

Куренков

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март - Апрель 2000



# ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский

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

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 2000 Март–Апрель

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

## Редакционная коллегия:

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

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

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

## Editorial board

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

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

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

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

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

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

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

**Москва**  
**Издательство “Наука”**  
**Международная академическая**  
**издательская компания “Наука/Интерпериодика”**

---

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

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 2, 2000

---

---

Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита <i>Е. В. Шарков, О. А. Богатиков, И. С. Красивская</i>	3
Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты <i>М. Л. Копп</i>	26
Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое <i>В. В. Ярмолюк, В. Г. Иванов</i>	43
Кинематика Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным <i>Н. М. Левашова, М. Н. Шапиро, В. Н. Беньямовский, М. Л. Баженов</i>	65
Структура верхнекайнозойских отложений Латакийской котловины (Восточное Средиземноморье) <i>П. Н. Куприн</i>	85

---

## ХРОНИКА

Памяти Александра Леонидовича Яншина (1911–1999)	95
--	----

---

---

# Contents

---

---

## No. 2, 2000

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

---

---

The Role of Mantle Plumes in the Early Precambrian Tectonics the Eastern Baltic Shield <i>E. V. Sharkov, O. A. Bogatikov, and I. S. Krasivskaya</i>	3
The Recent Deformations of the Scythian and Southern East European Platforms as a Result of Pressure from the Arabian Plate <i>M. L. Kopp</i>	26
Late Mesozoic and Cenozoic Magmatism and Geodynamics of Western Transbaikalia <i>V. V. Yarmolyuk and V. G. Ivanov</i>	43
Kinematics of the Kronotskii Island Arc (Kamchatka) from Paleomagnetic and Geological Data <i>N. M. Levashova, M. N. Shapiro, V. N. Beniyamovskii, and M. L. Bazhenov</i>	65
Geology of the Upper Cenozoic Deposits in the Latakia Basin, Eastern Mediterranean <i>P. N. Kuprin</i>	85

---

## Chronicle

To the Memory of Aleksandr Leonidovich Yanshin (1911–1999)	95
--	----

---

---

---

Сдано в набор 10.12.99 г.	Подписано к печати 11.02.2000 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отг. 4.2 тыс.	Уч.-изд. л. 11.9	Бум. л. 6.0
	Тираж 332 экз.	Зак. 3390		

---

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации  
Учредители: Российская академия наук,  
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,  
Геологический институт (ГИН) РАН

---

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90  
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.242.055(234.74)

## РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ В ТЕКТОНИКЕ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

© 2000 г. **Е. В. Шарков, О. А. Богатиков, И. С. Красивская**

*ИГЕМ РАН, Москва*

Поступила в редакцию 03.08.98 г.

На примере Балтийского щита показано, что в позднем архее и раннем палеопротерозое главными тектоническими структурами являлись крупные области воздымания и растяжения с мантийным магматизмом (гранит-зеленокаменные области и кратоны) и компенсационные области погружения и сжатия (гранулитовые пояса умеренных давлений) с коровым эндрбит-чарнокитовым магматизмом. Промежуточные подвижные зоны между ними охарактеризованы на примере Беломорского подвижного пояса. Эти главные тектонические элементы образуют региональную структурно-метаморфическую зональность с постепенным усилением деформаций и метаморфизма в сторону гранулитовых поясов. Показана аналогия изученных тектонических структур и процессов на Балтийском щите с позднеархейскими процессами на юге Африканского щита и Канадском щите.

Предложена модель внутриплитной тектоники раннего докембрия Балтийского щита, согласно которой ведущим механизмом формирования главных тектонических структур в архее и раннем палеопротерозое был подъем и растекание суперплюмов, над которыми располагались области растяжения типа рассеянного спрединга, однако не доходившие до раскрытия океанических впадин; между ними формировались области нисходящих движений и седиментационными бассейнами наверху, где происходило скучивание избытка корового материала и образование гранулитовых поясов. Повышение температуры метаморфизма в этом направлении связывается с дополнительным разогревом корового вещества в процессе его тектонического течения за счет выделения тепла внутреннего трения.

Показано, что в истории Земли происходила эволюция не только магматических процессов, но и всей тектоно-магматической активности в целом. Это связывается как с постепенным охлаждением нашей планеты, приводившим к изменению физических характеристик верхних оболочек литосферы, так и с собственно мантийными процессами – постоянным истощением вещества верхней мантии легкоплавкими компонентами и инфильтрацией в верхнюю мантию геохимически обогащенных глубинных флюидов.

### ВВЕДЕНИЕ

Как известно, геодинамика изучает глубинные силы и процессы, возникающие в результате эволюции Земли как планеты и обуславливающие движение масс вещества и энергии внутри Земли и в ее верхних твердых оболочках [4]. Большинство исследователей полагает, что вся геодинамическая активность на Земле связана с конвективными процессами в мантии, с подъемом и растеканием мантийных плюмов, взаимодействие которых с породами жесткой литосферы приводит ко всему спектру тектоно-магматических процессов в земной коре [10]. При этом в настоящее время выделяются два главных типа тектоно-магматической активности, функционирующих параллельно. Первый, связанный главным образом с конвекцией в верхней мантии, играет ведущую роль в формировании современной поверхности Земли и локализован вдоль активных границ литосферных плит (собственно тектоника плит). Второй, внутриплитный, связан в основном с подъемом плюмов и проявля-

ется независимо от границ плит. Он может развиваться до стадии океанического спрединга, как это происходит, например, в зоне Красноморско-го рифта, а может и остаться в форме внутриплитных образований (рассеянного спрединга), как это имело место в случае сибирских траппов и многих палеорифтов.

Скорее всего, характер взаимодействия мантийных плюмов (диапиров) с земной корой не может быть одним и тем же на протяжении всей геологической истории Земли. За 4.5 млрд. лет происходило общее остывание планеты и ее глобальная геохимическая дифференциация, преимущественно связанная с гравитационными и магматическими процессами. Все это приводило к постепенному изменению физических параметров состояния верхних оболочек Земли, а также постоянному изменению их строения и состава. Соответственно, одной из фундаментальных проблем геологии является вопрос о том, как глубоко в историю Земли можно пролонгировать современную тектонику плит,

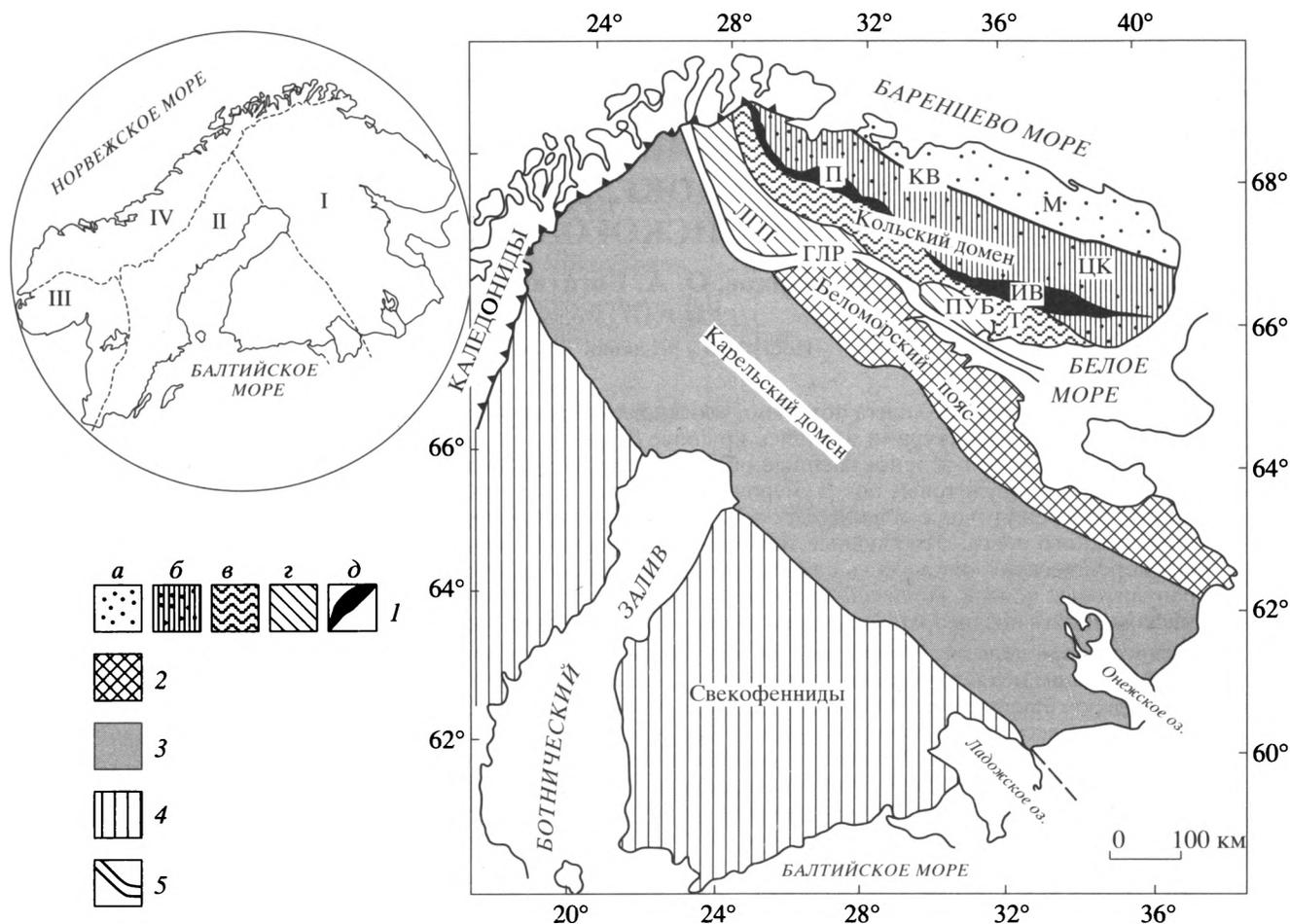


Рис. 1. Схема тектонического строения Балтийского щита.

1–3 – Карело-Кольский геоблок: 1 – Кольский домен (блоки: а – Мурманский (М), б – Центрально-Кольский (ЦК), в – Лоттинский (Л) и Терский (Т); г – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс, состоящий из Лапландского пояса (ЛГП) и Порьегубского блока (ПУБ); д – Печенгско-Варзугский пояс с палеопротерозойскими Печенгской (П) и Имандра-Варзугской (И-В) структурами и позднеархейский зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья (КВ), 2 – Беломорский подвижный пояс, 3 – Карельский домен; 4 – Свекофеннский геоблок; 5 – Главный Лапландский разлом (ГЛР). На круговой врезке – схема геоблоков Балтийского щита: I – Карело-Кольский, II – Свекофеннский, III – Дальсландский, IV – Каледонский, по К.О. Кратцу и др. [11], с уточнениями.

имея в виду, что на других планетах земной группы она не обнаружена. Сейчас установлено, что она может быть прослежена вплоть до рубежа около 2.0 млрд. лет [14, 30]. Однако для раннего докембрия, с накоплением новых геологических, петрологических и геохронологических данных, вырисовывается совсем иная картина: характер тектонических процессов тогда существенно отличался от современного и больше соответствовал внутриплитной активности фанерозоя, имеющей место над мантийными плюмами.

Целью настоящей работы является установление специфики и эволюции тектоно-магматической активности в раннем докембрии на примере Балтийского щита.

## ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Балтийский щит является крупнейшей областью распространения раннедокембрийских пород на территории Европы. Он образован тремя крупными доменами, сменяющими один другой с востока на запад: древним Карело-Кольским, где сохранились образования архея и раннего палеопротерозоя, и более молодыми Свекофеннским и Дальсландским доменами, образовавшимися соответственно в результате свекофеннской (2.0–1.8 млрд. лет назад) и гренвиллской (1.2–1.0 млрд. лет назад) орогений (рис. 1). Начиная со среднего протеро-

зоя, восточная часть щита уже не вовлекалась в крупномасштабные орогенные процессы, благодаря чему здесь сохранились главные элементы строения древних структурных провинций.

Первоначальные размеры Карело-Кольского домена сейчас неизвестны. Его юго-восточное продолжение уходит под осадки Русской платформы; с учетом геофизических материалов и данных бурения его образования прослеживаются под платформенным чехлом на ЮВ еще примерно на 500 км, где обрываются рифейским Центрально-Русским авлакогеном. Юго-западная граница Карело-Кольского домена совпадает с границей более молодого Свеккофенского геоблока. В северном направлении образования домена уходит под акваторию Баренцева моря или перекрыты надвигами норвежских каледонид; его дальнейшим продолжением, вероятно, являются выходы докембрийского фундамента на территории Шотландии, Гренландии и Канады. Предполагается, что все эти образования в раннем докембрии формировали единый материк Лаврентия–Балтия, разобщенный в протерозое [34–36].

#### ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ СТРУКТУРНЫХ ПРОВИНЦИЙ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО ДОМЕНА

В пределах домена выделяются три главных позднеархейских (3.0–2.6 млрд. лет) структурных провинции: 1) Карельская гранит-зеленокаменная область, 2) Кольская гранулито-гнейсовая область и 3) расположенный между ними Беломорский подвижный пояс, образованный пакетом тектонических пластин с системами позднеархейских и раннепротерозойских складок (рис. 2). В северной части Кольского полуострова выделяется Мурманский блок – сильно переработанный фрагмент позднеархейской гранит-зеленокаменной области, надвинутый на более южные структуры по региональному протерозойскому Титовско-Кейвскому разлому (надвику). Мурманский блок по своим геологическим особенностям напоминает Южно-Гренландский кратон, отчленившийся от Балтийского щита в процессе распада суперконтинента Лаврентия–Балтия в позднем протерозое [35]. Тектонический характер имеет и южная граница Кольской гранулито-гнейсовой области, где образования последней надвинуты на образования Беломорского подвижного пояса по позднепалеопротерозойскому Главному Лапландскому разлому (шву), представляющему собой узкий пояс гранулитов высоких давлений. Первичная граница сохранилась только между Карельской и Беломорской провинциями (см. ниже).

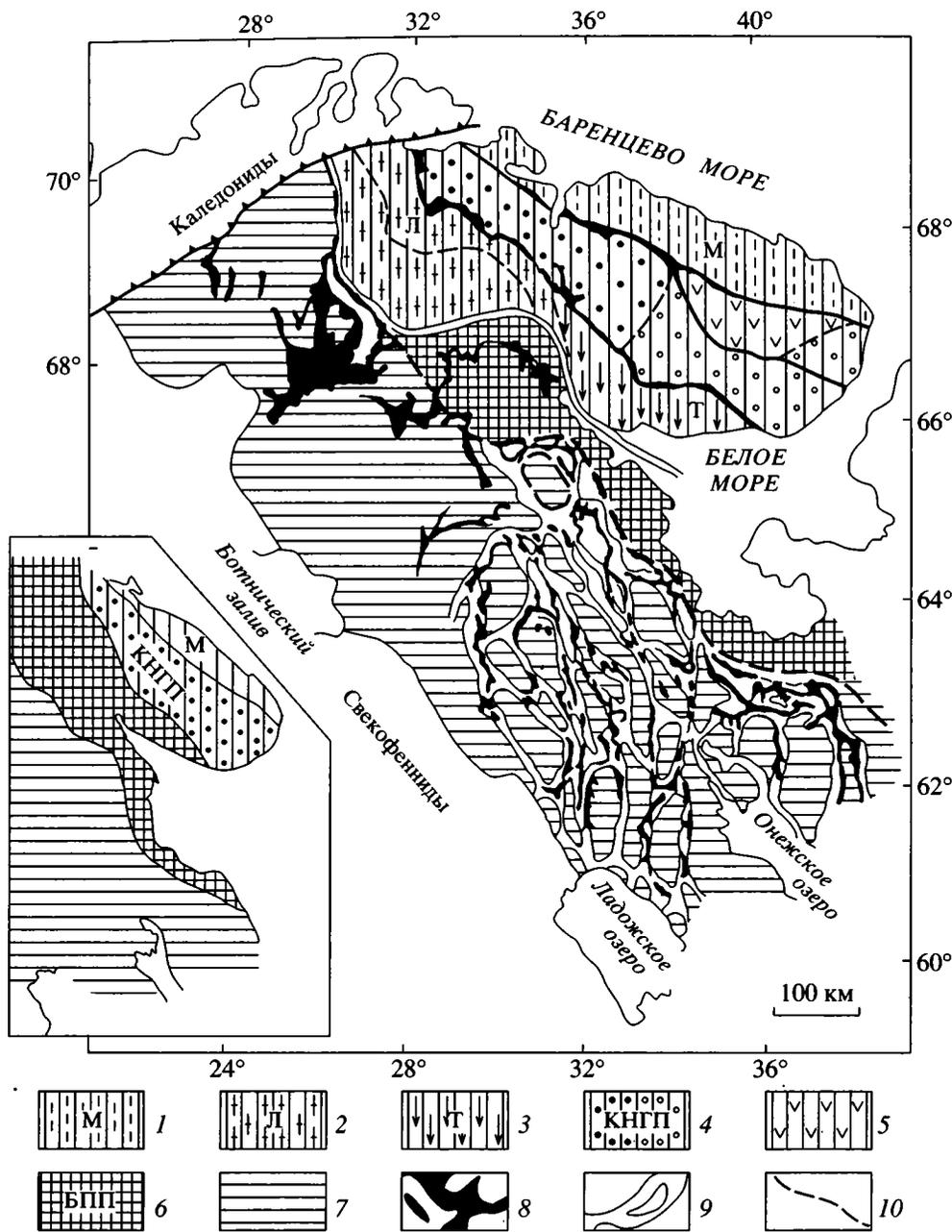
*Карельская гранит-зеленокаменная область* в настоящее время представляет собой крупный фрагмент архейского фундамента, протягиваю-

щийся в северо-западном направлении примерно на 1000 км при ширине около 300 км (см. рис. 2). Это типичная для архея гранит-зеленокаменная область, примерно на 90% образованная породами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (“серые гнейсы”) с неправильной сетью реликтов зеленокаменных поясов. Именно здесь были найдены наиболее древние образования Балтийского щита с возрастом до 3.5–3.4 млрд. лет [22, 46]. Древние структуры были практически полностью переработаны в позднем архее и сохранились только в качестве реликтовых участков, первоначальные размеры и морфология которых сейчас неизвестны; во всяком случае можно думать, что и тогда провинция представляла собой гранит-зеленокаменную область.

Согласно В.П. Чекулаеву и др. [25], позднеархейские гранит-зеленокаменные ассоциации Карелии можно подразделить на две группы с возрастом 3.0–2.8 и  $2.75 \pm 0.05$  млрд. лет, причем первые резко преобладают. Тоналит-трондьемит-гранодиориты первой группы вдоль периферии зеленокаменных поясов обычно близки по времени к формированию зеленокаменных поясов или несколько моложе их; древние ядра встречаются только между зеленокаменными поясами, на удалении от них. Активный гранитоидный магматизм второго этапа завершает архейскую эволюцию коры; он представлен сериями, состав и условия образования которых отражают их коровое происхождение. Главным отличием гранитоидов этого этапа от предшествующего является повышенное содержание калия, а также Rb, Sr, Ba, Zr и Y. Наиболее интенсивно этот магматизм проявился близ границы с Беломорским подвижным поясом.

Зеленокаменные пояса Карелии шириной от 3 до 30 км выполнены образованиями коматиит-базальтовой серии, часто представленными пиллоулавами, массивными потоками и вариолитами, а также туфами; в средних и верхних частях разрезов зеленокаменных поясов часто развиты вулканиты среднего и кислого состава, туфобрекчии и туфы (рис. 3). Осадочные образования представлены граувакками, алюмокремнистыми породами хемогенного происхождения, силицитами, кварцитами, железистыми кварцитами и углеродсодержащими сланцами. Иногда в разрезе зеленокаменных поясов отмечаются турбидиты, а также полимиктовые метаконгломераты с галькой ранее метаморфизованных metabазальтов и плагиогранитов. Бесспорные базальные осадочные образования в карельских зеленокаменных поясах пока не обнаружены.

Судя по изотопно-геохимическим данным, коматииты и базальты часто содержат примесь вещества древней континентальной коры [21]. Это, очевидно, свидетельствует об ассимиляции сия-



**Рис. 2.** Главные позднеархейские структуры восточной части Балтийского щита. Составлена авторами с использованием материалов К.О. Кратца и др., С.И. Рыбакова и др., В.А. Соколова, Р.М. Горбачева и С.В. Богдановой, М. Саверико, Ф.П. Митрофанова и др. и собственных данных.

1 – Кольская гранулит-гнейсовая область: 1–3 – блоки: 1 – Мурманский (М) (фрагмент гранит-зеленокаменной области), 2 – Лотгинский (Л), 3 – Терский (Т), 4 – Кольско-Норвежский гранулитовый пояс (КНГП) и связанные с ним эндербиты: а – установлен, б – предполагается; 5 – Кейвская структура; 6 – Беломорский подвижный пояс (БПП); 7 – Карельская гранит-зеленокаменная область; 8 – фрагменты архейских зеленокаменных поясов; 9 – реконструированные архейские зеленокаменные пояса; 10 – первичная граница архейских доменов.

На врезке показано положение главных структурных доменов восточной части Балтийского щита в позднем архее.

лического материала в процессе подъема мантийных магм к поверхности, а также о том, что коматит-базальтовые серии зеленокаменных поясов не являлись фрагментами океанической коры. Величина  $\epsilon_{Nd(T)}$  в кислых вулканитах составляет

от –1.3 до –3, приближаясь к характеристикам окружающих их пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации, что вместе с геохимическими данными может указывать на их происхождение за счет переплавления последних; андезиты

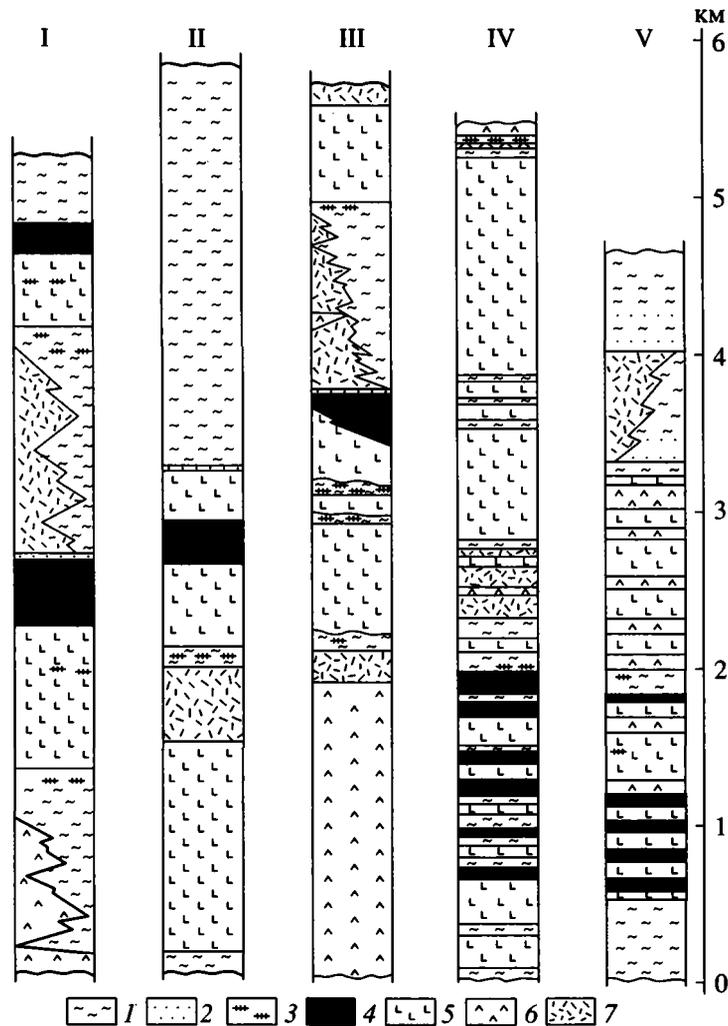


Рис. 3. Типичные разрезы позднеархейских зеленокаменных поясов Балтийского щита, по [12].

1 – метаосадки; 2 – метаконгломераты; 3 – углеродсодержащие сланцы; 4–7 – метавулканыты: 4 – высокомагнезиальные (коматииты), 5 – основного, 6 – среднего и 7 – кислого состава.

Пояса: I – Суомуссалми–Кухмо, II – Гимольско–Костомукшский, III – Ведлозерско–Сегозерский, IV – Сумозерско–Кенозерский, V – Колмозеро–Воронья.

имеют промежуточные изотопно-геохимические характеристики. Типичные химические анализы вулканитов приведены в табл. 1.

В целом по особенностям геологического строения Карельская гранит-зеленокаменная область, как и другие подобные области, более всего напоминает континентальные рифтовые области фанерозоя [8, 12]. Как и рифты фанерозоя, зеленокаменные пояса формировали системы вытянутых узких впадин, выполненных разнообразными осадками и вулканитами мантийного происхождения. Вещающие их гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии в позднем архее, к моменту формирования гранит-зеленокаменной области, представляли собой вещество древней континентальной коры, возникшей в результате более ранних геологических процессов (возможно, частично переработанную первичную сиалическую кору).

логических процессов (возможно, частично переработанную первичную сиалическую кору).

Позднеархейский метаморфизм в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области варьирует от зеленосланцевого до амфиболитового и протекал при умеренных параметрах:  $P = 5-6$  кбар и  $T = 450-600^{\circ}\text{C}$ ; при этом минимальная степень метаморфизма устанавливается для центральных частей зеленокаменных поясов [11, 36].

Кольская гранулитогнейсовая область вытянута в северо-западном направлении примерно на 400 км (а с учетом ее восточного продолжения под осадками Русской платформы – на 1000 км) при ширине около 250 км. С юго-запада она ограничена палеопротерозойскими Лапландско-Умбинским гранулитовым поясом умеренных давле-

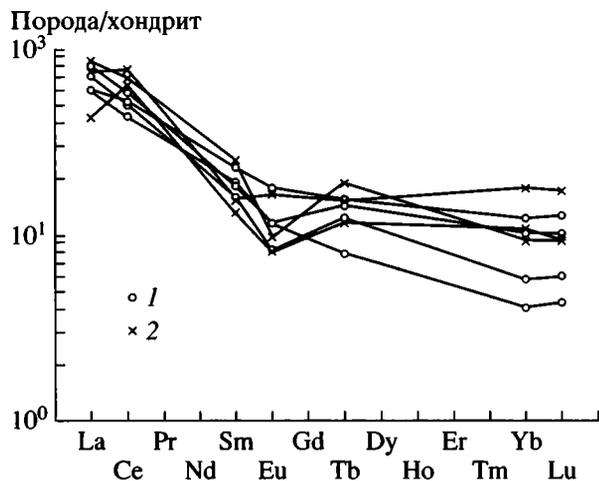
Таблица 1. Типичные химические составы вулканитов позднеархейских зеленокаменных поясов Карельского и Кольского кратонов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	94100	94104	91145	9437	138/93	K-77/97	K-63/97	K-76/97	P-65/1	P-65/13	M-10	P-11/7	169/3
SiO <sub>2</sub> , %	43.7	45.3	47.2	49.4	71.2	58.41	64.33	67.90	50.96	51.50	71.40	72.34	73.63
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.41	0.89	1.15	0.47	0.80	0.52	0.56	0.67	1.67	0.32	0.42	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.19	7.12	14.5	15.9	16.4	14.08	16.30	15.37	14.39	15.32	13.37	12.7	14.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.2*	12.3*	14.1*	13.3*	1.51*	10.99*	5.07*	4.68*	3.00	2.94	2.59	1.79	1.05
FeO									8.35	10.22	3.77	3.12	0.80
MnO	0.21	0.18	0.19	0.2	0.12	0.17	0.13	0.13	0.22	0.19	0.07	0.10	0.01
MgO	34.8	27.9	8.37	6.83	0.56	3.79	2.95	1.98	8.00	5.30	0.01	0.08	0.27
CaO	4.49	6.77	13.4	11.1	2.91	5.29	3.63	3.49	10.55	8.60	2.21	1.01	3.65
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.95	1.80	4.08	4.34	3.85	3.77	1.88	3.14	3.83	3.15	4.86
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.35	0.27	2.61	0.71	1.15	1.09	0.23	0.05	2.58	4.55	1.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.05	0.08	0.07	0.14	0.16	0.15	0.11	0.09	0.14	0.06	0.12	0.01
Ппп	10.12	7.69	2.03	0.70		1.23	1.88	0.91	1.22	0.38	0.06	0.65	0.15
Sc, г/т	19	26.5	40.4	48.4	6.58	24.5	10.8	7.43	67	45	12	7	0.44
V	113	153	298	358	29.4	142	51.7	30.3	480	280	12	14	7
Cr	2612	2946	290	253	65.1	17.5	52.8	42.5	80	100	140	28	4
Co	122	98	52	61	2.9	33.3	13.8	12.1	52	60	10	4	1
Ni	1889	1378	145	120	13.9	36.5	32.3	36.7	76	88	200	5	5
Cu	–	–	–	–	15.5	53.6	10.2	10.2	170	72	18	22	–
Zn	–	–	–	–	38.5	81.2	73.7	68.3	110	100	100	100	–
Rb	0.41	0.46	3.4	1.3	60	22.1	37.4	26.5	18	3.3	–	180	17
Sr	19.8	19.4	87.7	78.5	209	216	287	231	95	290	110	70	340
Y	6.61	8.6	21.6	29.6	8.33	19.50	8.19	9.96	16	34	30	36	<20
Zr	16.5	22.6	50	64.4	184	145	119	137	57	170	–	420	74
Nb	0.479	0.693	2.1	3.01	7.01	5.53	3.91	7.02	1	6.8	–	15	<10

Таблица 1. (Окончание)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	94100	94104	91145	9437	138/93	K-77/97	K-63/97	K-76/97	P-65/1	P-65/13	M-10	P-11/7	169/3
Ba	–	–	–	–	621	239	320	272	210	30	1000	900	360
La	0.498	0.676	2.52	2.87	18.8	28.3	20.6	14.5	2.6	12	–	80	11
Ce	1.57	2.13	7.3	8.57	27.1	55.6	31.9	23.3	7.6	20	–	100	16
Pr	–	–	–	–	4.27	6.59	4.94	3.69	–	–	–	–	–
Nd	1.48	2.19	6.33	7.92	14.6	23.7	17.9	13.4	–	–	–	–	–
Sm	0.574	0.858	2.24	2.82	2.24	4.38	3.0	3.05	1.6	4.6	–	11	0.54
Eu	0.193	0.313	0.756	0.986	0.709	1.09	0.899	0.81	0.6	1.5	–	2.1	0.69
Gd	0.829	1.27	3.09	3.95	2.09	3.89	2.73	2.55	–	–	–	–	–
Tb	–	–	–	–	0.277	0.56	0.293	0.30	0.44	1.1	–	2.1	0.03
Dy	1.01	1.57	3.82	4.94	1.58	3.16	1.42	1.93	–	–	–	–	–
Ho	–	–	–	–	0.3	0.61	0.311	0.33	–	–	–	–	–
Er	0.64	0.956	2.47	3.24	0.833	1.96	0.741	0.96	–	–	–	–	–
Tm	–	–	–	–	0.111	0.27	0.128	0.15	–	–	–	–	–
Yb	0.614	0.878	2.43	3.18	0.807	1.65	0.634	0.74	1.7	3.3	–	5.1	0.12
Lu	–	–	–	–	0.099	0.25	0.10	0.12	0.27	0.49	–	0.82	0.01
Hf	–	–	–	–	4.5	3.56	3.02	3.66	3	4.9	–	12	2.8
Ta	–	–	–	–	0.476	0.37	0.265	0.43	0.3	0.3	–	1.5	0.02
Pb	0.238	0.295	1.76	4.79	5.5	9.36	5.87	2.08	6	4	23	54	–
Th	0.0417	0.0564	0.270	0.206	8.63	5.77	3.82	2.26	–	–	–	15	0.3
U	0.0213	0.0199	0.085	0.656	0.253	0.96	0.59	0.20	–	–	–	–	–

Примечание. Карельский кратон: 1–5 – коматиты, базальты и риолит Костомукшского пояса; 6–8 – андезит, дацит и риодацит Хизоваарского пояса. Кольский кратон: 9, 10 – коматитовый базальт и телеитовый базальт пояса Колмозеро-Воронья; 11, 12 – метариодациты Кейвского блока; 13 – лейкократовый эндербит Кольско-Норвежского пояса. Анализы 1–4 – по [45]; 5–8 – неопубликованные данные из коллекции А.В. Самсонова; 9–12 – по [16]; 13 – по [1]. \* – суммарное железо как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Прочерк – элемент не определялся.



**Рис. 4.** Нормированные к хондриту спектры редкоземельных элементов в эндрбит-чарнокитах Кольско-Норвежского гранулитового пояса и вулканитах лебяжинской свиты Кейв.

1 – тоналитовые эндрбиты и плагиогнейсы Кольско-Норвежского гранулитового пояса, по [1]; 2 – гранат-биотитовые гнейсы (метариодациты) лебяжинской свиты Кейвского блока по [15].

ний и более молодым Главным Лапландским разломом. Строение этой области, традиционно называемой Кольской гранулитогнейсовой, было сильно искажено в процессе более поздней переработки, в результате чего она оказалась разбитой на ряд тектонических блоков, разделенных крупными региональными разломами северо-западного простирания (см. рис. 1). Возраст большинства пород этой области и их протолитов не превышает 3.0 млрд. лет [33, 52].

Фрагменты зеленокаменных поясов довольно широко представлены в пределах существенно гнейсовых участков Кольской гранулитогнейсовой области. Они часто наблюдаются в основании разрезов южного крыла палеопротерозойского Печенгско-Варзугского пояса и на удалении от него, в пределах Лотгинского и Терского сегментов, а также по южной и северной периферии Центрально-Кольского блока и в Мурманском блоке. Лучше всего сохранился прерывистый пояс Ура-губа – Колмозеро-Воронья с возрастом 2.87 млрд. лет в северной части Центрально-Кольского блока [5]. Как и в карельских зеленокаменных поясах, здесь наряду с метаосадками широко развиты metabазальты и коматииты; в верхней части разреза присутствуют метавулканы среднего и кислого состава.

Центрально-Кольский блок в основном сложен образованиями позднеархейского гранулитового пояса, который мы назвали *Кольско-Норвежским*. Этот пояс шириной 80–100 км протягивается от центральной части Кольского полуострова далее в Норвегию. На юго-востоке он прерывается палеопротерозойским Имандра-Варзугским грабеном;

его дальнейшим продолжением, по-видимому, являются образования восточной части Терского блока (см. рис. 2). Кольско-Норвежский гранулитовый пояс сложен преимущественно различными метаосадками, относимыми к кольской серии: метапелитами (глиноземистыми биотит-гранат-кордиеритовыми гнейсами и сланцами), амфибол-пироксеновыми и магнетитсодержащими сланцами, железистыми кварцитами, карбонатно-силикатными породами и др.; в метаосадках иногда отмечается тонкая градационная слоистость флишoidного типа. В подчиненном количестве встречаются аналоги пород тоналит-гранодит-гранодиоритовой и образований коматиит-базальтовой серий, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации.

Все породы Кольско-Норвежского гранулитового пояса претерпели интенсивные деформации и неоднократный метаморфизм в условиях от амфиболитовой до преобладающей гранулитовой фации умеренных давлений ( $T = 750\text{--}850^\circ\text{C}$ ,  $P = 6\text{--}6.5$ , локально до 8.5 кбар); возраст наиболее раннего гранулитового метаморфизма – 2.83 млрд. лет и позднего – 2.76 млрд. лет [34]. Главные картируемые структуры пояса представлены системой сжатых складок СЗ-го направления с субвертикальными осевыми поверхностями и субгоризонтальными шарнирами, с широким развитием надвигов. Формирование структуры происходило в условиях двустороннего горизонтального сжатия, которое приводило к нагнетанию корового вещества в ее осевую часть [9]. Это сопровождалось образованием автохтонных и параавтохтонных гранитоидов (чарнокит-миматитов и согласных удлиненных линзообразных тел интрузивных эндрбитов и чарнокитов), которые являются здесь единственным типом синкинематического магматизма. В отличие от Карельской гранит-зеленокаменной области, которая по своему строению напоминает континентальные рифтовые области фанерозоя, Кольско-Норвежский гранулитовый пояс не имеет фанерозойских аналогов.

В восточной части Центрально-Кольского блока расположена крупная *Кейвская структура*, отделенная от его западной части разломом. Она выполнена преимущественно метавулканидами дацит-риолитового состава с возрастом 2.8–2.6 млрд. лет [11, 16]. Судя по сейсмическим данным, мощность супракрустальных пород здесь не превышает 4–5 км, а под ними развиты породы, близкие по скоростным характеристикам к гранито-гнейсам и гранулитам Кольско-Норвежского гранулитового пояса. По-видимому, кислые вулканы Кейв представляют собой эффузивные аналоги эндрбит-чарнокитовой серии, о чем может свидетельствовать характер их РЗЭ-спектров (рис. 4). Верхняя часть разреза этой структуры сложена метаосадками, среди которых важную роль играют высокоглиноземистые кианитовые сланцы. Породы структуры метаморфизованы в

условиях амфиболитовой фации, по-видимому, в раннем протерозое.

*Беломорский подвижный пояс* расположен между Карельской гранит-зеленокаменной и Кольской гранулитогнейсовой областями и часто рассматривается в качестве крупной коллозионной зоны [33, 34]. Региональная структура Беломорского подвижного пояса расшифровывается как гигантский пакет тектонических пластин с системами позднеархейских и раннепротерозойских складок и все же сохранивший на обширных площадях доминирующее СЗ-е простираение при СВ-м падении – в направлении Кольской гранулитогнейсовой области. Сами тектонические пластины представляют собой фрагменты Карельской гранит-зеленокаменной области, северо-восточный край которой выступает как органический элемент единого, изначально субгоризонтального тектонического потока [15]. Помимо этих тектонических пластин, в строении архейского Беломорского подвижного пояса принимают участие и метаосадочные глиноземистые породы чупинской свиты, установленные в его центральной части.

Границу между Карельской гранит-зеленокаменной областью и Беломорским поясом можно провести только на основании структурно-метаморфических данных – по смене устойчивых высокобарических режимов в пределах пояса на умеренно- и низкобарические в пределах Карельского кратона. Северо-восточная граница Беломорского пояса тектоническая; возможно, что в архее она располагалась восточнее и Лоттинский и Терский сегменты являлись северо-восточным продолжением пояса, с которым они имеют много общего по структуре и метаморфизму. В таком случае и эта граница, уже с Кольской гранулитогнейсовой областью, также представляла собой систему тектонических покровов, падавших в направлении Кольско-Норвежского гранулитового пояса. По-видимому, часть тектонических пластин соседних гранит-зеленокаменных областей, попадая в зону гранулитового метаморфизма, могла вовлекаться в эти процессы, о чем свидетельствуют находки метаморфических аналогов пород, типичных для них (гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, кристаллических сланцев основного и ультраосновного состава и т.д.).

Наиболее древние метаморфические процессы в Беломорском подвижном поясе датируются 2.85 млрд. лет [3]. Однако основные события здесь происходили 2.79–2.73 млрд. лет назад, когда пояс представлял собой зону структурно-метаморфической переработки Карельской гранит-зеленокаменной области, в условиях повышенных давлений [34]. В течение этого этапа вначале локально проявился высокобарический гранулитовый метаморфизм ( $P = 7.5–10$  кбар,  $T = 725–800^\circ\text{C}$ ).

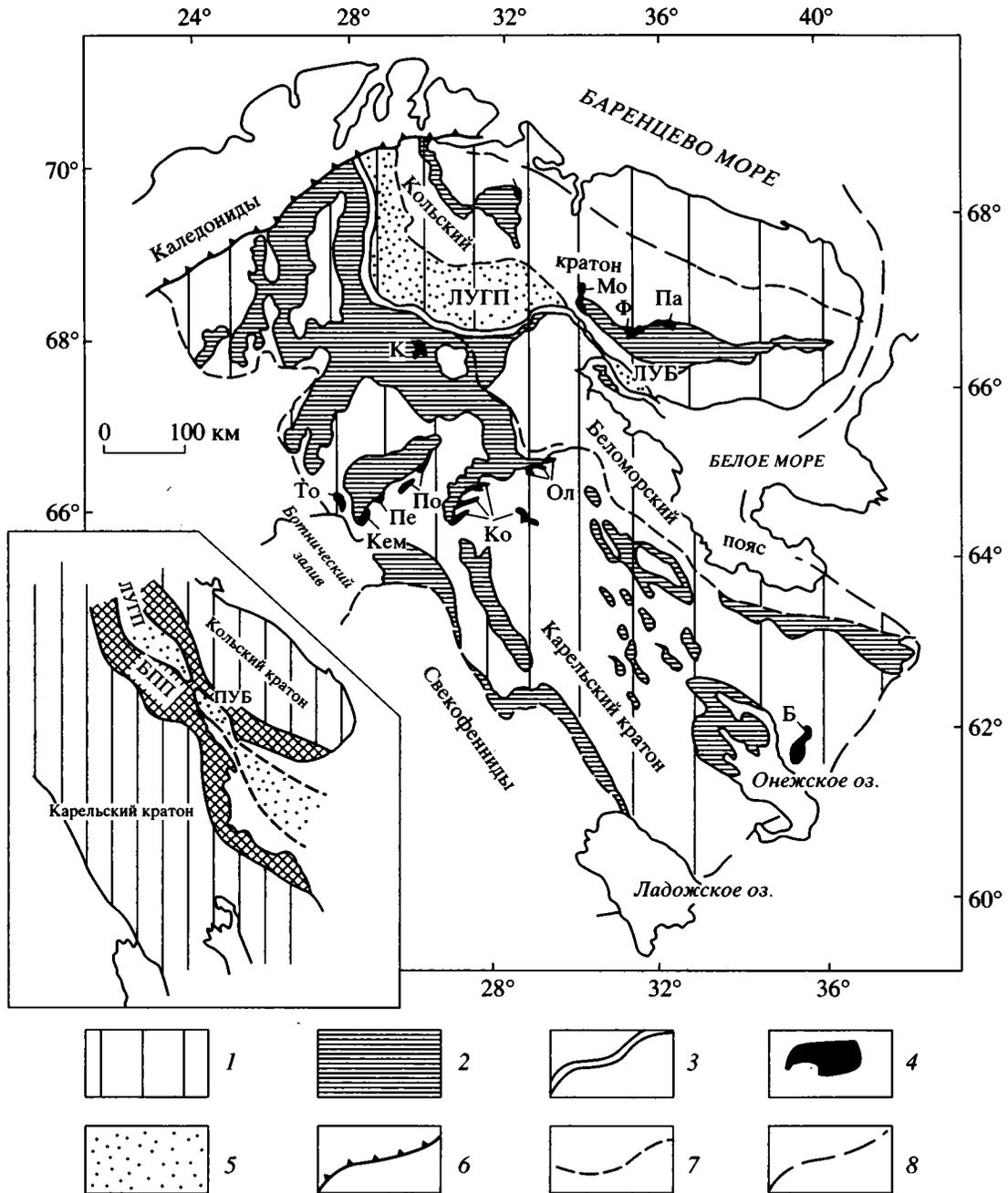
Возникшая затем метаморфическая зональность характеризуется переходом от: (1) зоны амфиболитового метаморфизма умеренных давлений ( $600–650^\circ\text{C}$ ,  $P = 5.5$  кбар) на внутреннем крае Карельской гранит-зеленокаменной области, через (2) зону метаморфизма в условиях кианит-силлиманитовой фации ( $T = 600–650^\circ\text{C}$ ,  $P = 7–8$  кбар) на внешнем крае этой области и (3) зону типичного для Беломорского пояса высокобарического амфиболитового метаморфизма, местами достигавшего условий ультраметаморфизма ( $T = 600–650^\circ\text{C}$ ,  $P = 7.5–8.5$  кбар) в прилегающей к Карельской гранит-зеленокаменной области полосе, к (4) зоне региональной мигматизации ( $T = 650–730^\circ\text{C}$ ,  $P = 6–8$  кбар) в осевой и северо-восточной части беломорид, прилегающей к Кольско-Норвежскому гранулитовому поясу, включая Лоттинский и Терский сегменты.

Позднеархейский синкинематический магматизм в пределах Беломорского подвижного пояса имел смешанный характер. Здесь выделяются габбронориты, габбродиориты, эндербиты (гиперстеновые диориты), тоналиты и чарнокиты с возрастом ~2.73–2.69 млрд. лет; наиболее молодые (~2.66 млрд. лет) являются существенно калиевые гранодиориты и граниты [14].

Таким образом, магматическая активность в пределах Беломорского подвижного пояса имела промежуточный характер между Карельской гранит-зеленокаменной областью и Кольско-Норвежским гранулитовым поясом, а интенсивность структурно-метаморфических преобразований усиливалась в сторону последнего. Беломорский пояс, по-видимому, представлял собой промежуточную зону тектонического течения корового материала между ними. Поскольку Кольско-Норвежский гранулитовый пояс формировался в условиях двустороннего сжатия, можно думать, что подобный мобильный пояс существовал и к северу от него, вдоль границы с Мурманским блоком, но был впоследствии перекрыт Титовско-Кейвским надвигом. Как и гранулитовые пояса умеренных давлений, структуры типа Беломорского подвижного пояса неизвестны среди фанерозойских образований.

#### ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГЛАВНЫХ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУРНЫХ ПРОВИНЦИЙ КАРЕЛО- КОЛЬСКОГО ДОМЕНА

В раннем палеопротерозое (от 2.55 до 2.3 млрд. лет назад) главные элементы строения позднеархейской подвижной области в целом сохранились, однако Карельская гранит-зеленокаменная и Кольская гранито-гнейсовая области здесь выступали уже в качестве жестких архейских кратонов, развивавшихся в режиме растяжения (рис. 5). Между ними сформировалась новая область сжатия – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс



**Рис. 5.** Главные палеопротерозойские структуры восточной части Балтийского щита. Составлена авторами с использованием материалов К.О. Кратца и др., В.А. Соколова, Р.М. Горбачева и С.В. Богдановой, М. Саверикко, Ф.П. Митрофанова и др., Ю.А. Амелина и др., В.Ф. Смолькина и др. и собственных данных.

1 – архейский фундамент; 2 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы; 3 – Главный Лапландский разлом; 4 – расслоенные интрузивы: Б – Бураковский, Г – горы Генеральской, К – Койтилаинен, Кем – Кеми, Ко – Койлисмаа, Мо – Мончетундровский, Ол – Олангская группа, Па – Панский, Пе – Пеникой, По – Порtimo, То – Торнио, Ф – Федоровотундровский; 5 – ЛУГП – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс (ПУБ – Портьегубско-Умбинский блок); 6, 7 – главные: 6 – надвиги, 7 – разломы; 8 – восточная граница Балтийского щита. БПП – Беломорский подвижный пояс.

На врезке – положение главных структурных доменов восточной части Балтийского щита в раннем палеопротерозое (сумий – сариолий).

умеренных давлений, окруженная переходными зонами тектонического течения, из которых лучше всего сохранился Беломорский пояс, продолжавший существовать как мобильная структура.

В течение этого времени в восточной части Балтийского щита имело место два крупных тектономагматических эпизода – сумийский (от 2.55 до 2.4 млрд. лет назад) и сариолийский (от 2.4 до

2.3 млрд. лет назад), весьма близкие по характеру тектонического развития и составу магматических проявлений.

В пределах кратонов магматическая активность проявилась в виде крупных расслоенных интрузивов, роев габброноритовых даек и вулканогенно-осадочных поясов, приуроченных к линейным грабенообразным структурам. Вулканиды здесь представлены широким спектром пород от низкотитанистых пикритов и базальтов до андезитов, дацитов и риолитов, при преобладании базальтов. В отличие от позднеархейских зеленокаменных поясов, тектоническая природа которых трактуется по-разному [21, 46], все исследователи считают, что раннепалеопротерозойские пояса являлись континентальными рифтами, формировавшимися в субаэральных условиях [6, 11, 33 и др.].

*Карельский кратон* имеет примерно те же границы, что и позднеархейская Карельская ГЗО, гранит-зеленокаменная область, причем даже его граница с Беломорским подвижным поясом сохраняется примерно на том же месте. Вулканогенно-осадочные образования сумийского возраста развиты в нижних частях разреза таких структур, как Восточно-Карельская, Пана-Куолоярвинская, Ветреный Пояс, лаппониды северной Финляндии и др. Они налегают, иногда с конгломератами в основании, на породы консолидированного архейского метаморфического фундамента, нередко покрытые корой выветривания. Вулканиды от ультраосновного до кислого состава (с преобладанием базальтов) образуют лавовые потоки и прослои лавобрекчий, туфобрекчий и туфов. Осадочные породы (разнообразные метаконгломераты, метагравелиты, аркозовые метапесчаники и сланцы) наблюдаются в подчиненном количестве. Возраст сумийских вулканидов свиты Ветреного Пояса составляет от 2.45 в нижней до 2.41 млрд. лет в верхней части разреза [45]. Преобладающей разновидностью пород здесь являются базальты; ассоциирующие с ними андезито-базальты и андезиты также часто характеризуются повышенной магнезиальностью.

По периферии этих структур и между ними развиты синхронные по времени рои даек норитового и габброноритового состава [6, 53] и крупные расслоенные интрузивы: Бураковский в южной Карелии, массивы Олангской группы в Северной Карелии, групп Суоте-Ньянкаваара и Кеми-Суханко в северной Финляндии и др. (см. рис. 5). Они имеют такой же возраст, как и вулканиды, – 2.45–2.435 млрд. лет [29]. Расслоенные интрузивы образованы ритмичным переслаиванием перидотитов (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов), пироксенитов (бронзититов, вебстеритов), норитов и габброноритов, габбронорит-анортозитов, магнетитсодержащих габброноритов и габродиоритов до гранофилов [49]. Среди пород архейского фун-

дамента Карельского кратона близ зоны его сочленения с Беломорским подвижным поясом наблюдается целый ряд крупных массивов интрузивных чарнокитов, в частности, в районе оз. Топозеро с возрастом около 2.45 млрд. лет.

Характерными особенностями типичных для раннего палеопротерозоя расплавов являются высокие содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Cr}$ , умеренное содержание  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{V}$  и низкое –  $\text{Ti}$ , щелочей и  $\text{Nb}$  (табл. 2). Из современных магматических пород такие особенности характерны только для образований бонинитовой серии. На диаграмме АФМ область распространения этих пород совпадает с полем развития бонинитов и островодужных толентов в современных островных дугах (рис. 6) при преобладании высокомагнезиальных разновидностей. Близки они к бонинитам и по содержанию главных, редких и редкоземельных элементов с характерными минимумами по  $\text{Nb}$  и  $\text{Ti}$ , а также по высоким  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  отношениям; существенные отличия наблюдаются только по изотопным характеристикам: величина  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  в них равна:  $-1.0$ – $-1.7$  [45]. Предполагается, что такие необычные особенности геохимии и изотопии связаны с контаминацией мантийных магм архейским коровым материалом при перемещении расплавов к поверхности [28, 45 и др.].

Карельский кратон был слабо переработан, процессами палеопротерозойского метаморфизма, и здесь сохранились очень слабо измененные породы; зоны гранитизации и мигматизации проявлены только локально; величина давления при метаморфизме не превышала 2–4 кбар [11].

В пределах *Кольского кратона* развиты две крупные структуры этого времени – Печенгская и Имандра-Варзугская, объединяемые в Печенгско-Варзугский пояс. Предполагается, что первоначально здесь была единая структура субширотного простирания, протягивавшаяся через весь Кольский полуостров и Лапландию. Как и в аналогичных структурах Карельского кратона, в основании раннепалеопротерозойских разрезов общей мощностью от 1.6 до 5.5 км наблюдается переслаивание конгломератов и субаэральных косослоистых песчаников, перекрывающих кору физического выветривания по породам архейского фундамента (рис. 7). Вверх по разрезу они сменяются амфиболитами по базальтам и андезито-базальтам, а также низкотитанистым пикритам; дациты и риолиты играют подчиненную роль. Изотопные датировки вулканидов составляют от 2.44 до 2.32 млрд. лет [23, 29, 33, 47]. Все эти вулканиды, как и в Карельском кратоне, принадлежат бонинитоподобной серии и резко отличаются по составу от вышележащих ятулийско-калевийских вулканидов с возрастом 2.2–2.0 млрд. лет [48].

Как и в Карельском кратоне, среди пород архейского обрамления Печенгско-Варзугского по-

Таблица 2. Типичные химические составы вулканитов палеопротерозойских зеленокаменных поясов Карельского и Кольского кратонов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	91101	91103	91105	91110	Г-215/1	К-41/1	13071	А-41/3	С-80/1
SiO <sub>2</sub> , %	52.4	48.2	46.0	50.3	49.36	55.52	59.60	65.48	54.44
TiO <sub>2</sub>	0.672	0.485	0.379	0.575	0.78	0.73	0.81	0.87	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.2	9.0	7.3	11.1	10.17	14.36	11.22	12.19	15.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.1*	11.9*	12.3*	12.1*	2.86	2.11	4.00	2.85	3.69
FeO					8.21	7.56	5.76	5.76	5.76
MnO	0.191	0.170	0.185	0.185	0.19	0.18	0.15	0.13	0.15
MgO	8.85	20.40	26.10	14.60	14.70	5.55	4.50	1.25	4.95
CaO	10.70	7.62	5.88	8.96	7.95	8.74	10.89	3.97	8.53
Na <sub>2</sub> O	2.21	1.89	1.62	1.63	1.72	3.20	1.16	3.20	3.00
K <sub>2</sub> O	0.47	0.26	0.22	0.43	0.11	0.94	0.27	3.10	1.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.08	0.06	0.08	0.09	0.13	0.14	0.23	0.15
Ппп	0.19	1.22	2.04	2.50	3.29	0.46	1.22	0.48	1.44
Sc, г/т	–	–	–	–	21	25	18	10	20
V	253	176	137	207	100	230	180	120	400
Cr	688	2417	3507	1619	1400	180	–	–	960
Co	47	87	107	67	72	39	–	–	31
Ni	119	801	1138	408	700	94	84	29	60
Cu	–	–	–	–	86	96	80	100	100
Zn	–	–	–	–	70	200	70	200	130
Rb	8	5	4	10	2.8	27	–	76	26
Sr	165	116	90	154	110	270	–	260	360
Y	16	11.5	8.7	13.5	21	19	–	26	31
Zr	63	44	34	52	83	120	–	240	150
Nb	2.2	1.3	1.1	1.8	2.7	3.1	–	8.6	5.6
Ba	197	97	123	106	30	430	80	680	350
La	7.75	5.54	4.27	6.52	13	15	21	–	25
Ce	17.3	12.3	9.5	14.5	19	30	53	–	42
Nd	9.63	6.91	5.30	8.24	–	–	20	–	–
Sm	2.28	1.65	1.26	1.94	2.5	3.1	3.4	–	4.1
Eu	0.736	0.533	0.404	0.634	0.62	0.84	1.00	–	0.81
Gd	2.47	1.75	1.36	2.13	–	–	3.8	–	–
Tb	–	–	–	–	0.48	0.51	–	–	0.85
Dy	2.63	1.88	1.46	2.26	–	–	–	–	–
Er	1.62	1.15	0.896	1.37	–	–	2.4	–	–
Yb	1.53	1.11	0.865	1.32	1.4	1.7	2.0	–	2.1
Lu	–	–	–	–	0.19	0.26	–	–	0.37
Hf	–	–	–	–	3.0	3.0	–	–	4.0
Ta	–	–	–	–	0.6	0.5	–	–	0.4
Pb	–	–	–	–	7	25	7	53	6

Примечание. Карельский кратон: 1–4 – базальты серии Ветренный пояс. Кольский кратон: 5–8 – коматитовый базальт, андезит-базальт, андезит и дацит сейдореченской свиты; 9 – андезит-базальт полисарской свиты. Имандра-Варзугский пояс. Анализы: 1–4 – по [45], 5–9 – по [16]. \* – суммарное железо как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Прочерк – элемент не определялся.

яса наблюдаются крупные расслоенные интрузивы (Мончетундровский, Федорово-Панский, г. Генеральской и др.), однако их возраст здесь несколько древнее и составляет около 2.5 млрд. лет [28, 33]. В Кейвской структуре в это время широкое распространение приобрели силлообразные тела метагаброноритов. По ее периферии развиты многочисленные тела анортозитов с возрастом от 2.6 до 2.45 млрд. лет и существенно калиевых щелочных гранитов с возрастом от 2.46 до 2.33 млрд. лет, которые завершают развитие сумийского этапа [16, 33]. Возраст роев габроноритовых даек среди пород архейского фундамента варьирует от 2.55 в районе к северу от Печенги до 2.31 млрд. лет в Кейвах [33].

*Беломорский подвижный пояс* в раннем палеопротерозое, как и в позднем архее, представлял собой активную область, где формировались пакеты тектонических пластин с падением сместителей в сторону Лапландско-Умбинского гранулитового пояса. Судя по структурно-петрологическим данным, Беломорский подвижный пояс в то время представлял собой пластическую зону растяжения и разрывов [2], вдоль которой происходило тектоническое течение материала в сторону Лапландско-Умбинского гранулитового пояса. Деформационные процессы, как и в архее, происходили в условиях амфиболитовой фации повышенных и высоких давлений и сопровождались мигматизацией пород, усиливающейся на северо-восток [17, 31]. Возраст главных раннепалеопротерозойских деформаций в Беломорском поясе оценивается в 2.55–2.45 млрд. лет [31, 33].

Фрагменты раннепалеопротерозойского вулканогенно-осадочного пояса с возрастом 2.46 млрд. лет прослеживаются в Беломорском поясе вдоль границы с Лапландско-Умбинским гранулитовым поясом (тундры Тана, Малые Сальные, Кандалакшские, Колвицкие). По вещественному составу породы здесь близки к наблюдаемым в сумийско-сариолийских поясах Кольского и Карельского кратонов с преобладанием вулканитов основного и среднего состава.

Характерной особенностью сумийско-сариолийского этапа развития Беломорского подвижного пояса является широкое распространение здесь мелких интрузивов основных и ультраосновных пород так называемого друзитового комплекса с возрастом 2.45–2.35 млрд. лет. Этот комплекс образован ареально распространенными мелкими (первые сотни метров до 1 км в длину) бескорневыми интрузивами основного и ультраосновного, реже среднего состава, которыми буквально “нашпигованы” глубоко метаморфизованные образования Беломорского пояса [27]. По вещественному составу эти породы аналогичны наблюдаемым в расслоенных интрузивах соседних кратонов, однако здесь наиболее распростране-



Рис. 6. Положение составов вулканических пород кремнеземистой высокомагнезиальной серии на диаграмме AFM в сравнении с вулканитами современных островных дуг.

ны тела, сложенные одной из главных разновидностей этих пород. “Друзиты” были синкинематическими или позднекинематическими по отношению к складкам. Интрузивы и вмещающие их гнейсы подверглись интенсивной тектоно-метаморфической переработке в условиях амфиболитовой фации, и первичные магматические структуры и текстуры пород сохранились лишь местами, обычно в центральных частях тел.

Ареальное распространение “друзитов” в пределах Беломорского пояса, очевидно, свидетельствует о том, что в то время под поясом существовала крупная магмогенерирующая область, сходная с теми, которые имели место под соседними кратонами, однако становление интрузивов происходило в условиях подвижной среды.

*Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс* расположен вдоль северо-восточной границы Беломорского подвижного пояса. Как и позднеархейский Кольско-Норвежского гранулитового пояса, он сложен преимущественно глиноземистыми метаосадками, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, а также синкинематическими образованиями эндербит-чарнокитовой серии. Этот пояс представляет собой зону интенсивных деформаций с преобладанием изоклинальных складок и надвиговых структур, сформированную в раннем палеопротерозое 2.5–2.3 млрд. лет назад [33]. Л.А. Прияткина и Е.В. Шарков [17] показали, что эти гранулиты вовлекались в процессы, связанные с развитием более позднего (2.0–1.9 млрд. лет) Главного Лапландского разлома, в результате чего в краевой зоне Лапландско-Умбинского пояса по парагенезисам умеренных давлений ( $P = 6.5–7.5$  кбар,  $T = 750^\circ\text{C}$ ) развивались парагенезисы гранулитово-

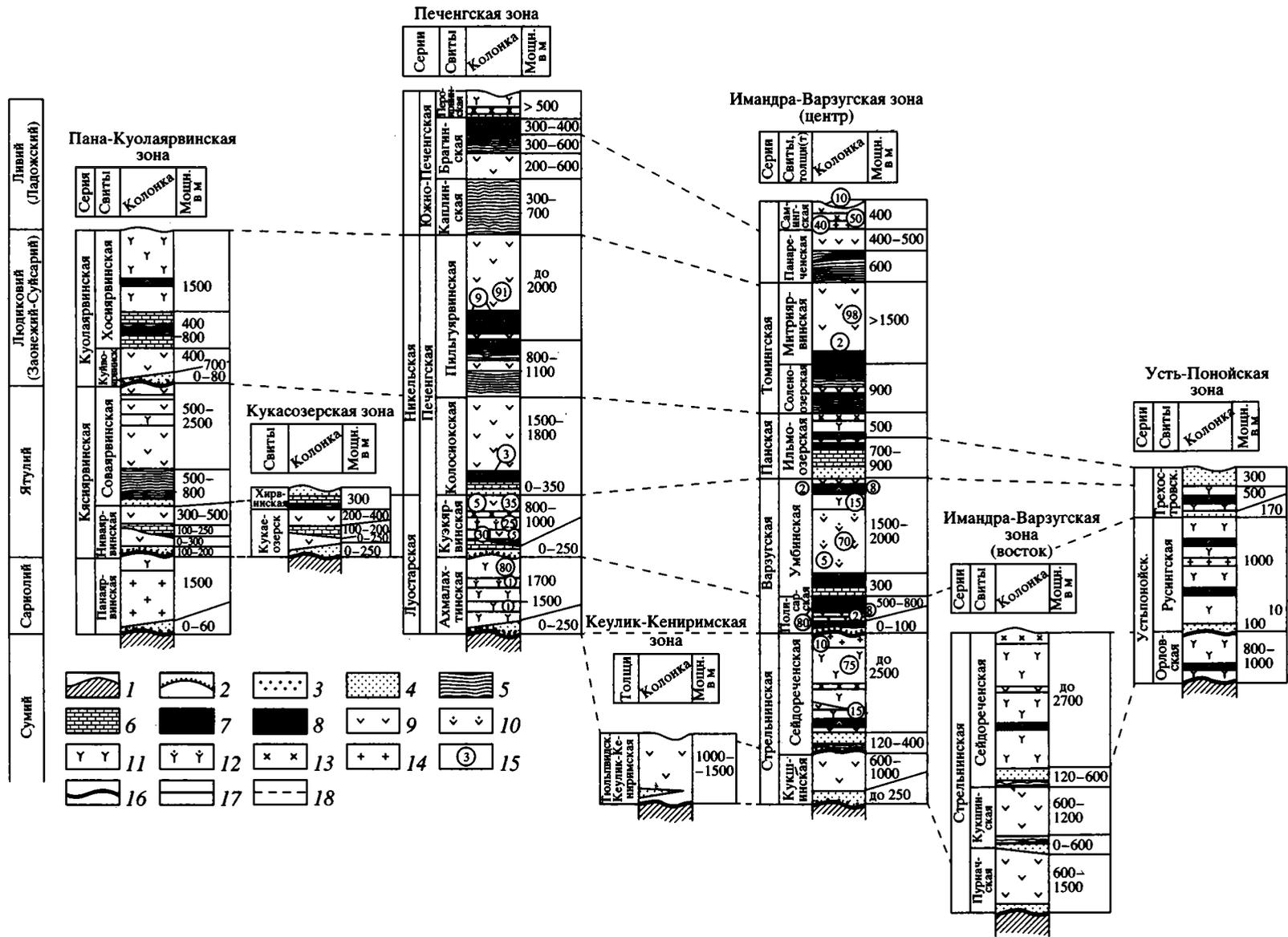


Рис. 7. Сопоставление разрезов раннепротерозойского Печенгско-Варзугского пояса, Кольский кратон, по [52].

1 – породы архейского фундамента; 2 – коры выветривания; 3 – метаконгломераты и метатүфоконгломераты; 4 – метаграувакки, кварциты; 5 – метасаммит-алевролитовые сланцы; 6 – известняки, доломиты; 7 – метапикриты; 8 – метапикрито-базальты; 9 – толеитовые metabазальты; 10 – умереннощелочные metabазальты; 11 – метаандезито-базальты; 12 – трахиандезито-базальты; 13 – метадациты; 14 – метариолиты; 15 – процент вулканитов в пачке; 16 – структурные несогласия; 17 – стратиграфические и 18 – корреляционные границы.

вой фации высоких давлений (10–12 кбар). Осадки в поясе образовались главным образом за счет раннепротерозойского материала и имеют Sm-Nd модельные возраста около 2.5–2.2 млрд. лет [38, 51], хотя U-Pb данные по цирконам из метаосадков свидетельствуют о присутствии здесь архейского материала с возрастом от 2.6 до 3.7 млрд. лет (Д. Бриджуотер – D. Bridgwater, личное сообщение, 1997). Из этого, вероятно, следует, что формирование Лапландско-Умбинского пояса произошло на протяжении всего раннего палеопротерозоя и совпадало по времени с образованием вулканических поясов, расслоенных интрузивов и роев даек в соседних кратонах, а также с формированием друзитового комплекса в пределах Беломорского пояса.

Таким образом, тектоно-магматическая ситуация в раннем палеопротерозое напоминала позднеархейскую, характеризуясь наличием двух обширных областей растяжения (кратонов) с гранулитовым поясом между ними и промежуточными зонами тектонического течения по периферии последнего. Однако, в отличие от архея, эти процессы происходили уже в условиях жесткой консолидированной коры, о чем свидетельствует широкое распространение дайковых поясов и крупных расслоенных интрузивов. В целом по характеру геологических процессов кратоны напоминали континентальные рифтовые области или трапповые провинции, отличаясь от них бонинитоподобным составом магматических расплавов, которые в фанерозое наблюдаются только в зонах активного перехода от континентов к океанам [28]. Интенсивные деформации этого времени происходили только в пределах Беломорского подвижного пояса и Лапландско-Умбинского гранулитового пояса, причем в первом случае они сопровождались своеобразным синкинематическим диспергированным бонинитоподобным магматизмом в виде мелких интрузивов друзитового комплекса, а во втором – синкинематическим же эндербит-чарнокитовым магматизмом. Характер метаморфической зональности в целом также был близок к позднеархейскому: низкобарический метаморфизм характерен для кратонов, умереннобарический – для гранулитового пояса и повышенных давлений – для Беломорского подвижного пояса.

По-видимому, первоначальные размеры рассмотренной провинции бонинитоподобного магматизма не ограничивались территорией современного Балтийского щита. Аналогичные образования прослеживаются в фундаменте Русской платформы, в Шотландии, Гренландии, на Канадском щите (рои даек Матачеван и Херст, а также вулканы в основании разрезов Гуронских базальтовых плато) и в кратоне Войоминг [38]. Как уже указывалось, эти кратоны первоначально входили в состав суперконтинента Лаврентия-Балтия и были разобщены в позднем протерозое.

Соответственно размеры этой магматической провинции, по-видимому, превышали 2500 км в длину и 1500 км в ширину, т.е. были сопоставимы с крупнейшими трапповыми провинциями фанерозоя.

Несмотря на общее сходство характера тектоно-магматической активности в позднем архее и раннем палеопротерозое, между ними наблюдаются и отчетливые различия как по типу мантийных магматических расплавов (коматиит-базальтовых в первом случае и бонинитоподобных во втором, см. табл. 1 и 2), так и по состоянию земной коры – вязко-пластичной в архее и преимущественно жесткой, кратонизированной – в раннем палеопротерозое. Обращает на себя внимание то, что в обоих случаях эта кора была континентальной и очевидные следы океанической литосферы отсутствуют. Таким образом, переход от архея к палеопротерозою, происшедший около 2.6–2.5 млрд. лет назад, имел четкое геолого-петрологическое выражение.

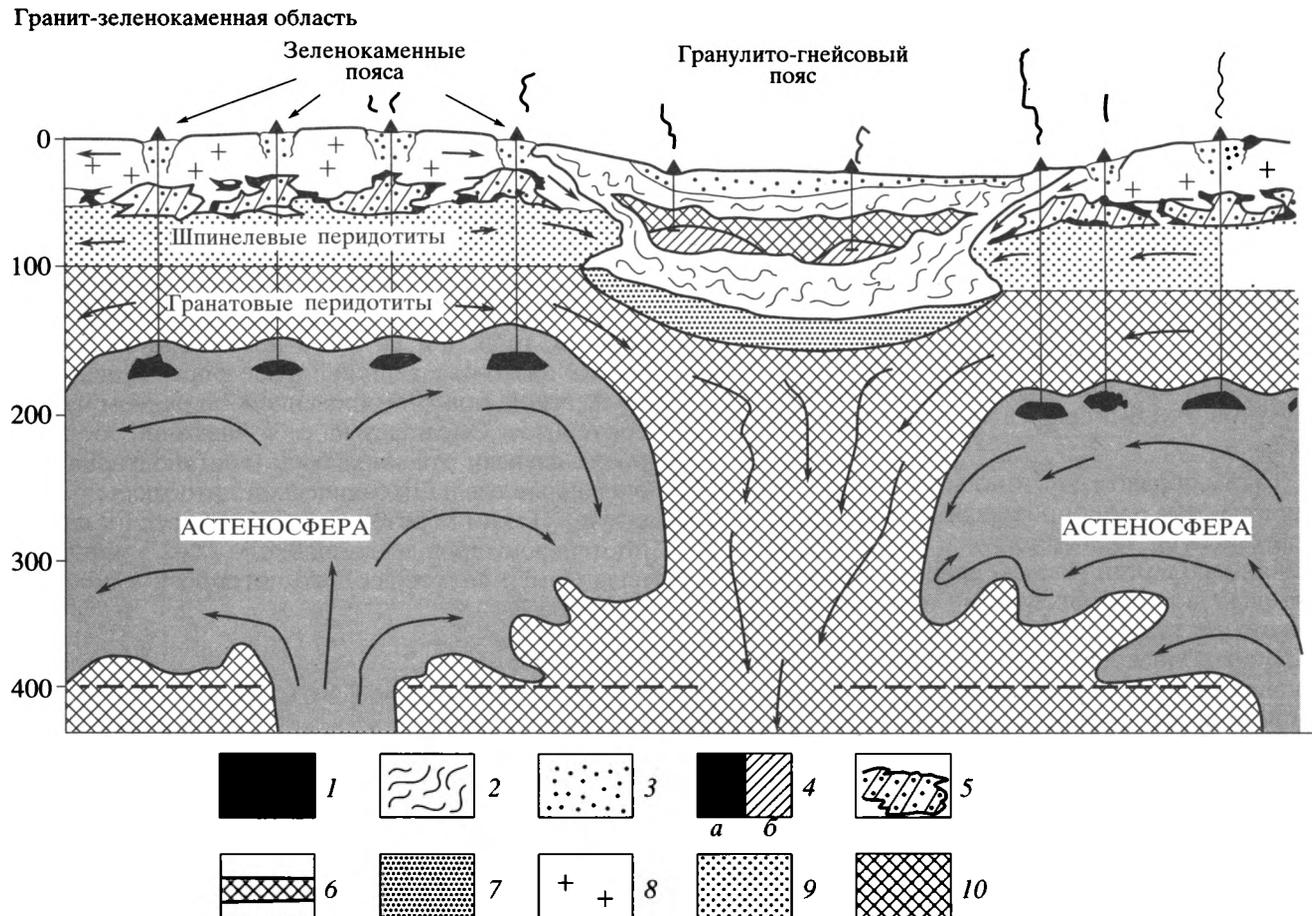
## ДИСКУССИЯ

После работ Г. Гааля и Р. Горбачева [32] многие исследователи Балтийского щита полагают, что механизм тектоники плит может быть распространен на тектоно-магматические процессы в раннем докембрии. Однако реальная геологическая ситуация как в позднем архее, так и в раннем палеопротерозое существенно отличалась от фанерозойской: явные свидетельства существования плейт-тектоники (офиолитовые комплексы, сутурные зоны с эклогит-глаукофановым метаморфизмом, асимметрия геологической структуры региона и т.д.) здесь отсутствуют.

В отличие от фанерозоя, характерной особенностью тектоно-магматической активности в раннем докембрии Балтийского щита была симметричная структурно-метаморфическая зональность, обусловленная одновременным существованием трех главных типов структурных провинций:

1) крупные области воздымания и растяжения с широко проявленным мантийным магматизмом и активными эрозионными процессами (гранит-зеленокаменные области и кратоны); магматизм здесь имел внутриплитный характер, и явные свидетельства процессов, связанных с активными границами плит, отсутствуют;

2) расположенные между ними области сжатия и погружения с обильным коровым эндербит-чарнокитовым магматизмом (гранулитовые пояса умеренных давлений – Кольско-Норвежский, Лапландско-Умбинский), где происходила аккумуляция возникавшего избытка корового материала, в том числе и осадочного, за счет размыва соседних областей сноса;



**Рис. 8.** Схема внутриплитных тектонических процессов на Балтийском щите в раннем докембрии.

1 – растекающийся астеносферный диапир; 2 – области нисходящих движений, где аккумулируется избыток корового материала и формируются гранулитовые пояса; 3 – седиментационный бассейн; 4 – зоны магмогенерации: а – в мантии, б – в гранулитовом поясе; 5 – участки андерплейтинга под зеленокаменными поясами; 6 – участки новообразованной нижней коры в гранулитовых поясах; 7 – гранатизированные шпинелевые перidotиты под гранулитовыми поясами; 8 – древняя континентальная кора; 9 – древние литосферные шпинелевые перidotиты; 10 – древние гранатовые перidotиты.

3) своеобразные пояса пологого тектонического течения корового материала от архейских гранит-зеленокаменных областей и раннепалеопротерозойских кратонов в сторону гранулитовых поясов, такие, как Беломорский, которые формировались в условиях растяжения и имели смешанный характер магматизма.

Из этих структурных провинций наиболее близкой к фанерозойским является только первый тип, напоминающий области внутриплитной активности (континентального рифтогенеза и траппообразования), происхождение которых связывается с подъемом мантийных плюмов. Это позволяет нам охарактеризовать геологическую ситуацию на Балтийском щите в позднем архее и раннем палеопротерозое в терминах внутриплитной тектоники. Согласно предлагаемой модели (рис. 8), ведущим механизмом тектонических процессов в

раннем докембрии, как и в фанерозое, был подъем суперплюмов, над растекавшимися головными частями которых формировались крупные области растяжения (гранит-зеленокаменные области в архее и кратоны в раннем палеопротерозое). На территории Балтийского щита, по-видимому, последовательно существовало по два таких суперплюма: под Карельским и Кольским доменами. В отличие от фанерозоя, процесс их растекания не сопровождался разрывами сиалической коры и образованием литосферы океанического типа, а также появлением структур типа зон субдукции. Вместо этого возникали специфические для раннего докембрия зоны погружения и сгуживания материала – гранулитовые пояса умеренных давлений, окруженные промежуточными зонами тектонического течения типа Беломорского пояса. Ситуация в целом напоминала картину, возникавшую в

экспериментах Х. Рамберга [20] при моделировании вертикального подъема диапиров через более вязкую матрицу, когда материал последний стекал в промежутки между диапирами. По своему геологическому содержанию эти процессы могут служить хорошим примером нелинейной геодинамики [18, 19], свидетельствуя об активном взаимодействии мантийных плюмов с земной корой, приводившем к горизонтальным перемещениям корового материала.

Обращает на себя внимание значительное сходство геологической ситуации в раннем докембрии Балтийского щита с позднеархейской ситуацией в южной части Африканского щита. Здесь ~2.7 млрд. лет назад между Каапваальским и Зимбабвийским кратонами, представлявшими собой архейские гранит-зеленокаменные области, образовался гранулитовый пояс Лимпопо [50]. Этот пояс шириной около 100 км образован преимущественно метаосадками (гнейсами гранат-кордиерит-силлиманитового состава, мраморами, карбонатно-силикатными породами и т.д.). Как и в гранулитовых поясах Балтийского щита, здесь широко проявлен чарнокит-эндербитовый магматизм. Вдоль границ этого пояса с соседними кратонами устанавливаются своеобразные маргинальные зоны шириной 60–80 км, напоминающие по своему строению Беломорский подвижный пояс. Как и в последнем, здесь намечается усиление степени метаморфизма от кратонов в сторону гранулитового пояса.

Фрагмент позднеархейской (2.70–2.66 млрд. лет) структурно-метаморфической зональности такого же типа описан и на Канадском щите, в южной части провинции СьюперIOR [42]. Здесь с востока на запад наблюдается переход от гранит-зеленокаменной области Вабигун (Wabigoon), где коматит-базальтовый вулканизм имел место в интервале 2.75–2.70 млрд. лет, через гнейсовый пояс Вава, образованный системой пологопадающих тектонических пластин, формировавшихся в условиях растяжения около 2.66 млрд. лет назад, к гранулитовому поясу Капускейсинг с возрастом метаморфизма также около 2.66 млрд. лет. Процессы формирования структурного домена Вава происходили в условиях амфиболитовой фации и сопровождались синкинематическим внедрением гранитных пегматитов и мигматизацией пластин древних (около 2.92 млрд. лет) тоналитов. Таким образом, закономерности, установленные для Балтийского щита, по-видимому, являются довольно типичными для тектонических процессов раннего докембрия и на других щитах.

Судя по составу мантийных магм, раннедокембрийские плюмы состояли из разной степени деплетированного ультраосновного материала [5, 28, 30] и заметно отличались от фанерозойских [30, 52]. Имеющиеся экспериментальные и петрологические

данные свидетельствуют о том, что генерация и отделение первичных магм в архее происходили на глубинах 350–250 км и в палеопротерозое – 200–150 км [5, 7, 43, 45]. Из этого следует, что растекание головных частей таких плюмов происходило существенно глубже, чем это имеет место во внутриплитных ситуациях фанерозоя. Вероятно, именно по этой причине дело не доходило до разрыва континентальной коры, возникновения зон океанического спрединга и формирования литосферных плит, а процессы растяжения приводили только к появлению ослабленных зон с сетью вулканических поясов. Судя по присутствию пиллоу-лав среди вулканитов архейских зеленокаменных поясов и наличию в них малоглубинных осадков, эти пояса в геоморфологическом плане часто представляли собой небольшие линейные неглубокие морские бассейны, где происходили извержения преимущественно коматит-базальтовых лав. В раннем палеопротерозое формирование вулканогенно-осадочных поясов обычно происходило уже в субаэральных условиях.

*Проблема гранулитовых поясов.* Гранулитовые пояса, располагавшиеся между областями вздымания и растяжения, по своему вещественному составу заметно отличались от гранит-зеленокаменных областей и кратонов преобладанием осадочных пород, преимущественно метапелитов, и, вероятно, были областями интенсивных нисходящих движений с седиментационными бассейнами наверху. По-видимому, большая часть эродированного материала, особенно глинистых фракций, аккумулировалась именно в пределах этих структур, где осадки быстро погружались, уплотнялись и вовлекались в процессы деформаций и метаморфизма. Кроме того, часть корового материала соседних кратонов, вовлекавшаяся в процессы тектонического течения в промежуточных зонах типа Беломорского подвижного пояса (см. выше), также могла аккумулироваться здесь же.

В отличие от гранит-зеленокаменных областей и кратонов, в пределах гранулитовых поясов развит эндербит-чарнокитовый магматизм. Из этого следует, что в нижних частях гранулитовых поясов коровый материал подвергался разогреву до частичного плавления с последующим удалением новообразованных кислых расплавов, а образующиеся при этом реститы должны были иметь преимущественно базитовый состав. Как было показано на примере Арбанского тектонического блока нижнекоровых образований из фундамента Шарыжалгайского гранулитового пояса в Южном Присянье, такие реститы представлены гранатовыми гранулитами и эклогитами [26]. Характерной особенностью этих пород является высокая железистость темноцветных минералов, не типичная для базитов, но аналогичная наблюдаемой в эндербитах и чарнокитах. Естественным пределом погружения корового материала в верхнюю

мантию, по-видимому, являлась поверхность раздела на глубине 100–120 км, где наблюдается фазовая граница между шпинелевой и гранатовой фациями в ультрамафитах. Шпинелевые перидотиты под такими гранулитовыми поясами, вероятно, преобразуются в гранат-шпинелевые разновидности, повсеместно наблюдаемые среди популяций ксенолитов в кимберлитах.

Таким образом, гранулитовые пояса представляли собой специфические области, где избыток корового материала, возникавший в областях растяжения (гранит-зеленокаменных областях, кратонах), а также продукты их эрозии затягивались в мантию. Однако при этом остается неясной природа тепла, необходимого для достижения условий гранулитовой фации. В этой связи обращает на себя внимание характер региональной, близкой к изобарической структурно-метаморфической зональности в раннем докембрии Балтийского щита. Температуры метаморфизма были минимальными в областях растяжения над мантийными плюмами, повышенными – в промежуточных зонах типа Беломорского подвижного пояса, где происходило формирование пакетов тектонических пластин, и максимальными на участках наиболее интенсивных деформаций между плюмами, где происходило сгущивание корового материала и формирование гранулитовых поясов. Мы полагаем, что наблюдаемая связь деформаций и метаморфизма не является случайной, а обусловлена выделением (диссипацией) тепла внутреннего трения при вязко-пластичном течении коровых пород. Согласно П. Молнару и П. Ингледу [41], вклад такого тепла в повышение температуры может составлять порядка 200°C. Именно такая добавка тепла необходима для того, чтобы возникла наблюдаемая региональная зональность – примерно от 600°C в краевых частях гранит-зеленокаменных областей до 750–800°C в гранулитовых поясах.

*Проблема унаследованности главных геологических структур в раннем докембрии.* По-видимому, важным следствием механизма внутриплитной тектоники является удивительная унаследованность областей геодинамической активности в раннем докембрии. Уже давно было отмечено, что развитие вулканических поясов мафического профиля, начиная с позднего архея и кончая поздним палеопротерозоем, часто происходило в пределах одних и тех же структур – Печенгско-Варзугской, Восточно-Карельской, Ветреного Пояса, Пана-Куоляярвинской, Лапонийских поясов Финляндии и т.д. [6, 12, 47 и др.], так что суммарная продолжительность процесса формирования этих структур, несмотря на наличие существенных перерывов, могла достигать порядка 1 млрд. лет. За это время по крайней мере два раза произошло изменение характера мантийных магматических расплавов: с коматиит-базальтового на бонинитоподобный около 2.6–2.5 млрд. лет назад и с бонинитоподобного на

типичные для фанерозоя геохимически обогащенные титанистые щелочно-базальтовые и толеитовые серии около 2.2–2.0 млрд. лет назад (см. ниже).

То же самое относится и к региональным структурам. Так, палеопротерозойский Карельский кратон возник на месте позднеархейской Карельской гранит-зеленокаменной области, Беломорский подвижный пояс развивался в режиме промежуточной зоны как в архее, так и в раннем протерозое, а гранулитовые пояса и в архее, и в раннем палеопротерозое располагались в пределах Кольского домена, хотя и имели несколько разную ориентировку. Более того, и позднепалеопротерозойский высокобарический гранулитовый пояс (Главный Лапландский разлом) развит здесь же, ограничивая Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс с юго-запада и внося существенный вклад в эволюцию Беломорского пояса в позднем палеопротерозое уже в форме компрессионных надвиговых структур.

*Смена тектоно-магматической активности.* Как было показано выше, в течение раннего докембрия на Балтийском щите два раза происходили крупнейшие изменения типа тектоно-магматической активности. Первый такой перелом имел место на границе архея и протерозоя. Он выразился сменой коматиит-базальтового магматизма архея на бонинитоподобный, переходом от преобладающей вязко-пластичных деформаций в коре к преобладанию хрупких и переходом от своеобразного режима растяжения с образованием неправильной сети зеленокаменных поясов в гранит-зеленокаменных областях к режиму континентального рифтинга в раннепалеопротерозойских кратонах. При этом имела место и эволюция плавящихся мантийных субстратов – от слабо- и умереннодеплетированных в архее к высокодеплетированным в раннем палеопротерозое.

Однако главным рубежом является граница раннего и позднего палеопротерозоя, 2.2–2.0 млрд. лет назад, когда впервые в массовом количестве появились геохимически обогащенные Fe-Ti пикриты и базальты разной щелочности, типичные для внутриплитного магматизма фанерозоя. Этот магматизм проявлялся в таких же формах, как и бонинитоподобный магматизм раннего палеопротерозоя, формируя вулканогенно-осадочные пояса, рои даек и крупные титаносные расслоенные интрузивы (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро и др.). С этого времени Fe-Ti базальты сменяют бонинитоподобные серии в качестве главного типа внутриплитного магматизма.

Тогда же появились и первые очевидные геологические признаки развития региона по модели тектоники плит, выразившиеся в раскрытии в западной части щита Свекофеннского океана, реликтами литосферы которого являются офиолиты Иормуа и Оутокумпу, в появлении Лапландской зо-

ны коллизии, раскрытии Печенгско-Варзугского задугового бассейна с базальтами типа MORB и т.д. [35, 48].

Несмотря на резкую смену характера тектоно-магматической активности на Балтийском щите, унаследованность локализации вулканогенных поясов сохранялась и титанистые базальты формировали верхние части разрезов раннепалеопротерозойских структур. Такая унаследованность тектоно-магматической активности, начиная с позднего архея до позднего палеопротерозоя, по-видимому, свидетельствует об исключительной устойчивости системы конвекции в верхней мантии на протяжении около 1 млрд. лет. Вероятно, начиная по крайней мере с позднего архея, литосфера здесь приобрела определенную жесткость. В результате прогретые вертикальные следы прохождения предыдущих плюмов могли превратиться в своеобразные “структурные ловушки” для поднимающихся новообразованных плюмов, предопределяя их локализацию в пространстве, а уже имевшиеся неоднородности коры осуществляли конкретный структурный контроль проявления магматизма.

*Балтийский щит как модель развития тектоно-магматических процессов в раннем докембрии.* Рассмотренные особенности развития раннедокембрийских геологических процессов на Балтийском щите в плане фактического материала, но не его трактовки в той или иной степени проявлены на всех докембрийских щитах [30, 37]. Повсеместно на границе архея и протерозоя наблюдается переход от развития в режиме гранит-зеленокаменной области к кратонному режиму, сопровождаемый сменой мантийного коматиит-базальтового магматизма на бонинитовоподобный; также повсеместно и в архее, и раннем палеопротерозое устанавливается одновременное существование областей растяжения и разделяющих их гранулитовых поясов умеренного давления, представлявших собой седиментационные бассейны [24, 30 и др.]. Повсеместно фиксируется и рубеж 2.2–2.0 млрд. лет назад, когда на всех щитах впервые в массовом количестве появились геохимически обогащенные Fe-Ti базальты и ранее отсутствовавшие очевидные геологические признаки тектонического развития коры по принципу тектоники плит. Из этого, по-видимому, следует, что данный рубеж являлся глобальным событием (планетарной геологической “катастрофой”), кардинально изменившей ход геологических процессов на Земле.

Обращает на себя внимание синхронность начала действия появления на Земле механизма плейт-тектоники и появления геохимически обогащенных титанистых щелочно-базальтовых серий, характерных для внутриплитного магматизма фанерозоя, обусловленного подъемом астеносферных плюмов. Происхождение таких расплавов связано с яв-

лением мантийного метасоматоза, первые признаки которого появились 2.2–2.0 млрд. лет назад [30]. Инфильтрация глубинных флюидов приводила к разуплотнению мантийного вещества по сравнению с более плотным ультраосновным веществом плюмов раннего докембрия. В результате этого плюмы стали подниматься уже до основания континентальной коры, а их растекание могло приводить к ее разрыву, формированию литосферы океанического типа и появлению компенсационных зон стока избытка корового материала – зон субдукции.

*Эволюция тектоно-магматических процессов.* Как следует из приведенных материалов, характер тектоно-магматической активности в раннем докембрии существенно отличался от фанерозойского как составами магматических пород, так и особенностями тектонических процессов. Иными словами, как на ранних, так и на поздних стадиях развития Земли наблюдалась четкая взаимосвязь магматических и тектонических процессов, но она была различна на разных стадиях эволюции. Из этого следует, что принцип актуализма, широко используемый геологами при реконструкциях тектонических структур в подвижных областях, имеет свои ограничения и вряд ли применим к анализу тектоники раннего докембрия. Особенно это касается очень распространенного метода реконструкции тектонических обстановок архея по составу магматических пород, когда, например, только на основе находок андезитов и дацитов в разрезе зеленокаменных поясов их относят к островодужным образованиям, а коматиитовые базальты, которые по своей геохимии близки к MORB, описываются как породы океанической коры [37, 44]. Эти породы не всегда могут являться однозначными индикаторами соответствующих тектонических обстановок. Андезитовые расплавы, которые имеют корово-мантийное происхождение, могли формироваться по крайней мере двумя разными способами – в зонах субдукции или при асимилиации корового материала в процессе подъема мантийных расплавов сквозь кору, как это хорошо видно на примере раннего палеопротерозоя. Что же касается коматиитовых базальтов, то их химизм свидетельствует лишь о том, что они произошли за счет умереннодеплетированной мантии, в то время как другие признаки существования океанического спрединга, в первую очередь, настоящие офиолиты с комплексами параллельных даек, отсутствуют.

Как известно, тектонические и магматические процессы определяются геодинамикой мантии и являются разными выражениями одного и того же явления мантийной конвекции. При этом тектоника несет информацию о механическом взаимодействии вещества верхней мантии и коры, а магматизм – о физико-химических процессах в верхней мантии. Совершенно очевидно, что в процессе эво-

люции Земли такое взаимодействие не могло оставаться неизменным. Это связано как с изменением физического состояния верхних оболочек Земли, которые постепенно охлаждались в результате диссипации тепла в мировое пространство, так и с изменением состава самого астеносферного вещества. Последнее обстоятельство было связано с двумя причинами. Во-первых, мантийное вещество постоянно истощалось легкоплавкими компонентами в результате выплавления магм, а, во-вторых, с некоторого времени стало обогащаться некогерентными элементами и флюидными компонентами вследствие явления мантийного метасоматоза.

Это хорошо видно на примере единственного типа тектоно-магматической активности, сохранявшего на продолжении всей геологической истории нашей планеты, – внутрислитной активности, возникающей над растекающимися головными частями мантийных плюмов. Как было показано, выше, в архее вещество этих плюмов было представлено слабо деплетированной мантией (коматиит-базальтовая серия), в раннем палеопротерозое – сильно деплетированной мантией (бонинитоподобные породы), а начиная с 2.2–2.0 млрд. лет назад – геохимически обогащенной мантией (Fe-Ti пикриты и базальты разной щелочности, а также разнообразные титанистые щелочные породы, кимберлиты и лампроиты). Аналогичные закономерности устанавливаются и для всех других докембрийских щитов; это позволяет думать, что они имели глобальный характер [30].

С таких позиций эволюция тектоно-магматической активности Земли, в частности, для Балтийского щита, выглядит следующим образом.

*1. Архейский этап (нуклеарная стадия).* На Балтийском щите реликты наиболее древних гранит-зеленокаменных областей известны примерно с 3.6 млрд. лет назад, а на Канадском и Гренландском щитах наиболее древние образования имеют возраст около 4 млрд. лет; этот этап продолжался до 2.7–2.6 млрд. лет назад. Для него характерно формирование крупных областей растяжения древней сиалической коры с сетью зеленокаменных поясов, выполненных преимущественно вулканитами коматиит-базальтовой серии; вдоль периферий зеленокаменных поясов был развит гранитоидный магматизм, по-видимому, связанный с переплавлением сиалической рамы в результате ее прогрева при внедрении коматиитовых силлов в основание коры и ее толщу. Земная кора того времени была довольно пластична, о чем свидетельствует редкость или полное отсутствие роев даек и крупных расслоенных интрузивов.

Между гранит-зеленокаменными областями формировались гранулитовые пояса умеренных давлений с синкинематическим коровым эндербит-чарнокитовым магматизмом. В этих поясах аккумуля-

лировался избыток корового материала из областей растяжения, и в этом смысле по своей функциональной роли они были близки, но не аналогичны зонам субдукции фанерозоя. Растекание головных частей плюмов имело место на больших глубинах в мантии; по этой причине разрыва сиалической коры не происходило и, соответственно, не происходило формирования океанической литосферы. Тип тектоно-магматической активности можно определить как внутрислитный.

*2. Раннепалеопротерозойский этап (кратонная стадия), с 2.6–2.5 до 2.2–2.0 млрд. лет назад.* Из-за общего охлаждения внешних оболочек Земли кора стала жесткой, способной к хрупким деформациям, о чем свидетельствует широкое развитие роев даек, расслоенных интрузивов и грабенообразное строение вулканогенно-осадочных поясов. Несмотря на это характер тектоно-магматической активности в целом сохранялся: формировались обширные области растяжения (кратоны) с мантийным магматизмом и компенсационные области сжатия и погружения (гранулитовые пояса умеренных давлений) с эндербит-чарнокитовым магматизмом. Появление консолидированной коры привело и к смене типа магматических расплавов – на смену архейским коматиит-базальтовым сериям пришли бонинитоподобные серии, происшедшие как за счет мантийных, так и коровых субстратов. По-видимому, это было связано с тем, что поступающие снизу глубинные высокотемпературные мантийные расплавы, наталкиваясь на жесткую кору, накапливались под этим барьером в форме промежуточных магматических очагов. Дальнейшая миграция расплавов вверх, по-видимому, происходила по принципу зонной плавки, приводившей к ширококомасштабной ассимиляции коровых пород, и соответственно, к формированию типичных для этой стадии расплавов. Благодаря такому корово-мантийному происхождению по своим геохимическим характеристикам они были близки к образованиям известково-щелочной серии фанерозоя, связанным с зонами субдукции, отличаясь от них преобладанием базальтовых составов, а также изотопными характеристиками. Тип тектоно-магматической активности, как и для предыдущей стадии, также определяется как внутрислитный.

*3. Позднепалеопротерозойский этап (начало континентально-океанической стадии).* На рубеже 2.2–2.0 млрд. лет произошло значительное изменение характера тектоно-магматических процессов. В качестве ведущего типа внутрислитного магматизма стали выступать геохимически обогащенные Fe-Ti пикриты и базальты, часто повышенной щелочности. На Балтийском щите появились явные признаки тектоники активных границ плит, Лапландская сутурная зона, представленная узким поясом гранулитов высо-

ких давлений, Печенгско-Варзугский задуговой бассейн с базальтами типа MORB, офиолитовые ассоциации, связанные с формированием литосферы Свекофеннского океана с возрастом около 2 млрд. лет, и т.д.

С этого времени на Земле устанавливаются два типа тектоно-магматической активности, существующих и поныне: 1) продолжающая свое существование внутриплитная и 2) набирающая силу активность на границах плит (собственно плейстектоника). В отличие от фанерозоя, в позднем докембрии (мезо- и неопротерозое) первые два типа были близки по масштабам, и только в фанерозое внутриплитный магматизм начинает играть подчиненную роль, а главный объем магматической деятельности уже связан с активными границами плит. При этом внутриплитный магматизм мезопротерозоя существенно отличался от фанерозойского преобладанием кислого магматизма, где важную роль играли огромные массивы анортозит-рапаквивигранитной ассоциации, специфические именно для этого периода [30].

Таким образом, в процессе развития Земли происходила эволюция не только магматизма, но и характера тектоно-магматической активности в целом. Поэтому реконструкция тектономагматических процессов раннего докембрия только на основании геохимических данных по магматическим породам, без учета всей геологической ситуации, с нашей точки зрения, может привести к ложным выводам о сущности происходивших тогда геологических процессов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Указанные закономерности развития Балтийского щита в архее и раннем палеопротерозое, наблюдаемые и на других докембрийских щитах, особенно Южно-Африканском и Канадском, могут быть описаны в терминах внутриплитной тектоники. Согласно предлагаемой модели, ведущим механизмом формирования главных тектонических структур в раннем докембрии являлся подъем и растекание на глубинах 150–300 км суперплюмов, над которыми в архее возникали гранит-зеленокаменные области, а в палеопротерозое – кратоны; между ними располагались области нисходящих движений, где происходило сгруживание материала и формировались гранулитовые пояса. Судя по характеру магматических расплавов, вещество этих плюмов было представлено в разной мере деплетированными ультрабазитами, что отличает их от большинства плюмов фанерозоя, где большую роль играла обогащенная мантия.

Важной особенностью рассмотренных тектоно-магматических процессов являлась унаследованность их проявления в пределах одних и тех же структурных провинций, которая сохранялась по

крайней мере с позднего архея до конца раннего протерозоя, свидетельствуя об устойчивости системы конвекции в мантии на протяжении около 1 млрд. лет – с позднего архея до конца палеопротерозоя; более древние структуры в регионе не сохранились.

Из приведенных данных следует, что в истории Земли происходила эволюция не только магматических процессов, но и всей тектоно-магматической активности в целом. Это связано с тем, что по мере охлаждения нашей планеты постепенно менялись как температурный режим и физические свойства верхних оболочек литосферы, так и физико-химические параметры плавления вещества верхней мантии (в результате ее истощения легкоплавкими компонентами за счет предшествовавших эпизодов плавления, а позже – вследствие активной инфильтрации в нее глубинных геохимически обогащенных Ti-содержащих флюидов). Поэтому каждая стадия развития Земли имела свои специфические особенности развития тектоно-магматических процессов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 98-05-64458 и 98-05-64916, а также Федеральной программы “Целевая поддержка ведущих научных школ” № 96-15-98518.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области. М.: Наука, 1992. 168 с.
2. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–38.
3. Бибикина Е.В., Шельд Т., Богданова С.В. и др. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1412.
4. Богатиков О.А., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика // 27-й МКГ. Петрология. М.: Наука, 1984. С. 3–18.
5. Вревский А.Б., Крымский Р.Ш. Sm-Nd-систематика и геохимия архейских перидотитовых коматиитов Балтийского щита // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 5. С. 80–82.
6. Геология Карелии / Ред. Соколов В.А. Л.: Наука, 1987. 231 с.
7. Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Экспериментальная петрология и генезис коматиитов / Ред. Богатиков О.А. // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. С. 162–180.
8. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия – рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1980. № 5. С. 3–24.
9. Добржинская Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.

10. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 300 с.
11. Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В. и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 228 с.
12. Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего докембрия / Ред. Богатиков О.А. // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. С. 89–161.
13. Лобач–Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозеро Северо-Западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. № 6. С. 593–621.
14. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматических пород. / Ред. Коваленко В.И. и др. М.: Наука, 1987. 438 с.
15. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
16. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.И. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.
17. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л.: Наука, 1979. 127 с.
18. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
19. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
20. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Наука, 1985. 400 с.
21. Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Пухтель И.С. и др. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Тезисы докладов 1-й Международной конференции “Корреляция геологических комплексов Фенноскандии”, 8–11 сентября 1996. С.-Петербург. ГСФ “Минерал”, 1996. С. 74.
22. Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Левченко О.А. и др. Изотопная геохронология гнейсового комплекса Водла // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83.
23. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
24. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
25. Чекулаев В.П., Лобач–Жученко С.Б., Левский Л.К. и др. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры. // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.
26. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И., Богина М.М. Раннедокембрийские нижнекоровые базиты и эколгиты (на примере образований Кольского полуострова и Южного Присяяня) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 94–112.
27. Шарков Е.В., Ляхович В.В., Леднева Г.В. Петрология раннепротерозойского друзитового комплекса Беломорья на примере Пезостровского массива, Северная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 511–531.
28. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
29. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian. Res. 1995. Vol. 75. P. 31–46.
30. Bogatnikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., Yarmolyuk V.V. Magmatism and Geodynamics // Terrestrial Magmatism in the Earths History. London: Gordon and Breech Publ., 1999.
31. Bogdanova S.V. High-grade metamorphism of 2.45–2.4 Ga age in mafic intrusions of the Belomorian Belt in the northeastern Baltic Shield / Ed. Brewer T.S. // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Geol. Soc. Spec. Publication, 1996. № 112. P. 69–90.
32. Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // Precambrian Res. 1987. Vol. 3 P. 15–72.
33. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / Ed. Mitrofanov F.P. Apatity: Kola Sci. Centre. Publ., 1995. 144 p.
34. Glebovitsky V.A. The Early Precambrian of Russia. Amsterdam: Harwood Academic Publ., 1997. 261 p.
35. Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 3–21.
36. Gower C.F., Rivers T., Ryan A.B. Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica. Geol. Assoc. of Canada. Spec. Paper. 1990. Vol. 38. 581 p.
37. Greenstone Belts. / Eds de Wit M.J., Ashwal L.D. Oxford: Clarendon. 1997. 809 p.
38. Heaman L.M. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? // Geology. 1997. Vol. 25. № 4. P. 299–302.
39. Huhma H., Cliff R.A., Perttunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb-isotopic study of mafic rocks associated with Early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // Contrib. Miner. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 369–379.
40. Huhma H., Merilainen K. Provenance of paragneisses from the Lapland granulite Belt // Joint meeting “Metamorphism, Deformations and structure of the Crust”. Abstr. Oulu. 1991. P. 26.
41. Molnar P., England P. Temperatures in zones of steady-state underthrusting of young oceanic lithosphere // Earth Planet. Sci. Letters. 1995. Vol. 131. № 1/2. P. 57–70.
42. Moser D.E., Heaman L.M., Krogh T.E., Hanes J.A. Infracrustal extension of an Archaean orogen revealed using single-grain U-Pb zircon geochronology // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 5. P. 1093–1109.
43. Ohtani E. Majorite fractionation and genesis of komatiites in the deep mantle // Precambrian Res. 1990. Vol. 48. P. 195–202.

44. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Jochum K.P. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 155. P. 57–74.
45. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Megzer K. et al. Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetreny Belt, Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. Vol. 124. P. 273–290.
46. Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z., Kulikova V.V. Petrology and Sm-Nd and Pb-Pb systematics of the Early Archean highly magnesian metavolcanics of the Vodla Block, Baltic Shield // *Intern. Geol. Review.* 1993. Vol. 35. P. 825–839.
47. Saverikko M. Komatiitic explosive volcanism and its tectonic setting in Finland, the Fennoscandian (Baltic) Shield // *Bull. Geol. Surv. Finland.* 1990. № 62. Pt. 1. P. 3–38.
48. Sharkov E.V., Smolkin V.F. The early Proterozoic Pechenga–Varzuga Belt: A case of Precambrian back-arc spreading // *Precambrian Res.* 1997. Vol. 81. P. 133–151.
49. Sharkov E.V., Smolkin V.F. Palaeoproterozoic layered intrusions of the Russian part of the Fennoscandian Shield: a review // *Trans. Inst. Min. Metallurgy. Sect. B: Appl. earth sci.* 1998. № 107. P. B23–B38.
50. The Archean Limpopo Granulite Belt: Tectonics and deep crustal processes / Eds Van Reenen D.D., Roering C., Ashwal L.D., de Wit M.J. // *Prec. Res. Spec. issue.* 1992. Vol. 55. № 1–4. 587 p.
51. Timmerman M.J., Balagansky V.V. Tectonic and thermal evolution of the Palaeoproterozoic Kolviitsa belt, Kola Peninsula, Russia // *TERRA Abstracts.* 1994. Vol. 6. № 2. P. 19.
52. Timmerman M.J., Daly J.S. Sm-Nd evidence for Late Archean crust formation in the Lapland–Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.* 1995. Vol. 72. P. 97–107.
53. Vuollo J.I., Nykanen V.M., Kiiipo J.P., Piirainen T.A. Paleoproterozoic mafic dyke swarms in the Eastern Fennoscandian Shield, Finland: A review / Eds Baer G., Heimann A. // *Physics and Chemistry of Dykes.* Rotterdam: Balkema. 1995. P. 179–192.

Рецензент: В.М. Моралев

## The Role of Mantle Plumes in the Early Precambrian Tectonics the Eastern Baltic Shield

E. V. Sharkov, O. A. Bogatkov, and I. S. Krasivskaya

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Moscow*

It is shown that, during the late Archean and early Proterozoic, the major tectonic structures of the Baltic Shield were the vast areas of uplift and extension with mantle-caused magmatism and the compensation areas of subsidence and compression (moderate-pressure granulite belts) with crustal enderbite–charnokite magmatism. The intervening mobile zones are exemplified by the Belomorian mobile belt. These major tectonic elements gave rise to a regional structural and metamorphic zoning with gradually increasing deformation and metamorphism toward the granulite belts. The studied tectonic structures and processes in the Baltic Shield are shown to be similar to the late Archean processes in the southern African Shield and in the Canadian Shield.

An intraplate tectonic model is proposed for the early Precambrian of the Baltic Shield, according to which the leading formation mechanism for the major tectonic structures during the Archean and Early Proterozoic was the upwelling and diffuence of superplumes capped by areas of extension of the diffuse spreading type without the opening of oceanic basins. Intervening areas of downward movement were formed in-between, with depositional basins above them, where excessive crustal material accumulated, and granulite belts were formed. The rise of the temperature of metamorphism in this direction is attributed to the additional heating of the crustal material during its tectonic flow due to a release of heat produced by internal friction.

It is shown that not only magmatic processes but also tectono–magmatic activity evolved in its entirety in the history of the Earth. These processes are attributed both to a gradual cooling of our planet, with the resulting changes in the physical characteristics of the upper shells of the lithosphere, and to processes operating in the mantle, namely to the constant depletion of the upper mantle material in low-melting components and to the flow into the upper mantle of geochemically rich, deep mantle fluids.

УДК 551.248.2(4+6)

## НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ СКИФСКОЙ И ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДАВЛЕНИЯ АРАВИЙСКОЙ ПЛИТЫ

© 2000 г. М. Л. Копп

Геологический институт РАН

Поступила в редакцию 20.05.97 г.

Изучение макро- и мезоструктуры кряжа Карпинского показало, что на новейшем этапе он развивался в обстановке субмеридионального сжатия и правого сдвига, вызванных давлением со стороны Кавказского синтаксиса. Последнее обусловило смещение к северу и некоторый поддвиг (под Восточно-Европейский кратон) трапециевидного блока восточной части Скифской плиты. Сжатие и сдвиг воздействовали на фундамент последней и на поверхности проявлялись только в особенностях структурного рисунка чехла и неотектоники. Сам же чехол испытывал лишь вертикальные подвижки, облекающая неровности фундамента, возникшие в результате его горизонтальной деформации. К северу, а также к востоку, в сторону Прикаспийской впадины, субмеридиональное сжатие все больше сменялось субширотным растяжением. Ергенинский уступ, часто рассматривающийся как абразионный клифф нетектонического происхождения, на самом деле представляет собой зону сгущения сбросов, примыкающую к Волгоградскому разлому. Собранный материал позволяет высказать гипотезу, что в крайней северной части зоны динамического влияния Аравийской плиты формируется область коллизионного растяжения наподобие Байкала или Рейнского грабена, только более слабо выраженная.

### ВВЕДЕНИЕ

Пологие платформенные структуры Поволжья, Прикаспия и Скифской плиты традиционно трактуются как результат действия вертикально направленных сил. Тем не менее в последние годы в литературе все чаще появляются высказывания о том, что и сюда достигало направленное к северу давление Аравийской плиты [4–6, 9–11, 13, 18, 19, 24, 28, 29]. Как правило, однако, подобные представления основываются только на региональных обобщениях: на анализе распространения сейсмических волн, идущих от очагов в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе [24], или же особенностей конфигурации крупных неотектонических структур [11] и их соотношений со структурным рисунком последнего [4, 5], моделировании образующихся при сжатии мегаскладок фундамента [28] и, наконец, морфологии неотектонических разрывов, дешифрирующихся на топографических картах и космических снимках [19]. Сами же внутриплитные структуры Южной России с целью выяснения динамики и кинематики их формирования почти не изучались (современными методами), и первые серьезные шаги в данном направлении предприняты только В.А. Корчемагиным, В.С. Емецом [9] и Л.М. Расцветаевым [18], доказавшими проявление неотектонического субмеридионального сжатия и правого сдвига для территорий Донбасса и Северо-Кавказской моноклинали. Хотя при этом сведения об образовании некоторых платформенных разрывов в обстановке меридионального сжатия поступали

(например, работы В.А. Лобова по Жигулевскому взбросу), что уже дало повод Е.Е. Милановскому [13] сделать вывод о проявлении альпийского (ларамийского?) сжатия на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. Пространственно-временная связь платформенных структур с орогеническими событиями на Кавказе давно была доказана Н.С. Шатским [23].

В настоящей статье основной упор делается на анализ особенностей морфологии и кинематики образования самих внутриплитных структур, причем для этого выбран район Калмыкии и Нижнего Поволжья, значительно удаленный от коллизионного пояса и характеризующийся типично платформенным стилем строения. Для решения поставленных задач, наряду с анализом опубликованных геолого-геофизических данных, использовались результаты собственных мезотектонических наблюдений трещиноватости и материалы дистанционного зондирования. Результаты работы позволяют сделать вывод о существенной роли меридионального сжатия и широтного растяжения при образовании неоструктуры рассматриваемого региона.

### НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА КРЯЖА КАРПИНСКОГО И ЕРГЕНИНСКОГО УСТУПА И ЕЕ ГЕНЕЗИС

Кряж Карпинского находится в области сочленения Скифской и Восточно-Европейской платформ. Его параллельная Кавказу ориентировка и

одновременное с последним проявление новейших деформаций были замечены уже давно [3, 6, 23, 29 и др.]: это было одним из аргументов, позволивших А.П. Карпинскому [3] сформулировать его широко известное правило о влиянии тектогенеза складчатого пояса на вертикальные движения соседних платформ. Тем не менее очень пологое (несколько градусов) залегание слоев и субвертикальный наклон разломов около поверхности до сих пор заставляют многих исследователей трактовать структуру кряжа Карпинского только в терминах фиксистой тектоники [1, 12, Ю.И. Игошин и др., 1991 г.; А.П. Козуб и др., 1993; Ю.А. Волож, устное сообщение]. Наряду с этим в последние годы обозначилась достаточно твердая интерпретационная линия, согласно которой продольные разломы чехла южного фланга кряжа все же представляют собой взбросы или даже надвиги, постепенно выполаживающиеся на глубине порядка 10 км [29; Ю.Н. Кальнов, С.И. Филин и др., 1995 г.].

Учитывая эту противоречивость трактовки геометрии разломов на вертикальных разрезах, было бы интересно проанализировать и другие материалы, касающиеся новейшей геодинамики региона: общие особенности современного рельефа, плановый структурный рисунок мезозойско-кайнозойских отложений и его развитие во времени, отражение неотектонических структурных форм на материалах дистанционного зондирования и результаты изучения трещиноватости. Эти данные чрезвычайно важны и в совокупности с данными глубинной геологии могут оказаться решающими при выяснении региональной тектодинамической обстановки. Однако рассмотрим их по порядку.

### ГИПСОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА

Центральная морфоструктура региона – Сальско-Маньчская гряда (абс. отметки 100–200 м) – разделяет долины Кумы и Маньча на юге и Сала на севере (рис. 1). Все эти элементы рельефа имеют запад-северо-западное (кавказское) простирание. Обращает внимание и сходный характер поперечной асимметрии: Сальско-Маньчская гряда, равно как и находящаяся к северу от р. Сал Котельниковская, обладают очень узкими и крутыми южными склонами и сильно растянутыми и пологими северными, что вызывает реминисценции с южной вергентностью Кавказа. Сходная асимметрия, как мы увидим ниже, проявляется и в структуре мел-кайнозойских отложений.

На востоке район исследований замыкается обращенным к Южно-Каспийской впадине субмеридиональным Ергенинским уступом. Его поверхность, с высотами до 200 м, очень полого погружается к западу. На юге уступ под острым углом сочленяется с Сальско-Маньчской грядой и

именно здесь их высотные отметки максимальны. Характерно, что здесь же ближе всего подходит к кряжу Карпинского Ставропольская возвышенность, пережимающая на востоке Маньчскую долину. Возрастание высот в такой “точке тройного сочленения” может быть связано с концентрацией здесь тектонических напряжений.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА И СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА

Размещение территории на стыке двух крупных разновозрастных платформ предопределило многие важные особенности ее структуры. Сама приуроченность новейших дислокаций к данному месту, возможно, была вызвана наличием резкой реологической границы между относительно поднятым и жестким древним кратоном и еще сохранявшими подвижность в мезозое и кайнозое герцинидами кряжа Карпинского. Скифская плита в данном месте вдавливается в виде клина в Восточно-Европейскую, будучи ограничена двумя выступами фундамента последней: Ростовским на западе (глубина до кровли фундамента – 0.5 км) и Астраханским на востоке – (–2.5–3.5 км). Оба они могли составить жесткую раму, способную направлять горизонтальное движение Восточно-Скифского блока.

В составе палеозойского фундамента Скифской плиты в рассматриваемом регионе встречены осадочные образования девона–перми, напоминающие таковые Донецкого бассейна, однако отличающиеся от них отсутствием угленосности, большей дислоцированностью и некоторым метаморфизмом [20]. Недавно появились буровые и геофизические данные о большом (на несколько десятков километров) герцинско-киммерийском(?) надвигании этих пород на Прикаспийскую впадину [20, 29] (рис. 2). Предполагается, что на западе тектонический покров отделяется от Донбасса и Ростовского выступа поперечным левым сдвигом северо-восточного простирания [20]. Дальше мы попытаемся показать, что такой же сдвиг существовал здесь и в новейшее время.

### МАКРОСТРУКТУРА ЧЕХЛА И ЕЕ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В ТЕРМИНАХ СДВИГОВОЙ ТЕКТониКИ

*Вводные замечания.* Платформенный чехол Скифской плиты мощностью 2–3 км начинается в разных ее местах то с триаса, то с нижней либо средней юры или даже нижнего мела (рис. 3). Юра и особенно нижний мел склонны к утолщению в центральной части кряжа Карпинского. В палеоцене область более интенсивного осадконакопления сместилась к югу, в район современного Маньчского прогиба и Предкавказья, что можно связывать с происходившим тогда расчленением текто-

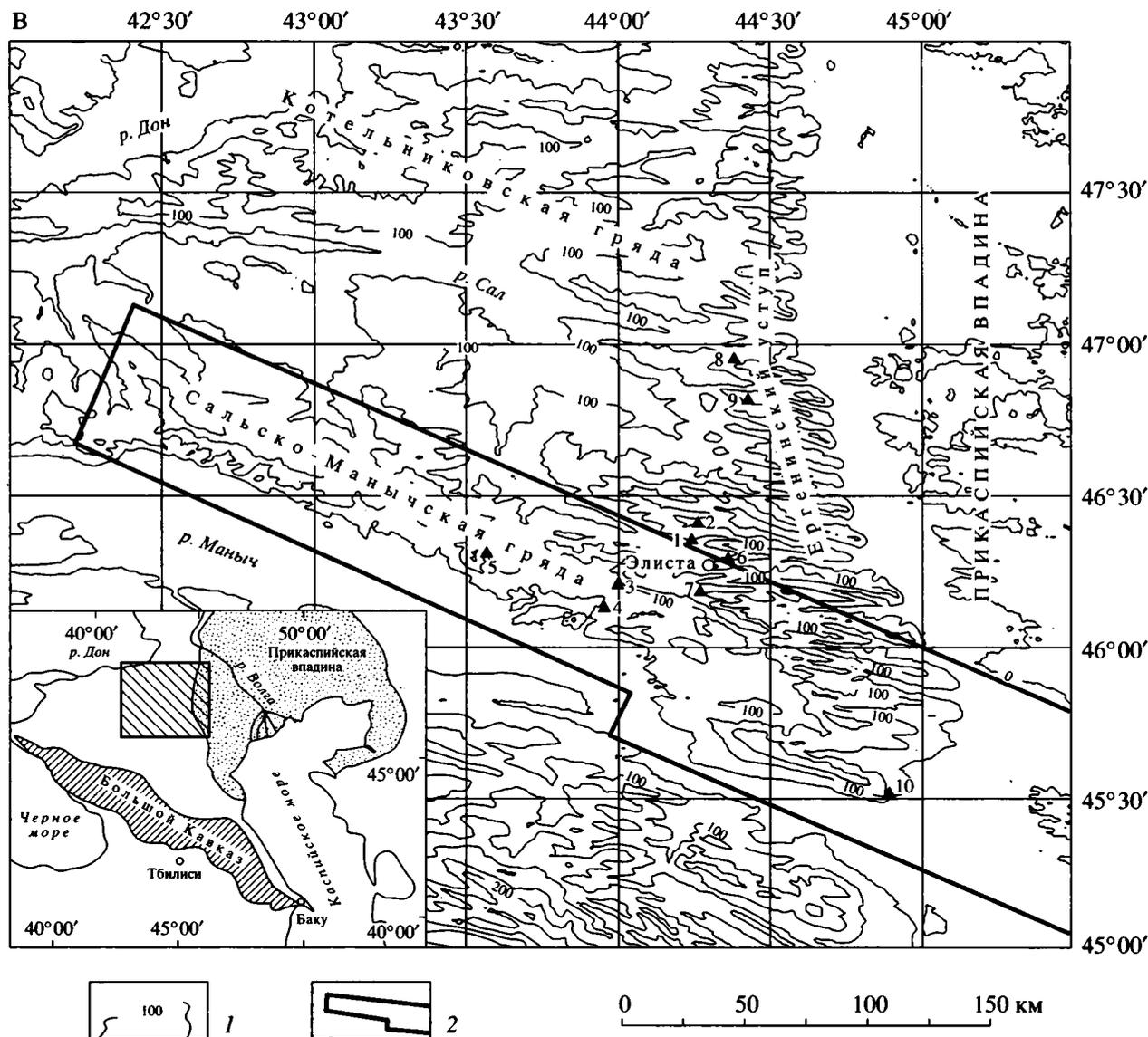


Рис. 1. Гипсометрическая схема рельефа района кряжа Карпинского.

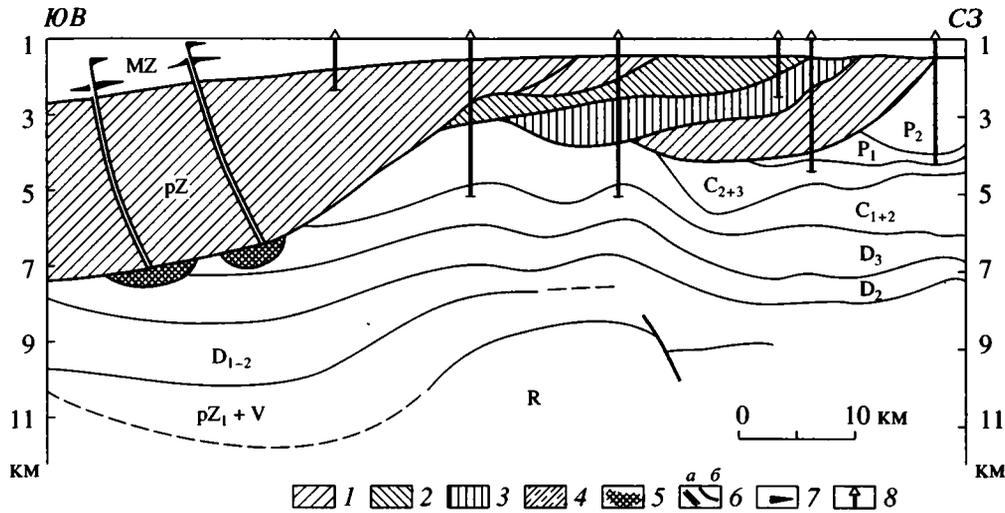
Залитые треугольники обозначают станции мезотектонических наблюдений (см. рис. 6).

1 – горизонталь рельефа; 2 – контур участка, изображенного на рис. 4. На врезке в левом углу – местоположение рис. 1.

нического рельефа во всем Черноморско-Кавказском регионе [7, 13]. Характерно, что полоса повышенных градиентов мощностей (того или иного знака) во все времена была приурочена к одной и той же линии и именно эту зону реологической неоднородности и “избрал” крутой неотектонический южный склон Сальско-Маньчской гряды. После раннего миоцена область прогибания утвердилась в Маньчском прогибе, где накапливались мелководно-морские и озерные осадки, тогда как сам кряж Карпинского превратился в новейшее поднятие. С зоной неоднородности связан и Ергенинский уступ, наследующий меридиональную зону градиентов мощности па-

леогеновых отложений. Правда, сам уступ обращен в противоположную сторону.

*Общие особенности структурного рисунка.* Благодаря многочисленным данным геофизики и бурения (В.Э. Бембеев, Ю.И. Игошин, Ю.И. Кальнов, А.П. Козуб, Е.В. Мовшович, К.О. Соборнов, С.И. Филин и др.) сейчас вырисовывается достаточно ясная картина структуры осадочного чехла (рис. 4). Он смят в очень пологие (до одного градуса) брахиморфные складки, однако главным элементом структуры является крутая (до 10°) обращенная на юг продольная флексура южного фланга кряжа, сопровождающаяся субвертикальными разрывами (см. рис. 3). Перепад от-



**Рис. 2.** Схематический разрез через край Карпинского, иллюстрирующий структуру палеозойского фундамента [25]. 1-4 – аллохтонные комплексы: 1 – нерасчлененный метаморфизованный палеозой, 2 – верхний карбон–нижняя пермь, 3 – средний карбон–нижняя пермь, 4 – пермь нерасчлененная; 5 – предполагаемые “подфундаментные” залежи нефти; 6 – разломы нефтепроводящие – а и прочие – б; 7 – “надфундаментные” залежи нефти; 8 – скважины.

меток горизонтов в зоне флексуры достигает 1–1.5 км, однако ее конкретная крутизна зависит от местных особенностей разрывной тектоники.

Второй, не менее, а, может быть, и более главный элемент тектоники чехла, – это протяженные диагональные разломы и флексуры. Кое-где они ориентированы почти продольно к главной флексуре края, однако в ряде мест становятся диагональными или даже поперечными и тогда обуславливают ее смещение и разворот против часовой стрелки (до северо-восточного простирания). К востоку от наиболее крупного поперечного линеамента, уходящего на юго-юго-восток от Элисты, главная флексура смещена вправо на 20 км и сильно выкручивается: именно там она в наибольшей степени осложнена продольными разрывами. Такое принципиальное изменение поперечного профиля края наряду с его резким изгибом вряд ли может быть объяснено без учета правосдвигового смещения.

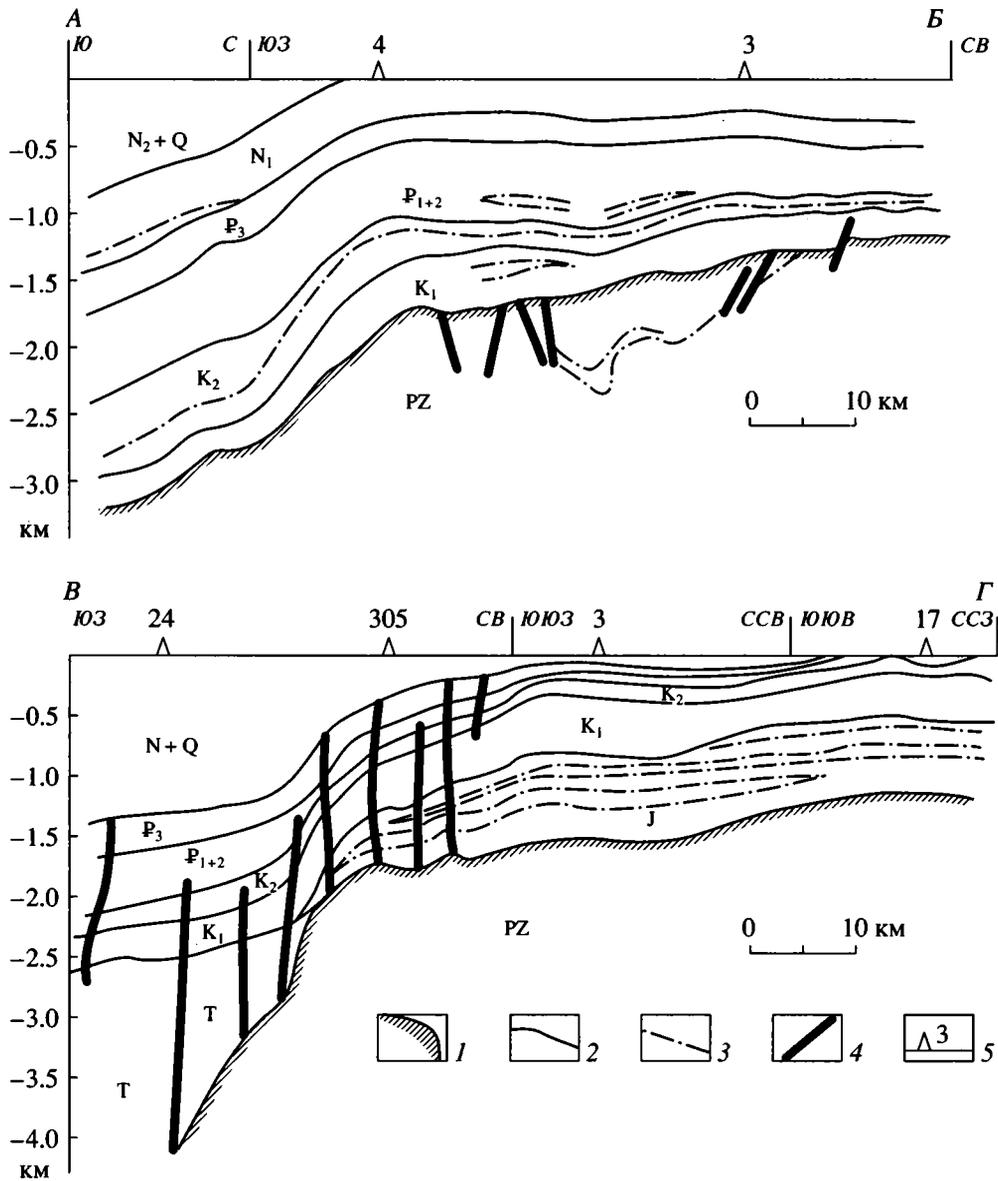
Весьма существенно, что многие брахиантиклинали, казалось бы, распределенные хаотически, обнаруживают все же черты пространственной взаимосвязи с диагональными разломами: они часто расположены эшелонированно в зонах последних и, кроме того, повернуты от общего северо-западного простирания к поперечному – северо-восточному и при этом торцово сочленяются с линиями нарушений (рис. 5). Весьма характерно сгущение таких поперечных локальных поднятий около мест затухания разломов, т.е. там, где можно предполагать компенсационное сгуживание смещенных по горизонтали масс. Особенно много локальных поднятий в пределах Элистинского блока,

сильно смещенного к юго-востоку по вышеупомянутой диагональной флексуре.

Легко видеть, что все охарактеризованные черты диагональных разломов и флексур доказывают их сдвиговую (в данном случае – правостороннюю) природу. Об этом же свидетельствуют и незначительные (не более 100 м) вертикальные смещения по ним, уступающие в десятки и сотни раз амплитуде горизонтального смещения (ср. рис. 3 и 4).

Наконец, третий важный элемент макроструктуры – крупные поперечные (северо-восточного простирания) флексуры и блоки: Сальский выступ на западе, Бузгинский на востоке, Ачинерский прогиб и др. Структуры такого рода лучше всего выражены на периклиналях края, где они очень резко, под углом 90° сочленяются с диагональными разломами; так что их логично рассматривать в качестве весьма характерных для зон сдвига [4, 5, 16 и др.] структур сжатия, компенсирующих сдвиговое смещение (см. рис. 4, врезку).

*Кинематическая интерпретация сдвигов.* Таким образом, структурный рисунок чехла края Карпинского возник при правом сдвиге. При этом могут рассматриваться две гипотезы, позволяющие по-разному определить ориентировку оси максимального укорочения. Согласно первой из них, сжатие было ориентировано под углом 30–45° к линии сдвига, т.е. в северо-западном направлении. Вторая гипотеза, лучше согласующаяся с региональными геологическими данными, предполагает, что правые сдвиги, равно как и продольная флексура вместе с Манычским прогибом, возникли при ориентированном меридионально (как и на Кавказе) направлении главного укорочения. В такой ситуации



**Рис. 3.** Геологические разрезы, иллюстрирующие структуру платформенного чехла Скифской плиты в районе крыжа Карпинского (по А.П. Козубу и др., 1993 г., с упрощениями). Местоположение разрезов см. на рис. 4.

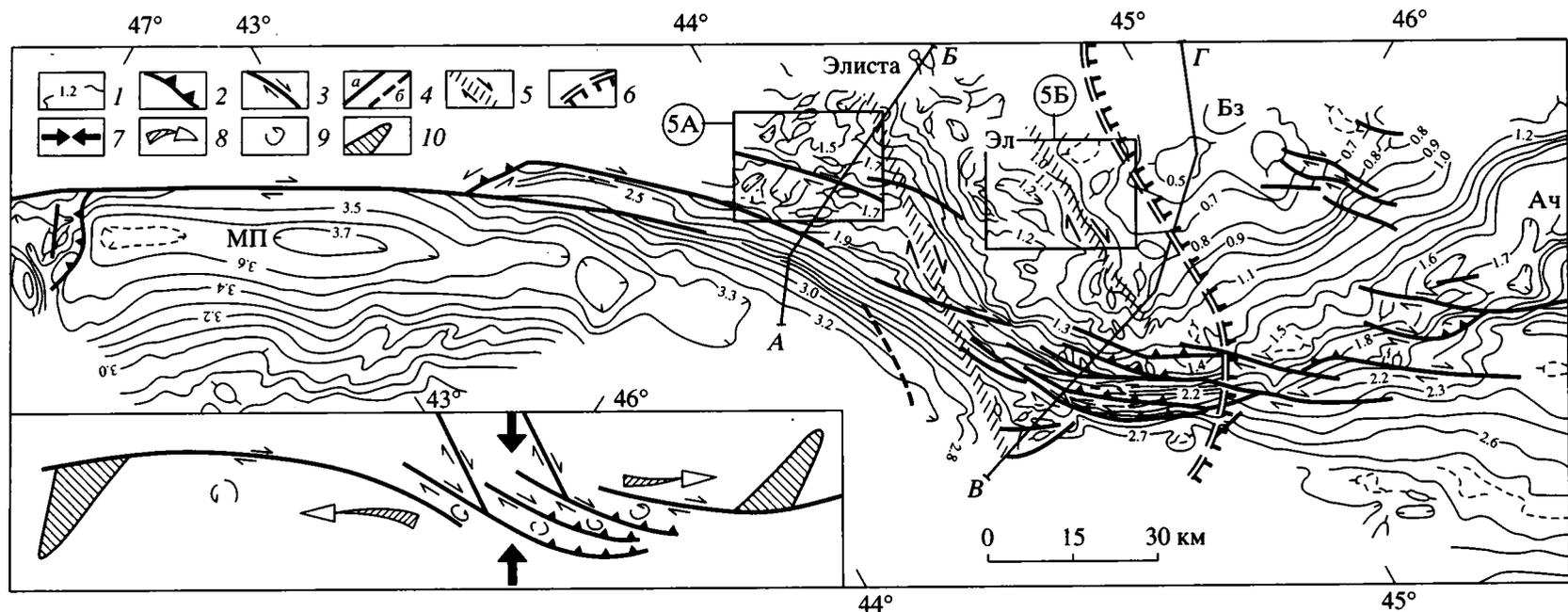
1 – поверхность палеозойского фундамента; 2 – границы комплексов чехла; 3 – некоторые отражающие горизонты внутри комплексов чехла, 4 – разломы; 5 – буровые скважины.

вдоль линеаментов север-северо-западного и запад-северо-западного простирания должны были развиваться правый сдвиг и сжатие (с правым сдвигом) соответственно.

Однако при втором предположении зона новейших правых сдвигов крыжа Карпинского оказывается почти поперечной направлению главного субмеридионального сжатия. Такое сочетание в условиях плоской деформации могло возникнуть только в том случае, если произошло значительное поперечное расплющивание материала с вращением сдвигов вокруг вертикальной оси, наподобие

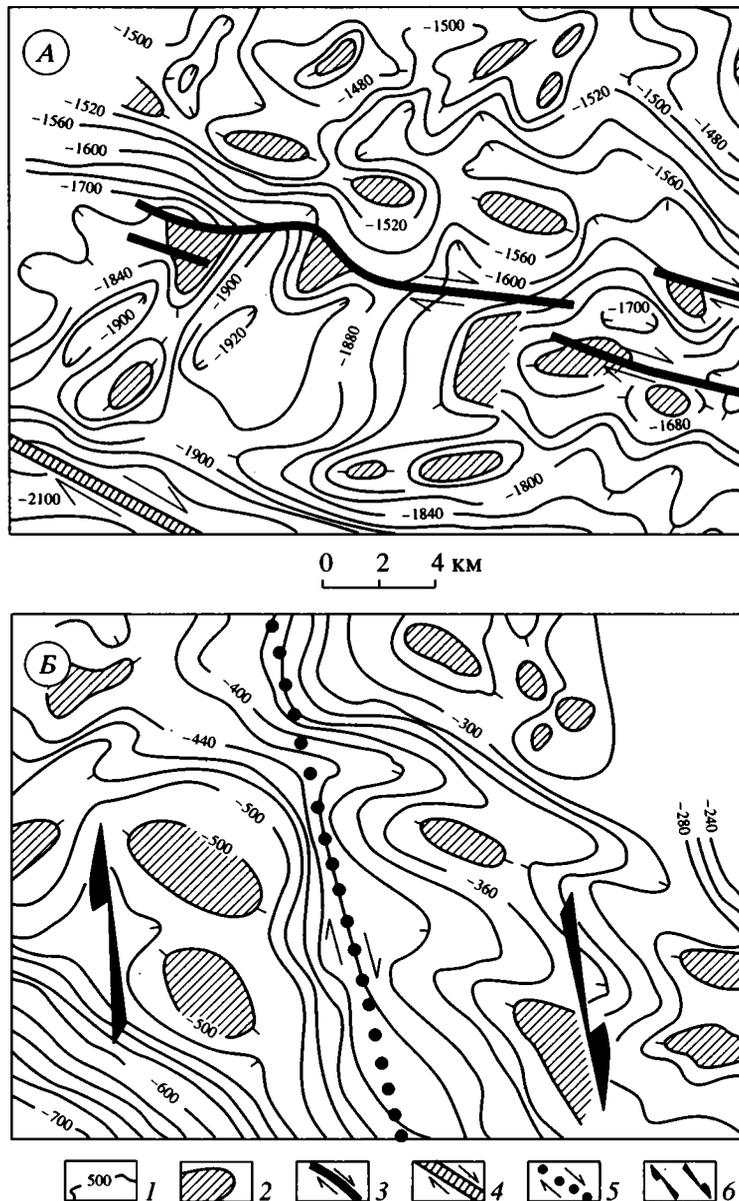
стопки книг [5]. Признаки последнего угадываются в наличии на востоке территории многочисленных узких сдвиговых блоков с антитетически развернутой, до северо-восточного простирания, ориентировкой структур.

В связи с этим обращает на себя внимание наличие двух систем правых сдвигов на востоке региона (там, где горизонтальное сжатие должно было быть максимальным): запад-северо-западного – широтного и северо-западного – север-северо-западного простирания соответственно. Вторые, к числу которых принадлежит вышеохарактеризо-



**Рис. 4.** Структурная карта кряжа Карпинского по кровле мела (по А.П. Козубу и др., 1993 г.; кинематика разломов интерпретирована М.Л. Коппом). На врезке – структурно-кинематическая интерпретация структурного рисунка. Положение рис. 4 см. на рис. 1.

1 – стратоизогипсы кровли мела, км; 2 – взбросы; 3 – сдвиги; 4 – прочие разрывы; 5 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 6 – местоположение Ергенинского уступа; 7, 8 – направления: 7 – сжатия, 8 – латерального выжимания масс из области гиперкомпрессии, 9 – вращения блоков; 10 – поперечные структуры сжатия, компенсирующие смещение по сдвигу. А–Б, В–Г – местоположение профилей, изображенных на рис. 3; 5, А, 5, Б – местоположение рис. 5, А, Б. Ач – Ачинерский прогиб, Бз – Бузгинский блок, МП – Манычский прогиб, Эл – Элистинский блок.



**Рис. 5.** Примеры строения участков проявления сдвиговой деформации: А – поперечная ориентировка брахискладок чехла и их торцовое сочленение с разрывами как вероятный результат сжатия во фронтальной части сдвинутых блоков и антитетического разворота структур против часовой стрелки (район Белоглинского и Ульдючинского поднятий; геологическая основа – структурная карта по кровле нижнего мела, А.П. Козуб и др., 1993 г.); Б – кулисное расположение брахискладок чехла, свидетельствующее о левом сдвиге (район Элистинской флексуры, к западу от Бурагинского поднятия; геологическая основа – структурная карта по кровле палеоцена, А.П. Козуб и др., 1993 г.). Местоположение рис. 5 см. на рис. 4.

1 – стратоизогипсы, м; 2 – своды антиклиналей; 3 – предполагаемые сдвиги; 4 – региональный разлом вдоль южного борта кряжа Карпинского с вероятной правосторонней компонентой смещения; 5 – предполагаемый глубинный сдвиг вдоль Элистинской флексуры; 6 – направление скашивания внутри зоны правостороннего простого сдвига над Элистинским глубинным разломом.

ванная поперечная флексура, ограничивающая Элистинский блок на западе, выражены более резко и являются секущими по отношению к первым. Так что не исключена возможность новообразования сдвиговых структур в ходе деформации. Диагональные сдвиги более ранней генера-

ции в результате продолжительного вращения вокруг вертикальной оси приняли почти продольную ориентировку, и когда сдвиговое смещение по ним прекратилось, возникла следующая генерация сдвиговых разломов, опять ориентированных под острым углом к направлению сжатия.

Сказанное не относится к западной части кряжа Карпинского, где картина упрощается: там развита всего одна серия тесно сближенных сдвигов, к которым торцово причленяется Сальский поперечный выступ. Здесь уже ничто не свидетельствует в пользу расплющивания и вращения узких блоков, да и величина субмеридионального сжатия, судя по выполаживанию главной флексуры кряжа (см. рис. 3, А–Б) становится меньше. Зато, если исходить из дугообразной, с выпуклостью к северу, конфигурации сдвиговой зоны, можно уверенно предполагать вероятность вращения против часовой стрелки всего блока к югу от нее. Именно в этой части кряжа с наибольшей очевидностью устанавливается (по ориентировке правого сдвига) северо-западное направление горизонтального укорочения, однако оно, скорее всего, является производным по отношению к региональному меридиональному сжатию и связано с выжиманием к западу Сальского блока.

Новейшие правые сдвиги широко распространены и по соседству с кряжем Карпинского. Они присутствуют в структуре расположенного непосредственно к востоку от него Промышленно-Цубукского вала, на Мангышлаке [5] и в Донбассе [9]. Таким образом, вся линия новейших дислокаций от Донбасса до Мангышлака – это область проявления альпийского правого сдвига и меридионального сжатия. Кроме того, правосдвиговая транспрессия определяет стиль деформации Большого Кавказа<sup>1</sup> [4, 5, 16, 18] и всей Периаравийской коллизионной области [4, 5]. В частности, одна из зон сгущения правых сдвигов пересекает Кавказ вдоль берега Каспия от Талыша до восточного фланга Дагестанского клина [4, 5, 16]. При таком подходе домен веерообразно расщепляющихся, с расширением к северу, правых сдвигов кряжа Карпинского может оказаться чем-то вроде структуры типа “конский хвост” на затухании крупной зоны сдвиговых деформаций.

*О соотношении деформаций сдвига и взброса.* Почти поперечная к направлению регионального сжатия (установленному по сдвигам) ориентировка разрывов восточной половины кряжа предполагает возможность взбросовой компоненты смещения. У всех у них подняты северные крылья, в соответствии с наклоном главной продольной флексуры. Последняя вместе с Манычским трогом может отражать направленный к северу поддвиг коры Скифской плиты под Восточно-Европейскую платформу. Таким образом, данные анализа поверхностного структурного рисунка совместимы с интерпретацией материалов сейсморазведки,

предполагающей взбросо-надвиговой характер продольных разломов [29].

Гораздо труднее ответить на неизбежно возникающий при этом вопрос о доле сдвиговой и надвиговой составляющих в суммарной деформации региона. Если исходить из количества и амплитуды наиболее крупных сдвигов, то продольное удлинение кряжа Карпинского между Сальским и Бузгинским блоками должно было составить не менее 20–25 км (10% от его длины на данном отрезке), а соответствующее 10%-ное укорочение при плоской деформации в сдвиговом поле напряжений – около 4–5 км. Расчеты же поперечного сокращения региона в результате надвига (поддвиг) пока отсутствуют, хотя качественно предполагается [29], что оно может быть достаточно существенным. По мнению автора, основанному только на опыте изучения коллизионной деформации Альпийского пояса [4, 6], в зонах типа кряжа Карпинского, значительно удаленных от индентора (в данном случае – Аравийской плиты), надвиговое поле напряжений должно значительно уступать сдвиговому, о чем свидетельствует и небольшая амплитуда новейшего рельефа.

Однако если роль взбросовой деформации все-таки достаточно велика, то и в этом случае, учитывая все вышесказанное, нельзя уйти от необходимости поиска способов взаимодействия взброса и правого сдвига: в форме ли вращения правых сдвигов при расплющивании и их последующей трансформации во взбросы или, при отсутствии вращения, в пластическом сдвиговом течении вдоль последних. Так или иначе, при любом варианте истолкования наблюдаемого структурного рисунка, с вращением сдвигов или без такового, придется считать, что он возник в результате сжатия в сдвиговом поле напряжений. Конечно, и в таком случае деформируемый объем должен быть снизу ограничен поверхностью срыва, однако скольжение по последней должно быть направлено не поперек, а вдоль складчатой зоны. В этом смысле весьма интересно строение периклиналей кряжа Карпинского, где как раз и могут развиваться поперечные надвиги.

## ВРЕМЯ ДЕФОРМАЦИИ

Платформенный чехол был деформирован в послемайкопское время. Начало воздымания кряжа Карпинского четко зафиксировано в возникновении в среднем миоцене сопряженного с ним Манычского трога. Ергенинская свита аллювиальных песков (верхний понт–нижний плиоцен) залегает с несогласием на слоях чехла, от нижнего понта до эоцена включительно. Однако и сама она подверглась пологим деформациям в плейстоцене: ее подошва приподнята в пределах кряжа Карпинского и Ергенинского уступа на первые сотни метров по отношению к соседним

<sup>1</sup> На востоке Большого Кавказа широко развиты и левые сдвиги [4, 5, 8, 14], однако они, судя по всему, заложены несколько позже правых (поздний плиоцен и поздний миоцен соответственно) [5, 8] и, возможно, обладают несколько меньшей амплитудой.

впадинам. Тектоническая природа последнего долго подвергалась сомнению (в связи с отсутствием соответствующих данных геофизики и бурения), и на основании факта прислонения к уступу всех послепонтических береговых линий считалось, что он имеет абразионное происхождение [15, 25]. Однако недавно появились доказательства того, что разлом все же существует. Прежде всего, детальными буровыми работами здесь были обнаружены смещения ряда горизонтов неогена (рис. 6) [21], а, кроме того, найдены геоморфологические признаки разлома: резкое увеличение вреза водотоков, скачкообразное расширение террас и пойм крупных оврагов на выходе из уступа и т.д. [21, 22]. Так что последний правильнее считать не абразионным, а абразионно-тектоническим. Его же нечеткое выражение на структурных картах, очевидно, связано с малой амплитудой (200 м), рассредоточенностью сбросовых деформаций в широкой зоне и с недостаточной изученностью структуры поверхностных горизонтов.

Активное четвертичное развитие всех структур региона хорошо видно на цифровых картах градиентов рельефа (рис. 7), синтезированных А.И. Иоффе на основе полученных через "Internet" данных USGS EROS Data Center по 30-секундной цифровой модели рельефа. Ергенинский уступ здесь дешифрируется как смещающий четвертичный рельеф плавно изогнутый сброс эшелонированного внутреннего строения (правосдвиговая компонента?), а южный уступ Сальско-Маньчской гряды – как зона правосдвиговой транспрессии. Великолепно видны неоднократные ступенчатые смещения последнего (с антитетическим вращением против часовой стрелки), отраженные в коленообразных изгибах Маньчской долины; при этом среди двух систем правых сдвигов (запад-северо-западного и северо-западного простирания) особенно четко видны последние, очевидно, более всего омоложенные в квартере. Хорошо выделяется (по увеличению расчлененности рельефа) Элистинский блок, зажаты между Ставропольским сводом и кряжем Карпинского. Как явный тектонический разрыв (с вероятной компонентой взброса) читается крутой южный уступ Котельниковской гряды, в пределах которого присутствуют узкие линзовидные блоки (надвиговые чешуи?).

Таким образом, на цифровых картах градиентов рельефа с точностью отражены практически все рассмотренные выше особенности структурного рисунка. Это лишний раз доказывает его реальность и интенсивное развитие в квартере. Кроме того, данные дешифрирования подчеркивают некоторые разломы, практически не показываемые на структурных картах глубинных горизонтов, в частности, Ергенинский сброс или разрывы северо-восточного простирания, смещающие влево уступ Сальско-Маньчской гряды.

Тем не менее левые сдвиги там могут оказаться не случайными, если учесть их концентрацию на западе кряжа Карпинского, около вышеупомянутой поперечной зоны погружения Ростовского выступа, и трассировку на домен левых сдвигов Восточного Крыма. Амплитуда их, по данным дешифрирования, все-таки значительно уступает таковой правых сдвигов.

## МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Рассматриваемый регион неблагоприятен для мезотектонических исследований из-за весьма низкой обнаженности и отсутствия прочных карбонатных пород, где способны развиваться зеркала скольжения, стилолиты и жилы. Редкие и плохо выраженные образования такого рода встречены только на отдельных уровнях майкопской серии в прослоях крепких мергелей и в карбонатных глинах понта. Очень часто невозможно установить кинематику борозд из-за отсутствия заусениц, и поэтому, чтобы получить хоть какую-нибудь информацию, приходилось замерять малоамплитудные разрывы, знак которых можно определить только приблизительно по смещению слоев либо характеру приразрывных подворотов. В силу вышесказанного, а также рекогносцировочного характера наблюдений собранный материал не может характеризовать все рассмотренные выше элементы макроструктуры (особенно плохо обнажены диагональные и поперечные сдвиги) и показывает только наиболее общие особенности поля напряжений (рис. 8)<sup>2</sup>. В частности, очевидно преобладание сдвиговых и особенно сбросовых трещин. В тех немногочисленных случаях, когда по сдвигам удается установить простирание оси максимального укорочения, она оказывается ориентированной в меридиональном и северо-западном направлениях. Ось удлинения чаще всего простирается поперек либо вдоль кряжа Карпинского, т.е. в субмеридиональном или в субширотном направлениях. Если первая группа сбросов может быть сопоставлена с растяжением при сводовом поднятии мегантиклинали, то вторая совместима со сжатием поперек нее.

Главная продольная флексура кряжа и пересекающие ее диагональные сдвиги выражены зонами сгущения субпараллельных им сбросовых трещин. Отчетливо проявляется в мезоструктуре Ергенинский уступ – по концентрации симметричных сбросовых максимумов (сопряженные R- и R<sub>1</sub>-сколы – см. рис. 8, станции 8–10).

Устанавливаемый по мезотектоническим данным некоторый приоритет сбросового поля напряжений как будто противоречит приведенным

<sup>2</sup> Обработка стереограмм производилась в соответствии с методиками, рассмотренными в [2, 17].

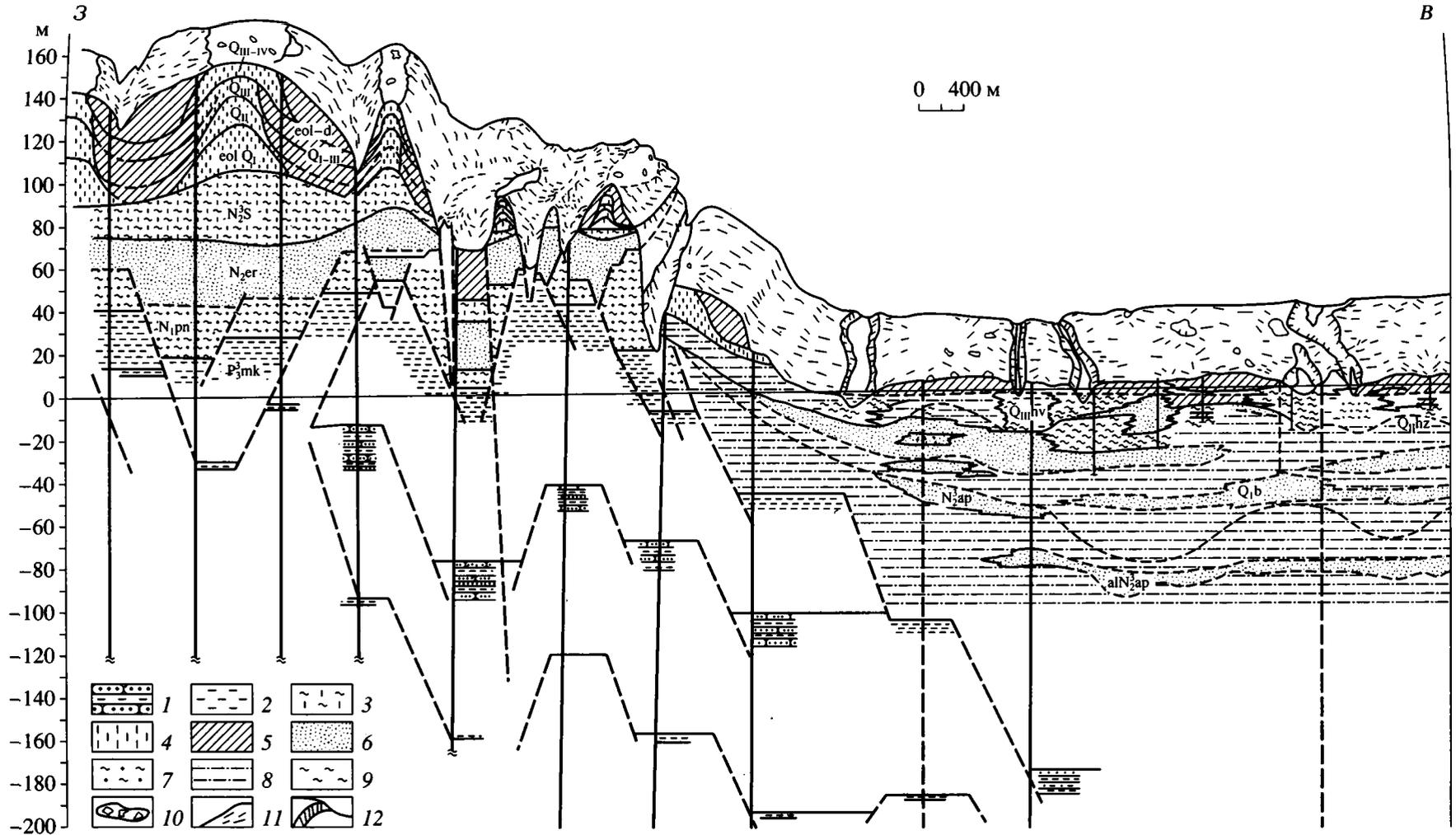
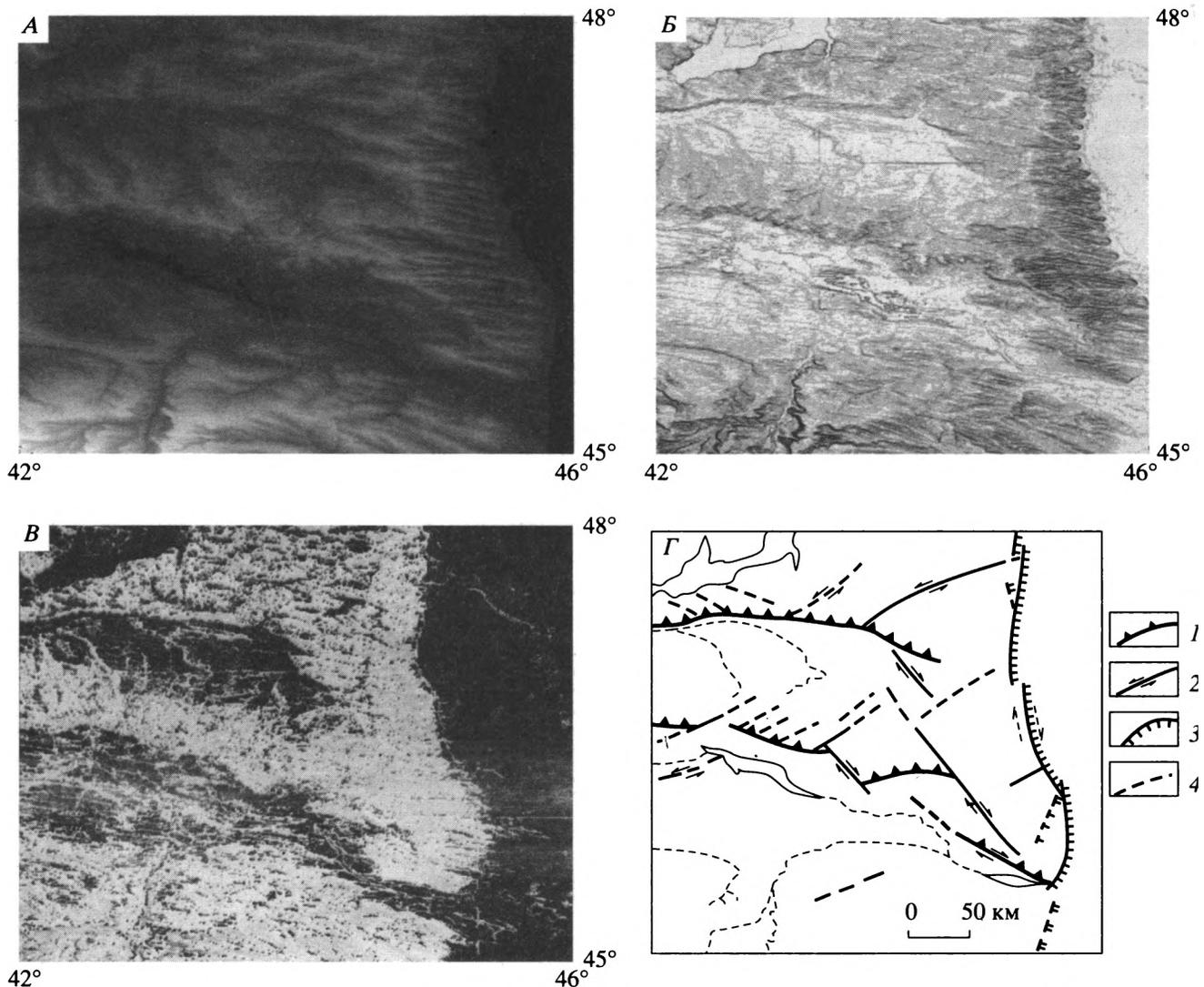


Рис. 6. Геоморфолого-геологическая блок-диаграмма Ергенинского уступа (см. рис. 1) [21], иллюстрирующая сбросовые смещения слоев неогена.

Континентальные отложения:  $N_{2er}$  – ергенинская свита (нижний плиоцен),  $N_{2s}^3$  – скифская свита (верхний плиоцен),  $alN_{2ap}^3$  – аллювиальные отложения апшерона (верхний плиоцен),  $eol-dQ_{I-III}$  – эоловые и делювиальные отложения плейстоцена нерасчлененные,  $eolQ_I$  – эоловые отложения нижнего плейстоцена,  $Q_{II}$  – средний плейстоцен,  $Q_{III-IV}$  – верхний плейстоцен–голоцен нерасчлененные. Морские отложения:  $P_3mk$  – майкопская серия,  $N_{1pn}$  – понтический ярус,  $N_{2ap}^3$  – апшерон (верхний плиоцен),  $Q_{Ib}$  – баку (нижний плейстоцен),  $Q_{Ihz}$  – хазар (средний плейстоцен),  $Q_{IIIhv}$  – хвалынь (верхний плейстоцен). 1 – песчаники и сланцеватые глины; 2 – сланцеватые глины; 3 – слоистые алевроиты и суглинки; 4 – суглинки и лёссы; 5 – делювиальные отложения; 6 – пески; 7 – алевроиты; 8 – известковистые глины и алевроиты; 9 – шоколадные глины; 10 – площадки террас; 11 – склоны; 12 – каньонобразные врезы.



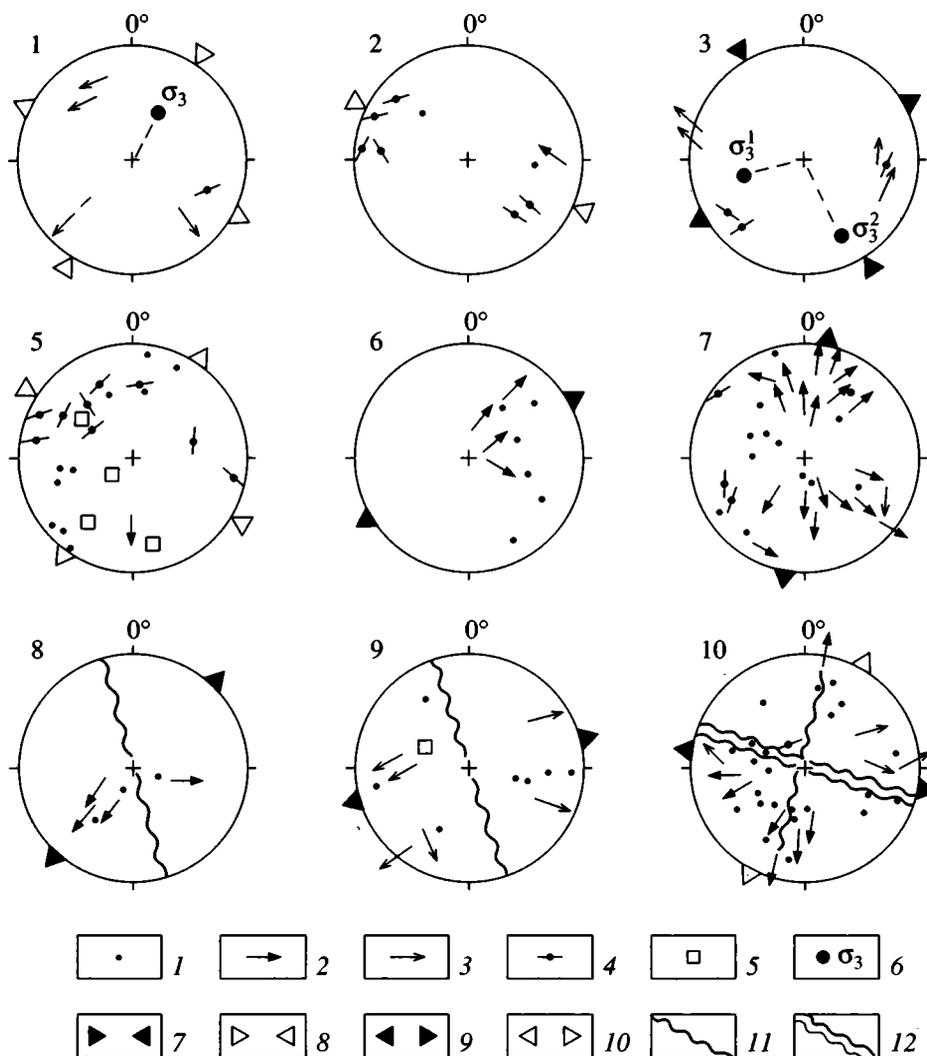
**Рис. 7.** Цифровые карты рельефа (Digital Elevation Models – DEM– края Карпинского, синтезированные А.И. Иоффе; разрешение 30": А – генерализованный рельеф; Б, В – карты градиентов рельефа: Б – с затененными уступами, В – с затененными террасами; Г – структурная интерпретация. Рис. 7 совпадает с рис. 1.

1 – взбросы; 2 – сдвиги; 3 – сбросы; 4 – линеаменты.

в предыдущем разделе данным о существенной роли сдвига в макроструктуре региона. Нельзя, однако, забывать об ограниченных возможностях данного метода применительно к условиям края Карпинского. Но даже если зафиксированный нами набор мезоструктур разного знака объективно отражает их естественные пропорциональные соотношения, то и в этом случае точку ставить преждевременно, если учесть вероятность динамической расслоенности литосферы. Чрезвычайно пологое залегание слоев платформенного чехла в сочетании с признаками интенсивной сдвиговой деформации в структурном рисунке – признак того, что последняя происходит на глубине (в фундаменте?), а на поверхности просвечивает в отраженных вертикальных смещениях. В пользу этой

гипотезы могут свидетельствовать надежно установленный прямой характер соответствия структуры чехла и кровли фундамента (см. рис. 3) и не раз цитированный факт выполаживания книзу, в северном направлении, субвертикальных новейших разломов южного крыла края Карпинского: на глубине порядка 10 км они уже сливаются в единую субгоризонтальную поверхность срыва.

Можно, таким образом, полагать, что основные деформации в сдвиговом поле напряжений, связанные со сжатием Скифской плиты, произошли на глубинах нескольких километров, тогда как чехол играл пассивную роль покрывала, облекающего рельеф фундамента. Над фронтальными частями сдвинутых блоков, где концентри-



**Рис. 8.** Стереограммы трещиноватости.

Станции наблюдения (местоположение см. на рис. 1): 1–7 – Сальско-Маньчская гряда (кряж Карпинского): 1, 2 – с. Троицкое: 1 – карбонатные глины неогена, 2 – глины олигоцена–нижнего миоцена (майкопская серия), 3 – с. Воробьевка, четвертичные лёссы, 5 – Белоглинский пруд, карбонатные глины эоцена, 6 – балка Гашун, глины олигоцена–нижнего миоцена (майкопская серия), 7 – Вознесенский керамзитовый карьер, то же; 8–10 – Ергенинский уступ: 8 – с. Кегульта, пески ергенинской свиты плиоцена, 9 – с. Овата, глины нижнего–среднего миоцена, 10 – Чолун-Хомурский известняковый карьер, известняки-ракушечники верхнего миоцена (сармат).

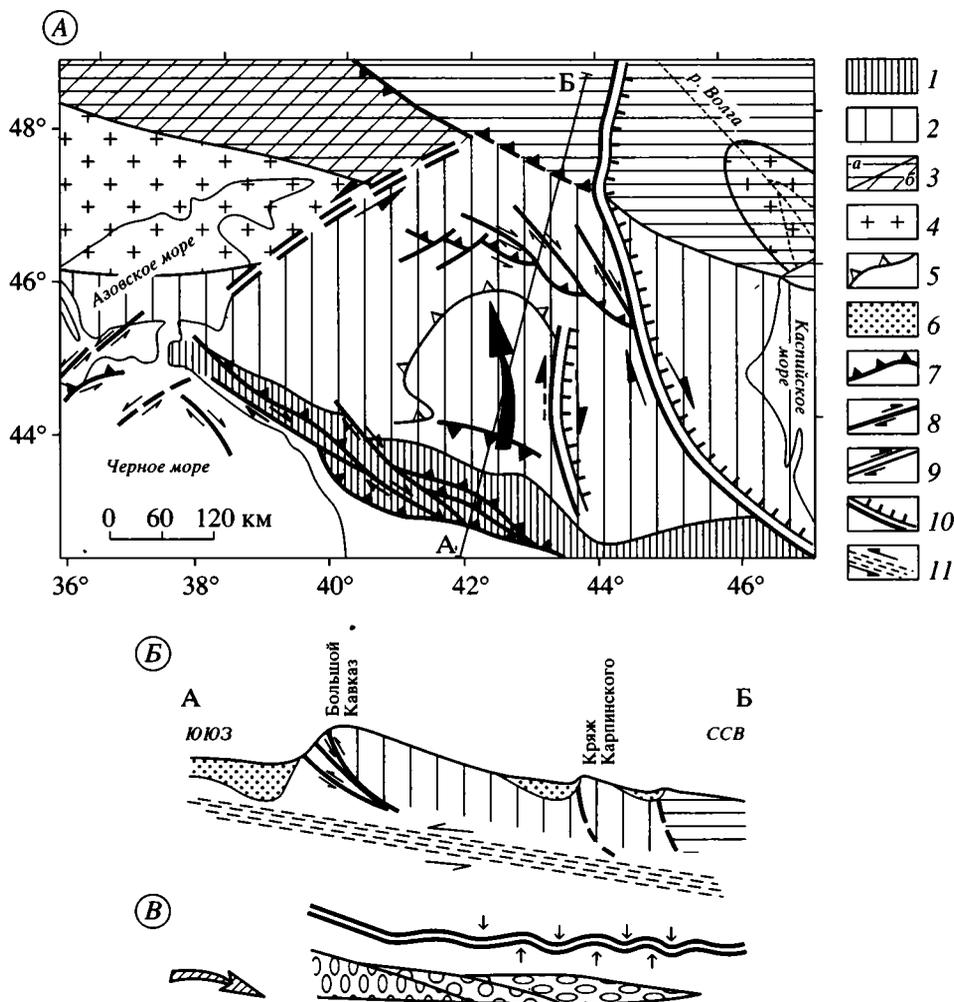
1–4 – полюса трещин: 1 – без борозд скольжения; 2 – то же, с некоторыми знаками смещения (смещение прослоев, подворот слоистости около следа малоамплитудного разлома и т.д.), 3, 4 – сопровождаемых бороздами скольжения: 3 – с очевидным и 4 – с неясным знаком смещения; 5 – полюса жил и отрывов; 6 – проекция оси максимального сжатия  $\sigma_3$ ; 7–10 – направление преобладающего: 7 – сжатия, 8 – то же, второго порядка или предполагаемого, 9 – растяжения, 10 – то же, второго порядка или предполагаемого; 11, 12 – ориентировка: 11 – Ергенинского уступа в данной точке наблюдения, 12 – генеральная кряжа Карпинского.

руется сжатие, поверхность приподнялась, а над тыловыми, напротив, опустилась.

### ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ КИНЕМАТИКА НОВЕЙШЕЙ ДЕФОРМАЦИИ

Изложенный материал позволяет представить следующую соподчиненность разнопорядковых горизонтальных и вертикальных движений в регионе (рис. 9).

В конце раннего миоцена, а особенно на рубеже миоцена и плиоцена развивающаяся коллизия Аравии–Евразии захлопнула Большекавказский бассейн и вызвала деформацию Большого Кавказа и Скифской плиты. Трапециевидный блок последней, ограниченный на востоке правыми сдвигами восточного фланга Большого Кавказа, а на западе – левосдвиговой зоной Восточного Крыма – Сала, вдавился к северу между Ростовским и Астраханским выступами докембрийского фундамента



**Рис. 9.** Геокинематическая модель новейшей структуры кряжа Карпинского: А – геокинематическая карта; Б – вертикальный разрез по линии А–Б, иллюстрирующий предполагаемый подвиг фундамента Скифской плиты (принципиальный разрез, вертикальный масштаб условен, горизонтальный примерно соответствует масштабу карты); В – гипотетическое распределение в вертикальном разрезе различных полей напряжений в фундаменте: вертикальные эллипсы символизируют надвиговое, кружки – сдвиговое, горизонтальные эллипсы – сбросовое поля напряжений; большая ныряющая стрелка показывает предполагаемый подвиг Аравийской плиты; мелкие вертикальные стрелки обозначают направления вертикальных смещений блоков платформенного чехла).

1 – Большой Кавказ; 2 – Скифская плита; 3 – Восточно-Европейская плита; а – основная часть, б – Донбасс; 4 – поднятые блоки (антеклизы) докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы; 5 – контур Ставропольского свода; б – молассовые прогибы (на разрезе); 7 – надвиги и взбросы; 8 – сдвиги на карте, а на разрезе – надвиги; 9 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 10 – крупные сбросы; 11 – направление общего простого сдвига в вертикальной плоскости, вызванного поддвигом Аравийской плиты.

и в районе Сальско-Манычской и Котельниковской гряд пододвинулся под Восточно-Европейскую плиту. Манычский и Сальский трюги, очевидно, являются элементами строения этой зоны поддвига. Вместе с самой Скифской плитой погружался к северу и фронт сжатия: если на Большом Кавказе надвиговое и сдвиговое поля напряжений проявлялись непосредственно на поверхности (сдвиговое поле в более северной зоне), то в пределах кряжа Карпинского область действия сдвигового поля напряжений оказалась на глубине нескольких километров, проявившись наверху

лишь в структурном рисунке чехла (кулищность складок, горизонтальные флексуры и др.) и в неотектонике. Ближе к поверхности за счет пассивного отражения глубинных деформаций оно сменялось сбросовым полем (см. рис. 9, В). Что же касается надвигового поля, то оно проявилось в форме уже довольно слабого поддвига на глубине. Относительная роль сбросового поля напряжений возрастает в сторону Каспия и к северу.

Судя по преобладанию правых сдвигов над левыми в структуре кряжа Карпинского и по их изо-

гнутой форме, северное движение восточного блока Скифской плиты сопровождалось поворотом против часовой стрелки. Последний увязывается с общим вращением Аравийской плиты, установленным плейттектоническими расчетами [26] и результатами анализа мегаструктурного рисунка Периаравийской коллизионной области [5]. Если рассматривать разветвляющиеся правые сдвиги кряжа Карпинского как результат затухания грандиозной правосдвиговой зоны западного побережья Каспия, то тогда левые сдвиги могут оказаться антитетическими разрывами, ослабляющими избыточное сжатие перед фронтом сдвинутого блока [4, 5]. Это никоим образом не противоречит высказанному выше мнению о приуроченности левых сдвигов к поперечно ориентированной восточной границе Ростовского выступа: избыток масс на затухании правосдвиговой зоны создавал необходимость возникновения встречного компенсационного оттока масс по левым сдвигам, тогда как вышеупомянутый выступ определял конкретное место их концентрации.

В целом меридиональное сжатие с правым сдвигом привело к латеральному выжиманию материала из центральной части кряжа Карпинского и его аккумуляции на периклиналях последнего в зонах Сальского и Бузгинского блоков.

### СООБРАЖЕНИЯ ПО ПОВОДУ ГЕНЕЗИСА СТРУКТУРЫ СРЕДНЕГО–НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Таким образом, новейшая структура кряжа Карпинского образовалась при субмеридиональном сжатии, реализованном в сдвиговом поле напряжений. В итоге кряж испытал деформацию чистого сдвига в горизонтальной плоскости с поперечным укорочением и продольным удлинением на величину не менее 10%. Судя по устойчивой южной экспозиции продольных флексур, повторяющей южную вергентность Кавказа, присутствовала и компонента простого сдвига (скашивания) в вертикальной плоскости, очевидно, связанного с некоторым поддвигом фундамента. В таком аспекте Куринский прогиб и сопряженный с ним Большой Кавказ – область наибольшего поддвига, Манычский трог и кряж Карпинского – подвиг гораздо меньшего масштаба, а Сальский прогиб вместе с Котельниковской грядой – зона наименьшего, но при этом, может быть, наиболее глубокого поддвига (см. рис. 9, Б). В северном направлении фронт сжатия погружается, и если на Большом Кавказе надвиговые и сменяющие их к северу сдвиговые деформации выражены прямо на поверхности, то в районе кряжа Карпинского последние развиты только в фундаменте, тогда как платформенный

чехол лишь облекает неровности его рельефа<sup>3</sup>. Кроме того, в интервале от Кавказа до Восточно-Европейской платформы надвиговое поле деформаций сменяется сначала сдвиговым, а затем сбросовым (см. рис. 9, В).

Нарастание к северу роли сбросовой деформации и новейшего прогибания (Западно-Прикаспийский и Тамбовский неотектонические бассейны) наряду с увеличением контрастности тектонического рельефа, появлением меридиональных сбросов и флексур позволяют высказать предположение, что в крайней северной части зоны динамического влияния Аравийской плиты формируется область коллизионного растяжения [6, 27] наподобие Байкала или Рейнского грабена. В этом случае находящийся на западе этой области и более древний (заложенный в миоцене) Тамбовский бассейн можно связывать с давлением Аравии на более ранней стадии коллизии, когда она перемещалась к север-северо-западу, а более восточный и молодой (плиоцен-четвертичный) Западно-Прикаспийский – с резким разворотом этой плиты к северу, произошедшим на рубеже миоцена–плиоцена [5]. Неотектонически приподнятая восточная область Прикаспийской синеклизы (Общий Сырт, Актюбинское Приуралье), примыкающая к Мугоджарскому неогеновому надвигу и образующая плавно выгнутую на восток дугу с новейшими разломами на флангах, может рассматриваться как результат сжатия, компенсирующего латеральное выжимание Прикаспийского блока к востоку из области максимального внедрения Аравийской плиты [6].

В связи с этим следует напомнить, что многочисленные плиоцен-четвертичные сбросы и грабены субмеридионального простирания (Александровский, Балыклейский и др.) в правобережье р. Волги были зафиксированы еще в классических трудах А.Н. Мазаровича, Е.В. Милановского и А.П. Павлова [12, 13]. Правда, эти исследователи связывали происхождение сбросов не с горизонтальными, а с вертикальными перемещениями – с проседанием Прикаспийской впадины, хотя они же часто указывали на довольно пологий (50–60°) наклон сместителей [12], что может быть истолковано и как результат растяжения. О предполагаемой связи вышеуказанных грабенов с новейшим растяжением писал и Е.Е. Милановский [13]. Добавим к этому, что проведенные автором летом 1997 г. (после сдачи статьи в редакцию) исследования трещиноватости в пределах правобережного уступа р. Волги показали довольно широкое развитие пологих листрических сбросов меридионального простирания, которые соседствуют с субвертикальными сбросами и левыми сбросо-сдвигами [6].

<sup>3</sup> На северной окраине Донбасса альпийские надвиги, секущие низы палеогена, выходят непосредственно на поверхность [11, 12].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Следует обратить внимание и на то обстоятельство, что в погруженной на плиоцен-четвертичном этапе западной части Прикаспийской впадины повсеместно картируются [А.А. Аксенов и др., 1969 г.; О.Г. Бражников и др., 1990 г.; Л.Л. Казьмин, Л.Л. Горелов, 1989 г. и др.] асимметричные (с крутыми восточными и пологими западными бортами) субмеридиональные валы, которые можно идентифицировать с наклонными блоками в областях рифтогенеза.

Сложнее обстоит дело с зоной Доно-Медведицких дислокаций, также интенсивно формировавшихся в неогене [1, 15, 22, 23]. С одной стороны, резкая поперечная асимметрия брахиантиклиналей, также вызывающая реминисценции с наклонными блоками, геоморфологические признаки перекоса блоков в вертикальном сечении [15, 22] (признак антигетического вращения), циркообразная форма флексур в плане, характерная для тыловой части сброшенных массивов (она проявляется только на востоке зоны, около р. Волги, тогда как в западной ее части знак изгиба флексур противоположен), – все это как будто бы может указывать на то, что дислокации возникли как отраженные структуры при растяжении фундамента. С другой стороны, многие особенности макроструктуры зоны укладываются скорее в представление о широтном горизонтальном сжатии, нежели растяжении [6, 13]. Это прежде всего крутой (иногда до 50–70°) наклон флексур, высокий неотектонический подъем, инверсионный характер соотношений структуры чехла и фундамента (складчатая зона имеет как бы “корень” на глубине) и, наконец, наличие выраженных в кулисности складок левых и правых сдвигов соответственно северо-северо-западного и северо-восточного простирания. Довольно сложное поле деформаций выявили и полевые наблюдения трещиноватости, проведенные вместе с Т.Ю. Тверитиновой. Оно характеризуется сочетанием неравномерно распределенных на площади широтного укорочения и широтного удлинения. Первое чаще концентрируется на крутых флексурах, а второе – на пологих крыльях антиклиналей.

Проявление слабого субширотного укорочения в Доно-Медведицкой зоне логично увязывается с региональной обстановкой рифтогенеза и субширотного удлинения, если иметь в виду, что оно проявляется в поднятом плече Западно-Прикаспийского рифта. Отток материала из последнего и его столкновение со встречным оттоком из Тамбовского рифтового бассейна вполне могли компенсироваться сжатием Доно-Медведицкой зоны. Сопряженность Доно-Медведицких и Саратовских дислокаций с Западно-Прикаспийским (Сталинградским) новейшим прогибом была подмечена еще Н.С. Шатским [23], причем лидирующую роль в этой динамопаре он отводил именно последнему.

Изучение макро- и мезоструктуры кайнозойских отложений кряжа Карпинского показало, что на новейшем этапе он развивался в обстановке субмеридионального сжатия и правого сдвига, вызванных давлением со стороны Кавказского синтаксиса. Последнее обусловило смещение к северу и некоторый подвиг (под Восточно-Европейскую древнюю платформу) трапециевидного блока восточной части Скифской плиты. Сжатие и сдвиг воздействовали на фундамент Скифской плиты и на поверхности проявлялись только в особенностях структурного рисунка и неотектоники. Сам же чехол испытывал лишь вертикальные подвижки в сбросовом поле напряжений, облекая неровности фундамента, возникшие в результате его горизонтальной деформации. В направлении к северу, а также к востоку, в сторону Прикаспийской впадины, субмеридиональное сжатие все больше сменялось субширотным растяжением. Ергенинский уступ, часто рассматривающийся как абразионный клифф нетектонического происхождения, на самом деле представляет собой зону сгущения сбросов, примыкающую на севере к Волгоградскому разлому (разумеется, это не исключает того, что интенсивно росший в течение всего плиоцена–квартера тектонический эскарп мог служить постоянным экраном для морских трансгрессий).

Собранный материал позволяет высказать предположение, что во внешней части области давления Аравийской плиты развивается область коллизийного растяжения, в принципе аналогичная тем, которые имеют место в районе Байкала или Рейнского грабена, но только более слабо выраженная. При этом Тамбовский миоценовый бассейн можно связывать с давлением Аравии в миоцене, когда она двигалась к север-северо-западу, а Западно-Прикаспийский плиоцен-четвертичный – с ее резким разворотом к северу, произошедшим на рубеже миоцена–плиоцена.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Работа проводилась при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 96-05-65870, 97-07-98074) и Международной программы “Peri-Tethys” (грант № 95-96-41). Автор пользовался консультациями Ю.А. Воложа, А.А. Зарщикова, А.И. Иоффе, Н.В. Короновского, Ю.Г. Леонова, Е.Е. Милановского, А.М. Никишина и К.О. Соборнова. Неоценимую помощь при проведении полевых работ оказали геологи Калмыцкой геологической службы В.В. Саввин, Г.С. Китидов, В.Ю. Хафулов. Я глубоко благодарен всем перечисленным коллегам и организациям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 667 с.
2. *Гущенко О.И.* Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методы определения тектонических напряжений в верхней части земной коры: Материалы Всесоюзной школы-семинара. Апатиты. 20–22 мая 1980. Апатиты.: Ин-т геологии КФАН СССР, 1982. С. 35–52.
3. *Карпинский А.П.* Очерки геологического прошлого Европейской России (статьи 1883–1894 гг. с доп. примеч.). Петроград: Природа, 1919. 148 с.
4. *Копп М.Л.* Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 35 с.
5. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 506).
6. *Копп М.Л.* Новейшая структура Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Матер. совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 256–259.
7. *Копп М.Л., Щерба И.Г.* Соотношения между тектоническим и эвстатическим факторами развития кайнозойских бассейнов северного края Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП Отд. геол., 1993. Т. 68. № 6. С. 15–31.
8. *Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилиско-Левантская зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. АН. 1994. Т. 337. № 1. С. 75–79.
9. *Корчемагин В.А., Емец В.С.* Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 49–55.
10. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
11. *Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недр Поволжья и Прикаспия. 1996. № 3. Спец. вып. С. 53–60.
12. *Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
13. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
14. *Никитин М.Ю.* Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 221–238.
15. *Панов Д.Г.* О неотектонике Волго-Донских равнин // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1965. С. 69–83.
16. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: МГУ, 1973. Вып. 57. С. 57–108.
17. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структур. геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.
18. *Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–112.
19. *Сим Л.А.* Неотектонические поля напряжений Восточно-Европейской плиты и соседних структур: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1996. 41 с.
20. *Хаин В.Е., Соколов Б.А.* О возможных соотношениях структур Донецкого кряжа и так называемого Кряжа Карпинского // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 1. С. 180–183.
21. *Харченко В.М.* Инженерно-геологическое районирование семиаридных территорий (на примере Калмыкии): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: КалмГУ, 1982. 24 с.
22. *Цыганков А.В.* Методика изучения неотектоники и морфоструктура Нижнего Поволжья (в связи с нефтегазоносностью) // Волгоград: Ниж.-Волж. кн. изд-во, 1971. 255 с. (Тр. ВолгоградНИПИ-Нефть; Вып. 7).
23. *Шатский Н.С.* О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39–66.
24. *Шукин Ю.К.* Глубинная сейсмоструктура Северной Евразии // Недр Поволжья и Прикаспия. 1989. № 13. Спец. вып. С. 6–10.
25. *Якушова А.Ф., Сягаев Н.А., Чистяков А.А.* Методика и некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований в Восточном Предкавказье и Северо-Западном Прикаспии // Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Л., 1962. Вып. 7. С. 346–377.
26. *De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein D.* Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 101. P. 425–478.
27. *Копп М.Л., Ioffe A.A., Zarschikov A.A.* Intraplate deformation of the Scythian and southern East European platforms as a result of pressure from the Arabian plate //

- Peri-Tethys Programme. 3 Moscow workshop. May 13–15, 1997. Abstracts. Moscow: MSU, 1997. P. 19–20.
28. *Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V.* Northern Peri-Tethyan Cenozoic interplate deformation: influence of the Tethyan collision belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan. Paris: C.R. Acad. Sci., 1995. T. 329. Serie I. P. 49–57.
29. *Sobornov D.* Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia. Paris: C.R. Acad. Sci., 1995. T. 321. Serie IIa. P. 161–169.
- Рецензенты: Н.В. Короновский, А.М. Никишин, Е.Е. Милановский*

## The Recent Deformations of the Scythian and Southern East European Platforms as a Result of Pressure from the Arabian Plate

**M. L. Kopp**

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

The investigation of the macro- and mesostructure of the Karpinsky Range revealed that, at the recent stage of evolution, it developed under conditions of roughly north to south compression and dextral strike-slip caused by the pressure from the Caucasus syntax. The latter also controlled a northward shift and a slight underthrusting (beneath the East European craton) of the trapezoidal block in the eastern part of the Scythian plate. The compression and strike-slip influenced the basement of the Scythian plate and on the surface they were reflected only in the specific structural pattern of the cover and neotectonics. The cover itself was exposed only to vertical movements and draped the topographic features of the basement resulting from horizontal strain. Northward and eastward, towards the North Caspian depression the roughly north to south compression was gradually replaced by roughly east to west one. The Ergeni scarp, often treated as an abrasion cliff of neotectonic origin, is really a zone of concentrated faults, adjoining the Volgograd fault in the north. The obtained data suggest that an area of collisional extension is developing in the northernmost zone of pressure from the Arabian plate, generally similar to Lake Baikal and the Rhine graben, though not so well pronounced.

УДК 551.242.11/551.14(517)

## МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

© 2000 г. В. В. Ярмолюк\*, В. Г. Иванов\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 109017, Москва

\*\*Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск

Поступила в редакцию 14.05.98 г.

Позднемезозойская – кайнозойская Западно-Забайкальская вулканическая область представляет обособленный ареал магматизма, связанный с одноименной системой грабенов и горстов (рифтовой областью). Ее формирование происходило во внутренних участках Евразийского континента на протяжении 170 млн. лет. В магматической истории области устанавливается по меньшей мере 13 стадий развития, каждая из которых представлена одной или несколькими магматическими ассоциациями. Магматизм области в целом характеризуется субщелочной и щелочной спецификой, среди его продуктов преобладают вулканы основного состава. Установлена неоднородность распределения магматических пород в пределах области и их тяготение к двум центрам – Нижнеселенгинскому и Витимскому. Для этих центров характерна асинхронность в проявлениях магматизма и более щелочной состав пород Нижнеселенгинского центра. Предполагается, что формирование области было связано с двумя более или менее независимыми плюмами, контролировавшими магматическую деятельность в этих центрах. В раннем мелу в эпоху активизации внутриплитных процессов Центральной Азии плюмы участвовали в создании общего линейного диапира под зоной литосферного раскола, приведшего к формированию современной структуры рифтовой области.

Необычность тектонического и магматического развития территории Центральной Азии в мезозое и кайнозое постоянно привлекает внимание исследователей [13, 18, 19]. В этом интервале времени в регионе возникли многочисленные впадины, прогибы и грабены, сопровождавшиеся в своем развитии проявлениями магматизма, а также крупные сводовые поднятия. Важнейшей особенностью этих геологических событий стала их независимость от геосинклинальных и орогенных движений в регионе и, в частности, их значительная оторванность от последних во времени. Поэтому, для объяснения таких, неукладывающихся в рамки геосинклинальной концепции геологических явлений, были разработаны специальные представления об особом типе структурного развития, выделяемом под названиями автономной [26] и орогенной [13, 14] активизации, ревивации [19] или структур типа Дива [18].

Исследования последних лет внесли много нового в изучение характера и динамики геологических, в особенности магматических процессов в регионе в позднем мезозое–кайнозое. Установлено, что магматические проявления сконцентрированы в ряде более или менее изолированных областей и в их пределах характеризуются многоэтапностью формирования, растянутого на многие десятки миллионов лет, а в отдельных областях – на интервал времени от поздней юры до голоцена включительно [31, 33]. Состав магматических ассоциаций определяют субщелочные и щелоч-

ные породы основного состава, совместно с которыми проявлены щелочно-салические породы – трахиты, трахидациты, пантеллериты, а также более редкие щелочно-ультраосновные породы, в том числе карбонатиты. В этом отношении магматизм региона имеет много общего с магматизмом, типичным для континентальных рифтов и горячих точек. Поэтому, в современном представлении весь комплекс позднемезозойских – кайнозойских структур и магматических проявлений Центральной Азии рассматривается как внутриплитная вулканическая провинция соответствующего возраста [33]. Ее формирование связывается с деятельностью ряда горячих точек мантии, которые контролируют тектоническую и магматическую активность в пределах отдельных вулканических областей и в конечном итоге определяют внутриплитную специфику развития провинции в целом. Одной из этих областей является Западно-Забайкальская. В статье приведены данные по хронологии магматических событий и их связи с развитием структур области, по эволюции составов магматических продуктов и вариациям масштабов магматической деятельности, которые позволили реконструировать динамику мантийных процессов в регионе в интервале последних 170 млн. лет.

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Западно-Забайкальская позднемезозойско-кайнозойская вулканическая область объединяет вулканические поля соответствующего возрастного

диапазона, сопряженные с системой грабенов северо-восточного простирания, которая протянулась от верховьев реки Селенга до Витимского плоскогорья (рис. 1). Эта система, выделенная в свое время Н.А. Флоренсовым как Селенгино-Витимская область мезозойских впадин [24], имеет протяженность свыше 1000 км при ширине до 200 км и принадлежит к классу рифтовых структур, обладая соответствующими структурными (грабены, сбросы, продольные пояса даек) и вещественными (существенно базальтовый и щелочной магматизм) характеристиками. Поэтому далее применительно к региону мы также будем пользоваться поднятием рифтовой области.

Рифтовая область возникла во внутриконтинентальных условиях в каледонской части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ее положение в значительной степени было предопределено системой глубинных транслитосферных разломов, которая на более ранних этапах развития региона, контролировала проявления рифтогенного магматизма в карбоне (сайженский щелочной комплекс), в поздней перми (бимодальные и щелочногранитные ассоциации Северо-Монгольской – Забайкальской рифтовой области), в триасе (малокуналейский и цаган-хунтейский щелочные комплексы).

Ранее Западно-Забайкальская вулканическая область в тех же границах, но в более узком возрастном объеме выделялась как область орогенной активизации [13]. Ее формирование относилось к средней юре – раннему мелу и связывалось с двумя этапами вулканизма. Считалось, что более ранние проявления этих этапов происходили в западной части области, где им соответственно отвечали вулканические толщи ичетуйской (средняя юра) и хилокской (поздняя юра – ранний мел) свит, а запаздывающие на северо-востоке области, где их представляли вулканы удинской (поздняя юра) и хысехинской или кижингинской (ранний мел) свит [14].

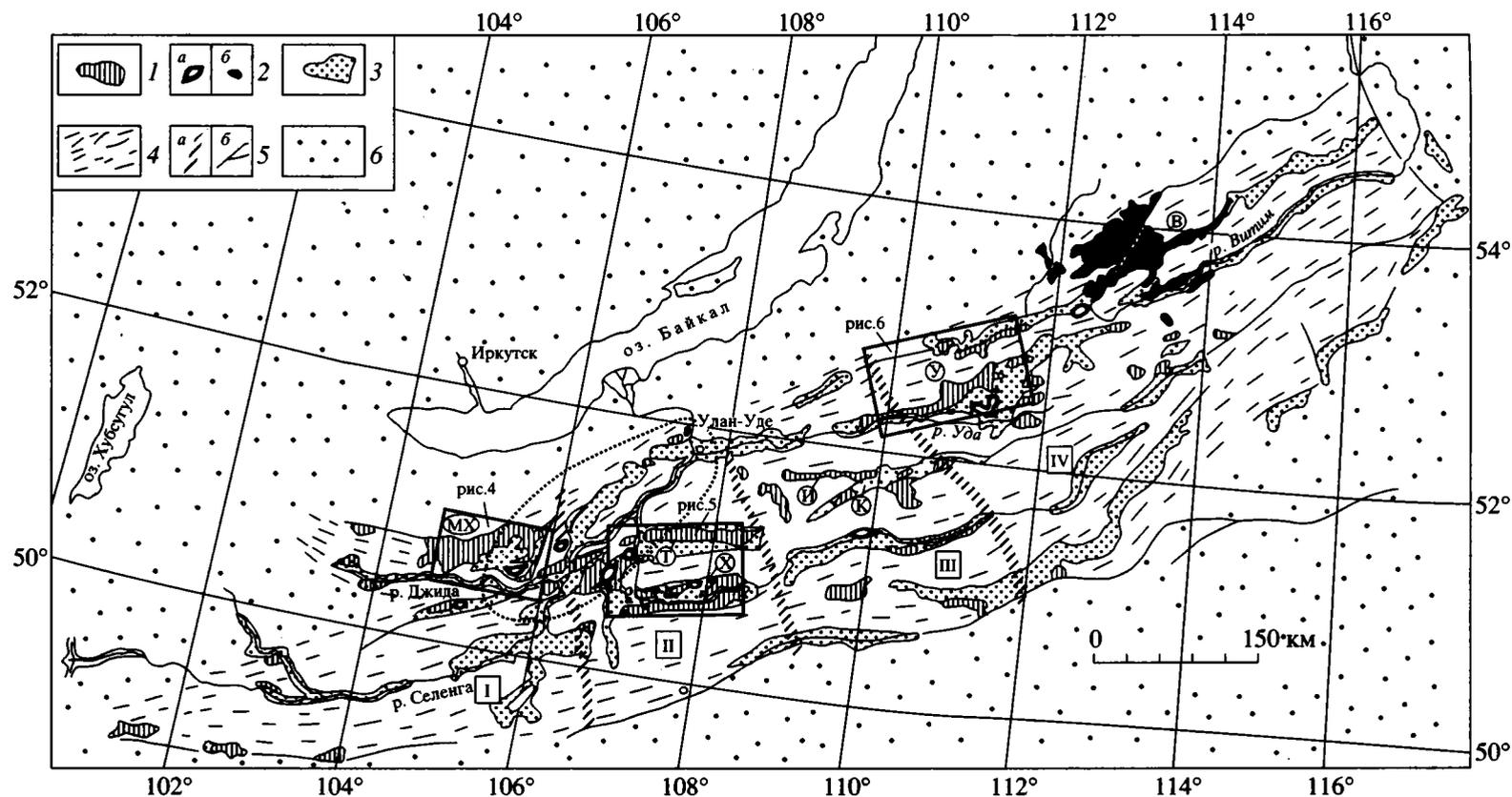
В последние 20 лет постепенно накапливались данные по магматизму области и прежде всего по его возрастным и вещественным характеристикам. Так, на основе ревизии органических остатков, собранных в позднемезозойских толщах высказаны представления о позднеюрском возрасте начала вулканической деятельности в области [23]. Эти представления были позднее подтверждены результатами K–Ar и Rb–Sr датирования пород ичетуйской свиты [6, 7, 25], показавшими, что возраст ее в стратотипическом разрезе не древнее 160 млн. лет и таким образом не древнее поздней юры. Развернутые геохронологические исследования уже на первых порах установили, что в строение вулканической области наряду с позднеюрско-раннемеловыми участвуют также позднемеловые и раннекайнозойские вулканы [2, 3]. Проведенные нами

систематические палеовулканологические, геохронологические и петрологические исследования показали, что развитие области было многостадийным и растянутым во времени не менее, чем на 170 млн. лет [10, 28]. Вспышки вулканизма происходили регулярно и поэтому не было значительных перерывов в магматической деятельности, но менялись масштабы и составы продуктов магматической деятельности, происходили миграции центров магматизма.

Рассмотрим эти особенности развития области, опираясь на соответствующие характеристики проявления магматизма в главных ее сегментах (с запада на восток): западном или Джидинском, центральном – Тугнуйско-Хилокском и Илькинско-Кижинкинском, восточном или Удино-Витимском, выделенных в соответствии с размещением крупнейших вулканических грабенов (рис. 1), последовательность магматических событий в которых отражена на рис. 2.

## ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

В качестве этапов развития области рассматриваются интервалы времени, в течение которых были сформированы те или иные вулканические толщи и сопровождающие их субвулканические проявления. От образований других этапов соответствующие толщи обычно обособлены поверхностями несогласия, пачками терригенных пород или же отличаются структурной позицией, морфологией и типами лавовых построек и субвулканических интрузий. Породы разных этапов в той или иной степени различаются составами преобладающих разновидностей, а также их ассоциациями. Помимо геологических соотношений возрастными различия определяются также результатами радиологического датирования. В табл. 1 приведены результаты K–Ar и Rb–Sr определения возраста пород разных этапов в разных участках вулканической области. Определения в основном сделаны в лабораториях изотопной геохимии ИГЕМ РАН и Института геохимии СО РАН. Датирование контрольных образцов показало хорошую сходимость определений, полученных в этих лабораториях и совпадающих в пределах ошибок измерений. Достоверность K–Ar определений контролировалась результатами их соответствия геологическому возрасту пород, установленному по палеонтологическим данным или на основе геологических соотношений, в том числе между разными вулканическими толщами. В соответствие с таблицей и гистограммой распределения датировок (рис. 3) возраст пород того или иного этапа более или менее выдержан по простиранию области. По совокупности возрастных дат породы отдельных этапов вулканизма значительно отличаются от про-



**Рис. 1.** Схема строения позднемезозойской-кайнозойской Западно-Забайкальской рифтовой области.

1–3 – впадины и грабены, выполненные: 1 – позднеюрскими-раннемеловыми вулканитами (170–110 млн. лет), 2 – вулканитами: а – позднемеловыми (110–50 млн. лет), б – кайнозойскими (моложе 50 млн. лет), 3 – меловыми и кайнозойскими отложениями; 4 – территория рифтовой зоны; 5: а – границы секторов области, б – разломы; б – обрамление рифтовой зоны.

Римскими цифрами в квадратах показаны сегменты рифтовой области: I – Джидинский, II – Тугнуйско-Хилокский, III – Илькинско-Кижингинский, IV – Удино-Витимский.

Буквами в кругах обозначены грабены и впадины: МХ – Малохамардабанский, Т – Тугнуйский, Х – Хилокский, И – Илькинский, К – Кижингинский, У – Удинский, В – Витимская.

Прямоугольными контурами выделены территории, представленные на рис. 4–6. Точечный контур – область развития раннемеловых щелочных пород.

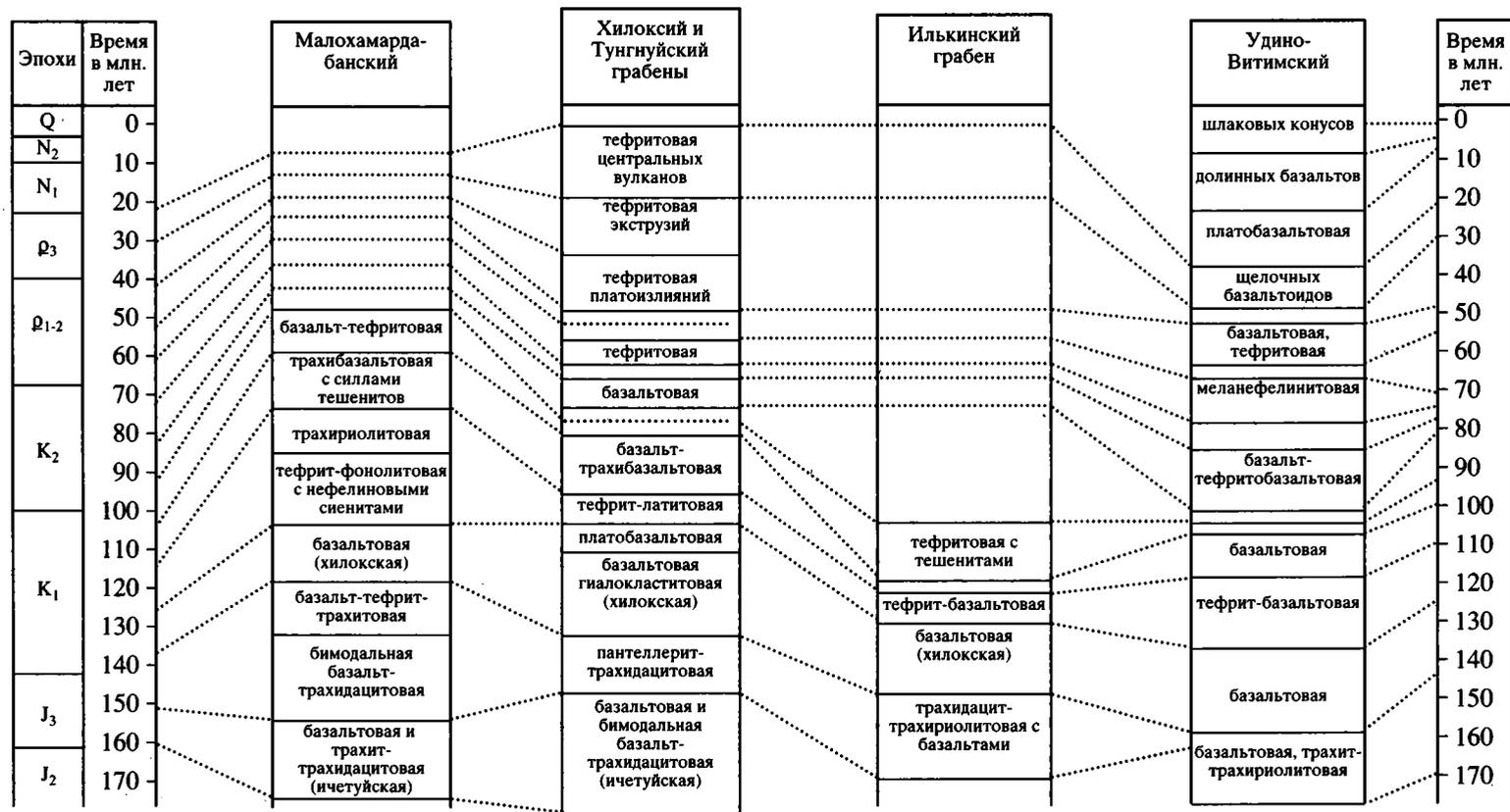


Рис. 2. Схема сопоставления вулканических толщ в крупнейших грабенах Западно-Забайкальской рифтовой области.

**Таблица 1.** Этапы формирования и К-Аг датировки магматических пород Западно-Забайкальской вулканической области

Этапы вулканизма	К-Аг возраст (млн. лет) вулканитов в сегментах вулканической области			
	Джидинском	Тугнуйско-Хилокском	Илькинско-Кижингинском	Удино-Витимском
1. Позднеюрский (J <sub>3</sub> )	136, 139, 142т, 142, 143р, 146, 146, 148(Р), 148т(Р), 150р, 150р, 150, 152, 155, 156, 159т(Р)	145, 150т, 154, 158р(Г)		151, 154, 155р, 156, 158, 159, 160, 168, 168т, 170т, 170т, 170р, 172т
2. Конца поздней юры – начала раннего мела (J <sub>3</sub> /K <sub>1</sub> )	135т, 137т, 140т, 142т, 142, 142, 143т, 144т	140	143р(Б)	
3. Начала раннего мела (K <sub>1</sub> <sup>1</sup> )	132, 134, 136	126(Б), 131, 133, 134, 134, 139, 143, 143	130, 141	135, 136, 137, 138, 140, 142, 142, 144
4. Середины раннего мела (K <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	107, 111, 113, 116, 119, 120, 121, 122, 122, 123, 123, 132	114, 115, 117, 119, 121, 122, 123, 127, 133	122, 123	124, 125, 129, 131
5. Конца раннего мела (K <sub>1</sub> <sup>3</sup> )	104, 106, 109, 110, 112, 115	106, 106, 109, 109.6(Б)	106, 111, 113, 116	111, 113, 117
6. Конца раннего – начала позднего мела (K <sub>1</sub> /K <sub>2</sub> )	97, 100(Б), 101, 102, 103	99, 103	98, 99	
7. Позднемеловой (K <sub>2</sub> )		67(К), 71.5, 90		70.8(Б), 72.8(Б), 78, 82.9
8. Эоценовый (P <sub>2</sub> )		38, 39(К), 40.7, 41, 41(Б), 41(Б), 44, 44.3, 45(К), 45.3, 47.1, 47.8, 48		50.6, 53.3
9. Раннеолигоценовый (P <sub>3</sub> <sup>1</sup> )		30, 31.6, 31.8, 31.9, 33.1, 33.2, 33.6, 33.9, 34, 35		
10. Позднеолигоценовый (P <sub>3</sub> <sup>2</sup> )		25.4, 26.1		22(Р), 25.5(А), 26(Р), 29(Р)
11. Средне-позднемиоценовый (N <sub>1</sub> <sup>2-3</sup> )				9(Р), 9.5(Р), 9.6(Р), 10.8(Р), 12(Р), 12.4(Р), 13.3 13.8, 14(Р)
12. Плиоценовый (N <sub>2</sub> )				1.9(Р), 4(Р)
13. Плейстоцен-голоценовый (Q)				0.65(Р), 1.1(Р)

Примечание: буквенные индексы у значений возраста: т – трахит, р – трахириолит, без индекса – основные породы. Используются данные (буквы в скобках): Р – [20, 21], Г – [7], Б – [2], К – [15], А – [1].

дуктов других этапов, в частности, ближайших к ним по возрасту.

**Позднеюрский этап** представлен вулканическими толщами большой мощности (до 2000–2500 м), традиционно относимыми в западной части области к ичетуйской свите и в восточной – к удинской. Для этих пород типичны ассоциации базальтов с щелочно-салическими породами. В строении толщ породы разного состава обычно разделены и образуют обособленные серии вулканических покровов. Основные породы слагают до 90% объема этих ассоциаций. Они представлены лавами трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, среди которых наиболее типичны плагиофири-

вые разности, но, кроме того, достаточно обычны пироксен-плагиоклазовые и оливиновые разновидности. Эти породы формируют лавовые плато. Салические составляющие ассоциаций – это лавы, спекшиеся и обычные туфы трахитов, трахидаци-тов, трахириолитов, в меньшей степени щелочных трахириодацитов и пантеллеритов. Они слагают локально распространенные толщи, а также дай-ки, штоки и силлы.

Распространение пород этапа связано с Мало-Хамардабанским (рис. 4) и Тугнуйским (рис. 5) грабенами в западной части области и Эгитинским грабеном (рис. 6) – в восточной ее части. Формирование грабенов носило компенсационный характер – вулканиты залегают непосредственно на коре



Рис. 3. Гистограмма распределения К-Аг датировок пород вулканических толщ разных этапов (номера этапов соответствуют номерам табл. 1).

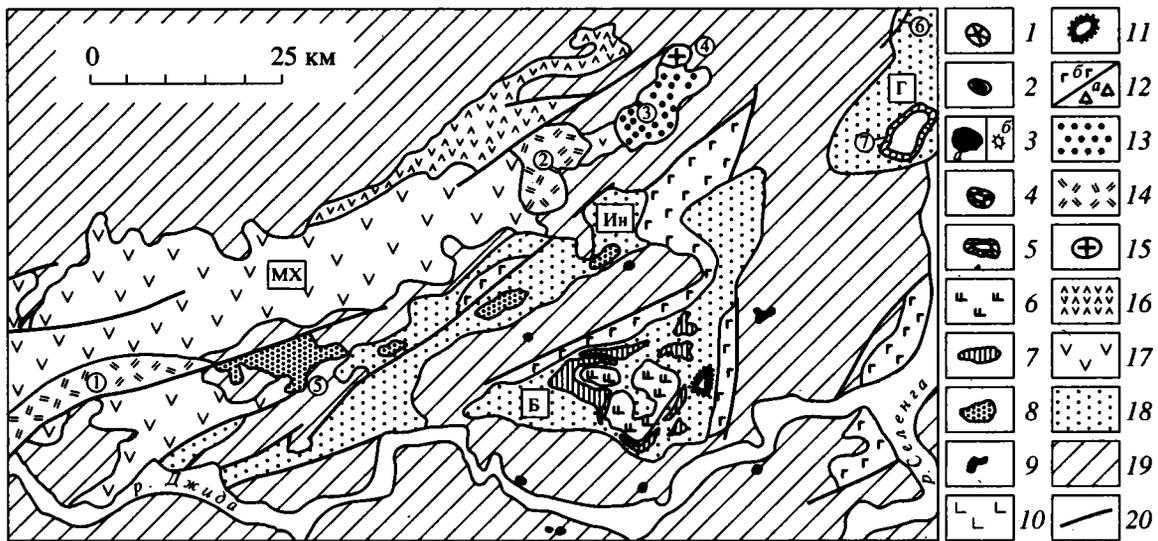


Рис. 4. Схема геологического строения позднемезозойских образований южного склона хр. Малый Хамардабан.

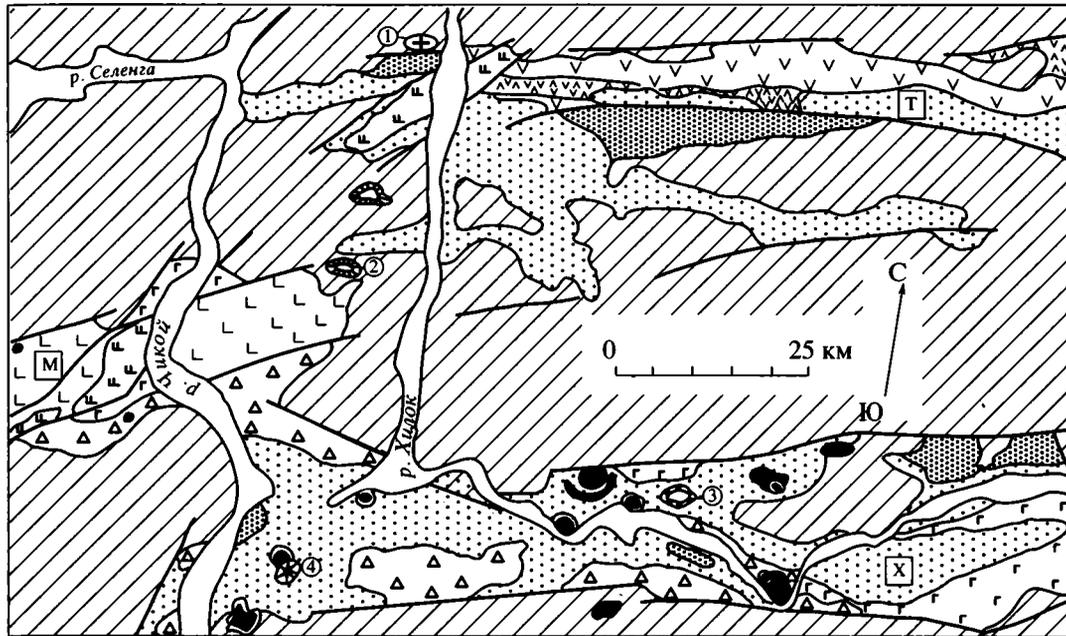
1–17 – магматические ассоциации: 1 – позднеголоценовые; 2 – раннеголоценовые; 3 – эоценовые: а – развитые на поверхности, б – вскрытые скважинами; 4 – позднемеловые; 5 – конца раннего–начала позднего мела; 6–7 – конца раннего мела: 6 – трахибазальтовая, 7 – тешенитовая; 8–11 – середины раннего мела: 8 – щелочных вулканитов, 9 – щелочных субвулканических пород, 10 – субщелочных базальтов, 11 – трахириолитовая; 12 – начала раннего мела: а – базальтовая, б – базальтовых гиалокластитов; 13–15 – конца поздней юры – начала раннего мела: 13 – тефрит-трахитовая, 14 – базальт-трахидацитовая, 15 – трахидацит-пантеллеритовая; 16–17 – позднеюрские: 16 – трахит-трахириодацитовая, 17 – трахибазальт-трахиандезитобазальтовая, 18 – позднемезозойские и кайнозойские отложения; 19 – допоздне-мезозойское основание; 20 – разломы.

Буквами в квадратах обозначены грабены и впадины: МХ – Малохамардабанский, Ин – Инзагатуйский, Г – Гусино-озерская, Б – Боргойская.

Цифрами в кружках показаны палеовулканы и другие магматические проявления: 1 – Торейский, 2 – Барун-Буринханский, 3 – Таширский, 4 – Таширский пантеллеритовый штوك, 5 – Бургултайский, 6 – Муртойская дайка, 7 – Тамчинское.

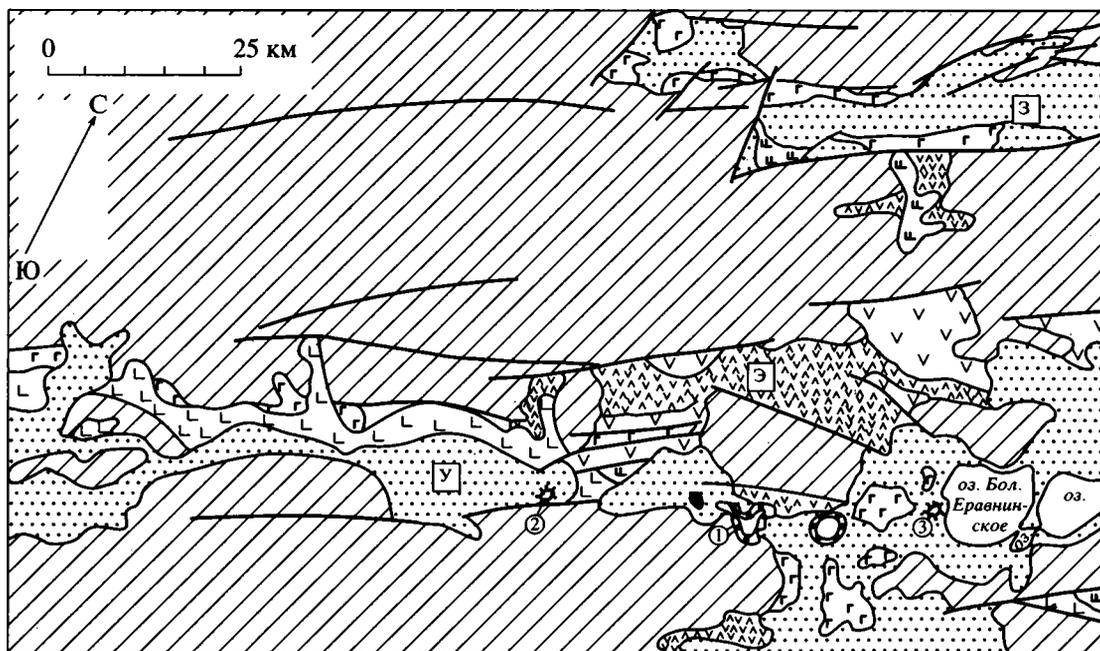
выветривания, либо подстилаются маломощными пачками конгломератов, в разрезах практически отсутствуют прослои осадочных пород, а за пределами грабенов вулканиты не распространялись.

Эти грабены зафиксировали ранний импульс формирования рифтовой области, но не имели последующего развития после завершения активности этапа.



**Рис. 5.** Схема геологического строения позднемезозойских-кайнозойских образований в бассейне рек Хилок и Тугнуй. Условные обозначения показаны на рис. 4.

Буквами в квадратах обозначены грабены и впадины: Т – Тугнуйский, М – Маргентуйский, Х – Хилокский. Цифрами в кружках показаны палеовулканы и другие магматические проявления: 1 – Моностойский пантеллеритовый экструзивно-купольный, 2 – Царамское, 3 – Мотнинское, 4 – Малый Кумын.



**Рис. 6.** Схема геологического строения позднемезозойских – кайнозойских образований в бассейне рек Уда и Заза. Условные обозначения показаны на рис. 4.

Буквами в квадратах обозначены грабены: З – Зазинский, Э – Эгитинский, У – Удинский.

Цифрами в кружках показаны палеовулканы и другие магматические проявления: 1 – меланефелинитовые района с. Комсомольское, 2 – нефелинитовые района с. Усть-Этига, 3 – базальтовые района с. Гарам.

Таблица 2. Средние составы ведущих разновидностей пород Западно-Забайкальской вулканической области

Компо- ненты	Этапы развития области																			
	позднеюрский									конца поздней юры – начала раннего мела										
	Дж			Т-Х			У-В			Дж				Т-Х		И-К				
	б	т.ан	т.дц	б	т	щтд	б	т	тр	тф	б	т	пан	щтд	пан	т	тр			
SiO <sub>2</sub>	51.56	59.24	64.90	51.84	63.13	68.24	51.80	58.74	69.60	51.60	51.43	58.61	69.72	66.18	70.55	62.09	70.74			
TiO <sub>2</sub>	2.27	1.71	0.62	2.14	0.72	0.46	1.96	1.35	0.43	1.61	2.03	1.02	0.33	0.70	0.43	0.96	0.63			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.24	15.63	17.25	16.66	17.81	14.71	16.80	16.21	15.65	17.62	17.16	17.82	15.32	16.31	14.24	16.85	14.87			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.80	9.30	3.93	10.54	4.36	4.42	9.79	7.56	2.65	9.73	10.02	5.77	2.64	3.47	3.30	5.48	2.09			
MnO	0.12	0.11	0.09	0.13	0.11	0.23	0.14	0.10	0.09	0.11	0.15	0.07	0.14	0.20	0.16	0.08	0.02			
MgO	3.41	1.67	0.51	3.19	0.80	0.34	4.79	2.47	0.24	3.77	3.79	1.77	0.21	0.37	0.20	1.53	0.43			
CaO	6.16	3.79	0.88	6.46	1.71	0.40	7.28	4.95	0.47	6.37	8.48	3.53	0.38	0.64	0.16	3.74	1.14			
Na <sub>2</sub> O	4.39	3.81	5.65	4.64	5.44	5.77	3.96	4.31	5.11	5.13	3.61	5.63	6.07	6.00	6.16	4.47	3.95			
K <sub>2</sub> O	2.72	3.78	5.97	2.88	5.60	5.35	2.49	3.64	5.70	2.88	2.24	5.03	5.16	6.01	4.77	4.41	5.90			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.33	0.94	0.20	1.53	0.31	0.07	0.98	0.67	0.06	1.19	1.08	0.74	0.04	0.13	0.04	0.40	0.22			
Число проб	35	5	0.15	8	5	3	13	6	5	16	13	12	3	4	5	5	3			
Нормы CIPW																				
Кварц	–	9.74	4.90	–	3.65	11.40	–	4.65	15.37	–	–	–	12.57	5.36	16.89	7.77	21.80			
Акмит	–	–	–	–	–	1.92	–	–	–	–	–	–	1.14	0.29	1.43	–	–			
Нефелин	–	–	–	0.15	–	–	–	–	–	4.94	–	1.51	–	–	–	–	–			
Оливин	10.99	–	–	12.86	–	–	10.72	–	–	13.26	4.85	6.98	–	–	–	–	–			
Компо- ненты	этапы развития области																			
	начала раннего мела				середины раннего мела								конца раннего мела							
	Дж		Т-Х	И-К	У-В	Дж			Т-Х			И-К	У-В		Дж		Т-Х	И-К	У-В	
	б	б	б	б	тф	фн	нфс	б	тф	лат	тф	б	тф	лат	тш	тф	тф	б	б	б
SiO <sub>2</sub>	49.86	50.69	50.69	50.81	51.64	54.38	58.84	49.89	51.17	55.67	48.69	52.22	48.94	56.95	51.04	50.53	49.66	51.84	50.67	53.48
TiO <sub>2</sub>	2.40	2.43	1.99	2.79	2.02	1.40	1.36	2.64	2.07	1.62	2.29	2.51	2.51	1.52	1.93	2.07	2.11	2.17	3.01	2.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.36	16.17	17.56	15.61	16.93	17.25	19.40	16.06	16.61	16.83	16.11	15.68	15.91	18.91	17.73	17.33	16.45	16.69	14.97	16.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.90	11.29	10.52	11.50	9.76	7.58	3.70	11.86	10.14	8.07	11.17	11.24	11.47	6.35	9.95	10.44	10.98	10.68	11.95	9.25
MnO	0.21	0.15	0.14	0.14	0.12	0.10	0.08	0.16	0.13	0.11	0.15	0.17	0.15	0.24	0.16	0.16	0.15	0.12	0.14	0.19
MgO	3.91	4.29	4.64	3.94	3.07	2.66	1.14	4.05	3.73	2.70	4.55	3.65	4.19	1.36	4.64	4.91	4.45	3.26	4.12	3.09
CaO	7.14	6.93	6.84	7.29	6.04	6.04	2.97	6.89	7.02	5.34	7.90	6.77	7.51	5.41	6.15	6.08	7.10	6.37	7.80	7.22
Na <sub>2</sub> O	3.96	4.00	4.23	3.81	5.68	5.03	5.88	3.98	4.57	4.65	4.28	3.80	4.53	4.83	4.94	4.83	4.50	4.50	3.58	4.13
K <sub>2</sub> O	2.46	2.57	2.48	2.57	3.14	4.33	6.38	2.86	3.07	3.83	2.96	2.60	2.97	3.83	2.80	2.63	2.92	2.93	2.10	2.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.81	1.49	0.91	1.54	1.61	1.22	0.25	1.62	1.49	1.18	1.90	1.35	1.83	0.59	0.67	1.01	1.69	1.44	1.66	1.46
Число проб	27	43	6	18	8	10	3	20	21	11	8	14	11	1	21	5	19	9	7	5

Таблица 2. (Окончание)

Компоненты	этапы развития области																			
	начала раннего мела				середины раннего мела										конца раннего мела					
	Дж	Т-Х	И-К	У-В	Дж			Т-Х			И-К	У-В			Дж		Т-Х		И-К	У-В
	б	б	б	б	тф	фн	нфс	б	тф	лат	тф	б	тф	лат	тш	тф	тф	б	б	б
Нормы СРВ																				
Кварц	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.49
Акмит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Нефелин	-	-	1.21	-	6.74	4.53	7.60	-	2.83	-	4.98	-	5.34	-	5.74	4.21	4.02	-	-	-
Оливин	11.25	10.79	15.49	6.01	11.29	8.22	2.82	14.31	12.44	3.52	14.34	0.47	13.67	0.12	14.43	16.01	15.01	12.30	0.08	-
Компоненты	этапы развития области																			
	конца раннего-начала позднего мела		позднемеловой				эоценовый				раннеолигоценый			позднеолигоценый		миоценовый	плиоценовый		плейстоценовый	
	Дж	И-К	Т-Х	У-В		Т-Х			У-В	Т-Х			Т-Х		У-В	У-В		У-В		
	тф	тш	б	мнф	б	нф	бз	тф	б	нф	бз	тф	нф	б	б	бз	б	бз		
SiO <sub>2</sub>	49.99	52.18	51.46	43.41	49.26	44.21	44.78	46.60	53.69	43.91	45.45	46.21	43.72	47.77	49.45	44.41	48.66	45.81		
TiO <sub>2</sub>	2.06	1.84	2.74	2.14	2.47	3.33	3.15	2.88	1.58	3.02	2.78	2.93	2.98	2.61	2.16	3.03	2.26	2.50		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.51	18.05	15.59	14.83	15.76	12.80	12.33	12.96	16.68	12.40	13.25	13.95	12.63	14.27	14.36	13.41	14.30	13.59		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.41	8.56	11.65	11.73	11.67	14.35	14.04	13.45	10.94	13.90	13.35	13.23	13.31	12.64	12.04	13.60	12.23	13.50		
MnO	0.15	0.14	0.16	0.21	0.15	0.18	0.18	0.17	0.20	0.18	0.17	0.17	0.19	0.16	0.15	0.16	0.15	0.15		
MgO	4.84	4.43	3.69	7.54	6.68	8.89	10.05	9.05	3.10	9.58	9.72	7.66	9.87	7.54	8.10	10.17	8.40	8.43		
CaO	6.29	5.10	7.57	11.79	7.73	9.73	9.98	9.72	8.61	10.01	9.57	9.78	10.19	9.11	8.59	9.24	8.58	8.07		
Na <sub>2</sub> O	4.83	5.23	3.80	5.10	3.92	3.60	2.97	3.07	3.66	4.19	3.55	3.52	4.60	3.42	3.35	3.37	3.39	4.51		
K <sub>2</sub> O	3.04	3.61	1.74	1.57	1.74	1.95	1.69	1.46	1.08	1.59	1.31	1.70	1.31	1.73	1.43	2.04	1.59	2.66		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.87	0.86	1.60	1.68	0.62	0.95	0.82	0.62	0.45	1.23	0.86	0.84	1.19	0.77	0.38	0.58	0.43	0.79		
Число проб	5	7	2	7	2	4	8	4	3	4	3	8	2	9	21	4	15	6		
Нормы СРВ																				
Кварц	-	-	1.25	-	-	-	-	-	3.32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Акмит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Нефелин	7.28	6.48	-	21.05	1.71	11.12	6.95	3.73	-	13.88	7.26	6.63	16.14	3.02	-	10.94	1.86	15.04		
Оливин	15.06	13.74	-	13.58	17.52	18.95	21.04	19.48	-	19.49	21.13	16.97	19.02	17.70	18.62	21.54	19.56	19.11		

Примечание: вулканические сектора: Дж – Джидинский, Т-Х – Тугнуйско-Хилокский, И-К – Илькинско-Кижингинский, У-В – Удино-Витимский; вулканические породы: б – базальт, тф – тефрит, бз – базанит, нф – нефелинит, мнф – меланефеленит, тш – тешенит, лат – латит, фн – фонолит, нфс – нефелиновый сиенит, т – трахит, тан – трахиандезит, тдц – трахидацит, щтд – щелочной трахидацит, тр – трахириолит, пан – пантеллерит.

Представления о возрасте пород ассоциаций не однозначны. На основе органических остатков вулканиды относились как к ранней-средней [14], так и к поздней юре [23]. В последнее время получен ряд изохронных Rb–Sr датировок вулканидов, определяющих примерно одинаковое время их формирования –  $158 \pm 4$  млн. лет в Мало-Хамардабанском грабене [25],  $158 \pm 8$  млн. лет в Тугнуйском [7],  $155 \pm 8$  млн. лет в Эгитинском [7]. Многочисленные K–Ar определения укладываются в интервал 170–150 млн. лет. В соответствии с последними наиболее ранние излияния (170 млн. лет назад) произошли в восточной части области в районе Еравнинских озер. В целом, радиологические возрастные данные позволяют определить время формирования ассоциаций поздней юрой. Вещественные характеристики пород этапа отражены в табл. 2.

**Этап конца поздней юры – начала раннего мела** представляют вулканические ассоциации с участием основных и щелочно-салических пород. Эти ассоциации нередко характеризуются контрастным сочетанием в разрезах пород разного состава и слагают изолированные вулканические поля, связанные с деятельностью отдельных стратовулканов. Наиболее широко распространенной является ассоциация трахидацитов, трахириодацитов и пантеллеритов с субщелочными базальтами, которыми, например, сложены Торейский и Барун-Бурунханский вулканы в Джидинском секторе (см. 1 и 2 на рис. 4). В процессе становления этих вулканов выделяются: начальная стадия базальтовых излияний с формированием щитового вулкана с бомбово-шлаковым центром, стадия чередующихся базальтовых и трахидацит-трахириолитовых (преимущественно спекшиеся туфы) излияний и заключительная стадия экструзивных куполов трахидацит-пантеллеритового состава. В ряде случаев щелочно-салические породы наблюдаются без сопутствующих основных вулканидов. Такими, например, являются Таширский пантеллеритовый купол в Джидинском секторе (см. 4 на рис. 4), Моностойский экструзивно-купольный пантеллерит-трахидацитовый вулкан в Тугнуйском грабене (см. 1 на рис. 5), Мухорталинский трахидацит-трахириолитовый вулкан с центральными экструзиями вулканических стекол в Илькинском грабене, проявления кислого магматизма в Нерча-Ингодинской системе грабенов [11].

Другой тип ассоциаций представляют толщ с участием тефритов, базальтов и трахитов. Они установлены в Джидинском секторе вулканической области, где связаны с деятельностью отдельных щитовых вулканов. В Таширском палеовулкане ее строение определяют в нижней части – лавовое плато тефритов и субщелочных базальтов, в верхней – мощные покровы трахитов, в том числе щелочных (см. 3 на рис. 4). Все породы этой ассоциации отличаются высокой щелочностью (табл. 2).

Содержание нормативного нефелина в тефритах достигает 6%, составляя в среднем около 4%. Трахиты этой ассоциации являются более основными ( $\text{SiO}_2 < 60\%$ ), чем трахиты позднеюрской ассоциации ( $\text{SiO}_2 > 60\%$ ).

Структурная позиция вулканических ассоциаций центральных вулканов определяется пограничными разломами позднеюрских грабенов или же зонами зарождения более молодой (меловой) генерации грабенов, как, например, отмечается для Мухор-Талинского вулкана, представляющего наиболее ранние образования в Илькинском грабене. Возрастное положение ассоциаций определяется несогласным налеганием лав на позднеюрские вулканические толщ. Выполненные нами Rb–Sr изохронные исследования установили возраст пород Торейского и Барун-Бурунханского вулканов равным 145 млн. лет, а для Моностойского вулкана, равным 140 млн. лет, K–Ar датировки в целом согласуются с этими результатами и укладываются в диапазон значений между 150 и 140 млн. лет, отвечающему рубежу поздней юры и раннего мела [10].

**Этап начала раннего мела** связан с наиболее масштабными излияниями за всю историю вулканической области. В ходе этих извержений возникли толщ платобазальтов, прослеживающиеся практически непрерывно по всей протяженности области от нижнего течения р. Хануй в Северной Монголии до бассейна среднего течения р. Витим. Эти толщ выделяются под названиями хилокской, хысехинской свит и характеризуются мощными сериями лавовых покровов (до 2000 м). Для них типичны крупные пакеты базальтовых гиалокластитов, свидетельствующие об извержениях в водных бассейнах. В ряде грабенов, например Хилокском, Маргентуйском, Верхнехилокском, гиалокластиты являются доминирующей разновидностью пород, слагая более 50% объема толщ. Формирование этой серии пород связано с главным этапом грабенообразования в пределах вулканической области, в результате которого возник ее структурный каркас в виде системы горстов и грабенов, выделяющейся, в частности, в современном рельефе.

Среди пород этапа преобладают субщелочные оливиновые базальты с характерной шаровой отдельностью. Для химического состава пород типична повышенная щелочность (в среднем 6.5–7%), в связи с чем в их нормативном составе отмечается нефелин (до 1.5%), содержания  $\text{TiO}_2$  и MgO в целом превосходят таковые в породах поздней юры, тогда как содержания щелочей и кремнезема в целом более низкие (см. табл. 2).

Геологический возраст пород этапа определяется их ассоциацией с меловыми осадочными толщами и постоянной приуроченностью к низам раннемеловых разрезов грабенов. K–Ar датировки группируются в интервале 130–140 млн. лет [2, 10],

указывая тем самым на их принадлежность к нижней части раннего мела.

**Этап середины раннего мела** представлен широкой гаммой породных ассоциаций, сформировавшихся между 115 и 130 млн. лет. Условно их можно разделить на группы ассоциаций щелочных и субщелочных пород. В строении области ранее они не выделялись, поэтому охарактеризуем их более подробно.

**Ассоциации щелочных пород** распространены главным образом в западных сегментах области по южному и юго-восточному обрамлению хр. Малый Хамардабан (см. рис. 1). В соответствии с фациями глубинности формирования пород различаются ассоциации: вулканические (тефрит-фонолитовая, тефрит-латитовая), субвулканическая и гипабиссальная (нефелиновых сиенитов и шонкинитов), а также вулканических и субвулканических карбонатитов.

**Тефрит-фонолитовую** ассоциацию в наиболее ярком виде представляет Бургултайский вулканический центр (см. 5 на рис. 4), сложенный потоками черных нефелин-флогопитовых тефритов (нижние 300 м разреза вулканической толщи) и светло-серых афировых фонолитов [9]. Породы характеризуются высокой щелочностью (см. табл. 2): содержание нормативного нефелина в тефритах составляет до 8%, а в фонолитах ( $53 < \text{SiO}_2 < 55\%$ ) – достигает 11%. В тефритах вулканического центра установлены лейкократовые обособления, содержащие нефелин, щелочной полевоидной шпат и слюду и близкие по составу к нефелиновым сиенитам субвулканических интрузий.

Породы **тефрит-латитовой ассоциации** отличаются более низкой щелочностью, в соответствии с которой в вулканитах среднего состава содержание нормативного нефелина не превышает 2%, и эквивалентом фонолитов по содержанию  $\text{SiO}_2$  становятся латиты. В западных секторах вулканической области породами ассоциации сложены небольшие лавовые поля, которые, судя по первоначальному пологому залеганию лавовых покровов, формировались в щитовых вулканах. Латиты в их строении обычно образуют пакеты покровов, появляющиеся в разных полях на разных уровнях разрезов.

Принадлежность этих ассоциаций к раннему мелу определяется постоянной связью с раннемеловыми отложениями, их налеганием, в том числе с конгломератами в основании, на породы поздней юры (Бургултайский палеовулкан) и начала раннего мела (Хилокская впадина). К–Аг возраст пород укладывается в диапазон 115–130 млн. лет, соответствующий середине раннего мела.

**Ассоциация субвулканических и гипабиссальных щелочных пород** представлена дайками, штоками и массивами тефритов, фонолитов, шонкинитов и нефелиновых сиенитов. Они скон-

центрированы вдоль юго-восточного и восточного обрамления хр. Малый Хамардабан на границе последнего с Гусиноозерской впадиной, где образуют вытянутую зону косо ориентированную по отношению к генеральному простиранию вулканической области (см. рис. 1).

В юго-западной части этой зоны сосредоточены субвулканические тела **нефелиновых сиенитов**. Их выходы тяготеют к горстовым обрамлениям Боргойской и Инзагатуйской впадин (см. рис. 4). Эти породы описаны Ф.В. Кузнецовой [16], которая в составе ассоциации выделяет нефелиновые сиениты, мариуполиты, миаскиты, сельвсбергиты, тингуаиты, и др. В последнее время в Боргойском массиве нами обнаружены биотитовые пироксениты и жильные карбонатиты. Геологическая позиция пород определяется тем, что в районе Маргентуйского вулканического поля (см. рис. 5) нами установлено прорывание нижней части раннемеловой тефрит-трахибазальтовой толщи штоком нефелиновых сиенит-порфиров. К–Аг возраст нефелиновых сиенитов по данным Ф.В. Кузнецовой [16] варьирует между 110 и 130 млн. лет и отвечает возрасту тефрит-фонолитовой ассоциации.

**Шонкиниты и щелочные габбро** связаны с северо-восточной частью зоны высоко щелочных пород (см. рис. 1). Ими сложены отдельные дайки, небольшие штоки, а также относительно крупный Ошурковский массив расслоенных пород. Состав этих интрузий определяют редкие биотитовые пироксениты, шонкиниты, преобладающие щелочные габбро-варьирующие по составу от меланократовых до лейкократовых биотитовых габбро, а также щелочные сиениты. Породы характеризуются высокой щелочностью определяющей содержание нормативного нефелина в породах до 10%.

Возраст щелочных габброидов оценен на основе Rb–Sr изохронных исследований и составляет для пород Ошурковского массива – 119 млн. лет [наши данные], для шонкинитов Халютинского поля – 127 млн. лет [5] и тефрофонолитов–шонкинитов Муртойской дайки – 117 млн. лет [17].

Среди щелочных магматических проявлений этапа наиболее экзотическими являются выявленные в последние годы карбонатиты. Их жильные проявления были установлены Б.А. Литвиновским в Мало-Хамардабанском грабене, К.Б. Булнаевым [5] в районе р. Халюта и род. Аршан и нами в Ошурковском и Боргойском массивах шонкинитов и нефелиновых сиенитов. Кроме того, была определена вулканическая природа карбонатитов Халютинского поля, представленных агломератами и туфами, которые сформировали вулканический карбонатитовый чехол, мощностью более 100 м [32]. В пределах поля были выявлены дайки сложного строения с участием карбонатитов и шонкинитов, отражающие генетические связи карбонатитов с щелочно габброидным магматизмом.

Карбонатиты по составу достаточно разнообразны. В Халютинском поле и Ошурковском массиве они обогащены Sr и Ba (до десятков процентов), карбонаты участка Аршан являются редкоземельными (содержание P.З.Э. до 6%). Возраст карбонатитов определяется их генетическим родством с шонкинитами и нефелиновыми сиенитами.

Среди *ассоциаций субщелочных пород* этапы мы выделяем тефрит-трахибазальтовую и трахириолит-лейкогранитовую. Тефрит-трахибазальтовая ассоциация распространена более широко, чем фонолит-тефритовая. Поля пород этой ассоциации тяготеют к восточным относительно Джидинского, секторам вулканической области. Для них типичны пологозалегающие вулканические толщи, сложенные пакетами выдержанных по простирацию маломощных лавовых покровов (до 10 м). Общая мощность таких пакетов не превышает первых сотен метров. Вулканиды с несогласием, часто с конгломератами в основании, перекрывают вулканические толщи поздней юры и начала раннего мела. К–Аг датировки пород укладываются в интервал 120–130 млн. лет. В составе ассоциации участвуют голубовато-серые, обычно с шариковопятнистой окраской, тефриты, а также оливин-нормативные трахибазальты. Петрографические различия пород обычно не выражены. Различия составов связаны с вариациями относительной щелочности. В тефритах содержания нормативного нефелина достигают 10%, в трахибазальтах – не превышают 1%.

Ассоциация трахириолитов и лейкогранитов изучена слабо. Отвечающие ей породы установлены только в Джидинском секторе, где представлены реликтами трахириолитовых вулканов – экзтрузиями и штоками, а также туфами и лавобрекчиями трахириолитов. Возрастная позиция пород определяется их налеганием на отложения раннего мела или прорыванием последних. Гипабиссальным эквивалентом вулканидов являются дайки аплитов, микроклин-альбитовых и амазонитовых пегматитов, прорывающих шонкиниты Ошурковского массива. Радиологический (Rb–Sr) возраст пегматитов равен 120 млн. лет и, очевидно, отвечает возрасту шонкинитов. Возрастным и вещественным аналогом этой ассоциации в восточной части вулканической области, по-видимому, служат риолиты, риодациты и дациты, описанные М.Э. Казимировским [11], а также массивы гранитов гуджирского комплекса, традиционно относимые к позднему мезозою.

Суммируя данные по магматизму, проявившемуся по протяжении середины раннего мела, отметим разнообразие возникших в этот этап породных ассоциаций. Вулканическая активность этого времени была сокращена по сравнению с этапом начала раннего мела и связана с отдельными небольшими щитовыми вулканами, о чем свидетель-

ствуют незначительные размеры и пространственная изолированность вулканических полей. Центральный характер магматических изменений фиксируется и по распределению субвулканических и гипабиссальных интрузий, образующих компактные изолированные группы тел. Для рассматриваемого этапа устанавливается явно выраженная вещественная зональность в распределении щелочных и субщелочных пород. Отчетливо выделяется зона высокощелочного магматизма, связанного с юго-восточным и восточным обрамлением хребта Малый Хамардабан, в пределах которого сосредоточены тефрит-фонолитовые, нефелин-сиенитовые, щелочно-габброидные и карбонатитовые ассоциации. Структурно она совмещена с тектоническим уступом, вдоль которого прослеживается цепочка впадин – Гусиноозерская, Боргойская, Иволгинская, расположенных под углом к общему простираению вулканической области. К востоку и западу от зоны высокощелочных пород щелочность пород однотипных ассоциаций понижается и главенствующими становятся тефрит-трахибазальтовые ассоциации.

**Этап конца раннего мела** фиксирует дальнейшее уменьшение масштабов магматической деятельности. В это время возникли незначительные по размерам пространственно разобщенные лавовые поля, тяготеющие к небольшим грабенам, наложенными на раннемеловые структуры в центральных секторах области (см. рис. 5). Породы этих полей залегают на вулканитах более ранних этапов формирования области с несогласием (в Маргентуйском и Тугнуйском грабенах, рис. 5) или с пачками раннемеловых осадочных пород в основании (в Боргойской впадине, рис. 4). Их К–Аг датировки укладываются в интервал 110–100 млн. лет. Строение полей определяют маломощные (до 80 м) серии пологозалегающих покровов тефритов и трахибазальтов (см. табл. 2), связанные с небольшими щитовыми вулканами или локальными платоизлияниями.

**Этап конца раннего–начала позднего мела** представлен единичными небольшими полями вулканидов, сосредоточенными в центральных частях области. К ним относятся Тамчинское (рис. 4) и Царамское (рис. 5) поля, а также небольшие останцы лавовых толщ в Илькинском грабене. Эти вулканиды залегают на отложениях раннего мела и имеют К–Аг датировки от 98 до 103 млн. лет. Среди магматических образований этапа наиболее крупным является Тамчинское поле, описанное ранее как силл [4]. В его строении участвует серия лавовых покровов тефритов, общей мощностью более 100 м. Мощность отдельных покровов достигает 15 м, эти покровы формируют ступенчатый профиль толщи в рельефе и различаются петрографическими характеристиками пород, в особенности степенью раскристаллизованности.

Субвулканической фазии этапа отвечает Ахшигинский тешенитовый силл, залегающий среди меловых осадков Кижингинского грабена. Силл характеризуется расслоенным строением. Его породы являются субвулканическими аналогами тефритов ( $\text{SiO}_2 \sim 49\%$ ), но среди дифференциатов верхней части силла появляются фонолитовые разновидности ( $\text{SiO}_2 \sim 55\%$ , норм.  $\text{Ne} 7\%$ ).

Этап позднего мела представлен еще более редкими, но разнообразными по составу проявлениями магматизма (табл. 2). К ним относятся Мотнинское лавовое поле в Хилокском грабене (рис. 5) и ряд полей в Удинском грабене (меланефелинитовые поля района села Комсомольское (рис. 6), поля базальтов в районе р. Гавриловка и в районе села Гонда. Вулканы Мотнинского поля залегают с разрывом и резким несогласием на раннемеловых конгломератах и вулканитах. По составу они отвечают кварц-нормативным базальтам и слагают серию полого залегающих покровов, общей мощностью более 100 м. Меланефелиниты села Комсомольского связаны со щитовым вулканом, мощность лавовой серии которого превышает 100 м. По периферии постройки лавы сменяются выходами гиалокластитов, выполняющих древний рельеф в меловых отложениях. Радиологический  $\text{K}-\text{Ar}$  возраст пород определен в 70–90 млн. лет для базальтов Мотнинского поля, 83 млн. лет для базальтов р. Гавриловка, 78 млн. лет для базальтов района с. Гонда и 70 млн. лет для меланефелинитов с. Комсомольское [2, 3, 10].

Продукты эоценового этапа вулканизма распространены в обособленных участках области – в Хилокском и Удинском грабенах. В последнем породе соответствующего возраста вскрыты скважинами (рис. 7) в районе поселка Усть-Эгита (нефелиниты с возрастом 53 млн. лет) и в районе пос. Гарам (кварц-нормативные базальты с возрастом 51 млн. лет).

Более определенно о масштабах магматизма данного этапа можно судить по вулканическим толщам Хилокского грабена. Соответствующие породы образуют здесь останцы лавового чехла, сохранившиеся в прибортовых участках грабена, и имеют примерно равную гипсометрическую отметку подошвы – 750–800 м над уровнем моря. Эти останцы сложены горизонтально залегающими покровами тефритов и базанитов с индивидуальной мощностью 8–15 м и общей – более 80 м. Вулканы характеризуются повышенной относительной щелочностью (нормативный нефелин до 11%), пониженными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (в среднем <45%) и повышенной концентрацией  $\text{MgO}$  (>8.9%). По составу они сопоставимы в разных выходах и, по-видимому, отвечают единому лавовому плато, некогда занимавшему площадь не менее 700 км<sup>2</sup>. Геологический возраст пород оценивается по их налеганию на меловые и раннекайнозойские осадки.

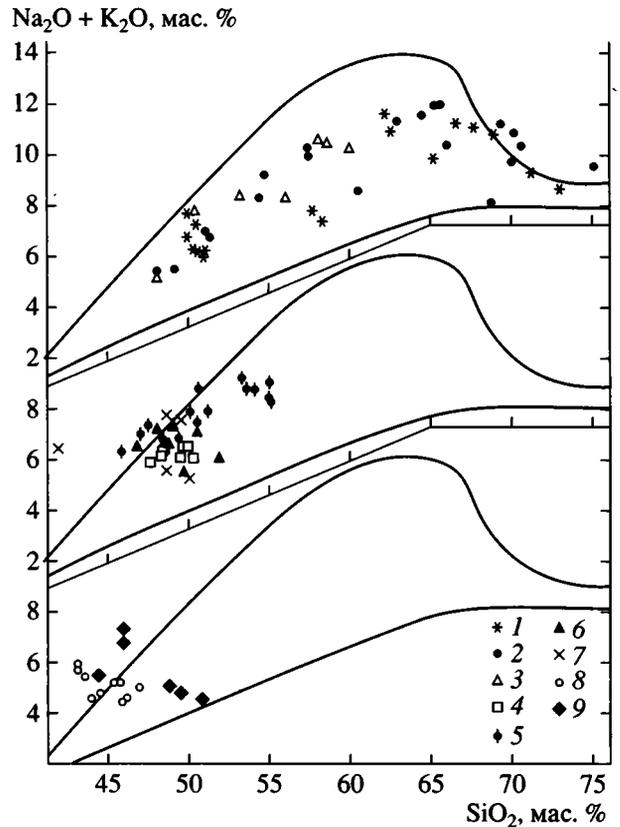


Рис. 7. График размещения составов пород разновозрастных вулканических ассоциаций на классификационной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ . Линиями ограничено поле составов пород субщелочного ряда. 1–9 – Вулканические ассоциации: 1 – позднейюрская; 2–3 – конца поздней юры – начала раннего мела; 2 – бимодальная базальт-трахитацтовая, 3 – базальт-тефрит-трахитовая; 4 – начала раннего мела; 5 – середины раннего мела, тефрит-фонолитовая; 6 – конца раннего мела; 7 – позднемеловые; 8 – раннекайнозойские; 9 – позднекайнозойские.

Радиологический возраст соответствует интервалу между 40 и 50 млн. лет [2, 10, 15].

Результаты магматической деятельности раннеолигоценного этапа установлены пока только в Хилокском грабене (см. рис. 5). Им отвечают лакколиты, штоки и экструзивные купола, которые в рельефе выделяются куполовидными поднятиями с площадью основания до первых квадратных километров и высотой 100–200 м. Отдельные экструзии этих пород прорывают образования эоценового лавового плато. Среди пород этапа преобладают мелко- и среднезернистые оливиновые тефриты. По составу они близки к эоценовым тефритам, но обладают более высокой относительной щелочностью (содержания нормативного нефелина до 14%) (табл. 2).

По  $\text{K}-\text{Ar}$  определениям возраст пород устанавливается в диапазоне 30–35 млн. лет [2, 10, 15].

Отметим, что отдельные экструзии венчают эоценовое тефритовое плато, указывая тем самым на свой более молодой геологический возраст.

**Позднеолигоценному этапу** отвечают небольшие пространственно разбросанные проявления вулканизма. В западной части области к ним относятся лавово-шлаковый вулкан горы М. Кумын в Хилоском грабене (рис. 5). Вулканическая постройка перекрывает вскрытый эрозией раннеолигоценый лакколлит и сложена тефритами и субщелочными оливиновыми базальтами, их туфами и бомбами. Возраст пород определен в 25 млн. лет [10]. От раннеолигеновых эти породы отличаются более высоким содержанием глинозема, более низким общим содержанием железа и относительной щелочности (табл. 2).

На востоке области позднеолигеновые вулканы обнаружены в западной части Витимского плато. Они представлены лавами базанитов, оливиновых толеитов и их туфов [1, 20], возникших около 25 млн. лет назад (табл. 1). Вулканы погребены под более молодым лавовым чехлом, в связи с чем трудно оценить реальные масштабы их распространения.

В позднем кайнозое магматические процессы сосредоточились в восточной части вулканической области, где в это время возник комплекс вулканических образований Витимского плато (см. рис. 1). В развитии этой фазы вулканизма выделяются три этапа: средне-позднемиоценовый, плиоценовый и плейстоцен-голоценовый, характеризующиеся последовательным резким сокращением масштабов вулканической деятельности и отличающиеся условиями локализации вулканических продуктов.

**Средне-позднемиоценовые** вулканы составляют основной объем Витимского лавового плато и распространены на площади ~3500 км<sup>2</sup> [20]. В его строении выделяются толщи: нижняя осадочно-вулканическая (до 200 м) и верхняя лавовая (160 м). Среди вулканитов преобладают субщелочные оливиновые базальты и в меньшей степени оливиновые тефриты или базаниты, отмечаются кварц-нормативные базальты [20]. Время платоизлияний оценивается в интервале 9–15 млн. лет [20, 21].

В **плиоценовый этап** возникли долинные лавовые поля, прослеживающиеся по долинам рек Большой и Малый Амалат. Они представлены сериями выдержанных на больших расстояниях лавовых покровов общей мощностью 60–70 м. Среди вулканитов преобладают тефриты и базаниты, но также отмечаются субщелочные оливиновые базальты. Породы этапа связаны со зрелыми речными долинами (шириной до 10 км), вложенными в миоценовое лавовое плато. К–Аг датировки отвечают интервалу 2–4 млн. лет [20].

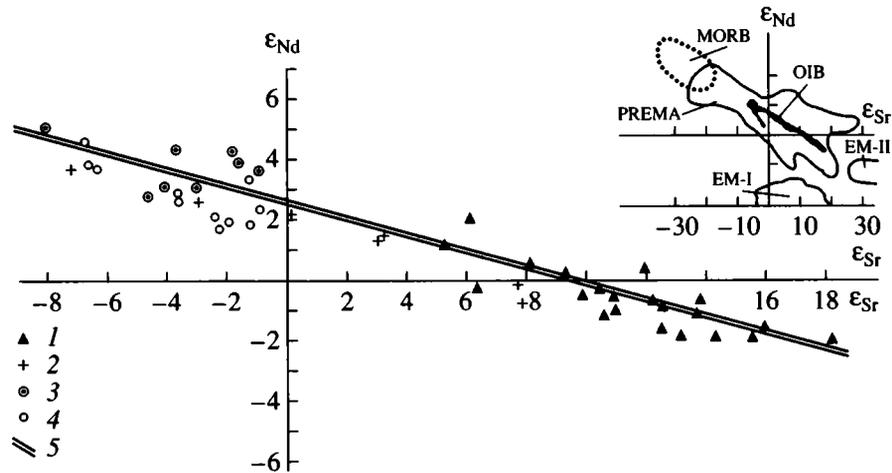
**Плейстоцен-голоценовый этап** выделяется эксплозивным типом активности, связанным с небольшими центральными вулканами. Установлено до двадцати вулканов, сложенных накоплениями бомб и шлаков при участии маломощных потоков сильно зашлакованных тефритов [12]. Эти вулканы располагаются на основании, представленном миоценовыми и плиоценовыми лавовыми толщами, в виде слабо эродированных конических построек. К–Аг датировки равны 0.65–1.1 млн. лет [21].

## СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ И ЕГО ВАРИАЦИИ В ИСТОРИИ ОБЛАСТИ

В процессе формирования рифтовой области возникли разнообразные ассоциации магматических пород, отразившие в своем составе изменение условий проявления магматизма и его вещественную эволюцию.

**Магматические ассоциации.** Основная тенденция изменения их состава связана с направленным сокращением петрографического разнообразия пород в ассоциациях более поздних этапов развития области. При несомненном преобладании основных вулканитов наиболее пестрый состав пород характерен для ассоциаций поздней юры и конца юры – начала раннего мела. В их строении обычно присутствуют средние (трахиты) и кислые (трахидациты, трахириолиты, пантеллериты) вулканиты, которые либо образуют отдельные пакеты покровов, либо характеризуются незакономерным переслаиванием с основными вулканитами. Пестрые по составу ассоциации возникли также в середине раннего мела. Кроме основных субщелочных и щелочных вулканитов они включали средне-основные щелочные (фонолиты, латиты, нефелиновые сиениты) и ультраосновные щелочные (карбонатиты и биотитовые пироксениты) породы. Со второй половины раннего мела магматизм приобрел черты однородности и с этого времени формировались ассоциации основных вулканитов.

**Химический состав.** В табл. 2 приведены средние составы ведущих разновидностей пород различных ассоциаций, а их распределение в возрастных группах показано на рис. 7. Эти составы отражают общую повышенную щелочность магматизма области, характерную для субщелочных и щелочных петрохимических серий. Возрастные вариации составов связаны, во-первых, с последовательным сокращением доли участия калических пород в ассоциациях более поздних этапов развития области и, во-вторых, уменьшением содержания SiO<sub>2</sub> в породах основного состава при росте их относительной щелочности, выраженной количеством нормативного нефелина (табл. 2). С этими вариациями согласуются направленные изменения микроэлементного состава пород. По



**Рис. 8.** График размещения изотопных составов вулканитов рифтовой области на диаграмме  $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$  по [28].

1–4 – точки составов вулканитов, имеющих возраст (млн. лет): 1 – между 170 и 110, 2 – между 110 и 50, 3–4 – моложе 50; 4 – данные по [37]; 5 – линия корреляции составов.

На врезке показано положение вулканитов области (точечная забивка) относительно полей составов MORB, OIB, EM-I и EM-II по [40].

сравнению со стандартным составом внутриплитного базальта (OIB по [39]) базальты поздней юры и начала раннего мела в целом обогащены литофильными элементами – Rb, K, Sr, легкими редкими землями, особенно сильно Ba, Pb, Li и обеднены Nb, Ta и в меньшей степени U и Th [28]. Базальты конца раннего и позднего мела имеют составы, промежуточные между этими породами и кайнозойскими вулканитами. Последние по своим геохимическим характеристикам в наименьшей степени обогащены названными выше элементами, и в целом аналогичны базальтам OIB. Установленные различия в составах разновозрастных базитов не связаны с процессами дифференциации или контаминации, а характеризуют специфику исходных магм [28]. Поэтому, фиксируемые изменения состава разновозрастных основных пород отражают постепенную смену состава источников, питавших магматизм и определивших общий ход развития области.

**Изотопный состав.** Характеристики изотопного состава Sr и Nd разновозрастных основных вулканитов области приведены в [28]. На рис. 8 показано распределение изотопных составов пород области на графике  $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ . Наблюдаемые вариации составов составляют  $\sim 30$  единиц  $\epsilon_{Sr}$  и  $\sim 7$  единиц  $\epsilon_{Nd}$ . Они контролируются корреляционными зависимостями, поэтому на графике укладываются в линейную последовательность. Позиция фигуративных точек на графике зависит главным образом от возраста пород. Так, наиболее обогащены радиогенным стронцием породы позднеюрских и раннемеловых ассоциаций ( $\epsilon_{Sr} > +5$ ), вулканиты позднего мела имеют промежуточные изотопные характеристики между ними и кайнозойскими породами.

Последние умеренно деплетированы в отношении неодима ( $+2 < \epsilon_{Nd} < +5$ ) и радиогенного стронция ( $-8 < \epsilon_{Sr} < 0$ ).

На врезке рис. 8 показано положение изотопного состава пород рифтовой области в системе изотопных мантийных магматических источников [40]. В целом они попадают в поле источников базальтов океанических островов (OIB) и группируются в двух сегментах этого поля – с одной стороны, в сегменте составов, обогащенных радиогенным стронцием (или EM-II) и с другой – в сегменте составов умеренно обедненных неодимом и радиогенным стронцием (OIB DM или PREMA). В процессе формирования рифтовой области общая эволюция состава источников магматизма отвечала последовательной смене EM-II  $\rightarrow$  PREMA с появлением признаков участия источника типа EM-I (обогащенного неодимом) в продуктах позднекайнозойского вулканизма.

## ОБСУЖДЕНИЕ

**О природе вулканической области.** Приведенные данные показывают, что формирование Западно-Забайкальской вулканической области происходило на протяжении последних 170 млн. лет. Она возникла во внутренних участках Евразийского континента, а ее развитие происходило независимо от процессов на активных континентальных окраинах Востока Азии. Действительно, формирование последних было связано с перестройками субдукционных зон, выразившимися в последовательном смещении к востоку возникших над этими зонами краевых вулкано-плутонических поясов. В юре и раннем мелу – краевой пояс Большого Хин-

**Таблица 3.** Количественные характеристики вулканических излияний в позднем мезозое–кайнозое Западного Забайкалья

Этапы вулканизма	Параметры вулканических полей			
	протяженность, в км	средняя ширина, в км	средняя мощность, в м	объем, в км <sup>3</sup>
1. Позднеюрский	220	10	2000	4500
2. Конца поздней юры – начала раннего мела	120	5	2000	1200
3. Начала раннего мела	900	12	600	7000
4. Середины раннего мела	300	10	400	1200
5. Конца раннего мела	150	5	100	75
6. Конца раннего – начала позднего мела	20	5	150	15
7. Позднемеловой	~10	~10	>100	>10
8. Эоценовый	35	20	100	70
9. Раннеолигоценовый	~20	3	150	~10
10. Позднеолигоценовый	>5	>5	<50	~10
11. Средне-позднемиоценовый	70	50	200	700
12. Плиоценовый	120	5	60	35
13. Плейстоцен-голоценовый	<20	~1	<100	~2

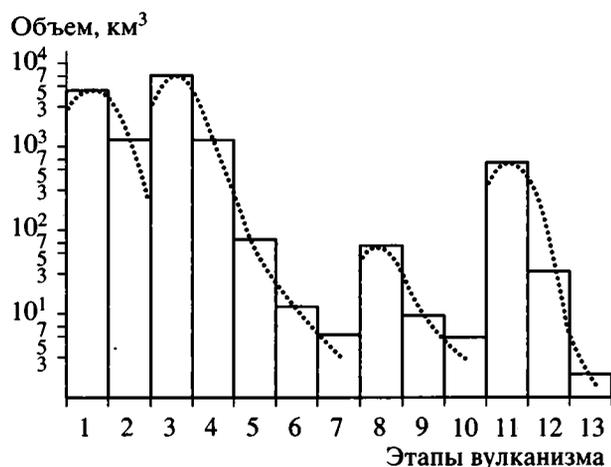
гана, в позднем мелу и палеогене – краевой пояс Сихоте-Алиня, современная система краевых поясов – Курильская и Японская островные дуги. Кроме того, интервалы развития каждой из активных континентальных окраин были ограничены во времени и не коррелировались со вспышками магматической деятельности в Западно-Забайкальской вулканической области. Это позволяет говорить о внутриплитной природе магматизма в Западном Забайкалье.

Об этом же свидетельствует специфика состава магматических продуктов области. Среди последних преобладают лавы субщелочных и щелочных базальтоидов. Сопутствующие им кислые и

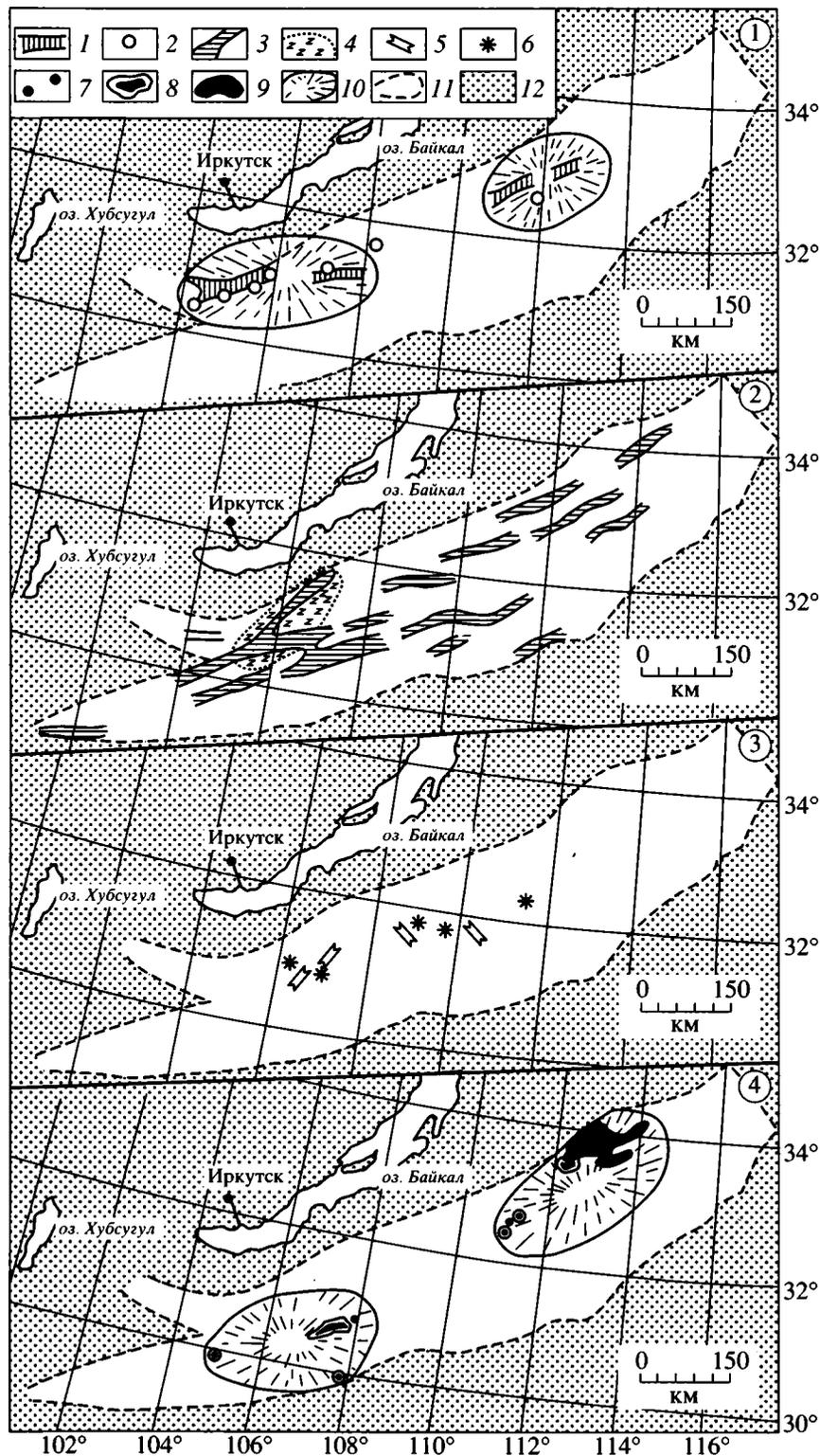
умеренно кислые вулканиды также характеризуются повышенной щелочностью. Такие породы, взятые отдельно или в их наблюдаемых ассоциациях, являются индикаторными для внутриплитных обстановок и обычны для магматических комплексов континентальных рифтов и областей горячих точек мантии [27]. Развитие Западно-Забайкальской вулканической области было сопряжено с проявлениями рифтогенеза и внутриплитного магматизма в пределах ограниченной территории, которая пространственно и структурно обособлена от других районов одновозрастной магматической активности. Учитывая мантийную природу магматизма, эти особенности области позволяют связать ее развитие с деятельностью мантийных плюмов.

**Динамика магматических процессов.** Развитие вулканической области имело импульсный или стадийный характер в проявлениях магматизма. Наряду с этим, оно подчинялось эволюционным тенденциям, определившим закономерные изменения ряда характеристик области, в том числе динамических, таких как вариации масштабов излияний, миграции центров вулканизма. Для расшифровки подобных тенденций оценены объемы изверженных продуктов (табл. 3, рис. 9) и определено размещение магмовыводящих центров для разных стадий развития области (рис. 10). В основу количественных оценок легли данные о средней мощности толщ, наблюдаемой протяженности вулканических полей того или иного этапа в целом по области, а также средней ширины этих полей, равной поперечнику их выходов в наименее деформированных вулканических грабенах.

Формирование вулканической области началось в поздней юре платобазальтовыми излияниями больших объемов (табл. 3), сочетавшимися с

**Рис. 9.** Диаграмма изменения объемов магматических продуктов, сформированных в процессе развития вулканической области.

Точечными линиями показаны изменения объемов вулканических циклов.



**Рис. 10.** Схема распределения центров магматизма на разных стадиях формирования вулканической области (пояснения стадий даны в тексте).

1–9 – магматические ассоциации: 1 – позднеюрские, 2 – центральных вулканов конца поздней юры – начала раннего мела, 3 – начала и середины раннего мела, 4 – раннемеловых щелочных пород, 5 – конца раннего мела, 6 – конца раннего–начала позднего мела, 7 – позднемеловые, 8 – раннекайнозойские, 9 – позднекайнозойские; 10 – районы сосредоточенного проявления разновозрастного магматизма; 11 – контур рифтовой области, 12 – обрамление рифтовой области.

локализованными проявлениями трахитов, трахидацитов и трахириолитов. Вулканическая активность была сосредоточена в двух пространственно разобщенных участках области: в западном (Малохамардабанский и Тугнуйский грабены) и восточном (Эгитинский грабен, рис. 10). Остальная часть области оставалась амагматичной и, судя по отсутствию в ее пределах терригенных толщ средней–поздней юры, представляла выровненную приподнятую территорию.

В конце поздней юры – начале раннего мела вулканическая активность центрального типа завершила позднеюрскую фазу развития вулканизма, сохранив преемственность с последней в составах вулканических ассоциаций (см. рис. 2), но уступив в масштабе магматической деятельности (табл. 3). Возникшие в это время (между 150 и 140 млн. лет) достаточно крупные по объему и разные по строению стратовулканы в основном были связаны с западным сектором области и тяготели к пограничным разломам позднеюрских грабенов.

Следующая и наиболее мощная фаза магматизма проявилась в начале раннего мела. Она сопровождалась интенсивным рифтогенезом и образованием системы грабенов, определившей современный структурный каркас рифтовой области. Платобазальтовые излияния произошли по всей протяженности области, но преимущественно были связаны с осевой и северной цепями грабенов рифтовой системы (рис. 10).

В середине раннего мела вулканические процессы протекали в тех же районах, где произошли излияния в начале раннего мела. Однако масштабы магматической деятельности значительно сократились, а разнообразие его форм и состава возросло. Основную роль продолжали играть платобазальтовые излияния. Наряду с ними в западной части области на участке восточного и юго-восточного обрамления позднеюрского Малохамардабанского грабена обособилась зона высокощелочного магматизма, в пределах которой возникли щитовые вулканы тефрит-фонолитовой ассоциации, штоки, дайки и массивы шонкинитов, нефелиновых сиенитов, вулканических и субвулканических карбонатитов.

Магматические события конца раннего мела контролировались трещинными излияниями в небольших разобщенных грабенах центральных сегментов рифтовой области (см. рис. 10). Эти грабены наложены на грабены раннемеловой системы и по отношению к последним характеризуются косесекущей ориентировкой, что позволяет предполагать участие в их формировании сдвиговых перемещений вдоль рифтовых разломов.

На протяжении позднего мела и начала раннего кайнозоя масштабы магматической деятельности резко сократились. В это время возникли

разрозненные лавовые поля, по-видимому, отвечающие небольшим щитовым вулканам. Размещение полей связано с двумя пространственно разобщенными ареалами. Один из них соответствует Тугнуйско-Хилокскому сегменту, второй – Удино-Витимскому (рис. 10). Такая дискретность в распределении центров вулканизма сохранилась и на более поздних стадиях развития области.

Оживление магматической деятельности наметилось в середине эоцена. Затем продуктивность магматических процессов в целом по области нарастала к среднему–позднему миоцену. Однако в разных районах области этапы активизации вулканических процессов не были синхронизированы. В Хилокском грабене пик вулканической активности пришелся на средний и поздний эоцен и выразился тефритовыми платоизлияниями. Вулканические процессы в грабене продолжались до конца олигоцена, но их масштабность последовательно сокращалась. В Удино-Витимском секторе наиболее значительные излияния произошли в среднем – позднем миоцене в связи с образованием Витимского лавового плато. Последующие плиоценовая и плейстоцен-голоценовая стадии вулканизма отвечали регрессивной фазе этих излияний.

Подчеркнем особенности возрастной динамики магматических процессов области. Так, в развитии вулканизма устанавливается этапность, которой соответствуют определенные по возрасту магматические образования – вулканические, субвулканические и гипабиссальные, и которой определялись вариации составов и количества магматических продуктов в процессе формирования вулканической области. Вместе с тем, вулканические события разных этапов более или менее равномерно распределены в интервале последних 170 млн. лет, определяя таким образом непрерывность магматической истории области. Наряду с этапностью в развитии вулканизма прослеживается отчетливая цикличность, объединяющая результаты деятельности нескольких этапов вулканизма: позднеюрский, раннемеловой, раннекайнозойский и позднекайнозойский. Они выделяются на основе циклического изменения масштабов излияний от относительно крупнообъемных в начале цикла до незначительных в конце (рис. 9). Кроме того, в рамках цикла сохраняется преемственность состава ассоциаций, как, например, в раннем цикле, на протяжении которого в поздней юре и на рубеже поздней юры и раннего мела формировались ассоциации с участием основных и щелочно-салических пород. Подчеркнем также определенную структурную и пространственную обособленность продуктов одних циклов от других. На это обращалось внимание выше, когда говорилось о независимости раннемеловой системы грабенов от позднеюрской, а также об асимметричном в пределах области распределении раннекайнозойских и позднекайнозойских ассоциаций.

Наконец отметим, что по площади Западно-Забайкальской вулканической области магматические процессы распределялись неравномерно и в значительной степени концентрировались в двух центрах активности, возникших при зарождении области. Один из них, связанный с западной ее частью или точнее с бассейном нижнего течения р. Селенга, может быть назван Нижнеселенгинским, другой, расположенный в восточном секторе, территориально принадлежит бассейну р. Витим и определяется как Витимский (рис. 10).

**Источники магматизма и строение мантии региона.** По ряду параметров развития Западно-Забайкальская вулканическая область имеет много общего с другими областями позднемезозойско-кайнозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии [33]. Общими для них являются две эпохи максимальной продуктивности вулканизма – раннемеловая и средне-позднемиоценовая, в течение которых возникли крупные поля платобазальтов во всех вулканических областях региона, а также разделяющий эти эпохи период резко сокращенной магматической активности [31, 33]. Общим для этих областей является также формирование ассоциаций со щелочно-салическими породами на ранних этапах их истории (до середины раннего мела), и преобладание основных вулканитов среди магматических продуктов. Особо отметим сходство изотопных составов источников магматических расплавов и их согласованную по времени смену в ходе развития разных областей [28, 34]. Так, в поздней юре и раннем мелу эти источники соответствовали обогащенной мантии типа EM-II, в позднем мелу и раннем кайнозое произошла их смена источниками, отвечающими умеренно деплетированной мантии типа PREMA, а в позднем кайнозое наряду с последними стало заметно участие обогащенной мантии типа EM-I [33].

Согласно оценкам модельных Nd изотопных возрастов магматических пород региона источники их расплавов с характеристиками EM-II возникли в мантии ~1.2 млрд. лет назад, а источники с характеристиками EM-I ~2.4 млрд. лет назад [28]. Они не участвовали в образовании пород офиолитовых комплексов ранних каледонид, герцинид и мезозоид Центральной Азии, изотопный состав которых отвечает деплетированной мантии типа MORB [неопубликованные данные В.И. Коваленко и В.В. Ярмолюка], и, следовательно, не вовлекались в процессы магмообразования на протяжении большей части фанерозоя. Подобная их изоляция предполагает размещение этих источников в участках мантии, которые расположены вне области верхнемантийной конвекции, отвечающей деплетированной мантии. В соответствии с существующими моделями геохимической стратификации мантии, геохимически обогащенные ее слои тяготеют либо к границе верхней и нижней мантии

(~670 км), либо к границе ядра и мантии (~2900 км) [36]. Опираясь на данные последовательного вовлечения в процессы позднемезозойско-кайнозойского магмообразования в Центральной Азии разных по изотопно-геохимическим характеристикам мантийных магматических источников, мы пришли к представлению об их разноглубинном размещении в строении мантии региона [28]. Так, источники с характеристиками EM-II занимают наиболее высокое положение под деплетированной мантией и, по-видимому, приурочены к разделу верхней и нижней мантии. Умеренно деплетированные источники, близкие к мантии типа PREMA, расположены ниже и, вероятно, характеризуют состав нижней мантии. Мантийный источник типа EM-I тяготеет к низам реконструируемого разреза мантии.

Предложенная реконструкция устанавливает более глубокое размещение источников поздне-мезозойско-кайнозойского магматизма Центральной Азии по отношению к верхней мантии. Из этого, в частности, следует вывод о связанном с мантийными плюмами механизме транспортировки вещества этих оболочек в зоны магмогенерации. Напомним, что в развитии разных пространственно разобценных внутриплитных вулканических областей региона установлена возрастная согласованность смены состава изотопных источников расплавов. Эта согласованность была объяснена деятельностью горячего поля мантии, подстилающего территорию Центральной Азии, питающего отдельные мантийные плюмы и, таким образом, координирующего магматическую деятельность в разных участках региона [33].

**Горячее поле мантии и динамика мантийных процессов.** Представления о связи внутриплитного магматизма региона с *горячим* полем мантии согласуются с данными геофизических исследований, установившими под Центральной Азией крупную астеносферную линзу [8]. С другой стороны, в соответствии с результатами сейсмической томографии Земли под Центральной Азией располагается мантия, в основном характеризующаяся повышенными скоростями прохождения сейсмических волн и, поэтому, рассматриваемая как относительно холодная [38]. Если данные сейсмических исследований не допускают иной трактовки, то возникает явное противоречие между свидетельствами активности мантии по продуктам ее деятельности на протяжении 170 млн. лет и указаниями на холодное ее современное состояние. Нам представляется, что решение этого противоречия следует искать на основе анализа исторических тенденций развития внутриплитных событий в регионе. Напомним, что влияние горячего поля мантии на литосферу Центральной Азии зафиксировано разными формами магматической деятельности (траппами, рифтовыми магматическими зонами, областями анорогенного маг-

матизма, батолитами) и прослеживается по крайней мере с позднего палеозоя [30]. При этом во времени отмечается угасание внутриплитной активности, на что указывает сокращение масштабов продуктивности магматизма до почти полного прекращения магматических процессов в позднем мелу и раннем кайнозое. На наш взгляд, эта тенденция отражает постепенное отмирание глубинного суперплюма, отвечавшего горячему полю мантии. Это отмирание вполне могло сопровождаться изменениями физических параметров мантии до их современных значений, соответствующих ее холодному состоянию.

Подобная трактовка допускает, что горячее поле мантии могло существовать в позднем мезозое и могло охватывать значительные объемы мантии. В это время сформировалась своеобразная структура взаимодействия горячего поля с литосферой. Так, предполагается, что горячее поле питало магматизм отдельных вулканических областей Центральной Азии через индивидуальные мантийные плюмы [33]. Магмогенерирующие процессы в этих плюмах в основном протекали независимо. Это легко показать, сравнивая характеристики состава магматических продуктов и динамики формирования Западно-Забайкальской и Южно-Хангайской горячих точек [29, 34]. В их развитии отсутствует строгая синхронизация проявлений отдельных этапов магматизма и соразмерность масштабов их излияний, нет соответствия состава для ряда сопоставляемых по возрасту вулканических ассоциаций.

Подобная несогласованность наблюдается также в развитии Нижнеселенгинского и Витимского центров магматической активности Западно-Забайкальской области. Среди важнейших отличий отметим: 1 – разделенность этих центров, начиная с зарождения области; 2 – опережающее начало вулканических излияний в Витимском центре по крайней мере в поздней юре и раннем мелу (табл. 1); 3 – более щелочной характер магматизма Нижнеселенгинского центра, определивший появление в его пределах карбонатитов, нефелиновых сиенитов, шонкинитов и их вулканических аналогов, а также комендитов и пантеллеритов; 4 – асинхронное развитие магматизма в кайнозое. Удаленность этих центров друг от друга составляет ~500–600 км, что соизмеримо с минимальными расстояниями между мантийными плюмами в обстановках проявления внутриплитной активности [41]. Поэтому, мы склонны предположить, что в формировании рифтовой области участвовало два относительно небольших мантийных плюма, определивших специфику магматического развития в западной и восточной частях области.

Зарождение плюмов произошло к началу поздней юры одновременно с образованием всей системы горячих точек Центральной Азии. Именно к этому времени относятся наиболее ранние, как правило, локальные проявления вулканизма в вулкани-

ческих областях, отвечающих Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской, Восточно-Монгольской и Центрально-Алданской горячим точкам [33]. Расцвет внутриплитной тектонической и магматической активности в Центральной Азии пришелся на ранний мел, когда по всей ее территории произошли близкие по возрасту платобазальтовые излияния и возникли многочисленные впадины и прогибы [18]. Процессы крупномасштабного растяжения, охватившие регион, особенно явно проявились в пределах площадей, отвечающих горячим точкам, где возникли системы рифовых структур [33]. В частности, результатом этих событий стало образование Западно-Забайкальской рифтовой системы. Ее развитие связано с процессами крупноамплитудного асимметричного растяжения с формированием глубоко проникающего пологого сброса с юго-восточной вергентностью [22]. В результате, вдоль бортов грабенов возникли крутые листрические сбросы, а в пределах горстов были выведены на поверхность метаморфические породы (комплексы метаморфических ядер кордильерского типа). Позднеюрско-раннемеловой метаморфизм этих комплексов связывается с повышенным температурным градиентом, сформированным под воздействием мантийного диапира, поднявшегося в это время к подошве литосферы [22]. Напомним, что рифтовая система возникла в зоне взаимодействия двух плюмов. Возможно, что на фоне общего регионального растяжения литосферы Центральной Азии в это время произошли декомпрессия мантии и ее частичное плавление. Эти процессы могли способствовать слиянию астеносферных шапок плюмов в общий линейный диапир, предопределивший линию литосферного раскола и размещение системы магмовыводящих каналов в рифтовой области [35]. По окончании раннемелового цикла активности магматическая деятельность вновь контролировалась отдельными мантийными плюмами, и, в частности, позднекайнозойская вспышка магматизма была связана только с одним из них. Напомним, что, судя по устойчивому положению проекций этих плюмов на земную поверхность (см. рис. 10), за все время существования области континентальная литосфера практически не испытывала перемещений относительно плюмов, что предполагалось нами ранее [33].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Западно-Забайкальская вулканическая область возникла во внутренних участках Азиатского континента и развивалась на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя в виде системы грабенов и горстов и сопряженного с ними ареала проявления магматизма. Формирование области носило стадийный или этапный характер, определяемый чередованием импульсов магматизма более или менее перио-

дически проявлявшихся на протяжении последних 170 млн. лет геологической истории региона.

Среди магматических продуктов вулканической области преобладают субщелочные и щелочные породы, в том числе тефриты, базаниты, меланефелиниты, фонолиты, нефелиновые сиениты, шонкиниты, трахиты, пантеллериты и комендиты, а также карбонатиты, типичные для обстановок внутриплитной активности – континентальных рифтов и областей типа горячих точек мантии. Петрогеохимические и изотопно-геохимические характеристики этих пород отвечают в той или иной степени обогащенным мантийным источникам, изолированным от верхнемантийной конвекции более 1 млрд. лет. Поступление вещества мантийных субстратов в зоны магмогенерации связывается с их подъемом в мантийных плюмах к подошве литосферы.

Особенности строения и развития Западно-Забайкальской вулканической области определяются ее развитием над одним из горячих участков мантии Центральной Азии, обеспечившим устойчивое воздействие мантийных источников на литосферу на протяжении 170 млн. лет. Это воздействие осуществлялось через два мантийных плюма, проекции которых на земную поверхность представлены двумя центрами сосредоточенного распространения продуктов разновозрастного магматизма. Развитие этих плюмов подчинялось общим тенденциям, хотя строгой согласованности в их активности не отмечается. По-видимому, это указывает на то, что верхние части плюмов были обособлены от питающего их горячего поля мантии, которое контролировало внутриплитную магматическую активность в Центральной Азии. Поэтому, при вялотекущих процессах подъема глубинного вещества к поверхности могла возникать несогласованность его поступления к основанию литосферы в разных плюмах. И, напротив, в эпоху раннемеловой внутриплитной активности, охватившей всю Центральную Азию, и скорости и объемы поднимавшегося вещества были соизмеримы, что привело к одновременному росту мантийных шапок плюмов вплоть до их слияния в единый мантийный диапир и формированию над последним собственно рифтовой области с синхронным проявлением плато-базальтовых излияний по всей ее протяженности.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 96-05-64330, 97-05-64035, 97-05-96417, 96-15-98442).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ащепков И.В.* Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
2. *Багдасарьян Г.П., Поляков А.И., Рощина И.А.* Возраст и химический состав мезозойских и кайнозойских базальтов Прибайкалья // *Геохимия*. 1983. № 3. С. 102–108.
3. *Базаров Д.–Д.Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 179 с.
4. *Белов И.В.* Трахибазальтовая формация. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 370 с.
5. *Булнаев К.Б.* Стронцианитовые карбонатиты Халютинского месторождения (Западное Забайкалье) // *Геология рудных месторождений*. 1996. Т. 38. № 5. С. 437–448.
6. *Гордиенко И.В., Климук В.С.* Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины, Забайкалье // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 5. С. 22–27.
7. *Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф.* Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // *Докл. РАН*. 1997. Т. 352. № 6. С. 799–803.
8. *Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной областью и сопредельными территориями // *Физика Земли*. 1988. № 7. С. 32–42.
9. *Иванов В.Г., Ярмолюк В.В.* Раннемеловая тефрит-фонолитовая ассоциация южного склона хр. Хамар-Дабан // *Докл. РАН*. 1996. Т. 349. № 3. С. 364–367.
10. *Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н.* Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области // *Докл. РАН*. 1996. Т. 347. № 1. С. 57–60.
11. *Казимировский М.Э.* Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны: Забайкалье // *Геология и геофизика*. 1994. № 3. С. 40–49.
12. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
13. *Комаров Ю.В.* Мезозойский внегеосинклинальный магматизм западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 156 с.
14. *Комаров Ю.В., Киселев А.И., Лямина Н.А., Скоблов В.М.* Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья // *Петрография Восточной Сибири*. Т. 3. М.: Наука, 1965. С. 25–45.
15. *Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Первов В.А.* Новые данные о К–Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 303. № 2. С. 454–457.
16. *Кузнецова Ф.В.* Нефелиновые сиениты обрамления Боргойской впадины. М.: Наука, 1975. 93 с.
17. *Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Шадаев М.Г., Шалагин В.Л.* Новые данные о возрасте раннемеловых вулканических пород Западного Забайкалья (Rb–Sr и K–Аг даты) // *Докл. АН СССР*. 1989. Т. 308. № 4. С. 946–949.
18. *Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии* / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 1983. 231 с.
19. *Нагибина М.С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
20. *Рассказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 287 с.

21. *Рассказов С.В., Иванов А.В.* Эпизоды и геодинамическая обстановка четвертичного вулканизма Байкальской рифтовой системы // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 6. С. 804–807.
22. *Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 180 с.
23. *Сребродольская И.Н., Козубова Л.А.* О возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1976. № 7. С. 90–93.
24. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
25. *Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Друбецкой Е.Р.* Новые данные о возрасте ичетуйской свиты в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1992. № 5. С. 41–44.
26. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 180 с.
27. *Эволюция магматизма в истории Земли.* М.: Наука, 1987. 440 с.
28. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.* Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
29. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С.* Этапы и динамика формирования магматизма Южно-Хангайской горячей точки мантии // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.
30. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Азиатское горячее поле мантии – магматизм и динамика развития в позднем палеозое и мезо-кайнозое // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 77–80.
31. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Позднемезозойский-кайнозойский внутриконтинентальный магматизм Азии (природа, динамика развития, вулканическая опасность) // Геология и геофизика. 1995. № 8. С. 131–141.
32. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. и др.* Позднемезозойские вулканические карбонатиты Забайкалья // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 5. С. 659–663.
33. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
34. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З.* Изотопный состав Sr и Nd основных вулканитов Южно-Хангайской горячей точки Центральной Азии // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 230–234.
35. *Burke K.C., Dewey J.F.* Plume-generated triple junctions – key indicators in applying plate tectonic to old rocks // J. Geol. 1973. V. 81. P. 406–433.
36. *Hoffman A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.
37. *Litasov D.Yu.* Petrology of the mantle-derived xenoliths in alkaline basalts from the Vitim plateau, Transbaikal // Department of Earth and Planetary Sciences. Graduate School of Science. Hokkaido University. 1996. 233 p.
38. *Maruyama Sh.* Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
39. *Sun S., McDonough.* Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes / Eds A.D., Norry M.J. Magmatism in ocean basins // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
40. *Zindler A., Hart S.R.* Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
41. *Yamaji A.* Periodic hot spot distribution and small-scale convection in the upper mantle // Earth Plan. Sci. Letters. 1992. V. 109. P. 107–116.

Рецензент: А.А. Моссаковский

## Late Mesozoic and Cenozoic Magmatism and Geodynamics of Western Transbaikalia

V. V. Yarmolyuk\* and V. G. Ivanov\*\*

\**Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 109017 Russia*

\*\**Vinogradov Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Favorskogo 1a, Irkutsk, 664033 Russia*

The West Transbaikalian Late Mesozoic–Cenozoic volcanic region is an isolated zone of igneous activity associated with a horst-and-graben system (rift zone). The volcanic region was formed in the inner part of the Eurasian continent and developed during 170 million years. At least 13 evolution stages represented by one or several igneous associations have been recognized in the region. The region generally exhibits subalkaline and alkaline magmatism dominated by mafic volcanics. The igneous rocks are unevenly distributed throughout the region and concentrate around two igneous centers, Lower Selenga and Vitim. Igneous events in these centers were not synchronous and differed in some other features, e.g., a higher alkalinity of rocks in the Lower Selenga center. The region presumably developed under the effect of two more or less independent plumes that controlled igneous activity in these centers. During the Early Cretaceous reactivation of intraplate processes in Central Asia, the plumes gave rise to a single linear diapir beneath a lithospheric breakup zone that led to the development of the present-day structural pattern of the rift zone.

УДК 551.242 (571.66)

## КИНЕМАТИКА КРОНОЦКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (КАМЧАТКА) ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2000 г. Н. М. Левашова\*, М. Н. Шапиро\*\*, В. Н. Беньямовский\*, М. Л. Баженов\*

\*Геологический институт РАН, Москва

\*\*Институт физики Земли ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Поступила в редакцию 08.06.98 г.

Восточные полуострова Камчатки образуют единую структурно-формационную зону, сложенную главным образом комплексами, характерными для энсиматических островных дуг, и обычно рассматриваются как фрагменты мел-палеогеновой Кроноцкой палеодуги. В восточной части Кроноцкого полуострова, среднего из Восточных полуостровов, было произведено палеомагнитное и биостратиграфическое опробование позднемеловых и палеогеновых островодужных комплексов. Палеомагнитная коллекция прошла температурное ступенчатое размагничивание, и в большей части образцов была выделена характеристическая компонента намагниченности. Тест складки, тест галек и тест обращения для этой компоненты положительные, так что выделенная намагниченность, вероятно, является первичной. Направление намагниченности в стратиграфической системе координат для кампан-маастрихтских пород имеет склонение  $103.1^\circ$ , наклонение  $-63.3^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 6.4^\circ$ , что соответствует палеошироте  $44.8^\circ \pm 8.0^\circ$  с.ш.; для ипрских пород – склонение  $278.7^\circ$ , наклонение  $57.9^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 3.2^\circ$ , что соответствует палеошироте  $38.6^\circ \pm 3.5^\circ$  с.ш., для бартонских пород – склонение  $296.8^\circ$ , наклонение  $63.5^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 5.6^\circ$ , что соответствует палеошироте  $45.1^\circ \pm 4.0^\circ$  с.ш. Разница между наблюдаемой и ожидаемой палеоширотами составляет для позднего мела и для ипра около  $23^\circ$ , а для бартона – около  $14^\circ$ , так что со времени формирования изученных пород до коллизии с окраиной континента Кроноцкая островная дуга должна была испытать значительный северный дрейф.

На основании полученных данных, а также материалов по п-ову Камчатский Мыс [28] была реконструирована кинематика Кроноцкой палеодуги в позднем мелу и палеогене. Предполагается, что до начала палеогена островная дуга располагалась на океаническом продолжении континентальной плиты. В начале–середине палеоцена зона субдукции, соответствующая этой дуге, поменяла полярность, и с этого времени дуга двигалась на лидирующем краю плиты Тихоокеанского. С палеоцена и до прекращения вулканизма 36–40 млн. лет назад палеодуга двигалась в активном состоянии, а в зоне субдукции поглощалась океаническая окраина континентальной плиты. После отмирания зоны субдукции дуга в пассивном состоянии продолжала двигаться с той же океанической плитой до коллизии с окраиной континента в позднем миоцене.

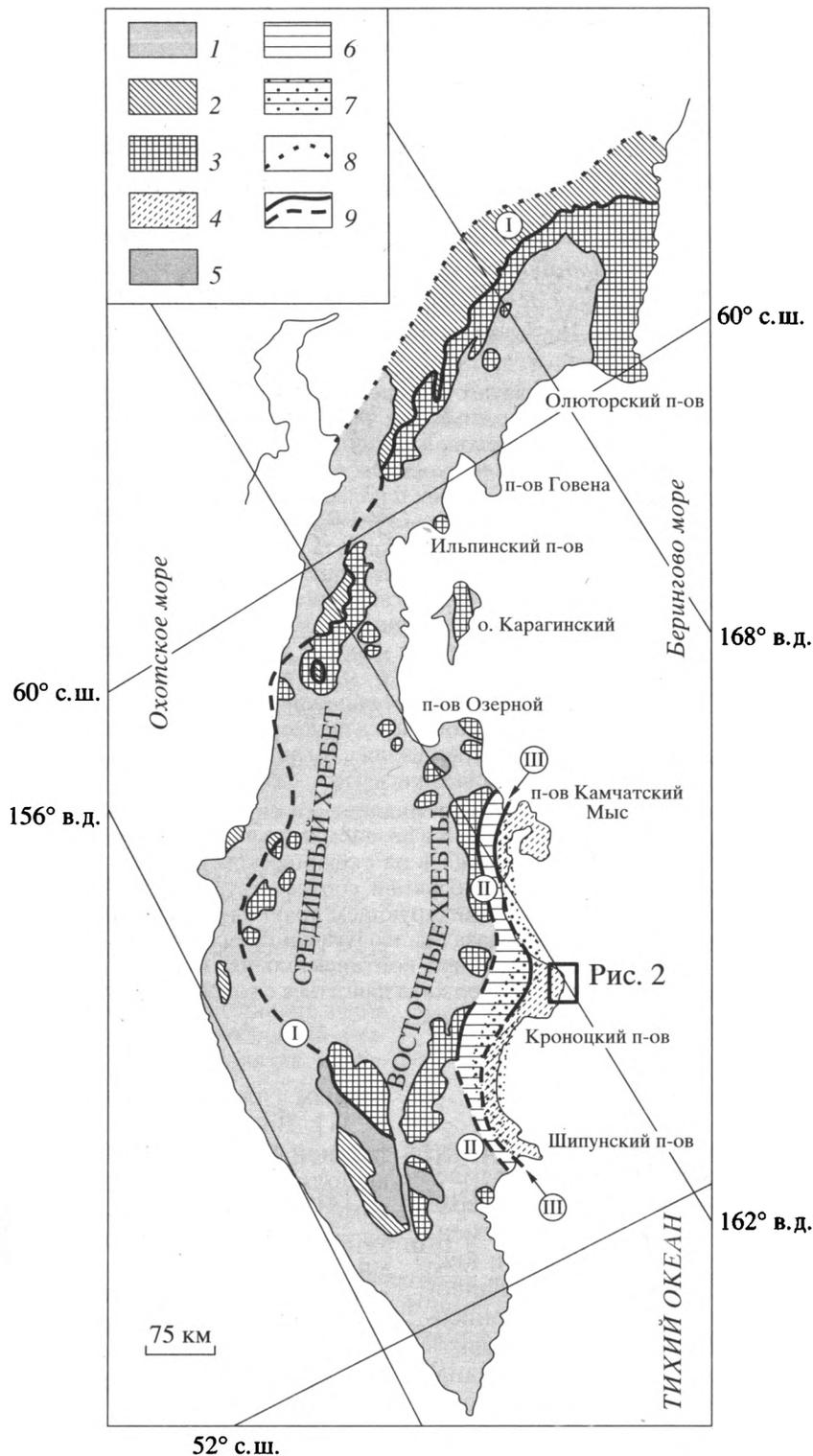
### ВВЕДЕНИЕ

В ряде работ по геологии Дальнего Востока России было показано, что северо-западное обрамление Тихого океана представляет собой агломерат террейнов, многие из которых являются фрагментами древних островных дуг. Камчатские и южнокорейские фрагменты позднемеловых и палеогеновых островных дуг наиболее детально описаны в работах [4, 11, 13]. Попытки восстановить эволюцию конвергентных границ на северо-западе Тихого океана предпринимались неоднократно [4, 8, 9, 30 и др.].

Восточные полуострова Камчатки – Шипунский, Кроноцкий и Камчатский Мыс (рис. 1) образуют единую структурно-формационную зону, характерной особенностью которой являются мощные вулканогенно-осадочные морские серии палеоцена–эоцена. Эти серии содержат высокоглиноземистые базальты, близкие по составу к примитивным островодужным толеитам, харак-

терным для энсиматических островных дуг [5, 11]. Восточные полуострова отделены от остальной Камчатки узким Тюшевским прогибом, выполненным верхнеэоцен-миоценовыми осадками, смятыми в опрокинутые на восток складки, сопряженные с крутыми чешуйчатыми надвигами [1, 14]. К западному борту Тюшевского прогиба приурочена крупная зона надвигов восточной вергентности (надвиг Гречишкина). Складки и надвиги перекрыты плиоценовыми эффузивами. Состав раннепалеогеновых формаций восточных полуостровов и тектонический шов, отделяющий их от остальной Камчатки, позволяют рассматривать островодужные террейны восточных полуостровов как фрагменты мел-палеогеновой Кроноцкой островной дуги [5, 11].

Ряд авторов [4, 12, 32 и др.] допускал весьма значительный горизонтальный дрейф Кроноцкой дуги, однако отсутствие надежных палеомагнитных данных не позволяло построить обоснованную модель кинематики этой структуры.



**Рис. 1.** Схема тектонического строения Камчатки и южной части Корякского нагорья.

1 – кайнозойские породы (исключая зону Восточных Полуостровов); 2, 3 – поздний мел: 2 – терригенные формации, 3 – осадочно-вулканогенные формации Срединного хребта, Восточных хребтов и Олюторской зоны Корякского нагорья; 4 – зона Восточных Полуостровов; 5 – метаморфические породы; 6, 7 – Тюшевский прогиб; 6 – западная и 7 – восточная подзоны; 8 – северная граница Олюторско-Камчатской области; 9 – основные тектонические границы (достоверно установленные – сплошная линия, предполагаемые – пунктирная): I-I – Лесновско-Ватынский и II-II – Ветловский надвиги, III-III – надвиг Гречишкина. Участок палеомагнитного опробования на Кроноцком полуострове показан незалитым прямоугольником.

Первые палеомагнитные результаты [17] подтвердили, что первоначально Кроноцкая дуга располагалась вдали от окраины континента, но предлагавшиеся тогда модели недостаточно учитывали кинематику океанических плит. В данной работе приводятся новые палеомагнитные и биостратиграфические данные по верхнемеловым и палеогеновым породам Кроноцкого полуострова. На базе палеомагнитных и геологических данных по островодужным комплексам полуостровов Кроноцкий и Камчатский Мыс [28] проведено кинематическое моделирование, основанное на кинематике плит Тихоокеанского региона [22], а по результатам моделирования – реконструкция кинематики Кроноцкой островной дуги.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОПРОВОБАННЫХ РАЗРЕЗОВ

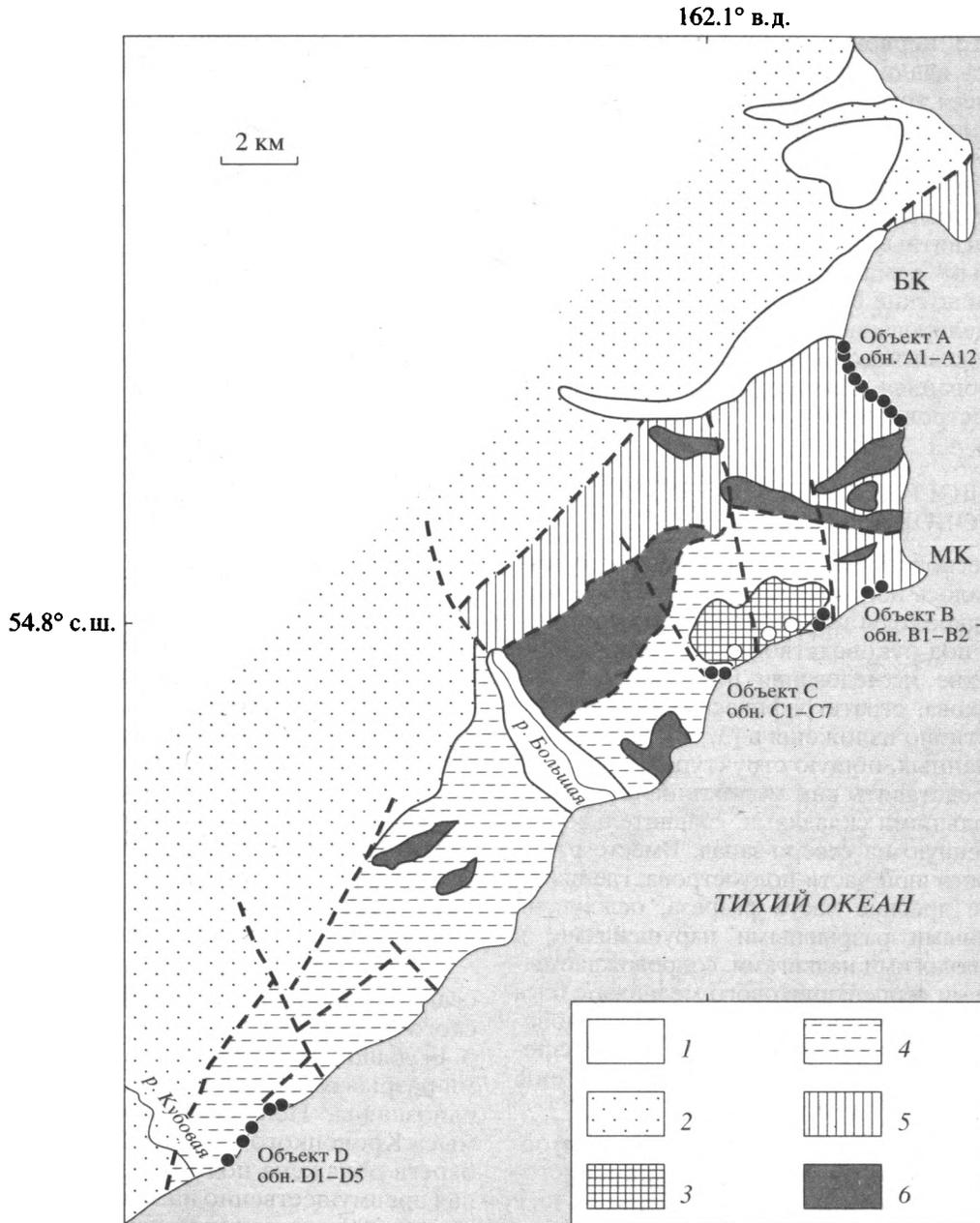
Геологическое строение Кроноцкого полуострова описывалось неоднократно [6, 11, 12]. Кроме того, в последние годы там проводилась геологическая съемка под руководством М.Е. Бояриновой и тематические исследования под руководством Ю.Б. Гладенкова, стратиграфические результаты которых частично изложены в [3, 16]. Основываясь на этих данных, общую структуру полуострова можно представить как моноклираль, осложненную небольшими складками, сравнительно полого наклоненную на северо-запад. Вместе с тем структура восточной части полуострова, где выходят наиболее древние части разреза, осложнена многочисленными разрывными нарушениями, в том числе и пологими надвигами, сопровождаемыми горизонтами серпентинитового меланжа с блоками гипербазитов и габброидов [6]. Последовательность напластования в развитых здесь разрезах, так же, как и их точная датировка, еще являются предметом дискуссии.

Наиболее древняя толща Кроноцкого полуострова (нижняя подсвита свиты мыса Каменистого) [6] описана в обрывах морского берега к югу от бухты Каменистой (рис. 2) и образована чередованием мощных, до нескольких десятков метров, потоков базальтов, часто с подушечной отдельностью, конгломератов с обломками базальтов, а также пачек тонкого переслаивания кристаллолитрокластических туфов основного и реже среднего состава, туффитов, туфосилицитов и туфопелитов. В кремнистых породах нижней части этой толщи, общая мощность которой превышает 450 м, были выделены радиолярии (*Orbiculiforma quadrata*, *Orbiculiforma cf. vacaensis*, *Archaeospongoprunum sp. (sp. 1, sp. 2, sp. 3)*, *Prunobrachium ex gr. sibericum*, *Lithocampe aff. elegantissima*, *Dictyocephalus sp.*, *Archaeodictyomitra sp.*), которые, согласно заключению В.С. Вишневецкой, позволяют датировать породы нижней части толщи как коньяк – нижнекампанские [12]. В туфогенной части толщи был

выделен комплекс радиолярий (*Porodiscus cretaceous Clark et Campbell*, *Amphibrachium sibericum Gorbovetst*, *Prunobrachium sibericum (Lipman)*, *P. cf. crassum (Lipman)*, *Spongurus sp.*, *Stylosphaera cf. pussilla (Campbell et Clark)*, *Staurodictya fresnoensis Foreman*, *Prtoxiphotractus sp.*, *Archaeodictyomitra regina (Campbell et Clark)*, *Dictyomitra striata Lipman*, *D. multicostata Zittel gr.*, *Amphipyndax cf. alamedaensis (Campbell et Clark)*) (М.Е. Бояринова, неопубликованные данные) и (*Orbiculiforma renillaeformis Pessagno*, *Amphibrachium cf. mucronatum Lipman*, *Spongurus sp.*, *Prunopyle sp.*, *Prunobrachium incisum Koslova*, *P. cf. longum Pessagno*, *Dictyomitra lamellicostata Foreman*, *Strictomitra manifesta Foreman*, *Amphipyndax stocki (Campbell et Clark)*) (В.С. Вишневецкая, неопубликованные данные). Согласно этим данным, большая часть толщи накопилась в кампане–маастрихте.

В целом, толща образует пологую, осложненную небольшими разрывами и флексурными перегибами антиклиналь северо-восточного простирания. Локально она прорывается небольшими интрузиями базальтовых порфиритов и диабазов. Выходы этой толщи с северо-запада ограничены крутопадающими разломами, а с юго-востока она перекрыта по надвигу пластиной серпентинитового меланжа и гипербазитов. На крыльях этой антиклинали (см. рис. 2, объект А) вулканогенно-осадочные породы были опробованы в 7 обнаружениях и лавы – в 5. Всего было отобрано 105 ориентированных образцов. Кроме того, во внутриформационных конгломератах было отобрано 18 галек базальтов для теста конгломератов.

Структурно выше залегают вулканогенные и осадочные породы, обнаженные в обрывах морского берега между мысом Кроноцкий и устьем р. Большой. Разрез разбит здесь многочисленными разрывами, и интерпретация его строения неоднозначна. Непосредственно к юго-западу от мыса Кроноцкого (см. рис. 2) в обрыве морского берега обнажена полого залегающая наклоненная преимущественно на запад толща мощностью свыше 200 м, в которой пемзовые туфы кислого и смешанного состава чередуются с пачками кремнистых туфопелитов, аргиллитов и алевролитов, туфоконгломератов и горизонтами подушечных базальтов. Согласно [6], это верхняя подсвита свиты мыса Каменистого. Из кремнистых пород этой толщи выделены немногочисленные радиолярии плохой сохранности (*Orbiculiforma renillaeforumis*, *Amphibrachium cf. mucrinatum*, *Prunobrachium? incisum*, *Spongurus sp.*, *Prunopyle sp.*), которые позволяют датировать эти толщи приблизительно как маастрихт–раннепалеоценовые [12]. Однако  $Ar/Ar$  датировка подушечных базальтов из этой толщи дала возраст около 80 млн. лет, т.е. начало кампана (П. Ренни, устное сообщение). В 1 км к северо-востоку от устья р. 1-е Ущелье в этой толще отмечаются локальные перегибы;



**Рис. 2.** (см. рис. 1). Схематичная геологическая карта северо-восточной части Кроноцкого полуострова и положение опробованных обнажений: для данной работы залитые кружочки, а для [17] – полые.

1 – плиоцен-четвертичные осадочные породы; 2, 3 – верхнеэоценовые: 2 – туфы и подушечные базальты, 3 – туфопесчаники; 4, 5 – туфы и подушечные базальты: 4 – нижне-среднеэоценовые, 5 – верхнемеловые; 6 – тектонический меланж с телами мафических пород. Буквы на карте: БК – бухта Каменистая, МК – мыс Каменистый.

здесь из осадочных пород и базальтов для палеомагнитных исследований было отобрано 25 ориентированных штуфов (см. рис. 2, объект В: В1 – подушечные базальты, В2 – пачка туфов).

К юго-западу от устья р. 1-е Ущелье на морском берегу продолжают выходы толщи чередующихся туфов и подушечных базальтов, в основном с пологим западным падением, которую Ю.Н. Разницын и др. [6] также относят к верхней

подсвете свиты мыса Каменистого, но из-за неполной обнаженности нельзя сказать, нарастает ли здесь разрез вверх или повторяется по разрывам. В нижней части обрыва преобладают грубообломочные туфы, а в верхней – подушечные базальты и тонкообломочные кислые пемзовые туфы. Полученные палеомагнитные и биостратиграфические данные относятся к самой верхней части наблюдаемого здесь разреза в ядре

синклинальной складки. Эта часть разреза состоит из подушечных базальтов видимой мощностью свыше 60 м, через брекчии и конгломераты перекрытых пачкой слоистых туфодиаомитов, которую Ю.Н. Разницын и др. [6] отнесли к основанию палеоценовой кубовской свиты.

Планктонные фораминиферы, найденные в пачке осадочных пород, непосредственно перекрывающих базальты (*Subbotina aequensis*, *S. aff. contorta*, *S. cf. nana*, *S. ex. gr. achtschacujmensis*), позволяющие определить возраст этого горизонта как раннеипрский. Стратиграфически несколькими метрами выше обнаружен другой комплекс планктонных фораминифер (*Subbotina inaequispira*, *S. pseudoeocaena pseudoeocaena*, *S. cf. eocaenica*, *Pseudohastegerina wilcoxensis*), который позволяет датировать эти горизонты как раннеипрские–раннелютетские [3]. Еще несколькими метрами выше обнаружен богатый комплекс фораминифер (*Subbotina inaequispira*, *S. pseudoeocaena pseudoeocaena*, *Pseudohastegerina wilcoxensis*, *Subbotina boweri*, *S. linaperta*, *S. pseudoeocaena compacta*, *S. posttriloculinoides*, *S. eocaenica irregularis*, *Pseudohastegerina micra*, *Acarinina cf. bullbrookii*, *A. broedermanni*), который принадлежит зоне *Subbotina boweri* и указывает на среднелютетский возраст пород. Описанные три зоны составляют нижние 10–13 м осадочного разреза. Вся вышележащая часть осадочного разреза, несколько десятков метров по мощности, по фораминиферам (*Subbotina praebulloides*, *S. incretacea*, *S. galavasi*, *S. tripartita*, *Catapsidrax dissimilis*, *Acarinina rugosoaculeata*) принадлежит к бартонской зоне восточной Камчатки *Subbotina praebulloides* [3]. Данные Е.А. Щербининой [16] по наннопланктону подтверждают ипрско-бартонский возраст пород. Туфодиаомитовая пачка, в основном ее бартонская часть (42–39 млн. лет), опробована ранее [17] (объект С\*), а базальты в их основании опробованы на крыльях синклинали (29 штуфов, см. рис. 2, объект С). Здесь же по образцу базальта Аг/Аг методом получен возраст около 40 млн. лет (бартон) (П. Ренне, устное сообщение). Однако возраст осадочных пород, согласно перекрывающих базальты, настолько уверенно определяется как раннеипрский по фораминиферам и наннопланктону, что приходится предположить неточность Аг/Аг датировки, выполненной, впрочем, всего по одному образцу. Вероятно, опробованные базальты не могли накопиться позднее, чем в первой половине ипра (56–53 млн. лет).

Далее на юго-запад вдоль морского берега до устья р. Кубовой продолжают выходы преимущественно грубообломочных туфов, реже подушечных базальтов, прорываемых интрузиями базальтовых порфириров и мелкозернистых габброидов и, реже, протрузиями серпентинитов. Локально в обрывах встречаются тонкослоистые флишеподобные пачки псаммитовых и алевропе-

литовых туфов. При общем очень пологом залегании и несплошной обнаженности здесь нельзя с полной уверенностью установить последовательность напластования. Палеомагнитное опробование (см. рис. 2, объект D) проведено в трех небольших обнажениях на протяжении 2-х км морского берега к северу от устья р. Кубовой, где развиты подушечные базальты, чередующиеся с грубообломочными туфами и тонкослоистыми флишеподобными пачками. Из лавовых потоков и пачек тонких туфов было отобрано 39 ориентированных штуфов. Бентосные фораминиферы, принадлежащие к зоне *Subbotina praebulloides* [3], определяют возраст этих пород как бартонский (42–39 млн. лет).

Согласно предшествующим исследованиям [7], более молодые части палеогенового разреза Кроноцкого полуострова (верхняя часть кубовской свиты и козловская свита) вскрыты обрывами морского берега к югу от устья р. Кубовой, где ими сложена очень пологая (первые градусы) моноклиналь, состоящая из чередования туфогенно-осадочных пачек с подушечными базальтами. Однако данные по наннопланктону этих толщ показывают, что их возраст заключен в интервале верхи ипра – бартон [16] и, следовательно, это фациальные аналоги толщ, выходящих на морском берегу между мысом Кроноцким и рекой Кубовой. В центральных частях полуострова эоценовые базальты и туфы (козловская свита) с небольшим угловым несогласием перекрыты маломощными шельфовыми осадками ракитинской свиты, которая относится либо к олигоцену [10], либо к среднему миоцену [15].

#### ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ОПРОБОВАНИЕ И ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В обнажениях вручную отбирались штуфы, которые ориентировались горным компасом. Мощность опробованного стратиграфического интервала в разных обнажениях составляла от нескольких метров до нескольких десятков метров (табл. 1, 2). В каждом обнажении с одного стратиграфического уровня отбирался один штуф, точки отбора распределялись примерно равномерно по всему опробуемому стратиграфическому интервалу. От 1 до 3 (обычно 2) образцов кубической формы с ребром 2 см из каждого штуфа были подвергнуты ступенчатому температурному размагничиванию в 12–18 шагов. Максимальная температура нагрева составляла 610°C. Один кубик из каждого штуфа подвергался ступенчатой температурной чистке в модельной печи с двухслойным пермаляевым экраном с остаточным полем около 10 нТл. Намагниченность измерялась на спин-магнитометре JR-4 с уровнем шума 0.05 мА/м, помещенном в кольца Гельмгольца в палеомагнитной лаборатории ГИН РАН. Второй кубик из того же

Таблица 1. Палеомагнитные данные по верхнемеловым породам (объекты А и В на рис. 2)

Обнажения	N/N <sub>0</sub>	Tm	A/d	Географическая сист. коорд.				Стратиграфическая сист. коорд.				P
				D°	I°	K	α <sub>95</sub> <sup>o</sup>	D°	I°	K	α <sub>95</sub> <sup>o</sup>	
A1	5/5	5	114/30	88.4	-27.6	16.7	15.4	74.2	-53.5	17.3	15.1	R
A2	5/5	6	114/30	104.4	-39.8	13.8	16.9	92.6	-69.3	14.3	16.7	R
A3	6/7	5	106/27	102.7	-22.3	9.8	18.3	99.2	-59.3	10.5	17.7	R
A4	12/18	35	122/28	130.2	-40.6	8.7	13.8	139.1	-68.4	9.7	13.0	NR
A5	5/5	15	131/13	137.1	-54.3	27.0	12.1	140.1	-66.9	26.1	12.9	R
A6	9/11	10	111/18	113.5	-45.6	5.6	19.9	116.0	-62.8	7.4	17.3	NR
A7	7/9	10	307/19	78.8	-79.0	4.5	25.1	112.6	-62.8	5.9	21.9	NR
A8	8/10	12	300/72	328.9	-45.3	15.9	12.5	85.0	-53.1	17.3	11.9	NR
A9	10/12	40	314/87	320.9	-40.9	5.3	19.4	120.9	-52.9	13.3	12.2	NR
A10*	6/6	15	15/11	224.5	62.8	49.5	8.1	241.5	71.8	47.7	8.3	N
A11*	6/6	15	17/10	219.7	56.4	47.0	8.4	227.7	65.4	45.8	8.5	N
A12*	8/11	12	45/8	234.4	67.6	30.0	9.1	240.3	75.9	40.0	7.8	N
B1	5/11	20	115/8	260.6	54.5	17.5	15.1	253.1	60.7	20.6	13.8	N
B2	6/14	15	157/22	306.6	50.8	8.1	20.2	283.7	67.7	26.6	11.1	N
Среднее (образцы)	78/107			97.4	-61.8	3.3	84.4	106.8	-63.1	10.4	4.9	
F <sub>(4.150)</sub> <sup>a</sup> = 2.42				f = 34.8				f = 1.8				
Среднее (обнажения)	11/14			97.6	-59.5	4.9	19.1	103.1	<u>-63.3</u>	<u>43.1</u>	<u>6.4</u>	
F <sub>(4.14)</sub> <sup>b</sup> = 3.00				f = 9.9				f = 0.8				
Среднее (образцы)	20/23			46.0	-62.9	36.0	5.2	55.7	-71.6	41.6	4.9	

Примечание. \* – эти данные не использовались при вычислении среднего направления. Номера обнажений, как в тексте; N/N<sub>0</sub> – количество образцов изученных / включенных в анализ; Tm – мощность опробованного интервала в метрах; A/d – азимут/угол падения; D – склонение; I – наклонение; K – кучность; α<sub>95</sub><sup>o</sup> – радиус 95% круга доверия; P – полярность ChRM: N – прямая, R – обратная; F – 95% критическое значение F статистики; F<sup>a</sup> – для теста складки на уровне образцов, F<sup>b</sup> – на уровне средних; числа в скобках обозначают степени свободы; f – рассчитанные величины F статистики. Подчеркнутый результат использовался для интерпретации.

штуфа подвергался терморазмагничиванию в печи с многослойным пермалоевым экраном и измерялся на криогенном магнитометре в палеомагнитной лаборатории Института Физики Земли в Париже. Качество экспериментальных данных, полученных в Москве и в Париже, практически не различается. Результаты температурного размагничивания были представлены в виде ортогональных векторных диаграмм [31]. Для определения направлений компонент намагниченности использовались линейные участки траектории, включающие не менее трех измерений [25].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Верхнемеловые породы.* Все породы участка А (см. рис. 2) сильно магнитны. В образцах туфогенных пород интенсивность естественной остаточной намагниченности (NRM) варьирует от

0.11 до 11.4 А/м, а в базальтах – от 1.63 до 71.9 А/м. Намагниченность, по направлению близкая к современному полю, в большей части образцов базальтов снимается при температурах ниже 200°С, и после этого выделяется одна характеристическая компонента намагниченности (ChRM), спадающая к началу координат (рис. 3а, 3б, 3д). Только в нескольких образцах нестабильная низкотемпературная намагниченность сохраняется до 400°С (см. рис. 3с). В некоторых туфогенных образцах после снятия нестабильной намагниченности при 200–300° также выделяется только идущая в начало координат ChRM (см. рис. 3е–3г). Однако во многих туфогенных образцах, кроме низкотемпературной намагниченности и ChRM, на средних температурах присутствует еще одна компонента намагниченности (см. рис. 3h–3j). Среднее направление этой среднетемпературной компоненты в древней системе координат статистически неотлично от среднего направления ChRM, но она

Таблица 2. Палеомагнитные данные по эоценовым породам (объекты С и D на рис. 2)

Обнажения	N/N <sub>0</sub>	T <sub>m</sub>	A/d	Географическая сист. коорд.				Стратиграфическая сист. коорд.			
				D°	I°	K	α <sub>95</sub> <sup>o</sup>	D°	I°	K	α <sub>95</sub> <sup>o</sup>
Данные по ипрским породам											
C4	7/8	20	216/23	316.8	60.1	21	11.5	278.3	56.3	21	11.6
C5	8/8	35	215/23	322.9	65.4	11	15.0	274.7	62.5	11	15.2
C6	5/7	20	40/20	261.1	45.7	36	10.5	281.4	58.1	35	10.7
C7	4/6	15	40/21	261.8	41.5	70	8.4	279.7	54.7	71	8.3
Среднее (образцы)	24/29			290.8	59.0	10	9.0	278.2	58.4	20	6.4
F <sub>(2.44)</sub> <sup>a</sup> = 3.21					f = 22.74				f = 0.22		
Среднее (обнажения)	4/4			283.6	56.5	13	19.6	<u>278.7</u>	<u>57.9</u>	<u>48.9</u>	<u>3.2</u>
F <sub>(2.4)</sub> <sup>b</sup> = 6.94					f = 81.23				f = 0.97		
Данные по бартонским породам											
C1*	13/14		17/8	286	61	18	9.2	301	60	18	9.2
C2*	17/22		222/21	332	61	16	8.6	292	61	19	7.8
C3*	9/10		190/10	324	54	32	8.2	312	60	29	8.6
D1	8/9	30	294/14	323.5	75.7	27	9.5	309.3	62.7	28	9.5
D2	7/8	30	295/14	210.9	87.0	16	13.2	283.0	75.1	17	12.9
D3	11/11	35	296/16	229.5	76.7	11	12.9	265.8	65.4	11	12.8
D4	7/7	15	306/17	307.2	81.8	54	7.2	306.7	65.2	60	6.8
D5	4/4	10	285/44	66.8	80.1	28	13.3	294.7	53.5	40	11.1
Среднее (образцы)	76/85			310.4	72.9	12	4.6	296.0	63.5	18	3.8
F <sub>(10.140)</sub> <sup>a</sup> = 1.90					f = 8.96				f = 1.46		
Среднее (обнажения)	8/8			311.6	76.5	22	10.5	<u>296.8</u>	<u>63.5</u>	<u>78</u>	<u>5.6</u>
F <sub>(2.12)</sub> <sup>b</sup> = 3.89					f = 9.58				f = 0.79		

Примечание. Номера обнажений – как в тексте и на рис. 2б; обнажения C1, C2 и C3 из [17]; остальное, как для табл. 1.

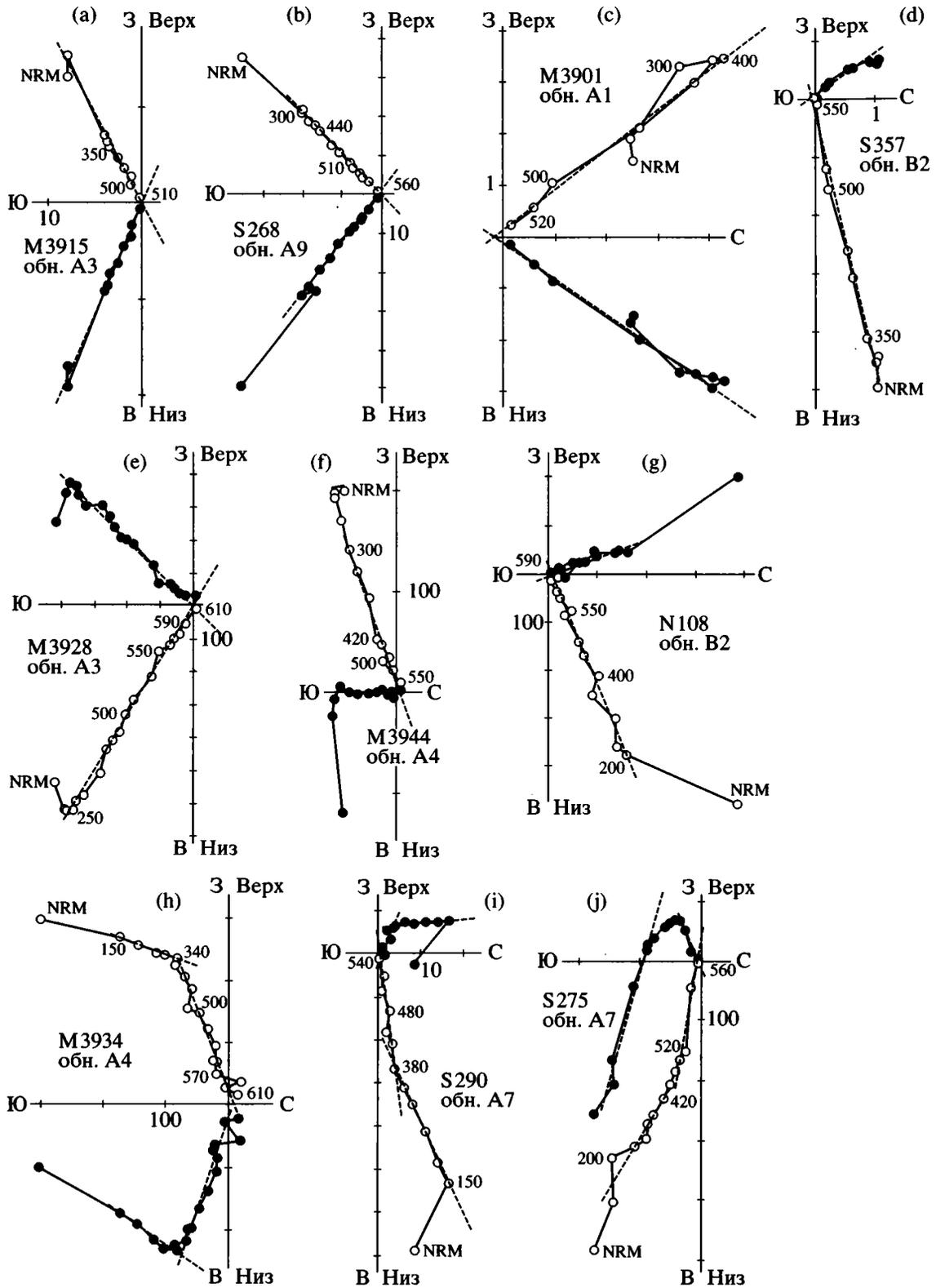
значительно более рассеяна. Можно предположить, что среднетемпературная компонента появляется в результате частичного перекрытия спектров блокирующих температур низкотемпературной намагниченности и ChRM. В части образцов после нагревов до 350–400° направление стало меняться хаотически, и эти образцы были исключены из рассмотрения. Блокирующие температуры во всех разностях пород не превышают 550–580° (см. рис. 2), что позволяет говорить о магнетите как основном носителе намагниченности. Количество направлений ChRM прямой и обратной полярности примерно одинаково, причем зоны прямой и обратной полярности образуют снизу вверх по разрезу последовательность R–N–R–N.

На объекте В (см. рис. 2) в образцах туфогенных пород интенсивность NRM варьирует от 0.09 до 0.93 А/м, а в базальтах – от 1.57 до 16.2 А/м. В большей части образцов, отобранных в районе В, после нагревов до 250–300°С направление намаг-

ниченности меняется хаотически, и только в немногих образцах была выделена ChRM прямой полярности. Блокирующие температуры во всех разностях пород не превышают 540–570°, что позволяет говорить о магнетите как об основном носителе намагниченности.

Во всех опробованных обнажениях верхнемоловых пород средние направления ChRM по обнажениям определены с доверительным интервалом в среднем 10–15° (см. табл. 1). Средние направления по обнажениям сгруппированы значительно лучше в древней системе координат, однако данные не проходят тест складки [27]. В то же время средние направления ChRM прямой и обратной полярности практически противоположны одно другому.

Можно предположить, что в части данных не удалось удовлетворительно разделить компоненты намагниченности. Более тщательный анализ



**Рис. 3.** Примеры диаграмм Зийдвервельда для верхнемеловых лав (а-д) и туфогенных пород (е-ж) объекта А на рис. 2 (а-с, е, f, h-ж) и В на рис. 2 (d, g).

Все диаграммы даны в древней системе координат. Залитыми (незалитыми) символами обозначены проекции на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Выделенные компоненты показаны пунктирными линиями. Температуры в градусах Цельсия (а, с-ж), переменное поле в миллитеслах (b). Величина намагниченности в А/м для лав (а-д) и в мА/м (е-ж) для туфогенных пород.

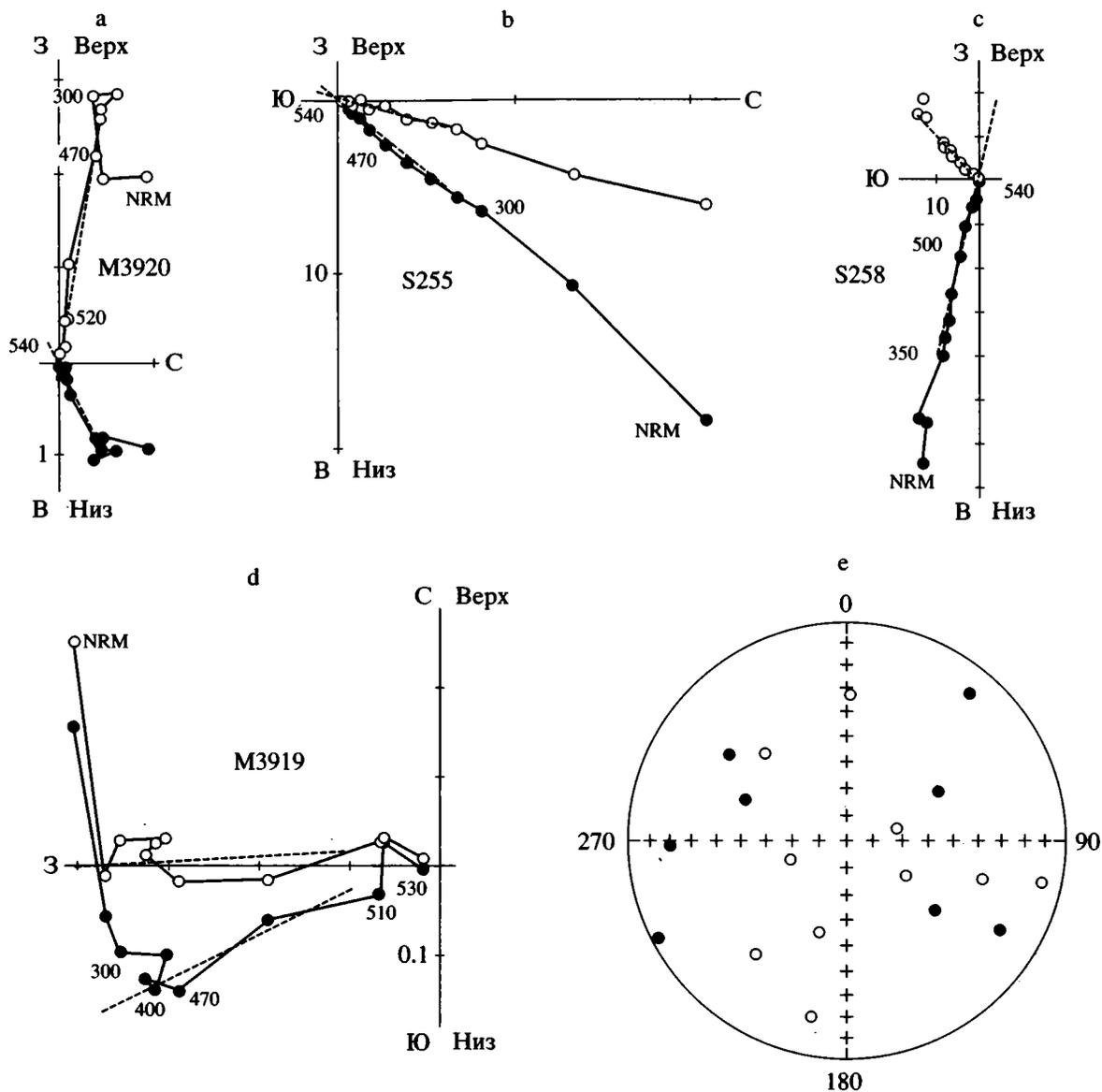
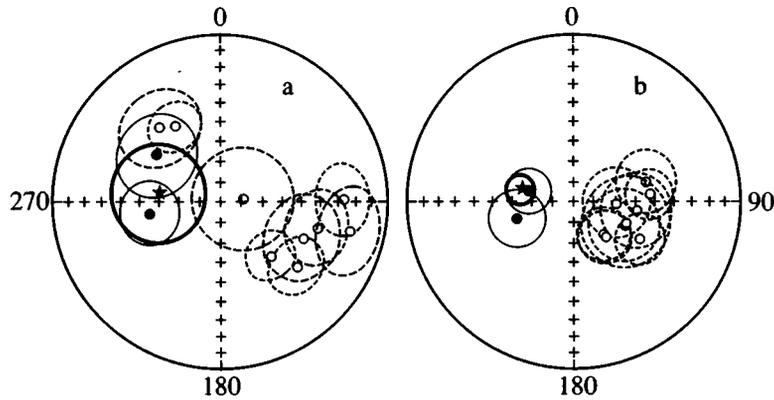


Рис. 4. Примеры векторных диаграмм Зийдвервельда (а–д) и стереограмма характеристических направлений намагниченности (е) для галек лавы из верхнемеловых внутриформационных конгломератов. Обозначения, как на рис. 3 и 5.

показал, что направления ChRM в обнажениях A10, A11 и A12 (см. рис. 2) значительно лучше сгруппированы, чем в остальной части коллекции ( $K = 41.6$  и  $10.3$ , соответственно, см. табл. 1). В этих трех обнажениях все ChRM одной полярности и среднее направление ChRM по ним значительно отличается от среднего направления по всем остальным верхнемеловым породам как в древней, так и в современной системе координат (см. табл. 1). Вдоль береговой линии Кроноцкого полуострова выходит множество диабазовых интрузий неизвестного возраста, причем одна из них обнажается совсем рядом с точками опробования A10–A12. Можно предположить, что породы в

непосредственной близости от интрузии были перемагничены и ChRM в них не является первичной. Мы предпочли исключить данные по обнажениям A10, A11 и A12 из рассмотрения.

В 18 гальках базальтов, отобранных во внутриформационных конгломератах объекта А, после удаления нестабильной низкотемпературной намагниченности обычно выделяется одна компонента намагниченности, спадающая в начало координат (рис. 4а–4с). Только в нескольких образцах вторичная намагниченность присутствует до температур  $350^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 4д). Направления ChRM распределены хаотически (см. рис. 4е), и величина нормализованного вектор–результанта, рав-



**Рис. 5.** Стереогаммы средних направлений намагниченности по обнажениям (кружки) с кругами доверия (тонкие пунктирные линии) для верхнемеловых пород объектов А и В (см. рис. 2) в современной (а) и древней (б) системах координат.

Общее среднее показано звездочкой, круг доверия – толстой линией. Залитые (незалитые) кружки и сплошные (пунктирные) линии спроектированы на верхнюю (нижнюю) полусферу.

ная 0.159, много меньше критического значения 0.337 [26], т.е. тест галек положительный.

Для обнажений объектов А и В (см. рис. 2) после исключения точек А10–А12, о которых говорилось выше, тест обращения положительный (см. рис. 5, табл. 1). Средние направления по обнажениям сгруппированы значительно лучше в древней системе координат (см. рис. 5), и тест складки [27] положительный. В каждом обнажении были опробованы достаточно большие стратиграфические интервалы; это, так же, как наличие нескольких зон разной полярности, дает основание предполагать, что вековые вариации осреднены. Положительные тесты складки, обращения и положительный тест галек позволяют сделать вывод о первичности ChRM для верхнемеловых комплексов. Общее среднее направление ChRM для изученной коллекции в древней системе координат составляет  $D = 103.1^\circ$ ,  $I = -63.3^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 6.4^\circ$ . Это соответствует палеошироте  $44.8^\circ \pm 8.0^\circ$  с.ш.

**Эоценовые породы.** Все базальты объекта С (см. рис. 2) сильно намагничены; интенсивность NRM варьирует от 3.93 до 70.4 А/м. В большинстве образцов после удаления нестабильной компоненты намагниченности при температурах 250–300° выделяется стабильная ChRM нормальной полярности, спадающая в начало координат (рис. 6а, 6б, 6д). Размагничивание переменным полем дало такие же результаты (см. рис. 6б). ChRM сохраняется до температур 570–580°, что позволяет говорить о магнетите как об основном носителе намагниченности. Средние направления ChRM по обнажениям определены с доверительным интервалом 5–10°, тест складки [27] положительный (рис. 7а, 7б, см. табл. 2).

На объекте D (см. рис. 2) величина NRM варьирует от 1.89 до 30.7 А/м в базальтах и от 150 до 420 мА/м в осадочных породах. В большинстве образцов после удаления низкотемпературной компоненты намагниченности при температурах до 300° выделяется стабильная ChRM, спадающая в начало координат (см. рис. 7е–7ж). Во всех образцах, кроме двух, ChRM имеет нормальную полярность и сохраняется до температур 550–560°С, иногда до 600°С, что позволяет говорить о магнетите как об основном носителе намагниченности.

Палеомагнитные данные по бартонским осадочным породам объекта С (объект С\*) непосредственно над опробованными нами базальтами подтверждены положительными тестами складки и обращения [17]. Данные по бартонским породам объектов С\* и D были проанализированы вместе. Средние направления по обнажениям сгруппированы значительно лучше в древней системе координат (см. рис. 7с, 7д), и тест складки [27] положительный как на уровне образцов, так и на уровне средних по обнажениям (см. табл. 2). В каждом обнажении были опробованы значительные стратиграфические интервалы; это дает основание считать, что вековые вариации осреднены в пределах каждого обнажения. Положительные тесты складки и обращения позволяют сделать вывод о первичности ChRM для бартонских пород.

Общее среднее направление ChRM для бартонских пород объектов С\* и D в древней системе координат составляет:  $D = 296.0^\circ$ ,  $I = 63.5^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 3.8^\circ$ , что соответствует палеошироте  $45.1^\circ \pm 4.7^\circ$  с.ш. Общее среднее направление ChRM для раннеипрских базальтов объекта С в древней системе координат составляет:  $D = 278.7^\circ$ ,  $I = 57.9^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 3.2^\circ$ , что соответствует палеошироте  $38.6^\circ \pm 3.5^\circ$  с.ш.

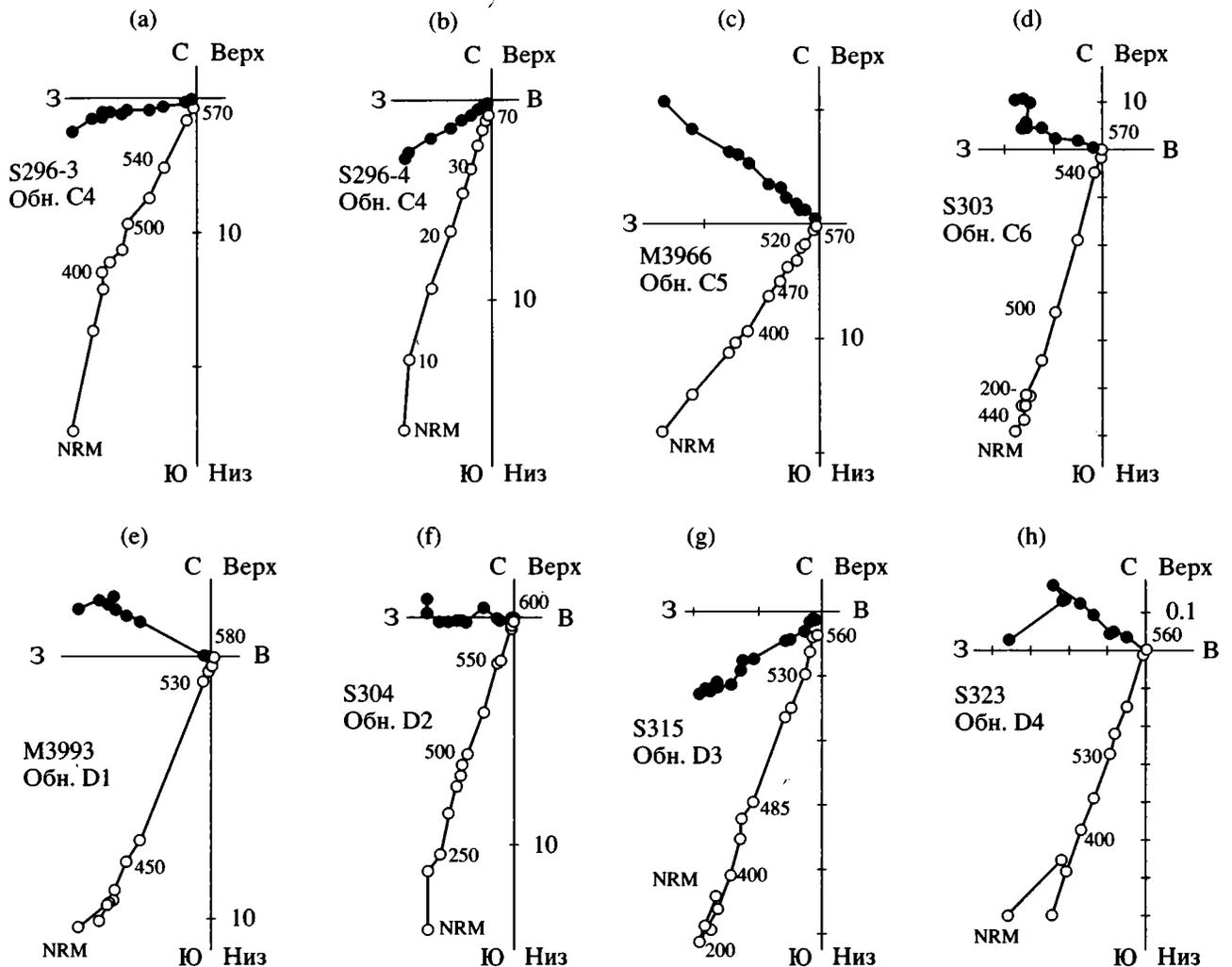


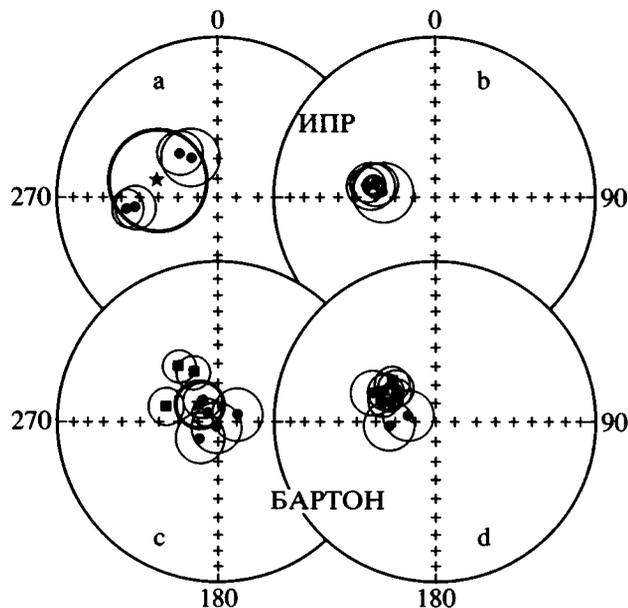
Рис. 6. Примеры векторных диаграмм Зийдерверльда для эоценовых лав объекта С (а–д) и вулканитов объекта D (е–h) (см. рис. 2).

На диаграмме b шаги даны в миллитеслах. Остальные обозначения, как на рис. 3.

### УТОЧНЕНИЕ ВОЗРАСТА ОПРОВОАННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Возраст толщи, опробованной на объекте А (см. рис. 2), по радиоляриям определяется как коньяк–раннекампанский или кампан–маастрихтский. Палеомагнитные исследования показали, что четыре зоны прямой и обратной полярности образуют здесь снизу вверх по разрезу последовательность R-N-R-N. Конец мелового суперхрона нормальной полярности попадает на границу между сантоном и кампаном (около 83 млн. лет) [18], и, соответственно, нижней границей возраста опробованных пород должно быть начало кампана. Необходимо отметить, что в кампане в течение 8 млн. лет выделены только один хрон обратной и один прямой полярности [18]; следо-

вательно, по крайней мере часть разреза должна была накапливаться уже в маастрихте (аномалия 32, 74–72 млн. лет). В [24] эта часть магнитохронологической шкалы передатирована и та же аномалия отнесена к концу кампана. Опробованная часть разреза – это 200-метровая пачка переслаивающихся конгломератов, туфов и лавовых потоков. Комплексы такого типа накапливаются обычно довольно быстро. Кажется логичным предположить, что опробованный разрез накапливается в маастрихте, для которого характерна частая смена полярности магнитного поля. Это не противоречит и палеонтологическим данным. Тем не менее нельзя полностью исключить вероятность того, что изученные породы начали накапливаться еще в кампане. Мы предполагаем, что разрез имеет позднекампан–маастрихтский или маастрихтский возраст.



**Рис. 7.** Стереограммы средних направлений намагниченности по обозначениям (кружки для данной работы и квадратики для [17]) с кругами доверия (тонкие линии) для ипсрихских (а, б) и бартонских (с, д) пород объектов С и D (см. рис. 2) в современной (а, с) и древней (б, д) системах координат.

Общее среднее показано звездочкой, круг доверия – толстой линией. Остальные обозначения, как для рис. 5.

Возраст пород объекта В (см. рис. 2) по бедному комплексу радиолярий определяется как маастрихт-палеоценовый [12].  $Ar/Ar$  датировка образца базальтов из нижней части разреза дала возраст около 80 млн. лет. Здесь  $ChRM$  имеет прямую полярность, тогда как в интервале 83–79 млн. лет находится зона обратной полярности. Если исходить из палеомагнитных данных, породы должны были образоваться либо до начала кампана, либо в интервале 79–74 млн. лет и даже позже. С известной долей условности приходится отнести возраст этих пород ко второй половине кампана–маастрихту.

Итак, для тектонической интерпретации принято предположение, что породы объектов А и В образовались во второй половине кампана–маастрихте ( $73 \pm 7$  млн. лет назад) на широте  $44.8 \pm 8.0$  с.ш.

Можно достаточно уверенно утверждать, что все осадочные породы объектов С и D образовались  $40.5 \pm 1.5$  млн. лет назад на широте  $45.1^\circ \pm 7.0^\circ$  с.ш., а базальты объекта С образовались  $54.5 \pm 1.5$  млн. лет назад на широте  $38.6^\circ \pm 3.5$  с.ш.

### ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ПОЛУОСТРОВУ КАМЧАТСКИЙ МЫС

В зоне Восточных полуостровов Камчатки, кроме вышеизложенных данных по Кроноцкому полуострову, палеомагнитные данные имеются

по палеоцен-эоценовым островодужным комплексам полуострова Камчатский Мыс [28]. Островодужный террейн п-ова Камчатский Мыс в начале палеоцена ( $65\text{--}61$  млн. лет назад) находился на широте  $38.1^\circ \pm 4.1^\circ$  с.ш., а в середине эоцена ( $46\text{--}43$  млн. лет назад) – на широте  $47.0^\circ \pm 6.4^\circ$  с.ш. Накопление островодужной серии п-ова Камчатский Мыс шло с начала палеоцена до начала позднего эоцена, т.е. в течение примерно 30 млн. лет, тогда как разница в возрастах между двумя частями разреза, изученными на п-ове Камчатский Мыс, составляет примерно 20–25 млн. лет. За это время островодужный террейн п-ова Камчатский Мыс сместился к северу на  $8.9^\circ \pm 6.1^\circ$ .

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ДИСКУССИЯ

Анализ имеющихся палеомагнитных и геологических данных по изученным фрагментам Кроноцкой палеодуги позволяет на основе известной кинематики плит Тихоокеанского региона провести кинематическое моделирование для этих фрагментов. Это в свою очередь позволяет реконструировать кинематику Кроноцкой палеодуги в целом. Реконструкция кинематики островной дуги – это установление временной последовательности литосферных плит, с которыми дуга двигалась. В этой работе для проведения реконструкций использовались кинематические параметры основных плит северо-запада Тихоокеанского региона из [22]. Все моделирование проводилось в системе координат горячих точек. Исходя из известной кинематики плит и геологической информации, можно создать множество различных моделей движения палеодуги. Для каждого из изученных фрагментов палеодуги из множества возможных моделей выбирается та, которая лучше всего соответствует палеомагнитным данным. По результатам моделирования для фрагментов палеодуги реконструируется кинематика островной дуги в целом.

В данной работе моделирование проводилось по методу, предложенному в [21]. При обратном моделировании прослеживается движение террейна от настоящего момента назад во времени. Положение тектоно-стратиграфического террейна относительно той плиты, к которой он принадлежит в настоящее время, фиксируется. Считается, что от настоящего времени и до времени прибытия к окраине континента террейн двигался с этой плитой. Далее делается предположение о том, с какой океанической плитой террейн двигался до приращения к окраине континента. Траектория движения террейна от времени прибытия до времени формирования пород может быть описана как последовательность дуг малых кругов с центрами в Эйлеровых полюсах, описывающих последовательное движение этой плиты. Если модель верна, то точка на траектории движения

Таблица 3. Палеомагнитные данные по островодужным комплексам Кроноцкой палеодуги

Возраст пород, млн. лет	Наблюдаемые направления				Палеошироты			
	D°	I°	K	$\alpha_{95}^{\circ}$	Lat <sub>exp</sub> <sup>o</sup>	Lat <sub>obs</sub> <sup>o</sup>	$\Delta$ Lat <sup>o</sup>	
Кроноцкий полуостров (54.5° с.ш., 162° в.д.)								
K <sub>2 km-m</sub>	73 ± 7	283.1	63.3	43.1	6.4	68	44.8 ± 8.0	23.2
Te <sup>Ypr</sup>	54.5 ± 1.5	278.7	57.9	489	3.2	62	38.6 ± 3.5	23.4
Te <sup>Brt</sup>	40 ± 2	296.0	63.5	78	5.6	59	45.1 ± 7.0	13.9
Полуостров Камчатский Мыс (56° с.ш., 162° в.д.)								
Tr <sup>Dan</sup>	63 ± 2		57.5	24	3.8	65	38.1 ± 4.1	26.9
Te <sup>Lut</sup>	44.5 ± 1.5	20.3	65.0	15	4.9	59	47.0 ± 6.4	12.0

Примечание. Возраст пород: K<sub>2 km-m</sub> – поздний мел, кампан–маастрихт; Tr<sup>Dan</sup> – палеоцен, даний, эоцен; Te<sup>Ypr</sup>, ипр; Te<sup>Lut</sup> – лютет; Te<sup>Brt</sup>, бартон. Наблюдаемые данные приведены в древней системе координат: D – склонение, I – наклонение, K – кучность,  $\alpha_{95}^{\circ}$  – радиус 95% круга доверия; Lat<sub>exp</sub><sup>o</sup>, Lat<sub>obs</sub><sup>o</sup> – ожидаемые (по кинематическим параметрам из [22], см. текст) и наблюдаемые палеошироты для изученных объектов;  $\Delta$ Lat<sup>o</sup> – разница между ожидаемыми и наблюдаемыми палеоширотами. Данные по полуострову Камчатский Мыс из [28].

террейна, соответствующая возрасту пород, должна оказаться на широте, совпадающей с палеоширотой, определенной по палеомагнитным данным.

Большинство исследователей согласно с тем, что островодужные комплексы Кроноцкого и Шипунского п-овов являются частями одной палеодуги [5, 11]. Относительно происхождения островодужного террейна полуострова Камчатский Мыс существуют разногласия. Одни исследователи считают, что он являлся частью той же дуги [11], другие рассматривают его как часть Алеут [4, 23]. В силу этого мы предпочли не объединять данные по Кроноцкому полуострову и полуострову Камчатский Мыс и провести кинематический анализ для каждого террейна отдельно.

В настоящее время на северо-востоке Азии положение границ между Евразийской, Северо-Американской и Охотской плитами весьма дискуссионно. Еще менее определено положение границ между Евразийской и Северо-Американской плитами в позднем мелу и палеогене, и неизвестно, к какой из континентальных плит прилеплялись фрагменты Кроноцкой палеодуги. Кинематическое моделирование проводилось как в предположении, что после коллизии островодужные террейны двигались с Северо-Американской плитой, так и в предположении, что они двигались с Евразийской плитой. Выяснилось, что результаты моделирования практически не зависят от того, с какой из континентальных плит палеодуга (точнее, ее изученные фрагменты) двигалась после столкновения с окраиной континента. Это объясняется тем, что взаимные смещения континентальных плит происходили во много раз медленнее, чем океани-

ческие плиты Кула и Пацифика двигались относительно них. Большинство исследователей полагает, что граница между Северо-Американской и Евразийской плитами проходила к юго-западу от Камчатки [19, 20, 29], поэтому в своих построениях авторы исходили из того, что после своего прилегания к окраине континента палеодуга двигалась с Северо-Американской плитой.

Если предположить, что Кроноцкая палеодуга всегда была неподвижна относительно Северной Америки, то в кампане террейн Кроноцкого полуострова (современное положение 54.5° с.ш., 162° в.д.) должен был находиться примерно на широте 68° с.ш., в ипре – около 62° с.ш., а в бартоне – около 59° с.ш. Островодужный террейн п-ова Камчатский Мыс (современное положение 56° с.ш., 162° в.д.) 65–61 млн. лет назад должен был находиться на широте около 65° с.ш., а 46–43 млн. лет – около 59° с.ш. (табл. 3). Наблюдаемые по палеомагнитным данным меловая, палеоценовая и раннеэоценовая палеошироты более чем на 20°, а среднеэоценовые на 12–14° ниже ожидаемых, и, следовательно, Кроноцкая палеодуга должна была испытать значительный северный дрейф.

Отметим, что биогеографические данные говорят о том же. В палеогеновых островодужных комплексах Кроноцкого полуострова обнаружены тропические-субтропические формы планктонных фораминифер, такие, как *Subbotina boweryi*, *S. galavasi*, *S. tripartita*, *Acarinina bullbrookii*. В Крымско-Кавказской области, в ипре–бартоне попадавшей в паратропическую область (об этом свидетельствуют нуммулитовые фации Крыма и

Мангышлака), северная граница распространения этих теплолюбивых форм фиксируется на широте 48° с.ш. Если бы террейн Кроноцкого полуострова всегда был неподвижен относительно Северной Америки, в ипре–бартоне он должен был находиться на широте 62–59° с.ш. То, что теплолюбивые формы фораминифер найдены в ипрско–бартонских породах Кроноцкого полуострова, можно интерпретировать как свидетельство северного дрейфа Кроноцкой палеодуги. Однако в [2] дается совсем иная интерпретация этого факта, там наличие теплолюбивых форм в палеогеновых породах Кроноцкого полуострова объясняется не северным дрейфом палеодуги, а климатическими изменениями и возникновением в связи с потеплениями и похолоданиями миграционных клиньев.

В последнее время появились новые данные о находках тропических акаринин и морозовелл *Acarinina triplex*, *Morozovella subbotinae*, *M. wilcoxensis* в ипрских отложениях полуострова Маметчинский на северо–западе Камчатки, на широте около 60° с.ш. В стабильной тропическо–субтропической Крымско–Кавказской области эти формы распространены на 15–20° южнее. Несомненно, этот факт также требует объяснения, однако рассмотрение палеобиогеографии планктонных фораминифер в Северной Пацифике заслуживает специального анализа, который невозможно провести в рамках данной работы.

Движение островной дуги относительно континента может осуществляться двумя принципиально разными способами: в составе океанической плиты или в виде самостоятельного блока, скользящего по разломам вдоль нависающего края континента при субдукции, направленной косо по отношению к границе плит. По составу вулканических и осадочных пород комплексы Кроноцкой палеодуги сопоставляются с островными дугами, заложенными на океанической коре, поэтому движение изученной палеодуги исключительно вдоль края континента маловероятно. Кроме того, плита Кула отмерла около 43 млн. лет назад, и после этого плита Пацифика двигалась субперпендикулярно к окраине континента [22], т.е. тангенциальная составляющая скорости движения этой плиты по отношению к Северо–Американской пренебрежимо мала. Островодужные террейны Камчатского Мыса и Кроноцкий в лютете–бартоне были на 12–14° южнее ожидаемой широты. Поскольку после 43 млн. лет вдольбереговое смещение было невозможно, можно сделать вывод, что смещение Кроноцкой палеодуги на север должно было происходить в составе океанической плиты/плит.

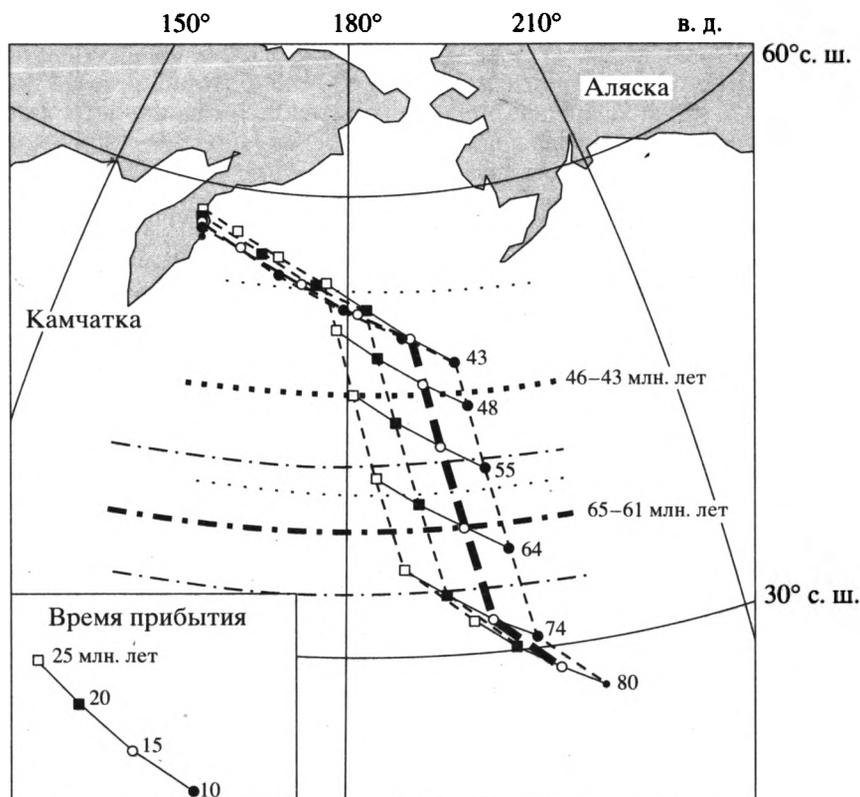
Возраст коллизии Кроноцкой палеодуги с окраиной континента предположительно можно определить по возрасту наиболее интенсивных текто-

нических деформаций в Тюшевском прогибе. С этой точки зрения наиболее вероятный возраст коллизии 10–5 млн. лет, так как в Тюшевском прогибе складки и надвиги, в которые вовлечены отложения среднего и нижней части верхнего миоцена, с резким несогласием перекрыты горизонтально залегающими плиоценовыми вулканами. Однако возможны и другие подходы к этому вопросу. В частности, на восточном крыле Тюшевского прогиба заметное несогласие наблюдается в основании раkitинской свиты, относимой к среднему миоцену и даже к олигоцену [10]. Весьма хорошо проявлено во многих разрезах Камчатки среднеэоценовое несогласие, и часто именно его связывают с коллизией Кроноцкой островной дуги [4]. Единой точки зрения на возраст коллизии Кроноцкой палеодуги с окариной континента на сегодняшний день нет.

Существует возможность определить если не возраст коллизии, то временной интервал, в пределах которого она должна была произойти, не используя возраст тектонических деформаций. Верхним пределом этого интервала является возраст вулканитов, запечатывающих складки и надвиги в Тюшевском прогибе, – это 6–10 млн. лет. Нижним пределом можно считать возраст самых молодых из пород островодужного комплекса – 36–40 млн. лет. Палеомагнитные данные показывают, что в лютете–бартоне Кроноцкая палеодуга находилась на 12–14° южнее окраины континента. После отмирания плиты Кула около 43 млн. лет назад Кроноцкая палеодуга могла двигаться только с плитой Пацифика. Кинематика этой плиты для второй половины кайнозоя хорошо известна, и легко рассчитать, что палеодуга не могла прибыть к окраине континента ранее чем 25–20 млн. лет назад. Поэтому моделирование движения фрагментов Кроноцкой палеодуги проводилось для времени прибытия к окраине континента, варьирующего в интервале 10–25 млн. лет.

Итак, после 43 млн. лет и до коллизии с континентом островная дуга могла двигаться только с плитой Пацифика, поскольку плита Кула в это время уже не существовала. Ранее она могла двигаться либо с ней же, либо с плитой Кула, поэтому для каждого варианта времени прибытия проводилось моделирование по двум сценариям.

*Полуостров Камчатский Мыс.* Для любого времени прибытия (от 10 до 25 млн. лет) на траекториях движения с плитой Кула точки, соответствующие временным интервалам 65–61 и 46–43 млн. лет, различаются значительно больше, чем полученные по палеомагнитным данным палеошироты (рис. 8), и палеоценовая ожидаемая палеоширота значительно ниже наблюдаемой. Из траекторий движения с плитой Пацифика лучше всего соответствуют палеомагнитным данным траектории для времени прибытия 10–15 млн. лет (рис. 9).



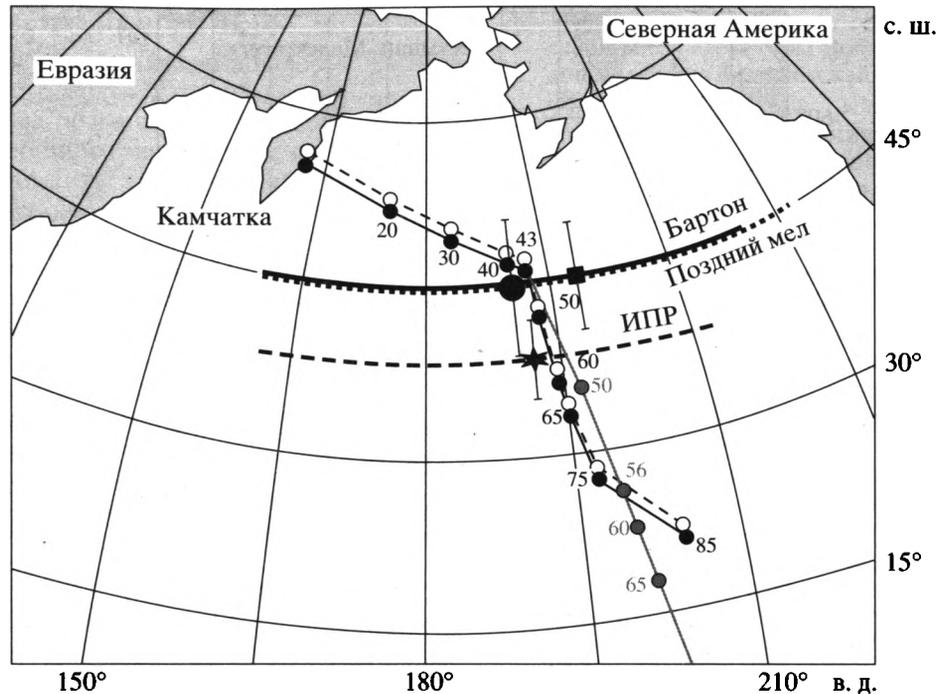
**Рис. 9.** Траектории движения островодужного террейна по-ва Камчатский Мыс с плитой Пацифика для времен прибытия к окраине континента от 10 до 25 млн. лет.

Траектории (пунктирные линии) получены путем обратного моделирования [21], траектория, лучше всего соответствующая наблюдаемым палеоширотам, показана толстой пунктирной линией. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

Прекращение вулканизма обычно несколько запаздывает по отношению к отмиранию зоны субдукции. Можно предположить, что конвергентная граница, сопряженная с Кроноцкой палеодугой, прекратила свое существование 40 млн. лет назад или немного ранее. До отмирания этой конвергентной границы океаническая кора, расположенная между ней и континентом, двигалась вместе с континентом, т.е. являлась частью континентальной плиты. После отмирания этой конвергентной границы и заложения новой зоны субдукции на Камчатке этот участок океанической коры "приращивается" к плите Пацифика и начинает двигаться в ее составе. Таким образом, около 40 млн. лет назад размеры и конфигурация плиты Пацифика существенно меняются. Интересно отметить, что 43 млн. лет назад прекратила свое существование плита Кула, причем большая часть океанической коры, принадлежавшая этой плите, также стала двигаться с плитой Пацифика [22]. Тогда же, 43 млн. лет назад, существенно изменились направление и скорость движения плиты Пацифика. Эти события – изменение размеров и конфигурации плиты Пацифика за счет отмирания

трансформной границы Кула–Пацифика и конвергентной границы Кроноцкой палеодуги, а также изменение направления и скорости движения плиты Пацифика произошли практически одновременно. Напрашивается вывод, что события эти взаимосвязаны, но что здесь является причиной, а что – следствием, можно только предполагать.

Если кинематика Кроноцкой островной дуги в палеогене представляется более или менее ясной, то для позднего мела ситуация сложнее. По вышеприведенным данным,  $54.5 \pm 1.5$  млн. лет назад Кроноцкая палеодуга находилась на широте  $38.6 \pm 3.5^\circ$  с.ш., а  $73 \pm 7$  млн. лет назад – на широте  $44.8 \pm 8.0^\circ$  с.ш., т.е., вероятнее всего, в допалеоценовое время Кроноцкая палеодуга медленно смещалась к югу. Следует отметить, что позднемеловая и ипрская палеошироты не различаются в пределах ошибки метода, поэтому уверенно говорить о смещении палеодуги на юг нельзя. Однако если бы в допалеоценовое время Кроноцкая палеодуга двигалась с одной из известных океанических плит (Кула или Пацифика), то в кампане–маастрихте она бы располагалась приблизительно на  $20\text{--}30^\circ$  с.ш., тогда как наблюдаемая палеоширота



**Рис. 10.** Движение Кроноцкого террейна: с плитой Пацифика (залитые кружки и сплошная линия); сначала с плитой Кула, а затем с плитой Пацифика (серые кружки и линия) для времени прибытия 10 млн. лет. Позднемеловая наблюдаемая палеоширота – большой залитый кружок и толстая сплошная линия; ипрская – звезда и пунктирная линия; бартонская – квадрат и точечная линия; для каждого случая показан доверительный интервал по широте – субвертикальные отрезки. Для сравнения приведена траектория движения террейна Камчатский Мыс (пунктирная линия и незалитые кружки).

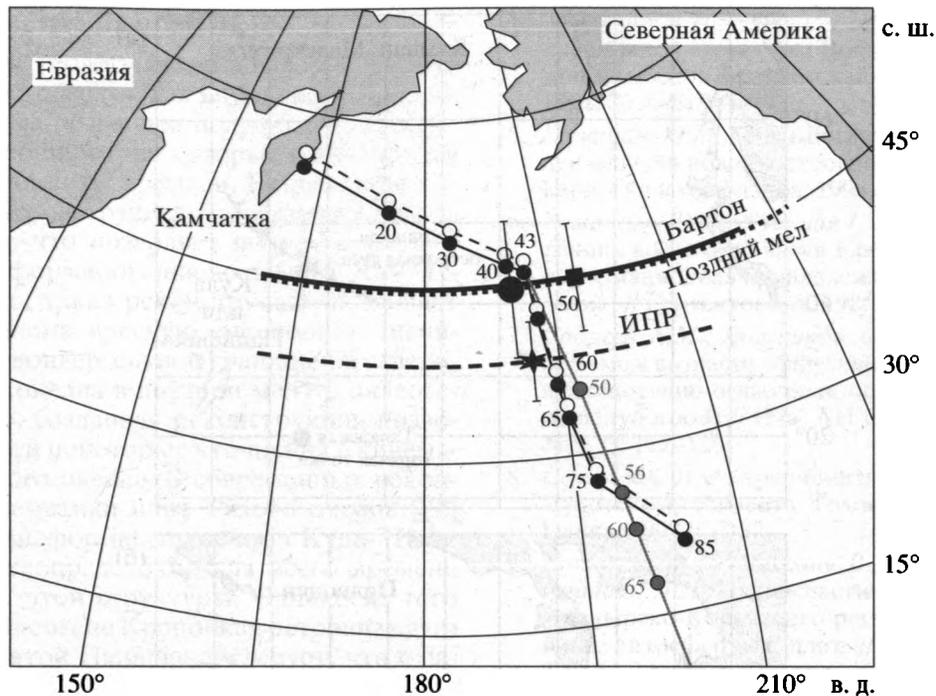
Траектории получены путем обратного моделирования в системе координат горячих точек по [21], с использованием кинематических параметров из [22]. Возраст различных точек на траекториях дан в миллионах лет, черными цифрами для плиты Пацифика и серыми – для плиты Кула. Евразия и Северная Америка показаны в их современном положении.

для кампан-маастрихтских пород – 45° с.ш. Таким образом, палеомагнитные данные исключают возможность движения с любой из известных океанических плит. Кажется логичным предположить, что в допалеоценовое время палеодуга располагалась на океанической периферии континента и медленно смещалась к югу с континентальной плитой. Приблизительно на границе мела и палеогена Кроноцкая палеодуга поменяла полярность и заложилась новая зона субдукции, наклоненная под океаническую плиту. С начала (середины?) палеоцена Кроноцкая палеодуга движется с плитой Пацифика. Чем вызвана такая перестройка и как она должна отражаться на строении разреза, неизвестно.

На базе результатов кинематического моделирования, а также палеомагнитных и геологических данных можно предложить модель кинематики Кроноцкой палеодуги в кампане–маастрихте и палеогене.

В кампане–маастрихте ( $73 \pm 7$  млн. лет назад) в северо-западной части Тихого океана примерно на 2000–2500 км южнее окраины континента заложилась энсиматическая островная дуга (рис. 11а).

Вероятно, эта островная дуга медленно смещалась вместе с континентальной плитой, а в сопряженной зоне субдукции поглощалась океаническая кора одной из океанических плит – Кула или Пацифика. По всей видимости, такая картина сохранялась до начала палеоцена. В начале – середине палеоцена зона субдукции, сопряженная с Кроноцкой палеодугой, меняет полярность. Старая зона субдукции отмирает, и формируется новая, направленная под океаническую плиту. С этого времени Кроноцкая палеодуга движется на лидирующем краю плиты Пацифика, а в зоне субдукции поглощается океаническая периферия континента (см. рис. 11б, 11в). Около 40 млн. лет назад эта зона субдукции отмирает, и вулканизм в Кроноцкой островной дуге прекращается 40–36 млн. лет назад. На окраине континента начинает развиваться новая зона субдукции, отвечающая за олигоцен-миоценовый вулканизм на Камчатке. Кроноцкая палеодуга продолжает двигаться в составе плиты Пацифика, но уже в пассивном состоянии, до приращения к окраине континента в позднем миоцене–плиоцене.



**Рис. 10.** Движение Кроноцкого террейна: с плитой Пацифика (залитые кружки и сплошная линия); сначала с плитой Кула, а затем с плитой Пацифика (серые кружки и линия) для времени прибытия 10 млн. лет. Позднемеловая наблюдаемая палеоширота – большой залитый кружок и толстая сплошная линия; ипрская – звезда и пунктирная линия; бартонская – квадрат и точечная линия; для каждого случая показан доверительный интервал по широте – субвертикальные отрезки. Для сравнения приведена траектория движения террейна Камчатский Мыс (пунктирная линия и незалитые кружки).

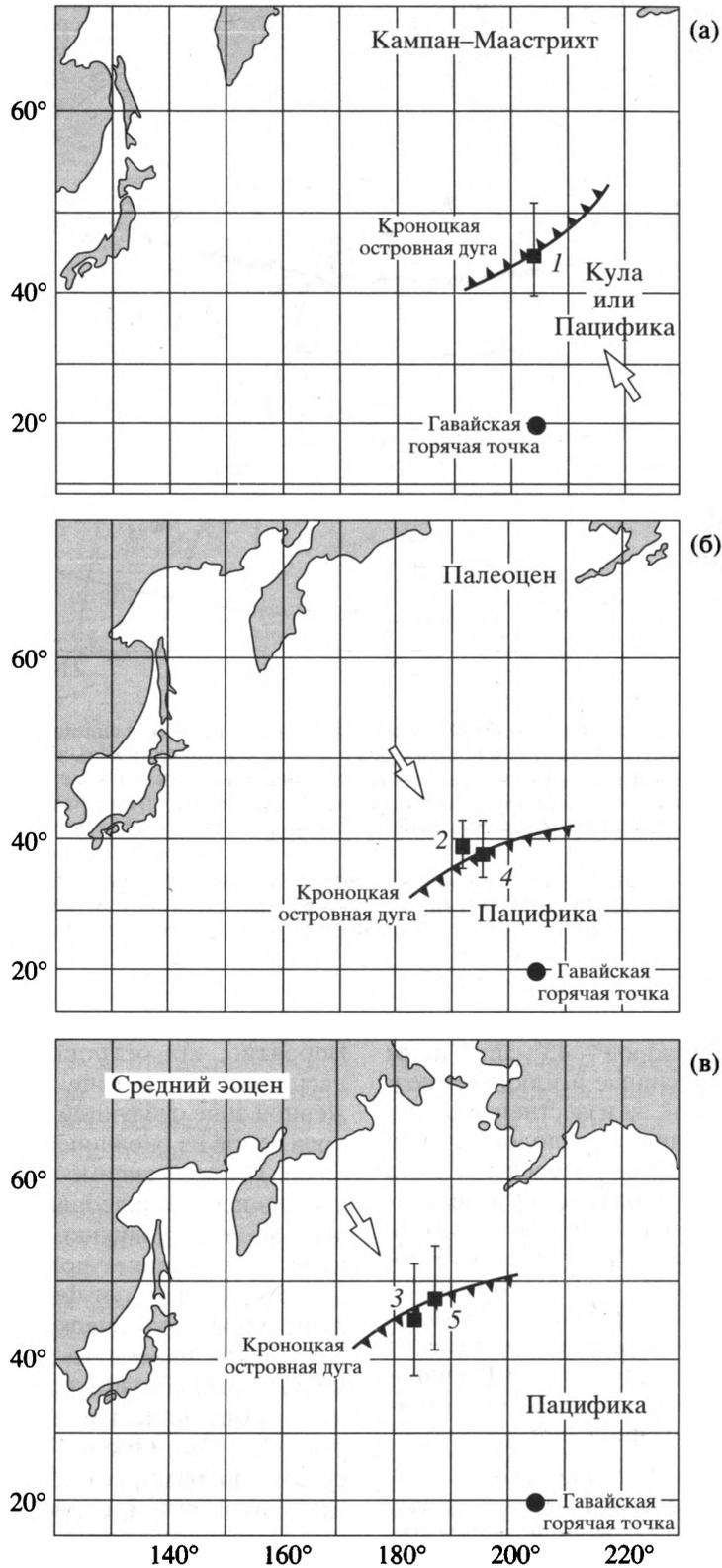
Траектории получены путем обратного моделирования в системе координат горячих точек по [21], с использованием кинематических параметров из [22]. Возраст различных точек на траекториях дан в миллионах лет, черными цифрами для плиты Пацифика и серыми – для плиты Кула. Евразия и Северная Америка показаны в их современном положении.

для кампан-маастрихтских пород – 45° с.ш. Таким образом, палеомагнитные данные исключают возможность движения с любой из известных океанических плит. Кажется логичным предположить, что в допалеоценовое время палеодуга располагалась на океанической периферии континента и медленно смещалась к югу с континентальной плитой. Приблизительно на границе мела и палеогена Кроноцкая палеодуга поменяла полярность и заложилась новая зона субдукции, наклоненная под океаническую плиту. С начала (середины?) палеоцена Кроноцкая палеодуга движется с плитой Пацифика. Чем вызвана такая перестройка и как она должна отражаться на строении разреза, неизвестно.

На базе результатов кинематического моделирования, а также палеомагнитных и геологических данных можно предложить модель кинематики Кроноцкой палеодуги в кампане–маастрихте и палеогене.

В кампане–маастрихте ( $73 \pm 7$  млн. лет назад) в северо-западной части Тихого океана примерно на 2000–2500 км южнее окраины континента заложилась энсиматическая островная дуга (рис. 11а).

Вероятно, эта островная дуга медленно смещалась вместе с континентальной плитой, а в сопряженной зоне субдукции поглощалась океаническая кора одной из океанических плит – Кула или Пацифика. По всей видимости, такая картина сохранялась до начала палеоцена. В начале – середине палеоцена зона субдукции, сопряженная с Кроноцкой палеодугой, меняет полярность. Старая зона субдукции отмирает, и формируется новая, направленная под океаническую плиту. С этого времени Кроноцкая палеодуга движется на лидирующем краю плиты Пацифика, а в зоне субдукции поглощается океаническая периферия континента (см. рис. 11б, 11в). Около 40 млн. лет назад эта зона субдукции отмирает, и вулканизм в Кроноцкой островной дуге прекращается 40–36 млн. лет назад. На окраине континента начинает развиваться новая зона субдукции, отвечающая за олигоцен-миоценовый вулканизм на Камчатке. Кроноцкая палеодуга продолжает двигаться в составе плиты Пацифика, но уже в пассивном состоянии, до приращения к окраине континента в позднем миоцене–плиоцене.



**Рис. 11.** Реконструкция положения Кроноцкой островной дуги в кампане–маастрихте (а), палеоцене (б) и среднем эоцене (в).

Палеомагнитные определения показаны залитыми квадратами, доверительные интервалы для палеоширот – вертикальными отрезками. Определения палеоширот даны под теми же номерами, что в табл. 3. Детальное описание предлагаемой модели см. в тексте.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геологические и палеомагнитные исследования островодужных комплексов Кроноцкого полуострова позволили получить последовательность палеоширот, на которых он находился в различные моменты времени. Разработана количественная реконструкция кинематики Кроноцкой палеодуги, что позволяет полнее восстановить историю формирования восточной Камчатки. Кроме того, такая реконструкция позволяет воссоздать кинематическую эволюцию значительной части конвергентной границы на северо-западе Тихого океана в позднем мелу и палеогене. Более того, созданная реконструкция позволяет даже внести некоторые уточнения в кинематику плит Тихого океана. В современных реконструкциях кинематики плит Тихого океана [22] положение трансформного разлома Кула–Пацифика крайне неопределенно для всего времени существования этой структуры. Однако из того факта, что в палеогене Кроноцкая островная дуга двигалась с плитой Пацифика, следует, что с палеоцена до среднего эоцена трансформная граница между плитами Кула и Пацифика проходила северо-восточнее траектории движения этой палеодуги (см. рис. 8, 9).

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы очень благодарны Татьяне и Владимиру Яксам, егерям Кроноцкого заповедника, за кров, хлеб и табак; без их гостеприимства и помощи наши работы в этом районе вряд ли были бы успешными. Мы признательны М. Бояриновой и другим геологам Камчатской геологической экспедиции за всю любезно оказанную нам помощь. Мы благодарны также Ж.-П. Конье, Р. Энкину, А. Ландеру и С.В. Шипунову за программное обеспечение, использованное при выполнении этой работы. Эта работа была поддержана грантами М2К000 и М2К300 Международного Научного Фонда и грантами 93-05-8615 и 97-05-64124 РФФИ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.И., Витухин Д.И., Морозов О.А., Тихомирова С.Р., Шанцер А.Е. Новые данные по стратиграфии мезозоя–кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
2. Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б. Климатические колебания и миграция биоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 67–82.
3. Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В., Бояринова М.Е., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
4. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
5. Пузанков Ю.М. Геохимия вулканических пород эоцен-олигоценовой островной дуги (Камчатка) // Геология и геофизика. 1994. № 1. С. 89–97.
6. Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
7. Садреев А.М., Долматов Б.К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и вулканогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. С. 122–126.
8. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. С. 182.
9. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненишайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корьякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. Т. 6. С. 32–42.
10. Ступин С.И., Серова М.Я., Щербинина Е.А., Витухин Д.И., Цуканов Н.В., Пачкалов А.С. Зона Globigerina ampliapertura в палеогене Дальнего Востока (Восточная Камчатка, полуостров Кроноцкий) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 54–68.
11. Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. С. 167.
12. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. С. 104.
13. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. С. 272.
14. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. С. 122.
15. Шапиро М.Н., Гладенков Ю.В., Шанцер А.Е. Региональные угловые несогласия в кайнозое Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 47–60.
16. Щербинина Е.А. Наннопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 31–44.
17. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks from the Eastern Kamchatka and Komandorsky Islands: implications to tectonics // Tectonophysics. 1992. Vol. 201. С. 157–174.
18. Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. С. 13, 917–13, 953.
19. Chapman M.E., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia. // J. Geophys. Res. 1976. 81. С. 921–930.
20. Cook D.V., Fujita K., McMullen C.A. Present day plate interactions in northeast Asia: North American, Eur-

- asian, and Okhotsk plates // *Journal of Geodynamics*. 1986. Vol. 6. C. 33–51.
21. *Debiche M.G., Cox A., Engebretson D.C.* The motion of allochthonous terranes across the North Pacific Basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1987. Vol. 207. C. 1–49.
  22. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // *Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1985. Vol. 206. C. 1–59.
  23. *Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W.* Origin, transport and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // *Geol. Soc. of America Bulletin*. 1994. Vol. 106. P. 1182–1194.
  24. *Gradstein F.M., Agreterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., van Veen P., Thierry J., Huang Z.* A mesozoic time scale // *J. Geophys. Res.*, 1994. Vol. 99. C. 24, 051–074.
  25. *Kirschvink J.L.* The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1980. Vol. 62. P. 699–718.
  26. *Mardia K.V.* Statistics of directional data. London: Academic Press, 1972. P. 1–357.
  27. *McFadden P.L., Jones D.L.* The fold test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1981. Vol. 67. P. 53–58.
  28. *Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V.* Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the absolute motion of an ancient subduction zone // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 273. P. 219–237.
  29. *Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M., Imaev V.S., Cook D.B.* Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, northeast Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1981. Vol. 20. P. 607–610.
  30. *Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific Basin // *Tectonostratigraphic Terrains of the Circum-Pacific Region*. Earth Sci. Ser. Vol. 1. / Ed. D.G. Howell. Houston, Texas: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. P. 333–348.
  31. *Zijderveld J.D.A.* AC demagnetization of rocks: Analysis of results // *Methods in Paleomagnetism* / Eds D.W. Collinson, K.M. Creer, S.K. Runcorn. New York: Elsevier, 1967. 254–286.
  32. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.* Geology of the USSR: a plate-tectonic Synthesis // *Amer. Geophys. Union. Geodynamics Series*. Washington: D.C., 1990. P. 21, 242.

Рецензенты: В.С. Буртман, Д.М. Печерский, С.Д. Соколов

## Kinematics of the Kronotskii Island Arc (Kamchatka) from Paleomagnetic and Geological Data

N. M. Levashova\*, M. N. Shapiro\*\*, V. N. Beniyamovskii\*, and M. L. Bazhenov\*

\*Geological Institute, Russian Academy of Sciences,  
Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

\*\*Schmidt United Institute of Earth Physics, Russian Academy of Sciences,  
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123810 Russia

The Eastern peninsulas of Kamchatka form a single lithostructural zone primarily made up of rocks, typical of ensimatic island arcs, and are conventionally treated as fragments of the Kronotskii paleoarc. Samples were collected in the eastern part of the Kronotskii Peninsula, intermediate among the eastern peninsulas for the paleomagnetic and biostratigraphic studies of the Late Cretaceous and Paleogene island-arc formations. The samples of the paleomagnetic collection were subject to stepwise thermal demagnetization and yielded a characteristic magnetization component. Because this component showed positive fold, conglomerate, and reversal tests, the magnetization was inferred to be primary. The direction of magnetization in the stratigraphic system of coordinates was found to have a declination of 103.1° and inclination of –63.3°,  $\alpha_{95} = 6.4^\circ$ , for the Campanian–Maastrichtian rocks, which corresponds to the paleolatitude  $44.8^\circ \pm 8.0^\circ$ , a declination of 278.7° and inclination of 57.9°,  $\alpha_{95} = 3.2^\circ$ , for the Ypresian rocks, which corresponds to the paleolatitude  $38.6^\circ \pm 3.5^\circ$ , and a declination of 296.8° and inclination of 63.5°,  $\alpha_{95} = 5.6^\circ$ , for the Bartonian rocks, which corresponds to the paleolatitude  $45.1^\circ \pm 4.0^\circ$ N. Differences between the observed and expected paleolatitudes were around 23° for the Late Cretaceous and Ypresian rocks and around 14° for the Bartonian rocks. This suggests that the Kronotskii Island Arc must have experienced a significant drift to the north from the time of rock accumulation to the time of its collision with the continental margin.

Based on these data and on the evidence from the Cape of Kamchatka Peninsula [28], the Late Cretaceous and Paleogene kinematics of the Kronotskii paleoarc was reconstructed. It is believed that, prior to the Early Paleogene, the island arc had been located on the oceanic continuation of the continental plate. During the Early–Middle Paleocene, the subduction zone had changed polarity, and, since that time, the arc had been moving on the leading edge of the Pacific Plate. From the Paleocene to the end of volcanic activity 36–40 million years ago had continued its motion in the active state, and the oceanic margin of the continental plate had been consumed in the subduction zone. After the extinction of the subduction zone, the arc had continued its passive motion with the oceanic plate until its collision with the continental margin during the Late Miocene.

УДК 551.248.2(262)

## СТРУКТУРА ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАТАКИЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ВОСТОЧНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ)

© 2000 г. П. Н. Куприя

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Поступила в редакцию 24.03.98 г.

Рассматриваются результаты геологической интерпретации сети взаимопересекающихся непрерывных сейсмоакустических профилей, полученных в 1986 г. в Латакийской котловине экспедицией лаборатории морской геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на НИС “Академик Петровский” [15]. Два региональных горизонта “А” (“М”) и “В” (“N”) разделяют верхнекайнозойскую толщу на терригенный плиоцен-четвертичный, эвапоритовый мессинский и терригенный палеоген-миоценовый комплексы отложений. Комплексы обладают только им присущими сейсмоакустическими параметрами и геологическими макротекстурами и структурами, обусловленными условиями накопления, литологическим составом и, следовательно, физико-механическими свойствами отложений. Хотя деформации слоев в каждом интервале разреза имеют определенные отличия, в целом их формы совпадают по знаку и по простираению. Верхнекайнозойские отложения и сформировавшиеся в них тектонические элементы принадлежат трем разноориентированным блокам на краю Аравийско-Африканской платформы.

### ВВЕДЕНИЕ

В обширном перечне геолого-геофизических исследований в Латакийской котловине практически нет работ по анализу структуры верхнекайнозойских отложений. Латакийская котловина – важнейший тектонический элемент Восточного Средиземноморья. Здесь находится граничная зона между Альпийской горно-складчатой системой и Аравийско-Африканской платформой. Изучение деформаций верхнекайнозойской толщи имеет прямое отношение к пониманию процессов формирования котловины на поздних этапах ее геологической истории.

Сложный рисунок донного рельефа Латакийской котловины, в котором отдельные элементы ориентированы и в меридиональном, и в широтном направлениях, уже первыми его исследователями рассматривался в тесной связи с внутренней структурой осадочной толщи и с господствующими структурными линиями в более глубоких слоях земной коры. Именно с учетом этого положения Александреттская структурная зона, Латакийско-Килисский региональный разлом, восточная ветвь Кипрской дуги нашли свое морское продолжение. Латакийской котловине, было определено место между Гибралтаро-Оманским краевым офиолитовым швом и северной окраиной Аравийско-Африканской платформы [1, 2, 7, 11, 12, 14 и др.]. В качестве крупного тектонического элемента Латакийская котловина выделялась и по результатам гравитационной и магнитной съемок, по характеру сейсмичности, по структуре разрезов отложений [8, 9, 20, 22, 26, 27, 29, 34, 35, 36, 38, 39 и др.].

Разносторонние геологические и геофизические материалы и данные глубокого бурения на шельфах и прилежащей суше в Восточном Средиземноморье стимулировали появление обобщающих статей, карт, монографий, среди которых многие имели непосредственное отношение к Латакийской котловине [5, 6, 10, 13, 16–21, 28, 30–33, 35 и др.].

Из работ последнего десятилетия, освещающих геологию Латакийской котловины, следует назвать изданную Главным управлением навигации и океанографии ВМФ Советского Союза и Российской Федерации серию из шести карт, включающих Международную батиметрическую карту Средиземного моря, карту гравитационных аномалий в редукции Буге, карту сейсмичности, карту аномального магнитного поля (в печати), карту мощностей плиоцен-четвертичных отложений и карту неконсолидированных донных отложений в масштабах 1 : 1 000 000 (по 10 листов в каждой) и 1 : 500 000 (по 1 листу в каждой).

Новые оригинальные данные по геологии Латакийской котловины помещены в монографии О.В. Казакова и Е.В. Васильевой и в сборнике статей, подготовленных по материалам геолого-геофизических морских экспедиций на НИС “Академик Николай Страхов” в 1987 и 1990 гг. [4, 21, 23–25 и др.].

### НЕПРЕРЫВНОЕ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ (НСП)

На геофизическом полигоне в центре Латакийской котловины было отработано более 500 км одноканального непрерывного сейсмопрофили-

рования с электроискровым источником. Стратификация разрезов отложений произведена путем сравнения динамических и кинематических параметров региональных отражающих горизонтов "М" и "N" на наших профилях НСП в Киликийской, Аданской и Латакийской котловинах и таких же горизонтов "А" и "В" в северной области моря Леванта, а также путем определения стратиграфического положения этих горизонтов в осадочной толще [27, 34, 37]. По О.В. Казакову и С.Н. Цыганенкову (неопубликованные данные, Южморгео, 1973), горизонту "М" на севере и горизонту "А" на юге в Латакийской котловине соответствует "зеленый" горизонт, коррелируемый с поверхностью мессинских эвапоритовых отложений [4]. Горизонт "N" и сопоставляемый с ним синхронный горизонт "В" отвечает "коричневому" горизонту в интерпретации этих же геофизиков и маркирует размытую поверхность палеогеновых, а, по нашему мнению, и более молодых, вплоть до тортонских, отложений; эта поверхность по глубине совпадает с абсолютными отметками верхних кромок магнитоактивных тел первого эшелона на уровне 3.0–4.5 км. В работе [34] указывается, что ниже подошвы эвапоритов мессиния располагаются несогласно срезаемые ею отложения олигоценового возраста.

Отработанные нами профили НСП показали хорошую согласованность в выделении и корреляции отражающих горизонтов с сейсмическими границами на профилях указанных авторов.

Анализ стратифицированных разрезов позволил выделить в осадочных образованиях Латакийской котловины три разновозрастных комплекса отложений. Каждый из них имеет отличную от других и литолого-фациальную, и структурную выразительность.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРОФИЛЕЙ НСП

Верхний комплекс представлен плиоцен-четвертичными существенно терригенными отложениями. В его подошве располагается интенсивный отражающий горизонт "А" ("М"). Горизонт "А" ("М") служит границей между двумя верхними интервалами осадочного разреза, имеющими резко отличные типы волновой картины. Верхний интервал охватывает всю толщу плиоцен-четвертичных отложений, нижний интервал относится к мессинским эвапоритам. В интервале залегания плиоцен-четвертичных отложений установлены пять типов сейсмической записи. Плановое распространение разных типов волновой картины подчинено некоторой закономерности (рис. 1). Так, в центральной полосе отработанного нами полигона сейсмическая запись в интервале залегания плиоцен-четвертичных отложений имеет слабые, практически некоррелируемые

внутренние отражения, на сейсмолентах преобладают "бледные" пятна, в целом это почти прозрачный разрез с ограниченными участками слоистой текстуры.

По обе стороны от центральной полосы на сейсмолентах появляются короткие прерывистые, непротяженные, бугристые по форме низкочастотные отражающие границы; при этом наблюдается смена полярности сигнала, заметные колебания амплитуд неровностей по латерали, чередование "ярких" и "бледных" участков, местами четко проявлены газовые конусы. Еще дальше от центральной полосы на сейсмолентах появляются участки с высокочастотными, интенсивными отражающими площадками. В полосе, ближайшей к центру полигона, непрерывные отражающие горизонты расчленяются на микроблоки малоамплитудными разрывами, вблизи которых видно некоторое загибание вниз краев отражающих площадок и короткие некоррелируемые отражения повышенной интенсивности. Полости разрывов служат путями истечения углеводородных (?) газов.

В периферийной (от центральной) полосе преобладают несравненно более интенсивные и протяженные высокочастотные отражающие границы без каких-либо заметных осложнений; такая форма сейсмической записи указывает на тонкослойную макротекстуру осадочной толщи с контрастными акустическими свойствами отдельных слоев.

В качестве особого типа сейсмической записи выделяются участки "заполнения вреза"; при этом проявляется та же внутренняя структура записи, что и при типах записи в двух центральных полосах (см. рис. 1).

Известно, что форма сейсмической записи обусловлена литологическим составом и также зависящими от него физико-механическими свойствами осадков. Билатеральный и полосовой план распределения отложений, имеющих на лентах сейсмической записи весьма сходные параметры, указывает на то, что плиоцен-четвертичные отложения в центре Латакийской котловины образуют крупное субширотное антиклинальное поднятие. Свод этого поднятия прослеживается от мыса Греко на о-ве Кипре в северо-восточном направлении к городу Латакия в Сирии. Изменение форм и интенсивности отражающих площадок, границ, горизонтов вкост простирания этого поднятия свидетельствуют о том, что по мере удаления от его свода литологически неоднородные, "пестрые" по составу плиоцен-четвертичные отложения становятся более однородными, с упорядоченной тонкослойной текстурой, менее дислоцированными, менее нарушенными разрывами. Заметно также увеличение мощности этих отложений от

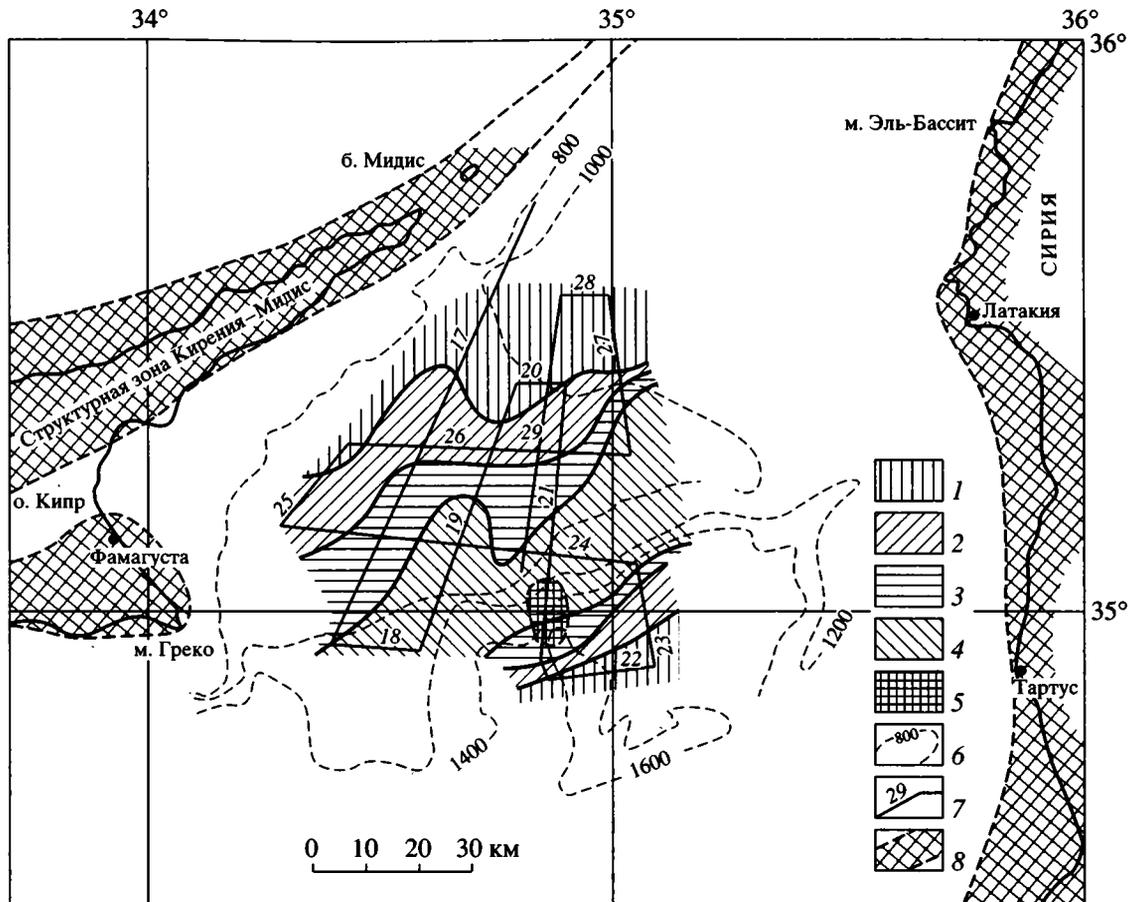


Рис. 1. Схема распространения участков (полос) с различными типами сейсмической записи для плиоцен-четвертичных отложений, по А.Г. Рослякову.

1 – высокочастотные интенсивные протяженные и ровные отражающие горизонты; 2 – то же, нарушенные разрывами, над которыми на морском дне располагаются микрократеры; 3 – короткие, бугристые по форме отражения; 4 – слабые, практически некоррелируемые отражения; подошва слоя образует зеркальное отображение рельефа дна; 5 – заполнение вреза; внутренняя структура та же, что и на участках 3 и 4; 6 – изобаты; м; 7 – линии сейсмоакустических профилей и их номер; 8 – области отсутствия и/или очень малых мощностей эвапоритовых отложений мессинского яруса.

свода поднятия к далеким погружениям его крыльев от 200 до 450–500 м (рис. 2).

Ниже отражающего горизонта “А” (“М”) располагается интервал разреза отложений, сейсмическая запись которого отличается от расположенного выше плиоцен-четвертичного интервала. Сейсмозапись здесь чаще всего выражена хаотичными некоррелируемыми отражающими площадками очень слабой интенсивности, практически равной шумовому фону. По наклону и нередко изгибающимся формам этих отражающих площадок, выделенных в рассматриваемом интервале разреза, можно наметить участки с характерными деформациями в виде подворотов слоев, антиклинальных и синклинальных перегибов, разрывные нарушения разной амплитуды и ориентировки. На рис. 2 показаны варианты возможной интерпретации поведения локальных отражающих площадок

и разрывов, некоторые более или менее протяженные условные границы внутри этой осадочной толщи. По особенностям сейсмической записи и стратиграфическому положению в разрезе этот интервал соответствует эвапоритовым отложениям мессинского яруса. Подошва эвапоритовой толщи на профилях НСП имеет ровную поверхность с выдержанными на больших расстояниях углами наклона от долей градуса до 1–2 градусов (см. рис. 2).

Структурная форма подошвы толщи, отнесенной к эвапоритам мессиния, представляется в виде протяженного вала с широким сводом, относительно крутым юго-восточным и более пологим северо-западным крыльями. Положительные ундуляции шарнира указывают на наличие в своде этого вала двух локальных поднятий. Западное поднятие имеет широтное простираение и является, по всей видимости, отражением морского про-

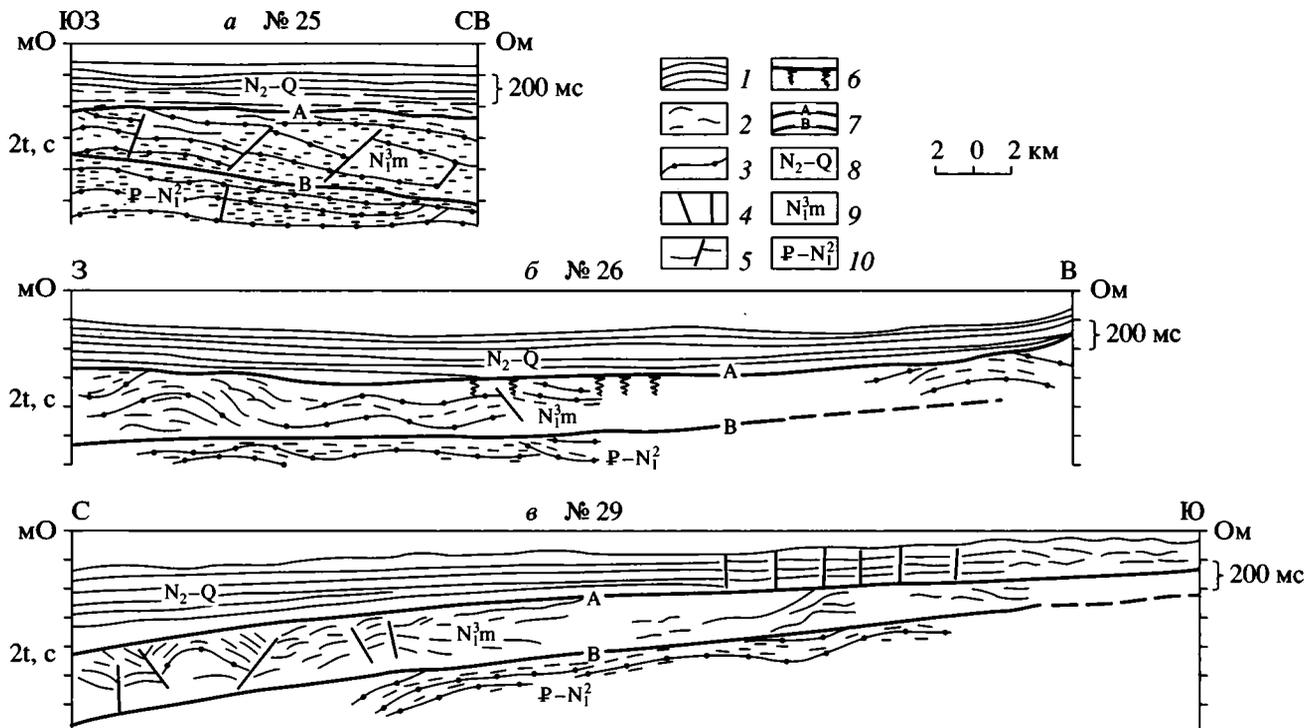


Рис. 2. Геологические разрезы по линиям сейсмоакустических профилей НСП: а – № 25; б – № 26; в – № 29; положение профилей показано на рис. 1.

1 – слоистая терригенная толща, выраженная высокочастотными интенсивными протяженными отражающими горизонтами; 2 – литологически разнородные, слабо деформированные слои, выраженные локальными отражающими площадками; длина площадки является относительной мерой протяженности локального слоя; 3 – условные горизонты в эвапоритовом и подэвапоритовых слоях, проведенные с учетом преобладающих наклонов близкорасположенных отражающих площадок; 4 – разрывы в плиоцен-четвертичных отложениях, зафиксированные на лентах сейсмической записи; 5 – разрывы в доплиоценово-четвертичных отложениях, предполагаемые; 6 – места истечения углеводородных (?) газов, газовые конусы; 7 – региональные отражающие горизонты; “А” (“М”) – в подошве плиоцен-четвертичных отложений; “В” (“N”) – в подошве эвапоритовой толщи мессиния; 8 – плиоцен-четвертичные отложения; 9 – эвапоритовые отложения мессинского яруса; 10 – палеогеновые – верхнемиоценовые отложения; мс – миллисекунды.

должения к востоку структурного блока в южной части о-ва Кипра у мыса Греко. Этот блок образован породами меланжа, состоящего из глин, серпентинитов и изверженных пород кампанского возраста [10, 32]. Восточное более, крупное локальное поднятие ориентировано с юго-запада на северо-восток, его ось направлена в сторону г. Латакия. В поперечном сечении оно более симметричное, чем западное поднятие. За пределами вала к северу и к югу подошва мессинских эвапоритов погружается и образует крупные синклинальные понижения с абсолютными отметками днища от –2200 до –2400 м (рис. 3). В этих понижениях отмечаются и увеличенные мощности эвапоритовой толщи [25].

Разнообразие форм и наклонов локальных отражающих площадок, их слабая выраженность на значительном пространстве дают основание полагать, что в центре Латакийской котловины, так же как и в целом ряде других мест Восточного Средиземноморья (в том числе и на суше), мес-

синские отложения сложены часто замещающимися слоями гипсов, ангидритов, каменных солей, карбонатными породами – мергелями, известняками, доломитами, локально развитыми обломочными силикатными породами. На рассматриваемой акватории Латакийской котловины ни на одном профиле не обнаружены соляные штоки, диапиры, криптодиапиры и т.п., которые часто встречаются в эвапоритовом разрезе отложений в соседних Киликийской, Аданской и Левантийской котловинах.

Этот факт дает основание сделать по крайней мере два вывода. Первый – это то, что в составе эвапоритовой толщи отсутствуют выдержанные по площади слои каменной соли значительной мощности, которые обуславливают галокинетические деформации. Второй вывод касается природы бассейна накопления эвапоритовой толщи: очевидно, это была мелководная лагуна, занимавшая малоамплитудное понижение в рельефе структурного блока. Этот блок был частью крае-

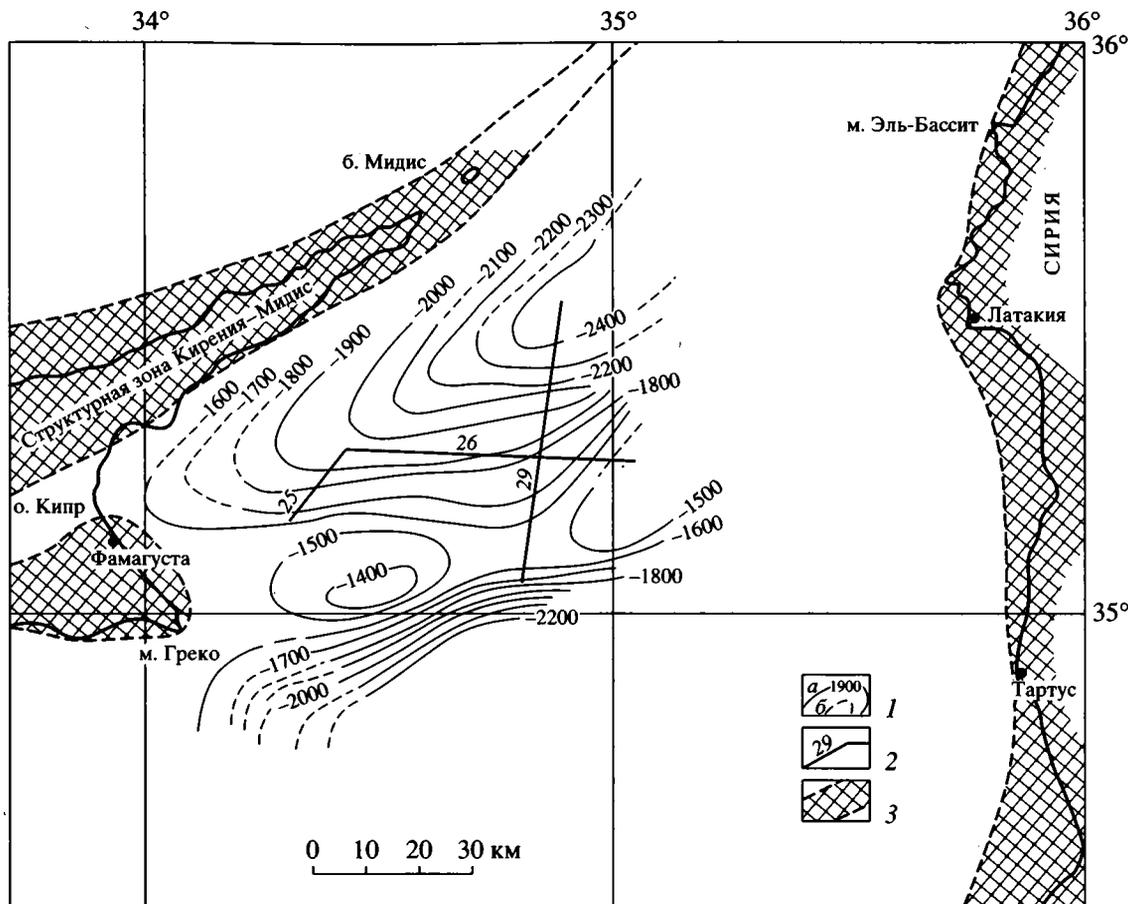


Рис. 3. Схематическая структурная карта подошвы эвапоритовых отложений мессинского яруса (составили П.Н. Курин и А.Г. Росляков).

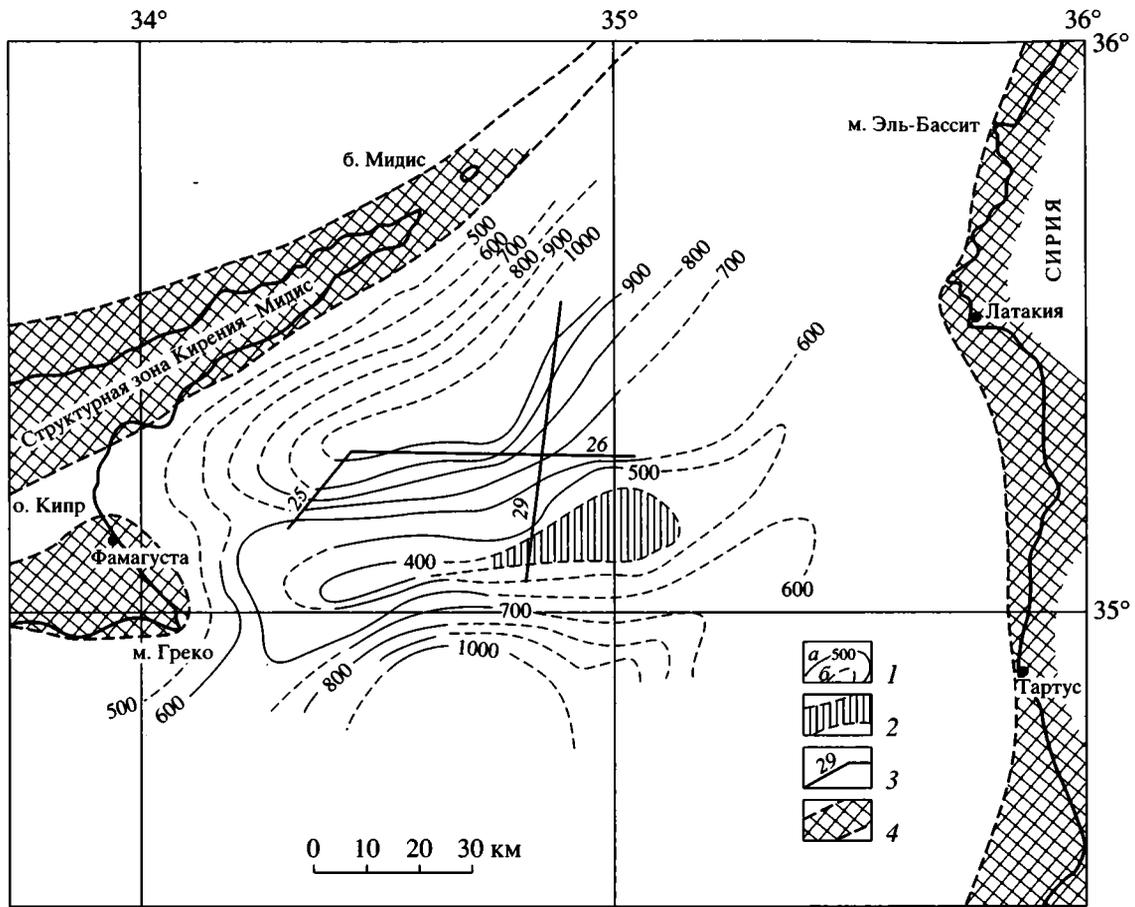
1 – стратизогипсы, м: а – достоверные, б – предполагаемые; 2 – линии профилей НСП и их номера; 3 – области отсутствия и/или очень малых мощностей эвапоритовых отложений мессинского яруса.

вой зоны древней платформы. Если бы рассматриваемая часть котловины входила в альпийскую систему поднятий и прогибов, условия формирования эвапоритовой толщи и участие ее в складчатых процессах были бы похожи на те, которые имели место в Киликийской и Аданской котловинах.

Отметим, что как в мессинское, так и в плиоцен-четвертичное время эта часть Латакийской котловины не была вовлечена в прогибание с режимом преобладающего опускания. Об этом свидетельствуют сравнительно небольшие мощности эвапоритов и свойственные им частые литолого-фациальные замещения. Анализ карты мощностей отложений мессинского яруса показывает, что минимальные их значения приурочены к своду вышеупомянутого вала; на его западном воздымании они не превышают 500–400 м, в седловине сокращаются до 300–400 м, а на северо-восточном локальном поднятии они едва достигают 300 м (рис. 4). Сокращение мощностей здесь связано, конечно, с воздыманием шарнира свода в северо-восточном

направлении; это воздымание было причиной, обусловившей неравномерное накопление эвапоритовой толщи. За пределами свода мощности ее увеличиваются: в северном направлении не менее чем до 1000–1100 м, в южном – до 1000 м и, возможно, еще больше [25].

Сопоставление карты мощностей отложений мессинского яруса, структурной карты их подошвы, схемы распространения участков с различными типами сейсмической записи для плиоцен-четвертичных отложений свидетельствует о хорошем плановом совпадении характерных элементов, которые они отражают. Это относится прежде всего к своду погребенного вала в структуре подошвы и к зоне минимальных мощностей мессинских отложений, а также к центральной полосе с неконтролируемыми внутренними отражениями в интервале разреза, занимаемом плиоцен-четвертичными отложениями. Между всеми этими совпадениями структурных элементов есть прямая связь. Очевидно, домессинские отложения образуют крупное валообразное поднятие между мысом Греко и г. Лата-



**Рис. 4.** Схематическая карта мощностей эвапоритовых отложений мессинского яруса (составили П.Н. Куприн и А.Г. Росляков).

1 — изопачиты, м: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — участки, где мощность эвапоритовых отложений менее 300 м; 3 — линии профилей НСП и их номера; 4 — области отсутствия и/или очень малых мощностей эвапоритовых отложений мессинского яруса.

кия, развитие которого контролировало формирование и мессинских, и плиоцен-четвертичных отложений. В современном рельефе морского дна это погребенное поднятие прослеживается в виде линейного уступа с сопутствующими более мелкими осложнениями рельефа (рис. 5) [21]. Следует подчеркнуть, что это поднятие не контролируется Латакийско-Килисским региональным разрывом, поскольку находится от него на значительном удалении к северу и отделено крутой ступенью с азимутом наклона ее поверхности в сторону этого разрыва.

Подшола эвапоритовой толщи — горизонт “В” (“N”) является также поверхностью размыва отложений, накопившихся в предшествовавшее время. Сейсмическая запись в этом интервале разреза представлена хаотическими, некоррелируемыми локальными отражающими площадками очень слабой интенсивности, близкой к фону шумов. В отличие от интервала, расположенного в эвапоритовой части разреза, локальные отра-

жающие площадки здесь повсеместно весьма короткие и прямые, не образуют изгибов, к поверхности размыва, т.е. к подошве эвапоритов подходят под заметным, но очень пологим углом, подчеркивая тем самым наличие углового несогласия между подошвой эвапоритов и более древними отложениями. Короткие отражающие площадки на профилях НСП следятся на гораздо меньших расстояниях, поэтому в вертикальном сечении расстояния между ними существенно меньше, чем между площадками в интервале эвапоритовых отложений. Вариант структурных соотношений локальных площадок показан на рис. 2. Исходя из всех этих особенностей, мы относим отложения, расположенные ниже подошвы эвапоритовой толщи, к более древним образованиям, сформировавшимся, по аналогии со смежной сушей, в позднепалеогеновое — миоценовое время. Глубина, на которой в отдельных местах прослеживаются локальные площадки ниже горизонта “В” (“N”), как правило, не превышает

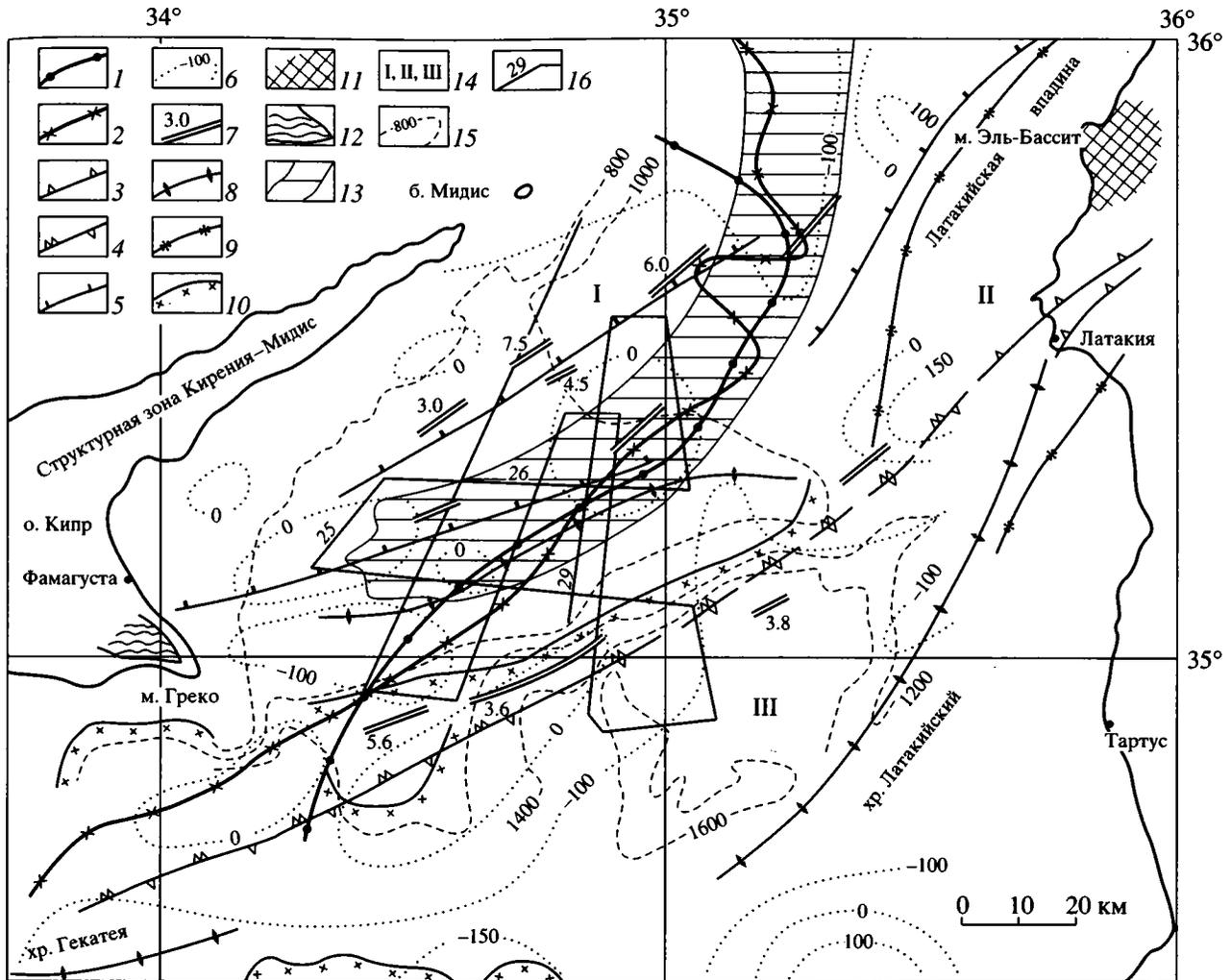


Рис. 5. Региональный структурный план Латакийской котловины.

1 – преобладающее простирание изоаномал в поле силы тяжести (редукция Буге;  $2.67 \text{ г/см}^3$ ; по [23]; 2 – нулевые значения аномалии силы тяжести в свободном воздухе (редукция Фая); по Г.П. Тарасовой (неопубликованные данные Южморгео, 1973); 3 – Латакийско-Килисский региональный разлом на суше, по [1, 11, 12 и др.]; 4 – морское продолжение Латакийско-Килисского регионального разлома, по [4]; 5 – разрывы с тенденцией уменьшения амплитуды снизу вверх по разрезу верхнекайнозойских отложений, по О.В. Казакову и С.Н. Цыганенкову [4]; 6 – контуры аномалий магнитного поля, нТл, по [29, 37]; 7 – оси локальных аномалий магнитного поля интенсивностью до 250 нТл; цифра – глубина залегания верхних кромок магнитоактивных тел, км; 8, 9 – оси крупных форм рельефа морского дна: 8 – положительные, 9 – отрицательные; 10 – линейные уступы в рельефе морского дна; 11 – массив Бассит; 12 – обнажение пород меланжа на м. Греко; по [10, 32]; 13 – предполагаемая граничная зона между блоками фундамента в краевой области Аравийско-Африканской платформы; 14 – гетерогенные блоки пород в фундаменте; 15 – изобаты, м; 16 – линии сейсмоакустических профилей и их номера.

150–200 м, увеличиваясь в редких коротких интервалах до 350–400 м. Поэтому определить, хотя бы приблизительно, мощность домессинских слоистых образований не представляется возможным.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение следует оценить позиции основных структурных форм в верхнекайнозойских отложениях по отношению к тектоническим элементам, нашедшим отражение в структуре есте-

ственных геофизических полей. В аномальном гравитационном поле (редукция Буге) рассматриваемая центральная часть Латакийской котловины выражена достаточно четко проявленной полосой сгущения изоаномал субмеридиональной ориентировки с перепадом отметок от 160–150 до 50–40 мГал на расстоянии примерно 25–30 км. В западном направлении простирания изоаномал изменяются, и уже на восточной окраине о-ва Кипр они приобретают строго меридиональный азимут. Со структурной зоной Кирения–Мидис в се-

верной части о-ва Кипр они находятся в торцовом сочленении, что было отмечено еще работами Иракской нефтяной компании и последующими исследованиями [21–23]. В поле силы тяжести в редукции Фая изменение простираций изоаномал в Латакийской котловине с субмеридионального на меридиональное происходит на широте примерно  $35^{\circ}21'$ , причем изоаномала с нулевым значением пересекает структурную зону Кирения–Мидис к северо-востоку от банки Мидис (Г.П. Тарасова, неопубликованные данные, Южморгео, 1973). Южнее широты  $35^{\circ}21'$  изоаномалы на гравиметрических картах в обеих редукциях имеют юго-западное – северо-восточное простирание.

Весьма близкая картина изображена на картах гравитационного поля, опубликованных Дж.М. Вудсайдом в 1976 г. [37]. Таким образом, смена простираций изоаномал на гравитационных картах указывает на возможность существования в фундаменте Латакийской котловины трех крупных блоков пород, создающих гравитационные эффекты в поле силы тяжести. Западный блок располагается на о-ве Кипр, восточный охватывает северо-восточную область, граница между ними выражена ступенью меридиональной ориентировки. По субширотной линии с ними граничит блок в южной части котловины (см. рис. 5).

Аномалии магнитного поля в Латакийской котловине отличаются значительным перепадом напряженности – от  $-100$  до  $+150$  нТл, изометричной формой, хаотической ориентировкой с преобладающим простиранием осей с юго-запада на северо-восток. Лишь вблизи структурной зоны Кирения–Мидис в северо-восточном углу этой котловины оси некоторых из них приобретают меридиональное направление [28, 37]. О.В. Казаков и С.Н. Цыганенков (неопубликованные данные, Южморгео, 1973) выявили, что господствующее юго-западное – северо-восточное простирание осей большинства аномалий согласуется с простиранием к северу от регионального Латакийско-Килисского разрыва достаточно протяженных, но более мелких разрывов в осадочной толще (рис. 5) [4]. Рассчитанные этими авторами глубины до верхних кромок магнитоактивных тел на уровнях 3–4.5 км и 6–7.5 км могут отражать два этапа и две генерации магматических пород, внедрившихся в осадочную толщу в домессинское время.

В поле напряжений–сейсмичности Латакийская котловина структурно никак не выражена. В период наблюдений за землетрясениями с 1904 по 1988 гг. в ее пределах отмечены только три слабых землетрясения [24]. Наиболее заметные очаги землетрясений группируются по южной окраине о-ва Кипра. Глубина гипоцентров здесь колеблется от 60 до 350 км, преобладающая магнитуда от 4 до 5 единиц; эпицентры расположены азонально, большая их часть находится на юге массива Тро-

одос и в прилегающей зоне моря Леванта. В отличие от соседних Латакийская котловина является сейсмически пассивной областью.

Можно, следовательно, констатировать, что центральная и северо-восточная области Латакийской котловины в естественных геофизических полях характеризуются параметрами, свойственными платформенным структурам с пассивным режимом тектонических движений. В верхнекайнозойских отложениях господство такого режима проявляется в сравнительно небольших мощностях мессинских и плиоцен-четвертичных отложений, в слабой дислоцированности и типично платформенных наклонах слоев на участках тектонических деформаций, в унаследованном плане их развития и др. На рис. 3 и 4 видно, что стратозиогипсы подошвы мессиния и изопакиты отложений в северной части нашего полигона имеют тенденцию к более меридиональной ориентировке. Выявленные дизъюнктивные нарушения являются малоамплитудными, с вертикально ориентированными или близкими к ним плоскостями разрывов, ограниченных в распространении сводами локальных поднятий и изометричными локальными магнитными аномалиями. Условия сочленения полос сгущения изоаномал на гравиметрических картах и изодинам на магнитометрических картах с возможным продолжением к северо-востоку линейной структурной зоны Кирения–Мидис свидетельствуют о наложенном характере этой зоны по отношению к тектоническим блокам более ранней генерации. Здесь нет признаков явного продолжения этой зоны к востоку от этих полос.

Изложенный материал указывает на то, что верхнекайнозойские осадочные образования и сложенные ими структурные элементы принадлежат трем разноориентированным блокам на краю Аравийско-Африканской платформы. Северные блоки имеют границы меридионального простирания, южный блок ориентирован под углом к ним и ограничен системой разрывов юго-западного – северо-восточного простирания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. / Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др. Л.: Недра, 1969. 216 с. (Тр. НИИЗарубежгеология; № 18).
2. Гончаров В.П., Михайлов О.В. Новые данные о рельефе дна Средиземного моря // Океанология. 1963. Т. 3. № 6. С. 1056–1061.
3. Казаков О.В. Новые данные о строении миоцен-олигоценых отложений восточной части Средиземного моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 2. С. 412–415.

4. Казаков О.В., Васильева Е.В. Геологическое строение глубоководных впадин Средиземного моря. М.: Недра, 1992. 188 с.
5. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (Юг Европы, Западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
6. Маловицкий Я.П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
7. Михайлов О.В. Рельеф дна Средиземного моря // Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965. С. 10–19.
8. Москаленко В.Н. Строение осадочной толщи Средиземного моря // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152. № 6. С. 1457–1460.
9. Москаленко В.Н. Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1981. 112 с.
10. Пантасис Т. Кипр // Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. С. 552–554.
11. Поникаров В.П., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В., Казьмин В.Г. Тектоника северной части Аравийской платформы // Сов. геология. 1964. № 1. С. 39–48.
12. Поникаров В.П., Уфлянд А.К., Долгинов Е.А., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Северо-Восточная Африка и Аравия // Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973. С. 313–359.
13. Разваляев А.В. Континентальный рифтогенез и его предыстория. М.: Недра, 1988. 188 с.
14. Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 40–49.
15. Юцис В.В., Куприн П.Н., Калинин А.В., Старовойтов А.В., Стручков В.А. Тектоника зоны сочленения Киликийской и Латакийской впадин северо-восточной части Средиземного моря // Тезисы докладов VIII Всесоюзной школы по морской геологии. М.: ИО АН СССР, 1988. С. 95–96.
16. Almagor G., Hall J.K. Morphology of the Mediterranean continental margin of Israel // Geological survey of Israel. Bull. № 77. Jerusalem. 1984. 32 p.
17. Baroz F., Desmet A., Lapierre H. Eastern Mediterranean ophiolites present along the north of the Arabian plate could have been formed in a marginal basin // 25-th Int. Geol. Congr. Abstrs. Vol. 1. Canberra, 1976. P. 43–44.
18. Ben-Avraham Z., Tibor G., Limonov A.F., Leybov M.B., Ivanov M.K., Tokarev M.Yu., Woodside J.M. Structure and tectonics of the eastern Cyprean Arc // Marine and Petroleum Geology. 1995. Vol. 12. № 3. P. 263–271.
19. Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L. Structure and evolution of the Mediterranean Basins / Hsu K., Montadert L. et al. // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 42. P. 1. Washington: U.S. Government Printing office. 1978. P. 951–984.
20. Gass I.G., Masson-Smith D.J. The geology and gravity anomalies of the Troodes massif, Cyprus // Phil. Trans. Roy. Soc. 1963. A 255. P. 417–467.
21. Geological Structure of the Northeastern Mediterranean (Cruise 5 of the Research vessel “Akademik Nikolay Strakhov”). / Ed. V.A. Krashenninnikov, J.K. Hall. Jerusalem: Historical Productions – Hall Ltd., 1994. 396 p.
22. Harrison J.C. An interpretation of Gravity Anomalies in the Eastern Mediterranean // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 1965. Vol. 248. P. 283–325.
23. Intergovernmental Oceanographic Commission. Bouguer Gravity Anomalies (IBCM-G). Scale 1 : 1 000 000 and 1 : 5 000 000. / Scientific coordinators Makris J., Morelly C., Sarraillh M. USSR, Leningrad: Head Department of Navigation and Oceanography, 1988, 1989. 10 sheets.
24. Intergovernmental Oceanographic Commission. Seismicity (IBCM-S). Scale 1 : 1 000 000 and 1 : 5 000 000. / Scientific coordinators Legros V., Bonnin J. USSR, Leningrad: Head Department of Navigation and Oceanography, 1991. 10 sheets.
25. Intergovernmental Oceanographic Commission. Thickness of the Plio-Quaternary sediments (IBCM-PQ). Scale 1 : 1 000 000 and 1 : 5 000 000. / Scientific coordinators Buroollet P., Genesseeux M., Kuprin P., Tzotzolakis E., Winnok E. Russian Federation. St.-Petersburg: Department of Navigation and Oceanography, 1993. 10 sheets.
26. Lort J.M. The tectonics of the Eastern Mediterranean: a geophysical review // Rev. Geophys. Space Phys. 1971. Vol. 9. № 2. P. 189–215.
27. Lort J.M., Limond W.Q., Gray F. Preliminary seismic studies in the Eastern Mediterranean // Earth and Planet. Sci. Let. 1974. Vol. 24. Pt. 4. P. 355–366.
28. Makris J., Wang J., Odintsov S.D., Udintsev G. The magnetic field of the Eastern Mediterranean sea // Geological structure of the Northeastern Mediterranean (Cruise 5 of the research vessel “Akademik Nikolay Strakhov” / Ed. Krashenninnikov V.A., Hall J.K. Jerusalem: Historical Productions–Hall Ltd., 1994. P. 75–85.
29. Matthews D.H. Bathymetry and Magnetic Anomalies of the Eastern Mediterranean // Rapp. P-V. R’eun. Comm. Int. Explor. Scient. Mer Medit. 1975. Vol. 23. P. 223.
30. Montadert L., Letouzey J., Mauffret A. Messinian Event: Seismic Evidence / Hsu K., Montadert L. et al. 1978. // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office. 1978. Vol. 42. P. 1037–1050.
31. Papazachos B.C. Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surroundings area and its tectonic implications // Geophys. I.R. 1973. As tr. 33. P. 421–430.
32. Pantazis Th.M. General Features of the Geology and Mineralization of Cyprus // International ophiolite symposium. Nicosia–Cyprus. 1–8 april 1972. Field Excursion Guidebook. Reprint. Nicosia: Geological survey department, 1979. P. 1–12.
33. Riad S., Refal E., Chalib M. Bouguer Anomalies and Crustal structure in the Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 1981. Vol. 71. P. 253–266.
34. Ryan W.B.F. Messinian badlands on the south-eastern margin of the Mediterranean Sea // Marine Geology. 1978. Vol. 27. P. 349–363.

35. *Vogt P.R., Higgs R.H.* An Aeromagnetic survey of the Eastern Mediterranean Sea and its interpretation // *Earth and Planetary Scienc Letters*. 1969. Vol. 5. P. 439–448.
36. *Woodside J.M., Bowin C.O.* Gravity anomalies and inferred crustal structure in the Eastern Mediterranean Sea // *Geol. Soc. Am. Bul.* 1970. Vol. 81. P. 1107–1122.
37. *Woodside J.M.* Tectonic elements and crust of the Eastern Mediterranean Sea // *Marine Geophysical research*. 1977. Vol. 3 P. 317–354.
38. *Woodside J.M., Williams S.A.* Geophysical data report of the Eastern Mediterranean Sea: RRS Shackleton cruises 3/72, 5/72, 1/74. U.K. Cambridge University, Department of Geodesy and Geophysics. 1977. 225 p.
39. *Wunderlich H.G.* Cravity Anomalies, Shifting Fore-deeps and the role of Gravite in Nappe Transport as shown by the Minoides (Eastern Mediterranean) // *Gravity and Tectonics*. New York. 1973. P. 271–285.

*Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.А. Крашенинников*

## **Geology of the Upper Cenozoic Deposits in the Latakia Basin, Eastern Mediterranean**

**P. N. Kuprin**

*Department of Geology, Moscow State University,  
Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia*

The article deals with the results of the geological interpretation of the grid of intercrossing continuous seismoacoustic profiles shot within the Latakia Basin in 1986 by the Marine Geology Laboratory of Moscow State University aboard the R/V Akademik Petrovskii [15]. Two regional horizons A (M) and B (N) divide the Upper Cenozoic sequence into the Pliocene–Quaternary clastic, Messinian evaporite, and Paleogene–Miocene clastic complexes. The complexes exhibit individual seismoacoustic parameters and geological macrotectures and structures preconditioned by specific depositional environments, lithologies, and, consequently, their physico-mechanical properties. Despite certain differences in deformation patterns between the intervals of the sequence, the structural features are generally similar in sign and strike. The Upper Cenozoic deposits and their structural features correspond to three differently oriented blocks on the margin of the Arabian–African craton.

## ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА ЛЕОНИДОВИЧА ЯНШИНА (1911–1999)



Нет с нами больше академика Александра Леонидовича Яншина. Он скончался 9 октября 1999 г. на 89-м году жизни.

Российская наука понесла невосполнимую утрату. Мы потеряли ученого с необычайно широким кругозором, энциклопедиста, внесшего огромный вклад в развитие российской геологии, особенно тектоники, но также стратиграфии, геологии полезных ископаемых, экологии и ряда других дисциплин. Большая заслуга принадлежит А.Л. Яншину в распространении идей и достижений российской науки за рубежом.

А.Л. Яншин по своим философским воззрениям был эволюционистом, он подчеркивал важнейшую роль эволюционного подхода к самым разным областям геологии. Это относится к тектоническим процессам, рудогенезу, осадконакоплению, геофизическим полям, а также к биосфере. Он следовал в данном случае за такими мыслителями, как И.В. Гете и В.И. Вернадский, которых очень ценил и считал идеалом ученого.

Александр Леонидович родился в Смоленске 28 марта 1911 г. С 1929 г. занимался изучением геологии Южного Урала в Горно-геологическом отделе Научного института по удобрениям. Уже в 1932 г. была опубликована его первая крупная са-

мостоятельная работа “Тектоника Каргалинских гор”. С 1936 г. научная деятельность А.Л. Яншина связана с Геологическим институтом АН СССР, где он с 1956 по 1982 г. руководил отделом, затем лабораторией региональной тектоники. В 1958 г. он избирается академиком АН СССР и становится заместителем директора Института геологии и геофизики СО АН СССР, где руководит научными исследованиями по геологии Сибири. В 1982 г. А.Л. Яншин был избран вице-президентом АН СССР. Одновременно он назначается директором Института литосферы АН СССР. Его последняя должность, на которой он трудился до своей кончины, – советник Президиума АН СССР, затем РАН.

Невозможно перечислить все достижения А.Л. Яншина на научном поприще – им опубликовано более 500 работ, среди которых 10 монографий. Напомним только несколько наиболее значимых.

По результатам исследований Южного Урала и его продолжения под Северным Устюртом, кроме региональных описаний тектонических структур, А.Л. Яншин разработал проблему унаследованности тектонических дислокаций, которую впоследствии детально развили его ученики. Работы этого периода положили основу для сравнительно-тектонического анализа молодых платформ, в результате чего были выяснены основные закономерности строения этих важнейших структурных элементов земной коры.

Крупнейшим достижением А.Л. Яншина является его фундаментальная работа “Геология Северного Приаралья” (1953 г.). Монография объемом 74 авторских листа посвящена стратиграфии и истории геологического развития обширной территории Западного Казахстана. В ней детально рассмотрена стратиграфия палеогена, причем многие подразделения были выделены впервые. Как подчеркивал академик Н.С. Шатский, монография имела большое теоретическое и методическое значение. До сих пор монография служит настольной книгой для многих геологов, занимающихся этой территорией.

Не менее значимым является монографическое исследование “Тектонический анализ мощностей”, опубликованное А.Л. Яншиным (совместно с Р.Г. Гарецким) в 1960 г. В нем освещены вопросы формирования мощностей отложений в различных тектонических условиях и методы их

изучения. В частности, в этой работе подчеркивается широкое распространение в геологической истории явлений некомпенсированного прогибания, погребение осадками эрозионных форм древнего рельефа и т.д. Доказывается, что не существует полного соответствия между величиной прогибания и мощностью осадков. На протяжении многих лет практически все геологи использовали разработанные методы при анализе тектонического развития тех или иных регионов.

В 70–80 годы внимание А.Л. Яншина привлекла проблема формирования глубоководных осадочных бассейнов. С коллективом соавторов были рассмотрены многие впадины (Прикаспий, средиземноморские и др.), установлено строение осадочного чехла в них и восстановлена история развития. Для объяснения такого типа впадин применялся глубинный механизм фазовых переходов. Эта модель крупнейших вертикальных тектонических движений остается на вооружении многих геологов до настоящего времени.

Большое место в исследованиях А.Л. Яншина занимают тектонические карты. В качестве составителя, члена редколлегии и главного редактора он участвовал в работах над многими тектоническими картами разного масштаба: Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, Международная тектоническая карта Европы, мелкомасштабные тектонические карты континентов для Атласа Мира и другие. Крупнейшим достижением в области тектонической картографии было издание Тектонической карты Евразии (1966 г., главный редактор А.Л. Яншин), в составлении которой принимал участие большой коллектив сотрудников ГИН АН СССР и других организаций. Одновременно выходит в свет коллективная монография “Тектоника Евразии”, основанная на анализе карты. Эти работы имеют четыре главных аспекта: региональный, методический, теоретический и практический. По охвату площади земной коры, насыщенности фактическим материалом и тектоническому синтезу карта и монографический текст к ней являются уникальными. Среди других следует отметить участие А.Л. Яншина в составлении и издании “Тектонической карты Северной Евразии” (1980 г.), серии карт Монгольской Народной Республики (1980–1985 гг.) и др.

В последние 15 лет А.Л. Яншин активно занимался проблемами экологии. Среди научных результатов можно отметить монографию “История атмосферы” (1985 г.), написанную им совместно с М.И. Будыко и А.Б. Роновым, в которой, в частности, по новой методике прослежено изменение содержания в атмосфере Земли кислорода и углекислого газа на протяжении последних 600 млн. лет. Но основное внимание он уделял практической

экологии. А.Л. Яншин всемерно содействовал созданию Российской экологической академии, президентом которой он и был избран; возглавлял борьбу против глобальных проектов, разрушающих природу и подрывающих народное хозяйство (поворот северных рек, канал Волга–Чограй, ленинградская дамба и др.). Многие в этом плане ему удалось.

А.Л. Яншин не был только геологом, разрабатывающим фундаментальные проблемы. Существенную роль в его исследованиях занимали практические вопросы. Он обосновал поиски и разведку целого ряда полезных ископаемых на территории бывшего Советского Союза. К ним относятся фосфориты и бокситы Южного Урала, месторождения строительных материалов, артезианских вод и железных руд Западного Казахстана. Большой его заслугой является открытие калийных солей в Сибири. Он обосновал направление поисков нефти и газа в ряде регионов страны.

Это далеко не полный перечень проблем, которыми занимался А.Л. Яншин и в развитие которых им внесен большой вклад.

А.Л. Яншин активно занимался общественно-научной деятельностью. Он был членом многих комиссий, комитетов и советов, в том числе членом Межведомственного тектонического комитета. Со дня основания он являлся членом редколлегий журнала “Геотектоника”, а также членом редколлегий других журналов (“Геология и геофизика”, “Известия АН СССР”, Бюллетень МОИП и т.д.). Он участвовал в работе многочисленных обществ (президент МОИП, член совета Общества “Знание” и др.). Был избран членом ряда зарубежных Академий наук и геологических обществ (французского, болгарского и др.). В 1989 г. был избран Народным депутатом СССР.

Заслуги А.Л. Яншина высоко оценены Правительством и научной общественностью. Он награжден Орденами Ленина, Октябрьской Революции и другими орденами и медалями, в том числе иностранными. Ему было присвоено звание Героя Социалистического Труда. За выдающиеся достижения дважды присуждалась ему Государственная премия СССР (1969 и 1978 гг.). Академией наук награжден Золотой медалью им. А.П. Карпинского.

Александр Леонидович Яншин останется в памяти всех, кто его знал, как крупнейший геолог, естествоиспытатель, энциклопедически образованный ученый, как блестящий оратор и интереснейший человек.

*Межведомственный тектонический комитет  
Редколлегия журнала “Геотектоника”*

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

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 2000 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России “Подписка-2000” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

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

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

**Коллективные подписчики** перечисленных выше организаций для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

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

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 2000 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

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

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

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

**Издательство “Наука”**

**Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках**

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

Генетика  
Геомagnetизм и аэрономия  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Геоэкология  
Доклады Академии наук

Журнал аналитической химии  
Журнал вычислительной математики и математической физики  
Журнал неорганической химии  
Журнал общей химии  
Журнал органической химии  
Журнал прикладной химии  
Журнал технической физики  
Журнал физической химии  
Журнал эволюционной биохимии и физиологии  
Журнал экспериментальной и теоретической физики  
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  
Молекулярная биология  
Неорганические материалы  
Нефтехимия  
Океанология  
Онтогенез  
Оптика и спектроскопия  
Палеонтологический журнал  
Петрология  
Письма в Астрономический журнал  
Письма в Журнал технической физики  
Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики  
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 техника полупроводников  
Физика и химия стекла  
Физика металлов и металловедение  
Физика плазмы  
Физиология растений  
Физика твердого тела  
Физика элементарных частиц и атомного ядра  
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*  
*Biophysics*  
*Biochemistry (Moscow)*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Polymer Science. Series C*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geomagnetism and Aeronomy*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Environmental Geoscience*  
*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Doklady Physics*  
*Doklady Earth Sciences*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Computational Mathematics and Mathematical Physics*

*Russian Journal of Inorganic Chemistry*  
*Russian Journal of General Chemistry*  
*Russian Journal of Organic Chemistry*  
*Russian Journal of Applied Chemistry*  
*Technical Physics*  
*Russian Journal of Physical Chemistry*  
*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*  
*Journal of Experimental and Theoretical Physics*  
*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*  
*Molecular Biology*  
*Inorganic Materials*  
*Petroleum Chemistry*  
*Oceanology*  
*Russian Journal of Developmental Biology*  
*Optics and Spectroscopy*  
*Paleontological Journal*  
*Petrology*  
*Astronomy Letters*  
*Technical Physics Letters*  
*Journal of Experimental and Theoretical Physics 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*  
*Semiconductors*  
*Glass Physics and Chemistry*  
*The Physics of Metals and Metallography*  
*Plasma Physics Reports*  
*Russian Journal of Plant Physiology*  
*Physics of the Solid State*  
*Physics of Particles and Atomic Nuclei*  
*Human Physiology*  
*High Energy Chemistry*  
*Russian Journal of Ecology*  
*Russian Journal of Electrochemistry*  
*Entomological Review*  
*Physics of Atomic Nuclei*

**Журналы МАИК "Наука/Интерпериодика", выходящие в свет на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*  
*Russian Journal of Mathematical Physics*