

Номер 4

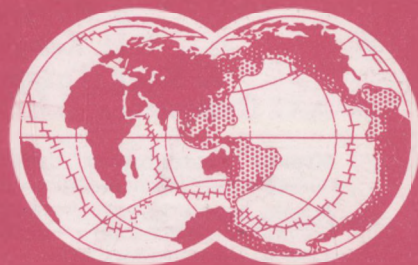
Июль - Август 1996

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 1996 Июль–Август

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пушаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

## Редакционная коллегия

Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

*Yu.M. Pushcharovsky – Editor*

*A.A. Mossakovsky – Coeditor*  
*V.S. Burtman – Secretary*

## Editorial board

E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),  
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,  
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky,  
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

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

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

*Зав. редакцией М.Н. Шуплецова*

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

*Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН*  
*Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС*

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

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук.  
Геологический институт, 1996 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 4, 1996

---

---

В поисках обобщающей геотектонической концепции <i>А. Н. Ромашов, С. С. Цыганков</i>	3
Внутренние факторы тектонической мобильности литосферы платформ <i>Ю. С. Геншафт</i>	13
Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана <i>А. И. Альмухамедов, И. В. Гордиенко, М. И. Кузьмин, О. Томуртогоо, Д. Томурхуу</i>	25
Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия) <i>Ф. Ф. Третьяков</i>	43
Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) <i>С. В. Аплонов, Г. Б. Шмелев, Д. К. Краснов</i>	58
<hr/>	
Николай Иванович Николаев (к 90-летию со дня рождения)	77
Неотектоника и современная геодинамика на рубеже столетий <i>Н. И. Николаев</i>	79
Совещание “Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов” <i>Ю. В. Карякин, В. Г. Трифонов</i>	89
Александр Леонидович Яншин (к 85-летию со дня рождения)	93
Петр Николаевич Кропоткин (1910–1996)	95

---

---

# Contents

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

---

---

## Number 4, 1996

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука / Interperiodica Publishing (Russia).  
*Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

In Search of a Universal Geotectonic Concept <i>A. N. Romashov and S. S. Tsygankov</i>	3
Tectonic Mobility of the Platform Lithosphere: Inner Driving Forces <i>Yu. S. Genshaft</i>	13
The Dzhida Zone: a Fragment of the Paleoasian Ocean <i>A. I. Al' mukhamedov, I. V. Gordienko, M. I. Kuz'min, O. Tomurtoogo, and D. Tomurkhuu</i>	25
Fold Structures of the Southern Selennyakh Range (Eastern Yakutia) <i>F. F. Tretyakov</i>	43
Geodynamics of the Barents–Kara Shelf: Geophysical Evidence <i>S. V. Aplonov, G. B. Shmelev, and D. K. Krasnov</i>	58
Nikolai I. Nikolaev (90th Birthday)	77
Neotectonics and Recent Geodynamics at the Turn of the Century <i>N. I. Nikolaev</i>	79
Conference on the Neotectonics and Modern Geodynamics of Continents and Oceans <i>Yu. V. Karyakin and V. G. Trifonov</i>	89
Aleksandr Yanshin (85th Birthday)	93
Petr Kropotkin (1910–1996)	95

---

---

---

Сдано в набор 01.04.96 г.	Подписано к печати 06.06.96 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 6.3 тыс.	Уч.-изд. л. 12.1	Бум. л. 6.0
	Тираж 501 экз.	Зак. 4443		

---

Отпечатано в Московской типографии № 2 РАН, 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

УДК 551.24.01

**В ПОИСКАХ ОБОБЩАЮЩЕЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ**

© 1996 г. А. Н. Ромашов, С. С. Цыганков

*Институт динамики геосфер РАН, Москва*

Поступила в редакцию 22.03.95 г.

Модель Земли представлена в виде естественной “конструкции”, внутренняя часть которой разогрета и расширяется, а внешняя (оболочка) – охлаждается и сдерживает это расширение, подвергаясь благодаря растяжению периодическому разрушению. Земная кора рассматривается как результат выжимания через оболочку расширяющегося внутреннего вещества планеты, а граница М – как первоначальная твердая поверхность Земли. Предложена двухслойная модель оболочки, которая при растяжении обеспечивает ее упорядоченное структурирование. Проведено сопоставление модельных и природных блочных структур.

**ВВЕДЕНИЕ**

За всю историю развития наук о Земле было выдвинуто множество гипотез и концепций, на основе которых их авторы строили геодинамические модели как всей Земли в целом, так и отдельных ее структурных элементов. Число гипотез к настоящему времени уже исчисляется многими десятками. При всем их многообразии и противоречивости в основе каждой лежит определенный наблюдательный материал и потому все они имеют право на существование. Вместе с тем Земля – это единый объект, и потому при всем многообразии представлений у них должен быть общий знаменатель. Неизбежность синтеза различных геотектонических гипотез хорошо выразил академик Ю.М. Пущаровский: “Мы находимся в приятном ожидании появления новой стройной концепции в геотектонике” [4, с. 82]. Он же в статье “Геотектонику – на новые рубежи” выразил недоумение по поводу пассивности ученых в обсуждении новых гипотез и точек зрения: “Появилась, например, весьма серьезная работа П.Н. Кропоткина, в которой, используя многообразные данные, автор стремится увязать воедино мобилизм и пульсационную гипотезу развития планеты. Но до сих пор в печати или на диспуте никто не обсуждал эту крупную идею, хотя такое обсуждение стимулировало бы появление новых мыслей и гипотез...” [14, с. 6].

По-видимому, конструктивное обсуждение различных гипотез, многие из которых фактически исключают друг друга, возможно только с позиций обобщающего представления.

В науках о Земле крупное обобщение, по мнению многих ученых, возможно на базе пульсационной гипотезы, хотя в настоящее время и господствует тектоника плит. Многочисленные данные свидетельствуют о том, что в развитии нашей планеты отчетливо проявляется пери-

одичность основных структурообразующих процессов. История развития пульсационных представлений рассмотрена в работах В.В. Белоусова, Е.Е. Милановского и др. [3, 13], итоги можно сформулировать следующим образом:

1 – пульсационные представления соответствуют основной совокупности наблюдательного материала, накопленного науками о Земле;

2 – физический механизм, способный обеспечить пульсирующий режим развития Земли, не был предложен авторами пульсационных представлений и остается до настоящего времени неизвестным.

Не случайно в работе [13] делается заключение: “Наконец, следует усилить исследования проблемы возможных факторов и механизмов (внутренних и внешних, космических), могущих обусловить предполагаемые периодические изменения размеров и формы нашей планеты” [13, стр. 138].

Попытка придать пульсационным представлениям конкретный характер предпринята П.Н. Кропоткиным [7], который причиной пульсаций считает изменение гравитационной постоянной. Это предположение, однако, не имеет серьезного обоснования, что признает и сам автор [7, с. 80], а предлагаемый механизм преобразования гравитационной энергии в энергию деформирования и структурирования геосфер выглядит сложным и физически противоречивым. Так, например, перемещение вещества в мантии П.Н. Кропоткин объясняет механизмом вынужденной конвекции: “Такое перемещение сводится главным образом к выдавливанию вверх из глубинных слоев мантии наиболее пластичного материала под действием горизонтального сжатия подобно выдавливанию пасты из тьюбика” [7, стр. 79]. Но при выдавливании пасты из тьюбика в его оболочке возникают как раз не сжимающие, а растягивающие напряжения, которые и уравнивают избы-

точное внутреннее давление, выталкивающее пасту. Реальной силой, выдавливающей пасту, является давление пальцев на тьюбик. Поэтому если внутри Земли имеется избыточное давление, способное выжимать вещество мантии и внедрять его в литосферу, то сама литосфера при этом должна быть растянута, о чем и свидетельствуют всевозможные интрузии и особенно дайки.

Также непонятным в схеме П.Н. Кропоткина выглядит механизм [7], с помощью которого “в пульсационную геодинамическую модель автоматически включается принцип мобилизма”: почему “эффекты сжатия суммируются в одних зонах, а эффекты расширения – в других”? Все это предположения, не имеющие ясного физического объяснения.

Следует обратить внимание на сложность механизмов перемещения литосферных плит внутренними потоками вещества не только в обсуждаемой работе, но и в целом в мобилистских концепциях. Из физических соображений очевидно, что при подходе каждого внутреннего потока к поверхностному слою энергетически выгоднее прорвать твердую оболочку и реализовать свой потенциал в поверхностном течении, а не “протаскивать” на себе литосферные плиты, совершая огромную работу для преодоления взаимодействия с соседними плитами или “заталкивания” под другие плиты.

Попытки найти механизм пульсирующего развития Земли и использовать его для объяснения природы тектоно-магматических циклов предприняты также Ю.Н. Авсюком [1] и В.Н. Шолпо [31]. Ими предлагается возможный источник энергии (за счет эволюции системы Земля–Луна), в то время как механизм преобразования этой энергии в энергию деформирования и структурирования литосферы отсутствует. И хотя роль внешних (космических) факторов в развитии Земли может быть существенной и даже определяющей, раскрыть ее пока не удалось. К стати, само понятие космический фактор требует уточнения. Например, радиоактивное тепло, которое выделяется внутри Земли, является безусловно эндогенным фактором, хотя само образование радиоактивных элементов, находящихся сейчас в Земле, явно связано с некоторой стадией развития космического вещества, предшествовавшей планетной стадии.

Ниже излагается вариант пульсационной концепции, предложенной одним из авторов в 70-х годах [А.Н. Ромашов, 1980], которая разрабатывалась далее под его руководством коллективом сотрудников [6, 16–22]. Проверка отдельных положений концепции методами физического и математического моделирования, а также путем сравнения модельных и натуральных данных показывает, по мнению авторов, ее перспективность.

## ОБЩАЯ ФОРМУЛИРОВКА КОНЦЕПЦИИ

Основой для разработки пульсационного механизма развития Земли является представление о Земле как о природной “конструкции”, внутренняя часть которой расширяется, а внешняя оболочка сопротивляется этому расширению. Поскольку температура на поверхности Земли, тем более внутри нее, выше, чем в окружающем космическом пространстве, то неизбежен процесс охлаждения планеты. Вполне логично предположить, что внешняя часть Земли охлаждается, а ее вещество сокращает свой объем. Если при этом температура и объем внутренней части остаются некоторое время неизменными, то во внешней оболочке возникнут растягивающие напряжения, а во внутреннем объеме – избыточное давление. Именно растяжение оболочки должно наблюдаться на начальных стадиях охлаждения, а не сжатие, как предполагала гипотеза контракции. Сжатие и сморщивание поверхности возможно на поздних стадиях, когда процесс охлаждения охватит значительную часть объема сферы.

Но Земля–“конструкция” не была бы устойчивой и способной к длительному развитию, если бы охлаждение было единственным процессом. Расчеты Е.А. Любимовой и других авторов показали [10], что радиоактивное тепло способно рассеиваться лишь из внешней оболочки Земли, в то время как внутренний объем должен разогреваться и, следовательно, расширяться. Оценки проводились при различных предположениях о распределении радиоактивных элементов в Земле, в том числе с учетом их содержания в метеоритах. И при всех вариантах общий результат остался неизменным: внутренний объем Земли должен разогреваться, а внешняя оболочка – охлаждаться.

Возникает вопрос, на какой глубине проходит граница между этими основополагающими структурными элементами Земли? Оценка может быть сделана двумя путями. Первый – прямое решение задачи о состоянии сферического тела с распределенными внутренними источниками энерговыделения, которое с поверхности охлаждается. При всей неопределенности данных об этих источниках и термодинамических параметрах внутреннего вещества оценки все-таки были сделаны: граница между разогревающейся внутренней сферой и охлаждающейся внешней оболочкой к настоящему времени должна располагаться на глубине около 1000 км [10]. Второй способ оценки толщины внешней оболочки основан на представлении о ней как о “конструкции”, сдерживающей расширение внутреннего вещества. Исходя из этого функционального назначения оболочки, можно утверждать, что в ней в том или ином виде должны наблюдаться очаги разрушения, показателем которых можно считать землетрясения.

Их самые глубокие очаги наблюдаются на глубинах до 700 км. Примерно такую же толщину можно приписать всей внешней оболочке, которая способна сопротивляться расширению внутреннего вещества. По порядку величины обе оценки глубины расположения границы между разогревающимся и охлаждающимся объемами Земли можно считать совпадающими.

Получилась механическая “конструкция”, которая способна в первом приближении объединить противоположные представления о Земле. С одной стороны, идет процесс охлаждения Земли, который в конечном итоге должен привести к ее сжатию – этим удовлетворяется гипотеза контракции. С другой стороны, внутренняя часть Земли разогревается и потому существует реальный физический механизм ее расширения. Из анализа этой “конструкции” получается, что Земля одновременно охлаждается и разогревается, сжимается и расширяется.

Ближе всего к такому представлению о Земле находятся взгляды М.М. Тетяева [26], которые во многом разделял В.В. Белоусов: “Рассматривая развитие тектонического процесса в целом, М.М. Тетяев усматривает в нем проявление борьбы между восходящими и нисходящими тенденциями в земной коре, которые отражают борьбу между притяжением и отталкиванием во внутренних частях Земли. Физический смысл этих заключений Тетяевым не был раскрыт”..., и далее: “Эта борьба двух устремлений конкретизируется в поведении, с одной стороны, внутреннего вещества Земли, стремящегося к расширению, и, с другой стороны, земной коры, которая этому расширению противодействует” [3, с. 560].

В нашем представлении как раз намечается причинно-следственный ряд во взаимодействии внутреннего вещества и внешней оболочки: при определенной величине растягивающих напряжений оболочка разрушается, избыточное вещество выжимается на поверхность, внутреннее давление снижается, а оболочка сжимается. Излившееся вещество застывает, укрепляя зоны разрушения. На этом завершается один цикл и начинается новый этап накопления внутренней тепловой энергии (повышения внутреннего давления) с последующим ее выбросом через зоны разрушения оболочки в виде магматического вещества, т.е. начинается новый геотектонический цикл. Таким образом, за счет постоянного взаимодействия расширяющегося внутреннего вещества и внешней оболочки, которая сдерживает это расширение, периодически разрушаясь и восстанавливаясь, может быть обеспечен циклический режим развития Земли.

Возможность разогревания внутреннего вещества Земли кажется очевидной и многими исследователями используется в своих построениях.

По существу на этом предположении в значительной степени базируется представление о конвективном движении в мантии Земли – этом “ките” мобилистских построений [2, 27]. Такое конвективное тепловое движение вещества при разогревании можно рассматривать как его своеобразное “кипение”, когда перенос тепла за счет теплопроводности становится недостаточным и вступает в действие тепло-массоперенос. Считается также возможным и другое следствие разогревания внутреннего вещества Земли – его частичное плавление, например базальтов под континентами [3]. Ирландский геофизик Г. Джели, а вслед за ним А. Холмс в 20–30-е годы нашего столетия на основе этого предположения пытались объяснить периодичность тектонических процессов и построили целую концепцию о перемещении континентов по расплавленному основанию под действием Луны и Солнца.

Получается так, что разогревание внутреннего вещества многими признается как очевидный факт, но при разработке представлений о причинах тектонических движений как бы используются более поздние, т.е. относительно сильные стадии этого разогревания (плавление, конвекция), в то время как самая начальная стадия этого разогревания (равномерное расширение) никем последовательно не рассматривалась и не оценивалась как возможный главный источник тектонической энергии.

Показательна в этом отношении концепция, кладущая в основу глубинных причин тектогенеза активность астенолитов – куполообразных (валообразных) поднятий астеносферы [28]. Астенолиты рассматриваются как объемы относительно горячего и разуплотненного вещества, обладающего подъемной (архимедовой) силой и способного при своем всплывании деформировать верхние слои. “В активную стадию происходит рост астенолита, его разогревает разуплотненное и весьма пластичное тело поднимается вверх, преобразуя литосферу и земную кору, разрушая, раздвигая ее в стороны с образованием рифтов и других структур растяжения” [28, с. 22].

Именно относительная разуплотненность вещества выступает здесь, и в других работах, в качестве причины тектогенеза, в то время как процесс разуплотнения нагретого объема из рассмотрения выпадает. Вместе с тем сам по себе разогрев некоторого замкнутого объема еще не способен понизить его плотность. Напротив, в нем вначале возрастает давление, которое будет стремиться увеличить этот объем.

Оценка начального разогревания вещества Земли и последствий его расширения составляет основное содержание излагаемой работы. Авторы не ставят под сомнение реальность других, более сильных, стадий разогревания, при которых

возможно плавление вещества в литосфере и возникновение конвективных (адвективных) ячеек в мантии. Но если на базе рассмотрения начальной стадии разогревания удастся найти достаточный источник энергии и построить удовлетворительные механизмы наблюдаемого деформирования и структурирования во внешних геосферах (в коре и верхней мантии), то тогда как бы сама собой отпадет необходимость “включать” эти более сильные стадии разогревания. Они могут быть учтены в случае недостаточности начальной стадии, но как следующий этап, который должен логически продолжать и дополнять тот уровень развития Земли, который может быть обеспечен за счет начальной стадии ее разогревания и расширения. Этот следующий этап может состоять не только в подплавлении коры или появлении конвективных движений в мантии Земли, о чем уже говорилось выше, но и в тех следствиях деформирования оболочек и физико-химических процессах, которые становятся возможными при определенном разогревании внутреннего вещества Земли и его перемещении под действием избыточного давления. К числу таких процессов, в частности, относится дифференциация и дегазация вещества (разложение с выделением водорода), – концепция В.Н. Ларина [8]. Следствием деформирования оболочки могут быть изменения термодинамических и механических параметров в отдельных зонах земной коры и верхней мантии, которые становятся возможными в них за счет повышенных деформаций растяжения. В результате разуплотнения и разрушения вещество в этих зонах не только метаморфизуется, но и способно переходить из твердого в жидкое состояние, превращаясь как бы во вторичные очаги и источники тектонической активизации, способные дополнительно деформировать вышележащие слои и создавать в них наложенные структуры.

### ОБОСНОВАНИЕ КОНЦЕПЦИИ

Произведем общую энергетическую оценку возможного разогревания внутреннего вещества Земли за счет радиоактивного тепла. В соответствии с [10, 15] примем среднее удельное энерговыделение за счет радиоактивного распада  $1.7 \times 10^{-7}$  Дж/(г год). Возраст Земли условно примем равным 4 млрд. лет. Поскольку реальный возраст скорее выше этой величины, то мы получим минимальную оценку разогревания. При этом за 4 млрд. лет в каждом грамме выделилось  $6.8 \times 10^2$  Дж энергии. Полученная величина удовлетворительно согласуется с данными Е.А. Любимовой [10], которая определяла количество теплоты при различных предположениях о степени равномерности распределения радиоактивных элементов в Земле. При теплоемкости 0.08 Дж/(г С) указанное количество энергии соответствует по-

вышению температуры вещества примерно на  $1000^\circ\text{C}$ . Если принять коэффициент объемного расширения вещества Земли  $10^{-5}$  1/С [10], то при нагревании на  $1000^\circ\text{C}$  объем увеличится примерно на 1%. При объеме Земли  $10^{27}$  см<sup>3</sup> это увеличение составляет  $10^{25}$  см<sup>3</sup>. С полученной величиной хорошо согласуется объем земной коры, т.е. объем вещества, расположенного выше границы Мохоровичича – указанная величина объема получается при средней толщине коры 20 км. Отсюда следует, что образование земной коры можно объяснить выделением радиоактивного тепла в Земле и вытеснением разогретого вещества за пределы ее первоначальной поверхности.

Интересна оценка энергии, необходимой для поднятия вещества коры над первоначальной поверхностью в поле силы тяжести. Предположим, что поднятие всего вещества происходит с уровня границы М, т.е. с первоначальной поверхности Земли. При средней толщине коры 20 км центр тяжести поднятого вещества располагается на высоте 10 км. Чтобы поднять на такую высоту 1 г вещества, необходима энергия ( $6.8 \times 10^2$  Дж), т.е. такая энергия, которая выделилась как раз в каждом грамме вещества Земли при разогревании. Однако, поскольку масса коры составляет 1% общей массы Земли, то это означает, что на подъем вещества коры в поле силы тяжести было бы затрачено лишь около 1% всей тепловой энергии, выделившейся в Земле. Проведенная оценка затрат энергии на подъем вещества коры в поле силы тяжести производилась в предположении, что твердая оболочка как бы бесконечно тонка, т.е. средняя высота подъема принималась равной половине толщины земной коры (10 км). В действительности вещество должно было с самого начала выжиматься через оболочку определенной толщины, т.е. с глубин, расположенных ниже границы М. Если учесть, что эта глубина в настоящее время составляет около 1000 км, то фактическая высота подъема выжимаемого вещества может оказаться примерно на два порядка больше принятой выше величины. Это значит, что основная доля тепловой энергии, которая выделилась внутри Земли за всю ее историю, с учетом тепловых потерь с поверхности, могла быть действительно израсходована на формирование земной коры, т.е. на выжимание разогретого внутреннего вещества на поверхность через твердую оболочку, располагавшуюся ниже современной границы М. Она как бы является суммарной тектонической энергией за всю историю Земли. При этом следует заметить, что внутри Земли, помимо радиоактивности, возможны и другие источники энергии, в частности, гравитационная дифференциация, которая может происходить при разложении перемещаемого к зонам разрушения оболочки внутреннего вещества (будущей коры) в результате изменения его термодинамических



параметров. Такое разложение и дифференциация являются следствием механических деформаций оболочки и могут возникать только в зонах растяжения. Поэтому указанная дифференциация должна носить циклический и региональный характер, в соответствии с режимом деформирования оболочки, и проявляться на протяжении всей геологической истории. Это принципиально отличает ее от той гравитационной дифференциации, которая могла возникнуть и закончиться на начальных стадиях развития Земли.

К числу других источников энергии, “запускаемых” разогревом, относится и упоминавшаяся выше дегазация вещества по схеме В.Н. Ларина, для которой требуется начальный разогрев. Но все эти другие источники, скорее всего, являются вторичными (дополнительными) и как бы включаются начальным разогревом.

Характер деформирования оболочки при расширении внутреннего вещества определяется в первую очередь ее “двухслойностью”, т.е. неоднородностью по толщине. Внешняя ее часть, наиболее холодная и хрупкая, при растяжении должна разрушаться и приобретать блочное строение раньше (на начальной стадии деформирования), чем внутренняя часть оболочки. Поэтому процесс структурирования внешних геосфер с наибольшей вероятностью распространялся сверху вниз, последовательно формируя блочные структуры соответствующего ранга. Наиболее разрушенным к настоящему времени, естественно, оказался самый верхний слой, с глубиной размеры блоков возрастают. Но так как деформированию подвергается оболочка по всей толщине, то крупные блоки нижних слоев как бы “просвечивают” на поверхности, придавая в целом блочной структуре иерархический характер [23].

Принципиально важным является тот факт, что сопротивляемость внешней оболочки Земли расширению ее внутреннего объема определяется не только наличием у нее прочности на растяжение, но и присутствием силы тяжести. Одновременное действие двух этих факторов обеспечивает относительную равномерность развития оболочки в целом: образование в ней зон нарушений влечет за собой выжимание через эти зоны внутреннего вещества, что создает положительные аномалии силы тяжести. Рост этих аномалий со временем затрудняет процесс выжимания внутреннего вещества через разрушенные зоны, как бы дополнительно укрепляя их и перемещая этот процесс на другие участки. Постоянное взаимодействие в оболочке прочностных сил и силы тяжести, которые совместно противостоят избыточному давлению во внутренней мезосфере, придают всем процессам развития глобальный пульсирующий характер и обеспечивают равномерность развития этой оболочки. Эти же факто-

ры обеспечивают направленное структурирование оболочки, согласованно протекающее на всех масштабных уровнях. В частности, предлагаемая концепция позволяет наметить вполне конкретные механизмы формирования таких глобальных структур как континенты и океаны. В рамках этой же концепции могут найти понимание механизмы формирования и более мелких структур земной коры, например, складчатых областей [5] и блочных структур [21], а также особенности сейсмичности [22], тектонической напряженности [20] и других геофизических структур и процессов [11, 12, 16]. В настоящей статье будет рассмотрена лишь одна структурная особенность земной коры – ее блочное строение.

### МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ БЛОЧНЫХ СТРУКТУР В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Блочное строение земной коры в настоящее время обнаружено практически повсеместно [23]. На рис. 1, 2 показана структура земной коры Европейской части России и участка Кольского полуострова. Однотипное расчленение верхних слоев Земли на блоки является, по нашему мнению, следствием двухслойного (многослойного) строения ее внешней оболочки. Именно благодаря тому, что эта оболочка обладает способностью сдерживать избыточное внутреннее давление и на начальной стадии деформируется равномерно, ее внешний хрупкий слой разрушается повсеместно. Каждый участок этого слоя получает энергию для своего деформирования и разрушения независимо от соседних участков через нижнюю часть оболочки. Поэтому любая первоначальная трещина способна разгрузить лишь небольшую область вокруг себя, соизмеримую с толщиной хрупкого слоя, в то время как на соседних участках процесс деформирования продолжается независимо и там критические условия разрушения достигаются самостоятельно, хотя влияние предыдущих трещин на последующие существует. Как показали лабораторные исследования на двухслойных моделях (рис. 3, [6]), это влияние упорядочивает весь процесс разрушения и приводит к образованию субортогональной системы трещин. Сравнение модельных и натуральных блочных структур разных масштабных уровней (рис. 1–3) показывает их подобие, что подтверждает представление о механизме формирования блочной делимости земной коры за счет растяжения двухслойной внешней геосферы. Следует подчеркнуть, что при моделировании общего процесса разрушения самого верхнего слоя двухслойной оболочки абсолютные параметры сред, слагающих верхний и нижний слои, не имеют значения. Важно лишь то, что предел прочности верхнего слоя ниже и он разрушается раньше при тех деформациях, когда

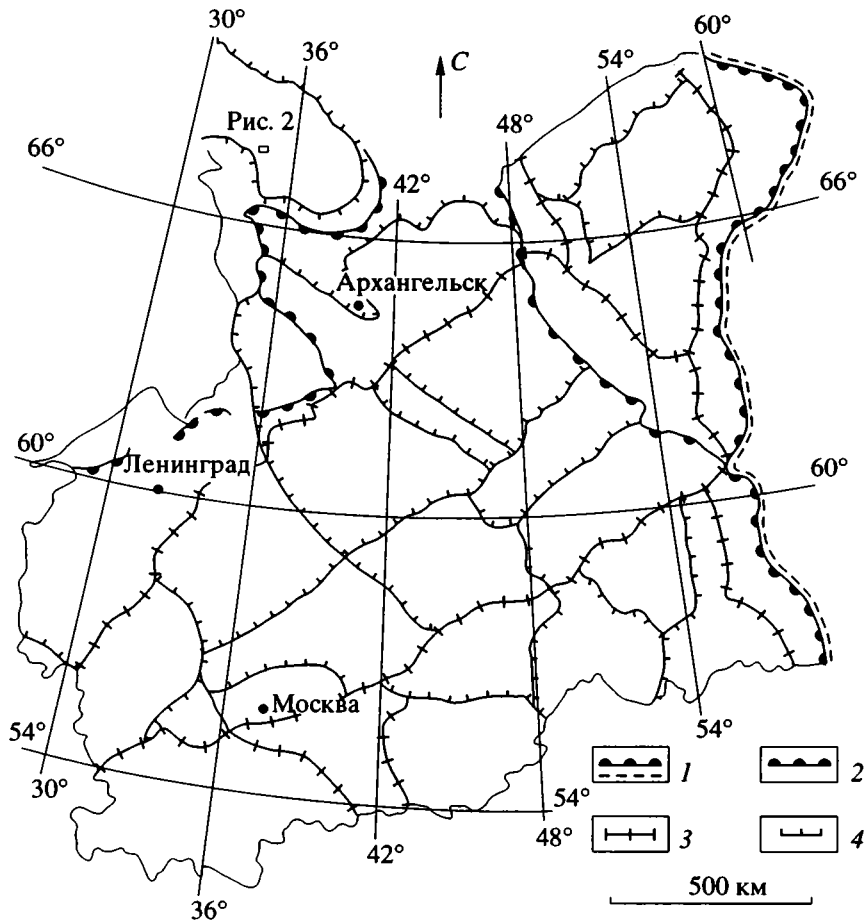


Рис. 1. Блочный характер земной коры на Европейской части России [34, с изменением]. 1–4 – геоструктуры разных уровней: 1 – планетарные, 2 – субпланетарные, 3 – геоблоки, 4 – мегаблоки.

нижний слой еще сохраняет сплошность и способность равномерно деформироваться.

На этой стадии внутреннее вещество расширяется равномерно, в нем только снижается избыточное давление. Полное его снятие происходит на более поздних стадиях, когда оболочка разрушается на всю толщину с образованием новых структур.

Одной из характерных особенностей верхних слоев земной коры является практически повсеместное (95% поверхности) наличие в них тектонических сжимающих напряжений [7]. На первый взгляд, это противоречит представлению о растяжении внешней оболочки. Действительно, если внутреннее вещество Земли расширяется, а оболочка сдерживает это расширение, то в ней должны возникнуть растягивающие напряжения. Однако, это справедливо до тех пор, пока оболочка работает без разрушения. С образованием внешнего, сравнительно тонкого блочного слоя в этой оболочке положение меняется. Нижняя часть оболочки при этом по-прежнему работает в режиме

растяжения, но деформации и напряжения в блоках приобретают сложный характер. Эксперименты на плоских двухслойных моделях и численные расчеты показывают [20, 21], что при горизонтальном растяжении основания блока, вертикальные размеры которого соизмеримы с горизонтальными размерами, растягивающие напряжения наблюдаются лишь в нижней половине блока, в то время как его верхняя часть оказывается сжатой в горизонтальном направлении. Это явление хорошо известно в теории упругости и обусловлено так называемым внецентренным (только по основанию) растяжением блока, при котором на напряжения растяжения накладываются напряжения от его изгиба. Вследствие этого верхняя часть блока и оказывается не растянутой, а сжатой. И если верхний слой оболочки повсеместно разбит на такие блоки, что как раз и имеет место в земной коре, то практически в нем всюду и будут сжимающие напряжения, хотя сама блочная структура этого слоя возникла в результате его растяжения и остается структурой растяжения, которое как бы концентрируется

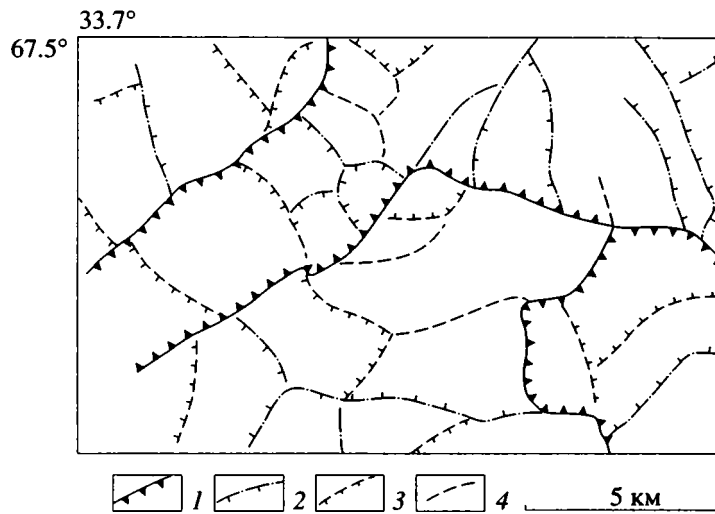


Рис. 2. Схема блочного строения апатитовых рудников на Кольском полуострове [25]; 1–4 – разноранговые разломы: 1 – II ранга, 2 – III ранга, 3 – IV ранга, 4 – неопределенного ранга.

(локализуется) в межблоковых промежутках. Несмотря на их заполнение породной мелочью, они всегда остаются относительно менее плотными по сравнению с самими блоками, где как правило и проводятся измерения напряжений.

Лабораторные исследования на двухслойных моделях (нижний слой – резина, верхний – воск, парафин, влажный песок и т.п.), показали [21], что процесс разрушения верхнего слоя имеет естественный предел: по достижении некоторого минимального размера блоки перестают дальше разрушаться вертикальными трещинами, на смену которым приходят горизонтальные трещины, отделяющие эти минимальные блоки от нижнего слоя. Тем самым сильно ослабляется энергоснабжение верхнего слоя. Моделирование процесса блокообразования, проведенное авторами, показывает, что разрушение неоднородного по толщине слоя системой вертикальных трещин также должно завершаться формированием минимальных блоков и их последующим отделением от нижней части оболочки сдвиговыми трещинами. Другими словами, растяжение неоднородной по толщине оболочки способно приводить не только к ее разделению в верхней части на блоки субвертикальными трещинами-разломами, но и к горизонтальному расслаиванию с образованием субгоризонтальных тектонических границ. Можно предположить, что тектоническая расслоенность земной коры обусловлена как раз процессом отслаивания блоков верхнего слоя в соответствующих двухслойных системах [9]. Этот процесс может сопровождаться наложенными процессами (метаморфизмом, частичным плавлением), которые будут дополнительно подчеркивать горизонтальную расслоенность.

Процесс отслаивания блоков очень важен для всей динамики недр. Он, в частности, представля-

ет своеобразный механизм перераспределения энергии во внешних слоях оболочки. Отслаивание означает разгрузку внешнего (блочного) слоя от тех напряжений, которые создавались в нем растяжением оснований блоков. Энергия упругих напряжений, запасенная в блоках, в конечном счете превращается в тепловую энергию подстилающего слоя, вдоль которого они проскальзывают при отслаивании. После снятия напряжений в оболочке в результате ее разрушения и снижения внутреннего давления должно наступать затишье в тектонических процессах, во время которого возможно восстановление прочностных связей блоков с их основанием. Другими словами, процесс отслаивания и перекачки энергии – это пульсационный, многократно повторяющийся процесс, в ходе которого осуществляется своеобразная подпитка энергией внутреннего слоя оболочки, подстилающего внешний блочный слой. Не исключено, что слои пониженных скоростей в земной коре и в верхней мантии – это слои с повышенным уровнем запасенной в них энергии. Они могут располагаться в основаниях определенных блочных слоев на разной глубине в соответствии с иерархией блочных структур в данном регионе. С этой точки зрения литосферу можно рассматривать как общий внешний блочный слой всей оболочки в целом, а астеносферу – как подстилающий блоки слой с повышенным запасом энергии. В зависимости от режима деформирования как всей оболочки в целом, так и отдельных ее участков нижние границы глобального блочного слоя и промежуточных слоев могут подниматься или опускаться, вызывая соответствующее изменение структуры горизонтальной расслоенности внешних геосфер.

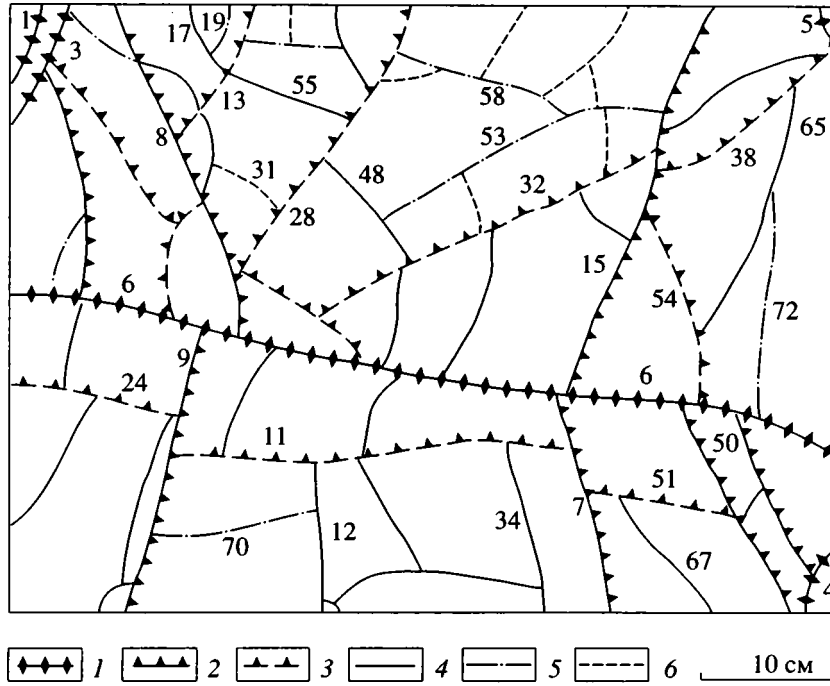


Рис. 3. Картина разрушения верхнего слоя двухслойной модели. 1–6 – условные уровни разрушения модели: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий, 4 – четвертый, 5 – пятый, 6 – шестой. Цифры на рисунке обозначают порядок образования трещин.

Предложенный механизм перекачки энергии представляется важным для многих геодинамических процессов во внешних геосферах Земли. Как показывают оценки, он играет важную роль в процессах магмообразования и формирования эндогенных месторождений [11, 33], он в состоянии обеспечить формирование базальтовых покровов [12], на его основе можно по-новому поставить проблему подготовки и прогноза землетрясений [15].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные положения статьи можно сформулировать следующим образом:

1 – в качестве основы обобщающей геотектонической концепции принято представление о пульсационном развитии Земли; предложен реальный физический механизм, способный обеспечить на всех геодинамических уровнях циклический режим развития основных структурообразующих процессов; Земля представляется естественной “конструкцией”, внутренняя часть которой разогревается и расширяется, а внешняя – охлаждается и сдерживает это расширение, подвергаясь растяжению и периодическому разрушению.

2 – земная кора рассматривается как результат выжимания через оболочку внутреннего вещества

ва в процессе его расширения, а граница М – как первоначальная твердая поверхность Земли.

3 – предложена модель оболочки (двухслойная), при растяжении которой обеспечивается упорядоченное структурирование, в частности, образование блочных структур земной коры.

Предлагаемую концепцию развития внешних геосфер можно назвать “конструктивной пульсационной гипотезой” (КПГ). При этом слово “конструктивная” имеет двойной смысл: во-первых, оно обозначает отношение пульсационной гипотезы к Земле, понимаемой как природная конструкция, развитие которой и обеспечивает пульсирующий режим; во-вторых, слово конструктивная как бы обязывает гипотезу “работать” не только на глобальном уровне, обеспечивая общепланетарный пульсационный режим, но и на всех других уровнях (региональном и локальном) вплоть до отдельных тектонических элементов (поднятий, прогибов, горных хребтов, складок и т.п.), включая месторождения полезных ископаемых. Интерес к такой “сквозной” модели в настоящее время, очевидно, появляется у всех наук о Земле, особенно у тех институтов и ведомств, которые заняты практическими проблемами изучения, разведки и комплексного освоения земных недр [24, 30, 32, 33]. Конечно, обобщающая концепция необходима и для основных наук о Земле (геологии, геофизики и геохимии). В свое время

В.В. Белоусов писал: “В результате сочетания методов геотектоники, геофизики и геохимии в дальнейшем должна возникнуть обобщающая “наука о Земле” (геономия)” [3, с. 6]. Пока трудно представить конкретные пути и сроки такого глобального синтеза в науках о Земле. По-видимому, он возможен как раз через создание действительно обобщающей геотектонической концепции.

Авторы прекрасно понимают, насколько далека КППГ от такой концепции. По-существу, предложен лишь некоторый физический механизм деформирования и структурирования внешних геосфер, способный создавать модели ряда природных геоструктур и геофизических процессов. Но существует также ряд других структур и процессов, перед которыми КППГ может оказаться в затруднительном положении. Главными среди них, пожалуй, являются те, на которых базируются мобилистские представления. Возможно, в ходе дальнейших работ над КППГ будут найдены ответы и на эти вопросы. Но также не исключено, что КППГ окажется бессильной перед некоторыми из них, и тогда, естественно, придется искать компромисс с другими гипотезами и другую основу для обобщающей концепции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авсюк Ю.Н.* Сопоставление эндогенных режимов материков в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию со схемой приливной эволюции системы Земля–Луна // *Строение и эволюция тектоносферы*. М.: Издание ИФЗ, 1987. С. 193–216.
2. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
3. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники // М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
4. *Беспрозванный П.А., Муравьев В.В.* Внимание: геодинамика // *Наука в России*. 1992. № 3. С. 82–88.
5. *Данилов А.В., Кулюкин А.М., Рогожин Е.А., Ромашов А.Н.* Моделирование особенностей развития складчатых областей // *Геология и геофизика*. 1993. № 5. С. 77–86.
6. *Кондратьев В.Н., Кулюкин А.М., Пономарев В.С. и др.* Исследование двухслойной модели земной коры при двухосном растяжении нижнего слоя // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1985. № 3. С. 17–28.
7. *Кропоткин П.Н.* Новая геодинамическая модель // *Природа*. 1989. № 1. С. 70–80.
8. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
9. *Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // *Геотектоника*. 1991. № 6. С. 3–19.
10. *Любимова Е.А.* Термика Земли и планет // М.: Наука, 1968. 279 с.
11. *Луцц Б.Г.* Эволюция эндогенных режимов в магматической истории Земли // *Строение и эволюция тектоносферы*. М.: Издание ИФЗ, 1987. С. 10–45.
12. *Макаренко Г.Ф.* Базальтовые поля Земли. М.: Недра, 1978. 148 с.
13. *Милановский Е.Е.* Пульсационная гипотеза геотектоники, ее становление и значение для понимания закономерностей развития Земли // *Научное наследие М.А. Усова*. Новосибирск: Наука, 1984. С. 107–142.
14. *Пуцаровский Ю.М.* Геотектонику – на новые рубежи // *Геотектоника*. 1989. № 1. С. 3–7.
15. *Ромашов А.Н.* Особенности действия крупных подземных взрывов. М.: Недра, 1980. 241 с.
16. *Ромашов А.Н.* Опыт механического моделирования верхних слоев Земли // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1987. № 12. С. 3–13.
17. *Ромашов А.Н., Цыганков С.С.* Модель поведения гравитирующей сферы при наличии внутренних источников тепла // *Второй Всесоюзный симпозиум “Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии”*. Ялта: 1987; Тез. докл. Киев, 1987. С. 41–42.
18. *Ромашов А.Н., Кондратьев В.Н., Кулюкин А.М., Цыганков С.С.* Моделирование структур разрушения в верхних слоях Земли // *Вестник Московского университета. Сер. 5. География*. 1985. № 4. С. 81–88.
19. *Ромашов А.Н., Цыганков С.С.* Модель поведения Земли как единой конструкции // *Деформирование и разрушение горных пород*. Бишкек: Илим, 1990. С. 16–22.
20. *Ромашов А.Н., Цыганков С.С.* О природе аномальных напряжений в верхних слоях Земли // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1990. № 4. С. 102–109.
21. *Ромашов А.Н., Цыганков С.С.* Моделирование блочных структур в верхних слоях Земли // *Динамические процессы в геосферах*. М.: Наука, 1994. С. 57–68.
22. *Садовский М.А., Денищikov В.А., Кондратьев В.Н. и др.* О модели верхних слоев Земли // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1982. № 9. С. 3–9.
23. *Садовский М.А.* Естественная кусковатость горной породы // *ДАН СССР*. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–833.
24. *Трубецкой К.Н., Каплунов Д.Р., Чаплыгин Н.Н.* Современные горные науки: предмет, содержание и новые задачи // *Горный журн*. 1994. № 6. С. 3–7.
25. *Тряпицын В.М., Сырников Н.М.* Особенности проявления горного давления при отработке месторождений в высоконапряженных тектонически нарушенных массивах // *ФТПРПИ*. 1991. № 5. С. 101–107.
26. *Тетяев М.М.* Структура земной коры и условия ее развития // *Проблемы тектоники*. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 18–60.
27. *Хаин В.Е.* Тектоника литосферных плит – достижения и нерешенные вопросы // *Изв. АН СССР. Сер. геол*. 1984. № 12. С. 23–37.
28. *Чекунов А.В.* Глубинные причины тектогенеза // *Геодинамика и развитие тектоносферы*. М.: Наука, 1991. С. 18–30.
29. *Шейдеггер А.* Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с.

30. *Шемякин Е.И.* Геомеханические и экологические аспекты освоения подземного пространства // Подзем. пространство мира. 1993. № 4. С. 21–26.
31. *Шолпо В.Н.* Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов // Геотектоника. 1993. № 4. С. 3–17.
32. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Недра, 1985. 324 с.
33. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.
34. Карта геоморфолого-неотектонического районирования. Масштаб 1 : 1500000. / Под ред. Бабак В.И. М.: ГУГК, 1980. 6 листов.

*Рецензенты: Ю.Г. Леонов,  
Ю.М. Пуцаровский, В.Н. Шолпо*

## **In Search of a Universal Geotectonic Concept**

**A. N. Romashov, S. S. Tsygankov**

A model is suggested of the earth as a natural construction, the inner part of which is heating and expanding, whereas the outer one (the cover) is cooling and resisting the interior expansion and is thereby periodically broken by extension. The crust is interpreted as a product of the inner substance of the planet, squeezed out through the extending cover, and the Moho discontinuity, as the initial solid surface of the earth. A two-layer model of the cover is suggested, accounting for its ordered structuring in the course of expansion. Model and actual block structures are compared.

УДК 551.14/551.242.5

## ВНУТРЕННИЕ ФАКТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ МОБИЛЬНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПЛАТФОРМ

© 1996 г. Ю. С. Геншафт

*Объединенный институт физики Земли РАН, Москва*

Поступила в редакцию 05.12.94 г.

Приведены геолого-геофизические данные, свидетельствующие о существовании в пределах платформ областей высокой тектонической мобильности. В основе этого феномена лежат иерархически распределенные вещественно-структурные неоднородности платформенной литосферы, поля напряжений и крупномасштабные перемещения литосферных блоков. Характер и масштабы мобильности тектонических структур определяются особенностями физико-химической и механической гетерогенности литосферы, приводящей к существованию градиентов силовых полей и движений. Рассмотрены примеры неоднородного строения платформенных участков Евразии, показано, что по ряду характеристик платформенные зоны подобны высоко подвижным складчатым структурам.

В тектонике давно утвердились представления о двух классах современных структур, противоположных по степени тектонической подвижности: неактивные, или слабо подвижные, платформы и кратоны и высокоподвижные складчатые структуры (современные орогены, активные континентальные окраины). По В.В. Белоусову [5], земная кора платформенных и кратонных областей характеризуется “холодным” состоянием, то есть в верхней оболочке этих структур “заморожены” процессы метаморфизма и магматизма, а тектонические движения сводятся преимущественно к малоамплитудным знакопеременным колебаниям, и только для магматически активных континентальных платформенных эндогенных режимов (рифтовый, трапповый, или платобазальтовый, трубок взрыва и центральных интрузий) термически возбужденной (“горячей”) является верхняя мантия. Земная кора при этом достаточно пассивно реагирует на мантийные события, подвергаясь хрупкому разрушению и утонению за счет растяжения при сводовом поднятии в ходе мантийного диапиризма. С точки зрения “тектоники литосферных плит” литосфера континентальных платформ и более жестких кратонов также не испытывает существенного преобразования структуры и состава. Под влиянием горизонтальных сил растяжения и сжатия в областях океанического рифтогенеза (спрединга) и коллизий на границах литосферных плит (включая зоны субдукции) континентальные плиты раскалываются на части, перемещаются по кровле астеносферы, сохраняя свое внутреннее состояние. Даже континентальный рифтогенез в этой схеме является пассивным отражением далеких явлений на границах плит [22].

Не подвергая сомнению правомерность принятого деления тектонических структур по степени и характеру тектонических движений, или тектонической подвижности, необходимо отметить, что в последнее время появляется все больше данных о достаточно высокой тектонической подвижности платформ, проявляющейся в структурно-вещественной перестройке кристаллического фундамента и осадочного чехла [26–29]. М.Г. Леонов приводит следующие механизмы “холодной” подвижности вещества фундамента, которые реализуются в ходе тектонической активизации платформ: 1) пластическая деформация, 2) меланжирование, 3) хрупкая макросколовая (блоковая) деформация, 4) хрупкая микросколовая деформация и кливаж, 5) дезинтеграция и катаклаз, 6) динамическая рекристаллизация [27]. О достаточно мобильном состоянии платформ свидетельствуют данные о современных вертикальных движениях [44], о существовании в их пределах зон повышенной сейсмичности [1, 45], об активных процессах нефте- и газоаккумуляции в современных платформенных структурах [20, 46] и др.

Возникает вопрос, какова природа эпиплатформенной тектонической активизации и каковы физико-механические предпосылки осуществления преобразований глубинной среды указанными выше механизмами. Принципиальный ответ давно найден и заключается в признании ведущей роли структурной и вещественной неоднородности земной коры и более глубоких оболочек Земли. Взаимодействие этих неоднородностей с полями напряжений (различной природы и уровня), стремление к установлению равновесного состояния и приводит к движению вещества, частным случаем которого является механическая деформация. В.В. Белоусов писал, что “если бы не было

всей сложной неоднородности земной коры, не было бы всего того арсенала структурных форм, который так удивляет своим разнообразием” [6, с. 200]. Недавно автором были приведены данные о вещественно-структурных изменениях в платформенной литосфере по данным изучения глубинных включений в базальтах и кимберлитах [14]. Рассмотрению по комплексу геолого-геофизических данных более конкретных форм проявлений неоднородностей литосферы платформ и связанной с ними ее мобильности посвящена настоящая статья.

### СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ПЛАТФОРМ – ИСТОЧНИК ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ МОБИЛЬНОСТИ

Геофизические и геологические данные свидетельствуют о неоднородном латеральном и вертикальном строении платформ и, как полагают многие тектонисты, их наиболее устойчивых областей – кратонов (щитов). Эта неоднородность выявляется как в “квазилинейно-полосовидном структурном рисунке” (например, для Анабарского щита [25]), так и в “нуклеарно-прокрустальной зональности”, вытекающей из представлений о нелинейной архейской тектонике Земли [16].

На разных масштабных уровнях можно увидеть различные формы геолого-геофизической неоднородности литосферы платформ, сформированной последовательными тектоно-магматическими циклами эволюции Земли. К числу крупнейших структурных элементов, которые можно выделить на современных платформах, помимо синеклиз и антеклиз, относятся палеорифты, авлакогены, впадины, шовные зоны (сутуры), зеленокаменные пояса, гранито-гнейсовые купола и др. Петромагнитные исследования пород фундамента платформ показали, что в геологической истории существования этих структур можно выделить “эволюционный ряд формирования различных типов коры от древнейших гранулитовых ядер до зрелой континентальной коры дорифейского этапа” [3, с. 159]. В этом ряду уменьшается основность пород. Вообще же для крупных частей платформ характерно сочетание нескольких петромагнитных типов, обусловленное неоднократно кратным внедрением в низы коры магматических расплавов.

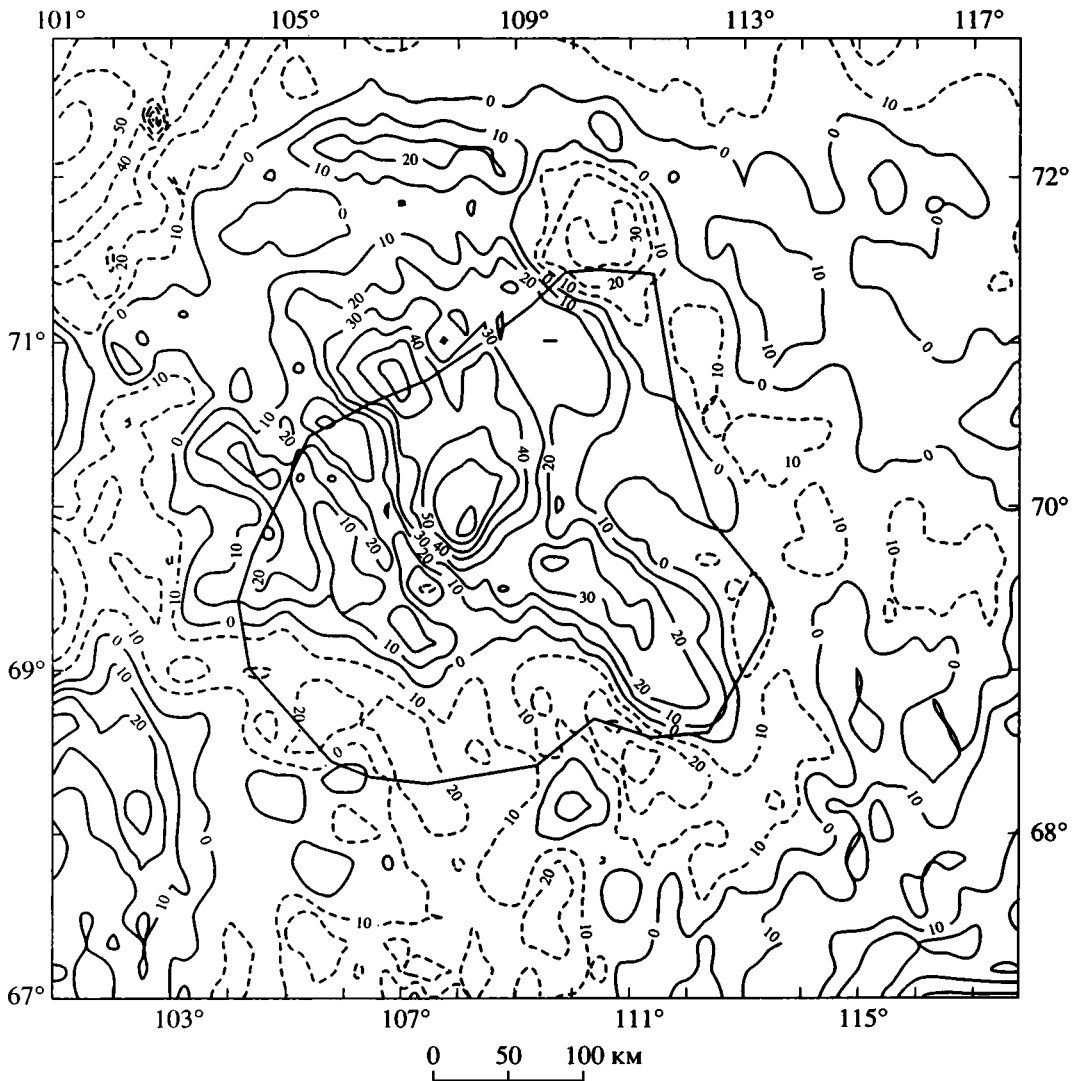
Помимо данных о современных тепловых потоках, рисующих мозаичное тепловое поле даже в пределах кратонизированных участков платформ [50], латеральные неоднородности глубинного распределения температуры на различных возрастных срезах в платформенных структурах следуют из палеогеотерм, построенных по результатам минеральной геотермометрии глубинных включений в кимберлитах и базальтах [13]. Включения

глубинных пород и минералов дают в руки исследователям прямые данные о вещественной гетерогенности земных недр, которая на разных масштабных (иерархических) уровнях проявляется различным образом [13]. Так, для разных частей Сибирской платформы, в пределах которой находится Якутская кимберлитовая провинция, установлена разная степень истощенности подкоревой верхней мантии: в наибольшей степени вещество верхней мантии дифференцировано и “потеряло” базальтоидные компоненты в центральных районах. На примере Памиро-Тянь-Шаньского региона видно, что каждому типу структуры сопутствуют свои особенности состава глубинных зон [30]. Иначе говоря, перестройка тектонической структуры сопровождается (вызывается?) изменением в составе глубинного субстрата.

Интересные данные о неравномерном прогреве недр платформ приведены для Западно-Сибирской плиты [21]. Показано, например, что в пределах Уват-Ханты-Мансийского срединного массива и Енисейско-Туруханской перикратонной зоны тепловой поток существенно превышает среднюю величину, характерную для архейских и байкальских структур. Рисунок изолиний теплового потока не совпадает с ориентировкой зон фундамента. Также не обнаруживается корреляция теплового поля плиты с ее глубинным строением, гравитационным и магнитным полями. Авторы цитируемой работы отмечают, что на характер поверхностного распределения теплового потока существенное влияние могут оказать такие неглубинные факторы, как длительные нисходящие движения поверхности, осадочный чехол, миграция углеводородов в чехле. Определенную роль в нарушении стационарного теплового потока играл глубинный магматизм, с которым связано эпигерцинское формирование Западно-Сибирской плиты. Интересно, что диапазон вариаций значений теплового потока в пределах районов герцинской консолидации плиты практически не отличается от такового для каледонской Алтае-Саянской складчатой области (29–96 мВт/м). Далее будет показано, что и по другим характеристикам неоднородного строения и мобильности платформы сопоставимы с современными подвижными складчатыми областями.

Гравиметрические и сейсмические данные также указывают на чрезвычайно неоднородное распределение в платформенных областях горных пород, обладающих различными петрофизическими характеристиками (в том числе упруго-плотностными) [7, 48]. На рис. 1 приведена схема распределения аномалий силы тяжести в редукции Буге за вычетом региональной составляющей для Анабарского щита и прилегающих областей Сибирской платформы (по неопубликованным данным М.К. Кабана). Эти аномалии обусловлены прежде всего массами, распределенными





**Рис. 1.** Гравитационное поле Анабарского щита и прилегающих областей Сибирской платформы в редукции Буге за вычетом региональной составляющей гравияномалии, по данным М.К. Кабана.

Сплошные и пунктирные линии – изолинии положительных и отрицательных значений аномального гравитационного поля. Контуром показан Анабарский щит.

в пределах земной коры. Обращает на себя внимание несовпадение поверхностного контура Анабарского щита и границ перехода от положительных к отрицательным аномалиям. Это означает, что глубинные структуры не совпадают с границами щита и являются наложенными, более молодыми образованиями. В пределах щита земная кора по распределению масс с различной плотностью не является моноструктурой. Общий характер гравитационного поля коррелируется с направлением главных разломов, рассекающих щит и ограничивающих выходы на поверхность разнофациальных серий метаморфических пород [2, 31, 49].

Гетерогенное глубинное строение платформенной литосферы и неоднородное распределе-

ние тектонической подвижности фиксируется данными о современных вертикальных движениях и сейсмичности платформ. В этом отношении представительный материал собран по Восточно-Европейской платформе [45]. Вся территория испытывает сопряженные поднятия и опускания со скоростями, превышающими в отдельных зонах 10 мм/год. Интенсивные движения характерны для Балтийского щита, для районов в среднем течении Волги, вблизи Курска, в Приуралье. Скорости движений в этих платформенных областях вполне сопоставимы с абсолютными скоростями вертикальных движений в молодых альпийских горных системах Динарид, Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа и др. (от 2 до 13 мм/год).

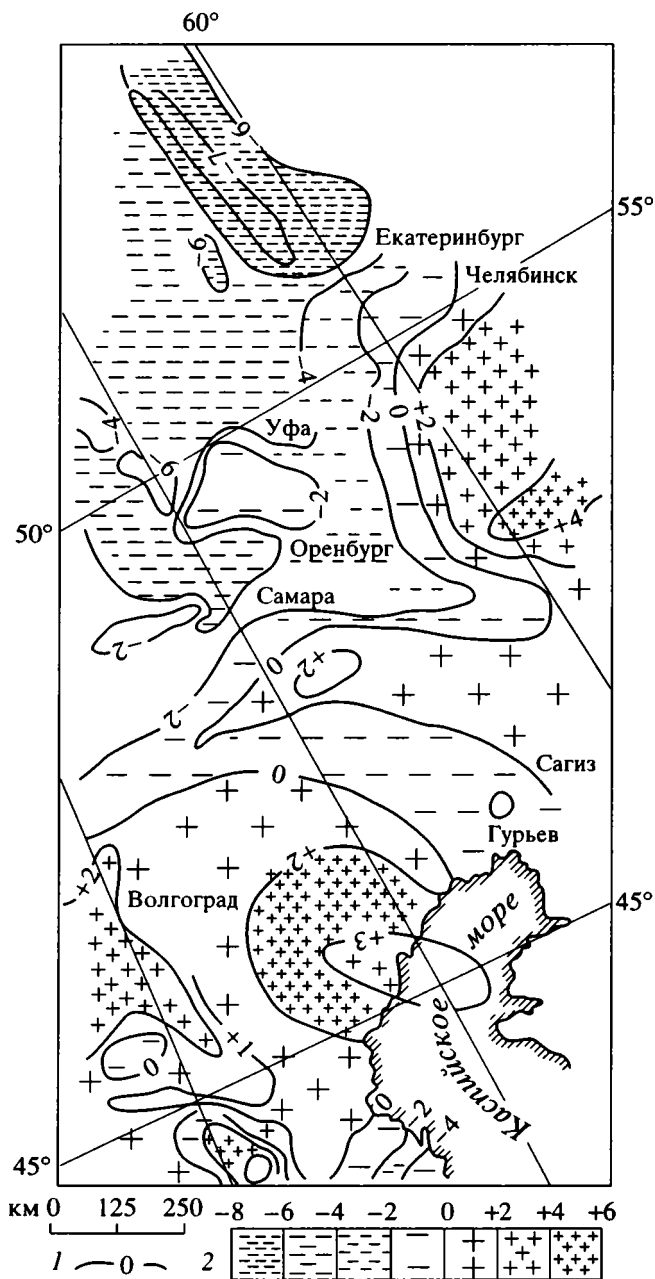


Рис. 2. Карта скоростей современных вертикальных движений некоторых районов Русской платформы, по данным [45]

1 — изолинии скоростей вертикальных движений в мм/год; 2 — участки, характеризуемые показанными интервалами скоростей вертикальных движений в мм/год.

На примере Причерноморья Н.С. Благоволин и Д.А. Лилиенберг показали чрезвычайно дифференцированный характер современных вертикальных движений при незначительном отличии величин скоростей в платформенной и складчатой частях территории [45, с. 112–120]. На карте градиентов скорости современных вертикальных

движений отчетливо видны протяженные зоны с повышенными значениями, заходящие даже в пределы щитов. Наблюдается высокая корреляция между распространением областей, характеризующихся как высокими скоростями движений, так и высокими градиентами [45, с. 42–48]. На рис. 2 приведена карта современных вертикальных движений некоторых районов европейской части России, свидетельствующая о сильной дифференцированности Русской плиты по этому признаку [45, с. 34–41]. Из этой карты видно, что даже в пределах Прикаспийской впадины, где осадочный чехол сложен в общем спокойно залегающими породами, вертикальные движения проявляются чрезвычайно неоднородно. Видимо, это обусловлено сложным геологическим строением данной структуры (развитие соляных куполов, неоднородное строение фундамента и более глубоких частей литосферы) [48].

При изучении сейсмичности Восточно-Европейской платформы также выявляется взаимосвязь между характером пространственного распределения современных движений земной коры и ее глубинным строением. На Русской платформе выделены три обширные области повышенной сейсмичности: юго-восточная часть Балтийского щита, восточная часть Воронежского кристаллического массива и Украинского щита, Средний Урал и Предуралье [45, с. 605–616]. По мнению И.В. Ананьина, распределение сейсмичности (особенно характер распределения изосейст) и медленных вертикальных движений определенно указывают на существование в литосфере платформы крупных линейных неоднородностей [1]. И.В. Ананьин подчеркивает, что на характер протекания платформенных процессов большое влияние должно оказывать изменение свойств вещества на больших глубинах в мантии. Им выделены три области мантийной неоднородности: Волжско-Карпатская, Тянь-Шань-Прикаспийская, Южно-Сибирская. Отметим, что по этим данным можно предположить в какой-то мере обусловленность формирования свойств и структуры глубинных платформенных зон под влиянием процессов в смежных областях альпийского тектогенеза.

Анализ поверхностных и объемных волн, регистрируемых сейсмографами с вертикальной компонентой и распространяющихся в пределах Западной и Восточной Европы, показал сильную дифференцированность волнового поля в европейской литосфере [56]. Эти данные свидетельствуют о большой неоднородности в мощности литосферы, особенно относительно линии Торнквиста-Тейссейра. Но и в пределах докембрийской и молодой платформ хорошо видны глубинные неоднородности под различными структурами. По данным С.В. Соболева (устное сообщение), с этим согласуется оцененное неоднородное

распределение температуры в европейской литосфере.

По совокупности различных характеристик, в том числе по характеру современных вертикальных движений и гравитационного поля, платформы можно разбить на квазиоднородные блоки. Только на европейской территории СССР их было выделено более 90 [45, с. 617–622]. Как уже отмечалось, можно разбить на блоки и отдельные тектонические структуры (например, Прикаспийская впадина). В качестве примера приведем данные для Припятской впадины и Терско-Каспийского краевого прогиба [20, 46]. В пределах этих платформенных структур выявлен блоковый характер движений с резким изменением значений современных вертикальных движений в области межблоковых границ. Выполненное геокинематическое расчленение этих нефтегазоносных районов определяется неоднородным строением земной коры, наличием разнородных по своей активности разрывных нарушений в фундаменте и повышенной деформацией пород осадочного чехла над этими нарушениями. Под действием движений земной коры, сопряженных с ними изменений напряженного состояния пород и их деформаций наблюдаются годовые вариации изменения силы тяжести (до 0.3 мГал) и магнитного поля (до 20–40 гамм). Такой же порядок величин имеют вариации полей в складчатых структурах Большого Кавказа [46]. Авторы отмечают, что дифференцированный характер современных движений связан с активностью глубинных структур и ограничивающих их разломов. По разрезу осадочного чехла наблюдается субвертикальная передача деформаций и смещений. С высокоградиентными зонами сопряжены области активной миграции углеводородов, так как именно здесь формируется повышенная проницаемость коллекторов (зоны высокой трещиноватости. Влияние проницаемости глубинной среды на характер тектонических движений подчеркивал В.В. Белоусов [4].

Особенности геофизического строения, обусловленные перестройкой структуры платформы (например, при наложении на платформенный режим рифтового или трубок взрыва), сохраняются чрезвычайно долго и после “отмирания” наложенного режима (например, после прекращения вулканизма). Так, геофизические исследования показывают существование аномальных свойств верхней мантии под девонским Донецко-Днепровским авлакогеном [47] и под палеозойскими и мезозойскими кимберлитовыми полями Якутской кимберлитовой провинции [24]. Аномальные характеристики глубинных горных пород фиксируются и в пределах земной коры. В конечном итоге это может свидетельствовать о длительном существующем структурно-вещественном неустойчивом состоянии литосферы, которое медленно

(в геологическом масштабе времени) релаксирует в условиях “холодной” земной коры и “холодной” верхней мантии.

Г.И. Рейснер с соавторами провел типизацию земной коры различных тектонических структур Европы, захватывающих и Восточно-Европейскую платформу [38, 39]. В основе метода типизации лежит совместный анализ таких характеристик структур, как плотность теплового потока, мощность земной коры, высота рельефа, изостатические аномалии и глубина залегания поверхности консолидированного фундамента. Было показано, что близкие по тектонической принадлежности структуры распадаются на несколько типов коры. Ясно, что это связано с существенным пространственным изменением характеристик земной коры на сравнительно коротких расстояниях. Мозаичная картина эндогенной активности литосферы платформ иллюстрируется современными данными по Мизийской, Русской и Скифской плитам. Характер проявлений неоднородностей в двух последних показан на рис. 3 и в таблице по неопубликованным данным Г.И. Рейснера.

Рассмотрение рис. 3 показывает, что распределение неоднородностей коррелируется в принципе с распределением на данной площади крупных тектонических структур (Прикаспийская и Черноморская впадины, Днепровско-Донецкий авлакоген, Украинский щит и Приазовский массив и др.). Но, с другой стороны, сопоставление данных рис. 3 с картой тепловых потоков на территории Европы [50] показывает явное несовпадение многих элементов рисунков. Это тем более существенно, что величина теплового потока явно коррелируется с рельефом и мощностью коры. Но, поскольку выделяемый тип литосферы учитывает и другие ее характеристики (мощность подкорового слоя, ответственного за региональную – мантийную – составляющую гравитационных аномалий, мощность осадочного чехла, изостатические аномалии), разный структурный рисунок неоднородностей, выделяемых по различным характеристикам ячеек среды – тектонической структуры, в общем, не удивителен.

Существенно другое: платформенная литосфера и примыкающие к ней структуры более высокой подвижности (Предкавказские краевые прогибы) могут быть представлены одним типом. На рис. 3 хорошо рассматриваются субширотные и субмеридиональные направления распространения однотипной литосферы. Ситуация подобна наложению кавказских и антикавказских простираний ряда геофизических полей в пределах Кавказской складчатой системы, что отвечает простираниям разновозрастных глубинных структур [52]. То же самое выявляется при анализе гравитационного поля в редукции Буге Воронежского кристаллического массива.

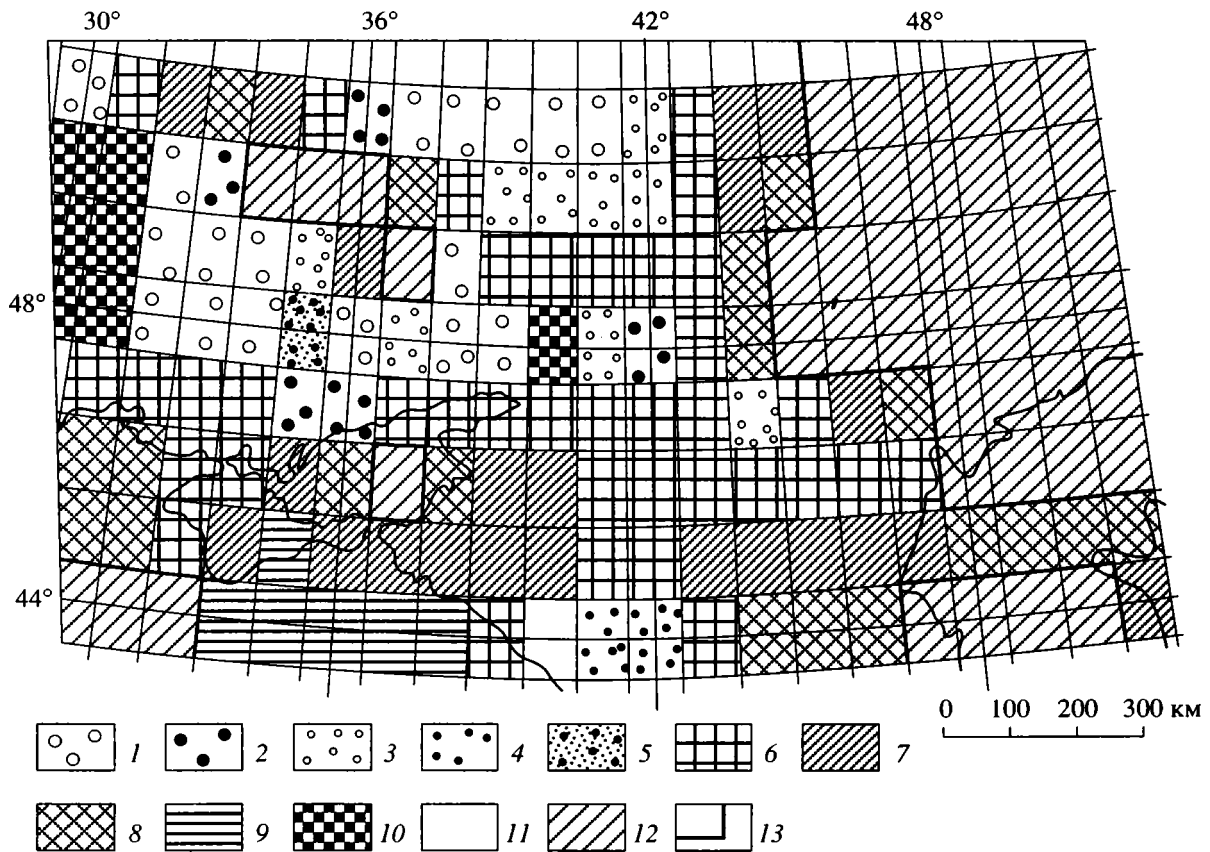


Рис. 3. Типы земной коры по совокупности 6 признаков (см. таблицу и текст) южной части Русской и Скифской плит, по данным Г.И. Рейснера

1–12 – 12 типов земной коры; 13 – граница областей с максимальной мощностью осадочного чехла.

Таким образом, в геофизических полях с некоторым приближением и с определенной условностью можно прочесть геологическую историю формирования и эволюции различных регионов и структур Земли. На основании приведенных данных можно полагать, что структурные изменения опережают не только изменение в тепловом состоянии литосферы, но и некоторые изменения физико-химического и механического состояния глубинного вещества, включая магматизм.

Приведенные данные убедительно свидетельствуют о том, что структурно-вещественная гетерогенность земной коры и верхней мантии платформ является существенным источником их тектонической мобильности и определяет характер ее проявлений.

#### ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В ЧЕХЛЕ НАД ГЕТЕРОГЕННЫМ ФУНДАМЕНТОМ

Геодинамические модели и прямые измерения свойств горных пород в массивах, скважинах, шахтах приводят к выводу, что вещество земной

коры находится в условиях сложно напряженного состояния. Причины развития напряжений в природной среде могут быть самые разные, от локального и регионального масштабов до глобального. Источниками напряжений могут быть как внутренние процессы, протекающие в недрах тех или иных структур, так и внешнее воздействие со стороны примыкающих или относительно далеких от рассматриваемых структур тектонически активных областей Земли. Так, например, П.Н. Кропоткин и В.Н. Ефремов [23] называют в качестве источников тектонических напряжений в складчатых областях и на платформах 1) тепловую конвекцию в мантии, 2) давление со стороны возвышающихся срединно-океанических хребтов и 3) затягивание в мантию плит охлажденной океанической литосферы в зонах субдукции под действием собственного веса. На это накладываются эффекты, обусловленные небольшим пульсационным сжатием и расширением Земли. И.А. Гарагаш в качестве основных факторов напряженно-деформационного состояния земной коры рассматривает 1) некомпенсированный вес горных хребтов, 2) горизонтальные и вертикальные тектонические

Характеристика типов земной коры южной части Русской плиты и Скифской плиты, по данным Г.И. Рейснера

№ типа/количество ячеек	Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>	Мощность коры, км	Рельеф, км	Изостатические аномалии, мГал	Мощность осадочного чехла, км	Мощность слоя, ответственного за региональные аномалии, км <sup>1</sup>
1/17	42 (36/49)	44.6 (42/46)	0 (0/0)	27.9 (5/48)	0.1 (0/1)	0 (0/0)
2/5	45 (40/51)	42.8 (38/45)	0 (0/0)	20.8 (1/41)	1 (1/1)	0.2 (0/1)
3/9	48 (45/56)	44.1 (42/46)	0 (0/0)	31.3 (18/44)	0.9 (0/1)	0 (0/0)
4/2	52 (49/56)	41.5 (41/42)	2 (2/2)	25.5 (15/36)	0 (0/0)	-2.5 (-3/2)
5/1	42	46	0	49	0	0
6/38	55 (40/84)	42.8 (33/50)	0.05 (-1/1)	26.9 (-2/71)	2.3 (2/3)	0.2 (-1/3)
7/23	55 (38/73)	39.8 (32/40)	0 (-1/0)	26.6 (-7/61)	4.4 (4/6)	0.1 (0/1)
8/20	52 (33/66)	40.2 (34/40)	-0.1 (-1/0)	22.7 (-40/67)	6.9 (6/9)	0.2 (0/1)
9/6	35 (31/39)	26.5 (23/32)	-1.8 (-2/-1)	14 (-12/34)	6.7 (5/9)	-0.5 (-1/0)
10/7	38 (32/50)	48.7 (16/51)	0 (0/0)	43.7 (27/67)	0.1 (0/1)	1.4 (1/2)
11/1	50	38	1	43	1	-2
12/46	50 (23/67)	37.3 (20/42)	-0.1 (-2/0)	6.1 (-44/50)	13.9 (9/21)	-0.1 (-4/1)
Мода	50	42	0	32	2	0

<sup>1</sup> Примечание. Минус относится к слою, связанному с отрицательной региональной составляющей (т.е. с разуплотнением вещества верхней мантии). В скобках указаны минимальное и максимальное значения.

усилия, 3) неравномерный нагрев вещества недр, 4) лунно-солнечные приливы. К этому можно было бы добавить и суточное вращение расслоенной и неоднородной по реологическим характеристикам Земли [9].

Идеи М.А. Садовского о дискретном иерархическом строении геофизической среды [19, 42], получили развитие в представлениях об иерархичности тектонических полей напряжений и деформаций [32, 36]. Последнее утверждение является прямым следствием неоднородного строения и состояния литосферы – наличия разновеликих блоков, систем разломов и разрывов, неоднородного теплового поля, массопереноса (в виде диапиров, конвективных струй и т.п.). Структурно-вещественная неоднородность нагружаемого объема приводит к развитию сдвиговых деформаций. В представлениях о существовании квазиоднородных по своим свойствам блоков П.Н. Николаев выделяет тектоно-динамические системы, то есть такие структурные единицы геологической и геофизической среды, в которых тектони-

ческие поля напряжений, деформации и движения оказываются взаимозависимыми [32].

Переходя на масштабный уровень, следует выделять поля напряжений (и соответственно тектонические деформации и движения) разного ранга. Высший ранг соответствует объему отдельного минерального зерна или минеральному агрегату. Поле напряжений и все процессы, связанные с его воздействием на данный объем и массу вещества, всецело определяются свойствами минерального вещества и структурой агрегата. Низший ранг соответствует глобальному полю напряжений Земли, рассматриваемой как однородное сплошное тело, и зависит от совокупности космических факторов. В промежутке между этими крайними рангами располагается иерархия взаимосвязанных и взаимозависимых полей напряжений, деформаций и движений, определяемая рангом (масштабом) структурных и вещественных неоднородностей различных оболочек Земли.

В рамках этих модельных представлений становится понятным и непротиворечивым, с одной стороны, противопоставление платформ и складчатых поясов по уровню тектонической мобильности, а с другой, – их сопоставимость по масштабам мобильности при рассмотрении частных платформенных структур. Так, при отмеченном выше совпадении диапазонов изменчивости скоростей современных вертикальных движений, годовых вариаций некоторых геофизических полей, изменчивости величин поверхностных тепловых потоков средние характеристики платформ и современных горноскладчатых сооружений значительно различаются. П.Н. Николаев справедливо указывает на корреляцию длительности функционирования тектоно-динамической системы с ее рангом: чем ниже ранг, тем больше длительность [32].

Конкретным выражением этой закономерности можно считать неравномерную тектоническую активность различных платформенных структур. Например, отмечается крайне дифференцированный характер движений (по знаку, амплитуде, скорости) отдельных структур и неравномерный по масштабам магматизм в областях развития пермо-триасовых траппов в пределах Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе [3]. По кровле кристаллического фундамента выявлен ряд впадин глубиной до 10 км. Скорее всего, период их формирования был относительно коротким на фоне длительного пострифейского платформенного этапа всей этой территории. Многие авторы отмечают этапность в формировании залежей нефти и газа, синхронную с эпохами активного тектогенеза. При этом подчеркивается важная роль новейших тектонических движений, приводящих к формированию путей миграции флюидов, в том числе углеводородов [20].

Разновозрастные дислокации глубинной среды и разные механизмы деформаций на разных глубинных уровнях приводятся для Печенгской структуры Балтийского щита [32] и Терско-Каспийского краевого прогиба [46]. По материалам Кольской сверхглубокой скважины выделено три толщи с различным напряженным состоянием и соответственно этому разными механизмами деформаций. Структурные и литологические неоднородности разреза коррелируются с характером локальных полей напряжений. Разному возрасту трещинообразования соответствует и разный характер выполнения разрывов: древние трещины, как правило, залечены, заполнены минеральным веществом. Молодые трещины часто секут более древние и пусты. Самое интересное, что молодые трещины часто сопровождаются зеркалами скольжения, то есть свидетельствуют о сдвиговом характере деформаций.

В мегаскопическом линейном масштабе, когда в качестве структурной единицы рассматриваются континенты, устанавливаются поля мегарегио-

нальных напряжений, охватывающих по глубине земную кору и всю литосферную верхнюю мантию [35]. Однородные по ориентации главных осей поля напряжений прослеживаются на обширных площадях, включающих платформы и окаймляющие их горноскладчатые пояса. Иное дело, когда рассматриваются отдельные тектонические структуры и провинции. В этом случае необходимо рассматривать разноглубинные структурные этажи, в пределах которых развиваются свои характерные направления главных напряжений. Так, допускается возможность различной ориентации напряжений в подкоревой верхней мантии и в земной коре Карпатского сейсмоактивного объема тектоносферы [35]. О.И. Гущенко выделяет окраинноконтинентальные и внутриконтинентальные области напряжений, взаимодействие которых приводит к проявлениям потери механической устойчивости Евразийской плиты в горизонтальной плоскости (возможно, под влиянием конвекционных течений в мантии). Кроме того, приводятся данные о возможном проявлении коротко- и длиннопериодических пульсаций относительных величин тектонических напряжений, источник которых может иметь как глубинное земное, так и космическое происхождение [35].

В неоднородно напряженной среде возникают смещения по различного рода разрывам, устанавливается неоднородное распределение физико-химических характеристик (теплопроводности, пористости и проницаемости, реакционной способности, упруго-плотностных свойств и т.п.), что неизбежно приводит к изменению глубинного распределения температуры, перераспределению флюидов, минералообразованию. Масштабы этих явлений должны быть структурированы подобно иерархической упорядоченности неоднородностей литосферы и полей напряжений. Некоторые конкретные примеры деформаций, обусловленных развитием рифтовых структур в платформенных областях и внедрением интрузий, приведены в [4].

В напряженной глубинной среде существенно меняются условия и скорости процессов массообмена и переноса вещества (на макроуровне и путем диффузии). Рассмотрение этого вопроса проведено, например, в работах [12, 18, 37, 43]. Показана принципиальная возможность направленной диффузионной миграции атомов в напряженных горных породах с метаморфическими реакциями в блоках земной коры километровых размеров за геологически приемлемый период времени – 10 лет. В условиях хрупко-пластических деформаций скорости массообмена возрастут еще больше. Проблема стресс-метаморфизма обсуждалась многими исследователями. Было показано, что сдвиговая деформация может полностью “разморозить” те реакции, которые не осуществляются ни по кинетическим, ни по термодинамическим

причинам (например, переход кварца в коэсит при комнатной температуре [54]). Флюидная внутрикоровая конвекция, в значительной степени определяющая характер распределения поверхностного теплового потока и внутрикоровое тепловое поле, а также переотложение вещества, сильно зависит от типа напряженного состояния среды и соответствующих ему деформаций. В областях действия растягивающих напряжений и сбросовых подвижек флюидный теплоперенос может охватить значительную часть литосферы [41]. Даже при относительно слабых девиаторных напряжениях (< 300 бар) из-за нарушения сплошности горных пород существенно увеличивается их проницаемость и транспортные свойства [55].

В условиях сдвиговой деформации и быстрой релаксации напряжений может развиваться фрикционное плавление, приводящее к процессам плавления и образованию пород типа псевдотахилитов. В качестве “спускового механизма” этого процесса рассматриваются такие процессы, как быстрые сейсмические подвижки в разломных зонах и эклогитизация пород нижней коры, сопровождаемая резким уменьшением объема и сбросом напряжений в глубинной среде [53].

Итак, геологическая среда платформенной литосферы, будучи неоднородной по вещественному и структурному состоянию и находясь в тензорном поле напряжений, испытывает мобильность в виде механических деформаций, перераспределения физико-химических условий и массопереноса.

### РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ПОДВИЖНОСТИ ПЛАТФОРМ

Разломы и зоны повышенной трещиноватости горных пород являются важнейшими структурообразующими элементами литосферы. Фактически любой участок земной поверхности или глубинной среды подвержен механической деструкции, позволяющей выделить линейные или плоскостные границы. Разрывные нарушения существенно влияют на перераспределение полей напряжений в недрах Земли и на пластическое и сверхпластическое поведение горных пород. Было показано, что в основании подвижного блока, ограниченного субвертикальными разломами, могут развиваться аномально высокие давления с одновременным адиабатическим повышением температуры [12]. Величины изменений РТ условий, характер установившихся вертикальных и горизонтальных градиентов зависят от различных диссипирующих факторов, в частности, от степени компетентности пород на разных глубинах. В работе И.М. Волович рассмотрены напряженное состояние и скорости смещения слоистого осадочного чехла, деформируемого при дви-

жениях блоков фундамента [35]. Установлено сосредоточение максимальных напряжений непосредственно над разломами. Приведенные в литературе данные показывают, что при блоковом строении фундамента в чехле скорее можно ожидать возникновения градиентов скоростей смещения, то есть условий для его деформирования (за счет неоднородного движения фундамента, разбитого близвертикальными разломами). Эффект усиливается при слоистом строении чехла с контрастными физико-механическими свойствами слоев. В осадочном чехле могут возникать разрывы, являющиеся продолжением разлома в фундаменте, а также формирующие зоны повышенной трещиноватости и сброса. Характер развивающихся дислокаций зависит от скорости смещения блока фундамента [36]. Прогрессирующее увеличение трещиноватости среды уменьшает эффективную прочность и жесткость вещества и переводит его в состояние “деструкционной пластичности”, по терминологии Ю.Н. Работнова.

И.А. Гарагаш рассмотрел основные явления возмущающего влияния разломов на напряженное состояние и движения земной коры [8]. С глубиной закономерно меняется ориентация разломов: увеличивается их отклонение от вертикали, вплоть до полного выполаживания в катазоне, на глубине 20–30 км [33]. В разломных зонах осуществляется катакластическое движение вещества за счет лавинообразного трещинообразования, дробления на мельчайшие частицы и их вращения. Такой процесс подобен сверхпластическому течению и в отличие от “истинной” сверхпластичности сопровождается движением флюидов, дилатансионным раскрытием пустот вдоль границ зерен и характеризуется большим размером самих зерен [10]. Ясно, что процессы пластического и сверхпластического течения пород создают благоприятные условия для существенного изменения химического и минерального состава среды, ее физических и механических свойств. Для нашего рассмотрения большой интерес представляют выводы о структурировании земной коры (развитие кольцевых и блочных структур) под влиянием глобального геодинамического деформирования литосферы [11]. Появление ячеистой структуры является следствием неустойчивости в процессе деформации геоматериала, развития интенсивного вязко-катакластического течения. Появление структур размером до десяти километров обеспечивается деформированием верхней части земной коры.

Следует отметить пространственно-временную миграцию тектонической активности разломных зон. Имеется много свидетельств миграции сейсмичности [1, 40, 41]. И.В. Ананьин указывает, что скорость проявлений сейсмичности на платформах может достигать 100 км/год [1]. Сейсмоактивные зоны разломов являются областями

высокого затухания сейсмической энергии и прослеживаются глубоко в мантийные области литосферы. По-видимому, эти особенности сейсмоактивных зон не зависят от того, распространены они в платформенных или в складчатых структурах Земли. Пространственно-временные вариации параметров сейсмического очага (или напряженно-деформированного состояния очаговой разломной зоны) были установлены для сейсмогенных областей Средней Азии [44, 51] и Кавказа [40, 51]. В области сейсмогенных разломов М.В. Невским и др. установлено распространение длиннопериодных деформационных волн [19, с. 18–33]. Смысл этого явления состоит в динамике временного процесса изменения свойств геофизической среды. Неоднородности этой среды приводят к мозаичному и несимметричному волновому полю относительно источника возмущений – сейсмогенного разлома.

Выше приводились данные о роли зон повышенной трещиноватости в тепломассопереносе, миграции флюидов, фазовом преобразовании вещества (фрикционном плавлении). В свою очередь, трещиноватость среды, изменяя ее напряженное и фазовое состояние, приводит к изменению таких физических характеристик, как теплопроводность, упруго-плотностные свойства. В результате происходит дальнейшее отклонение среды от равновесия, что только увеличивает вероятность повышения мобильности данной тектонической структуры.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литосфера платформ представляет собой чрезвычайно неоднородное вещественно-структурное образование. Следует иметь в виду как латеральную, так и вертикальную составляющие неоднородного строения платформ. Платформенный тектонический режим не является единым по эндогенной активности и степени мобильности. Даже в пределах одной тектонической структуры (щит, прогиб и др.) можно выявить несколько типов литосферы, различающихся набором признаков. Физико-химическая и механическая гетерогенность платформенной литосферы приводит к существованию градиентов термодинамических параметров, являющихся движущей силой мобильности платформ в широком смысле этого слова (тепломассоперенос, механические деформации, перераспределение термодинамических параметров, миграция геофизических границ, изменение характеристик глубинной среды, структурообразование). Интенсивность и масштабы мобильности определяются как глобальными, так и “местными”, или региональными, условиями. В общем виде механизм мобильности платформенной литосферы в целом и ее разноглубинных составляющих определяются взаимодействием эндогенных источников (диапиризм,

конвекция), структурно-вещественных неоднородностей литосферы, полей напряжений и разрывными нарушениями среды разного ранга, от крупных разломов до микротрещиноватости. Иерархичность глубинной среды проявляется на всех уровнях неоднородностей: вещественно-структурном уровне, уровне полей напряжений, геофизических полей, полей деформаций и т.п. В.Г. Талицкий и В.А. Галкин показали, что неоднородности земной коры, проявляющиеся на разных уровнях (можно сравнить с ранжированием тектоно-динамических систем, по П.Н. Николаеву [32]), являются основным фактором процессов структурообразования [19, с. 61–70]. Они справедливо указывают на существование обратной связи между изменением структуры (например, на уровне механизмов деформации) и характером поля напряжений, под воздействием которого происходит деформация. Это означает, что поле напряжений, приводящее к деформации по тому или иному механизму, изменяется в результате протекающей деформации, что, в свою очередь, приводит к изменению характера и механизма деформации и т.д. Взаимоотношения мобильности и гетерогенного состояния платформ в генетическом плане подобны взаимоотношению тектоники и магматизма: каждое из этих явлений нужно рассматривать как причину и следствие другого. Мобильность платформ является своеобразной реакцией на существующие в ее литосфере неоднородности. С другой стороны, различные виды этих неоднородностей продуцируются теми физико-химическими и механическими изменениями, которые и составляют понятие “мобильность литосферы платформ”.

Показав, что платформы могут быть так же мобильны, как и области активного тектогенеза, естественно задаться вопросом, только ли количественными параметрами отличаются структуры разной тектонической подвижности. Можно утверждать, что отличия обусловлены, в первую очередь, внутренними процессами и особенностями распределения физико-химических условий в пределах самих структур. Ранее автором были показаны принципиальные отличия в минералогии глубинных пород и особенностях магматизма в пределах стабилизированных (платформенных) и подвижных (складчатых) областей Земли [15]. Приведены данные в пользу существенных отличий в окислительно-восстановительном режиме недр под различными геотектоническими структурами [34]. Формирование таких платформенных зон тектоно-магматической активизации, как континентальные рифты, обусловлено, в первую очередь, динамикой глубоких горизонтов верхней мантии при преимущественно “вертикальным” изменением глубинного состояния вещества в областях рифтогенеза [13, 17]. Внешние по отношению к рассматриваемым мобильным локальным



платформенным областям силовые воздействия, скорее всего, следует рассматривать как дополнительные или триггерные, способствующие перемещению активного состояния глубинной среды к поверхности.

Автор приносит самую глубокую благодарность И.А. Гарагашу, М.К. Кабану, Г.И. Рейснеру за консультации и предоставление неопубликованных материалов, М.Г. Леонову, М.Л. Сомину и В.Н. Шолпо за прочтение рукописи и полезное обсуждение.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 93-05-9125.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьин И.В.* Сейсмичность и закономерности проявления землетрясений на Восточно-Европейской платформе и в прилегающих областях: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук в форме научного доклада. М.: ИФЗ АН СССР, 1990. 66 с.
2. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1990. 260 с.
3. *Баженова Г.Н.* Основные этапы тектонического развития и эффузивный трапповый магматизм Тунгусской синеклизы // Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1980. С. 141–165.
4. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
5. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
6. *Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
7. *Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
8. *Гарагаш И.А.* Оценка напряжений и деформаций земной коры в зоне тектонического разлома // Теоретические вопросы исследования современных движений земной коры. М.: МГГК, 1980. С. 22–29.
9. *Гарагаш И.А.* Поиск мест возникновения сильных землетрясений // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 862–867.
10. *Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л.Д., Николаевский В.Н.* Сверхпластическое течение материала внутри разлома // Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли. 1986. № 1. С. 12–24.
11. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Механика возникновения кольцевых и блочных структур земной коры // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 1. С. 62–65.
12. *Генишафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1978. 208 с.
13. *Генишафт Ю.С.* Процессы формирования континентальной тектоносферы Земли // Результаты комплексного изучения тектоносферы. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 22–48.
14. *Генишафт Ю.С.* Вещественно-структурные преобразования в литосфере платформ по данным изучения глубинных включений в магматических породах // Геотектоника. 1995. № 1. С. 23–30.
15. *Генишафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Особенности проявления базальтоидного вулканизма во внутриконтинентальных тектонических структурах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 3. С. 688–691.
16. *Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 215 с.
17. *Грачев А.Ф., Калашикова И.В., Магницкий В.А.* Новый взгляд на геодинамику Восточной Азии // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 6. С. 804–806.
18. *Гуткин А.М., Слонимская М.В.* Направленная миграция вещества в напряженной горной породе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 134–138.
19. Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. 174 с.
20. *Донабедов А.Т., Сидоров В.А.* Соотношения современных вертикальных движений земной коры с распределением зон нефтегазоаккумуляции // Современные геофизические исследования на нефть и газ. М.: Наука, 1980. С. 3–21.
21. *Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Тепловой поток Западной Сибири // Методика и результаты геотермических исследований. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 5–16.
22. *Киселев А.И., Попов А.М.* Глубинная структура Байкальского рифта: проблемы корреляции геофизических и петрологических данных // Геодинамические исследования. М.: МГК РАН, 1992. № 14. С. 76–85.
23. *Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.* Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Геотектоника. 1993. № 5. С. 34–36.
24. *Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. и др.* Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.
25. *Кузнецов А.А.* Структурно-фазально-формационная модель Анабарского щита // Отечественная геология. 1993. № 4. С. 53–59.
26. *Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
27. *Леонов М.Г.* Протрузии кристаллического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 3–18.
28. *Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
29. *Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
30. *Лутков В.С.* Петролого-геохимические модели литосферы и магматизма складчатых областей Южного Тянь-Шаня и Памира: Дис. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. Санкт-Петербург: ЛГИ, 1991. 56 с.

31. *Лутц Б.Г., Оксман В.С.* Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.
32. *Николаев П.Н.* Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
33. *Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения // *Механика. Новое в зарубежной науке.* М.: Мир, 1982. Вып. 28. С. 133–216.
34. Петромагнитная модель литосферы / Отв. ред. Д.М. Печерский. Киев: Наук. думка, 1994. 175 с.
35. Поля напряжений и деформаций в земной коре / Отв. ред. Ю.Д. Буланже. М.: Наука, 1987. 184 с.
36. Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. 252 с.
37. Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. 376 с.
38. *Рейснер Г.И., Иогансон Л.И.* Типизация земной коры: фундаментальные и прикладные проблемы // *Результаты комплексного изучения тектоносферы.* М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 6–21.
39. *Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.С.* Типизация земной коры и современные геологические процессы. М.: ИФЗ РАН, 1993. 209 с.
40. *Рогожин Е.А.* О прогнозе землетрясений на Кавказе // *Вестник РАН.* 1994. Т. 64. № 9. С. 818–820.
41. *Родкин М.В.* О характере обводненности литосферы и некоторых геотектонических следствиях этого явления // *Современные геофизические исследования.* М.: ИФЗ АН СССР, 1987. Ч. II. С. 37–47.
42. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* О свойстве дискретности горных пород // *Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли.* 1982. № 12. С. 3–18.
43. *Сидоров А.М., Соколова Л.С., Тимофеев В.В.* Влияние процессов плавления на теплопроводность горных пород // *Методика и результаты геотермических исследований.* Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 57–72.
44. *Соболев Г.А.* Исследование напряжений и деформаций в СССР сейсмологическими и другими геофизическими методами // *Динамика и эволюция литосферы.* М.: Наука, 1986. С. 214–222.
45. *Современные движения земной коры.* № 5. Тарту: Ин-т физики и астрономии АН ЭССР, 1973. 685 с.
46. *Современные движения земной коры и нефтегазопроизводство (на примере Терско-Каспийского передового прогиба).* М.: Наука, 1987. 119 с.
47. *Соллогуб В.Б.* Литосфера Украины. Киев: Наук. Думка, 1986. 184 с.
48. *Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы.* Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
49. *Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий.* Масштаб 1 : 15 000 000. 1973.
50. *Тепловое поле Европы.* М.: Мир, 1982. 376 с.
51. *Уломов В.И.* Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // *Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Европы.* М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 24–44.
52. *Шолло В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 175 с.
53. *Austrheim H., Boundy T.M.* Pseudotachylytes generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust // *Science.* 1994. V. 265. № 5168. P. 82–83.
54. *Dachille F., Roy R.* High pressure phase transformations in laboratory mechanical mixtures and mortars // *Nature.* 1960. V. 186. № 4718. P. 34.
55. *Trimmer D., Bonner B., Heard H.C., Duba A.* Effect of pressure and stress on water transport in intact and fractured gabbro and granites // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № 12. P. 7059–7071.
56. *Zielhuis A., Notel G.* Deep seismic expression of an ancient plate boundary in Europe // *Science.* 1994. V. 265. № 5168. P. 79–81.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

## Tectonic Mobility of the Platform Lithosphere: Inner Driving Forces

Yu. S. Genshaft

Geological and geophysical data are presented indicating the existence of highly mobile areas within platforms. This phenomenon is based on a hierarchy of structural–lithologic heterogeneities of the platform lithosphere, stress fields, and large-scale displacements of lithospheric blocks. The character and range of mobility of tectonic structures are determined by the specific features of physicochemical, and mechanical heterogeneity of the lithosphere resulting in the appearance of stress-field gradients and motions. Examples of the heterogeneous structure of Eurasian platform regions are considered. It is demonstrated that a number of parameters of platform zones are similar to those of highly mobile folded structures.

УДК 551.242.3(235.22)

**ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА – ФРАГМЕНТ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА**© 1996 г. **А. И. Альмухамедов\***, **И. В. Гордиенко\*\***, **М. И. Кузьмин\*\*\***,  
**О. Томуртоого\*\*\*\***, **Д. Томурхуу\*\*\*\****\*Институт геохимии СО РАН, Иркутск**\*\*Бурятский геологический институт СО РАН, Улан-Удэ**\*\*\*Институт геохимии СО РАН, Новосибирск**\*\*\*\*Институт геологии АН Монголии, Улан-Батор, Монголия*

Поступила в редакцию 26.09.94 г.

Приведена детальная геологическая характеристика структурно-формационных комплексов Джидинской части (Юго-западное Прибайкалье, Северная Монголия) позднерифейско-нижнепалеозойского Палеоазиатского океана. Установлено покровно-складчатое строение региона, в котором выделено восемь покровов, сложенных осадочно-вулканогенными и осадочными образованиями. Границы покровов, состоящих из серий тектонических пластин, маркируются зонами меланжа, серпентиновых сланцев и цепочками мелких массивов гипербазитов мантийной и кумулятивной природы. Изучение составов вулканических формаций региона показало наличие пород, типичных для коры современных океанов и их окраинных зон. Выделено три серии вулканитов – срединно-океанического типа, которые характеризуют спрединговые зоны палеоокеана, известково-щелочная ассоциация с бонинитами, типичная для островодужных систем, и ассоциация субщелочных высокотитанистых базитов, свойственных внутриплитовому океаническому магматизму. Рассмотрена история развития региона в рифее–нижнем палеозое от стадии открытого океанического пространства до покровно-складчатого сооружения, являющегося аккреционной окраиной Сибирского континента.

**ВВЕДЕНИЕ**

Центрально-Азиатский складчатый пояс, охватывающий территории Западного и Восточного Саяна, Тувы, Северной Монголии и Юго-Западного Забайкалья, характеризуется широким развитием офиолитовых комплексов верхнерифейско-вендско-нижнекембрийского возраста. Они фиксируют остатки Палеоазиатского океана, выделение которого обосновано Л.П. Зоненшайном [15]. Океан располагался между Сибирским континентом и Гондваной и внутри него находился ряд микроконтинентов, в частности: Тувино-Монгольский, Хамардабанский, Центрально-Монгольский, которые в современной структуре ограничивают Джидинскую зону.

Джидинская зона в качестве самостоятельной структурно-формационной единицы выделена в Юго-Западном Забайкалье по находкам археоциат в нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложениях верховий р. Джиды [4]. Позднее установлено, что зона продолжается в Северную Монголию, где также были найдены остатки археоциат [8]. В дальнейшем здесь описаны породы офиолитовых комплексов, указывающие на океаническую природу Джидинской зоны [16]. К аналогичным выводам пришли исследователи, изучающие Джидинскую зону Юго-Западного Забайка-

лья [1, 6, 11, 23]. Среди магматических пород офиолитовых комплексов присутствуют: базальты срединно-океанических хребтов, субщелочные базальты океанических островов, известково-щелочные лавы (в том числе бониниты) островных дуг, а также габбро и гипербазиты, сопоставимые с породами расслоенных комплексов, слагающих третий слой океанической коры [1, 16, 18, 19, 23, 26]. Было установлено также покровно-складчатое строение Джидинской зоны [12, 26, 30].

Таким образом, работы последних лет позволили понять структуру и историю развития рассматриваемой зоны, а также реконструировать Джидинскую часть Палеоазиатского океана. В настоящей статье сделана попытка проанализировать строение зоны в целом, сопоставить и проследить отдельные покровные единицы в Монгольской и Бурятской ее частях, дать геодинамическую интерпретации развития зоны.

Детальные исследования состава офиолитовых комплексов, структуры регионов их распространения, как это сделано, например, на Троодосе [33], Хан-Тайшире [35], Омане [29] и многих других местах, позволяют реставрировать прежние океанические пространства, изучить историю их эволюции и превращения в горно-складчатые сооружения.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ

Джидинская зона располагается между Тувино-Монгольским и Хамардабанским микроконтинентами в бассейнах рек Нуд-Дархинтуй, Джида (Юго-Западное Забайкалье), Ури-Гол, Эгийн-Гол (Северная Монголия). В микроконтинентах выделяется фундамент, представленный глубококоматаморфизованными образованиями докембрия, на котором полого залегает осадочный чехол, сложенный, главным образом, фосфоритонесными карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями венда-раннего кембрия, реже ордовика и силура [10, 16]. Джидинская зона сложена вендско-нижнепалеозойскими известково-песчано-алевролитовыми флишоидными образованиями, полями вулканитов того же возраста и многочисленными протрузиями гипербазитов и гипербазит-пироксенит-габбровых пород (рис. 1). Все эти комплексы прорваны крупными батолитообразными массивами гранитоидов палеозойского возраста, занимающими до 80% площади зоны, что затрудняет изучение структуры района, которая поддается расшифровке только в результате детальных работ на опорных участках или разрезах: районы слияния рек Эгийн-Гол и Ури-Гол (Северная Монголия), бассейны рек Хасуртуй и Нуд-Дархинтуй (Юго-Западное Забайкалье). В этих районах выделяется до восьми тектонических покровов (покровных единиц), состоящих из пакетов тектонических пластин: Эгийнгольско-Ивановский, Нармандальский, Баянгольский, Уригольский, Аригийнгольско-Нудско-Судуровский, Долонмодонский, Джидотский и Улан-Баторский. Эти покровы слагают всю Джидинскую зону (рис. 2). Границы между ними обычно маркируются зонами меланжа, массивами гипербазитов и разломами. Покровы слагаются различными структурно-формационными комплексами.

Возрастные интервалы их формирования окончательно не установлены. Наиболее достоверные данные имеются для кремнисто-карбонатно-метабазальтовой формации, в известняках которой во многих местах найдены археоциаты нижнего кембрия [4, 8]. Породы этой формации рассматриваются нами как возрастной репер. Стратиграфически вышележащие флишоидная (карбонатно-терригенная) и молассовая толщи не имеют надежных аргументированных датировок. В настоящей работе использованы материалы геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 (В.Д. Баянов и др.), благодаря которым на большой площади распространения указанных толщ обнаружены многочисленные фрагменты граптолитов, трилетных спор, мшанок, акритарх, микрофосилий плохой сохранности. Их возраст укладывается в интервал от верхнего кембрия до девона (?) включительно (определения К.В. Кор-

де, ПИН, Москва, Л.Г. Раскатовой и Л.Н. Неберкутиной, Воронежский университет). С учетом данных о возрасте флишоидной формации южного обрамления Сибирской платформы [5] нижняя граница флиша опускается нами условно до верхнего кембрия, а верхняя граница молассы поднимается до силура-девона. Это согласуется с проведенной Н.Л. Добрецовым и Л.П. Зоненшайном корреляцией разрезов рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии [14] и применительно к Джидинской зоне подтверждается присутствием в морской молассе галек субщелочных гранитов позднеджидинского комплекса (430 млн. лет [11, 13]).

Возраст нижней части офиолитовой серии (базит-гипербазитовый комплекс) в Джидинской зоне является дораннекембрийским, поскольку пиллоу-лавы срединно-океанического типа ассоциируют с археоциатовыми известняками нижнего кембрия (камешковский горизонт). Учитывая, что офиолиты Северного Прибайкалья и Восточного Саяна имеют венд-нижнекембрийский возраст [14], можно предполагать аналогичный возраст для офиолитов Джидинской зоны. В этом случае они становятся недостающим звеном в разновозрастной полосе офиолитов южного обрамления Сибирского кратона.

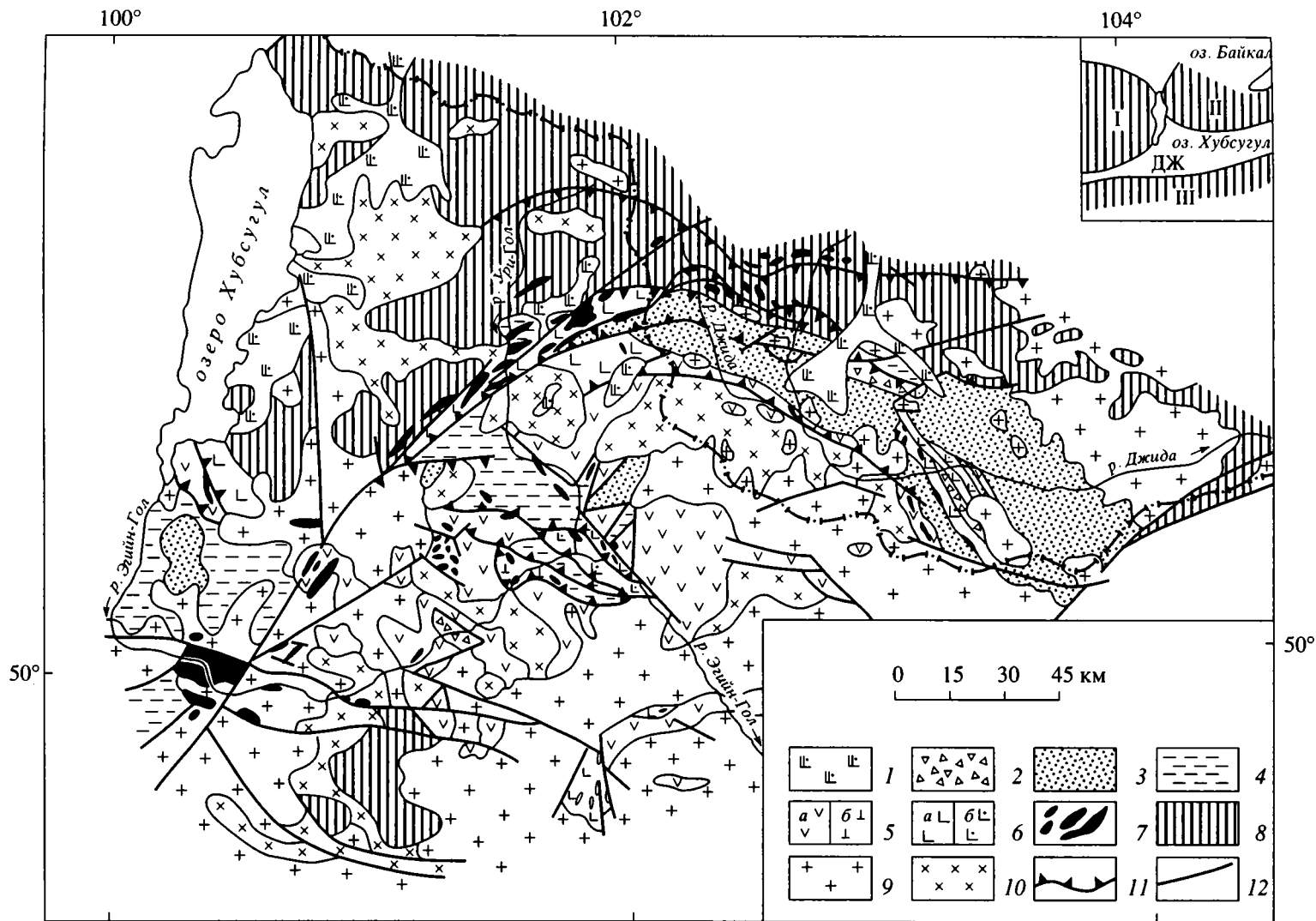
Схема, ключевым моментом которой является нижнекембрийский возраст известняков кремнисто-карбонатной формации, использована при описании взаимоотношений различных комплексов в пределах тектонических покровов.

Поэтому для ряда покровов возраст структурно-формационных комплексов принимается условно в рамках аналоговых моделей.

Наблюдаемые мощности покровов и слагающих их породных комплексов, рассматриваемых ниже, переменны [23]. По-видимому, максимальной мощности достигают Эгийнгольско-Ивановский (до 5 км) и Улан-Баторский (до 4 км) покровы. Оцениваемые мощности других покровов не превышают 1.5–2 км.

**Эгийнгольско-Ивановский покров** занимает нижнее структурное положение, протягиваясь вдоль всей юго-западной окраины Джидинской зоны (бассейн р. Эгийн-Гол и Джидинский хребет). Основание покрова слагают "горизонты" серпентинитового меланжа (рис. 3), дунит-гарцбургиты (Цаган-Бургустайский и др. массивы), а также породы ультрабазит-базитовой расслоенной серии (Бугуриктайский массив).

На серпентинитовом меланже в монгольской части покрова наблюдаются отдельные блоки метабазальтов с линзами известняков. Метабазальты часто сохраняют подушечное строение, а пространство между подушками заполнено гиадокластами. Эти базальты на основании отдельных анализов относятся к толеитовым базальтам



**Рис. 1.** Схема геологического строения Джидинской зоны (Северная Монголия, Юго-Западное Забайкалье). При составлении схемы использованы материалы А.В. Ильина [16], К.Б. Кепежинкас и др. [18], И.В. Гордиенко [12].

1 – кайнозойские базальты; 2 – олистодрома (O-S<sup>?</sup>); 3 – флишoidные (терригенно-карбонатные, граувакковые, олигомиктовые) отложения (Є<sub>3</sub>-0); 4 – кремнисто-карбонатные и калькаренитовые отложения (Є<sub>1-2</sub>); 5 – известково-щелочная вулканическая серия (а), с бонинитами (б) (V-Є<sub>1</sub>); 6 – базальтовые серии (V-Є<sub>1</sub>): толетовая (а), субщелочная (б); 7 – ультрабазиты и габброиды в серпентинитовом меланже (R<sub>3</sub>); 8 – доверхнерифейские метаморфические образования; 9 – средне- и верхнепалеозойские гранитоиды; 10 – ранне-среднекембрийские гранитоиды; 11 – крупнейшие надвижки; 12 – прочие тектонические нарушения.

На врезке показано тектоническое положение Джидинской зоны (Дж). Цифрами обозначены микроконтиненты: I – Тувино-Монгольский, II – Хамардабанский, III – Центрально-Монгольский.

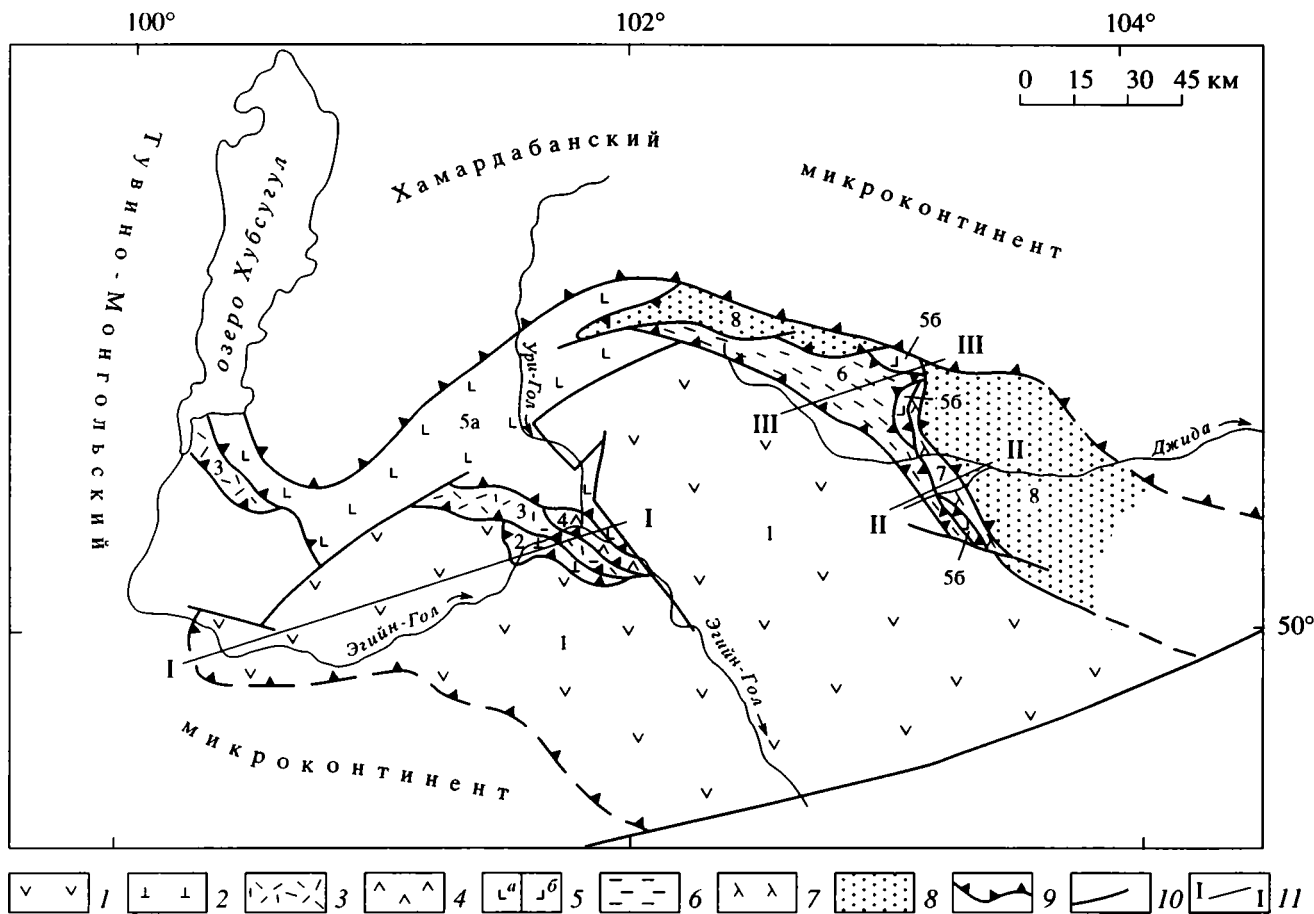


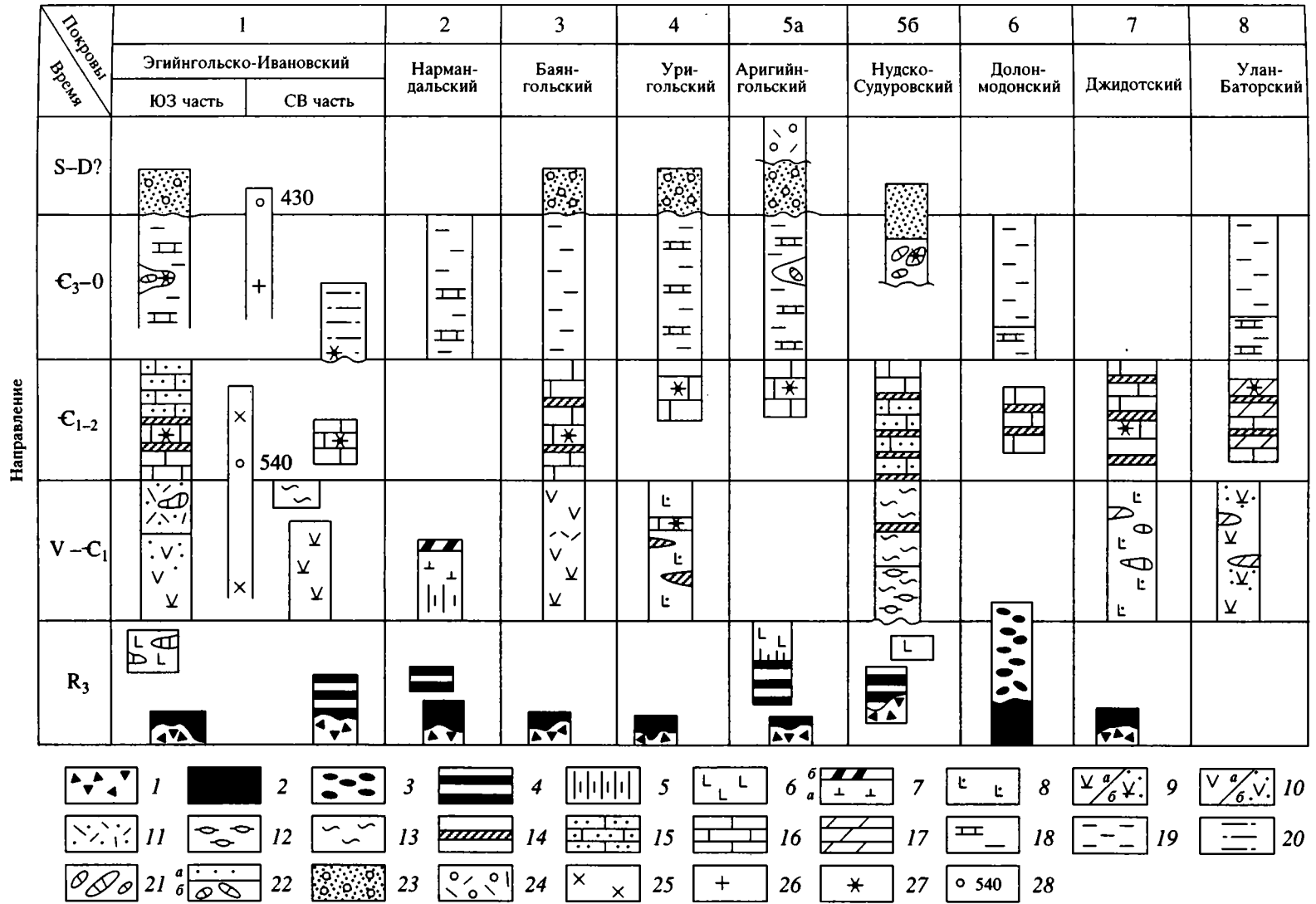
Рис. 2. Схема расположения тектонических покровов Джидинской зоны. 1–8 – тектонические покровы: 1 – Эгийногольско-Ивановский, 2 – Нармандальский, 3 – Баянгольский, 4 – Уригольский, 5 – Аригийногольский (а) и Нудско-Судуровский (б), 6 – Долонмодонский, 7 – Джидотский, 8 – Улан-Баторский; 9 – границы тектонических покровов; 10 – разломы; 11 – линии и номера разрезов показанных на рис. 4. Арабскими цифрами показаны номера покровов.

срединно-океанических хребтов [27]. Структурно выше в бассейне р. Эгийн-Гол можно видеть практически полный разрез вендско-раннепалеозойских образований (снизу вверх): 1 – базальт-андезит-дацитовая формация с преобладанием в низах разреза вулканических брекчий и туфов андезито-базальтов, в верхах – кристаллокластических туфов и лав дацитов с линзами известняков ( $V-E_1$ ); 2 – кремнисто-карбонатная формация с археоциатовыми известняками ( $E_1$ ); 3 – калькаренитовая флишоидная формация ( $E_{1-2}$ ); 4 – олигомиктовая флишоидная формация, сложенная песчаниками с обломками кварца (до 50–80%), отмечаются отдельные олистостромовые горизонты с олистолитами пород офиолитовой ассоциации и известняков с фауной археоциат, взаимоотношения с калькаренитами нижнего кембрия не установлены ( $E_3-0$ ); 5 – морская нижняя моласса, несогласно залегающая на флишоидной формации, с обломками подстилающих пород и гранитоидов (S–D ?).

Сходный, но более фрагментарный, разрез венда-раннего палеозоя наблюдается в верховьях р. Хасуртый (Юго-Западное Забайкалье). Серия тектонических пластин включает: мощную толщу metabазальтов известково-щелочной серии, иногда с пачками кремнисто-глинистых сланцев ( $V-E_1$ ); фрагменты карбонатной формации ( $V_{1-2}$ ), которые несогласно перекрыты граувакковой (туфо-турбидитной) толщей, сложенной андезито-базальтами, туфами дацитового состава, туффитами и другими обломочными фациями с включениями гранитоидов и археоциатовых известняков ( $E_3-0$ ).

Как составную часть покрова можно рассматривать интрузии джидинского комплекса, сложенного гранитоидами тоналит-плагиогранитного состава с возрастом по K/Ar определениям 540 млн. лет [16].

**Нармандальский покров** перекрывает Эгийногольско-Ивановский, что можно видеть в среднем течении р. Эгийн-Гол. В основании покрова



**Рис. 3.** Схема корреляции структурно-формационных комплексов различных тектонических покровов Джидинской зоны. 1 – серпентинитовый меланж; 2 – респитовые ультрабазиты, серпентиниты; 3 – серпентинитовые конгломераты; 4 – ультрабазит-базитовые расслоенные серии; 5 – рои даек бонинитового и/или диабазового состава; 6 – базальты срединно-океанического типа; 7 – бонинитовые лавы (а) с прослоями яшм (б); 8 – субщелочные базальтовые лавы; 9 – лавы известково-щелочных андезитов (а) и их туфы (б); 10 – лавы известково-щелочных андезитов (а) и их туфы (б); 11 – лавы и тефроиды кислого состава; 12 – метаконгломераты; 13 – черные сланцы; 14 – кремни; 15 – калькаренинты; 16 – известняки; 17 – доломиты; 18 – карбонатно-терригенная флишоидная формация; 19 – терригенная флишоидная формация; 20 – граувакковая формация (туфо-турбидиты); 21 – олистостромовые горизонты; 22 – олистостромовая толща без крупных (а) и с крупными (б) олистолитами; 23 – морская моласса; 24 – континентальная вулканогенная моласса; 25 – гранитоиды I-типа; 26 – гранитоиды S-типа; 27 – места находок органических остатков; 28 – радиологический возраст гранитоидов с цифрами абсолютных возрастов.

наблюдаются аподунит-апогарцбургитовые серпентиниты, тектонически совмещенные с пироксенитами и габброидами. Последние прорваны субпараллельными дайками бонинитов и долеритов, часто группирующимися в отдельные рои (горы Нармандал-Обо и Баян-Ула). Структурно выше располагается толща подушечных высокомагнезиальных лав, включающих бониниты, с единичными маломощными горизонтами тонкослоистых красных яшм ( $V-E_1$ ). Эту толщу с несогласием перекрывает флишоидно-терригенная формация, представленная ритмично чередующимися алевролитами и известняками ( $E_3-0$ ).

**Баянгольский покров**, сложенный венд-раннепалеозойскими образованиями, залегает на Нармандалском. Он вскрывается в бассейне р. Баян-Гол и с перерывами прослеживается на северо-запад до озера Хубсугул. В основании разреза отмечаются базальт-андезит-дацитовая толща с доминирующей ролью лав андезито-базальтового и андезитового состава. С лавами переслаиваются редкие прослои кремнистых туфов ( $V-E_1$ ). Выше согласно залегает кремнисто-карбонатная формация, представленная доломитовыми онколитовыми известняками с редкими линзами кремней ( $E_{1-2}$ ). Разрез венчается согласно залегающей терригенно-флишоидной формацией, сложенной ритмично чередующимися известковистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Отмечаются так же пласты гравелитов и конгломератов и горизонты олистостром с олистолитами известняков ( $E_3-0$ ).

Среди пород описываемого покрова отмечаются мелкие протрузивные тела серпентинитов. Они тяготеют к краям покрова, фиксируя его меланократовое основание. Неоавтохтон слагает морская моласса с обильной, хорошо окатанной галькой пород нижележащего разреза, серпентинитов, а также гранитоидов нижнего и среднего палеозоя.

**Уригольский покров** проявлен в районе слияния рек Эгийн-Гол и Ури-Гол. Он сложен карбонатно-вулканогенной формацией с субщелочными высокотитанистыми базальтами ( $V-E_1$ ). В ряде мест видно, что лавы через тектонический контакт подстилаются серпентинитами или серпентинитовыми сланцами, среди которых присутствуют фрагменты расслоенного комплекса, включающие иногда пакеты даек. Среди лав наблюдаются протяженные выклинивающиеся горизонты онколитовых известняков и линзы кремней. Базальты часто имеют крупноподушечное строение, при этом межподушечное пространство заполнено карбонатным материалом или гиалокластикой. Онколиты известняков характерны для

юдомского комплекса и указывают на вендско-нижнекембрийский возраст вмещающих пород.

Стратиграфически выше с невыявленными взаимоотношениями залегает карбонатно-флишоидная ассоциация. Нижняя часть ее представлена кремнисто-карбонатной формацией с археоциатовыми известняками ( $E_{1-2}$ ), верхняя часть – флишоидная. Она представлена толщей песчано-сланцевого состава, в которой отмечаются отдельные горизонты и линзы известняков ( $E_3-0$ ). Описанный разрез несогласно перекрывается морской пестроцветной молассой, среди обломков которой доминируют породы подстилающего разреза и гранитоиды ( $S-D?$ ).

**Аригийнгольско-Нудско-Судуровский покров.** Аригийнгольский покров прослеживается вдоль северо-западной окраины Джидинской зоны от юго-восточного берега оз. Хубсугул через бассейн р. Аригийн-Гол до верховьев р. Джиды (рис. 2). По структурному положению и внутреннему строению с ним сопоставим Нудско-Судуровский покров, расположенный на востоке Джидинской зоны.

Аригийнгольский покров, тектонически перекрывающий Баянгольский и Уригольский покровы, состоит из нескольких тектонических пластин. Большая часть этих пластин сложена породами офиолитовой ассоциации: аподунит-апогарцбургитовые серпентиниты, фрагменты пироксенит-габбрового расслоенного комплекса (Табун-Нурский массив), тела мелкозернистого габбро с силами и роями даек диабазов (гора Тусгалт-Ула в устье р. Ури-Гол) и метабазальты, обычно имеющие подушечное строение. Эти образования метаморфизованы до зеленосланцевой фации, а сами пластины тектонически расчешуены, деформированы и местами превращены в зоны серпентинитового меланжа. Остальные пластины Аригийнгольского покрова сложены флишоидными комплексами двух типов. Первый развит в устье р. Ури-Гол и состоит из чередующихся тонких прослоев песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и известняков. Среди этих отложений отмечаются олистостромовые горизонты с олистолитами археоциатовых известняков [8]. Второй флишоидный комплекс широко проявлен в средне-нижнем течении р. Аригийн-Гол. Он представлен мощной толщей метапесчаников и метаалевролитов. Возраст флишоидных комплексов принимается нами как верхнекембрийский-ордовикский. В неоавтохтоне покрова залегают сероцветная морская и континентальная вулканогенная моласса ( $S-D?$ ). В обломках обеих моласс существенную часть составляет гранитоиды [21].

Нудско-Судуровский покров включает четыре изолированных фрагмента, разобщенных разломами и палеозойскими интрузиями гранитоидов. Разрезы этих фрагментов наблюдаются по падям



Судуровская (бассейн р. Хасуртый), Юхта, Дунду-Гол и Нуд. Ниже дается обобщенное описание покрова.

Его основание слагают зоны серпентинитового меланжа, включающие крупные тела гипербазитов, наиболее представительным из которых является Хасуртинский массив. Он состоит из серии линзовидных тел, вытянутых на северо-запад вдоль зоны тектонического меланжа от р. Хасуртый до верховьев р. Убур-Инкур. Длина полосы около 6 км, а ширина варьирует от 250 до 800 метров. Падения тел ультрабазитов северо-восточные с углами около 60°. Контакты с отложениями других покровов, как правило, представлены зонами серпентинитовых сланцев. В массиве отмечаются крупные блоки аподунитовых серпентинитов, с которыми ассоциируют габбро-пироксениты и пироксениты, закатанные в серпентинитовый меланж.

Непосредственно на меланже несогласно залегает толща толеитовых метабазальтов. Выходы толщи образуют почти непрерывную полосу шириной до 3–3.5 км и прослежены от верховьев р. Шабартай (правый приток р. Джиды) на юго-востоке до устья р. Дунду-Гол на северо-западе. Местами базальты имеют отчетливо выраженное подушечное строение. Подушки, как правило, оторочены вариолитами, а межподушечное пространство заполнено гиалокластами. Толщи метабазальтов образуют крупные аллохтонные пластины, подстилаемые тектоническим меланжем. Иногда между отдельными блоками метабазальтов можно видеть крупные линзовидные тела меланжа, содержащего глыбы ультрабазит-пироксенитового комплекса или известняков (район устья р. Юхта).

В Нудском фрагменте покрова наблюдается непрерывный разрез отложений предположительно венд-нижнекембрийского возраста. Он начинается с толщи несортированных рассланцованных конгломератов с обильной галькой габброидов и метавулканитов основного состава. Выше с постепенным переходом залегают черные кремнисто-глинистые, слюдистые сланцы с прослоями кварцитов. Сланцы сменяются конгломератовидными кремнисто-карбонатными породами, количество обломков известняков в которых увеличивается вверх. Венчает разрез толща мраморизованных известняков с прослоями кремней. Все породы Нудского разреза метаморфизованы в биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Для разреза характерны послонные линзы метаморфогенного кварца.

В Судуровском фрагменте покрова отмечается олистостромовая толща (видимая мощность около 1 км), с северо-востока контактирующая с метабазальтами низов пластины, а с юго-запада подстилающаяся серпентинитовым меланжем. Матрикс олистостромы представлен алевролита-

ми, песчаниками и гравелитами. Среди обломков различной окатанности и размерности преобладают известняки, кремни, алевролиты, песчаники, метабазальты, туфобрекчии, иногда встречаются ультрабазиты. Местами матрикс олистостромы имеет характерную градационную слоистость. Породы олистостромы слагают синклиналиную структуру, в ядре которой преобладает алевролитовый и псаммитовый материал, а на крыльях более грубозернистый – с большим количеством крупных олистолитов. В обломках известняков обнаружена фауна археоциат. Возраст толщи по найденным акритархам – ордовик (данные В.Д. Баянова).

**Долонмодонский покров** “зажат” между Эгийгольско-Ивановским, Аригийгольским и Нудско-Судуровским покровами, и обнажается в верховьях рек Долон-Модон, Уленга, Хасуртый и в левобережье верхнего течения р. Джиды.

В основании покрова вскрываются крупные массивы гипербазитов, типичным представителем которых является Дархинтуйский массив, расположенный на слиянии рек Бартоя и Дархинтуй. Он имеет изометричную форму площадью 10–12 км<sup>2</sup>. Среди пород, слагающих массив, преобладают апогарцбургиты [7]. В меньшей степени развиты аподуниты, аполерцолиты и апопироксениты, а на западном контакте массива отмечаются листовиты, тальк-карбонатные породы, отдельные глыбы офикальцитов. Контакт массива со вмещающими толщами хорошо виден в обнажениях по левому борту р. Дархинтуй. На контакте фиксируется зона серпентинитового меланжа.

Вблизи западной границы массива зафиксированы серпентинитовые конгломераты, возможно залегающие на массивных серпентинитах. Как цемент, так и галька в конгломератах представлены преимущественно серпентинитами. Среди галек кроме массивных серпентинитов иногда отмечаются пироксениты и меланократовые габбро. Галька, как правило, хорошо окатанная, уплощенная, хотя плохо сортирована по размерам (от 1–2 до 10 см в поперечнике). Все вышесказанное позволяет предполагать, что гипербазиты размывались в условиях океанических островов (отсутствует галька других пород), а сама галька имеет пляжный генезис.

К западу от серпентинитовых конгломератов отмечаются блоки известняков раннего кембрия, перекрытые флишоидной толщей. Известняки имеют прослой кремнистых пород, а возраст их принимается нами как нижнекембрийский.

Флишоидная толща представлена переслаиванием известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, редко известняков. Толща сильно дислоцирована. По аналогии с другими выходами флишоидных пород возраст толщи – верхний кембрий-ордовик.

**Джидотский покров** перекрывает Нудско-Судуровский и Долонмодонский. Покров сложен толщей субшелочных метабазальтов с редкими линзами и блоками онколитовых известняков. Метабазальты обычно массивные, но отмечаются и миндалекаменные разности. Встречаются афировые и порфиновые метабазальты. Во вкраплениях наблюдаются пироксен, плагиоклаз и оливин. Характерны участки с хорошо выраженными крупными подушками (до 1 м в диаметре). Межподушечные пространства выполнены гиалокластами и кремнистым материалом. Среди вулканитов отмечаются, часто в больших объемах, кластолавы, туфы и туфобрекчии (V-Е<sub>1</sub>).

Покров подстилается серпентинитами и серпентинитовыми сланцами, которые вскрыты, в частности, в скважине, пробуренной в левом борту педи Судуровской. Многочисленные мелкие тела и линзы серпентинитов встречаются также и в поле развития пород Джидотской пластины. Они с вмещающими породами имеют тектонические контакты, что указывает на расчленивание покрова.

**Улан-Баторский покров** занимает самое северное положение в структуре Джидинской зоны. Он надвинут на породы Джидотского, Нудско-Судуровского и Аригийнольского покровов, а на него в свою очередь надвинуты древние толщи Хамардабанского массива. Улан-Баторский покров включает три сложнислоцированные пластины, сложенные различными типами пород.

Нижняя пластина представлена толщей метандезито-базальтов с многочисленными линзами и выклинивающимися прослоями доломитов и доломитизированных известняков. Метавулканыты обычно афировые, отмечаются туфовые и лавобрекчиевые горизонты, к которым тяготеют доломит-известковистые образования. Возраст толщи-венд-нижний кембрий.

Вторая пластина сложена кремнисто-карбонатно-доломитовой толщей. Преобладают доломиты, однако в них отмечаются горизонты известняков, линзы кварцитов и отдельные прослои вулканитов, алевролитов и аргиллитов. В породах толщи найдены археоциаты и остатки водорослей; возраст толщи определяется как нижний кембрий [4]. Метавулканыты нижней пластины слагают ядро запрокинутой антиформы (рис. 4), крылья которой представлены образованиями второй пластины.

На западном и восточном окончаниях покрова в урочище Улан-Батор выше кремнисто-известково-доломитовой толщи согласно залегают мощные флишоидные серии, слагающие третью, верхнюю, пластину. В разрезах флишоидов наблюдается частое переслаивание тонко-, крупно- и грубозернистых песчаников, иногда с косой слоистостью, и известняков. Обычно терригенные породы преобладают. Редко отмечаются

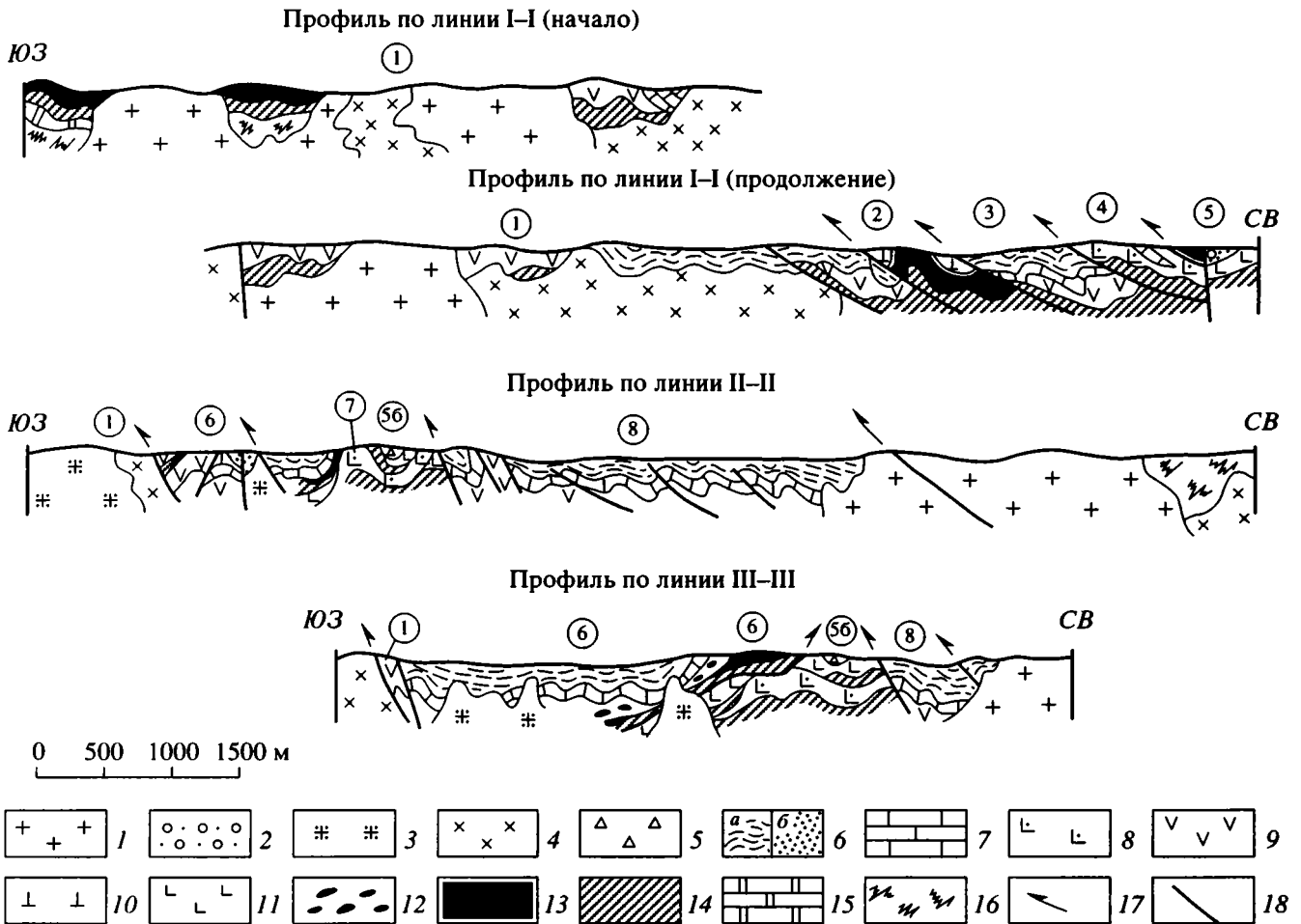
пласты кремнистых пород и конгломератов. Флишоидная толща имеет устойчивые северо-западные простирания, с углами падения 40–80° как в западных, так и в восточных румбах. Для нее характерны сжатые, запрокинутые на юго-запад изоклиналильные складки. Возраст толщи, как и во всей Джидинской зоне, принимается нами как верхнекембрийско-ордовикский.

## СТРУКТУРА ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ

На геологической карте и схеме расположения тектонических покровов (рис. 1, 2) видно, что на северо-западе Джидинская зона сужается до 20 км в районе оз. Хубсугул, где происходит резкий разворот структуры и, возможно, сочленение ее с Ильчирской зоной Восточного Саяна. К юго-западу Джидинская зона расширяется до 200 км, а затем резко срезается Желтуринским разломом, который ограничивает рассматриваемую зону с юга. На геологических профилях отчетливо видны структурные соотношения между всеми описываемыми тектоническими покровами (рис. 4). Так, на профиле I-I (монгольская часть зоны) видно, что западная часть Эгийнольско-Ивановского покрова надвинута на докембрийские метаморфические комплексы фундамента и венд-кембрийские породы чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. В свою очередь, с северо-востока на Эгийнольско-Ивановский покров последовательно надвинуты Нармандальский, Баянгольский, Уригольский и Аригийнольский покровы. В основании всех покровов прослеживаются зоны серпентинитового меланжа с блоками пород офиолитовой ассоциации. Внутренняя структура покровов осложнена изоклиальной складчатостью и более поздними разломами взбросо-надвигового характера.

В бурятской части Джидинской зоны ее внутреннее строение осложняется сильной дислоцированностью тектонических покровов: Эгийнольско-Ивановского, Нудско-Судуровского, Долонмодонского, Джидотского, Улан-Баторского. На профиле II-II (рис. 4), проходящем вдоль р. Хасуртый, видно, что восточная часть Эгийнольско-Ивановского покрова расщепляется на серию тектонических пластин восточной вергентности, а с востока эти пластины перекрываются пакетом покровов, включающих Долонмодонский, Нудско-Судуровский и Джидотский. Последние, в свою очередь, образуют анти- и синформные складчатые структуры, подстилающиеся зонами серпентинитового меланжа. С востока на эту покровно-складчатую структуру налегает Улан-Баторский покров, который в свою очередь, частично перекрывается с северо-востока Хамардабанским микроконтинентом.

В целом, на северо-запад происходит погружение центральной части покровно-складчатой



**Рис. 4.** Схематические геологические профили через Джидинскую зону (без MZ-KZ чехла), вертикальный масштаб условный. Местоположение профилей показано на рис. 2.

1–14 – Джидинская зона: 1 – граниты (PZ<sub>2-3</sub>), 2 – морская моласса (S-D), 3 – гранитоиды S-типа (O-S), 4 – гранитоиды I-типа (E<sub>1-2</sub>), 5 – олистостромы (O-S), 6 – флишoidные (a) и граувакковые (б) формации (E<sub>3</sub>-O), 7 – кремнисто-карбонатная и калькаренитовая формации (E<sub>1-2</sub>), 8 – субщелочные базальты (V-E<sub>1</sub>), 9 – известково-щелочные вулканы (V-E<sub>1</sub>), 10 – бониниты (V-E<sub>1</sub>), 11 – базальты срединно-океанического типа (R<sub>3</sub>), 12 – серпентинитовые конгломераты (R<sub>3</sub>), 13 – ультрабазит-базитовая расслоенная серия и реститовые ультрабазиты (R<sub>3</sub>), 14 – серпентинитовый меланж; 15–16 – Тувино-Монгольский и Хамардабанский микроконтиненты: 15 – чехольный комплекс (V-E), 16 – метаморфический комплекс фундамента (pE); 17 – поверхности тектонических покровов; 18 – крутопадающие разломы.

Цифрами в кружках показаны номера тектонических покровов: 1 – Эгийнгольско-Ивановского, 2 – Нармандальского, 3 – Баянгольского, 4 – Уригольского, 5a – Аригийнгольского, 5б – Нудско-Судоровского, 6 – Долонмодонского, 7 – Джидотского, 8 – Улан-Баторского.

структуры, что хорошо фиксируется в Хасуртинском разрезе. Наблюдается ее полное перекрытие Улан-Баторским покровом и Хамардабанским микроконтинентом, что можно видеть на разрезе III-III (рис. 4).

Таким образом, Джидинская зона имеет отчетливо выраженное покровно-складчатое строение и в ней фиксируется, как минимум, восемь тектонических покровов. Значительное место в строении всех тектонических покровов зоны занимают

породы офиолитовой ассоциации. Наличие среди них большой массы серпентинитов определило возможность многочисленных глубинных срывов, перемещение горных масс на большие расстояния и формирование в конечном итоге покровно-складчатой структуры. Ее анализ показывает, что главную роль в ее создании сыграло сближение Тувино-Монгольского и Хамардабанского микроконтинентов, что выразилось в общей юго-западной виргации тектонических структур Джидинской зоны.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Приведенные в предыдущих разделах данные указывают на наличие в исследуемой зоне специфических структурно-формационных комплексов, в том числе и офиолитовых, характерных для коры океанических бассейнов. Детальное изучение состава магматических пород позволяет получить дополнительную информацию об их геодинамической природе.

Среди гипербазитов преобладают серпентиниты, которые отмечаются в составе всех выделяемых покровных единиц как в виде самостоятельных массивов, так и в виде серпентинитовых сланцев или конгломератов. Серпентиниты можно разделить на апореститовые и апокумулятивные.

Породы первой группы представлены тектонизированными разностями и отличаются наибольшей истощенностью некогерентными элементами (табл. 1). Они отвечают аподунитам и характеризуют мантийные породы. Кумулятивные серпентиниты представляют собой дифференцированную серию от аподунитовых до аповерлитовых разностей. Вместе с серпентинизированными пироксенитами они образуют единый эволюционный ряд, который можно параллелизовать с расчлененными комплексами офиолитов, т.е. с представителями третьего слоя океанической коры. Существования 2-х групп гипербазитов отражается на AFM-диаграмме, на которой составы ультраосновных пород распадаются на два поля: метаморфизованных мантийных гипербазитов или пород расслоенных комплексов офиолитов (рис. 5).

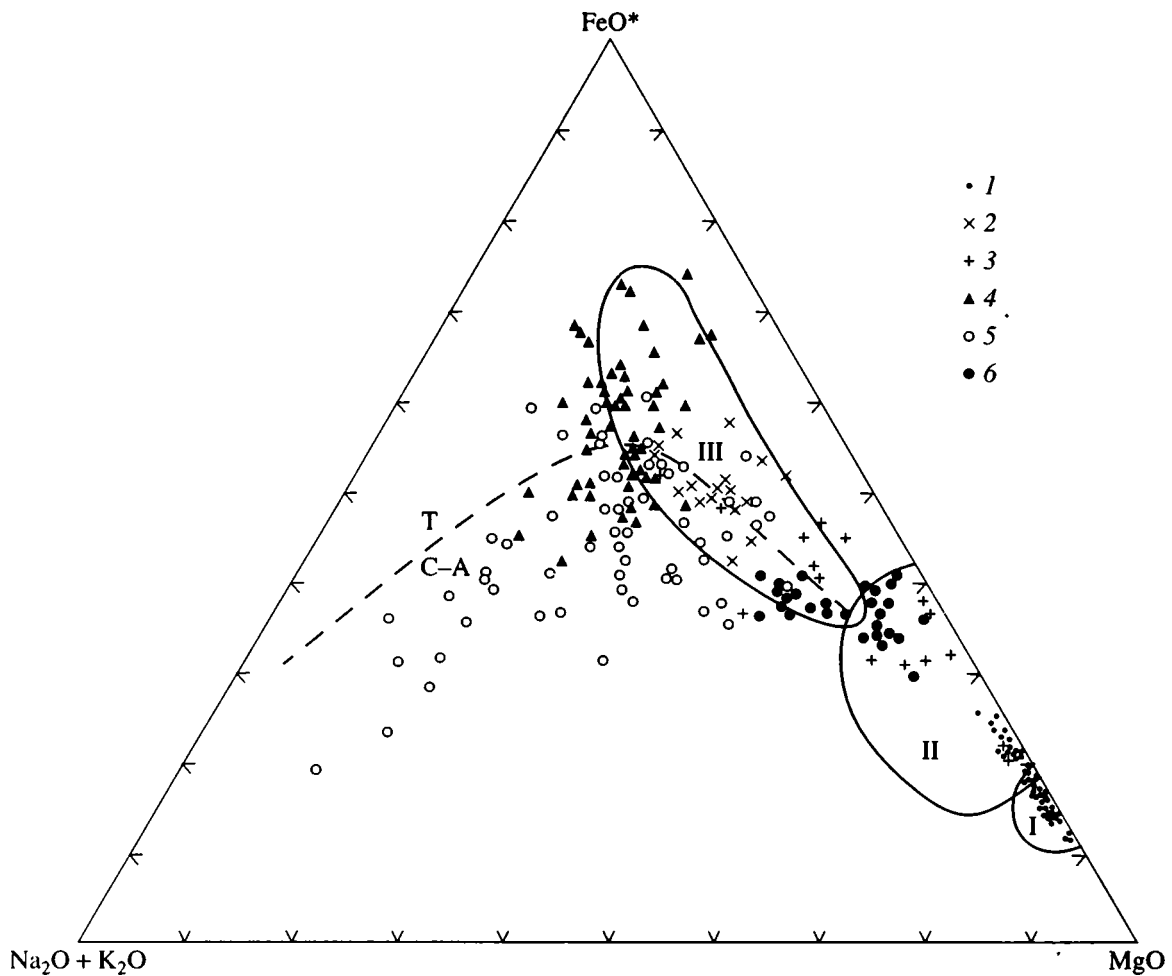


Рис. 5. Диаграмма AFM для магматических пород Джидинского сегмента Палеоазиатского океана.

1 – серпентиниты различных типов; 2 – толеитовые базальты срединно-океанического типа; 3 – габброиды габбро-серпентинитовых массивов; 4 – субщелочные базальты горячих точек; 5 – островодужные вулканиты; 6 – высокомагнетизальные базальты и андезиты бонинитовой серии.

Римскими цифрами на диаграмме обозначены поля: I – реститовых и кумулятивных гипербазитов офиолитовых серий; II – “нижнего” габбро и габбро-пироксенитов расслоенных комплексов офиолитов [20]; III – базальтов COX [9]. Пунктирная линия разграничивает поля толеитовых (Т) и известково-щелочных (С-А) вулканитов [31].

Таблица 1. Состав пород третьего слоя Палеоазиатского океана, Джидинский сектор

Компоненты, элементы	Реститовая (?) серия	Расслоенная серия					Дайковая серия	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	37.69	40.61	47.40	47.03	43.18	45.81	53.84	47.80
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.06	0.43	0.24	0.22	0.65	0.18	1.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	1.72	2.42	2.83	13.42	16.93	19.50	16.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.78	5.69	3.18	2.45	3.13	2.94	2.12	5.16
FeO	1.62	2.71	2.61	4.66	3.78	6.24	5.57	5.14
MnO	0.12	0.13	0.15	0.12	0.12	0.16	0.14	0.19
MgO	37.58	34.06	22.57	24.40	12.55	8.52	12.52	5.93
CaO	0.33	3.01	16.13	13.66	18.66	13.09	5.44	8.83
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.16	0.20	0.26	0.45	2.39	2.50	3.32
K <sub>2</sub> O	0.02	0.08	0.02	0.05	0.04	0.26	0.69	1.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.02	0.01	0.05	0.01	0.09	0.03	0.32
п.п.п.	14.25	11.35	5.01	4.03	4.35	2.80	4.45	3.77
Сумма	99.38	99.60	99.79	99.78	100.11	99.88	99.98	99.96
CO <sub>2</sub>	0.29	–	–	0.39	0.29	–	–	–
n	32	13	6	11	9	7	5	14
Cr	4300(30)	4500(8)	3340(6)	2480(5)	700(9)	400(4)	670(5)	155(10)
Ni	1743(30)	960(8)	450(6)	430(5)	180(9)	87(4)	235(5)	42(10)
Rb	<1 (30)	<1 (8)	<1 (6)	<1 (5)	1 (9)	1 (4)	9(5)	20(9)
Ba	<20 (30)	5(8)	20(6)	20(5)	75 (9)	30 (4)	200(5)	610(5)
Sr	<20 (30)	20(8)	20(6)	20(5)	25 (9)	–	115(5)	570(9)
Zr	–	–	–	–	–	–	–	120(4)
La	0.58 (4)	–	1.0 (3)	–	–	–	0.29(3)	49 (1)
Yb	–	–	–	–	–	–	1.08(3)	3.2 (1)

1 – аподунитовые серпентиниты; 2 – апогарцбургитовые серпентиниты; 3 – аповерлитовые серпентиниты; 4 – серпентинизированные пироксениты; 5 – габбро-пироксениты; 6 – габбро; 7 – бониниты; 8 – метадолериты.

Здесь и в табл. 2 при расчете средних величин по типам пород использованы данные из опубликованных работ [16, 18, 19, 22, 23], а так же новые результаты, полученные в Институте геохимии СО РАН по методикам, описанным в работе [23]; содержания главных элементов даны в мас. %, редких – в мкг/г; цифры в скобках – количество определений.

Габброиды, пространственно совмещенные с серпентинитами, имеют с ними тектонические или секущие интрузивные контакты [23]. Тем не менее, по своему химическому и редкоэлементному составу они, по всей вероятности, генетически связаны с серпентинитами расслоенной серии. Действительно, изученные габброиды попадают в поле толеитов (рис. 5) и при низкой кремнекислотности характеризуются также низкими содержаниями титана, калия, фосфора и некогерентных редких элементов (Rb, Ba) при высоких содержаниях MgO и хрома (табл. 1). По этим характеристикам рассматриваемые габброиды резко отличаются от габбро палеозойского Джидинского комплекса [23] и могут быть сопоставлены с “нижним” габбро офиолитовых серий.

Наиболее же широкие вариации составов наблюдаются среди вулканических и субвулканичес-

ких пород. Однако, как уже отмечалось во введении, все они могут быть разделены на три серии: спрединговых зон, островодужную и внутриплитовую. Несмотря на вторичные изменения вулканитов (зеленосланцевая фация метаморфизма), выделение трех серий подтверждается данными их химического состава.

Наименее вариабельную по химизму группу пород представляют собой базальты срединно-океанических хребтов, проявленные в Аригийнгольском и Нудско-Судуровском покровах (рис. 2). По химическим составам базальты этой серии относятся к толеитам (табл. 2): они слабо недосыщены SiO<sub>2</sub>, резко обогащены Na<sub>2</sub>O по сравнению с K<sub>2</sub>O и для них характерно преобладание CaO над MgO при умеренном содержании TiO<sub>2</sub> (около 1 масс.%). По геохимическим характеристикам базальты этой серии отличаются высокими

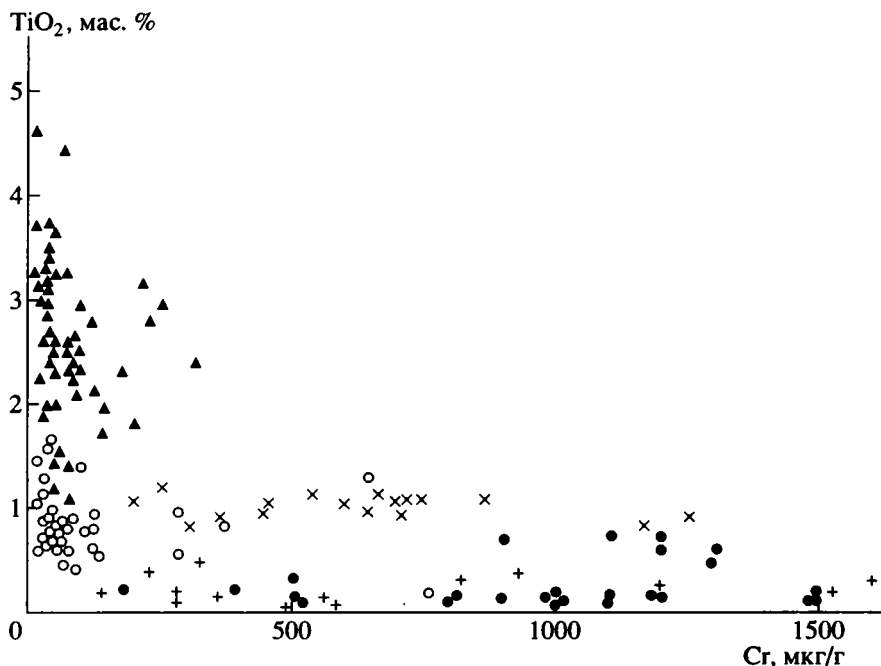


Рис. 6. Соотношения содержаний хрома и титана в метобазальтах и габброидах Джидинской зоны. Условные обозначения см. на рис. 5.

содержаниями когерентных элементов (610 мкг/г хрома в среднем для базальтов Нудско-Судуровского покрова) и низкими – некогерентных (Rb, Sr, Ba) при преобладании тяжелых лантаноидов над легкими ( $La/Yb < 1$ ). На диаграмме AFM рассматриваемые базальты укладываются в поле базальтов срединно-океанических хребтов, а на диаграмме Cr–Ti (рис. 6) образуют самостоятельное поле при стабильном содержании титана и переменном хрома.

Островодужная серия вулканитов представлена широким спектром пород – от базальтов до дацитов с преобладанием первых (табл. 2). Породы этой серии наиболее широко проявлены на Эгийгольско-Ивановском и Нармандалском покровах. Спецификой состава островодужных вулканитов является их повышенная щелочность и кремнекислотность, что хорошо согласуется с составами современных островодужных вулканитов (рис. 5). Одновременно для этой группы пород характерны относительно низкие содержания когерентных элементов (Cr, Ni) и титана, что выделяет ее среди других вулканитов на диаграмме Cr–Ti (рис. 6).

К островодужной серии необходимо отнести высокомагнезиальные андезиты (бониниты) и их дайковые аналоги, которые отмечаются в составе Нармандалского покрова в ассоциации с высокомагнезиальными базальтами. В отличие от представителей “нормальной” островодужной серии, магнезиальные базальты и андезиты характеризуются высокими содержаниями Cr и Ni при

низких  $TiO_2$  (рис. 6), что является типичным для продуктов вулканизма начальных стадий развития энсиматических островных дуг [34].

Внутриплитовые вулканиты, широко развиты в Уригольском и Джидотском покровах. Они образуют относительно компактную по составу группу пород, представленных базальтами и трахибазальтами. Их специфической особенностью является высокое содержание титана (более 2 масс.% по средним величинам и до 4 масс.% по отдельным анализам) при низких содержаниях хрома и заметная обогащенность некогерентными элементами, включая легкие лантаноиды (табл. 2). Такая особенность является типичной для многих проявлений внутриплитового океанического магматизма, т.е. магматизма горячих точек в современных океанах [2, 28].

Приведенные результаты по изучению вещественного состава магматических пород Джидинской зоны каледонид указывают на наличие в ее пределах представителей палеоокеанической коры различной геодинамической природы – спрединговых зон, островодужных систем и горячих точек. С учетом разброса данных по составу пород в каждой из выделяемых серий вследствие регионального метаморфизма и влияния более позднего гранитообразования, необходимо подчеркнуть возможную неопределенность выводов при интерпретации аналитических данных, особенно при отсутствии статистически значимых выборок. Тем не менее, можно констатировать, что главные

Таблица 2. Состав метавулканитов Джидинского сектора Палеоазиатского океана

Типы пород	Толейты срединных зон		Бониниты	Высокомagneзиальные базальты		Толейтовые и субщелочные базальты		Андезито-базальты		Андезиты	Дациты		Внутриплитовые базальты		
	№№ покровов	5 <sup>а</sup>		5 <sup>б</sup>	1	2	1	3	1		2	1	1	8	4
SiO <sub>2</sub>		48.93	49.41	54.64	48.81	49.81	49.45	47.24	54.26	54.14	58.99	66.95	69.43	45.24	45.85
TiO <sub>2</sub>		1.10	1.04	0.13	0.65	0.17	0.83	0.85	0.67	0.42	0.64	0.46	0.88	2.07	2.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		14.19	14.90	11.78	14.19	12.31	16.19	17.69	15.12	16.75	15.13	14.25	14.03	14.55	14.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3.79	2.25	8.57	2.96	2.99	4.90	3.61	3.91	3.16	2.68	1.39	0.49	6.16	5.53
FeO		6.88	7.97	—	5.98	6.26	5.43	6.17	4.86	5.20	4.22	2.55	4.40	5.96	8.46
MnO		0.20	0.17	0.15	0.17	0.17	0.17	0.27	0.15	0.22	0.10	0.06	0.12	0.16	0.19
MgO		7.84	6.88	12.00	12.15	13.29	5.98	7.53	7.04	4.85	4.42	2.18	2.19	5.46	5.46
CaO		11.0	10.98	6.06	9.32	8.27	8.06	9.84	6.26	6.67	4.43	3.32	0.86	9.02	6.57
Na <sub>2</sub> O		2.95	2.54	2.72	1.56	1.86	3.56	1.89	3.45	4.88	3.99	4.71	2.23	4.26	3.21
K <sub>2</sub> O		0.27	0.18	0.14	0.74	0.27	0.60	0.37	1.04	0.77	1.14	1.55	2.73	1.05	1.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.16	0.07	0.04	0.10	0.04	0.15	0.09	0.16	0.14	0.18	0.13	0.14	0.40	0.50
п.п.п.		2.66	3.33	3.77	3.32	4.59	4.68	4.41	3.74	2.68	4.08	2.35	1.84	5.63	5.47
Сумма		99.97	99.72	100.00	99.95	100.03	100.00	99.95	100.66	99.88	99.99	99.90	99.44	99.96	100.13
CO <sub>2</sub>		—	0.71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	1.06
n		3	14	3	5	16	23	4	9	5	12	9	1	23	44
Cr		360(3)	610(14)	1100(3)	1250(4)	1010(12)	230(17)	—	690(3)	190(3)	170(2)	90(3)	62(1)	150(13)	72
Ni		140(3)	140(14)	330(3)	295(4)	290(12)	57(17)	—	120(3)	195(3)	51(2)	19(3)	52(1)	55(13)	40
Rb		—	3(14)	2(2)	—	19(5)	6.4(9)	—	29(2)	16(2)	38(1)	85(2)	71(1)	23(11)	14(44)
Ba		—	35(8)	100(1)	475(4)	350(6)	330(6)	—	570(2)	650(2)	750(1)	650(2)	500(1)	330(9)	710(44)
Sr		—	130(14)	—	255(4)	88(7)	320(4)	—	200(2)	220(2)	240(2)	460(2)	170(1)	240(11)	620(44)
Zr		—	—	—	—	—	54(9)	—	—	—	—	—	270(1)	—	210(44)
La		—	2.3(2)	—	—	—	11.2(7)	—	—	—	16.1(1)	—	—	8.5(2)	35(2)
Yb		—	2.7(2)	3.0(3)	—	3.0(5)	1.8(7)	—	—	—	1.1(1)	—	—	3.4(2)	2.7(2)

Примечание: Цифры в начале колонок соответствуют номерам тектонических покровных структур (рис. 2). Другие пояснения см. в табл. 1.

типы геодинамических обстановок проявления магматизма обосновываются достаточно уверенно [32]. Вместе с результатами геологического изучения региона, включая изучение осадочных комплексов, полученные выводы следует рассматривать как наиболее адекватно отвечающие сумме имеющихся к настоящему времени данных.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Среди офиолитовых комплексов Джидинской зоны можно выделить различные типы пород, фиксирующие стадии развития бывшего палеоокеанического бассейна, располагавшегося на месте Джидинской зоны: стадию открытого бассейна, зарождение и развитие островных дуг, отменяющих субдукцию океанической коры и сокращение океанического бассейна и т.п. Отрезок времени, охватывающий все стадии этого процесса, составляет около 300 млн. лет.

Рассмотрим вероятную модель геодинамической истории региона, используя вместо мгновенных срезов достаточно широкие временные интервалы, что обусловлено недостаточностью информации по абсолютным возрастам выделяемых структурно-формационных комплексов. Интервалы временных срезов соответствуют стратиграфическим колонкам разрезов на рис. 3.

**Верхний рифей (рис. 7а).** Океаническая стадия характеризовалась формированием океанической коры в крупном палеобассейне. Это подтверждается тем, что, хотя породы в покровах Джидинской зоны в значительной степени изменены, среди metabазальтов отмечаются различия, однозначно отвечающие по химическому и редкоэлементному составу базальтам срединно-океанических хребтов N-типа. Практически во всех тектонических покровах встречаются породы расслоенной серии, иногда с отдельными пакетами диабазовых даек. Все это свидетельствует о том, что на этапе существования палеоокеанического бассейна формировалась океаническая кора, сопоставимая с современной. Находки серпентинитовых конгломератов с галькой пляжного генезиса, свидетельствуют, что в палеоокеане существовали острова, сложенные серпентинитами. Судя по современным океанам, острова, на которых в волноприбойной зоне могут формироваться пляжи с серпентинитовой галькой и серпентинитовым песком, появляются в виде протрузий серпентинитов в зонах трансформных разломов в океанах с малой скоростью спрединга [3, 17, 36]. Поэтому можно полагать, что в рассматриваемом палеобассейне существовала срединная зона (или зоны), разбитая серией трансформных разломов.

**Венд-нижний кембрий (рис. 7б).** Во вторую половину венда в палеоокеаническом бассейне происходило формирование океанических островов (возможно, океанических плато), сложенных субщелочными высокотитанистыми базальтами, а также системы островных дуг на окраине бассейна. Среди субщелочных базальтов часто отмечаются туфовые различия, что позволяет предполагать извержения в субконтинентальных условиях. Образование вулканических островов и подводных гор, как и в современных океанах, связано с действием горячих точек.

Среди продуктов островодужного магматизма отмечается наличие бонинитов, а также базальтов высокомагнезиальных и толеитовых серий. Это позволяет считать, что островные дуги закладывались на коре океанического типа, т.е. являлись типичными энсиматическими. Известково-щелочные вулканы слагают выдержанные поля, картируемые в ряде тектонических покровов. В связи с этим, мы полагаем, что в палеобассейне существовали островные дуги различного типа, а зоны субдукции, над которыми эти дуги развивались, падали под смежные микроконтиненты. Широкое развитие средних и кислых разновидностей вулканических пород (например, в Эгийгольско-Ивановском и Улан-Баторском тектонических покровах) указывает на то, что островные дуги в рассматриваемом палеобассейне имели разную степень зрелости.

Таким образом, реставрируемый палеобассейн можно сопоставлять с современными океанами. В нем существовала хорошо развитая зона спрединга, разбитая на сегменты трансформными разломами, вулканические острова, связанные с горячими точками, и зоны субдукции, фиксируемые проявлениями островодужного вулканизма.

**Нижний-средний кембрий (рис. 7в).** Это время характеризуется сокращением океанического бассейна за счет сближения и столкновения островных дуг (Эгийгольско-Ивановской и Баянгольской), что привело к образованию единой зоны субдукции и формированию батолитообразных массивов гранитоидов тоналит-плагиогранитного ряда, отвечающих ранним фазам джидинского комплекса по данным А.Н. Дистановой [13]. Их возраст в Монголии определен в 540 млн. лет [16]. Формирование гранитоидов подобного состава вместе с синхронной складчатостью подчеркивает существование на этом срезе аккреционных процессов [24]. В это же время на вулканических построениях горячих точек, сложенных субщелочными высокотитанистыми базальтами, очевидно, прекратилась вулканическая деятельность. По мере перемещения островов, а также подводных гор в сторону от спрединговой зоны и погружения океанической коры в соответствии с установленной О.Г. Сорохтиным степенной зависимостью [25], их вершины стали покрываться чехлом кремнис-



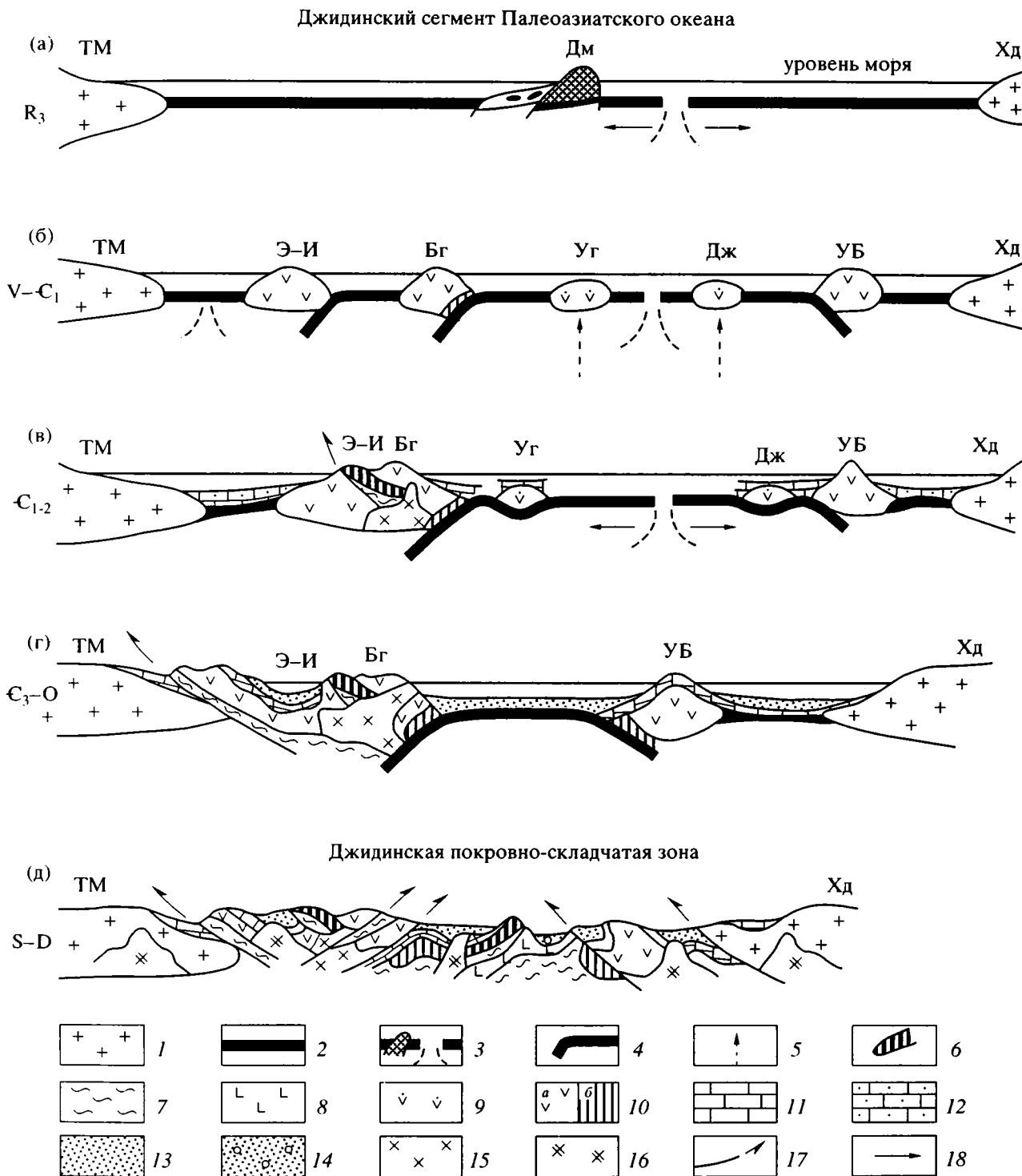


Рис. 7. Принципиальная схема геодинамического развития Джидинской зоны.

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – спрединговые зоны с протрузиями серпентинитов в трансформных разломах; 4 – зоны субдукции; 5 – горячие точки; 6 – комплексы аккреционных призм; 7 – зоны серпентинитового меланжа; 8 – толеитовые базальты спрединговых зон; 9 – субокеанические базальты океанических островов; 10 – вулканы островных дуг (а), в том числе бониниты (б); 11 – известняки, доломиты; 12 – калькарены; 13 – флишоидные образования; 14 – морская моласса; 15 – гранитоиды I-типа; 16 – гранитоиды S-типа; 17 – границы тектонических покровов; 18 – направления раздвига.

Буквами обозначены микроконтиненты: ТМ – Тувино-Монгольский, Хд – Хамардабанский; островные дуги: ЭИ – Эгийно-Ивановская, Бг – Баянгольская, УБ – Улан-Баторская; океанические острова: Ди – Долонмодонский, Уг – Уригольский, Дж – Джидотский.

то-карбонатных осадков. Крайние бассейны, расположенные вблизи микроконтинентов, сокращались и становились более мелководными. В них накапливались калькаренистые известняки, а в малом бассейне около Тувино-Монгольского микроконтинента на карбонатах начали накапливаться флишевые толщи. Таким образом, происходило превращение крайних бассейнов в остаточные.

**Верхний кембрий-ордовик (рис. 7г).** В верхнем кембрии и ордовике продолжалось сокращение океанического бассейна за счет сближения микроконтинентов. Возможно, в это время прекращается спрединг и прежние океанические бассейны превращаются в остаточные. В них начали формироваться флишевые толщи. Бывшие океанические острова и подводные горы, сложенные субщелочными базальтами, попадают в аккреционные призмы Баянгольской и Улан-Баторской дуг. В это же время единая Эгийнгольско-Ивановско-Баянгольская дуга столкнулась с Тувино-Монгольским микроконтинентом. Здесь также сократился остаточный бассейн, в котором продолжали образовываться флишевые толщи и олистостромовые горизонты, свойственные Эгийнгольско-Ивановскому покрову. Олистостромовые горизонты формировались на фоне покровно-складчатых движений, что определило наличие среди олистолитов пород офиолитовых комплексов и археоциатовых известняков нижнего кембрия. Гравитационные олистостромы формировались и в бассейне Улан-Баторской дуги (Нудско-Судуровский покров). По всей вероятности, в это же время формировались гранитоиды S-типа (позднечжидинский комплекс, 430 млн. лет [13]), что соответствует коллизийным обстановкам.

**Силур-девон (?) (рис. 7д).** Рассматриваемый период характеризуется превращением палеоокеанического бассейна в горно-складчатое сооружение. В результате сближения Тувино-Монгольского и Хамардабанского микроконтинентов к этому времени сформировалась современная структура Джидинской зоны. Столкновение, возможно, происходило при господствующем движении Хамардабанского микроконтинента на юго-запад с его надвиганием в дальнейшем на Улан-Баторскую дугу, что обеспечило опрокидывание Улан-Баторского покрова на юг. Дальнейшее сближение микроконтинентов привело к полному закрытию остаточного палеобассейна и к обдукции океанической коры на континентальную. Как можно видеть, фрагменты океанической коры, особенно серпентиниты, фиксируются практически во всех покровах. В Аригийнгольском и Нудско-Судуровском покровах вместе с нижними слоями океанической коры обдуцировались и базальты срединно-океанических хребтов.

Рассмотренная модель зарождения и развития палеоокеана, вплоть до формирования на его месте горно-складчатых сооружений, хорошо со-

гласуется с набором наблюдаемых структурно-формационных комплексов. Их повторяемость в выделяемых пластинах свидетельствует, в свою очередь, о преобладании в тектонических движениях горизонтальной составляющей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

На примере истории развития Джидинской зоны можно видеть закономерное превращение океанического бассейна в покровно-складчатое сооружение. Реставрируемый палеобассейн имел все элементы типичного океана: развитую спрединговую зону, разбитую на отдельные сектора зонами трансформных разломов, океанические острова или плато, формирующиеся под влиянием горячих точек, а впоследствии в нем зародились энзиматические островные дуги и крайние моря. В аккреционные призмы островных дуг попадали постепенно различные типы образований прежнего палеоокеана, а именно: остатки вулканических островов, крупные протрузии гипербазитов, возвышающиеся над океаническим дном. Океанический бассейн в вендско-кембрийское время можно сравнить с западной окраиной Тихого океана. Столкновение островных дуг между собой и с микроконтинентами определило начало формирования покровно-складчатой структуры Джидинской зоны, внедрение гранитоидных массивов и формирование остаточных бассейнов. Окончательное столкновение микроконтинентов вызвало полное закрытие океанического бассейна и включение Джидинской зоны в аккреционную окраину Сибирского континента. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать вышеописанный океанический бассейн как часть Палеоазиатского океана, который располагался, как считал Л.П. Зоненшайн [15], между Сибирским континентом и Гондваной.

Из изложенного вытекают следующие выводы.

1. Подтверждено покровно-складчатое строение Джидинской зоны, в составе которой выделяются восемь тектонических покровов: Эгийнгольско-Ивановский, Баянгольский, Нармандалский, Уригольский, Аригийнгольско-Нудско-Судуровский, Долонмодонский, Джидотский и Улан-Баторский.

2. Детальное изучение офиолитовых разрезов и состава слагающих их пород позволило реставрировать прежние океанические пространства, их особенности, наличие в них различных типов океанических структур.

3. Рассмотрена история развития Джидинского сегмента Палеоазиатского океана, начиная от стадии открытого океанического бассейна со всеми типичными его структурными элементами, до формирования покровно-складчатого сооружения,

являющегося аккреционной окраиной Сибирского кратона.

Работа завершена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 93-05-14244, 93-05-8299 и 94-05-16087-а).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.* Природа офиолитов Джидинской зоны // Корреляция, петрология и рудоносность магматических комплексов, эндогенные процессы в литосфере: Иркутск: из-ние Института земной коры СО РАН, 1989. С. 58–59.
2. *Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеевков В.В. и др.* Геохимия вулканитов поднятия Афанасия Никитина, Индийский океан // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 132–147.
3. *Альмухамедов А.И., Сборщиков И.М., Лобковский Л.И.* Новые данные о строении хребта Горриндж, Северная Атлантика // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1433–1436.
4. *Беличенко В.Г.* О новых находках фауны археоциат в верховьях р. Джиды (Южное Прибайкалье) // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151. № 3. С. 642–643.
5. *Беличенко В.Г.* Ранние или “полные” каледониды Саяно-Байкальской горной области? // Известия АН СССР, Сер. геол. 1983. № 1. С. 68–75.
6. *Беличенко В.Г.* Палеотектоническое районирование палеозойд юго-восточной части Восточного Саяна, Западного Хамар-Дабана и Прихубсугуля // Геология и геофизика. 1985. № 5. С. 11–19.
7. *Белов И.В., Богдаева М.Ф.* Формации ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья // Петрография Восточной Сибири, т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 103–156.
8. *Благодаров В.А., Зайцев Н.С.* Джидинская зона ранних каледонид Монголии // Геотектоника. 1972. № 6. С. 55–64.
9. *Бонатти Э., Хоннорец Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 9–24.
10. Геологическая карта Северной Монголии, м-б 1 : 500 000. Улан-Батор: издание ГУРК МНР, 1987. 4 л.
11. *Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
12. *Гордиенко И.В.* Палеоокеанические и островодужные комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Ежегодник-94. Вып. 1. Улан-Удэ: изд-ние ГИ Бур. науч. центр, 1994. С. 8–10.
13. *Дистанова А.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Ранне-палеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975. С. 49–123.
14. *Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П.* Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181–193.
15. *Зоненшайн Л.П.* Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов. Наука, 1976. С. 28–71.
16. *Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии. М.: Наука, 1982. 116 с.
17. *Кашинцев Г.Л., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И.* Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. № 6. С. 112–123.
18. *Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В., Зайцев Н.С.* Эволюция земной коры в докембрии-кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.
19. *Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В., Томурхуу Д., Доржнамжаа Д.* Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 19–33.
20. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
21. *Континентальный вулканизм Монголии.* М.: Наука, 1983. 190 с.
22. *Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И.* Офиолиты Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 5. С. 637–641.
23. *Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. и др.* Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. № 1. С. 3–18.
24. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
25. *Сорохтин О.Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1338–1341.
26. *Томуртогоо О.* Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии. Автореф. ... докт. дисс., М.: изд-ние ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
27. *Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н., Лувсанданзан Б., Даждавжаа З.* Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 67–100.
28. *Basaltic volcanism on the terrestrial planets / Eds. W.M. Kaula et al., N.Y. et. al.: Pergamon Press. 1981. 1286 p.*
29. *Coleman R.G.* Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman // Journ. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B4. P. 2497–2508.
30. *Gordienko I.V., Bayanov V.D., Kuzmin M.I. et. al.* Paleooceanic complexes of the Dzhida caledonide zone (South-Western Transbaikalia) // Report № 4 of the IGCP Project 283: Geodynamic evolution of Paleoasian ocean. Novosibirsk: UIGG&M of RAS, 1993. P. 70–72.

31. *Irvine T.M., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. Journ. Sci.* 1971. № 8. P. 523–548.
32. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites // *Journ. Geol.* 1975. V. 83. № 2. P. 249–281.
33. *Moore E., Vine F.* Troodes massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implication // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1971. Ser. A. V. 268. P. 443–462.
34. *Wilson M.* *Igneous Petrogenesis.* London et. al.: Unwin Hyman, 1989. 466 p.
35. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I.* The Khan-Taishir ophiolitic complex of Western Mongolia, its petrology, origin and comparison with other ophiolitic complexes // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1978. V. 67. № 1. P. 95–109.
36. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Lisitsin A.P. et. al.* Tectonic of the Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas (26–24° N) evidence for vertical tectonics // *Tectonophysics.* 1989. V. 159. № 1. P. 1–23.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, В.И. Коваленко

## The Dzhida Zone: a Fragment of the Paleasian Ocean

**A. I. Al'mukhamedov, I. V. Gordienko, M. I. Kuz'min, O. Tomurtogoo, D. Tomurkhuu**

Detailed geologic characteristics are presented for structural–lithologic complexes found in the Dzhida sector (southwestern Baikal area and northern Mongolia) of the Late Riphean–Early Paleozoic Paleasian Ocean. This area is shown to have a fold-and-thrust structure comprising eight nappes composed of volcanic–sedimentary and sedimentary deposits. These nappes, each consisting of a series of tectonic sheets, have boundaries marked by zones of serpentinite melange and serpentinite schists and by chains of small ultramafic massifs of mantle or cumulate origin. Study of volcanic associations of this area reveals the presence of rocks typical of the crust of present-day oceans and oceanic margins. Three volcanic series are recognized: MORB-like rocks derived from the paleocean's spreading centers; a calcalkaline, boninite-containing an association typical of island-arc systems; and a subalkaline high-Ti basite association of intraplate oceanic affinity. Riphean–Early Paleozoic geologic history of the study area, from an open-ocean stage to the fold-and-thrust structure—the Siberian continent's accretionary margin—is discussed.

УДК 551.242.3(571.56)

## СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СЕЛЕННЯХСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

© 1996 г. Ф. Ф. Третьяков

Якутский Институт Геологических наук РАН, Якутск

Поступила в редакцию 20.04.94 г.

Детальные структурные исследования позволили установить неоднородное строение южной части Селенняхского хребта, которое выражается в смене с северо-запада на юго-восток характера, типов и напряженности складчатости. Выделяются районы складчато-надвиговых, покровных и крутых линейных дислокаций. Палеозойские осадочные толщи подвержены флексурной (концентрической) складчатости, а метаморфические комплексы, включая породы офиолитовой ассоциации, деформированы в складки пассивного типа (течения). Показано, что в образовании тектонических структур осадочных комплексов большая роль принадлежит пологим надвигам и послонным срывам. Основные складчатые нарушения палеозойских осадочных и метаморфизованных толщ формировались в процессе многократных тектонических деформаций. Зона складчато-надвиговых и покровных структур с северо-запада ограничена надвигами и взбросами, а с юго-востока – структурами зоны крутых линейных дислокаций, которая по особенностям строения сопоставима со структурами тектонических швов.

В южной части Селенняхского хребта располагаются разнообразные структуры мезозойского Восточной Якутии. Ансамбль тектонических блоков, которые обсуждаются в данной работе, долгие годы рассматривался как окраинное поднятие (горст-антиклинорий) Колымского массива [6, 18]. В последнее время в рамках аккреционной концепции палеозойские осадочные и метаморфические структурно-вещественные комплексы Селенняхского хребта трактуются как различные террейны в составе блока хребта Черского или Колымо-Омолонского микроконтинента, причленившиеся к Сибирскому кратону в середине раннемеловой эпохи [10, 14].

Основное содержание статьи посвящено вопросам структурной геологии палеозойских осадочных и метаморфических пород Селенняхского хребта. Систематические структурные исследования ранее не проводились, и строение его до сих пор практически не расшифровано. Исследования [8], позволившие установить основные морфо-кинематические типы тектонических дислокаций данного региона, основаны на фактическом материале по отдельным маршрутным пересечениям. В связи с этим автором с разной степенью детальности проведены структурные исследования ряда участков южных районов Селенняхского хребта. Результаты исследований ранее опубликованы частично [15].

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В границах рассматриваемой территории выделяются: Саканджинская, Талындинская и Сычанская тектонические зоны и Туостяхский антиклинорий (рис. 1).

*Туостяхский антиклинорий* относится к структурам северо-восточного сегмента Кулар-Нерского сланцевого пояса [14] и сложен терригенными флишоидными толщами верхнего триаса – средней юры. Эти образования интерпретируются как комплексы подводных конусов выноса континентального подножья и окраинных морей [10]. Антиклинорий сочленяется со структурами Саканджинской зоны по Нальчанскому взбросо-надвигу, фронтальная зона которого маркируется прерывистой полосой нагромождения тектонических блоков из палеозойских и мезозойских осадочных пород.

В составе *Саканджинской зоны* выделяются Селенняхский и Уяндинский блоки. Селенняхский блок сложен преимущественно карбонатными толщами ордовика – нижнего карбона [1, 2, 20]. Палеозойские породы Селенняхского хребта характеризуются теми же комплексами фауны и осадочных пород, что и палеозойские толщи хребтов Тас-Хаяхта и юго-восточной части Черского, что позволяет предполагать их формирование в едином морском бассейне и рассматривать как образования карбонатной платформы [4, 24].

Уяндинский блок состоит из пакета тектонических пластин, выполненных разными комплексами метаморфических пород [3, 6, 17]. Положение и границы пластин местами маркируются образованиями тектонического меланжа. В разрезе блока устанавливается следующая структурная последовательность метаморфических комплексов снизу вверх: томмотский, уяндинский и калганский. Томмотский комплекс характеризуется

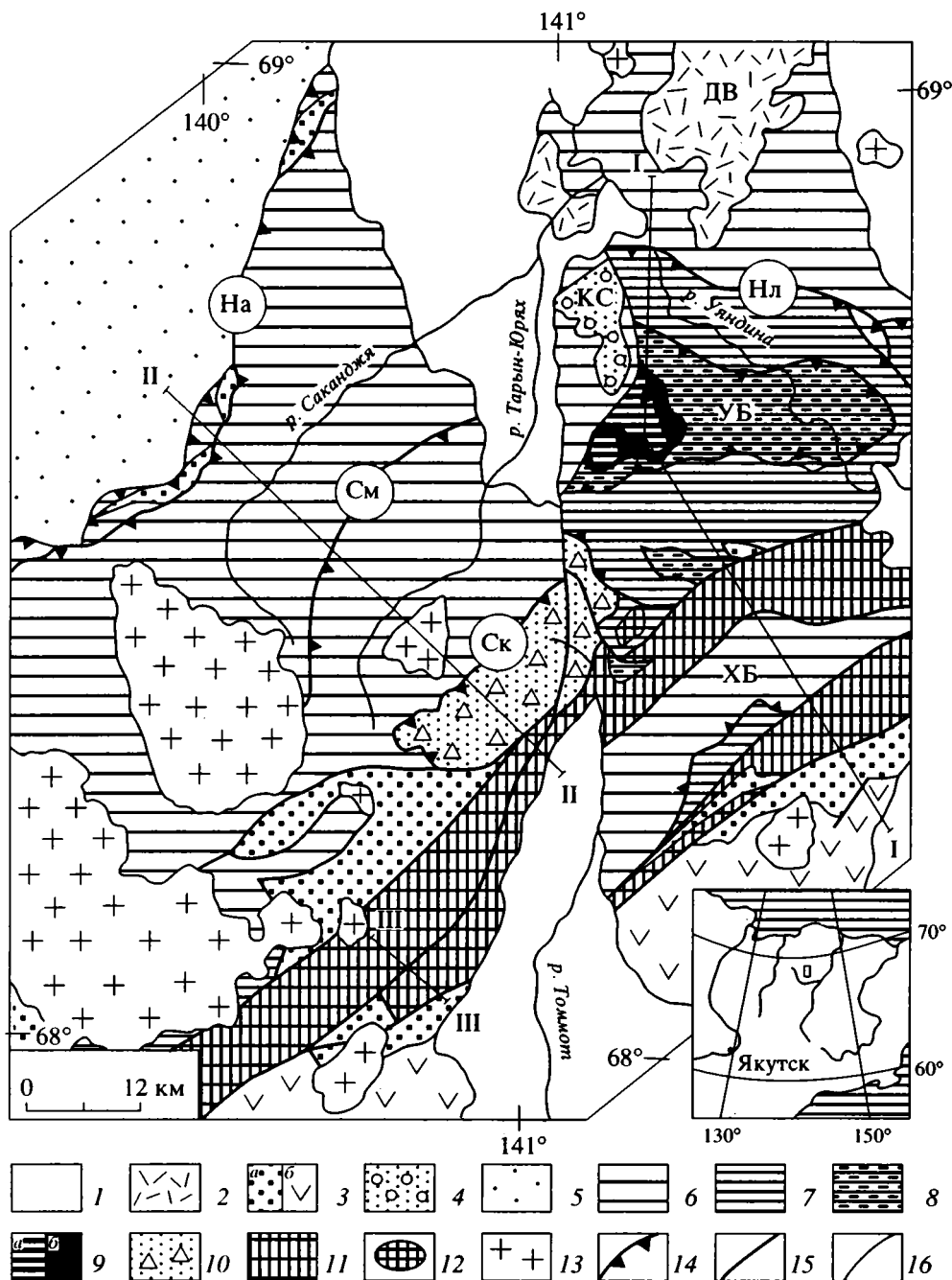


Рис. 1. Тектоническая схема южной части Селенныхского хребта

1 – кайнозойские отложения; 2 – мел-палеогеновые эпиколлизионные эффузивы Дыхтардахской впадины; 3 – поздненюрские островодужные комплексы Сыачанской зоны: *a* – осадочные, *b* – вулканогенные; 4 – среднеюрские раннеаккреционные алевриты, песчаники, конгломераты и олистостромовые брекчии. Туостяхский антиклинорий: 5 – поздне триасово-среднеюрский флишеидный комплекс окраинных морей. Саканджинская зона. Селенныхский блок: 6 – ордовикско-позднедевонский комплекс карбонатной платформы; Уяндинский блок. Метаморфические комплексы: 7 – томмотский зеленосланцевый, по палеозойским породам, 8 – уяндинский кристаллических сланцев амфиболитовой фации, 9 – калгынский офиолитовый: *a* – габбро-амфиболиты, *b* – метагипербазиты и серпентинитовый меланж; 10 – осадочный тектонический меланж – обломки, глыбы и пластины палеозойских и мезозойских пород различного состава, динамосланцы и тектонические брекчии. Талындинская зона: 11 – преимущественно зеленосланцевый комплекс по палеозойским породам, 12 – интрузивный комплекс Томмотского массива; 13 – раннемеловые коллизионные граниты; 14 – взбросы и надвиги; 15 – прочие разрывные нарушения; 16 – геологические границы. Буквы на схеме: ДВ – Дыхтардахская впадина, КС – Калгынская синклиналь, УБ – Уяндинский аллохтонный и ХБ – Хатыннахалинский блоки; надвиги и взбросы: На – Нальчанский, См – Сеймчанский, Нл – Нялгойский, Ск – Секдекунский. I–I, II–II, III–III – положение профилей рис. 6.

зеленосланцевыми толщами слюдястых мраморизованных известняков, мраморов, чередующихся с биотит-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, кварц-серицит-карбонатными, карбонатными и др. сланцами. Ранее эти образования объединялись в томмотскую серию позднедокембрийского возраста [5]. В последние годы, в результате геолого-съёмочных работ и специальных исследований, в пределах Талындинской зоны (в бассейнах рек Томмот, Талындя) в породах карбонатного состава обнаружены остатки конодонтов ранне- и среднеордовикского возраста (определения сделаны в ЯГСПЭ В.П. Тарабукиным). Эти данные, а также литологическое сходство предполагают возрастное единство толщ томмотского комплекса со смежными палеозойскими породами Селеняхского блока. Однако палеозойский субстрат метаморфитов Уяндинского блока и Талындинской зоны в результате многократных тектонических и метаморфических преобразований утратил первичные литологические текстуры и стратификацию, и поэтому возможно лишь сопоставление отдельных фрагментов разрезов зеленосланцевых толщ с конкретными палеозойскими разрезами Селеняхского блока. В связи с этим представляется целесообразным выделять сложнодислоцированные зеленосланцевые породы нерасчлененного нижнего и среднего палеозоя в составе томмотского зеленосланцевого комплекса.

Уяндинский комплекс представлен кристаллическими сланцами: гранат-биотитовыми, гранат-биотит-амфиболовыми, двуслюдяными, амфиболовыми и др. с прослоями мраморов и кальцифиров. Высокометаморфизованные парагенезисы содержат ставролит, кианит и силлиманит. Часто встречаются тела рассланцованных метагабброидов и метабазальтов, согласные общему простиранию структур вмещающих сланцев. Процессы неоднократного метаморфизма, изменившие облик протолитов уяндинского комплекса, по новым данным ( $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ ), датируются значениями 374, 312 и 174 млн. лет [12].

Метагипербазиты–базиты калгынского комплекса отождествляются с элементами разрезов офиолитовой ассоциации [3, 17, 22] и выделяются в самостоятельный тип террейнов [14]. В пакете тектонических пластин Уяндинского блока метагипербазиты–базиты слагают самую верхнюю и меньшую по размерам. В разрезе калгынского комплекса блоки метагипербазитов и габбро-амфиболитов структурно подстилаются образованиями серпентинитового меланжа. По  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  методу возраст метаморфизма для габбро-амфиболитов составляет 415 млн. лет [12], что может свидетельствовать в пользу изофациальных изменений пород калгынского и уяндинского комплексов.

Аллохтонная природа метаморфических толщ Уяндинского блока определяется на основании

тектонического совмещения их с близкими по возрасту слабо- и неизменными отложениями нижнего–среднего палеозоя и преимущественно пологого залегания сланцеватостей и ассоциирующих с ними лежащих форм складчатых структур [13, 15].

К юго-западу от Уяндинского блока, в истоках р. Томмот, располагаются выходы сложно деформированных пород, особенности строения которых сопоставимы с образованиями тектонического меланжа. Предполагается, что его формирование связано с перемещением Уяндинского покрова в северном направлении и тектонической переработкой подстилающих толщ Селеняхского блока и пород самого аллохтона. Матрикс его представлен сильно рассланцованными глинистыми и известково-глинистыми породами неопределенного возраста (возможно, ранний ордовик). Размеры включений (глыб и блоков) составляют от первых до десятков метров в поперечнике. По составу среди них различаются: 1) рассланцованные метабазиты + лавы и лавобрекчии основного состава и их интрузивные разновидности; 2) метагипербазиты (серпентиниты), встречающиеся в виде крупных обломков размером до 1 м и блоков – до  $8 \times 30$  м; 3) карбонатные породы, разделяющиеся на две группы: а) мраморизованные известняки и мраморы, как правило, рассланцованные, с очково-линзовидной, тонкополосчатой текстурой, иногда с прослоями филлитов и слюдястых сланцев, и б) массивнослоистые разновидности, которые часто брекчированы, трещиноваты, порой пропитаны густой сетью кварцевых и кальцитовых жил; 4) блоки терригенных отложений – песчаники, алевролиты, которые в западной части меланжа ассоциируют с телами метавулканитов. Последняя группа пород, возможно, представляет собой фрагменты разрезов позднеюрского комплекса Сыачанской зоны.

*Талындинская зона* выражена крутыми линейными дислокациями северо-восточного простирания. Протяженность ее в пределах данной площади составляет более 100 км при ширине от 7 до 24 км. В строении зоны принимают участие неоднократно деформированные и метаморфизованные зеленосланцевые образования по ниже-среднепалеозойским породам. В линейные структуры зеленосланцевых толщ “вкраплены” блоки – фрагменты смежных структур Саканджинской и Сыачанской зон.

Мезозойские комплексы данной территории, формирование которых связано с этапами аккреции и коллизии на северо-востоке России, подразделяются на аккреционные, коллизионные и эпиколлизионные [10, 14]. К раннеаккреционным образованиям относятся осадочные терригенные, в том числе грубообломочные отложения (олистоstromа) келловейского возраста (р. Калгын).

Среди обломков и глыб карбонатных пород палеозойского возраста присутствуют обломки пород метаморфических комплексов (устное сообщение Ю.В. Архипова и В.А. Труниловой). Структуры *Сычанской зоны* – северо-западного сегмента Уяндина-Ясачненской вулканической дуги располагаются к юго-востоку от Селенняхского блока и выполнены оксфорд-волжскими осадочно-вулканогенными породами. В базальных конгломератах осадочного разреза содержатся обломки дислоцированных зеленосланцевых пород смежной Талындинской зоны. Тектонические структуры всех указанных выше зон прорваны телами раннемеловых коллизионных гранитов. Эпиколлизионные верхнемеловые – палеогеновые осадочные и эффузивные породы Дыхтардахской впадины несогласно перекрывают складчатые структуры Туостахского антиклинория и Селенняхского блока и запечатывают зону их тектонического контакта за северной рамкой рассматриваемой площади.

### МЕТОДИКА СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Главной задачей структурных исследований было детальное расчленение складчатости по морфологическим и кинематическим типам с целью уточнения строения данной территории и установления природы тектонических структур. При проведении полевых структурных исследований главным образом изучались тектонические структуры, которые наблюдались непосредственно в обнажениях: это мелкие складки шириной и высотой от первых сантиметров до первых десятков метров, различные формы кливажа, сланцеватости, будинажа и наложенных структур двух и более генераций. Массовые замеры элементов залегания слоев и сланцеватости в участках моноклиналиного залегания осадочных или метаморфизованных пород проводились как для выявления более крупных складчатых структур, так и для получения представления об общем строении основных тектонических элементов рассматриваемой территории.

Структурные исследования проводились на основе известных традиционных методов структурного анализа, которые включают в себя комплексное изучение складок, кливажа, сланцеватости, разрывов и др., установление их парагенезисов, возможного механизма образования и составление структурных или тектонофациальных схем. Для кинематической характеристики и районирования складчатых дислокаций была использована классификация Ф. Доната и Р. Паркера [23]. Эти авторы все существующие типы форм складок объединили по механизму формирования в три класса: флексурные, пассивные и квазифлексурные. Первые два класса, в свою очередь, подразде-

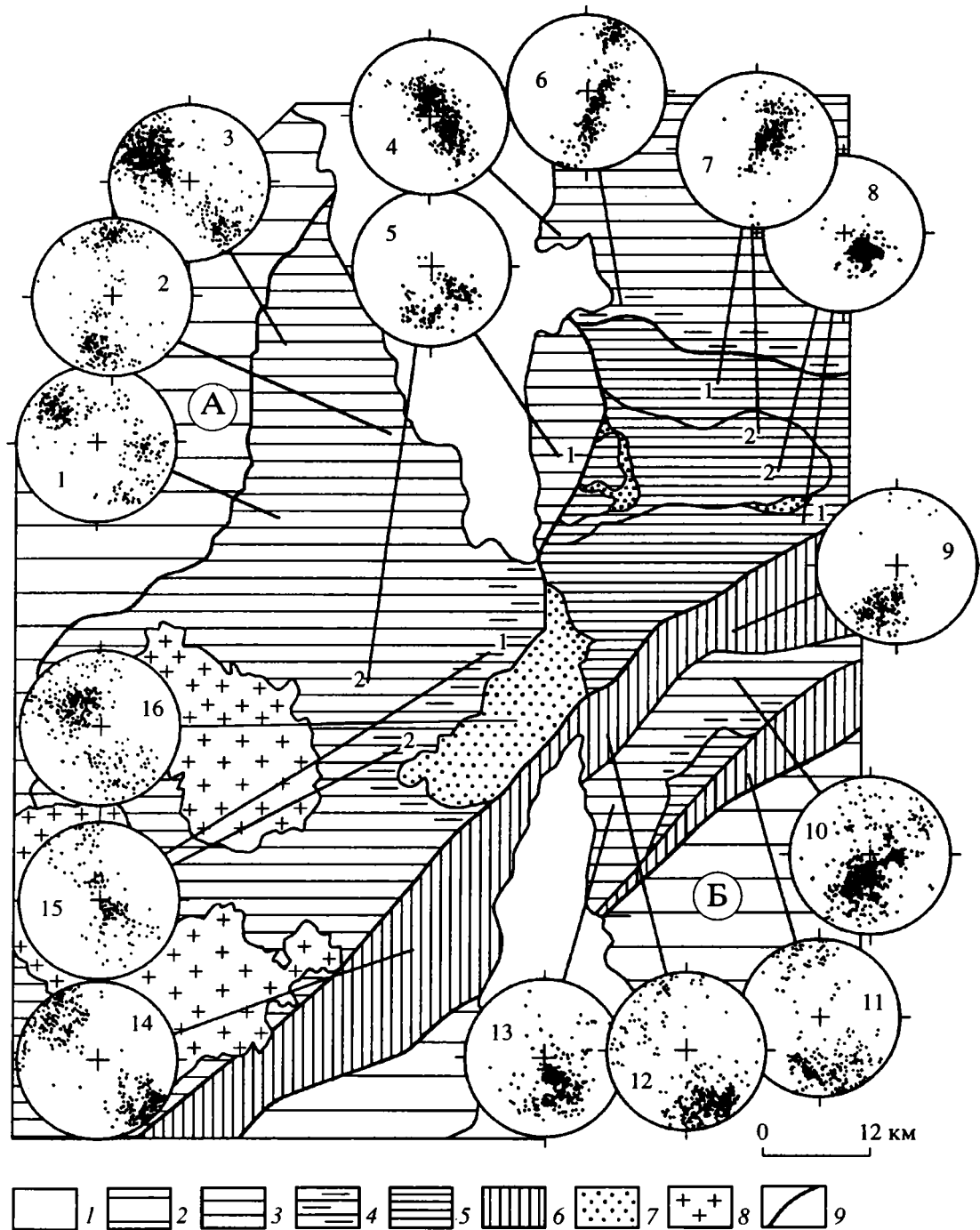
ляются на два унифицированных типа, соответственно: складки флексурного скольжения и течения (вдоль слоя) и пассивного скольжения и течения (вкрест слоя). Основное различие между флексурным и пассивным механизмами заключается в том, влияет или нет слоистость на формирование складок. Флексурный механизм, связанный с изгибом межпластового проскальзывания, возникает в осадочной толще, где преобладают слои с низкой пластичностью. В результате образуются разные формы концентрических, параллельных складок флексурного скольжения и формы подобных складок флексурного течения, а ассоциирующие с флексурными складками формы кливажа обычно межпластовые. При пассивном механизме, как правило, в пластически однородной толще, складчатость образуется путем смещения и течения вещества пород под углом к слоистости, в том числе и по направлению поверхностей высокозрелого сквозного кливажа или сланцеватости. Соответственно возникают так называемые складки скольжения (скальвания) и течения, формы им подобные, дисгармоничные и пр. Третий класс (тип) квазифлексурных складок характеризуется тем, что в условиях пассивного течения пород отдельные слои деформируются путем флексурного изгиба. Кроме того, первые два выделенных класса складчатых структур являются индикаторами вертикальных структурных уровней, на которых они формируются. Так, пассивные складки не возникают в приповерхностных уровнях земной коры. Даже в зонах разломов верхним тектоническим порогом появления кливажа служит глубина 2 км, а для складок пластического течения – 5 км [21]. На верхних структурных уровнях, или эпизоне [16], образуются флексурные, или приповерхностные, складки [19], которые сопровождаются межпластовым кливажом разлома. Ориентировочные значения глубин, на которых начинают формироваться кливаж сланцеватости и пассивные складки, составляют 3–5 км [11]. В соответствии с принятой классификацией Доната–Паркера, общая характеристика дислокаций районов флексурной складчатости дана в элементах залегания слоистости (стереограммы 1–6, 10, 13, 15 на рис. 2), а пассивной складчатости – в элементах залегания кливажа и сланцеватости (стереограммы 7–9, 11, 12, 14, 16 на рис. 2).

### СТРУКТУРНЫЕ ПРОВИНЦИИ

На схеме структурного районирования рассматриваемой территории Селенняхского хребта выделены области развития флексурной и пассивной складчатости (см. рис. 2).

**Области флексурной складчатости** охватывают значительную территорию, в которую входят не только структуры Селенняхского блока, но и





**Рис. 2.** Схема кинематических типов складчатости южной части Селенняхского хребта

1 – кайнозойские отложения; 2, 3 – области флексурной складчатости: 2 – Туостахского антиклинория (А) и Сычанской зоны (Б), 3 – Селенняхского блока; 4–6 – области складчатости пассивного типа: 4 – окраинные зоны Селенняхского блока, 5 – районы с пологой сланцеватостью и лежащими складками Уяндинского блока, 6 – районы субвертикально ориентированной сланцеватости и складчатости аккордеонного типа Талындинской зоны; 7 – участки развития тектонического меланжа; 8 – гранитоиды; 9 – геологические границы. Стереограммы: 1–6, 10, 13, 15 – полюса слоистости и 7–9, 11, 12, 14, 16 – полюса сланцеватости (даны в проекции на нижнюю полусферу). Номера стереограммы – структурные домены: 1 – бассейн р. Нальчан, 2 – междуречье Инач–Саканджа, 3 – верховье р. Инач, 4 – р. Уяндина, район устья р. Инач, 5 – верховья рек Калгын (1) и Тарын-Юрх (2), 6 – р. Уяндина в районе устьев рек Турах и Калгын, 7 – левобережье р. Уяндина, истоки р. Кюрюнья (1), и р. Уяндина, район устья р. Кюрюнья (2), 8 – р. Уяндина, район устья р. Алас (1) и большой излучины р. Уяндина (2), 9 – бассейн р. Талындя, 10 – бассейн р. Хатыннах-Сала, 11 – бассейн р. Олындя, 12 – левобережье р. Томмот, 13 – бассейн р. Дадька, 14 – бассейн р. Моголлох, 15 – р. Буоллага (1) и истоки рек Секдекун и Тарын-Юрх (2), 16 – истоки рек Томмот и Сычаган.

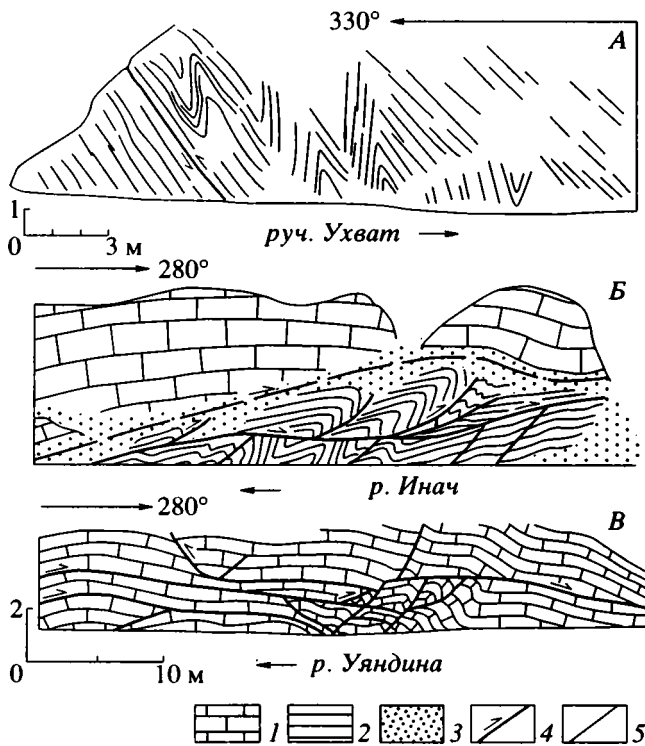


Рис. 3. Характер деформаций послыного срыва в палеозойских породах Селенныхского блока

1 – карбонатные и 2 – глинистые и карбонатно-глинистые породы; 3 – делювий; 4 – послынные срывы, надвиги и взбросы, 5 – прочие разрывы.

смежных с ним Туостахского антиклинория и Сыачанской зоны. Внутренняя структура Селенныхского блока, в целом, имеет антиклинальное строение. Его северо-западная часть сложена отложениями преимущественно силура – нижнего карбона, а юго-восточная – осадочными породами среднего–нижнего ордовика. Осадочные толщи дислоцированы в складки второго порядка шириной 6–8 км и протяженностью в северо-восточном направлении 20–30 км. В северо-западном районе все эти структуры разбиты продольными и поперечными разломами на более мелкие блоки, смещенные один относительно другого на первые километры в латеральном и вертикальном направлениях. Осадочные породы на крыльях складок второго порядка и в отдельных блоках дислоцированы круто, наклоны слоев составляют  $55^{\circ}$ – $85^{\circ}$  и имеют северо-восточное простирание (см. рис. 2, стереограммы 1–3).

Северо-западная окраина Селенныхского блока выражена структурами фронтальной зоны Нальчанского надвига и представлена нагромождением чешуйчатых блоков. Плоскости взбросов и надвигов, с которыми связано возникновение складчатости, погружаются на восток и юго-восток. Мелкая складчатость третьего порядка, шириной

от метра до сотен метров, сопровождающая надвиговые дислокации района, часто представлена серией сжатых остроугольных симметричных и асимметричных складок, приуроченных к висячим крыльям разрывов (рис. 3А). Ориентировка осевых плоскостей складок близка к ориентировке поверхностей надвигов, различаются они лишь углами наклонов. Но отмечаются и участки с противоположной вергентностью складок, связанные с обратными надвигами. Ширина таких зон, заполненных наклонными и опрокинутыми на юго-восток сжатыми симметричными и асимметричными складками, составляет от 200–300 м до 1000 м.

Однако характерной особенностью тектонических дислокаций этого и других районов Селенныхского блока является повсеместное развитие тектонических структур послынных надвигов или срывов, которые формируются в тех частях палеозойского разреза, где среди мощных карбонатных толщ присутствуют породы глинистого или глинисто-карбонатного состава. Дислокации послынного срыва сопровождаются особым парагенезисом складчато-надвиговых структур: ступенчатыми надвигами, дуплексами, мелкими асимметричными и дисгармоничными (от коробчатых до гребневидных) складками (рис. 4, А и Г). В участках моноклинального залегания карбонатных толщ наблюдаются элементарные формы структур послынного срыва, которые развиваются в его висячем крыле и выражены: а) мелкоамплитудными ступенчатыми надвигами и взбросами (рампы) или же б) мелкими асимметричными, послынными (бескорневыми) складками с очень длинным пологим и коротким крутым крыльями.

Стратиграфической толщей, в которой повсеместно наблюдаются структурные парагенезисы складчато-надвиговых нарушений послынного срыва, являются глинисто-карбонатные породы лландоверийского яруса нижнего силура (см. рис. 4). Послойные дислокации в форме интенсивного “рассланцевания” проявлены в другом (верхнем) стратиграфическом горизонте силурийских толщ – в пачке красноцветных тонкозернистых мергелей и алевроитов лудловского яруса. Элементы первичной стратификации и складчатые структуры в них почти не наблюдаются. Породы сильно “рассланцованы”, раздроблены, перетерты, распадаются на тонкие листоватые пластинки и обломки, иногда с гладкими полированными зеркалами скольжения на поверхностях. В разрезе часто отмечаются согласные рассланцеванию зоны разрывных нарушений, представленные глиной трения толщиной 5–30 см. Величины перемещения по ним устанавливаются по разрушенным дайкам основного состава, верхние части которых срезаны и смещены на первые метры. Положение поверхностей “рассланцевания” в красноцветных породах имеют те же значения, что и

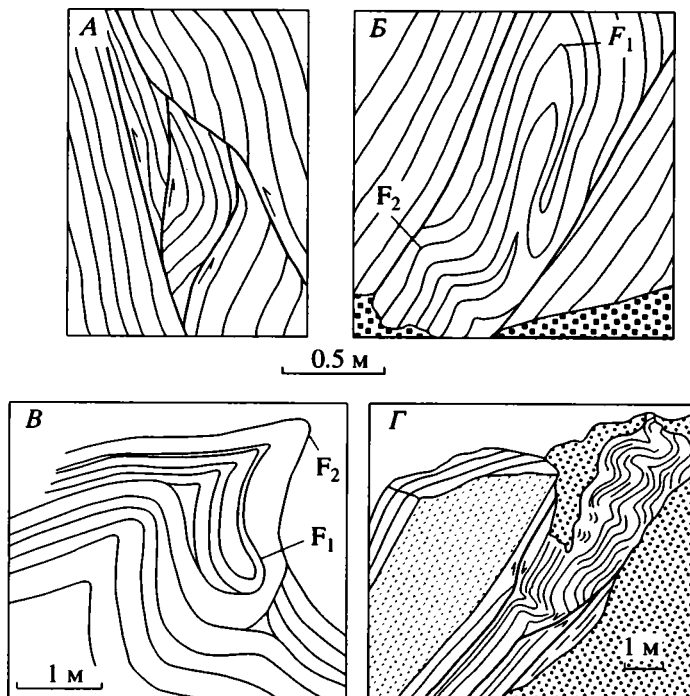


Рис. 4. Дуплексные структуры и формы флексурных складок в нижнесилурийских породах Селенняхского блока: А – р. Инаринджа, Б – р. Инач, В – р. Омчикандя, Г – р. Саканджя  
 $F_1$  и  $F_2$  – складки первой и второй генераций. Стрелками показаны взбросы и надвиги.

элементы моноклинального залегания слоистости в выше- и нижележащих толщах карбонатных пород.

Наложённые структуры деформаций послыночного срыва и пологих надвигов представлены мелкими лежащими изоклинальными складками ранних генераций  $F_1$ , которые смяты в поздние складки  $F_2$ , но те и другие относятся к складкам флексурного (концентрического) типа (см. рис. 4, Б и В).

Тектонические структуры более поздних генераций представлены складками флексурного типа  $F_3$ , которые отличаются крутыми наклонами шарниров ( $45^\circ$ – $65^\circ$ ), являются приразломными и связаны с движениями по более поздним сдвиговым разрывам. Проявление кливажа в этом районе Селенняхского блока незначительно. По форме он межпластовый, в отдельных случаях сквозной осевой плоскости и формируется только в глинистых отложениях.

В тектонических блоках с удалением к востоку (в бассейне р. Саканджя) простирающиеся дислоцированные толщ субширотное или северо-западное (см. рис. 2, стереограмма 2), но морфология и типы складчатых и разрывных структур аналогичны описанным выше. Изменение простираения пород в этих блоках может быть обусловлено как изменением направления складчатых структур на субширотное в восточных районах Селенняхско-

го блока, так и вращением, разворотом блоков в результате более поздних сдвиговых движений.

В строении восточного района рассматриваемой территории Селенняхского блока (бассейн р. Уяндина) участвуют осадочные породы нижне-среднего ордовика, в которых также устанавливаются структуры послыночных срывов и складчато-надвиговых дислокаций. Наиболее характерные типы этих структур можно наблюдать на р. Уяндина, в районе устья р. Инач. Здесь дислоцированность глинисто-карбонатных пород среднего ордовика относительно слабая, что отражается массовыми замерами элементов залегания слоистости (см. рис. 2, стереограмма 4). Углы наклонов слоев составляют в основном  $20^\circ$ – $40^\circ$ , а азимуты падения преимущественно юго-восточные и северо-западные. Формы многочисленных мелких складок флексурного типа разнообразны – от открытых коробчатых до сжатых изоклинальных и дисгармоничных шириной до 10–30 м. Шарниры их полого (до  $20^\circ$ ) погружаются на юго-запад и северо-восток. Как правило, эти складки бескорневые и развиты в пределах одного горизонта, пачки слоев и вверх или вниз по разрезу выполаживаются, затухают или срезаются субпластовыми разрывами. Указанное положение складчатых структур в разрезе, их дисгармония, сочетание со ступенчатыми надвигами, взбросами и мелкими дуплексными структурами однозначно

свидетельствуют о деформациях межпластового срыва (см. рис. 3Б, В). Северные и северо-западные направления перемещения по поверхностям срывов определяются положением осевых плоскостей асимметричных опрокинутых складок и поверхностей ступенчатых надвигов. Поверхности срывов местами смяты в простые пологие складки или срезаются более поздними сдвиговыми и сбросовыми разрывами. Формирование срывов так или иначе обусловлено литологией и компетентностью осадочных пород, развиваются они по горизонтам и слоям глинистых отложений, которые перемежаются с карбонатными породами и принадлежат отложениям лланвирнского возраста.

Юго-западнее выявляются те же типы флексурной складчатости, порожденные срывами и надвиговыми нарушениями. Внутрипластовые концентрические складки устанавливаются в участках моноклинальных погружений осадочных пород на север-северо-восток или северо-запад (см. рис. 2, стереограмма 5). В верховье р. Тарын-Юрях в карбонатно-глинистых породах унгинской свиты нижнего ордовика интенсивное развитие имеют лежачие складки пассивного скольжения. Выше по разрезу, в породах среднего ордовика, иногда наблюдаются структуры внутрипластовых надвигов со смещениями, направленными вниз по падению слоев. Такое положение структур можно объяснить тем, что послонные надвиги относятся к разрывным структурам ранних генераций, то есть они формировались в осадочных отложениях, когда они находились в субгоризонтальном положении. В результате последующих тектонических дислокаций эти ранние структуры, совместно с осадочными толщами, были нарушены и приведены в современное положение. Крупные надвиговые дислокации к западу от бассейна р. Тарын-Юрях связаны с Сеймчанским разломом, по которому среднеордовикские толщи надвинуты на породы среднего-верхнего девона и нижнего карбона.

В районе р. Калгын участки флексурной складчатости по сдвиговому разлому совмещены с участками пассивной складчатости метаморфических комплексов. В зоне левосдвигового разлома, шириной около 1 км, палеозойские породы брекчированы и неоднократно деформированы. Тонкие пластинки сквозного кливажа ранней генерации смяты в шевронные складки с крутыми шарнирами. В других районах Селенняхский и Уяндинский блоки отделены один от другого надвигами Нялгойским и Секдекунским. Вдоль этих надвигов в нижнеордовикских породах устанавливается узкая зона развития складок пассивного типа или переходная зона от складок флексурного типа в пассивные.

В зоне Нялгойского надвига пологие залегания среднеордовикских пород с межпластовым кливажом сменяются к югу круто опрокинутыми ( $70^{\circ}$ – $90^{\circ}$ ) на север-северо-восток нижнеордовикскими породами. Последние пронизаны насквозь кливажом осевой плоскости, поверхности которого полого ( $20$ – $40^{\circ}$ ) погружаются на юго-юго-запад. Общий характер дислокаций этой зоны с формированием цилиндрических типов складок иллюстрирует стереограмма слоистости 6 на рис. 2. Ширина переходной зоны здесь составляет около 3 км. В зоне Секдекунского надвига северо-западная вергентность складчатых структур пассивного типа также определяется пологими наклонами поверхностей сквозного кливажа осевой плоскости, которые пересекают складчатые и круто опрокинутые на северо-запад осадочные породы нижнего-среднего ордовика. В результате дифференцированного смещения (течения) вещества пород по поверхностям сквозного кливажа формируются складки пассивного скольжения и транспозиционные структуры. Амплитуды смещения литонов и микролитонов одного относительно другого достигают первых десятков сантиметров. Стереограмма полюсов слоистости 15 на рис. 2 отражает развитие складок субширотного и северо-восточного простираний. Ширина зоны развития складок пассивного типа в осадочных породах нижнего-среднего ордовика здесь достигает 4–5 км.

**Область развития складок пассивного типа (складок течения) в пределах метаморфических пород подразделяется на районы распространения структур с пологой и крутой сланцеватостью. Первые связаны с покровными структурами Уяндинского блока, вторые – с крутыми линейными дислокациями Талындинской зоны (см. рис. 1 и 2).**

Нижняя и большая по размерам тектоническая пластина Уяндинского блока сложена зеленосланцевыми толщами томмотского комплекса. В северной фронтальной части пластины вергентность структур зеленосланцевых пород меняется от северной (на западе) до северо-восточной (на востоке). Деформационные структуры здесь подчиняются сланцеватости, поверхности которой полого погружаются на юг и юго-запад, а складчатые нарушения характеризуются опрокинутыми и лежачими формами, редко фрагментами пережатых веерообразных складок. Южнее метасадочные породы нижней пластины также образуют лежачие опрокинутые складки пассивного типа. Формы их сжатые, изоклинные, а ширина до первых и первых десятков метров. Например, замковая часть одной лежачей изоклинной складки на р. Уяндина обнажается на протяжении более 100 м. Поверхности сланцеватости двух генераций имеют почти одинаковые юго-западные азимуты падения и наклоны  $20^{\circ}$ – $40^{\circ}$  (см. рис. 2, стереограмма 7(1)). Широко развиты

разрывные нарушения, параллельные поверхностям сланцеватости, которые “нарезают” дислоцированные толщи на серию плоских блоков шириной первые метры. В разрезе этих блоков можно видеть, что заполняющие их колонны мелких складок в смежных блоках различаются по форме, степени сжатости и рассланцевания. Эти данные свидетельствуют о значительных перемещениях по разрывам этого типа и о совмещении разных частей дислоцированного разреза.

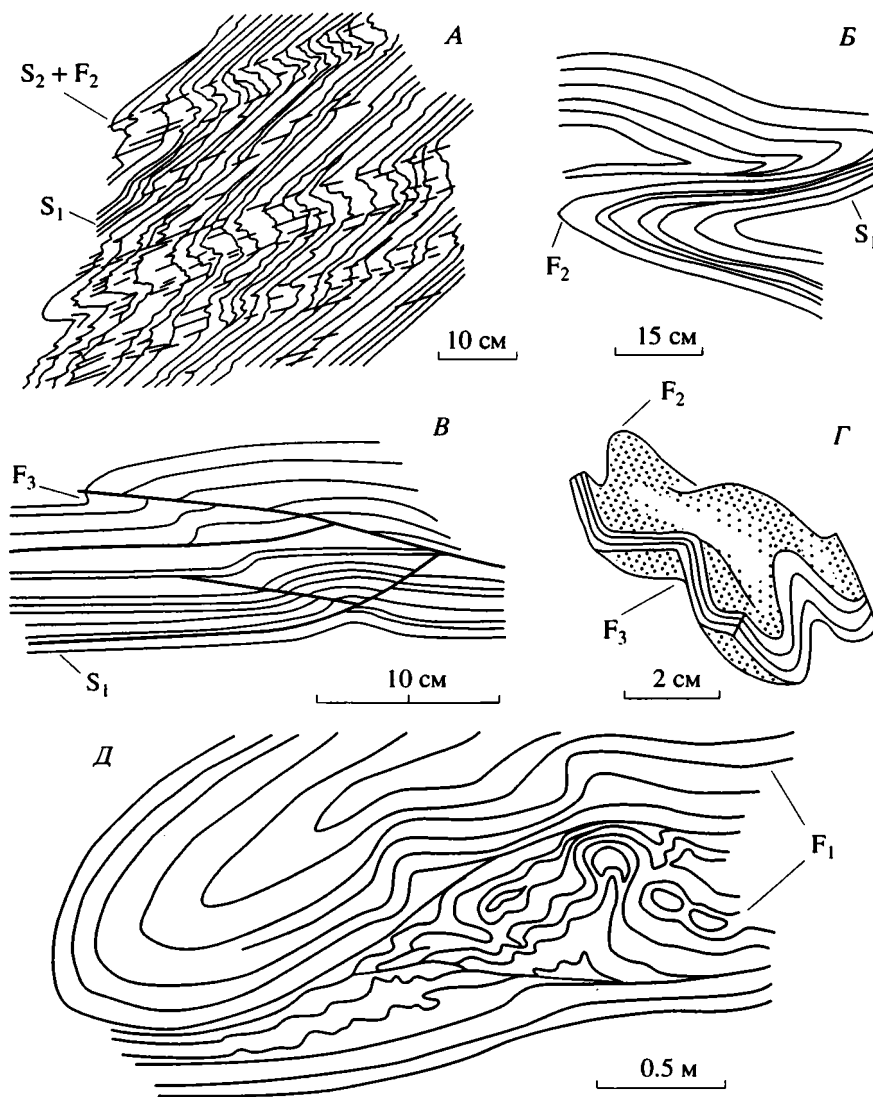
В юго-восточной части нижней пластины, в районе большой излучены р. Уяндына, тектонические структуры зеленосланцевых толщ имеют очень сложное строение благодаря проявлению многократных деформаций. Ориентировка двух генераций сланцеватости –  $S_1$  и  $S_2$ , с которыми связаны соответственно две генерации складчатости, часто одинакова, и различаются они по углу наклона (рис. 5А). Массовые замеры показывают, что поверхности сланцеватостей  $S_1$  и  $S_2$  характеризуются пологими наклонами ( $20^\circ$ – $45^\circ$ ), а азимуты падения рассеяны по значениям северо-западного сектора (см. рис. 2, стереограмма 8). Аналогичным разбросом обладают азимуты падения шарниров ранних складок  $F_1$  и  $F_2$ . При этом выпуклости замков этих складок, большей частью изоклиналильных, направлены на северо-восток с наклонами шарниров под углами  $30^\circ$ – $40^\circ$  на северо-запад, то есть по падению поверхностей сланцеватости. Эти данные интерпретируются как участки развития складчатости северо-восточной вергентности, представленные косо ныряющими в этом направлении сериями ранних складок пассивного типа, а не юго-восточной вергентности, если формально интерпретировать массовые замеры поверхностей сланцеватостей  $S_1$  и  $S_2$  (см. стереограмму на рис. 2). В целом, массовые замеры сланцеватости зеленосланцевых толщ нижней пластины Уяндынского блока показывают ее синформное строение (см. рис. 2, стереограммы 7 и 8).

Структуры кристаллических сланцев уяндынского и метагипербазитов – базитов калгынского комплексов, которые слагают соответственно среднюю и верхнюю тектонические пластины Уяндынского покрова, также связаны с полого ориентированной сланцеватостью двух генераций и лежащими складками пассивного течения. Особенность пассивных складок ранних генераций состоит в том, что своим происхождением они обязаны процессам пластического течения и все случаи утонения, прерывания минеральной и другой тектоно-метаморфической полосчатости обусловлены выжиманием и нагнетанием вещества пород из одних участков в другие (см. рис. 5, Б, Д). К этого типа структурам на р. Калгын относятся послейные “букеты” из серии сближенных асимметричных складок с листрическими осевыми плоскостями, которые сходятся вниз по падению, а также пережатые и отторгнутые ядра

веерообразных и лежащих изоклиналильных складок в виде округлых, с овоидной текстурой, будин размером в поперечнике 5–7 см (см. рис. 5, Д), которые являются структурами покровных складок [25]. Складчато-разрывные структуры наложены на более ранние и относятся к более поздним приповерхностным деформациям (см. рис. 5, В). Ориентировка сланцеватостей в породах уяндынского комплекса почти не отличается от ориентировок сланцеватостей подстилающих зеленосланцевых толщ (см. рис. 2, стереограммы 7(2) и 8(2)). Самы пластины, сложенные породами уяндынского и калгынского комплексов, смяты в простые пологие складки шириной до первых километров (профиль I–I на рис. 6). Это устанавливается массовыми замерами поверхностей сланцеватости в крупных блоках метагипербазитов – базитов и подстилающих их породах уяндынского комплекса (см. рис. 2, стереограммы 7 и 8), в которых углы наклона имеют  $20$ – $40^\circ$  при варьирующих азимутах падения.

Районы пассивной складчатости с крутой сланцеватостью занимают территорию *Талындынской зоны* линейных дислокаций, в пределах которой ниже-среднепалеозойские породы субстрата были подвергнуты неоднократным деформациям и зеленосланцевым преобразованиям. Талындынская зона имеет сложное строение и содержит блоки пород смежных Саканджинской и Сыачанской зон. Эти блоки обтекаются участками крутых линейных дислокаций – интенсивного рассланцевания и тесно сжатой (аккордеонной, по [19]) складчатости. Все главные плоскостные структурные элементы: сланцеватость, осевые плоскости и крылья складок, разрывы и пр. – имеют субвертикальные залегания (см. рис. 2, стереограммы 9, 11, 12, 14). Простираение структур зоны преимущественно северо-восточное, но местами в участках сложного строения и перегибов структур отклоняется до широтного или северо-западного (см. стереограммы 9 и 11 на рис. 2). Сланцеватости является наиболее типичной и распространенной структурой, которая нарушена более поздними складками и разрывами. В отдельных участках зоны биотит-хлоритовые сланцы благодаря развитию в них сланцеватости двух генераций преобразуются в S-тектониты. При этом ориентировка сланцеватостей по азимутам и углам падения отличается на  $10^\circ$ – $20^\circ$ .

Плоскостные и будинажные структуры, возникающие при интенсивном рассланцевании глинисто-карбонатных пород, характеризуются большим разнообразием рисунков тектонических текстур: очковыми, линзовидными, ленточными, полосчатыми и их комбинациями. Складчатые структуры и участки рассланцевания Талындынской зоны “нарезаны” продольными разрывами на колонны тесно сжатых прямых и круто опрокинутых форм, образующих аккорде-



**Рис. 5.** Формы и типы складчатых деформаций в метаморфических породах Уядинского аллохтонного блока (А, Б, В, Д) и Талындинской зоны (Г)

$F_1, F_2, F_3$  – складки первой, второй и третьей генераций,  $S_1$  и  $S_2$  – сланцеватость первой и второй генераций.

онный тип складчатости (см. рис. 6, профили I–I и III–III). Ширина складок составляет десятки – до первых сотен метров. Мелкие пассивные складки осложняют более крупные, а некоторые из них ассоциируют с кренуляционным кливажом  $S_2$ , субпараллельным сланцеватости  $S_1$ . Складки  $F_3$  с крутыми и вертикальными шарнирами, наложенные на ранние тектонические структуры Талындинской зоны (см. рис. 5, Г), коррелируются по возрасту с деформациями поперечных и продольных сдвиговых разломов, которые формировались на заключительных этапах становления структур территории.

На левобережье р. Томмот виргация линейных структур зоны обусловлена крупным *Хатыннахса-*

*линским блоком* – тектоническим отторженцем Селенняхского сооружения. Этот блок сложен осадочными породами верхнего ордовика – нижнего девона. Тектонические структуры характеризуются складчато-надвиговыми дислокациями и межпластовыми срывами, которые резко отличаются от крутых линейных структур обрамляющих его полос Талындинской зоны (см. рис. 6, профиль I–I). Крутые значения слоистости на стереограммах 10 и 13 рис. 2 показывают положение коротких крыльев складок второго порядка (шириной 1–3 км) и мелких асимметричных форм в зонах срывов и надвигов. Кинематические индикаторы: наклоны плоскостей надвигов, кливажа и осевых плоскостей опрокинутых складок –

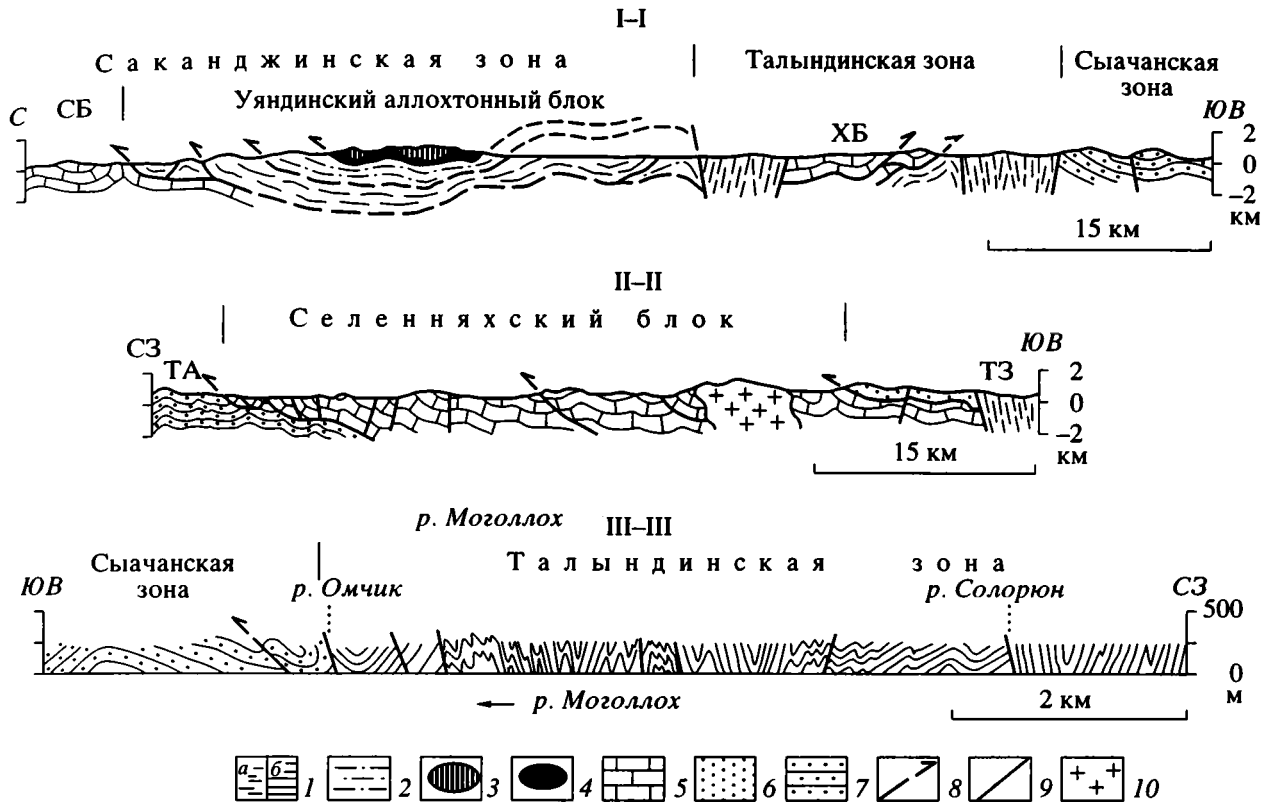


Рис. 6. Геолого-структурные профили через структуры Саканджинской и Талындинской зон

1 – зеленосланцевые породы по ниже-среднепалеозойским породам: а – на профилях I-I и II-II, б – на профиле III-III; 2 – кристаллические сланцы амфиболитовой фации; 3 – габбро-амфиболиты и амфиболиты; 4 – метагипербазиты и серпентинитовый меланж; 5 – глинисто-карбонатный комплекс ( $O_1-C_1$ ); 6 – образования осадочного тектонического меланжа; 7 – терригенные комплексы ( $J_2-J_3$ ); 8 – надвиги, взбросы; 9 – прочие разрывные нарушения; 10 – граниты. Буквенные обозначения: СБ – Селенняхский блок, ХБ – Хатыннахсалинский блок, ТА – Туостахский антиклинорий, ТЗ – Талындинская зона. Положение профилей см. на рис. 1.

указывают на юго-восточную вергентность складчатых структур Хатыннахсалинского блока.

На юго-восточной окраине блока глинисто-карбонатные отложения нижнего силура – верхнего ордовика характеризуются мелкой складчатостью пассивного типа с интенсивным развитием кливажа осевой плоскости. Здесь же устанавливается субпластовое брекчирование карбонатных пород, которое по происхождению является тектоническим меланжем. Мощность брекчированных тел составляет от 0.5–1.5 до 10–15 м. Матрикс меланжа и включения представлены исключительно карбонатными породами. В тонко перетертом матриксе “плавают” карбонатные обломки и глыбы размером (в поперечнике) до 0.5–1 м. Кроме обломков изометричной формы, в составе включений тектонического меланжа содержатся фрагменты слоев, смятые в складки или деформированные совместно с матриксом обломки (рис. 7). “Экзотические” включения представлены редкими и мелкими осколками мелкозернистых пород основного состава, которые, вероятно, принадлежали дайкам диабазов, внедрившимся

в осадочные толщи до формирования тектонического меланжа.

Фрагменты Сыачанской зоны в виде узких тектонических клиньев, сложенных верхнеюрскими осадочными отложениями, участвуют в строении юго-восточных окраин Талындинской зоны. Верхнеюрские породы сильно кливажированы и смяты в мелкие складки. Поверхности сквозного кливажа круто ( $65^\circ-85^\circ$ ) наклонены на юго-восток.

Следует отметить дивергентный характер тектонических структур по обе стороны Талындинской зоны. Северо-западной и северной вергентностью обладают, как было описано выше, структуры Селенняхского и Уяндинского блоков, ограниченные надвигами и расположенные к северо-западу от Талындинской зоны. По материалам среднемасштабного геокартирования, в верхнеюрских осадочных толщах, слагающих сложную отрицательную структуру к северо-западу от Талындинской зоны, нередки случаи опрокидывания пород в северо-западном направлении. Обратная вергентность юго-восточного направления

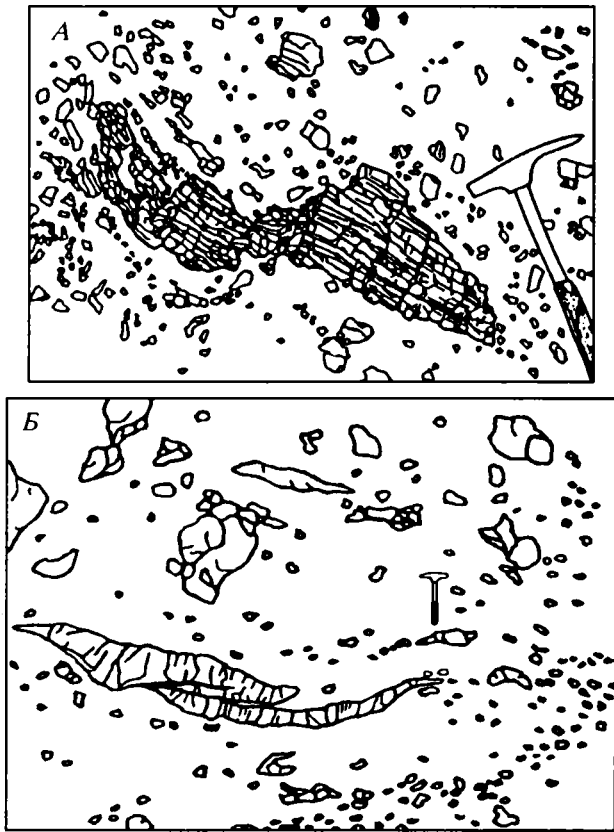


Рис. 7. Тектонический меланж по карбонатным породам (Хатыннахсалинский блок): А – деформированный обломок слоя, Б – особенности распределения включений и фрагменты складчатых слоев.

устанавливается не только в аннексированных блоках в пределах самой зоны (Хатыннахсалинском и др.), но и в смежных участках Сыачанской зоны. На р. Моголлох в зоне тектонического контакта со структурами Талындинской зоны верхнеюрские осадочные породы нарушены разрывами, кливажированы и смяты в опрокинутые на юго-восток складки (см. рис. 6, профиль III–III). Азимуты падения поверхностей межпластового и сквозного кливажа северо-западные, углы наклона составляют  $35^{\circ}$ – $60^{\circ}$  в участках опрокинутых слоев и до  $75^{\circ}$ – $80^{\circ}$  в участках нормальных залегающих пород.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных структурных исследований установлено неоднородное строение рассматриваемой территории южной части Селенняхского хребта. Оно выражается в смене с севера-запада на юго-восток одних типов кинематической складчатости другими, характера и нарастании напряженности складчатости. Структуры Саканджинской зоны представлены склад-

чато-надвиговыми дислокациями Селенняхского и покровными Уядинского блоков. Талындинская зона крутых линейных дислокаций выделяется в структурную единицу, сравнимую со структурами орогенных тектонических швов.

Латеральная структурная зональность выявляется и в пределах Селенняхского блока. Так, осадочные породы среднего ордовика – девона, слагающие значительную часть его территории, деформированы в складки флексурного типа, а породы нижнего ордовика на юго-восточной окраине блока характеризуются развитием в них пассивной складчатости – складок скальвания и течения со сквозным кливажом или кливажом сланцеватости. Приуроченность разных кинематических типов складчатости к разным стратиграфическим горизонтам отражает проявление и вертикальной структурной зональности, которая контролируется глубиной и называется структурным уровнем складок [11]. Мощность палеозойских толщ Селенняхского блока разными авторами оценивается от 5000 до 8000 м. Следовательно, приняв мощности слоев за “глубину”, можно считать, что складки пассивного типа и кливаж сланцеватости развивались на большой глубине, или на низких структурных уровнях. Приведенные значения “глубин” – 5–8 км (мощность палеозойских толщ) сопоставимы с низкими структурными уровнями (5–7 км) возникновения складок течения, скальвания и кливажа сланцеватости [11].

Кроме того, зона стратиграфической границы между нижним и средним ордовиком в целом соответствует зоне перехода флексурной, приповерхностной, складчатости в пассивную, глубинную. Подобные зоны перехода в некоторых складчатых областях часто приурочены к поверхностям главного базального надвига [19].

Таким образом, наличие высокопластичных карбонатно-глинистых и глинистых пород нижнего ордовика в основании мощных палеозойских толщ, наряду с известными складчато-надвиговыми дислокациями со структурами послонных срывов в пределах Селенняхского блока, позволяют предполагать развитие крупного регионального срыва по нижнеордовикским породам. В процессе этого срыва и перемещения вышележащего блока (пластины) произошло возникновение Сеймчанского и Нальчанского надвигов. Причем в зоне Сеймчанского надвига среднеордовикские породы надвинуты на девонско-нижнекаменноугольные толщи, а во фронтальной зоне Нальчанского надвига среднеордовикские породы, совместно со среднепалеозойскими, тектонически перекрывают мезозойские осадочные образования Туостахского антиклинория и местами размещаются на них в виде тектонических отторженцев. Величина горизонтального перемещения по Нальчанскому надвигу оценивается



10–12 км [8], но не исключено, что она в 2–4 раза больше. Формирование других надвигов Селенняхского блока связано с послынными срывами по верхним стратиграфическим горизонтам, в частности, по глинистым породам нижнего и верхнего силура.

Складчатые структуры ранних и поздних генераций Селенняхского блока были созданы в результате одного и того же механизма флексурного послынного проскальзывания или надвигообразования, и, соответственно, формы их тоже более или менее одинаковы. Поэтому возникают определенные затруднения при идентификации этих структур. Из пликтивных нарушений ранних деформаций хорошо распознаются лежащие внутрипластовые изоклинальные складки  $F_1$  высших порядков, смятые в более поздние  $F_2$  (см. рис. 4). Разрывные нарушения ранних генераций – послынные или ступенчатые надвиги устанавливаются в случае смятия их поверхностей в складки (см. рис. 3) или же наблюдаются на участках крутого нормального или опрокинутого (см. рис. 4Г) залегания пород, которые в некоторых случаях являются крыльями складчатых структур второго порядка.

Неоднократно метаморфизованные и деформированные породы Уяндинского блока несут в себе признаки глубинных и приповерхностных дислокаций. Главнейшие структурные формы метаморфических комплексов принадлежат сланцеватости  $S_1$  и  $S_2$  и складкам пассивного типа  $F_1$ – $F_2$ , которые отражают условия деформации пород на низких структурных уровнях (катазона). Высокометаморфизованные породы Уяндинского блока испытали приповерхностные складчато-разрывные деформации после выведения (выжимания) их на верхние структурные уровни с последующими тектоническими дислокациями  $F_3$ – $F_4$ . Установленная сложная структурная эволюция метаморфических комплексов коррелируется с определенными тектоно-метаморфическими событиями палеозойского и мезозойского времени, схема которой изложена ниже.

Становление тектонических структур Талындинской зоны линейных дислокаций также имеет многостадийную историю, отраженную в складчатых и разрывных нарушениях взбросо-надвиговых и сдвиговых деформаций, которые последовательно сменялись в процессе формирования зоны. По особенностям строения: высокой напряженности структур и степени деформаций пород, пограничному расположению между Саканджинской и Сыачанской тектоническими зонами и линейным параметрам – Талындинская зона сопоставима со структурами простейших орогенных тектонических швов [9].

На основании проведенного структурного анализа и других геологических данных формирование сложного ряда тектонических структур рассма-

триваемой территории Селенняхского хребта можно представить схематично в следующей последовательности.

Возникновение ранних складчатых структур пассивного типа  $F_1$  и сланцеватости  $S_1$  в высокометаморфизованных породах Уяндинского блока, вероятно, происходило синхронно с тектоно-метаморфическими событиями в среднем палеозое, которые датируются временем проявления эпидот-амфиболитового метаморфизма – 312–415 млн. лет [12]. Палеозойские тектонические движения так или иначе, безусловно, имели место. В осадочных толщах Селенняхского блока они маркируются появлением среди карбонатных пород грубообломочных, турбидитных отложений, в частности, раннесилурийского возраста. Однако данных для достоверного выделения палеозойских тектонических структур пока явно недостаточно, и этот, несомненно, интересный и важный вопрос является отдельной темой будущих исследований. Кроме того, складчатые структуры осадочных толщ Селенняхского блока и Туостяхского антиклинория сравнимы не только по морфокинематическим типам, но и по количеству и последовательности проявленных этапов деформаций. Это приводит к выводу, что осадочные толщи указанных структур подвергались складчатости на одних структурных уровнях и в одно и то же время.

Тектонические деформации, которые коррелируются с процессом амальгамации Колымо-Омолонского микроконтинента в среднеюрскую эпоху, определяются образованием ранних тектонических покровов – обдукцией палеозойских офиолитов и метаморфических комплексов на карбонатные палеозойские отложения Селенняхского блока и сопровождаются проявлением зеленосланцевого метаморфизма и формированием бат-келловой олистостромы [13, 24]. К образованиям последних в пределах рассматриваемой территории относятся грубообломочные толщи, выполняющие Калгынскую синклираль. С этим временем следует связывать возникновение ранних надвигов и складчатых структур флексурного типа  $F_1$  в осадочных толщах Селенняхского блока, сланцеватости  $S_2$  и складок пассивного типа  $F_2$  в метаморфических породах аллохтонного Уяндинского блока и, возможно, заложение Талындинской зоны со сланцеватостью  $S_1$ , и складками  $F_1$  пассивного типа.

Следующие крупные тектонические события происходят в середине раннего мела (неоком), которые знаменуются коллизией Колымо-Омолонского микроконтинента с восточной окраиной Северо-Азиатского кратона [14, 24]. Этот этап тектонических деформаций характеризуется образованием основных складчато-надвиговых структур Селенняхского блока – возникновением Нальчанского, Сеймчанского и других надвигов и флексурной складчатости  $F_2$ , которая определяет

внутреннее строение надвиговых (параавтохтонных) тектонических блоков и пластин. В Уядинском блоке происходит образование наложенных приповерхностных складчато-разрывных структур, представленных складками флексуриного типа  $F_3$ , а в Талындинской зоне формируются основные тектонические дислокации – сланцеватость  $S_2$  и напряженная (аккордеонная) складчатость пассивного типа  $F_2$ .

Заключительные этапы позднемезозойских тектонических движений проявились в наложении преимущественно сдвиговых дислокаций на все более ранние тектонические структуры, расчленении надвиговых и покровных тектонических пластин и блоков сбросовыми и сдвиговыми разрывами на более мелкие блоки, а также в подновлении границ линейных структур Талындинской зоны путем горизонтальных смещений по ним. Предполагается, что развитие сдвиговых дислокаций характеризует смену кинематики взаимодействующих блоков земной коры и литосферных плит в пределах Колымо-Индибирского региона на завершающих этапах коллизии – прекращение фронтального столкновения (надвигообразование) и возникновение горизонтального проскальзывания по системе региональных разломов в зонах коллизионных швов. На этом этапе сдвиговые дислокации главным образом наследуют уже существующие системы разрывных нарушений с крутым положением сместителей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научного фонда (грант № R 02000).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альховик Т.С., Баранов В.С.* Стратиграфия девонских отложений хребтов Селеннях и Тас-Хаяхтах // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания. Магадан: Кн. изд-во, 1974. С. 85–88.
2. *Альховик Т.С., Баранов В.С.* Стратиграфия силурийских отложений Восточной Якутии // Геология и рудоносность Якутии. Якутск: Изд-во Якут. ун-та, 1989. С. 105–111.
3. *Архипов Ю.В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующие с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Кн. изд-во, 1984. С. 110–131.
4. *Булгакова М.Д.* Ранний – средний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 104 с.
5. *Гребенников Г.А., Работнов В.Т., Спектор В.Б.* К стратиграфии верхнего докембрия Селеннянского кряжа // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания. Магадан: Кн. изд-во, 1974. С. 12–13.
6. *Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.Г. и др.* Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 360 с.
7. *Гуинн В.Э.* Образование пологопадающих надвигов // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 2. С. 101–106.
8. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 208 с.
9. *Дьюи Д.Ф.* Шовная зона // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 280–291.
10. *Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. С. 334 с.
11. *Ивайтсу А.* Кливаж горных пород // Геологические структуры. М.: Недра, 1990. С. 161–187.
12. *Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф.* Первые  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойд // Докл. АН. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
13. *Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. и др.* Пояс офиолитов хребта Черского // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 6. С. 3–20.
14. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
15. *Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др.* Детальные структурные исследования в Верхоянье, их значение для крупномасштабного геологического картирования // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартинанием. М.: Наука, 1989. С. 109–127.
16. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.
17. *Плюснина Л.П., Некрасов И.Я.* Термодинамический режим метаморфизма Уядинского офиолитового блока Верхояно-Чукотской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С. 39–53.
18. *Пуцаровский Ю.М.* Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 5. 236 с.
19. *Сейферт К.* Тектоника плит и механизм складкообразования, надвигообразования и метаморфизма // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 29–72.
20. *Чугаева М.Н., Розман Х.С., Иванова В.А.* Сравнительная биостратиграфия ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1964. 236 с.
21. *Шерман С.И., Лобацкая Р.М., Гинтов О.Б., Сим Л.А.* Современные методы изучения и анализа разрывов при средне- и крупномасштабном картировании // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартинанием. М.: Наука, 1989. С. 44–60.

22. *Шишкин В.А.* Метаморфизованные гипербазиты и габбро Уядинского горста (Полоусненское поднятие) // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии: Тезисы докладов Второго Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан: Кн. изд-во, 1980. С. 127–128.
23. *Donath F.A., Parker R.B.* Folds and folding // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1964. V. 75. № 1. P. 45–62.
24. *Parfenov L.M.* Tectonics of the Verhoyansk-Kolyma mezozones in context of plate tectonics // *Tectonophysics.* 1991. V. 199. № 5. P. 319–342.
25. *Patrick B.E.* Synmetamorphic structural evolution of the Seward Peninsula blueschist terrane, Alaska // *J. Struct. Geol.* 1988. V. 10. № 6. P. 555–565.

Рецензенты Ю.М. Пуцаровский, С.А. Куренков

## Fold Structures of the Southern Selennyakh Range (Eastern Yakutia)

F. F. Tretyakov

Detailed structural studies indicate that the southern Selennyakh Range is not structurally uniform. From northwest to southeast, a change occurs in the character, type, and intensity of folding. Areas of fold-and-thrust structures, nappe-related structures, and high-angle linear dislocations can be distinguished. Paleozoic sedimentary sequences suffered flexural (concentric) folding, while passive (flow) folds involve metamorphic complexes, including ophiolitic rocks. Low-angle thrust faulting and bedding-parallel decollements are responsible for the tectonic structures. The main folds of the Paleozoic sedimentary and metamorphic sequences were formed by repeated tectonic deformations. The zone of fold-and-thrust deformations and nappe-related structures is bounded on the northwest by thrust faults and upthrusts, and on the southeast by a zone of high-angle linear dislocations bearing some structural resemblance to tectonic sutures.

УДК 551.24(268.3)

## ГЕОДИНАМИКА БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 1996 г. С. В. Аплонов, Г. Б. Шмелев, Д. К. Краснов

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва  
Центр геодинамических исследований ТЕТИС, Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 24.10.94 г.

Описана оригинальная геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа, базирующаяся на детальной интерпретации геофизических данных. Обоснована гипотеза о палеоокеанской природе фундамента глубоких осадочных бассейнов шельфа. Определен вероятный возраст палеоокеанской коры: девонский для бассейнов Восточно-Баренцевского и Северо-Карского шельфов и каменноугольный для Южно-Карского бассейна.

### ВВЕДЕНИЕ

Баренцево-Карский регион, особенно его восточная часть (Карское море), до сих пор остается “белым пятном” в познании тектонической эволюции арктического шельфа России. Во многом это объясняется труднодоступностью и поздним началом изучения региона. В 50-е и 60-е годы здесь выполнены первые рекогносцировочные геофизические исследования; их результаты были опубликованы лишь в начале 70-х годов [10, 11, 34, 43]. Современный этап геолого-геофизического изучения Баренцево-Карского шельфа начался в конце 70-х годов. Его результаты нашли отражение в серии фундаментальных отечественных и зарубежных обзоров [5, 13, 37].

В настоящее время сосуществуют несколько точек зрения на тектоническую природу фундамента Баренцево-Карского шельфа.

1. Большая часть фундамента шельфа представляет собой погруженный древний массив [6, 9, 42]. Эта точка зрения восходит к ранним представлениям Н.С. Шатского о Гиперборейской платформе [28] и часто аргументируется данными о древнем возрасте фундамента прилегающей к шельфу суши: Тимано-Печорского бассейна [14] и севера Западной Сибири [4].

2. Осадочный чехол Баренцево-Карского шельфа перекрывает складчатые системы раннепалеозойского (Баренцевский шельф и северная часть Карского шельфа) и позднепалеозойского (южная часть Карского шельфа) возраста [5, 33, 37]. Предполагается, что в палеозойский фундамент “впечатаны” более древние блоки (срединные массивы). Эта точка зрения, впервые высказанная И.П. Атласовым [3], в настоящее время наиболее распространена.

3. Гигантский осадочный бассейн Баренцево-Карского шельфа сформировался в результате па-

леозойского и раннемезозойского рифтинга [8, 21]. При аргументации этой точки зрения на шельф протягиваются рифтовые системы прилегающей суши: девонские Печоро-Колвинский и Варандей-Адзвинский авлакогены Тимано-Печорской провинции и триасовая рифтовая система Западной Сибири.

4. В основании глубочайших осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа залегает палеозойская океанская кора [25, 26, 31]. Палеоокеанские блоки являются реликтами прежде обширных океанов: раннепалеозойского Япетуса (Баренцевский шельф и северная часть Карского шельфа) и позднепалеозойского Уральского океана (южная часть Карского шельфа).

Перечисленные концепции не являются альтернативными, они во многом перекликаются и дополняют одна другую. Как правило, в них видны отчетливые попытки найти на Баренцево-Карском шельфе продолжения тектонических структур прилегающей суши.

В данной статье описывается оригинальная геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. Модель составлена путем комплексной интерпретации имеющихся геофизических данных с помощью современных методов их геодинамического анализа. Разумеется, будучи продуктом геофизической интерпретации, предложенная модель ни в коей мере не претендует на однозначность. В некоторых аспектах она перекликается с существующими представлениями об эволюции Баренцево-Карского региона, но вместе с тем выявляет новые особенности его геодинамики, прежде не обсуждавшиеся и имеющие принципиальное значение.

Использованные для интерпретации геофизические материалы скомпилерованы в виде цифровых массивов на основе полученных в разные годы данных Д.Г. Батурина, А.В. Виноградова,

В.Э. Волка, Г.И. Гапоненко, Е.Н. Зацепина, С.С. Иванова, Н.Н. Ласточкиной, И.В. Литвиненко, Ю. М. Малютина, А. М. Малявкина, Я.П. Маловицкого, А.Д. Павленкина, В.Н. Шимараева и А.Ю. Юнова [6, 7, 9, 10, 11, 18, 19, 21, 22, 42].

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИТОСФЕРЫ

На рис. 1 приведены схемы рельефа поверхностей фундамента и Мохоровичича в пределах Баренцево-Карского шельфа.

В первом приближении депрессия Баренцево-Карского шельфа разделяется на две части, западную и восточную, субмеридиональной цепочкой поднятий (с юга на север – Федьнского, Центрально-Баренцевское, Персея). На Карском шельфе наиболее погруженные северная и южная части разделяются Северо-Сибирским (Таймыро-Новоземельским) поднятием субширотного простирания.

Важнейшими тектоническими структурами Баренцево-Карского шельфа являются расположенные здесь глубочайшие осадочные бассейны: Южно- и Северо-Баренцевский (глубина залегания фундамента, соответственно, 18 и 16 км), Северо-Новоземельский (12–13 км), бассейн Уединения (20 км) и Южно-Карский (14–16 км). Бассейны Восточно-Баренцевского и Северо-Карского шельфов часто объединяются в Баренцево-Северо-Карский мегапрогиб [8, 26].

Глубоким осадочным бассейнам соответствуют области утоненной до 25–30 км коры (см. рис. 1). За вычетом мощности осадочного чехла на консолидированную кору здесь приходится всего 8–15 км (рис. 2). Этот факт лег в основу представлений о наличии на Баренцево-Карском шельфе областей “безгранитной” коры (“базальтовых окон”) [10, 13, 34].

Очевидно, что высказанные десятилетия назад на основе ограниченных материалов и скудных средств их интерпретации гипотезы о “базальтовых окнах” в фундаменте Баренцево-Карского шельфа на сегодняшний день нуждаются в тщательной количественной проверке.

С этой целью нами предпринята попытка прогноза плотности консолидированной коры (фундамента) на базе совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных. Используемый для этой цели корреляционный метод анализа геофизических аномалий [29] позволяет разделить суммарное гравитационное поле на составляющие, амплитуда которых связана с рельефом поверхности фундамента (средневолновые аномалии  $G(MW)$ ) и его плотностью (длинноволновые аномалии  $G(LW)$ ). Опорными в этом случае являются сейсмические данные, отражающие структурные и плотностные неоднородности фундамента.

Процесс разделения гравитационного поля на составляющие и прогноза по ним плотности фундамента на трансектах К-1 (Карский шельф) и В-3 (Баренцевский шельф) показан на рис. 3 (расположение трансектов см. на рис. 1). Видно, что в пределах глубоких осадочных бассейнов шельфа плотность фундамента возрастает до 2.9–3.1 г/см<sup>3</sup>, в то время как в пределах поднятий она уменьшается до 2.6–2.7 г/см<sup>3</sup>.

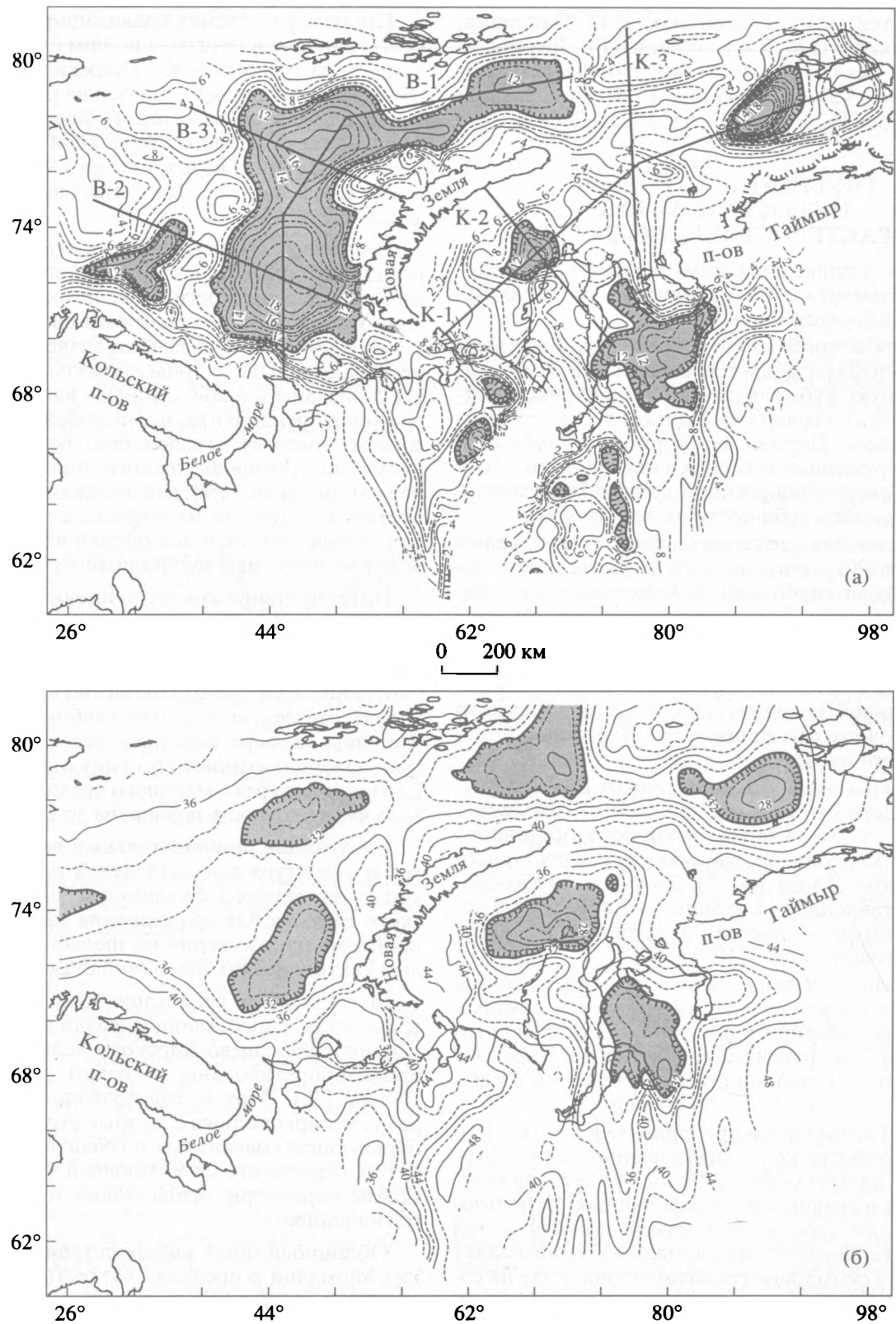
Очевидно, выполненный прогноз плотности носит оценочный характер: ограниченность сейсмических данных в регионе не позволяет провести здесь полноценное сейсмогравитационное моделирование. Размах вычисленных значений плотности несколько завышен: зоны аномально плотной коры совпадают в плане с зонами наибольшего погружения фундамента, что неизбежно ведет к не совсем “чистому” разделению разнопериодных аномалий противоположного знака. Однако, по нашим оценкам, систематическая погрешность прогноза плотности не превышает 5–10% и, следовательно, полученные оценки адекватно отражают плотностные неоднородности фундамента.

Интерпретация гравитационного поля проведена для регулярной сети точек и представлена в виде схемы плотностных характеристик фундамента Баренцево-Карского шельфа (рис. 4). Рассмотрение этой схемы совместно с рис. 1 и 2 позволяет сделать вывод, что глубокие осадочные бассейны шельфа подстилаются корой, близкой (или даже идентичной) по типу океанской коры. Ее мощность (без осадочного чехла) сокращена до 8–15 км, а плотность повышена до 2.9–3.1 г/см<sup>3</sup>.

Следующий принципиальный вопрос – характер и структура зон сочленения различных блоков гетерогенного фундамента Баренцево-Карского шельфа. От его решения зависит в целом проблема продолжения на шельф разновозрастных тектонических швов прилегающей суши.

Магнитные и гравитационные аномалии на трансектах, пересекающих различные структурные зоны Баренцево-Карского шельфа (см. рис. 1), проинтерпретированы методом деконволюции Эйлера [32]. Этот метод позволил выделить в разрезе коры полюса (“особые точки”) аномалообразующих (магнитных и гравитирующих) объектов, определить их модельный тип и энергетические параметры (избыточные плотность и намагниченность).

Обширный опыт интерпретации геофизических аномалий в пределах открытых складчатых систем, а также при картировании фундамента платформ [4, 10, 11, 14, 31, 32] показал высокую эффективность различных модификаций методов “особых точек” (использованный нами метод деконволюции Эйлера – одна из таких модификаций) для изучения глубинной структуры литосферы. Близость модельных и энергетических пара-



**Рис. 1.** Рельеф поверхностей фундамента (а) и Мохоровичича (б) в пределах Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши

Изолинии в километрах. Области с глубиной погружения фундамента более 10 км и мощностью коры менее 32 км заштрихованы. Показано расположение интерпретационных трансектов К-1, К-2 и К-3 (Карский шельф); В-1, В-2 и В-3 (Баренцевский шельф).

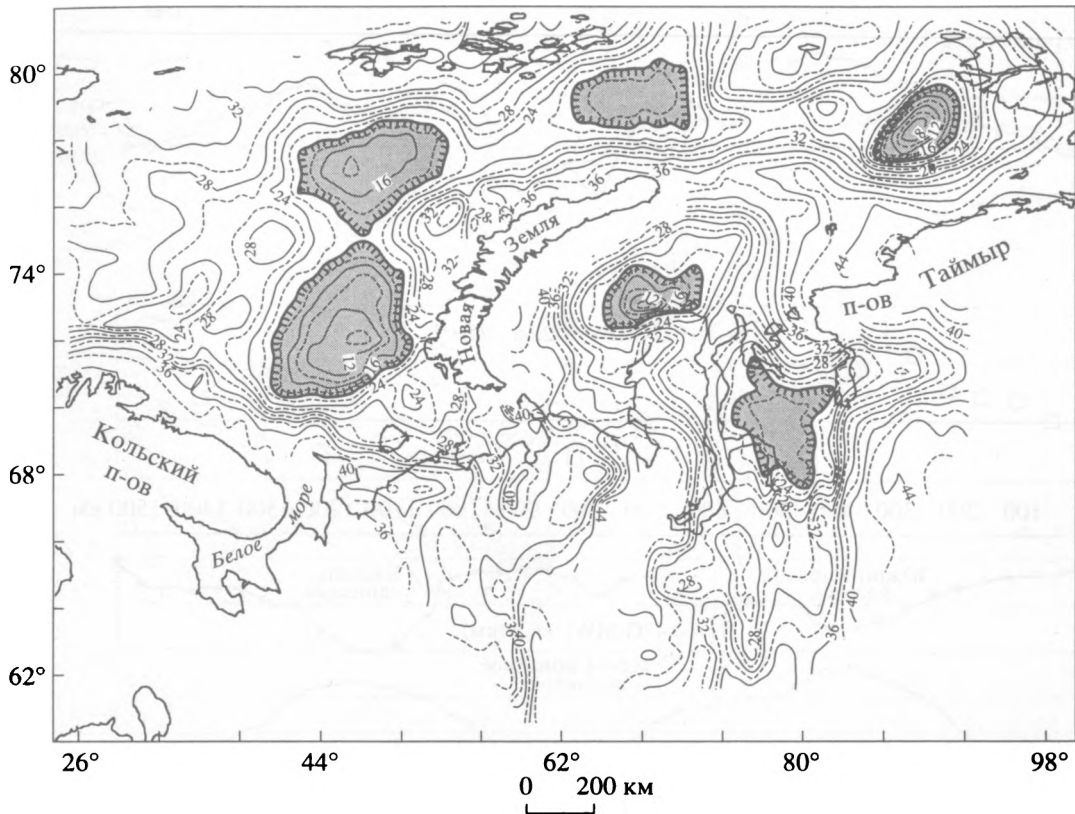


Рис. 2. Мощность консолидированной коры Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. Изолинии в километрах. Области с мощностью консолидированной коры менее 20 км заштрихованы.

метров “особых точек” позволяет объединять их в аномальные зоны и, таким образом, выделять в разрезе наиболее контрастные по физическим свойствам границы раздела. Разумеется, тектоническая интерпретация последних остается в известной степени условной, как и любой результат геофизических построений.

В частности, по характеру распределения в разрезе магнитных и гравитирующих масс удается трассировать глубинные швы (надвиговые зоны) фундамента. Как правило, автохтонные блоки характеризуются положительной избыточной плотностью по отношению к аллохтонным; этот вывод базируется на анализе сейсмической анизотропии коры складчатых поясов и фундамента платформ [32]. Для микроконтинентов (срединных массивов) характерен двухслойный магнитный и плотностной разрезы. Это объясняется избыточной плотностью более древних жестких цоколей микроконтинентов по отношению к перекрывающим более молодым складчатым комплексам, а также приуроченностью к кровле цоколей микроконтинентов верхних кромок сильномагнитных интрузий базитового состава.

Результаты интерпретации магнитных и гравитационных аномалий на трансектах, пересека-

ющих Баренцево-Карский шельф, показаны на рис. 5.

Швы сочленения разнородных блоков фундамента Баренцево-Карского шельфа представляются на разрезах как наклонные зоны концентрации магнитных и гравитирующих масс. Одна из таких зон прослеживается на южном склоне Южно-Баренцевского бассейна (трансект В-1) и, по видимому, является шельфовым продолжением Тимано-Канинского шва. Другая зона погружается от Нордкапского бассейна под поднятие Лоппа (трансект В-2) и, очевидно, маркирует шов сочленения Восточно- и Западно-Баренцевского шельфов. Аналогичная зона картируется на границе Южно-Карского бассейна и Северо-Ямальского поднятия (трансект К-2).

Мы интерпретируем выделенные наклонные зоны концентрации магнитных и гравитирующих масс как следы древних надвигов (палеоконвергентных систем), в разное время соединивших разновозрастные и разнородные блоки фундамента Баренцево-Карского шельфа. В этом случае гравитирующие массы отвечают избыточной плотности автохтонных блоков над аллохтонными, а магнитные массы сопоставляются с серпентинитовым меланжем, развитым в основании надвигов.

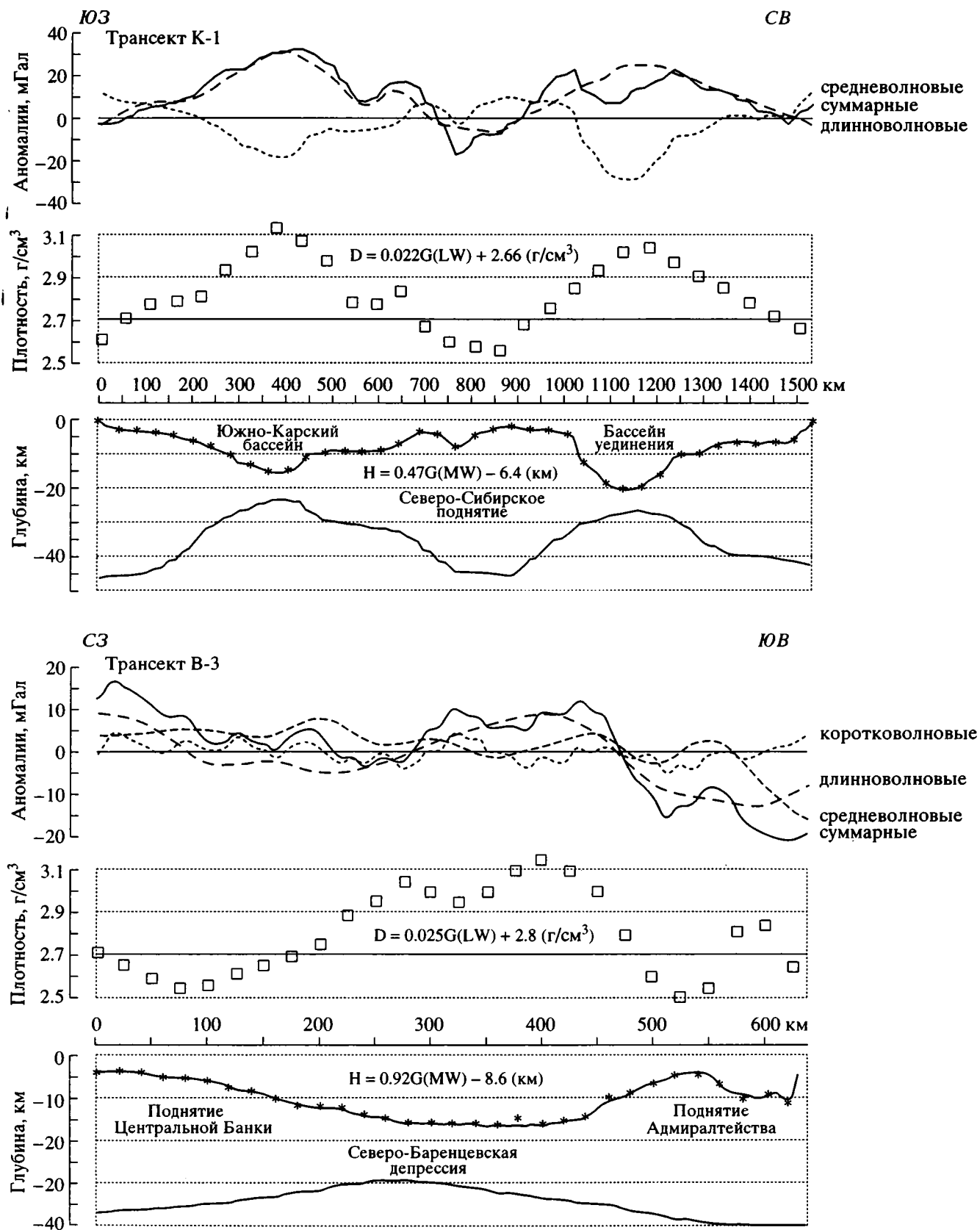
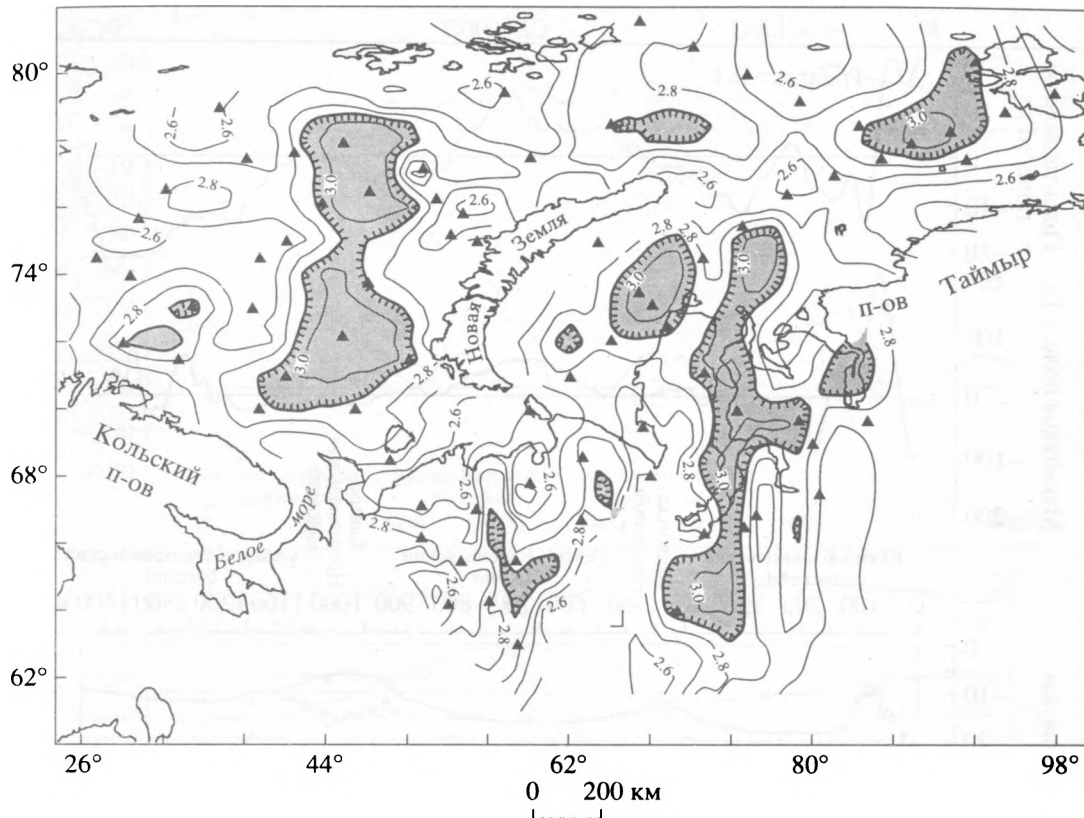


Рис. 3. Прогноз плотности фундамента  $D$  (в  $г/см^3$ ) и его глубины залегания  $H$  (в км) по значениям длинноволновой  $G(LW)$  и средневолновой  $G(MW)$  составляющих гравитационного поля.





**Рис. 4.** Плотностные характеристики фундамента Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. Изолинии в  $\text{г/см}^3$ . Области с плотностью фундамента более  $2.9 \text{ г/см}^3$  заштрихованы. Треугольниками показаны опорные точки, в которых значения скоростей Р-волн пересчитывались в плотность фундамента.

В ряде случаев выполненная интерпретация дает возможность не только откартировать глубинные надвиги в фундаменте шельфа, но и определить относительный возраст шовных зон. Особенно эффектно в этом отношении выглядят результаты на трансектах В-2 и К-3.

В первом случае (трансект В-2) наклонная зона концентрации аномальных масс, погружающаяся от восточного склона поднятия Федынского в сторону Южно-Баренцевого бассейна (пикет 400 км), резко обрывается на глубине около 25 км (пикет 550 км). Однако вблизи восточного борта Южно-Баренцевого бассейна (пикет 700 км) эта зона вновь появляется на той же глубине, погружаясь на юго-восток. Эта картина может интерпретироваться как результат разрыва древнего конвергентного шва более молодой дивергентной системой Южно-Баренцевого бассейна.

Во втором случае (трансект К-3) наклонная зона, погружающаяся под поднятие Визе с севера (со стороны депрессии Шмидта), сечется на глубине около 30 км аналогичной наклонной зоной, погружающейся под поднятие Визе с юга (со стороны депрессий Арктического института). По-видимому, этот результат может свидетельствовать о более молодом возрасте южного конвергентного шва по сравнению с северным.

Другим интересным результатом интерпретации магнитных и гравитационных аномалий на трансектах (см. рис. 5) является отчетливый двухслойный разрез ряда приподнятых блоков фундамента Баренцево-Карского шельфа: Северо-Новоземельской седловины, поднятий Лоппа, Федынского и др. Подобное распределение в разрезе магнитных и гравитирующих масс, наряду с аномально низкой плотностью фундамента (см. рис. 3, 4), позволяет классифицировать эти блоки как микроконтиненты, в пределах которых древний (плотный и магнитный) цоколь перекрыт более молодыми складчатыми комплексами.

#### СКРЫТЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ НАД ГЛУБОКИМИ ОСАДОЧНЫМИ БАСЕЙНАМИ

После того, как было установлено присутствие в основании глубоких осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа коры, близкой по типу океанской, естественной была попытка поиска в магнитном поле над этими бассейнами скрытой анизотропии, которая могла бы быть обусловлена присутствием линейных магнитных аномалий, маркирующих древний спрединг. Ранее

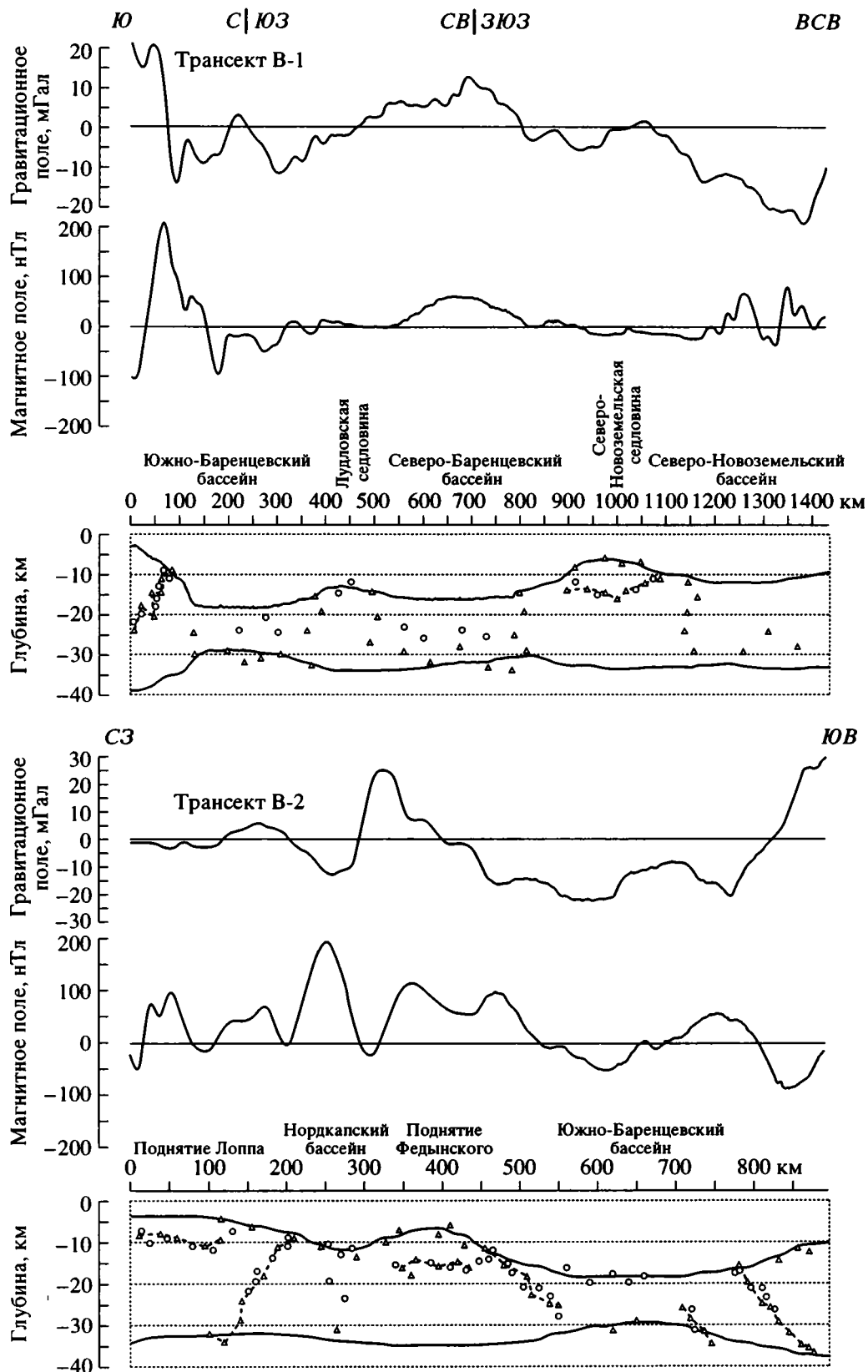


Рис. 5. Картирование магнитных и плотностных неоднородностей в фундаменте Баренцево-Карского шельфа. На разрезах показаны поверхности фундамента и Мохоровичича; треугольники – источники гравитационных аномалий, кружки – источники магнитных аномалий. Положение трансектов см. на рис. 1.

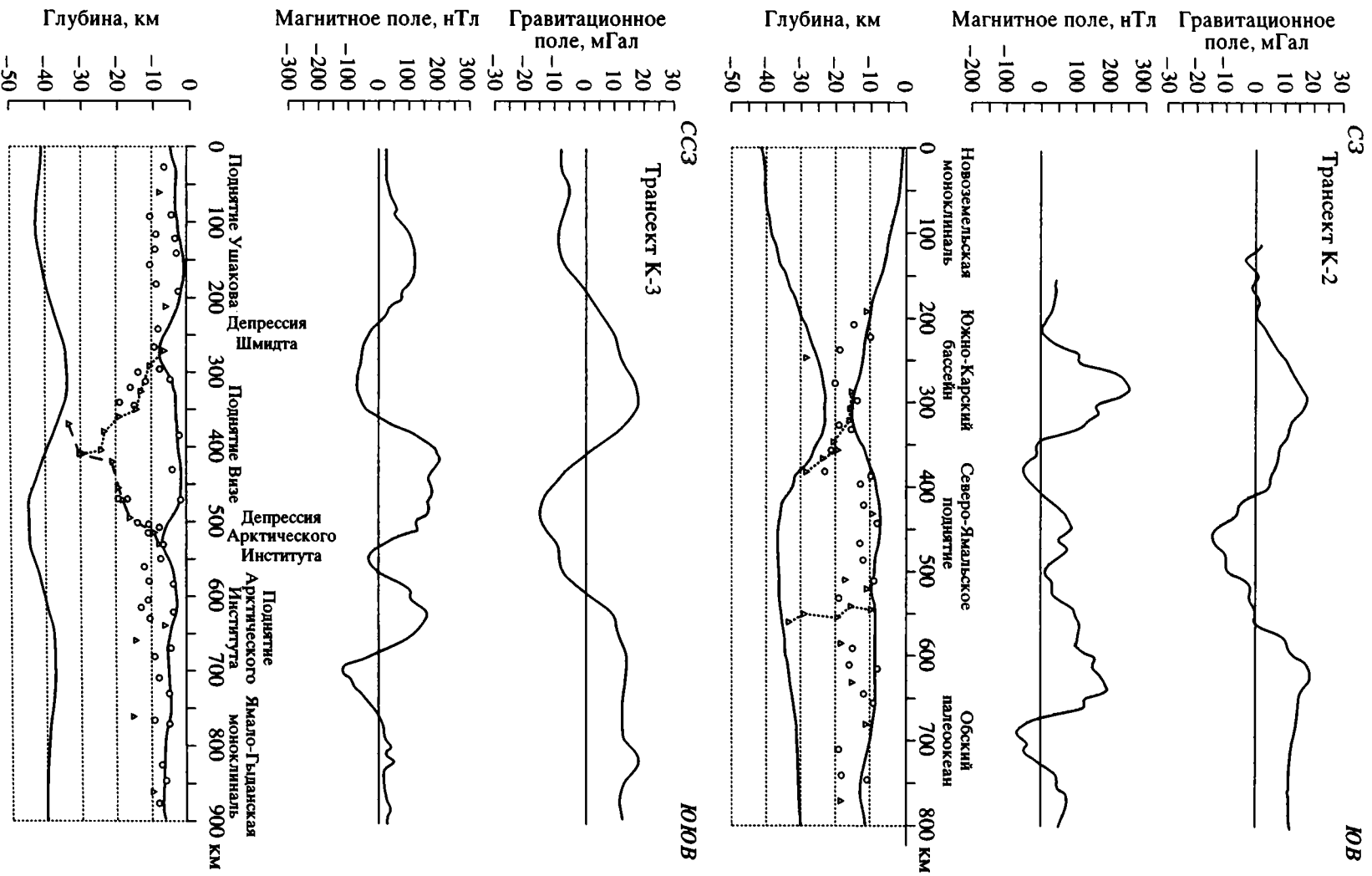


Рис. 5. Окончание.

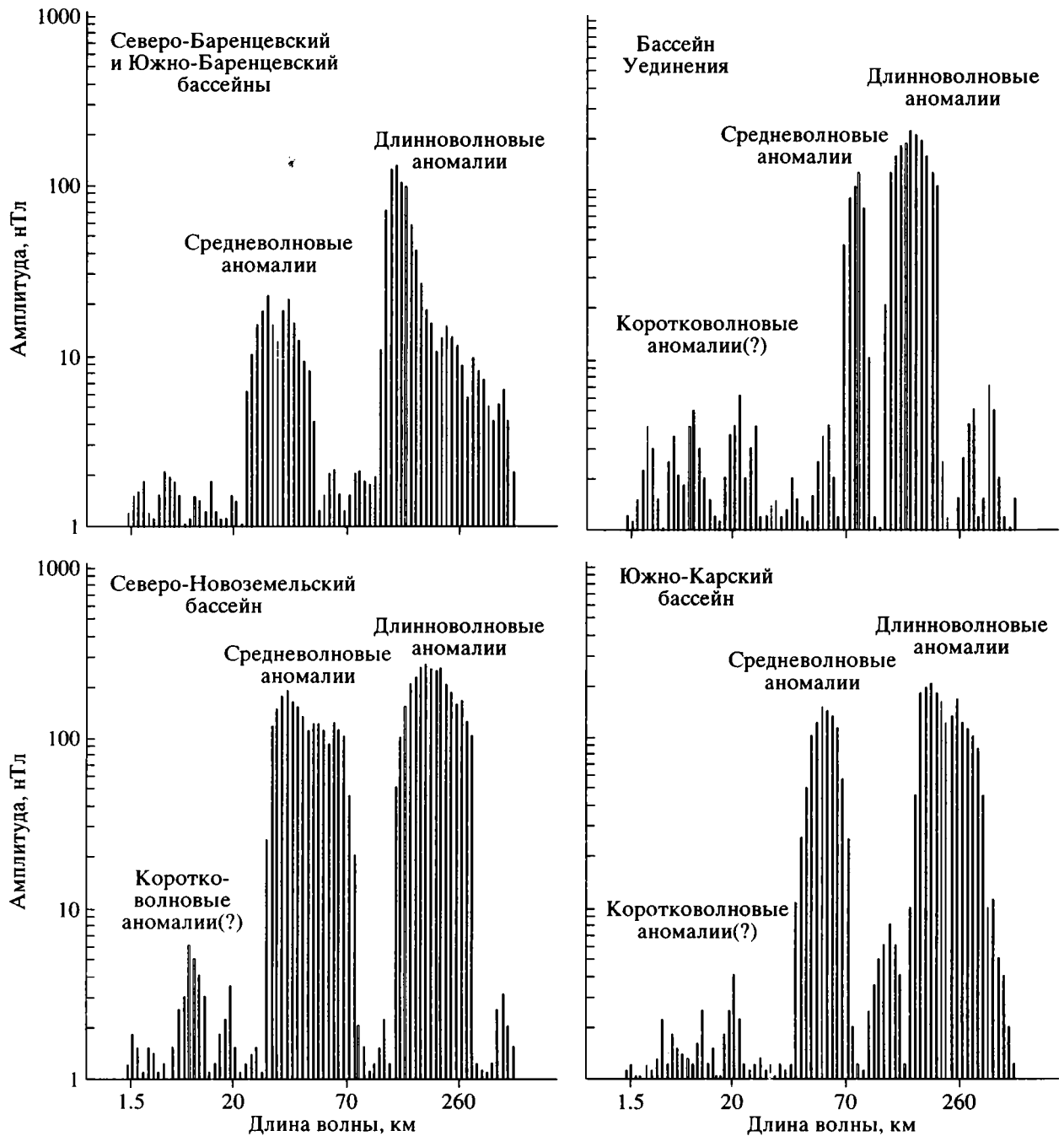


Рис. 6. Спектральные характеристики магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа.

подобная попытка оказалась успешной в северных районах Западной Сибири, где она привела к обнаружению в фундаменте раннемезозойского Обского палеоокеана [2, 30].

Спектральные характеристики магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами шельфа приведены на рис. 6. Высокой периодичностью характеризуются средневолновые аномалии: над бассейнами Карского шельфа они имеют дли-

ну волны 50–70 км, а над Северо- и Южно-Баренцевским бассейнами – 25–50 км. Еще одно существенное отличие средневолновых аномалий Карского и Баренцевского шельфов состоит в их разной амплитуде. Над бассейнами Уединения, Северо-Новоземельским и Южно-Карским эти аномалии сопоставимы по интенсивности (100–150 нТл) с длинноволновыми аномалиями. Над бассейнами Восточно-Баренцевского шельфа при той же

амплитуде длинноволновых аномалий средневолновые аномалии достигают интенсивности лишь 15–20 нТл. Общей характеристикой магнитного поля Баренцево-Карского шельфа является то, что средне- и длинноволновые аномалии отделены четкими минимумами спектра: это дает возможность разделить суммарное поле на составляющие без существенных искажений каждой из них.

Для выделения из суммарного магнитного поля Баренцево-Карского шельфа средневолновых аномалий использован адаптивный энергетический фильтр [20]. Фильтрация выполнена по сети широтных профилей; выделенные средневолновые аномалии изображены в виде карт изолиний (рис. 7).

Средневолновые аномалии магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами линейны и знакопеременны. Они протягиваются на сотни километров при общем меридиональном простирании. Кроме того, на Восточно-Баренцевском шельфе линейные магнитные аномалии симметричны относительно осевой наиболее глубокой части Южно- и Северо-Баренцевского бассейнов. За пределами глубоких бассейнов линейность средневолновых аномалий теряется, а их амплитуда и градиенты уменьшаются.

Таким образом, средневолновые аномалии магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа обнаруживают сильное сходство с магнитным полем современных океанов. Разумеется, это сходство не полное, однако имеющиеся отличия (например, амплитудные) вполне могут быть объяснены, во-первых разной глубиной залегания океанского дна и фундамента осадочных бассейнов и, во-вторых, древностью пород-носителей магнетизма в палеоокеанской коре.

В целом присутствие скрытых линейных аномалий в магнитном поле глубоких осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа является дополнительным аргументом в пользу палеоокеанской природы коры, залегающей в их основании.

## ВОЗРАСТ ПАЛЕООКЕАНСКОЙ КОРЫ В ФУНДАМЕНТЕ ШЕЛЬФА

Хотя наличие линейных магнитных аномалий над глубокими осадочными бассейнами служит независимым подтверждением их палеоокеанской природы, до сих пор не удавалось по магнитным данным определить сколько-нибудь точный возраст залегающей в основании бассейнов коры. Причины этого – обычно фрагментарное развитие линейных магнитных аномалий над замкнутыми, изометричными бассейнами (см. рис. 7), а также недоступность их фундамента для непосредственного наблюдения. Исключением, подтверждающим правило, является Обский палео-

океан: здесь возраст выделенных линейных магнитных аномалий удалось определить лишь благодаря тому, что в центральной части Западной Сибири их источники, базальты верхней части коры, вскрыты скважинами и датированы [2, 30].

Учитывая, что палеозойские инверсии геомагнитного поля в настоящее время исследованы достаточно детально [27], мы впервые попытались определить возраст линейных аномалий, выделенных из магнитного поля над глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа.

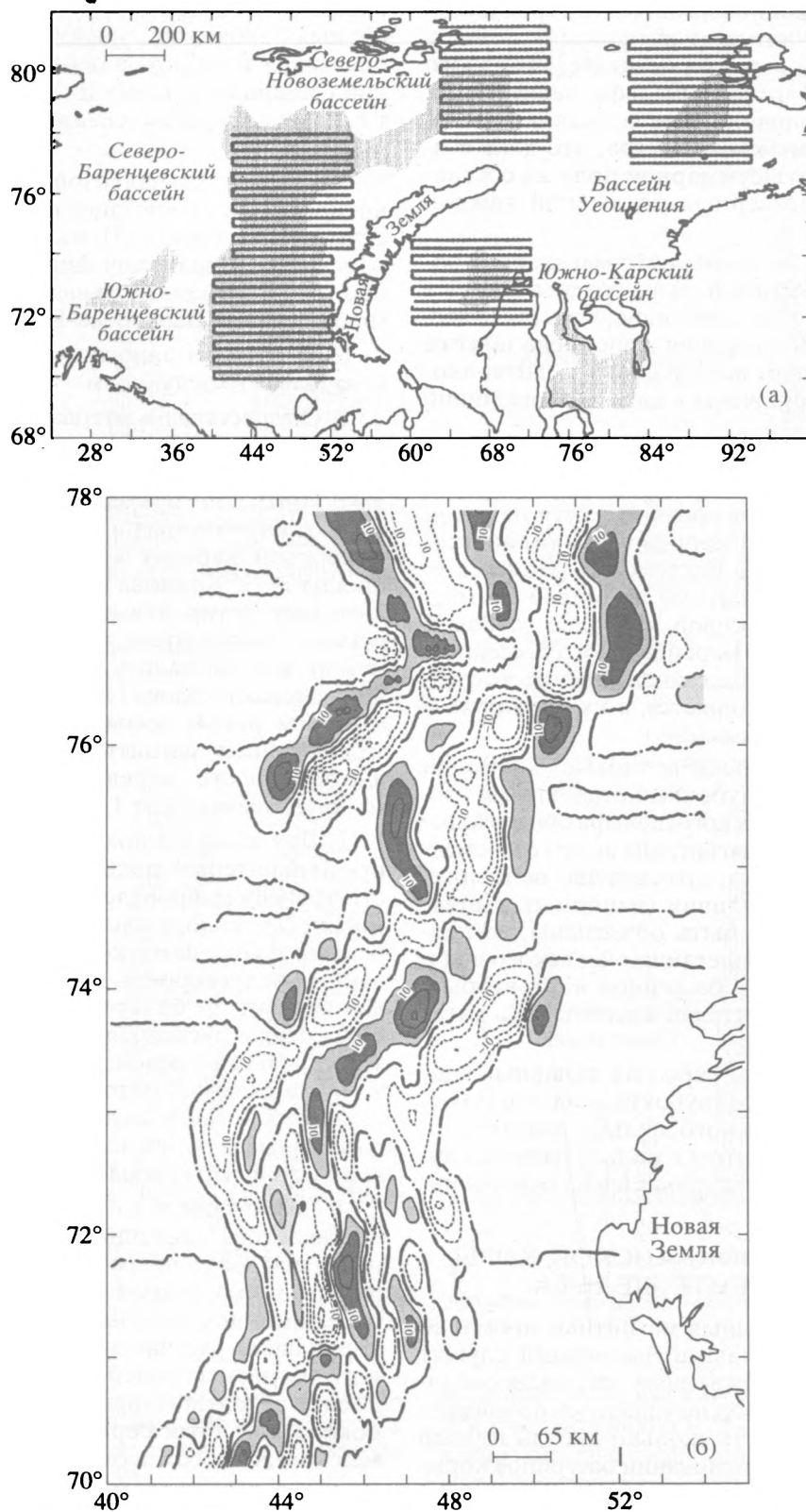
Суть разработанного для этой цели метода заключалась в следующем.

1. Осуществлялся итерационный поиск вероятного интервала спрединга, сформировавшего литосферу, ныне “впечатанную” в фундамент каждого конкретного осадочного бассейна. Для этого по шкале геомагнитной полярности палеозоя (цифровой вариант магнитостратиграфической шкалы А.Н. Храмова [27], калиброванный абсолютными датировками Харланда [36]), перемещалось “скользящее окно”, размеры которого (в млн. лет) задавались как отношение ширины палеоокеанского блока (область аномально плотной коры (см. рис. 4), совпадающей с областью развития линейных магнитных аномалий (см. рис. 7), к полускорости спрединга (перебирались возможные значения от 1 до 10 с шагом 0.5 см/год).

2. Для каждого положения “окна” соответствующий интервал шкалы геомагнитной полярности трансформировался в модель инверсионного магнитоактивного слоя. При этом учитывались рельеф фундамента конкретного бассейна и заданная полускорость спрединга. Тестировались два варианта: а) билатерально симметричная модель, предполагающая сохранение древнего центра спрединга в основании бассейна, и б) асимметричная модель, предполагающая, что сохранившаяся в основании бассейна палеоокеанская кора формировалась по какую-то одну сторону от древнего центра спрединга.

3. Рассчитанное по модели магнитное поле сопоставлялось с линейными аномалиями, выделенными над осадочным бассейном. Тот интервал шкалы геомагнитной полярности и та скорость спрединга, для которых достигалась сильнейшая корреляция рассчитанного и трансформированного магнитных полей, принимался в качестве наиболее вероятного времени формирования палеоокеанской литосферы, “впечатанной” в фундамент осадочного бассейна.

4. На завершающем этапе проводился перебор наклонов намагниченности модели в интервале 0–90° с шагом 10°. Определялось то значение наклона, при котором достигается наилучшее совпадение рассчитанного поля и линейных магнитных аномалий, выделенных энергетическим



**Рис. 7.** Полосовые магнитные аномалии, выделенные над глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа энергетическим фильтром: а – профили фильтрации и контуры глубоких осадочных бассейнов; б – Северо-Баренцевский и Южно-Баренцевский бассейны; в – бассейн Уединения; г – Северо-Новоземельский бассейн; д – Южно-Карский бассейн.

Положительные аномалии заштрихованы.

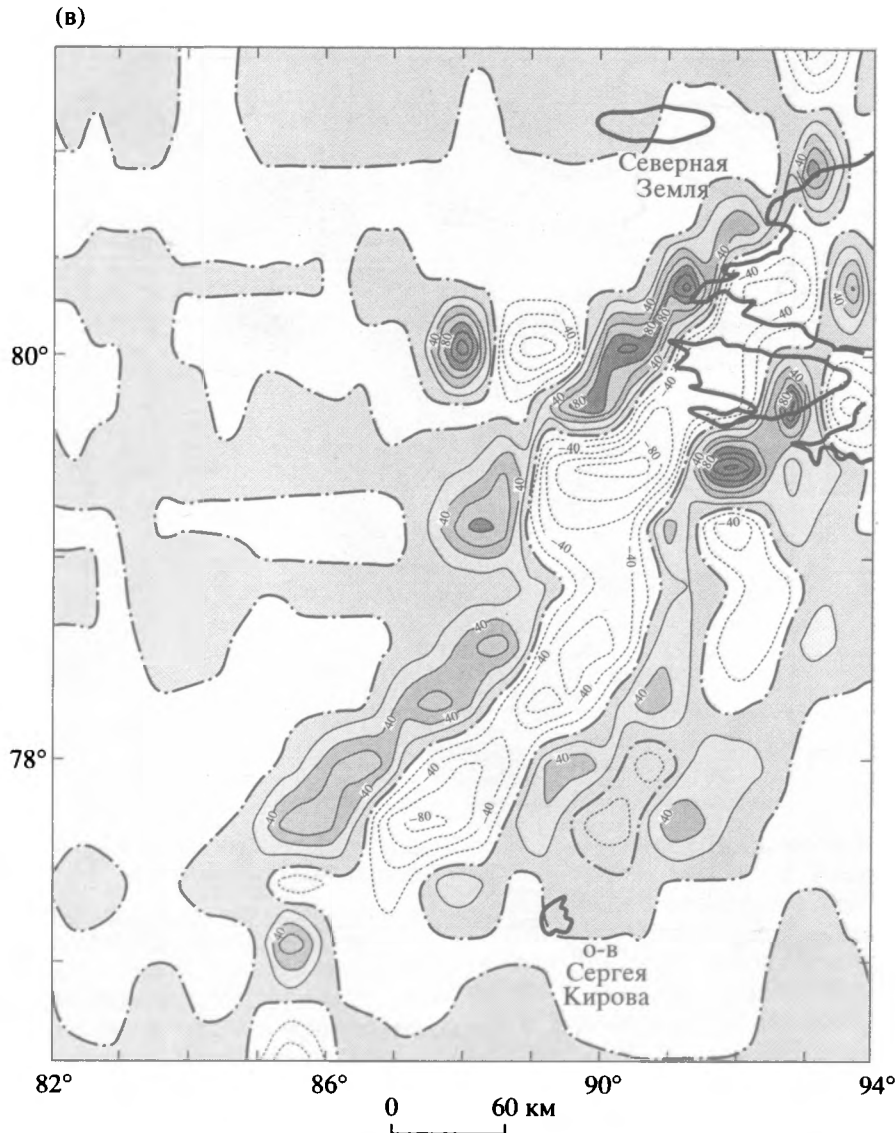


Рис. 7. Продолжение.

фильтром над конкретным бассейном. С учетом гипотезы об инверсионной намагниченности верхней части палеоокеанской коры оптимальное наклонение геомагнитного поля трансформировалось в палеошироту формирования блока палеоокеанской коры, “впечатанного” в фундамент осадочного бассейна.

На рис. 8 приведены результаты определения вероятного возраста палеоокеанской литосферы в глубоких осадочных бассейнах Баренцево-Карского шельфа.

В обоих бассейнах Восточно-Баренцевого шельфа оптимальной оказалась билатерально симметричная модель магнитоактивного слоя. Это указывает на вероятное сохранение здесь древнего центра спрединга. Оптимальный интервал спрединга совпадает с девоном. Палеоокеанская кора намагничена под углом 15–20°. Однако

между двумя бассейнами выявлены некоторые различия. В Северо-Баренцевском бассейне оптимальный интервал спрединга охватывает почти весь девон (390–360 млн. лет), скорость спрединга определена как 1–1.5 см/год. В Южно-Баренцевском бассейне интервал спрединга короче (375–360 млн. лет), однако скорости спрединга выше (2.5–3 см/год).

На Карском шельфе для всех трех глубоких бассейнов оптимальными оказались несимметричные модели магнитоактивного слоя. Вычисленные интервалы и полускорости спрединга, а также наклонения геомагнитного поля в момент формирования палеоокеанской коры составляют, соответственно: для бассейна Уединения – 388–382 млн. лет (ранний–средний девон), 4 см/год и 19°; для Северо-Новоземельского бассейна – 370–363 млн. лет

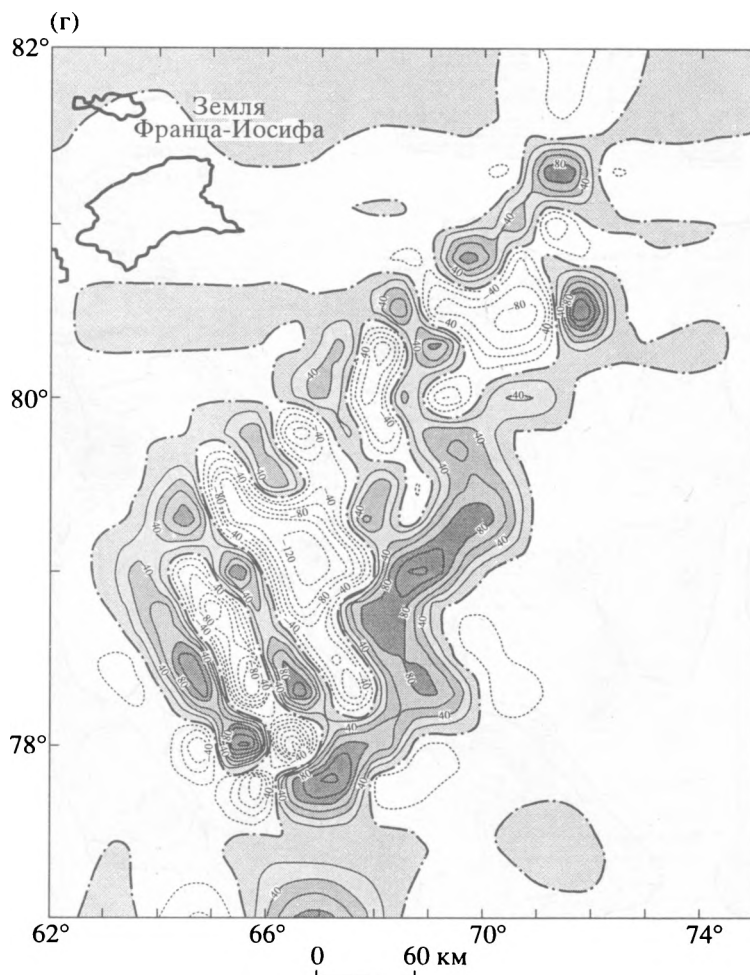


Рис. 7. Продолжение.

(поздний девон), 3 см/год и 10°; для Южно-Карского бассейна – 320–305 млн. лет (поздний карбон), 2 см/год и 50°.

### ГЕОДИНАМИКА БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ШЕЛЬФА

На рис. 9 показана геодинамическая классификация основных тектонических элементов фундамента Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши – арктических районов Западной Сибири и Тимано-Печорской провинции.

Фундамент региона представляет собой гетерогенный и гетерохронный тектонический коллаж. Микроконтиненты – блоки мощной типично континентальной коры отвечают поднятиям фундамента и зонам его аномально низкой плотности. Их возраст древнее, чем время стабилизации фундамента соответствующих областей изученного региона.

Палеоконвергентные системы маркируют швы сочленения разнородных блоков и отмеча-

ют линии, вдоль которых происходило закрытие древних океанов и/или их окраинных бассейнов.

Передовые бассейны расположены во фронтальных частях складчатых зон Полярного Урала, Пай-Хоя и Новой Земли.

Дивергентные швы маркируют линии раскола аккреционного фундамента региона. К этому классу относятся как континентальные рифты, так и более зрелые структуры того же генезиса – “несостоявшиеся океаны” (aborted oceans) Западной Сибири и Восточно-Баренцевского шельфа.

По геофизическим характеристикам к “несостоявшимся океанам” близки фрагменты палеоокеанской коры в основании глубоких бассейнов Карского шельфа (trapped oceans), с той лишь разницей, что в пределах последних не сохранились древние центры спрединга.

Из выделенных швов сдвигового (трансформного) типа крупнейшие расположены в фундаменте шельфа Печорского моря и Северо-Сибирского поднятия. Первый из них соединяет восточно-баренцевскую палеоось спрединга с Печоро-Кол-



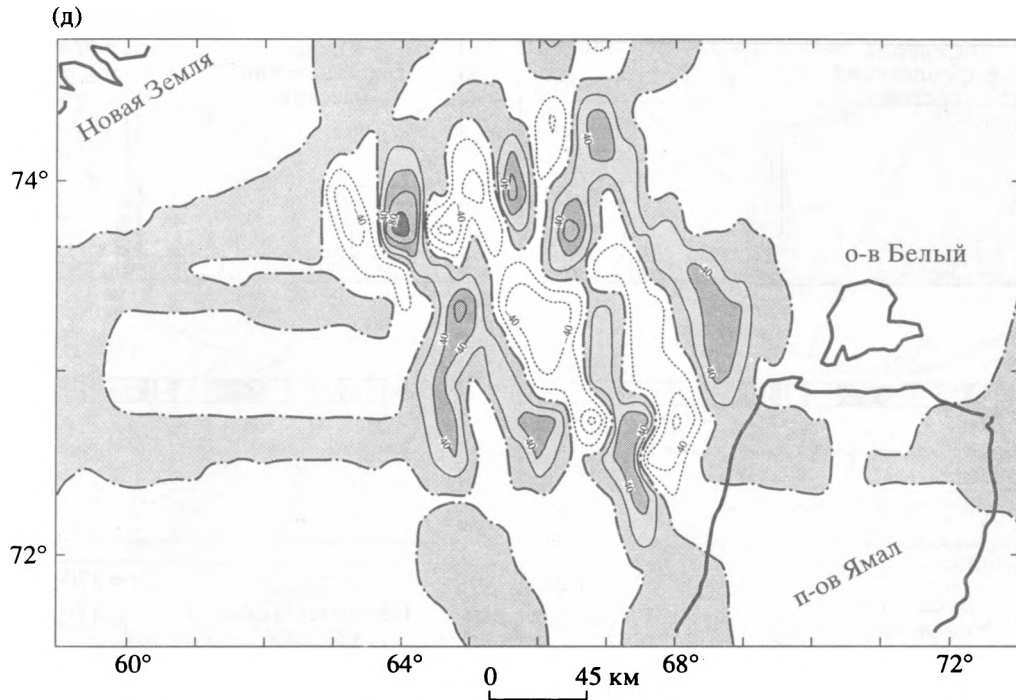


Рис. 7. Окончание.

винским рифтом, а второй разделяет разновозрастные блоки Северо- и Южно-Карского шельфов.

На основании приведенной геодинамической классификации структур Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши, а также опираясь на современные реконструкции [15, 17] и геологические сводки [5, 13, 37], рассмотрим основные этапы формирования Баренцево-Карского шельфа.

*Столкновение Баренции с Восточной Европой.* На рубеже венда и палеозоя произошло столкновение северо-восточной (здесь и далее – в современных координатах) окраины Восточно-Европейской платформы с придвинувшимся к ней континентом, получившим на современных реконструкциях название Баренции. Основной шов сочленения приходится на Тимано-Канинскую зону, по которой Баренция надвинута на северо-восточный край Восточно-Европейской платформы.

Можно полагать, что сама по себе гипотетическая Баренция является составным континентом. Анализ возрастных датировок фундамента внутренних районов Тимано-Печорской провинции (Ижма-Печорская впадина, Большеземельский свод) показывает [32], что время стабилизации этой части фундамента (620–580 млн. лет, венд) древнее основной фазы складчатости на Тимане (540–530 млн. лет, ранний – средний кембрий).

Отсюда представляется следующая цепь событий, обусловивших формирование Баренции и

ее столкновение с Восточной Европой. В процессе рифейского рифтинга Восточно-Европейской платформы от нее отделилось несколько микроконтинентов, которые затем дрейфовали в пространстве Доуральского океана и лишь в венде соединились в составной континент Баренцию. Последняя в начале палеозоя столкнулась с Восточной Европой.

Ныне Баренция представляет фундамент большей части Восточно-Баренцево-Карского шельфа и Тимано-Печорской провинции. На рис. 9 показаны швы сочленения отдельных блоков гетерогенного фундамента. Отметим, что площадь Восточно-Баренцево-Карского шельфа после его начальной аккреции была значительно меньше современной: занимающие большую его часть глубокие осадочные бассейны сформировались позднее.

Таким образом, на рубеже венда и палеозоя окраина Восточно-Европейской платформы в изучаемом регионе трассировалась по западному склону поднятий Федынского и Центральнobarенцево-Карского, входивших в состав Восточно-Баренцево-Карского шельфа (см. рис. 9). В это же время Западно-Баренцево-Карский шельф, включающий поднятия Свальбарда, Груманта, Лоппа, Центральной Банки и Персея, входил в состав Северо-Американской платформы (Лаврентии). Он развивался в диаметрально противоположном геодинамическом режиме. В венде, примерно 640–600 млн. лет назад [37, 40, 41], здесь имел место рифтинг, положивший начало раскрытию Япетуса.

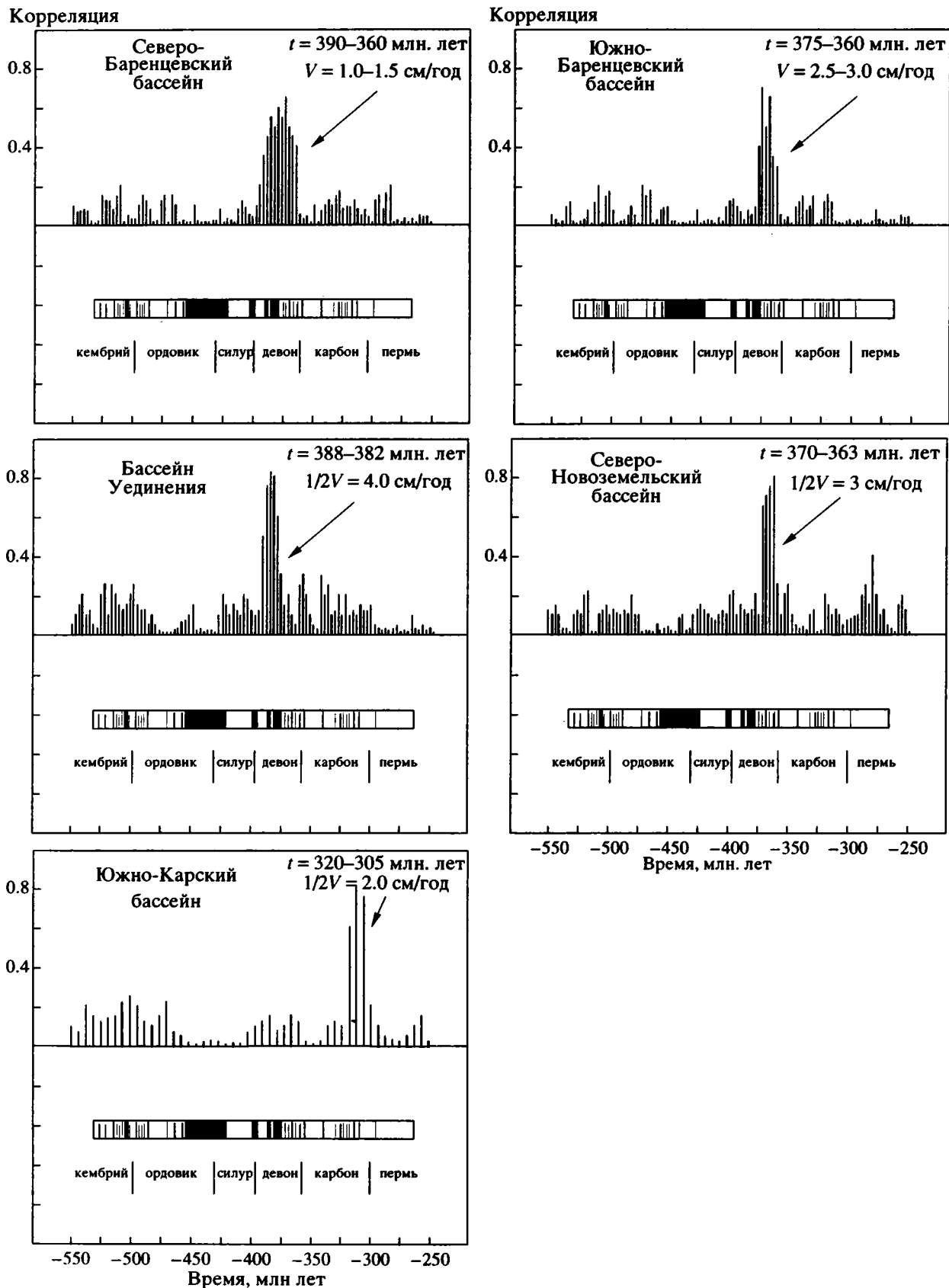
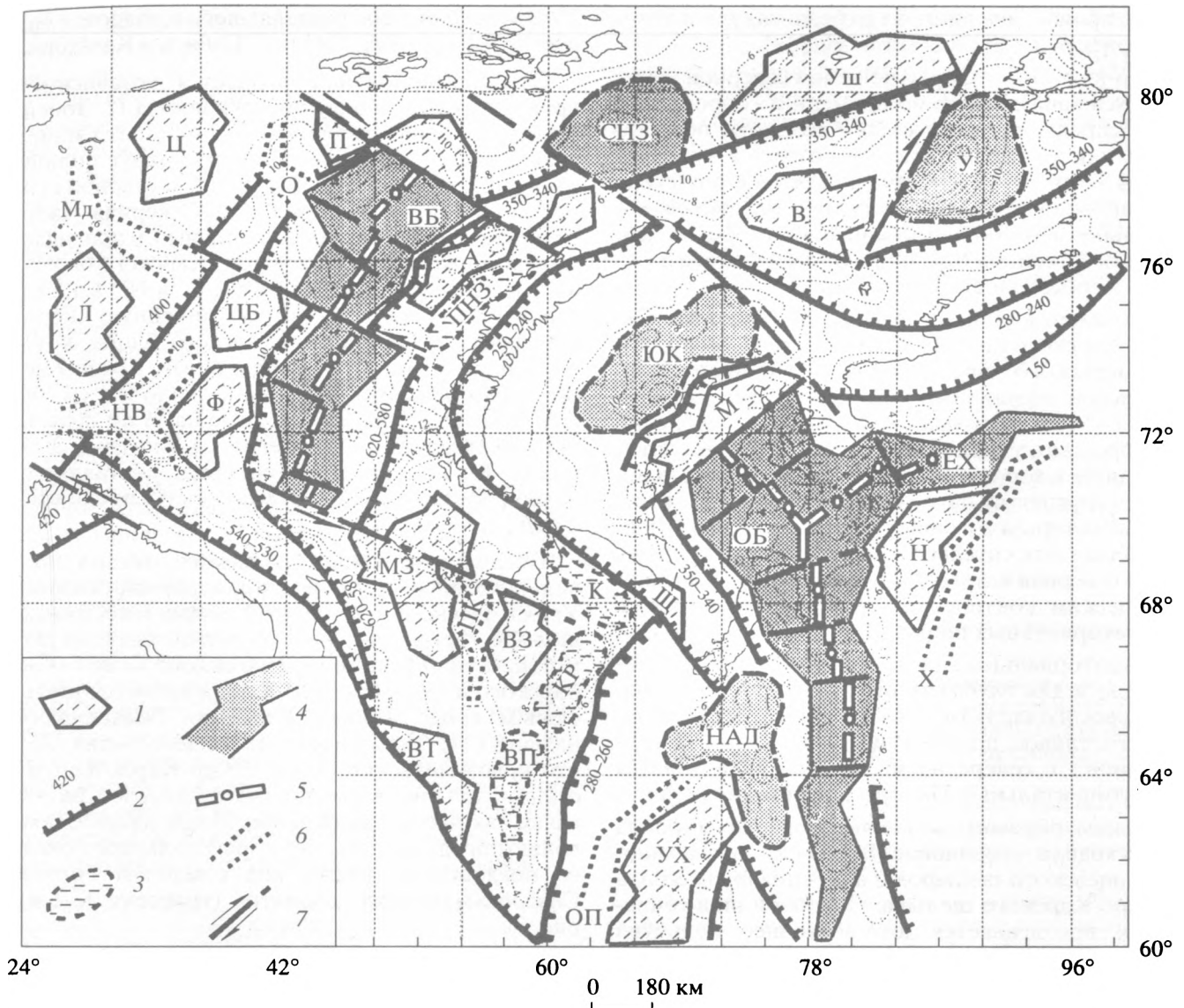


Рис. 8. Определение возраста палеоокеанской коры в основании глубоких осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа.



**Рис. 9.** Схема геодинамических типов фундамента Баренцево-Карского шельфа и сопредельных регионов

1 – микроконтиненты: УШ – Ушакова, В – Визе, Н – Няояхский, Щ – Щучинский, УХ – Уват-Хантымансийский, А – Адмиралтейский, Ф – Федынского, ЦБ – Центрально-Баренцевский, Ц – Центральной Банки, Л – Лолпа, МЗ – Малоземельский, ВЗ – Большеземельский, П – Персея, ВТ – Восточно-Тиманский, М – Малыгинский; 2 – палеоконвергентные системы и их возраст, млн. лет; 3 – передовые бассейны; 4 – остаточные океанические бассейны: СНЗ – Северо-Новоземельский, У – Уединения, ЮК – Южно-Карский, НАД – Надымский, ОБ – Обский, ЕХ – Енисей-Хатангский, ВБ – Восточно-Баренцевский (Северо- и Южно-Баренцевский бассейны); 5 – палеооси спрединга; 6 – рифты: О – Ольгинский, Мд – Медвежинский, ПК – Печоро-Колвинский, НВ – Нордкап-Варангер, Х – Худосейский, ОП – Обь-Пуровский; 7 – древние сдвиги и трансформные разломы. Точечными линиями с оцифровкой показан рельеф фундамента осадочных бассейнов, в км.

*Закрытие Япетуса и девонско-каменноугольный рифтинг.* Интенсивное раскрытие Япетуса началось 580–570 млн. лет назад [37, 40]. В кембрии расстояние между Лаврентией и Балтикой (Восточно-Европейской платформой) составляло около 6000 км [15, 39, 40]. Первые свидетельства поглощения литосферы Япетуса датируются 540–490 млн. лет, а интенсивное его закрытие на-

чалось с позднего кембрия–раннего ордовика, 500 млн. лет назад [37, 39].

Неоднократно отмечалось омоложение с юга на север каледонско-элсмирского складчатого пояса, вдоль которого произошло объединение Лаврентии и Балтики. Если главная фаза скандинавской орогении датируется средним–поздним силуром (420 млн. лет), то на Свальбарде складча-

тость проявилась лишь на рубеже силура и девона, примерно 400 млн. лет назад [38].

По-видимому, закрытие самой северной ветви Япетуса запаздывало во времени и сопровождалось спредингом задуговых бассейнов, подобно тому, как это происходило в мезозое в западной части Тетиса [16]. Именно эта геодинамическая обстановка обусловила спрединг океанской коры, ныне залегающей в основании глубоких осадочных бассейнов Восточно-Баренцевского и Северо-Карского шельфов.

По нашим данным, фундамент бассейнов Северо-Карского шельфа (Уединения и Северо-Новоземельского) представлен предположительно девонской палеоокеанской корой, формировавшейся вблизи экватора (палеошироты 5–10°) с полускоростью спрединга 3–4 см/год. Этот результат находится в хорошем соответствии с глобальными реконструкциями палеозойских океанов [15], согласно которым в девоне скорость спрединга Япетуса была относительно высокой (около 8 см/год), а его северная ветвь между Евразией и гипотетическим континентом Арктидой находилась в экваториальных широтах.

Экваториальные широты формирования получены и для глубоких бассейнов Восточно-Баренцевского шельфа. Здесь, кроме того, отмечено отчетливое продвижение девонского центра спрединга с севера на юг, где он вырождается в континентальный Печоро-Колвинский рифт.

Таким образом, в девоне – начале карбона происходило соединение Восточно- и Западно-Баренцевского шельфов и аккреция фундамента Северо-Карского шельфа. Основной шов сочленения протягивается юго-восточнее поднятий Лоппа, Центральной Банки и Персея, а на Северо-Карском шельфе ему соответствует депрессия Шмидта между поднятиями Ушакова и Визе (см. рис. 9). Аккреция континентальных блоков сопровождалась рифтингом и спредингом задуговых бассейнов. По-видимому, коллизия не была полной, что позволило сохраниться в фундаменте шельфа изолированным блокам девонской океанской коры.

На Западно-Баренцевском шельфе, сформировавшемся преимущественно в процессе каледонской орогении, рифтинг проявился несколько позднее, в раннем карбоне [37]. Он был не столь интенсивным, как на Восточно-Баренцевском шельфе и, вероятно, обуславливался, скорее, начальным расколом будущей Северной Атлантики, чем постколлизийными элсмирскими процессами.

*Закрытие Уральского океана и триасовый рифтинг.* Для палеоокеанской коры, залегающей в основании Южно-Карского бассейна, предполагается каменноугольный возраст, 320–305 млн. лет (см. рис. 8). На этом основании можно предполагать, что прежде эта кора являлась частью

Уральского океана, разделявшего в палеозое Европу (с девона – Евразии), Сибирь и Казахстан.

Это предположение поддается независимой проверке. Согласно реконструкциям Л.П. Зоненшайна [15], в интервале 340–319 млн. лет Сибирь вращалась относительно Европы вокруг полюса с координатами 45° с.ш. и 135° в.д. с угловой скоростью около 0.2° /млн. лет. Северная часть Уральского океана, к которой, видимо, и принадлежал палеоокеанский блок Южно-Карского бассейна, располагалась в районе 30° с.ш. и 60° в.д. Эти данные позволяют рассчитать линейную скорость спрединга для палеоокеанского блока, который впоследствии стал фундаментом Южно-Карского бассейна: она составляла около 2.8 см/год. Эти же параметры, полученные нами по результатам интерпретации линейных магнитных аномалий Южно-Карского бассейна, составляют: палеоширота – 20°–30°, полускорость спрединга – 2 см/год.

Поглощение коры Уральского океана шло под островные дуги, позднее сформировавшие Урал и фундамент Западной Сибири. На Карском шельфе герцинская конвергентная система откартирована вдоль северного склона Северо-Сибирского порога (см. рис. 9); она является шельфовым продолжением Главного Таймырского надвига [24]. Есть надежные свидетельства [25], что новоземельский склон Южно-Карского бассейна в течение всего позднего палеозоя развивался как пассивная окраина. Наши данные позволяют предполагать, что кора Уральского океана поглощалась также под северным бортом Северо-Ямальского поднятия (трансект К-2 на рис. 5).

Позднепалеозойская аккреция фундамента Западной Сибири и Южно-Карского шельфа не завершилась сильной коллизией континентальных и островодужных блоков (такой, какая имела место, например, на Урале). Это обусловило сохранение в пространстве между ними реликтов коры Уральского океана. Ранее подобные реликты были выделены в Надымском, Сургутском и Нюрольском бассейнах Западной Сибири [31]. К тому же классу структур относится и Южно-Карский осадочный бассейн.

В триасе изучаемый регион подвергся расколу, наиболее сильно проявившемуся на севере Западной Сибири и в Енисей-Хатангском прогибе: здесь континентальный рифтинг зашел до стадии спрединга Обского палеоокеана [2, 30]. Рифтинг затронул и Восточно-Баренцевский шельф: об этом свидетельствует увеличение мощности отождествляемой с триасом сейсмической толщи [6, 8, 22], а также присутствие триасовых вулканитов в разрезе осадочной толщи по периферии Восточно-Баренцевского шельфа [1]. Однако наши результаты показывают, что триасовый

рифтинг хотя и трансформировал структуру Южно- и Северо-Баренцевского осадочных бассейнов, не являлся главной причиной их заложения. На Карском шельфе отчетливых свидетельств триасового рифтинга вообще не обнаружено. Предположение о непосредственном продолжении Обского палеоокеана в Южно-Карский бассейн [12] не выдерживает проверки: эти структуры разграничены континентальным блоком Северо-Ямальского поднятия. Вдоль южного склона последнего откартирован правосторонний сдвиг (см. рис. 9), по-видимому, соединявший в триасе Обский палеоокеан с Южно-Аньюским бассейном [17], а через него – с палео-Тихим океаном.

Последним значительным событием активной эволюции Баренцево-Карского шельфа было позднечуевское смещение Северо-Карского блока в сторону Сибири по разлому, совпадающему с южным склоном Северо-Сибирского поднятия (см. рис. 9). Наличие здесь гигантской сдвиговой зоны было предсказано еще У. Гамильтоном [35], Л.П. Зоненшайн и Л.М. Натапов [17] связали этот сдвиг с раскрытием Канадского бассейна и объяснили им поглощение коры Южно-Аньюского бассейна, а также киммерийскую складчатость в Южно-Таймырской зоне. Видимо, позднечуевским перемещением Северо-Карского блока можно объяснить также “стирание” северного продолжения триасового Обского палеоокеана, а также отсутствие прямой связи между девонскими бассейнами Восточно-Баренцевского и Северо-Карского шельфов. К сожалению, прямые доказательства сдвиговой природы Северо-Сибирского поднятия отсутствуют, поэтому данная трактовка остается дискуссионной.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Еще раз подчеркнем, что все выводы данной работы, как и любые результаты геофизической интерпретации, носят характер гипотетических модельных представлений. Они ни в коей мере не претендуют на однозначность; их справедливость может быть доказана или опровергнута лишь будущими детальными геологическими исследованиями.

Однако проведенный геофизический анализ позволяет уже сейчас сформулировать несколько предварительных заключений о геодинамике Баренцево-Карского шельфа, имеющих принципиальное значение.

1. Своей отчетливой тектонической спецификой Баренцево-Карский шельф обязан прежде всего заложению на разновозрастных областях неполного закрытия древних океанов, Япетуса и Уральского. Подобные области в свое время получили название “зон незавершенной складчатости” [23].

2. В основании глубоких осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа залегает палеоокеанская кора, сформированная вспышками задугового спрединга в закрывавшихся палеозойских океанах.

3. Реликты палеоокеанской коры, “впечатанные” в фундамент Баренцево-Карского шельфа, маркированы линейными магнитными аномалиями. Их геоисторическая интерпретация впервые позволила независимым путем определить возраст палеоокеанских блоков шельфа.

Проведенные исследования выполнены в рамках гранта R6L000 Международного научного фонда. Отдельные разработки проведены совместно и при финансовой поддержке Кембриджской Арктической шельфовой программы (CASP), Великобритания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алехин С.В.* Триас Южно-Баренцевского шельфа // Советская геология. 1988. № 3. С. 70–75.
2. *Аглонов С.В.* Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана // М.: ИОАН, 1987. 98 с.
3. *Атласов И.П., Вакар В.А., Дибнер В.Д.* Новая тектоническая карта Арктики // Докл. АН СССР. 1964. Т. 156. № 6. С. 1341–1342.
4. *Афанасьев Ю.Т.* Система рифтов Западной Сибири // М.: Наука, 1977. 101 с.
5. Баренцевская шельфовая плита / Ред. Грамберг И.С. Л.: Недра, 1988, 263 с.
6. *Батулин Д.Г., Бурбо В.А., Виноградов А.В.* Строение земной коры Баренцевоморского шельфа по геофизическим данным // Материалы III съезда советских океанологов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 31–32.
7. *Батулин Д.Г., Юнов А.Ю.* Седиментационная цикличность Южно-Карской синеклизы по сейсмическим данным // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М.: Наука, 1989. С. 197–205.
8. *Верба М.Л.* Баренцево-Карский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: Севморгеология, 1985. С. 11–28.
9. *Виноградов А.В.* Строение пермских и триасовых отложений Баренцева моря по материалам сейсморазведки МОГТ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 74–86.
10. *Волк В.Э., Зацепин Е.Н.* О природе уникальных геофизических аномалий шельфа Карского моря // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1972. С. 110–114.
11. *Волк В.Э., Иванов С.С., Шимараев В.Н.* Методика интерпретации аэромагнитных данных при изучении земной коры на примере исследования шельфов северных морей СССР // Л.: НИИГА, 1973. 88 с.
12. Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий м-ба 1 : 2 500 000 / Ред. Л.П. Зоненшайн, Н.В. Межеловский, Л.М. Натапов. М.: Мингео СССР, Аэрогеология, 1988.
13. *Грамберг И.С., Волк В.Э., Захридзе В.С.* Геологическое строение арктической континентальной окраины СССР // Докл. 27-го МГК. Т. 4; Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 3–12.
14. *Дедеев В.А., Запорожцева И.В.* Земная кора европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 96 с.

15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х томах) М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с., Т. 2. 334 с.
16. Зоненшайн Л.П., Ле Пишон К. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых прогибов // История океана Тетис. М.: ИОАН, 1987. С. 74–94.
17. Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
18. Маловицкий Я.П., Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Основные черты строения фундамента и осадочного чехла континентальных окраин Северной Евразии в свете современных геолого-геофизических данных // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана и шельфовых областей. Л.: ПГО Севморгеология, 1989. С. 48–57.
19. Малютин Ю.М., Кавун М.А. Детальная гравиманнитная съемка газового месторождения в Баренцевом море // Междунар. геофиз. конф. и выставка. SEG-EАГО. Москва, 16–20 авг. 1993. М.: ЕАГО, 1993. Сб. реф. № 2. С. 46.
20. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1979. 186 с.
21. Павленкин А.Д. Каледонский рифтогенез на шельфе Баренцева моря (по геофизическим данным) // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО Севморгеология, 1985. С. 29–33.
22. Павленкин А.Д., Дороган-Сущева Л.А., Казанин Г.С. Результаты сейсмических работ методом ШГСП на больших базах в Баренцевом море // Междунар. геофиз. конф. и выставка. SEG-EАГО. Москва, 16–20 авг. 1993. М.: ЕАГО, 1993. Сб. реф. № 2. С. 85.
23. Пейве А.В., Янишин А.Л., Зоненшайн Л.П. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
24. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.; 1971. 248 с. (Тр. НИИГА; Т. 166).
25. Устрицкий В.И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. № 1. С. 51–61.
26. Устрицкий В.И. О тектонической природе Баренцево-Северо-Карского мегапрогиба // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М.: Наука, 1989. С. 182–191.
27. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
28. Шатский Н.С. Основные черты структуры и эволюции Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946. № 1. С. 5–62.
29. Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвицкий О.В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий. М.: Недра, 1977. 23 с.
30. Aplonov S.V. An aborted Triassic ocean in West Siberia // Tectonics. 1988. V. 7. B. 1103–1122.
31. Aplonov S.V., Hsu K.J., Ustritsky V.I. Relict back-arc basins of Eurasia and their hydrocarbon potentials // Island Arc. BSP, 1992. № 1. P. 70–76.
32. Aplonov S.V., Shmelev G.B. Geophysical diagnosis of the sutures in the Timan-Pechora Basement // L.P. Zonenshain Memorial Conference on Plate Tectonics. Moscow, 1993: Progr. and abstracts. P. 31.
33. Barker A.J., Gayer R.A. Caledonian-Appalachian tectonic analysis and evolution of related areas // The Tectonic Evolution of the Caledonide-Appalachian Orogen. Wiesbaden: Vieweg, 1985. P. 127–165.
34. Demenitskaya R.M., Gaponenko G.I., Kiselev Yu.G., Ivanov S.S. Features of sedimentary layers beneath Arctic Ocean // Arctic Geology. Tulsa. Oklahoma, USA: AAPG, 1973. Mem. 19. P. 332–335.
35. Hamilton W. The Uralides and the motion of the Siberian and Russian platforms // Bull. Geol. Soc. of America. 1970. V. 81. № 9. P. 2553–2576.
36. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A Geologic Time Scale 1989. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 263 p.
37. Harland W.B., Dawdeswell E.K. Geological Evolution of the Barents Shelf Region. London: Graham and Trotman, 1988. 176 p.
38. Harland W.B., Scott R.A., Auckland K.A., Snare I. The Ny Friesland Orogen, Spitsbergen // Geol. Mag. 1989. V. 129. № 6. P. 679–708.
39. MacNiocaill C. The closure of Lapetus: Reconciling paleomagnetic and geological models // Annales Geophysicae. 1994. V. 12. P. C123.
40. Torsvik T.H. Paleogeography and drift-rates for Laurentia and Baltica // Annales Geophysicae. 1994. V. 12. P. C126.
41. Torsvik T.H., Smetharst M.A., Van der Voo K. Baltica. A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implication // Earth Sci. Rev. 1992. V. 33. № 2. P. 133–152.
42. Vinogradov V.A. North Kara Shelf geology and evolution // Bul. AAPG. 1991. V. 75. № 10. P. 66.
43. Vogt P.R., Ostenso N.A. Reconnaissance Geophysical Studies in Barents and Kara Seas. Summary // Arctic Geology. Tulsa, Oklahoma, USA: AAPG, 1973. P. 588–598.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Л.П. Мерклин

## Geodynamics of the Barents–Kara Shelf: Geophysical Evidence

S. V. Aplonov, G. B. Shmelev, D. K. Krasnov

An original geodynamic model for the Barents–Kara shelf based on a detailed geophysical interpretation, is presented. The basement of the deep sedimentary basins is shown to be oceanic in origin. The ancient oceanic crust is dated as Devonian in the basins of the East Barents and North Kara shelves and as Carboniferous in the South Kara basin.

## НИКОЛАЙ ИВАНОВИЧ НИКОЛАЕВ (к 90-летию со дня рождения)



Очередное тектоническое совещание Тектонического комитета России открылось докладом “Неотектоника и современная геодинамика на рубеже столетий”, который сделал профессор кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ, заслуженный деятель науки РФ, лауреат Государственной премии СССР Николай Иванович Николаев.

18 сентября 1996 г. Николаю Ивановичу исполняется 90 лет. Имя этого замечательного ученого широко известно в геологическом мире. Его перу принадлежит около 500 научных работ, в которых разработаны фундаментальные проблемы

неотектоники, геодинамики, геоморфологии, геологии четвертичных отложений, инженерной геологии, истории и методологии геологических наук. Он один из основоположников неотектоники.

Родился Николай Иванович в семье служащих.

В 1924 г. он поступил на почвенно-геологическое отделение физико-математического ф-та Московского университета, а окончил Московский геолого-разведочный институт в 1930 г. После окончания института его учитель, профессор Е.В. Милановский, пригласил молодого геолога к себе на кафедру, где он прошел от ассистента до заведующего кафедрой “Общей геологии”

(1930–1964). С 1964 г. его творческая судьба неразрывно связана с Московским университетом, в котором он создал и возглавил лабораторию неотектоники и сейсмотектоники в рамках кафедры динамической геологии.

В 1937 г. по совокупности научных работ по геологии Среднего Заволжья Н.И. Николаеву была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук (оппонентом был М.М. Тетяев). В тот период Н.И. Николаев занимался разработкой различных проблем инженерной геологии. В 1945 г. он защитил докторскую диссертацию на тему “Основные проблемы региональной инженерной геологии и пример инженерно-геологического районирования Южного Заволжья”.

В 1952 г. за цикл работ по инженерной геологии и гидрогеологии ему была присуждена Государственная премия СССР.

Н.И. Николаев – признанный лидер неотектоники. Его плодотворная деятельность в этом направлении придала науке большой размах, который чувствуется во всех сферах современной геотектоники и геодинамики. Под его руководством и при его непосредственном участии были составлены и опубликованы оригинальные карты новейшей тектоники СССР и сопредельных областей, юга Азии и Мира, карты новейшей разломной тектоники, градиентов новейших вертикальных движений, тектонической активности территории СССР и ряд других.

Особенность творчества Н.И. Николаева состоит в том, что его работы, внесшие основополагающий вклад в развитие новейшей тектоники и современной геодинамики, всегда подхватывались его учениками и получали продолжение в трудах новых поколений исследователей. Иногда через много лет Николай Иванович возвра-

щался к своим разработкам, что позволяло ему на новом уровне знания оценить состояние основных проблем и дать новое оригинальное толкование узловых вопросов эволюции земной коры в течение последнего отрезка геологической жизни Земли.

Совершенно особую страницу в творчестве Н.И. Николаева составляют публикации по истории науки. Он провел глубокие исследования творчества своих учителей Е.В. Милановского, Г.Ф. Мирчинка, дал прекрасные очерки истории становления и развития геоморфологии, неотектоники и сейсмологии.

Н.И. Николаев создал научную школу неотектонистов, среди его учеников – П.Н. Николаев, А.А. Наймарк, А.В. Раукас, А.А. Рыжова, В.А. Селиванов, Дин Го Юй, М. Арсовский, И-Нем и др.

Широко известна научноорганизационная деятельность Николая Ивановича. Он был президентом Международной комиссии по неотектонике ИНКВА, председателем геоморфологической секции Московского филиала Географического общества СССР, председателем географической секции МОИП, зам. председателя Четвертичной комиссии при ОГГН АН СССР, зам. председателя Геоморфологической комиссии АН СССР, членом группы экспертов ЮНЕСКО, членом методического совета общества “Знание” РСФСР, членом редколлегии журнала “Геоморфология”.

Свой юбилей Н.И. Николаев встречает полный творческих сил, его увлекают новые проблемы, он непрерывно работает. В день славного юбилея желаем Николаю Ивановичу крепкого здоровья, новых творческих успехов, и всего самого доброго.

*Редколлегия журнала “Геотектоника”  
Междуведомственный тектонический комитет*



УДК 551.248.2

## НЕОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА НА РУБЕЖЕ СТОЛЕТИЙ

© 1996 г. Н. И. Николаев

*Московский государственный университет, геологический факультет*

Поступила в редакцию 26.03.96 г.

Неотектонический этап развития Земли охватывает время от олигоцена до плейстоцена. Неотектоническое направление в геологии существует 60 лет. За этот период неотектоника превратилась в сложную комплексную науку. Путь ее развития отражен на обзорных неотектонических картах: бывшей территории СССР, Европы, Мира и др., а также на картах отдельных регионов. Для понимания механизма новейшего структурообразования подчеркивается значение системной тектонической модели П.Н. Николаева. Эта модель во многом соответствует концепции нелинейной геодинамики, развиваемой Ю.М. Пушаровским. Неотектоника и современная геодинамика входят в XXI век с хорошо установленными теоретическими и эмпирическими обобщениями. Приводится геодинамическая модель развития современной Земли. Формулируются важнейшие задачи отечественной неотектоники в XXI веке.

Современное состояние неотектоники определяется результатами огромной коллективной работы специалистов разных направлений, главным образом отечественных исследователей. Чтобы его понять, необходимо вспомнить некоторые страницы ее истории.

В 30–40 годы новейшие движения и деформации, затрагивающие четвертичные и неогеновые отложения, обобщенно назывались современными, молодыми движениями. К этому времени произошло накопление и интегрирование данных, полученных в разных дисциплинах – исторической геологии, геоморфологии, неотектонике, геофизике, сейсмологии, геодезии, астрономии. Их накопилось такое количество по территории б. СССР, что они потребовали обобщений и анализа. Необходимость этого диктовалась также интересами развернувшегося строительства.

При советской секции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, была создана “Комиссия по эпейрогеническим движениям”, которая рассматривала эти вопросы. И 60 лет назад на Международной конференции этой Ассоциации в Вене, от имени советских геологов выступил профессор Г.Ф. Мирчинк, который показал, что в системе альпийской складчатости молодые движения выразились в орогенезе, дислокациях, а на платформах, с этим временем, совпадет усиление эпейрогенических движений, проявившихся в соответствии с геологической структурой разных участков [11].

Таким образом, мы можем отметить: 60-летие осознанного изучения молодых и современных тектонических движений и дислокаций, определяемых теперь термином неотектоника, предло-

женным В.А. Обручевым [26], понимание которого в дальнейшем менялось и неоднократно уточнялось (С.С. Шульц, Н.И. Николаев и др.).

За 60 лет развития этого учения оно превратилось в сложную и комплексную науку. Исторически сложилось так, что автор являлся участником работы указанной Комиссии; тесно работал и общался с В.А. Обручевым, который был председателем Четвертичной Комиссии АН СССР (в начале 50-х годов я был его заместителем) и с С.С. Шульцем, с которым автора статьи связывали дружба и общие интересы в изучении тектонических движений и их влиянии на современный рельеф Земли.

История распорядилась так, что автору посчастливилось быть не только свидетелем, но и активным участником становления и развития неотектоники на протяжении всех 60 лет. Итоги этой развивающейся дисциплины были суммированы мной в трех крупных монографиях. Каждая из них дает как бы временной срез уровня ее развития на конец 40-х, 50-х и 80-х годов. В конце 70-х годов была опубликована обобщающая работа С.С. Шульца и в начале 90-х годов монография К.Г. Леви по количественной неотектонике [9]. Помимо этого, было опубликовано большое количество сводок по региональной неотектонике (С.С. Шульц, Б.А. Личков, О.К. Чедия и др.) и некоторым направлениям в неотектонике (А.Н. Заварицкий, Г.П. Горшков, А.А. Никонов, Н.А. Флоренсов и др.).

В конце 40-годов был выявлен широкий комплекс методов изучения неотектоники и обращено внимание на необходимость проведения инструментальных наблюдений на комплексных гео-

динамических полигонах, которые уже были начаты на Камчатке и в районе Гарма (Памир) [13].

Последующие годы были периодом расцвета полевых и теоретических работ по тектонике, стратиграфии, четвертичной геологии, геофизике, что позволило создать основы нового направления в науках о Земле и показать возможность использования данных неотектоники в решении практических задач. Бесперывный поток нового фактического материала требовал его анализа, осмысления, пересмотра ранее сделанных выводов. Произошла сегрегация данных неотектоники, выявились отдельные направления.

Автор сделал попытку графического выражения развития неотектоники [18]. На схеме показан и прогноз развития этой науки, падающий на рубеж столетий и отражает закономерности, выражающиеся в чередовании этапов интеграции и сегрегации данных, происходящих на фоне эволюционирующих представлений научно-технического развития, методологии, теоретических представлений и других вопросов. Схема отражает проблемы изучения и комплексные международные проекты, а также основные события в изучении неотектоники (совещания, международные конференции, издание карт неотектоники).

Из опубликованных схем следует [18, 19], что неотектоника последних лет стала развиваться на "стыке" дисциплин, в рамках важнейших комплексных проблем и международных проектов, что в конечном счете определило новую интерпретацию данных. Но жизнь внесла свои коррективы. Во-первых, уточнились направления в неотектонике (региональное, актуатектоника, сейсмостектоника, историко-палеогеографическое, структурно-морфологическое, экологическое, практическое, теоретическое). Во-вторых, на гипотетическую схему развития наложился новый фактор – наша экономическая неустроенность, недостаточность финансирования, которая по оценкам продлится 10–15 лет [29]; в-третьих, подтвердилось, что единственное, чему учит нас история, это непредсказуемость будущего, особенно далекого.

Как же развивалась неотектоника, под которой мы подразумеваем направление в геотектонике, изучающее все типы тектонических движений и динамических процессов развития Земли в позднем кайнозое (олигоцен-плейстоцен), продолжающихся и в настоящее время и результаты их проявления, отражающиеся на структуре и развитии Земли в целом.

Значительным результатом изучения неотектоники периода конца 50-х годов явилось: разработка С.С. Шульцем и мною принципов и методов составления обзорной карты неотектоники бывшей территории СССР, в масштабе 1 : 5 000 000, опубликованной в 1960 г. [15]. Впервые в мировой геологии тектоническая карта количествен-

но отразила новейшие тектонические деформации огромной территории. Одновременно были заложены основы нового, регионального, направления неотектоники. Карта стимулировала дальнейшее развитие неотектоники, повлияла на решение ряда практических вопросов, оказала влияние на развитие геоморфологии, геодезии и других дисциплин.

В начале 60-х годов карта обсуждалась в международных аудиториях. Появились первые положительные отзывы зарубежных исследователей-тектонистов (Э. Краус, Фон-Гертнер, Ф. Кинг и др.).

Уже в те годы, под влиянием отечественной науки, идеи неотектоники получили широкое признание за рубежом. Создаются международные комиссии по проблемам неотектоники, например, при Международном Конгрессе ИНКВА, (автор был президентом комиссии в течение 12 лет), а в составе Геодезического и Геофизического Союза – "Комиссия по современным движениям земной коры", президентом которой был избран Ю.А. Мещеряков, позже – Ю.Д. Буланже. В отечественных науках о Земле неотектоника стала приоритетным направлением, равной которой не было за рубежом. В настоящее же время, в связи с организационными трудностями, изменениями в политической и экономической жизни страны, к сожалению, мы начинаем терять приоритеты и в науке, и в неотектонике, в частности.

Какова неотектоника настоящего времени? Можно утверждать, что проблемы неотектоники превратились в проблемы естествознания, имеющие значение для различных разделов наук о Земле и для практики. Можно констатировать, что объекты ее изучения стали несравненно сложнее. Они тесно связаны с познанием физики Земли и требуют применения точных методов с количественным выражением результатов [9].

При изучении геодинамики в неотектонике оказалось важным учитывать не только эндодинамические, но и экзодинамические процессы, протекающие в экзосфере Земли, а также астрономо-геодезические данные, ротационный режим планеты, изменение формы геоида и многое другое. Проблема современной геодинамики в неотектонический этап неизбежно приобретает комплексный характер, предполагающий объединение результатов, получаемых различными науками о Земле, и создание единой картины происходящих в ней геодинамических процессов, отражающихся на формировании новейших структурных форм [20].

Определенным достижением познания неотектоники явилось выделение автором в конце 50-х годов неотектонического этапа развития Земли, на котором проявилась глобальная активизация тектонических процессов, происходивших в условиях качественной смены глобальной

тектонической обстановки, возникшей на рубеже эоцена-олигоцена.

В это время произошло усложнение структурного плана литосферы, проявление глыбово-блоковых движений, развитие мировой системы срединно-океанических хребтов. Произошло становление современного рельефа Земли и возрастание его общей амплитуды [14, 16].

Возникла проблема выделения глобального неотектонического этапа в самостоятельный тектонодинамический цикл, который с разной интенсивностью проявлялся во времени и пространстве. Эта проблема была выдвинута А.Д. Архангельским, еще до появления неотектоники, как самостоятельной дисциплины. Позже В.А. Обручев, В.А. Николаев, другие исследователи, в том числе и автор, отмечали своеобразие процессов поздней стадии альпийского цикла, выделяли ее как качественно новую форму тектогенеза в необратимой эволюции процессов тектогенеза Земли. За рубежом такой точки зрения придерживался Э. Краус и др. [19].

В развитии неотектоники большую роль сыграла Лаборатория неотектоники и сейсмотектоники, организованная автором на Геологическом факультете МГУ при кафедре динамической геологии в начале 60-х годов. Это была единственная в мире лаборатория, коллектив которой занимался сбором и обработкой фактических данных по неотектонике и составлением обзорных карт, а также разработкой количественных методов изучения новейших движений, механизмов формирования новейших структур и вопросами сейсмотектоники и сейсмичности, связанной с деятельностью человека.

В 70–80 годах Лаборатория провела огромную коллективную работу по созданию карт неотектоники. К этой работе привлекались коллективы не только отечественных специалистов, но и ученые из разных стран. В этой работе многое было сделано моим сотрудником А.А. Наймарком.

Дважды были пересоставлены и опубликованы карты бывшей территории СССР и сопредельных стран, больших площадей юга Евразии, составлены: Международная карта Европы в масштабе 1 : 10 000 000 и две карты Мира в 15 млн. масштабе: одна для настенного использования – учебного характера, другая, более подробная, на 12 листах. Легенды составленных нами карт отразили прогресс наших знаний по ряду структурных вопросов. По-новому, например, трактуются зоны, ранее отождествлявшиеся с современными геосинклиналями, отображены зоны рифтогенеза и многое другое [21, 22, 26].

Любую карту можно рассматривать как разновидность научного моделирования – единственного способа для перехода от дискретного эмпирического материала, собираемого в поле и получаемого другими методами, к непрерывному отобра-

жению пространственных отношений. Картографическая модель обеспечивает анализ и синтез пространственных закономерностей и отношений, как внешних, так и внутренних, дает региональные характеристики неотектоники.

Автор отнюдь не умаляет достижения организованных в это время других лабораторий, например, при Ленинградском Университете – Лаборатория С.С. Шульца, которая, главным образом, занималась “планетарной трещиноватостью”, или при ГИНе РАН, которой руководит В.Г. Трифонов, прodelывающей большую и полезную работу по космической информации для анализа живущих разломов и их компьютеризации, иркутский коллектив, объединивший блестящих ученых: Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко, С.Н. Шермана, К. Леви. Все они внесли и продолжают вносить большой вклад в развитие неотектоники.

Количественный метод построения указанных карт позволил подвергнуть их математической обработке и получить новую, дополнительную информацию из составленных нами производных картах территории СССР: градиентов скорости новейших тектонических движений, тектонической активности [23, 24].

Анализ обзорных карт дает уникальную информацию о взаимоотношениях и взаимодействиях крупных новейших структур литосферы и выявления наиболее общих эмпирических обобщений в региональном и планетарном масштабах. Это оказалось возможным только после составления карты неотектоники Мира.

Названные карты, составлявшиеся в Лаборатории неотектоники МГУ, были не единственными. В это же время карты неотектоники составлялись большими коллективами по различным районам бывшего СССР: белорусскими, прибалтийскими исследователями; карты, охватывающие весь юг СССР, Кавказ, Западную и Центральную Сибирь. В их построении использованы методы, предложенные С.С. Шульцем и Н.И. Николаевым. К сожалению, объем статьи позволяет мне только упомянуть о них.

Характерной чертой развития неотектоники с конца 60-х годов является обращение к решению генетических проблем. Вопрос о механизме новейшего структурообразования становится главным, а карты новейшей тектоники разных масштабов – основным исходным материалом для решения важнейшей фундаментальной научной проблемы. Методологически стройной концепцией решения этой проблемы, мне кажется, является “Системная тектонодинамическая модель”, предложенная П.Н. Николаевым еще в 1978 году [24].

Принцип системности возник как целостный подход к объектам исследования. В высшей степени неоднородная геологическая среда при из-

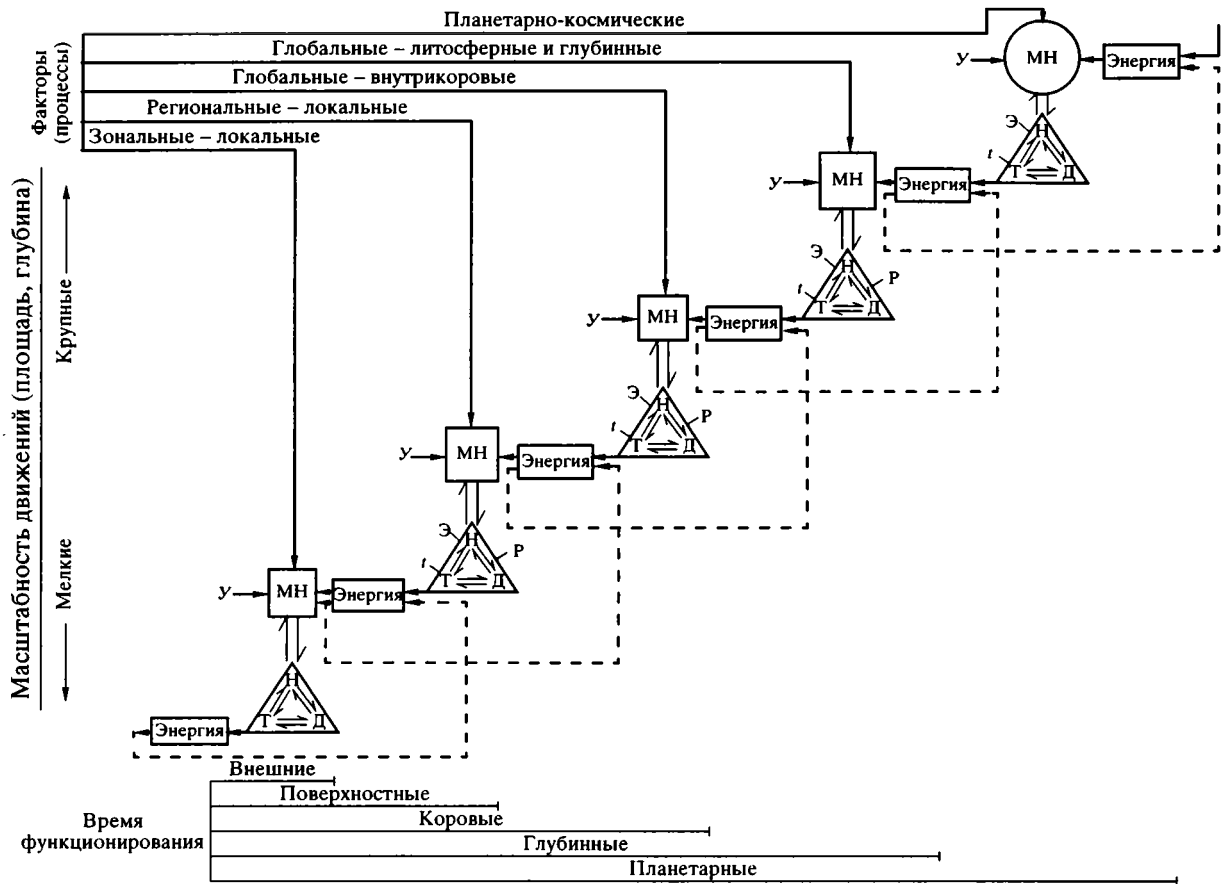


Рис. 1. Системная тектодинамическая модель тектоносферы (по [24] с изменениями).

МН – материальный носитель элементов системы: в кружке – геодинамическое звено модели, в квадрате – тектодинамическое звено; в треугольнике: взаимодействие полей тектонических напряжений (Н), деформаций разных объемов тектоносферы и тела Земли (Д), тектонических движений (Т), стрелки показывают обратную связь; пунктир – направление потоков энергии;  $t$  – рассеяние энергии с образованием тепла; Р – релаксация напряжений; Э – энергия сейсмических, магматических, изостатических движений.

менении масштаба рассмотрения организуется в иерархию целостных объемов, определяя важнейшее свойство ее организации – дискретность. Характеризуются они квазиоднородными, гомогенизированными свойствами (напряженным состоянием в статистически однородной среде, интегральными геофизическими свойствами) и возникновением эмергентных признаков (рис. 1).

Генетически обусловленный элемент дискретности геологического пространства был назван тектодинамической системой – определенной масштабной ячейкой геологического пространства, связанной с другими ячейками разных рангов, обладающими разноглубинными энергетическими источниками.

Эта модель во многом соответствует популярной в настоящее время концепции нелинейной геодинамики, развиваемой Ю.М. Пушаровским [12]. Она показывает единство достаточно простых, жестко детерминированных закономер-

ностей структурообразования в пределах одного ранга тектодинамической системы и очень сложного, зачастую непредсказуемого поведения системы при переходе от одного ранга к другому, когда возникают эмергентные признаки.

Специальный ранговый анализ неотектонических движений орогенных областей и платформенных территорий (Западно-Сибирская плита, северная часть Русской плиты), проведенный в Лаборатории неотектоники и сейсмотектоники МГУ, показали принципиальную возможность построения ранговых геодинамических моделей новейшего структурообразования на платформенных территориях и перспективность применения ранговых неотектонических критериев при анализе сейсмичности и поиске нефтяных и газовых месторождений [24, 25]. Сотрудником Лаборатории кафедры динамической геологии МГУ В.А. Зайцевым был разработан компьютерный вариант построения ранговых карт.

Сущность рангового анализа сводится к тектонической декомпозиции исходной карты неотектоники с получением дополнительных ранговых карт – генетических моделей соотношения тектонических движений, деформаций и полей напряжения в пределах статистических однородных объемов литосферы и выявлением их эмерджентных свойств.

При выявлении тектонодинамических систем, например, трех рангов, для решения генетических и практических задач следует построить и проанализировать в общей сложности порядка 20 карт. Все они дают новую информацию и позволяют выявить тектонические деформации на различных глубинных уровнях литосферы. При этом, эффективность поисковых и прогнозных работ резко повышается.

Можно сделать два общих вывода: 1 – к анализу неотектонической информации при решении и теоретических и практических проблем необходимо подходить с учетом ранга изучаемого явления; 2 – неотектонические карты далеко себя не исчерпали. Их составление и дальнейший анализ, с математической обработкой, может дать новые теоретические выводы и ценные практические результаты.

Итоги изучения тектонических движений разными методами позволили выявить их важнейшие качества, выражающиеся в цикличности, стадийности, ритмичности или пульсации их проявления. Они выявлены как для неотектонического этапа, так и для геологического прошлого.

Особенно хорошо ритмичность тектонических движений в новейший этап развития выражается в геоморфологической ярусности горных и платформенных поднятий, в множественности ритмов осадконакопления в разрезе коррелятивных отложений, во взаимосвязанных процессах тектогенеза и геоморфогенеза, в наличии нескольких генераций складчатых и разрывных нарушений, в метаморфизме, в стадийности сейсмичности, рудообразования, седиментационных процессов, в ритмичности климатических процессов, эвстатических колебаниях уровня моря, в фактах структурных перестроек и других явлениях, в которых сказываются, как писал в 1924 г. А.Л. Чижевский “биение пульса динамики Природы, различные части которой созвучно резонируют одна другой”.

Пульсации в тектонических движениях изменяются в широких пределах от миллиардов лет, на которые накладываются более короткие ритмы в десятки и единицы миллионов лет и более высоких порядков: единицы миллионов лет, тысячи лет, годы, месяцы. Инструментальные данные показывают еще более высокочастотные колебания с периодами: сутки, часы, секунды и их доли. Таким образом, спектры современных и бо-

лее древних движений оказываются очень сложными, которые в своем анализе требуют рангового подхода [14, 19, 24].

Одним из немногих прямых проявлений на поверхности глубинных процессов, происходящих в настоящее время являются современные движения. Их выделяют высокие скорости, частая смена знаков движения, смена латеральных перемещений отдельных блоков и возможность непосредственно наблюдать эти движения посредством инструментальных методов. Они оказались полигенетическими и самыми сложными для изучения. Их определяет наличие многих компонентов, приводящих к сложным причинно-следственным связям, имеющим вероятностный характер. Выявление их генезиса требует использование аппарата математической статистики и строгой привязки наблюдаемых данных к определенному рангу напряжений и деформаций.

Можно думать, что в “космической геодезии” не все факторы учитываются и делаемые выводы, приобретающие региональный и даже глобальный характер, выглядят, мне кажется, иногда излишне поспешными.

Для понимания современных движений много дает мониторинг. В последние годы в печати появились многочисленные работы А.Г. Гамбурцева, посвященные комплексному мониторингу геофизических полей. Гамбурцев и его коллектив убедительно показали пульсации и циклические вариации состояния среды, где зарождаются и протекают современные геодинамические процессы [2, 5, 6].

Не менее важны и интересны работы по изучению сейсмотектонического течения горных масс, начатые Ю.В. Ризначенко [27], и в настоящее время проводящиеся коллективом, возглавляемым К.И. Кузнецовой. Они являются принципиально важными для понимания новейших деформационных структур земной коры, а также взаимодействия вертикальных и горизонтальных движений и понимания самих тектонических движений [7, 8].

Новый оформляющийся раздел неотектоники – сейсмотектоника, отражает современную тектоническую активность Земли, выражающуюся в энергетической насыщенности земной коры, которая решает все вопросы связи геологических структур разных рангов с сейсмическими явлениями. Этой проблеме посвящена специальная статья автора [19]. Рассмотрение содержания и структуры самого большого раздела физики Земли – сейсмологии, позволяет сделать общий вывод: в решении и понимании сейсмотектоники, новых сложных вопросов геодинамики, неотектоники вообще, а также процессов, протекающих в разных оболочках Земли, сейсмологии должна принадлежать выдающаяся роль.

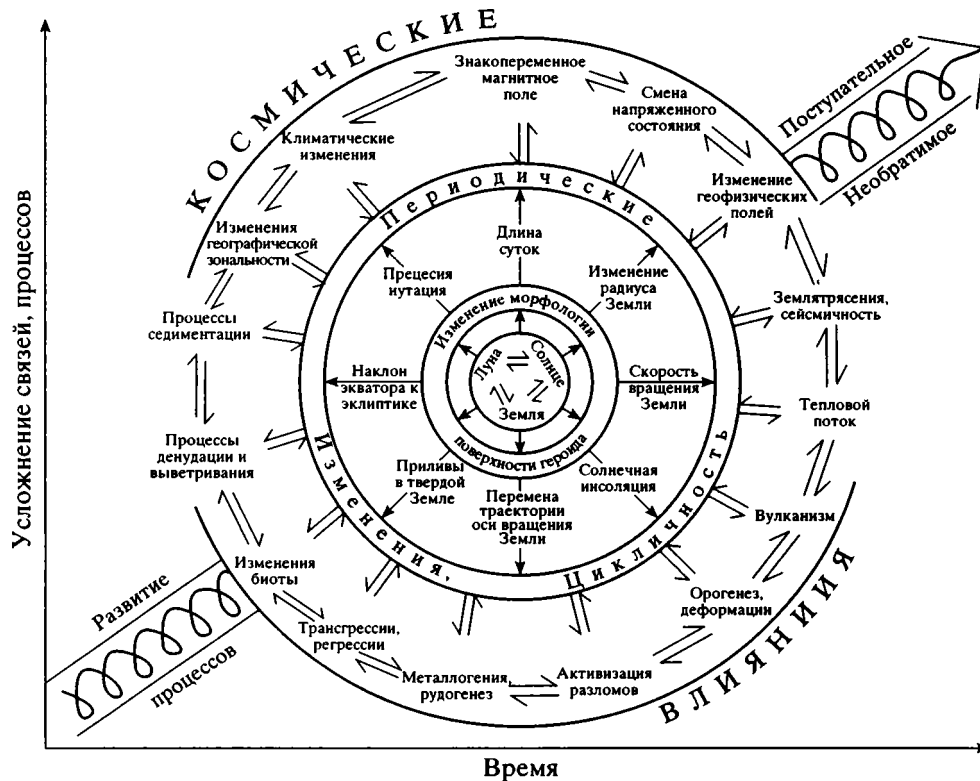


Рис. 2. Взаимосвязанность и взаимообусловленность космических, планетарных и земных процессов во времени проявляющихся в усложнении связей и определяющих периодические, циклические, ритмические изменения. Стрелки показывают прямые и обратные связи.

Я далеко не исчерпал всех достижений, определяющих современное состояние науки. Неотектоника и современная геодинамика входят в XXI век с хорошо установленными теоретическими и эмпирическими обобщениями в различных направлениях неотектоники. Я не имею возможности все их перечислить. Отмечу некоторые:

1. Составленные обзорные карты неотектоники (континентов, Мира), показывают глобальность и одновременность проявления тектонических движений. Это заставляет признать и планетарную природу и близкий механизм, генерирующий эти движения в тектонически разнородных областях. Их объясняют разными причинами: В.Е. Хаин считает их индуцированными геосинклиналями, Ю.М. Пущаровский – резонансными процессами, Е.В. Артющков – фазовыми изменениями вещества недр, В.А. Магницкий связывает их с конвективными процессами в мантии. Существуют и иные представления. Во всех этих объяснениях одно несомненно – тектонические движения отражают общие глобальные глубинные процессы, которые определяются тепловым режимом земных недр, температурными неоднородностями в мантии, физическим режимом Земли, как планеты, возбуждающие ее активность в позднекайнозойское время. И не следует ли нам более уве-

ренно отделять их от альпийского цикла тектогенеза Земли? По этому вопросу высказаны разные мнения.

2. Все астрофизические, планетарные и различные земные процессы образуют очень сложную, взаимодействующую систему, развивающуюся на фоне поступательного и необратимого развития Земли во времени, приводящую к усложнению связей и процессов, в понимание которой много внес Ю.Н. Авсюк [1, 12].

Как известно, взаимодействие Земли, Луны и Солнца приводят к периодическим изменениям длины суток, скорости вращения, перемещению траектории вращения Земли, наклона экватора к эклиптике. Этот механизм, как показал Ю.Н. Авсюк, действующий на протяжении геологической истории, определяет циклические и ритмические изменения климата и его производных, географической зональности, оледенений, процессов выветривания денудации, седиментации, явлений развития биоты и многие другие (рис. 2). С этим же механизмом связано изменение морфологии геоида, накопление в нем тектонических напряжений, обуславливающих ритмически изменяющиеся тектонические движения, землетрясения, вулканизм и гидродинамические процессы. Им же объясняются периодически действующие процессы

структурообразования литосферы, изменение активности разломов, геофизических полей, изменение полюсов магнитного поля Земли. В конечном итоге будет изменяться строение литосферы, гидросферы, атмосферы, состояние мантии и ядра Земли и ее лик в целом. Эти преобразования особенно интенсивно протекали в неотектонический этап эволюции Земли.

3. Считается, что процессы современной геодинамики медленные, однако, записи быстрых геомагнитных явлений и вековых изменений магнитного поля, его инверсий, напряженности, протекающие на границе ядро-мантия, свидетельствуют о быстрых движениях в такие короткие отрезки времени, как поздний плейстоцен-голоцен. Предполагают, что, многие проявления эндо- и экзодинамических процессов связаны с мгновенной передачей глубинных энергетических импульсов к поверхности Земли, и наоборот, от поверхности в глубину Земли, посредством быстрого изменения напряженного состояния во всех оболочках Земли. В современной геодинамике многие факторы взаимодействуют геологически мгновенно в течение нескольких сотен и тысяч лет (гляциоэвстазия, гидроэвстазия, последствия накопления материковых льдов), что определяет большую “коровую чувствительность” [32]. Все эти факторы влияют на различные планетарные процессы, как положения оси вращения Земли, смещение полюсов, изменение скорости ее вращения, на деформацию геоида. К этим выводам приходят многие исследователи за рубежом. Эти процессы рассматривались мной [16, 17, 19 и др.]; о них недавно писал Е.Е. Милановский [10].

4. Данные неотектоники позволяют высказать некоторые соображения по геодинамической модели для современной Земли (в неотектонический этап).

Геодинамическая эволюция Земли была разработана японскими учеными [28, 31, 33]. Ее отличительная черта – построение глобальной геодинамической модели, охватывающей все оболочки Земли. В соответствии с этими взглядами, в длительной истории Земли геодинамические процессы испытывали существенные изменения.

На ранних стадиях развития в ее недрах преобладали хаотическая (турбулентная) конвекция. Далее, во времени, она переросла в более упорядоченную стадию – плюмтектоники. Ее характеризуют вертикальные нисходящие и восходящие потоки колонн и капель разогретого и охлажденного вещества. Первоначально она проявилась от границы ядра до поверхности Земли. С появлением же в начале архея литосферы и обособлением астеносферы, верхняя мантия и кора стали областью совместного проявления плюмтектоники и плейттектоники. При этом в нижней мантии сохранилось господство плюмтектоники. Таковы основные черты современной Земли.

Если исходить из этой гипотетической динамической модели японских ученых, можно предположить, что составленная нами карта неотектоники Мира показывает интенсивность и направленность тектонических движений, зарождающихся на границах внутреннего и внешнего ядра, мантии и ядра, литосферы и астеносферы и в зонах предполагаемых фазовых переходов, мантийных диапиров, которые соответствуют главным источникам плюмов. Таким образом, обзорные карты неотектоники Мира отражают тенденции вертикального теплопереноса, перемещения вещества, обусловленного процессами, связанными с плюмтектоникой.

Можно думать, что доказанные тектонические кольцевые и овалынные структуры, выраженные концентрическим расположением различных образований от архея до четвертичных, испытывающих и неотектоническую подвижность отражают какие-то “энергетические центры”, места прорыва в земную кору мантийных масс (А.И. Яковлев, Н.В. Скублова); или отражают всплывание и прорыв вещества глубинных оболочек Земли (С.В. Порошин) и являются “каналами” передачи информации от глубинных уровней к поверхности (О.Л. Кузнецов и др.) и указывают на вертикальные перемещения вещества. Они возникают как следствие очагового характера геодинамических процессов в зоне проявления плюмтектоники и плейттектоники, отражающих общий механизм вертикального теплопереноса, который японскими учеными определяется общим термином “плюмтектоники”.

Такие представления возвращают нас к забытым взглядам В.В. Белоусова [3, 4] о значении вертикальных тектонических движений, которые резко критиковались в последние годы. В своих работах В.В. Белоусов подробно описывает, как надо понимать “загадочное” слово “плюмтектоника” японских ученых. Его посмертная работа 1991 г. выглядит как классический труд, который должен знать каждый студент.

Любопытно, что о первичности “вертикальных” движений говорит и К.И. Кузнецова и ее коллектив [8, часть 1, с. 38], основываясь на материалах “ювелирного” изучения тектонических движений с применением сейсмологических методов, считая, что они подтверждают эти представления.

Учитывая все сказанное, для иллюстрации показа источников планетарно проявляющихся вертикальных движений (рис. 3), мною был использован схематический разрез внутренней части Земли вдоль 20° южной широты, составленный Е.Е. Милановским [34] с использованием сейсмографических данных и схемы из работ японских ученых [33].

Возникает вопрос – что-же дают обзорные тектонические карты (Европы, Евразии, Мира)

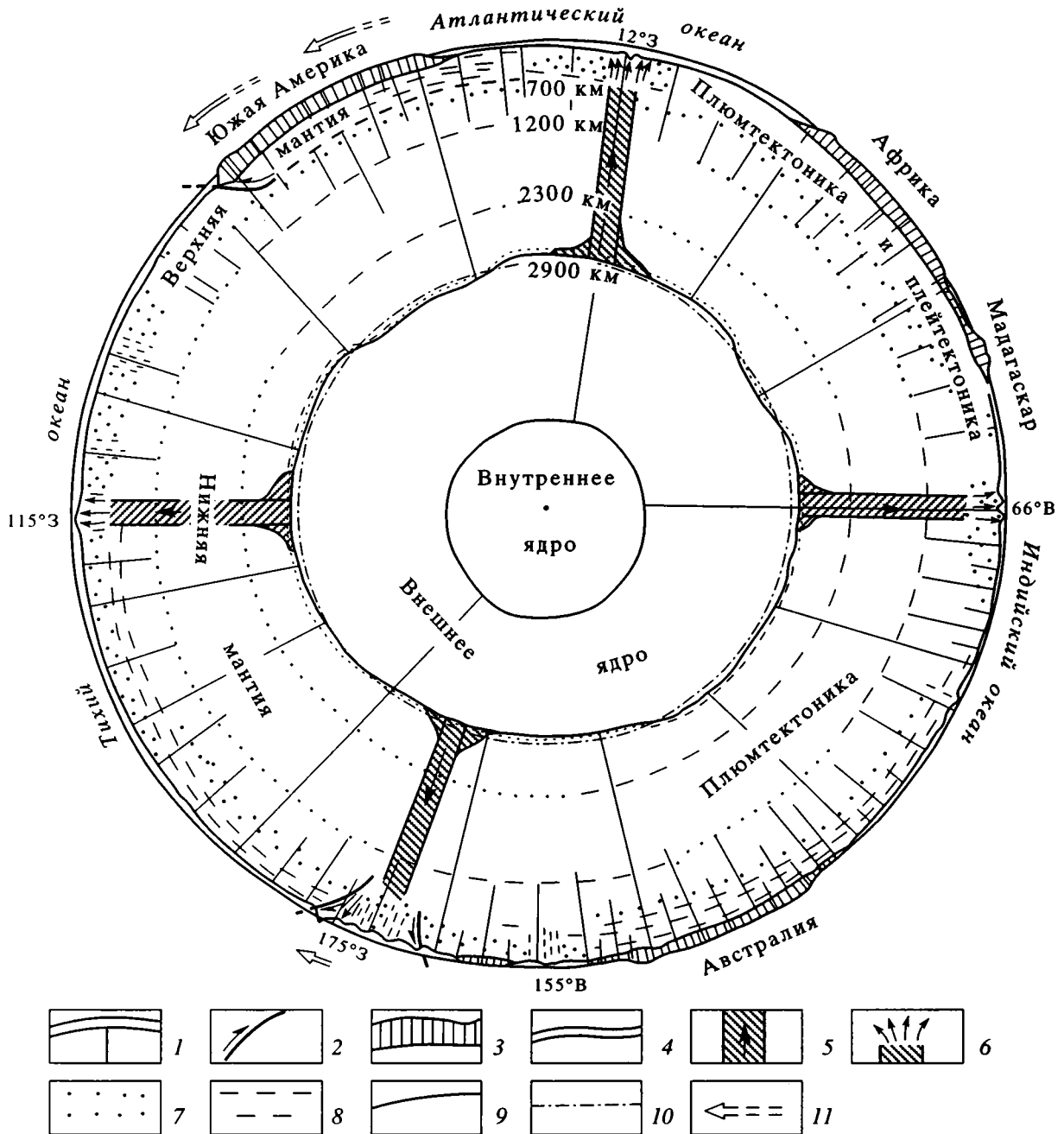


Рис. 3. Геодинамическая модель развития современной Земли (с использованием данных [31, 33, 34])

1 – радиальные линии – вертикальные нисходящие и восходящие потоки колонн и капель разогретого и охлажденного вещества (см. текст); 2 – зоны разрывов, секущих литосферу, с предполагаемыми активными смещениями по ним; 3, 4 – кора: 3 – континентальная, 4 – океаническая; 5 – плюмы и 6 – их верхние части во внутриокеанических рифтовых поясах; 7, 8 – области верхней и верхней части нижней мантии с аномально низкими для соответствующих глубин (7) и увеличенными (8) скоростями сейсмических волн; 9, 10 – граница ядра и мантии: 9 – по сейсмо-томографическим данным, 10 – средний глобальный уровень; 11 – предполагаемые направления относительных горизонтальных смещений крупных блоков коры и верхней мантии (литосферных плит).

под редакцией Н.С. Шатского, А.А. Богданова, В.Е. Хайна, А.Л. Япшина и др., в основу легенды которых положен возраст складчатости с выделением разных структурных форм складчатых и платформенных областей?

Очевидно, они выявляют разного типа деформации и широко развитые горизонтальные движения, проявляющиеся в поверхностной зоне Земли, обозначаемой японскими учеными как зона проявления “плейттектоники и плюмтектоники”.



Можно сделать вывод, что эти два типа карт, тектонические и неотектонические, дополняют друг друга, отражая движения, процессы и структуры разных этажей в строении Земли.

Подтверждение или опровержение этих и других теоретических эмпирических обобщений и построений – задачи, которые будут решаться в XXI веке.

Нерешенных, дискуссионных проблем в неотектонике еще очень много. На какое бы решение они не нашли в будущем, не подлежит сомнению, что неотектоника во многом определила характер и особенности той природной среды, в которой существует и трудится человечество.

Это обуславливает актуальность задач по дальнейшему изучению, анализу, обобщению данных по неотектонике и современной геодинамике самых разных регионов Земли, необходимость использования получаемых выводов в практических целях.

Учитывая сказанное, важнейшими задачами отечественной неотектоники в XXI веке я вижу:

1. В подведении итогов, по накопленным данным, полученным в XX веке, их обобщение, переосмысливание, переходов на новый уровень понимания проделанной работы, компьютеризация банков данных по разным направлениям неотектоники.

Это приведет к генерированию новых знаний не в меньшей степени, чем конкретные теоретические и экспериментальные результаты и многое даст в общеметодическом плане.

2. В поддержании минимального уровня инструментальной и экспериментальной неотектоники для повышения уровня безопасности населения и хозяйственных объектов и от природных и техногенных катастроф [30].

Для решения этих задач необходимы:

1. Согласованность взглядов среди заинтересованных коллективов, кафедр, лабораторий, факультетов, институтов.

2. Создание координационного центра.

3. Для Высшей школы – подготовка молодых специалистов, которые владели бы компьютерной техникой лучше, чем мы, применяли бы методы математики и физики чаще, чем мы, обладали бы широтой взглядов и любили бы науку не меньше, чем мы.

На будущее надо смотреть и с надеждой и оптимизмом. Я считаю, что приоритет Российской науки нашими общими усилиями будет сохранен.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.М. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13–22.
2. Атлас современных вариаций природных процессов (Порядок и хаос в литосфере и других сферах). А.Г. Гамбурцев, С.И. Александров, А.С. Беляков и др. М.: издание ОИФЗ РАН, 1994. 176 с.
3. Белоусов В.В. Основы геотектоники // М.: Недра, 1989. 352 с.
4. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. Результаты исследований по международным геофизическим проектам М.: Наука, 1991, с. 72.
5. Гамбурцев А.Г. Сейсмический мониторинг литосферы // М.: Наука, 1992. 200 с.
6. Гамбурцев А.Г. Концепция мониторинга природно-технических систем // Геоэкология. № 4. 1994. С. 12–19.
7. Кузнецова К.И. Сейсмичность как выражение современного тектогенеза М.: издание ОИФЗ РАН, 1995. 59 с.
8. Кузнецова К.И., Багманова Н.Х., Матасова Л.М., Соболева О.В. и др. Совокупность сейсмологических параметров и современные тектонические движения в Альпийском складчатом поясе. Часть 1. Методы исследования., 2. Тянь-Шань и Памир., Часть II. Кавказ // Физика Земли. 1995. № 10. С. 26–46.
9. Леви К.Г. Неотектонические движения в сейсмоактивных зонах литосферы. Тектонофизический анализ. Новосибирск: Наука, 1991. 165 с.
10. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
11. Мирчинк Г.Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР // Матер. по четвертичному периоду СССР. М.: Изд. ГТУ, 1936.
12. Нелинейная геодинамика / под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1994. 191 с.
13. Николаев Н.И. Неотектоника (К итогам совещания по вопросам новейших движений и деформаций земной коры) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXIII (5). 1948. С. 135–138.
14. Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР / М-Л.: Изд. АН СССР, 1949. 296 с.
15. Николаев Н.И., Шульц С.С. Карта новейшей тектоники СССР // Изв. Высш. Учеб. Завед. Геология и разведка. 1961. № 10. С. 3–8.
16. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР (Вопросы региональной и теоретической неотектоники). М.: Госгеолтехиздат, 1962. 296 с.
17. Николаев Н.И. Некоторые проблемы неотектоники и современной геодинамики литосферы // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1983. № 4. С. 3–16.
18. Николаев Н.И. Состояние и перспективы исследований по неотектонике // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1984. № 10. С. 3–14.
19. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. С. 491.
20. Николаев Н.И. Новый взгляд на понимание геодинамики // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 4.
21. Николаев Н.И., Наймарк А.А. Типы геоструктур и типы тектогенеза новейшего этапа развития Земли.

- (По материалам новой неотектонической карты СССР м-ба 1 : 5 000 000) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1978. № 6. С. 3–15.
22. Николаев Н.И., Наймарк А.А. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей м-ба 1 : 5 000 000 (краткая объяснительная записка). М.: из-во МинГео, 1979. 53 с.
  23. Николаев Н.И., Николаев П.Н., Сидоров И.С. Карта градиентов скорости новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация // Вестник Моск. Ун-та. № 6. 1968. С. 72–81.
  24. Николаев П.Н. Методика тектодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
  25. Николаев П.Н., Зайцев В.А. Комплексование неотектонических критериев нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты // Геос, ВНИИгеоинформсистем. 1986. С. 95–105.
  26. Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанических областей Земли. (Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Мира м-ба 1 : 15000000). Редакторы: Н.И. Николаев, Ю.Я. Кузнецов, А.А. Наймарк. М.: издание ВНИИзарубежгеология, 1984, 110 с.
  27. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
  28. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
  29. Страхов В.Н. О Развитии российской геофизики в современных условиях // Физика Земли. 1995. № 10. С. 77–95.
  30. Страхов В.Н. Сохранить и обобщить знания и опыт, накопленные Российской прикладной геофизикой, запечатлеть ее историю, указать направления и пути ее развития в будущем. (О подготовке издания “Методы интерпретации геофизических данных – XX век”). М.: издание ОИФЗ РАН, 1995. 66 с.
  31. Хаин В.Е. От тектоники плит к глобальной геодинамике. Природа. 1995. № 1. С. 42–51.
  32. Mörner N.A. The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geodynamics. Geological Evidence // Geojournal. 1979. V. 3. № 3.
  33. Maruyama S., Kumasawa M., Kawakami S. Towards a new paradigm on the Earth's dynamics; Kumasawa M., Maruyama S. // J. of the Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 1–3. P. 81–102; P. 75–87.
  34. Milanovsky E.E. Rifting and It's Role in Tectonic Structure and Mezo-Cenozoic Geodynamics of the Earth // HGI Report. № 1. 1991. P. 37–55.

## Neotectonics and Recent Geodynamics at the Turn of the Century

N. I. Nikolaev

The neotectonic stage of the earth's evolution encompasses the Oligocene to Pleistocene. The neotectonic branch of geology has been in existence for over 60 years. During this period, neotectonics has turned into a complex multibranch science. The history of its development is illustrated by general neotectonic maps of the territory of the former USSR, Europe, the world, etc., as well as regional maps. The importance of P.N. Nikolaev's tectodynamic system model for the understanding of the recent structure-forming mechanism is emphasized. The model largely agrees with the concept of nonlinear geodynamics advocated by Yu.M. Pushcharovskiy. Neotectonics and recent geodynamics approach the XXI century with well-established theoretical and empirical concepts. A geodynamic model of the present-day development of the earth is suggested. The most important problems for the Russian neotectonic school in the XXI century are defined.

## СОВЕЩАНИЕ “НЕОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ”

© 1996 г. Ю. В. Карякин, В. Г. Трифонов

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 29.03.96 г.

Очередное 29-е Тектоническое совещание, организованное Межведомственным тектоническим комитетом Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН, Геологическим институтом РАН и геологическим факультетом МГУ по теме “Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов”, состоялось 30 января–1 февраля 1996 г.

В работе совещания приняло участие около 300 ученых и специалистов России и стран СНГ. В 29 устных и 32 стендовых докладах нашли отражение такие важнейшие проблемы современной неотектоники, как глобальные закономерности проявления активных тектонических процессов на Земле, геодинамика новейшего орогенеза и рифтогенеза, напряженное состояние литосферы, геодинамическая интерпретация сейсмических и современных инструментальных геодезических данных и многое другое.

Пленарное заседание открыл председатель Тектонического комитета Ю.Г. Леонов. Один из основоположников неотектоники проф. Н.И. Николаев, характеризуя современное состояние этой науки, отметил, что за 60 лет целенаправленного изучения неотектоника эволюционировала в самостоятельную научную дисциплину с оригинальными методами исследований. Большой вклад в разработку теоретических основ неотектоники и современной геодинамики внесли российские ученые, составившие не только карты новейшей тектоники СССР, но и Европы, Азии и Мира.

Теоретическим аспектам современной неотектоники посвятил свое выступление Г.Ф. Уфимцев. Неотектоника как составная часть геотектоники на основе тектонического анализа рельефа синтезирует знания о молодой тектонике и геодинамике приповерхностных частей литосферы Земли. Симметрия планетарного рельефа Земли, ее соответствие общей структуре тектоносферы и форме геоида служат основанием гипотезы о пульсирующей анизотропно расширяющейся (Южное полушарие) и относительно сжимающейся (Северное полушарие) Земле, фигура которой сохраняется благодаря перемещению масс под воздействием ротационных процессов.

Развернутую характеристику неотектонического этапа развития Земли представил Е.Е. Милановский. По его мнению, этот этап ограничен интервалом времени с позднего миоцена по антропоген, а главной его особенностью является глобальное ослабление горизонтального сжатия в альпийских орогенных поясах и увеличение масштабов расширения литосферы в зонах активного рифтогенеза. С позиций геопульсационной концепции этап может рассматриваться как начало следующего за альпийским крупного цикла развития Земли.

Проблемы исследования активных разломов были затронуты в докладах В.Г. Трифонова и А.А. Никонова. В докладе А.А. Никонова дано определение понятия активного разлома и обсуждены вопросы идентификации линейных нарушений с признаками возвратных перемещений крыльев. Кроме того, были освещены проблемы унаследованности и новообразования активных разломов, их сегментации и соотношения с полями напряжений. Новые принципы изучения и картирования таких разломов нашли отражение на Международной карте активных разломов Евразии масштаба 1 : 5000000 (Проект П-2 программы “Литосфера”), представленной В.Г. Трифоновым. В подвижных поясах реализуются три механизма поперечного сжатия и укорочения: субдукция, которая характерна лишь для коры океанического типа, тектонический срыв и автономная деформация литосферы, когда обособленная мантийная часть погружается, а коровая формирует сложные покровно-складчатые структуры и “бульдозинг”, при котором импульсы движений передаются от одного блока к другому. Активная тектоника платформ является результатом сложного взаимодействия внешних факторов: плит и собственно платформенных тектонических процессов.

В докладе Л.М. Расцветаева развивалось представление об особом классе дизъюнктивных структур – содвигах (разрывах со сближающимися стенками), относящихся к категории “вязких разрывов”. С содвиговыми парагенезисами автор связывает расплющивание и стресс – метаморфическую переработку пород, тектоническое течение и формирование каскадов покровов, а в пери-

клиналях – зон нагнетания выжатого материала и утолщение литосферы. Содвиговые системы меняют внутреннюю структуру литосферы, а в орогенические эпохи – структуру всей тектоносферы.

Многочисленные примеры объемного тектонического течения горных масс (“рейдная деформация”), проявленного в фундаменте различных геоструктур на неотектоническом этапе, приведены в сообщении М.Г. Леонова. Установлено, что это явление играет существенную роль во внутриплитном тектогенезе, проявляясь как в формировании рельефа, так и в структурно-вещественной переработке пород фундамента в процессе новейшей активизации.

Много докладов было посвящено характеристике неотектонических процессов континентальных и океанических регионов Земли. Общие закономерности эволюции таких процессов для платформенных областей Северной Евразии рассмотрены В.И. Макаровым, по представлениям которого Восточно-Европейская, Скифская, Туранская, Западно-Сибирская и Центральноказакская платформы делятся на сегменты со специфическим стилем новейших тектонических движений. Это, по мнению автора, является результатом динамического воздействия на них со стороны тектонически активных смежных складчатых поясов.

Ю.К. Щукин представил карту современных глубинных динамических систем Северной Евразии, в основу которой положены основные постулаты нелинейной геодинамики. По ансамблю неоднородностей с четко выраженными проявлениями нелинейности глубинных тектонических процессов различаются Европейско-Средиземноморская, Центральноазиатская, Байкальская, Верхоэнно-Колымская, Арктическая и Скандинавская системы.

Анализ серии палеогеографических карт Восточно-Европейской платформы привели Р.Г. Гарецкого, Э.А. Левкова, Г. Шваба, А.К. Карабанова, Р.Е. Айзберга, С. Остафичук, В.П. Палиенко и А. Шляупа к выводу о том, что зафиксированные с раннего олигоцена крупные (до нескольких километров) вертикальные движения на западе платформы связаны с развитием Карпатского орогена и Предкарпатского прогиба. В середине плейстоцена на этом фоне заложилась система грабенов, которые сформировали восточную часть котловины Балтийского моря. Вероятно, здесь развивается рифтоподобная структура, находящаяся в настоящее время на эмбриональной стадии развития.

На новейшем этапе развития различные части Восточно-Европейской платформы испытали разноплановые нагрузки, о чем свидетельствует карта полей неотектонических напряжений 1 : 2 500 000 масштаба, представленная Л.А. Сим. По этим дан-

ными, западная часть платформы и российская часть Балтийского щита деформируются под влиянием субширотного и запад-северо-западного сжатия. Северная и центральная части платформы испытывают сжатие в субмеридиональном направлении; сложное сочетание меридионального, северо-западного и северо-восточного направлений сжатия характерно для юга платформы (Предкавказье, Днепровско-Донецкая впадина, Украинский щит).

Современная и новейшая геодинамика Кавказского сектора Альпийского пояса определяется, по мнению Н.В. Короновского, общей субмеридиональной обстановкой сжатия, наиболее энергично проявлявшейся, начиная с 10 млн. лет тому назад. На Кавказе сжатие реализуется образованием системы лево- и правосторонних сдвигов, а также субширотных надвиговых зон. Сдвиговые движения определяют орогенную структуру, новейший вулканизм и современную сейсмичность, причем Аграханско-Тбилисско-Левантинский левый сдвиг является важнейшей линией в Кавказском секторе.

Вопросы становления неотектонического плана Азово-Черноморского региона проанализированы В.А. Вигинским. Сделан вывод о том, что современный тектонический облик региона сформировался в начале кайнозоя, когда закрылись коллизионные структуры Мезотетиса и Черноморский тыловой бассейн стал развиваться как пассивная окраина. Следствием этого явилась смена напряженного состояния земной коры и переориентировка оси максимального давления из запад-северо-западных румбов в меридиональные. Погружение глубоководной котловины Черного моря сочеталось с изостатическим всплыванием окружающих ее орогенов.

Численное моделирование полей напряжений для Малого Кавказа и северо-восточной части Черноморской впадины на основе оригинальной методики реконструкции региональных воздействий, с учетом данных о внутреннем строении регионов, проведено Е.И. Смольяниновой и В.О. Михайловым. По результатам моделирования современная геодинамика северо-восточной котловины Черного моря и Горного Крыма обусловлена, соответственно, восходящими и нисходящими мантийными движениями; на Малом Кавказе (в районе г. Спитак) наблюдается меридиональное сжатие со скоростью около 1 см/год.

Данные космической и наземной геодезии по Альпийскому поясу позволили Д.А. Лилиенбергу наметить главные пространственно-временные закономерности проявления современных движений в Альпийском, Карпато-Балканском и Кавказском секторах. Прежде всего здесь выражены блоковые деформации морфоструктур; пликативные носят локальный характер. Скорости

вертикальных движений измеряются миллиметрами в год; горизонтальных – на порядок выше. На фоне общего сжатия пояс периодически испытывает состояние растяжения, что является результатом пульсационного давления на него Аравийского клина и смены ротационного режима Земли.

Характеризуя сегодняшние проблемы изучения новейшей и современной тектоники Урала, С.Ф. Скобелев отметил, что главными из них остаются уточнение возраста новейших деформаций, выделение активно живущих структур и техногенных воздействий на них. Важнейшей чертой неотектоники Урала является унаследованность новейших структур от таковых позднепалеозойского орогенеза. О неотектонических процессах в регионе свидетельствуют: сейсмичность Среднего и Южного Урала; смещения, выявляемые повторным нивелированием вдоль железных дорог, и наличие горячих источников.

Основные черты современной геодинамики Верхояно-Колымо-Чукотской и Байкало-Охотской орогенных областей проанализированы Н.И. Корчугановой. Парагенезис плиоцен-плейстоценовых структур в Байкало-Охотской области отвечает обстановке регионального сжатия, которая обусловлена движением к северо-востоку Амурской плиты. Однако на верхнекоровом структурном уровне современная граница Евразийской и Амурской плит не прослеживается. Это характерно и для границы Северо-Американской и Евразийской плит, проходящей по Момскому рифту.

Проблема идентификации границы Северо-Американской и Евразийской плит была предметом обсуждения еще двух докладов. Следствием анализа особенностей новейшей структуры хребтов Момского и Черского явился вывод А.И. Кожурина о том, что пояс Черского структурно-динамически связан с хребтом Гаккеля и может рассматриваться в качестве континентального сегмента границы этих литосферных плит, прослеживающегося до Ланково-Омолонской правосдвиговой зоны. При этом постулируется, что граница упомянутых плит с Западно-Тихоокеанской плитой не проходит по сейсмофокальной зоне, а представляет собой широкий пояс, протягивающийся параллельно границе континент-океан. Иную трактовку предложили Н.А. Богданов, В.Е. Хаин и Е.В. Шипилов. По их данным, северная и восточная границы Евразийской плиты проходит вдоль системы кайнозойских рифтов на севере Восточно-Сибирского моря, пересекает Чукотское море и протягивается вдоль края континентального шельфа Берингова моря.

Новые данные по истории формирования Байкальского рифта, основанные на интерпретации МОВ ОГТ и наблюдений с подводных аппаратов,

представлены В.Г. Казьминым и А.Я. Гольмштоком, которыми предложена двухэтапная схема кинематики раскрытия рифта. Установлено, что на начальной фазе рифтогенеза образовались Южная и Центральная впадины рифта. Перестройка кинематики раскрытия произошла в позднем миоцене и привела к погружению Северной впадины. Резкие контрастные движения (погружение дна, воздымание бортов рифта) фиксируются в позднем плиоцене. К.Г. Леви намечены пути дальнейшего исследования Байкальского рифта: изучение горизонтальных движений методами GPS-геодезии, изучение постгляциальной тектоники, исследования современного разломообразования и экзогеодинамики в зонах активных разломов с анализом ее влияния на хозяйственную деятельность человека, наблюдения за колебаниями уровня озера в  $Q_3$ – $Q_4$  и связи с ними органической жизни.

В докладе О.И. Гущенко, А.О. Мострюкова, Л.М. Куока и А.А. Сергеева приведены результаты апробации разработанной на базе структурно-кинематического метода автоматизированной системы мониторинга для территории Северного Вьетнама, где по этим данным в постэоценовое время установлен ряд из шести последовательно сменявшихся региональных этапов деформирования. Характеристики голоцен-плиоценового поля напряжений оказались сходными с сейсмологическими характеристиками современного поля.

Е.Г. Мирлин и В.М. Юбко систематизировали известные признаки неотектонической активности океанических литосферных плит (магматизм, сейсмичность, гидротермальная деятельность и др.) и выделили особый тип магматической активности (вне "горячих точек"), проявившийся в формировании донно-поверхностных излияний и подповерхностных внедрений базальтов.

Новейший этап развития Арктической геодепрессии, по данным Е.Е. Мусатова, начался в позднем мелу, когда она испытала поднятие – реакцию Евроазиатского и Северо-Американского континентов на раскрытие Евразийского и Норвежско-Гренландского бассейнов. После относительно тектонически спокойного палеоцен-эоценового времени в олигоцене–миоцене общее воздымание привело к возрождению эпикиммерийских, эпигерцинских, эпикаледонских и даже эпикальских орогенов. В плиоцен-плейстоценовую эпоху проявилась интенсивная деструкция материковых массивов по периферии океанического ядра геодепрессии.

Широко обсуждались результаты изучения современных тектонических движений повторными наземными и космическими геодезическими наблюдениями. Изучение движения литосферы рассматривается М.М. Машимовым как раздел учения о фигуре и гравитационном поле нестаци-

онарной Земли. Автором приведены уравнения и формулы, согласующие геодинамические параметры и числовые данные об их годовых изменениях. Дана классификация и характеристика геодинамических исследовательских проектов, имеющих глобальное, региональное и локальное назначение. На примере геодинамической программы "Геодинамика Прикаспийского региона" рассмотрены вопросы комплексирования геодезических, геофизических, геологических и океанографических наблюдений при исследовании динамики земли.

Р. Рейлингером, М.Т. Прилепинным, С.М. Барановой, М. Гамбургером, Т.В. Гусевой, Р. Кингом, А.В. Мишиной, Е.А. Рогожиным и Ю.П. Сквородкиным проанализированы результаты двух эпох измерений по спутниковой GPS-сети, охватывающей основные структуры Кавказского региона от Армянского нагорья до Скифской плиты. Первая эпоха измерений была выполнена через два месяца после Рачинского землетрясения 29 апреля 1991 г., вторая – в 1995 году. Полученные векторы годовых смещений ряда пунктов относительно опорного пункта показывают, что в пределах Кавказской горной системы имеет место неоднородная деформация сжатия с наибольшим вектором (17 мм/год) в Армянском нагорье, хотя все векторы ориентированы примерно на север. Скифская плита не обнаруживает заметных

смещений относительно более северных территорий Евразии.

Результаты крупномасштабных регулярных измерений современных движений земной коры Памиро-Тяньшанской области, выполненные учеными Германии, Казахстана, Кыргызстана, России, США и Узбекистана в 1992–1995 гг. средствами и методами спутниковой геодезии (GPS), рассмотрены В.И. Макаровым и Ю.А. Трапезниковым. Эти результаты подтвердили субмеридиональное сокращение земной коры Тянь-Шаня со скоростью 15 мм/год. Вариации направленности и скорости движений отражают структурно-динамическую сегментацию Тянь-Шаня. Движения в перирогенной зоне по интенсивности не уступают таковым в горной области, но отличаются хаотичностью и неустойчивостью.

В целом совещание было проведено на высоком научно-организационном уровне, чему способствовала финансовая поддержка Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-74002). На заседании бюро Тектонического комитета была определена тема следующего 30-го Всероссийского тектонического совещания – "Тектоника и геодинамика складчатых сооружений Центральной Азии". Совещание планируется провести в конце января–начале февраля 1997 г.

## АЛЕКСАНДР ЛЕОНИДОВИЧ ЯНШИН (К 85-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)



Замечательную дату отметила геологическая общественность страны 28 марта с.г. – 85-летие одного из корифеев отечественной геологии, академика Александра Леонидовича Яншина. Особенный колорит этому юбилею придало то, что Александр Леонидович продолжает и ныне активнейшую деятельность и как ученый, и как инициатор большого числа начинаний в науках о Земле.

В своей жизни А.Л. Яншин занимался многими областями науки. К ним относятся: региональная геология, тектоника, полезные ископаемые, стратиграфия, гидрогеология, эволюционная геология, история геологии и др. Но в последний период особенно большое место в его творчестве заняли экологические проблемы как российские, так и глобальные. Конечно, он энциклопедически образованный ученый, а отсюда и его популярность в наших научных кругах и в обществе в целом.

Нам, геологам-тектонистам, особенно хотелось бы отметить его труды, касающиеся строения и развития земной коры. Это классические

работы по тектонике эпипалеозойских платформ; монументальное произведение, созданное коллективом тектонистов Геологического института Академии наук под его руководством – Тектоническая карта Евразии; исследования по тектонике юга Сибири, где с его именем связано открытие крупнейшего бассейна калийных солей; важнейшие публикации по геологии Монголии, где им осуществлялось научное руководством совместной комплексной экспедицией; созданный под его руководством 15-томный труд по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока; разработки в области эволюции геологических процессов и по другим проблемам теоретической геологии.

Все работы Александра Леонидовича отличаются широтой и глубиной охвата рассматриваемых вопросов и проблем, прекрасная форма изложения, большая аргументированность и убедительность выводов.

У А.Л. Яншина большое число государственных наград. Он Герой социалистического труда,

лауреат двух государственных премий, награжден высшей наградой Академии наук за геологические исследования – медалью А.П. Карпинского.

Хорошо известна многообразная научно-организационная работа юбиляра. Исключительно эффективной была его деятельность в качестве вице-президента Академии наук. В настоящее время Александр Леонидович – советник Президиума РАН, президент старейшего в России естественно-научного общества – Московского обще-

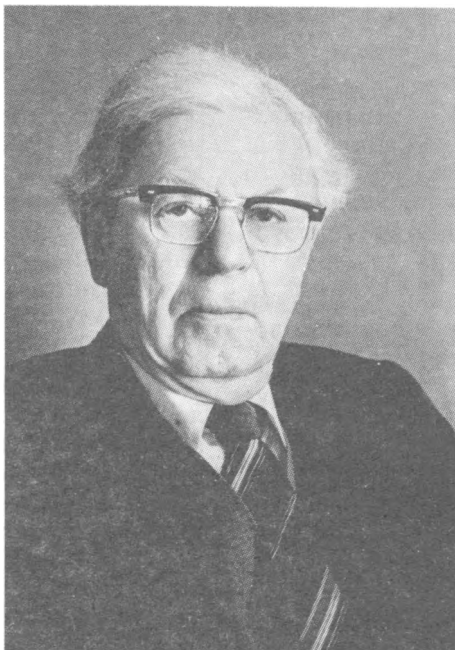
ства испытателей природы, президент Российской экологической академии.

Многие годы состоит А.Л. Яншин членом редколлегии нашего журнала. Мы с большим удовольствием присоединяем свой голос к многочисленным поздравлениям в адрес Александра Леонидовича и шлем ему пожелания доброго здоровья и всего самого наилучшего.

*Редколлегия*



## ПЕТР НИКОЛАЕВИЧ КРОПОТКИН (1910–1996)



17 января 1996 г. на 86 году жизни скончался выдающийся российский геолог, лауреат Демидовской премии, виднейший тектонист, академик Российской Академии Наук Петр Николаевич Кропоткин.

Российская наука понесла тяжелую утрату. Ушел из жизни яркий представитель старой школы российских ученых-энциклопедистов, так много сделавших для становления отечественной геологии, широкого признания ее заслуг во всем мире, воспитавших целую плеяду учеников и последователей.

П.Н. Кропоткин, как никто другой, мог оценить новые направления развития науки и прикладывал поистине титанические усилия для внедрения их в жизнь, понимал, как много значит привлечение в геологию новейших достижений математики, физики и химии.

Широта его кругозора, круг интересов поистине изумляют. Теоретические проблемы геодинамики, практические и теоретические исследования в области глобальной и региональной тектоники, происхождение базальтовой и гранитной магм, проблема происхождения нефти и газа, термодинамика Земли, атмосфера Земли, вопросы

гравитации, поиски полезных ископаемых – далеко не полный перечень проблем, которыми П.Н. Кропоткин занимался на высочайшем уровне и в развитие которых внес большой вклад.

П.Н. Кропоткин родился 24 ноября 1910 г. в г. Москве в семье, неоднократно проявлявшей себя на ниве служения отчизне и мировой науке. Его отец – племянник известного географа и геолога, теоретика анархизма князя П.А. Кропоткина. После окончания школы П.Н. Кропоткин учился на геологическом отделении МГУ и в МГРИ, который и закончил в 1932 г. Уже во время учебы в 1929–1932 гг. он проводит полевые геологические изыскания в качестве коллектора, прораба и начальника партии по поискам нефти и геологической съемке на Урале. С 1932 г. П.Н. Кропоткин в течение 2,5 лет работает начальником геологической партии, заведующим разведкой олова и редких металлов в тресте Дальстрой, проводя исследования в верховьях р. Колымы. Анализ собранных за это время данных и обобщение всех имевшихся к тому времени материалов по геологии Северо-Восточной Сибири и северной части Дальнего Востока (1935–1936 гг.) были им опубликованы в двух монографиях, одна из которых (П.Н. Кропоткин, Е.Т. Шаталов. Очерк геологии

Северо-Востока СССР) получила в 1937 г. премию ЦК ВЛКСМ как лучшая работа на конкурсе молодых ученых.

С 1936 года вся научная деятельность П.Н. Кропоткина связана с Геологическим институтом Академии Наук. В этом институте он прошел прекрасный путь: старший научный сотрудник – заведующий лабораторией – советник при дирекции. За это время П.Н. Кропоткин проводил геологические исследования в Центральном Казахстане (1936–1943 гг.), на Дальнем Востоке (1946–1954, 1958 и 1968 гг.), в Китае (1958 г.), в Корее (1961–1963 гг.), в Карпатах, на Кавказе и в Закавказье, в Карелии, на Урале и Сахалине и т.д. и т.д. (1964–1982 гг.). Из этого далеко не полного перечня районов, куда приводил пытливым умом П.Н. Кропоткина, ясно видна широта его интересов.

Научная деятельность П.Н. Кропоткина в основном касалась следующих направлений геологии и геофизики:

Исследования по региональной геологии, тектонике и металлогении Северо-Восточной Сибири, Дальнего Востока и Тихоокеанского пояса. Эти работы привели к открытию месторождения олова, обоснованию прогнозов распространения полезных ископаемых, включая оценку нефтегазоносности, и разработке общей схемы геологического строения этой огромной территории, охватывающей половину земного шара.

Исследования по региональной геологии, металлогении и угольным месторождениям Казахстана, которые привели к открытию месторождений каменного угля и вольфрама и позволили П.Н. Кропоткину составить наиболее детальную по тому времени тектоническую карту этого обширного региона и осветить историю его геологического развития.

Теоретические исследования в области металлогении, в которых обосновывалась поясовая зональность оруденения в древних складчатых областях и генетическая связь оруденения с интрузиями.

Теоретические исследования по проблеме генезиса магмы и происхождения складчатости. В результате этих работ показана тесная связь тектонических деформаций и магматизма и глубинный характер первичных тектонических и тектономагматических процессов, отражением которых являются дислокации в земной коре. Ведущая роль при этом П.Н. Кропоткиным признавалась за горизонтальными напряжениями, связанными с изменением радиуса Земли и значительными горизонтальными перемещениями континентов и отдельных блоков земной коры. Следует особенно подчеркнуть поистине выдающуюся роль П.Н. Кропоткина в деле пропаганды большого значения горизонтальных движений, реальность

которых в настоящее время является практически общепризнанной.

Обобщение мировых геофизических данных, позволившее судить о мощности земной коры в различных тектонических областях и глубинном строении платформ. П.Н. Кропоткин одним из первых оценил значение палеомагнетизма для решения важнейших проблем в области стратиграфии, литологии и тектоники, придавал большое значение геотермическим исследованиям. К изучению этих проблем вплотную примыкают его работы, в которых рассмотрено применение теории гравитации в геотектонике, геофизике и космологии. В последние годы эти проблемы составляли основной круг интересов П.Н. Кропоткина, который очень интенсивно и плодотворно работал над созданием новой геотектонической теории, являющейся синтезом пульсационной гипотезы развития Земли, предложенной М.А. Усовым и В.А. Обручевым, и теории гравитации по Дираку, Дике и др.

Исследования по проблеме происхождения углеводородов в земной коре, в которых П.Н. Кропоткин подчеркивал связь нефтяных и газовых месторождений с флексурно-сбросовыми зонами и разломами и приводил данные в пользу глубинного происхождения углеводородов.

Этот далеко не полный перечень проблем, которыми занимался П.Н. Кропоткин и в развитие которых им внесен значительный вклад, характеризует его как выдающуюся личность. Влияние его на развитие отечественной и мировой науки трудно переоценить.

П.Н. Кропоткиным опубликовано более 200 научных трудов, в том числе 6 монографий.

Он был вице-президентом Московского общества испытателей природы, членом Межведомственного тектонического комитета, Совета по сейсмологии, Совета по геомагнетизму, Гравитационной комиссии, членом редколлегий журналов “Геотектоника”, “Бюллетень МОИП” и “Знание-Сила”. За свою трудовую деятельность он был награжден орденами Красной Звезды, Трудового Красного Знамени и многими медалями.

Петр Николаевич пользовался большой любовью и уважением коллег и всех окружающих, высоко ценивших его не только как выдающегося ученого, но и как прекрасного человека.

Российская академия наук, все геологи России понесли невосполнимую потерю. Петр Николаевич оставил о себе в сердцах всех, кто его знал, светлую память.

*А.Л. Яшин, Н.П. Лаверов, Ю.М. Пуцаровский,  
Ю.Г. Леонов, А.А. Моссаковский, А.Л. Книппер,  
Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин, В.С. Буртман,  
Г.З.Гурарий, А.С. Перфильев*

ФЕДЕРАЛЬНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ ПРИ МИНИСТЕРСТВЕ СВЯЗИ РОССИИ

# КАТАЛОГ'96

газеты, журналы,  
книги, учебники

## УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по сводному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АРЗИ".

## Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

*Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!*

**КНИГА-СЕРВИС**  
Агентство "Книга-Сервис"

**АРЗИ**  
Агентство по распространению зарубежных изданий

**АРГУМЕНТЫ И ФАКТЫ**

группа  
**СЕГОДНЯ**

Издательство "Дрофа"

**АРР**  
Агентство Подписки и Розницы

**АРПИ**  
Агентство по распространению печати издательства "Известия"

УГОДИЕ  
УГОДИЕ

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно  
на русском и английском языках**

Акустический журнал  
Астрономический вестник  
Астрономический журнал  
Биология моря  
Биоорганическая химия  
Вестник РАН  
Водные ресурсы  
Вопросы ихтиологии  
Высокомолекулярные соединения

Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Доклады РАН

Журнал аналитической химии  
Журнал неорганической химии  
Журнал общей химии  
Журнал органической химии  
Журнал прикладной химии  
Журнал физической химии  
Журнал эволюционной биохимии и физиологии  
Защита металлов  
Известия АН. Серия биологическая  
Известия АН. Теория и системы управления  
Известия АН. Физика атмосферы и океана  
Кинетика и катализ  
Коллоидный журнал  
Координационная химия  
Космические исследования  
Кристаллография  
Литология и полезные ископаемые  
Микробиология  
Микроэлектроника  
Неорганические материалы  
Океанология  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Палеонтологический журнал  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Почвоведение  
Приборы и техника эксперимента  
Прикладная биохимия и микробиология  
Проблемы прогнозирования  
Программирование  
Радиохимия  
Радиотехника и электроника  
Стратиграфия. Геологическая корреляция  
Теоретические основы химической технологии  
Теплофизика высоких температур  
Теплоэнергетика  
Труды Математического института имени В.А. Стеклова  
Физика Земли  
Физика и химия стекла  
Физика металлов и металловедение  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Физиология человека  
Химия высоких энергий  
Экология  
Электрохимия  
Энтомологическое обозрение  
Ядерная физика

*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady*  
*Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of General Chemistry*  
*Russian Journal of Organic Chemistry*  
*Russian Journal of Applied Chemistry*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*

*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*  
*Protection of Metals*  
*Biology Bulletin*  
*Journal of Computer and Systems Sciences International*  
*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*  
*Kinetics and Catalysis*  
*Colloid Journal*  
*Russian Journal of Coordination Chemistry*  
*Cosmic Research*  
*Crystallography Reports*  
*Lithology and Mineral Resources*  
*Microbiology*  
*Russian Microelectronics*  
*Inorganic Materials*  
*Oceanology*  
*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Paleontological Journal*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*  
*Eurasian Soil Science*  
*Instruments and Experimental Techniques*  
*Applied Biochemistry and Microbiology*  
*Studies on Russian Economic Development*  
*Programming and Computer Software*  
*Radiochemistry*  
*Journal of Communications Technology and Electronics*  
*Stratigraphy and Geological Correlation*  
*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*  
*High Temperature*  
*Thermal Engineering*  
*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*  
*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*  
*Glass Physics and Chemistry*  
*The Physics of Metals and Metallography*  
*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*Human Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Entomological Review*  
*Physics of Atomic Nuclei*

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только  
на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*