

Курейнов С.В.

ISSN 0016-853X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 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

№ 6 2000 Ноябрь–Декабрь

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

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

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

Editorial board

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

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

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

*Зав. редакцией* М.Н. Шуплецова

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

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

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

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

---

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

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 6, 2000

---

---

Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины <i>В. Е. Хаин</i>	3
Тектоническая расслоенность и тектонические движения в континентальной литосфере <i>А. И. Суворов</i>	15
Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование <i>С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Л. К. Левский, А. В. Коваленко</i>	26
Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых <i>С. С. Драчев</i>	43
Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния <i>Е. В. Скляр, Д. П. Гладкочуб, А. М. Мазукабзов, Ю. В. Меньшагин, К. М. Константинов, Т. Ватанабе</i>	59
Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива <i>А. Б. Кузьмичев</i>	76

---

## Хроника

Марина Сергеевна Нагибина (1914–2000)	93
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2000 г.	95

---

---

# Contents

---

---

## No. 6, 2000

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

---

---

Large-Scale Cyclicity in the Earth's Tectonic History and Its Possible Origin <i>V. E. Khain</i>	3
Tectonic Layering and Tectonic Motions in the Continental Lithosphere <i>A. I. Suvorov</i>	15
Archean Terranes in Karelia; Geological and Isotopic-Geochemical Evidence <i>S. B. Lobach-Zhuchenko, V. P. Chekulaev, N. A. Arestova, L. K. Levskii, and A. V. Kovalenko</i>	26
Tectonics of the Laptev Sea Rift System <i>S. S. Drachev</i>	43
Dike Swarms on the Southern Flank of the Siberian Craton as Indicators of the Rodinia Supercontinent Breakup <i>E. V. Sklyarov, D. P. Gladkochub, A. M. Mazukabzov, Yu. V. Men'shagin, K. M. Konstantinov, and T. Watanabe</i>	59
Tectonic Implication of the Paleozoic Granite Magmatism in the Baikhalides of the Tuva-Mongolian Massif <i>A. B. Kuz'michev</i>	76

---

## Chronicle

Marina Sergeevna Nagibina (1914–2000)	93
Author Index, 2000	95

---

---

## КРУПНОМАСШТАБНАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ЕЕ ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ

© 2000 г. В. Е. Хаин

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22*

Поступила в редакцию 25.01.2000 г.

В работе выделено три крупнейших цикла в тектонической истории Земли, которые предлагается называть циклами Вилсона, Бертрана и Штилле. Циклы Вилсона, длительностью ~600 млн. лет, проявляются в образовании и распаде суперконтинентов с новообразованием и последующим закрытием океанских бассейнов; циклы Бертрана, длительностью порядка 150 млн. лет, – в частичном закрытии океанов вследствие столкновения микроконтинентов и/или крупных вулканических дуг с их окраинами; циклы Штилле, длительностью порядка 30 млн. лет, – в проявлении фаз орогенеза в связи со столкновением вулканических дуг с континентами или микроконтинентами. Предполагается, что циклы Вилсона связаны с процессами общемантийной конвекции, циклы Бертрана – верхнемантийной конвекции, циклы Штилле – конвекции в астеносфере.

Три основные тенденции прослеживаются в развитии Земли: направленность (необратимость), цикличность и неравномерность (нелинейность). Настоящая работа посвящена цикличности, под которой понимается квазипериодическое повторение определенной последовательности событий или стадий развития, плавно переходящих одни в другие или выраженные скачками в этом развитии. Геологическая цикличность – явление многопорядковое, но здесь будут рассмотрены лишь наиболее долгопериодические циклы трех порядков, ее тектонический и геодинамический аспекты.

Эта особенность развития земной коры и тектоносферы в целом находит свое наиболее полное отражение в разрезе осадочных толщ. Поскольку хорошо сохранившиеся, т.е. избежавшие интенсивных деформаций и значительного метаморфизма осадочные толщи известны, начиная с позднего архея, т.е. примерно с 3 млрд. лет до н. э., возможность изучения цикличности открывается именно с этого времени. Зато практически только в осадочных толщах возможно выявление всего спектра циклов от самых крупных, длительностью в сотни миллионов лет, до самых короткопериодических – годовых (ленточные глины), всего 17 порядков [2].

Важный материал для выявления эндогенной цикличности дает статистика изотопных датировок вулканических, плутонических и метаморфических образований. При этом для дочетвертичных образований речь может идти в основном об относительно долгопериодических циклах, измеряемых миллионами лет, и только в отношении квартала датировка вулканитов позволяет установить проявление циклов длительностью в сотни, даже десятки тысяч лет, а изучение современных вулканизма и сейсмичности – перейти на масштаб в десятки лет, если не годы.

Геологическая цикличность имеет различное происхождение. В принципе наиболее долгопериодические циклы связаны с глубинными процессами, а наиболее короткопериодические имеют астрономическую основу – это классические циклы Миланковича и, возможно, некоторые более крупные. Но здесь нас будут интересовать наиболее крупные циклы эндогенной активности [16], измеряемые сотнями–десятками миллионов лет, глубинная природа которых наиболее очевидна.

### Суперциклы, или циклы Вилсона

Впервые понятие о тектонических циклах возникло сто лет назад – оно появилось в работе французского геолога Марселя Бертрана [22]. М. Бертран обратил внимание на повторяемость определенного типа литологических формаций, прежде всего таких, как флиш и моласса, в складчатых системах разного возраста, начиная с докембрийских. Соответственно им были выделены гуронский, каледонский, герцинский и альпийский циклы. Понятие гуронского цикла довольно быстро утратило свое значение, поскольку оказалось, что он охватывает слишком большой промежуток времени – весь протерозой и включает слишком большой объем событий, а названия остальных циклов прочно утвердились в литературе и широко используются и в наши дни. Вместе с тем список тектонических циклов М. Бертрана был пополнен байкальским циклом Н.С. Шатского [19]; его синонимы ассиинский, кадомский, панафриканский, бразильский; и киммерийским, яньшанским, или индосинийским. Швейцарский геолог М. Люжон [34] показал, что в Альпах проявилось три цикла из выделенных М. Бертраном, а само содержание этих циклов с разделением их на стадии было раскрыто, в рамках геосинклинально-орогенной концепции, Э. Арга-

ном [21] и многими другими, в том числе русскими геологами. Наиболее общепринятым стало разделение цикла Бертрана на две стадии – собственно геосинклинальную и орогенную с выделением в пределах первой ранне- и позднегеосинклинальной, а второй – ранне- и позднеорогенной подстадий (или самостоятельных стадий). Наряду с определенными литологическими формациями, каждая из этих стадий, как показал Г. Штилле [41], характеризуется определенным типом проявлений магматизма (инициальный, субсеквентный и т.д.).

Геосинклинальная концепция в 60-е годы 20-го века в качестве господствующей парадигмы уступила место тектонике литосферных плит. Первоначально сторонники последней ограничивались попытками истолковать последовательность событий, описанных в рамках цикла Бертрана, в свете тектоники плит [25, 28, 29]. Однако в дальнейшем подавляющее число исследователей полностью отказалось от геосинклинальной терминологии и место циклов Бертрана заняли циклы Вилсона [27]. Истоки этого последнего понятия связаны со знаменитой работой Дж.Т. Вилсона середины 60-х годов “Did the Atlantic close and then reopen?” [42]. Цикл Вилсона включает события от континентального рифтинга до столкновения континентов – их коллизии, с промежуточными стадиями спрединга и раскрытия океана, субдукции и образования магматической дуги. Эта схема вошла во все современные учебники.

Между тем, в 80–90-е годы в связи с успехами в расшифровке тектонической истории докембрия возникло новое представление о периодическом формировании и распаде суперконтинентов [35]. Таким образом, если классический цикл Вилсона охватывает время от начала новообразования океана (opening) до его закрытия (closure), суперконтинентальный цикл начинается с новообразования суперконтинента до его распада (break-up) и формирования нового суперконтинента.

Вместе с тем в литературе, особенно касающейся самого крупного континента Земли – Евразии, для определения возраста складчато-надвиговых сооружений орогенов продолжают применяться бертрановские обозначения – каледониды, герциниды (варисциды), альпиды, дополненные байкалидами и киммеридами (индосинидами). Поэтому становится необходимым разобраться в соотношении трех перечисленных выше понятий о крупных тектонических циклах: циклы Бертрана, циклы Вилсона, суперконтинентальные циклы. Для этого остановимся сперва на их временной размерности, начав с суперконтинентальных циклов.

В истории Земли в настоящее время наиболее уверенно устанавливается существование четырех суперконтинентов: 1) эпипалеозойского, сформированного в конце архея (~2.6 млрд. лет назад)

и просуществовавшего примерно до 2.3–2.2 млрд. лет; 2) эпипалеопротерозойского, возникшего ~1.65 млрд. лет назад и просуществовавшего, возможно, до 1.4–1.35 млрд. лет; 3) эпимезопротерозойского, ставшего широко известным под названием Родинии, возникшего ~ 1.0 млрд. лет назад и просуществовавшего до ~ 0.8 млрд. лет, и, наконец, 4) классической вегенеровской Пангеи, образованной 320 млн. лет назад и испытавшей распад, начиная с 200 млн. лет. Существуют еще некоторые основания предполагать, что первый суперконтинент возник 3.0 млрд. лет назад [5, 6, 38]. Действительно, уже к этому времени образовались стабильные участки континентальной коры, известные в Южной Африке (Каапвааль, Зимбабве – себаквийский комплекс), Австралии (Пилбара), Антарктиде (Земля Эндерби), Украине (Среднее Приднепровье), хотя остается неизвестным, составляли ли они когда-либо единый суперконтинент.

Деструкция и распад суперконтинентов имели своим логическим следствием образование новых океанских бассейнов. Так, распад Родинии привел к образованию Япетуса, Прото- и Палеотетиса, Палеоазиатского океана, развивавшихся в течение позднего протерозоя и палеозоя, вплоть до возникновения вегенеровской Пангеи, а также существующего и ныне Тихоокеанского. А распад Пангеи повлек за собой формирование современных Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Представляется, таким образом, что “суперконтинентальные циклы” равнозначны ранее выделенным циклам Вилсона; при этом не так уже принципиально, что принимать за точку отсчета при выделении этих циклов – начало становления или начало распада суперконтинентов. Тем не менее, учитывая, что новейший этап развития нашей планеты начался с распада Пангеи и еще не привел к образованию нового суперконтинента (хотя признаки его зарождения уже налицо – см. ниже), удобнее, пожалуй, считать началом крупнейших циклов в истории Земли именно начало распада очередного суперконтинента, а их завершением – становление нового суперконтинента, что, по существу, совпадает с критерием выделения циклов Вилсона.

Какова же продолжительность этих циклов? Если исходить из того, что распад первого, эпипалеозойского, суперконтинента начался 2.3–2.2 млрд. лет назад, а последнего, вегенеровской Пангеи, 200 млн. лет назад, то получится, что за два миллиарда лет прошли три цикла Вилсона и, следовательно, их продолжительность составляла порядка 650 млн. лет. В действительности длительность отдельных циклов была не вполне одинаковой (см. ниже), но порядок величины от этого не изменится, и уже по этому критерию циклы Бертрана существенно отличаются от циклов Вилсона. Действительно, продолжитель-

ность классических бертрановских циклов такова: каледонского от 545 (начало кембрия) до 370 (начало позднего девона) млн. лет, т.е. 175 млн. лет; герцинского от 370 до 200 (начало юры) млн. лет, т.е. ~ 170 млн. лет и альпийского – 200 млн. лет, т.е. в общем циклы Вилсона оказываются в 3–4 раза более продолжительными, чем циклы Бертрана. Как мы увидим ниже, это вполне естественно, так как эти последние циклы не охватывают всей истории крупных океанских бассейнов, подобных перечисленным выше, а отвечают лишь отдельным стадиям их развития.

Началу распада суперконтинентов предшествует континентальный рифтинг, образование дайковых роев, внедрение кольцевых ультраосновных щелочных плутонов и, наконец, площадные излияния платобазальтов с сопутствующими им дайками и силлами долеритов и габбро-диабазов. Все это весьма наглядно проявилось на примере судьбы последней Пангеи – рифтинг, начавшийся в самом конце карбона–начале перми не только на Гондване, но и в Лавразии (грабены Осло–Бамбле–Хорн!), интрузивная деятельность в Африке и Сибири, образование сначала Тунгусской трапповой провинции, а затем широкое проявление толеит-базальтового вулканизма и дайкообразования в районе Центральной Атлантики и периферии Южного океана. Но то же имело место и в начале раннего протерозоя, при распаде первого суперконтинента, в частности, на Канадском и Балтийском щитах [31], а также двух следующих суперконтинентов – эпираннепротерозойского (также на двух щитах) и эписреднепротерозойского – Родинии.

Проявление аналогичного мантийного магматизма на уровне 2800–2700 млн. лет дает основание подозревать, подобно цитированному выше исследователям, существование самого первого суперконтинента уже 3.0 млрд. лет назад [43]. Эти же авторы, обобщив обширный литературный материал, пришли к выводу о существовании в истории Земли, начиная с 3.0 млрд. лет, семи (а не четырех, о которых говорилось выше) суперконтинентов, но включили в их число “Большую Гондвану”, а также выделили в раннем протерозое не один, а два суперконтинента, основываясь на двух максимумах проявления мантийного магматизма: 2550–2400 и 2250–2000 млн. лет назад. Соответственно продолжительность суперциклов оценивается от 300 (очевидно, в раннем протерозое) до 500 млн. лет; последнее уже ближе к данной нами выше оценке.

Причина интенсивной магматической активности в период существования суперконтинентов и особенно накануне и во время их распада усматривается, начиная с работы Д. Андерсона [20], в накоплении тепла под мантией и относительно слабо теплопроводной корой и литосферой суперконтинента и/или связывается с подъемом

мантийного плюма (суперплюма или плюмов, см. ниже). Хороший пример продолжающегося распада суперконтинента и подъема мантийного суперплюма дает нам в настоящее время Восточная Африка. Здесь происходит активное разрастание Восточно-Африканской рифтовой системы, сопровождаемое откалыванием от восточного края Африканской литосферной плиты Сомалийской плиты; скорость раздвига достигает на севере, в Эфиопии 6 мм/год [23]. На фоне развития этой системы, в районе Афара образующей тройное сочленение с Красноморским и Аденским рифтами, начиная с 30 млн. лет назад, интенсивно проявлялся мантийный магматизм, объясняемый воздействием суперплюма, поднимающегося от границы мантии и ядра, что находит подтверждение в данных сейсмоотомографии. Недавно Й. Эбингер и Н. Слип [30] попытались объяснить, каким образом с этим плюмом можно связать множественные проявления новейшего магматизма в пределах Африканского континента.

Важный принципиальный вопрос, возникающий при обсуждении проблемы связи континентального рифтинга и магматизма, заключается в том, что здесь первично – рифтинг или подъем плюма? Как известно, на сей счет предложено две модели – пассивного и активного рифтинга. Согласно первой, первичным является рифтинг, вызванный внутриплитным растяжением, в свою очередь, связанным с общей кинематикой ансамбля литосферных плит. В противоположность этому, модель активного рифтинга усматривает первопричину рифтообразования в мантийном диапиризме, т.е. в подъеме мантийного плюма. Автору этих строк уже пришлось указывать [32] на искусственность подобного противопоставления и отмечать, что процесс начинается с разогрева мантии под суперконтинентом, провоцирующего его подъем и раскалывание с образованием рифтов; декомпрессия в основании последних влечет за собой подъем астеносферных диапиров и приводит тем самым к вспышке вулканизма и одновременно к дальнейшему разрастанию рифтовых систем. Таким образом, “пассивный” рифтинг переходит в “активный”. К сходным представлениям пришли недавно французские исследователи [26], анализируя связь между образованием платобазальтовых провинций и распадом суперконтинентов. При этом, однако, остается вопрос о том, может ли формирование суперконтинентов вызывать подъем суперплюмов с такой огромной глубины, как граница мантии и ядра.

Кстати сказать, перерывы в образовании крупных дайковых роев и трапповых полей Л. Иейл и С. Карпентер в цитированной выше работе довольно логично увязывают с последующим рассеиванием континентальных блоков, т.е. с образованием многочисленных осей спрединга. Однако они преувеличивают длительность глав-

ного из этих перерывов, распространяя его почти на весь поздний протерозой и ранний палеозой и не учитывая вендское (волынское) траппообразование на Восточно-Европейской платформе и раннекембрийское (антримское) на Австралийской платформе.

Если распад суперконтинентов сопровождается массовым дайкообразованием и излияниями платобазальтов, то становление – “сборка” суперконтинентов, выражающаяся в отмирании межконтинентальных океанских бассейнов, должна быть следствием усиления процессов субдукции по периферии будущего суперконтинента и, следовательно, развития здесь вулканоплутонических поясов андского типа. И, действительно, эпипалеопротерозойский суперконтинент был окаймлен вулканоплутоническими поясами вдоль окраины Амазонии, Лаврентии и Балтики, и то же происходило в гренвилльскую эпоху, когда формировалась Родиния. В позднем палеозое Пангея была окружена вулканоплутоническими поясами вдоль южной окраины своей лавразийской части и по обим тихоокеанским окраинам гондванской части – южноамериканской (Анды, Патагония) и австралийской. Правда, в эпоху распада Пангеи, уже в мезозое, магматические пояса также окружали Тихий океан, субдукция коры которого компенсировала спрединг в пределах молодых океанов.

Теперь о глубинных причинах суперконтинентальных циклов. Уже априори можно утверждать, что корни событий в коре и литосфере должны лежать глубоко в мантии. Поскольку вещество мантии охвачено процессами конвекции, естественно было думать, что перестройка структуры литосферы должна быть связана с перестройкой структуры мантийной конвекции. Именно такое предположение было высказано и конкретизировано О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым [14] – по их представлениям, образование суперконтинентов происходило в условиях одноячейстой конвекции с нисходящим мантийным плюмом в пределах формирующегося суперконтинента и восходящим в противоположной области Земли. Затем имело место замещение нисходящего потока под суперконтинентом восходящим, что и приводило к распаду суперконтинента, и далее одноячейстая конвекция сменялась двуячейстой. Эта модель подтверждается, в частности, наблюдаемым в настоящее время под Африкой, где, как мы видели выше, продолжается распад Пангеи, мощным восходящим плюмом. Кроме того, находит объяснение тот факт, что почти сразу же за распадом одного суперконтинента начиналось формирование другого на противоположной стороне Земли. Так, распад Родинии сопровождался началом формирования Гондваны – по существу, ядра будущей Пангеи. А распад Пангеи – началом образования нового суперконтинента, благодаря столкновению Африки, Аравии и Индостана, а

затем и Австралии в районе Тимора с окраиной Евразии. При этом обломки более раннего суперконтинента, расталкиваемые восходящим мантийным потоком, как бы “стекают”, “стягиваются” в область нисходящего мантийного течения, что и приводит в дальнейшем к началу образования нового суперконтинента, на что обратил внимание и К. Конди в своей недавней [25] работе. При этом могло происходить попеременное сосредоточение континентальных масс то в одном, то в другом полушарии Земли [4].

Идея об образовании суперплюмов над центростремительным нисходящим потоком, в дальнейшем сменяющимся на восходящий центробежный, вызывающий распад этого суперконтинента, получила подтверждение и детализацию в проведенном В.П. Трубицыным [15] математическом моделировании. При этом особая роль в данном процессе была отведена самим континентам, распределение которых на поверхности Земли, по существу, диктует структуру конвективных течений в мантии.

Однако реальная картина процессов в мантии, приводящих к суперконтинентальным циклам, может быть относительно более сложной, чем допускается в концепции общемантийной тепловой конвекции. Многие исследователи полагают, что граница между верхней и нижней мантией на глубине 660–670 км играет роль барьера, препятствующего общемантийной конвекции, в связи с чем конвекция происходит раздельно в верхней и нижней мантии. Это представление подтверждает математическое и физическое моделирование, осуществленное в работах Н.Л. Добрецова и А.Г. Кирдяшкина [9]. Между тем данные сейсмографии, свидетельствующие о проникновении субдуцирующих слэбов в ряде регионов в нижнюю мантию, а местами и до ее основания, говорят в пользу общемантийной конвекции. Наиболее правдоподобным представляется мнение о “полупроницаемости” границы между верхней и нижней мантией и о чередовании во времени двухъярусной и общемантийной конвекции. Такая смена может быть органично увязана с суперконтинентальными циклами, что и было показано в компьютерной модели В.Д. Котелкина и Л.И. Лобковского [10]. Кроме того, в этой модели учитывается, что мантийная конвекция является не чисто тепловой, а термохимической, что, кстати, принималось и О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым.

По модели Лобковского–Котелкина, в условиях полного преобладания тепловой конвекции эта конвекция является двухъярусной; в нижней мантии образуются крупные конвективные ячей, над которыми в верхней мантии возникают более вытянутые ячей с обратным течением вещества. Таким образом, над восходящим мантийным потоком с расходящимися ветвями в верхней ман-

тии образуется встречное течение, которое и увлекает за собой континенты и стягивает их в суперконтинент. На следующей стадии в действие вступает исходящий из пограничного слоя между мантией и ядром плюм более легкого вещества, который пробивает границу 660–670 км, приводя к тому, что двухъярусная конвекция сменяется общемантийной, восходящий поток достигает литосферы, и это приводит к распаду суперконтинента. Эта модель, более подробно обоснованная ее авторами в [10], представляется в настоящее время наиболее привлекательной, тем более, что она пытается объяснить и диссимметрию Земли. В ней подчеркивается, что область Пацифика–Панталассы постоянно окаймлялась субдукционным кольцом, как это показывают и данные сейсмомографии, а в центре наблюдался восходящий мантийный поток. А те преобразования, о которых речь шла выше, происходили в пределах континентального полушария Земли (в том числе, очевидно, и то перераспределение континентальных масс между севером и югом, о котором упоминалось выше).

Итак, наблюдаемые в литосфере суперконтинентальные циклы – циклы Вилсона, несомненно, связаны с конвективными и адвективными (плюмы) процессами, происходящими в пределах всей мантии Земли, вплоть до ее границы с ядром.

### Циклы Бертрана

Рассмотрим теперь циклы Бертрана, второго порядка по отношению к циклам Вилсона, с продолжительностью, в среднем в три раза меньшей. Геологически они выражаются в том, что приводят не к полному, а к частичному закрытию крупных океанов, порожденных распадом суперконтинентов; лишь последний из этих циклов (в рамках суперцикла) влечет за собой полное закрытие океана и коллизию ограничивающих его континентов. Как правило, циклы Бертрана выражаются в раскрытии и последующем закрытии малых океанских бассейнов – окраинных морей, типа Уральского или Туркестанского океанов, т.е. являются как бы минициклами Вилсона.

Рассмотрим вопрос о циклах Бертрана сперва на примере двух океанов, возникших в результате распада Родинии, – Палеоазиатского океана и Прототетиса-Палеотетиса.

О раскрытии Палеоазиатского океана в позднем протерозое свидетельствует возраст офиолитов Полярного Урала, Таймыра и обрамления Сибирского кратона, достигающий в юго-восточном Саяне миллиарда лет, но большей частью составляющий 850–700 млн. лет [18, 33].

Первый этап развития Палеоазиатского океана завершился в венде байкальским орогенезом. На крайнем севере пояса он явился результатом коллизии Балтики с эпигренвиллским Сваль-

бардским микроконтинентом (Баренцией), возможно, единым с Лаврентией. Эта коллизия, в которой участвовала и промежуточная Печорская вулканическая дуга, и лежащий восточнее микроконтинент Большеземельской тундры, привела к образованию новой континентальной коры, составившей фундамент Тимано-Печорской платформы и ее продолжения в южной части Баренцева моря. Этот процесс охватил также южную часть Новой Земли с Пай-Хоем и северную часть будущей Уральской системы. Коллизия произошла и на севере Таймыра, где восточное продолжение того же Свальбардского континента столкнулось с окраиной Сибири. Байкальский орогенез проявился в сравнительно узкой полосе вдоль современной западной и южной окраин древнего Сибирского континента, наиболее отчетливо в Енисейском кряже, а также в Байкало-Патомском нагорье. Здесь байкальский орогенез был связан, очевидно, со столкновением с Сибирью вулканических дуг и микроконтинентов, расположенных западнее и южнее (в современных координатах).

Эта коллизия компенсировалась раскрытием новых океанских бассейнов, реликтами коры которых ныне являются офиолиты Алтае-Саянской области, Северной Монголии и прилегающего Забайкалья. Возникновение этих бассейнов, расчлененных микроконтинентами, а вскоре и вулканическими дугами, знаменовало начало нового этапа развития Палеоазиатского океана, отвечающего каледонскому циклу Европы. Вскоре процессы спрединга распространились на Центральный Казахстан, в конце кембрия на Тянь-Шань, где возник Туркестанский “океан”, а в раннем ордовике – на Урал с образованием другого “океана” – Уральского. Фактически оба эти “океана” представляют окраинные моря Палеоазиатского океана.

Уже во второй половине кембрия–начале ордовика в Алтае-Саянской области и Северной Монголии начался обратный процесс наращивания континентальной коры Сибири за счет аккреции вулканических дуг и некоторых микроконтинентов к ее южной окраине. Это так называемая салаирская эпоха орогенеза, примерно эквивалентная грампианской-финмаркской классических европейских каледонид. В конце ордовика микроконтиненты Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня были спаяны воедино, образовал Казахско-Киргизский континент, сокращенно именуемый Казахстанией. Он отделялся от Сибири возникшим в ордовике Иртыш-Зайсанским бассейном, продолжавшимся в Южную Монголию и Дунбэй. Этот бассейн в дальнейшем превратился в осевой бассейн Палеоазиатского океана.

Заключительная фаза каледонского цикла эволюции этого океана относится, как и в евро-

пейских каледонидах, к концу силура–началу девона. В эту фазу Алтае-Саянская область вместе с Северной Монголией и Байкальской горной страной причленилась к Сибирского континенту и завершилось становление Казахстана. Они были окаймлены вулканоплутоническими породами; широкое распространение получили осадочные образования типа Олд Ред, подчеркивая сходство с классическими каледонидами.

Узкая полоса каледонид протянулась и по южную сторону Палеоазиатского океана, вдоль края Сино-Корейского континента, где ранее, подобно Уралу и Тянь-Шаню, также существовал бассейн типа окраинного моря с океанского типа корой. К каледонидам относится и система Циляншаня, заполняющая промежуток между Сино-Кореей и Таримом и спаявшая их после завершения каледонского орогенеза.

Между тем спрединг в осевой полосе океана, ее Джунгарской апофизе и в окраинных Уральском и Тяньшаньском бассейнах продолжался в течение большей части девона, т.е. уже в начале герцинского цикла. В позднем девоне начались процессы, приведшие в дальнейшем к закрытию океана; на Урале они выразились в столкновении Магнитогорской дуги с окраиной Восточно-Европейского континента; проявление этой фазы сжатия, в общем соответствующей лигерийской фазе европейских герцинид и акадской Аппалачей, отмечены и в Центральном Казахстане, и в Алтае-Саянской области, где существовали девонские рифтогенные трогги и где она получила название тельбесской. Более серьезные события начались в конце раннего карбона, с середины визейского века; они затронули уже более обширную территорию и привели в среднем карбоне к началу коллизии. Коллизионные процессы ранее всего проявились в средней части океана и распространялись отсюда в северном и восточном направлениях. Дольше всего, в течение позднего палеозоя, погружения и морской режим сохранялись на крайнем севере, в районе Пай-Хоя и Новой Земли, и на крайнем востоке, в Монголо-Охотской системе. На большей части площади бывшего океана в перми и уже во всяком случае к началу триаса возник горный рельеф, но перечисленные выше районы были охвачены деформациями сжатия и поднятиями лишь к началу юры (Пай-Хой и Новая Земля) или даже в средней юре (Амуро-Охотский регион), т.е. фактически уже в киммерийском цикле. Таким образом, Палеоазиатский океан за время от раскрытия и до закрытия, т.е. в течение полного цикла Вилсона, пережил три цикла Бертрана: байкальский, каледонский, герцинский, а на своих окончаниях и четвертый – киммерийский. Завершение первых двух из этих циклов приводило к частичному отмиранию океанского бассейна, с установлением на месте отмерших его частей платформен-

ных условий, но одновременно и образованию новых бассейнов подобного же типа. И лишь последние циклы – герцинский на большей части океана, киммерийский – на его окончаниях привели к коллизии обрамлявших океан континентов (с участием внутриокеанской Казахстана) и к повсеместному образованию горного рельефа и мощной континентальной коры.

Рассмотрим теперь столь же кратко историю другого океана, также продукта распада Родинии – океана Тетис. И этот океан возник в позднем протерозое, не позднее середины позднего рифея. Наиболее показательна история восточной, азиатской, части океана, поскольку в западной, европейской, его части позднепротерозойская–раннепалеозойская история тесно переплетается в пространстве с историей смежного океана Япетус, о которой несколько слов будет сказано ниже. История же азиатского Тетиса, начиная с девона, была очень удачно, на наш взгляд, схематизирована в работе И. Меткафа [35], чью диаграмму мы воспроизводим на рис. 1. Необходимо, однако, коснуться и более ранней истории этого океана, которая к югу от Тарима и Сино-Кореи включает, по крайней мере, каледонский цикл, поскольку в Куньлуне, Циляншане и северном Циньлине известны офиолиты, скорее всего, вендско-кембрийского возраста и кембрийско-силурийские островодужные вулканиты. В позднем ордовике–раннем силуре здесь проявилась первая, а в позднем силуре–раннем девоне вторая, заключительная, фаза каледонских деформаций сжатия с последующим накоплением моласс типа Олд Реда. За этим последовало раскрытие задугового бассейна южного Куньлуна – южного Циньлиня, означавшее начало нового, герцинского, цикла развития, который, однако, завершился здесь лишь в позднем триасе раннекиммерийской фазой орогенеза. Последняя была связана с коллизией отколовшихся к тому времени от Гондваны микроконтинентов с южным краем Евразии, составлявшей уже к тому времени северную половину Пангеи. Таким образом, эволюция восточного Палеотетиса, которую можно приравнять к суперциклу Вилсона, включала два цикла Бертрана: каледонский и “пролонгированный” герцинский.

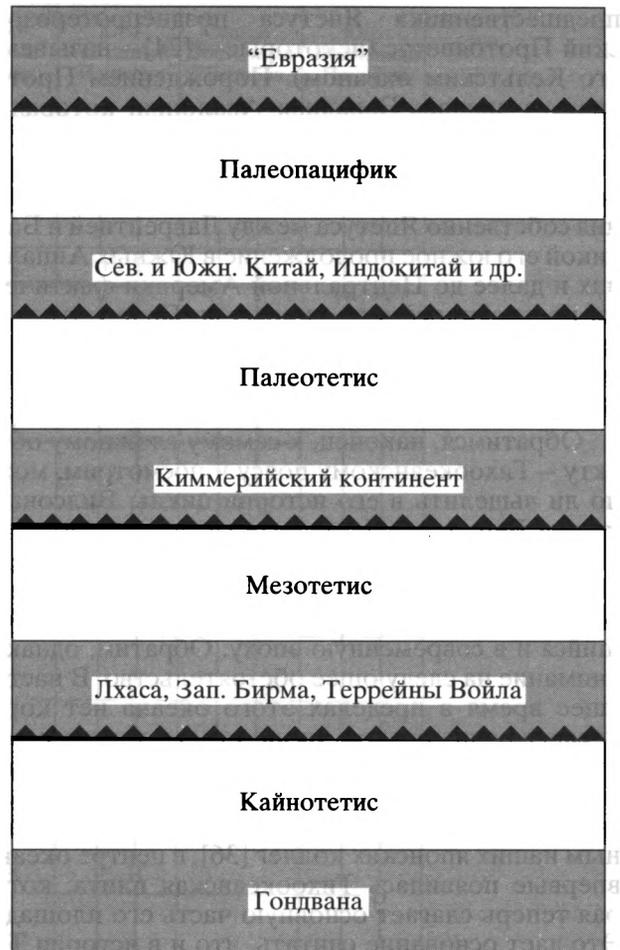
Доюрская история западной части Средиземноморского пояса, к западу от Памирского синтаксиса, протекала существенно иначе. Здесь она начинается с отчетливо проявленного кадомского (байкальского) цикла со своими офиолитами, флишем, молассой, метаморфизмом, гранитоидным магматизмом, закончившимся в кембрии. Зато относительно слабо выражен каледонский цикл, к продуктам которого могут быть отнесены лишь англо-брабантские и польско-германские каледониды, возникшие, по существу, в пределах апофиз Япетуса. На остальной площади Европы в ордовике начинается уже, как на Урале, герцин-

ский цикл. Пройдя через предварительную лигерийскую фазу сжатия в позднем девоне, герцинская Европа вступает в конце раннего карбона в коллизионную стадию развития, сопровождающуюся интенсивным гранитоидным магматизмом, региональным метаморфизмом и горообразованием. В Западном Средиземноморье Гондвана через Иберию сомкнулась с Европой, положив начало формированию Пангеи, а восточнее в позднем палеозое и триасе сохранился реликтовый бассейн, протягивавшийся отсюда в Азию; о нем уже упоминалось выше. Итак, развитие европейского Палеотетиса (в позднем протерозое Прототетиса) включало три цикла: кадомский (байкальский), каледонский и герцинский.

С юры и в Европе, и в Азии начинается новый этап развития Тетиса, который, собственно, только с этого времени (или с триаса) отвечает классическому Тетису Э. Зюсса. В Европе и Передней Азии остальная история Тетиса отвечает лишь одному циклу Бертрана – альпийскому; хотя в нем и имели место несколько фаз сжатия: поздне-киммерийская, австрийская, ларамийская, пиренейская и последующие в неогене–квартере, связанные со столкновением микроконтинентов первично гондванского происхождения, от Иберии до Центрального Ирана, с южной окраиной Евразии. Заключительная коллизия началась в конце эоцена, но в наиболее интенсивной, “жесткой” форме проявилась с конца миоцена. Причем она не завершилась и в современную эпоху – отдельные участки Альпийского пояса в пределах Средиземноморья еще не вступили в эту фазу развития или только в нее вступают (в районе Киренаики).

Между тем в Азии, к востоку от так называемого Урало-Оманского линейного элемента, можно выделить два самостоятельных цикла Бертрана – киммерийский (яньшанский), закончившийся в раннем мелу, и собственно альпийский (гималайский китайских геологов), поскольку по окончании первого значительная территория от Памира и Тибета до юго-восточной Азии вошла в состав Евразийского континента; на западе аккреции подобного масштаба не произошло (это хорошо, хотя и не вполне точно, было показано уже на Тектонической карте Евразии 1966 г. под редакцией А.Л. Яншина).

В общем история Тетиса дает основание выделить в ней два цикла Вилсона: один, закончившийся формированием Пангеи, и другой, начавшийся с ее распада и доныне не закончившийся. Первый из этих суперциклов на западе охватывает три цикла Бертрана – байкальский (кадомский), каледонский и герцинский, а на востоке два цикла – каледонский и герцинский. Второй суперцикл, начавшийся в юре, на западе состоит только из одного цикла Бертрана – альпийского, а на востоке из двух – киммерийского и альпийского.



**Рис. 1.** Схематическая диаграмма, показывающая три континентальных коллажа террейнов, отделенных рифтингом от Гондваны и перемещенных к северу последовательным раскрытием и закрытием трех океанов: Палео-, Мезо- и Кайнотетиса [35].  
Примечание: Палеоокеан автора рисунка скорее следует обозначать как Прототетис (В. Хаин).

Коснемся теперь истории третьего океана, возникшего при распаде Родинии, – океана Япетус. Собственно Япетус образовался в кембрии при разделении Лаврентии и Балтики, а его юго-восточная ветвь – море Торнквиста – отделила Балтику от Гондваны, к которой в конце протерозоя примыкала Авалония. Замыкание Япетуса началось еще в конце ордовика, в таконскую фазу, и завершилось в конце силура–начале девона, в скандскую фазу. Вся эта история укладывается, таким образом, в один цикл, который с равным основанием может рассматриваться и как цикл Вилсона (собственно, он и явился для него тектонотипом), так и как цикл Бертрана (для которого он также был одним из исходных примеров). На наш взгляд, такое совпадение должно рассматриваться как частный случай, не нарушающий общего правила. Кроме того, следует учитывать, что ряд исследователей выделяет в качестве

предшественника Япетуса позднепротерозойский Протояпетус (некоторые – [24] – называют его Кельтским океаном). Порождением Протояпетуса явилась Западная Авалония, которая и нарастила Гондвану. Восточная же Авалония вместе с остальной эпикадометской Европой – это, скорее, порождение Прототетиса. После замыкания собственно Япетуса между Лаврентией и Балтикой его южное продолжение в Южных Аппалачах и далее до Центральной Америки фактически превратилось в продолжение Палеотетиса, и здесь каледонский цикл, завершившийся академским орогенезом, “надстраивается” герцинским (а в Мексике и альпийским).

Обратимся, наконец, к самому сложному объекту – Тихоокеанскому поясу и посмотрим, можно ли выделить в его истории циклы Вилсона и циклы Бертрана. На первый взгляд, вся история этого океана, появившегося в середине позднего рифея и с тех пор непрерывно существовавшего, составляет единый цикл Вилсона, не закончившийся и в современную эпоху. Обратим, однако, внимание на следующее обстоятельство. В настоящее время в пределах этого океана нет коры древнее раннеюрской, точно так же, как и в молодых океанах, возникших в процессе распада Пангеи. Это результат полного обновления тихоокеанской коры в ранней юре. Именно тогда, по данным наших японских коллег [36], в центре океана впервые появилась Тихоокеанская плита, которая теперь слагает основную часть его площади. Это дает основание считать, что и в истории Тихого океана ~200 млн. лет назад, как и в истории остальных современных океанов, начался новый цикл Вилсона; первый же цикл охватывает поздний протерозой и палеозой.

Выделение циклов Бертрана в рамках этого первого цикла Вилсона легче всего дается на примере тихоокеанской окраины Гондваны, включавшей тогда Тасманский пояс Австралии и его продолжение в Антарктиде и Новой Зеландии. Первому циклу Бертрана здесь отвечает формирование Россид в Антарктиде с главной фазой деформаций, гранитообразования и метаморфизма перед кембрием и заключительной в начале ордовика. Продолжением Россид в Австралии служит зона Канманту с заключительной деламерской фазой орогенеза перед ордовиком. Следующему циклу соответствует эволюция Лахланской системы Восточной Австралии, продолжавшаяся с кембрия до среднего девона и включавшая развитие системы вулканических дуг, последовательно примыкавших к западному континенту в конце ордовика–начале силура, в конце силура–начале девона. Заключительная фаза лахланского орогенеза, табберабберская, синхронна академской Северной Америки и лигерийской Западной Европы. Третий цикл Тасманского пояса, Новоанглийский, завершился в конце перми–раннем

триасе возникновением краевого вулканоплутонического пояса, прослеживающегося от Новой Гвинеи до центральной зоны Новой Зеландии. Заключительной фазе этого цикла также предшествовало образование вулканической дуги и предварительные фазы в конце девона–начале карбона и в позднем карбоне.

В северной половине Западно-Тихоокеанского пояса, простирающейся вдоль окраины Азиатского континента, тектонические комплексы, относящиеся к первому циклу Вилсона, сохранились фрагментарно, лучше всего в юго-восточном Китае и юго-западной Японии. В первом из этих регионов развиты почти классически выраженные каледониды с интенсивно деформированным кембрием–силуром и несогласно залегающей девонской молассой типа Олд Реда. Во втором регионе, напротив, каледонские деформации отсутствуют и комплекс палеозойских осадков с вендскими (580 млн. лет) офиолитами в основании дислоцирован, подобно новоанглийскому комплексу Австралии, на рубеже перми и триаса – так называемый орогенез Акийоси.

По другую сторону Тихого океана в Андах Южной Америки четко обособляется зеленосланцевый комплекс, аналогичный комплексу бразилид смежной платформы, в свою очередь, одновозрастных байкалидам. Следующий комплекс начинается с венда–кембрия, а на юге Центральных Анд в позднем кембрии–раннем ордовике произошло раскрытие бассейна, очевидно, краевого, с океанской корой (офиолиты). В вышележащем палеозойском разрезе проявлены деформации сжатия в среднем–позднем ордовике (= таконским) и, более интенсивно и повсеместно, в позднем девоне (= академским), но это не дает основания выделять здесь аналоги каледонид, поскольку погружения, хотя и умеренные, возобновлялись в карбоне–ранней перми. В поздней перми–раннем триасе достаточно мощно проявилась заключительная фаза герцинского орогенеза, сопровождавшаяся образованием вулканоплутонического пояса, как и на востоке Австралии.

Наиболее спокойным было позднепротерозойско–палеозойское и раннемезозойское развитие Северо-Американских Кордильер и смежного Корякско-Камчатского региона Азии. Здесь проявлены две фазы диастрофизма – антлерская (на Аляске – элсмирская) в позднем девоне и, на юге, сономская на рубеже перми и триаса, но ни та, ни другая не привели к коренному перелому в эволюции этого подвижного пояса. Основные события в северной половине Тихоокеанского кольца произошли уже во временных рамках второго цикла Вилсона. Они относятся к концу юры–началу мела (невадская фаза), середине мела (севьерская фаза), к концу мела–началу палеогена (ларамийская фаза). В это время и состоялось приращение к западному краю Северо-

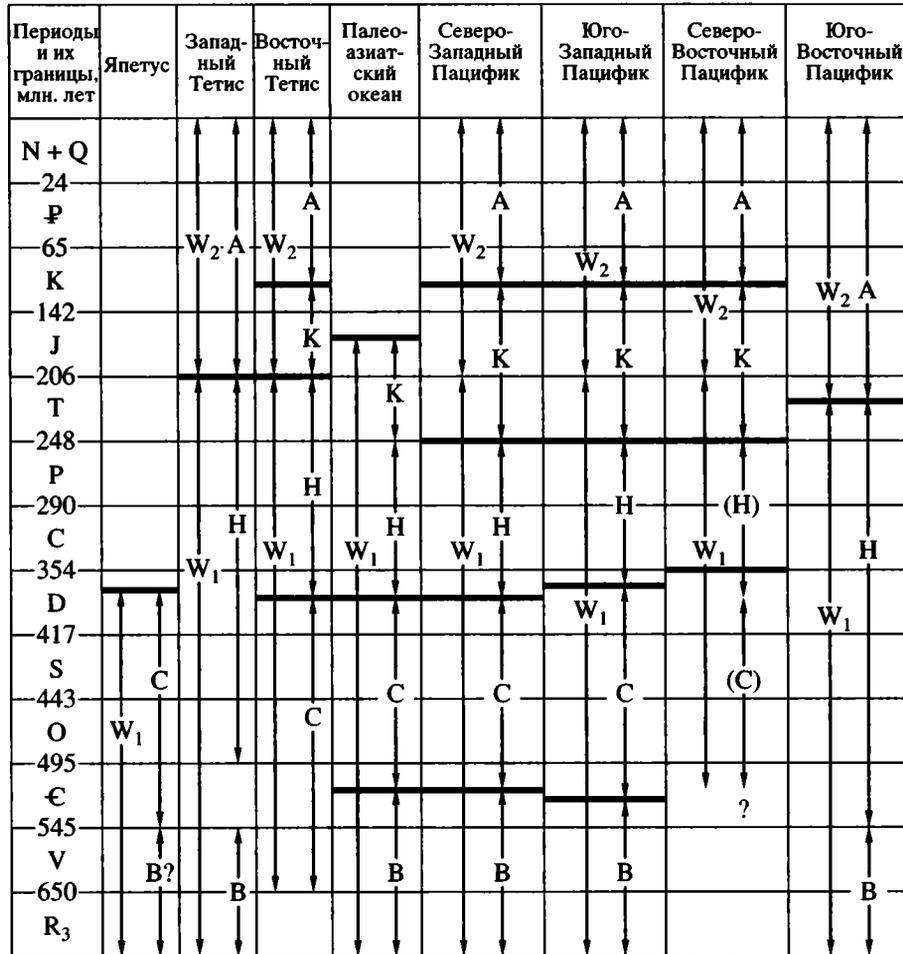


Рис. 2. Схематическая диаграмма, показывающая последовательность суперциклов Вилсона (W) и циклов Бертрона в основных океанах подвижных поясов неогена.

Циклы: В – байкальский, С – каледонский, Н – герцинский, К – киммерийский, А – альпийский.

Американского континента и восточному краю северной части Азиатского континента многочисленных террейнов различного происхождения, главным образом, островодужных и типа внутриокеанских вулканических плато; этот процесс распространился и на Северные Анды. На остальном протяжении Анд, где подобной картины не наблюдалось и, скорее, шла тектоническая эрозия континентальной окраины, основное значение имели кайнозойские фазы деформаций сжатия – в конце эоцена (инкская фаза), в среднем–позднем миоцене и начале плиоцена (фазы Кечуа), в конце плиоцена–квартере.

По другую, западную, сторону океана, начиная с Японии и далее на юг до Меланезии включительно, достаточно отчетливо выделяется киммерийский цикл, заканчивающийся фазой орогенеза конца юры–начала мела (Ога или Сакава в Японии, раннеяньшаньская в Китае, Рангитата II в Новой Зеландии) с предварительной фазой в конце триаса–начале юры (индосинийская, Ран-

гитата I). С первой из этих фаз собственно и начинается здесь последний цикл Бертрона, соответствующий европейскому альпийскому.

Все сказанное выше в отношении выделения тектонических циклов в позднепротерозойской–фанерозойской истории Земли я попытался свести в таблицу (рис. 2). При этом я отдаю себе отчет в условности и схематичности подобных построений, особенно в свете справедливости неустанныго напоминания Ю.М. Пущаровского [13] о нелинейности геологических и, в частности, тектонических процессов. Однако без упрощения и схематизации невозможно установление закономерностей в их протекании, ибо, как известно, за деревьями бывает не видно леса.

### Циклы Штилле

Выше неоднократно отмечалось проявление в пределах циклов Бертрона фаз тектоно-магматической активности, в общем отвечающих орогеническим фазам, впервые выделенным Г. Штил-

ле [41]. Концепция орогенических фаз, выдвинутая Г. Штилле, неоднократно подвергалась суровой критике – сначала в связи с обнаружением неоспоримых свидетельств проявления конседиментационной складчатости в анорогенные, по Г. Штилле, промежутки между фазами, а затем уже с позиций тектоники плит [39], предусматривающей непрерывное взаимное перемещение плит и нарастание аккреционных призм в зонах субдукции [37]. Однако уже изучение современных геологических процессов, особенно вулканизма, в том числе в зонах спрединга, и сейсмичности указывает на явную дискретность и признаки цикличности в проявлении этих процессов, разумеется, в масштабе годов и десятилетий. А геологическая летопись подтверждает реальность такой дискретности и цикличности уже в долгопериодическом масштабе. Она касается и перестроек в распределении и направлении смещения литосферных плит, и скачков в положении зон спрединга и субдукции, и перемежаемости аккреции и эрозии в висячих крыльях зон Беньофа, и неравномерности офиолито- и гранитообразования, проявлений вулканизма и метаморфизма, отраженных в изотопных датировках. Конечно, наше современное понимание фаз (эпох) повышенной тектоно-магматической активности отличается от первоначальной их трактовки Г. Штилле – не может идти речи о полном затухании этих процессов в промежутках между такими фазами, об их строгой синхронности и повсеместности проявления в глобальном масштабе. И, тем не менее, реальность таких фаз вряд ли может ныне оспариваться.

Выше, при рассмотрении циклов Бертрана, уже упоминалось о проявлении в пределах этих циклов отдельных подобных фаз, для простоты (и, следуя традиции) именуемых орогеническими. Здесь следует напомнить об отличии тех фаз, которыми завершаются циклы Бертрана, от других фаз, которые расценивались как предварительные: с завершающими фазами связано практическое прекращение дальнейших интенсивных деформаций сжатия и процессов регионального метаморфизма; накапливающиеся после них осадочные отложения носят уже характер платформенного чехла; иначе говоря, как выражались раньше, эти фазы являются “платформобразующими”, ибо какая-то часть прежней активной окраины океанского бассейна превращается в пассивную окраину континента.

Если завершающие фазы циклов Вилсона отвечают полной коллизии между континентами и окончательному замыканию крупных океанских бассейнов, завершающие фазы циклов Бертрана отвечают коллизии между микроконтинентами и континентами. Последнее наиболее наглядно может быть показано на приведенном уже выше (см. рис. 1) примере Восточного Тетиса, отдель-

ные этапы развития которого, соответствовавшие циклам Бертрана, завершались столкновением отколовшихся от Гондваны микроплит – микроконтинентов с южным краем Таримско-Сино-Корейского континента (позже – Евразии). Что касается предварительных фаз, то они были обусловлены столкновением (нередко также говорят о коллизиях) еще меньшего масштаба – обычно это столкновение между островной дугой и континентом (или микроконтинентом). Таковы были столкновения Магнитогорской дуги Урала в начале позднего девона с краем Восточно-Европейского континента, столкновение вулканических дуг Аппалачей с краем Лаврентии в пенобскотскую (Є/О) и таконскую (О<sub>3</sub>) фазы, предшествовавшие коллизии микроконтинента Авалония в акадскую фазу, приведшей к превращению Северных Аппалачей и Ньюфаундленда в окраину Лаврентии. Напомним еще одну отличительную особенность предварительных фаз от завершающих циклы Бертрана – первые сопровождаются накоплением флиша (например, фамен-турнейский зилаирский флиш Урала), а завершающие – накоплением моласс.

Следует заметить, что после главной, завершающей, стадии орогенеза, соответствующей кульминации коллизионного процесса, может последовать еще одна фаза тектоно-магматической активности, выражающаяся в деформациях сжатия на периферии орогена, в частности, в передовых и межгорных прогибах, и в растяжении в его центральной части с проявлениями постколлизионного магматизма. Во времени эта фаза может совпадать с начальной фазой деформаций следующего цикла Бертрана. Такое двойственное значение имеет салаирская фаза конца кембрия–начала ордовика и свальбардская–акадская фаза конца среднего–начала позднего девона.

В фанерозойской истории Земли можно считать порядка 20 орогенических фаз; в работе [12] перечислены 33 фазы, но некоторые из них нельзя считать самостоятельными. Если исходить из первой оценки числа фаз в фанерозое, получится, что они проявлялись в среднем примерно через каждые 30 млн. лет. Эту периодичность Н.Л. Добрецов [8] назвал “главной геологической периодичностью” и в подтверждение ее реальности привел повторяемость целого комплекса геологических явлений, о котором говорилось и выше. Придерживаясь сходного в принципе представления, автор этих строк считает 30-миллионетную периодичность цикличностью третьего порядка по отношению к циклам Вилсона и Бертрана и предлагает именовать соответствующие циклы циклами Штилле, поскольку исходным для их установления был именно канон орогенических фаз, установленный этим ученым.

Если принять указанную выше продолжительность циклов Бертрана в 150–200 млн. лет, можно

ожидать проявления в рамках этих циклов до пяти циклов Штилле. В действительности в конкретных регионах их число оказывается меньшим, в среднем порядка трех.

Какие же глубинные процессы определяют проявление циклов Бертрана и Штилле (о циклах Вилсона в этом смысле говорилось уже выше)? Думается, что главная роль здесь принадлежит процессам в верхней мантии – в переходном слое (410–660 км) в случае циклов Бертрана и в собственно астеносфере в случае циклов Штилле. Это вытекает из того, что такая цикличность наблюдается наиболее четко в периоды между существованием суперконтинентов, когда в Земле господствует двухъярусная конвекция с относительно небольшими по горизонтальному протяжению (сотни километров) конвективными ячейками в верхней мантии. При этом если циклы Бертрана разыгрываются на пространстве между континентами и микроконтинентами или между двумя микроконтинентами, циклы Штилле реализуются на еще более ограниченном пространстве между островной дугой и континентом или микроконтинентом, либо между двумя соседними островными дугами, т.е. в системе окраинное или междуговое море–островная дуга–глубоководный желоб. Соответствующие схемы конвективных течений можно обнаружить в моделях Н.Л. Добрецова–А.Г. Кирдяшкина [9] и В.Д. Котелкина–Л.И. Лобковского [10]. При этом не исключается, а, напротив, предполагается, в согласии с этими моделями, влияние конвекции, а также плюмов, зарождающихся в нижней мантии, на верхнемантийные процессы. Но определяющее значение остается в данном случае за последними.

Тем самым устанавливается определенное соответствие между установленной М.А. Гончаровым [7] иерархией геодинамических систем и иерархией временных событий, описываемых циклами Вилсона, Бертрана и Штилле. Циклам Вилсона отвечают геодинамические системы 1-го ранга М.А. Гончарова, циклам Бертрана – системы 2-го ранга, циклам Штилле – системы 3-го ранга.

В заключение коснемся еще одного аспекта проблемы. В литературе уже неоднократно указывалось на определенное совпадение продолжительности наиболее крупных циклов эндогенной активности Земли с интервалами между пересечениями нашей планетой на ее пути вдоль галактической орбиты струйных потоков галактического вещества, циклов Бертрана – с так называемым галактическим годом [3, 17]. Механизм воздействия этих явлений на эндогенную жизнь Земли еще не понят, но речь должна идти в принципе о некоем резонансе между этими внешними воздействиями и глубинной геодинамикой.

Представляется также плодотворной, по крайней мере, в принципе, выдвинутая недавно В.М. Моралевым и Л.Н. Васильевым [12] идея о

том, что дискретность эндогенной эволюции Земли связана с преобразованием процесса непрерывной диссипации энергии в пульсационную последовательность лавинных событий. Добавим, что внешние, космические, воздействия могут, возможно, служить “спусковым крючком” таких событий, подобно тому, как землетрясения для оползней или мутьевых потоков.

Очевидно, следует учитывать и возможное влияние на напряженное состояние литосферы приливной эволюции системы Земля–Луна, которая, согласно концепции, разработанной Ю.Н. Авсюком [1], носит колебательный, циклический характер. При этом периодичность намеченных Ю.Н. Авсюком циклов близка к периодичности циклов Бертрана, а интервалы между этапами активизации деформаций литосферы составляют, по оценке этого автора, 40–60 млн. лет, т.е. близки по размерности к циклам Штилле.

И еще одно следует отметить. Не исключено, что объем Земли может испытывать как предполагают, в частности, Е.Е. Милановский [11] и Р. Шеридан [40], некоторую пульсацию, возможно, сопряженную и с изменениями скорости вращения планеты, и формы геоида. Все эти изменения могут влиять на состояние недр Земли и объяснить глобальное чередование эпох преобладания рифтинга и спрединга, с одной стороны, и субдукции и коллизии – с другой, т.е. структур растяжения или сжатия в планетарном масштабе.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. *Афанасьев С.Л.* Классификация циклов геологических процессов // Сб. трудов ВЗПИ. М., 1978. С. 133–170.
3. *Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А.* Геохронологическая шкала как объект приложения астрономической модели // Вестн. МГУ. Геология. 1999. № 1. С. 12–18.
4. *Божко Н.А.* Геодинамическая инверсия в полярных системах северного и южного полушарий Земли // Вестн. МГУ. Геология. 1992. № 5. С. 27–38.
5. *Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
6. *Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск: СО РАН, 1996. 59 с.
7. *Гончаров М.А.* От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 10–14.
8. *Добрецов Н.Л.* Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 6. С. 797–800.
9. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 299 с.
10. *Котелкин В.Д., Лобковский Л.И.* Причина цикличности глобального геодинамического процесса // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 3. С. 369–371.

11. Милановский Е.Е. Пульсация Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
12. Моралев В.М., Васильев Л.Н. Фазы эндогенной активности Земли в фанерозое и компьютерное моделирование процесса эволюции // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 4. С. 3–12.
13. Пушаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С. 42–49.
14. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 184 с.
15. Трубицын В.П. Роль плавающих континентов в глобальной тектонике Земли // Физика Земли. 1998. № 1. С. 3–10.
16. Хаин В.Е. О крупных и крупнейших циклах в истории Земли // Науч. докл. высш. шк. Геол.-геогр. науки. 1958. № 1. С. 25–33.
17. Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупнейшие тектонические события и галактическая орбита // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 5. С. 594–596.
18. Хаин В.Е., Гибшер А.С., Дегтярев К.Е. Главные этапы позднепротерозойской–раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана // Тектоника Азии: Тез. совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 237–240.
19. Шатский Н.С. Об отношении кембрия и протерозоя и байкальской складчатости // Изб. труды. Т. 1. 1963. С. 581–587 (оригинал 1957).
20. Anderson D.L. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid // Nature. 1982. V. 297. P. 391–393.
21. Argand E. Sur l'arc des Alpes Occidentales // Ecl. Geol. Helv. 1916. V. 14. P. 145–191.
22. Bertrand M. Sur la déformation de l'écorce terrestre // C-r. Acad. Sci. 1892. Т. CXIV.
23. Chu D., Gordon R.G. Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southeast Indian Ridge // Nature. 1999. V. 398. P. 64–67.
24. Cogné J., Wright A.E. L'orogène cadomien // Colloque C 6. Géologie de l'Europe, 26 C. G.I. Villeneuve, d'Ascq. 1980. P. 29–55.
25. Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth a. Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. № 1–4. P. 97–108.
26. Courtillot V., Jaupart C., Manigheti J. et al. On causal links between flood basalts and continental breakup // Earth a. Planet. Sci. Lett. 1999. V. 166. P. 177–195.
27. Dewey J.F. The Wilson cycle // Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs. 1975. V. 7(1). P. 48–49.
28. Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 2625–2647.
29. Dietz R.S. Holden Reconstruction of Pangea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 4939–4956.
30. Ebinger J., Sleep N.H. Cenozoic magmatism throughout East Africa resulting from a single plume // Nature. 1998. V. 395. P. 788–790.
31. Heaman L.M. Global mafic magmatism at 2.5 Ga: Remnants of an ancient large igneous province // Geology. 1977. V. 25. P. 299–302.
32. Khain V. The role of rifting in the evolution of the Earth's crust // Tectonophysics. 1992. V. 215. P. 1–7.
33. Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ophioliti. 1977. V. 22 (2). P. 195–200.
34. Lugeon M. Trois tempêtes orogéniques. La Dent de Morcles. Livre jubilaire Centenaire Soc geol. France, 1930. P. 499–512.
35. Metcalfe I. Pre-Cretaceous evolution of SE Asian terranes // Tectonic evolution of Southeast Asia // Geol. Soc. London Spec. Publ. № 106. L: 1996. P. 97–122.
36. Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean // Geophys. J. Int. 1992. V. 109. P. 701–719.
37. Nance R.D., Worsley T.R., Moody J.B. The supercontinent cycle // Sc. Amer. 1988. V. 259. № 1. P. 44–51.
38. Rogers J.J.W. A history of the continents in the past three billion years // J. Geol. 1996. V. 104. P. 91–107.
39. Sengör A.C.M. Timing of orogenic events: A persistent geological controversy // Controversies in modern geology. N.Y.: Acad. Press, 1991. P. 405–473.
40. Sheridan R.E. Pulsation tectonics as a control on the dispersal and assembly of supercontinents // J. Geodyn. 1997. V. 23. № 3/4. P. 173–196.
41. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Borntraeger, 1924.
42. Wilson J.T. Did the Atlantic close and then reopen? // Nature. 1966. V. 211. P. 676–681.
43. Yale L., Carpenter S.J. Large igneous provinces and great dike swarms: proxies for supercontinent cyclicality and mantle convection // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 109–122.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, Ю.Г. Леонов,  
Н.А. Богданов

## Large-Scale Cyclicity in the Earth's Tectonic History and Its Possible Origin

V. E. Khain

*Institute of the Lithosphere of Marginal and Inland Seas, Russian Academy of Sciences,  
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

**Abstract**—Three major cycles are recognized in the Earth's tectonic history. They are referred to as the Wilson, Bertrand, and Stille cycles. The Wilson cycles last about 600 Ma and are related to supercontinent assembly and dispersal accompanied by the opening and subsequent closure of new oceans. The Bertrand cycles with a duration of approximately 150 Ma are related to the partial closure of the oceans in response to the collisional suturing of microcontinents and/or large volcanic arcs to their margins. The Stille cycles with a duration of approximately 30 Ma are related to orogenic events induced by collisions between volcanic arcs and continents or microcontinents. The Wilson cycles are caused by whole-mantle convection processes; the Bertrand cycles, by upper-mantle convection; and the Stille cycles, by convection in the asthenosphere.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ

© 2000 г. А. И. Суворов

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 28.02.2000 г.

По геолого-геофизическим данным на территории России и смежных регионов рассмотрены главные слои континентальной литосферы, условно именуемые вулканогенно-осадочным, гранитным, базальтовым и перидотитовым. Особое внимание уделено закономерностям их пространственного размещения и изменениям их мощностных характеристик по площади и в разрезе. В качестве наиболее распространенных структур в каждом из слоев выделены парагенезы “поднятия–депрессия”, на глубине выраженные в виде вздутий и пережимов. Показана их изменчивость от слоя к слою по основным параметрам (форма, размеры, пространственное положение, амплитуды и направления горизонтальных и вертикальных перемещений). Выявлена автономность деформаций и структурного плана каждого из слоев в целом, обусловленная неравномерным горизонтальным перемещением масс. Главным выводом произведенного анализа является утверждение об увеличении размеров выявленных структурных парагенезов и амплитуд перемещений по горизонтали и вертикали от верхнего литосферного слоя к нижнему. Высказано мнение о ведущей роли явлений конвекции и изостазии в формировании структурных парагенезов.

### Введение

Соображения в виде разного рода гипотез и предположений о слоистом строении Земли, о наличии в ней ядра и концентрически расположенных вокруг него оболочек неоднократно возникали на протяжении нескольких столетий, начиная с XVI века. В их основе были, главным образом, четыре взаимосвязанных постулата: гелиоцентризм в строении солнечной системы, сфероидальная форма Земли, ее неравномерное охлаждение и действие на ее структуру вращательных импульсов.

Фактическое обоснование слоистой структуры верхних оболочек Земли было получено в начале XX века в связи с развитием геофизических методов исследования, главным образом сейсмологии. На это время приходится открытие поверхности Мохоровичича (1909 г.), границы раздела Голицына (1916 г.), поверхности Конрада (1923 г.), гранитного и базальтового слоев (Г. Джеффрис, 1926 г.), астеносферного слоя (К.Р. Ван-Хайз, 1904 г., Дж. Баррел, 1914 г.) и слоя Гутенберга (1926 г.). Понятие же “литосфера” было введено еще в XIX в. (Э. Зюсс, 1875 г.).

Массовое сейсмическое зондирование континентальной литосферы во второй половине XX века позволило представить ее разрез в виде четырех основных слоев, условно названных (сверху вниз) осадочно-вулканогенным, гранитным, базальтовым и перидотитовым. Было выяснено также, что вещественный состав каждого из них более разнороден, а главной структурной особенностью является чередование участков с увеличенной и уменьшенной мощностью; в первых наиболее ярко выражены горизонтальное сжатие,

скупивание и подъем масс, во вторых – горизонтальное растяжение, деструкция и оседание. Высказывалось мнение и о большем числе слоев в разных регионах и частях разреза (например, от трех до пяти только в консолидированной земной коре).

Природа литосферных слоев, установленных по скачкообразным изменениям скоростей сейсмических волн, трактовалась по-разному. В частности, говорилось о стратиграфической природе слоев с изменяющимся вещественным составом (Ю.Н. Годин, 1962 г.), что они намечают фронты метаморфизма – мигматизацию, гранитизацию, базальтификацию (А.П. Виноградов, 1962 г.; Ю.В. Резниченко и И.П. Косминская, 1963 г.; А.А. Борисов, 1963 г.), что их происхождение должно быть связано с фазовыми переходами в разрезе земной коры (В.В. Белоусов, 1966 г.; Д.Х. Грин и В.Э. Рингвуд, 1967 г.); наконец, Г.Д. Афанасьев (1967 г.) объяснил субпараллельность геофизических границ изменениями физических свойств гетерогенной среды под влиянием возрастающей с глубиной нагрузки вышележащих толщ.

В 1961 г. А.В. Пейве предположил, что сейсмические границы Конрада и Мохоровичича намечают поверхности тектонического срыва и скольжения, к уровню которых, по его мнению, и приурочены резкие изменения физических свойств горных пород. А в 1967–1980 гг. он более подробно обосновал этот феномен с геологических позиций. Одновременно с этим геофизическими исследованиями была выявлена непосредственная связь сейсмических границ с пологими надвигами, наблюдаемыми на дневной поверхности (И.В. Литвиненко, 1971 г.; Г.А. Кейльман и др.,

1977 г.; Х. Миллер, 1980 г.; П. Гизе, 1980 г.; С.Н. Иванов, 1993 г. и др.). В развитие этой новой концепции о тектонической расслоенности литосферы в Геологическом институте РАН под руководством А.В. Пейве и Ю.М. Пушаровского были опубликованы три коллективные монографии [20–22].

В итоге было доказано, что: 1) в верхних частях литосферы геологическими признаками расслоенности являются сорванные покровы, системы фронтальный надвиг–тыловой раздвиг, диабазовые комплексы параллельных даек, пластические деформации, тектонические брекчии; 2) тектонические движения в твердой земной коре осуществляются двояким путем – пластическим течением вещества внутри слоев и разрывно-глыбовыми перемещениями; 3) структурный план в разрезе литосферы существенно изменяется с переходом от одного слоя к другому. По определению Ю.М. Пушаровского [21, с. 4], “тектоническая расслоенность – это результат дифференцированного по скорости субгоризонтального смещения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы, сопровождаемого срывом литопластин с образованием тектонических ансамблей сгущивания в одних местах и деструктивными процессами в других”.

В это же время в ряде обобщающих геофизических работ [1, 2, 5, 6, 13 и др.] было подчеркнуто, что наиболее существенные вариации значений и характера распределения скоростных параметров литосферы приурочены к границам крупных геологических структур и прослеживаются (с перерывами или горизонтальными смещениями) до глубин 150–200 км, что изменения мощности подкоровых слоев в разных сочетаниях (увеличение в одном слое и уменьшение в другом, ниже- или вышележащем) также намечают очертания этих структур, а общий характер изменений в каждом данном случае может служить индикатором условий их формирования при разных тектонических режимах – платформенном, геосинклинальном, орогенном и депрессионном.

Таким образом, к настоящему времени созданы все предпосылки для совместного использования геофизических и геологических данных при целенаправленных тектонических разработках.

В предлагаемой статье рассмотрены некоторые структурные особенности главных слоев континентальной литосферы, характер и амплитуды перемещений в них масс и взаимодействие одних слоев с другими по вертикальному разрезу. Статья продолжает развернутую тему [16–19] о повсеместном увеличении структурных и кинематических параметров с переходом от континентальных областей к океаническим и в континентальной литосфере от верхних оболочек к нижним.

### Перидотитовый слой верхней мантии

Нижний и наиболее мощный слой континентальной литосферы, подстилаемый астеносферой и перекрытый консолидированной земной корой, охарактеризован во многих публикациях. Отмечено его повсеместное распространение, преимущественно перидотит-эклогитовый состав и наиболее высокие плотность (до 3.3 г/см<sup>3</sup>) и скорости распространения сейсмических волн (7.9–8.4 км/с). Рассматривается он, как правило, в составе всей литосферы, и мощностные характеристики его, меняющиеся от одной крупной структуры к другой, отдельно не обсуждаются. Может быть, это связано с тем, что астеносфера под ним не имеет сплошного площадного распространения и, располагаясь пятнами на разных глубинах от 80–90 до 250–350 км, затрудняет тем самым технологию расчетов. Однако мощности перидотитового слоя могут быть вычислены при сопоставлении глубин залегания поверхности Мохоровичича и подошвы литосферы, которые приведены в ряде статей и монографий в виде таблиц, карт и схем. Пользуясь этими данными [1, 2, 4, 5, 7, 10, 11, 23], автор рассчитал мощности для многих пунктов описываемого региона и составил схему их изменений на всей рассматриваемой территории (рис. 1).

На схеме отчетливо выделяются следующие пять зон с резкими колебаниями мощностей перидотитового слоя (с юго-запада на северо-восток):

1) зона пониженных мощностей (30–60 км), охватывающая альпийский орогенный пояс (Карпаты, Кавказ, Тянь-Шань, Монгольский Алтай, Южное Забайкалье, Приморье, Сахалин);

2) зона с увеличенной мощностью до 80–115 км, куда входят Восточно-Европейская платформа, Урал, север Казахстана, Алтай, Саяны;

3) зона с мощностью 55–65 км, отвечающая Западно-Сибирской плите от Урала до Енисейского кряжа;

4) зона с мощностью 80–160 км в основании Восточно-Сибирской платформы, включая Таймыр, Забайкалье и соседние западные районы Приморья;

5) зона с мощностью 55–65 км от Верхоянья до Чукотки и Камчатки.

Наиболее мощные вторая и четвертая зоны в перидотитовом слое в разрезе имеют форму вздутый, а в плане, как показывает схема, дугообразно изогнуты, с выпуклостью в юго-западном направлении. Длина каждой из них составляет 4500–5000 км, ширина 2000–2500 км. С тыловой восточной стороны к каждой из упомянутых зон примыкает изометричная в плане и вогнутая в разрезе депрессионная зона с резко уменьшенной мощностью перидотитового слоя: в тылу Восточно-Европейско-Алтайской – Западно-Сибирская, в тылу Восточно-Сибирской – Верхоянско-Чукот-

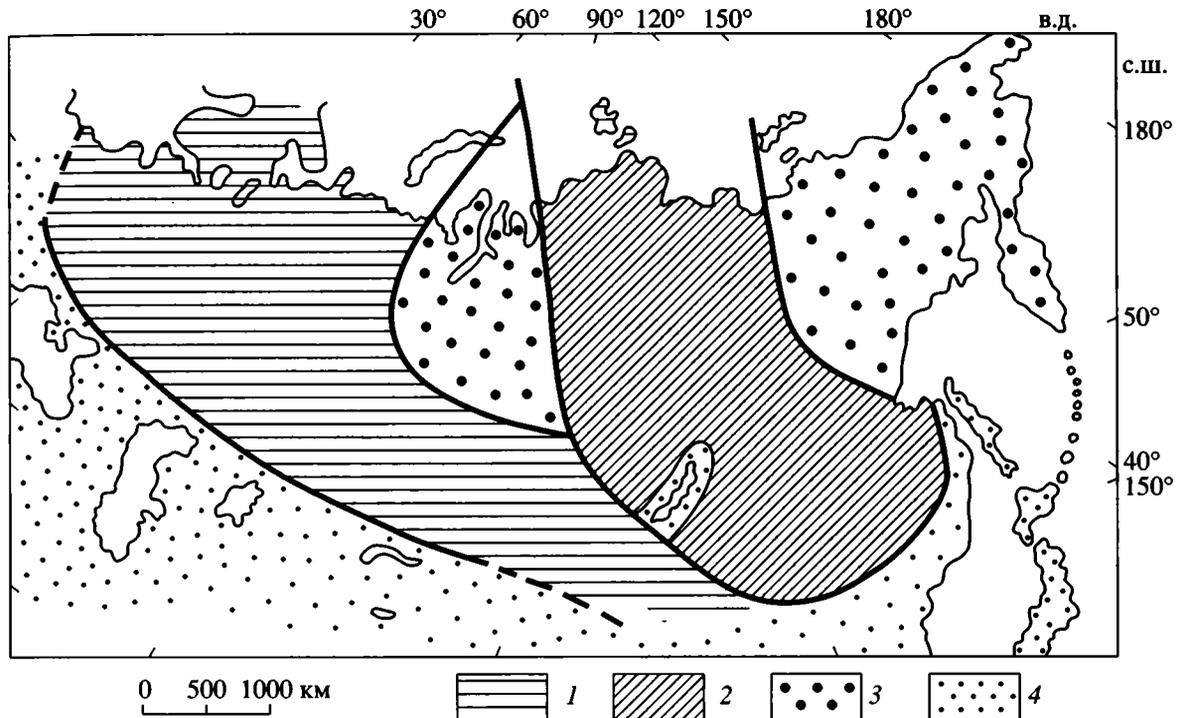


Рис. 1. Схема пространственных изменений мощности перidotитового (надстеносферного) слоя верхней мантии на территории России.

1 – от 80 до 165; 2 – от 80 до 115; 3 – от 55 до 65; 4 – от 30 до 60 км.

ская; занимаемая каждой из них площадь составляет  $2500 \times 1500\text{--}2000 \text{ км}^2$ .

В том и другом случае отчетливо намечается структурный парагенез типа “фронтальное поднятие–тыловая депрессия”, широко распространенный (при гораздо меньших размерах) в поверхностных структурах земной коры и возникающий при оттоке масс из депрессии в дугообразное поднятие, отчего в депрессии фиксируются малые, а в поднятии увеличенные мощности коры и свои генетические типы внутренних структурных форм, соответственно растяжения и сжатия [16–19].

По степени дугообразного искривления фронтального поднятия и его направленности можно судить также и об амплитудах горизонтального перемещения масс. В перidotитовом слое в основании и Восточно-Европейской, и Восточно-Сибирской платформ эта амплитуда при запад-юго-западном течении материала составляет не менее 2000 км.

Исходя из пространственных соотношений двух установленных в перidotитовом слое парагенезов (см. рис. 1), можно также предположить последующее значительное надвигание восточной тектонопары на западную, с ее перекрытием в районе Енисейского кряжа. В верхних частях земной коры, в зоне Енисейских разломов, это надвигание сопровождается запрокидыванием архейско-протерозойских пород к востоку с сохранением их блокового строения и внутренней

тектонической расслоенности до глубин 15–20 км от дневной поверхности [12].

Пространственное совпадение максимумов мощности перidotитового слоя с контурами древних Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформ, соответственно до 115 и 165 км, позволяет сделать два вывода: 1) что образование этих платформ связано с миграцией вещества верхней мантии между астеносферой и поверхностью Мохоровичича, его концентрацией и вздутием в контурах будущих платформ; 2) что временной интервал этого процесса уходит в глубокий докембрий, в Сибири начиная с раннего архея до среднего протерозоя, в Восточной Европе – в позднем архее–позднем протерозое [9], соответственно, здесь и мощность перidotитового слоя меньше.

Необходимо отметить и еще один интересный факт – что астеносферный слой пониженных скоростей сейсмических волн под платформами имеет небольшую мощность (10–40 км), а иногда полностью отсутствует, тогда как под горно-складчатыми сооружениями эта мощность более значительна, от 50–100 до 200 км и более [2, 5]; вероятно, это связано с оттоком вещества астеносферы из-под формирующихся платформ в горно-складчатые области. В нашем примере это движение от древних платформ к горно-складчатому поясу, полукружьем облегающему их с юга, происходило, по-видимому, в разные орогенические

кие эпохи палеозоя, мезозоя и кайнозоя, начавшись в докембрии, и преимущественно в южном, юго-западном и юго-восточном направлениях. По расстояниям между максимумами и минимумами мощности астеносферы амплитуда движения внутри нее по горизонтали составляет примерно 3000–3500 км, по вертикали – 50–150 км.

### Консолидированная земная кора

Консолидированная кора чаще всего подразделяется на два слоя – нижний, базальтовый, с плотностью 2.9–3.3 г/см<sup>3</sup> и скоростью распространения сейсмических волн 6.4–8.0 км/с, состоящий из пород гранулитовой фации, габбро и частично (внизу) эклогитов, и гранитный, образованный породами фации зеленых сланцев, гнейсами амфиболитовой фации и гранитами, с плотностью 2.7–2.8 г/см<sup>3</sup> и скоростью сейсмических волн 5.5–6.5 км/с [5]. Многими авторами (И.С. Вольвовский, Г.В. Краснопевцева, И.А. Соловьева, Ю.К. Щукин и др.) внутри этих слоев отмечаются размягченные более пластичные зоны “волноводов” с уменьшенными скоростями сейсмических волн. Эти зоны известны как на древних и молодых платформах, так и в складчатых областях разного возраста, с интервалами глубин 10–15, 12–17, 17–35, 25–35 км, и их можно считать одним из основных признаков “текучести” континентальной литосферы.

На территории России и смежных регионов средняя мощность базальтового слоя составляет 20–22 км с резкими колебаниями на отдельных структурах. По схематической карте изопакит, составленной Н.А. Беляевским и А.А. Борисовым [1], в пределах Восточно-Европейской платформы намечаются две тектонические зоны – западная, Балтийско-Украинская, со средней мощностью базальтового слоя в 15–20 км, и восточная, Печорско-Прикаспийская (включая Урал), где мощность уменьшена до 15–10 и местами до 5–7 км. Первая, длиной до 3000 км и шириной около 600 км, более приподнятая и имеющая дугообразно-выпуклую к западу форму, рассечена системой продольных и поперечных глубинных разломов; вторая, опущенная, в виде овала 2400 × 1800 км<sup>2</sup>, вытянута с севера на юг; она состоит из синеклиз и антеклиз с мозаичным расположением глубинных разломов. Обе зоны составляют единый парагенез [15]. Амплитуда горизонтального перетекания вещества базальтового слоя с востока на запад, из тыловой депрессии в пределы фронтального поднятия, считая от центра второй до центра первой, равна приблизительно 1000 км. Начало же процесса отвечает, скорее всего, рифейскому времени, когда возникли первые платформенные авлакогены.

В основании Восточно-Сибирской платформы и соседних районов соотношения мощностей ба-

зальтового слоя иные. По той же схеме изопакит под платформой мощность равна 10–15 км, тогда как восточнее, в Верхоянье, и южнее, в Прибайкалье и Забайкалье, она увеличивается до 20–25 км. Зона увеличенных мощностей базальтового слоя, полукружьем облегающая платформу с юго-востока, может быть интерпретирована по отношению к ней как фронтальное поднятие, куда и происходил (к юго-востоку) отток вещества базальтового слоя. Величину этого перемещения можно оценить приблизительно в 1500 км.

Еще одна “базальтовая” тектонопара намечается на юго-западе Восточно-Сибирской платформы. Сквозь глыбовую мозаику чехла здесь отчетливо проступают две взаимосвязанные структуры, одна из которых (Енисейская) представляет собой узкое, дугообразно выпуклое к юго-западу поднятие с мощностью базальтового слоя до 20–25 км, а другая (Ангаро-Тунгусская) является крупной депрессией с мощностью слоя 10–15 км, в виде овала прилегающая к Енисейскому поднятию. Здесь известно много безамплитудных глубоких швов (расколов растяжения), связанных с глубинными магматическими очагами, контролирующими излияния траппов. Горизонтальная амплитуда перетекания базальтового слоя из Ангаро-Тунгусской депрессии в пределы Енисейского поднятия по размерам этих структур не превышает 750–1000 км, о временном же его интервале можно судить по возрасту траппов (карбон–ранний триас).

Наконец, необходимо отметить систему парагенезов “поднятие–депрессия” по восточной континентальной окраине – окраинных морей и облегающих их островных дуг. По схеме Н.А. Беляевского и А.А. Борисова [1], мощность базальтового слоя в депрессиях 5–10 км, а в островных дугах 10–15 км. Неоднократно высказывалось мнение об одновременном формировании островных дуг и сопряженных с ними впадин окраинных морей, обусловленном оттоком масс из-под впадин под островные дуги в сторону Тихого океана. Отмеченное изменение мощности базальтового слоя вписывается в этот процесс, намечая амплитуду горизонтального перетекания (например, в Японской тектонопаре) величиной порядка 500–1000 км. Временной интервал отвечает возрастным рамкам формирования данного структурного парагенеза.

Мощность гранитного слоя континентальной литосферы российского региона изменяется от 6–8 до 39–40 км, а в области сочленения континентальных и океанических структур и в некоторых глубоких депрессиях (типа Прикаспийской) гранитный слой отсутствует [1, 5].

Согласно схематической карте изопакит гранитного слоя, составленной Н.А. Беляевским и А.А. Борисовым [1], на Восточно-Европейской платформе выделяются (как и по базальтовому слою) две зоны – Балтийско-Украинская и Пе-

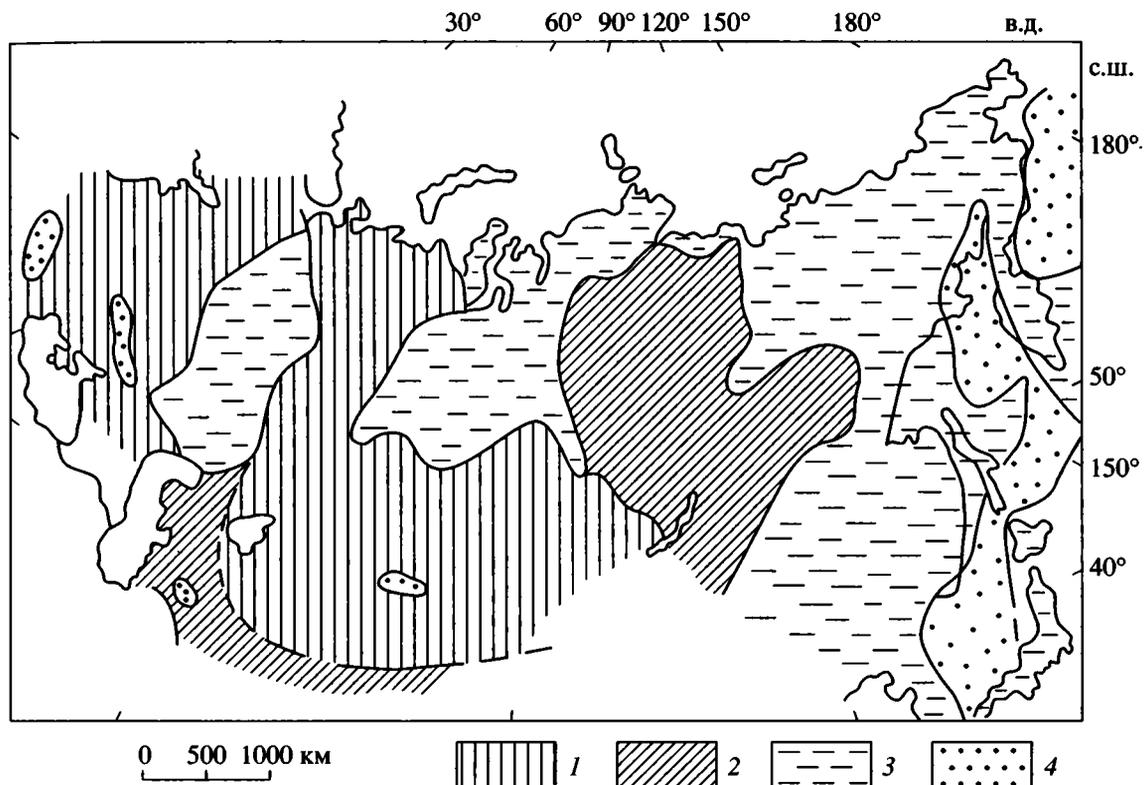


Рис. 2. Схема изменений мощности гранитного слоя консолидированной коры на территории России по схеме изоплахит Н.А. Беляевского и А.А. Борисова [1] в интерпретации автора.

1 – от 20 до 35; 2 – от 20 до 25; 3 – от 15 до 20; 4 – от 5–10 до 15 км.

чорско-Прикаспийская, с мощностью гранитного слоя, соответственно, в 20–35 и 15–20 км. Первая, по сравнению с контурами базальтового слоя, стала более рельефной, несколько расширилась и приподнялась (особенно в западной части), тогда как вторая по ширине примерно в два раза сократилась за счет воздымания Урала и перекрытия уральскими структурами восточной окраины платформы. Все это указывает на продолжающееся движение масс земной коры в западном направлении и в гранитном слое и на дальнейшую деформацию платформы при активном взаимодействии структур выявленного парагенеза.

Следующая еще более активная тектонопара “поднятие–депрессия” в гранитном слое приходится на Урал, Тянь-Шань, Казахстан и Западно-Сибирскую эпигерцинскую плиту (рис. 2). Фронтальное дугообразное поднятие составляют Урал, Тянь-Шань и Центральный Казахстан, где мощность гранитного слоя находится в пределах 20–35 км. Депрессия же приходится на Западно-Сибирскую плиту, где мощность гранитного слоя уменьшена до 15–20 км. Предполагается, что отток материала происходил из-под плиты на запад и юго-запад, обусловив отмеченную выше инверсию и интрузивный магматизм Уральской складчатой зоны и сложную систему разрывно-склад-

чатых структур Казахстана и Тянь-Шаня с широким проявлением в них гранитного магматизма. Основание же Западно-Сибирской плиты оседало, в результате чего образовалась мозаика сбросо-раздвиговых разломов и связанный с ними раннемезозойский трапповый магматизм. В последние годы [8] в средней части земной коры этого района по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования выделена зона субгоризонтального срыва амплитудой до 100–150 км, по которой произошло надвигание Западно-Сибирской плиты на восточный край Восточно-Европейской платформы и, как следствие, формирование Уральского орогена.

Процесс, судя по огромной площади охваченных им структур, происходил длительно, по крайней мере от начала герцинской орогении на Урале (в Казахстане и Тянь-Шане, возможно, еще раньше) до раннемезозойских трапповых внедрений в Западно-Сибирскую плиту и последующего формирования в ней внутренних седиментационных бассейнов. Суммарная амплитуда горизонтального перемещения гранитных масс, соответственно, также оказывается значительной, от 1000 км на запад до 1500 км на юго-запад. Здесь же отчетливо фиксируется трансформация горизонтального движения в вертикальное с составля-

ющей воздымания (по увеличению мощности гранитного слоя на Урале и в Тянь-Шане) до 15–20 км относительно срединных частей Западно-Сибирской плиты. С другой стороны, просматривается автономный характер этого движения по отношению к деформациям базальтового и особенно перидотитового слоев, с перекрытием последнего от 500 до 1200 км (см. рис. 1 и 2).

На востоке Сибири соотношения мощностей гранитного и базальтового слоев изменились на обратные. Наибольшая мощность гранитного слоя в 20–25 км пришла на Восточно-Сибирскую платформу, тогда как к востоку от нее, в Верхоянье и на западе Приморья, она сократилась до 15 км. Таким образом, в пределах Восточно-Сибирской платформы при уменьшенной мощности базальтового слоя (см. выше) в гранитном слое возникло вздутие, дугообразно выпуклое к западу, а примыкающая к нему с востока зона с увеличенной мощностью базальтового слоя в гранитном слое оказалась более тонкой, относительно опущенной. В связи с этим, по-видимому, изменилось и направление течения материала консолидированной коры – в базальтовом слое оно было направлено в восточных румбах, а в гранитном – в западных. Это также указывает на автономный характер деформаций в гранитном и базальтовом слоях.

Последняя из указанных выше зон, по тихоокеанской окраине континента, представленная сочетанием впадин окраинных морей (с уменьшенной мощностью базальтового слоя) и генетически связанных с ними островных дуг (с увеличенной мощностью базальтового слоя), по деформациям гранитного слоя изменений не претерпела. По тем же геофизическим данным, мощность последнего во впадинах составляет 10–15 км и менее, а в островных дугах – 15–20 км; нагнетание гранитного материала из-под впадин в поднятия островных дуг продолжалось в том же восточном направлении, как было намечено и по мощностям базальтового слоя.

### **Тектоническое взаимодействие слоев континентальной литосферы**

Охарактеризованные выше литосферные слои при ярко выраженной автономности движений и деформаций в каждом из них оказывают огромное влияние один на другой и в разрезе, и по площади. Особенно велико влияние более глубоких слоев на вышележащие, что нашло отражение в их толщине, пространственном расположении, в морфологии и в их региональной кинематике.

Так, на примере Евразии многими авторами прослежено закономерное усложнение рельефа поверхности Мохоровичича (*M*) в основании консолидированной коры от более древних платформенных областей к более молодым геосинкли-

нально-складчатым, в направлении на запад, юг и на восток [1, 2 и др.]. Глубина же этой поверхности в орогенах Евразии возрастает от 30–40 до 50–60 км, а под Памиром и Гималаями до 60–70 км [13]. Это может быть связано с увеличением в этих направлениях, как отмечалось выше, мощности более разогретой и пластичной астеносферы и утонением вышележащего перидотитового слоя (от 80–115–165 км на докембрийских платформах до 30–60 км в основании орогенов), что и привело к усилению глубинных деформационных импульсов на последние.

Образование дугообразных, выпуклых к западу вздутий перидотитового слоя под Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформами явилось причиной возникновения в них, начиная с рифея, системы авлакогенов и синеклиз, многие из которых характеризуются местными поднятиями поверхности *M* на 5–10 км, сокращением мощности консолидированной коры (иногда до полного выклинивания гранитного слоя) и увеличением мощности осадочного слоя, нередко с излияниями траппов [3, 5]. Особо выделяется по своей активности Байкальская рифтовая зона на южной окраине Восточно-Сибирской платформы. Здесь поверхность *M* приподнята и находится на глубине 36–37 км. К ней, как предполагается, подходит аномально горячая мантия, и установлен “нестационарный нижнемантийный тепло-массоперенос, канал которого обнаружен телесеismicким просвечиванием в Байкальском регионе” [11, с.105].

Глубинная тектоника эпигерцинских плит отражена главным образом ступенями в рельефе поверхности *M*, с их высотой от 5 до 15 км при общем изменяющемся углублении этой поверхности от 32 до 44–45 км (Западно-Сибирская плита) и от 30–35 до 50–55 км (Туранская плита); общий рельеф поверхности *M* по сравнению с древними платформами здесь выглядит более сложно [1, 5, 11].

В целом, по характеру строения поверхности *M* намечается несколько механизмов деформации вышележащих слоев земной коры: 1) плавное дугообразно-симметричное воздымание поверхности *M*; этим вызывается отток вещества консолидированной коры в соседние участки, в слое над поднятием возникает двояковогнутая (в разрезе) линза – “шейка”, а над прогнутым участком – линзообразное вздутие; 2) воздымание поверхности *M* сопровождается крутыми глубинными разломами растяжения, уходящими в верхнюю мантию; в вышележащих слоях при этом возникают грабенообразные депрессии и авлакогенно-рифтовые зоны с гидротермальными или магматическими проявлениями; 3) поднятие поверхности *M* происходит асимметрично, на пологой его части обособляются наклонные отражающие площадки сейсмических волн, которые поло-

го воздымаются и в приповерхностных горизонтах сливаются, как было отмечено выше, с надвигами.

К этому необходимо добавить, что глубинные деформации базальтового, гранитного и осадочно-вулканогенного слоев континентальной литосферы осложняются крайне неравномерным, прерывистым течением масс с неоднократной трансформацией горизонтальных движений в вертикальные и, наоборот, вертикальных в горизонтальные, чему немало способствует реологическая неоднородность коры и наличие в ней разных по глубине, плотности, размерам и пластичности волноводов. Вследствие этого каждый из слоев приобретает видимый буквально на всех сейсмических профилях волнистый стиль строения с чередованием линзообразных вздутий и пережатых “шеек”, отличающихся по протяженности, мощности и по форме, безразломных или рассеченных то вертикальными, то наклонными и (или) горизонтальными тектоническими поверхностями, достигающими на глубине подошвы земной коры, или поверхности Конрада, или кровли гранитного слоя, с увеличением их количества (плотности) от нижних горизонтов к верхним.

В итоге возникают разнообразные по возрасту и строению парагенезы структур нескольких порядков с наложением одних на другие, и ретроспективу их образования и развития в деталях восстановить пока трудно. Поэтому в настоящей статье мы на примерах Урало-Монгольского складчато-глыбового пояса отметим лишь начальные стадии формирования базальтового и гранитного слоев (в геологическом смысле) и позднюю стадию, когда они, деформируясь, обуславливают перемещения и деформации в верхнем вулканогенно-осадочном слое (рис. 3).

В Центральном Казахстане и Тянь-Шане [14, 15] самый ранний парагенез “поднятие–депрессия” в коре возник в докембрии при формировании базальтового слоя. Поднятие было представлено выпуклой к западу структурной дугой Кокчетав–Улутау–Северный Тянь-Шань (см. 12 на рис. 3), фундамент которой слагали гнейсово-амфиболитовые, кварцит-порфиroidные и диабазовые породы, позже метаморфизованные и гранитизированные, чехол был образован рифейско-нижнепалеозойскими яшмо-диабазовыми и флишоидными породами; дуга простиралась на 2000 км при ширине 300–400 км. С востока к ней примыкала Джунгаро-Балхашская впадина (см. 16–18 на рис. 3) изометрично-овальной формы, с поперечником не менее 1000 км, выполненная эффузивами спилит-кератофирового ряда и кремнисто-карбонатно-терригенными толщами, сливающимися, по геофизическим данным, непосредственно с базальтовым субстратом.

В связи с интенсивным формированием гранитного слоя в девоне–позднем палеозое в Центральном Казахстане возникает новый парагенез

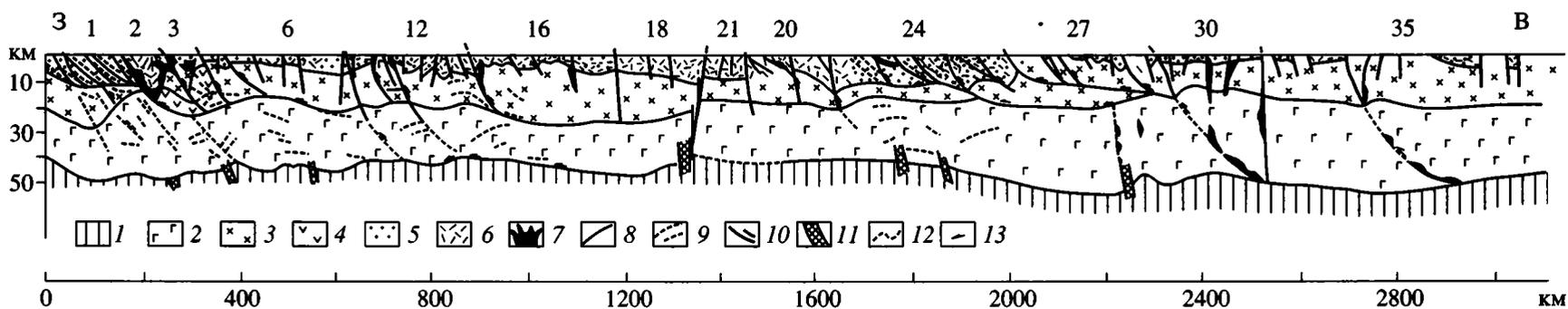
“поднятие–депрессия”. На западной окраине Джунгаро-Балхашской впадины, параллельно Кокчетав–Улутау–Северо-Тяньшаньской дуге, образуется также дугообразное, выпуклое к западу Атасу–Тектурмасское поднятие длиной порядка 1000 км и шириной около 200 км, к которому с востока примыкает Токрау–Северо-Балхашская впадина до 300 км в поперечнике. В пределах поднятия в позднем палеозое локализуется протяженный гранитоидный пояс, во впадине же возникает главная масса вулканических очагов с излияниями лав среднего и кислого состава.

С переходом от базальтового слоя к гранитному, таким образом, размеры возникающих структурных парагенезов существенно уменьшаются, амплитуда горизонтального перетекания масс коры от тыловых впадин к фронтальным поднятиям сокращается и более наглядной становится трансформация горизонтального движения в вертикальное.

В верхнем, вулканогенно-осадочном, слое земной коры в тектоническом рельефе Урало-Монгольского пояса возникает серия более мелких (длиной и шириной в сотни километров) парагенезов “поднятие–депрессия”, наложившихся на сооружения гранитного и базальтового слоев. Фиксируются многочисленные сопряжения приподнятых и опущенных глыб, сформированных в среднем–позднем палеозое, позднем палеозое–мезозое и в мезозое–кайнозое, с превышением одна над другой по средней мощности стратиграфического разреза до 3–3.5 км, каждая со своим структурным рисунком регматической сети на поверхности [18].

Произведенное автором многолетнее комплексное изучение регматической сети в целом ряде глыб и литосферных пластин Урало-Монгольского пояса позволило выявить и увязать с особенностями глубинного строения три типа пространственного рисунка этой сети: 1) – линейный преимущественно остроугольно-перекрестный рисунок с одним-двумя направлениями разломов и их плотностью 0.03–0.15 км/км<sup>2</sup>; 2) – мозаичный обычно разноугольно-перекрестный рисунок с несколькими главными направлениями (от 3 до 7) и плотностью 0.02–0.05 км/км<sup>2</sup>; 3) – промежуточный рисунок с двумя-тремя главными направлениями и плотностью 0.03–0.07 км/км<sup>2</sup>.

Подставляя одна другую по простиранию, коровые глыбы образуют протяженные конструктивно-деструктивные зоны дугообразной в плане формы, подчеркнутой выпуклыми к западу граничными наклоненными в восточных румбах разломами. Всего выявлено с запада на восток семь таких наиболее крупных зон (см. рис. 3): Западно-Уральская (1, 2), Урало-Тургайская (3, 6), Улутау–Сырысу–Тенизская (12), Центрально-Казахстанская (16, 18, 21), Чингиз–Зайсанская (20, 24), Западно-Монгольская (27, 30) и Хангай–Хэн-



**Рис. 3.** Продольный геолого-геофизический профиль Урало-Монгольского пояса от Мугоджар на западе (1, 2, 3) до хр. Хэнтей на востоке (35), между параллелями 48 и 52° [18].

1 – верхняя мантия; 2–6 – слои: 2 – базальтовый, 3 – гранито-гнейсовый, 4 – гранито-гнейсовый более основного состава, 5 – осадочный, 6 – вулканогенно-осадочный; 7 – ультрабазиты; 8 – главные поверхности раздела; 9 – отражающие площадки, вероятно, дизъюнктивной природы; 10 – поверхности срыва, надвиги, взбросы и сбросы; 11 – предполагаемые зоны дробления в кровле верхней мантии; 12 – поверхности наслоения; 13 – направление перемещений.

1–35 – глыбовые структуры на дневной поверхности.

тейская (35). Каждая из них состоит из двух частей – приподнятой фронтальной и опущенной тыловой, соответственно с сокращенными и более полными разрезами отложений палеозоя или мезозоя и кайнозоя и со своими структурными рисунками дизъюнктивных линий, отличающимися от соседних.

В качестве наиболее характерного примера приведем краткое описание Центрально-Казахстанской тектонопары позднепалеозойского возраста, состоящей из Атасу-Илийского дугообразного поднятия (см. 16 на рис. 3) и Токрау-Баканаской линзовидной депрессии (см. 18, 21 на рис. 3). Строение поднятия чешуйчато-глыбовое, с фронтальным надвиганием к западу и северо-западу по разломам Успенской и Спасской зон и проявлением сдвигов Шидертинской и Джалаир-Найманской зон по флангам; эта часть герцинид имеет форму утолщенной аллохтонной пластины, надвинутой на среднепалеозойскую Сарысу-Тенизскую депрессию на 150–200 км. В отличие от фронтального поднятия, тыловая Токрау-Баканаская депрессия представляет собой зону растяжения с мозаичным разноугольно-перекрестным структурным планом и с широким развитием магмопроводящих сбросов и сбросо-раздвигов.

Привлекает внимание удивительная соразмерность амплитуд горизонтальных перемещений в рамках Центрально-Казахстанской тектонопары. Минимальная суммарная амплитуда Успенско-Спасских надвигов составляет 75–100 км; амплитуда сдвигового растаскивания линзовидных глыб в полосе между Джалаир-Найманским и Атасульским разломами равна 100–150 км; величина перекрытий каледонских структур герцинскими в Атасульском районе находится в пределах 150–200 км; ширина Токрауской раздвиговой зоны в тылах Успенско-Спасской надвиговой системы колеблется от 75 до 150 км.

Глубина поверхностей Мохоровичича и Конрада под Атасу-Илийским поднятием составляет, соответственно, 40–45 и 26–28 км, под Токрау-Баканаской депрессией – 42–50 и 18–28 км. От поднятия к депрессии мощность базальтового слоя изменяется от 18 до 22 км, гранитного от 26 до 10–20 км. В соответствии с положением отражающих площадок сейсмических волн взбросы и надвиги Атасу-Илийского поднятия сверху вниз имеют тенденцию выволакиваться к поверхности Конрада, в тыловой же депрессии некоторые из разломов, например, Центрально-Казахстанский, пересекают кору на всю ее мощность при вертикальной амплитуде до 5–6 км.

По совокупности геолого-геофизических данных по всем семи вышеуказанным примерам Урало-Монгольского пояса намечаются следующие закономерности. Деформации гранитного слоя полностью обуславливают структурный план и геодинамику приповерхностных разломов,

которые над раздувами этого слоя формируются в условиях горизонтального сжатия и воздымания этого участка с развитием остроугольно-перекрестных рисунков из надвигов, взбросов и шарьяжей, а над пережимами гранитного слоя – в условиях горизонтального растяжения и проседаний с преобладанием сбросов и раздвигов. Глубина всех этих дизъюнктивных нарушений ограничивается, главным образом, поверхностью Конрада, достигая в тыловых депрессиях поверхности Мохоровичича.

Деформации базальтового слоя и консолидированной коры в целом приводят к образованию в верхах более грубых, массивных глыбовых структур с разнообразными, от линейных остроугольно-перекрестных до мозаичных разноугольно-перекрестных, рисунками регматической сети и преобладанием над выступами кровли верхней мантии радиальных дизъюнктивных нарушений, нередко переходящих в мантию, а над понижениями – радиальных и тангенциальных, нередко сливающихся во втором случае с поверхностями Конрада и Мохоровичича; первые формируются в условиях горизонтального растяжения, вторые – горизонтального сжатия.

Произведенное сопоставление кривых мощности базальтового слоя и отложений нижнего палеозоя в разрезе земной коры Урало-Монгольского пояса по продольному профилю (рис. 4, см. рис. 3) показало их былую сходимость (намечено, например, три минимума и три максимума мощностей в обоих случаях), впоследствии, однако, нарушенную перетеканием вещества базальтового слоя в западном направлении. Амплитуда этого движения (750–1000 км) превышает амплитуды горизонтальных сдвиго-надвиговых перемещений, зафиксированных на дневной поверхности.

### Заключение

Приведенные в статье геолого-геофизические данные о строении континентальной литосферы, накопленные за последние десятилетия, подтверждают и дополняют концепцию о ее тектонической расслоенности. На территории России и в смежных регионах литосфера состоит из четырех главных слоев – вулканогенно-осадочного, гранитного, базальтового и перидотитового (надастеносферного), разделенных прерывистыми полого наклоненными и горизонтальными тектоническими поверхностями и состоящих, в свою очередь, из достаточно многочисленных реологически неодинаковых, также прерывистых и разноглубинных пластов и пропластков, отличающихся по толщине и пластичности, с большим количеством вертикальных сбросов и сбросо-раздвигов.

Послойные движения вещества в такой гетерогенной среде неравномерны по скорости и мас-

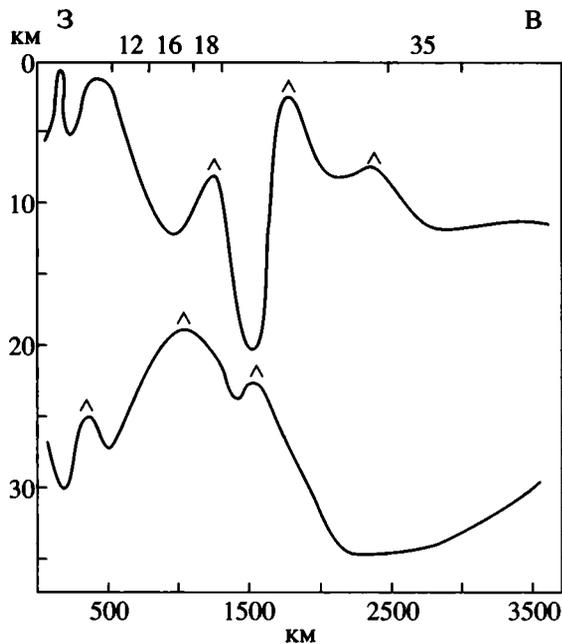


Рис. 4. Схема соотношений мощности стратифицированных отложений нижнего палеозоя (верхняя кривая) и базальтового слоя в глыбовых структурах Урало-Монгольского складчатого пояса.

Галочки показывают сопоставляемые отрезки кривых.

штабам, создавая в каждом из трех нижних слоев сопряженные вздутия и пережимы, а в верхнем слое – имитирующие их поднятия и депрессии. Такие сочетания морфологических форм распространены повсеместно и являются, вероятнее всего, генетически взаимосвязанными. Говоря другими словами, каждая система “вздутие–пережим”, “поднятие–депрессия” составляют устойчивые парагенезы, обусловленные оттоком вещества в каждом слое из негативной части в позитивную, которые характеризуются, соответственно, увеличенной и сокращенной мощностью.

В процессе исторического развития на мощность отдельных структур могут влиять и другие факторы, например, эрозия или приток глубинного вещества в виде так называемых плюмов,

напрямую не связанные с горизонтальными движениями, но это, тем не менее, принципиально не нарушает повсеместно наблюдаемую морфологию выявленных парагенезов и их природу как результат горизонтального послойного течения масс. Общий характер этого течения с его неоднократной трансформацией от горизонтального в вертикальное и его структурные результаты вместе с тем существенно изменяются с переходом от слоя к слою, намечая четкие закономерности.

Как показывает прилагаемая ниже таблица, размеры парагенеза “поднятие–депрессия” от верхнего литосферного слоя к нижнему в пределах поднятий увеличиваются от сотен до нескольких тысяч километров по длине и от первых сотен до первых тысяч километров по ширине; аналогичным образом изменяются и размеры депрессий, неуклонно увеличиваясь с глубиной.

Соответственно, от верхнего слоя к нижнему увеличивается и амплитуда перемещений масс, определяемая для горизонтальной составляющей по расстоянию между наибольшими и наименьшими значениями мощности в каждой паре “поднятие–депрессия”, а для вертикальной – по разнице мощностей в их пределах. В первом случае, по горизонтали, она увеличивается от 100–400 км в верхнем слое до 2000 км в нижнем; во втором случае, по вертикали, от 3–6 км до 25–50 км в основании литосферы. По разрозненным данным, горизонтальные движения масс в астеносфере составляют 3000–3500 км, вертикальные – 50–150 км.

Подобные возрастающие по площади и амплитуде перечисленных параметров изменения были отмечены и в плане, по сфере Земли, от континентальных структур к переходным и к океаническим [19].

Необходимо подчеркнуть, что движения и характер возникающих структур в каждом из литосферных слоев далеко не идентичны. Не будучи равными по амплитуде и одинаковыми по структурным результатам, они могут отличаться и по азимутальным направлениям, которые изменяются в некоторых случаях от 45°–90° до 180°. В то же время намечается прямая зависимость деформаций каждого вышележащего слоя от нижеле-

Послойные параметры в парагенезах “поднятие–депрессия” континентальной литосферы (1–4) и астеносферы (5)

Название и № слоя	Площадные размеры, км				Амплитуды движений, км	
	Поднятия		Депрессии		Горизонтальная составляющая	Вертикальная составляющая
	Длина	Ширина	Длина	Ширина		
1. Вулканогенно-осадочный	До 1000	200	500–1000	300–500	100–400	3–6
2. Гранитный	1000–3000	200–600	300–2000	300–800	300–1500	5–15
3. Базальтовый	2000–3000	400–600	1000–2400	1000–1800	1000–1500	10–15
4. Перидотитовый	4500–5000	2000–2500	2500	1500–2000	2000	25–50
5. Астеносфера					3000–3500	50–150

жащего, постепенно усиливающаяся с глубиной по мере увеличения нагретости и пластичности перемещаемых масс. Главную причину всех этих соотношений и процесса в целом автор видит в совместном действии на гетерогенную литосферу явлений конвекции и изостазии.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
2. *Беляевский Н.А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 431 с.
3. *Безр М.А., Краснопецева Г.В., Шукин Ю.К.* Условия формирования и особенности глубинного строения осадочных бассейнов платформенных областей Европы. Ст. 2. Особенности глубинного строения осадочных бассейнов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 41–46.
4. *Бугаевский Г.Н., Нерсесов И.Л., Рогожина В.А.* Горизонтальные неоднородности верхней мантии в Центральной Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 6. С. 21–27.
5. *Вольвовский Б.С.* Литосфера и астеносфера Земли. М.: РАН, Нац. геофиз. ком., 1996. 228 с.
6. *Вольвовский И.С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973. 208 с.
7. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М.: АН СССР, 1986.
8. *Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н.* Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования // Геотектоника. 1998. № 4. С. 3–18.
9. *Кратц К.О., Митрофанов Ф.П.* О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становление и тектоническая эволюция // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Недра, 1980. С. 147–169.
10. *Леви К.Г., Лысак С.В.* Термальная эволюция и мощность литосферы континентов // Основные проблемы сейсмоструктоники. М.: Наука, 1986. С. 69–78.
11. Основные черты структуры и динамики литосферы Сибири по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 1990. 116 с.
12. *Постельников Е.С., Мусеибов Н.И.* Строение фундамента байкалид юго-западной окраины Сибирской платформы // Геотектоника. 1992. № 6. С. 37–51.
13. *Рябой В.З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
14. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
15. *Суворов А.И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 214 с.
16. *Суворов А.И.* Региональные тектонопары как основа внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 5. С. 1154–1157.
17. *Суворов А.И.* Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар) // Геотектоника. 1978. № 2. С. 3–18.
18. *Суворов А.И.* Соотношения глыбовых поверхностных и глубинных структур Урало-Монгольского складчатого пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 3–16.
19. *Суворов А.И.* Структурный фактор в диагностике и оценке амплитуд крупных литосферных перемещений // Проблемы геодинамики литосферы (к 90-летию А.В. Пейве). М.: Наука, 1999. С. 110–124.
20. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
21. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 294 с.
22. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 114 с.
23. *Чермак В.Г.* Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы территории СССР // Физика Земли. 1982. № 1. С. 25–38.

Рецензенты: С.В. Руженцев, Ю.М. Пуцаровский

## Tectonic Layering and Tectonic Motions in the Continental Lithosphere

A. I. Suvorov

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

**Abstract**—Geological and geophysical data from Russia and adjacent territories are used to discuss the major crustal layers of the continental lithosphere, which are conventionally referred to as a volcanic-sedimentary, a granite and a peridotite layer. This study was focused on the regularities of their spatial distribution and of the lateral and vertical variations of their thickness. In each layer, a paragenetic combination of “uplift-depression” structures has been recognized as the most common case, being expressed at depth by swells and pinches. Variations of the main parameters of these structural combinations (shape, size, spatial distribution, distance and direction of lateral and vertical motion) are shown for each layer. The independence of deformations and structural patterns in each individual layer parented by an irregular lateral mass transfer is revealed. The principal conclusion from this analysis is that sizes of the revealed paragenetic combinations and distances of lateral and vertical motions increase downward from layer to layer. The leading role played by convection and isostasy in the origin of the structural combinations is advanced as our view.

УДК 551.24:551.71:552:550.42:552.31(470.22)

## АРХЕЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ КАРЕЛИИ; ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

© 2000 г. С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова,  
Л. К. Левский, А. В. Коваленко

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2*  
Поступила в редакцию 03.03.99 г.

На основе анализа новых, а также имеющихся опубликованных геологических, петрологических, геохронологических и изотопных данных для магматических пород Карелии выделены три главных архейских домена: древние Водлозерский и Западно-Карельский и разделяющий их Центральнo-Карельский. Их сравнение показало, что на этапе 3.0–2.9 млрд. лет Водлозерский и Западно-Карельский домены представляли самостоятельные террейны. Породы Водлозерского террейна формировались в интервале 3.5–2.7 млрд. лет. Все породы, включая граниты с возрастом 2.7 млрд. лет, расположенные в пределах этого террейна, имеют отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и модельный неодимовый возраст 3.6–3.1 млрд. лет, указывающий на древний возраст глубинных частей коры – уровня формирования гранитоидных магм. Зеленокаменные пояса, расположенные в краевых частях Водлозерского террейна, относятся к различным геодинамическим типам: островодужным, образованным на континентальной коре и во внутриконтинентальных рифтах. Западно-Карельский террейн на современном срезе сложен породами, имеющими возраст 2.85–2.7 млрд. лет и отрицательные или близкие к нулю значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  гранитоидов и кислых вулканитов, которые свидетельствуют о древнем (>3 млрд. лет) возрасте глубинных частей коры. Костомукшская зеленокаменная структура, расположенная в центре этого террейна, относится к структурам внутриконтинентальных рифтов. Водлозерский и Западно-Карельский террейны разделены более молодым Центральнo-Карельским доменом. Большая часть домена сложена гранитоидами и мигматитами с возрастом 2.8–2.7 млрд. лет; изотопный состав Nd гранитоидов указывает на отсутствие длительной коровой предистории этих пород, т.е. на вероятное отсутствие древних пород на уровнях формирования гранитоидов. Ассоциация пород, слагающих домен, позволила интерпретировать его как позднеархейскую островодужную систему. На севере домен граничит с Беломорским террейном, основные геологические события в котором имели место  $2.7 \pm 0.05$  млрд. лет назад. Северная часть Центральнo-Карельского домена на этом этапе представляла собой активную континентальную окраину.

### Введение

Архейские породы на Балтийском щите развиты в пределах трех традиционно выделяемых структур: Кольской, Беломорской и Фенно-Карельской, в которых представлены как глубоко метаморфизованные (гранулито-гнейсовые), так и менее метаморфизованные (гранит-зеленокаменные) комплексы пород. Наиболее крупной структурой является Фенно-Карельский кратон, архейская инфраструктура которого известна как Карельская гранит-зеленокаменная область.

В пределах Карельской гранит-зеленокаменной области для архейского этапа выделяются два главных типа структур: зеленокаменные пояса и разделяемые ими гнейсо-гранитные ареалы. Геологические и геохронологические исследования последних лет позволили установить разновозрастность и разнотипность как зеленокаменных поясов, так и гнейсо-гранитных ареалов [68, 69, 72, 78, 82, 91]. По данным глубинного сейсмического зондирования, базиты всех зеленокаменных поясов выклиниваются, не достигая глубины 10 км, а гранитоидные породы прослеживаются

до глубин по крайней мере 25 км [12]. Зеленокаменные пояса различаются не только временем, но и тектоническими условиями формирования. Так, часть поясов (например, Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс) рассматривается в качестве внутриконтинентальных рифтов [20]. Для ряда зеленокаменных поясов высказано представление об их островодужной аккреционной природе [11, 72]. Кроме того, предложена модель, в соответствии с которой мафиты зеленокаменных поясов представляют фрагменты океанической коры, надвинутые на окраины континента [77]. Предполагается также, что супраконтральные серии некоторых поясов сформировались на континентальной коре [78]. Гетерогенность строения Карельской гранит-зеленокаменной области выявляется и при учете возраста глубинных сечений коры, устанавливаемого путем анализа изотопной геохимии гранитоидов [50]. Он базируется на модельном Sm-Nd возрасте ненарушенных метасоматическими процессами систем и соответствует, как правило, возрасту материала, из которого на глубине выплавлен гранит. В случае контами-

нации или смешения магм на модельный возраст (и соответственно на  $\epsilon_{Nd}$ ) влияет возраст контаминанта.

В данной работе предпринята попытка выделить на территории Карельской гранит-зеленокаменной области основные блоковые структуры архея, соответствующие в современной литературе террейнам. Термин "террейн" используется нами как описательный для структур, характеризующихся самостоятельным развитием, как это было предложено Д. Давером [57], и не включает тектонической интерпретации. Для каждого террейна на основе анализа геологических взаимоотношений, возраста, петрологии и изотопной геохимии слагающих его пород устанавливается присущая ему геологическая эволюция.

Sm-Nd данные, использованные при анализе террейнов, частично заимствованы из литературы [5, 18, 37, 59, 60, 71, 73, 77, 88], но значительная часть получена в ИГГД РАН при участии авторов (табл. 1, а также [20, 22, 50, 68]). Приводимые в табл. 1 значения модельного возраста  $T_{DM}(Nd)$  рассчитаны по модели С. Голдштейна и С. Якобсена [58]. По этой же модели пересчитаны все использованные опубликованные данные.

### Характеристика доменов

Анализ имеющихся геологических, петрологических и геохимических данных позволяет выделить для территории Карелии в позднем архее три основных домена: Водлозерский, Западно-Карельский и расположенный между ними Центрально-Карельский (рис. 1). Контуры первых двух доменов примерно соответствуют выделенным ранее на основании анализа гравитационного и магнитного полей Онежскому и Центрально-Карельскому сегментам земной коры [12].

#### *Водлозерский домен*

Все надежно выделенные на Балтийском щите районы, сложенные породами с возрастом более 3.0 млрд. лет, т.е. более древними, чем большая часть зеленокаменных поясов, располагаются в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области (табл. 2) [50]. При этом значительные объемы таких пород находятся в Юго-Восточной Карелии в пределах Водлозерского блока. Они обнаружены в центральной и краевых частях блока, на его границах с зеленокаменными поясами. В центральной части они представлены неоднократно метаморфизованными и деформированными гнейсами и амфиболитами р. Водлы [25, 44] и тоналитами Лай-ручья [68]. В обоих районах древние породы прорваны более молодыми архейскими базитами и гранитоидами [20, 68]. Вблизи границ с зеленокаменными поясами древние породы были обнаружены в двух местах. На

северо-западе домена, в среднем течении р. Выг, на контакте с Южно-Выгозерским зеленокаменным поясом [68] они представлены мигматитами, тоналитами и гранодиоритами. На западе Водлозерского домена, у контакта с Палаламбинским зеленокаменным поясом древние (3.1 млрд. лет) [30] породы представлены тоналитами, деформированными, метаморфизованными и мигматизированными совместно с толеитами и коматитами более молодого зеленокаменного пояса.

Результаты определения изотопного состава неодима продемонстрировали, что тоналиты и гнейсы, имеющие возраст 3.1–3.2 млрд. лет, сформированы при участии еще более древних источников. Модельный неодимовый возраст для этих пород варьирует в интервале 3.2–3.6 млрд. лет (рис. 2). Это согласуется с данными о древнем (около 3.5 млрд. лет) возрасте протолита гнейсов, полученном U-Pb методом по цирконам [44].

Древний (более 3 млрд. лет) модельный Nd возраст определен и для большей части гранитов за пределами Водлозерского блока, в зоне развития зеленокаменных поясов западного и северо-западного обрамления блока, а также в южной части Беломорского складчатого пояса, к юго-востоку от г. Беломорска (см. табл. 1, рис. 1).

В строении ряда районов Центральной Карелии, примыкающих к Водлозерскому блоку на западе, участвуют плутонические комплексы, имеющие возраст 2.7–2.9 млрд. лет. К ним относятся районы системы озер Остер–Вожема и слияния рек Суны и Семчи. В первом из этих районов плутонические породы прорывают метабазальты и метаандезиты Остерского зеленокаменного пояса. Модельный неодимовый возраст тоналитов, плагиопорфиров и гранитов варьирует в интервале 3.1–3.6 млрд. лет; соответственно, эти породы имеют отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Древний (3.2 млрд. лет) модельный возраст и значение  $\epsilon_{Nd}(t)$ , равное  $-1$ , получены и для гранитов района р. Суны, прорывающих тоналиты, которые, в свою очередь, прорывают метавулканиты Семченского зеленокаменного пояса. Таким образом, можно предполагать, что и в этих районах на более глубоких уровнях коры присутствуют породы древнее 3.1 млрд. лет. Это согласуется с древним возрастом ряда зеленокаменных поясов Центральной Карелии, о чем будет сказано ниже.

Детальные геологические и изотопные исследования в северо-западном обрамлении Водлозерского блока показали, что среди гранитоидов, развитых к западу от Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, присутствуют тоналиты с возрастом цирконов 3.0–3.1 млрд. лет, т.е. более древние, чем базальты пояса (см. табл. 3). Модельный неодимовый возраст этих тоналитов равен 3.2 млрд. лет. Древний модельный возраст (3.3 млрд. лет) получен и для тоналита в непо-

Таблица 1. Sm-Nd данные для архейских пород Карелии

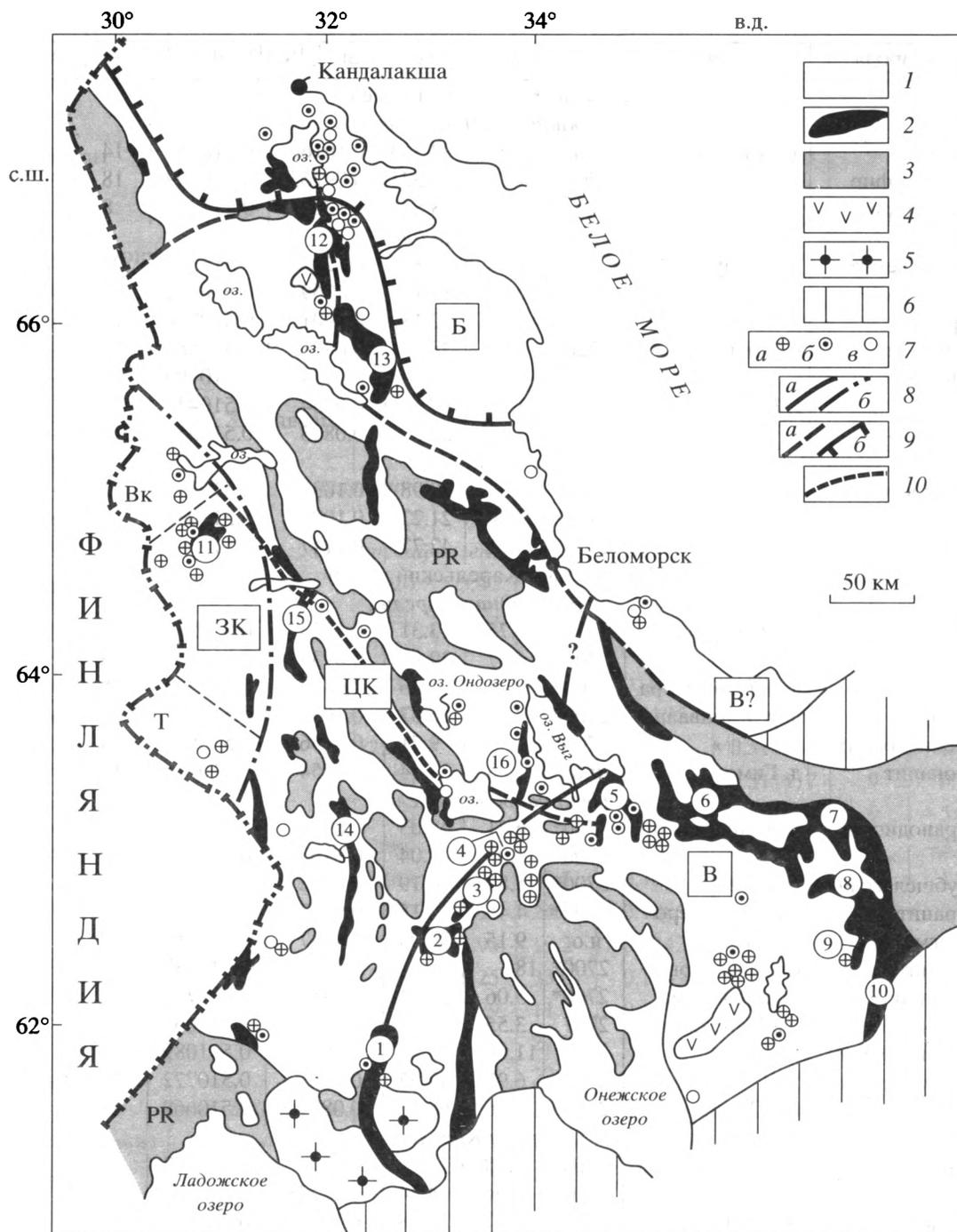
Образец	Порода	Район	$T_{Zr}$	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma_{изм}$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{DM}$
<b>Водлозерский домен</b>										
<b>Центральная часть домена (Водлозерский блок)</b>										
96г/85	тоналит	р. Выг	3150	3.18	19.02	0.1016	0.510625	9	-0.7	3409
97а/85	»	р. Выг	3150	3.23	23.9	0.0819	0.51004	24	-4.3	3569
25а/85	»	оз. Черное	2970	3.15	17.09	0.112	0.511188	16	4.2	2925
14-г/84	гранодиорит	р. Калья	2903	2.95	17.29	0.1033	0.510963	16	2.3	3002
112/84	гранит	р. Винела	2700*	2.49	17.95	0.0838	0.510471	16	-3.1	3124
14-/2/80	гнейс	пос. Шальский	2700*	6.72	46.28	0.0881	0.51085	8	2.9	2777
<b>Краевые части домена</b>										
<i>Хаутаваарский зеленокаменный пояс</i>										
651	граносиенит	пос. Хаутаваара	2700*	7.3	45.5	0.0965	0.510836	8	-0.3	2992
95/86	гранодиорит	г. Чалка	2745	6.18	38.75	0.0967	0.510761	13	-1.3	3093
<i>Палаламбинский зеленокаменный пояс</i>										
109/74	трондьемит	р. Лижма	2850*	4.14	26.9	0.0929	0.510552	13	-2.6	3256
<i>Остерский зеленокаменный пояс</i>										
712/74	андезит	оз. Остер	3020	5.42	30.09	0.1092	0.511003	8	2.2	3113
1236/75	»	»	3020	6.39	28.74	0.1349	0.511672	20	5.2	2845
1263/75	»	»	3020	5.97	35.86	0.1009	0.510802	17	1.5	3153
1506-11/75	тоналит	»	2950*	1.74	10.73	0.0985	0.510771	9	0.9	3128
6-/95	дацит	»	2900*	3.71	18.82	0.1195	0.510973	22	-3.7	3497
9-/95	Пл-порфир	»	2830	6.94	39.71	0.106	0.511045	15	2.0	2962
1362/75	»	»	2830	5.24	27.84	0.1141	0.511117	9	0.4	3093
14з/95	»	»	2830	6.68	31.67	0.128	0.511094	9	-5.1	3629
241/96	гранит	»	2880	3.78	18.3	0.1253	0.511131	9	-2.9	3457
1116/75	»	»	2880	3.75	20.5	0.111	0.511102	13	1.8	3022
239/96	»	»	2880	4.31	24.1	0.1081	0.510952	10	0	3152
251/96	»	»	2700*	3.95	19.2	0.1243	0.511133	11	-0.4	3085
231/95	»	»	2700*	6.25	33.01	0.1149	0.511147	12	-0.7	3072
221-1/96	»	»	2700*	2.29	11.39	0.1219	0.511122	13	-1.7	3185
Б6/15	»	»	2700*	4.95	27.92	0.1075	0.510975	12	-1.5	3103
1800/75	»	»	2700*	3.21	27.51	0.0708	0.510142	17	-5	3187
424/97	»	дер. Чебино	н.о.	2.8	16.18	0.105	0.51098	14	н.о.	3025
424-3/97	пегм. гранит	»	н.о.	1.42	9.08	0.095	0.51094	14	н.о.	2823
424/4/97	тоналит	»	н.о.	3.09	18.29	0.1026	0.510824	14	н.о.	3171
424/2/97	»	»	н.о.	1.82	9.83	0.1122	0.51108	17	н.о.	3090
424-5/97	»	»	н.о.	2.48	12.85	0.1169	0.511065	12	н.о.	3262
60/98	гранит	ст. Медгора	2700*	6.43	40.13	0.0969	0.510649	15	-4.1	3242
1-/97	тоналит	р. Кумса	н.о.	3.98	23.38	0.1032	0.510608	24	н.о.	3480
420/97	»	9-й шлюз	3100*	2.58	11.23	0.1396	0.511513	17	0.9	3346
419/97	гранит	оз. Хижозеро	2700	7.5	31.02	0.1461	0.511785	9	1	3061
295/97	»	»	2700	10.19	77.51	0.0794	0.510611	2	1.2	2866
260/97	гранодиорит	»	2700	16.48	104.6	0.0956	0.510928	16	1.8	2853
<i>Южное Беломорье</i>										
110/83	тоналит	дер. Колежма	н.о.	1.7	10.12	0.102	0.510899	15	н.о.	3053
673	граносиенит	дер. Подумезье	2700*	17.03	101	0.1013	0.511091	12	3	2779

Таблица 1. Окончание

Образец	Порода	Район	$T_{Zr}$	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma_{изм}$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$T_{DM}$
<b>Западно-Карельский домен</b>										
<i>Вокнаволоцкий блок</i>										
198г/80	гнейс	д. Вокнаволок	н.о.	3.74	22.303	0.10166	0.510987	14	н.о.	2926
2056/80	лампрофир	»	2700	14.107	92.321	0.09265	0.510709	18	-1.5	3055
253/80	Пи-диорит	»	н.о.	1.75	8.85	0.1202	0.511216	8	н.о.	3134
<i>Костомукшский блок</i>										
132/80	трондьемит	Костомукша	н.о.	3.28	15.8	0.1257	0.511365	21	н.о.	3073.96
170-О/80	»	»	н.о.	2.14	12.1	0.1069	0.510992	9	н.о.	3061.64
33-1/98	гранит	»	н.о.	3.67	22.18	0.1001	0.510876	14	н.о.	3033.21
36/98	тоналит	г. Талловейс	2720	4.2	28	0.0898	0.510589	17	-2.6	3130.81
39-1/98	диорит	»	2720	4.85	30	0.0974	0.510796	16	-1.2	3066.62
42/98	гранит	г. Шурловаара	2700	13.1	107.6	0.0734	0.510447	12	0.1	2919.89
47/98	»	»	2700	3	22.6	0.0803	0.510553	12	-0.2	2950.31
<i>Тулосский блок</i>										
1025/86	градиорит	оз. Тулос	2700*	5.1	29.98	0.1031	0.51087	15	-2	3122.86
1060/86	»	»	2700*	3.84	21.22	0.1094	0.511034	18	-0.6	3073.95
240/77	эндербит	»	2700*	8.11	42.77	0.1147	0.511392	9	4.2	2694.1
<b>Центрально-Карельский домен</b>										
<i>Юго-Западная Карелия</i>										
129/89	тоналит	оз. Палоярви	2773	0.75	3.31	0.1373	0.511571	16	0.4	3132
157/89	гранит	»	2700*	4.47	29.98	0.0934	0.510909	13	2.2	2825
262/72	»	дер. Соймигора	2700*	9.06	63.26	0.0866	0.510787	15	2.2	2819
Я-9а	диорит	дер. Ялонваара	2700*	9.7	56.87	0.103	0.51088	12	-1.7	3107
Я 100-6	лейкогранит	»	2700*	1.54	9.71	0.0956	0.510869	15	0.6	2928
73/80	тоналит	д. Гимолы	н.о.	3.08	24.74	0.0754	0.510714	12	н.о.	2672
<i>Центральная Карелия</i>										
49/98	гранодиорит	пос. Ледозеро	2700*	6.41	42.03	0.0921	0.510792	15	0.3	2939
50/98	»	»	2700*	9.03	47.04	0.116	0.51122	9	0.4	2994
88/85	субщел. гранит	р. Сегежа	2700*	5.82	46.19	0.0762	0.510541	11	1	2876
15/85	гранит	оз. Уросозеро	2700*	4.45	13.15	0.0863	0.510709	11	0.7	2904
55/98	мигматит	г. Сегежа	н.о.	9.15	74.03	0.0747	0.510458	9	н.о.	2935
473/1	сиенит	оз. Хижъярви	2700*	18	109	0.1006	0.511037	14	2.2	2833
53/98	тоналит	пос. Кочкома	2700*	5.06	35.81	0.0855	0.51072	8	1.2	2873
92-2/89	гранодиорит	оз. Панозеро	2737	3.55	21.46	0.1003	0.511064	12	3.3	2789.58
573/2	монцодиорит	»	2737	11.6	65.8	0.1069	0.511089	11	1.4	2924
33/89	кв. монцонит	»	2737	6.93	42.57	0.0985	0.510772	12	-1.8	3127
662/85	щел. гранит	оз. Ондозеро	2700*	9.46	68.55	0.0837	0.510668	11	0.8	2894
<i>Северная Карелия</i>										
4290/90	андезит	гора Хизоваара	2805	2.85	17.72	0.0976	0.510973	7	3.3	2843.01
3-/92	»	»	2805	3.04	14.34	0.1257	0.511359	8	0.7	3084.19
10-/91	эндербит	оз. Нотозеро	2720	2.4	14.38	0.101	0.511187	12	5.2	2642.69
115/91	чарконит	»	2723	8.9	49.64	0.1087	0.511132	8	1.5	2913.56

Примечание. \* – Вероятный возраст. Пл-порфир – плагиопорфир; Пи-диорит – пироксеновый диорит. н.о. – не определено. Изотопные составы Sm и Nd были измерены как ионные токи металлов на 8-коллекторном масс-спектрометре FINNIGAN MAT-261 в статическом режиме. Разделение Sm и Nd проводилось по стандартной методике [79] с добавлением трассера  $^{146}Nd$  и  $^{149}Sm$ . Измеренное отношение  $^{143}Nd/^{144}Nd$  нормализовано к  $^{148}Nd/^{144}Nd = 0.24157$ . Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.005\%$  (2 $\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}Sm/^{144}Nd - \pm 0.5\%$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd - \pm 0.005\%$  (2 $\sigma$ ). Уровень холостого опыта за время исследований составил для Sm 0.05 нг и 0.1 нг для Nd. Средневзвешенное значение  $^{143}Nd/^{144}Nd$  в стандарте La Jolla за период измерений было  $0.511860 \pm 12$  (2 $\sigma$ ).

При расчете значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  использовались современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR)  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$  и  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$ . Модельные возрасты  $T_{DM}$  вычислены в соответствии с моделью [58], согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии эволюционировал линейно в период с 4.55 млрд. лет назад по настоящее время и имеет  $\epsilon_{Nd}(0) = +10$  ( $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$ ).



**Рис. 1.** Схема расположения архейских доменов на территории Карелии.

Домены (буквы в квадратах и прямоугольниках): В – Водлозерский, В? – Южное Беломорье, предположительно относящееся к Водлозерскому домену, ЗК – Западно-Карельский, ЦК – Централью-Карельский, Б – Беломорский. Блоки Западно-Карельского домена: Т – Тулосский, К – Костомукшский, Вк – Вокнаволоцкий.

**Архей:** 1 – гранитоиды; 2 – зеленокаменные пояса и их фрагменты (цифры в кругах: 1 – Хаутаваарский, 2 – Койкарско-Семченский, 3 – Палаламбинский, 4 – Остерский, 5 – Южно-Выгозерский, 6 – Каменноозерский, 7 – Кожозерский, 8 – Янгозерский, 9 – Винельский, 10 – Кенозерский, 11 – Костомукшский, 12 – Хизоваарский, 13 – Керетский, 14 – Гимольский, 15 – Ньюкозерско-Хедозерский, 16 – Уросозерский. Названия восточных поясов (5–10) даны по [14]). **Протерозой:** 3 – осадочно-вулканогенные серии; 4, 5 – интрузии: 4 – мафитов, 5 – рапакиви; 6 – платформенный чехол; 7 – положение образцов с модельным возрастом  $T_{DM}(Nd)$ : >3050 (а), 2850–3050 (б) и <2850 млн. лет (в); 8, 9 – границы: 8 – доменов: а – достоверные, б – менее обоснованные, 9 – Беломорского пояса: а – по [13], б – по [32], предположительно соответствующая границе Беломорского домена; 10 – линеймент, к которому приурочена часть массивов мантйных гранитоидов, имеющих возраст  $2720 \pm 20$  млн. лет.

Таблица 2. Древнейшие значения возраста пород Балтийского щита

Район, порода	Метод, минерал	Возраст, млн. лет	Источник
<i>Магматические породы</i>			
ЮВ Карелия, р. Выг, гранодиорит	U–Pb, циркон	3138 ± 63	[68]
», лейкосома мигматита	»	3210 ± 12	[68]
ЮВ Карелия, Лай-ручей, тоналит	»	3166 ± 14	[68]
ЮВ Карелия, р. Водла, гнейс	»	3151 ± 18	[68]
», амфиболит	»	3128 ± 86	[68]
», гнейсы и амфиболиты	», SHRIMP	3500 ± 90	[44]
ЮВ Карелия, р. Винела, коматииты	Sm–Nd, порода в целом	3391 ± 76	[38]
Центральная Карелия, Палая Ламба, тоналит	U–Pb, циркон	3100 ± 70	[30]
Северная Финляндия, тоналит	U–Pb, циркон	3100	[62]
	Sm–Nd, порода	3060 ± 120	[60]
Северная Финляндия, тоналит	U–Pb, циркон, SHRIMP	3115 ± 29	[61]
		3161 ± 19	[61]
		3248 ± 10	[61]
Центральная Финляндия, тоналито-гнейс	U–Pb, циркон	3095 ± 18	[75]
		3136 ± 20	[75]
Западная Финляндия, ксеногенный циркон из гранодиорита с возрастом 2.75 млрд. лет	»	3100–3200	[86]
<i>Детритовые цирконы из осадков протерозойского возраста</i>			
Финляндия, пояс Тампере	U–Pb, циркон	3442	[56]
Швеция, пояс Вестервик	»	3327	[56]

средственном контакте с породами Южно-Выгозерского пояса на его западной границе (район 9-го шлюза, см. табл. 1). Таким образом, Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс на юге, западе и востоке окружен древними тоналитами. К северу от Южно-Выгозерского и Каменноозерского зеленокаменных поясов развиты гнейсо-тоналиты с включениями амфиболитов, слагающие южную часть Беломорского складчатого пояса. Состав пород и характеристика магнитного поля этого района, расположенного к юго-востоку от г. Беломорска, весьма сходны с таковыми Карельской гранит-зеленокаменной области [26, 27, 67]. Полученный для тоналитов Южного Беломорья модельный возраст по неодиму равен 3.1 млрд. лет (см. табл. 1), т. е. превышает модельный возраст большей части тоналитов северо-западной части Беломорского пояса (см. рис. 2). Это позволяет допустить, что к северу от Южно-Выгозерского и Каменноозерского поясов могли располагаться древние тоналиты, ранее, возможно, составлявшие северную часть Водлозерского блока. Помимо архейских зеленокаменных поясов, между Южным Беломорьем и Водлозерским блоком располагаются протерозойские вулканы Ветреного пояса. Для объяснения особенностей состава протерозойских коматиитов пояса предложена модель контаминации их древ-

ним коровым веществом с изотопными характеристиками Водлозерских гнейсов [76], что также косвенно подтверждает наличие древнего сиалического вещества к северу от зеленокаменных пород Каменноозерского и Южно-Выгозерского поясов. Приведенные данные позволили расширить границы древнего Водлозерского блока на западе и северо-западе и предположительно включить в Водлозерский домен южную часть Беломорского пояса, как это сделано на рис. 1.

Наибольший вклад в построение Водлозерского домена внесли интрузии древних (3.1 млрд. лет) тоналитов, внедрившиеся в более древние амфиболиты, и мигматиты, имевшие, по-видимому, значительное площадное развитие, а также граниты заключительной стадии архейского магматизма с возрастом около 2.7 млрд. лет, которые также распространены на всей территории Водлозерского домена. Как правило, они образуют поздние или посткинematические интрузии. Этот завершающий этап гранитообразования и синхронный с ним К-метасоматоз привели к существенному изменению состава коры в результате частичного плавления более нижних горизонтов с образованием богатых Si, K и литофильными элементами расплавов и их перемещению в более верхние части коры. Значительная часть плутонических пород промежуточных этапов

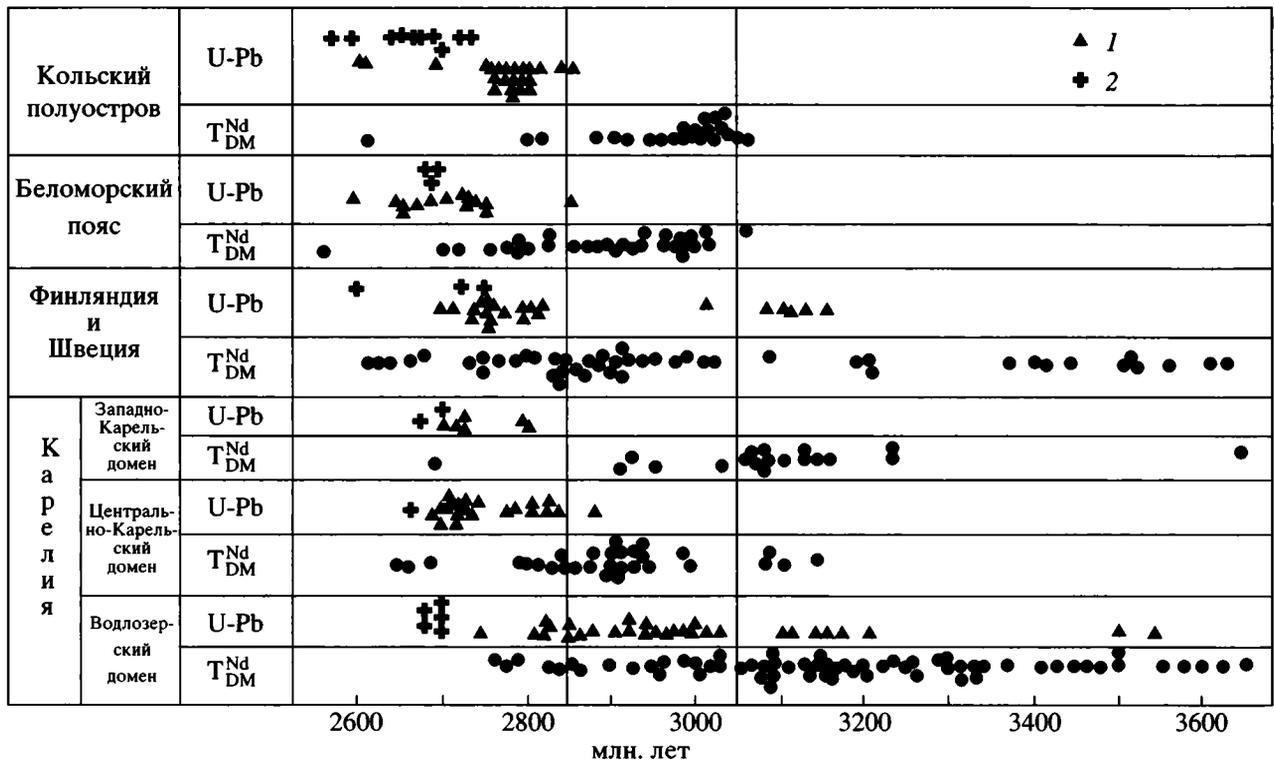


Рис. 2. Распределение Nd-модельных (кружок) и U-Pb (по циркону) возрастов архейских пород в доменах восточной части Балтийского щита.

1, 2 – U-Pb (по циркону) возраст: 1 – гранитоиды, кислые и средние вулканиты, 2 – коровые граниты. Источники: Sm-Nd данные для Финляндии и Швеции [59, 60, 71, 73, 74]; для Карелии [18, 20, 22, 50, 68, 77, настоящая работа]; для Беломорской зоны [5, 88, настоящая работа]; для Кольского полуострова [88]. U-Pb данные для Финляндии и Швеции [56, 59, 61–64, 70, 71, 74, 75, 86, 89, 90]; для Карелии [4, 6–8, 17, 22–25, 28–31, 36, 37, 44, 45, 48, 65, 81, 82]; для Беломорской зоны [2, 3, 5, 9, 15, 21, 53–55]; для Кольского полуострова [23, 39, 53].

магматизма имеет локальное развитие и приурочена к тектоническим зонам, секущим более ранние структуры. Часть этих интрузий отражает магматизм активной континентальной окраины, в качестве которой выступала западная окраина Водлозерского блока [11, 78].

#### *Зеленокаменные пояса периферических частей Водлозерского домена*

Зеленокаменные пояса, расположенные в краевых частях домена (см. рис. 1), принадлежат к группе древних поясов (см. табл. 3) и отражают условия различных геодинамических обстановок. Детальные геохимические исследования вулканитов Каменноозерского зеленокаменного пояса (северное обрамление) позволили И.Пухтелю и др. [78] сделать вывод, что вулканиты пояса были сформированы в результате развития островных дуг, которые позднее были обдуцированы на породы Водлозерского блока. Основные вулканиты Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, характеризующегося бимодальным вулканизмом, не несут следов коровой контаминации

(Nb/La > 1, см. табл. 3) и по ряду геохимических и изотопных характеристик ближе к поясам, сформированным во внутриконтинентальных рифтах [20]. Помимо состава пород, слагающих Южно-Выгозерский пояс, об этом свидетельствует геологическое положение зеленокаменной структуры между более древними, чем породы пояса, гранитоидами.

Пояса западного обрамления блока Остерский, Палаламбинский и Семченско-Койкарский ассоциируют с гранитоидами, имеющими древние модельные неодимовые возрасты и отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Вулканиты основного состава этих поясов характеризуются низким Nb/La отношением (Nb/La < 1, см. табл. 3), что характерно для островодужных базальтов [87]. В разрезах этих поясов много андезитов; изотопный состав неодима кислых и средних вулканитов (см. табл. 1) свидетельствует об их образовании из более древнего корового материала. Эти данные не противоречат модели формирования данных поясов на активной окраине континента, как это и предполагалось ранее [11, 78]. Наряду с вулканитами, в районах Палой Ламбы и оз. Остер располагаются

Таблица 3. Возраст и некоторые характеристики вулканитов зеленокаменных поясов Карелии

Тип структуры	Пояс	Порода	Метод, минерал	Возраст, млн. лет	$\epsilon_{Nd}(t)$	$(Nb/La)_N$
Пояса, расположенные в краевой части Водлозерского блока						
Континентальный рифт	Кенозерский	Метабазальт, коматиит	Sm–Nd, порода	2960 ± 150 [46]	2.2	–
	Южно-Выгозерский	Метабазальт	»	2913 ± 30 [20]	1.6	0.9–1.5
Дацит дайки		U–Pb, циркон		2807 ± 12 [20]	1.5	–
Океаническая островная другая или рифт?	Каменноозерский	Метабазальт, коматиит	Sm–Nd, порода	3054 ± 84 [41]	2.2; 4.8	1.7
		Дацит	U–Pb, циркон	2920* [41]	0; 3.7	–
		Риолиты	»	2875 ± 5 [78]	2.5	–
Активная континентальная окраина	Остерский	Метабазальт 1		–	1.9	–
		Метабазальт 2		–	4.8	–
		Метаандезит 1	Pb–Pb, порода	3020 ± 10 [28]	1.6; 5.3	–
		Метаандезит 2	Pb–Pb, порода	–	–4.2	–
	Палаламбинский	Коматииты		–	0.5–1.8	–
		Метабазальт		–	–	0.8
		Метаандезит	Pb–Pb, порода	3020 ± 10 [28]	1.6; 5.3	–
	Койкарско-Семченский	Коматииты	Sm–Nd, циркон	2944 ± 170 [42]	1.7	–
		Метабазальт		–	3.2	0.6 (низ), 1.4 (верх)
		Метадацит	U–Pb, циркон	2935 ± 15 [4]	–	–
		Метадацит		–	0; 2.2	–
	Хаутаваарский	Риолит	U–Pb, циркон	2860 ± 15 [41]	0; –12	–
Андезито-дацит		»	2945 ± 19 [37]	1.4; –0.6; –1	1.6	
Риолит-порфиры дайки		»	2862 ± 45 [37]	–0.9	–	
Пояса Западной Карелии						
Костомукшский рифт		Метабазальт, коматиит	Sm–Nd, порода	2843 ± 39 [77]	2.8	–
		»	»	2808 ± 95 [19]	2.9	0.6–1.2
		Метадацит	U–Pb, циркон	2801 ± 7 [45]	–	–
		»	»	2795 ± 26 [77]	–6; +3	–
Пояса Северной Карелии						
Аккреционные пояса с островодужным вулканизмом	Хизоваарский	Коматииты 1		–	–	>1
		Метадацит 1	U–Pb, циркон	2803 ± 35 [17]	3.3	–
		Коматииты 2		–	–	<1
		Метадацит 2	U–Pb, циркон	2705 ± 7 [83]	–	–
	Керетский	Метаандезит	»	2820* [54]	–	–
		Туф метаандезитов	»	2847 ± 45 [84]	–	–
		Метадацит некка	»	2829 ± 30 [84]	–	–
		Гнейс, дацитового состава	»	2843 ± 40 [84]	–	–

Примечание. \* – Величина ошибки не указана. – (прочерк) – не определялось.

Таблица 4. Последовательность эндогенных процессов в Водлозерском домене

Возраст, млн. лет	Краевая часть домена	Центральная часть домена
2700 ± 15	Внедрение интрузий гранитов, образованных при плавлении нижней–средней коры	
2800 ± 10	Дайки риолитов	Дайки риолитов
2850 ± 25	Экструзии и гипабиссальные интрузии риолитов и дацитов (второй этап кислого магматизма в зеленокаменных поясах). Внедрение на северо-западе интрузии мантийных тоналитов; на западе – известково-щелочных коровых гранитов;	Дайки мафитов, интрузии тоналитов
2925 ± 25	формирование бимодальных (в рифтогенных структурах) и	Интрузии тоналитов и гранодиоритов
3000 ± 50	полимодальных (на окраинах домена и в островных дугах) вулканических серий зеленокаменных поясов	Интрузии габбро-норитов, габбро-диоритов
3150 ± 50	Внедрение интрузий тоналитов и диоритов	
≥3200	Метаморфизм и мигматизация супракрустальных пород, содержащих мафические дайки и, возможно, фрагменты более древних мафических вулканитов	

массивы гранитов I-типа, имеющих такой же возраст (2860–2880 млн. лет), что и кислые вулканы второго этапа в Койкарской структуре (см. табл. 3). Граниты такого состава характерны для активных окраин континентов [80]. На юго-западе к Водлозерскому домену примыкает Хаутаваарский зеленокаменный пояс (см. рис. 1), кислые вулканы которого, имеющие возраст 2940 млн. лет (см. табл. 3), характеризуются как положительными, так и отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$ . К западу от пояса развиты молодые (2.7 млрд. лет) гранитоиды, изотопный состав неодима которых указывает на отсутствие у гранитов значительной коровой предыстории. Таким образом, Хаутаваарский пояс занимает пограничное положение между древним Водлозерским доменом и более молодым Центрально-Карельским доменом.

Синхронность мафического и гранитоидного магматизма, установленная в зеленокаменных поясах, окаймляющих Водлозерский домен и расположенных на его окраинах, с магматизмом центральной части домена (см. табл. 4) свидетельствует об источнике энергии, способном генерировать расплавы подо всей этой территорией. В качестве такого источника энергии нами рассматривался мантийный плюм [20]. Модель плюма была привлечена также в качестве источника вещества и для образования основных–ультраосновных вулканитов краевых зеленокаменных поясов [78].

#### Западно-Карельский домен

Западно-Карельский домен занимает западную часть Карельской гранит-зеленокаменной области. Домен почти на 90% сложен плутоническими породами среднего и кислого состава (ор-

тогнейсами и гранитоидами). В его пределах на территории Карелии выделяются три блока: Тулосский на юге, Костомукшский в центре и Вокнаволоцкий на севере (см. рис. 1). Тулосский и Вокнаволоцкий блоки имеют сходное строение и развитие, отличаясь от Костомукшского блока и других окружающих домен районов проявлением высокотемпературного метаморфизма, достигавшего гранулитовой фации ( $P > 5$  кбар,  $T = 700\text{--}760^\circ\text{C}$ ) [47]. Этот метаморфизм сопровождался деформациями, приведшими к развитию субгоризонтальной сланцеватости. Детальные геологические исследования [47, 51] показали наложенный характер гранулитового метаморфизма, имеющего возраст  $2645 \pm 40$  млн. лет [1]. Другим отличием Тулосского и Вокнаволоцкого блоков является значительное развитие на их территории, особенно в Вокнаволоцком блоке, ортогнейсов среднего состава [43].

В строении Костомукшского блока преобладают тоналиты и граниты. В центральной части блока расположена Костомукшская зеленокаменная структура, сложенная в низах разреза коматиитами, толеитами, дацитами и риолитами, а в верхней части – метаосадками. Метаморфизм пород блока достигал амфиболитовой фации [16]. Согласно имеющимся определениям, возраст гранитоидов, слагающих Западно-Карельский домен, около  $2700 \pm 30$  млн. лет (см. рис. 2) [31, 48, 82]. Наиболее древними датированными к настоящему времени породами этого домена являются основные и ультраосновные вулканы Костомукшской структуры (см. табл. 3) с возрастом  $2843 \pm 39$  млн. лет [73]. В то же время Л.П. Свириденко [43] предполагала, что в Тулосском и Вокнаволоцком блоках обнажены более глубокие и соответственно более древние участки коры, чем в Костомукшском блоке. Изотопный состав

**Таблица 5.** Последовательность и корреляция эндогенных процессов в Западно-Карельском домене

Возраст, млн. лет	Тулосский блок	Костомукшский блок	Вокнаволоцкий блок
2650	Регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации Зональный, вплоть до гранулитовой фации метаморфизм с образованием субгоризонтальных плоскостных и линейных структур	Метаморфизм амфиболитовой фации; надвиги  Интрузии плагиомиоклиновых гранитов	Регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации Метаморфизм, достигавший гранулитовой фации, с образованием субгоризонтальной линейности
2720–2680	Субщелочной высокожелезистый и высокомагнезиальный магматизм, приуроченный к сдвиговым зонам СЗ и СВ направлений, секущим метаморфизованные и рассланцованные породы Метаморфизм амфиболитовой фации и деформации		
2800	Интрузии тоналитов и трондьемитов	Вулканизм (дациты, риолиты); интрузии тоналитов, трондьемитов	Вулканизм андезитов, дацитов; интрузии тоналитов, трондьемитов
2850	Дайки метабазитов	Вулканизм (толеиты, коматииты)	Дайки метабазитов
3000–3100	Диориты–тоналиты (?)	Тоналиты (?)	Диориты–тоналиты

Nd гранитоидов Западно-Карельского домена, рассчитанный на 2700 млн. лет, соответствует отрицательным или близким к нулю значениям  $\epsilon_{Nd}(t)$  (см. табл. 1), что указывает на более древний возраст глубинного источника гранитов. Модельный неодимовый возраст варьирует в интервале 2.93–3.20 млрд. лет (см. рис. 2). По данным работы [77], возраст коровых источников кислых вулканитов Костомукшской структуры оценен как 3.0 и 3.3 млрд. лет. Присутствие во всех трех блоках в более глубоких сечениях коры – на уровне формирования гранитоидных расплавов – древних источников позволяет объединить их в Западно-Карельский домен, ранние стадии развития которого, представляющие в его современной структуре глубинные уровни, предшествовали формированию Костомукшского зеленокаменного пояса. Такое представление предполагает формирование супракрустальных пород Костомукшской серии в пределах рифта внутри более древних гранитоидов. Особенности состава супракрустальных пород Костомукшского пояса наилучшим образом согласуются именно с такой моделью [19, 52], а не с представлением И. Пухтеля и др. [78] об аккреционной природе данной структуры, возникшей при обдукции океанического плато на край континента и лежащие на нем метаосадки гимольской серии. Рифтогенную природу Костомукшского пояса подтверждают некоторые особенности состава пород. Отрицательные или близкие к нулю значения первичного  $\epsilon_{Nd}$ , полученные для пяти образцов базальтов, указывают на контаминацию базитового расплава более древним коровым веществом, что невозможно при излиянии базальтов в океане. Состав галек

конгломератов, лежащих в основании осадочной (гимольской) серии, сходен с составом нижележащих дацитов и риолитов, что указывает на образование осадков после кислых вулканитов в пределах одного бассейна. Состав метаосадков гимольской серии моделируется путем их образования из основных и кислых вулканитов [35]. Это заключение подтверждается измерениями изотопного состава неодима [19], который свидетельствует о близком по возрасту источнике сноса, что также не соответствует модели образования осадков на древнем континенте. В пользу сходных палеогеографических условий образования метавулканитов и метаосадков свидетельствуют и ультраосновные по составу прослойки среди осадков, реконструируемые как коматииты [33].

Можно предположить распространение Западно-Карельского домена к западу на территорию Финляндии, что подтверждается присутствием в Восточной Финляндии тоналитов с возрастом 3.1 млрд. лет [75] и многочисленными древними модельными возрастными по Nd (см. рис. 2). Восточная граница Западно-Карельского домена показана на карте (см. рис. 1) пунктиром, поскольку для пограничной области не имеется достаточного количества данных. Последовательность эндогенных процессов в Западно-Карельском домене представлена в табл. 5.

*Центрально-Карельский домен*

Центрально-Карельский домен включает Юго-Западную, часть Центральной и Северную Карелию (см. рис. 1). Он ограничен на западе и востоке более древними Западно-Карельским и

Водлозерским доменами. На севере, где в его пределах расположены Северо-Карельские зеленокаменные пояса [17], он граничит с Беломорским складчатым поясом [66]. Около 2.7 млрд. лет назад северная часть Центрально-Карельского домена представляла собой активную континентальную окраину в связи с субдукцией со стороны Беломорского пояса [66]. Эта окраина маркируется обширным магматизмом, варьирующим по составу от габбро-диоритов до гранитов, проявленным в интервале времени 2.76–2.72 млрд. лет [22].

Возраст средних и кислых вулканитов, определенный для Хизоваарского и Керетского зеленокаменных поясов Северной Карелии, равен 2803–2850 млн. лет (см. табл. 3). Детальное изучение состава и строения этих зеленокаменных структур [17, 34] позволило сделать вывод об их аккреционной природе и принадлежности мафических частей разрезов к реликтам океанической коры. В пользу отнесения мафических пород к офиолитам свидетельствует сходство коматиитов с повышенным содержанием кремнезема с бонинитами [83]. К северной части Центрально-Карельского домена относятся и наиболее древние значения возраста (~2800 млн. лет), полученные для интрузий и жил тоналитов вблизи Хизоваарской и Керетской зеленокаменных структур [7, 83] и сопоставимые с возрастом кислых вулканитов этих структур (см. табл. 3).

На остальной территории Центрально-Карельского домена преобладают гранитоиды и мигматиты, имеющие возраст 2.5–2.8 млрд. лет и содержащие различные по размеру включения супракрустальных пород. Наиболее крупными из них являются Уросозерская, Гимольская и Ньюкозерско-Хедозерская зеленокаменные структуры (см. рис. 1), в строении которых принимают участие метавулканиты и метаосадки. Породы очень сильно деформированы и метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, широко развиты метасоматические процессы. В Юго-Западной Карелии (южная часть домена) среди мигматитов и гранитоидов присутствуют многочисленные небольшие по размеру включения супракрустальных, в том числе метаосадочных пород [10], что послужило основанием для выделения здесь парагнейсового пояса, сходного с поясом Иломантси в Восточной Финляндии [85]. Наиболее полно сохранившейся является Гимольская структура, сложенная практически целиком метаосадочными породами [40]. Преобладающие породы Центрально-Карельского домена: тоналиты, граниты и мигматиты – были сформированы в последний этап архейского гранитообразования в течение короткого интервала времени (см. рис. 2), на что указывают и положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  (см. табл. 1). Недостаточная изученность по площади Центрально-Карельского домена не исключает присут-

вия в этой зоне небольших фрагментов более древней сиалической коры.

Таким образом, магматизм, сформировавший Центрально-Карельский домен, привел, тем самым, к тому, что ко времени 2.72–2.74 млрд. лет назад была образована единая структура – Карельская гранит-зеленокаменная область. Об этом свидетельствует развитие линеамента северо-западного направления, который маркируется расположением вдоль него интрузий субщелочных пород мантийного происхождения [49] и пересекает границу Водлозерского домена и прилегающего к нему с запада Центрально-Карельского домена (см. рис. 1).

### Обсуждение

В табл. 6 приведены схемы, отражающие последовательность геологических процессов в выделенных для территории Карельской гранит-зеленокаменной области трех доменах. Их сравнение показывает, что Водлозерский и Западно-Карельский домены на этапе 3.1–2.85 млрд. лет назад представляли самостоятельные террейны. Они были сложены разновозрастными породами и характеризовались асинхронностью проявления сопоставимых геологических событий.

Выделение Водлозерского террейна базируется на большом количестве геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных. В его истории отчетливо выделяются два основных этапа: (1) формирование сиалического ядра в интервале 3.5–3.1 млрд. лет назад и (2) его разрастание за счет магматизма 3.0–2.85 млрд. лет назад. Дискуссионными в геологической истории Водлозерского террейна остаются вопросы геотектонической природы зеленокаменных поясов и возраста наиболее древних пород. Возраст древних тоналитов, равный 3.1–3.17 млрд. лет, определен надежно для трех районов. Более древние значения, полученные для гнейсов р. Водлы и достигающие 3.5 млрд. лет [44], требуют дополнительных определений для их подтверждения.

Выделение Западно-Карельского террейна проведено, главным образом, на основании новых данных об изотопном составе Nd, указывающих на древний (более 3 млрд. лет) возраст нижних частей коры. Это хорошо согласуется с присутствием древних (3.1 млрд. лет) тоналитов в Восточной Финляндии [75] и большими значениями  $T_{DM}(Nd)$  для этих пород. Об относительно мощной коре этого террейна свидетельствует проявление в его пределах гранулитового метаморфизма. Отсутствие древних датировок для этой структуры на территории Карелии связано, возможно, со слабой геохронологической изученностью этого района и с влиянием проявлен-

Таблица 6. Сопоставление эндогенных процессов в архейских доменах Карелии

Возраст, млн. лет	Западно-Карельский домен	Центрально-Карельский домен	Водлозерский домен
2670 ± 20	Метаморфизм гранулитовой фации, интрузии коровых гранитов	Внедрение гранитов (на границе с Беломорским блоком, Пажминский массив)	Метаморфизм гранулитовой фации, интрузии субщелочных пород (Юково)
2720 ± 20	Высокомагнезиальный субщелочной магматизм (интрузии и дайки)	Интрузивные серии от диоритов до лейкогранитов (на границе с Беломорским поясом – магматизм активной континентальной окраины); высокомагнезиальный субщелочной магматизм (в центральной и южной частях домена)	Интрузии коровых гранитов
2760 ± 20		Формирование диоритов, тоналитов, трондьемитов	
2800 ± 10	Формирование вулканитов кислого и среднего состава	Формирование вулканических и субвулканических пород (Хизоваарский пояс); интрузии тоналитов	Дайки риолитов
2850 ± 25	Формирование толеитов и коматитов рифта в Костомукшском блоке; дайки мафитов в Тулосском и Вокнаволоцком блоках	Формирование вулканитов среднего и кислого состава (Керетский пояс)	Экструзии и гипабиссальные интрузии риолитов и дацитов, дайки мафитов, интрузии тоналитов
2925 ± 25			Интрузии мантийных тоналитов и известково-щелочных коровых гранитов
3000 ± 50			Формирование бимодальных вулканических серий в рифтогенных структурах, внедрение тоналитов и гранодиоритов
3150 ± 50	Образование сиалических пород (тоналитов?)		Формирование полимодальных вулканических серий (на окраинах домена), внедрение габбро-норитов и габбро-диоритов
>3200			Внедрение интрузий тоналитов
			Метаморфизм и мигматизация гнейсов и амфиболитов

ного в Вокнаволоцком и Тулосском блоках гранулитового метаморфизма, выразившимся в перестройке U-Pb систем цирконов, как это имеет место в Восточной Финляндии [75].

Выделение Центрально-Карельского домена базируется преимущественно на геологических и геохронологических данных и в меньшей степени на изотопно-геохимических определениях. Неясным остается положение Гимольского и Нюкозерско-Хедозерского поясов, расположенных в пограничной зоне между Западно-Карельским и Центрально-Карельским доменами. Для них отсутствуют геохимические, геохронологические и изотопные данные. Проблематичным является район оз. Ондозеро, гранитоидные породы которого относились, по геологическим данным, к раннему архею [51]. Этот район имеет те же характеристики магнитного поля, что и район Юж-

ного Беломорья [27]. Обнаружение в районе оз. Ондозеро субщелочных вулканитов также свидетельствует о достаточной зрелости коры. Возможно, что частично этот район представляет собой фрагмент более древней коры. Небольшие фрагменты более древней коры в пределах Центрально-Карельского домена могли сохраниться и на границе с Беломорским поясом [22].

В то же время большая часть слагающих Центрально-Карельский домен гранитоидов и мигматитов имеют положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и относительно низкие (главным образом в интервале 2.8–2.95 млрд. лет) значения  $T_{DM}(Nd)$  (см. табл. 1). Эти значения указывают на более молодой возраст коры Центрально-Карельского домена по сравнению с Водлозерским и Западно-Карельским доменами. Они указывают также на короткую геологическую историю этих пород от мо-

мента отделения из мантии пород – источников гранитоидов – до выплавления из этих источников гранитоидов и их кристаллизации на современном эрозионном уровне. Ассоциация гранитоидов домена с многочисленными включениями того же возраста метаосадков и метавулканитов, включая метаандезиты, позволяет интерпретировать Центрально-Карельский домен как позднеархейскую островодужную систему.

Формирование этой системы объединило все три домена в единую структуру – Карельскую гранит-зеленокаменную область – ко времени 2.72–2.74 млрд. лет назад. Это подтверждается развитием линеаментов северо-западного и северо-восточного направления, которые маркируются интрузиями мантийных гранитоидов и субщелочных пород. Интрузии поздние и постскладчатых коровых гранитов с возрастом 2.70 млрд. лет развиты в пределах всех доменов.

### Основные выводы

Анализ имеющихся геологических, петрологических и изотопно-геохимических данных для архейских пород Карелии подтвердил гетерогенность строения Карельской гранит-зеленокаменной области как для современного, так и для глубинных сечений коры.

Выделены три крупных архейских домена, различающиеся строением, возрастом сиалической коры и геотектоническими условиями эволюции: древние Водлозерский и Западно-Карельский террейны и разделяющий их более молодой Центрально-Карельский домен.

Водлозерский террейн включает древний Водлозерский блок и обрамляющие его зеленокаменные ассоциации. Как самостоятельный террейн он был сформирован в интервале времени 3.5–2.85 млрд. лет назад. На более позднем этапе – 2.7 млрд. лет назад – гранитный магматизм существенно изменил его состав и строение. Большая часть пород современного эрозионного среза Водлозерского террейна была сформирована с привлечением коровых источников с возрастом 3.6–3.1 млрд. лет.

Зеленокаменные пояса краевых частей Водлозерского террейна примерно разновозрастны (2.92–3.0 млрд. лет), но были сформированы в различных обстановках – на океанической и континентальной коре.

Западно-Карельский террейн на современном срезе сложен гранитоидами и вулканитами с возрастом 2.7–2.85 млрд. лет при возрасте протолита (нижнекорового источника кислых магм) более 3 млрд. лет. Костомукшская зеленокаменная структура, расположенная в центре террейна, сформировалась во внутриконтинентальном рифте.

Центрально-Карельский домен сложен гранитоидами с возрастом 2.7–2.8 млрд. лет и возрастом коровых источников гранитоидов, не превышавшим 2.95 млрд. лет. Ассоциация гранитоидов с многочисленными включениями того же возраста метаосадков и метавулканитов, включая андезиты, позволяет интерпретировать этот домен как позднеархейскую островодужную систему. Северная часть Центрально-Карельского домена около 2.7 млрд. лет назад представляла собой активную континентальную окраину, связанную с субдукцией со стороны Беломорского пояса.

Ко времени 2.72–2.74 млрд. лет назад вся территория Карелии представляла единую структуру – Карельскую гранит-зеленокаменную область, что подтверждается развитием линеаментов северо-западного и северо-восточного направлений, секущих границы террейнов и маркируемых расположением вдоль этих тектонических зон интрузий субщелочных пород мантийного происхождения.

Авторы выражают искреннюю признательность доктору геол.-мин. наук, главному научному сотруднику ИГГД РАН Юрию Валентиновичу Миллеру за внимательное прочтение рукописи и ценные замечания, а также доктору геол.-мин. наук, ведущему научному сотруднику ГЕОХИ РАН Елене Владимировне Бибиковой – рецензенту рукописи за конструктивные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 96-05-64657, 99-05-65263, 00-05-64920).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. и др. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранитов Карелии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 2. С. 442–444.
2. Балаганский В.В., Бибикова Е.В., Богданова С.В. и др. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.
3. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А. О возрасте ортогнейсов северо-западного Беломорья // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 2. С. 466–470.
4. Бибикова Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов архея Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 5. С. 1231–1234.
5. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 115–140.
6. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. и др. U-Pb возраст цирконов из пород керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочлене-

- ния Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Геохимия. 1995. Т. 343. № 4. С. 517–521.
7. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Курнозова Т.И. и др. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита, Северная Карелия // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154–1160.
  8. Буйко А.К., Левченков О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариилийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 4. С. 16–30.
  9. Вревский А.Б., Левченков О.А. Геолого-геохронологическая шкала эндогенных процессов докембрийских комплексов центральной части Кольского полуострова // Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 77–80.
  10. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л.: Наука, 1978. 226 с.
  11. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.
  12. Гончаров А.Г., Кальнин К.А., Лизинский М.Д. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Недра, 1991. С. 53–84.
  13. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
  14. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1983. 302 с.
  15. Зингер Т.Ф. Морфогенетическая эволюция циркона в полиметаморфических породах // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 4. С. 452–455.
  16. Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.
  17. Кожевников В.Н. Геология и геохимия Северо-Карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1992. 199 с.
  18. Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.
  19. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция (в печати).
  20. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 155–171.
  21. Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.
  22. Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера Северо-Западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593–621.
  23. Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Левченков О.А. и др. Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77–134.
  24. Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. Новые данные по геохронологии Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ АН СССР, 1985. С. 5–26.
  25. Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А. и др. Раннеархейский Водлозерский гнейсовый комплекс и его структурная и метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 14–45.
  26. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Основные этапы развития Карельской гранит-зеленокаменной области и южной части Беломорского пояса в позднем архее // Тезисы совещания: Эволюция докембрийской литосферы. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 58–60.
  27. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Берковский А.Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 153–163.
  28. Лобиков А.Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // Тезисы совещания: Проблемы изотопного датирования. Киев: Наукова думка, 1982. С. 90–91.
  29. Лобиков А.Ф., Андерсон Е.Б., Попугаев М.Ф. и др. О влиянии геологических событий протерозоя на состояние U-Pb и Rb-Sr систем архейских посткинematических гранитов Карелии // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 45–55.
  30. Лобиков А.Ф., Лобач-Жученко С.Б. Изотопный возраст гранитов Палаламбинского зеленокаменного пояса. Карелия // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 729–733.
  31. Макеев А.Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л.: Наука, 1981. 64 с.
  32. 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.
  33. Милькевич Р.И., Арестова Н.А. Диагенетические преобразования метакоматитов гимольской серии и их значение для геодинамики Костомукшского зеленокаменного пояса Западной Карелии // Тезисы совещания: Осадочные формации докембрия и их рудоносность СПб.: ИГГД РАН, 1998. С. 43–44.

34. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. Позднеархейские супракрустальные образования оз.Верхние Кичаны (Северная Карелия) // Тезисы совещания: Докембрий Северной Евразии. СПб: ИГД РАН, 1997. С. 61–62.
35. Милькевич Р.И., Мыскова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
36. Овчинникова Г.В., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. и др. Геохронология и петрология позднекинematических гранитов Юго-Восточной Карелии по геохимическим и изотопным данным // Геохимия. 1990. № 1. С. 1561–1573.
37. Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры. Центральная Карелия // Петрология. 1994. № 3. С. 266–281.
38. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. и др. Коматиты Водлозерского блока (Балтийский щит) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 1. С. 197–202.
39. Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шестаков Г.И. и др. Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1979. С. 18–43.
40. Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
41. 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. СПб.: Минерал, 1996. С. 74–75.
42. Светов С.А., Хухма Х. Архейские коматит-толеитовые ассоциации Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии – Sm-Nd систематика // Тезисы докладов международной конференции: Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1998. С. 132–133.
43. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 155 с.
44. Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Левченков О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83.
45. Сергеев С.А., Левченков О.А., Арестова Н.А. и др. Возрастные границы формирования железорудных толщ Костомукшской структуры (Карелия) // Тезисы совещания: Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев: Наукова думка, 1990. С. 72–73.
46. Сочеванов Н.Н., Арестова Н.А., Матреничев В.А., Лобач-Жученко С.Б. Первые данные о Sm-Nd возрасте архейских базальтов Карельской гранит-зеленокаменной области // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 1. С. 175–180.
47. Чекулаев В.П., Байкова В.С. Гранулитовые ассоциации серых гнейсов Западной Карелии // Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984. С. 141–150.
48. Чекулаев В.П., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейского комплекса Карелии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб.: Наука, 1994. С. 69–86.
49. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др. Эволюция магматизма Карелии как основа для выделения архейских террейнов // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Материалы международной конференции: Корреляция геологических процессов Фенноскандии. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1999. С. 176–177.
50. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С.805–816.
51. Щипцов В.В., Кожевников В.Н., Скорнякова Н.И. Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита (Карельский геоблок). Л.: Наука, 1987. 119 с.
52. Aréstova N.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Milkevitch R.I. Geochemical study of the supracrustal rocks of the Kostomuksha greenstone belt: implication to geodynamic. Abstracts of SVEKALAPKO, EUROPROBE project. Repino, Russia: SC "Mineral", 1998. P. 4–5.
53. Balashov Ju. A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean formations of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.
54. Bibikova E.V., Skiold T., Bogdanova S.V. Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1996. V. 112. P. 55–67.
55. Bogdanova S.V., Bibikova E.V. The "Saamian" of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 131–152.
56. Claesson S., Huhma H., Kinny P.D. et al. Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 109–130.
57. Dover J.H. Problems of terrane terminology – Causes and effects // Geology. 1990. V. 18. № 6. P. 487–488.
58. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crustal evolution // Earth Plan. Sci. Letters. 1988. V. 87. P. 249–265.
59. Huhma H. Provenance of Early Proterozoic and Archaean metasediments in Finland: a Sm-Nd isotopic study // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 127–143.
60. Jahn B.M., Vidal Ph., Kroner A. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 398–408.

61. Kroner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion-microprobe ages // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 348–350.
62. Kroner A., Puustinen K., Hickman M. Geochronology of an Archaean tonalitic gneiss dome in Northern Finland and its relation with an unusual conglomerates and komatiitic greenstone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 76. P. 33–41.
63. Lauerma R. On the ages of some complexes in Northern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1982. № 54. Part 1-2. P. 85–100.
64. Lehtonen M.I. Muonion Kartta-alueen Kalliopera Sheet 2723, 1 : 100 000. Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks // *Geol. Surv. Finland.* 1984. 71p.
65. Levchenkov O.A., Zinger T.F., Dook V.L. et al. U-Pb isotope ages of the Pongom-Navolok hyperstene diorite and hornblende granodiorite plutons, Baltic Shield, North Karelia // *MAEGS 9. Abstracts.* St. Petersburg: IPGG RAS, 1995. P. 63.
66. Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Levsky L.K. Relationship between Belomorian Fold Belt and Karelian granite-greenstone terrain along the traverse Kovda Bay (White sea) – Tupaya Guba (Kovdozero lake) – SE of Notozero lake // *Terra Nova.* 1997. V. 9. Abstracts. P. 129.
67. Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Lochoy K.I. et al. Geological evolution of the Southern Belomorian zone of the Baltic Shield // *Third International Archaean Symposium. Abstracts.* Perth. 1990. P. 95–97.
68. Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A. et al. Archaean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // *Precambrian Res.* 1993. V. 62. P. 375–397.
69. Lobach-Zhuchenko S.B., Levchenkov O.A., Chekulaev V.P., Krylov I.N. Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain // *Precambrian Res.* 1986. V. 33. P. 45–65.
70. Luukkonen E.J. The structure and stratigraphy of the late Archaean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // *Geol. Surv. Finl. Spec. Pap.* 1988. V. 4. P. 71–96.
71. Martin H., Chauvel C., Jahn B.M. et al. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic geochemistry of Archaean granodioritic gneisses from Eastern Finland // *Precambrian Res.* 1983. V. 20. P. 79–91.
72. Mints M.V. The Archean evolution of Karelian craton // *Abstracts of SVEKALAPKO, EUROPROBE project.* Russia, Repino: SC “Mineral”, 1998. P. 45–46.
73. O'Brien H., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archaean Hattu Shist belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // *Geol. Surv. Finl. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 147–184.
74. Ohlander B., Skiold T., Hamilton P.S. et al. The western border of the Archaean province of the Baltic Shield: evidence from Northern Sweden // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 431–450.
75. Paavola J. A communication of the U-Pb and K-Ar age relations of the Archaean basement in the Lapinlächti – Varpaisjärvi areas, Central Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 1986. V. 339. P. 7–15.
76. Puchtel I.S., Haase K.N., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 1205–1222.
77. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger A.W. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1998. V. 155. P. 57–74.
78. Puchtel I.S., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. et al. Hotspot versus island arc tectonic models for the eastern and central Karelian greenstone belts: evidence for lateral accretion of the late Archaean continental crust in the Baltic Shield // *Abstracts of SVEKALAPKO. EUROPROBE project.* Russia, Repino: SC “Mineral”, 1998. P. 50.
79. Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 269–278.
80. Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology.* 1993. V. 23. P. 825–828.
81. Samsonov A.V. Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, W. Karelia // *MAEGS 9. Abstracts.* St. Petersburg: IPGG RAS, 1995. P. 98.
82. Samsonov A.V., Puchtel I.S., Shchipansky A.A. et al. Tectonic setting of felsic magmatic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, western Karelia: petrological and geochronological constrains // *Abstracts of SVEKALAPKO. EUROPROBE project.* Russia, Repino: SC “Mineral”, 1998. P. 55.
83. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bogina M.M. et al. 2.8 Ga supra-subduction zone ophiolites of the Khizovaara greenstone belt, North Karelia: the first known occurrence of Archaean rocks having boninitic affinities // *Abstracts of SVEKALAPKO. EUROPROBE project.* Russia, Repino: SC “Mineral”, 1998. P. 58–59.
84. Slabunov A.I., Bibikova E.V., Bogdanova S.V. The late Archaean volcanism in the Belomorian Mobile Belt: geochemistry, isotopic age and geodynamic model // *Abstracts of SVEKALAPKO. EUROPROBE project.* Lammi, Finland, 1997. P. 68.
85. Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // *Geol. Surv. Finl. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 9–102.
86. Sorjonen-Ward P., Claoue-Long S. A preliminary note on ion-microprobe results for zircons from the Silvevaara granodiorite, Ilomantsi, Eastern Finland // *Geol. Surv. Finl. Spec. Pap.* 1993. V. 18. P. 25–29.
87. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. // *Magmatism in the ocean basins.* Geol. Society. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
88. Timmermann M., Daly S. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland – Kola Mobile

- Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Res.* 1995. V. 72. P.97–107.
89. *Vaasjoki M.* Leads from Late Archaean and Early Proterozoic mineralization in the Fennoscandian Shield: constrains on early crust-forming processes // *Geol. Surv. Finl. Spec. Pap.* 1989. V. 10. P. 31–32.
90. *Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S.* U-Pb age determinations and sulfide Pb-Pb characteristics from the late Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, Eastern Finland // *Geol. Surv. Finl. Spec. Pap.* 1993. V. 17. P. 103–131.
91. *Vrevsky A, Krimsky R., Svetov S.* Rare earth and isotopic (Nd, O) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic Shield / Ed. Brewer T.S. // *Precambrian crustal evolution in the North Atlantic Region. Geol. Soc. Special Publ.* 1996. № 112. P. 43–53.

*Рецензенты: Е.В. Бибикова, В.М. Моралев*

## Archean Terranes in Karelia; Geological and Isotopic-Geochemical Evidence

**S. B. Lobach-Zhuchenko, V. P. Chekulaev, N. A. Arestova,  
L. K. Levskii, and A. V. Kovalenko**

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,  
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

**Abstract**—Three main Archean domains—the ancient Vodlozero and West Karelia and the intervening Central Karelia—have been mapped on the basis of new and published geological, petrological, geochronological, and isotopic data on igneous rocks of Karelia. Their comparison has shown that the Vodlozero and West Karelian domains were independent terranes between 3.0 and 2.9 Ga. The rocks of the Vodlozero domain accumulated during the 3.5–2.7 Ga interval. All rocks, including the granites 2.7 Ga old, have negative  $\epsilon_{Nd}(t)$  values and a neodymium age of 3.6–3.1 Ga, suggesting an old age of the deep crust, where granitoid magmas were generated. The greenstone belts at the margins of the Vodlozero domain are of different geodynamic types: the island-arc belts and the belts that formed on a continental crust and in intracontinental rifts. The present-day West Karelian terrane sequence consists of 2.85–2.7 Ga old rocks having negative to nearly zero  $\epsilon_{Nd}(t)$  values for granitoids and acid volcanic rocks, which indicates that the deep crust is older than 3 Ga old. The Kostomuksha greenstone belt, lying centrally in this terrane, is a structures of intracontinental-rift origin. The Vodlozero and West Karelian terranes are intervened by the younger Central Karelian domain. Most of the domain is composed of granitoids and migmatites, 2.8–2.7 Ga old; the isotopic Nd composition for the granitoids suggests a lack of prolonged crustal prehistory in these rocks, i.e., a probable absence of ancient rocks at depths of granitoid generation. The rock assemblage constituting the domain allows for its interpretation as a late Archean island-arc system. The domain is bounded on the north by the Belomorian terrane, the main geologic events in which occurred  $2.7 \pm 0.05$  Ga ago. The northern Central Karelian domain was then an active continental margin.

УДК 551.242.21(268)

**ТЕКТОНИКА РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ДНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ**

© 2000 г. С. С. Драчев

*Институт океанологии РАН, Москва, 117851, Нахимовский пр., 36*

Поступила в редакцию 29.04.99 г.

Море Лаптевых представляет уникальное сочленение активной спрединговой оси (хр. Гаккеля) и континентальной окраины, важное для изучения раскола континентов. Современное понимание тектоники этого региона основывается на результатах морского многоканального сейсмопрофилеирования МОВ ОГТ, новейших гравиметрических данных и геологических исследований материкового обрамления. Структура шельфа представлена серией глубоких рифтов и высоко стоящих блоков фундамента, образующих рифтовую систему. С запада на восток выделяются: Южно-Лаптевский рифтовый бассейн, Усть-Ленский рифт, Восточно-Лаптевский и Столбовской горсты, Бельковско-Святоносский и Анисинский рифты. Осадочное заполнение рифтов подстилается гетерогенным складчатым фундаментом мезозойской консолидации и включает до пяти сейсмических комплексов предположительно поздне мелового-четвертичного возраста, которые соответствуют различным стадиям рифтогенеза. Их общая мощность, по сейсмическим данным, варьирует от 3–4 до 8–12 км в рифтах, а на горстах не превышает 1–1.5 км. Вся рифтовая система перекрыта сплошным горизонтальным чехлом верхнеплиоцен-четвертичных осадков, отражающим общее прогибание шельфа в условиях значительного замедления рифтогенеза. Данное событие связано с последней перестройкой движений Евразийской и Северо-Американской плит на рубеже около 3 млн. лет. Сокращение мощности осадочного заполнения рифтов и упрощение их внутренней структуры в восточном направлении рассматриваются как результат миграции рифтогенеза. Существование рифтовой системы моря Лаптевых объясняется тем, что данный регион на протяжении последних 70–60 млн. лет являлся одним из сегментов границы Северо-Американской и Евразийской плит в Арктике.

**Введение**

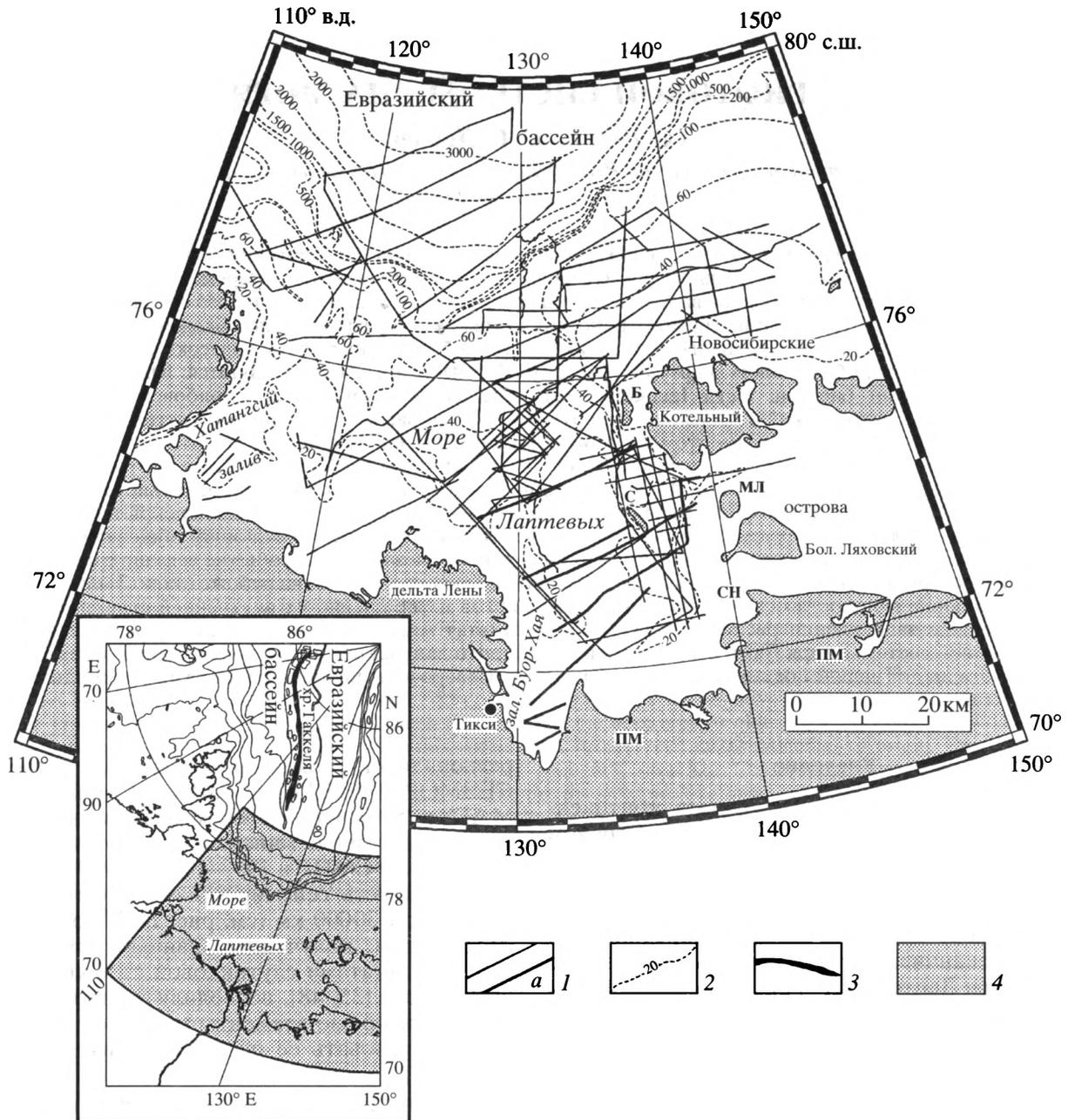
Море Лаптевых является частью континентальной окраины Евразии между полуостровом Таймыр и Новосибирскими островами (рис. 1). С севера оно ограничено Евразийским океанским бассейном, вмещающим осевой хребет Гаккеля – крайнее звено мировой системы спрединговых хребтов, оканчивающееся у континентального склона моря Лаптевых (см. рис. 1, врезка). Таким образом, это одно из немногих на Земле сочленений активной спрединговой оси с краем континента, имеющее первостепенное значение для изучения раскола континентов и зарождения океанов.

Молодая рифтовая система в море Лаптевых была предсказана А.Ф. Грачевым и др. [10], рассматривавшими ее как промежуточное звено между хребтом Гаккеля и Момским материковым рифтом. Последующие попытки выявления ее геометрии и геодинамики основывались на рассмотрении батиметрии, сейсмичности, гравитационных и магнитных аномалий и ограниченного объема сейсмических профилей МПВ [1, 4, 16, 21, 38, 40, 52], однако, в силу отсутствия данных морского многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ (далее – МОГТ), были во многом гипотетичны.

Первые работы МОГТ были выполнены Морской арктической геологической экспедицией (МАГЭ) в 1986–1987 гг. и затем – Лабораторией

региональной геодинамики (ЛАРГЕ) и трестом СЕВМОРНЕФТЕГЕОФИЗИКА (СМНГ) в 1989 г., МАГЭ в 1990 г. и германским Федеральным институтом геологии и минеральных ресурсов (BGR) совместно с СМНГ в 1993–1994 и 1997 гг. Общая протяженность сейсмических профилей составляет около 30000 км (см. рис. 1). И хотя их сеть нерегулярна, полученные данные, подкрепленные результатами спутниковой съемки поля силы тяжести [35, 48], позволили установить главные структурные элементы рифтовой системы и охарактеризовать ее осадочное заполнение [14, 36, 42, 51].

Сегодня существует две основные концепции тектоники дна моря Лаптевых. Согласно одной из них, фундамент западной и центральной частей шельфа включает крупный перикратонный блок Восточно-Сибирской платформы – массив моря Лаптевых [4–6, 14, 28]. На юге массив отчленен от платформы инверсионным Оленекско-Бегичевским авлакогеном, а на востоке обрамляется шельфовым продолжением поздне мезозойской Верхояно-Колымской складчатой области. На обе эти провинции наложены грабены палеогенового возраста, среди которых особое место занимает долготный Омолойский, сформированный вдоль границы между поздними мезозоидами и Лаптевским массивом. Осадочный чехол последнего, по аналогии с кратоном, расчленен на рифейско-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-ни-



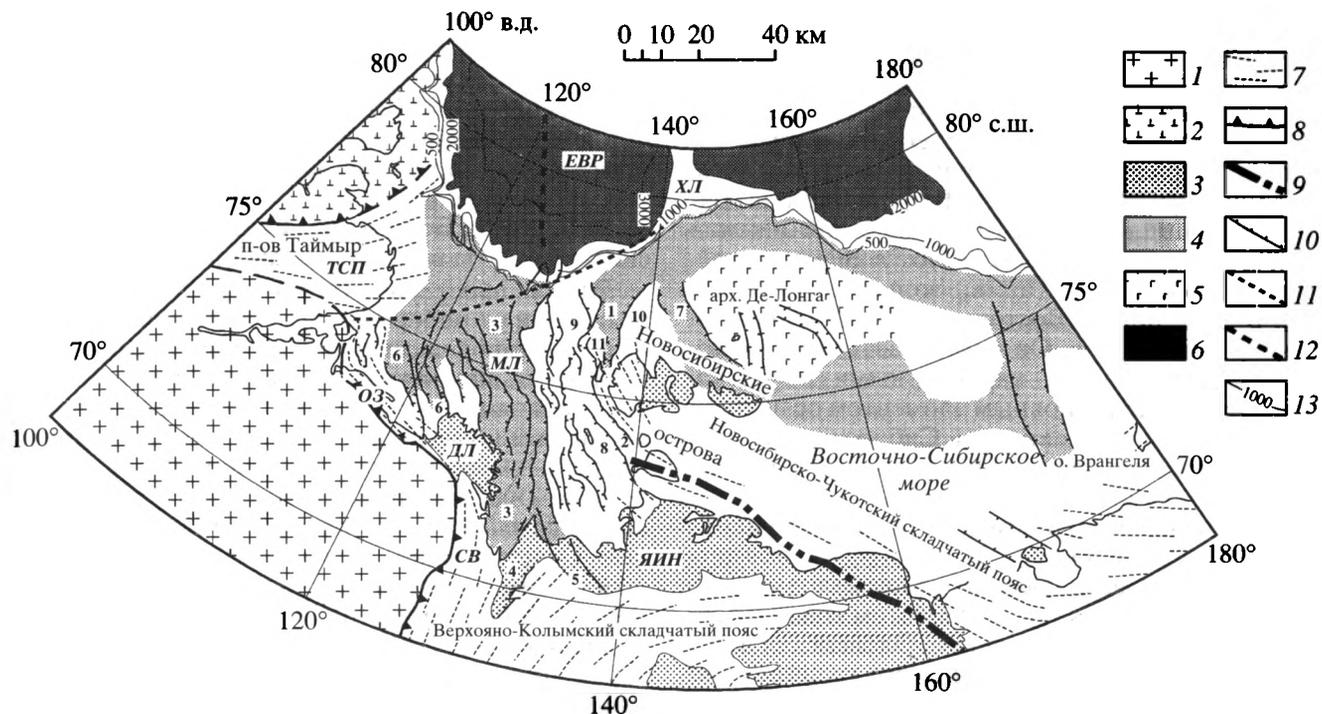
**Рис. 1.** Континентальная окраина моря Лаптевых и расположение многоканальных сейсмических профилей МОГТ. Буквами обозначены острова: Б – Бельковский, С – Столбовой, МЛ – Малый Ляховский, СН – мыс Святой Нос, ПМ – Приморская низменность.

1 – сейсмические профили МОГТ (а – профили ЛАРГЕ); 2 – изобаты в метрах; 3, 4 – на врезке: 3 – осевая рифтовая долина хр. Гаккеля, 4 – местоположение района, рассматриваемого в статье.

жнемеловой и верхнемеловой-четвертичный мегакомплексы. Первые два рассматриваются как параплатформенные, а третий – как плитный, залегающий на позднемезозойском складчатом основании в восточной части шельфа.

В рамках другой концепции предполагается, что осадочный чехол шельфа моря Лаптевых повсеместно сложен верхнемеловыми-кайнозойскими толщами. Его формирование связывается

с деструкцией гетерогенного складчатого основания, начавшейся в позднем мелу и продолжавшейся вплоть до настоящего времени и вызванной раскрытием Евразийского бассейна [3, 36, 42, 51]. Настоящая статья посвящена более подробной аргументации данной концепции. Основой построений являются материалы ЛАРГЕ. Они включают 8 временных мигрированных профилей МОГТ с длиной сейсмической записи 5 с ТWT



**Рис. 2.** Схема главных структурных элементов континентальной окраины моря Лаптевых и сопредельных областей (полярная стереографическая проекция).

1 – Восточно-Сибирский кратон; 2 – Карский массив; 3 – кайнозойские отложения на материке и островах; 4 – глубокие меловые–кайнозойские осадочные бассейны преимущественно рифтовой природы на шельфе; 5 – вулканическое поднятие Де-Лонга; 6 – океанские котловины; 7 – генерализованные структурные тренды в складчатых поясах; 8 – фронтальные надвиговые зоны складчатых поясов; 9 – Южно-Анюйско-Ляховская шовная зона; 10 – сбросы; 11 – Хатангско-Ломоносовский трансформный разлом; 12 – спрединговая ось хребта Гаккеля; 13 – изобаты в метрах.

Буквами обозначены: *ЕВР* – Евразийский бассейн, *ХЛ* – хребт Ломоносова, *ТСП* – Таймырский складчатый пояс, *ОЗ* – Оленекская складчатая зона, *МЛ* – море Лаптевых, *ДЛ* – дельта Лены, *СВ* – Северное Верхоянье, *ЯИН* – Яно-Инди-гирская низменность. Цифры означают: рифты: 1 – Анисинский, 2 – Бельковско-Святоносский, 3 – Усть-Ленский, 7 – Новосибирский; грабены: 4 – Омолойский, 5 – Усть-Янский; 6 – Южно-Лаптевский рифтовый прогиб; горсты: 8 – Столбовской, 9 – Восточно-Лаптевский, 11 – Бельковский; 10 – Котельничское поднятие.

(время двойного пробега отраженной волны), общей протяженностью около 1700 км, полученных с использованием пневмоисточника объемом 5.9 л и 48-канальной сейсмокосы длиной 1200 м. В рассмотрение включены и профили МАГЭ, доступные в виде глубинных и временных разрезов. Эти материалы позволили распространить к югу и северу структуры, выделенные в области сейсмической съемки ЛАРГЕ. Кроме того, использовались результаты работ автора в данном регионе в ходе других наземных и морских экспедиций.

### Тектоническое положение, главные структурные элементы и плейт-тектоническая история моря Лаптевых

Тектоническая позиция моря Лаптевых своеобразна. Во-первых, это область сочленения Восточно-Сибирского кратона и трех мезозойских складчатых поясов: Таймырского, Верхояно-Колымского и Новосибирско-Чукотского (рис. 2). Становление этого тектонического узла началось в конце палеозоя с приращения к окраине

Сибирского палеоконтинента серии террейнов, а заключительные деформации и интенсивный гранитоидный плутонизм вдоль зон коллизии приходится на середину мела [12, 27, 37, 49]. Во-вторых, в море Лаптевых происходит взаимодействие самого низкоскоростного спредингового хребта с краем континента. Разрастание океанской литосферы в течение всего кайнозоя трансформировалось в растяжение континентальной, что привело к возникновению обширной системы горстов и грабенов, которую мы рассматриваем как рифтовую систему моря Лаптевых. Таким образом, тектоника дна моря Лаптевых является результатом позднемезозойской складчатости и кайнозойского рифтогенеза. Последний, как следует из сейсмологических данных, продолжается и в настоящее время, а рифтовая система моря Лаптевых является самым крайним сегментом дивергентной границы Северо-Американской и Евразийской плит в Арктике [1, 32, 39, 50, 52].

Геологические данные показывают, что практически везде, за исключением Хатангского за-

лива, складчатые пояса обрамляют море Лаптевых и, срезаясь под разными углами линией берега, очевидно, продолжают в область шельфа, формируя его основание (см. рис. 2). В прибрежных районах доминируют палеозойские и мезозойские карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные комплексы. Верхоянский терригенный комплекс (верхний палеозой–нижний мел) и его аналоги преобладают в Верхоянской, Оленекской и Южно-Таймырской складчатых зонах, обрамляющих Восточно-Сибирский кратон на востоке и севере. Он подстилается рифейско-среднепалеозойскими карбонатными образованиями и является основным элементом осадочной призмы пассивной окраины Сибирского палеоконтинента. Эта деформированная окраина, по-видимому, простирается в северо-восточном направлении под осадочным чехлом шельфа вплоть до о. Столбового (см. рис. 2), где обнажаются дислоцированные верхнеюрско-нижнемеловые терригенные турбидиты [13], во многом тождественные верхоянскому комплексу. Оленекская зона, судя по особенностям аномального гравитационного поля, представляет апофиз или продолжение Верхоянской и следует, в основном, под шельфовым осадочным чехлом вплоть до полуострова Таймыр, сочленяясь с Южно-Таймырской зоной [7]. Острова Котельный и Бельковский (см. рис. 1) на западном окончании Новосибирско-Чукотского складчатого пояса сложены практически непрерывной дислоцированной в некоем последовательности карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных комплексов от ордовика до нижнего мела [9].

Узкая и напряженно дислоцированная Южно-Анюйско-Ляховская офиолитовая шовная зона разграничивает Новосибирско-Чукотский и Верхоянский складчатые пояса. Она прослежена аэромагнитными съемками от низовьев Колымы до мыса Святой Нос и о. Большого Ляховского [24, 30] и далее предположительно проходит между о. Столбовым и о-вами Бельковским и Котельным (см. рис. 1) под мощным кайнозойским чехлом рифтовой системы моря Лаптевых.

Таким образом, геологические данные указывают на продолжение мезозойских складчатых поясов в область моря Лаптевых, где они образуют гетерогенное основание рифтовой системы. При отсутствии буровых скважин на шельфе этот вывод представляется важным для интерпретации данных МОГТ, так как существенно сужает возможный стратиграфический диапазон чехла.

Рифтовая система моря Лаптевых представляет ансамбль глубоких рифтовых осадочных бассейнов и горстовых блоков фундамента (см. рис. 2). С востока на запад выделяются: Анисинский и Бельковско-Святоносский рифты, Восточно-Лаптевский и Столбовской горсты, Усть-Ленский рифт и Южно-Лаптевский рифтовый бассейн.

Котельническое поднятие ограничивает рифтовую систему с востока, отделяя ее от Новосибирского рифта в северо-западной части Восточно-Сибирского моря. Поле силы тяжести центральной и восточной частей шельфа имеет наиболее контрастный характер с вариациями амплитуд от  $-60$  мГал над рифтами до  $50$  мГал – над горстами; Усть-Ленский, Бельковско-Святоносский и Анисинский рифты выражены наиболее ярко.

Рифты простираются в северо-западном направлении от побережья к Евразийскому бассейну и в северной части шельфа срезаются субортгоналным по отношению к ним линеаментом, выраженным в аномальных гравитационном и магнитном полях. Он совпадает с крутым континентальным склоном и далее пересекает в юго-западном направлении весь шельф, уходя в имеющий согласное с ним простираение Хатангский залив. Существование зоны разломов, совпадающей с этим линеаментом, было ранее предположено Р.О. Галабалой [8], К. Фудзитой и др. [38] и А. Гранцем и др. [41], называвшими ее Хатангской зоной разломов, Северным сдвигом (transfer) и разломом Чарли, соответственно. Мы рассматриваем данный линеамент как выражение зоны Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома, отделяющего океанскую литосферу Евразийского бассейна от уточненной континентальной – моря Лаптевых. По нему, по мере открытия Евразийского бассейна, должно было осуществляться смещение хребта Ломоносова в восточном относительно края континента направлении.

Раскрытие Евразийского бассейна, начавшееся около 58–56 млн. лет назад, оказало наибольшее воздействие на структуру дна моря Лаптевых. Как следует из анализа движений Евразийский и Северо-Американской плит и геологических данных [17, 18, 25, 26, 47 и др.], кайнозойская история региона включает следующие периоды:

1) *конец палеоцена–эоцен*: раскол континентальной коры и относительно быстрый, около 2 см/год, спрединг, сопровождавшийся интенсивным растяжением литосферы моря Лаптевых. На этом этапе, по-видимому, были сформированы основные элементы рифтовой системы;

2) *олигоцен–средний миоцен*: период сжатия и/или транспрессии. Около 36 млн. лет назад происходит резкое изменение характера взаимодействия плит, и полюс их вращения перемещается в район, близкий к современному южному окончанию хребта Гаккеля. В Евразийском бассейне спрединг замедлился до 0.2–0.3 см/год, а южнее полюса вращения растяжение континентальной коры сменилось сжатием, что вызвано складчато-надвиговыми дислокациями палеоген-нижнемиоценовых отложений [25];

3) *конец среднего миоцена–средний плейстоцен*: ускорение спрединга до 1.2–1.5 см/год и смещение полюса вращения к югу. Это привело к во-

зобновлению рифтогенеза в области моря Лаптевых, а в континентальных районах в плиоцене формируется обширное поднятие Черского и осложняющий его Момский рифт;

4) *середина плиоцена–настоящее время*: период редуцированного рифтогенеза. Как показано в [32], около 3 млн. лет назад могла иметь место последняя перестройка взаимодействия Северо-Американской и Евразийской плит. Полнос вращения снова переместился к северу и, в соответствии с сейсмологическими данными и результатами спутниковых наблюдений за современными движениями плит [31], находится в районе побережья залива Буор-Хая. В результате этого к югу от полюса вращения плит, в горных районах Северо-Восточной Азии, произошла смена режима растяжения литосферы на сжатие [15, 50], а в области моря Лаптевых – значительное замедление рифтогенеза.

Кроме указанных периодов, мы предполагаем, что начальное растяжение литосферы моря Лаптевых имело место в конце позднего мела–палеоцене, т.е. за 10–15 млн. лет до начала спрединга в Евразийском бассейне. Данная тектоническая фаза не выражена в аномальном магнитном поле бассейна и будет обсуждаться ниже.

#### Сеймостратиграфия и возраст осадочного заполнения рифтов

Мощные осадочные толщи заполнения рифтов повсеместно развиты на шельфе, за исключением вершинных частей Столбовского и Бельковского горстов (см. рис. 2). В континентальных районах, примыкающих к морю Лаптева, кайнозойские отложения образуют чехлы в Яно-Инди-гирской низменности и дельте Лены, являющихся непосредственным продолжением осадочного чехла шельфа, а также выполняют серию небольших грабен в Северном Верхоянье (см. рис. 2). Везде на материке кайнозойские отложения резко несогласно залегают на позднемезозойском складчатом основании, представлены преимущественно континентальными песчано-глинистыми фациями с большим количеством растительных углефицированных остатков и обнаруживают значительную неполноту разрезов, выраженную в многочисленных стратиграфических перерывах. Расчленение и корреляция этих толщ выполнены по палинологическим данным [20].

При отсутствии буровых скважин прибрежные разрезы осадочного чехла, несмотря на их относительную неполноту, становятся единственным источником информации о возможном возрасте и природе сейсмических комплексов (СК) шельфа. Корреляция СК с наземными разрезами предполагает, что региональные несогласия имеют одинаковый или очень близкий возраст как в области современной суши, так и на шельфе и со-

ответствуют фазам тектонической активности, связанным в данном регионе с взаимодействием Северо-Американской и Евразийской плит. Действительно, основные стратиграфические несогласия, известные в Лаптевском регионе [20], удовлетворительно сопоставляются с основными тектоническими событиями в области глубоководных бассейнов Арктики; отмечается и их корреляция с несогласиями в хорошо изученной области моря Бофорта (рис. 3).

Рефлектор “А” с различной степенью уверенности распознается на всех сейсмических профилях за исключением отрезков, пересекающих глубоко погруженные части рифтов. Ниже этого рефлектора не зафиксировано сколько-нибудь протяженных и регулярных отражений, и он рассматривается как поверхность акустического фундамента (рис. 4). Последний трактуется как гетерогенное, в основном складчатое, консолидированное в позднем мезозое основание шельфа. Так как на горизонт “А” налегают разновозрастные СК, он представляет гетерохронное несогласие, которое в осевых частях рифтов может соответствовать началу рифтогенеза (rift onset unconformity), а в пределах горстов, перекрытых самыми молодыми комплексами, отражать его заключительные стадии.

Волновое поле выше горизонта “А” представлено когерентными отражениями и характеризует осадочный чехол моря Лаптевых, в основном заполняющий рифтовые бассейны. Согласно опубликованным сеймостратиграфическим схемам, от 10 до 3 сейсмических горизонтов имеют региональное распространение и соответствуют стратиграфическим несогласиям в чехле [14, 28, 36, 42, 51]. Несмотря на значительные различия между схемами, сопоставление которых дано в [34], из них следует, что в сейсмическом выражении осадочный чехол состоит из двух крупных совокупностей СК, или сеймостратиграфических этажей. Они прослеживаются на всех профилях МОГТ, имеют сходные сейсмические характеристики и разделены региональными рефлекторами “1” или “Л” на профилях МАГЭ, “4” на профилях ЛАРГЕ и “LS-3” на профилях ВGR. Нижний этаж, как правило, включает несколько СК с высокими отражательными свойствами и заполняет рифты, тогда как верхний этаж плащеобразно перекрывает всю рифтовую систему моря Лаптевых и представлен одним или двумя СК с относительно “прозрачным” волновым полем.

На профилях ЛАРГЕ выделяется пять СК (таблица). Все они представлены в Усть-Ленском рифте (см. рис. 2, 4), тогда как в других элементах рифтовой системы моря Лаптевых некоторые из них отсутствуют.

СК-1–СК-4 образуют нижний этаж, заполняющий рифты. Сейсмические горизонты в верхней части последовательности имеют хорошую выра-

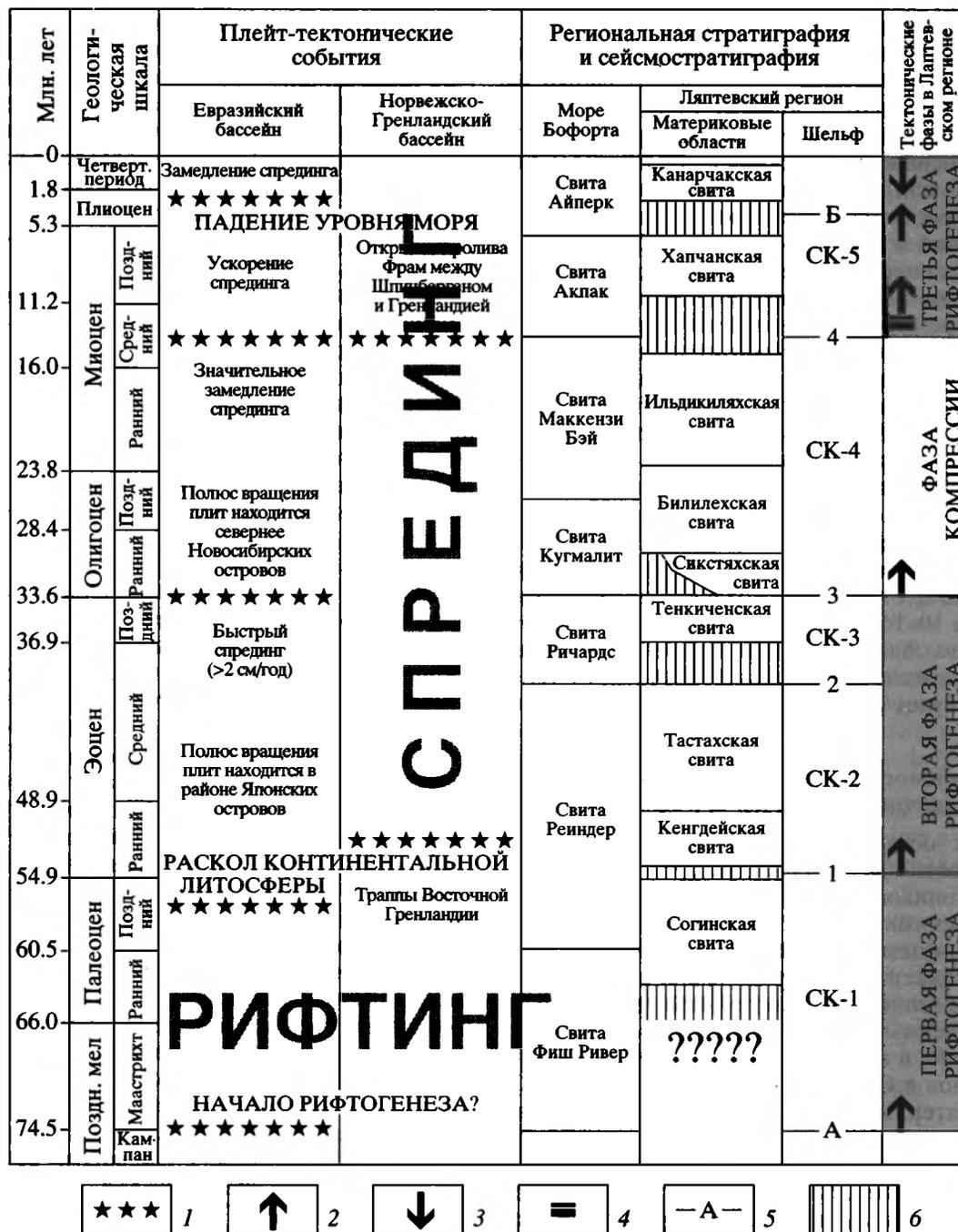


Рис. 3. Схема корреляции плейт-тектонических событий в Арктике с региональной стратиграфией и сеймостратиграфией окраины моря Лаптева и моря Бофорта.

1 – рубежи плитно-тектонических перестроек; 2 – поднятие, регрессия и эрозия; 3 – опускание, трансгрессия и осадконакопление; 4 – изменение характера седиментации в результате резкого изменения палеоклиматических условий; 5 – основные сейсмические горизонты; 6 – интервалы отсутствия отложений.

женность, тогда как в ее низах, где качество записи ухудшается, их локализация и корреляция затруднены.

Рефлекторы “1” и “2” фрагментарно прослеживаются вдоль восточного борта Усть-Ленского рифта. Ограниченные ими СК-1 и СК-2 интен-

сивно дислоцированы сбросами и обнаруживают значительные вариации мощностей в зависимости от амплитуды последних (рис. 5, 6, см. рис. 4, 6, 7), т.е. являются синрифтовыми и предположительно были сформированы в первую (доспрединовую) и во вторую фазы рифтогенеза, соответ-

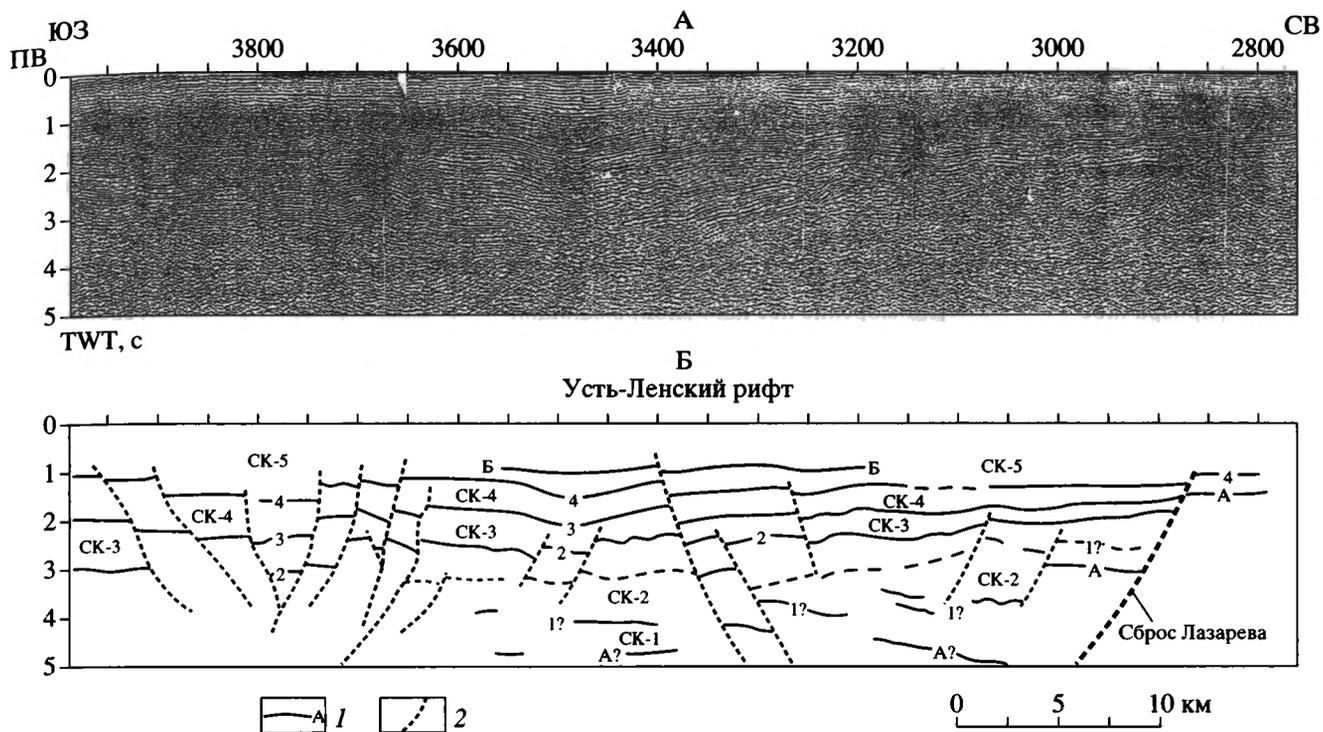


Рис. 4. Фрагмент мигрированного временного разреза ЛАРГЕ 89010 – А и его интерпретация – Б. Местоположение фрагмента дано на рис. 5.

1 – основные сейсмические горизонты; 2 – сбросы. ПВ – пункты взрывов.

венно. Рефлектор “1” коррелируется с несогласием между палеоценом и эоценом – временем раскола континентальной коры и началом спрединга в Евразийском бассейне, а рефлектор “2” – с несогласием в верхах среднего эоцена.

Здесь следует отметить, что отложения верхнего мела, палеоцена и почти всего эоцена в большинстве районов обрамления моря Лаптевых отсутствуют. В ряде мест в подошве чехла залегает горизонт каолин-гидрослюдистой коры выветривания, который часто рассматривается как свидетельство регионального пенеплена конца мела–палеогена [19, 22]. И лишь в грабене Сого (район Тикси) установлены угленосные тонкообломочные отложения палеоцена, а в Кенгдейском, Кунгинском и Тастахском грабенах – эоценовые толщи [20]. Можно предположить, что в течение всего раннего кайнозоя обширные области, окружающие сегодня море Лаптевых, испытывали эрозию и пенепленизацию, а эродированный материал накапливался в формирующихся рифтах.

СК-3 установлен как в рифтовых депрессиях (см. рис. 4), так и за их пределами, исключая вершинные части горстов. Сильный рефлектор “3” в его кровле сопоставляется с несогласием между эоценом и олигоценом (см. рис. 3), а возможными возрастными аналогами СК служат тенкиченская свита в Яно-Индибирской низменности и средневерхнеэоценовая последовательность Ричардс в

море Бофорта. СК-3 дислоцирован многочисленными конседиментационными сбросами и обнаруживает значительные колебания мощности. Данные сбросы, вероятно, отвечают заключительным фазам второй рифтовой стадии.

СК-4, залегающий выше горизонта “3”, не обнаруживает признаков синрифтового накопления, таких, например, как возрастание мощности к центральным частям грабенов и ее сокращение на горстах. Его накопление могло иметь место в эпоху конвергенции Северо-Американской и Евразийской плит на Северо-Востоке Азии [25]. Данное событие выражено в складчато-надвиговых дислокациях нижних горизонтов кайнозойского осадочного чехла, известных на Новосибирских островах, в Северном Верхоянье и в Яно-Индибирской низменности [4, 11, 15, 25]. Геологические данные свидетельствуют об олигоцен-среднемиоценовом возрасте дислокаций. В ряде случаев на сейсмических профилях также устанавливаются компрессионные дислокации (см. рис. 6б, ПВ 3300–3400). Последние часто приурочены к СК-3 и СК-4 и вызваны надвигом бортов грабенов на их осадочное заполнение. Исходя из того, что надвиги и взбросы не проникают выше кровли СК-4, его возраст принят как олигоцен-среднемиоценовый. Предположительными аналогами данного СК являются сикстяхская свита и булгурияхтахская серия Омолойской впадины [20], которые, согласно [22], были сформированы в ус-

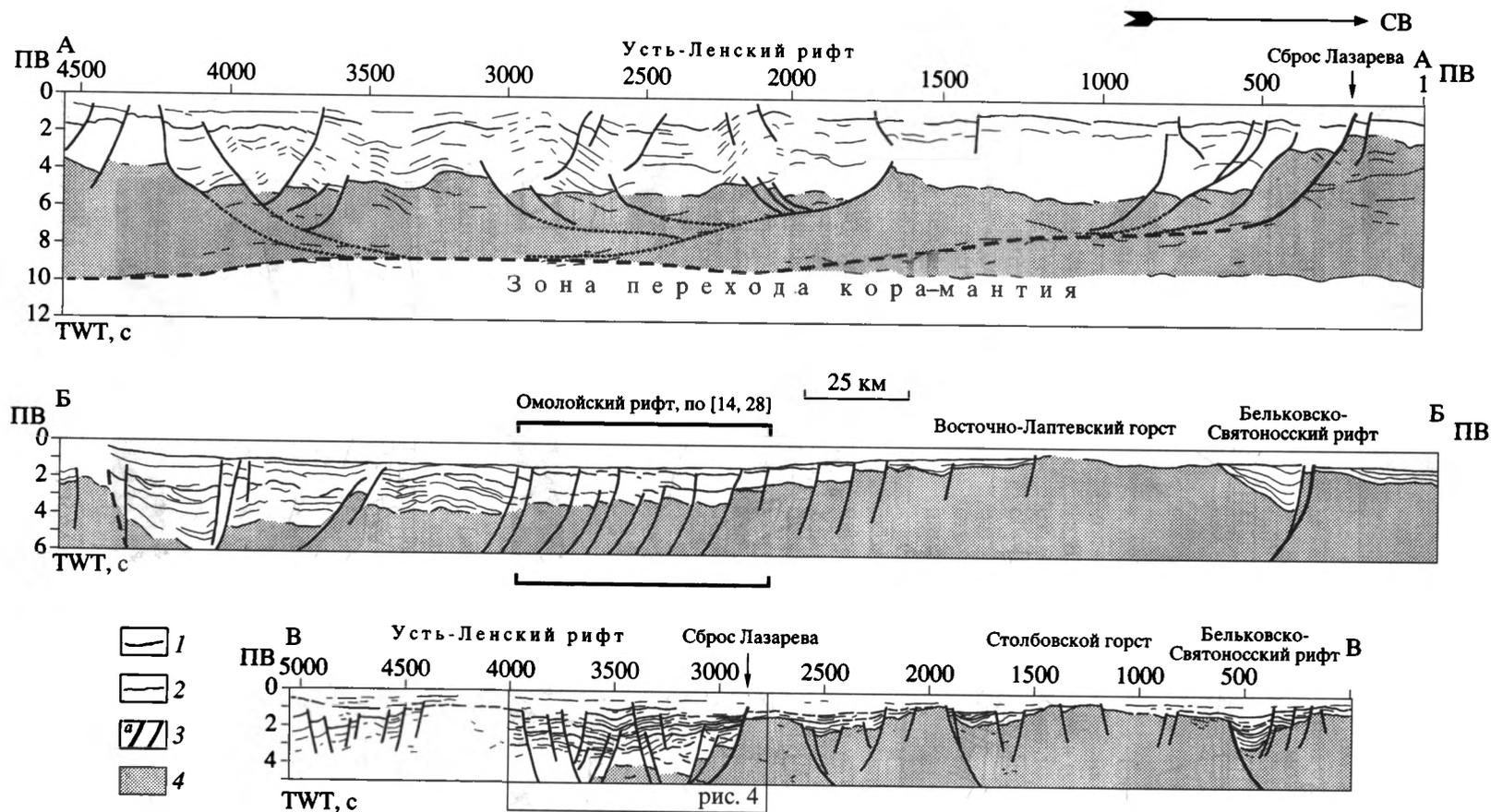
Основные характеристики сейсмостратиграфических единиц моря Лаптевых по данным сейсмических работ ЛАРГЕ

СК и сейсмические несогласия	Характеристика волнового поля	Предполагаемый состав и условия седиментации	Структурное положение	Глубина залегания горизонтов, с (км)		Максимальная мощность, с (км)	Предполагаемый возраст
				max	min		
СК-5	Сейсмически прозрачное	Морские и прибрежно-морские песчано-глинистые и глинистые отложения	Сплошной чехол, покрывающий весь шельф			2.2(2.7)	Конец среднего миоцена-голоцен
4				0.6(0.5)	2.2(2.7)		
СК-4	Высокая отражающая способность, преобладание протяженных параллельных рефлекторов	Частое переслаивание пластов преимущественно континентальных песчано-глинистых и песчаных отложений	Усть-Ленский рифт и краевые части соседних с ним горстов			1.1(1.6)	Олигоцен-начало среднего миоцена
3				0.5(0.4)	2.5(3.3)		
СК-3	Высокая и умеренная (в Усть-Ленском рифте) отражающая способность	Частое переслаивание песчаных, песчано-глинистых и угленосных пластов морского, прибрежно-морского и континентального генезиса	Усть-Ленский, Бельковско-Святоносский рифты, грабены в области между ними и краевые части горстов			1.0(2.0)	Средний-поздний эоцен
2				0.4(0.3)	3.0(4.4)		
СК-2	Интенсивные и среднеинтенсивные параллельные и волнообразные рефлекторы	Преимущественно морские песчано-глинистые толщи	Усть-Ленский, Бельковско-Святоносский рифты и основание грабенов в области между ними			1.6(4.0)	Ранний-средний эоцен
1				1.0(0.9)	3.9(6.7)		
СК-1	Умеренная до слабой отражающая способность; короткие субгоризонтальные и наклонные рефлекторы	Глинистые угленосные отложения преимущественно прибрежно-морского генезиса	Усть-Ленский рифт			1.5(4.0)	Поздний мел (маастрихт?)—палеоцен
A				0.3(0.25)	< 5.0(13)		

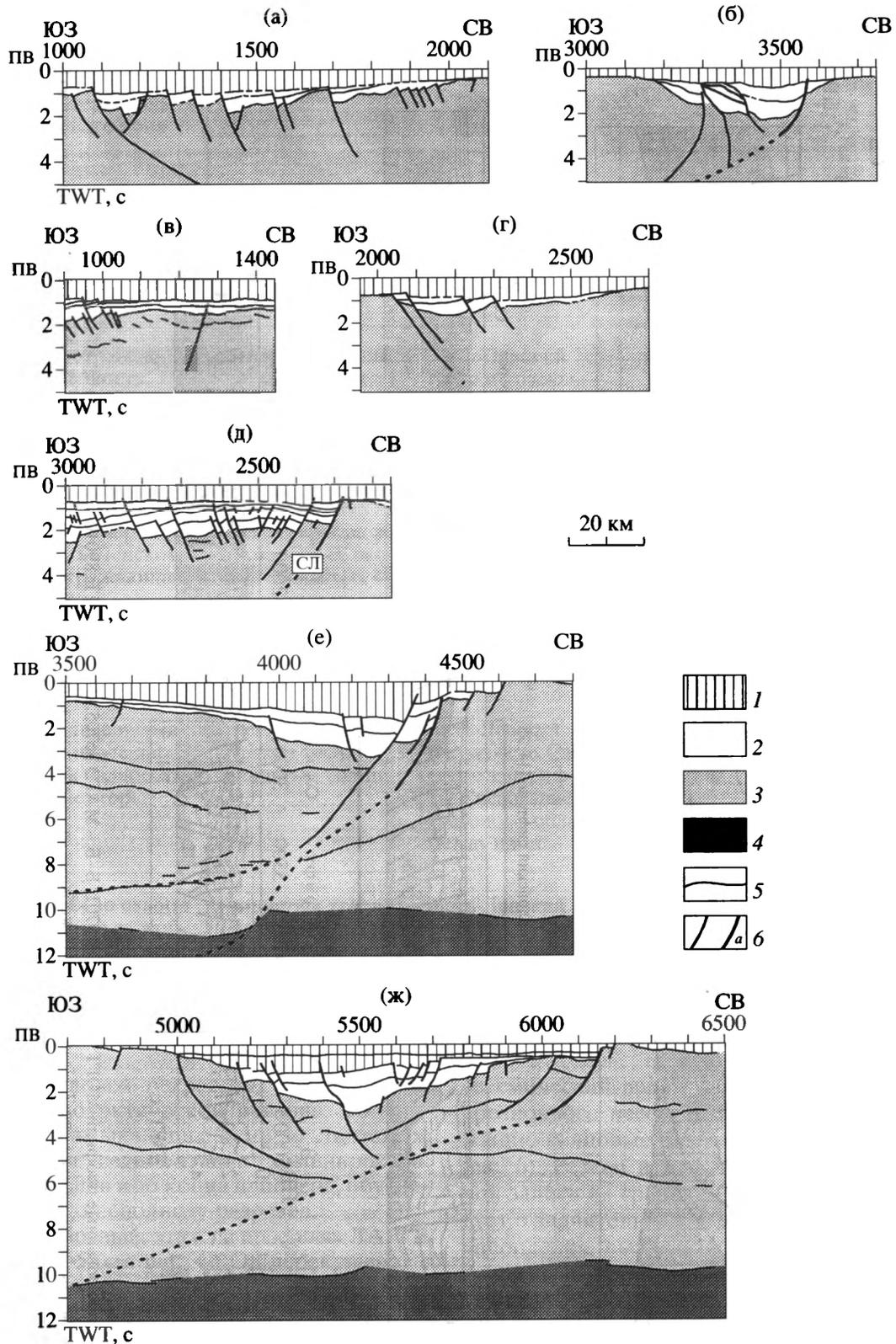
ловиях олигоценовой регрессии, проявившейся во всем восточноарктическом регионе. Во многих районах, примыкающих к морю Лаптевых, континентальная седиментация доминировала, начиная с олигоцена и до конца плиоцена, обусловив значительную неполноту разрезов.

Верхний, покровный, этаж на профилях ЛАРГЕ представлен СК-5 (см. рис. 4). Он перекрывает с трансгрессивным налеганием в подошве (горизонт "4") нижележащую последовательность СК с высокими отражательными характеристиками в рифтах и залегает на эродированной поверхности фундамента в пределах горстов. СК-5 характеризуется сейсмической "прозрачностью", т.е. отсутствием высокоамплитудных протяженных отражений. Горизонт "4" представляет яркий

сейсмический репер с отчетливыми признаками эрозионного несогласия, "срезающего" нижележащие волновые пакеты в бортах грабенов (см. рис. 6). Резкое изменение характера сейсмической записи на границе СК-4 и СК-5 свидетельствует о значительных изменениях условий осадконакопления, вызванных, вероятно, палеогеографическими причинами. Одно из таких событий фиксируется на уровне среднего-начала позднего миоцена во многих районах Арктики и связывается с открытием пролива Фрам между Гренландией и Шпицбергом, обусловившим глубокую связь водных масс Атлантики и Северного Ледовитого океана. Это, в свою очередь, привело к глобальному похолоданию и ус-



**Рис. 5.** Интерпретированные профили МОГТ: А-А – BGR 9701, Б-Б – МАГЭ 86705, В-В – ЛАРГЕ 89010. Местоположение профилей дано на рис. 7. На профиле Б-Б скобками отмечено положение Омолойского рифта по [14, 28]. Профиль BGR 9701 заимствован из [43]. 1 – главные сейсмические горизонты; 2 – второстепенные рефлекторы; 3 – сбросы (а – главные); 4 – континентальное основание рифтовой системы. ПВ – пункты взрывов.



**Рис. 6.** Фрагменты интерпретированных профилей МОГТ, иллюстрирующие особенности структуры рифтовой системы и характер взаимоотношений сейсмических комплексов. Местоположение фрагментов профилей приведено на рис. 7: а-б – ЛАРГЕ 8908, в-г – ЛАРГЕ 906, д – ЛАРГЕ 8907, е-ж – ВГР 9402.

1 – верхний и 2 – нижний сейсмостратиграфические этажи; 3 – континентальное основание рифтовой системы; 4 – зона перехода кора-мантия; 5 – основные отражающие горизонты; 6 – сбросы (а – главные). П.В. – пункты взрывов, СЛ – сброс Лазарева.

тановлению ледово-морских условий седиментации [33, 44, 53].

Таким образом, горизонт "4" сопоставляется с несогласием на уровне среднего миоцена, известным на всей территории северо-восточной Азии [20]. С ним связано практически полное отсутствие отложений верхней части среднего миоцена (мамонтовогорский горизонт), а в отдельных разрезах – и всего верхнего миоцена. Вероятно, этот стратиграфический перерыв был следствием обширного поднятия, вызванного средне-позднемиоценовой перестройкой взаимодействия плит и началом третьей фазы рифтогенеза в области моря Лаптевых (рис. 3).

СК-5 представляет аналог хапчанской и канарчакской толщ Приморской низменности (см. рис. 1) и свит Акпак и Айперк на шельфе моря Бофорт (Аляска). По-видимому, в полном объеме он представлен в осевых зонах грабенов, где его мощность возрастает до 2 с ТWT, а выше горизонта "4" появляется еще один рефлектор "Б", коррелируемый с несогласием между миоценом и плиоценом. На вершинных частях горстов СК-5 может быть значительно редуцирован из-за отсутствия верхнемиоцен-нижнеплиоценовых отложений.

Верхние 0.5–0.4 с сейсмической записи представлены пакетом интенсивных высокочастотных отражений, которые являются результатом реверберации. Результаты неглубокого бурения и теоретические расчеты [23, 29] позволяют предположить, что данный интервал представлен четвертичными тонкообломочными осадками, находящимися полностью или частично в мерзлом состоянии.

### Структура рифтовых осадочных бассейнов

*Бельковско-Святоносский и Анисинский рифты* представляют крайнюю восточную ветвь рифтовой системы моря Лаптевых, огибающую поднятие Новосибирских островов от кромки шельфа до побережья (рис. 7).

Клиновидный Анисинский рифт вытянут вдоль 136° в.д. на 220–240 км. Узкая, около 20 км, южная часть рифта внедрена в поднятие Новосибирских островов между о-вами Бельковским и Котельным, а северная сочленяется с Бельковско-Святоносским рифтом, образуя единый рифтовый бассейн шириной до 150 км. Северо-восточным бортом Анисинский рифт примыкает к Новосибирскому рифту, который уже следует отнести к структурам растяжения Восточно-Сибирского шельфа.

Бельковско-Святоносский рифт ответвляется от Анисинского в области 76–77° с.ш. и 134–135° в.д., где рифты разделены Бельковским горстом, и следует в меридиональном направлении до 75° с.ш.; на этом отрезке ширина рифта 20–30 км. Около

75° с.ш. и 136° в.д. рифт испытывает изгиб и следует в юго-восточном направлении до побережья в окрестностях мыса Святой Нос (см. рис. 7); продолжением его в области Яно-Индибирской низменности (см. рис. 2) является Гастахский прогиб. Восточнее о. Столбового Бельковско-Святоносский рифт состоит из двух субпараллельных полуграбенов, разделенных узким асимметричным Кигиляхским горстом, а его общая ширина достигает 50 км. Северный отрезок рифта сейсмически активен [1, 39] и может рассматриваться как шельфовое продолжение осевой сейсмической зоны хребта Гаккеля.

Оба рифта имеют асимметричный структурный профиль с единичным хорошо прослеживаемым главным листрическим сбросом (master fault) в восточных бортах. Единственным исключением является участок Бельковско-Святоносского рифта в месте его изгиба (см. рис. 5, 7), где рифт имеет противоположную полярность с главным сбросом в западном борту. По-видимому, как сам изгиб рифта, так и локальное изменение его структуры обусловлены неоднородностью фундамента в окрестности о. Бельковского.

Осадочное заполнение Бельковско-Святоносского рифта представлено СК-3, 4 и 5. СК-3 и 4 идентифицированы условно, так как их аналоги в Усть-Ленском рифте выклиниваются на Столбовском горсте, который ограничивает Бельковско-Святоносский рифт с запада (рис. 7). Косвенным подтверждением такой индексации служат надвиговые дислокации, которые указывают на допозднемиоценовый возраст двух нижних сейсмокомплексов (см. рис. 6б).

Мощность осадочного заполнения рифтов возрастает в северном направлении: от 2.5–3 км в южной части Бельковско-Святоносского рифта до 9 км в северной части Анисинского рифта. Разрез последнего, как показывают профили BGR и МАГЭ, характеризуется большей полнотой за счет нижних СК, отсутствующих в Бельковско-Святоносском рифте.

*Область высокого стояния фундамента* к западу от Анисинского и Бельковско-Святоносского рифтов, выделявшаяся ранее как Восточно-Лаптевское поднятие [14, 28], имеет длину около 700 км и ширину 150–160 км на севере, 120 км в центральной части (профиль ЛАРГЕ 89010, см. рис. 5, В–В) и 180–200 км на юге. Здесь оконтурено несколько горстов, простирающихся параллельно главным рифтам, осложненных и разделенных небольшими асимметричными полуграбенами (см. рис. 7). Восточно-Лаптевский, Столбовой и Широстонский горсты представляют наиболее крупные и относительно монолитные блоки, вершинные части которых находятся выше отметки –1 км и перекрыты лишь верхней частью СК-5. Восточно-Лаптевский и Столбовой горсты, разделенные двумя небольшими грабенами, об-

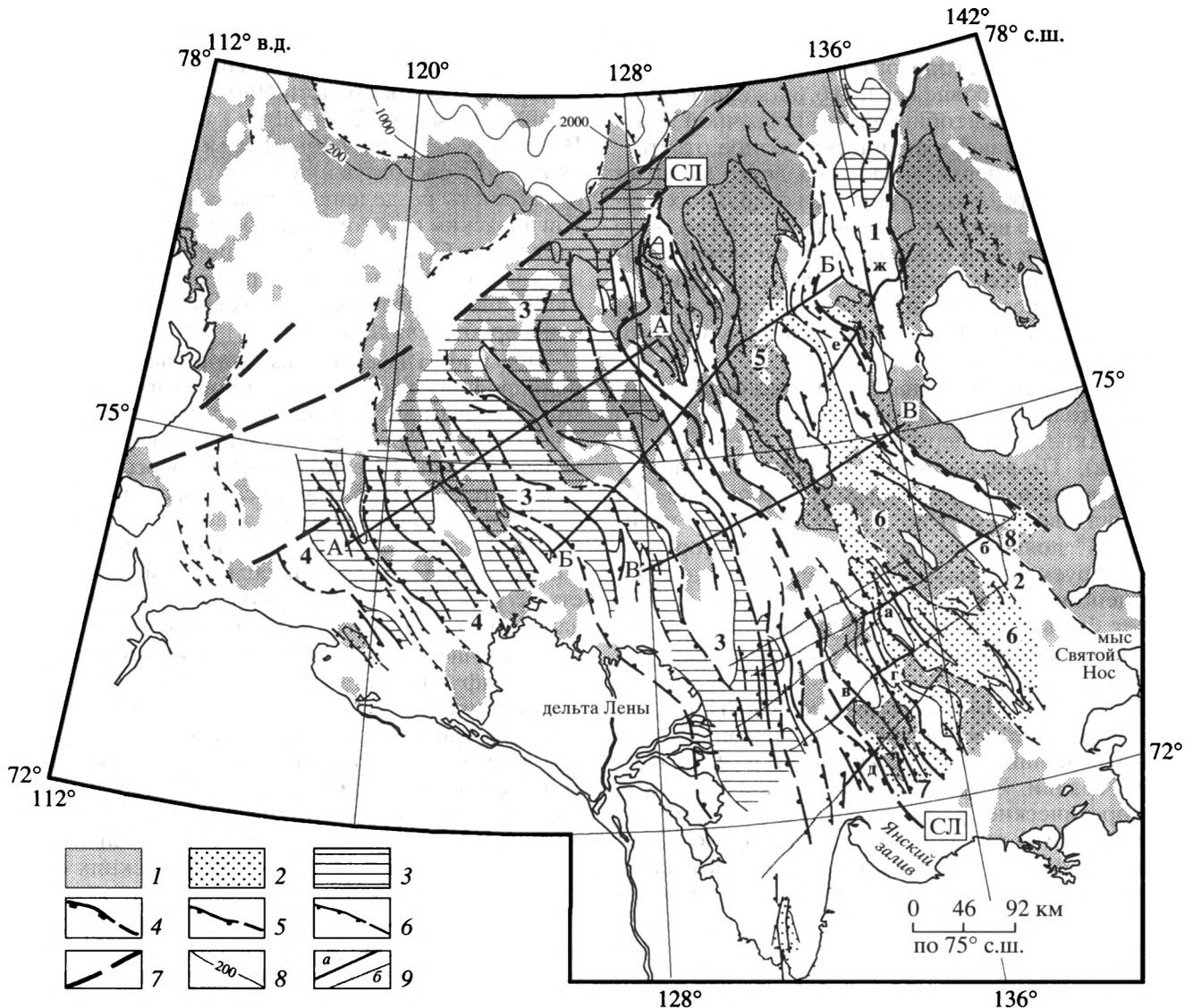


Рис. 7. Структурная схема рифтовой системы моря Лаптевых (полярная стереографическая проекция).

1 – генерализованные положительные аномалии поля силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии; 2 – части горстов, находящиеся выше отметки  $-1$  км; 3 – зоны рифтов, в которых основание опущено ниже  $-7$  км; 4–6 – сбросы; 4 – главные, 5 – с отчетливым вращением опущенных блоков и, как правило, листрической геометрии, 6 – прочие; 7 – зона Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома; 8 – изобаты в метрах; 9 – линии сейсмических профилей: а – интерпретация которых дана на рис. 5 (прописные буквы) и б (строчные буквы), б – прочие профили сейсмической съемки ЛАРГЕ.

Цифрами обозначены: рифты: 1 – Анисинский, 2 – Бельковско-Святоносский, 3 – Усть-Ленский; 4 – Южно-Лаптевский рифтовый прогиб; горсты: 5 – Восточно-Лаптевский, 6 – Столбовской, 7 – Широстонский, 8 – Кигиляхский. СЛ – сброс Лазарева.

разуют линейное поднятие вдоль восточного борта Бельковско-Святоносского рифта. Широстонский горст расположен в южной части рифтовой системы моря Лаптевых и отделен от Столбовского полуграбенем (см. рис. 7). Чехол области высокого стояния фундамента сложен, в основном, СК-4 и 5. СК-3 присутствует только в осевых частях грабенных, где мощности осадков достигают 2–3 км.

Западный край области высокого стояния фундамента интенсивно нарушен многочислен-

ными сбросами. В пределах этой зоны сейсмические горизонты погружаются в сторону Усть-Ленского рифта. Большинство сбросов имеют западные падения, хотя встречаются и противоположно направленные разломы. Для некоторых участков зоны характерны резкие изменения направления падения сбросов. Возможно, это является следствием зон аккомодации на границе между сегментами рифтовой системы, подстилаемыми противоположно направленными главными

ми сбросами. Если следовать принятой сейсмо-стратиграфической схеме, большинство сбросов области высокого стояния фундамента были активны в позднем эоцене и в позднем миоцене-плиоцене.

Западная часть моря Лаптевых изучена значительно слабее ее восточных районов (см. рис. 1). Однако имеющиеся данные МОГТ показывают весьма значительные мощности осадочного чехла к западу от 131° в.д. (см. рис. 6, 7); в отдельных зонах основание сброшено до глубин 2–13 км. Ранее в этой области выделялись Омолойский и Усть-Ленский рифты, Южно-Лаптевский и Западно-Лаптевский прогибы, Центрально-Лаптевское и Трофимовское поднятия [4, 14, 28, 45, 46]. Сейсмическая съемка BGR 1997 г. не подтвердила существование Омолойского рифта, Центрально-Лаптевского и Трофимовского поднятий и показала весьма слабую структурную обособленность Южно-Лаптевского прогиба [42, 43].

*Усть-Ленский рифт* представляет главную структуру растяжения рифтовой системы моря Лаптевых длиной около 600 км (см. рис. 7). На субмеридиональном отрезке от побережья залива Буор-Хая и до 73° с.ш. рифт относительно хорошо локализован, а его ширина по 72° с.ш. составляет 180 км. В южной части он разветвляется на два грабена, уходящие в заливы Янский и Буор-Хая и далее продолжающиеся на суше (Усть-Янский и Омолойский грабены, соответственно; см. рис. 2).

Севернее 73° с.ш. Усть-Ленский рифт следует в северо-западном направлении приблизительно до 76° с.ш., оканчиваясь на Хатангско-Ломоносовском линеаменте. На этом отрезке, северо-западнее профиля МАГЭ 86705, рифт не имеет четко выраженного западного борта и в виде единого рифтового бассейна распространяется в юго-западную часть шельфа, ранее относимую к Южно-Лаптевскому прогибу. Ширина всей этой зоны интенсивного растяжения вдоль профиля BGR 9701 составляет 315 км (см. рис. 5, А–А).

Восточный борт Усть-Ленского рифта пересечен многими профилями МОВ и прослежен достаточно уверенно. На значительном протяжении, особенно в северной части шельфа, он представлен единичным или несколькими уступами фундамента, ограниченными листрическими сбросами. Амплитуда смещений по некоторым из них составляет 1–1.5 км, а суммарная может достигать 5 км. К. Хинц и др. [42, 43] предполагают, что все эти сбросовые уступы соответствуют единому главному сбросу, названному именем академика Лазарева. Однако, как показывают профили МАГЭ 86705 и ЛАРГЕ 8906 (см. рис. 5, Б–Б, 7в), восточный борт рифта не всегда совпадает с единичным крупноамплитудным сбросом и главный сброс на таких участках рифта может находиться в его западном борту. Следовательно, Усть-Лен-

ский рифт может быть значительно сегментированным или даже состоять из отдельных грабенов, а не представлять единого целого, как это предполагается на сегодняшнем этапе изученности.

Усть-Ленский рифт заполнен всей последовательностью СК в диапазоне от позднего мела до голоцена включительно. Основание осевой части рифта наиболее глубоко опущено и фрагментарно прослеживается на уровне 5 с и ниже (более 10–11 км). Такие большие мощности могут быть следствием сочетания весьма значительного утонения коры моря Лаптевых и огромного количества осадочного материала, поставлявшегося в Усть-Ленский рифт палео-Леной и палео-Яной. Наибольшие по амплитуде конседиментационные сбросы отмечаются в СК-1 и СК-2, т.е. имели место в первую и вторую стадии рифтогенеза. Многие из этих сбросов были активны в третью стадию растяжения, однако, в целом, с уже меньшими смещениями. Исключение составляет осевая зона рифта, где амплитуда сбросовых смещений горизонта “4” достигает 1 с.

*Южно-Лаптевский рифтовый бассейн* выделяется с большой долей условности между дельтой Лены и Таймыром (см. рис. 7). Генетически он может представлять часть Усть-Ленского рифта, отделенную одним или несколькими горстами в области дельты Лены и прилегающего шельфа. Как показано сейсмическим профилем МАГЭ 87722, бассейн включает несколько узких грабенов с перепадами глубин залегания кровли фундамента до 2, 3 с. Мощность осадочного заполнения в центральной части бассейна может достигать 10–12 км.

Все структурные элементы рифтовой системы моря Лаптевых перекрыты верхней частью СК-5. Лишь отдельные сбросы нарушают сплошность локально распространенного горизонта “Б” (см. рис. 4). Амплитуда таких нарушений невелика, что может указывать на существенное замедление рифтогенеза на новейшем этапе развития моря Лаптевых. Однако высокий уровень сейсмичности дает основание полагать, что некоторые сбросы в бортах крупных рифтов все еще активны и могут проникать через весь СК-5 вплоть до поверхности дна. Вполне вероятно, что слой подводной реликтовой мерзлоты маскирует самые молодые сбросовые смещения в верхнем (0.5 с) интервале сейсмической записи.

### Заключение

Море Лаптевых имеет первостепенное значение для реконструкции позднемезозойской и кайнозойской истории Арктики и для изучения раскола континентов. Проведение работ МГТ значительно улучшило понимание тектоники этой области. Интерпретация сейсмических данных в совокупности с результатами картирования ано-

мального поля силы тяжести и геологическим изучением соседних участков суши позволили достаточно надежно установить основные структурные элементы рифтовой системы моря Лаптевых.

Одним из самых трудных вопросов геологии моря Лаптевых остается датирование сейсмических комплексов. В отличие от Н.М. Ивановой и др. [14], автор настоящей статьи не находит доказательств существования рифейско-раннемеолового параплатформенного чехла. Указания на высокие скорости сейсмических волн в низах осадочного заполнения рифтов не могут являться аргументом ввиду большой погрешности скоростей ОГТ на глубинах, превышающих длину сейсмической косы (2, 4 км). Вместе с тем, сейсмические комплексы, включаемые указанными авторами в параплатформенный чехол, локализованы в рифтах и имеют все признаки синрифтовой природы. В таком случае, следуя модели Н.М. Ивановой и др., мы должны предположить, что рифтовая система моря Лаптевых развивалась непрерывно, начиная с рифея, не испытав тектонической переработки в позднем мезозое, когда весь регион был охвачен складчатостью. Такое длительное развитие рифтовой системы представляется сомнительным.

Другой спорный вопрос касается существования Омолойского рифта, который предполагался как прямое продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля на шельфе [45, 47]. Профили, пересекающие Омолойский рифт в том виде, как он околонтурен в [14], показывают интенсивно дислоцированную сбросами структурную зону между Восточно-Лаптевским горстом и Усть-Ленским рифтом, в пределах которой нет структурно обособленного рифта (см. рис. 5, Б–Б, 7). Сейсмические съемки BGR также не выявили Омолойский рифт, и область к востоку от сброса Лазарева рассматривается К. Хинцем и др. [42, 43] как Усть-Ленский рифт.

Даже если бы Омолойский рифт и существовал, его вряд ли можно было бы считать прямым продолжением рифтовой долины хр. Гаккеля на шельфе, т.е. говорить о проникновении (proagation) спрединговой оси в континентальную окраину. Действительно, по мере открытия Евразийского бассейна хребет Гаккеля мигрировал в восточном направлении относительно шельфа, предположительно – вдоль Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома, с половинной скоростью спрединга. Очевидно, что хребет занял свое сегодняшнее место лишь в недавнее время, в течение третьей фазы рифтогенеза, тогда как сторонники существования Омолойского рифта предполагают его заложение уже в позднем мелу.

Море Лаптевых является самой молодой и все еще активной областью деструкции восточного сектора континентальной окраины Евразии в Арктике. Этот регион развивался в условиях

рифтогенеза на протяжении последних 70 млн. лет, под воздействием открытия Евразийского бассейна. Результатом этого явилось формирование обширной рифтовой системы. Уменьшение в восточном направлении общей мощности осадочного заполнения рифтов от 10–12 км в Южно-Лаптевском рифтовом бассейне и Усть-Ленском рифте до 4–5 км в Бельковско-Святоносском рифте, а также упрощение внутренней структуры рифтов свидетельствуют о миграции рифтогенеза в этом направлении. Такая миграция, по-видимому, явилась следствием перемещения спредингового хребта Гаккеля в восточном направлении по отношению к краю континента.

Имеющиеся на сегодня данные не позволяют предположить прямое проникновение оси спрединга из Евразийского бассейна в пределы континентальной окраины моря Лаптевых. Вместе с тем, можно утверждать, что рифтовая система моря Лаптевых является прямым следствием формирования современной конфигурации дивергентной границы Северо-Американской и Евразийской плит на Северо-Востоке Азии. В отличие от Н.А. Богданова и др. [2], автор настоящей статьи предполагает, что, начиная приблизительно со второй половины позднего мела, рифтовая система моря Лаптевых являлась одним из сегментов данной границы плит, а в позднем миоцене–плиоцене она могла также быть и связующим звеном между спрединговым хребтом Гаккеля и Момским материковым рифтом, как это предполагалось А.Ф. Грачевым и др. [10].

Данная работа на разных ее стадиях была поддержана Международным научным фондом (грант M5U000), Министерством науки и технологий ФРГ (грант 525400303G0517A), грантом ENVIR.LG 941350 НАТО и Исполнительным комитетом Нансеновской программы арктического бурения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // *Физика Земли.* 1993. № 5. С. 28–38.
2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // *Докл. РАН.* 1995. Т. 345. № 1. С. 84–86.
3. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б.* Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1 : 2500000). М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.
4. *Виноградов В.А.* Море Лаптевых // *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.* Т. 9: Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 51–60.

5. *Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Грамберг И.С., Шимараев В.Н.* Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири // Сов. геология. 1976. № 9. С. 23–38.
6. *Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Русаков И.М., Шимараев В.Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 144 с.
7. *Виноградов В.А., Драчев С.С.* К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части моря Лаптевых // Докл. РАН (в печати).
8. *Галабала Р.О.* Некоторые проблемы новейшей тектоники Якутии // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1983. С. 51–59.
9. Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. 78 с.
10. *Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Красик А.М.* Средний Арктический хребет и его материковое продолжение // Геоморфология. 1970. № 1. С. 42–45.
11. *Гриненко О.В., Имаев В.С.* Кайнозойские надвиги Северного Хараулаха // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 121–124.
12. *Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
13. *Иванов В.В., Клубов Б.А., Похиалайнен В.П.* Новые данные по геологии острова Столбового (Новосибирский архипелаг) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 879–890.
14. *Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 5. С. 789–795.
15. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмостектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 140 с.
16. *Имаев В.С., Козьмин Б.М.* Напряженное состояние земной коры побережья моря Лаптевых по структурно-геологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 1989. № 10. С. 124–129.
17. *Карасик А.М.* Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974. С. 23–31.
18. *Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П.* Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 5. С. 1191–1196.
19. *Ким Б.И.* История развития Лаптевоморского шельфа и палеошельфа в кайнозой // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1986. С. 119–123.
20. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.
21. *Патык-Кара Н.Г., Гришин М.А.* Место хребта Полоусного в структуре Северо-Востока СССР и его новейшая тектоника // Геотектоника. 1972. № 4. С. 90–98.
22. *Патык-Кара Н.Г., Лаухин С.А.* Эволюция рельефа арктического побережья северо-востока Азии в кайнозой // Сов. геология. 1986. № 1. С. 75–84.
23. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л., Пустовойт Х.В., Хуббертен Х., Кассенс Х., Ниессен Ф.* Распространение многолетнемерзлых пород на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. № 3. 1997. С. 3–14.
24. *Русаков И.М., Виноградов В.А.* Эвгеосинклинальные и многоэосинклинальные области Северо-Востока СССР // Ученые записки НИИГА. Регион. геология. 1969. Вып. 15. С. 5–27.
25. *Савостин Л.А., Драчев С.С.* Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология. 1988. Т. XXVIII. Вып. 5. С. 775–782.
26. *Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П.* История раскрытия Евразийского бассейна Арктики // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1156–1161.
27. *Савостин Л.А., Натанов Л.М., Ставский А.П.* Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона // Доклады 27 МФК: Палеоокеанология. Коллоквиум К. 03. Москва, 4–14 авг. 1984. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 172–187.
28. *Секретов С.Б.* Геологическое строение Лаптевоморского шельфа по материалам сейсмических исследований МОВ ОГТ: Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. 23 с.
29. *Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д., Теплеев Е.В., Михалюк Ю.Н.* Криогеотермия и гидраты природного газа в Северном Полярном океане. Л.: Севморгеология, 1987. 150 с.
30. *Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Карева Н.Ф.* Продолжение Южно-Анхойской сутуры в приморской низменности // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. С. 1447–1450.
31. *Argus D.F., Heflin M.B.* Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the global positioning system // Geophys. Res. Letters. 1995. V. 22. P. 1973–1976.
32. *Cook D.B., Fujita K., McMullen C.A.* Present-day plate interactions in Northeast Asia: North American, Eurasian, and Okhotsk plates // J. Geodyn. 1986. V. 6. P. 33–51.
33. *Dixon J., Dietrich J.R.* Canadian Beaufort Sea and adjacent land areas // The geology of North America. V. L. The Arctic Ocean region. Geol. Soc. of Amer. Boulder, Co., 1990. P. 239–256.
34. *Drachev S.S.* Laptev Sea rifted continental margin: Modern knowledge and unsolved questions // Proceedings of Third International conference on Arctic continental margins (ICAM-III). Polarforschung, 2000 (in press).
35. *Drachev S.S., Johnson G.L., Laxon S., McAdoo D., Kassens H.* Main structural elements of the Eastern Russian Arctic Continental Margin derived from satellite gravity and multichannel seismic reflection data // Land–Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / Eds. Kassens H. et al. Berlin: Springer Verlag, 1999. P. 667–682.

36. *Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* Structure and Geology of the Continental Shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*. 1998. V. 298. P. 357–393.
37. *Fujita K.* Pre-Cenozoic tectonic evolution of northeast Siberia // *Journal of Geology*. 1978. V. 86. P. 159–172.
38. *Fujita K., Cambray F.W., Velbel M.A.* Tectonics of the Laptev Sea and the Moma rift systems, northeastern USSR // *Mar. Geol.* 1990. V. 93. P. 95–118.
39. *Fujita K., Cook D.B., Hasegawa H., Forsyth D., Wetmiller R.* Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and the North American plate boundary in Asia // *The Geology of North America*. V. L. The Arctic Ocean region. Geol. Soc. of Amer. Boulder, Co., 1990. P. 79–100.
40. *Grachev A.F.* Geodynamics of the Transitional Zone from the Moma Rift to the Gakkel Ridge // *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 1983. V. 34. P. 103–114.
41. *Grantz A.* and shipboard party. Cruise to the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // *Eos. Trans. AGU*, 1993. V. 74. P. 250.
42. *Hinz K., Block M., Delisle G., Franke D., Kos'ko M.K., Neben S., Reichert C., Roeser H.A., Drachev S.* Deformation of Continental Lithosphere on the Laptev Sea Shelf, Russian Arctic // *Abstracts of III International Conference on Arctic Margins (ICAM III)*. Celle, Germany, 12–16 October, 1998. P. 85.
43. *Hinz K., Delisle G., Cramer B. et al.* Initial report on marine seismic measurements and geoscientific studies on the shelf and slope of the Laptev Sea & East Siberian Sea. Part II – Preliminary scientific results // *Bundesanstalt fuer Geowissenschaften und Rohstoffe*. 1997. P. 51–160.
44. *Hinz K., Eldholm O., Block M., Skogseid J.* Evolution of North Atlantic volcanic continental margins // *Proceedings of 4th Conference*. Geol. Soc. London, 1993. P. 901–913.
45. *Ivanov V.L., Gramberg I.S., Pogrebitsky Y.Y., Lazurkin D.V., Kim B.I., Yashin D.S., Avetisov G.P.* Evolution peculiarities of the Laptev Sea geosystem as a key region in the Arctic // *Reports on Polar Research*. Bremerhaven, FRG: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1994. V. 144. P. 107–110.
46. *Kin B.I.* Seismic zones of the Laptev margin plate and their continental and ocean projection // *Programme and Abstracts of 4th Conference on Plate Tectonics*. Moscow: IORAN and GEOMAR, 1993. P. 78.
47. *Kristoffersen Y.* Eurasia Basin // *The Geology of North America*. V. L. The Arctic Ocean region. Geol. Soc. of Amer. Bulder, Co., 1990. P. 365–378.
48. *Laxon S.W., McAdoo D.C.* Satellites provide new insights into Polar geophysics // *Eos. Trans. AGU*, 1998. V. 79. P. 69.
49. *Parfenov L.M.* Tectonics of the Verhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 319–342.
50. *Parfenov L.M., Koz'min B.M., Grinenko O.V., Imaev V.S., Imaeva L.P.* Geodynamics of the Chersky seismic belt // *J. Geodyn.* 1988. № 9. P. 15–37.
51. *Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C.* Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the Western part of the East Siberian Sea // *Reports on Polar Research*. Bremerhaven, FRG: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1995. V. 176. P. 367–377.
52. *Savostin L.A., Karasik A.M.* Recent plate tectonics of the Arctic basin and of northeastern Asia // *Tectonophysics*. 1981. V. 74. P. 111–145.
53. *Wolf T.C.W., Thiede J.* History of terrigenous sedimentation during the past 10 m.y. in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81) // *Marine Geology*. 1991. V. 101. P. 83–102.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Н.А. Богданов

## Tectonics of the Laptev Sea Rift System

S. S. Drachev

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117851 Russia*

**Abstract**—The Laptev Sea is a unique example of junction between an active spreading center (Gakkel Ridge) and a continental margin, which is important to the study of a continental breakup. The modern view on tectonics in this region is based on results of marine multichannel seismic reflection profiling by the CDP method, recent gravimetric data, and geological investigations of the continental surroundings. The shelf structure comprises several deep rifts and highly uplifted basement blocks forming a rift system (eastward): the South Laptev rift basin, Ust'-Lena rift, East Laptev and Stolbovoi horsts, Bel'kovskii-Svyatoi Nos rift, and Anisinskii rift. The sedimentary cover of the rifts is underlain by a heterogeneous folded basement, which consolidated in the Mesozoic, and includes up to five seismic stratigraphic units (complexes), presumably of Late Cretaceous-Quaternary age and corresponding to different rifting phases. Their total thickness ranges from 3–4 to 8–12 km in the rifts and does not exceed 1.0–1.5 km in the horsts. The entire rift system is overlain by a continuous horizontal cover of upper Pliocene-Quaternary sediments, which records the general subsidence of the shelf under the conditions of decelerated rifting. The latter event is related to the latest reorganization in the motion of the Eurasian and North American plates occurring approximately 3 Ma ago. The thinning of the rift sedimentary cover and the gradual simplification of its internal structure in the east direction are interpreted as the result of rift migration. The existence of the Laptev Sea rift system is explained by the fact that, during the last 60–70 Ma, this region was a segment of a boundary zone between the North American and Eurasian plates in the Arctic.

УДК 551.242(571.5)

## ДАЙКОВЫЕ РОИ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА – ИНДИКАТОРЫ РАСПАДА СУПЕРКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ

© 2000 г. Е. В. Скляр<sup>1</sup>, Д. П. Гладкочуб<sup>1</sup>, А. М. Мазукабзов<sup>1</sup>,  
Ю. В. Меньшагин<sup>1</sup>, К. М. Константинов<sup>2</sup>, Т. Ватанабе<sup>3</sup>

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

<sup>2</sup>Восточно-Сибирский институт геологии, геофизики и минерального сырья,  
664007 Иркутск, ул. Декабрьских событий, 29

<sup>3</sup>Университет Хоккайдо, Саппоро, Япония

Поступила в редакцию 15.11.99 г.

В пределах южного фланга Сибирского кратона изучены позднедокембрийские рои даек основного состава. По особенностям взаимоотношений и степени метаморфизма выделяется несколько генераций даек. Довендские метаморфизованные дайки относятся к субщелочным базальтам и толеитам и распространены в Прибайкалье и Присаянье. Допоздневендские преимущественно свежие дайки широко распространены в Присаянье и в пределах Шарыжалгайского метаморфического выступа. По составу они отвечают преимущественно толеитам N- и E-MORB типов. Предполагается, что ранняя генерация даек связана с расколом суперконтинента и началом раскрытия Палеоазиатского океана. Дайки поздней генерации соответствуют эпохе глобальной тектонической перестройки, связанной со сменой пассивного режима на активный в области взаимодействия океанической и континентальной плит.

### Введение

В последнее десятилетие концепция образования и распада суперконтинентов в эволюции Земли получила широкое распространение [20, 21, 27, 29 и др.]. К наиболее древним, надежно документированным суперконтинентам относится Родиния, сформировавшаяся в мезопротерозое и распавшаяся в неопротерозое [19–21, 25, 29 и др.]. Степень изученности древних кратонных блоков, которые, как предполагается, входили в состав суперконтинента, разная. Наименее известны в международной литературе данные по Сибирскому кратону, особенно его южной части. Такое положение обусловлено многими причинами, главными из которых являются действительно слабая геохронологическая изученность древних метаморфических и магматических образований по сравнению с другими регионами и публикация имеющихся данных преимущественно в местных изданиях. Поэтому основной целью данной статьи является предварительное обобщение признаков, отразившихся в структуре Сибирского кратона, которые могут свидетельствовать о распаде суперконтинента Родиния в неопротерозое.

Для определения возраста формирования древних кратонов возможны три типа доказательств [29]: 1) возраст наиболее ранних, распространенных латерально супракрустальных образований; 2) возраст наиболее ранней ювенильной коры мантийного происхождения; 3) возраст наиболее ранних недеформированных постороген-

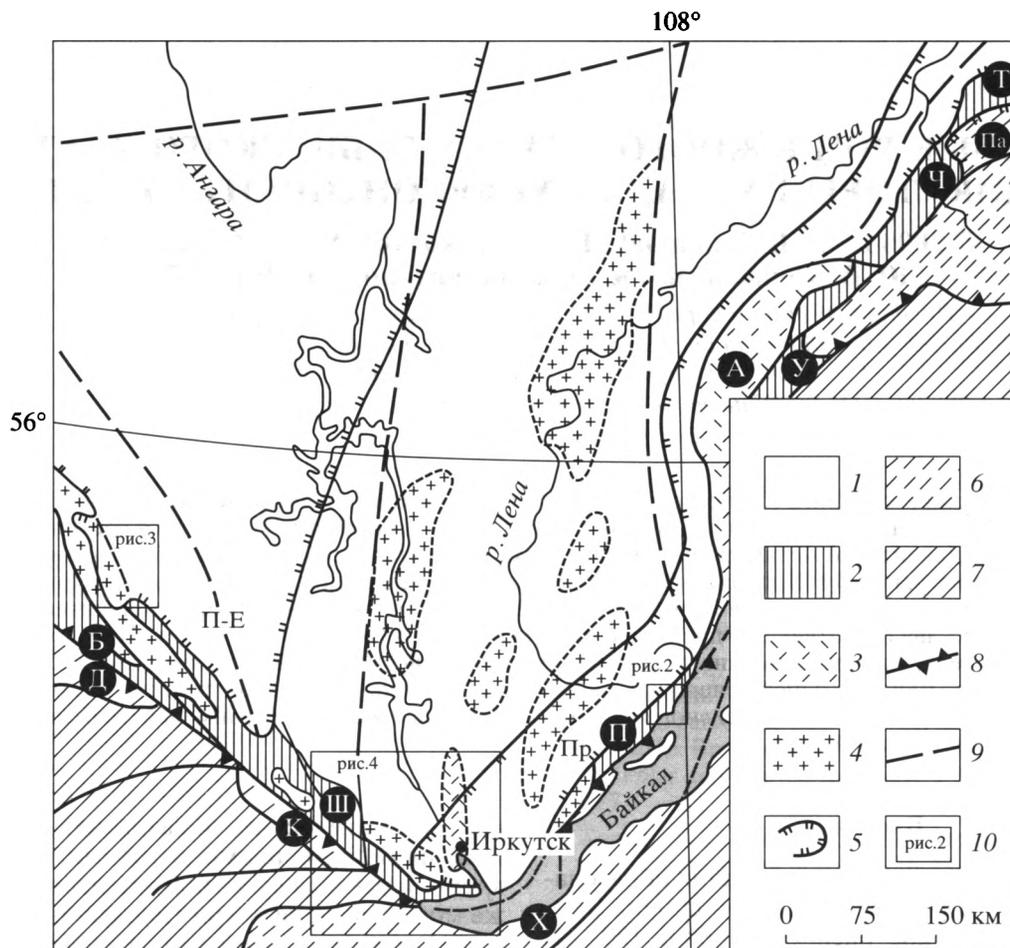
ных магматических образований, перекрываемых платформенными осадками. Что касается времени распада суперконтинентов, то здесь также можно выделить три типа данных.

1. Серии даек основного состава в краевых частях кратонов, которые являются важным индикатором начальных стадий процессов внутриконтинентального растяжения. Само по себе присутствие таких роев не обязательно может фиксировать распад континентов и образование океанического пространства, поскольку процессы рифтогенеза могут приводить лишь к появлению внутриконтинентальных структур. Для надежного обоснования формирования океанического бассейна необходима возрастная корреляция процессов базитового магматизма с последующими седиментологическими и магматическими событиями.

2. Мощные карбонатно-терригенные толщи в краевых частях кратонов, которые относятся к осадкам пассивной окраины и могут фиксировать зрелую стадию развития океанов атлантического типа.

3. Наиболее древние офиолиты и ассоциирующие с ними островодужные образования в складчатых областях, примыкающих к кратонам. Их возраст отражает период активного взаимодействия океанической и континентальной плит с формированием островных дуг и задуговых бассейнов.

В южной части Сибирского кратона присутствуют позднепротерозойские дайки и, местами, достаточно мощные терригенно-карбонатные серии также позднего протерозоя. В складчатых



**Рис. 1.** Тектоническая схема южной части Сибирского кратона.

1–2 – архейско-нижнепротерозойские комплексы: 1 – перекрытые осадочным чехлом, 2 – обнажающиеся на поверхности в Бирюсинском (Б), Приморском (П), Тонодском (Т), Укучиктинском (У), Чуйском (Ч) и Шарыжалгайском (Ш) метаморфических выступах; 3–4 – дорифейские рифтогенные вулканоплутонические комплексы, преимущественно: 3 – вулканические, Ачитканский (А), 4 – плутонические; 5 – граница распространения осадочных рифейских отложений пассивной континентальной окраины, включающих образования Прибайкальской (Пр) и Присаяно-Енисейской (П-Е) зон; 6 – комплексы пассивной континентальной окраины в пределах прилегающей к кратону складчатой области (Па – Патомский, Х – Хамардабанский, К – Китойкинский, Д – Дербинский); 7 – образования фанерозойских складчатых поясов; 8 – краевая часть кратона; 9 – разломы, включая предполагаемые; 10 – местоположение рис. 2–4.

образованиях, обрамляющих с юга кратон, установлены офиолиты и ассоциирующие с ними островодужные вулканогенно-терригенные серии, возраст которых в основном соответствует интервалу 650–510 млн. лет [22, 31], в то же время известен Ильчирский офиолитовый пояс с возрастом 1000 млн. лет [31] и островодужные образования Байкало-Муйского пояса с возрастом около 830 млн. лет [12].

Из отмеченных выше комплексов наименее изучены дайковые рои. Этим роям и уделено основное внимание в предлагаемой статье.

### Общая геологическая ситуация

Западный блок Сибирского кратона в последние годы рассматривается в качестве самостоя-

тельного кратона, получившего название Ангаро-Анабарского [19], в то же время для южной его части нередко используется термин “Ангарский кратон или блок”. Он ограничен с юго-запада Главным Саянским разломом, а с юго-востока – Приморским разломом (рис. 1), граница же с Алданским кратоном проводится по Жуинскому разлому. Преобладающая часть кратона перекрыта осадочными платформенными отложениями эокембрия–палеозоя. Метаморфические и магматические образования кристаллического фундамента обнажаются в пределах Анабарского щита и краевых выступах южной части кратона.

Краевая часть Ангаро-Анабарского кратона имеет достаточно сложное строение. В ее пределах выделяется несколько зон или блоков, размеры и характер эволюции которых часто являются

предметом дискуссии. Для таких блоков авторы сознательно не употребляют встречающиеся в литературе генетические термины, поскольку природа этих зон нуждается в коренном пересмотре. По составу, характеру метаморфических преобразований и структурной эволюции можно выделить три типа таких зон или блоков: метаморфические выступы, вулканоплутонические пояса и опущенные краевые части кратона с широким развитием неопротерозойских терригенно-карбонатных осадочных серий.

1. *Метаморфические выступы* характеризуются высокой степенью метаморфизма (амфиболитовая и гранулитовая фации) и сложной, часто многоэтапной структурной переработкой (см. рис. 1). В восточной части рассматриваемой территории выделяются несколько метаморфических выступов, имеющих относительно небольшие размеры и трассирующих границу Ангаро-Анабарского кратона. Считается, что наиболее древние образования в пределах выступов относятся к позднему архею и раннему протерозою [4], поскольку метаморфические серии прорываются гранитоидами с возрастом 2060 [8] и 1860 млн. лет [11] и перекрываются нижнерифейскими осадочными образованиями [6].

К наиболее крупным выступам относится Шарыжалгайский блок, сложенный, в основном, дорифейскими метаморфическими и магматическими комплексами. По существующим представлениям, структура блока определяется сложным сочетанием гранито-гнейсовых куполов и участков межкупольного пространства, выполненных разнообразными гнейсами, metabазальтами и породами супракрystalного комплекса, представленными высокоглиноземистыми гнейсами, мраморами и железистыми кварцитами. Возраст метаморфических пород традиционно считается архейским на основании немногочисленных изотопных датировок (K-Ar, Rb-Sr, в меньшей мере U-Pb – циркон методы) и геологических соотношений [1]. Изотопные исследования последних лет в восточной части блока [18] показали, что основные магматические и метаморфические события имели место в конце палеопротерозоя (1.8–1.9 млрд. лет), в то же время модельный возраст древнего протолита соответствует позднему архею (2.6–2.7 млрд. лет) и раннему палеопротерозою (2.2–2.4 млрд. лет), т.е. предполагаемый раннеархейский возраст древнего субстрата поставлен под серьезное сомнение.

Северо-западнее располагается Бирюсинский выступ, сложенный разнообразными метаморфическими породами. Степень метаморфизма в основном соответствует амфиболитовой фации, однако местами присутствуют реликты гранулитов, а на отдельных участках отмечается зональный метаморфизм кианит-силлиманитового ти-

па. В составе выступа предлагается выделять две основные серии пород [17]: архейскую гнейсовую и нижнепротерозойскую метаморфическую терригенно-карбонатную. Сразу следует отметить, что и соотношения между толщами, и их предполагаемый возраст являются предметом оживленных дискуссий в связи с практически полным отсутствием валидных изотопных датировок. Более молодые рифейские терригенно-карбонатно-вулканогенные толщи, метаморфизованные в РТ-условиях зеленосланцевой фации, будут рассмотрены при описании Присаяно-Енисейской зоны.

2. *Вулканоплутонические пояса*, представителем которых является Северо-Байкальский (Акитканский) пояс, протягивающийся вдоль границы Байкальской складчатой области и Сибирской платформы [2, 8] на расстояние свыше 2000 км. Пояс сложен вулканитами преимущественно кислого состава, с подчиненным количеством пород основного и среднего состава, ассоциирующими с красноцветными озерными и морскими мелководными отложениями, включающими конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и туффиты, а также гранитоидами, среди которых наиболее характерными являются граниты рапакиви приморского комплекса [2]. Рассматриваемые образования залегают со структурным несогласием на осадочно-вулканогенных толщах раннего протерозоя, коррелируемых с породами сарминской серии Западного Прибайкалья.

3. Зоны, представлявшие собой *опущенные участки кратона* и характеризующиеся широким распространением неопротерозойских, реже мезопротерозойских карбонатно-терригенных толщ миогеосинклинального типа, известны и в восточной, и в западной части рассматриваемого региона. Степень дислоцированности и метаморфизма толщ, как правило, значительно более низкая по сравнению с комплексами метаморфических выступов и позволяет надежно реконструировать первичную природу пород. В пределах зон встречаются блоки с более высокой степенью метаморфизма, которые интерпретируются как выходы более древнего фундамента.

Можно выделить три такие зоны в южной краевой части Ангаро-Анабарского кратона (см. рис. 1): Патомскую, Прибайкальскую и Присаяно-Енисейскую.

Патомская зона характеризуется наибольшими размерами и сложена миогеосинклинальными толщами так называемой патомской серии рифея, среди которых располагаются упомянутые выше высокометаморфические блоки, интерпретируемые как выступы архейского или палеопротерозойского фундамента. Большинство исследователей признает, что в пределах зоны наблюдается полный и практически непрерывный разрез среднего и верхнего рифея.

Наиболее ранние процессы растяжения, проявившиеся в раннем рифее, устанавливаются в пределах Патомского нагорья по наличию комплекса пород, которые по своему вещественному составу соответствуют рифтогенным. Этот уровень начинается с образований медвежьевской свиты. Формирование ее происходило после раннепротерозойской стабилизации района и накопления продуктов переотложенных кор выветривания (пурпольский кварцитовый уровень). Судя по набору пород, в ее составе выделяется несколько типов разрезов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. Накопление толщ песчано-конгломератового состава и их чередование с основными вулканитами, резкое изменение мощностей указывают на условия формирования их в рифтовом режиме. В стратотипическом разрезе по р. Большая Чуя Патомской зоны в составе свиты значительный объем принадлежит эффузивам основного и среднего состава. Для них характерны повышенные содержания щелочей, а по петрохимическому составу они близки базальтам и андезибазальтам.

Другой тип разреза, устанавливаемый для большей части распространения медвежьевской свиты в пределах Чуйского и Нечерского поднятий (см. рис. 1), характеризуется развитием тонкослоистых туфопесчаников с прослоями железистых кварцитов. Судя по особенностям разрезов и характеру распространения образований медвежьевской свиты, можно полагать, что формирование ее происходило в начальную стадию формирования пассивной континентальной окраины, когда в условиях растяжения возникали рифтогенные впадины и участки со спокойными условиями осадконакопления.

Одновременно с образованием вулканогенно-осадочных толщ происходило становление даек и силлов габброидов нормальной щелочности и диоритов, объединяющихся в чайский комплекс. Они прорывают нижнерифейские (пурпольскую и медвежьевскую свиты) и отсутствуют в разрезах балаганахской серии среднего рифея.

Среднерифейские образования залегают согласно на медвежьевской свите в контурах грабенов и с размывом за их пределами, а участками располагаются непосредственно на раннепротерозойских комплексах. Это указывает на то, что площадь осадконакопления в это время значительно расширилась и охватила прилегающие пространства в контурах Байкало-Патомского нагорья. При этом устанавливается, что нижние элементы разреза накапливались неравномерно и их формирование контролировалось зонами крупных разрывных нарушений. Выше этого уровня располагаются толщи, имеющие флишoidalное строение. Характер фациальных изменений в образованиях этого возрастного уровня

указывает на то, что осадконакопление происходило в шельфовых условиях обширного окраинного бассейна и кластический материал в него поступал с прилегающих участков кратона.

Последующая история развития региона вплоть до конца рифея связана с дальнейшей эволюцией пассивной континентальной окраины и характеризуется накоплением карбонатно-терригенных образований. Осадконакопление осуществлялось в условиях, соответствующих дистальному и проксимальному шельфу с формированием клиноформ, частично континентальному склону и континентальному подножью.

Прибайкальская зона, расположенная вдоль северо-западного берега оз. Байкал (см. рис. 1), характеризуется значительным распространением неопротерозойских отложений, объединяемых в байкальскую серию, с максимальной мощностью до 3.5 км. В качестве фундамента неопротерозойских отложений выступают метаморфизованные терригенные отложения сарминской серии, для которой предполагается палеопротерозойский возраст, и граниты рапакиви приморского комплекса, которые, как упоминалось выше, входят в состав Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

Присяно-Енисейская зона (см. рис. 1) является наиболее протяженной, и в данной статье мы рассматриваем только юго-восточную ее часть. В пределах зоны выделяются метаморфические выступы (Бирюсинский, Канский) и несколько так называемых прогибов, в строении которых большую роль играют неопротерозойские, в меньшей степени мезопротерозойские осадочно-вулканогенные образования, характеризующиеся метаморфизмом, не превышающим в большинстве случаев уровня зеленосланцевой фации.

Образования верхнего рифея, выполняющие Присяно-Енисейскую зону, выделяются в объеме карагаской серии общей мощностью от 1100 до 3700 м. В основании разреза располагаются базальные слои, формировавшиеся в континентальных и лагунных условиях и представленные красноцветными конгломератами, кослоистыми песчаниками и алевролитами, реже песчанистыми доломитами. Выше следуют карбонатно-терригенные и карбонатные образования, отлагавшиеся в аридных условиях. Завершается разрез накоплением терригенных флишoidalных и кремнисто-терригенно-карбонатных образований с повышенной фосфатностью. Отложения оселковой серии залегают трансгрессивно на разных горизонтах подстилающих свит карагаской серии. Последующие события тектонической перестройки сопровождались внедрением пластово-секущих диабазов нерсинского комплекса. Состав и закономерности размещения типов пород кара-

гасской серии указывают на их образование в пределах Присяяно-Енисейского краевого опускания [5], которое отождествляется с пассивной континентальной окраиной.

Позднерифейские образования, синхронно формировавшиеся на юге Сибирского кратона в пределах Прибайкальской и Присяяно-Енисейской зон, были разделены субмеридиональной зоной стабильного стояния (см. рис. 1), в пределах которой верхнерифейские осадочные толщи отсутствуют либо имеют незначительную мощность.

Заканчивая краткий обзор строения краевой части Ангаро-Анабарского кратона, следует специально остановиться на характере и степени воздействия более поздних каледонских и герцинских событий на древние образования. Каледонские события, связанные с коллизией микроконтинентов, фрагментов островных дуг и задуговых бассейнов и кратона, проявлены вдоль всей границы кратона, однако их воздействие на породы фундамента проявлено по-разному. Наиболее интенсивно магматические и метаморфические процессы проявились вдоль юго-восточной границы, вызвав внедрение гранитоидных плутонов и рост гранито-гнейсовых куполов. Не менее интенсивны и герцинские внутриконтинентальные процессы, обусловившие формирование крупнейшего в регионе Ангаро-Витимского батолита. В юго-восточной части кратона воздействие более поздних процессов отмечается только в узкой полосе краевой зоны, несмотря на то, что степень каледонского метаморфизма, обусловленного процессами коллизии, достигает гранулитовой фации.

#### Краткое описание дайковых роев краевой части кратона

В пределах рассматриваемой краевой части фундамента кратона дайки, силлы и маломощные штоки диабазов и габбро-диабазов пользуются достаточно широким распространением. При этом выделяется несколько полей интенсивного проявления базитового магматизма, или так называемых дайковых роев. В пределах зон, сложенных слабдеформированными и слабометаморфизованными толщами, субвулканы тесно ассоциируют с силлами и лавовыми потоками.

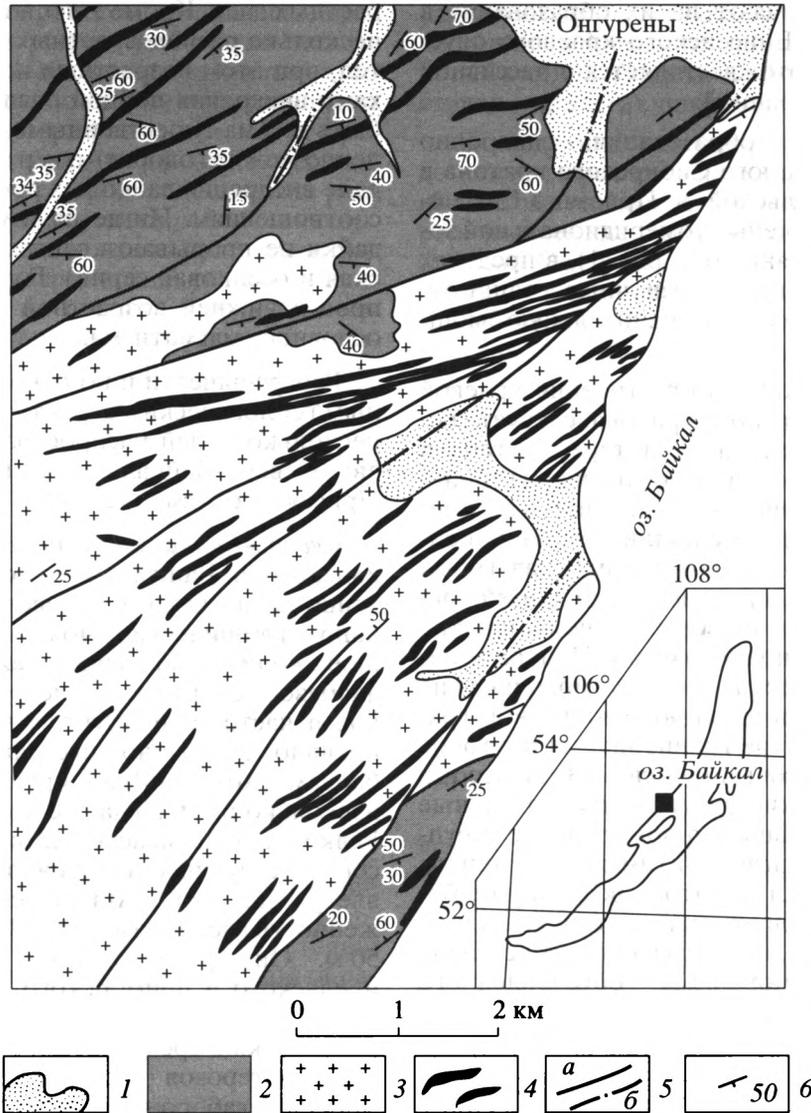
Проблема выделения разновозрастных этапов внедрения даек стоит в настоящий момент очень остро. Причинами этого являются незначительное количество геохронологических датировок (только К-Аг и Rb-Sr методы), валидность которых вызывает изрядное сомнение; различная степень более поздних метаморфических преобразований на разных участках и редкость наблюдений непосредственных взаимоотношений разновоз-

растных даек. Кроме того, отчетливо выделяется несколько разновозрастных генераций дайковых тел, при этом возрастные перерывы между эпохами внедрения порций базитовой магмы могли быть весьма существенными. Достаточно определенно можно говорить о верхнем возрастном пределе внедрения дайковых роев по геологическим соотношениям. Нигде на изученной территории дайки не прорывают вендские отложения (мотская и оселковая серии). Гораздо менее ясен вопрос о нижней возрастной границе проявления основного магматизма.

Географически и по отношению к определенным геологическим структурам можно выделить несколько полей распространения дайковых роев: Северо-Байкальское, Шарыжалгайское и Присяянское (см. рис 2–4).

*Северо-Байкальское поле.* В пределах Ачитканского и Байкальского хребтов, пространственно совпадающих с Северо-Байкальским вулканоплутоническим поясом, отмечается большое количество даек, реже силлов габбро-диабазов. Они имеют дискретное распространение и часто группируются в зоны и пояса. Как правило, это одиночные дайки с четкими зальбандами, хотя иногда у крупных тел отмечаются несколько расплывчатые контакты с гранитами. Редко устанавливается сложное строение даек, соответствующее понятию дайка в дайке (верхушка р. Савкиной, Ачитканский хребет). Протяженность даек достигает 5–8 км при мощности до 50 м. Они располагаются среди гранитоидов ирельского и приморского комплексов, осадочно-вулканогенных образований ачитканской серии, а также среди метаморфических толщ раннего протерозоя (рис. 2). Степень вторичных изменений габбро-диабазов неравномерная. Для даек Байкальского хребта отмечаются сильные вторичные изменения. Габбро-диабазы Ачитканского хребта в приплатформенной части практически не изменены и имеют свежий облик, но по мере приближения к крупным разломам на восток испытывают разную степень динамометаморфического преобразования вплоть до амфиболовых сланцев. Эти изменения вызваны каледонскими тектоническими движениями. Прорывание дайками вулканогенно-терригенных отложений Северо-Байкальского пояса, а также перекрытие их карбонатно-терригенными отложениями байкальской серии позволяют ограничить время внедрения даек интервалом 1800–800 млн. лет. Сильные вторичные изменения диабазов, приводящие нередко к полному исчезновению первичных магматических минеральных парагенезисов, сильно затрудняют более точное датирование возраста даек.

*Присяянское поле.* В пределах Присяянской зоны выделяются три возрастные группы даек



**Рис. 2.** Геологическая схема Кочериковского участка Прибайкальской зоны.

1 – четвертичные отложения; 2 – терригенные отложения сарминской серии (PR<sub>1</sub>); 3 – гранитоиды приморского комплекса (PR<sub>1</sub>); 4 – дайки диабазов и габбро-диабазов; 5 – разрывные нарушения, задокументированные (а) и предполагаемые (б); 6 – элементы залегания. На врезке показано географическое положение участка. Местоположение рис. 2 см. на рис. 1.

[13]. Наиболее древний считающийся палеопротерозойским арбанский комплекс представлен отдельными дайками и небольшими штоками метаморфизованных диабазов и габбро-диабазов. Данные по составу даек и их распространенности в регионе очень скудны.

Ангаульский дайковый пояс распространен в пределах Ийско-Урикской структуры и представлен дайковыми и силловыми телами диабазов и габбро-диабазов, а также более редкими пикритовыми порфиритами, для которых имеются отдельные К-Аг и Rb-Sr датировки возрастных интервалов: 1550–1650 и 1000–1200 млн. лет [3, 13]. Степень вторичных изменений диабазов, как пра-

вило, достаточно высокая, с нередким полным замещением магматических минеральных парагенезисов. Породы основного состава являются переходными между толеитовой и субщелочной сериями. Для них характерны умеренные содержания TiO<sub>2</sub> (0.7–1.3%) и варьирующие содержания K<sub>2</sub>O (0.4–1.4%). Выделяемая в качестве отдельной серии группа высококалиевых базитов, распространенных локально и включающих лампроиты [14], возможно, близка по времени внедрения вышеописанным базитам, однако считается более молодой на основании единичной Rb-Sr изохроны по валу пород с интенсивными вторичными изменениями (1268 ± 12 млн. лет [14]).

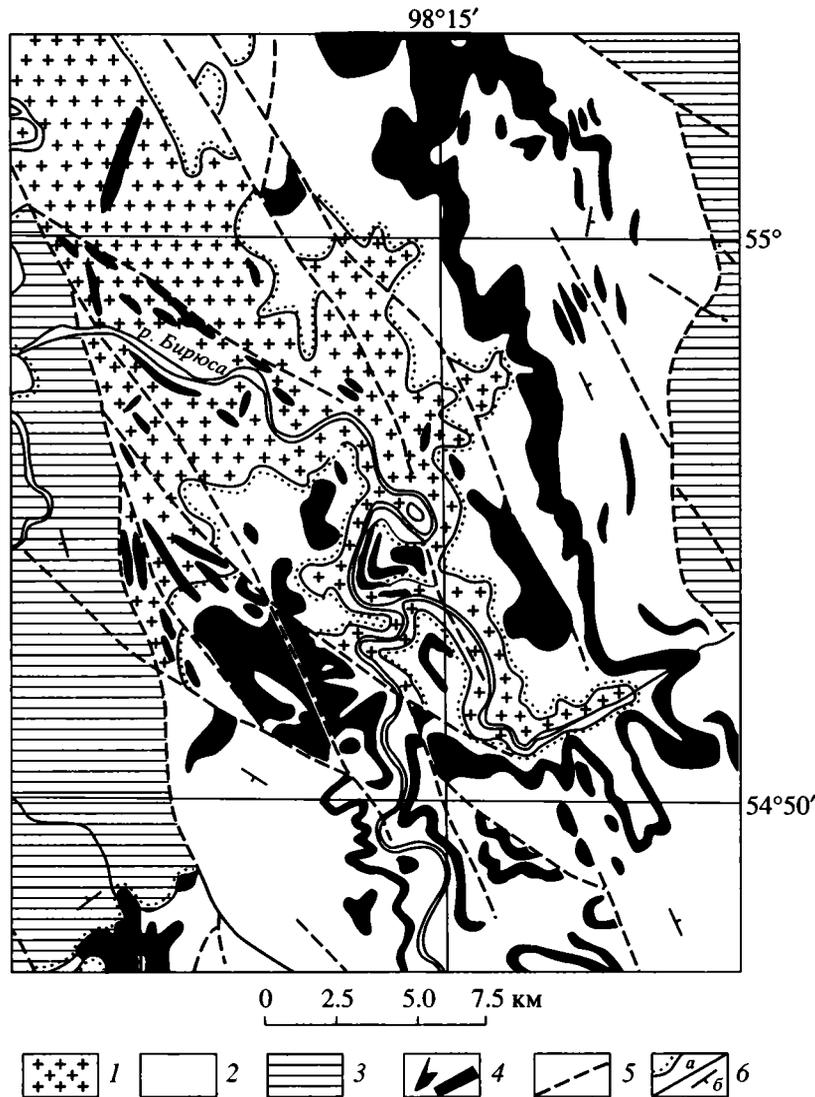


Рис. 3. Геологическая схема среднего течения р. Бирюса (составлена с использованием материалов Г.А. Белозерова, Т.В. Горбовской).

1 – гранитоиды саянского комплекса раннего протерозоя; 2, 3 – верхний рифей – карагасская серия: 2 – шангулежская и тагульская (нижняя часть разреза) и 3 – удинская свиты; 4 – нерсинский комплекс долеритов (силлы и дайки) верхнего рифея; 5 – разломы; 6 – угловое несогласие (а), залегание слоистости (б). Местоположение рис. 3 см. на рис. 1.

Дайковые рои более молодого нерсинского комплекса, нередко тесно ассоциирующие с силловыми комплексами, получили наиболее широкое распространение в пределах Присаянской зоны [3]. Пространственно диабазы развиты преимущественно в полях распространения отложений карагасской серии и слагают силлы, дайки и мелкие штоки неправильной формы (рис. 3). Силлы нередко разделяют пачки пород различного литологического состава. Изредка встречаются многоярусные силлы [3], при этом мощность отдельных силлов может превышать 100 м. Дайки имеют преимущественно северо-западное направление ( $330^{\circ}$ – $340^{\circ}$ ), однако на отдельных участках преобладающее направление простира-

меняется на северо-восточное. Протяженность закартированных даек самая разная – от нескольких сотен метров до нескольких километров. Мощность даек варьирует от нескольких метров до сотни метров. Мощные тела нередко имеют дифференцированное строение [3]: краевые части сложены микродиабазами, центральные же части характеризуются развитием габбро-диабазов. По химическому составу диабазы относятся преимущественно к субщелочной серии и характеризуются высоким содержанием  $TiO_2$  (2.3–3.8%) и повышенным –  $K_2O$  (0.5–2.0%). Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз ( $An_{40-60}$ ) и клинопироксен, оливин встречается редко, в небольших количествах отмеча-

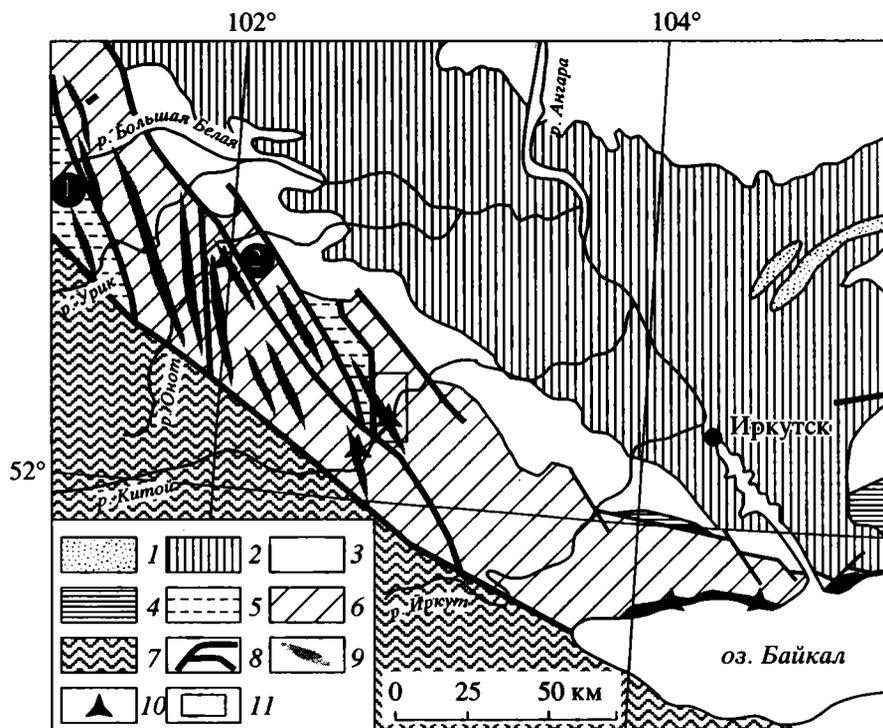


Рис. 4. Схема тектонического строения южного края Сибирского кратона.

1–4 – осадочный чехол, осадки: 1 – кайнозойские, 2 – мезозойские, 3 – венд-среднекембрийские, 4 – мезо-неопротерозойские; 5, 6 – основные структурные единицы: 5 – раннепротерозойские (цифра в кружке 1 – Урикско-Ийский грабен), 6 – архейско-раннепротерозойские (цифра в кружке 2 – Онотский грабен); 7 – Саяно-Байкальская складчатая область; 8 – разломы; 9 – основные районы развития дайковых роев; 10 – точки взятия проб на палеомагнитные исследования; 11 – участок Провал, детали строения дайковых тел см. на рис. 5. Местоположение рис. 4 см. на рис. 1.

ется биотит. Основной аксессуарный минерал представлен титаномагнетитом. Степень вторичных преобразований варьирует очень сильно, и наряду с практически свежими диабазами можно наблюдать хлорит-эпидот-амфибол-плагноклаз-карбонатные породы с отсутствием первичных минералов и магматических структур и текстур. Имеющиеся немногочисленные K-Ar и Rb-Sr датировки, выполненные в 60–70-х годах, попадают в интервал 500–1600 млн. лет и вызывают сильные сомнения в их достоверности.

Следует отметить, что степень петрологического и геохронологического изучения субвулканических образований очень низка и в большинстве случаев ограничивается данными, полученными 20–30 лет назад. Разделение дайковых образований по возрасту опирается, главным образом, на особенности вторичных изменений магматических пород и возраст осадочных толщ, прорываемых дайками. Однако возрастная характеристика осадочных и вулканогенных образований также далеко не бесспорна.

#### Дайковые рои Шарыжалгайского выступа

В пределах Шарыжалгайского массива (см. рис. 1) выделяется несколько полей распростра-

нения даек (рис. 4). Большинство даек характеризуется крутым падением, северо-западным простиранием и мощностью, варьирующей от 20–30 см до 3–5 м. В редких случаях мощность даек достигает нескольких десятков метров. В условиях хорошей обнаженности некоторые дайки прослеживаются по простиранию на 1–10 км. Отдельные дайки картируются практически по всему Шарыжалгайскому выступу. На рис. 5 продемонстрированы некоторые особенности строения даек на отдельных репрезентативных участках. В бассейне реки Онот (см. рис. 4) преобладающее количество даек имеет северо-северо-западное простирание, совпадающее с направлением главной системы разломов региона. Отдельные дайки прослежены на 7–8 км, причем по аэромагнитным данным их протяженность значительно больше и может достигать 12–15 км.

Практически все дайки в пределах Шарыжалгайского выступа исследователи относят к неопротерозойскому нерсинскому комплексу. Данные же по изотопному возрасту даек, как отмечалось выше, отсутствуют. Поэтому в качестве дискриминантного признака для разделения даек на различные генерации использовались геологические соотношения и характер метаморфических

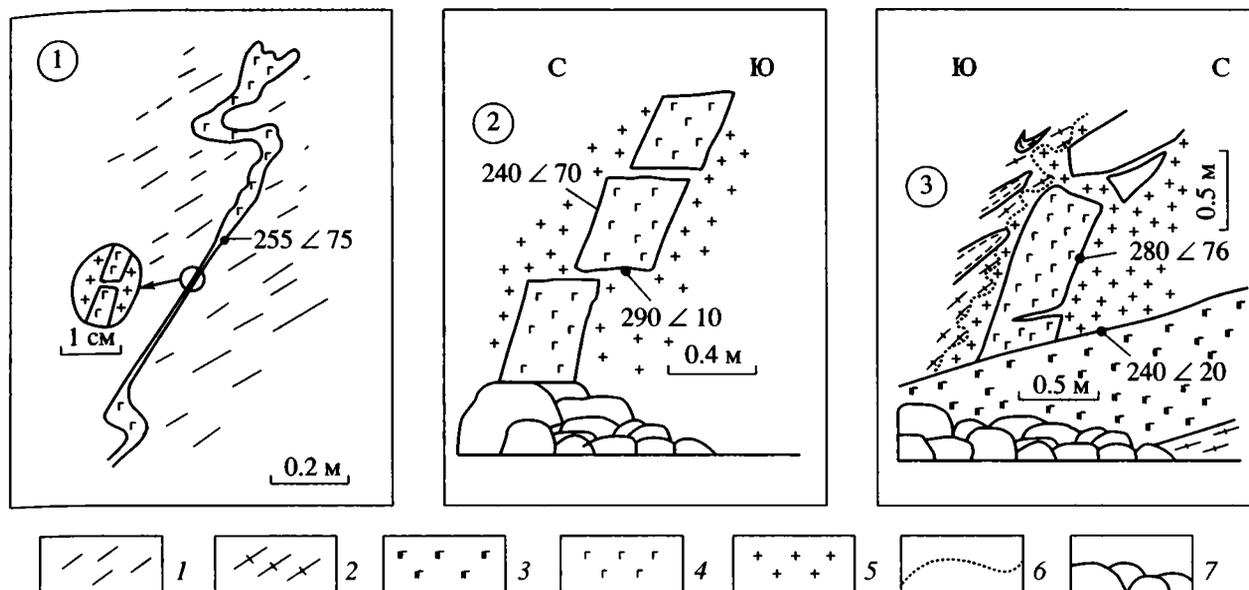


Рис. 5. Детали строения дайковых тел на участке Провал.

1 – мигматизированные гнейсы; 2 – гнейсо-граниты; 3 – долериты; 4 – габбро-диабазы; 5 – выплавки гранитов вблизи габбро-диабазов; 6 – линия рассланцованного контакта; 7 – элювий. Местоположение рис. см. на рис. 4.

преобразований. Степень низкотемпературного преобразования субвулканитов не может использоваться для возрастных построений, поскольку, как показывает опыт, диабазы, внедрившиеся в обводненные осадочные породы, характеризуются более интенсивными низкотемпературными метаморфическими изменениями, чем дайки в гранито-гнейсах. В то же время особенности высокотемпературного метаморфизма можно использовать в качестве косвенного возрастного дискриминантного признака дайковых серий. В соответствии с этим признаком выделяются три генерации даек.

Линейные, прослеженные на десятки и сотни метров тела мелко-среднезернистых гранатовых амфиболитов с массивной текстурой, мощностью в 5–10 м, иногда до 100–200 м, интерпретируются нами как метаморфизованные дайки или более крупные субвулканические тела. Косвенным признаком в пользу такого предположения, наряду с линейной формой тел, могут служить следующие наблюдения. В пределах западной части Шарыжалгайского блока был изучен шток среднезернистых габбро-диабазов, центральные части которого претерпели очень слабое метаморфическое преобразование, в то время как на периферии массива наблюдается сильное рассланцевание и образование гранатовых амфиболитов по габброидам. Ранее для западной части Шарыжалгайского блока были обоснованы два этапа метаморфизма с разными РТ-трендами [15]. Более ранний этап характеризуется более высокими давлениями (до 12 кбар) и трендом, соответству-

ющим изотермической декомпрессии. Более поздний этап, достигающий РТ-условий гранулитовой фации, отличается низкими давлениями ( $P = 3\text{--}6$  кбар при температуре до  $750^\circ\text{C}$ ). Возраст раннего высокобарического метаморфизма составляет 1.88 млрд. лет (Sm-Nd минеральная изохрона, неопубликованные авторские данные), данные же по низкобарическому этапу метаморфизма отсутствуют. Таким образом, метаморфизованные дайки, представленные в настоящее время гранатовыми амфиболитами, отражают, вероятно, один из наиболее ранних этапов рифтогенеза в пределах рассматриваемого региона.

Реже встречаются дайки, также претерпевшие высокотемпературные метаморфические изменения, однако характеризующиеся частичной или полной сохранностью магматических структур и текстур и безгранатовыми, как правило, двупироксеновыми минеральными ассоциациями. Серия таких даек была изучена в пределах обнажения Провал (см. рис. 5), где отчетливо выделяются две генерации субвулканических тел. Ранние крутые дайки секут гранито-гнейсы, подплавляя вмещающие породы в зоне контакта. Особенности взаимоотношения даек с вмещающими породами отчетливо показывают, что внедрение базитовой магмы происходило в кульминационную фазу метаморфизма или на ранней ретроградной стадии. Продолжающиеся деформации метаморфических пород обусловили будинирование дайки и пересечение ее выплавленным гранитным материалом (см. рис. 5-1, 5-2). В другом обнажении, расположенном приблизительно в 5 км юж-

Таблица 1. Представительные составы неопротерозойских габбро-диабазов Шарыжалгайского выступа

Образец	8916	8924	8326	9101	9217	8918	8920	8925	81606
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	47.79	49.75	46.03	48.38	49.97	49.52	49.91	54.66	48.63
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.94	0.34	0.83	0.61	1.06	1.39	1.54	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.50	14.23	11.95	14.40	15.15	14.05	13.85	13.70	16.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.24	0.99	1.43	3.05	2.83	2.07	2.57	3.46	1.77
FeO	9.09	10.64	9.22	8.43	6.98	11.08	10.36	11.37	9.74
MnO	0.17	0.21	0.18	0.19	0.15	0.18	0.16	0.22	0.16
MgO	13.57	8.15	18.25	7.99	7.49	7.23	6.88	3.21	7.57
CaO	10.90	12.58	8.69	11.71	12.04	11.15	10.95	8.43	10.33
Na <sub>2</sub> O	1.40	1.84	1.35	1.48	1.80	2.00	2.50	2.14	1.95
K <sub>2</sub> O	0.12	0.19	0.15	0.47	0.10	0.28	0.38	0.64	0.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08	0.07	0.08
H <sub>2</sub> O	2.65	0.20	0.06	0.15	0.37	0.30	0.03	0.03	0.17
ппп	0.03	0.70	1.81	2.56	2.48	1.40	1.50	0.96	2.56
Сумма	99.98	100.48	99.51	99.69	100.02	100.38	100.56	100.43	100.25
U	0.04	0.14	0.05	0.15	0.25	0.11	0.13	0.45	0.08
Th	0.16	0.62	0.4	0.9	0.82	0.36	0.52	1.15	0.39
Zr	23	24	24	55	46	21	72	100	54
Hf	0.68	0.79	0.74	0.63	1.10	0.75	0.57	1.14	1.27
Ta	0.09	0.14	0.08	0.20	0.46	0.26	4.10	5.06	0.20
Nb	1.16	1.84	0.93	1.82	2.28	2.55	5.38	5.16	3.54
Y	13.70	18.10	14.98	17.48	14.56	15.30	22.26	20.45	20.91
Pb	0.71	1.05	1.09	2.54	6.81	3.46	2.65	2.87	2.56
Sc	12.60	38.20	33.13	38.74	38.76	23.20	39.53	26.21	36.32
V	230	260	200	320	170	390	410	500	210
Cr	2100	210	880	240	260	110	110	28	150
Ni	380	110	750	190	140	94	91	31	120
Co	73	63	78	55	44	75	65	59	57
Rb	1.92	4.16	3.49	17.57	6.83	0.81	8.60	10.84	7.42
Sr	65	101	41	110	129	207	327	100	233
Ba	69	35	56	104	132	47	44	200	315
La	3.15	3.45	3.59	5.65	5.97	4.45	4.97	12.65	8.97
Ce	6.46	8.53	7.96	12.19	11.67	10.80	12.80	27.75	17.63
Pr	0.80	1.24	1.15	1.61	1.53	1.60	2.10	3.44	2.23
Nd	3.74	6.00	3.92	7.42	6.51	7.72	9.06	13.48	9.86
Sm	1.12	1.94	0.94	2.04	1.58	2.38	2.64	2.94	2.30
Eu	0.44	0.73	0.35	0.75	0.58	0.87	1.1	1.2	0.92
Gd	1.63	2.55	1.35	2.41	2.02	2.50	3.22	3.25	2.79
Tb	0.32	0.47	0.27	0.46	0.36	0.47	0.57	0.53	0.50
Dy	2.27	2.99	1.81	2.73	2.37	2.85	3.40	0.06	3.26
Ho	0.53	0.66	0.47	0.58	0.52	0.63	0.76	0.66	0.72
Er	1.67	1.90	1.38	1.73	1.47	1.69	2.21	1.87	2.21
Tm	0.27	0.31	0.25	0.32	0.28	0.28	0.39	0.32	0.39
Yb	1.63	1.84	1.80	1.87	1.68	1.74	2.50	2.09	2.46
Lu	0.24	0.24	0.25	0.28	0.26	0.24	0.34	0.30	0.37

Примечание. 1–6 – Габбро-диабазы толеитовой серии; 7–9 – субщелочные габбро-диабазы. Петрогенные окислы приведены в весовых процентах, остальные элементы в г/т.

Определение основных петрогенных окислов выполнено в ИЗК СО РАН методом силикатного анализа. Содержания редких, рассеянных и редкоземельных элементов определялись методом РФА в ГИН СО РАН, методом спектрального анализа в ИЗК СО РАН и методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН.

нее участка Провал, наблюдается изгиб “слоев” в гнейсах (см. рис. 5-3), что также свидетельствует в пользу внедрения даек в разогретую толщу или, другими словами, в кульминационную стадию метаморфизма или в начальные фазы ретроградной стадии.

Дайки третьей генерации, мощностью 1.5–3 м, сложены относительно свежими диабазами, характеризующимися лишь низкотемпературными метаморфическими изменениями, иногда незначительными (развитие хлорита по пироксенам и карбоната по плагиоклазам), иногда существенными, приводящими к полному изменению минералогического состава породы. Нередко наблюдаются отчетливо выраженные зоны закалки в краевых частях. Дайки чаще всего являются крутопадающими, однако в некоторых случаях (см. рис. 5-3) они имеют пологое падение и конформны гнейсовидности вмещающих пород.

Именно эти наиболее свежие дайки и являлись предметом детальных петрографических и геохимических исследований.

### Особенности состава габбро-диабазов

Преобладающее количество даек сложено полнокристаллическими средне- и мелкозернистыми породами с офитовой или пойкилоофитовой структурой. Это типичные диабазы и габбро-диабазы с варьирующими соотношениями главных породообразующих минералов, среди которых ведущую роль играют клинопироксен и плагиоклаз. В меньшей степени распространены оливин и пизонит. Типичным среди аксессуарных минералов является титаномagnetит, в магнетизальных разностях пород встречается хромит в виде мелких включений в оливине.

Для геохимической характеристики дайковых тел было изучено более 120 проб габбро-диабазов. Составы наиболее представительных проб приведены в табл. 1.

На классификационной диаграмме  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  [32] большинство фигуративных точек исследованных габбро-диабазов попадают в поле толеитовых базальтов (рис. 6, А). Отдельные разности габбро-диабазов соответствуют субщелочным базальтоидом.

На дискриминационной диаграмме  $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$  [26] (см. рис. 6, Б) фигуративные точки габбро-диабазов образуют непрерывный тренд, протягивающийся из области базальтов срединно-океанических хребтов в поле внутриплитных базальтоидов. При этом наиболее примитивные, недифференцированные толеиты ( $Mg\# = 77$ ;  $Ni = 750$ ;  $Cr = 880$  г/т, где  $Mg^{2+\#} = 100Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ ) локализованы в поле N-MORB, в то время как более дифференцированные субщелочные габбро-доле-

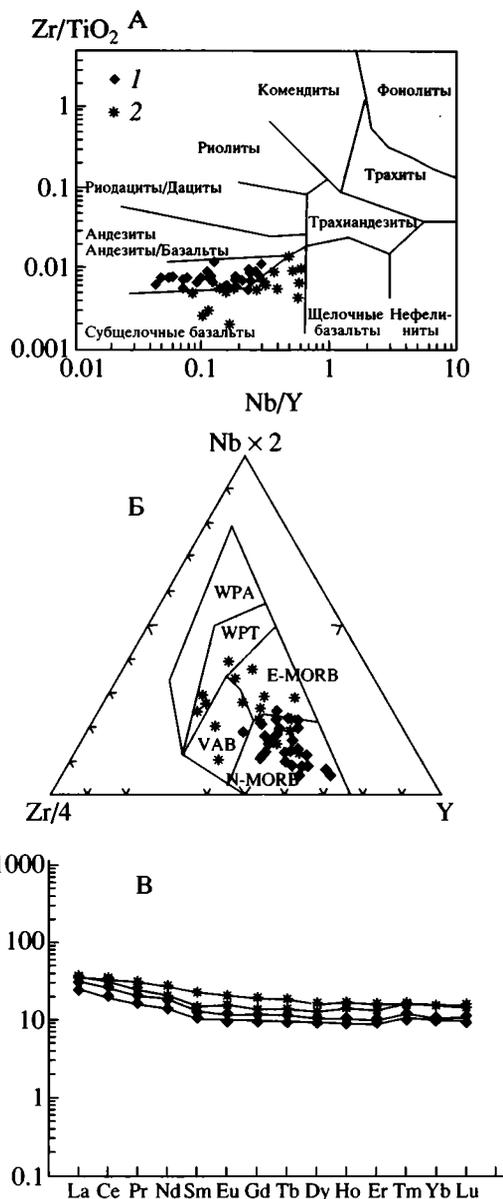


Рис. 6. Петрогеохимические особенности габбро-диабазов нерсинского комплекса: А – диаграмма  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  [34], Б – диаграмма  $Zr/4-Nb \times 2-Y$  [28], В – тренды нормированных содержаний РЗЭ в габбро-диабазов нерсинского комплекса.

1 – субвулканические образования толеитовой серии; 2 – диабазы субщелочного состава. Остальные условные обозначения описаны в тексте.

риты ( $Mg\# = 33.37$ ;  $Ni < 21$ ,  $Cr < 20$  г/т) в большей степени отвечают составам E-MORB и WPT<sup>1</sup>.

Большинство толеитовых и субщелочных разновидностей исследованных габбро-диабазов име-

<sup>1</sup> Принятые в тексте и на диаграммах сокращения: N-MORB – “нормальные” базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB – “обогащенные” базальты срединно-океанических хребтов; VAB – базальты вулканических дуг; WPT – внутриплитные толеиты; WPA – внутриплитные андезиты.

Таблица 2. Рифейско-раннепалеозойские палеомагнитные полюсы для юга Восточной Сибири

Объекты	Возраст	Координаты объекта		Палеомагнитный полюс		
		Широта, °	Долгота, °	Широта, °	Долгота, °	$\alpha_{95}$
I. Нерсинский комплекс	R <sub>3</sub>	52.0	103.0	-7.2	20.8	5.0
II. Нерсинский комплекс	R <sub>3</sub>	52.0	103.2	-6.1	33.2	10.4
III. Игниканская свита	R <sub>3</sub>	58.4	135.5	16.4	23.2	2.9
IV. Нельканская свита	R <sub>3</sub>	58.9	134.9	13	35	3.2
V. Шаманская свита	V-Є <sub>1</sub>	52.1	103.8	-32	66	7.0
VI. Миньская свита	V-Є <sub>1</sub>	58.0	110.0	-33	37	10.5
VII. Пестроцветная свита	V-Є <sub>1</sub>	61.0	126.8	-17	65	4.5

Пояснения.  $\alpha_{95}$  – овал доверия палеомагнитного полюса.

I, II – оригинальные данные; III, IV – по [9]; V, VI – по [24]; VII – по [23] (см. рис. 8).

ют субпараллельные тренды распределения редкоземельных элементов (см. рис. 6, В). Низкие содержания РЗЭ, характерные для большинства толеитовых разностей, в целом, типичны для нормальных базальтов срединно-океанических хребтов. В некоторых толеитах отмечаются повышенные концентрации РЗЭ, достигающие уровня 10–15 хондритовых норм и отвечающие обогащенным разновидностям типа E-MORB.

Уровни содержаний и тренды распределения РЗЭ в субщелочных базальтоидах также варьируют в диапазоне N-MORB–E-MORB, однако большая часть субщелочных разностей отвечает составам обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов. Геохимические характеристики исследованных габбро-диабазов позволяют предполагать, что формирование инициальных расплавов для субвулканических образований толеитовой и субщелочной серий происходило в пределах обогащенного литосферного очага.

### Палеомагнитные исследования

Как уже отмечалось выше, многие дайки третьей генерации претерпели слабые вторичные изменения и поэтому являются благоприятным объектом для палеомагнитных исследований. Вопрос же о положении рассматриваемого Ангарского блока является принципиально важным для тектонических реконструкций эволюции суперконтинента. В настоящее время существуют достаточно надежные данные для временного интервала поздний венд–ранний кембрий [24]. Для более раннего периода есть данные только для Алданского блока [9], при этом жестко зафиксированная относительная позиция Алданского и Ангарского блоков далеко не очевидна (см. табл. 2). В связи с этим были изучены ориентированные образцы по трем объектам, удаленным между собой более чем на 400 км: первый расположен на юго-западном побережье оз. Байкал, второй – на

р. Китой, третий – на р. Онот (см. рис. 4). При палеомагнитных исследованиях нестратифицированных объектов принципиально важными являются относительная ненарушенность их положения после момента формирования и отсутствие существенного наклона тектонических блоков, вмещающих эти объекты. Комплекс геологических данных позволяет предполагать, что в нашем случае эти условия соблюдены. Во-первых, отсутствуют геологические и геохронологические данные о проявлении достаточно серьезных фанерозойских тектонических событий в пределах Шарыжалгайского выступа, которые могли бы свидетельствовать о значимом изменении положения разных фрагментов этого блока. Во-вторых, субгоризонтальность отложений перекрывающей мотской серии свидетельствует о том, что значимых наклонов всего блока в фанерозое также не происходило.

Результаты исследований показывают следующее. Диабазы характеризуются поликомпонентным составом естественной остаточной намагниченности. На рис. 7 продемонстрированы основные варианты экспериментов по размагничиванию ориентированных образцов. Вязкая компонента генерируется современным магнитным полем Земли, так как ее направление совпадает с направлением перемагничивания на участках отбора проб [10]. Она снимается уже в самом начале экспериментов до температуры 200°C или переменным магнитным полем до 100 эрстед. Метакронная (наложенная) естественная остаточная намагниченность располагается в средних интервалах температур, имеет крутые отрицательные направления векторов (склонение  $D_{cp} = 300^\circ$  и наклонение  $J_{cp} = -60^\circ$ ) и, в основном, фиксируется только на первом объекте и частично на втором (обр. 1, 2). Ее влияние существенным образом искажает ход экспериментов по выделению естественной остаточной намагниченности первичной природы. Первичная естественная остаточная на-

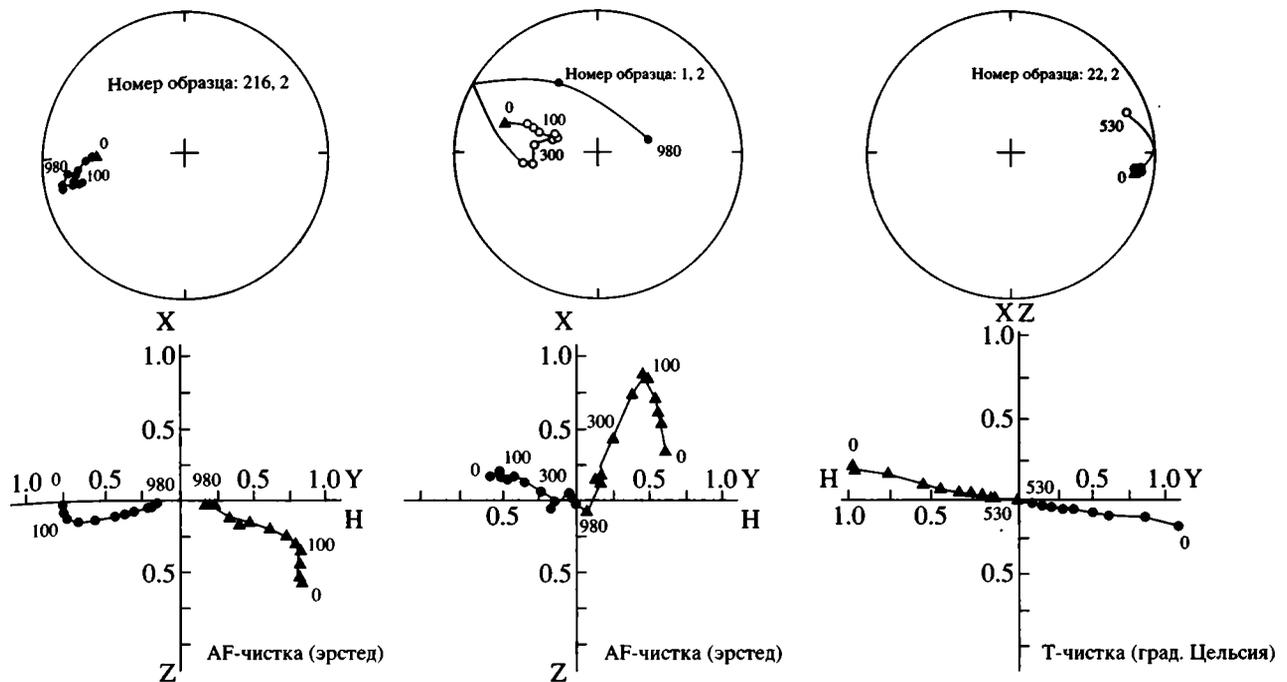


Рис. 7. Результаты палеомагнитных исследований позднерифейских диабазов нерсинского комплекса.

Стереогаммы: черные (светлые) кружки – положительные (отрицательные) векторы естественной остаточной намагниченности; треугольник – начало эксперимента.

Диаграмма Зийдервельда: кружок (треугольник) – проекции векторов естественной остаточной намагниченности на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Описание см. в тексте.

магничность, синхронная времени формирования даек, выделяется в самом конце экспериментов и однозначно устанавливается только на втором участке по прямым, сходящимся в центре диаграммы Зийдервельда (обр. 22, 2). Как правило, у большинства образцов направления первичной естественной остаточной намагниченности выделяются по методике пересечения кругов перемагничивания (обр. 1, 2). Направления противоположной полярности встречены на третьем участке (обр. 216, 2). Среднее направление векторов первичной естественной остаточной намагниченности равно:  $D_{cp} = 81^\circ$ ,  $J_{cp} = -5^\circ$ ,  $K = 15.3$ ,  $\alpha_{95} = 3.8$ .

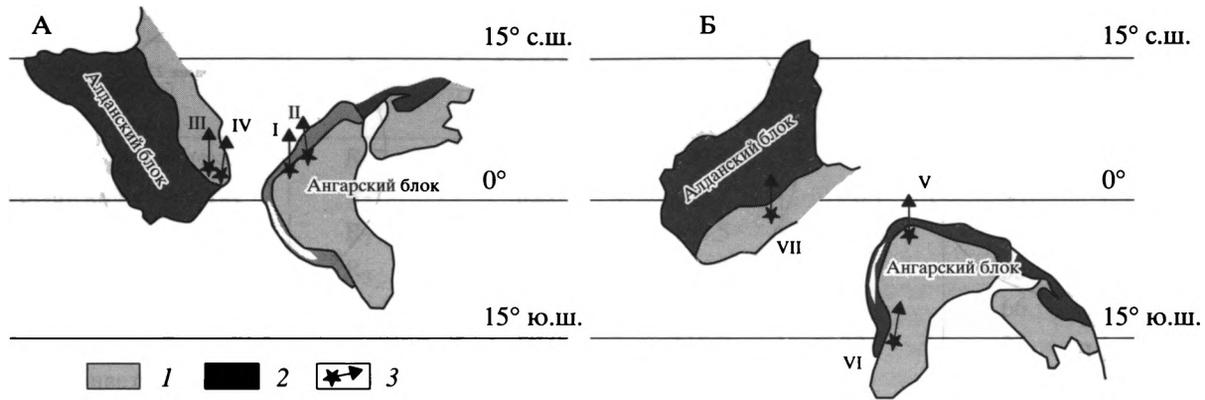
В результате проведенных исследований впервые получен достаточно надежный позднерифейский палеомагнитный полюс для Ангарского блока. Настоящее палеомагнитное определение опирается на результат, полученный по 15 дайкам, что в общей сложности составляет 71 образец. Палеомагнитный полюс имеет координаты:  $\Phi = -3.4^\circ$ ,  $\Lambda = 21.7^\circ$  и овалы доверия:  $\Theta_1 = 1.9^\circ$ ,  $\Theta_2 = 3.8^\circ$  в современной системе координат.

Существующие реконструкции для разных блоков Сибирского кратона на период поздний венд–ранний кембрий показывают относительное сходство палеомагнитных полюсов (рис. 8, Б). Однако для более раннего времени намечается их

существенное различие. Полученные нами палеомагнитные данные показывают те же субэкваториальные широты, что и предполагались ранее, однако направления палеомеридианов существенно отличаются для Ангарского и Алданского блоков (рис. 8, А). Движение Ангарского и Алданского блоков с рифея до венда происходило, по-видимому, за счет разворота их по часовой стрелке.

### Дискуссия

Наиболее ранний надежно датированный этап растяжения фиксируется по образованию Северо-Байкальского (Акитканского) вулcano-плутонического пояса. Л.А. Неймарком с соавторами [8] был обоснован раннепротерозойский возраст (1.82–1.87 млрд. лет, U-Pb по циркону, Sm-Nd методы) и рифтогенная природа вулканитов. Полученные датировки очень хорошо согласуются с цифрами возраста процессов растяжения в восточной части Шарыжалгайского блока [18], фиксируемых по внедрению чарнокитоидов (1.81–1.85 млрд. лет). Поэтому можно вполне уверенно говорить о широком проявлении процессов растяжения в этой части кратона. При этом можно предполагать, что в юго-восточной части региона отражены процессы в верхних горизонтах коры, в то время как в пределах Шарыжалгайского выступа фиксируются процессы растяжения в сред-



**Рис. 8.** Палеомагнитные реконструкции для Алданского и Ангарского блоков Сибирского кратона: А – поздний рифей–венд, Б – венд–ранний кембрий. Использованы материалы [9, 23, 24].

1, 2 – современные площади распространения комплексов раннего (1) и позднего (2) докембрия Сибирского кратона; 3 – направление палеомеридианов на север (стрелка) в местах отбора образцов (звездочка). I–VII – точки отбора образцов (пояснения см. табл. 2).

них и верхних частях коры. Более того, в пределах Оноутского и Урикско-Ийского грабенов (см. рис. 4) достаточно широко развиты метавулканиды контрастного состава и ассоциирующие с ними грубообломочные осадки, которые нередко параллелизуются с акитканским комплексом [4]. Эти грабены большинством исследователей рассматриваются как самостоятельные троговые структуры. Однако вполне реален вариант, что формирование “грабенов” происходило после образования вулcano-плутонического пояса. В этом случае на фоне общего воздымания Шарыжалгайского выступа и эродирования его верхних частей вплоть до выхода на поверхность нижних горизонтов коры в отдельных опущенных блоках сохранились фрагменты более верхних горизонтов. В пользу более широкого площадного распространения рифтогенных процессов может свидетельствовать и то, что при бурении под осадочным покровом Ангаро-Анабарского кратона к северу от Шарыжалгайского выступа были обнаружены вулканиды, по составу схожие с акитканскими.

Однако приводили ли процессы растяжения к расколу суперконтинента и образованию океанического пространства или растяжение ограничилось образованием внутриконтинентального рифта, сказать пока трудно в связи с недостаточностью данных. Отсутствие надежно идентифицированных офиолитов и островодужных образований и осадочных серий пассивной окраины возрастного интервала 1800–1200 млн. лет в обрамлении Ангаро-Анабарского кратона может быть косвенным свидетельством в пользу внутриконтинентальной рифтовой природы Северо-Байкальского пояса.

Следующий этап рифтогенеза реконструируется по внедрению дайковых серий как в юго-восточной (чайский комплекс), так и юго-западной

(ангаульский комплекс) краевых частях кратона. Их возрастная характеристика крайне неопределенна, геологические же данные позволяют только ограничить верхний возрастной предел их внедрения рубежом 800–850 млн. лет. В пользу этого свидетельствует перекрытие даек терригенно-карбонатными отложениями байкальской и карагаской серий, для которых доказан позднерифейский возраст [16]. Если Rb-Sr и K-Ar датировки верны, то внедрение даек связано с гренвиллской орогией (1100–1300 млн. лет). Дайки имеют субщелочной и щелочной состав, что полностью соответствует начальным и ранним стадиям рифтового процесса. Интересно то, что в прорываемых дайками рифейских отложениях распространены грубообломочные образования, отмечается пестроцветность осадков, карбонатные толщи практически отсутствуют. Можно предполагать, что обломочные толщи отражают этап рифтогенеза и раскола суперконтинента. Вышеописанный породный комплекс несогласно перекрывается терригенно-карбонатными отложениями шельфового типа байкальской и карагаской серий (возрастной интервал 850–650 млн. лет), соответствующих пострифтовой стадии.

Наиболее поздний этап дайкообразования (нерсинский комплекс) по возрасту соответствует венду и проявлен только в юго-западной краевой части кратона. По геологическим данным, внедрение даек происходило в интервале 850–600 млн. лет. Дайки прорывают отложения карагаской серии позднерифейского возраста и перекрываются осадками мотской серии эокембрия–нижнего кембрия. Они проявлены в основном в юго-западной части кратона. По составу выделяются две серии даек: толеитово-субщелочная и щелочная. Непосредственные соотношения разных по составу даек не наблюдались, однако более интенсивный характер деформаций щелочных даек

позволяет предполагать более ранний возраст их внедрения. В любом случае геохимические характеристики указывают на автономные источники мантийного субстрата.

Авторы статьи сознают, что имеющиеся в настоящий момент данные не достаточны для непротиворечивых и обоснованных реконструкций, в то же время они позволяют предположить следующий сценарий раскола и эволюции древнего суперконтинента.

В конце палеопротерозоя произошло заложение и развитие крупной структуры – Аkitканского рифта. Несмотря на то, что процессы растяжения не приводили к полному расколу суперконтинента и образованию океанического пространства, эта ослабленная зона играла в дальнейшем важную роль при распаде суперконтинента.

В гренвиллское время (1300–1100 млн. лет) проявился следующий этап рифтогенеза, начальные стадии которого характеризовались широким развитием дайковых роев по всей южной окраине Ангаро-Анабарского кратона. Полный раскол суперконтинента и образование Палеоазиатского океана с типичной пассивной окраиной атлантического типа произошли в позднем рифее (850–600 млн. лет). Шельфовые карбонатно-терригенные отложения этого этапа, мощностью 1–3 км, также отмечаются практически вдоль всей южной окраины кратона. Можно предполагать, что более мощные (5–12 км) терригенно-карбонатные отложения, распространенные вдоль границы кратона в пределах складчатого пояса (Китойкинская, Хамардабанская и Патомская зоны, см. рис. 1), могли быть отложениями подножья континентального склона. Эти отложения, относимые к слюдянской, ольхонской и китойкинской сериям, зонально метаморфизованы (до гранулитовой фации) и долгое время на основании высокой степени метаморфизма рассматривались в качестве раннепротерозойских и даже позднеархейских. Исследованиями последних лет [1, 30] было установлено, что возраст метаморфизма раннепалеозойский (460–480 млн. лет), вопрос же о возрасте протолита остался открытым. Однако тип толщ (карбонатный и терригенно-карбонатный) не противоречит их отношению к осадкам пассивной окраины. Следует также отметить, что в пределах складчатой области, примыкающей к кратону, известны офиолиты с возрастом 1000 млн. лет [31] и островодужные образования с возрастом 700–800 млн. лет [12]. В то же время офиолиты и островодужные образования этого этапа распространены очень ограниченно, поэтому нельзя полностью исключать, что они расположены в пределах экзотических блоков, аккретированных к краю кратона в палеозое.

Третий этап рифтогенеза, характеризующийся внедрением даек преимущественно толеитово-

го состава с возрастным интервалом 650–600 млн. лет, широко проявлен в юго-западной окраине кратона. По реконструкциям для других кратонов именно этот период соответствует расколу Родинии [21, 29]. Однако отсутствие признаков коллизионных процессов довендского этапа, наряду с приведенными выше построениями, позволяет считать, что внедрение даек не связано с расколом суперконтинента, а соответствует крупной тектонической перестройке в зоне сочленения океан–континент. Принимая во внимание то, что большинство офиолитовых поясов и ассоциирующих с ними островодужных образований северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, примыкающей к Сибирскому кратону, имеет возраст 620–530 млн. лет [22, 31], вполне корректным может быть предположение о том, что тектоническая перестройка была связана с формированием систем островных дуг и окраинных морей, соответствующим переходу от пассивной к активной окраине. Другими словами, процессы рифтогенеза могли быть связаны с массовым развитием задуговых бассейнов и комплементарных островных дуг.

Приведенные построения хорошо согласуются с большинством реконструкций Родинии на период 700–600 млн. лет (например, [28, 29]), в которых южная часть Сибирского кратона представляет собой окраину суперконтинента.

### Заключение

Приведенные в статье материалы по дайкам основного состава южного обрамления Ангаро-Анабарского кратона являются, по существу, предварительной сводкой, позволяющей наметить дальнейшие первоочередные исследования. Несмотря на множество нерешенных проблем, основной из которых является точное датирование, докембрийский возраст даек, равно как и их широкое распространение в краевой части кратона, не вызывают сомнений. Характер геологических соотношений, особенности состава и метаморфических преобразований позволяют выделить три разновременные генерации даек.

Наиболее древние метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях дайки встречаются sporadически и представлены в настоящий момент линейными телами гранатовых амфиболитов. При отсутствии изотопных датировок можно только предполагать раннепротерозойский возраст их внедрения.

Дайки второй генерации распространены более широко. Они встречаются как в виде отдельных тел, так и дайковых роев на некоторых участках. По своему составу дайки соответствуют субщелочным и щелочным базальтам. В юго-западной краевой части кратона субвулканические тела метаморфизованы в РТ-условиях низкоба-

рической амфиболитовой и гранулитовой фаций, нередко будинированы. В юго-восточной краевой части кратона дайки наряду с вмещающими их отложениями метаморфизованы преимущественно в РТ-условиях эпидот-амфиболитовой фации. По характеру геологических соотношений возраст даек попадает в интервал 1820–850 млн. лет. Они прорывают вулканогенные отложения и комагматичные граниты Ажитканского пояса, имеющего возраст 1820–1870 млн. лет, и перекрываются терригенно-карбонатными отложениями шельфового типа байкальской серии, имеющими позднерифейский возраст.

Дайки третьей генерации и комагматичные им силлы и эффузивы задокументированы только в юго-западной части кратона, где они распространены очень широко, образуя рои. В большинстве случаев дайки являются очень свежими с незначительной степенью вторичных низкотемпературных изменений. По химическому составу дайки соответствуют толеит-субщелочной серии и нередко имеют геохимические характеристики базальтов N-MORB типа. Имеющиеся изотопные данные по дайкам крайне незначительны и вряд ли являются валидными. Предполагаемый временной интервал внедрения – 650–600 млн. лет – определяется по прорыванию дайками верхнерифейских шельфовых отложений карагасской серии и перекрытию их венд-нижнекембрийскими терригенно-карбонатными отложениями мотской серии. В пользу вендского возраста свидетельствуют также данные палеомагнитных исследований даек. Полученный для даек полюс соответствует экваториальным широтам, что находится в хорошем соответствии с палеомагнитными данными по верхнедокембрийским осадочным образованиям краевой части Ангаро-Анабарского кратона.

Предварительный синтез данных по дайковым ролям, а также возрасту и распространению карбонатно-терригенных отложений шельфового типа позволяет предполагать, что формирование дайковых роев второй генерации, предположительно с возрастом около 1000 млн. лет, связано с расколом суперконтинента Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана. Период 850–650 млн. лет соответствовал стадии пассивного раскрытия океана с накоплением достаточно мощных осадочных серий пассивной континентальной окраины. Массовое внедрение даек преимущественно толеитового состава, вероятно, было связано с мощной тектонической перестройкой в зоне сочленения океан–континент, обусловленной сменой пассивного режима развития активным. В пользу этого может свидетельствовать тот факт, что большинство офиолитовых комплексов и ассоциирующих с ними островодужных образований Центрально-Азиатского складчатого пояса, формирование которых связывается с эволюци-

ей Палеоазиатского океана, имеют возраст 630–520 млн. лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 98-05-65105, 99-05-64892, 00-15-98576).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
2. Бухаров А.А. Зоны протоактивизации древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
3. Домышев В.Г. Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейской краевой части Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 157 с.
4. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
5. Замараев С.М., Александров В.К. Структура Байкальского комплекса южной краевой части Сибирской платформы // Тектоника Байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1974. С. 15–28.
6. Иванов А.Н., Лифшиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 325 с.
7. Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1998. 18 с.
8. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) доказательства анорогенной природы магматизма Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
9. Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // Докл. АН. 1994. Т. 336. № 4. С. 533–537.
10. Палеомагнитология / Отв. ред. Храмов А.Н. Л.: Недра, 1982. 312 с.
11. Петрова З.И., Макрыгина В.А., Антипин В.С. Петрологическая и геохимическая корреляция гранитов рапакиви и кислых вулканитов южной окраины Сибирской платформы // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 291–311.
12. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция коры // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Матер. XXXII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 93–95.
13. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков В.А. Рифейские базитовые серии Урикско-Туманшетского грабена Присяня // Сов. геология. 1991. № 2. С. 58–64.

14. *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенков Ю.И.* Присянская провинция высококальциевых щелочных базитов и лампроитов // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 82–86.
15. *Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В.* Метаморфизм древних офиолитов Шарышалгайского выступа (Сибирь, Россия) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1733–1749.
16. *Хоментовский В.В., Наговицин К.Е.* Неопротерозойские комплексы западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10. С. 1365–1377.
17. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое / Отв. ред. Летников Ф.А. Новосибирск: Наука, 1988. 161 с.
18. *Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopwood A.M., Perchuk L.L.* Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // Journal of Geology. 1991. V. 99. P. 851–861.
19. *Condie K.C., Rosen O.M.* Laurentia-Siberia connection revised // Geology. 1994. V. 22. P. 168–170.
20. *Dalziel I.W.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica – Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991. V. 19. P. 598–601.
21. *Hoffman P.F.* Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside-out? // Science. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
22. *Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuyev M.I.* Circum Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ofiolity. 1997. V. 22. P. 195–200.
23. *Kirschvink J.L., Rozanov A.Yu.* Magnetostratigraphy of lower Cambrian strata from the Siberian Platform: a palaeomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale // Geological Magazine. 1984. № 121. P. 189–203.
24. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P.* Paleomagnetic study of the Vendian-Early Cambrian aged rocks of South Siberia and Central Mongolia; Siberian platform did not exist yet? // J. Geophys. Res. 1999. submitted.
25. *McMenamin M.A.S., McMenamin D.L.S.* The emergence of animals: The Cambrian breakthrough. New York: Columbia University Press, 1990. 217 p.
26. *Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
27. *Moore E.M.* Southwest U.S.–East Antarctica (SWEAT) connection: A hypothesis // Geology. 1991. V. 19. P. 425–428.
28. *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhodolov V.I.* U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164. P. 409–420.
29. *Rogers J.J.W.* A history of continents in the past three billion years // Geology. 1996. V. 104. P. 91–107.
30. *Salnikova E.V., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitsky L.Z., Vasil'ev E.P.* U-Pb Zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyansky complex, Eastern Siberia // Gondwana Research. 1998. V. 1. № 2. P. 195–205.
31. *Sklyarov E.V., Simonov V.A., Buslov M.M.* Types of ophiolites and their tectonic setting in the foldbelts of South Siberia // Abstr. of the 29th Int. Geol. Congress, Kyoto, Japan. 1992. V. 2. P. 111–112.
32. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks // Earth Planet Sci. Lett. 1976. V. 28. P. 459–469.

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

## Dike Swarms on the Southern Flank of the Siberian Craton as Indicators of the Rodinia Supercontinent Breakup

**E. V. Sklyarov\*, D. P. Gladkochub\*, A. M. Mazukabzov\*, Yu. V. Men'shagin\*,  
K. M. Konstantinov\*\*, and T. Watanabe\*\*\***

\*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia

\*\*East Siberian Institute of Geology, Geophysics, and Mineral Resources,  
ul. Dekabr' skikh sobytii 29, Irkutsk, 664033 Russia

\*\*\*University of Hokkaido, Sapporo, Japan

**Abstract**—Precambrian basic dike swarms were examined within the southern flanking area of the Siberian craton. Several dike generations were discriminated based on their relationships and grade of metamorphism. The pre-Vendian metamorphosed dikes composed of subalkaline basalts and tholeiites are distributed in the Baikal and Sayan regions. The pre-Late Vendian, predominantly fresh dikes are widely distributed in the Sayan region and the Sharyshalgai metamorphic high. In terms of composition, they correspond to N-MORB and E-MORB tholeiites. It is assumed that the dikes of the earlier generation are related to the continental breakup and the initial opening of the Paleo-Asian ocean. The dikes of the younger generation reflect the epoch of global tectonic restructuring related to a transition from a passive-margin to an active-margin regime in the zone of interaction between oceanic and continental plates.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА В БАЙКАЛИДАХ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

© 2000 г. А. Б. Кузьмичев

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22*  
Поступила в редакцию 01.03.99 г.

Тувинно-Монгольский массив первоначально выделен А.В. Ильным как блок докембрийской коры, перекрытый венд-кембрийским платформенным чехлом. В 80-х годах вулканогенно-сланцевые комплексы массива, считавшиеся первоначально рифейскими, стали датировать ордовиком–девонном и Тувинно-Монгольский массив как единая структура перестал существовать. К настоящему времени результаты изотопного датирования и геологические наблюдения показали ошибочность такой интерпретации. С учетом этих данных Тувинно-Монгольский массив представляет собой сложно построенный террейн, который амальгамировался к середине венда, после чего был перекрыт венд-кембрийским карбонатным чехлом. Такое строение позволяет относить его к байкалидам. В рамках этой концепции палеозойский гранитный магматизм, интенсивно проявившийся в массиве, не находит логической связи с историей его формирования и требует объяснения.

Исследованы палеозойские гранитоиды северной части Тувинно-Монгольского массива, выплавление которых ранее связывалось с несколькими эпизодами палеозойской аккреции. Гранитоиды слагают постскладчатые дискордантные батолиты, содержащие породы разных геохимических типов: На диориты–плагиограниты, Na-K известково-щелочные граниты, редкометалльные лейкограниты, сиениты и щелочные сиениты, нефелиновые сиениты. Имеющиеся изотопные датировки не подтверждают представлений о том, что в интервале  $C_2$ –D в регионе проявились 4 этапа гранитного магматизма. Палеозойские граниты Тувинно-Монгольского массива внедрились на протяжении одной эпохи магматизма, охватывающей первую половину ордовика. Проведенное совместно с Д.З. Журавлевым Rb-Sr датирование гранитов Ихе-Хайгасского массива, сложенного наиболее распространенными двуполовошпатовыми биотитовыми гранитами сархойского комплекса, позволило уточнить время их внедрения:  $T = 460.4 \pm 2.5$  млн. лет,  $Sr_1 = 0.70429 \pm 3$ , СКВО = 0.85. Среднеордовикский возраст Ихе-Хайгасского массива опровергает заключения о силурийско-девонском возрасте вмещающих вулканогенно-сланцевых толщ окинской серии. Ордовикская эпоха гранитного магматизма проявилась не только в Тувинно-Монгольском массиве, но охватила значительную часть Центральной Азии [5]. Причиной этой вспышки магматизма явилась массовая аккреция разнообразных террейнов и их коллизия с Сибирским кратоном. Тувинно-Монгольский массив – один из террейнов, вовлеченных в эти события. Палеозойское гранитообразование никак не связано с его предшествовавшей историей. Изученные гранитные комплексы массива являются постколлизийными и внедрились спустя 10–40 млн. лет после выплавления синколлизийных гранитов, приуроченных к периферии массива. Наблюдается грубая зональность в пространственном распределении постколлизийных плутонов разных геохимических типов, для объяснения которой применима модель отрыва слэба. Катастрофический орогенез, которому подвергся Тувинно-Монгольский массив в первой половине ордовика, мог сопровождаться накоплением только “молассовых” и позднее – платформенных осадочных и вулканогенных комплексов. Этот вывод опровергает указания на широкое распространение в массиве позднеордовикских и силурийско-девонских “геосинклинальных” толщ и подтверждает концепцию его байкальского возраста.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Тувинно-Монгольский массив выделен А.В. Ильным как блок докембрийской коры, который отличается от обрамляющих каледонских складчатых поясов присутствием венд-кембрийского шельфового чехла (рис. 1) [16]. Предложенная А.В. Ильным модель строения массива включала три главных элемента: 1) архейский–нижнепротерозойский кристаллический цоколь, обнаженный в Гарганской глыбе; 2) разнообразные рифейские комплексы, слагающие чехол древних

континентальных блоков и заполняющие рифтогенные прогибы с разной степенью раскрытия, и 3) залегающие на них шельфовые отложения [15]. В 80-х годах представления о строении массива существенно изменились. Были обнаружены органические остатки почти во всех толщах, считавшихся ранее рифейскими, базит-ультрабазитовые пояса стали интерпретироваться как выходы венд-кембрийских офиолитов, и в регионе, считавшемся ранее докембрийским, стали реконструировать океанические бассейны и островные

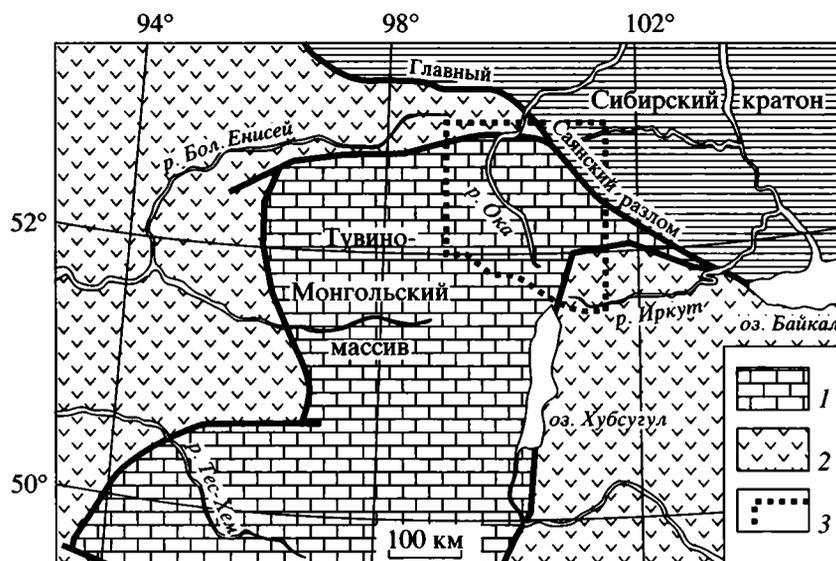


Рис. 1. Схема расположения Тувино-Монгольского массива.  
1 – байкалиды; 2 – каледониды; 3 – расположение рис. 3.

дуги, существовавшие вплоть до середины девона [4, 11, 12, 38 и др.]. Тувино-Монгольский массив как единая структура перестал существовать. В рамках новой концепции логичное объяснение получил интенсивный палеозойский гранитный магматизм, проявления которого связывали с разными этапами скучивания, осуществлявшимися в кембрии, ордовике и силуре–девоне [6, 9, 32].

Постепенно в результате получения новых данных об изотопном возрасте магматических пород и проведения более детальных геологических наблюдений начала выясняться слабая достоверность некоторых находок палеозойской фауны в толщах, считавшихся ранее рифейскими. С учетом этих данных северная часть Тувино-Монгольского массива, по представлениям автора, имеет следующее строение (рис. 2). 1) В восточной части массива расположен выход архейского–раннепротерозойского фундамента (Гарганская глыба), перекрытый рифейским платформенным чехлом. 2) Севернее и западнее располагаются выходы островодужных офиолитов и ассоциирующихся с ними осадочных пород Дунжугурской островной дуги, причленившихся к Гарганской глыбе и обдуцированных на нее 800 млн. лет назад [29]. 3) Перечисленные образования прорываются надсубдукционными тоналитами сумсунурского комплекса (790 млн. лет) и перекрываются субаэральными известково-щелочными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами сархойской и дархатской серий (718 млн. лет) [26, 29]. Последние позволяют оконтурить активную континентальную окраину [35, 45], которая сформировалась после коллизии дуга–континент (см. рис. 2). 4) Этот континентальный блок обрамляется отложениями окраинного бассейна (окин-

ская и хугейская серии), прорванными диабазовыми силами, Sm-Nd возраст которых составляет  $736 \pm 43$  млн. лет [31]. 5) Выходы окинской серии обрамляются цепочкой офиолитов Шишидской островной дуги; возраст биомодальных вулканитов, перекрывающих офиолиты,  $590 \pm 20$  млн лет [30]. 6) Следующая зона сложена задуговыми накоплениями вендской (?) хараберинской свиты [27]. Все перечисленные комплексы несогласно перекрыты шельфовыми отложениями верхнего венда – среднего кембрия [15, 27, 28]. Такое строение указывает что Тувино-Монгольский массив в виде обособленного блока континентальной коры сформировался в венде и что по отношению к обрамляющим каледонским структурам он может быть отнесен к байкалидам.

Такая тектоническая интерпретация находится в явном противоречии с данными о возрасте гранитного магматизма. В регионе почти неизвестны позднерифейские – вендские граниты, но широко распространены палеозойские гранитоиды, присутствие которых рассматривается как доказательство каледонского возраста его континентальной коры [9, 42, 43]. Это противоречие и определило задачу статьи – выяснить тектонические причины каледонского гранитного магматизма и его роль в формировании континентальной коры Тувино-Монгольского массива.

## 2. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

### 2.1. Общие сведения о палеозойских гранитах

Палеозойские гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве слагают батолиты и мелкие интруз-

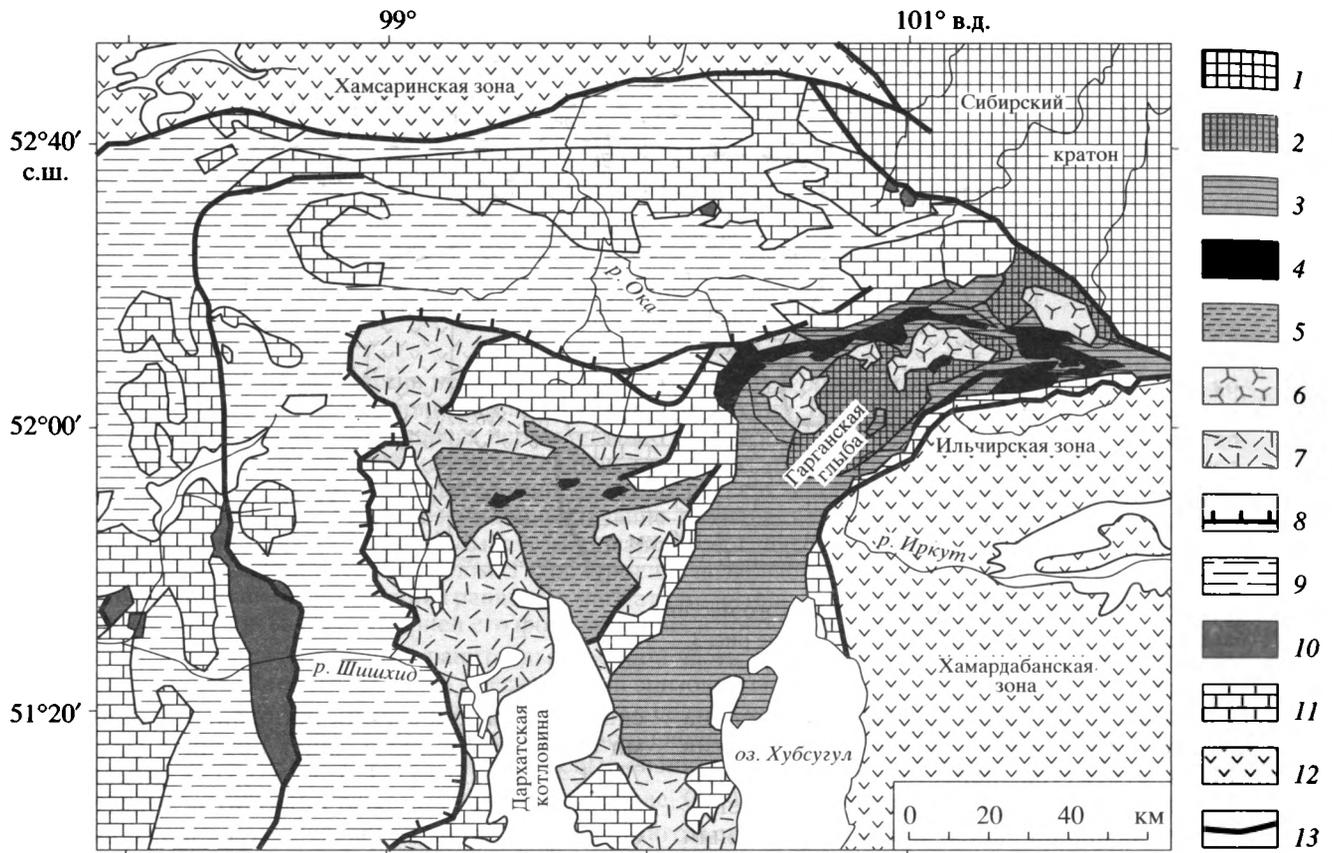


Рис. 2. Схема строения северной части Тувино-Монгольского массива (палеозойские граниты не показаны).

1 – Сибирский кратон; 2, 3 – Гаргантский континентальный блок: 2 – архейский-раннепротерозойский фундамент, 3 – рифейский (>800 млн. лет) чехол; 4, 5 – преддуговые комплексы Дунжугурской островной дуги (1000–800 млн. лет): 4 – офиолиты, 5 – турбидиты; 6, 7 – надсубдукционные магматические комплексы активной окраины Гаргантского микроконтинента: 6 – тоналиты сумсунурского комплекса (790 млн. лет) [29], 7 – известково-щелочные вулканы базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации – сархойская и дархатская серии (718 млн. лет) [26]; 8 – контур континентального блока после коллизии дуга-континент; 9 – осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы окраинных бассейнов второй половины позднего рифея (окинская серия и хараберинская свита); 10 – офиолиты Шишихидской островной дуги ( $\geq 590$  млн. лет) [30]; 11 – чехол Тувино-Монгольского массива (боксонская серия  $V_2-C_2$  и ее аналоги); 12 – каледониды обрамления Тувино-Монгольского массива; 13 – разломы.

зии, в составе которых участвуют: а) диориты и тоналиты, б) биотитовые и биотит-амфиболовые плагиограниты, в) биотитовые двуполевошпатовые порфириовидные граниты, г) щелочные сиениты, сиениты, д) нефелиновые сиениты (рис. 3). Все массивы представляют собой дискордантные магматические плутоны; метасоматические гранитоиды и мигматиты на современном эрозионном срезе в изученном районе не известны. В большинстве крупных массивов присутствуют породы двух-трех разновидностей из приведенного списка, при этом они рассматриваются как фазы единой гранитной серии либо выделяются как самостоятельные комплексы. В настоящее время большая часть палеозойских гранитов Тувино-Монгольского массива объединяется в два комплекса: сархойский и огнитский. Первый включает в себя породы подпунктов а) – в), второй – в) – г). Кроме того, в регионе выделялось еще около 10 палеозойских

магматических комплексов с самостоятельными названиями: баргутейский, ботогольский, бугульминский, мунку-сардыкский, ольховский, самсальский, саянский, сумсунурский, таннуольский и др. Сумсунурский комплекс является рифейским [29], самсальский и ботогольский включены в состав огнитского комплекса, остальные – в состав сархойского комплекса.

Критерии отличия сархойского и огнитского комплексов могут быть установлены только для крайних членов приведенного списка разновидностей гранитоидов: если в массиве присутствуют плагиограниты, он принадлежит к сархойскому комплексу, если преобладают сиениты – к огнитскому. Однако в большей части гранитных интрузий преобладают двуполевошпатовые биотитовые граниты и ясные критерии для распознавания среди них пород разных комплексов отсутствуют. Например, Яхошопский и Ихе-Хайгаский масси-

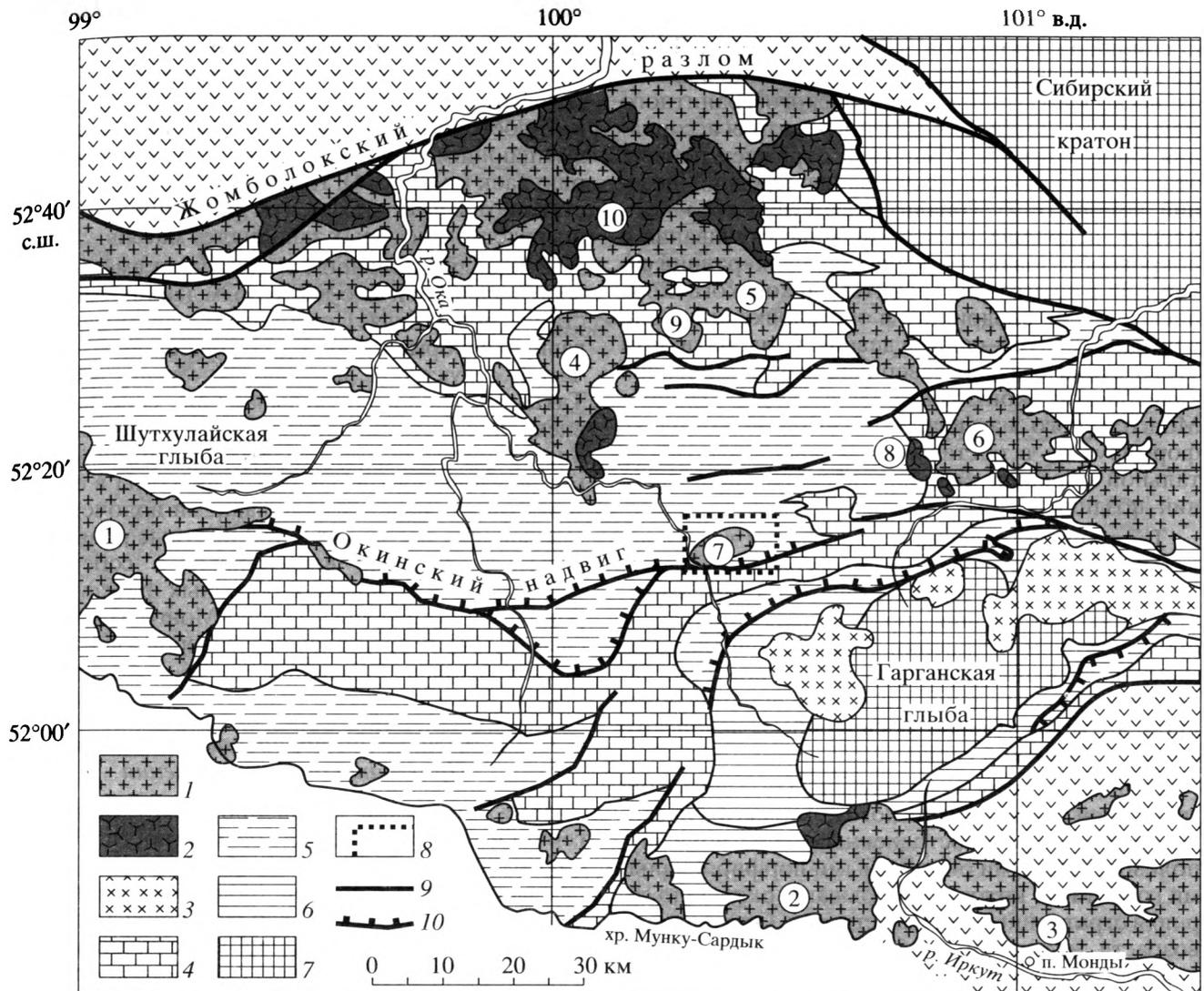


Рис. 3. Размещение палеозойских гранитоидов в северной части Тувино-Монгольского массива.

1 – двуполовошпатовые биотитовые граниты сархойского и огнитского комплексов (преобладают), плагиограниты и диориты сархойского комплекса  $O_2$ ; 2 – сиениты огнитского комплекса  $O_2$ ; 3 – тоналиты сумсунурского комплекса  $R_3$ ; 4 – отложения платформенного чехла Тувино-Монгольского массива  $V-O_1$ ?; 5 – задуговые, преддуговые и островодужные комплексы (включая офиолиты)  $R_3$ ; 6 – карбонатные отложения чехла Гарганской глыбы  $R_3$ ; 7 – кристаллические толщи AR-PR<sub>1</sub>; 8 – контур рис. 4. Цифрами обозначены гранитные массивы: 1 – Сархойский, 2 – Мунку-Сардыкский, 3 – Мондинский, 4 – Ринчин-Хумбинский, 5 – Яшошопский, 6 – Бургутейский, 7 – Ихе-Хайгасский, 8 – Ботогольский, 9 – Сахир-Шулуутинский (Сорокский), 10 – Сарьдагский. Положение рис. см. на рис. 1.

вы (см. рис. 3) при среднемасштабной геологической съемке были отнесены к огнитскому комплексу, а при крупномасштабной – к сархойскому. Огнитский комплекс считается девонским на основании корреляции с щелочными породами обрамления Тувино-Монгольского массива [9, 21, 32], возраст сархойского комплекса определяется как силурийско-раннедевонский на основании того, что он прорывает окинскую серию, которая по палеонтологическим данным имеет силурийско-раннедевонский возраст [9, 38]. Изотопные данные указывают на ордовикский возраст сархой-

ского комплекса [33], однако датированные гранитные массивы не прорывают окинскую серию. Боксонская серия венда-среднего кембрия – единственное надежно датированное стратиграфическое подразделение, прорываемое гранитоидами сархойского и огнитского комплексов, что определяет их возраст как послесреднекембрийский.

Тектоническая обстановка палеозойского гранитообразования рассмотрена в работах Е.В. Хаина [42, 43] и И.В. Гордиенко [9]. Е.В. Хаин датирует главный этап палеозойского гранитного магматизма ордовиком и делает вывод о том, что

он является прямым результатом каледонских аккреционных процессов, сформировавших Тувино-Монгольский массив. И.В. Гордиенко выделяет несколько этапов палеозойского гранитного магматизма. 1) Диорит-плагиогранитная ассоциация таннуольского комплекса отражает первый этап тектонического скучивания (средний–поздний кембрий). 2) Тоналиты сумсунурского комплекса внедрились на втором этапе скучивания и покровообразования (средний ордовик–ранний силур). 3) Биотитовые граниты сархойского комплекса также внедрились в обстановке аккреции в позднем силуре–раннем девоне. С магматизмом этого этапа связано завершение формирования каледонской континентальной коры Тувино-Монгольского массива. 4) Огнитский комплекс формируется в обстановке активной континентальной окраины калифорнийского типа (средний–поздний девон).

Такие представления о проявлении в регионе четырех этапов палеозойского гранитного магматизма, которым соответствуют 3 этапа тектонического скучивания, противоречат приведенным сведениям о строении Тувино-Монгольского массива. Эти представления слабо подтверждаются изотопными данными, и их главным основанием является мнение о силурийско-девонском возрасте окинской серии.

В связи с этим нами изучен Ихе-Хайгасский гранитный массив сархойского комплекса. Он сложен наиболее распространенными в регионе двуполевошпатовыми биотитовыми порфировидными гранитами, которые прорывают окинскую серию в стратотипической местности. Определение возраста массива и его геохимической принадлежности позволяет определить, могут ли граниты сархойского комплекса рассматриваться как обоснование тектонической аккреции в конце силура–начале девона.

## 2.2. Ихе-Хайгасский гранитный массив

### 2.2.1. Строение массива

Ихе-Хайгасский массив представляет собой овальное тело размером  $5 \times 8$  км (рис. 4). Он располагается в висячем крыле Окинского надвига, по которому одноименная серия надвинута на нижнепалеозойские шельфовые отложения мангатгольской свиты и боксонской серии. Главный этап деформаций пород окинской серии и основные перемещения по Окинскому надвигу осуществились до внедрения гранитов. Последнедвиговое внедрение отчетливо видно западнее, где Сархойский массив “проплавляет” поверхность сместителя (см. рис. 3). В аналогичной ситуации находится гранитный массив на продолжении Окинского надвига в Северной Монголии в приустьевой части р. Тенгисин-Гол [40].

Ихе-Хайгасский массив ограничен резкой поверхностью интрузивного контакта, которая имеет секущее положение по отношению к слоистости окинской серии. В северо-западном и юго-восточном ограничениях массива переход к вмещающим породам осуществляется через серию даек (см. рис. 4). Последние, вероятно, представляющие собой фрагменты питающих каналов, посредством которых заполнялся массив.

В идеализированном виде pluton вместе с северо-западным и юго-восточным дайковыми “хвостами” представляет собой сигмоиду, ориентированную в форме буквы Z в соответствии со складчатой структурой вмещающих толщ (рис. 5). Такая морфология указывает на синсдвиговое внедрение интрузии [57]. Синсдвиговое внедрение гранитов подтверждается Z-образной формой линзовидных инъекций лейкосомы в его экзоконтактах и мелкими складками волочения во вмещающих роговиках. Субширотные правосдвиговые дислокации, выраженные в собственно сдвигах, а также в виде Z-образных флексур, широко распространены в Тувино-Монгольском массиве [8, 14] и представляют завершающий этап палеозойских деформаций.

### 2.2.2. Вмещающие породы окинской серии. Приконтактные изменения

Ихе-Хайгасский массив прорывает окинскую серию в ее стратотипической местности. Вопрос о возрасте серии – одна из наиболее острых геологических проблем региона (подробнее см. в [31]). По данным [38], в окинской серии присутствуют хитинозои, граптолиты, плохо сохранившиеся мшанки и кораллы, указывающие на силурийско-девонский возраст пород. Большая часть определенных форм получена в результате массового химического препарирования осадочных пород, и воспроизводимость этих результатов вызывает большие сомнения. Макрофауна представлена остатками плохой сохранности, и нет уверенности в их достоверной идентификации. Альтернативная точка зрения о позднерифейском возрасте окинской серии обоснована геолого-историческими сопоставлениями и данными о позднерифейском изотопном возрасте прорывающих ее диабазовых силлов [31].

В районе Ихе-Хайгасского массива обнажены все три толщи окинской серии, выделенные в стратиграфической схеме Окинской экспедиции: флишоидная, эффузивно-осадочная и пестроцветная [38]. Флишоидная толща сложена переслаиванием кливажированных темно-серых алевропелитов и более массивных светло-серых или желтоватых граувакковых песчаников. Видимая мощность толщи около 1.5 км. Эффузивно-осадочная толща сложена зелеными сланцами по туфам и туффитам основного, среднего и кислого

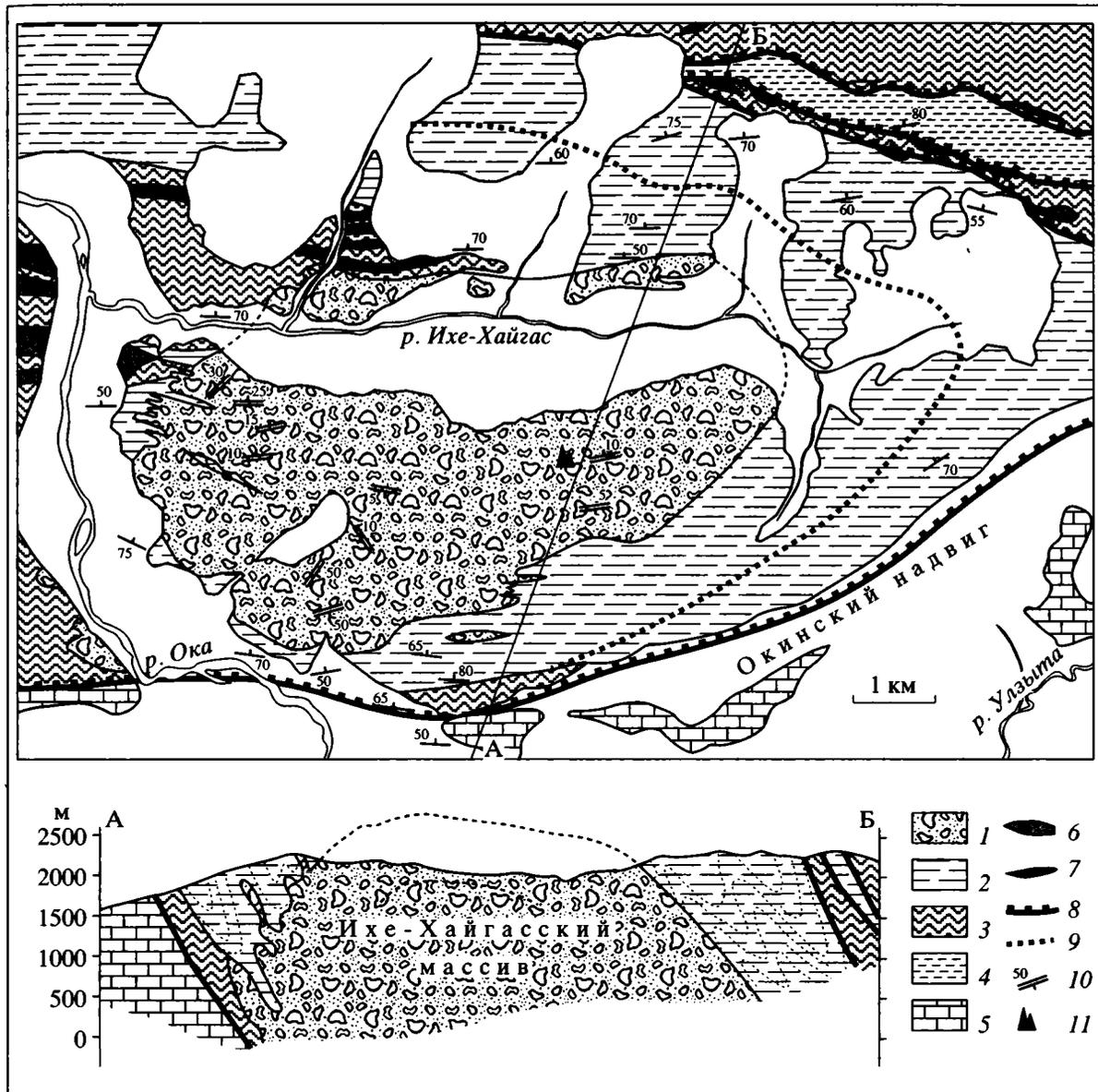


Рис. 4. Геологическая карта Ихе-Хайгасского массива.

1 – биотитовые порфиroidные граниты ( $460 \pm 2.5$  млн лет); 2–4 – окинская серия ( $R_3$ ), толщи: 2 – флишоидная, 3 – эффузивно-осадочная, 4 – пестроцветная; 5 – карбонатные породы боксонской серии ( $V-C_2$ ) и известковистые алевролиты мангатгольской свиты ( $C_2-O_1$ ); 6 – диабазы; 7 – ультраосновные интрузии (?); 8 – надвиги; 9 – изограда биотита; 10 – контракционная отдельность; 11 – место отбора пробы для определения изотопного возраста. Положение рис. см. на рис. 3.

состава, местами, возможно, по лавам. Первичные структуры не сохранились. Присутствуют силлы диабазов, которые также местами превращены в сланцы. Видимая мощность около 700 м. Обнаженный фрагмент пестроцветной толщи сложен блестящими темно-серыми сланцами.

Такой состав толщ позволяет однозначно сопоставить их с подразделениями опорных разрезов окинской серии [6, 38].

С гранитами Ихе-Хайгасского массива контактируют породы флишоидной и эффузивно-осадочной толщ. Ширина зоны экзоконтактовых изменений достигает километра (см. рис. 4). Переход от гранита к роговику осуществляется на протяжении нескольких сантиметров, в пределах которых полосчатые роговики содержат линзочки мусковит-кварц-полевошпатовой лейкосомы. Приконтактовые роговики в нескольких десятках метрах от контакта сменяются неравномернозер-

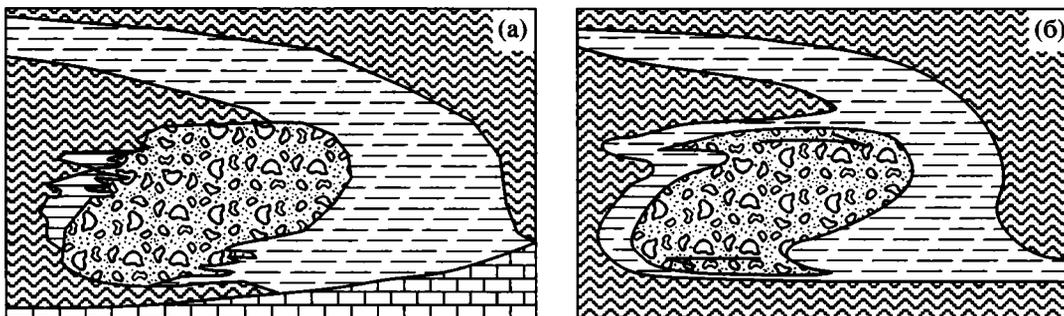


Рис. 5. Кинематическая интерпретация формы Ихе-Хайгасского массива: а – генерализованная карта, б – Z-образная сигмоида, связанная с правосторонними деформациями. Крап соответствует рис. 3.

нистыми биотит-кварц-плагиоклазовыми сланцами и далее – филлитами. Приконтактовые разновидности пород эффузивно-осадочной толщи представлены полосчатыми амфиболитами со складками течения. Вблизи контакта они содержат сине-зеленую роговую обманку, которая при удалении от гранитов замещается тремолитом-актинолитом и далее – хлоритом.

### 2.2.3. Состав пород

Ихе-Хайгасский массив представляет собой однофазную интрузию сложенную светло-серыми или розовыми слабо порфиридовидными биотитовыми гранитами. Они состоят (%) из кварца (25–30), олигоклаза (30–40), К-На полевого шпата (25–35), биотита (5–7). Рудный минерал представлен магнетитом. Аксессуары: роговая обманка, сфен, циркон, ортит, апатит. В незначительных количествах определены ильменит, торит, гранат, флюорит.

Все минералы гранитов имеют магматическое происхождение и образовались без участия метасоматического воздействия. Плагиоклаз образует идиоморфные зональные кристаллы с олигоклазовым ядром и андезин-альбитовой оторочкой. К-На полевой шпат слагает зональные вкрапленники розового или серого цвета, сложенные волокнистым или шахматным пертитом, иногда окруженные каймами олигоклаза. Он содержит значительное количество бариевого минала (цельсиана), концентрация которого в краевой зоне достигает 5%. Формирование подобных зон объясняют инъекциями более основной богатой барием магмы в гранитный магматический резервуар [52]. Биотит и роговая обманка характеризуются высокой железистостью, что указывает на малоуглубинные высокотемпературные условия их кристаллизации [10].

Этот вывод подтверждается составом включений, которые наиболее обильны в южной и центральной частях массива. Они представляют собой мелкие (3–10 см) шаровидные гранулированные обособления тоналитового состава. Подобные

включения интерпретируются как инъекции более основной магмы в гранитный резервуар либо как дезинтегрированные фрагменты более ранних вылавок; округлая форма и отсутствие зон закалки указывают на их длительную транспортировку и эрозию [53]. Такой состав ксенолитов и отсутствие слюдястых верхнекоровых включений свидетельствуют о глубинном магматическом (I-тип) происхождении гранитов.

Ихе-Хайгасский массив сложен калиевыми субщелочными гранитами, обладающими повышенной глиноземистостью (табл. 1). Они характеризуются слабым фракционированием редких земель ( $La_n/Yb_n = 10$ ), относительно низким их содержанием ( $La = 52 \times$  хондрит) и слабой отрицательной европиевой аномалией (см. рис. 6). Такое распределение указывает на выплавление магмы из слабофракционированного источника с низкими содержаниями РЗЭ, в котором отсутствовала верхнекоровая компонента [41]. Таким источником могла являться базитовая нижняя кора испытавшая недавний андерплэйтинг.

### 2.2.4. Тектоническая обстановка внедрения

Таким образом, Ихе-Хайгасский массив представляет собой интрузию высокотемпературной магмы, внедрение которой осуществлялось посредством подводящих даек. Процессы метасоматоза или магматического замещения не играли существенной роли в образовании гранитов. Граниты имеют вполне обычный минеральный состав и не обладает какими-либо специфическими геохимическими особенностями. Последнее обстоятельство, вероятно, можно расценить как то, что изучена действительно типичная интрузия. По данным [56], гомогенные интрузии подобные Ихе-Хайгасскому массиву, сложенные биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами, формируются в следующих обстановках: 1) позднеорогенная – поздняя стадия развития надсубдукционных известково-щелочных батолитов; 2) посторогенная – граниты А-типа, формирующиеся в обстановке растяжения, наступающей приблизительно

Таблица 1. Средние составы гранитов Тувино-Монгольского массива в сравнении с типовыми составами гранитов различных тектонических обстановок (содержание породообразующих окислов в %, малых элементов в г/т)

Номера	1	2	3	4	5	6	7	8
Компоненты	Ихе-Хайгасский	Ринчин-Хумбинский	Сахир-Шулу-тинский	Сарьдагский	LO	PO	AR	A
SiO <sub>2</sub>	73.37	71.88	77.5	60.02	73.00	73.00	73.00	73.81
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.33	0.05	1.09	0.22	0.26	0.39	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.87	15.24	12.83	17.70	14.22	13.52	12.83	12.40
ΣFeO	2.25	2.44	1.35	7.08	1.87	2.42	2.97	2.80
MnO	0.05	0.12	0.11	0.16	—	—	—	0.06
MgO	0.67	0.54	0.01	0.77	0.42	0.37	0.31	0.20
CaO	1.12	1.87	0.49	3.32	1.40	1.00	1.20	0.75
Na <sub>2</sub> O	3.71	3.18	3.31	3.96	3.60	3.60	3.20	4.07
K <sub>2</sub> O	4.11	3.80	3.90	5.21	4.20	4.80	5.20	4.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.01	0.28	—	—	—	0.04
ппп	0.54	0.48	0.44	0.4	—	—	—	—
Сумма	100.09	99.99	99.98	99.99	98.93	98.97	99.10	99.04
Rb	166	100	438	65	222	232	239	169
Sr	133	410	9	371	204	71	103	48
Y	31	19	153	25	27	61	—	75
Zr	112	124	104	157	140	249	367	528
Ba	829	842	43	1097	742	413	620	352
Ga	18	18	25	19	—	—	—	26
Zn	39	85	91	105	—	—	—	120
La	19	28	19	48	33	48	109	—
Ce	31	50	45	107	—	—	—	137

Примечания. 1–4 – массивы северной части Тувино-Монгольского массива (силикатные анализы выполнены на рентгено-флюоресцентном квантометре в ОИГТМ, Новосибирск; содержания малых элементов определены на энергодисперсионном рентгено-флюоресцентном анализаторе в ИЛРАН, Москва); 5–7 – средние составы позднеорогенных (LO), посторогенных (PO) и анорогенных (рапакиви–AR) гранитов, приведенные к безводным составам с 73% SiO<sub>2</sub>, по [56]; 8 – средний А-гранит, по [58]. Прочерк (–) – нет данных.

через 50 млн. лет после главной фазы орогенеза; 3) анорогенная – рапакиви и кольцевые интрузии (см. табл. 1). Граниты всех трех групп могут иметь низкое первичное стронциевое отношение.

Сопоставление с типовыми составами показывает, что породы Ихе-Хайгасского массива имеют наибольшее сходство с позднеорогенными гранитами, остальные типы расплавов значительно сильнее обогащены несовместимыми элементами и имеют меньшие концентрации Ba и Sr. Такой вывод нельзя считать вполне однозначным, так как гранитные серии, как мы увидим ниже, характеризуются конвергентностью признаков. Кроме того, в современных классификациях позднеорогенную стадию не выделяют из-за неопределенности этого термина, а соответствующий ей магматизм относят к постколлизийной группе, которая включает породы как с надсубдукционными, так и с внутриплитными геохимическими характеристиками [49, 50, 55]. Это обстоятельство

ставит под сомнение возможность геохимической идентификации гранитов, выплавлявшихся в разных тектонических обстановках.

Изложенные сведения о строении и составе Ихе-Хайгасской интрузии недостаточны для определения типовой принадлежности палеозойского магматизма, и их следует дополнить характеристиками гранитоидов иных геохимических типов.

### 2.3. Другие примеры палеозойских гранитоидов Тувино-Монгольского массива

В распоряжении автора имеются предварительные результаты изучения еще трех массивов, обнаженных в среднем и верхнем течении р. Сорок: Сарьдагского, Шулутинского и Ринчин-Хумбинского (см. рис. 3).

**Сарьдагский массив** сложен сиенитами, подчиненными сиено-диоритами и габброидами и пи-

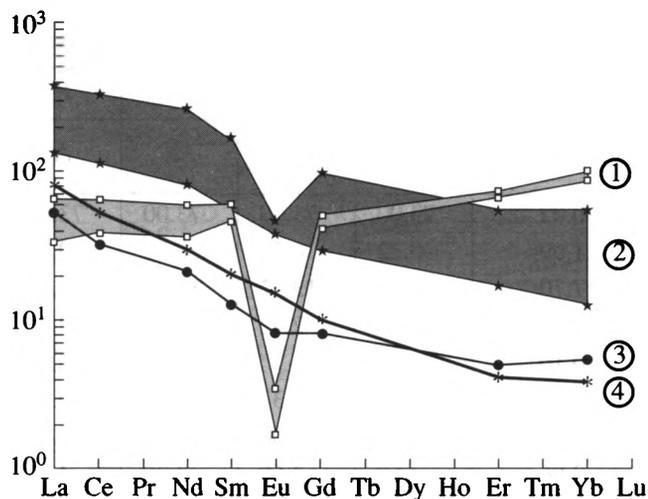


Рис. 6. Нормализованные по хондриту распределения редкоземельных элементов в гранитах Тувино-Монгольского массива.

Цифры в кружках: 1 – Li-F лейкограниты Сахир-Шулутинского, 2 – сиениты и габброиды Сарьдагского, 3 – биотитовые граниты Ихе-Хайгасского, 4 – порфириформидные граниты Ринчин-Хумбинского массивов.

роксенитами, образующими единую комагматическую серию. Лейкократовые сиениты состоят почти полностью из шахматного или волокнистого микроклин-пертита или антипертита (до 95%), в мезократовых и меланократовых разностях присутствуют также плагиоклаз, щелочной амфибол, эгирин-диопсид и биотит. Кварц в большинстве разностей отсутствует. Породы средне-крупнозернистые, часты пегматоидные разности, особенно среди лейкократовых пород. Местами наблюдается кумулятивная полосчатость. В краевой зоне многочисленны ксенолиты мраморов. Породы характеризуются высокими содержаниями щелочей: (до 6.5%  $K_2O$  и до 4.5%  $Na_2O$ ), очень высоким  $K/Rb$  отношением, многие разности сильно обогащены цирконием и барием (см. табл. 1). Распределение редких земель параллельно графику нормированных составов Ихе-Хайгасского массива, но концентрации их значительно выше (рис. 6). Максимальными концентрациями и выраженной европиевой аномалией обладают габбро-пироксениты, которые обогащены также фосфором и цирконием. Эти особенности указывают на участие кристаллизационной дифференциации в образовании серии: осаждение апатита и эгирин-диопсида и всплывание полевых шпатов в магматической камере.

Массив входит в состав пояса, протягивающегося вдоль северного фланга Тувино-Монгольского массива и прилегающей Хамсаринской зоны каледонид. Кроме упомянутых разностей, в составе ассоциации присутствуют нефелиновые сиениты, щелочные граниты, граносиениты и гра-

ниты нормального ряда. Важные значения имеют наблюдения постепенных переходов между гранитами нормального ряда и сиенитами [7, 36].

Очевидно, что вся эта серия является продуктом дифференциации базальтовой магмы повышенной щелочности, обогащенной несовместимыми элементами, – продуктом парциального плавления неистощенной мантии. По крайней мере подобные магмы принимали участие в формировании серии.

**Ринчин-Хумбинский массив** представляет собой зональную интрузию. Внешняя зона, на которую приходится около половины объема массива, сложена биотитовыми порфириформидными микроклинными гранитами, центральная часть мелко-среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами. В краевой части наблюдаются переходы к сиенитам и жилы габбро, присутствуют ксенолиты апогаббровых пород. Порфириформидные и мелкозернистые разности имеют одинаковый химический состав, близкий гранитам Ихе-Хайгасского массива (см. табл. 1). Преобладающие в составе массива порфириформидные биотитовые граниты слагают большую часть интрузий сархойского комплекса, в частности, подобными породами сложен Яшошопский массив (см. рис. 3).

**Шулутинский** (или Сахир-Шулутинский, Сорокский) массив редкометальных литий-фтористых гранитов относится к этой же цепочке интрузий. Преобладающие разновидности главной фазы – порфириформидные лейкократовые биотитовые граниты, вторая фаза, образующая жилы мощностью до 50 м и шпалы, сложена мелкозернистыми и аплитовидными лейкократовыми гранитами. Единственный темноцветный минерал – биотит, переполненный плеохроичными двориками и частично замещенный светлой слюдой. Все разновидности содержат ксеноморфные выделения спессартинового (?) граната. В апикальной части присутствуют шпалы пегматитов с бериллом и топазом, в краевой части – с лепидолитом; в экзоконтактной зоне отмечены флюоритовые жилы. Массив характеризуется Ta-Nb и Sn минерализацией и сопоставляется с литий-фтористыми гранитами Монголии [20]. Он характеризуется крайне низкими содержаниями  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ , Sr, Ba и высокими содержаниями Rb, Y и тяжелых редких земель (см. табл. 1). Все эти черты типичны для Li-F гранитов [19]. Граниты характеризуются слабодифференцированным (“плоским” или имеющим обратный наклон) распределением нормированных содержаний редкоземельных элементов и сильной европиевой аномалией (см. рис. 6), что также типично для Li-F гранитов.

Детально изученные примеры подобных редкометальных гранитоидов показывают, что все они связаны с континентальным внутриплитным (“плюмовым”) магматизмом. Родоначальная гра-

Таблица 2. Результаты Rb-Sr изотопного анализа гранитов Ихе-Хайгасского массива

Минерал, порода	Sr <sup>1</sup>	Rb <sup>1</sup>	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr <sup>1</sup>	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sup>2</sup>
Порода в целом	194.0	145.0	2.164	0.718566 ± 30
Плагиоклаз	333.0	25.1	0.2187	0.705724 ± 30
К-На полевой шпат	171.0	410.0	6.988	0.749867 ± 30
Сфен	9.62	2.81	0.8460	0.709850 ± 30
Биотит	12.9	817.0	212.0	2.09459 ± 20

Примечания. <sup>1</sup> – точность ~±1% относительный; <sup>2</sup> – для всех образцов, кроме биотита, ошибка анализа меньше указанной. Последняя соответствует ошибке воспроизводимости параллельных анализов Eimer&Amend. Результат по стандарту: <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.708050 ± 30 (N = 5, t.s ед.). Анализы выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262.

нитная магма имеет коровое происхождение и связана с плавлением источника, содержащего слюду, которым могут являться биотитовые гранулиты или метапелиты [19]. Одновременно отмечается, что редкометальные граниты образуют единую эволюционную серию с “нормальными” гранитами. Обогащение их F, Li, Rb, Nb и другими литофильными элементами связывается с глубокой кристаллизационной дифференциацией обычной гранитной магмы [19]. Все эти выводы приложимы и к Шулутинскому массиву, породы которого имеют наиболее кислый состав (до 79% SiO<sub>2</sub>) среди обрамляющих его гранитов сархойского комплекса.

### 3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОМ МАССИВЕ В ПАЛЕОЗОЕ И ПРИЧИНЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

#### 3.1 Ранний-средний ордовик – эпоха массового гранитообразования

Учитывая, что граниты Ихе-Хайгасский массива – типичный представитель наиболее распространенных палеозойских гранитоидов, мы совместно с Д.З. Журавлевым определили их возраст Rb-Sr методом. Была проанализирована проба порфириовидного среднезернистого гранита, взятая из скального останца, расположенного в 6.3 км к ВЮВ от устья р. Ихе-Хайгас (см. рис. 4). Возраст определялся по щелочному полевому шпату, плагиоклазу, биотиту, сфену и породе в целом. Перечисленные минералы не имеют признаков наложенного метасоматоза или метаморфизма и удовлетворяют условиям корректного изохронного датирования. Результаты датирования следующие: возраст массива 460.4 ± 2.5 млн. лет, первичное изотопное отношение стронция 0.70429 ± ± 0.00003, СКВО = 0.85, ε(T) = +4.7 ± 0.4 (табл. 2, рис. 7). Такие параметры указывают на соблюдение условий первоначальной гомогенности изотопных отношений в расплаве и закрытости Rb-Sr изотопной системы после кристаллизации минералов.

Это значение возраста является примерно на порядок более точным чем полученные ранее Rb-Sr датировки гранитов Тенгисинского и Мунку-Сардыкского массивов [33, 40], и может рассматриваться как реперное для сархойского комплекса.

Наша оценка возраста Ихе-Хайгасского массива согласуется и с другими датировками гранитоидов Восточного Саяна, полученными ранее Rb-Sr и U-Pb методами с учетом указанных для них интервалов неопределенности (табл. 3). В совокупности эти данные свидетельствуют, что разнообразные гранитоиды сархойского комплекса и биотитовые граниты огнитского комплекса внедрились в начале среднего ордовика. Кроме того, они доказывают, что породы различного состава (от диоритов до лейкогранитов и граносиенитов) в многофазных плутонах сархойского комплекса, использованные для построения Rb-Sr изохрон по валовым пробам, принадлежат единой магматической серии, внедрившейся на протяжении короткого интервала времени.

Щелочные граниты, сиениты и нефелиновые сиениты огнитского комплекса датированы только К-Аг методом – 323–524 млн. лет, причем из 7 определений возраста 4 значения (492–460 млн. лет) лежат в интервале определений возраста

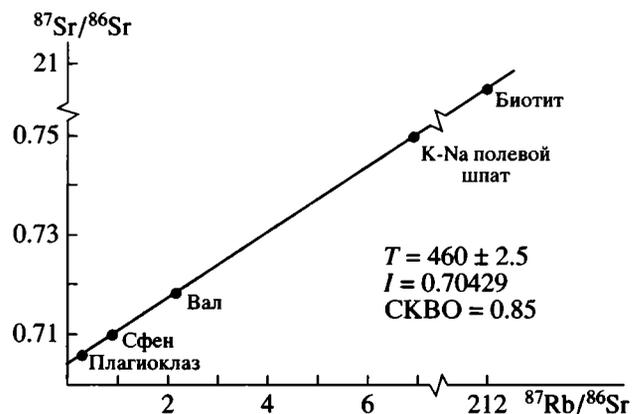


Рис. 7. Rb-Sr изохронная диаграмма для гранитов Ихе-Хайгасского массива.

**Таблица 3.** Изотопный возраст гранитоидов сархойского и огнитского комплексов северной части Тувино-Монгольского массива

Объект	Метод	Минерал	Возраст млн. лет	Источник
Раннепротерозойские гнейсо-граниты восточнее Гарганской глыбы (возраст наложенного термального события)	U-Pb	Циркон	450 ± 36	[43]
Порфириовидные граниты (там же)	U-Pb	Сфен	478 ± 9	[43]
Мунку-Сардыкский массив сархойского комплекса	Rb-Sr	Изохрона по 8 пробам	451.9 ± 15	[33]
Граниты и диориты сархойского комплекса (Северная Монголия)	Rb-Sr	Изохрона по 4 пробам	491 ± 25	[40]
Сархойский массив. Биотитовый гранит	K-Ar	Биотит	495	[13]
Мунку-Сардыкский массив сархойского комплекса	K-Ar	?	407–495	[34]
Сахир-Шулутинский массив (юго-западная часть Яхошопского массива)	K-Ar	Порода в целом	413, 457	[20]
Рибекитовый граносиенит огнитского комплекса. Бассейн р. Мунгорга (левый приток р. Ока)	K-Ar	Рибекит	486 ± 50	[17]
Ботогольский массив. Нефелиновый сиенит.	K-Ar	Калиевый полевой шпат	323	[17]
То же	K-Ar	Биотит	521	[18]
То же	K-Ar	Биотит	492	[18]
Нефелиновый сиенит. Хр. Нюрган	K-Ar	Биотит	460	[18]
Сиенит. Сорокские гольцы	K-Ar	Биотит	524	[18]
Биотитовый гранит, голец Гранитный (район Ботогольского массива)	K-Ar	Биотит	488	[18]

гранитов сархойского комплекса. Эти цифры не соответствуют традиционным представлениям о девонском возрасте щелочного магматизма, основанным на сопоставлении их с девонскими щелочными интрузиями в обрамлении Тувино-Монгольского массива [9, 21, 32]. Кроме того, недавно выяснилось, что возраст последних также оказался не девонским, а ордовикским [24, 39]. Следовательно, изотопные данные свидетельствуют об одновозрастности огнитского и сархойского комплексов. Этот вывод подтверждается геологическими наблюдениями о том, что щелочные породы и гранитоиды нормального ряда связаны постепенными переходами или взаимно прорывают друг друга [7, 36].

Доступные на сегодняшний день изотопные и геологические данные не могут рассматриваться как строгие доказательства одновозрастности всех упоминавшихся интрузий, тем не менее они позволяют сделать вывод о том, что разнообразные палеозойские гранитоиды Тувино-Монгольского массива сформировались в ордовике на протяжении единой эпохи магматизма. Длительность этой эпохи неизвестна, можно лишь предположить, что она явно недостаточна для кардинальных изменений геодинамической обстановки, которыми можно было бы объяснить изменения состава гранитных магм.

### 3.2. Многообразие ордовикских гранитоидов и его возможные причины

Ордовикские гранитоиды Тувино-Монгольского массива представлены разнообразными по меньшей мере 5 геохимических типов: 1) известково-щелочная натровая серия – диориты, тоналиты и плагиограниты первой фазы сархойского комплекса; 2) известково-щелочная Na-K серия: преобладающий объем ордовикских интрузий, примером которых является Ихе-Хайгасский массив; 3) редкометальные граниты Сахир-Шулутинского массива; 4) сиениты и щелочные сиениты огнитского комплекса; 5) нефелиновые сиениты огнитского комплекса.

Вследствие такого разнообразия гранитоидов использование распространенных геохимических дискриминационных классификаций [48, 51, 54] приводит к противоречивым выводам о том, что в Тувино-Монгольском массиве одновременно внедрялись синорогенные, пасторогенные и анорогенные интрузии. Такая ситуация не уникальна [5, 46, 47, 49, 55]. Одновременное внедрение гранитоидов разных геохимических типов на значительных площадях объясняют присутствием разных источников, в числе которых называют обогащенную астеносферу, деплетированную литосферную мантию, нижнюю и верхнюю континентальную кору, субдуцированную океанскую литосферу. Пер-

востепенная роль отводится астеносферным плюмам, которые являются как источником магм, так источником тепла, способствующим прогреву коры на значительных площадях. Предложены разные модели для объяснения причин подъема плюмов.

Модель отрыва слэба связывает этот процесс с отрывом и погружением субдуцированной эклогитизированной океанической плиты при коллизионном заклинивании зоны субдукции. При этом освобождающееся пространство занимает мантийный плюм [5, 49]. Частичное плавление этого источника, обогащенного несовместимыми элементами, продуцирует базитовые щелочные магмы, которые после длительной эволюции и взаимодействия с континентальной литосферой преобразуются в магмы гранитного состава. Их внедрение перекрывается во времени с известково-щелочным гранитным магматизмом островодужного типа, который продолжается еще 30–50 млн. лет после прекращения субдукции. Выплавление недосыщенных кремнеземом нефелин-сиенитовых составов осуществляется в условиях сильного дефицита воды и при возможном участии  $\text{CO}_2$  во флюидной фазе.

Модель постколлизионного расслоения (деламинации) утолщенной литосферы орогена предусматривает конвективное удаление нижних частей литосферной мантии и замещение их горячей астеносферой [55]. Это вызывает частичное плавление гетерогенной литосферы. Последняя может иметь как внутриплитные, так и надсубдукционные характеристики, что зависит от ее предшествующей истории и что отражается в составе гранитов.

Оригинальная модель предложена для объяснения условий формирования герцинских гранитоидов, объединяемых в Ангаро-Витимский батолит [46, 47]. В составе батолита до недавнего времени выделялось несколько разновозрастных известково-щелочных и щелочных гранитных комплексов, которые, как выяснилось, внедрились приблизительно одновременно. Авторы модели связывают магмогенерацию с надвиганием континентального массива на стационарный мантийный суперплюм. Последний играл термостабилизирующую роль, что способствовало прогреву континентальной коры. Коллизия и обстановка сжатия приводила к накоплению мантийных базитовых расплавов в основании литосферы, вызывая массовый анатексис и плавление гранитов. Не исключается и прямое участие мантийных магм или их производных в магматизме.

В рассмотренных моделях гранитоиды внедряются в континентальную земную кору, сформированную на протяжении предыдущих этапов тектогенеза. Аналогичная картина намечается и для Тувино-Монгольского массива.

### 3.3. Тектонические события в Тувино-Монгольском массиве в конце рифея–начале палеозоя

Историю образования Тувино-Монгольского массива в позднем рифее–раннем палеозое и место в этой истории палеозойского магматизма автор представляет следующим образом. Установлено, что в середине позднего рифея (800 млн. лет) сформировалась активная континентальная окраина Гарганского микроконтинента, которая маркируется вулканитами сархойской и дархатской серий (см. рис. 2) [29].

Интерпретация дальнейшей тектонической истории Тувино-Монгольского массива зависит от решения вопроса о возрасте вулканогенно-сланцевых толщ окинской серии, которые обрамляют окраину Гарганского микроконтинента в современной структуре (см. рис. 2). Результаты датирования гранитов Ихе-Хайгасского массива доказывают, что возраст вмещающих пород окинской серии – досреднеордовикский. Прорываемые гранитами флишидная и эффузивно-осадочная толщи представлены в типичных фациях и не могут быть вычленены из состава окинской серии. Этот вывод заставляет усомниться в корректности палеонтологических заключений, которыми обоснован силурийско-девонский возраст окинской серии, и подтверждает полученные ранее данные об ее позднерифейском возрасте [31]. Эти данные свидетельствуют, что окинская серия накапливалась одновременно с вулканитами сархойской и дархатской серий и может интерпретироваться как комплекс окраинного бассейна, располагавшегося к западу (в современных координатах) от окраинно-континентального вулканического пояса. Этот комплекс сложен расчешуенными турбидитами и вулканокластикой и содержит клинья офиолитов и кросситовых сланцев [6]. Такое строение позволяет считать, что он представляет собой фрагмент осадочно-вулканогенного заполнения бассейна, сохранившийся в аккреционной призмe, прилегающей к окраине Гарганского микроконтинента.

Полное закрытие этого бассейна осуществилось в венде в момент причленения к Гарганскому микроконтиненту Шишихидской островной дуги, вулканизм в которой еще продолжался в начале венды [30]. Вероятно, приблизительно одновременно с этим событием в состав новообразованного микроконтинента входит и Сангиленский континентальный блок. Этот вывод основан на том, что бассейн, который отделил его от Шишихидской дуги, также закрылся в венде [27]. Орогенный комплекс этого этапа аккреции – континентальные пестроцветные молассы, которые вверх переходят в отложения платформенного чехла [26–28]. В результате вендской амальгамации сформировался Тувино-Монгольский микро-

континент, который в конце венда – среднем кембрии представлял собой карбонатную платформу [1, 15, 45]. Карбонатно-терригенные отложения мангатгольской свиты (верхний кембрий – нижний ордовик?), согласно залегающие на боксонской серии, накапливались в условиях менее стабильной шельфовой обстановки [45].

На протяжении кембрия новообразованный Тувино-Монгольский микроконтинент дрейфовал по Палеоазитскому океану, после чего в конце кембрия – начале ордовика испытал коллизию с соседними террейнами и орогенез, результатом которого явились деформации чехла, выплавление гранитов и, возможно, накопление обломочных и вулканогенно-обломочных пестроцветных отложений яматинской свиты, залегающей с неясными взаимоотношениями на мангатгольской свите [6].

Таким образом, по геолого-историческим данным внедрению раннепалеозойских гранитов предшествовал континентальный этап эволюции Тувино-Монгольского массива. Накопление платформенного чехла было прервано в ордовике дислокациями и гранитообразованием. Причиной этих событий являлись процессы, протекавшие в обрамлении массива.

#### 3.4. Раннепалеозойские события в обрамлении Тувино-Монгольского массива

В конце кембрия – начале ордовика происходит коллизия Тувино-Монгольского микроконтинента с континентальными и островодужными террейнами, слагающими в современной структуре его каледонское обрамление [1, 44]. Этот процесс сопровождался высокоградиентным метаморфизмом, достигавшим гранулитовой фации, и выплавлением синколлизийных гранитоидов в зонах коллизии, расположенных по периферии массива. В его внутренней части синколлизийные гнейсо-граниты отсутствуют. На западной окраине, в Сангилене, их возраст определен Rb-Sr методом:  $468 \pm 6$  млн лет – синметаморфический гнейсо-гранит, минеральная изохрона по 7 точкам;  $476 \pm 6$  млн лет – аллохтонный гранит, минеральная изохрона по 5 точкам;  $468 \pm 12$  млн лет – аляскит, валовая изохрона по 4 точкам [37]. Недавно получены более древние U-Pb определения возраста синколлизийных гранитов Сангилена:  $507 \pm 14$ ,  $492 \pm 10$ ,  $491 \pm 6$ ,  $489 \pm 3$  млн лет [22, 23]. Почти одновременно с этими событиями произошла коллизия формирующейся каледонской складчатой области с Сибирским кратоном. Коллизийные метаморфиты и гранитоиды датированы U-Pb методом в Южном Прибайкалье:  $481 \pm 5$  млн лет – синметаморфические граниты,  $474 \pm 5$  – постметаморфические сиениты [25] и в Приольхонье: гранулиты –  $485 \pm 5$  млн лет (возраст метаморфизма), синметаморфические гра-

ниты –  $465 \pm 70$  млн лет (нижнее пересечение дискордии с конкордией) [3].

Эти данные показывают, что выплавление рассмотренных щелочных и известково-щелочных гранитоидов внутренней части Тувино-Монгольского массива осуществляется на 10–40 млн лет позже его коллизии с обрамляющими структурами, что позволяет определить магматизм как постколлизийный. К аналогичным выводам о существовании временного разрыва, оцененного в 20 млн лет, между орогенезом и кульминацией батолитообразования в каледонских структурах Центральной Азии пришел А.Г. Владимиров [5]. Ордовикское гранитообразование во внутренней части Тувино-Монгольского массива совпадает с завершающей фазой палеозойских дислокаций, выраженной в правых сдвигах. Связь гранитов с крупномасштабными сдвиговыми зонами типична для постколлизийных обстановок [50, 57].

#### 3.5. Модель выплавления гранитов

Последняя сводка данных о возрасте раннепалеозойских гранитных – габбровых интрузий Центральной Азии, осуществленная А.Г. Владимировым и его соавторами [5], показала, что ордовикские батолиты распространены далеко за пределами Тувино-Монгольского массива. Вспышка ордовикского гранитного магматизма охватила огромную площадь, простирающуюся в широтном направлении от Приольхонья до Горной Шории и в меридиональном направлении от Бирюсинской глыбы до южной части Озерной зоны Монголии. Магматизм проявился в разновозрастных террейнах, имеющих разную геодинамическую природу, в том числе и в краевой части Сибирского кратона [5].

Обильное гранитообразование в этом случае может быть вызвано тем, что массовая коллизия приводит к драматическому нарушению конвективного режима в астеносфере. Астеносферный поток, который вызывал центростремительное движение террейнов и перемещался с той же скоростью, что и перекрывающие его литосферные плиты, не мог сразу прекратиться после того, как дальнейшее перемещение этих плит было заблокировано в результате амальгамации террейнов и причленения их к Сибирскому кратону. Значительные напряжения, возникшие в нижней части литосферы, могли приводить к ее расслоению, что в конечном счете могло реализоваться в отторжении ее мантийных корней (деламинации) и поступлении горячей слабоистощенной астеносферы к подошве коры или к подошве утоненной литосферной мантии (рис. 8).

Модель отрыва слэба, которую применяют А.Г. Владимиров и его соавторы для объяснения причин батолитообразования [5], не противоречит такому сценарию, но представляет один из

его эпизодов. В момент аккреции многочисленных террейнов, вошедших в состав Центрально-Азиатской складчатой области, прекратило существование несколько островных дуг и фрагментов активных окраин, каждая из которых была ограничена своей зоной субдукции [1, 2]. Гранитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе должно быть увязано с расположением конкретных заблокированных зон субдукции. Это, в частности, может быть сделано для Тувино-Монгольского массива, в северной части которого намечается грубая зональность в распределении ордовикских гранитных комплексов. Эта зональность может быть увязана с зоной субдукции, которая предположительно ограничивала с северо-запада Хамсаринский блок. Последний в кембрии представлял активную окраину, на которой в субаэральных условиях накапливались дифференцированные преимущественно кислые вулканиды [36]. Среди гранитоидов северного края Тувино-Монгольского массива и прилегающего к нему Хамсаринского блока большую роль играют щелочные сиенитовые интрузии, примером которых является Сарьдагский массив, сформировавшийся при участии обогащенной мантии, внедрившейся в “слэбовое окно”. Центральная цепочка интрузий, представленная “нормальными” двуполевошпатовыми гранитами, примерами которых являются Яхошопский, Ринчин-Хумбинский и Ихе-Хайгасский массивы, формировалась за счет нижнекорового источника при участии мантийного материала. Южная зона представлена Мунку-Сардыкским и Сархойским массивами. Ранние фазы этих плутонов и мелкие интрузии, которые протягиваются цепочкой между ними, сложены диоритами и тоналитами, имеющими общие черты с надсубдукционными батолитами. Их состав можно связать с влиянием фрагментов надслэбового гидратированного мантийного клина. Эта схема объясняет последовательную смену натрового “надсубдукционного” магматизма щелочным внутривулканическим в многофазных интрузиях южной зоны.

Таким образом, ордовикское гранитообразование в Тувино-Монгольском массиве было инициировано аккреционно-коллизийными процессами, в результате которых Тувино-Монгольский микроконтинент с байкальской корой был интегрирован в виде террейна в структуру каледонид юго-западного обрамления Сибирского кратона. Аккреционные события позднего рифея, в результате которых сформировался Тувино-Монгольский массив, также сопровождались гранитообразованием, которое, однако, проявилось в несопоставимо малых масштабах по сравнению с ордовикской эпохой. Слабо проявленный гранитный магматизм объясняется тем, что в рифейской истории массива происходило последовательное приращение островодужных террейнов

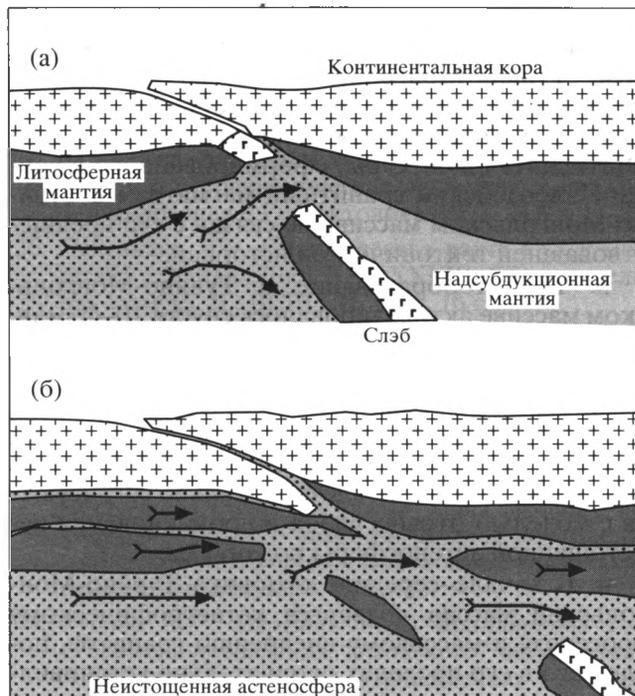


Рис. 8. Схема, поясняющая модель отрыва слэба, проникновение неистощенной астеносферы под ороген и дельминацию литосферной мантии: а – ситуация в начале коллизии, б – постколлизийная стадия.

к Гарганскому микроконтиненту и отсутствовали эпизоды континентальной коллизии. Эти события не приводили к сдвигу коры и к длительному нарушению стационарного режима мантийной конвекции, который возобновлялся вскоре после коллизии в результате возникновения новых зон субдукции [29]. Малая интенсивность позднерифейского–вендского гранитного магматизма не препятствует выводу о байкальском возрасте Тувино-Монгольского массива, сделанному на основании анализа его тектонической истории.

#### 4. ВЫВОДЫ

1. Представления о нескольких эпохах гранитного магматизма, проявившихся в Тувино-Монгольском массиве в среднем кембрии, раннем–среднем ордовике, силуре–раннем девоне и в среднем девоне, каждая из которых связана с аккреционными событиями, не подтверждается геологическими и изотопными данными. Палеозойские граниты Тувино-Монгольского массива сформировались на протяжении одной эпохи магматизма в конце позднего кембрия – первой половине ордовика.

2. Интенсивный гранитный магматизм охватил в конце кембрия – первой половине ордовика значительную часть Центральной Азии. Он явился результатом массовой аккреции разнообраз-

ных террейнов и коллизии формирующейся каледонской складчатой области с Сибирским кратоном. Тувино-Монгольский массив – один из террейнов, вовлеченных в эти события. Он принял в них участие в виде обособленного блока континентальной коры, сформированного в венде. Палеозойский гранитный магматизм в Тувино-Монгольском массиве не связан с его предшествовавшей тектонической историей.

3. Гранитообразование в Тувино-Монгольском массиве активизировалось спустя 10–40 млн. лет после столкновения с обрамляющими террейнами в постколлизии обстановке. Внедрение разнообразных гранитоидов с внутриплитными и с надсубдукционными характеристиками и зональность в распределении интрузий разных геохимических типов удовлетворительно согласуются с моделью отрыва слэба и проникновения неистощенной астеносферы под ороген.

4. В начале–середине ордовика Тувино-Монгольский массив подвергся катастрофическому орогенезу и массовому внедрению гранитов, после чего в его пределах окончательно установился континентальный режим. В этой обстановке возможно накопление только “молассовых” син-позднеорогенных и платформенных посторогенных осадочных и вулканогенных комплексов. Это опровергает представления о широком распространении в Тувино-Монгольском массиве позднеордовикских и силурийско-девонских “геосинклинальных” толщ. Этот вывод остается справедливым вне зависимости от того, верны или ошибочны представления автора о байкальском возрасте Тувино-Монгольского массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 98-05-64876.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогов О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 29–40.
2. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
3. Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
4. Бутов Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Статья 1. Кризис традиционной схемы стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 6. С. 40–53.
5. Владимиров А.Г., Гибиер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.
6. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
7. Геология СССР. Т. XXXV. Ч. I. М.: Недра, 1964. 458 с.
8. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид юго-восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89–102.
9. Гордиенко И.В. Интрузивный магматизм // Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. С. 41–55.
10. Дистанова А.Н., Руднев С.Н., Майорова О.Н. Амфиболы и биотиты раннепалеозойских гранитоидов Тувы и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 64 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; вып. 782).
11. Добрецов Н.Л. О покровной “тектонике” Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
12. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
13. Докембрий Восточного Саяна / Митрофанов Ф.П., Никитина Л.П., Бузиков И.П., Дав В.Н., Авдонцев Н.А., Хильтова В.Я., Крылов И.Н.) Л.: Наука, 1964. 329 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР; вып. 18).
14. Донская Т.В. Структурно-метаморфическая эволюция комплексов метаморфических ядер Южной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т земной коры, 1998. 19 с.
15. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
16. Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М.: 1971. С. 67–71. (Тр. НИИЗарубежгеология; вып. 22).
17. Кляровский В.М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Л.: Наука, 1972. 257 с.
18. Кляровский В.М., Костюк В.П. О возрасте щелочных пород восточной части Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 2. С. 405–407.
19. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.А. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
20. Кожевников О.К., Захаров А.А., Кухринкова Н.В. Литий-фтористые граниты в Восточном Саяне // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220. № 4. С. 245–248.
21. Кожевников О.К., Захаров А.А., Кухринкова Н.В. Палеозойские гранитоидные формации юго-восточной части Восточного Саяна и их рудоносность // Вопросы корреляции магматических и метаморфических комплексов Восточной Сибири. Л., 1977. С. 86–98. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 265.)

22. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 2. С. 174–190.
23. *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П.* О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 6. С. 631–643.
24. *Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П.* Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов юго-восточной Тувы // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 7. С. 917–923.
25. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлев С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г.* О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.
26. *Кузьмичев А.Б.* Сархойская серия стратотипической местности (стратиграфия, структурное положение, возраст) // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии*. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1990. С. 104–123.
27. *Кузьмичев А.Б.* Геологическая структура и стратиграфия Билинской подзоны Шишхидского офиолитового пояса (Восточная Тува и Северная Монголия) // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление*. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1991. С. 130–150.
28. *Кузьмичев А.Б.* Аналоги венд-кембрийской боксонской серии в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива // *Геология и разведка. Изв. вузов*. 1994. № 4. С. 11–29.
29. *Кузьмичев А.Б.* Раннебайкальские (800 млн. лет) тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и микроконтинента // *Геотектоника (в печати)*.
30. *Кузьмичев А.Б., Буякайте М.И.* Rb-Sr данные о возрасте вулканитов Шишхидского офиолитового пояса (Западное Прихубсугулье) // *Докл. РАН*. 1994. Т. 334. № 3. С. 340–344.
31. *Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З.* О довендском возрасте окинской серии (Восточный Саян) по результатам датирования силлов Sm-Nd методом // *Докл. РАН*. 1999. Т. 364. № 6. С. 796–800.
32. *Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захарова А.А.* Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1981. 318 с.
33. *Литвинцев К.А., Калмычкова Т.Н.* Первый опыт Rb-Sr датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // *Докл. РАН*. 1990. Т. 312. № 1. С. 205–208.
34. *Митрофанов Ф.П.* Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и Восточной части Восточного Саяна // *Вестн. ЛГУ*. 1962. № 6. С. 47–56.
35. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3–33.
36. *Пепелягин В.И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист N-47-XXVIII. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ. 1975. 76 с.
37. *Петров А.Ю., Костицын Ю.А.* Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // *Геохимия*. 1997. № 3. С. 347–347.
38. *Роцектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М.* Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // *Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Южное обрамление Сибирской платформы*. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1983. С. 19–43.
39. *Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С.* О времени проявления “девонского” магматизма в Агульском прогибе // *Отечественная геология*. 1994. № 3. С. 42–48.
40. *Склярков Е.В., Постников А.А., Посохов В.Ф.* Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 6. С. 69–78.
41. *Тейлор С. Р., Мак-Ленан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 340 с.
42. *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // *Геотектоника*. 1995. № 3. С. 3–22.
43. *Хаин Е.В., Л.А.Неймарк, Амелин Ю.В.* Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // *Докл. РАН*. 1995. Т. 342. № 6. С. 776–780.
44. *Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Позднерифейский окраинно-континентальный пояс Восточной Гондваны // *Докл. РАН*. 1995. Т. 342. № 5. С. 661–664.
45. *Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г.* Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // *Геотектоника*. 1992. № 6. С. 18–36.
46. *Ярмолюк В.В., Будников С.И., Коваленко В.И. и др.* Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.
47. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // *Геотектоника*. 1997. № 5. С. 18–32.
48. *Barbarin B.* Granitoids: main petrogenetic classifications in relation in origin and tectonic setting // *Geol. Journal*. 1990. V. 25. P. 227–238.

49. *Bonin B.* From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis // *Geol. Journal*. 1990. V. 25. P. 261–270.
50. *Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S.* Alkaline and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constrains and geodynamic settings // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 45–70.
51. *Castro A, Moreno-Ventas I, de la Rossa J.D.* H-Type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granitoid type classification and nomenclature // *Earth-Science Reviews*. 1991. V. 31. № 3–4. P. 237–253.
52. *Cox R.A., Dempster T.J., Bell B.R., Rogers G.* Crystallization of the Shap Granite – Evidence from Zoned K-Feldspar Megacrysts // *Journal of the geological society*. 1996. V. 153. P. 625–635.
53. *Didier J.* Contribution of enclav studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas // *Geologische Rundschau*. 1987. V. 76. № 1. P. 41–50.
54. *Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
55. *Pearce J.* Sources and setting of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19. № 4. P.120–125.
56. *Rogers J.J.W., Greenderg J.K.* Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major and trace element chemistry and possible origins // *Jour. Geol.* 1990. V. 98. № 3. P. 291–309.
57. *Romanberdiel T, Gapais D, Brun J.P.* Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and Nature // *Amer. Journ. of Sci.* 1997. V. 297. P.651–678.
58. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappel, B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

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

## Tectonic Implication of the Paleozoic Granite Magmatism in the Baikhalides of the Tuva-Mongolian Massif

A. B. Kuz'michev

*Institute of the Lithosphere of Marginal and Island Seas, Russian Academy of Sciences,  
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

**Abstract**—The Tuva-Mongolian massif was initially recognized by A.V. Il'in as a Precambrian crustal block covered by the Vendian-Cambrian platform cover. In the 1980s, the volcanics and schists of the massif, initially interpreted as Riphean, were dated as Ordovician-Devonian, and the concept of the Tuva-Mongolian massif as a single structure was discounted. Recent isotopic datings and field geologic data demolish this interpretation. According to these data, the Tuva-Mongolian massif is a composite terrane, amalgamated by the Middle Vendian and then blanketed by the Vendian-Cambrian carbonate cover. This structure places it among the Baikhalides. Within this concept, however, the intense Paleozoic granite magmatism, which is widespread in the massif, cannot be logically tied up with its evolution history and requires explanation. With this end in view, we studied the Paleozoic granitoids of the northern Tuva-Mongolian massif, whose emplacement was previously attributed to several Paleozoic accretion episodes. The granitoids occur as postfolding discordant batholiths composed of geochemically different rock types: Na diorites-plagiogranites, Na-K calc-alkaline granites, rare-metal leucogranites, syenites, alkaline syenites, and nepheline syenites. The available isotopic datings are at odds with the concept of four phases of granite magmatism in the region in the C<sub>2</sub>-D interval. The Paleozoic granites of the Tuva-Mongolian massif were emplaced during a single igneous event that took place in the first half of the Ordovician. The Rb-Sr isotopic dating (performed together with D.Z. Zhuravlev) of the Ikhe-Khaigas massif, composed largely of the Sarkhoi two-feldspar biotite granites, yielded the following age of their emplacement: T = 460.4 ± 2.5 Ma; Sr<sub>i</sub> = 0.70429 ± 3; MSWD = 0.85. The Middle Ordovician age of the Ikhe-Khaigas massif refutes the inferred Silurian-Devonian age of the host volcanics and schists of the Oka Group. The Ordovician granite magmatism event took place not only in the Tuva-Mongolian massif, but encompassed much of Central Asia as a whole [5]. The cause of this igneous event was the accretion of numerous terranes and their collision with the Siberian craton. The Tuva-Mongolian massif is one such terrane involved in these events. The Paleozoic granite emplacement has nothing to do with its previous history. The studied granite complexes of the massif were postcollisional and were emplaced some 10–40 Ma after the emplacement of the syncollisional granites confined along the periphery of the massif. The spatial distribution of postcollisional plutons of various geochemical types show a rough zoning, which could be explained by a slab break-off model. The catastrophic orogeny, which the Tuva-Mongolian massif experienced in the first half of the Ordovician time, could be accompanied by the molasse accumulation alone, later succeeded by platform-type sedimentary and volcanic complexes. This conclusion refutes the idea of the wide occurrence of the Silurian-Devonian “geosynclinal” strata in the massif and supports the concept of its Baikalian age.

## МАРИНА СЕРГЕЕВНА НАГИБИНА (1914–2000)



7 июля 2000 г. ушла из жизни Марина Сергеевна Нагибина – геолог, старейший сотрудник Геологического института Российской академии наук, ведущий специалист в области тектоники мезозоя Азии, ученый известный своими работами в нашей стране и за рубежом, исследователь-полевик и теоретик, оставивший глубокий след в науках о Земле.

Марина Сергеевна родилась 15 апреля 1914 г. в Москве, в семье научных работников-ботаников. После окончания средней школы в 1931 г. поступила, а в 1936 г. окончила Московский геологоразведочный институт им. Орджоникидзе и поступила на работу в Геологический институт АН СССР в качестве младшего научного сотрудника-геолога. Одновременно с 1937 по 1941 г. М.С. Нагибина проходила курс аспирантуры на кафедре исторической геологии в Московском геологоразведочном институте под руководством Н.С. Шатского.

Все эти годы она проводила полевые тематические исследования и геолого-съёмочные работы в различных районах Восточного и Западного Забайкалья, изучая тектонику и литологию верхнемезозойских континентальных отложений, вулканогенные образования и геологические условия формирования оловорудных и флюоритовых месторождений.

В годы Отечественной войны с 1941 по 1943 г. М.С. Нагибина работала начальником Восточно-Сибирской экспедиции Геологического института АН СССР в г. Иркутске, уделяя основное внимание изучению геологии марганцевых месторождений Прибайкалья.

В 1944 г. М.С. Нагибина защитила кандидатскую диссертацию на тему “Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья”. В работе на основании детального изучения литологии и тектоники было доказано локальное распространение мезозойских отложений в пределах

узких приразломных депрессий, разделенных обширными поднятиями более древнего кристаллического основания.

В 1945 г. ею были начаты исследования по изучению стратиграфии, тектоники и магматизма домезозойских образований Западного и Восточного Забайкалья. В результате этих исследований были составлены в соавторстве с И.В. Лучицким первые схемы структурного расчленения Забайкалья и первые сводки по истории образования магматических пород этого региона.

В 1948–1956 г. М.С. Нагибиной проводились геологические исследования в восточных районах Монголо-Охотской складчатой системы в связи с составлением тектонической карты СССР, изданной в 1953 г. под редакцией Н.С. Шатского.

С 1944 по 1949 г. М.С. Нагибина также преподавала на кафедре общей геологии в МГУ, читая лекции по курсу общей геологии и тектоники. В 1957 и 1958 гг. она проводила геологические исследования на зарубежных территориях Монголо-Охотского пояса – в Северо-Восточном Китае, а также в районах Катазии. На основании сравнительно-тектонического изучения мезозойских геосинклинальных структур и континентальных впадин Востока Азии М.С. Нагибина пришла к выводу о выделении нового типа тектонических структур, которые отличаются от геосинклинальных и от платформенных. С развитием этих структур (восточноазиатского и тихоокеанского типа) связано гранитообразование во внегеосинклинальных условиях. Структуры восточноазиатского типа имеют определенные пространственные закономерности развития и связаны с процессом ревивации (оживления) древних платформ или областей завершенной складчатости в зоне, прилегающей к геосинклинальным системам, одновозрастным этим структурам. Было установлено, что образование структур этого типа не ограничивается только Востоком Азии, а имеет широкое развитие и на других континентах. Это одно из известных научных достижений М.С. Нагибиной.

В 1957 г. она закончила монографию “Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса”, которую защитила в качестве докторской диссертации. В этой работе дана первая сводка по тектонике и магматизму Монголо-Охотской складчатой системы. На основании анализа домезозойского структурного развития показано, что не наблюдается резкого разрыва во времени и внезапной смены проявления так называемого начального симатического и синорогенного сиаличе-

ского магматизма, что принципиально отличает этот процесс от схемы развития магматической деятельности в геосинклинальных областях, ранее предложенной Г. Штилле и Ю.А. Билибиным.

В 1968 г. начался новый этап научной деятельности М.С. Нагибиной – работа в Монголии в составе совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Это был плодотворный и яркий период ее научной деятельности. Благодаря большому опыту и эрудиции М.С. Нагибина возглавила тектоническое направление в изучении мезозоя, этой еще слабо исследованной части Внутренней Азии. Она опубликовала десятки статей по этой тематике, была инициатором создания и автором целого ряда изданных карт, участвовала в исследованиях проявлений полезных ископаемых, руководила монгольскими аспирантами и сотрудниками. Правительством МНР она была награждена медалью, а в 1981 г. АН СССР за монографию “Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии” присудила М.С. Нагибиной, В.И. Коваленко и Е.В. Девяткину премию им. В.А. Обручева, которая присуждается за выдающиеся исследования по геологии Азии.

Марина Сергеевна была настоящим полевым-геологом, смелым и находчивым в трудных условиях пустыни Гоби и горах Хингана. Стоит только вспомнить ее сплав на лодке по р. Эгин-Гонд, на который не решались более молодые коллеги. За время работы в Монголии ею были сделаны сотни километров пеших маршрутов и тысячи – автомаршрутов.

М.С. Нагибина отличалась добрым отношением к людям – своим коллегам и местным жителям тех районов, где она работала. Она была активна в научных дискуссиях, инициативна в постановке научных проблем, решительна в их исследовании.

Родные М.С. Нагибиной всегда будут помнить, что несмотря на ее научные достижения, она была замечательной мамой, бабушкой, прабабушкой; сколько душевных сил, тепла, энергии она вкладывала в каждого члена своей большой семьи. Она являлась для них примером кристальной честности и чести в человеческих отношениях, редкостной ответственности в любом деле и огромного жизнелюбия.

Память о Марине Сергеевне Нагибиной останется не только в ее многочисленных публикациях, но и в сердцах людей, близко знавших эту женщину-романтика и настоящего геолога-полевика и ученого.

*Коллеги, родные и друзья*

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 2000 г.

	Номер	Стр.
<i>Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.</i> Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы	5	30–43
<i>Бачманов Д.М., Рассказов А.А.</i> Новейшие разрывные нарушения в области сочленения Южного и Среднего Урала	4	25–31
<i>Бочкарев В.В.</i> Конференция “Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез” (“Чтения А.Н. Заварицкого”)	3	91–93
<i>Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В.</i> Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным)	5	61–70
<i>Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н.</i> Геодинамическая модель формирования позднеархейских-раннепротерозойских структур Воронежского массива	4	14–24
<i>Глебовицкий В.А., Козаков И.К.</i> Совещание “Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии”	3	94–96
<i>Громаковский И.Ю.</i> Унья-Бомская зона тектонического разлинзования Монголо-Охотского складчатого пояса	3	33–40
<i>Драчев С.С.</i> Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых	6	43–58
<i>Дубинин Е.П., Свешников А.А.</i> Эволюция литосферы палеоспредиговых хребтов (результаты математического моделирования)	3	72–90
<i>Зверев С.М., Ильинский Д.А.</i> Глубинное строение и возможная природа подводной горы Эратосфен (Восточное Средиземноморье)	4	67–84
<i>Иванов С.Н., Русин А.И.</i> Поздневендский этап тектонического развития Урала	3	21–32
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Гунбина Л.В., Макки К., Фуджита К.</i> Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии	4	44–51
<i>Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финетти И., Мелихов В.Р., Булычев А.А., Гилод Д.А., Андреева О.И., Шрейдер Ал.Ан.</i> Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным	1	46–60
<i>Карякин Ю.В.</i> Тектоническое совещание “Общие проблемы тектоники. Тектоника России”	5	94–96
<i>Кемкин И.В., Кемкина Р.А.</i> Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования	5	71–79
<i>Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г., Божко Н.А.</i> Структурная эволюция Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии и раннем палеозое	1	61–78
<i>Коваленко Д.В.</i> Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного складчатого обрамления Командорской котловины (Берингово море)	3	58–71
<i>Копп М.Л.</i> Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты	2	26–42
<i>Кузьмичев А.Б.</i> Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива	6	76–92
<i>Куприн П.Н.</i> Структура верхнекайнозойских отложений Латакийской котловины (Восточное Средиземноморье)	2	85–94
<i>Курчатов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х.</i> Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана	4	32–43
<i>Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л.</i> Кинематика Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным	2	65–84
<i>Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В.</i> Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники	1	3–22

	Номер	Стр.
<i>Лишневский Э.Н.</i> Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии)	1	23–32
<i>Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В.</i> Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование	6	26–42
<i>Марович М., Докович И., Пешич Л., Тольич М., Герзина Н.</i> Происхождение и геодинамика кайнозойских седиментационных провинций Центральной части Балканского полуострова	5	80–93
<i>Меланхолина Е.Н.</i> Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция	3	41–57
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Тектонические узлы в структуре дна океанов	3	3–20
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Тектоносфера Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на больших глубинах	4	3–13
<i>Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В., Константинов К.М., Ватанабе Т.</i> Дайковые рои южного фланга Сибирского кратона – индикаторы распада суперконтинента Родиния	6	59–75
<i>Сколотнев С.Г.</i> Структурообразующие факторы в истории геологического развития тройного сочленения Буве (Южная Атлантика)	4	52–66
<i>Соловьев А.В., Брэндон М.Т.</i> Кинематика разрывных нарушений в слоистых толщах: метод анализа структур срезания слоистости	4	85–96
<i>Суворов А.И.</i> Тектоническая расслоенность и тектонические движения в континентальной литосфере	6	15–25
<i>Травин В.В.</i> К проблеме формирования сложноскладчатой структуры Кукасозерского синклиория (Северная Карелия)	1	33–45
<i>Филатова Н.И.</i> Тектоническая эволюция индосинийского орогенического пояса Восточного Китая и Северной Кореи	1	79–96
<i>Хаин В.Е.</i> Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины	6	3–14
<i>Шарков Е.В., Богатилов О.А., Красивская И.С.</i> Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита	2	3–25
<i>Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В.</i> Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов	5	44–60
<i>Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.</i> Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое	2	43–64
<i>Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.</i> Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика	5	3–29
Памяти Александра Леонидовича Яншина (1911–1999)	2	95–96
Марина Сергеевна Нагибина (1914–2000)	6	93–94
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2000 г.	6	95–96

## ОПЕЧАТКА

В статье Ю.М. Пуцаровского (“Геотектоника” № 4–2000, с. 9) в подрисуночных подписях к рис. 6 4-я строка сверху вместо 80 км следует читать 800 км.

Сдано в набор 4.08.2000 г.

Подписано к печати 3.10.2000 г.

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

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.1 тыс.

Уч.-изд. л. 12.2

Бум. л. 6.0

Тираж 328 экз.

Зак. 4059

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

**Международная академическая издательская компания (МАИК) "Наука/Интерпериодика"** информирует о начале конкурса на лучшие публикации 2000 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 – Главные. Размер и порядок распределения Премий по сравнению с прошлыми годами не изменен.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК, а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- МАИК "Наука/Интерпериодика".

Премии 2000 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (2000).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, вышедших в свет с октября 1999 года по сентябрь 2000 года включительно.

На кандидатов оформляются представления рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются редакциями журналов до 15 декабря 2000 года с последующей передачей в Комиссии по научным направлениям.

Окончательное решение по присуждению Премий возлагается на Комиссию.

Необходимым условием приема на конкурс материалов является четкое написание фамилии, имени и отчества каждого кандидата, а также названия статьи или цикла статей на русском и английском языках.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях издаваемых МАИК журналов.