятного пластического течения вещества.

В заключение необходимо остановиться на появившихся в последние годы данных сейсмической томографии, дающих ценную информацию о глубинных деформациях недр Тихого океана [7]. По этим данным поверхность М и разделы глубинных геосфер могут рассматриваться как важнейшие структурные границы, вдоль которых происходит дифференцированное латеральное течение вещества и образование срывов. “Такое перемещение масс мантийных пород на разных глубинных уровнях может свидетельствовать о существовании помимо вещественного также и тектонического расслоения глубоких недр Земли” [7, с. 333]. Такая картина устанавливается в верхних 150 км мантии на северо-западе Тихого океана, где образование тонких механически ослабленных слоев могло быть вызвано нарушениями вдоль субгоризонтальных тектонических срывов. Особенно выделяются в этом смысле нижняя часть верхней мантии, включающая границы 410, 520 и 660 км, раздел средней и нижней мантии (1700–2200 км) и слой “D” у границы ядро–мантия (2600–2889 км). Более того, анализ сейсмотомографических профилей позволяет предполагать наличие тектонических срывов также и между указанными выше уровнями. В западном обрамлении Тихого океана смещения по этим срывам происходят как к востоку, так и в обратном направлении, однако преобладают случаи смещения верхних пластин к востоку по сравнению с нижними. Последнее обстоятельство может служить указанием на воздействие на верхние геосферы ротационных сил [7].

Геодинамические обстановки, благоприятные для формирования расслоенности в различных океанах и в различных районах отдельно взятого океана, несомненно, отличаются одна от другой. Несомненно также и то, что океаническая литосфера, как и литосфера континентальная, формируется в процессе чередования эпох и зон сжатия и растяжения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-64159) и Министерства образования и науки РФ (программа “Природа Мирового океана”).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кашинцев Г.Л.* Глубинные породы океанов. М.: Наука, 1991. 279 с.
2. *Кашинцев Г.Л., Жданов В.В.* Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28–37.
3. *Корсаков О.Л., Пилипенко А.И.* Структуры тектонического сжатия в зоне разломов Кларин-Клиппертон (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 157–160.
4. *Леонов М.Г., Леонов Ю.Г.* Понятие “консолидированная кора”, природа ее границ и явление вертикальной аккреции. Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука, 2002. С. 388–409.
5. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 434).
6. *Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Прокопцев Н.Г., Гладких П.А., Лазько Е.Е., Пуцаровский Ю.М.* Новые данные о породах океанической коры в Центральной котловине Тихого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 1. С. 200–203.
7. *Меланхолина Е.Н., Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Развитие глубинных ап- и даунвеллингов и геодинамика Земли. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 315–342.
8. *Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Разницын Ю.Н., Прокопцев Н.Г., Пуцаровский Д.Ю., Гладких П.А., Лазько Е.Е.* Состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларин (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 4. С. 942–946.
9. *Патрикеев В.Н.* Тектоническая и литологическая расслоенность коры северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2000. 69 с.
10. *Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов. Тектоника в исследованиях Геологического института. М.: Наука, 1980. С. 123–175.
11. *Пуцаровский Ю.М.* Тектонические феномены океанов. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
12. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Запада Тихого океана. Геотектоника. 1981. № 1. С. 5–18.
13. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Разницын Ю.Н.* Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана // Геотектоника. 1984. № 2. С. 3–22.
14. *Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н.* Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) // Геотектоника. 1986. № 6. С. 40–53.
15. *Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность океанической литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 278 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 560).
16. *Разницын Ю.Н., Ляпунов С.М., Сколотнев С.Г.* Формационная принадлежность пород хребта Муссау (юго-запад Тихого океана) // Докл. АН СССР. Т. 304. № 3. С. 679–683.
17. *Силантьев С.А.* Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 24–36.
18. *Сорохтин О.Г., Богданов Ю.А., Зоненишайн Л.П., Рудник Б.Г., Казьмин В.Г., Разницын Ю.Н., Сколотнев С.Г., Матвеев В.В., Лисицина Н.А.* Магматические породы хребта Муссау (Каролинское море, Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 191–194.
19. *Agar S.M.* Microstructural evolution of a deformation zone in the upper ocean crust: evidence from DSDP hole 504 B // J. Geodynamics. 1991. Vol. 13. № 2–4. P. 119–140.
20. *Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of Western Pacific: Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment // The geophysics of Pacific ocean basin and its margin. Wash. (D.C.), 1976. P. 135–153.
21. *Calvert A.J., Hasseigren E.A., Clowes R.M.* Oceanic rift propagation – a cause of crustal underplating and seamount volcanism // Geology. 1990. Vol. 18. P. 886–889.
22. *Christie D.M., West B.P., Pyle D.G., Hanan B.B.* Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian-Antarctic discordance // Nature. 1998. Vol. 394. № 13. P. 637–644.
23. *Eitrem S.L., Gnibidenko G., Helsley C.E., Sliter R., Mann D., Ragozin N.* Oceanic crustal thickness and seismic character along a central Pacific transect // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B2. P. 3139–3145.
24. *Hekinian R., Bideau D., Cannat M., Francheteau J., Herbert R.* Volcanic activity and crust-mantle exposure in the ultrafast Garret transform fault near 13°28' S in the Pacific // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 108. № 4. P. 259–275.
25. *Kent G.M., Detric R.S., Swift S.A., Collins J.A., Kim I.I.* Evidence from Hole 504 B for the origin of dipping events in oceanic crustal reflection profiles as out-of-plane scattering from basement topography // Geology. 1997. Vol. 25. № 2. P. 131–134.
26. *Kent G.M., Swift S.A., Detric R.S., Collins J.A., Stephen R.A.* Evidence for active normal faulting on 5.9 Ma crust near Hole 504 B on the southern flank of the Costa Rica rift // Geology. 1996. Vol. 24. № 1. P. 83–86.
27. *Lonsdale P.* Tectonic and magmatic ridges in the Eltanin fault system, South Pacific // Marine Geophys. Res. 1986. Vol. 8. № 3. P. 203–242.
28. *Moos D., Zobak M.D.* Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses: application to continental. Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program boreholes // Jour. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. № B6. P. 9305–9325.
29. *Ranero C.R., Reston T.J., Belykh I., Gnibidenko H.* Reflective oceanic crust formed at fast-spreading centers in the Pacific // Geology. 1997. Vol. 25. № 6. P. 499–502.

30. *Reston T.J., Ranero C.R., Belykh I.* The structure of Cretaceous oceanic crust of the NW Pacific: Constraints on processes at fast spreading centers // *Jour. Geophys. Res.* 1999. № B1. P. 629–644.
31. *Rusby R.I., Searl R.C.* Intraplate thrusting near the Easter microplate // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 311–314.
32. *ten Brink U.S., Brocher T.M.* Multichannel seismic evidence for a subcrustal intrusive complex under Oahu and a model for Hawaiian volcanism // *Jour. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 13.687–13.707.
33. *ten Brink U.S., Brocher T.M.* Multichannel seismic evidence for variations in crustal thickness across the Molokai fracture zone in the Mid-Pacific // *Jour. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B2. P. 1119–1130.
34. *Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C.* Megamullion and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. № B5. P. 9857–9866.
35. *White R.S., Detrick R.S., Mutter J. C. et al.* New seismic images of oceanic crustal structure // *Geology*. 1990. Vol. 18. № 5. P. 462–465.

*Рецензенты: А.Л. Книппер, С.В. Руженцев*

## Tectonic Delamination of the Pacific Lithosphere

**Yu. N. Raznitsin**

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: raznitsin@geo-tv.ru*

**Abstract**—This paper presents data on the structure of some segments of the Pacific lithosphere that bear signs of its tectonic delamination. This tectonic phenomenon is inherent not only to the young slow-spreading Atlantic and Indian oceans but also to the ancient fast-spreading Pacific Ocean, where tectonic delamination of the lithosphere has been established beneath seamounts, in fault zones and between them, immediately beneath the East Pacific Rise, within small separate plates in the eastern part of the ocean, in the Northwest Pacific Basin, and beneath marginal swells that border deep trenches along the western periphery of the Pacific.



УДК 551.242.11.052/552.3(470.317)

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МЕХАНИЧЕСКОГО СМЕШЕНИЯ МАГМ (МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА)

© 2006 г. Е. В. Скляр<sup>1</sup>, В. С. Федоровский<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск 664033, ул. Лермонтова, 128

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 07.02.2005 г.

Предпринята попытка (авторские и опубликованные данные) тектонического и геодинамического анализа проявлений магматического минглинга – механического смешения базитовых и салических магм. Рассмотрены взаимоотношения базитов и гранитоидов в комбинированных дайках и сложно построенных плутонах. Магматический минглинг обнаруживается в трех типах обстановок: надсубдукционных, внутрилитных и коллизионных, обсуждаются признаки минглинга, характерные для каждого из них. Специально (на примере Ольхонской коллизионной системы в Сибири) рассмотрены отдельные аспекты магма-минглинга коллизионного типа, который связан с синметаморфическим сдвиговым тектогенезом и может рассматриваться как прямой индикатор синорогенического коллапса коллизионного сооружения.

### ВВЕДЕНИЕ

Процессы минглинга (механического смешения)<sup>1</sup> и миксинга (химического смешения) различных по составу магм широко распространены во многих геодинамических обстановках. Парадоксально, но факт: впервые (середина XIX века) идея о смешении различных по составу магм была выдвинута не геологами, а химиком-аналитиком Робертом Бунсенем [42]. Отобрав пробы вулканических пород в одном из районов распространения гейзеров Исландии, Р. Бунсен выявил существенные различия по химическому составу и выдвинул предположение о существовании слоя базальтовой магмы, перекрытой сверху слоем риолитовой магмы, и происхождении всего спектра составов магматических пород в результате различной степени их смешения. Неудивительно, что идея была сразу резко раскритикована геологами, которые занимались изучением Исландии, а затем возрождена, но уже с геологическим приоритетом. К концу XIX – началу XX веков в лите-

ратуре появились и другие доказательства смешения контрастных по составу магм [42], прежде всего, комбинированные, или композитные, дайки и силлы, а также гранитные плутоны с многочисленными шлирами, автолитами и включениями (enclaves) пород базитового состава. Появились также новые описания минглинга в других вулканических провинциях мира. Идея совместного внедрения и кристаллизации контрастных по составу магм стала популярной. Однако в начале XX века она была вытеснена другой концепцией – кристаллизационной дифференциации, наиболее полно отраженной в книге Н. Боуэна “Эволюция изверженных пород” [24], которая стала учебником и практическим руководством для поколений “магматических” геологов. Концепция является общепринятой, развивается и в настоящее время, и ничего страшного для минглинга в ее появлении не было бы, если бы механизм кристаллизационной дифференциации не провозглашался единственным, обеспечивающим все разнообразие магматических пород. Странники других представлений, выстраданных на хорошо изученных объектах, были задвинуты в тень, как это всегда бывает при появлении новых парадигм и панацей. К тому же модель смешения долгое время считалась нереальной, так как полагали, что резкое различие вязкости и температур кислых и основных магм не позволит ей реализоваться в природе. Однако в середине века изучение все новых и новых объектов с неоспоримыми свидетельствами сосуществования контрастных по составу магм привели к возрождению идеи и появлению многочисленных публикаций (обзоры

<sup>1</sup> В зарубежной литературе процессы механического смешения магм обозначаются термином “минглинг”, который подразумевает, что гомогенизация расплавов не была достигнута (история вопроса в [42]). В статье мы используем и тот, и другой термины – для русскоязычного читателя они идентичны. Вместе с тем, при недостаточно профессиональном переводе на английский язык громоздкого словосочетания “механическое смешение магм” существует опасность грубой ошибки. Она может возникнуть автоматически в том случае, если при переводе слова “смешение” будет употреблено слово “mixing”. “Бытовой” смысл фразы не изменится, а научное ее содержание окажется непорочно искаженным. В тексте статьи (чтобы избежать двусмысленностей) мы неоднократно применяем русскоязычный и англоязычный термины совместно.

в [12, 26, 27, 42]), количество которых продолжает стремительно нарастать.

Следует заметить, что понятие “минглинг” значительно расширилось и вышло за рамки взаимодействия только расплавов. Вначале были выделены и охарактеризованы пипериты [35], образующиеся при взаимодействии изливающих лав с обводненными неконсолированными осадками. Позднее был введен термин “метаморфический минглинг” [18], характеризующий механическое смешение пластичных метаморфических пород и базитовых расплавов в коллизионных зонах. В настоящей статье мы не ставили задачу рассмотреть все типы минглинга, ограничиваясь лишь “классическим” магматическим типом, что и акцентировано в названии. Более того, поскольку из всего многообразия проблем, связанных с взаимодействием различных по составу магм, в абсолютном числе публикаций обсуждаются только петрологические, а работы, в которых рассмотрение выходит за границы конкретных магматических тел (даек, силлов, потоков, плутонов), ограничено единицами, было бы целесообразно сосредоточиться только на тектонических и геодинамических аспектах процессов минглинга. В предлагаемой статье мы опираемся в основном на наблюдения, проведенные нами и другими исследователями в пределах единого региона, включающего Западное Прибайкалье и Забайкалье.

#### ХАРАКТЕРНЫЕ ПРИЗНАКИ МЕХАНИЧЕСКОГО СМЕШЕНИЯ МАГМ (МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА)

С тектонической точки зрения важнейшим признаком минглинга является то, что происходит механическое смешение мантийных (базитовых) и предположительно коровых (кислых) магм, которые выплавлялись на разных уровнях коры и мантии, однако финальная точка их “жидкого” сосуществования происходила в средних и верхних частях коры или на поверхности. Описаны и случаи минглинга (механического смешения) расплавов разного состава, образовавшихся в результате кристаллизационной дифференциации в одной магматической камере, однако они незначительны по масштабам и не имеют широкого распространения.

Общераспространенной является точка зрения об образовании значительных объемов гранитоидов в нижней части коры в результате внедрения мантийных расплавов базитового состава. Этот вывод опирается на тесную пространственную ассоциацию базитов и гранитов. Одной из наиболее наглядных является качественная модель Х. Хупперта и С. Спаркса [30], показывающая стадийность внедрения в кору базитовых расплавов и выплавления гранитных магм (рис. 1). На

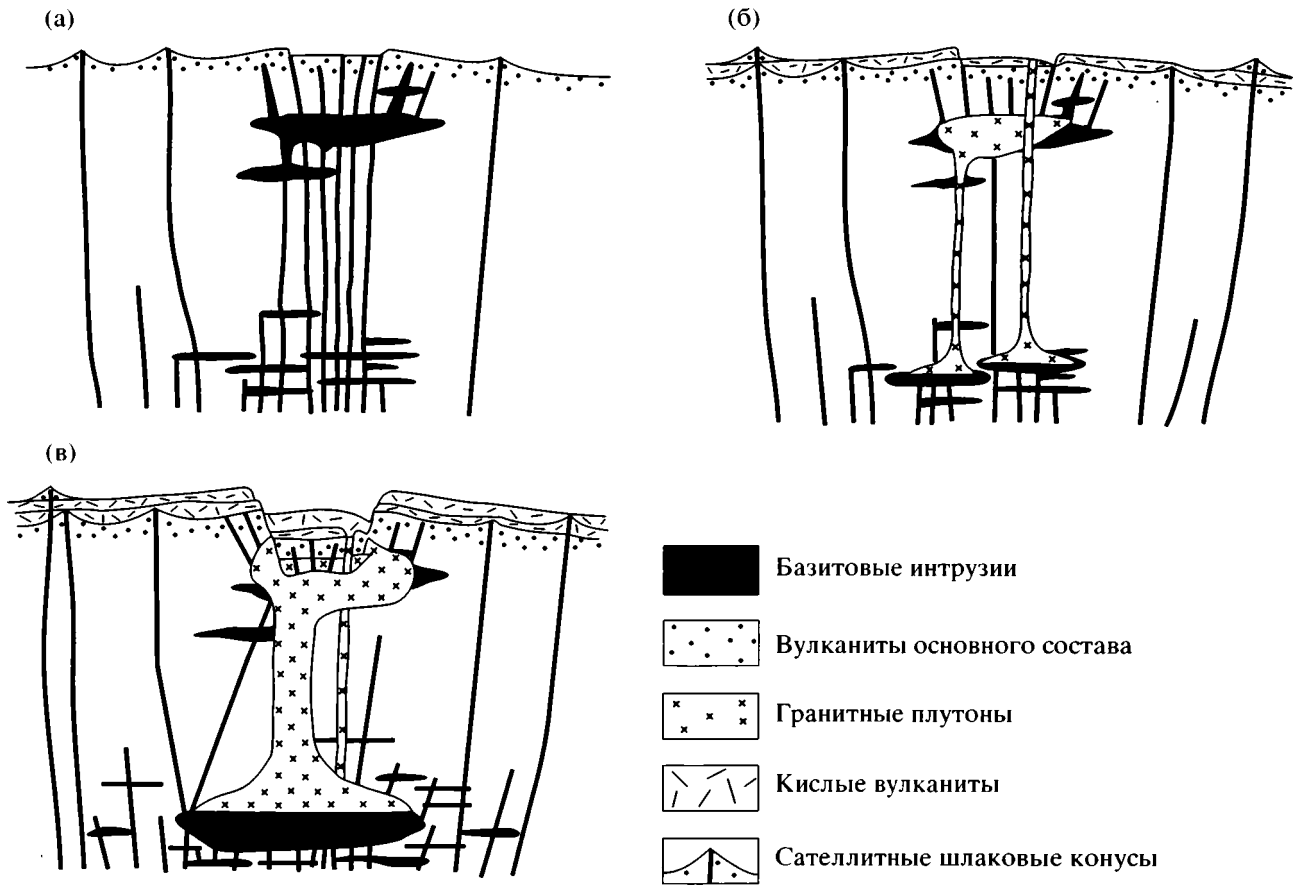
начальной стадии рифтогенеза в условиях холодной и хрупкой коры (см. рис. 1, а) базальты изливаются на поверхность и в то же время формируют силлы и относительно небольшие камеры в верхних и средних частях коры. Кондуктивный разогрев коры со временем приводит к выплавлению гранитоидных магм (см. рис. 1, б), очаги которых являются естественными “ловушками”, не пропускающими на более высокий уровень новые порции базальтового расплава, что, в свою очередь, приводит к еще большему разогреву коры. При этом отдельные порции гранитной магмы могут изливаться на поверхность. В условиях существенного прогрева коры (см. рис. 1, в) могут формироваться крупные плутоны, а в поверхностных условиях происходит крупномасштабное излияние игнимбритов. Базальты на поздних стадиях могут изливаться только в периферийных частях магматической провинции.

В сложно построенных крупных плутонах породы основного и кислого состава встречаются в виде комплексов субсинхронных даек, в том числе кольцевых, малых интрузий, шлиров и автолитов (диалитов, по В.С. Попову [12]) в гранитах [25, 26, 34] или сиенитах [10]. Среди вулканических полей кислого состава проявления базальтового вулканизма сосредоточены в виде мелких отдельных лавовых потоков, шлаковых конусов, а также включений и “прослоев” базитов в кислых породах [21, 32]. Отдельного упоминания заслуживают комбинированные дайки и силлы, которые могут быть близповерхностными подводящими каналами вулканических построек [36, 37, 39], отдельными фазами сложно построенных интрузий [8–11, 25, 26, 43], а также компонентом высокотемпературных метаморфических коллизионных комплексов [6, 14, 22].

Таким образом, в текстурно-морфологическом отношении можно выделить три основных варианта проявления процессов минглинга: лавовые потоки, комбинированные дайки и магматические камеры.

Главными признаками магматического минглинга в лавовых потоках являются мафические включения и шлиры основных пород, а также ксенокристы темноцветных минералов, богатых кальцием плагиоклазов (в кислых лавах), кварца и щелочного полевого шпата (в лавах среднего и основного состава). В большинстве описанных в литературе случаев эффузивные породы не обнаруживают никаких следов наложенных деформаций.

Комбинированные дайки имеют разнообразную морфологию: прямолинейные, изогнутые, ветвящиеся, кольцевые. По характеру взаимоотношений разных по составу магм выделяется два основных типа: комбинированные дайки, в которых центральные части сложены кислыми породами, а краевые – базитами, и дайки с кислыми



**Рис. 1.** Схема эволюции гранитоидной магматической системы при внедрении в кору основных магм, по [30]  
 а – ранняя стадия внедрения базальтов в холодную кору, когда они могут изливаться на поверхность; б – стадия прогрева коры и начала выплавления кислых коровых магм. Последние изливаются на поверхность или кристаллизуются в приповерхностных условиях; в – стадия массового плавления коры, характеризующаяся игнимбритовыми извержениями, коллапсом кальдер и формированием крупных гранитных плутонов. Базальты могут проникать в верхние горизонты коры только в периферийных частях магматической провинции

породами в краевых частях [41]. Первый тип даек (рис. 2), описанный еще классиком магматической геологии А. Харкером [28], образуется при последовательных инъекциях обычно сначала основной, а затем кислой магмы; последняя внедрялась в центральную, не до конца консолидированную зону только что образованной основной дайки. Второй, резко преобладающий, тип даек образуется при одновременном внедрении двух контрастных магм и характеризуется значительно большим разнообразием соотношений базитового и гранитного материала. Здесь обычны подушечные и брекчиевидные текстуры, однако встречаются и псевдослоистые разновидности. Нередки дайки с абсолютным преобладанием базитов, которые пронизаны многочисленными прожилками кислого состава (net-veined complexes). Особенности даек второго типа будут показаны ниже, на примерах гранитоидных массивов Забайкалья и метаморфического комплекса Ольхонского региона. Степень син- и посткристалли-

зационных деформаций комбинированных даек может варьировать весьма существенно. Прослеживается весь спектр от даек, в которых структурно-текстурные изменения базитов и гранитов не проявлены, через разности с той или иной степенью тектонизации базитов и гранитов до тел, в которых и базиты, и граниты превращены в метаморфические породы.

В магматических камерах проявления механического смешения (минглинга) наиболее разнообразны и определяются многими причинами, важнейшей из которых является степень кристаллизации гранитоидной магмы. Два крайних варианта соответствуют: а) жидкому состоянию гранитоидной магмы с разным количеством кристаллов; б) твердому закристаллизованному субстрату, иногда с незначительным количеством остаточного расплава. Рассмотрим более подробно свойства минглинга для этих двух вариантов.

Важнейшие признаки внедрения базитового расплава в магму кислого состава (первый вари-

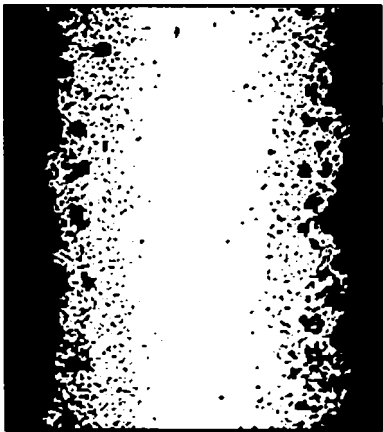


Рис. 2. Разрез комбинированной дайки с базитами в краевых частях, по [28]

ант) в достаточно полном виде сформулированы Б.А. Литвиновским с соавторами [10]:

1. В крупных телах и даже крупных нодулях устанавливается отчетливое уменьшение размеров зерен породообразующих базитов на контакте с вмещающей силикатной породой, что может свидетельствовать о быстром застывании базальтовой магмы у границы с кислым расплавом, температура которого была ниже температуры солидуса базальтов.

2. Базиты повсеместно характеризуются мелкозернистым, очень редко средне-мелкозернистым сложением, в том числе в телах размером 20–30 м в поперечнике. Такие особенности также могут свидетельствовать о быстром застывании базитового расплава.

3. Во вмещающих гранитоидах уменьшение размеров зерен не отмечается ни в контакте с базитовыми телами, даже крупными, ни в тонких инъекциях в базиты. В то же время у границ с ксенолитами метаморфических пород кровли зонки закалки в сиенитах отмечаются постоянно.

4. Форма поверхности нодулей в поперечном срезе тонковолокнистая, фестончатая, лопастевидная; это указывает на наличие большого количества мелких глобулей и характерно для пограничных поверхностей двух жидкостей с разной вязкостью [27].

5. Крупные базитовые тела постоянно окружены ореолом округлых и овальных нодулей, а при удлиненной форме имеют еще и шлейф из нодулей. Такие шлейфы и ореолы – еще одно свидетельство диспергирования более вязкой жидкости в менее вязкой.

6. На некоторых участках включения имеют вид изогнутых полосок и лент, при этом петрографическое изучение не обнаруживает признаков деформаций, катаклаза и трансляции породообразующих минералов базитов. Вмещающие сиениты

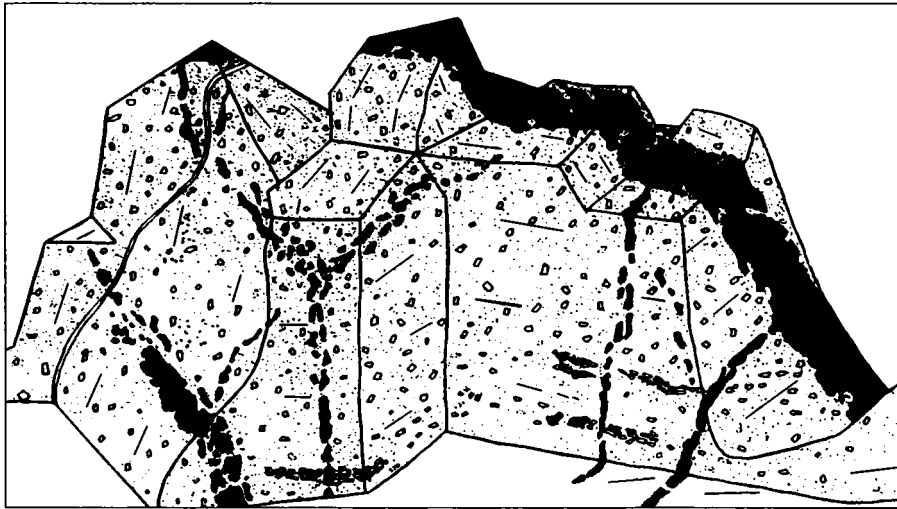
также сохраняют нормальные магматические структуры. Это позволяет говорить о пластической деформации базитов в кислой магме.

7. Особенно отчетливо пластическая деформация и ориентировка базитовых включений проявлены на участках, где гранитоидный расплав перемещался вдоль контакта с твердым габбро и внедрялся в него по трещинам. Базитовые включения здесь имеют вид удлиненных, нередко изогнутых линз, ориентированных вдоль контакта с блоками-ксенолитами габбро, а в шлифах обнаруживается отчетливая ориентировка призматических зерен плагиоклаза и темноцветных минералов как в базитах, так и (в меньшей степени) во вмещающих гранитоидах.

8. Важным свидетельством сосуществования и химического взаимодействия двух контрастных магм являются реакционные тоналитовые и сопряженные с ними биотит-плагиоклазовые оторочки, нередко фиксируемые в контакте гранитоидов с базитовыми включениями. Как показано в [38], наличие таких оторочек свидетельствует, во-первых, о диффузионном обмене между двумя магмами, а во-вторых, о дополнительном разогреве сиенитового расплава в контакте с базитами.

Хотя перечисленные признаки были определены только для Романовского массива Забайкалья, они могут рассматриваться как наиболее характерные структурно-петрографические свидетельства минглинга (механического смешения) основных и кислых магм в целом.

Важнейшим показателем внедрения базитовых даек в той или иной степени консолидированные граниты, содержащие <30% остаточного расплава (второй вариант), являются вытянутые рои или цепочки меланократовых включений, синплутонические дайки, представленные линейными цепочками шарообразных или каплевидных тел базитов (рис. 3). При этом базиты не несут следов будинажа, а их морфология определяется особенностями кристаллизации. В пользу значительной степени раскристаллизованности гранитоидов на момент внедрения магмы основного состава свидетельствует возможность проявления их хрупкой деформации (возникновение линейных трещин, заполнявшихся магмой основного состава). Кислая магма, содержащая 35–70% кристаллов, имеет реологические свойства жидкости Бингема [31], в которой при деформации могут развиваться линейные зоны сдвига. Вдоль таких зон обычно и происходят инъекции базитовых расплавов. В зависимости от количества кристаллов на том или ином участке могут возникать все разновидности – от роев и цепочек включений до линейных синплутонических даек (как синплутонические они определяются по присутствию инъекций остаточного расплава из вмещающих гранитоидов). Нельзя исключать и влияние до-



**Рис. 3.** Система синплутонических долеритовых даек, по [8]

Маломощные дайки представляют собой цепочки шарообразных, овальных, удлинённых фрагментов, нередко с признаками пластической деформации

полнительного разогрева боковых пород, который мог приводить к их плавлению в контактовой зоне.

потому, что такое описание было бы повторением разделов о комбинированных дайках и лавовых потоках.

### ПРОЦЕССЫ МИНГЛИНГА (МЕХАНИЧЕСКОГО СМЕШЕНИЯ МАГМ) В РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Пространственно-генетический парагенезис кислых и базитовых магм характерен для надсубдукционных орогенных поясов, специфических областей внутриконтинентального растяжения (например, Провинция Бассейнов и Хребтов), внутриконтинентальных и океанических провинций внутриплитного магматизма, а также для коллизионных зон. Рассмотрим проявления процессов магматического минглинга в разных геодинамических обстановках. При этом в силу многих общих черт магматизма и тектоники целесообразно объединить некоторые из них. В частности, в надсубдукционные обстановки объединяются островодужные системы и активные континентальные окраины калифорнийского и андийского типов, а во внутриплитные – рифтовые системы и мантийные плюмы. Авторы отдают себе отчет в том, что полное обобщение характерных особенностей минглинга в разных обстановках вряд ли возможно на современном уровне знаний, прежде всего из-за недостаточности данных в публикациях. Именно поэтому мы приводим наиболее характерные и профессионально рассмотренные примеры. Более того, мы сознательно опускаем явления минглинга в приповерхностных условиях (лавовые потоки, подводные дайки), ограничиваясь более глубинными уровнями, прежде всего

### Надсубдукционные обстановки

Процессы минглинга (механического смешения магм) чрезвычайно разнообразно проявлены в пределах зрелых островных дуг и континентальных магматических окраин. Наиболее детально они описаны на западной окраине Северной Америки, где магматические события датируются поздним мелом–кайнозойем. Одним из наиболее геологически изученных примеров магматического минглинга является мигматитовый комплекс Чилан [29]. Он сложен мигматизированными метатоналитами позднемелового возраста. Амфиболиты, горнблендиты, метагаббро и метадиориты пользуются меньшим распространением, однако являются важной составной частью комплекса. В значительном количестве встречаются в различной степени деформированные дайки основного состава. Принципиальная схема взаимоотношений различных типов магматических пород показана на рис. 4.

Выделяется пять фаз базит-ультрабазитового магматизма [29]: 1 – ранние метагабброиды, тектонизированные и преобразованные в агматиты; 2 – мигматизированные базиты, которые вместе с ассоциирующим материалом лейкосомы “обтекают” агматитовые блоки первой фазы (2), слагают мощные “слои” (2М) или мелкие согласные будинированные дайки (2S); 3 – ранние синплутонические дайки и более крупные тела, которые прорывают агматиты и мигматизированные дай-



**Рис. 4.** Принципиальная схема, показывающая характер взаимоотношений разных фаз внедрения и особенности структуры мигматитового комплекса Чилан, по [29]

Цифрами обозначены пять типов основных и ультраосновных пород. Описание в тексте

ки и деформируются в процессе вязко-пластичных деформаций вмещающих гранитоидных пород; 4 – поздние синплутонические дайки, которые в незначительной степени подвергались поздним деформациям; 5 – постплутонические дайки лампрофиров с характерными зонами закалки.

Доанатектические базитовые интрузии внедрялись в форме отдельных небольших тел в консолидированные тоналиты. В некоторых телах процессы кристаллизационной дифференциации приводили к формированию кумулятов основного и ультраосновного состава, а также диоритовых дифференциатов в небольших камерах. Для этого этапа не наблюдается признаков минглинга или гибридации основной магмы. Позднее базиты подвергались хрупким деформациям и местами содержат секущие жилы гранитного состава. Максимальная протяженность ранних метабазитов составляет 13 км. Поздние хрупкие деформации и вращение отдельных блоков привели к формированию на некоторых участках типичных агматитовых текстур.

Синанатектические магматические интрузии характеризуются флюидалными структурными формами, что резко отличает их от базитов первой фазы. Структурно-текстурные признаки поз-

воляют считать, что вмещающие кислые породы в момент внедрения базитовой магмы находились в пластичном, частично расплавленном состоянии, что обусловило “переслаивание” (минглинг) лейкократовых пород с базитовыми инъекциями и гнейсовидность как вмещающих пород, так и кристаллизовавшихся порций основной магмы и сегрегированных новообразованных кислых выплавков.

Ранние синплутонические базитовые дайки широко распространены среди метатоналитов и среди мигматитов. Они дискордантны по отношению к мигматитовой полосчатости, но в то же время испытали достаточно интенсивные деформации на поздних стадиях и после кристаллизации. Незначительные по объему выплавки кислого состава, обусловленные внедрением базитовой магмы, проявлены в виде маломощных прожилков неправильной формы в базитах.

Позднеплутонические дайки по своему составу и структурно-текстурным признакам во многом сходны с раннеплутоническими. Их отличает меньшая степень посткристаллизационных деформаций и то, что они секут жилы кислых выплавков, связанных с предыдущим импульсом базитового магматизма. Интересно то, что как ран-

не-, так и позднеплутонические дайки достаточно широко распространены в пределах площадей развития метатоналитов и мигматитов комплекса Чилан и крайне редко встречаются в породах рамы, вмещающей этот комплекс.

Самые поздние дайки лампрофиров пересекают весь комплекс перечисленных магматических пород и не обнаруживают следов взаимодействия с кислыми расплавами.

Весь комплекс Чилан можно рассматривать в качестве примера "мегаинглинга", со сложными взаимоотношениями в пространстве и времени различных по составу магм. Важным моментом, на который следует обратить внимание, является высокая степень син-, средне- и посткристаллизационных деформаций при внедрении базитов 2–4 фаз.

### Внутриплитные обстановки

Явления механического смешения магм (минглинга) такого типа наиболее детально описаны в гранитоидных массивах Монголо-Забайкальской щелочно-гранитно-сиенитовой провинции (по [3] позднепалеозойско-раннемезозойского возраста), а также в гранитоидах, предшествующих формированию этой провинции. Внутриплитная геодинамическая природа массивов аргументирована в работе В.В. Ярмолюка и соавторов [19].

Процессы смешения салических и мафических магм были проявлены на разных этапах формирования Романовского [8, 10], Усть-Хилокского [9, 15], Харитоновского [43] и Шалутинского [11] массивов. Они выражены чрезвычайно разнообразно и охватывают весь спектр признаков минглинга, обобщенных Б.А. Литвиновским с соавторами [10]. Широко проявлены меланократовые включения в монцитонитах, сиенитах и гранитах, слагающих массивы, а также рои синплутонических даек и разные по составу комбинированные дайки. На рис. 5 показаны наиболее характерные признаки смешения в упомянутых выше массивах. В целом же можно отметить, что становление и эволюция позднепалеозойских гранитоидных и сиенитовых массивов характеризовалась неоднократным поступлением в магматические камеры магм основного состава, в разной степени контаминированных кислым материалом. В изученных случаях глубина формирования массивов оценивается в 6–7 км [15]. Говоря о глубинах формирования массивов, следует иметь в виду то, что речь идет только об уровне, на котором наиболее отчетливо и рельефно проявлен минглинг. Однако процессы магмогенерации происходили практически на всем отрезке от верхней мантии (базитовые расплавы) до верхней коры. Разнообразие магм, их выплавление и эволюция в промежуточных очагах на разных глубинах корректно обоснованы для Усть-Хилокского массива, в форми-

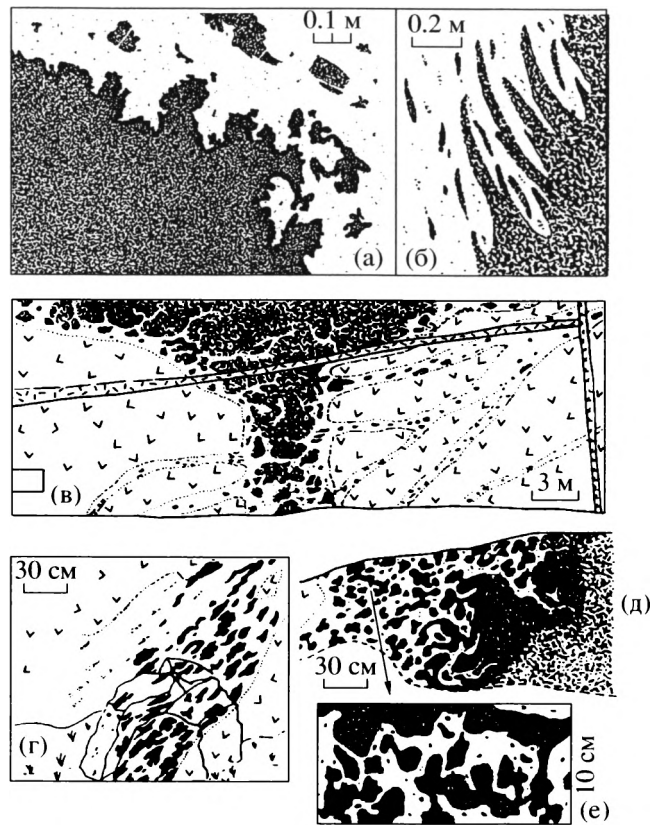


Рис. 5. Характерные признаки минглинга в гранитоидных массивах Забайкалья, по [9, 10]

а – фестончатые и тонковолнистые ограничения базитов и краевая зона закалки на границе с аплитом в комбинированной дайке; б – пламеподобные ограничения крупного синплутонического базитового включения в монцосиенитах; в – комбинированная дайка, представляющая собой подводный канал крупного комбинированного силла в сиенитах, и детали строения апофизы этой дайки (г); характер контакта (д) и его детали (е) крупного базитового тела в сиенитах. а, б – Усть-Хилокский массив, в–е – Шалутинский массив

ровании которого выделяются три последовательных ритма (два сиенитовых и последний – гранитный) [9]. Процессы минглинга связаны со всеми фазами внедрения, причем последний этап базальтоидных инъекций соответствует моменту полной консолидации плутона. На примере крупного Усть-Хилокского массива выделяется не менее шести этапов внедрения основных магм [11], представленных: 1) блоками-ксенолитами габбро в монцосиенитах первой фазы; 2) мезократовыми монцосиенитами с многочисленными меланократовыми включениями и крупными включениями микрогаббро в монцосиенитах; 3) синплутоническими дайками микрогаббро в монцосиенитах; 4) лейкократовыми сиенитами второй фазы с редкими мафическими включениями; 5) сиенит-

базитовыми комбинированными дайками; б) монзонит-базитовыми комбинированными дайками; 7) аплит-базитовыми комбинированными дайками. Характер взаимоотношений базитов с салическими породами показан на рис. 5, а, б. Детальные геологические и петрологические исследования [9] позволили обосновать тезис о том, что все разнообразие магматических пород, слагающих плутон (базиты, монзониты, монцосиениты, сиениты, кварцевые сиениты, аплиты) обусловлено взаимодействием базитовой и сиенитовых магм, а также процессами кристаллизационной дифференциации в промежуточных камерах магм, образовавшихся в ходе смешения. Выплавление сиенитов и их взаимодействие с базитовыми расплавами происходили в нижних частях коры. Промежуточные очаги, обусловившие широкий спектр салических расплавов, могли располагаться на разных уровнях нижней и средней коры. И, наконец, собственно формирование плутона происходило в верхней части коры. Другими словами, процессы взаимодействия кислых и основных магм, обусловившие разные формы минглинга (механического смешения магм) и миксинга (химического смешения магм), охватывали весь разрез земной коры.

Очень важной особенностью минглинга в пределах Монголо-Забайкальской провинции является практически полное отсутствие син-, поздней и посткристаллизационных деформаций. Точнее, деформации отмечаются [9], но только связанные с латеральным флюидальным течением салических магм.

### Коллизионные обстановки

В отличие от внутриплитных и надсубдукционных обстановок, явления минглинга в коллизионных комплексах практически не описаны. Статья А. Бертельсена [22], посвященная специфическим формам проявления базитов среди метаморфических пород, названных им глобулитами, вряд ли исчерпывает проблему. Минглинг-дайки (т.е. комбинированные дайки второго типа) описаны также в раннепалеозойском коллизионном комплексе Сангилена [4], однако распространение этих даек ограничивается только гранитным плутоном, и только из работ, рассматривающих соотношение магматических, метаморфических и тектонических процессов [5], позволяют связывать внедрение минглинг-даек с поздними стадиями коллизионного процесса. В этом плане в качестве тектонотипа процессов магматического минглинга в коллизионных системах на средне- и нижнекоровом уровне может быть предложена Ольхонская коллизионная система Западного Прибайкалья.

Раннепалеозойская Ольхонская коллизионная система Западного Прибайкалья представлена

сложным комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород [17]. Для нее обосновано несколько этапов тектогенеза (покровный, купольный, сдвиговый), сопровождающихся высокотемпературными метаморфическими преобразованиями пород и разнообразным, главным образом гранитоидным, магматизмом [16, 17]. Детально охарактеризованные в многочисленных публикациях структурно-вещественные парагенезисы были сформированы в раннем палеозое в результате двух этапов коллизии (микроконтинент-островная дуга и микроконтинент-континент) [1, 13]. В результате работ последних лет [6, 14] здесь были выявлены магматические минглинг-структуры, представленные, главным образом, комбинированными дайками, которые наряду со многими общими чертами характеризуются существенными различиями. Мы разделяем их на два типа.

Первый тип представлен в Приольхонье редкими дайками, сложенными гранитами и в различной степени метаморфизованными низкокальциевыми умереннотитанистыми толеитами [14]. По степени преобразования даек можно выстроить полную последовательность от свежих субвулканитов до амфиболитов (метаморфизованные субсогласные дайки). Причем совмещение “свежих” и метаморфизованных долеритов можно наблюдать в одном обнажении в районе купола Овал (рис. 6). Интрузивное тело здесь не имеет линейной дайковой формы, а представляет собой деформированную в процессе сдвиговых деформаций структуру. Диабазы располагаются среди мигматизированных гнейсов и образуют цепочки будинообразных и шарообразных тел, максимальная протяженность которых достигает 10 м. При этом “будины” заключены в “рубашку” пегматоидных гранитов мощностью от 30 см до 1 м. Как уже отмечалось выше, и базиты, и пегматоидные граниты полностью лишены следов пластических деформаций как на макро-, так и на микроуровне. К северо-западу от комбинированной дайки расположен “горизонт” среднезернистых амфиболитов, форма которого также свидетельствует об их вовлечении в процесс сдвиговых деформаций. При этом по химическому составу диабазы и амфиболиты абсолютно идентичны, соответствуя низкокальциевым умереннотитанистым толеитам [14]. Можно предполагать, что распространение синметаморфических базитовых даек в Приольхонье сильно недооценено, поскольку в случае полного метаморфического преобразования синметаморфические базитовые дайки невозможно отличить от амфиболитов в составе гранито-гнейсового комплекса.

Самые поздние комбинированные дайки являются кососекущими по отношению к метаморфическим породам и не обнаруживают признаков более поздних деформаций. Наиболее показана



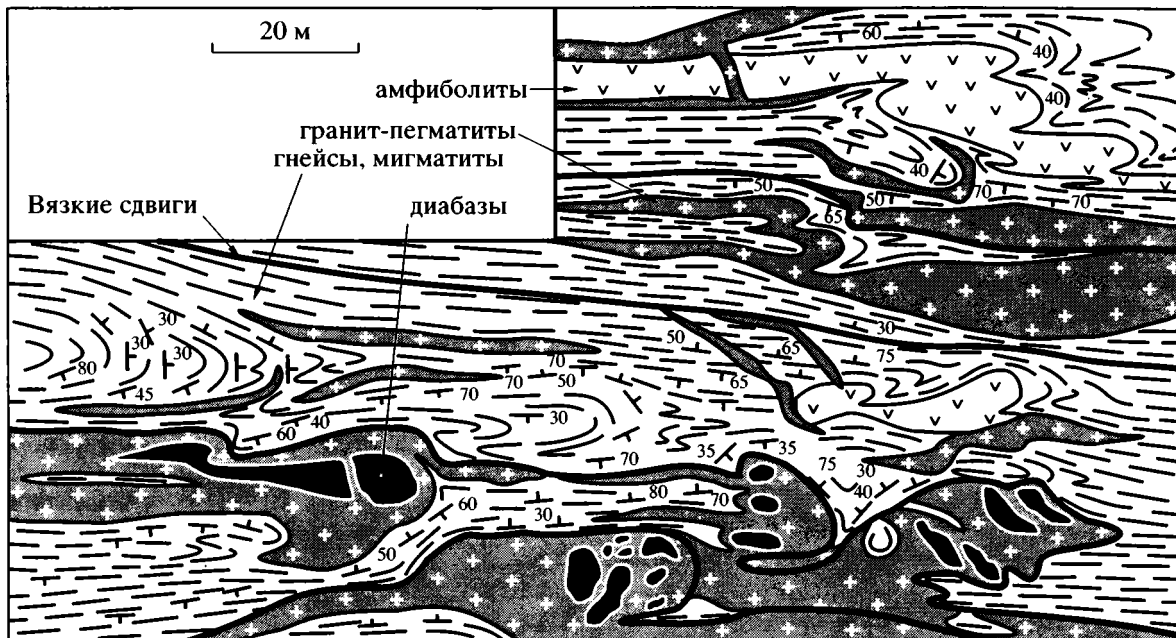


Рис. 6. Геологический план комбинированной дайки в районе купола Овал по [14]

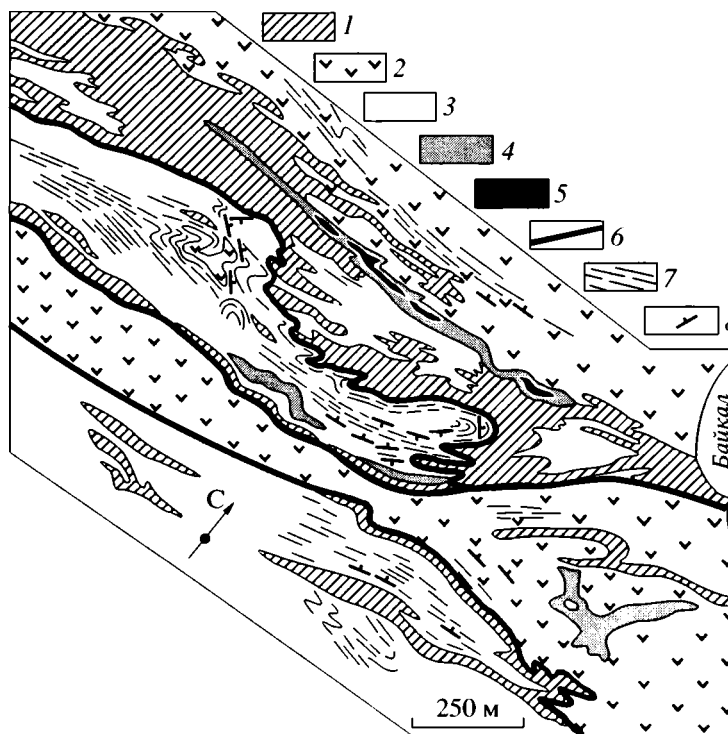


Рис. 7. Геологическая карта района п-ова Крест

1 – мраморы; 2 – амфиболиты; 3 – гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы; 4 – граниты синметаморфические; 5 – диабазы синметаморфические; 6 – синметаморфические слвиговые швы (бластомилониты); 7 – структурные линии в гнейсах, амфиболитах; 8 – ориентировка гнейсовидности, сланцеватости

тельной в этом плане является дайка, расположенная вблизи п-ва Крест в проливе Ольхонские Ворота, где она прослежена на расстояние более

километра (рис. 7). Дайка имеет мощность от 2–3 до 10 м в раздувах. Основной объем дайки сложен среднезернистыми биотитовыми гранитами, сре-

ди которых находятся линзы диабазов. Отрезки, сложенные только гранитами, достигают 300–350 м. Диабазы не имеют прямого контакта с вмещающими гранито-гнейсами, перемежающимися с амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, и во всех случаях “бронированы” пегматоидными гранитами, мощность которых составляет 0.5–3 м. В диабазах полностью отсутствуют следы текстурной переработки. Иногда в краевой части диабазовых тел наблюдается уменьшение зернистости, свидетельствующее о закалочном эффекте.

Таким образом, по степени метаморфических преобразований отчетливо выстраивается ряд: секущие недеформированные дайки–деформированные субсогласные дайки, в которых базиты не обнаруживают текстурных преобразований–полностью метаморфизованные дайки (амфиболиты). Близость состава и единая геохимическая специфика базитов в комбинированных дайках свидетельствует в пользу одного эпизода внедрения мантийных магм толеитового состава на поздних стадиях структурно-метаморфических преобразований коллизионного комплекса.

Второй тип комбинированных даек распространен в северной части о-ва Ольхон [6]. Здесь закартирована метаморфическая толща, представленная сложным тектонизированным переслаиванием кристаллических сланцев и мраморов с резко подчиненным количеством гнейсов, прорванная многочисленными комбинированными и гранитными дайками. Комбинированные дайки распространены на отрезке около 7 км. Севернее и южнее встречаются дайки только гранитного состава. Последние обычно пологопадающие или субгоризонтальные. Для них характерно секущее положение относительно гнейсовидности вмещающих толщ. Комбинированные дайки, напротив, являются конформными по отношению к метаморфическим структурам. В некоторых случаях отмечаются лестничные дайки. Граниты слагают узкие зоны в контактовых частях даек и мало-мощные прожилки неправильной формы в центральных частях даек. Нередко наблюдается подушечная текстура базитов на контакте с гранитами (рис. 8, а). Объемное соотношение базитов и гранитов в разных телах изменяется от 30 : 1 (см. рис. 8, б) до 1 : 1 (см. рис. 8, в). Фрагменты базитов в гранитном матриксе в большинстве случаев имеют удлинённую форму и огнейсованы (см. рис. 8, в), однако встречаются и угловатые, неправильной формы обломки (рис. 8, г). Во всех изученных примерах геологические соотношения указывают на более позднее застывание гранитов, что и следовало ожидать из различия в температурах кристаллизации базитового и гранитного расплавов. Степень метаморфической переработки гранитов и базитов в дайках существенно варьирует. Наряду с массивными гранитами практически без следов поздних деформаций нередко

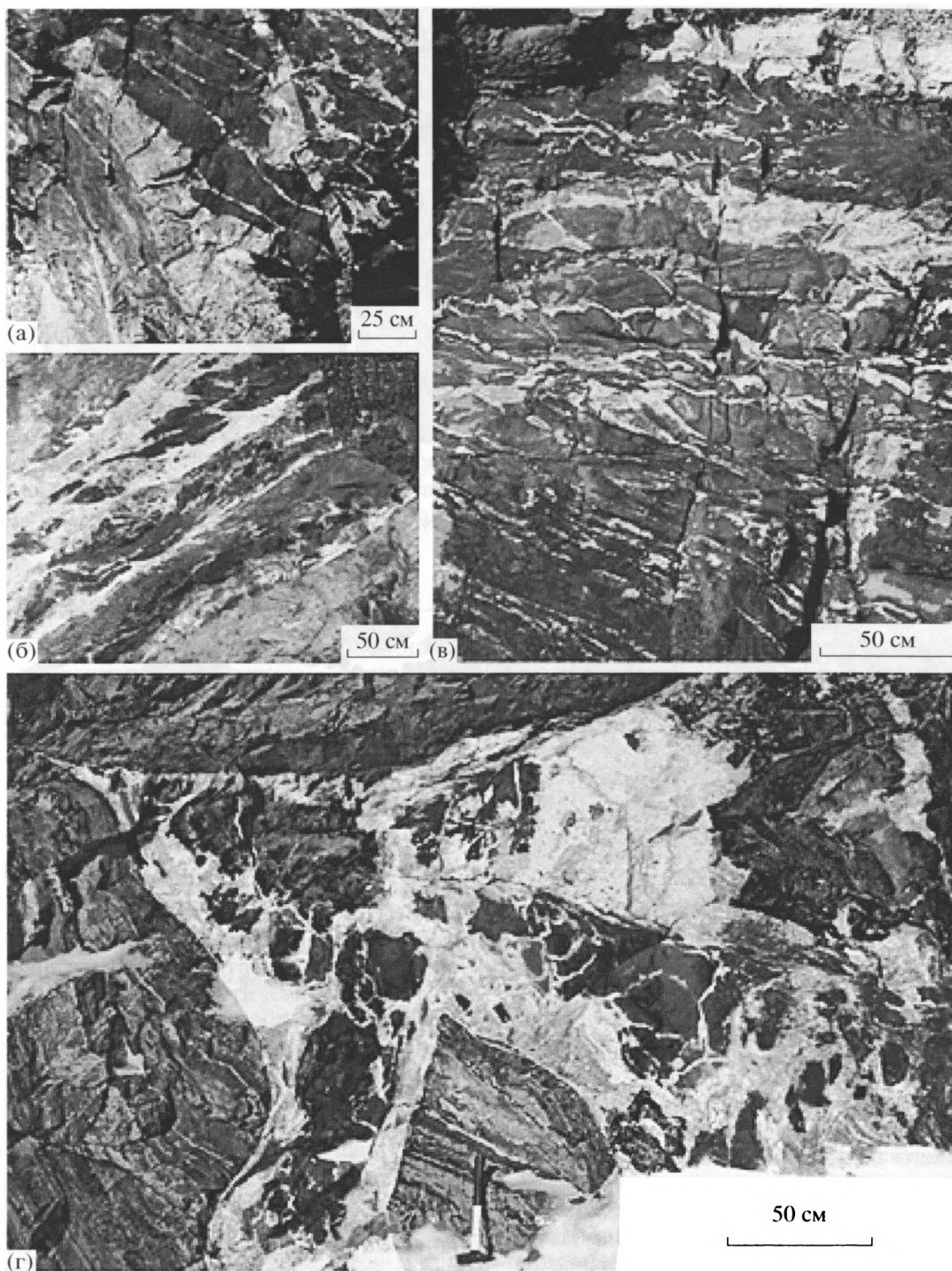
наблюдаются все переходы к типичным метаморфическим гнейсам без реликтов первично-магматических структур и текстур. При этом в секущих дайках направление гнейсовидности конформно простиранию даек. Базиты, темноцветные минералы которых представлены клинопироксеном, амфиболом и биотитом, часто характеризуются массивной текстурой, однако не редки и полосчатые разновидности, макроскопически и микроскопически не отличимые от кристаллических сланцев вмещающей дайки рамы.

Можно построить практически полную последовательность от даек, в которых ни базиты, ни граниты не претерпели пластических деформаций (см. рис. 8, г), до тел, в которых оба типа магматических пород превращены в метаморфические породы (см. рис. 8, в). Промежуточные варианты в основном представлены комбинированными дайками, базиты в которых имеют массивную или слабо гнейсовидную текстуру, а кислые породы краевых частей даек представлены гранито-гнейсами и гнейсами. Важнейшим признаком, позволяющим связывать внедрение комбинированных даек с заключительными стадиями коллизионного тектогенеза, является вовлечение даек в процессы складкообразования (рис. 9). Форма и положение даек свидетельствуют об их синскладчатом характере.

Наряду с комбинированными дайками встречаются более мощные тела (до 300–400 м) штокообразной формы, сложенные контрастной магматической смесью, – угловатые или будинообразные тела базитов в гранитном матриксе (рис. 10). Доля гранитов не превышает 30% общего объема. Эти тела представляют собой магматические камеры, образованные при одновременном внедрении кислых и основных магм.

Базиты в комбинированных дайках и штоках второй группы отвечают по химическому составу низкомagneзиальным щелочным базальтам [6], типичным для внутриплитных обстановок.

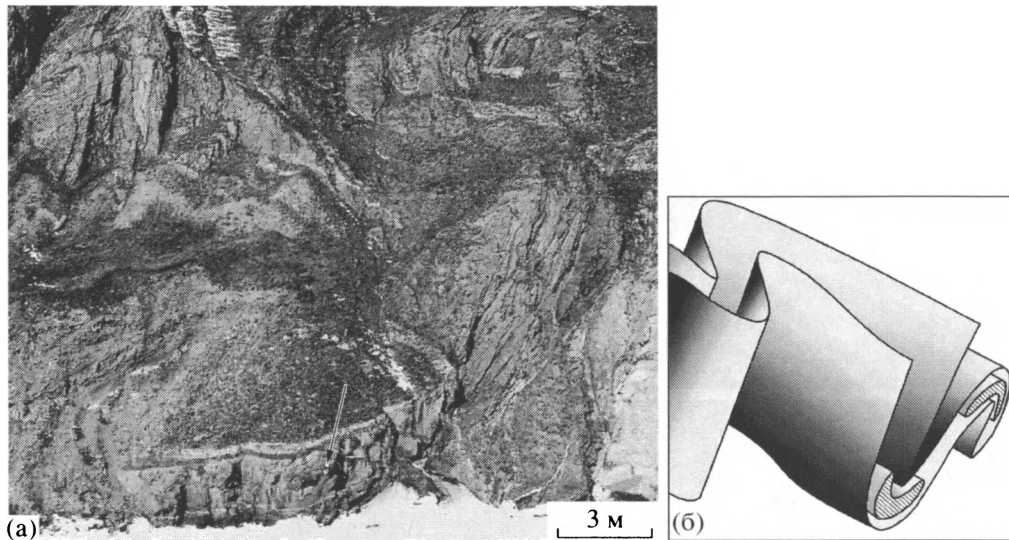
Таким образом, в пределах Ольхонского террейна отчетливо выделяются два типа мантийного базитового магматизма, сопровождающегося процессами минглинга с коровыми выплавками: толеитовый и щелочной. Пространственно их проявления не совмещаются, хотя и расположены на относительно небольшом расстоянии один от другого. Вопрос об их возрастных соотношениях пока не ясен. На основании опубликованных данных по возрасту метаморфических событий и гранитоидного базитового магматизма [1, 2, 7] и неопубликованных авторских данных, можно предполагать два эпизода синхронного проявления базитового и гранитоидного магматизма и высокотемпературного метаморфизма: ~500 млн. лет и 470–480 млн. лет. Если это действительно так, то предполагаемые события хорошо уклады-



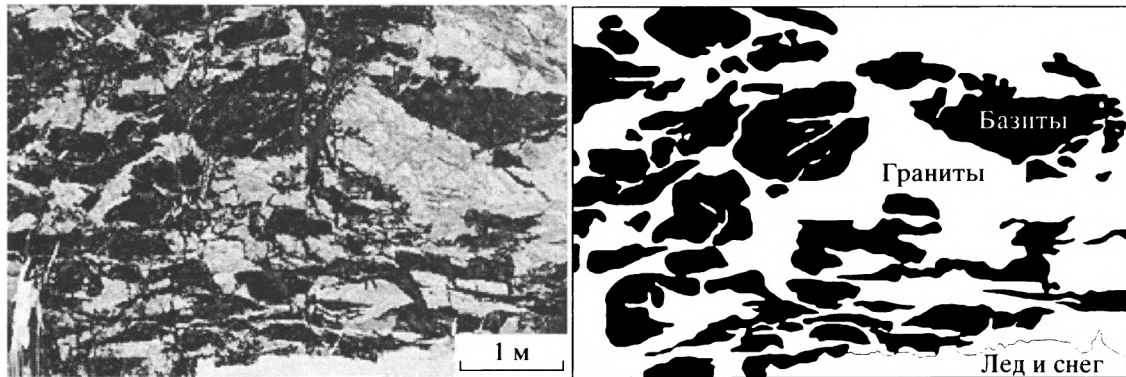
**Рис. 8.** Детали взаимоотношений базитов и гранитов в комбинированных дайках о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) а – подушечная структура базитов на контакте с гранитами; б – комбинированная дайка с гранитами на контакте и с высокой долей базитов (pet-veined complexes); в – интенсивно деформированная комбинированная дайка; г – недеформированная комбинированная дайка

ваются в схему тектонической эволюции Ольхонского террейна [13, 17], предполагающую коллизию микроконтинента с островной дугой и последующую коллизию амальгамированного террейна

с Сибирским кратоном. Более того, такая схема предложена не только для Ольхонского террейна, но и для всех каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса [20]. По представлениям



**Рис. 9.** Фотоснимок (а) и схема положения в складчатой структуре (б) самой мощной комбинированной дайки о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье)



**Рис. 10.** Соотношения базитов и гранитов в интрузивном теле северной части о-ва Ольхон

В.В. Ярмолюка и соавторов, формирование каледонид в этом секторе литосферной оболочки Земли происходило на протяжении венда–кембрия под постоянным воздействием Северо-Азиатского горячего поля (суперплюма) мантии, что приводило к широкому проявлению щелочного и субщелочного мантийного магматизма. К последнему можно отнести относительно крупные массивы щелочных габброидов (Бирхинский, Крестовский) и щелочные базальты в комбинированных дайках второго типа. Второй эпизод мантийного магматизма, обладающий толеитовой геохимической спецификой, обусловленной плавлением деплетированной литосферной мантии, был проявлен во время коллизии террейна с Сибирским кратоном.

Еще раз хотим подчеркнуть два очень важных момента – связь процессов магматического минглинга со сдвиговым тектогенезом и синметамор-

фический характер того и другого. Поскольку сам метаморфизм является неременным компонентом коллизионной геодинамики, становится ясным то, что и магма-минглинг в Ольхонском регионе – синколлизционное событие. Такой вывод, на первый взгляд, внутренне противоречив, так как сжатие и соответствующие синметаморфические деформации коллизионных обстановок препятствуют инъекции мантийных магм, их проникновению через кору. Это, однако, не так. Хорошо известно, что неровности самих поверхностей сдвигов приводят к появлению многочисленных локальных зон растяжения (пулл-апарт структуры), сами сдвиговые пластины дезинтегрируются сериями закономерно расположенных трещин отрыва (структуры Риделя). По-видимому, этих условий достаточно для обеспечения дренирования мантийных магм и их продвижения вверх по мощной, но гравитационно неустойчи-

вой коллизионной коре. Можно предположить, что как только сдвиговый тектогенез становится активным участником коллизионного сценария, такая коллизионная система оказывается обреченной на неизбежный распад, коллапс. Один из самых ранних индикаторов этого процесса – син-метаморфический магматический минглинг. Он свидетельствует: еще идет общее сжатие, еще идет метаморфизм, еще реализуется тектоническое течение, и идут складчатые процессы, однако именно в это время уже возникают локальные зоны растяжения. В эту охваченную метаморфизмом и “пластифицированную” геологическую среду, в которой именно в это время происходит и выплавка гранита, впрыскиваются мантийные магмы. Их взаимодействие и приводит к возникновению структур магматического минглинга. Коллапс коллизионных систем реализуется в режиме растяжения, и магматический минглинг – прямое свидетельство этого, индикатор самых ранних стадий коллапса.

## ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Для понимания характера взаимоотношений гранитов и базитов, а конкретнее – причины неполной смесимости (или полной несмесимости) контрастных по составу расплавов, подчеркнем три основных момента:

1. Резкое различие температуры гранитных и базитовых расплавов (650–800° против 1100–1300°C). Из этого следует, что кислый расплав является достаточно резким “охладителем” для горячих, а иногда и перегретых базитовых магм. Второе важное следствие заключается в том, что в случае близэвтектической температуры вмещающей среды (гранитоиды или метаморфические породы кислого состава) энергетической емкости даже небольших порций базитового расплава будет достаточно для ее плавления. Масштабы такого плавления будут определяться объемом поступающих мантийных расплавов. И, наконец, третьим важным следствием температурных различий является более поздняя кристаллизация кислого расплава, что и отражается в структурно-текстурных признаках сосуществующих кислых и основных пород.

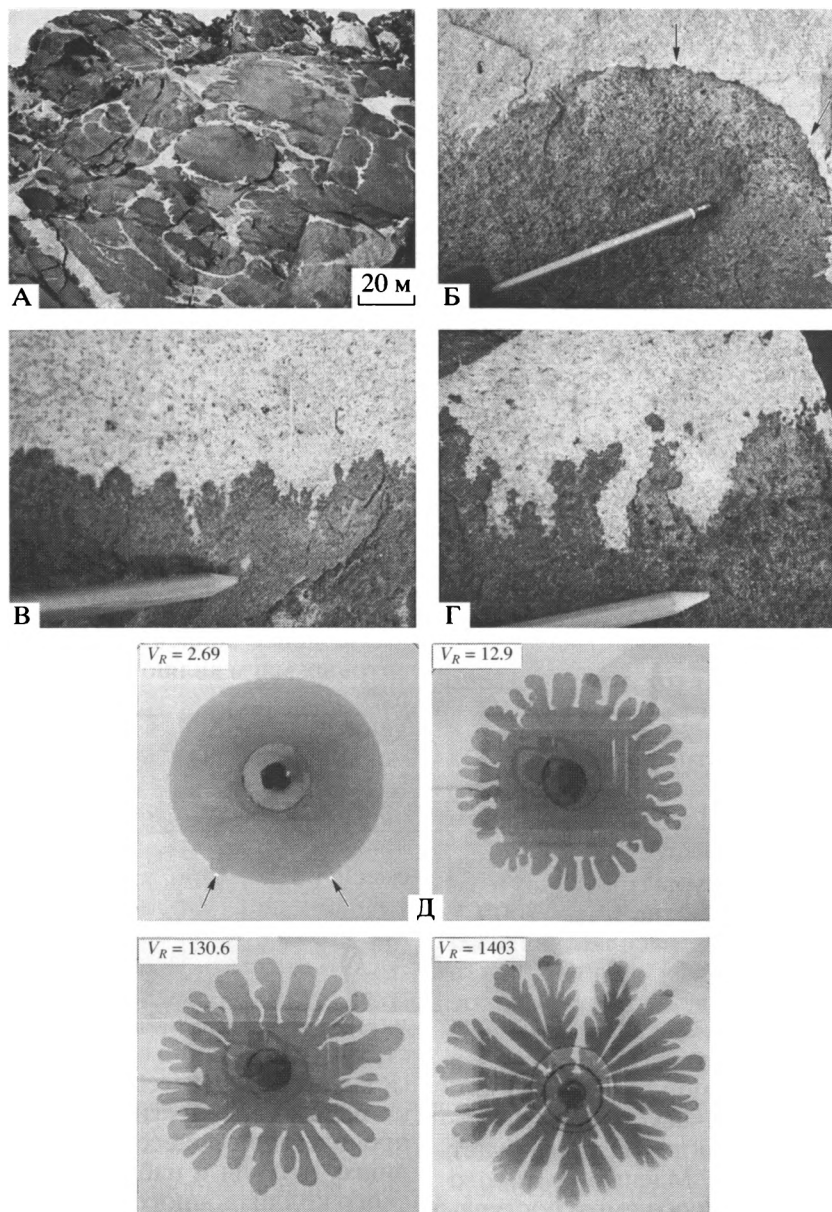
2. Резкое различие вязкости гранитного флюидонасыщенного и “сухого” базальтового расплава и их реологических характеристик. Именно этим объясняется слабая смесимость расплавов, разнообразные реакционные структуры и подушечная текстура базитов в комбинированных дайках. Моделирование характера морфологических характеристик границ жидкостей с разной вязкостью [33] показало, что чем больше различие вязкости, тем причудливее граница сред (рис. 11, Д). При этом морфологические характеристики, полученные в ходе эксперимента, нахо-

дятся в хорошем соответствии с реально существующими природными объектами (см. рис. 11, А–Г).

3. Резкое различие плотности и, соответственно, плавучести (buoyancy) базитового и гранитного расплавов. Частично расплавленная континентальная кора является эффективным барьером на пути продвижения базальтового расплава к поверхности [30]. Базитовый расплав, достигая уровня частично расплавленной коры, начинает “растекаться”, образуя после кристаллизации пластообразные тела. Точно такой же механизм может работать в пределах магматических камер гранитоидного состава. Анализ особенностей морфологии и пространственного положения пластообразных магматических тел в гранитоидных плутонах [40] позволил предложить модель многократного внедрения базитовых расплавов в магматическую камеру (рис. 12), в которой важную роль играет стратификация магматической камеры, обусловленная осаждением кристаллов в нижней части камеры.

Не менее эффективным барьером на пути базитовых магм являются зоны высокотемпературных метаморфических преобразований, определяющих пластическое состояние мощных толщ метаморфических пород. В нижних частях таких зон при внедрении базитовых магм происходит плавление гнейсового субстрата, смешение кислых и основных магм и подъем магматической смеси на верхний уровень, характеризующийся хрупко-пластическими деформациями (образование линейных трещин, заполняющихся магматической смесью). Дополнительный кондуктивный разогрев толщи может обуславливать смену стиля деформаций и внедрение даек в сдвиговых структурах [14] или их последующее вовлечение в складчатые процессы. На нижнем же уровне вязко-пластический стиль деформаций приводит к проявлению процессов метаморфического минглинга, что мы и наблюдаем в пределах Ольхонского коллизионного орогена [18].

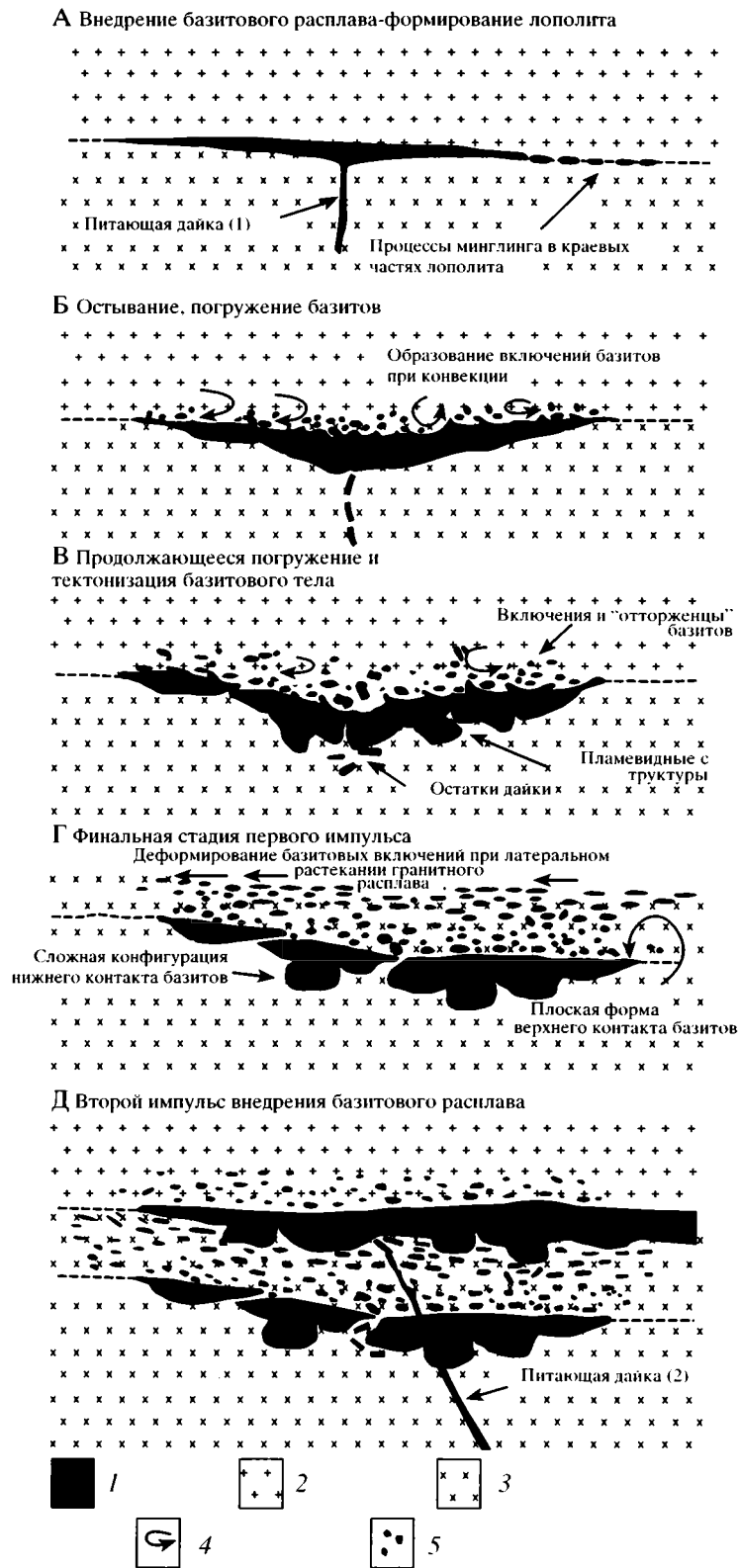
В целом же характер процессов минглинга на глубоких уровнях в надсубдукционных и внутриплитных обстановках весьма сходен. Наиболее выразительно признаки минглинга проявлены в верхних частях коры (7–5 км). Роль ловушек для мантийных магм играют магматические камеры, заполненные коровыми гранитоидными выплавками. В коллизионных же обстановках (поздние стадии коллизионного процесса) взаимодействие коровых и мантийных магм имеет свою специфику (см. выше) и происходит на глубинах 7–20 км. Основные же различия проявлений минглинга в разных геодинамических обстановках заключаются в разной степени син-, средне- и посткристаллизационных деформаций. В условиях растяжения внутриплитных обстановок деформации, выраженные в гнейсовидности салических пород и уплощении фрагментов базитов, связаны толь-



**Рис. 11.** Характер соотношений гранитов и основных пород интрузивного комплекса Терра Нова (Антарктида) (А–Г) и результаты моделирования (Д) взаимоотношений жидкостей с различной вязкостью ( $V_R$ ), по [33]

ко с процессами растекания в магматической камере или течением магмы по питающим каналам (дайки). В надсубдукционных обстановках достаточно типичны структуры, связанные с позднекристаллизационными деформациями (гнейсовидность, будинаж, структуры разрыва и фрагментации компетентных базитовых тел). В коллизионных обстановках наблюдается весь спектр деформаций от их полного отсутствия до полной метаморфической переработки комбинированных даек. Более того, характер проявления базитовых тел свидетельствует о приуроченности некоторых комбинированных даек к сдвиговым структурам (см.

рис. 6). Приведенные выше геологические примеры подтверждают тенденцию увеличения интенсивности пластических деформаций магматических пород, участвующих в процессах минглинга, однако ее интерпретация далеко не однозначна. Кроме авторской точки зрения, изложенной выше, возможен и другой вариант объяснения, не связанный со спецификой разных геодинамических обстановок. Легко заметить, что примеры процессов минглинга в разных геодинамических обстановках соответствуют разным уровням земной коры. Гранитоидные плутоны Забайкалья кристаллизовались на глубине 5–7 км [15]. Основ-



**Рис. 12.** Модель формирования пластовых базитовых тел в гранитах при последовательном внедрении порций основного расплава, по [40]

1 – габбро-диориты; 2 – гранитная магма; 3 – кумулятивный слой, богатый кристаллами; 4 – направление конвекции в локальных ячейках; 5 – включения базитов

ные этапы эволюции комплекса Чилан соответствуют средним частям коры [29]. И, наконец, уровень проявления процессов минглинга в Ольхонской коллизионной системе отвечает средним–нижним частям коры. Таким образом, разный стиль деформаций может определяться разным уровнем глубинности процессов. Но еще раз подчеркнем роль именно сдвигового тектогенеза в механизме проникновения мантийных магм в нижние и средние горизонты коры, который реализуется далеко не во всех геодинамических обстановках.

Мы сознательно опустили в работе особенности петрологии мантийных и коровых магм в процессе минглинга, поскольку их обсуждение сильно увеличило бы объем статьи. Можно лишь отметить самые общие закономерности: для внутриплитных обстановок характерны щелочные и ультращелочные мантийные выплавки. В надсубдукционных обстановках преобладают базиты известково-щелочного ряда, хотя нередкими являются и основные породы OIB-типа. В коллизионных обстановках, как это показано на примере Ольхонской системы, могут встречаться и щелочные базальты, и примитивные толеиты. Состав мантийных и коровых выплавок определяется очень многими факторами, включая состав верхней мантии и геометрию субдуцирующей плиты [23].

Авторы выражают свою благодарность Д.П. Гладкочубу, Т.В. Донской, А.Б. Котову и А.М. Мазукабзову за постоянное сотрудничество в полевых исследованиях Ольхонского региона и обсуждение проблем, затронутых в настоящей работе. Авторы искренне признательны Б.А. Литвиновскому, который прочитал рукопись, участвовал в дискуссии и сделал ценные и интересные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (гранты 05-05-64761 и 05-05-64016), а также в рамках Интеграционной программы РАН–СО РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье). Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
2. Гладкочуб Д.П. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии–раннем палеозое и ее связь с суперконтинентальными циклами: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2004. 36 с.
3. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская провинция щелочных гранитов. М.: Наука, 1985. 232 с.
4. Изох А.Э., Лавренчук А.В., Васюкова Е.А. Дайковый комплекс Западного Сангилена – проявление ордовикского мантийного магматизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2004. Вып. 2. Т. 1. С. 141–142.
5. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
6. Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Федоровский В.С. Береговые скалы острова Ольхон: геологические исследования по льду Байкала // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2004. Вып. 2. Т. 1. С. 183–188.
7. Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопный возраст магматических пород Приольхонья // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 1. С. 171–174.
8. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алашкин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.
9. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 133–157.
10. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А., Шадаев М.Г. Синплутонические базитовые интрузии ранних стадий формирования Ангаро-Витимского батолита (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 70–80.
11. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М., Биндеман И.Н., Дэвис А.М., Калманович М.А. Условия образования комбинированных базит-гранитоидных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 7. С. 3–22.
12. Попов В.С. Смешение магм – важный петрогенетический процесс // Записки Всесоюзного мин. обва. 1984. Ч. 113. Вып. 2. С. 229–240.
13. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Книжный мир, 2001. 256 с.
14. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. АН. 2001. Т. 381. № 4. С. 522–527.
15. Титов А.В., Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г. Явления гибридации в комбинированных базит-лейкогранитных дайках Усть-Хилокского массива (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1714–1728.



16. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. Т. 31. С. 483–497.
17. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
18. Федоровский В.С., Хромых С.В., Сухоруков В.П., Куйбида М.Л., Владимиров А.Г., Скляр Е.В., Докукина К.А., Чамов С.Н. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 255–259.
19. Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского–Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–380.
20. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
21. Bacon C.R. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 6091–6112.
22. Berthelsen A. Globulith – a new type of intrusive structure, exemplified by metabasic bodies in the Moss area, SE Norway // Norges Geol. Unders. 1970. № 266. P. 70–85.
23. Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review // Lithos. 2004. Vol. 78. № 1. P. 1–24.
24. Bowen N.L. The evolution of igneous rocks. Princeton. N.J.: Princeton University Press, 1928. 334 p.
25. Clemens-Knott D., Saleeby J.B. Imprinting ring dike complexes in the Sierra Nevada batholith, California: Roots of the Early Cretaceous volcanic arc // Bull. Geol. Soc. Am. 1999. Vol. 114. № 4. P. 484–496.
26. Enclaves and granite petrology / Eds. J. Didier, B. Barbarin Amsterdam: Elsevier, 1991. 625 p.
27. Furman T., Spera F.J. Co-mingling of acid and basic magma with the implications for the origin of mafic I-type xenolith field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA // Volcanology Geothermal Res. 1985. Vol. 24. P. 151–178.
28. Harker A. The natural history of igneous rocks. London: Muen, 1909. 383 p.
29. Hopson C.A., Mattinson J.M. Chelan migmatite complex, Washington / Eds. D.A. Swanson, R.A. Hauge-rud // Geologic field trips in the Pacific Northwest. GSA Ann. Meeting, 1994. P. 3–21.
30. Huppert H.E., Sparks S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol. 1988. Vol. 29. № 3. P. 599–624.
31. Lejeune A.-M., Richert P. Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. № B3. P. 4215–4229.
32. Lipman P.W. The roots of ash-flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 8801–8841.
33. Perugini D., Poli G. Viscous fingering during replenishment of felsic magma chambers by continuous input of mafic magmas: Field evidence and fluid-mechanics experiment // Geology. 2005. Vol. 33. № 1. P. 5–8.
34. Pitcher W.S. A multiply and composite batholiths / Eds. W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing, R.D. Beckinsale // Magmatism at plate edge. Blackie Halsted Press, 1986. P. 93–101.
35. Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. Peperite: a review of magma-sediment mingling // J. Volcanology Geothermal Res. 2002. Vol. 114. № 1–4. P. 1–17.
36. Snyder D., Crambes C., Tait S., Weibe R. Magma mingling in dikes and sills // J. of Geology. 1997. Vol. 105. № 1. P. 75–86.
37. Vogel T.A., Wilband J.T. Coexisting acidic and basic melts: geochemistry of a composite dike // J. of Geology. 1978. Vol. 86. № 3. P. 353–372.
38. Wiebe R.A. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike // Amer. J. Science. 1973. Vol. 273. № 2. P. 130–151.
39. Wiebe R.A. Coexisting intermediate and basic magmas, Ingosh, Cape Breton Island // J. of Geology. 1974. Vol. 82. № 1. P. 74–87.
40. Wiebe R.A., Collins W.J. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma // J. Structural Geology. 1998. Vol. 20. № 9/10. P. 1273–1289.
41. Wiebe R.A., Ulrich R. Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, central Main // Lithos. 1997. Vol. 40. № 2–4. P. 157–178.
42. Wilcox R.E. The idea of magma mixing: history of struggle for acceptance // J. of Geology. 1999. Vol. 107. P. 421–432.
43. Zandvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Wickham S.M., Bea F. Genesis of alkaline and peralkaline syenite-granite series: the Kharitonovo pluton (Transbaikalia, Russia) // J. of Geology. 1955. Vol. 103. № 2. P. 127–145.

Рецензенты: В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко

## Magma Mingling: Tectonic and Geodynamic Implications

E. V. Sklyarov<sup>1</sup> and V. S. Fedorovskii<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia*

<sup>2</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: west45fvs@umail.ru*

**Abstract**—An attempt is made to consider the tectonic and geodynamic implications of the mingling of mafic and felsic magmas, particularly, the relationships between mafic and felsic igneous rocks in composite dikes and plutons. Magma mingling develops in suprasubduction, intraplate, and collisional settings. The attributes typical of each type of mingling are discussed with special emphasis on the magma mingling of the collisional type, which is related to synmetamorphic shearing and may be regarded as a direct indicator of synorogenic collapse of collisional structural features. This phenomenon is exemplified in the Ol'khon collisional system in Siberia.

УДК 551.242:551.53(268)

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО МОРЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

© 2006 г. Ю. К. Бурлин<sup>1</sup>, Ю. В. Шипелькевич<sup>2</sup><sup>1</sup>Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119899, Москва, Воробьевы горы<sup>2</sup>ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург, Английский проспект, 1

Поступила в редакцию 16.08.2004 г.

В статье рассматривается история формирования осадочных бассейнов преимущественно в западной части шельфа Чукотского моря с учетом соседних участков американской акватории и Северной Аляски на основе имеющихся материалов и публикаций по данному району. На основе проведенного анализа выделены основные структурно-вещественные комплексы, отвечающие этапам развития выделенных в этом районе тектонических элементов, показана перестройка структурного плана, произошедшая в связи с формированием Канадской котловины, что послужило причиной возникновения Северо-Чукотского прогиба. Интенсивное погружение этого прогиба и накопление большого объема осадков, в свою очередь, способствовало появлению Врангелевско-Геральдской зоны инверсионных компенсационных поднятий, образовавшихся в местах депоцентров накопления отложений более раннего возраста. Завершение наиболее активной фазы инверсии и складкообразования связывается с концом альбского времени. Несогласие, маркирующее эти процессы, “срезает” структурные формы в более древних отложениях. Поднятия, возникшие во время инверсии, продолжили и впоследствии испытывать воздымание. Произведенный анализ материала позволяет по-новому определить своеобразие строения и эволюцию структур рассматриваемого района. В процессе развития в осадочных бассейнах с повышенной мощностью отложений существовали благоприятные условия для генерации углеводородов и формирования зон нефтегазоаккумуляции. Существование крупных поднятий, протяженных зон выклинивания и стратиграфических несогласий на бортах прогиба и склонах поднятий являются благоприятными факторами для формирования скоплений углеводородов. Вероятные продуктивные горизонты предполагаются в слоях, параллелизуемых с неокон-аптской толщей в разрезе Аляски, заключающей месторождения нефти и газа. В пределах Врангелевско-Геральдской инверсионной зоны к поверхности дна могут быть приближены верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения, являющиеся основными нефтегазодонными объектами на Аляске. Сделанные выводы могут быть учтены при пересмотре ресурсов шельфа всего Чукотского моря, на их основе в настоящее время намечаются несколько участков с высокими перспективами нефтегазоносности в российском секторе моря.

## ВВЕДЕНИЕ

Прогибы в российском секторе Чукотского моря (Северо-Чукотский, Куваева, Южно-Чукотский – восточное его продолжение в американской акватории носит название бассейн Хоуп) выполнены мощными толщами осадочных пород. Реконструкция истории развития осадочных бассейнов, расположенных на шельфе Чукотского моря, имеет большое значение для оценки перспектив их нефтегазоносности. В статье рассматриваются два первых из названных прогибов. В формировании их в соответствии с особенностями развития региона выделяется несколько этапов. Большинство исследователей в настоящее время предполагается, что в сопряженных полярных областях восточного и западного полушарий существовала континентальная структура. Н.С. Шатский [15] выделил ее как Гиперборей-

скую платформу, существовавшую в конце докембрия и начале палеозоя. Позже Ю.М. Пушаровский [12] более значительную площадь Американо-Чукотского сектора рассматривал как континентальное образование с докембрийским основанием. Позже, в связи с распадом суперконтинента Родиния, частью которого по предположению В.Е. Хаина [14] это образование являлось, Американо-Чукотский регион испытывал неоднократные преобразования. После деструкций неопротерозойского времени происходило формирование складчатого пояса, в состав которого вошли районы нынешнего о. Врангеля и, возможно, Северной Аляски. В конце венда – раннем кембрии пояс замкнулся. С конца девона на Северной Аляске и в Канадском Арктическом архипелаге проявилась элсмирская стадия каледонской фазы тектогенеза. Созданные на этом этапе структуры проявляются и в современных тектонических формах. Высокая тектониче-

ская активность последующих мезозойских и кайнозойских этапов развития вызвала существенную перестройку структуры осадочных толщ на шельфе Чукотского моря, образование Северо-Чукотского прогиба и Врангелевско-Геральдской инверсионной зоны. Решение вопросов о перспективах нефтегазоносности тесно связано как с особенностями тектонических форм, так и с характером отложений осадочных бассейнов. Известно, что на севере Аляски в пределах сводового поднятия Барроу и на его склонах имеются зоны поднятий, выклинивания и стратиграфического срезания благоприятные для нефтегазонакопления. Проанализированный материал дает возможность выделить благоприятные зоны и конкретные участки для возможного нефтегазонакопления также на бортах Северо-Чукотского прогиба и прогиба Куваева. Эти зоны связаны с наличием крупных поднятий, а также с разрывами и перерывами осадконакопления. Есть основание высказать предположение о том, что формирование некоторых поднятий связано с явлениями начального диапиризма. Для выводов о возможном возрасте и составе пород необходимо было проведение сопоставлений с аляскинским разрезом, а также учет имеющихся сведений о составе обломков пород, поднятых при отборе проб донных образований, на основе предположений о близости осадочных пород с толщами, заключающими продуктивные нефтегазоносные горизонты на Аляске, делается вывод о наличии по меньшей мере двух нефтегазоносных комплексов в условиях доступных для бурения в российской части шельфа Чукотского моря.

### Анализ и обобщение геолого-геофизических материалов

Шельф Чукотского моря вызывает интерес в связи с необходимостью оценки его углеводородного потенциала. Предположительно высокая оценка этого потенциала, данная в работах [3–5, 10] и др., определяется размерами, мощностью чехла и характером толщ, слагающих бассейны.

По представлениям многих авторов: Шатский [15], Пушаровский [12], Гранц и др. [19], Шервуд, Тейлер [26], Торстон, Тейсс [27], [28], Хаин [14], Каминский и др. [7], Богданов [2, 3] – район сочленения Чукотки и Аляски входил в состав крупного континентального блока с докембрийским фундаментом – Гиперборейская платформа Шатского или “суперконтинент” по Шервуду [26], который в конце каледонской фазы тектогенеза подвергся раздроблению. Чукотский аваншельф (выступ) и расположенный восточнее, субмеридионально вытянутый хребет Нортвинд (рис. 1) представляют собой фрагменты этого блока.

Отложения нижних частей разреза в западной, российской части шельфа Чукотского моря мож-

но охарактеризовать, опираясь на стратиграфическое описание пород, обнажающихся на острове Врангеля, приведенное в книге “Остров Врангеля...” [11], вышедшей под редакцией М.К. Косыко и В.И. Ушакова. Это можно делать на основе предположения о том, что район о. Врангеля также входил в состав общего континентального блока, и только в мезозое отложения были интенсивно дислоцированы. Здесь на поверхность выходят породы от докембрийских до триасовых, участвующие в образовании тех структур, которые были сформированы в результате мезозойского тектогенеза. Наиболее древними являются образования *врангелевского комплекса*, возраст которых определяется в интервале от 855 до 688 млн. лет. Комплекс сложен сильно дислоцированными сланцами, метаморфизованными песчаниками и конгломератами с пластами карбонатных пород. Осадочные породы вмещают интрузивные тела гранитоидов и базитов. Выше залегают отложения среднего палеозоя, возраст которых определен в интервале поздний силур – ранний девон. Это преимущественно терригенные породы, в нижней части существенную роль играют карбонаты. Вышезалегающие более молодые девонские отложения мощностью не менее 700 м, представленные песчаниками и сланцами, залегают как на верхнесилурийских-нижнедевонских, так и на породах врангелевского комплекса. Имеющиеся в разрезе конгломераты включают обломки “врангелевских” пород [22]. Нижнекаменноугольные отложения (турне и визе) мощностью до 350 м, представленные терригенными и карбонатными разностями, содержащими эвапориты, залегают на девонских отложениях с разрывом. Более молодые каменноугольные отложения мощностью до 1400 м, относящиеся к визейскому, башкирскому и московскому ярусам, представлены карбонатами с подчиненным количеством алевритовых и глинистых пород. Пермские отложения представлены сланцами и известняками с песчаниками, грубообломочными и кремнистыми породами общей мощностью до 1250 м. Триасовая толща мощностью до 2000 м (карнийский и норийский ярусы), сложенная терригенными породами, образующими флишеподобное переслаивание, залегают на различных горизонтах пермских, каменноугольных и, возможно, более древних отложений. Все перечисленные отложения, обнажающиеся на о. Врангеля, дислоцированы и смяты в крутые складки, надвинутые к северу. Но в менее напряженных условиях, возможно, породы верхних частей врангелевского разреза могут участвовать в строении разреза осадочных бассейнов, расположенных в пределах современного шельфа Чукотского моря.

Разрез о-ва Врангеля может быть сопоставлен (рис. 2) с нижней частью разреза Северной Аляски (возраст всех выделенных подразделений и об-

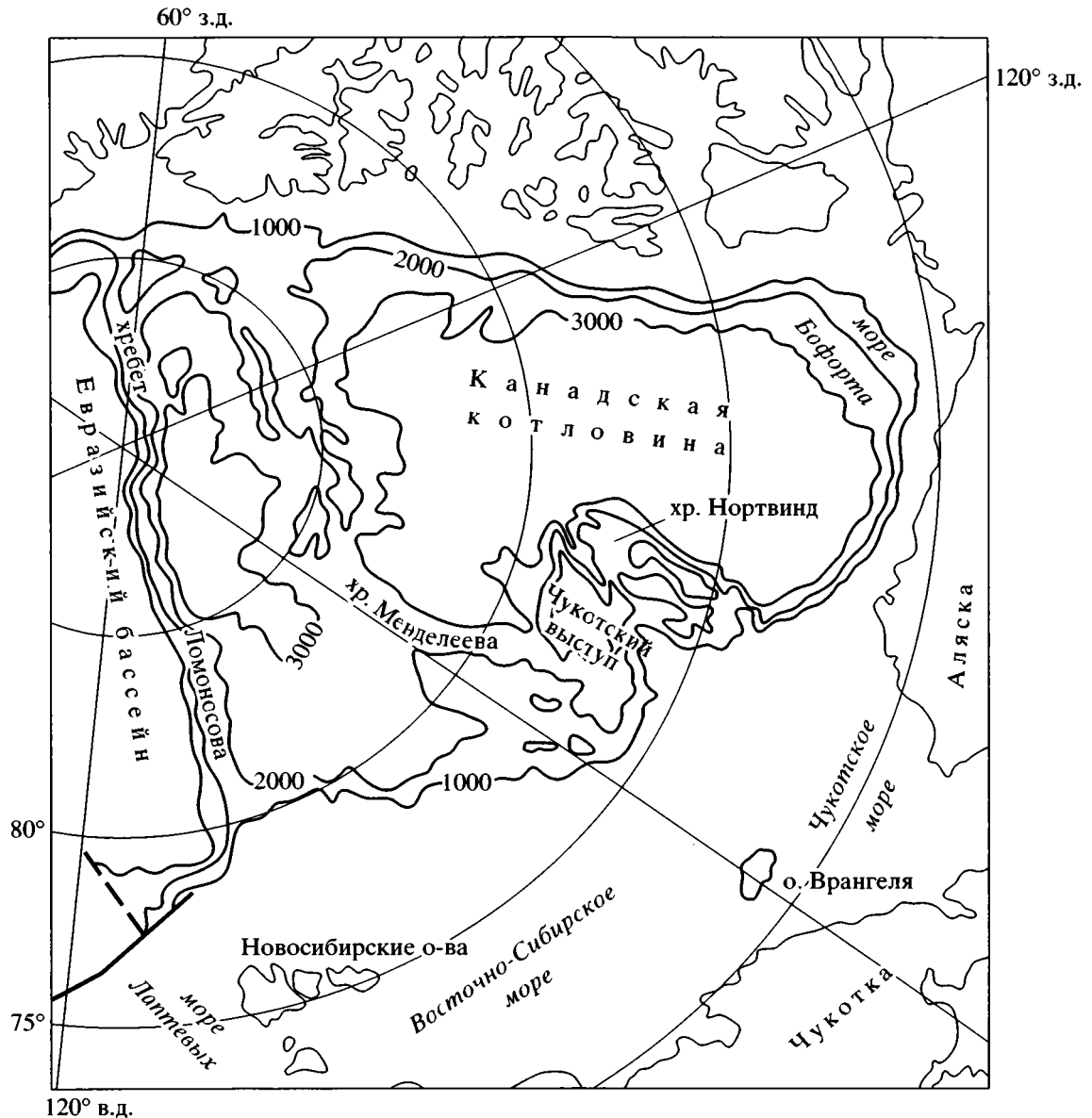
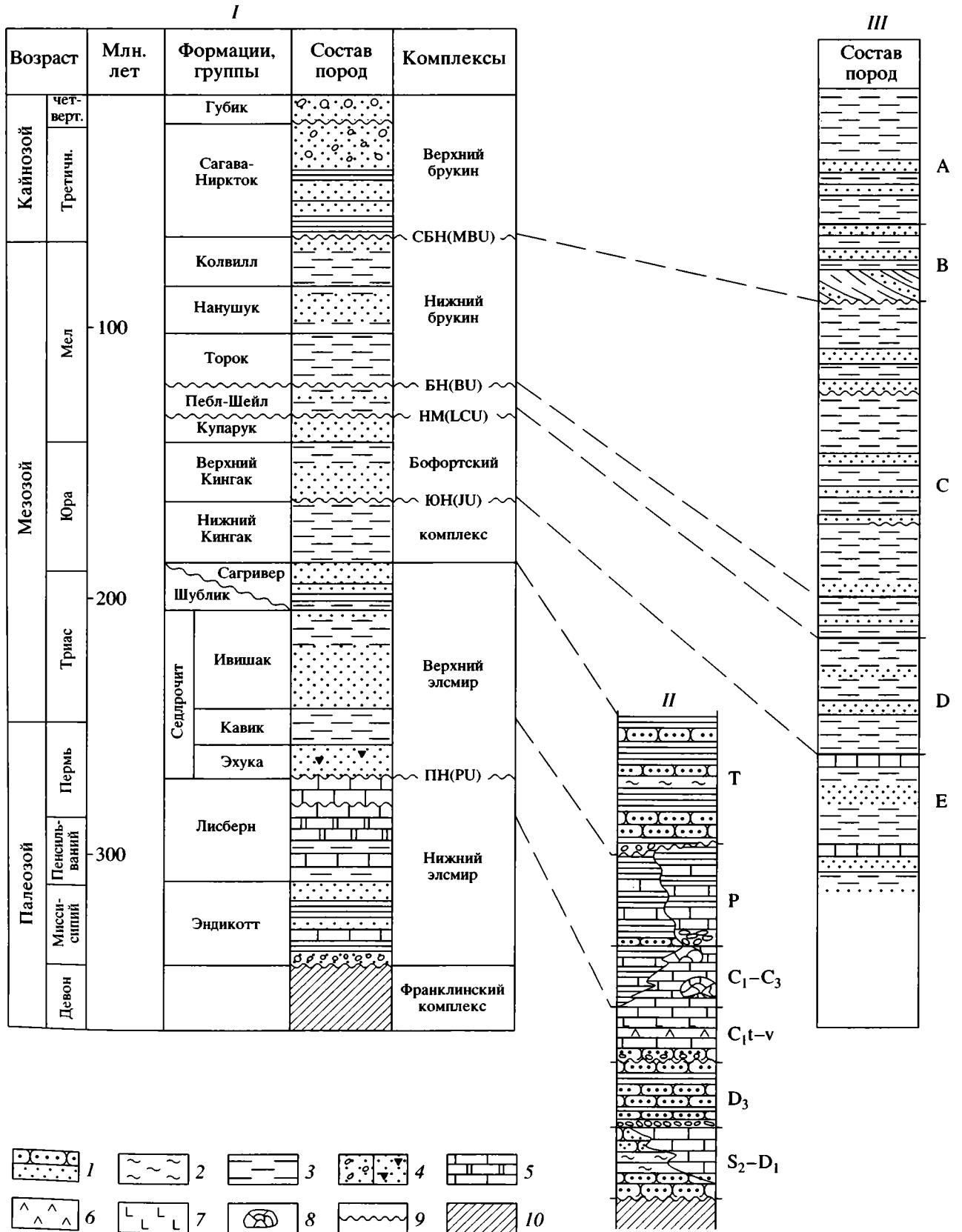


Рис. 1. Обзорная схема

щая разбивка на комплексы и подкомплексы дается по монографии под редакцией Шервуда [28]). В большинстве случаев здесь на породах франклинского комплекса, сложенного сильно метаморфизованными преимущественно осадочными породами досреднедевонского возраста, которые рассматриваются как акустический фундамент, несогласно залегают отложения элсмирского комплекса. Нижние члены этого комплекса начали накапливаться в грабенообразных прогибах типа трогов, возможно, рифтогенной природы, возникших во время каледонского тектогенеза вдоль разломов в ослабленных зонах. Эти нижние части разреза элсмита отделены от вышележащих слабым угловым несогласием и некоторыми авторами [21]

выделяются как эо-элсмирская часть разреза, достигающая в некоторых участках километровых мощностей.

В американском секторе на шельфе Чукотского моря выделяется прогиб Ханна, и в российском секторе прогибы Куваева и Вилькицкого [17] соответственно восточнее и западнее о. Врангеля (рис. 3). В прогибах Ханна и Куваева накапливались обломочные отложения континентального и прибрежно-морского происхождения, слагающие нижнюю часть элсмирского комплекса – группа Эндикотт, которая датируется раннемиссисипским (турнейским?) возрастом (самые нижние горизонты может быть относится к девону). Нижние горизонты группы Эндикотт условно па-



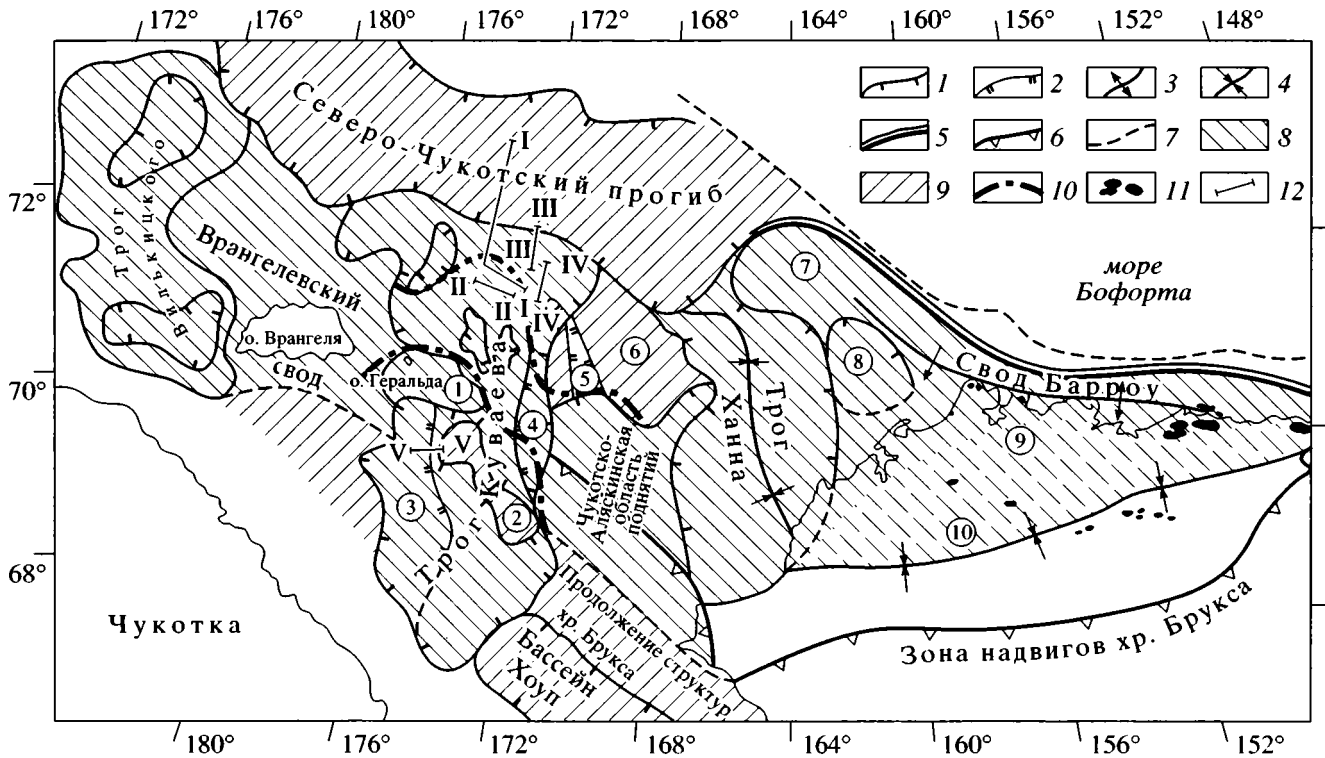
**Рис. 2.** Схематические стратиграфические разрезы отложений в северо-западной части Аляски (I) и сопоставление с разрезом о. Врангеля (II), предполагаемым разрезом Северо-Чукотского прогиба (III)

I – песчаные породы; 2 – алевритовые породы; 3 – глинистые породы; 4 – грубообломочные породы; 5 – карбонатные породы; 6 – эвапоритовые породы; 7 – вулканические породы; 8 – рифовые массивы; 9 – перерывы и несогласия; 10 – интенсивно дислоцированные отложения. Сокращения на схеме: СБН (МБУ) – среднебрукинское несогласие, БН (БУ) – брукинское несогласие, НМ (LCU) – нижнемеловое несогласие, ЮН (JU) – юрское несогласие, ПН (PU) – пермское несогласие. А–Е – буквенные обозначения сейсмокомплексов на колонке, соответствующих: А – верхнему брукину, В – выполняющих неровности после перерыва, С – нижнему брукину, D – отложениям между брукинским и юрским несогласиями, E – отложениям ниже юрского несогласия

раллелизуются с эо-элсмиром. Прогибы Куваева и Ханна в своих северных частях разделяются приподнятым Срединным Чукотским выступом (в американских публикациях платформа), а южнее – Чукотско-Аляскинской областью поднятий. Нижняя часть разреза прогиба Ханна, по мнению авторов [21], представлена элсмирскими отложениями мощностью до 7–8 км, в западном направлении она сокращается. Осевая зона прогиба Ханна в северной части изменяет свое направление [11]. Возможно, прогиб ограничен западным продолжением сводового поднятия Барроу, протягивающемся вдоль северного побережья Аляс-

ки. По верхним горизонтам он может сливаться с молодой субширотной структурой – Северо-Чукотским прогибом, дискордантно сочленяющимся с прогибом Куваева более древнего заложения, в котором тоже можно предположить присутствие какой-то части палеозойского разреза. В соответствии со схемами некоторых исследователей [11] Северо-Чукотский прогиб не выделяется отдельно, а рассматривается как часть прогиба Вилькицкого.

Вышележащая часть палеозойского разреза выделяется как группа Лисбурн, представленная карбонатными и глинистыми породами, в нижней



**Рис. 3.** Тектоническая схема поверхности акустического фундамента и основных структурных элементов в Чукотском море

1 – границы прогибов и поднятий; 2 – границы грабенов; 3 – оси положительных структур; 4 – оси отрицательных структур; 5 – крупные разломы; 6 – надвиги; 7 – край шельфа; 8 – области с доэлсмирским фундаментом; 9 – области с добрукинским фундаментом; 10 – зона наибольшей инверсии; 11 – нефтяные месторождения, 12 – линии сейсмических и геологических профильных разрезов I–V. Цифры в кружках. Поднятия: 1 – Геральда, 2 – Центрально-Чукотское; грабены: 3 – Южно-Чукотский, 4 – Центрально-Чукотский, 5 – Северо-Чукотский; 6 – Срединный Чукотский выступ, 7 – Северо-Чукотское поднятие, 8 – Северовосточный Чукотский бассейн, 9 – бассейн Арктического склона, 10 – Колвилльский прогиб

части присутствуют конгломераты. Возраст этих пород определяется как позднемиссисипский, пенсильванский и пермский. Они имеют более широкое, но тоже не повсеместное развитие. Мощность пород группы Лисбурн достигает 2 км. В пределах свода Барроу, ввиду отсутствия отложений группы Эндикотт, породы группы Лисбурн несогласно перекрывают складчатое основание.

Верхнеэлсмирский подкомплекс, отделенный от подстилающих пермским перерывом (Permian Unconformity – PU), распространён шире. Он включает группу Седлрочит пермо-триасового возраста, в которую входят формации (свиты) Эхука, Кавик и Ивишак. Формация Эхука сложена преимущественно обломочными, в меньшей степени глинистыми разностями. На побережье моря Бофорта в разрезе свиты присутствуют флювиальные и дельтовые песчаниками и конгломераты. Выше глинистых пород формации Кавик залегают обломочные породы формации Ивишак ранне-среднетриасового возраста, сходные по характеру с отложениями формации Эхука. Мощность отложений группы Седлрочит достигает 700 м.

Песчаные породы вышележащей формации Шублик позднетриасового возраста мощностью около 200 м преимущественно дельтового происхождения являются основным резервуаром нефти на крупнейшем месторождении Прадо-бей. В этой же толще присутствуют уплотненные глины богатые органическим веществом.

На восточном склоне Срединного Чукотского выступа многие части разреза верхнего элсмира отсутствуют (срезаются), и более молодые отложения верхней юры залегают на породах формации Эхука пермского возраста [28]. Ряд авторов [9, 25] на основе палеореконокструкций, выполненных по сейсмическим данным, полагают, что отложения позднеэлсмирского возраста распространены в прогибе Куваева, где они могут достигать значительных мощностей (более 6 км). Основной источник сноса материала для формирования этих отложений располагался на севере. Об этом косвенно может свидетельствовать увеличение к северу дифференциации соответствующей части разреза, отмечающееся на сейсмопрофилях, что может быть связано с погребением материала в этом направлении. Представление о существовании континентального блока, служившего источником материала, было высказано Тейлером [26]. Возрастные аналоги элсмирского комплекса, возможно, присутствуют на южном борту Северо-Чукотского прогиба.

Вышезалегающие отложения юрского возраста выделяются под наименованием формации Кингак. Внутри этой толщи проходит юрское несогласие (Jurassic Unconformity – JU), которое связано с эрозией, отчетливо фиксируемой в разре-

зах скважин на склонах Срединного Чукотского выступа. В работе [23] и в более поздней публикации [22] подробно рассматриваются условия формирования этих отложений, выделяемых под именем *бофортский комплекс*, который охватывает по возрасту интервал разреза от юры до конца неокома. В других работах отложения, сформировавшиеся на этом же этапе в грабенообразных прогибах рифтовых зон, выделяются в качестве рифтового комплекса (rift sequence). По возрастному объёму отложений они несколько отличаются. Образование бофортского (или рифтового) комплекса связано с существенной перестройкой структуры и тектонического режима, причиной этого послужил рифтогенез и раскрытие Канадской котловины за относительно короткий период времени около 50 млн. лет.

Отложения формации Кингак отражают последовательные этапы рифтогенеза. Они разделяются на секвенции клиноформного характера, которые наслаиваются друг на друга, создавая в целом картину проградации этой толщи в южном направлении. Это связано с воздыманием севернее расположенного свода Брукса и его размывом. Нижне-среднеюрская преимущественно глинистая часть разреза (от геттангского до ааленского яруса), залегающая несогласно на подстилающих, по мнению авторов работ [22, 23], связана с предрифтовым этапом. Нижние погруженные части клиноформных секвенций, сложенные глинистыми разностями богатыми органическим веществом, сливаются в единую пачку нефтематеринских пород, разновозрастную в разных своих частях. Песчаные породы комплекса участвуют в строении литологически и стратиграфически экранированных ловушек, часть из которых содержит нефтяные залежи (месторождение Альпине и др.). Породы оксфорд-киммериджского возраста залегают выше поверхности юрского несогласия, они представлены преимущественно песчаниками и алевролитами, слагающими аккумулятивные тела. В вышележащей переходной части разреза выделяются два трансгрессивно-регрессивных цикла. Отложения валанжина-готерива накапливались во время компенсационного поднятия вала Барроу, совпадавшего по времени с наиболее активным раскрытием Арктического океанического бассейна. В составе этой части, верхние горизонты которой выделяются как слои Купарук, преобладают песчаные отложения, срезанные эрозией в краевой зоне шельфа. Суммарная мощность отложений формации Кингак достигает 1200 м. В российском секторе чукотского шельфа, как предполагают американские авторы [28], в состав рифтового комплекса входит только верхняя часть формации Кингак, выше юрского несогласия – JU, и с этого времени начинается формирование Северо-Чукотского прогиба как надрифтовой структуры. На южном борту прогиба отло-



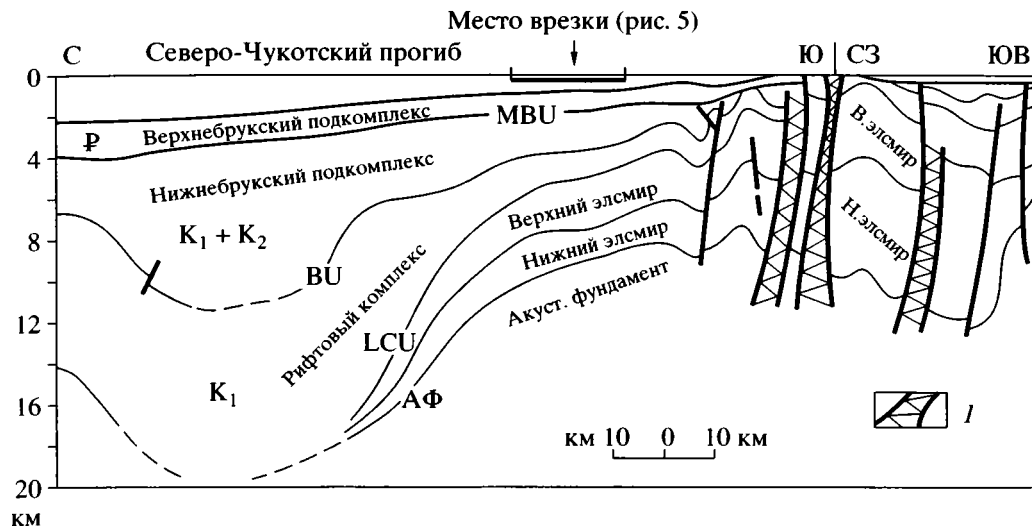


Рис. 4. Схематический геологический профиль через Северо-Чукотский прогиб по линии I-I (линия разреза см. на рис. 3) I – зоны отсутствия корреляции на сеймопрофилях (вероятные разломы). Буквенные индексы: АФ – акустический фундамент, LCU – нижнемеловое несогласие; BU – брукинское несогласие, MBU – среднебрукинское несогласие

жения комплекса выклиниваются и налегают на отложения элсмирского комплекса.

Отложения формации перекрыты несогласно с разрывом залегающими выше нижнемеловыми отложениями свиты Пейл Шейл. Перерыв, связанный с разрывом и несогласием (Lower Cretaceous Unconformity – LCU), имеет широкое региональное развитие. Это несогласие уверенно выделяется на сейсмических профилях [10], оно датируется возрастом 130–125 млн. лет (по данным определения возраста в породах из скважин в американском секторе Чукотского моря). Срезанию подвергается не только рифтовый комплекс, но и подстилающие более древние породы. В Северо-Чукотском прогибе поверхность LCU погружается до глубин 16–17 км. Залегающие на размытой поверхности осадки свиты Пейл Шейл имеют готерив-баррем-аптский возраст. После перерыва общая картина осадкообразования существенно изменилась. На юге началось воздымание горно-складчатых сооружений хребта Брукс и его возможного западного продолжения. Поступление терригенного вещества из северных источников не ощущается. В разрезе свиты на Аляске преобладают богатые органическим веществом глинистые породы, что может отражать углубление бассейна, связанное с тектонической перестройкой.

Отложения свиты Пейл Шейл, а в некоторых местах и нижележащие породы в барремское время были срезаны брукинским несогласием (Brookian Unconformity – BU), выше которого залегают мощная толща брукинского комплекса. Интенсивное накопление его отложений происходило в Колвиллском и Северо-Чукотском прогибах. Брукинский комплекс состоит из двух подкомп-

лексов. В составе нижнего брукина выделяется формация (свита) Торок и еще два стратиграфических подразделения – Нанушук и Колвилл, именуемые в американской литературе группами. Породы формации Торок альбского возраста по составу преимущественно глинистые, породы нижних горизонтов богаты органическим веществом. В разрезах, отражающих более мелководные условия образования, встречаются песчаные и более грубые породы. Общая мощность отложений изменяется от 400 до 3000 м. С подошвенной частью свиты Торок связано отчетливое несогласие (Low Albian Unconformity – LAU), другое несогласие прослеживается у кровли свиты.

Вышележащая группа Нанушак относится по возрасту к самым поздним этапам раннего и частично поздне-мелового времени и представлена как терригенными морскими, так и прибрежно-морскими, и прибрежно-континентальными образованиями, включающими песчаники, конгломераты, пласты углей. Мощность отложений группы Нанушак в некоторых участках превышает 3000 м, к северу они уменьшаются и на некоторых поднятиях свода Барроу полностью размыты. Разрез нижнего брукина завершается песчаными и глинистыми отложениями группы Колвилл поздне-мелового возраста. Глины этой группы иногда являются покрывками для подстилающих нефтеносных песчаников группы Нанушак. В нейтральной осевой части Колвиллского прогиба мощность отложений нижнего брукина превышает 8 км. В Северо-Чукотском прогибе породы подкомплекса слагают существенную часть разреза, их мощность достигает здесь 7–8 км (рис. 4). В южном направлении происходит сокращение мощности, что связано с наличием пере-

рывов, зон выклинивания и срезанием слоев нижнего брукина более молодыми отложениями на борту прогиба. Отложения нижнего брукина могут участвовать и в сложении разреза северной части прогиба Куваева, но в значительной мере эти отложения могут быть размыты вследствие среднебрукского перерыва (Middle Brookian Unconformity – MBU). Залегающая выше перерыва часть разреза (*верхний брукин*), включает кайнозойские отложения, несогласно залегающие на нижележащих. На сейсмических разрезах на южном борту Северо-Чукотского прогиба выше предполагаемого рубежа нижнего и верхнего брукина выделяются тела типа дельт, более молодые осадки верхнего брукина выполняют впадины, возникшие вследствие размыва подстилающих слоев. Начало верхнебрукского этапа осадкообразования датируется поздним палеоценом (61 млн. лет).

В разрезе верхнего брукина выделяется свита Сагаванирток (по возрасту от палеоцена до плиоцена), представленная глинами, песками и конгломератами. Верхняя плиоцен-четвертичная часть разреза (свита Губик) сложена песками, гравием и алеритово-глинистыми осадками. Мощность отложений верхнего брукина увеличивается на шельфе.

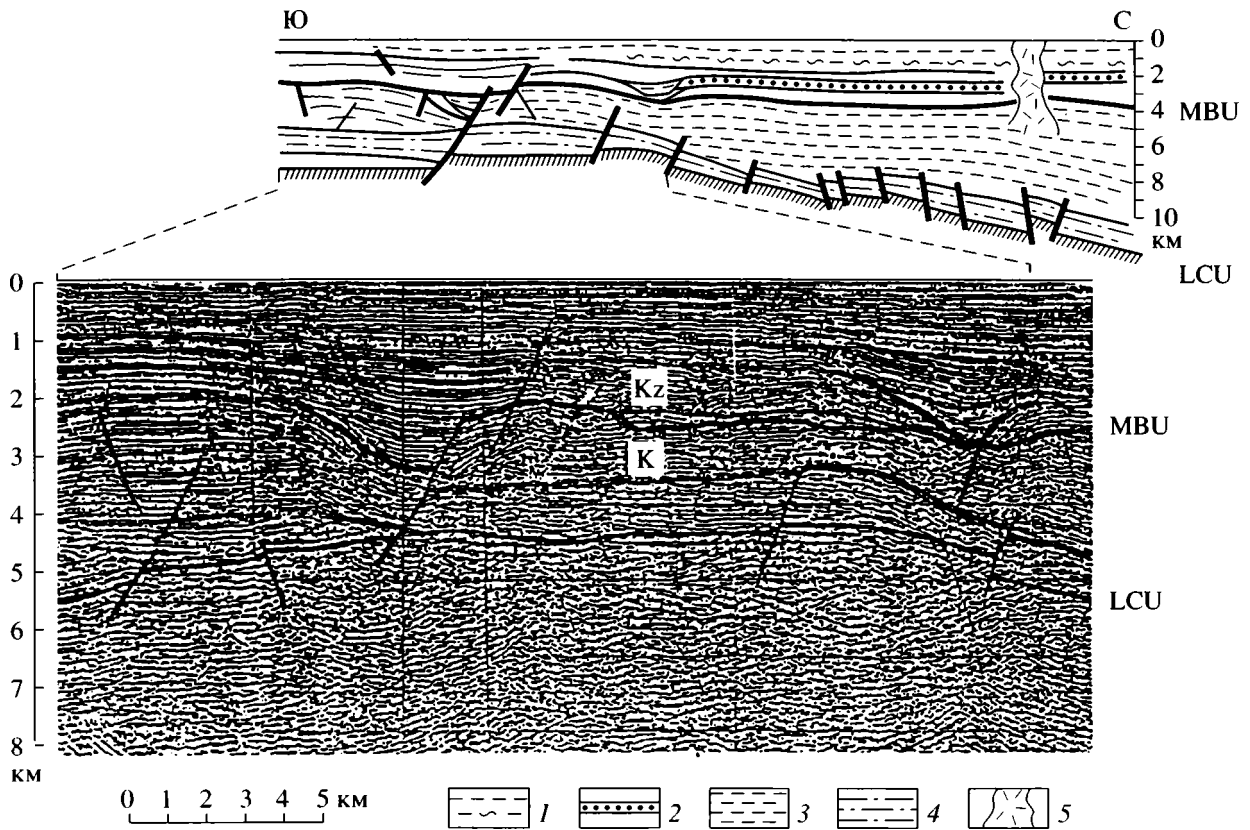
О составе пород, слагающих разрез Северо-Чукотского прогиба и его обрамления, можно судить на основе изучения обломков пород, поднятых на ближайших к прогибу выступах дна (Чукотский аваншельф, хребет Нортвинд). При отборе проб грунта со дна на хребте Нортвинд в составе элювиально-делювиальных образований были подняты обломки различных осадочных пород [19]. Фрагменты осадочных, а также в меньшем количестве изверженных и метаморфических пород были подняты в донных пробах на полярной станции СП-31, а также при работах экспедиции “Арктика-2000”. Характеристика обломочных пород палеозойского и мезозойского возраста приводится в работах [6, 8]. Карбонатные породы (органогенные, оолитовые и кристаллически-зернистые известняки) содержат остатки фауны позднекембрийского, ранне- и позднеордовикского, каменноугольного и пермского возраста. Кроме того, среди обломков описаны алевриты, песчаники, кремнистые, глинистые и другие породы триасового, позднеюрского, предположительно апт-альбского, а также верхнесенман-туронского возраста. На хребте Нортвинд кроме осадочных пород были подняты обломки кислых эффузивов, лейкогранитов и диабазов. Осадочные породы, представленные в обломках, вероятнее всего образовались в условиях морского бассейна, существовавшего в тектонически стабильных (платформенных) условиях. Прежде всего это касается пород палеозойского

возраста, представленных преимущественно карбонатными разностями.

Сведения о геологическом строении шельфа Чукотского моря базируются на материалах сейсмических исследований, проведенных, главным образом, геологической службой США преимущественно в американском секторе моря [19, 20]. Для исследования были использованы сонобуи и проведены одноканальные и многоканальные сейсмопрофили. С учетом изменения пластовых скоростей А. Гранцем и другими [19] осадочные толщи были разделены на три части (sequences), соответствующие основным выше охарактеризованным комплексам – франклинскому, элсмирскому и брукинскому, различающимся по характеристике и углеводородному потенциалу.

Сейсмические наблюдения, выполненные в 1990 г. трестом “Дальморнефтегеофизика” с повышенной кратностью, покрывают практически всю российскую часть шельфа по сетке 20 × 20 и 40 × 60 км. Эти данные уже на первом этапе интерпретации позволили сделать некоторые новые заключения, опубликованные в работах [16, 17]. Специальная переинтерпретация этих данных позволила составить более детальное представление о строении осадочных комплексов и главных структурных элементов.

На сейсмических профилях в западной части шельфа Чукотского моря запечатлены, по крайней мере, три геологических события. В низах осадочного чехла наиболее ярко проявлено нижнемеловое стратиграфическое и угловое несогласие LCU. По материалам скважин в американском секторе оно датировано временем 125 млн. лет и совпадает с глобальным событием – началом цикла относительного изменения уровня моря – ОИУМ. Это несогласие является границей двух совершенно различных по своему строению и вещественному составу геологических толщ. Залегающая ниже несогласия толща параллелизуется с элсмирским комплексом, она более консолидирована, содержит слои плотных пород, в нижней части, возможно, карбонатных. На сейсмических разрезах она проявляется хорошо выраженными субпараллельными, но в целом не протяженными отражениями. Толща, залегающая над несогласием LCU, рассматривается как меловая нижнебрукская, ее возможные аналоги в разрезах скважин представлены преимущественно глинистыми породами. На сейсмических разрезах она выделяется как тонкослоистая, образующая пологие складки, нарушенные многочисленными малоамплитудными бескорневыми сбросами. А. Гранц и С. Мей высказывали предположение, что формирование нижней части брукинского разреза связано с первой стадией рифтинга, поэтому мощность ее сильно изменяется в пределах Северо-Чукотского бассейна.



**Рис. 5.** Фрагмент геологического профиля и частично соответствующий ему фрагмент сейсмического профиля (местоположение – врезка на рис. 4)  
 1 – глины, алевролиты; 2 – песчаники; 3 – глины; 4 – переслаивание глин, песчаников; 5 – перемятые породы в зоне прорыва

Влияние рифтогенеза отразилось в образовании в пределах этой толщи разрывов листрического типа, по которым происходит смещение блоков с запрокидыванием [20].

Второе важное событие, произошедшее, по-видимому, на рубеже мела и палеогена (вторая стадия рифтинга по Гранцу и Мею) вызвало образование в меловой толще структурных форм, получивших из-за ветвящихся разрывов название “structural trees”, они образуются при компрессионном сжатии и выдавливании податливых масс. Третье событие, запечатленное на временных разрезах, связано с перерывом, которое в разрезах скважин американского сектора датировано поздним палеоценом (61 млн. лет), оно отражает изменение уровня океана (на шкале Вейла его возраст определяется в 59 млн. лет). На сейсмических профилях оно выделяется как классическая поверхность несогласия, срезающая нижележащие складки мелового возраста. Выше этой поверхности, которая на Аляске обозначается Middle Brookian Unconformity (MBU), залегает толща субпараллельных тонкослоистых осадков кайнозоя, не подверженная дислокациям и нарушениям.

Перечисленные разделы отражаются на всех сейсмических профилях через Северо-Чукотский прогиб. Для иллюстрации конкретных структур на рис. 5 приведен фрагмент профиля, местоположение которого указано на рис. 4. На разрезе выделены сейсмокомплексы [3], ограниченные четко прослеживаемыми границами. Нижняя граница, соответствующая скорее всего поверхности несогласия LCU, совпадает с кровлей толщи, характеризующейся “жесткими” отражениями, что может объясняться наличием консолидированных пород повышенной плотности. На поднятиях по бортам прогиба граница LCU срезается брукинским (BU) несогласием. Вышележащий сейсмокомплекс имеет наибольшую мощность, около 7 км, в осевой части Северо-Чукотского прогиба. В нем отмечается наличие блоков, ограниченных разломами, и грабенообразных структур. Можно предположить, что в разрезе комплекса преобладают терригенные, преимущественно глинистые, породы. С этой толщей и связаны отражающиеся на сеймопрофилях прорывы глинистых масс (и флюидов) сквозь вышележащие толщи вплоть до современных. Пластичные глинистые породы также слагают ядра диапировых складок, отмеча-

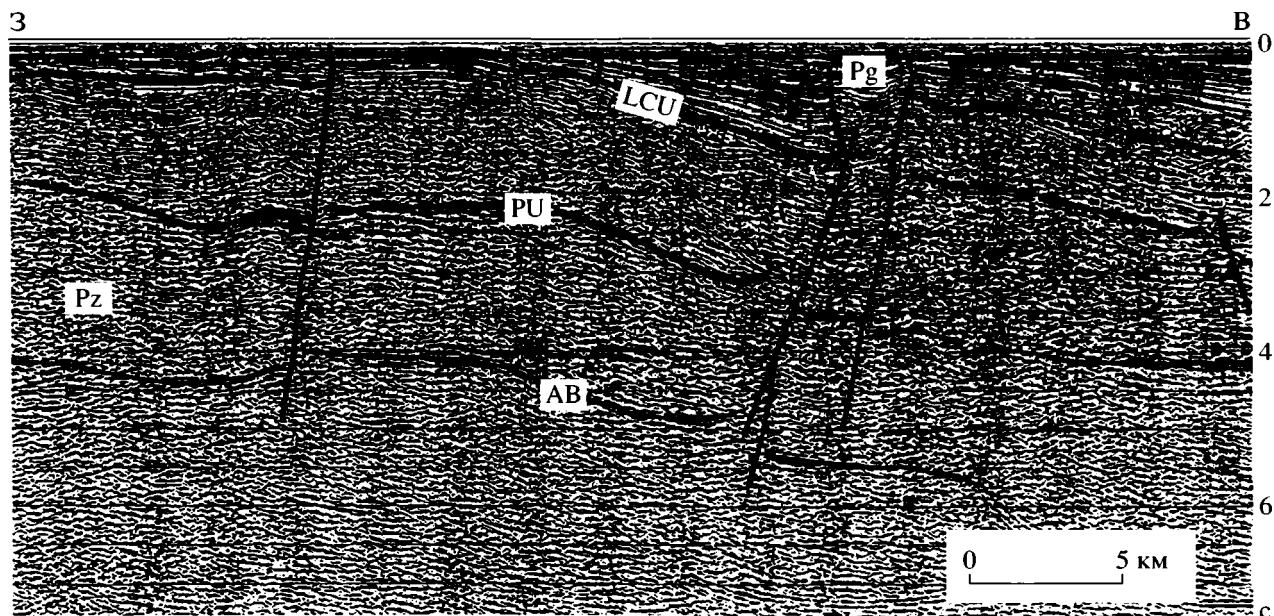


Рис. 6. Фрагмент сейсмического разреза по линии II-II (положение см. на рис. 3). АВ – акустический фундамент; PU – пермское несогласие, LCU – нижнемеловое несогласие

емых на сейсмопрофилях. Диapiroвые структуры описаны и в других осадочных бассейнах этого же региона примерно в сходных условиях. Они хорошо изучены, например, в бассейне Бофорт-Маккензи, где глинистые породы низов палеоцена и верхнего мела слагают ядра диапиров [18].

В верхних горизонтах среднего сейсмокомплекса на рассматриваемом фрагменте профиля вырисовываются два крупных поднятия. Амплитуда более южного из них составляет примерно 1,2 км, протяженность по линии профиля более 8 км. Более северное поднятие характеризуется примерно такой же амплитудой и протяженностью более 10 км, с юга оно срезано разрывом. Средний сейсмокомплекс срезан перерывом, выделяющимся как среднебрукинское несогласие (МБУ). Хорошо видные врезы, образованные во время перерыва осадконакопления, заполнились затем осадками, в том числе, возможно, дельтового происхождения. Как видно на приведенном на рис. 5 сейсмопрофиле, эрозионные врезы разделяют упомянутые поднятия, которые не отражены в нижележащих горизонтах. По-видимому, их образование связано с нагнетанием пластических масс в относительно ослабленные зоны вследствие неравномерной нагрузки, это своего рода складки выдавливания. Можно предположить, что здесь имеются элементы зачаточного диапиризма. Выше лежащие самые молодые слои верхнего сейсмокомплекса (верхнебрукинский подкомплекс?) залегают полого и плащеобразно перекрывают подстилающие отложения. Предположительно, основная часть осадочных толщ Северо-Чукот-

ского бассейна соответствуют по возрасту брукинскому комплексу в разрезе Аляски, а в нижней части возможно присутствие рифтового комплекса.

Накопление огромной более 16 км мощности осадков в Северо-Чукотском надрифтовом прогибе могло совместно с другими причинами инициировать первую фазу важнейшего тектонического события – образование зоны инверсионных поднятий (см. рис. 2 и 4), которая протягивается от о. Врангеля на о. Геральда и далее на юго-восток через область Чукотско-Аляскинских поднятий в направлении мыса Лисбурн на расстояние около 2000 км. Максимальное развитие инверсионных структур, наибольшие их амплитуды отмечаются в пределах этой зоны над участками максимальных (до 8 км) мощностей осадков, накопившихся в ранее существовавших бассейнах элсмирского времени. В пределах же устойчивых стабилизированных блоков инверсионные структуры выражены слабо.

Складчатые структуры, возникшие в пределах Врангелевско-Геральдской зоны, при подъеме подвергались существенной эрозии, происходившей в конце альбского времени в интервале 98–90 млн. лет. Они явились источниками сноса обломочного материала, накопившегося в Северо-Чукотском прогибе, где осадконакопление имело характер лавинной седиментации с аномально высокими темпами (до 1500 единиц Бубнова). Процессы воздымания и тектонического оживления в зоне инверсионных поднятий происходили и позже, в интервале 63–59 млн. лет, около 30 млн. лет. о чем свидетельствуют обширные области

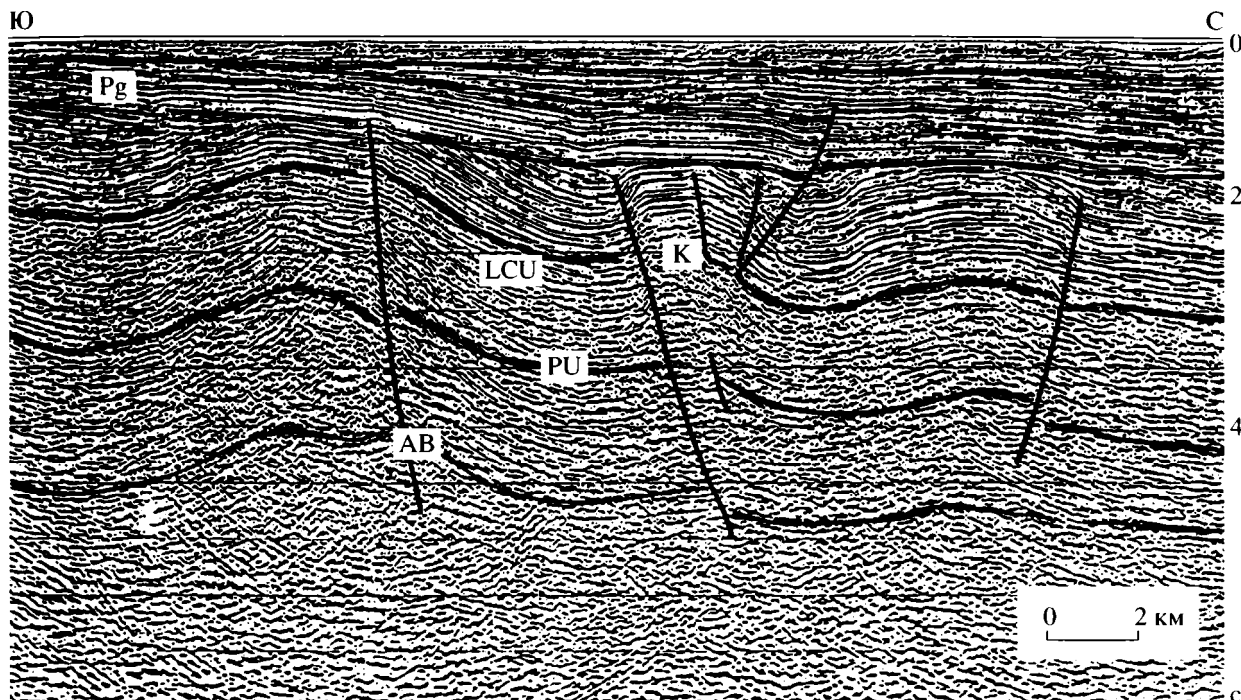


Рис. 7. Фрагмент сейсмического разреза по линии III–III (положение см. на рис. 3). Буквенные обозначения те же, что и на рис. 7

К – верхний мел; MBU – среднебрукинское несогласие

эрозии в осевой зоне инверсионных поднятий, в результате чего в ряде случаев кровля элсмирской толщи приближена к поверхности дна и может даже срезаться кайнозойскими отложениями (рис. 6). На профилях, пересекающих Врангелевско-Геральдскую зону, можно наблюдать смятие в складки практически всей толщи осадочного чехла. На сейсмопрофилях видно, что нарушения затронули и поверхность акустического фундамента (рис. 7). Эти процессы обусловили интенсивные дислокации на о. Врангеля; формирование надвигово-чешуйчатых форм, по-видимому, здесь происходило в несколько этапов, наиболее существенное значение имели позднемезозойские деформации [24].

В восточной части Врангелевско-Геральдской зоны отмечаются деформации в верхних частях разреза. Они, возможно, связаны со смещениями в глинистой толще свиты Торок, породы которой находятся в перенапряженном состоянии. Аномально высокие пластовые давления (АВПД) установлены в разрезах скважин, пробуренных на северо-западном побережье Аляски и в американском секторе шельфа Чукотского моря [26]. Верхняя кромка АВПД находится на глубине около 2400 м в районе восточного склона Среднего Чукотского выступа, к югу поверхность зоны АВПД поднимается до глубин 1310–1170 м. Возможность подобного эффекта роста напря-

жения и повышения давления в процессе инверсии и смятия крупных осадочных масс упоминается в работе В.Е. Хаина [13]. Для создания АВПД имеет значение также и генерация флюидов в глинистых отложениях, обогащенных органическим веществом.

Исследователи [1, 2, 6, 8, 18 и др.], анализирувавшие геологическое строение Аляски и смежных областей, устанавливают несколько этапов в развитии данного региона. Время накопления элсмирского комплекса характеризовалось платформенным режимом, в позднеэлсмирское время бассейн расширил свои границы. В работе [8] в качестве существенного для Северо-Чукотского бассейна выделяется рифтовый этап в поздней юре и раннем мелу. К концу юры закончилось формирование элсмирской толщи. Этап интенсивного рифтогенеза отразился в юрском несогласии, рифтогенез в это время продвигается в западном направлении, закладывается основа Северо-Чукотского прогиба. Произшедшее затем в начале мелового периода понижение уровня Мирового океана привело к размыву и формированию поверхности нижнемелового регионального несогласия LCU. Это существенный рубеж, в последовавший за этим относительно короткий период времени (10–15 млн. лет) произошла существенная перестройка регионального тектонического режима. Продолжается развитие рифтовых

структур, а над ними начинается быстрое формирование Северо-Чукотского прогиба. Эта перестройка привела к изменению направления перемещения вещества – стока с севера на сток с юга. Возникновение структуры севернее о. Врангеля, имеющей характер периокеанической, является отражением образования океанической котловины. Как уже говорилось, накопление огромной мощности осадков способствовало активизации разломной тектоники и образованию зоны инверсионных поднятий. Обломочный материал для верхней части рифтового комплекса поступал за счет размыва растущих структур в этой зоне. Накопление отложений комплекса завершается в связи с общим поднятием и перерывом, выраженным брукинским несогласием – ВU.

Вышезалегающий нижнебрукинский комплекс, сложенный в основном глинистыми отложениями нижнего мела, начал формироваться в условиях относительного тектонического покоя. В средней и южной частях шельфа существовали перерывы в осадконакоплении. Основной объем этих отложений, до 7–8 км, сосредоточен в Северо-Чукотской впадине.

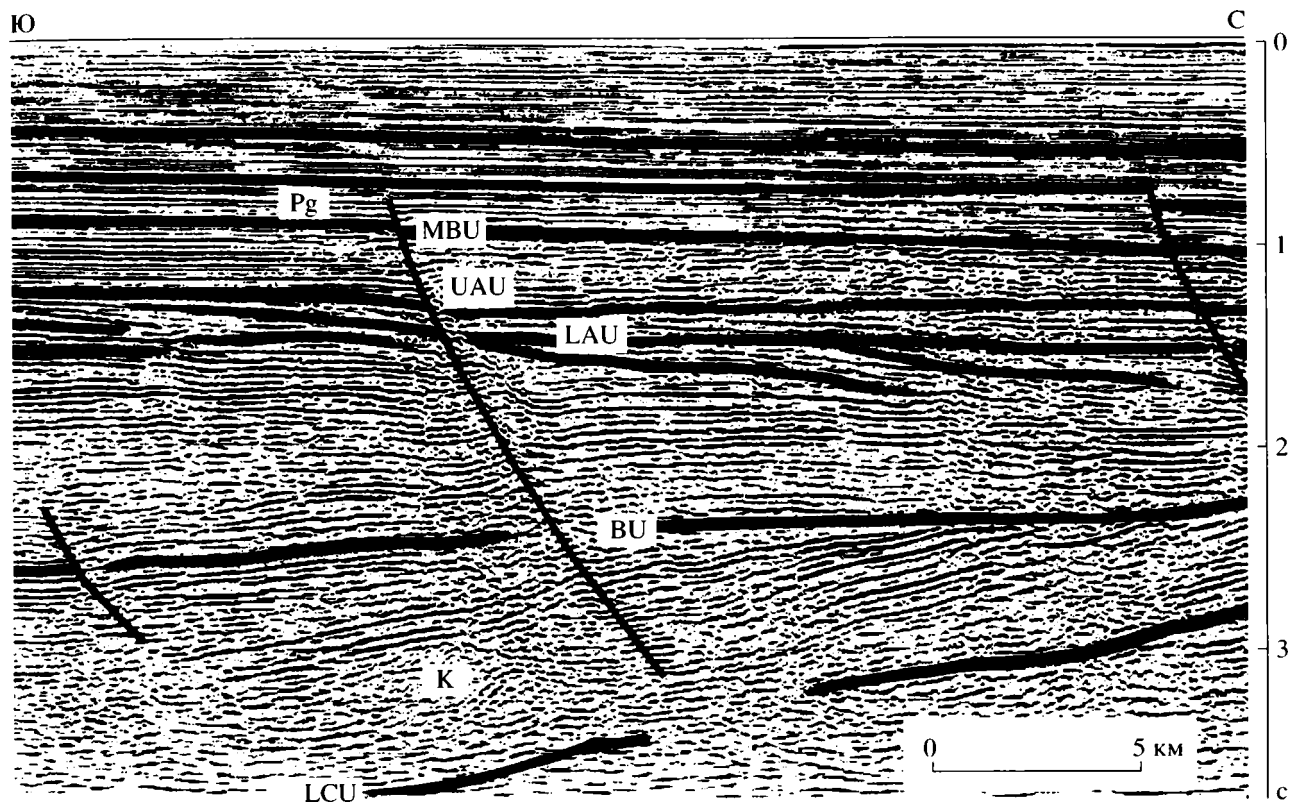
К концу альба завершилось формирование основного объема осадков в Северо-Чукотском прогибе. Деформации во Врангелевско-Геральдской инверсионной зоне продолжают. Наличие в разрезе пластичных глин свиты Торок способствовало образованию многочисленных срывов и возникновению многочисленных бескорневых нарушений. Завершение наиболее активной фазы развития инверсионных структур маркируется несогласием в самом конце альба, которое срезает складки нижнемеловых отложений. После этого наступило время длительного перерыва в седиментации, который особенно виден на приподнятых участках на юге и центре шельфа, где выпадает почти весь разрез верхнего мела.

Произошедшее в конце мела и в палеоцене воздымание привело к перерыву в осадконакоплении и возникновению среднебрукинского несогласия MBU, выше которого верхнебрукинские отложения залегают с размывов на подстилающих. Нижние их горизонты выполняют неровности рельефа, возникшие во время перерыва.

Перспективы нефтегазоносности российской части Чукотского моря оцениваются в основном по аналогии с Аляской на основании предполагаемой близости характера разрезов. В разрезе верхнего элсмита бассейна Арктического склона Аляски выделяется несколько толщ, характеризующихся повышенной нефтеносностью: триасовые формации Ивишак, Шублик, юрская формация Кингак и нижнемеловые формации Купарук и Пибл-Шейл. По количественному содержанию, типу органического вещества и термической преобразованности глинистые разности этих толщ

характеризуются как нефтематеринские породы с повышенными и отличными свойствами [28]. Содержание органического вещества сапропелевого типа наиболее высокое в породах триасовой формации Шублик. Всего здесь известно около 40 месторождений. В качестве основной зоны нефтегазонакопления выступает вал Барроу, на своде и склонах которого находятся зоны нефтегазонакопления и ловушки разных типов как структурные, так и литологические, связанные с локальными поднятиями, выклиниванием и стратиграфическим срезанием. Крупнейшим месторождением является Прадхо-бей. Оно приурочено к антиклинальной складке размером 21 на 52 км, которая рассечена разрывами на отдельные блоки. Структура осадочных пород месторождения до валанжинского яруса включительно отражает выступ фундамента. Залегающие выше несогласно меловые породы образуют моноклинали. Начальные промышленные запасы нефти составляли в начале разработки около 1.8 млрд. тонн, газа – 735 млрд. м<sup>3</sup> газа. К настоящему времени уже добыто свыше 1.3 млрд. тонн нефти. Выявлено всего 5 промышленных залежей в отложениях от карбона до палеогена включительно. Более 94% запасов сосредоточено в пермотриасовых отложениях. Основная промышленная залежь находится в песчаниках триаса и нижних горизонтах юры (формации Ивишак, Шублик) на глубинах 2760–2650 м. Промышленно нефтеносны также известняки формации Лисбурн пенсильванско-пермского возраста. Западнее, в районе мыса Барроу в неоконских породах формации Купарук заключены залежи нефти месторождения Купарук-Ривер с запасами около 200 млн. тонн. В скважинах, пробуренных в американском секторе на шельфе Чукотского моря известны многочисленные нефте- и газопроявления и притоки нефти из пород этих же толщ. Органическое вещество в породах дельтового и прибрежно-морского происхождения нижнего брукина имеет смешанный сапропелево-гумусовый характер. Благодаря повышенному содержанию органики растительного происхождения они в большей степени, чем элсмирские, продуцируют газ.

В пределах российской акватории Чукотского моря с большей долей вероятности можно предположить развитие нефтегазоносных толщ. Сейсмические работы свидетельствуют о том, что элсмирские отложения и рифтовый комплекс распространяются далее под водами Чукотского моря, а к северо-западу в акватории нарастает мощность брукинских отложений. Есть основания предполагать, что основная часть осадочных толщ Северо-Чукотского бассейна соответствует по возрасту рифтовому и брукинскому комплексам в разрезе Аляски. В разрезе Северо-Чукотского бассейна породы, соответствующие бо-



**Рис. 8.** Фрагмент сейсмического разреза по линии IV–IV (положение см. на рис. 3). Выделены несогласия в отложениях брукинского комплекса. Буквенные обозначения те же, что и на предыдущих рисунках  
LAU – нижнеальбское несогласие

фортскому комплексу Аляски, по глубине погружения и соответственно степени преобразования могут рассматриваться как потенциальные генераторы углеводородов. Повышенная мощность вышележащих отложений также является благоприятным фактором, в них могут присутствовать породы с хорошими коллекторскими свойствами, участвующие в строении структур, которые могут являться ловушками для углеводородов. Судя по наличию диапировых структур, в глинистых породах брукинского комплекса, с которыми и связаны ядра диапиров, происходит интенсивная генерация флюидов, в том числе и углеводородов.

В разрезе бассейнов чукотского шельфа выделяются крупные сводовые поднятия. Хорошо выделяющиеся на сейсмическом профиле поднятия (см. рис. 5) крупных размеров амплитуд от 800 м до 1 км. В строении поднятий участвуют терригенные отложения нижнего брукина, глубины залегания продуктивных горизонтов, сложенных песчаниками и оолитовыми известняками, могут составлять от 2.5 до 3.5 км. Вероятные продуктивные горизонты могут иметь мощность в несколько десятков метров. Сгущение сети сейсмических профилей даст возможность детализировать строение этих поднятий и выявить новые.

Особый интерес представляют зоны выклинивания. На фрагменты сейсмопрофиля (рис. 8) видно несогласное перекрытие пластов со срезанием под поверхностью брукинского несогласия (BU). В этих условиях могут существовать ловушки литолого-стратиграфического типа для залежей углеводородов. На том же профиле под нижнеальбским несогласием (LAU) видны тела, которые можно рассматривать как дельтовые образования, являющиеся весьма перспективным объектом. Подобные ситуации отмечаются и в пределах устойчивых поднятий. На склонах и в своде Центрально-Чукотского поднятия, косо секущего прогиб Куваева, отложения верхнеэлсмирского подкомплекса (выше пермского несогласия PU) выклиниваются к востоку, мощность их сильно сокращена, в сводовой части они, вероятно, размыты. Вышележащие брукинские отложения залегают несогласно на подстилающих (рис. 9). Этот объект также представляет интерес в нефтегеологическом отношении.

Во Врангелевско-Геральдской зоне поднятий воздымание и перерыв в седиментации могли привести к отсутствию ряда горизонтов мелового разреза и верхних горизонтов элсмирского комплекса. Но более глубокие горизонты могут быть

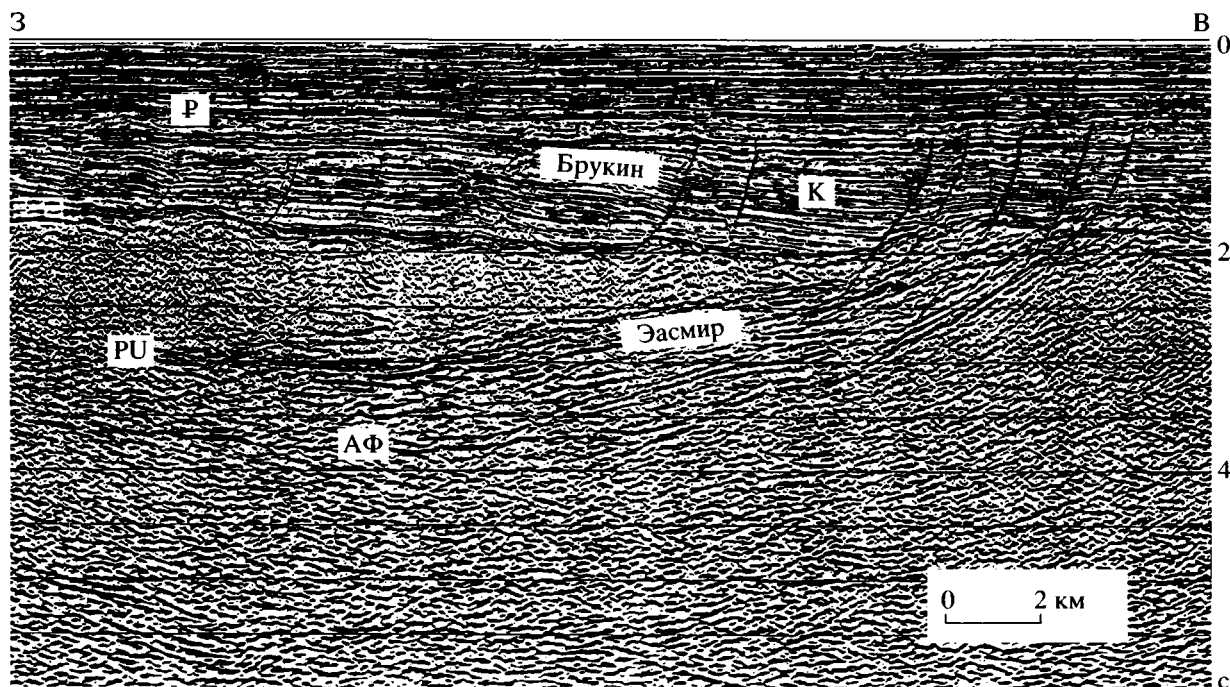


Рис. 9. Сейсмический разрез по линии V–V. Видно выклинивание отложений элсмирского комплекса на древнем поднятии АФ – акустический фундамент; PU – пермское несогласие; LCU – нижнемеловое несогласие

приближены к поверхности и залегают на глубинах доступных для бурения. В их составе могут присутствовать породы, слагающие аналоги свит Кингак и Шублик, породы которых являются самыми перспективными на Аляске, в них находятся крупные залежи нефти. А. Гранц и С. Мей рассматривают восточную часть этой зоны как участок, который может являться перспективным [20].

По перспективам нефтегазоносности в Чукотском море выделяются акватории разных категорий. Потенциально высокоперспективным в целом является Северо-Чукотский прогиб, представляющий самостоятельный возможный нефтегазоносный бассейн. В качестве весьма перспективных участков можно рассматривать южный борт Северо-Чукотского прогиба, прогиб Куваева (по элсмирским отложениям) и относительно умеренно нарушенные складчатые структуры в случае их перекрытия глинистой покрывкой свиты Торок в восточной части Врангелевско-Геральдской зоны инверсионных поднятий.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В последнее время изучению наших крайних северо-восточных акваторий, как и вообще арктических районов России, придается большое значение. Они привлекают внимание исследователей в отношении решения теоретических вопросов и для оценки общих перспектив использования природных ресурсов этих районов. Хотя в

строении шельфа Чукотского моря, примыкающего к Чукотке и Аляске, много общего, различия все же наблюдаются. В основном это касается мезозойской истории развития, которая по обе стороны Берингова пролива происходила по-разному. Аляска не испытала интенсивного позднемезозойского тектогенеза с соответствующей складчатостью и дислокациями врангелевского типа. На Аляске процессы формирования осевых структур протекали в более спокойных условиях. Здесь длительное время развивался приподнятый крупный структурный элемент – сводовый вал Барроу, который определял распределение осадочных фаций, их мощность, наличие горизонтов выклинивания и срезания на протяжении длительного времени позднего палеозоя и ранне-среднего мезозоя. Во Врангелевско-Геральдской зоне по сравнению с Аляской разрез сокращен в верхней части, а отложения дислоцированы интенсивнее. В западной части шельфа больше проявляются структуры раннего заложения, дискордантные по отношению к современным. По-видимому, именно к ним были приурочены депоцентры накопления позднепалеозойских и раннемезозойских толщ. Анализ мощностей осадочных толщ элсмирского комплекса и изменение характера сейсмофаций свидетельствуют о том, что основной источник сноса материала располагался на севере. На распределение отложений влияли также дифференциальные движения приподнятых блоков, ограничивающих субмеридиональные трого-



вые прогибы. На поднятиях, ограничивающих прогиб Куваева, раннеэлмирские отложения, вероятно, не отлагались. Они выполняют только его центральную часть. Поэтому можно рассчитывать на наличие зон выклинивания на бортах прогиба. В позднеэлмирское время поднявшийся уровень моря сократил размеры палеоподнятий, они частично или полностью оказались перекрыты. Однако последующее понижение уровня привело к размыву отложений позднеэлмирского комплекса, они могут быть стратиграфически срезаны на склонах древних поднятий [17]. Это создает возможность существования соответствующих благоприятных зон нефтегазонакопления.

Начало формирования Канадской котловины в середине и конце юрского времени и связанные с этим процессы в смежных зонах отразились в перестройке структурного плана и характере осадконакопления. Началось формирование отложений рифтового комплекса, который лежит в основании осадочных бассейнов новой генерации. С нефтегеологической точки зрения начинается образование новой нефтяной системы. Постепенно усиливается поступление терригенного материала с юга, из новых источников сноса, к этому времени совершенно прекращается карбонатное осадконакопление. Происходит интенсивное заполнение Колвиллского прогиба на Аляске и крупной надрифтовой структуры – Северо-Чукотского прогиба. Накопление большой массы отложений (мощностью до 17–18 км) в основном в течение мелового времени не могло не вызвать последствий. Одним из них является образование инверсионных поднятий во Врангелевско-Геральдской зоне. Воздействие этого фактора совпало с позднемезозойским тектогенезом. Большие скорости накопления осадков, вероятное присутствие среди них мощных глинистых свит проявилось в развитии диапиризма. Тектонические движения проявились в наличии перерывов и возникновении зон стратиграфического срезания отдельных частей разреза брукинского комплекса. В восточной части Врангелевско-Геральдской зоны зафиксировано смещение складок по поверхности срыва в глинистой толще альбской формации Торок. Складчатые структуры в пределах этой зоны подверглись размыву, домеловое основание в ряде случаев приближено к поверхности дна. Интерпретация, основанная на анализе выделенных несогласий, и рассмотрение структурных стилей ограниченных ими комплексов дает возможность проводить региональные сопоставления на широких пространствах, практически повсеместно на шельфе, где имеются сейсмические разрезы, опознать толщу меловых отложений, заключенных между нижнемеловым (LCU) и среднебрукинским (MBU) несогласиями.

Накопление мощных осадочных толщ отвечает главному условию нефтеобразования. В оса-

дочных бассейнах Чукотского шельфа, учитывая данные по Аляске, можно выделить две нефтеносные системы, а внутри их – нефтегазонаосные комплексы. Выделенные системы отвечают основным этапам развития осадочных бассейнов – элмирскому и брукинскому. Элмирская система характерна для нефтегазонаосных бассейнов платформенного типа, брукинская – для бассейнов переходного типа, связанных с развитием смежных складчатых сооружений и процессами орогенеза в них. Материнские свиты элмирской нефтяной системы обладают высоким преимущественно нефтегенерационным потенциалом, в брукинской толще по сравнению с элмирскими породами органическое вещество по своему составу в большей степени способно генерировать газ [26]. Конденсированные глинистые отложения основания клиноформ рифтового (или бофортского) комплекса являются генераторами нефтяных углеводородов для песчаных тел в составе этого комплекса, частично они подпитывают вышележащие горизонты брукинской нефтяной системы.

В нефтегеологическом отношении севернее о. Врангеля предлагается выделить Северо-Чукотский возможный нефтегазонаосный бассейн как самостоятельный достаточно автономный элемент районирования, ограниченный приподнятыми структурами и характеризующийся очень большой мощностью отложений предположительно в основном мелового возраста. Северо-западная часть Северо-Чукотского бассейна частично выходит на континентальный склон, а с северо-восточной стороны ограничение бассейна представлено континентальным блоком Чукотского аваншельфа. Связь прогиба Куваева с другими тектоническими элементами, особенно в южной части, и соответственно уточнение конфигурации бассейна требуют уточнения. Структурные предпосылки нефтегазонаосности отложений Северо-Чукотского осадочного бассейна и прогиба Куваева чрезвычайно благоприятны. По имеющимся данным намечаются крупные поднятия в отложениях нижнего брукина, осложняющие южный борт Северо-Чукотского бассейна, представляющие несомненный интерес в нефтегазонаосном отношении. Вдоль этого же борта протягиваются зоны выклинивания и стратиграфического срезания отдельных пачек нижнебрукинских отложений, с которыми могут быть связаны возможные зоны нефтегазонакопления. Подобные же зоны намечаются на восточном борту прогиба Куваева. На границе нижнего и верхнего брукина вырисовываются дельтовые тела, которые также являются очень интересным объектом в нефтегазонаосном отношении. Интерес в отношении перспектив нефтегазонаосности могут представлять те структуры в пределах Врангелевско-Геральдской зоны, в пределах которых приближены к поверхности умеренно дис-

лоцированные породы верхнего элсмира, представляющие главные нефтеносные объекты на Аляске.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проанализированные в статье геолого-геофизические материалы дают основание сделать вывод о том, что развитие рассматриваемого региона происходило в условиях смены тектонического режима. На палеозойском этапе развития северная его часть характеризовалась платформенными условиями, накопление отложений происходило в основном в условиях шельфовых морей. Начиная с середины или конца юрского времени начинается новый этап, связанный с расколом единого континентального массива и возникновением мозаики отдельных блоков, возникших в процессе разрушения. Отложения существовавших до этого времени осадочных бассейнов подвергаются в меловое время дислокационным процессам, при этом дислокации развиваются на месте депоцентров прогибания предыдущих этапов как, например, во Врангелевско-Геральдской зоне. В меловое время на новом этапе развития в Амеразийском секторе возникают осадочные бассейны с повышенными мощностями отложений. Некоторые из них вначале наследуют прогибы предыдущих этапов (прогиб Куваева), другие сразу закладываются дискордантно по отношению к ранее существовавшим (Северо-Чукотский). Существует определенное различие между развитием структур в пределах Аляски и в более западных районах. По имеющимся материалам можно предполагать, что развитие на Аляске носило в целом более унаследованный характер, хотя депоцентры брукинского времени и смещены по отношению к элмирскому, а основные источники сноса материала этого времени располагаются уже на юге (поднятия хребта Брукса), а не на севере. Тем не менее наращивание разреза происходит, и это имеет большое значение для нефтегазоносности. Нефтегазоносные районы Аляски не имеют непосредственного продолжения в западных районах шельфа Чукотского моря, где выделяются самостоятельные отдельные возможные нефтегазоносные бассейны. Однако аналогия в строении имеется, прежде всего она предполагается в строении разреза. Опираясь на данные по геологии о. Врангеля и пробы донного материала, отобранные на хребте Нортвинд и в других местах, можно говорить о сходном характере верхнепалеозойского и нижнемезозойского разреза на Аляске и в более западных районах шельфа. Прямых данных о составе меловых (и, возможно, юрских) отложений в этих районах практически не имеется. Важным фактором являются тектонические и седиментационные формы, которые определяют наличие разнообраз-

ных типов ловушек углеводородов. Об этих формах можно судить на основании сейсмических материалов. Они показывают, что в пределах Северо-Чукотского прогиба и прогиба Куваева пока лишь в исследованной части разреза существует большое разнообразие форм, наряду со структурами антиклинального типа выделяются зоны выклинивания, стратиграфического срезания, дельтовые и другие аккумулятивные тела, благоприятные для накопления углеводородов. В российском секторе Чукотского моря, в западных частях его шельфа выделен крупный возможный Северо-Чукотский нефтегазоносный бассейн, в сложении которого, по всей вероятности, принимают участие две нефтегазоносные системы. Южнее расположен прогиб Куваева, перспективы которого также могут оцениваться высоко.

В качестве первоочередных выделяются два участка. Один из них расположен на южном борту Северо-Чукотского прогиба, здесь намечаются крупные положительные структурные формы, могущие явиться благоприятными ловушками для скоплений углеводородов и зоны выклинивания в меловых отложениях. Другой интересный участок намечается в пределах Врангелевско-Чукотской зоны инверсионных поднятий, где к поверхности на доступных глубинах могут быть приближены отложения верхнего палеозоя и низов мезозоя, являющиеся основными нефтесодержащими комплексами на Аляске.

*Благодарности.* Авторы благодарят за участие в обсуждении изложенных здесь проблем многих ученых, геологов и геофизиков "Дальморнефтегеофизики", сотрудников ВНИИОкеангеологии и других организаций, опубликованные и фондовые материалы которых они могли использовать. Авторы высоко ценят также усилия рецензентов этой статьи, которые своими критическими замечаниями и пожеланиями очень им помогли.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А. Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в Восточной Арктике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 4–16.
2. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
3. Бурлин Ю.К., Шешуков Д.В. Строение и нефтегазоносность шельфа Чукотского моря // Общие и региональные вопросы геологии. Проект Федеральной целевой программы "Интеграция". М.: ГЕОС, 1999. С. 102–108.
4. Грамберг И.С., Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система, глубинное строение и структурная эволюция Северного Ледовитого океана // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 14–158.

5. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Вискунов К.Г. и др. Нефтегазоносность Арктического супер-бассейна // Разведка и охрана недр. 2000. № 12. С. 24–30.
6. Кабаньков В.А., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.
7. Каминский В.Д., Поселов В.А., Погребницкий Ю.Е. и др. Обоснования внешней границы континентального шельфа России в Арктике, основные результаты и направления работ на ближайшую перспективу // Мировой океан: Минеральные ресурсы Мирового океана. М.: ВНИИТИ, 2001. С. 210–220.
8. Косьюко М.К., Заманский Ю.Я., Лонгинен А.Е., Иванова Н.Н. Граница Канадской котловины и Центрально-Арктической области поднятий в районе хребта Нордвинд (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Геолого-геофизическая характеристика литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 114–131.
9. Кругляк В.Ф., Куделькин В.В., Шипелькевич Ю.В. Структурные провинции Российского сектора Чукотского моря по данным комплексных геофизических исследований // Тез. докл. Междунар. геофиз. конференции. СПб., 2000. С. 342–344.
10. Оруджева Д.С., Обухов А.Н., Агапитов Д.Д. Перспективы нефтегазопосковок работ в Чукотском море // Геология нефти и газа. 1999. № 3–4. С. 28–33.
11. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагия, геоэкология / Под редакцией М.К. Косьюко, В.И. Ушакова. Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. Т. 200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
12. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.
13. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
14. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
15. Шатский Н.С. О тектонике Арктики. Геология и полезные ископаемые севера СССР. Т. 1. Геология. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. С. 149–168.
16. Шипелькевич Ю.В. О принципиальных подходах к интерпретации региональных сейсмических данных в слабо изученных районах Арктического шельфа. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 169–181.
17. Шипелькевич Ю.В., Бурлин Ю.К. Тектоническое соотношение седиментационных бассейнов на Чукотско-Аляскинском шельфе и перспективы их нефтегазоносности // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 368–372.
18. Bergquist Ch.L., Graham P.P., Johnson D.H., Rawlinson K.R. Canada's Mackenzie Delta: fresh look at an emerging basin // Oil and Gas Journal. 2003. № 3. P. 42–46.
19. Grantz A., Eittreim S., Dinter D. Geology and tectonic development of the continental margin North of Alaska // Tectonophysics. 1979. Vol. 59. P. 263–291.
20. Grantz A., May S.D. Regional geology and petroleum potential of the United States Chukchi shelf north of Point Hope // Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja California. Eds. Sholl D.W., Grantz A., Vedder J.G., (eds.), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series. 1987. Vol. 6. P. 37–58.
21. Grantz A., Clarck D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P. Phanerozoic stratigraphy of Northwind ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of in the Amerasia basin, Arctic Ocean // Geol. Soc. Am. Bull. 1998. Vol. 110. № 6. P. 801–820.
22. Houseknecht D.W., Kenneth J.B. Sequence stratigraphy of the Kingak Shale (Jurassic – Lower Cretaceous), national petroleum reserve in Alaska // AAPG Bulletin. 2004. Vol. 88. № 3. P. 279–302.
23. Hubbard R.J., Edric S.P., Rattay R.P. Geologic evolution and hydrocarbon habitat of the "Arctic Alaska microplate" Eds. I. Tailleir, P. Weimer. Alaskan North Slope geology: SEPM Pacific Section and Alaska Geological Society. 1987. Vol. 50. P. 797–830.
24. Kos'ko M.K., Cecile M.H., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.V., Lopatin B.G. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian Seas, Northeastern Russia // Geological Survey of Canada. Bulletin. 1993. Vol. 461. 101 p.
25. Shipelkevich Yu.V., Kudel'kin V.V., Kruglyak V.F., Shipelkevich I.V. Structure, evolution and hydrocarbon potential of sedimentary basin on the Russian Chukchi Shelf // Abstr. of III Intern. Conference on Arctic Margins. Alfred – Wegener Institute for Polar and Marine Investigation, Hannover, 1997.
26. Tailleir I.L. Probable rift origin of the Canada basin, Arctic geology // American Assoc. of Petrol. Geologists. Memoir. 1973. Vol. 19. P. 526–535.
27. Thurston D.K., Theiss L.F. Geologic report for the Chukchi Sea planning area. U.S. Mineral Management Service OSC Report, MMS 87-0045. 1997. 193 p.
28. Undiscovered oil and gas resources, Alaska federal offshore. U.S. Department of the Interior Minerals Management Service Alaska OCS Region / Ed. Kirk W. Sherwood. OCS Monograph MMS 98-0054. Anchorage, Alaska. 1998. 381 p.

Рецензент: Ю.А. Волож

## Principal Features of the Tectonic Evolution of Sedimentary Basins in the Western Chukchi Shelf and Their Petroleum Resource Potential

Yu. K. Burlin<sup>1</sup> and Yu. V. Shipel'kevich<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia*

<sup>2</sup>*All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologiya), Angliiskii pr. 1, St. Petersburg, 190121 Russia*

**Abstract**—The history of the formation of sedimentary basins located predominantly in the western shelf of the Chukchi Sea is considered along with the data on the geology of adjacent areas of the American part of the sea and northern Alaska reported in the available publications on this region. The main lithotectonic complexes that correspond to particular stages of evolution of the region are identified. The tectonic rearrangement of the structural grain in response to the formation of the Canada Basin resulted in the development of the North Chukchi Trough. Intense subsidence of this trough and accumulation of thick sedimentary sequence favored, in turn, the balanced inversion uplift of the Wrangel–Herald Zone spatially related to depocenters of older sediments. Vigorous uplift and folding ceased in the Albian. In the geologic record, these processes are marked by unconformity and overstep of the older structural features. The inversion uplifts continued to rise later. Analysis of the data available provides new insights into the structure and evolution of the region. The sedimentary basins with a great thickness of their fill were favorable for generation and accumulation of hydrocarbons. The large uplifted blocks, extensive wedge-out zones, and stratigraphic unconformities at the walls of troughs and uplift slopes are especially favorable for hydrocarbon accumulation. Permissive beds are correlated with the Neocomian–Aptian sequence in Alaska that hosts oil and gas fields. The Upper Paleozoic and Lower Mesozoic strata, which are the main petroliferous sedimentary rocks in Alaska, may occur at a shallow depth in the Wrangel–Herald Inversion Zone. The conclusions drawn in this paper should be taken into account during reappraisal of the petroleum resources throughout the entire Chukchi shelf. At present, several oil and gas prospects are outlined in the Russian part of the Chukchi Sea.

## ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЛОБАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА

© 2006 г. Б. А. Казанский

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
690041 Владивосток, ул. Балтийская, 43

Поступила в редакцию 18.06.2004 г.

Впервые на основе цифровых данных ЕТОРО 2' с высоким разрешением (по равномерной сетке  $2' \times 2'$  с интервалом высот 100 м) рассчитаны и построены диаграммы различных распределений потенциальной энергии рельефа континентов и дна океанов как одного из количественных показателей энергозатрат тектонических процессов. Основной запас потенциальной энергии континентов сосредоточен в высокогорных районах Азии и Ю. Америки с аномальным типом распределения энергии, а энергии дна океанов – в срединно-океанических хребтах. На долю рельефа дна океанов приходится в 5 раз больше энергии, чем на рельеф континентов. А суммарный запас потенциальной энергии глобального рельефа (с учетом изостатической компенсации денудации) оценивается в  $10^{33}$  эрг, что составляет лишь незначительную часть других статей энергетического бюджета Земли. 50% этой энергии накоплено за последние 70 млн. лет, а скорость накопления потенциальной энергии рельефа в настоящее время составляет  $10^{25}$  эрг/год, что в 1000 раз меньше полного геотермического потока и в 10 раз меньше энергии, высвобождаемой за год всеми землетрясениями. Однозначно связывать потенциальную энергию рельефа Земли с конкретным источником энергии пока нет оснований.

### ВВЕДЕНИЕ

Современная геотектоника не располагает достаточными средствами расчета энергозатрат тектонических процессов в пространстве и во времени, а встречающиеся в литературе оценки весьма противоречивы и ненадежны. Как отмечает Л.А. Маслов, “несмотря на большой объем проведенных исследований, роль многих энергетических источников в геологической истории Земли еще не осмыслена. Получаемые оценки неточны и во многом зависят от понимания сущности физического явления исследователем” [10, с. 19]. Так, например, в работе [2] приводится только грубая оценка потенциальной энергии рельефа континентов (оценка самой работы дана в рецензии [6]), а последняя оценка потенциальной энергии глобального рельефа получена Г.С. Голицыным, исходя из тектонически-нереальной модели “подъема всей коры со средней толщиной по суше и дну океана  $H = 20$  км на высоту  $h = 2.5$  км” [1, с. 4]. Между тем, современные базы цифровых данных по топографии земной поверхности позволяют получить более строгие объективные оценки. При этом важны не только и не столько абсолютные значения потенциальной энергии (составляющей неизвестную долю полных энергозатрат тектоники), сколько относительное распределение этой энергии в пространстве и во времени. Расчету и анализу этих распределений и посвящена данная статья.

### МЕТОДИКА РАСЧЕТА

При известном распределении высот  $0 \leq S(h) \leq 1$ , отображаемом гипсографической кривой, потенциальная энергия рельефа (без учета изостатической компенсации) может быть рассчитана двумя способами [3, 7]:

$$U_0 = \rho g S_0 \int_0^{h_{\max}} h S(h) dh = 0.5 \rho g S_0 \int_0^{S_0} h^2 dS, \quad (1)$$

где  $\rho$  – плотность горных пород, слагающих рельеф,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $h_{\max}$  – максимальная высота рельефа,  $S_0$  – полная площадь.

Для дискретного распределения  $N$  точек высот по равномерной сетке потенциальная энергия рельефа будет равна сумме потенциальных энергий  $M$  горизонтальных слоев толщиной  $\Delta h$ , где  $M = h_{\max}/\Delta h$ :

$$U_0 = \rho g \Delta h \sum_{i=1}^M h_i S_i = \rho g \Delta h \Delta S \sum_{i=1}^M h_i m_i \quad (2)$$

или сумме потенциальных энергий вертикальных призм с сечением  $\Delta S = S_0/N$ :

$$U_0 = 0.5 \rho g \Delta S \sum_{i=1}^M h_i^2 n_i, \quad (3)$$

где  $m_i$  – количество точек с высотой  $h_i$  в горизонтальном слое  $S_i$  для (2), а  $n_i$  – в гипсометрической ступени для (3). При расчете потенциальной энер-

гии рельефа (в поле силы тяжести) важен выбор начального (нулевого) уровня высот и энергии. Для континентов таковым является глобальный базис эрозии, находящийся несколько ниже уровня моря [5]. Само название “базис эрозии” (или денудации) означает уровень, до которого может (теоретически, в пределе) снизиться поверхность континентов в результате эрозии (денудации). Определить этот уровень можно разными способами: графически, по точке пересечения касательной к нижней ветви гипсографической кривой (плотности распределения гипсометрических ступеней) с осью высот, или теоретически, по положению на оси высот нуля теоретического графика функции распределения (по параметру сдвига [14]), аппроксимирующего реальное распределение. Морфологически он близок к уровню бровки шельфа океанических окраин континентов.

Для рельефа дна океанов, где эрозия и денудация не имеют определяющей роли, за нулевой уровень высот следует принимать асимптотически-предельную глубину эмпирически выявляемой зависимости глубины от возраста, или опять же параметр сдвига теоретического графика функции распределения (если таковой имеется), аппроксимирующего реальное распределение глубин в океанах [4]. Глубины глубоководных желобов по отношению к этому уровню представляют отрицательную аномалию рельефа.

### ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ РЕЛЬЕФА КОНТИНЕНТОВ

Распределения высот континентов рассчитаны нами по цифровым данным ETOPO 2<sup>1</sup> для равноплощадной сетки точек 4 на 4 дуговые минуты с шагом 100 м по высоте [8], т.е. в нашем случае имеем дискретные распределения высот при  $\Delta h = 100$  м и  $\Delta S = 54.8$  км<sup>2</sup> (4' × 4'), по которым рассчитывались относительные и абсолютные распределения потенциальной энергии рельефа относительно уровня –200 м по континентам. А распределение энергии по 5-градусным широтным поясам и по 10-градусным долготным зонам рассчитывалось по сетке 2' × 2' для  $\Delta S = 13.7$  км<sup>2</sup>. На рис. 1 в форме диаграмм областей с накоплением офисной программы MS Excel показано площадное распределение энергии для 6 континентов, соответствующее формуле (3), а на рис. 2 площадное распределение энергии всех континентов (включая острова) по 5-градусным широтным зонам от 70° с.ш. до 60° ю.ш. Оба рисунка сделаны в одинаковом масштабе по вертикальной оси. Масштаб абсолютных значений по горизонтальным осям условный: графики для энергии строились по значениям произведений, стоящих под знаками суммы в формулах (2) и (3), а для площадей батиметрических ступеней – в тысячах точек (площадок по 13.7 км<sup>2</sup>), приходящихся на батиме-

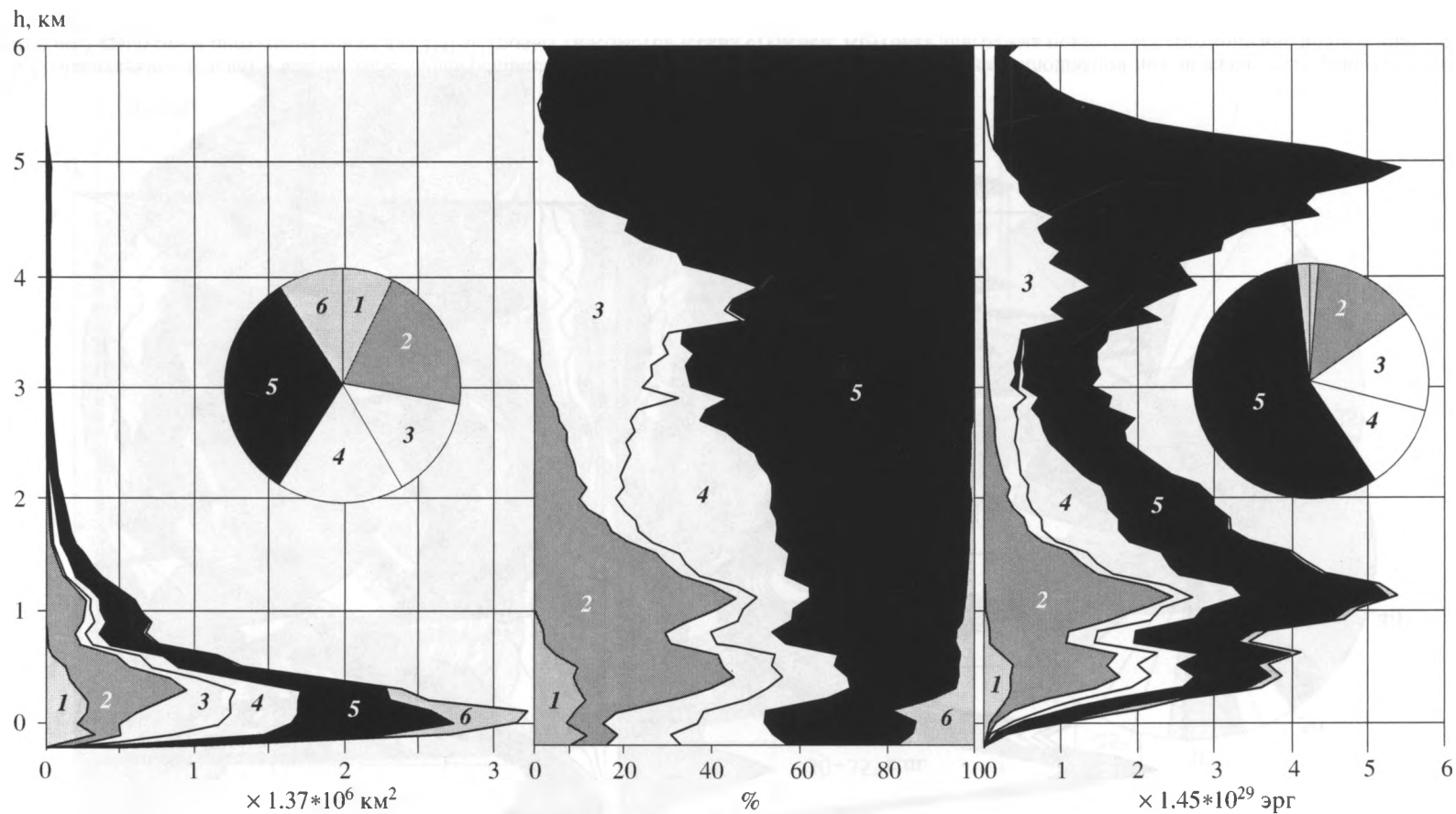
трическую ступень, но может быть выражен и в процентах от полной площади. Для пересчета указанных на горизонтальных осях значений в единицы площади (в км<sup>2</sup>) и энергии (эрги или Джоули) их нужно умножить на множители, подписанные ниже, выраженные в соответствующих единицах, а для учета изостатической компенсации при денудации – еще и на изостатический множитель [9]. Графики распределений при этом не изменятся, изменится только оцифровка горизонтальных осей. Диаграммы изначально строились в цвете, но представлены в черно-белой распечатке, поэтому вместо цветовой легенды на рисунках, где границы зон не подписаны, следует использовать круговые диаграммы, на которых указаны границы широтных и долготных зон.

Площадное распределение энергии континентов по 10-градусным долготным зонам показано на рис. 3. Огибающая суммарного графика абсолютных значений плотности распределения энергии несколько отличается от таковой на рис. 2 за счет того, что в долготное распределение, помимо всех островов, включена площадь Антарктиды севернее 72° южной широты и площадь южной части Гренландии, дающих дополнительную энергию.

Послойное распределение потенциальной энергии рельефа континентов менее информативно и выражается более гладкими кривыми [7], чем площадное, поскольку (по определению) в нем суммируется энергия горизонтальных срезов рельефа по всем континентам на заданной высоте независимо от максимальных (или аномальных) высот на данной площади, а в площадном распределении энергия (вертикальных призм) определяется конкретной высотой данного участка (данной гипсометрической ступени). Диаграммы послойного распределения энергии здесь не приводятся.

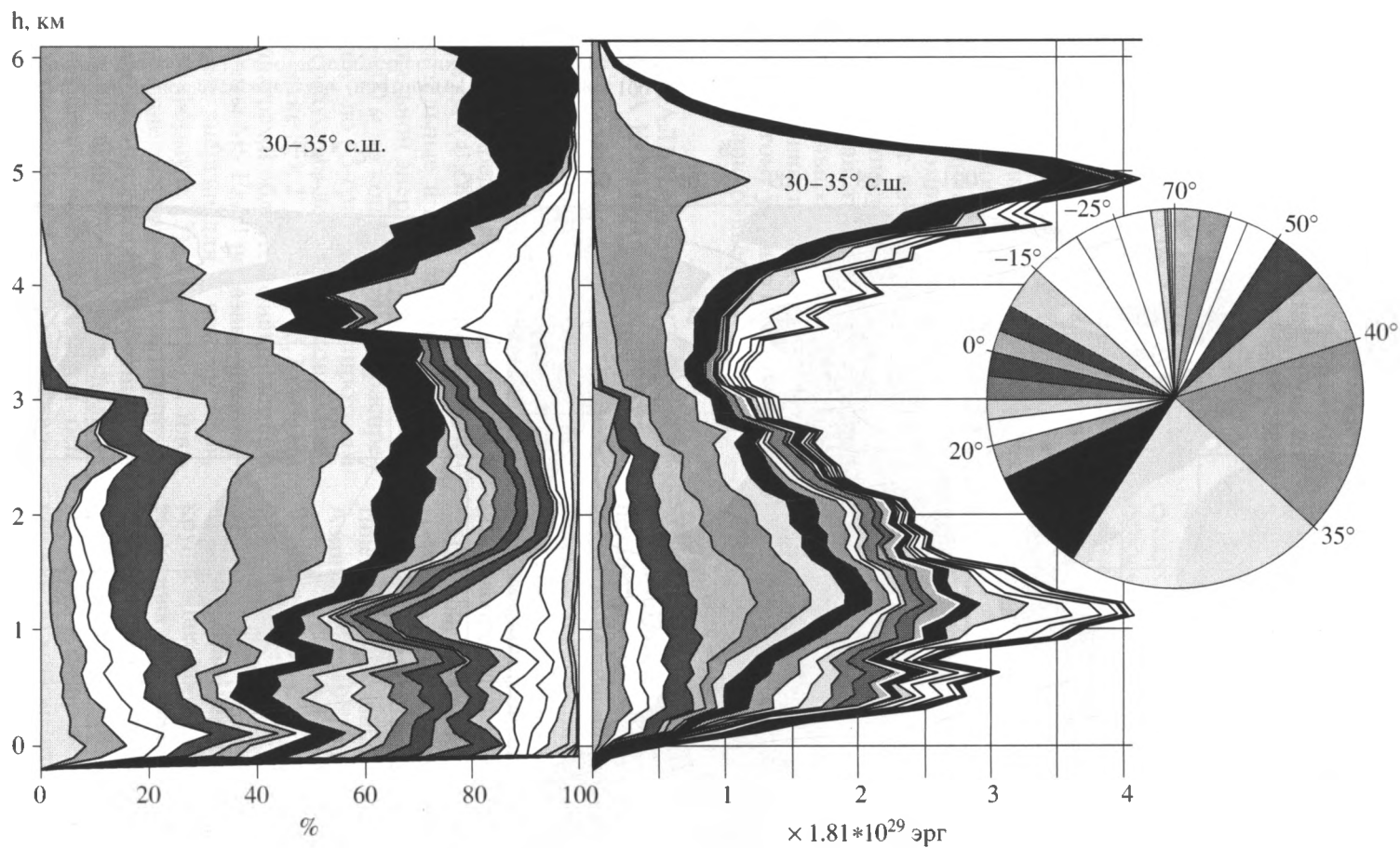
Полные значения потенциальной энергии рельефа относительно уровня –200 м, обычно ассоциируемого с границами и базисом денудации континентов [5], равны: для Европы  $0.42 \times 10^{30}$ , для Азии  $12.29 \times 10^{30}$ , для С. Америки  $2.9 \times 10^{30}$ , для Ю. Америки  $3.45 \times 10^{30}$ , для Африки  $3.49 \times 10^{30}$ , для Австралии  $0.50 \times 10^{30}$  и для суммы всех континентов (не считая Антарктиду)  $24.98 \times 10^{30}$  эрг. Максимальные запасы энергии рельефа у четырех крупнейших континентов приходятся на 4 разных высотных интервала – по 2 по каждую сторону от суммарного минимума на высоте 3 км.

Рисунки 1–3 показывают крайнюю неравномерность в распределениях потенциальной энергии как по континентам, так и по широтным и по долготным зонам. Больше половины (57%) потенциальной энергии континентов приходится на Азию, а в Азии почти 50% энергии в площадном распределении (см. рис. 1) обеспечивается относительно небольшой площадью с высотами 3–6 км,



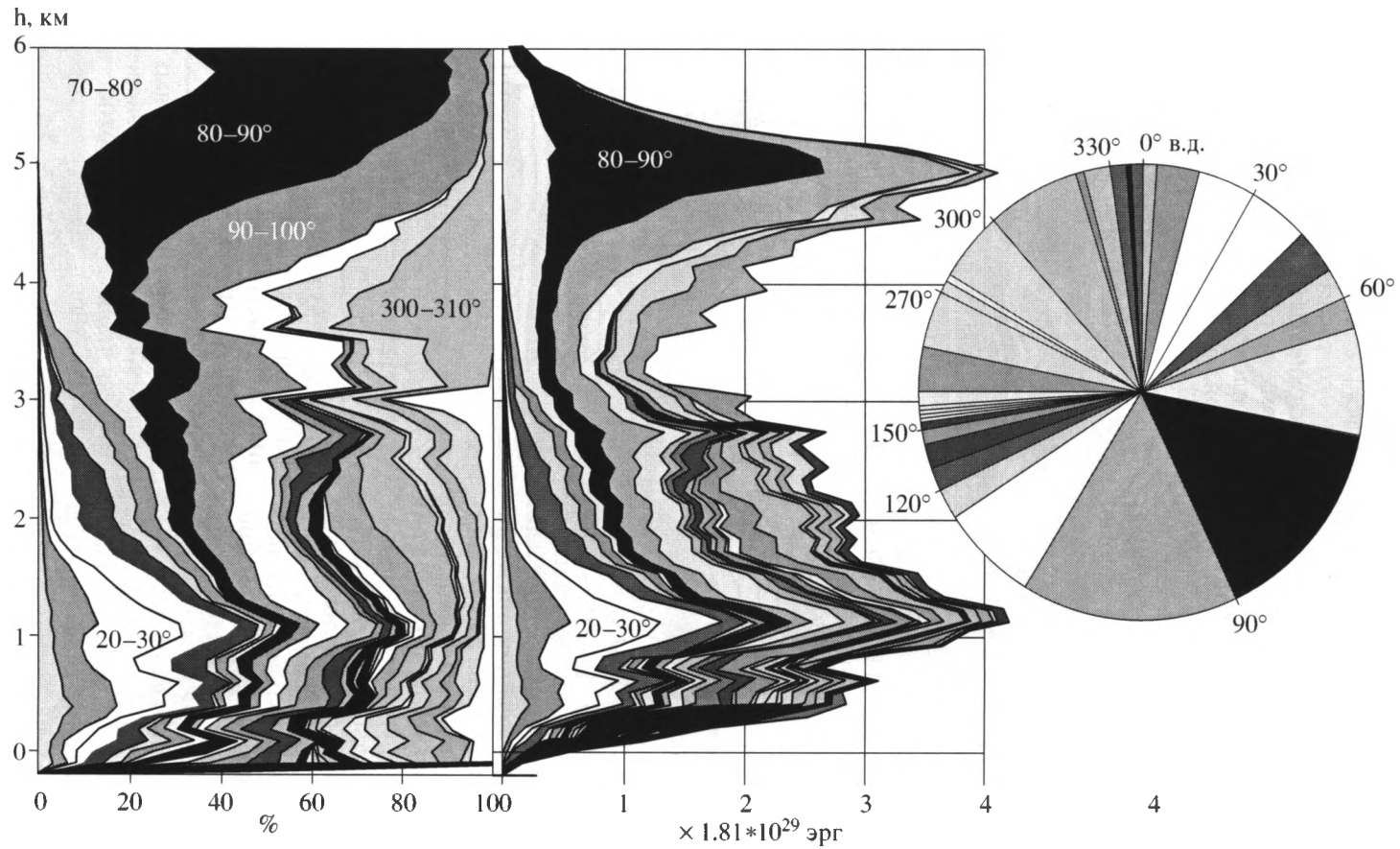
**Рис. 1.** Дифференциальное распределение (плотность распределения) 100-метровых гипсометрических ступеней континентов в абсолютном (слева) и в относительном масштабе (по центру) и соответствующее им распределение абсолютных значений потенциальной энергии (справа) для формулы (3). Относительное распределение плотности энергии тождественно распределению площадей гипсометрических ступеней. Круговые диаграммы показывают соотношения полных площадей континентов (слева) и полных значений потенциальной энергии континентов (справа)

1 – Австралия; 2 – Африка; 3 – Ю. Америка; 4 – С. Америка; 5 – Азия, 6 – Европа



**Рис. 2.** Относительное (слева) и абсолютное дифференциальное распределение (плотность распределения) площадной потенциальной энергии рельефа континентов по 5-градусным широтным зонам для 100-метровых гипсометрических ступеней. Круговая диаграмма показывает соотношение полных значений потенциальной энергии континентов для 5-градусных широтных зон





**Рис. 3.** Относительное (слева) и абсолютное дифференциальное распределение (плотность распределения) площадной потенциальной энергии рельефа континентов по 10-градусным долготным зонам с запада на восток для 100-метровых гипсометрических ступеней. Круговая диаграмма показывает соотношение полных значений потенциальной энергии континентов для 10-градусных долготных зон

однозначно сопоставляемой с областью Тибета и Гималаев в широтной зоне 30–40° с.ш. (см. рис. 2) и в долготной зоне 70–100° в.д. Еще более аномально площадное распределение энергии в Ю. Америке, где на долю высокогорных районов Анд южнее 10° ю.ш. с высотами 3–5 км приходится около 70% энергии, но в распределении по широтным зонам эта аномалия практически не проявляется на фоне азиатской аномалии. Максимум на высоте 2 км в площадном распределении энергии рельефа С. Америки (см. рис. 1, область 4) обеспечивают Скалистые горы в южной половине континента. Африканский континент, несмотря на его значительную приподнятость над остальными континентами [5], обеспечивает практически такой же запас потенциальной энергии (но в другом диапазоне высот), как и Ю. Америка, в полтора раза меньшая по площади, а максимум на высоте 1.2 км в распределении высот Африки, выраженный небольшим вторичным пиком (см. рис. 1, область 2), обязан своим происхождением исключительно южной части континента (южнее 10° ю.ш.), имеющей аномально большую среднюю высоту. Потенциальная энергия рельефа Африки в этом интервале высот равна таковой в рельефе Азии и лучше проявляется в долготном распределении (см. рис. 3).

### ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ЭНЕРГИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНОВ

Дифференциальное распределение глубин (высот рельефа дна) океанов (без Северного Ледовитого) по 5-градусным широтным зонам в диапазоне широт от 72° с.ш. до 72° ю.ш., рассчитанное по тем же данным ЕТОРО 2' и показанное также диаграммой областей с накоплением на рис. 4, занимает практически такой же диапазон высот, что и распределение высот континентов, но характер распределения совершенно другой (аналогичные распределения имеют и отдельные океаны). Непосредственно применять к нему формулы (2) и (3) нельзя, т.к. в это распределение входят высоты переходной зоны и подводных окраин континентов, частично учтенные ранее. К тому же не определен нулевой уровень отсчета высот и энергии рельефа дна в океанах. Поэтому в этом распределении нужно сначала выделить океаническую составляющую, аппроксимируя ее подходящей теоретической кривой, типа показанной сплошной белой линией на рис. 4, а затем воспользоваться формулами (1).

Теоретическое распределение  $f(z)$  глубин океанов (высот  $z$  рельефа дна) можно получить, учитывая эмпирически установленные зависимости – экспоненциальную между площадью и возрастом коры  $S \sim \exp(t)$  [11] и квадратичную между глуби-

ной и возрастом  $z^2 \sim t$  [12], где вертикальная координата  $z$  – линейная функция глубины. Тогда:

$$f(z) = -\frac{dS}{dz} = -\frac{dS}{dt} \left| \frac{dt}{dz} \right| = 2z \exp(-z^2). \quad (4)$$

Распределение (4) называется распределением Релея [14], график которого и приведен на рис. 4. Именно таким распределением аппроксимировались ранее батиметрические функции океанов [4]. К тому же распределению можно прийти, принимая плотность энергии рельефа постоянной на любой глубине, т.е.  $U/S = C$ . Отсюда  $dU/dz = CdS/dz = -zS$ , так что:

$$-zdz = C \frac{dS}{S}, \quad S = \exp\left(-\frac{z^2}{2C}\right) \text{ и} \quad (5)$$

$$f(z) = -\frac{dS}{dz} = \frac{z}{C} \exp\left(-\frac{z^2}{2C}\right).$$

Параметры распределения Релея, показанного на рис. 4, следующие: максимальная (теоретически) глубина океана  $H_{\max}$ , соответствующая  $z = 0$  распределения Релея и принимаемая за нулевой энергетический уровень океанов, равна 6100 м (что меньше определенной ранее по картометрическим данным [4]), средняя глубина  $H_{cp} = 4220$  м, что дает среднюю высоту рельефа дна океанов  $h = 1880$  м. Для расчета потенциальной энергии рельефа дна выразим плотность вероятности распределения Релея через эту среднюю высоту, тогда:

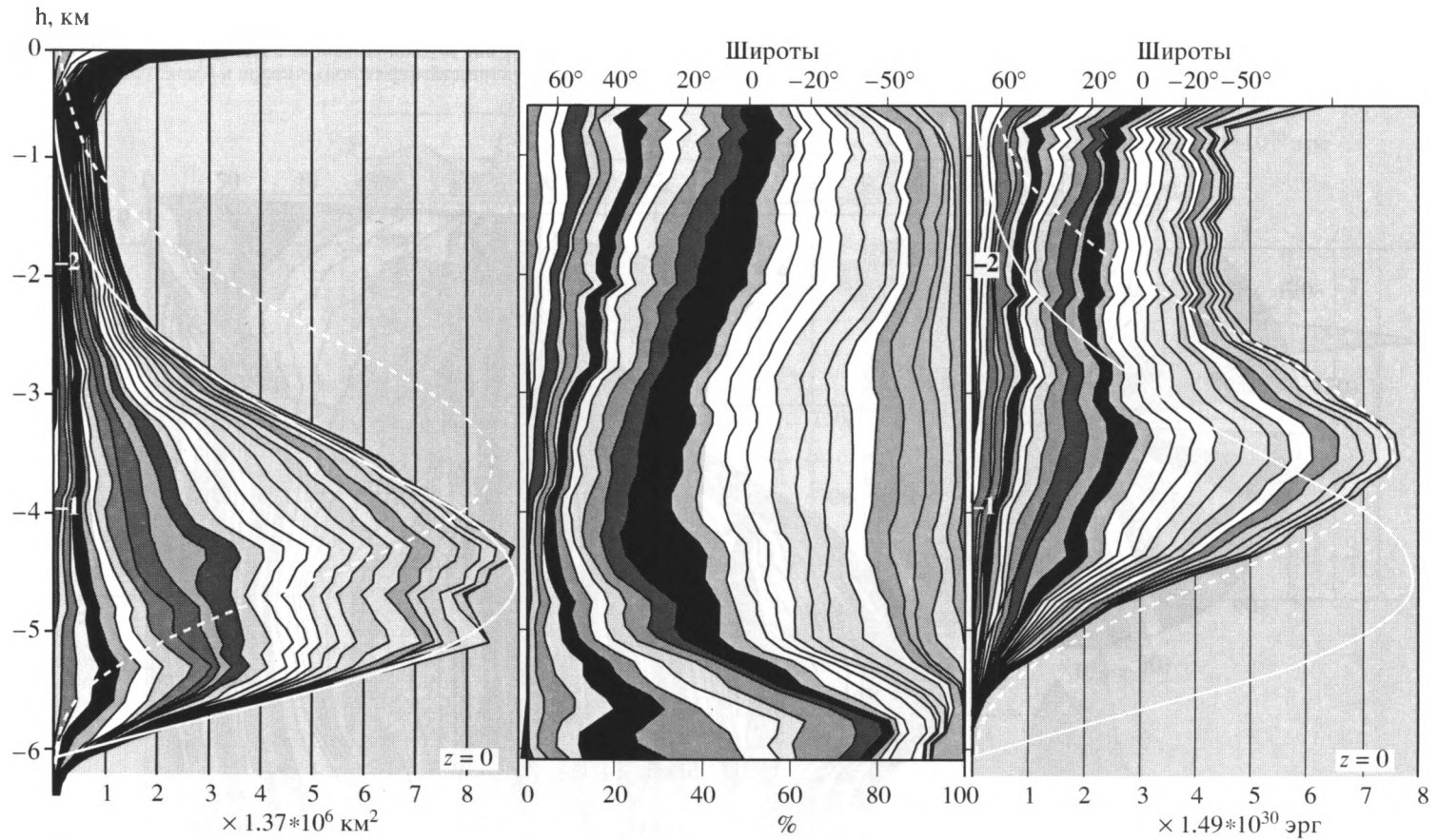
$$f(z) = \frac{\pi z}{2h^2} \exp\left(-\frac{\pi z^2}{4h^2}\right),$$

$$S(z) = S_0 \int_0^{\infty} f(z) dz = S_0 \exp\left(-\frac{\pi z^2}{4h^2}\right) \text{ и} \quad (6)$$

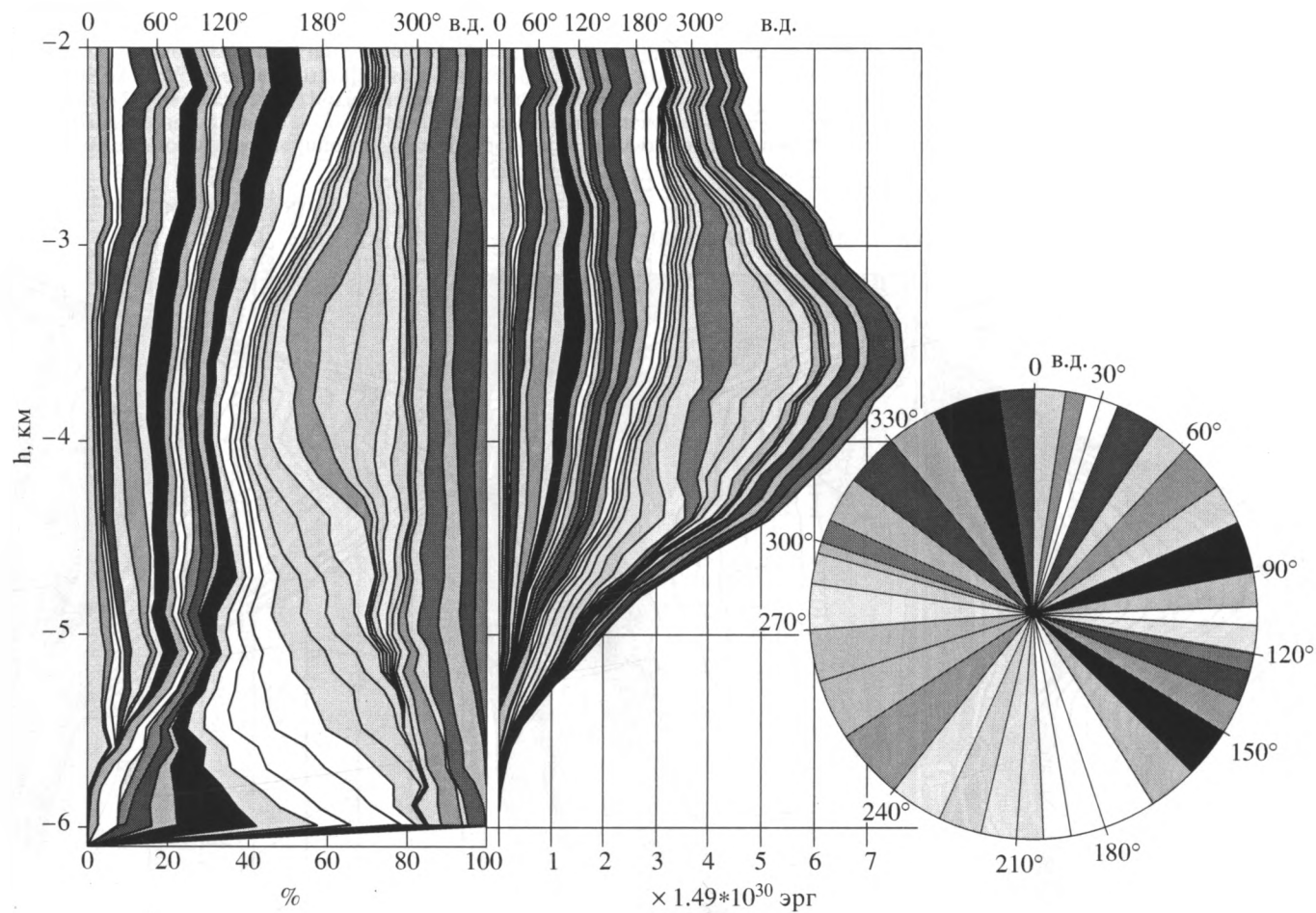
$$U_0 = \rho g \int_0^{\infty} z S(z) dz = \rho g S_0 \int_0^{\infty} z \exp\left(-\frac{\pi z^2}{4h^2}\right) dz = 2\rho g S_0 h^2 / \pi.$$

Здесь  $S_0 = 2.55 \times 10^{14} \text{ м}^2$  – полная площадь новообразованной океанической коры, включая Северный Ледовитый океан [11], а не полная площадь океанов,  $\rho$  – разность плотностей горных пород дна океанов и морской воды.

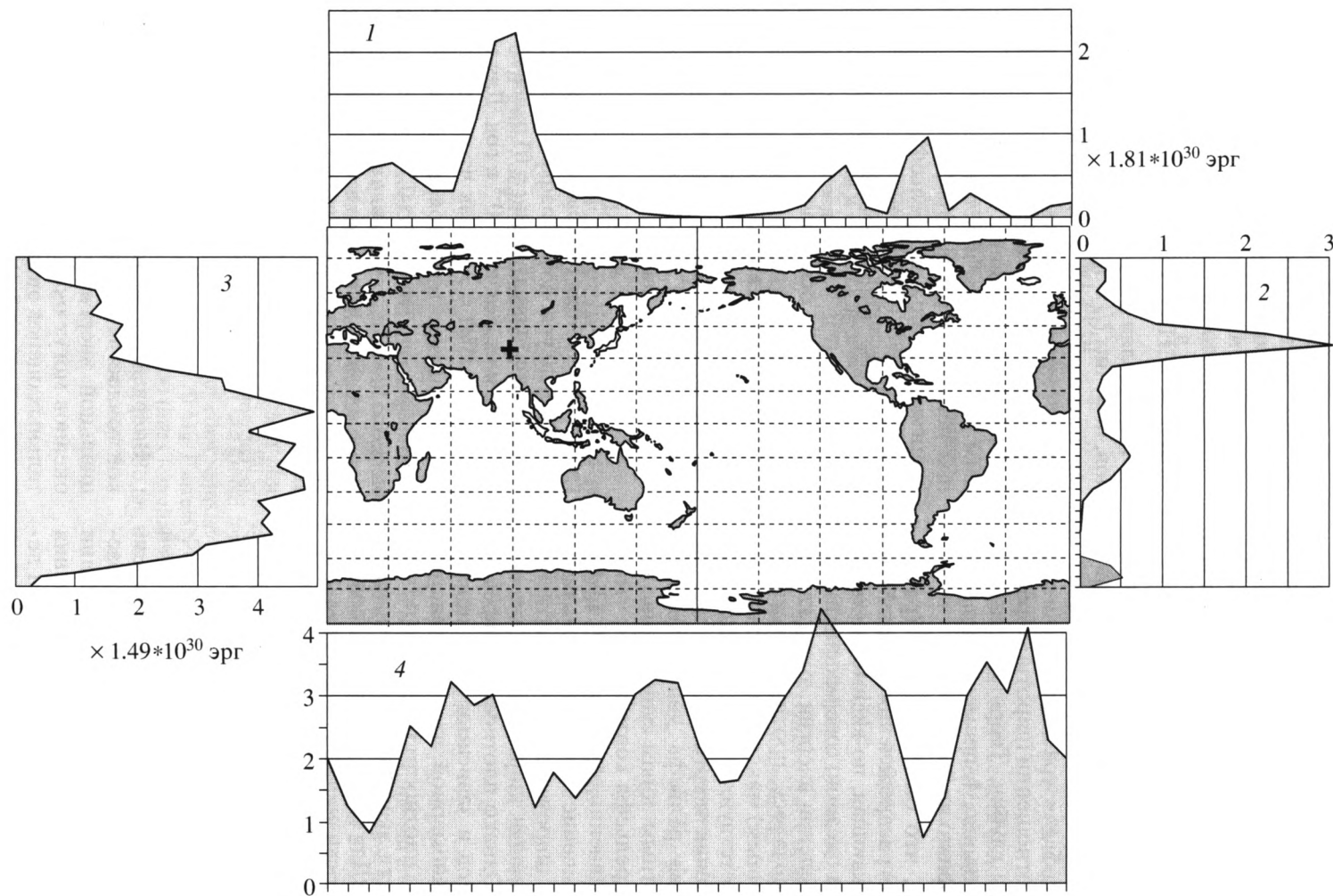
Как следует из приведенных выше формул, послойное распределение энергии рельефа дна океанов тождественно плотности распределения высот (глубин), т.е. (теоретически) также является распределением Релея; теоретический график площадного распределения энергии показан на рис. 4 пунктирной кривой с максимумом на глубине 3.5 км, соответствующей приосевым частям срединно-океанических хребтов. Эта кривая хорошо аппроксимирует и распределение энергии, рассчитанное по формуле (3) для глубин бо-



**Рис. 4.** Дифференциальное распределение (плотность распределения) 100-метровых батиметрических ступеней Мирового океана (без Северного Ледовитого) по 5-градусным широтным зонам с севера на юг (слева) в сопоставлении с теоретической кривой распределения Релея (сплошная белая кривая) и соответствующий ему график плотности распределения потенциальной энергии рельефа дна (пунктирная кривая) относительно уровня  $z = 0$  (глубины 6100 м), рассчитанная по формуле (6). По центру представлено соотношение площадей и энергии 5-градусных широтных зон Мирового океана в относительном масштабе. Справа показаны результаты расчетов распределения потенциальной энергии рельефа дна Мирового океана до глубин 600 м относительно уровня  $-6100$  м по формуле (3). Белые кривые те же, что и слева



**Рис. 5.** Относительное (слева) и абсолютное дифференциальное распределение (плотность распределения) площадной потенциальной энергии рельефа океанов по 10-градусным долготным зонам с запада на восток для 100-метровых гипсометрических ступеней в интервале глубин 2–6.1 км. Круговая диаграмма показывает соотношение полных значений потенциальной энергии океанов для 10-градусных долготных зон



**Рис. 6.** Сопоставление распределений энергии рельефа с распределением континентов и океанов  
 1–4 – распределения потенциальной энергии рельефа континентов: 1 – по 10-градусным долготным зонам, 2 – 5-градусным широтным зонам, 3 – 5-градусным широтным зонам, 4 – 10-градусным долготным зонам. Крестиком отмечен центр главной аномалии энергии континентов

лее 2500 м, но отсекает значительную часть диаграммы распределения энергии на меньших глубинах, т.е. фиктивную энергию не учитываемой разности между полной площадью океанов и площадью новообразованной океанической коры. Относительное распределение потенциальной энергии по 5-градусным широтным зонам тождественно распределению площадей гипсометрических ступеней и не зависит от выбора начала отсчета высот, поэтому на рис. 4 оно показано для более широкого диапазона глубин – от 0 до 6.4 км. На глубинах менее 5.5 км это распределение достаточно равномерное, поэтому круговая диаграмма для него не приведена. Более неравномерно долготное распределение энергии океанов, показанное на рис. 5 для урезанного (учитывая сказанное выше в отношении широтного распределения) диапазона глубин. Теоретические кривые, приведенные на рис. 4, применимы и к долготному распределению на рис. 5.

Примечательно, что бимодальность (раздвоенность максимума) распределении глубин Мирового океана (отражающая, по-видимому, двустворчатость эволюции океанов) совершенно не проявляется в распределении энергии, тогда как для континентов наблюдалось противоположное – небольшим (вторичным) максимумам в распределении высот соответствуют главные максимумы (пики) в распределении энергии. К тому же, распределение энергии рельефа дна океанов по 5-градусным широтным зонам существенно равномернее, чем для рельефа континентов, что хорошо видно при сравнении рисунков 2 и 4. Неравномерность (уменьшение энергии) проявляется только на высоких широтах за счет естественного сокращения площади широтных зон океанов на этих широтах. Однако плотность распределения энергии океанов в зависимости от широты оказывается не равномерной, что не согласуется с идеей постоянства плотности теплового потока. Максимум плотности энергии приходится на интервал 25–30° ю.ш. Для более детального анализа зависимости плотности энергии от широты необходимы расчеты для широтных зон отдельных океанов с учетом локальных асимптотически-предельных глубин (начала отсчета), которые также зависят от широты.

На заключительном обобщающем рис. 6 распределение полных значений потенциальной энергии рельефа континентов и океанов по широтным и долготным зонам сопоставлено с распределением континентов и океанов. Аномалии на концах графика широтного распределения энергии континентов (2) связаны с высотами ледовых щитов Гренландии и Антарктиды, а не с высотами поверхности континентальной коры. Четыре аномалии в долготном распределении энергии континентов однозначно связываются с четырьмя континентами. В долготном распреде-

лении энергии рельефа дна океанов наблюдается 4 аномалии на три океана, разделенные четырьмя минимумами, три из которых обусловлены сокращением доли площади океанов в долготных зонах за счет площади континентов, но минимум на 190–200° в.д. приурочен к самой широкой (в широтном направлении) части Тихого океана, где сильно сокращена мелководная часть (глубины менее 4 км).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТОВ

Подставляя в (6) числовые значения для океанов, получим  $U_0 = 1.29 \times 10^{32}$  эрг, что в 5 раз больше потенциальной энергии рельефа континентов. Потенциальную энергию глобального рельефа можно оценить величиной  $1.65 \times 10^{32}$  эрг, что в 50 раз меньше оценки, полученной Г.С. Голицыным [1]. С учетом изостатической компенсации при денудации [6] полный запас потенциальной энергии глобального рельефа может составить что-то около  $10^{33}$  эрг, что эквивалентно, например, ~0.05% кинетической энергии вращения Земли.

Поскольку основная доля потенциальной энергии рельефа поверхности Земли приходится на рельеф дна океанов и  $U/S = const$ , для оценки мощности генерации потенциальной энергии можно воспользоваться экспоненциальной связью между площадью океанической коры и возрастом, записав ее в виде:

$$S = S_0 \exp(-\lambda t), \quad (7)$$

где  $\lambda$  – постоянная генерации, которую можно определить по угловому коэффициенту экспоненты в начале координат (при  $t = 0$ ) равному примерно 1 на 100 млн. лет или  $10^{-8}$  в год. Для настоящего времени  $-dS/dt = \lambda S_0$ , так что и генерация энергии составляет в настоящее время  $U_0 \times 10^{-8} = 10^{25}$  эрг/год, что равно 0.1% полного геотермического потока, пятимиллионной части солнечной постоянной, или десятой части энергии, высвобождаемой за год всеми землетрясениями [13]. Более полную сводку об энергетических источниках в недрах земли и о мощностях некоторых планетарных процессов можно найти в работе [10].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые рассчитанные и построенные с высокой точностью диаграммы распределений потенциальной энергии рельефа континентов и дна океанов могут оказаться полезными для сравнительных оценок энергозатрат в различных тектонических построениях. Из приведенных числовых сопоставлений видим, что потенциальная энергия рельефа равна лишь незначительной части других статей энергетического бюджета Земли, поэтому однозначно связывать образование

рельефа с каким-то единственным (конкретным) источником энергии, как это делает, например, Г.С. Голицын [1], объявляя геотермический поток первопричиной всей геодинамики, пока нет никаких обоснований. Тем более что первопричина самого геотермического потока до сих пор не ясна, и он сам может быть производным от энергии вращения [13]. Противоречат этому и существенные качественные и количественные различия в распределении энергии на континентах и в океанах, свидетельствующие в пользу различных источников энергии.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голицын Г.С. Статистическое описание рельефа поверхности планеты и его эволюции // Физика Земли. 2003. № 7. С. 3–8.
2. Иванов С.С. Энергетический подход к анализу глобального рельефа земной поверхности // Геоморфология. 1989. № 2. С. 3–12.
3. Казанский Б.А. Энергетический принцип интерпретации основных закономерностей развития рельефа Земли // Теория и методы прогноза изменений географической среды. Вып. 1. Ч. I. Иркутск. 1973. С. 33–36.
4. Казанский Б.А. Батиметрическая функция Атлантического и Тихого океанов // Океанология. 1974. Т. XIV. Вып. 3. С. 489–492.
5. Казанский Б.А. Ревизия данных по гипсометрии континентов // Геоморфология. 1988. № 3. С. 13–18.
6. Казанский Б.А. Об энергетическом подходе к анализу рельефа (по поводу статей С.С. Иванова) // Геоморфология. 1992. № 2. С. 26–27.
7. Казанский Б.А. Потенциальная энергия рельефа как количественный показатель энергозатрат тектонических процессов // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXVII Тектонического совещания. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 254–258.
8. Казанский Б.А. Гипсометрический анализ континентов по цифровым данным // Геоморфология. 2005. № 1. С. 60–67.
9. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.
10. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
11. Никольский Ю.И. Генетический ряд современных океанов и их континентальных окраин по геофизическим данным // Росс. геофиз. журнал. 2002. № 27–28. С. 109–132.
12. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
13. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
14. Хастингс Н., Пикок Дж. Справочник по статистическим распределениям. М.: Статистика, 1980. 96 с.

Рецензенты: Н.В. Короновский,  
В.Г. Трифонов, Ю.Н. Авсюк

## Energetic Analysis of Global Topography

B. A. Kazanskii

*Ilichev Pacific Oceanological Institute, Far East Division, Russian Academy of Sciences,  
Baltiiskaya ul. 43, Vladivostok, 690041 Russia  
e-mail: bakaz@poi.dvo.ru*

**Abstract**—Diagrams of the various distributions of the potential energy of the continental and oceanic-bottom topography as a quantitative indices of energy consumption by tectonic processes have been calculated and plotted for the first time on the basis of high-resolution ETOPO 2' digital data on a 2' × 2' uniform network with height intervals of 100 m. The main reserve of the potential energy of the continents and oceanic bottom concentrates in mountainous regions of Asia and South America with an anomalous type of energy distribution and in mid-oceanic ridges, respectively. The topography of the oceanic bottom bears five times more energy than the continental topography. With allowance for the isostatic compensation of denudation, the bulk reserve of the potential energy of the global topography is estimated at  $10^{33}$  erg, a value which amounts to only an insignificant fraction of other items in the energetic budget of the Earth. Fifty percent of this energy has been gained over the last 70 Ma. Currently, the rate of accumulation of the potential energy of the topography is  $10^{25}$  erg/yr, i.e., 1000 times less than the bulk geothermal flow and 10 times less than energy released by all earthquakes during a year. So far, there are no grounds to bind the potential energy of the Earth's topography with a specific source.

## ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ В “ИЗБРАННЫХ ТРУДАХ” Ю.М. ПУЩАРОВСКОГО

© 2006 г. А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7*

В 2005 г. вышли в свет избранные труды<sup>1</sup> выдающегося ученого-геолога академика Ю.М. Пущаровского, посвященные фундаментальным вопросам тектоники и геодинамики. В рецензируемом издании представлены основные работы автора, касающиеся различных аспектов тектоники континентов, океанов и Земли в целом. Публикации скомпонованы в двух томах: “Общие вопросы тектоники и геодинамики” (т. 1) и “Тектоника океанов” (т. 2). Обе книги внушительны по объему (730 страниц). Они с исчерпывающей полнотой отражают творческий диапазон автора, разнообразие его научных интересов, глубину проработки самых сложных проблем современной геотектоники. Широкое признание получили его исследования по региональной геологии нашей страны и зарубежья. Однако с особой полнотой дарование Ю.М. Пущаровского проявилось, когда основной темой его исследования стали общие закономерности строения и развития основных структурных элементов Земли.

Широкий спектр фундаментальных проблем рассмотрен в работах, собранных в 1 томе. В них представлена разработка таких вопросов как главная структурная асимметрия Земли; строение, тектоническое развитие и геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов планеты; нелинейная геодинамика; структура и геодинамика мантии Земли; дрейф континентов как следствие течения глубинных масс и тектоническая расслоенность литосферы как отражение этого глобального явления. В краткой рецензии невозможно дать достаточно полный обзор всех работ автора, в которых рассмотрены перечисленные выше вопросы. Остановимся лишь на некоторых.

Работы, касающиеся первого из них, собраны в разделе “Главная структурная асимметрия Земли”. В нем Ю.М. Пущаровский обосновал существование Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов, показав различия в структуре этих двух крупнейших тектонических элементов Земли, особенностях их геодинамической эволюции, строении мантии. Так, например, для Тихоокеан-

ского сегмента, построенного в целом проще, характерен мощный апвеллинг разогретого вещества в центральных частях и планетарные даунвеллинги холодной мантии по его периферии. Последние по данным сейсмотомографии достигают ядра Земли и обозначают границы Тихоокеанского сегмента. Индо-Атлантический сегмент построен сложнее. Здесь сконцентрированы основные континентальные массивы. Деструктивные процессы в пределах последних, приводящие к появлению новообразованных непродолжительно живущих океанических бассейнов, их закрытие и перераспределение континентальных блоков являются определяющими геодинамическими процессами этого сегмента. Соответственно, более сложной является структура его мантии. Опираясь на структурно-геологические и геохимические данные, автор предложил модель “геодинамической экспансии” в пределах Тихоокеанского сегмента глубинных процессов, свойственных Индо-Атлантическому.

Другим направлением научных исследований Ю.М. Пущаровского является постановка и разработка новой для геотектоники проблемы – “нелинейной геодинамики”. Благодаря введению этого понятия геодинамика утратила свое прежнее детерминистское начало. Нелинейная геодинамика отражает радикальные отклонения от линейной последовательности в развитии геодинамических систем, порождающие неупорядоченность в геологических процессах. Подойти к представлениям о большой роли нелинейных эффектов удалось благодаря изучению петрологии океанского магматизма, структурных и геофизических неоднородностей континентов и океанов. Теснейшим образом положения нелинейной геодинамики связаны с выводом, сравнительно давно сформулированным Ю.М. Пущаровским, о существовании в строении различных оболочек Земли латеральных и вертикальных геологических неоднородностей, обуславливающих формирование тектонических структур и характер магматических проявлений, их петрологическую и геохимическую специфику. Корни нелинейных геодинамических процессов, таким образом, могут находиться на любых глубинных уровнях. Как следует из сейсмотомографических материалов, это связано с

<sup>1</sup> Ю.М. Пущаровский. Избранные труды. Т. 1 и 2. Москва: Наука, 2005. 730 с.



изменчивостью геодинамических и энергетических свойств различных геосфер, свойств, меняющихся как по вертикали, так и по латерали. На этом основании именно Ю.М. Пушаровским сформулировано положение о том, что совокупность разномасштабных и разноуровневых геодинамических процессов является фактором, определяющим многообразие геологического строения Земли.

Будучи сторонником концепции глобального мобилизма, Ю.М. Пушаровский согласно своей модели геодинамики мантийных геосфер приходит к заключению о всеобъемлющем течении масс горных пород, обусловившем смещение континентальных блоков по тектоническим срывам. Сейчас эта модель распространена на всю тектоносферу. Такая постановка вопроса потребовала переосмысления существующих представлений о строении мантии, в связи с чем Ю.М. Пушаровский публикует серию работ, в которых он предлагает принципиально новую схему структуры мантии. В первую очередь здесь следует отметить две статьи “Геосферы мантии Земли” (1999), написанную совместно с Д.Ю. Пушаровским, и “Тектоника и геодинамика мантии Земли” (2001). В них материалы сейсмотомографии коррелируются с данными об известных геофизических рубежах в мантии, а также данными о минеральном составе и минералогических преобразованиях ее вещества на разных глубинных уровнях. Важнейшим элементом предложенной модели является выделение мощной средней мантии, обособленной от верхней и нижней зонами раздела, характеризующимися более сложным и контрастным распределением плотностных неоднородностей. Все это позволило предложить модель автономной геодинамики мантийных геосфер. Согласно этой модели все они отличаются латеральной изменчивостью тектонических обстановок, связанной с дисгармоничным течением мантийных масс прежде всего вдоль субгоризонтальных вязких срывов. Процесс этот носит хаотический и нелинейный характер. Учитывая это, Ю.М. Пушаровский предложил распространить понятие “тектоносфера” Земли на всю мантию.

Заканчивая обзор работ, представленных в 1 томе, следует отметить, что в последнем его разделе, озаглавленном “Проблемы планетарной тектоники”, сформулирован ряд фундаментальных проблем теоретической тектоники, требующих дальнейшей разработки. “Одно из направлений таких работ – тектоника глубинных геосфер, выявление возникающих в них тектонических деформаций и механизмов их образования. Исходным положением в отношении этих механизмов является признание образования в мантии разноглубинных энергетических очагов, возникающих вследствие движения масс по субгоризонтальным глубинным срывам...” (т. I, с. 328).

Другое направление исследований – изучение тектонического течения коровых и мантийных масс. Это по сути своей мобилистическое направление в тектонике позволяет создать основу для глобальных геодинамических построений. Автором специально подчеркивается, что решение всех этих крайне сложных вопросов возможно лишь при тесном взаимодействии таких дисциплин как геология, геофизика и геохимия.

Начиная с 70-х гг. в сферу научных интересов Ю.М. Пушаровского вошли вопросы тектоники океанов. Основные публикации, посвященные этой проблеме, собраны во 2 томе его “Избранных трудов”. Разработка океанской тематики началась с исследования приокеанических зон (главным образом тихоокеанских), изучению которых Ю.М. Пушаровский и возглавляемый им коллектив посвятили многие годы. Это был период накопления, анализа и первых обобщений огромного материала по геологии Тихого океана и его континентальных окраин, подготовка к последующему прорыву в разработке основных проблем тектоники не только Тихого, но и других океанических бассейнов Земли. В рецензируемом томе наряду с вводными положениями, трактующими вопросы тектонической сущности океанов, их структурно-формационных характеристик, представлен фактический материал по Тихому, Атлантическому и Индийскому океанам. Этот раздел занимает более половины 2 тома.

Характеристика Тихого океана представлена в разделах монографии “Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление” (1992). Главным образом в них рассмотрены вопросы тектонического районирования, типы структур и их происхождение, основные этапы развития. Здесь впервые было дано описание тектоники ложа океана, показано, что главными его элементами являются океанские подвижные пояса (срединно-океанические хребты) и области вне их пределов, которым присущ крайне сложный ансамбль структур. На основе этих данных был сформулирован ряд фундаментальных положений, из которых в первую очередь следует отметить следующие. 1. Анализ латеральных неоднородностей океанического ложа показывает “большое разнообразие глубинных режимов, сложность геодинамических полей, разную масштабность, степень и уровень проявления генерирующих их механизмов” (т. II, с. 92). 2. Впадина Тихого океана и обрамляющий его Тихоокеанский складчатый пояс представляют собой древние структуры, история развития которых прослеживается вглубь геологического времени на 1–1.5 млрд. лет и выражается в последовательном разрастании материковых окраин по периферии океана. Приведенные данные позволяют сделать однозначный вывод: Тихий океан представляет собой древнейшее структурное образование Земли. Сложность про-

блемы состоит в том, чтобы понять ранние этапы его геологической истории.

Проблемам тектоники и геодинамики Атлантического океана был посвящен ряд работ, выполненных Ю.М. Пушаровским и его сотрудниками. Здесь следует отметить монографию “Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики” (1994) и статью “О структурном развитии Южной Атлантики” (2002), в которых освещены фундаментальные проблемы строения, тектонического развития и геодинамики ложа Атлантического океана. В этих, а также в ряде других публикаций представлены материалы, касающиеся таких вопросов как типизация тектонических структур Атлантики, ее разломная тектоника, тектонические узлы, спрединговые системы и модели раскрытия, магматизм, формирование периокеанических прогибов и т.д. Показано, что в основе всех этих явлений лежит латеральная мантийная неоднородность Атлантики, вызванная нерегулярным и разноуровневым проявлением процессов конвективного теплопереноса, имевшего сложный нелинейный характер. Изучение разломных зон, а также поднятий и впадин, выявило подвижность океанической коры, ее большую и разноплановую деформированность. Все это привело к радикальному пересмотру представлений о жесткости и тектонической инертности литосферных плит. В полной мере сказанное применимо и к Срединно-Атлантическому хребту, морфоструктурный облик которого меняется от одного его сегмента к другому. Здесь выделяются разномасштабные структурные неоднородности, отражающие сложное глубинное строение хребта, что свидетельствует о значительной изменчивости геодинамических полей, контролирующих спрединг.

Закономерности океаногенеза – главное направление научных интересов Ю.М. Пушаровского в океанской тематике. Именно в этом ключе написаны его статьи о сравнительной тектонике Тихого, Атлантического и Индийского океанов (1992, 1996, 2001). Структура и особенности тектонического развития всех трех основных океанов планеты различны, их объединяет лишь Мировая рифтовая система, проходящая по оси спрединговых хребтов. Однако и по строению последних, и по скоростям спрединга, и по характеру магматизма все они отличаются. Также специфичны по своей структуре и пересекающие их разломы. В отмеченных выше работах сформулировано положение, утверждающее, что указанные различия связаны с происхождением океанов. Так, например, геодинамика Атлантики и большей части Тихого океана различается. Специфическое состояние тихоокеанской мантии с ее повышенной энергетикой связано с древностью Тихого океана, который наследует первичную, наиболее крупную неоднородность в строении планеты. В связи с этим

автором специально отмечено, что Западная Пацифика не имеет никакого отношения к развитию Мировой рифтовой системы. В целом же Мировой океан характеризуется резко выраженной структурной неоднородностью. Он образован молодыми мезо-кайнозойскими океанами и древним Тихим океаном. Каждый из океанов тектонически индивидуален. Молодые океаны имеют рифтинговую природу. Для Тихого океана, реликта древнейшей неоднородности, о первичности рифтинговой природы данных нет. Пожалуй, общей чертой для всех основных океанов является нелинейный ход процессов океаногенеза, явившихся следствием сложного распределения и постоянной изменчивости геодинамических полей в глубинных геосферах Земли.

Заканчивая эту рецензию, хотелось бы отметить следующее: опубликованный издательством “Наука” двухтомник представляет собой многоплановый труд, в котором с исчерпывающей полнотой отражены идеи Ю.М. Пушаровского относительно общих проблем геотектоники. В нем рассмотрен комплекс разномасштабных вопросов, диапазон которых чрезвычайно широк: от геологического строения и развития конкретных регионов до общепланетарных проблем. Вместе с тем, следует отметить – все это объединено в достаточно стройную систему взглядов. Предложена целостная концепция, в одной из основ которой лежит идея нелинейности геодинамических процессов в земной коре и мантии. Красной нитью практически через все работы проходит мысль о крайней сложности, неупорядоченности, ограниченной детерминированности геодинамических процессов Земли. Это касается общей асимметрии Земли, принципиальных различий в строении и развитии Тихоокеанского и Индо-Атлантического ее сегментов, различий в структуре и геодинамике океанов, а также ряда менее масштабных явлений. Все это, по мнению Ю.М. Пушаровского, обусловлено изменчивостью геодинамических процессов, протекающих достаточно автономно в пределах различных геосфер. Именно с этим связано все разнообразие тектонических структур Земли. Изучение этого разнообразия, выяснение общих и специфических черт строения различных структурных элементов Земли на разных стадиях их развития, выяснение глубинных механизмов, определяющих такое разнообразие, является крайне сложной, но интригующей задачей современной геотектоники. Работы Ю.М. Пушаровского не только ставят такую задачу, но и дают ориентиры в ее решении. В этом, на наш взгляд, заключается актуальность рецензируемого издания, которое, безусловно, должно вызвать большой интерес у широкого круга геологов.

## **УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”**

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 2006 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в I полугодии 2006 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2006” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

**Специальные (сниженные) цены** предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

**Индивидуальные подписчики академических организаций** смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

**Коллективные подписчики академических организаций**, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство по распространению средств массовой информации” (АРСМИ).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 2006 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АРСМИ при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

**В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.**

## Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика\*  
 Агрохимия  
 Азия и Африка сегодня  
 Акустический журнал\*  
 Алгебра и анализ  
 Астрономический вестник\*  
 Астрономический журнал\*  
 Биологические мембраны  
 Биология внутренних вод  
 Биология моря\*  
 Биоорганическая химия\*  
 Биофизика\*  
 Биохимия\*  
 Ботанический журнал  
 Вестник РАН\*  
 Вестник древней истории  
 Водные ресурсы\*  
 Вопросы истории естествознания и техники  
 Вопросы ихтиологии\*  
 Вопросы философии  
 Вопросы языкознания  
 Восток  
 Вулканология и сейсмология  
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)\*  
 Генетика\*  
 Геология рудных месторождений\*  
 Геомагнетизм и аэрономия\*  
 Геоморфология  
 Геотектоника\*  
 Геохимия\*  
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология  
 Государство и право  
 Дефектоскопия\*  
 Дискретная математика  
 Дифференциальные уравнения\*  
 Доклады Академии наук\*  
 Журнал аналитической химии\*  
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова  
 Журнал вычислительной математики и математической физики\*  
 Журнал неорганической химии\*  
 Журнал общей биологии  
 Журнал общей химии\*  
 Журнал органической химии\*  
 Журнал прикладной химии\*  
 Журнал технической физики\*  
 Журнал физической химии\*  
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии\*  
 Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Записки Российского минералогического общества  
 Защита металлов\*  
 Земля и Вселенная  
 Зоологический журнал  
 Известия АН. Механика жидкости и газа  
 Известия АН. Механика твердого тела  
 Известия АН. Серия биологическая\*  
 Известия АН. Серия географическая  
 Известия АН. Серия литературы и языка  
 Известия АН. Серия математическая  
 Известия АН. Серия физическая  
 Известия АН. Теория и системы управления\*  
 Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
 Известия АН. Энергетика  
 Известия русского географического общества  
 Исследование Земли из космоса  
 Кинетика и катализ\*  
 Коллоидный журнал\*  
 Координационная химия\*  
 Космические исследования\*  
 Кристаллография\*  
 Латинская Америка  
 Лесоведение  
 Литология и полезные ископаемые\*  
 Математические заметки  
 Математический сборник  
 Математическое моделирование  
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)  
 Микология и фитопатология  
 Микробиология\*  
 Микроэлектроника\*  
 Мировая экономика и международные отношения  
 Молекулярная биология\*  
 Наука в России  
 Научная книга  
 Научное приборостроение  
 Нейрохимия  
 Неорганические материалы\*  
 Нефтехимия\*  
 Новая и новейшая история  
 Общественные науки и современность  
 Общество и экономика  
 Океанология\*  
 Онтогенез\*  
 Оптика и спектроскопия\*  
 Отечественная история  
 Палеонтологический журнал\*  
 Паразитология  
 Петрология\*  
 Письма в Астрономический журнал\*  
 Письма в Журнал технической физики\*  
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Поверхность  
 Почвоведение\*  
 Приборы и техника эксперимента\*  
 Прикладная биохимия и микробиология\*  
 Прикладная математика и механика  
 Природа  
 Проблемы Дальнего Востока  
 Проблемы машиностроения и надежности машин  
 Проблемы передачи информации\*  
 Программирование\*  
 Психологический журнал  
 Радиационная биология. Радиозоология  
 Радиотехника и электроника\*  
 Радиохимия\*  
 Расплавы  
 Растительные ресурсы  
 Российская археология  
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова  
 Русская литература  
 Русская речь  
 Сенсорные системы  
 Славяноведение  
 Социологические исследования  
 Стратиграфия. Геологическая корреляция\*  
 США. Канада. Экономика - политика - культура  
 Теоретическая и математическая физика  
 Теоретические основы химической технологии\*  
 Теория вероятностей и ее применение  
 Теплофизика высоких температур\*  
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова\*  
 Успехи математических наук  
 Успехи современной биологии  
 Успехи физиологических наук  
 Физика Земли\*  
 Физика и техника полупроводников\*  
 Физика и химия стекла\*  
 Физика металлов и металловедение\*  
 Физика плазмы\*  
 Физика твердого тела\*  
 Физиология растений\*  
 Физиология человека\*  
 Функциональный анализ и его применение  
 Химическая физика  
 Химия высоких энергий\*  
 Химия твердого топлива  
 Цитология  
 Человек  
 Экология\*  
 Экономика и математические методы  
 Электрохимия\*  
 Энергия, экономика, техника, экология  
 Этнографическое обозрение  
 Энтомологическое обозрение\*  
 Ядерная физика\*