

Кузнецов

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 1999



# ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор  
Ю.М. Пущаровский

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

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 1999 Июль–Август

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:

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

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. Moralyov,  
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

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

---

© Российская академия наук.  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук.  
Геологический институт, 1999 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 4, 1999

---

---

Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии <i>В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, В. П. Ковач, С. В. Будников, И. К. Козаков, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова</i>	3
Плюм-тектонические мезозойские структуры Монголии <i>М. С. Нагибина</i>	21
О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита <i>Ю. А. Морозов</i>	37
Геологическое строение и деформации океанической коры в районе южной части разлома Оуэн (Индийский океан) <i>А. И. Пилипенко</i>	51
Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) <i>А. Н. Диденко, О. Л. Морозов</i>	64

---

---

# Contents

---

---

## No. 4, 1999

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

---

---

Nd-Isotopic Systematics of West Transbaikalian Crustal Protoliths: Implications to Riphean Crust Formation in Central Asia <i>V. V. Yarmolyuk, V. I. Kovalenko, V. P. Kovach, S. V. Budnikov, I. K. Kozakov, A. B. Kotov, and E. B. Sal'nikova</i>	3
Mesozoic Plume-Tectonic Structures of Mongolia <i>M. S. Nagibina</i>	21
The Role of Transpression in the Structural Evolution of the Svecokareliides in the Baltic Shield <i>Yu. A. Morozov</i>	37
Geological Structure and Deformations of Oceanic Crust near the Southern Owen Fracture Zone, Indian Ocean <i>A. I. Pilipenko</i>	51
Geology and Paleomagnetism of Middle–Upper Paleozoic Rocks of the Saur Ridge <i>A. N. Didenko and O. L. Morozov</i>	64

---

---

---

Сдано в набор 09.04.99 г.

Подписано к печати 07.06.99 г.

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

Офсетная печать

Усл. печ. л. 10.0

Усл. кр.-отт. 3.1 тыс.

Уч.-изд. л. 10.0

Бум. л. 5.0

Тираж 303 экз.

Зак. 2687

---

УДК 550.40:551.24(235.2)

## Nd-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА КОРОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОТОЛИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ПРОБЛЕМА РИФЕЙСКОГО КООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 1999 г. В. В. Ярмолюк\*, В. И. Коваленко\*, В. П. Ковач\*\*, С. В. Будников\*,  
И. К. Козаков\*\*, А. Б. Котов\*\*, Е. Б. Сальникова\*\*

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

\*\* *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 26.05.98 г.

Изотопный состав гранитоидов Западного Забайкалья варьирует в зависимости от размещения массивов в структурах региона, оставаясь более или менее однородным в пределах отдельных структурных зон. Установленные на основе этих составов модельные возраста формирования коровых источников гранитоидов согласуются с геологическим возрастом коры соответствующих структурных зон, свидетельствуя тем самым об однородном в изотопном отношении составе коры и ее преимущественно автохтонном механизме формирования и преобразования. На этой основе определены этапы корообразования в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы в Западном Забайкалье и проведено районирование коры региона по возрасту ее формирования. Выделены этапы корообразования (интервалы модельных возрастов в млрд. лет): 1 – начала раннего протерозоя (2.4–2.6) с образованием коры Патомско-Бодайбинской зоны; 2 – второй половины раннего протерозоя (1.9–2.4), зафиксированный породами краевого блока Баргузино-Витимской зоны; 3 – ранне-среднерифейский (1.15–1.65), создавший кору Баргузино-Витимской и Удино-Витимской зон; 4 – позднерифейский–раннекембрийский (0.53–0.9), выраженный Джидинской и Байкало-Муйской офиолитовыми зонами соответствующего возраста. Показано, что ранне-среднерифейское корообразование в целом широко проявилось в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Фрагменты соответствующей коры участвуют в строении микроконтинентов и континентальных блоков среди складчатых образований каледонид. Установлена специфика развития этой коры, которая определяется большим возрастным разрывом между временем ее возникновения (>1 млрд. лет) и временем метаморфизма ее пород и гранитообразования в ней, произошедшими в позднем кембрии – раннем ордовике вследствие коллизии Сибирской платформы с ее раннекаледонским обрамлением. Предполагается, что эта кора принадлежала шельфу рифейского суперконтинента Родиния, который был расчленен на серию малых плит процессом венд-раннекембрийского рифтогенеза.

Территория Западного Забайкалья характеризуется широким развитием магматических и метаморфических пород, объединяемых в многочисленные разновозрастные комплексы. Возрастное положение большинства из них установлено лишь относительно вследствие того, что стратифицированные толщи в регионе распространены ограничено и относятся преимущественно к позднему мезозою и кайнозою, т.е. к отложениям молодого чехла, а геохронологические исследования приобрели систематический характер лишь в последние годы.

До недавнего времени в геологической истории региона в качестве важнейшего рубежа выделялся ранний палеозой. С ним связывалось формирование Ангаро-Витимского гранитного батолита, занимающего свыше 150000 км<sup>2</sup> и разделившего геологическую историю региона на две части. Соответственно добатолитовые образования было принято считать допалеозойскими, в крайнем случае ранне-среднекембрийскими. При этом ведущим

критерием возрастной оценки метаморфических пород обычно служила степень их метаморфизма, в соответствии с которой выделялись архейские, ранне- и позднепротерозойские комплексы. Послебатолитовые магматические образования распределялись по возрастной шкале в значительной степени условно в зависимости от соотношений с гранитоидами баргузинского комплекса, наиболее широко распространенного в строении батолита, а также между собой.

В последние годы в регионе был выполнен ряд работ по геохронологическому изучению магматических и метаморфических пород [3–5, 11–21]. Результаты их оказались неожиданными с точки зрения традиционных представлений. Отметим лишь два из них. Так было установлено, что возраст добатолитового регионального метаморфизма, включая считавшийся архейским метаморфизм гранулитовой фации, на обширных пространствах южного складчатого обрамления Сибирской

платформы проявился в диапазоне 510–480 млн. лет [12, 15, 34] и, таким образом, отвечает позднему кембрию – раннему ордовики. Другой важный результат связан с определением возраста гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и ряда других проявлений гранитоидного магматизма. Было установлено, что гранитоиды баргузинского, выделяемого в качестве раннепалеозойского, и ряда других комплексов (витимканского, зазинского, конкудеро-мамаканского и др.), считавшихся более молодыми – средне- и позднепалеозойскими, возникли в позднем карбоне между 320 и 290 млн. лет как производные общего для них процесса батолитообразования. Эти результаты не только изменили представления о геологии региона, но и вскрыли крупные пробелы в понимании истории его развития, прежде всего в ее допалеозойской части. В данной статье мы попытаемся частично заполнить этот пробел и дадим оценки возраста формирования континентальной коры разных структурных зон Западного Забайкалья на основе новых и опубликованных геохронологических данных о времени становления и Nd-изотопной систематики гранитоидов, а также рассмотрим проблемы слабо изученного рифейского корообразования, которое в соответствии с результатами изотопных исследований широко проявилось как в пределах рассматриваемого региона, так и в целом в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Современные представления о геологическом строении региона отражает схема (рис. 1). Наши исследования относятся к той его части, которая включает Баргузино-Витимскую, Байкало-Муйскую и Джидино-Витимскую структурные зоны и которая пронизана многочисленными плутонами Ангаро-Витимского батолита. От Сибирской платформы эта территория отделена структурами Патомско-Бодайбинской зоны [9] или Байкало-Нижневитимской системы, по [33], сложенными раннепротерозойскими кристаллическими комплексами, а также терригенными и карбонатными толщами рифея.

Сведения о геологическом строении рассматриваемых зон весьма неравнозначны. Более или менее удовлетворительно изучен состав слагающих их пород и последовательность формирования последних. В то же время возрастные характеристики ведущих структурных подразделений этих зон в значительной степени остаются условными.

**Байкало-Муйская зона** характеризуется развитием вулканических толщ, сложенных преимущественно вулканитами основного состава, как правило, метаморфизованными (вплоть до амфиболитовой фации). Среди них различают породы офиолитового и дифференцированного извест-

ково-щелочного комплексов [13, 14], формирование которых связывается с разными стадиями развития островных дуг [9]. Существующие оценки возраста этих пород резко расходятся и определяют время их формирования от раннепротерозойского до позднерифейского [14, 19, 25]. Наиболее обоснованы представления о позднерифейском возрасте офиолитов. Они опираются на находки микрофоссилий акритарх позднего рифея в карбонатно-терригенных прослоях среди вулканитов Муйского сегмента зоны [28], а также на данные изотопного датирования вулканитов. Полученные датировки варьируют от 1000 до 550 млн. лет [13, 14, 19]. По-видимому, следует говорить о совпадении в пределах зоны нескольких близких по составу, но различающихся по возрасту структурных комплексов, геологические разрезы которых начинаются офиолитами и которые претерпели автономный региональный метаморфизм и складчатость и включают син- и постскладчатые гранитоиды. Так Э.Г. Конников с соавторами [13, 14] в качестве одного из таких комплексов выделяет муйскую позднерифейскую островную дугу. На основе геологических и геохронологических (U-Pb, Sm-Nd) исследований в строении этого структурного комплекса различаются следующие ассоциации: 1 – офиолитовая (раннеостроводужная), включающая метаперидотитовые и пироксенит-габбровые тела с возрастом 1000–900 млн. лет; 2 – островодужная метабазаальтофировая с комагматичными интрузиями муйской серии, имеющими возраст 880–740 млн. лет; 3 – рифтогенная (постостроводужная) вулканоплутоническая порода повышенной щелочности, в том числе щелочных габброидов, граносиенитов и щелочных гранитов с возрастом 760–750 млн. лет.

В прилегающей к оз. Байкал части Байкало-Муйской зоны Л.А. Неймарк с соавторами [19], опираясь на результаты U-Pb (по цирконам) и Sm-Nd датирования пород, выделили более молодой структурный комплекс. Участвующие в его строении офиолиты датируются в интервале 550–650 млн. лет и, следовательно, формировались в венде – раннем кембрие. Возраст метаморфизма, наложенного на офиолиты, оценивается Sm-Nd изохронным методом в 550–580 млн. лет. Эти датировки согласуются с возрастом синметаморфических плагиогранитов лесного (556 млн. лет) и постметаморфических плагиогранитов малоякорного (537 млн. лет) комплексов [27].

Для пород этой зоны геохронологическими методами определены также некоторые другие важные рубежи ее истории. Так установлен ордовикский возраст пород массивов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой ( $426 \pm 24$  [21]) и диорит-гранодиоритовой ( $450 \pm 2$  млн. лет [24] и  $470 \pm 24$  млн. лет [27]) ассоциаций. Этот возраст оказался близким возрасту постколлизии гранитоидов, широко развитых в каледонидах южного складчатого

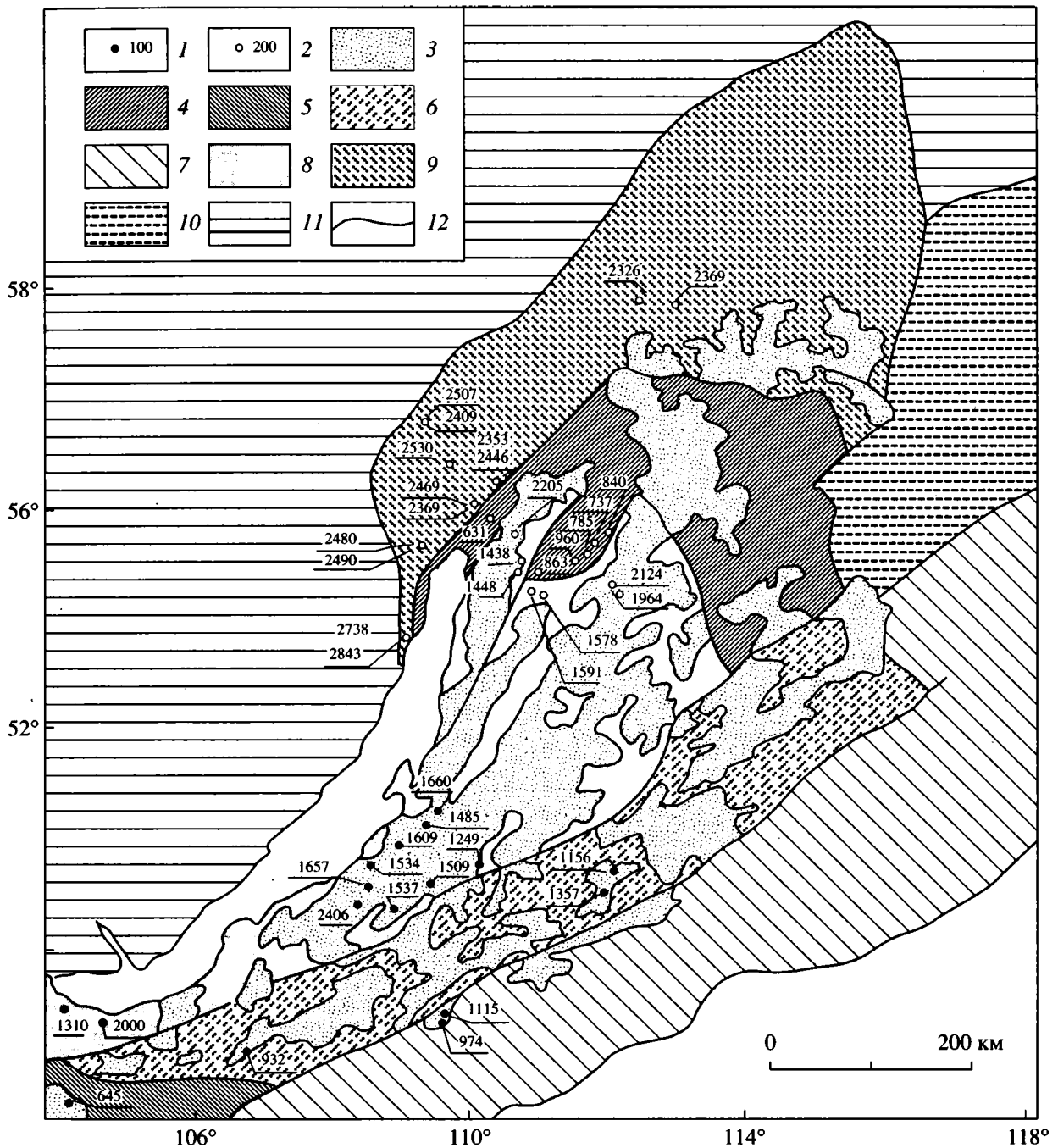


Рис. 1. Схема структурного районирования территории Западного Забайкалья и распределения объектов изотопных исследований

1, 2 – участки опробования и значения установленных модельных возрастов (данные таблицы 1): 1 – данные авторов, 2 – литературные данные; 3 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 4–11 – структурные зоны: 4 – Байкало-Муйская, 5, 6 – Джидино-Витимская с сегментами: 5 – Джидинским, 6 – Удино-Витимским, 7 – Малхано-Яблоновая, 8 – Баргузино-Витимская, 9 – Патомско-Бодайбинская, 10 – Алдано-Становая, 11 – Сибирская платформа; 12 – границы структурных зон.

обрамления Сибирской платформы [5, 15]. Для Байкало-Муйской зоны определено также время внедрения гранитоидов, относимых к Ангаро-Витимскому батолиту, которое произошло в позднем карбоне между 330 и 290 млн. лет [4, 20, 24].

**Баргузино-Витимская зона** в основном занята выходами гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. В провесах кровли батолита отмечаются реликты комплексов глубоко метаморфизованных пород (гнейсы, сланцы, мрамора, амфиболиты) и

стратифицированных отложений позднего рифея – кембрия, представляющих раму, в которую произошло внедрение гранитоидов. Возраст метаморфических пород оценивался вплоть до архейского [25]. Поэтому в целом территория зоны рассматривалась как массив или микроконтинент докембрийской континентальной коры [9]. В последние годы для южной части зоны были выполнены геохронологические исследования пород слюдянского кристаллического комплекса, традиционно относимого к архею, и было установлено, что возраст метаморфизма этих пород равен  $481 \pm 5$  млн. лет [15].

Менее метаморфизованные породы Баргузино-Витимской зоны имеют стратифицированное строение и на основании изучения органических остатков датируются поздним рифеем – кембрием. Для этих пород характерно четырехчленное деление [2]. Нижнюю часть представляют терригенно-вулканогенные образования, обладающие выраженной фациальной изменчивостью. Среди терригенных пород отмечаются полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники. Среди вулканитов преобладают кислые вулканиты и их туфы, в меньшей степени проявлены андезиты и их туфы.

Более высокое стратиграфическое положение в разрезе занимают породы последовательно сформированных толщ – песчано-сланцевой, карбонатной с фауной археоцеат и трилобитов, флишовой. Общая мощность отложений оценивается до 10 000 м и более. Учитывая их состав, большую мощность и значительную долю терригенной составляющей, особенно в нижних частях разреза, можно заключить, что в начале формирования этих отложений рассматриваемая территория располагалась вблизи области размыва. Затем она была удалена от последней и развивалась в режиме прогиба типа окраинноморского. В ордовике в результате общих коллизионных процессов, охвативших южное обрамление Сибирской платформы, территория Баргузино-Витимской зоны была выведена из режима осадконакопления. Следующее крупное событие в ее истории произошло лишь в позднем карбоне, когда между 320 и 290 млн. лет в пределах зоны сформировалась основная масса гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [3, 37].

**Джидино-Витимская зона** неоднородна по строению. В ее пределах можно выделить два сегмента, различающихся составами слагающих пород и геодинамической историей, – Джидинский и Удино-Витимский.

*Джидинский* сегмент имеет покровно-складчатую структуру и сложен породами офиолитового комплекса, среди которых выделяются три типа ассоциаций: 1 – базальтов типа MORB, характеризующих спрединговые зоны палеоокеана; 2 – субщелочных высокотитанистых базальтов, свойственных внутриплитным океаническим островам; 3 – известково-щелочная с бонинитами, типичная для энсиматических островных дуг [1]. Островодужную серию сопровождают массивы то-

налит-плагиогранитной ассоциации, относимые также к ранним фазам джидинского плутонического комплекса. Возраст офиолитов в соответствии с находками археоцеат среди пород известково-щелочной ассоциации определяется в целом как венд-кембрийский. Формирование пород этого сегмента было связано с магматизмом в обстановке океанического бассейна [1]. Закрытие океана происходило со среднего кембрия и сопровождалось появлением в разрезах кремнисто-карбонатных и флишовой толщ. Складчатость, метаморфизм и образование синскладчатых гранитоидов произошли в позднем кембрии – раннем ордовике [1], как и в других районах развития ранних каледонид по обрамлению Сибирской платформы.

В *Удино-Витимском* сегменте наиболее древние образования представлены глубокометаморфизованными сиалическими и карбонатными породами, относимыми к докембрию [25], и венд-кембрийскими стратифицированными толщами [2, 6, 25]. Состав последних определяет ассоциация вулканитов андезито-дацитовой формации [2, 6] с рифогенными известняками, содержащими фауну археоцеат, и терригенными породами. Среди вулканических пород преобладают лавы и пирокласты среднего (андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты) и кислого (риолиты, плагиориолиты, дациты) состава. Мощность этих образований достигает 3000 м и более. Как было показано [2], эта вулканическая ассоциация в западном направлении постепенно замещается осадочными породами Баргузино-Витимской зоны, однако вулканические породы прослеживаются на территорию последней, сохраняя общие характеристики состава (средние и кислые породы известково-щелочной серии) и субазральные условия формирования (высокая доля туфов). Разные авторы [6, 9] отождествляют вулканизм Удино-Витимского сегмента с островодужным. Однако несомненные связи этого сегмента с комплексами Баргузино-Витимской зоны позволяют сопоставить его с магматизмом краевых поясов, проявившимся на краю микроконтинента. Завершение развития этого краевого пояса было связано с внедрением крупных раннепалеозойских массивов габбро-диорит-гранитовой ассоциации [6]. Они особенно многочисленны у южной границы сегмента и в восточной (Витимской) его части и сопоставляются с аналогичными породами джидинского комплекса. Несмотря на появление этих пород в строении краевого пояса, достаточно очевидно, что в целом Джидинский и Удино-Витимский сегменты имели разную природу магматизма и историю развития и между собой не были связаны. Поэтому далее мы будем рассматривать их как отдельные структурные зоны.

Оба сегмента Джидино-Витимской зоны в большей степени объединяют более молодые, палеозойские и мезозойские, магматические образования и структуры, сформировавшиеся в пределах зоны наложенные один на другой пояса плутони-



ческих массивов, вулканических полей и систем грабен. Выполненные в последние годы геохронологические исследования [3, 36] позволили установить, что послераннепалеозойское возобновление магматизма в пределах зоны произошло лишь в позднем карбоне (310–290 млн. лет). В результате возникли многочисленные крупные массивы, относимые к ряду плутонических комплексов (баргузинскому, витимканскому, зазинскому, сайженскому и др.) Ангаро-Витимского батолита.

Упомянем о структурных зонах, обрамляющих рассматриваемую территорию. На севере – это Патомско-Бодайбинская зона, граничащая внешним своим краем с Сибирской платформой и сложенная метаморфическими толщами раннего протерозоя. Южное обрамление образует Малхано-Яблонева зона. Она отделяет рассматриваемую территорию от структур Монголо-Охотского пояса. В строении Малхано-Яблонева зоны преобладают метаморфические толщи, относимые к докембрию и родственные аналогичным породам Удино-Витимской зоны, и такие же, как в последней, массивы раннепалеозойской габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации. Подобное сходство позволяет предполагать принадлежность этих соседних зон к однотипной коре.

Завершая геологическую характеристику региона, отметим что в его строении можно выделить два типа структур, различающихся составом пород и геодинамическими обстановками их формирования, а также, по-видимому, возрастом образованной ими коры. Для одного из них типичны офиолитовые ассоциации, слагающие Байкало-Муйскую и Джидинскую зоны. В соответствии с венд-кембрийским возрастом офиолитов, залегающих в основании разрезов этих зон, последние можно рассматривать в качестве фрагментов новообразованной раннекаледонской коры. В другом типе структур офиолиты не известны. Для него характерно развитие комплексов глубоко метаморфизованных сиалических образований и стратифицированных толщ венда – кембрия, сложенных терригенными и карбонатными породами, а также местами вулканитами андезит-дацитриолитовой ассоциации. Возраст метаморфизма в большинстве случаев отвечает раннему ордовику. Геологический возраст накопления метаморфизованных пород не известен. Однако очевидно, что в позднем рифее – кембрии они участвовали в строении относительно стабильной области, развивавшейся в шельфовом режиме с накоплением терригенно-карбонатных отложений.

### О МОДЕЛЬНЫХ ОЦЕНКАХ ВОЗРАСТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Континентальная кора является историческим продуктом многих геологических событий. Среди них важнейшим является момент ее рождения.

Начиная с него, кора распознается среди других оболочек Земли, отличаясь от них структурой и историей развития, но прежде всего своим составом. Поэтому момент рождения коры также можно рассматривать как акт вещественной дифференциации мантии, за счет которой образуется кора, и обособления от нее среды, имеющей иной, в том числе изотопный, состав. В складчатых областях начальная фаза развития континентальной коры сопоставляется с образованием офиолитовых комплексов, залегающих в основании коровых сооружений [31]. В соответствии с данными петрологических и геохимических исследований эти комплексы формировались в обстановках островных дуг и окраинных бассейнов, а их происхождение связывается с парциальным плавлением деплетированной верхней мантии, которая, таким образом, являлась источником вещества исходной коры. Последующие преобразования коры, связанные с ее внутренней вещественной (гранитизация и метаморфизм) и структурной (складчатость) дифференциацией в переходную и континентальную стадии ее развития [31], могут быть растянуты на геологические периоды. Однако при автохтонном механизме формирования коры в ее истории больше всего не проявляются геологические процессы, радикально изменяющие ее валовый состав в результате, например, либо удаления ее существенных компонентов, либо добавления инородного материала в количествах, сопоставимых с объемом коры. Представления об устойчивости валового состава коры на разных стадиях ее формирования, в частности, предполагают устойчивость ее геохимических, в том числе и изотопных характеристик. Это обстоятельство стало определяющим при разработке изотопных моделей оценки возраста корообразования [38–40].

Определение возраста коры на основе ее изотопных характеристик широко практикуется в современных геологических исследованиях [11, 24, 40]. В основу соответствующих построений положены геохимические данные о том, что при образовании континентальной коры из деплетированной мантии происходит фракционирование большинства химических элементов, в том числе редкоземельных (REE). В результате по отношению к деплетированной мантии породы коры характеризуются более низкими значениями Sm/Nd отношения, определяющего возрастные изменения изотопного состава Nd [32]. Поэтому после отщепления коры от мантии их первоначально идентичные изотопные составы изменяются по-разному и с течением времени все более различаются, как это видно на графике  $\epsilon_{Nd}-T$  (рис. 2). Однако эти различия в эволюции изотопных составов позволяют оценивать модельный возраст корообразования. В приложении к конкретным участкам поверхности Земли этот возраст отвечает времени, необходимому для получения изотопного

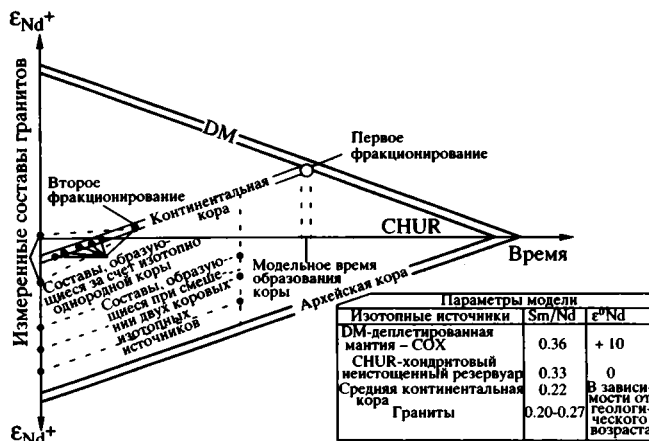


Рис. 2. Двухстадийная модель фракционирования R3E и изменения направленности эволюции изотопного состава магмообразующих сред в ходе переработки вещества деплетированной мантии до образования гранитов.

состава коры этих участков из источника с изотопными характеристиками деплетированной мантии. Параметры последней определяются уравнением изменения ее состава [42] за 4.55 млрд. лет от  $\epsilon_{\text{Nd}} = 0$  до  $\epsilon_{\text{Nd}} = +10$ .

Изотопный состав коры обычно оценивается по изотопным характеристикам возникших в ее пределах гранитоидов. Этот подход основан на представлении, что гранитоидные расплавы, образующиеся в результате термальной и вещественной переработки больших объемов коры, усредняют изотопные характеристики ее отдельных составляющих и таким образом отражают средний изотопный состав области магмогенерации. Эмпирическим подтверждением правомерности такого подхода служит сходство изотопного состава гранитоидов в однотипных по времени формирования структурных зонах и их систематические отличия от состава гранитоидов в структурных зонах иного возраста. Подобные зависимости, например четко прослеживаются при сравнении изотопных характеристик гранитоидов, возникших в каледонских и герцинских структурных зонах Центральной Азии [11].

Процедура определения возраста формирования континентальной коры по изотопному составу ее гранитоидов была описана ранее [11]. Она базируется на модели двухстадийного фракционирования REE и связанного с ним изменения Sm/Nd отношения в ходе эволюции коры вплоть до образования в ней конкретного гранита (см. рис. 2). Первое фракционирование обособляет кору как изотопный резервуар со своим изотопным составом Nd от деплетированной мантии и, таким образом, определяет момент ее зарождения. Второе фракционирование связано с образованием в коре гранитного расплава. Решение обратной задачи по известному изотопному составу конкретного грани-

та позволяет оценить двухстадийный модельный возраст  $T_{\text{Nd}}$  (DM-2st) его корового изотопного источника.

В соответствии с изложенной моделью изотопный возраст магматических коровых протолитов должен соответствовать геологическому возрасту коры, фиксируемой возрастом начинающихся разрезы офиолитов. Действительно, подобное соответствие устанавливается для магматических пород офиолитовых комплексов [11, 19]. Однако более поздние коровые магматические образования, как правило, характеризуются значениями модельных возрастов, систематически превышающими возраст офиолитов. Как нам представляется [11], это расхождение возрастов может возникнуть вследствие того, что в составе первичной коры, представленной офиолитовыми комплексами, наряду с магматическими, участвуют также осадочные породы. Изотопные составы последних формируются за счет разнородных и разновозрастных областей размыва и часто близки к среднему изотопному составу континентальной коры [29]. Модельный возраст последней близок к среднему геологическому возрасту разновозрастных кор Земли и, следовательно, всегда является более древним по отношению к новообразованным корам. Как было показано ранее [11], даже небольшие (первые проценты) добавки осадков с соответствующими изотопными характеристиками способны удредить общий модельный возраст офиолитового пакета, включающего лавы и осадочные породы. Поэтому продукты плавления такой коры обычно имеют модельные возраста, более древние, чем геологический возраст офиолитов. Например, модельные возраста коры каледонских структур Центральной Азии варьируют в диапазоне 600–900 млн. лет, тогда как возраст офиолитов, залегающих в основании этих структур, составляет 530–600 млн. лет [11]. Поэтому получаемые модельные возраста коровых источников магматизма следует рассматривать как оценки нижнего предела возраста формирования коры.

Наряду с корами автохтонного развития [31], более или менее однородными в отношении изотопного состава, существуют также коры неоднородного строения, отвечающие аллохтонному механизму их формирования. Они образуются в результате процессов тектонического смещения фрагментов коры, имеющих разные изотопные характеристики. В очагах магмогенерации, формирующихся в таких неоднородных корях, долевое участие коровых субстратов с разными изотопными составами может сильно варьировать. Поэтому возникшие в результате магмы, а затем и отвечающие им гранитоиды приобретают изотопные характеристики, которые не закономерно варьируют между крайними составами протолитов, участвовавших в магмообразовании. Соответственно меняются значения модельных возрастов таких гранитоидов (см. рис. 2) [11].

Приступая к проблеме возрастной типизации коры Западного Забайкалья, мы выполнили комплекс геохронологических и изотопных исследований гранитоидов западной и юго-западной частей Баргузино-Витимской зоны, а также Джидино-Витимской зоны. По северной части региона, включающей также Байкало-Муйскую и Мамско-Бодайбинскую зоны, были привлечены результаты аналогичных работ, проведенных Е.М. Рыцком и др. [24], Л.А. Неймарком и др. [18, 19]. Таким образом, изотопными исследованиями была охвачена территория Ангаро-Витимского батолита и его южного и северо-западного (вплоть до Сибирской платформы) обрамления. В основном объектами исследования служили гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, относимые разными авторами к баргузинскому, витимканскому или заинскому комплексам, но, кроме того, были изучены отдельные массивы джидинского, малокуналейского и гуджирского комплексов. В большинстве случаев возраст массивов был установлен геохронологическими методами и только для тоналитов джидинского комплекса был принят равным 450 млн. лет по аналогии с другими постколлизийными гранитоидами региона, относимыми к диорит-тоналит-плагиогранитовой ассоциации [5].

#### МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение Sm и Nd проводилось по методике, близкой к [48]. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Изотопные исследования были выполнены в ИГГД РАН на 8-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статистическом режиме. Измеренные отношения  $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$  нормализованы к отношению  $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.783079$ , а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.5\%$  ( $2\sigma$ ), изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$  ( $2\sigma$ ). Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd стандарте La Jolla по результатам 31 измерения отвечает  $0.511894 \pm 4$  ( $2\sigma$ ). При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$  [44]. Модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  вычислены в соответствии с моделью [42], согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал с 4.55 млрд. лет назад и имеет современное значение  $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +10$  ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ ). При расчете двухстадийных модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$  принята среднекорневая величина  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$  [29].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данные об изотопном составе гранитов и модельных возрастах их протолитов приведены в таблице. Они также отражены на рис. 3, на котором показаны изотопные составы изученных пород, отнесенные ко времени их образования и, таким образом, отражающие изотопные составы коровых источников магматических пород. Как следует из рисунка, составы этих источников в разных структурных зонах четко различаются между собой, но в пределах отдельных зон обладают близкими изотопными характеристика, определяя в конечном итоге изотопный состав вмещающей их коры. На рис. 3 также показаны поля эволюции состава таких кор для разных зон, построенные, исходя из среднекоревой величины  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$  [29]. Эти поля прослеживаются вплоть до пересечения с линией эволюции состава деплетированной мантии. Проекция подобного пересечения на возрастную ось ограничивает интервал значений, который рассматривается как модельный возраст коры соответствующей структурной зоны. Данные о модельных возрастах коровых источников гранитоидов разных зон приведены также на графике (рис. 4), из которого следует, что полученные значения возраста характеризуются полимодальным законом распределения. Геологический смысл группировки возрастов становится ясным при анализе распределения их значений в структурах региона (см. рис. 1). Обращает внимание неслучайный характер этого размещения и явная зависимость изотопного возраста источников гранитоидов от того, какой структуре принадлежат граниты. Поэтому можно говорить, что разнородные по геологическим характеристикам структурные зоны обладают также и разным модельным возрастом формирования. Так, для наиболее крупной среди рассматриваемых Баргузино-Витимской зоны большинство датировок отвечает интервалу 1350–1650 млн. лет. Лишь вдоль северо-западного края зоны (рис. 5, см. рис. 1) прослеживаются участки с более древними возрастными характеристиками (1950–2400 млн. лет; см. поле III на рис. 3 и 3 на рис. 4). Их позиция определяется полем развития глубокометаморфизованных пород, вытянутым вдоль восточного борта оз. Байкал и рассматривавшимся ранее как блок архейской коры [25]. В соответствии с полученными оценками модельных Nd изотопных возрастов мы считаем возможным выделить поле этих пород в качестве пограничного для Баргузино-Витимской зоны структурного блока, кора которого, вероятно, была сформирована во второй половине раннего протерозоя, т.е. раньше, чем на других участках. Реальность корообразующих процессов этого возрастного уровня в пределах южного обрамления Сибирской платформы была показана А.М. Лариным с соавторами [45] на примере коры восточной части

## Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов разных структурных зон Западного Забайкалья

Образец	Массив или комплекс	Возраст, млн. лет	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{(\text{DM}_2)}$ , млн. лет	Данные
<b>Байкало-Муйская и Джидинская зоны</b>							
BKL-299	Джидинский комплекс	450	0.1392	0.512791	6.4	678	Авторские
D-1	Сидинский массив	390	0.1026	0.512591	3.8	839	[24]
1194	»	390	0.1113	0.512539	2.4	960	»
90010	Светлинский массив	425	0.1065	0.512587	4.0	857	»
3070	Массив р. Укоинда	425	0.0983	0.512561	3.9	862	»
1211	Даванский массив	440	0.0997	0.512611	5.0	784	»
089-1*	»	440	0.09709	0.512633	5.6	736	»
051-3	“Муйский” плагиигранит	620	0.1775	0.512995	8.5	634	[19]
<b>Удино-Витимская и Малхано-Яблоновая зоны</b>							
BKL-300	Дабанский комплекс	290	0.1102	0.51256	1.7	932	Авторские
1786	Зазинский комплекс	290	0.1381	0.512475	-1.0	1156	»
1787	»	290	0.1034	0.512285	-3.4	1357	»
BKL-459	»	300	0.1175	0.512378	-2.0	1249	»
ERM-400	Куналейский комплекс	226	0.14502	0.512506	-1.0	1110	»
ERM-411	»	226	0.0616	0.512381	-1.1	1112	»
<b>Баргузино-Витимская зона</b>							
5512	Зазинский комплекс	286	0.0741	0.511581	-16.1	2406	Авторские
BKL-121	Безымянский массив	140	0.1653	0.512249	-7.0	1534	»
OSH-1/24	Ошурковский массив	120	0.18351	0.512281	-6.7	1495	»
OSH-1/25	»	120	0.15050	0.512323	-5.4	1385	»
BKL-267	Баргузинский комплекс	290	0.09854	0.512121	-6.4	1608	»
BKL-289	»	290	0.1057	0.512102	-7.0	1660	»
BKL-291	»	290	0.0949	0.51219	-4.9	1485	»
BKL-298	»	290	0.0899	0.512159	-5.3	1520	»
BKL-431	Зазинский комплекс	303	0.0901	0.512146	-5.4	1537	»
BKL-452	»	303	0.0922	0.512076	-6.9	1657	»
BKL-456	»	303	0.0779	0.512139	-5.1	1509	»
OSH-1/1	Ошурковский массив	450	0.09824	0.512184	-3.1	1468	»
OSH-1/2	»	450	0.09624	0.512194	-2.8	1442	»
BKL-350	Харагульский массив	324	0.1617	0.512434	-2.5	1310	»
BKL-301	»	324	0.2359	0.512615	-2.0	1272	»
90035	Конкудеро-Мамаканский	310	0.0983	0.511816	-12.4	2095	[24]
90034	Чивыркуйский комплекс	300	0.0929	0.511732	-13.7	2216	»
BMP-1a	Баргузинский комплекс	307	0.0861	0.511774	-12.5	2124	»
BMP-2	»	307	0.1235	0.51195	-10.5	1961	»
BGD-111	Чивыркуйский комплекс	301	0.1025	0.512232	-4.2	1438	»
3143	»	300	0.1077	0.512156	-5.9	1578	»
3155	Октокитский массив	375	0.0873	0.512092	-5.4	1591	»
BGD-11	Светлинский массив	425	0.096	0.512193	-3.2	1449	»
<b>Патомско-Бодайбинская зона</b>							
L-104	Домугдинская свита	1860	0.1025	0.511408	-1.5	2478	[18]
38329	Хибеленская свита	1860	0.1056	0.511405	-2.3	2544	»
L-67	Ирельский комплекс	1860	0.1122	0.51152	-1.6	2489	»
8714	»	1860	0.1097	0.511504	-1.3	2466	»
101	Ламборский комплекс	1830	0.1116	0.511496	-2.3	2519	»
11	»	1830	0.1132	0.51152	-2.2	2511	»
UK-1b	Иловирьская свита	1860	0.1111	0.511511	-1.5	2482	»
UK-1a	»	1860	0.103	0.511474	-0.3	2382	»
ABCH-4	Абчадский комплекс	1860	0.1034	0.511489	-0.1	2366	»
ABCH-3	»	1860	0.11	0.511512	-1.2	2459	»
35-89	Чуйский комплекс	2020	0.1163	0.51166	-1.8	2338	»
31/10-29	»	2020	0.0894	0.511276	-1.3	2381	»
<b>Приплатформенный участок зоны</b>							
887	Малокосинская свита	1860	0.1159	0.51137	-5.4	2803	»
883	»	1860	0.1103	0.511333	-4.8	2752	»
886	»	1860	0.1116	0.511338	-5.0	2770	»
875	»	1860	0.111	0.511354	-4.6	2732	»
871	»	1860	0.109	0.511324	-4.7	2741	»
884	»	1860	0.1099	0.511314	-5.1	2775	»
860	»	1860	0.1025	0.511172	-6.1	2858	»

Алданского щита, для которой были получены модельные возраста 2100–2300 млн. лет.

Байкало-Муйская и Джидинская зоны характеризуются развитием венд-раннекембрийских офиолитов. Последние залегают в основании геологических разрезов зоны, и в соответствии с изложенными выше представлениями их можно рассматривать как исходную кору этих зон, с образования которой началась их коровая история и которая в значительной степени определяла изотопный состав сформированных в ее пределах магматических пород. Действительно, модельные оценки возраста коровых источников гранитоидов этих зон являются наиболее молодыми (630–950 млн. лет), а для плагиогранитов офиолитового комплекса отвечают 630–650 млн. лет, что совпадает с их U-Pb возрастом (650 млн. лет) [19]. Отметим, что модельные возраста коровых источников этих зон хорошо согласуются с полученными ранее оценками модельного возраста коры для ряда раннекаледонских структурных зон (Sm-Nd изотопных провинций) Центральной Азии [11].

Специфический случай представляет кора Удино-Витимской зоны. Проявленные здесь гранитоиды характеризуются широкими вариациями изотопного состава и соответственно модельных возрастов коровых протолитов (950–1400 млн. лет; см. VI на рис. 3 и 5 на рис. 4). При геологической характеристике сегмента было обращено внимание на то, что в венд-кембрийское время он развивался в режиме активной континентальной окраины Баргузино-Витимского микроконтинента. Значительный вклад относительно более молодого, связанного с субдукционными процессами компонента в кору зоны фиксируется многочисленными массивами габбро-диорит-плагиогранитовой ассоциации, сопоставляемой с джидинским комплексом. Если допустить, что изотопное строение зоны определяется двумя изотопными источниками (см. рис. 3): корой Баргузино-Витимского континентального блока с модельным возрастом 1350–1650 млн. лет и субдукционной составляющей с модельным возрастом 650–950 млн. лет, типичной для Байкало-Муйской и Джидинской офиолитовых зон, то варьирующие изотопные характеристики гранитов можно рассматривать как результат разнодолевого смещения в их источниках этих разновозрастных коровых субстратов. Судя по единичным характеристикам модельных возрастов, подобную природу, по-видимому, имеют также источники гранитоидов Малхано-Яблонево́й зоны, обладающей геологическим сходством со строением Удино-Витимской подзоны.

Наконец, особую группу изотопных характеристик демонстрируют породы Патомско-Бодайбинской зоны. Модельные возраста их коровых источников самые древние, при этом преоблада-

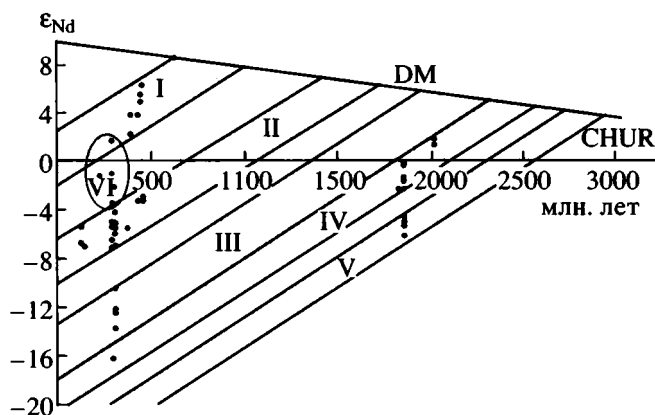


Рис. 3. Изотопные составы гранитоидов (точки) и поля изотопного состава магматических коровых протолитов разных структурных зон Западного Забайкалья на диаграмме  $\epsilon_{Nd}$  (использованы данные таблицы).

Поля изотопных составов коровых протолитов структурных зон: I – Байкало-Муйской и Джидинской, II – Баргузино-Витимской, III – краевых участков Баргузино-Витимской зоны, IV – Патомско-Бодайбинской, V – приплатформенного участка Патомско-Бодайбинской зоны, VI – Удино-Витимской и Малхано-Яблонево́й. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

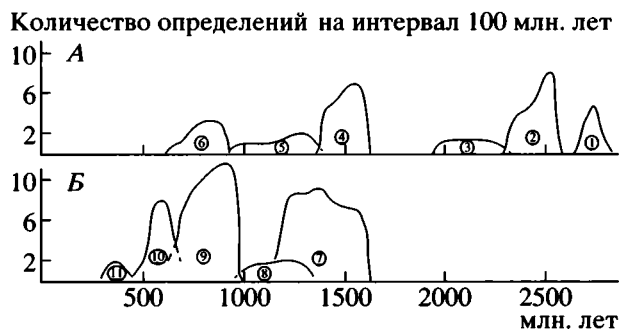


Рис. 4. Гистограмма распределения модельных датировок коровых протолитов в структурах Западного Забайкалья (А) и Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом (Б).

Поля датировок протолитов структурных зон: 1–6 – Западного Забайкалья: 1 – приплатформенного участка Патомско-Бодайбинской зоны, 2 – Патомско-Бодайбинской, 3 – краевых участков Баргузино-Витимской зоны, 4 – Баргузино-Витимской, 5 – Удино-Витимской, 6 – Байкало-Муйской и Джидинской; 7–11 – Центрально-Азиатского пояса с учетом данных [11]: 7 – рифейских микроконтинентов, 8 – возникших при смешении рифейских и каледонских протолитов, 9 – каледонских, 10 – герцинских, 11 – киммерийских (раннемезозойских).

ющие значения возраста принадлежат узкому интервалу 2300–2650 млн. лет (см. поле IV на рис. 3 и 2 на рис. 4), указывая тем самым на изотопную однородность коры зоны. Лишь в крайнем юго-

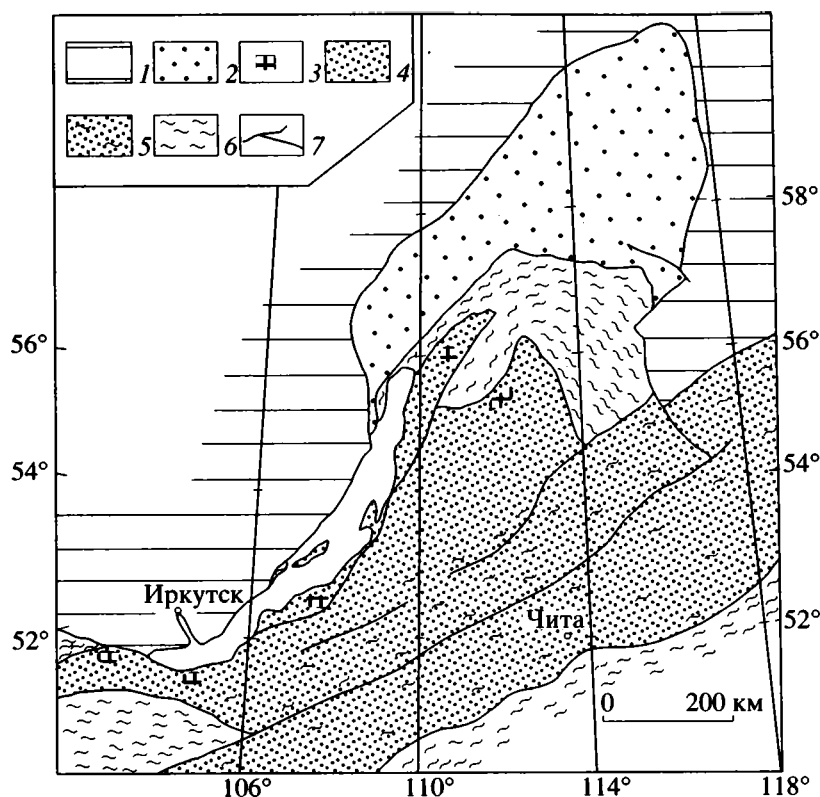


Рис. 5. Схема районирования коры Западного Забайкалья по возрасту (в млрд. лет) ее формирования.

1–6 – коры, возникшие: 1 – в раннем докембрии (> 2.6), 2, 3 – в раннем протерозое: 2 – в начале раннего протерозоя (между 2.35–2.6), 3 – во второй половине раннего протерозоя (между 1.95–2.4), 4 – в раннем рифее (1.35–1.65), 5 – в результате совмещения раннерифейских и позднерифейских – раннекембрийских протолитов (между 0.9–1.35), 6 – в позднем рифее – раннем кембрии (0.6–0.9); 7 – разломы.

западном ее приплатформенном участке выделяется блок, продукты плавления которого имеют изотопный состав, типичный для архейских пород (см. поле V на рис. 3 и 1 на рис. 4). Учитывая размещение этого блока в непосредственной близости к Сибирской платформе, следует допустить участие архейского фундамента последней в образовании магматических пород с наиболее древними (>2.6 млрд. лет) характеристиками протолитов.

Прослеживая в целом историю формирования континентальной коры складчатого обрамления Сибирской платформы в Западном Забайкалье, можно выделить следующие важнейшие этапы ее становления (здесь интервалы модельных возрастов мы в известной степени условно сопоставляем с интервалами геологического возраста): 1 – образование коры Патомско-Бодайбинской зоны – начало раннего протерозоя, 2 – корообразующие процессы второй половины раннего протерозоя, зафиксированные в краевом блоке Баргузино-Витимской зоны, 3 – масштабное корообразование в раннем рифее, создавшее кору Баргузино-Витимской и Удино-Витимской зон, 4 – корообразующие процессы позднего рифея – раннего кембрия, вы-

раженные Джидинской и Байкало-Муйской офиолитовыми зонами соответствующего возраста. Выявленная стадийность позволяет провести районирование коры региона по модельным Nd изотопным возрастам ее формирования (см. рис. 5).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные данные показывают, что отдельные сегменты коры Западного Забайкалья, которые различаются геологическим строением и в соответствии с этим относятся к структурам разного возрастного положения, имеют также значимо различающиеся характеристики изотопного состава Nd и, как следствие, модельного возраста коровых источников гранитоидов. Отмечается хорошая согласованность между геологическим возрастом структур, определяемым наиболее древними в их строении комплексами, и оценками модельного изотопного возраста коры этих структур. Так, наиболее древние (архейские) модельные возраста установлены на границе с фундаментом платформы, где вероятность присутствия архейской коры очень велика. Раннепротерозойские возраста имеют коровые источники

гранитоидов Патомско-Бодайбинской зоны, соответствующий возраст коры которой фиксируется развитыми в ее строении нижнепротерозойскими породами [9]. Позднерифейские возраста зафиксированы для протолитов Джидинской и Байкало-Муйской зон, в пределах которых формирование коры (офиолитов) началось в конце рифея – венде. Исходя из полученных значений модельных возрастов протолитов, можно говорить, что формирование континентальной коры в регионе связано с процессами, протекавшими на протяжении около 2 млрд. лет с начала раннего протерозоя до начала фанерозоя. Эти процессы отвечают ряду этапов корообразования, значимо разделенных между собой во времени и в структурах региона.

Здесь обратим специальное внимание на этап ранне-среднерифейского корообразования. С ним связано возникновение крупнейшего блока континентальной коры в регионе, включающего структуры Баргузино-Витимской, Удино-Витимской и, по-видимому, Малхано-Яблоневоной зон (см. рис. 5). Основания для выделения этого этапа были впервые получены нами при исследовании коровых протолитов гранитоидов Центральной Азии [11]. Изотопные характеристики, соответствующие модельным возрастам 1200–1500 млн. лет, оказались типичны для структурных блоков, выделяемых как срединные массивы или микроконтиненты (рис. 6). К их числу, например, относятся отдельные крупные континентальные блоки, ранее объединявшиеся в рамках Тувино-Монгольского микроконтинента (Сангиленский и Хангайский), и более мелкие блоки, как, например, Средне-гобийский, Северо-Керуленский и Уланульский, развитые среди каледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса.

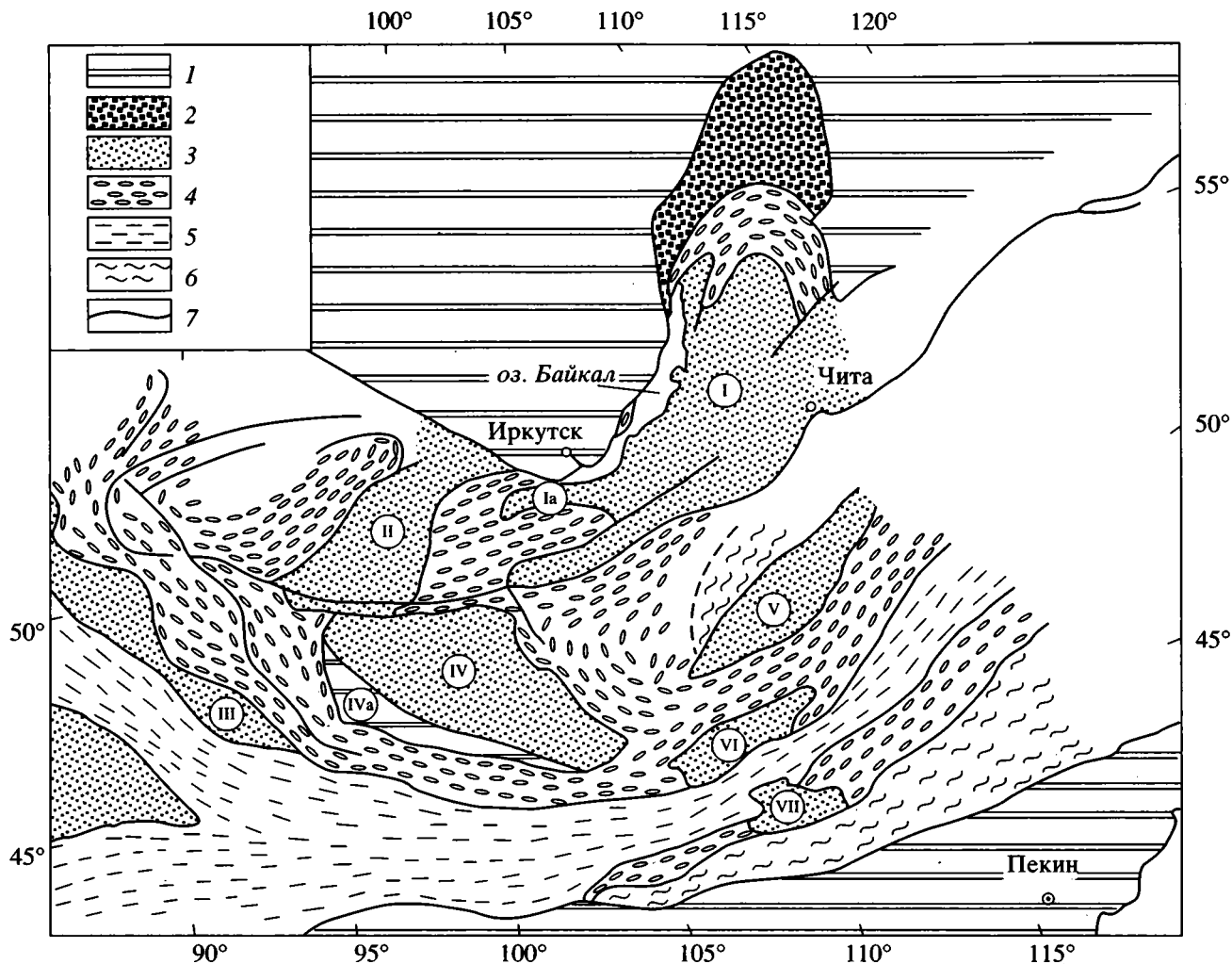
Эти блоки изучены пока еще недостаточно прежде всего в отношении датирования сформировавшихся их процессов. Тем не менее, давно уже было обращено внимание на сходство их геологического строения [23, 30]. В обобщенном виде оно определяется развитием пород двух структурных комплексов (рис. 7), различающихся, главным образом, степенью метаморфизма и в соответствии с этим считавшихся разновозрастными. Наиболее глубоко метаморфизованные (от зеленосланцевой до гранулитовой фации) породы объединены в гнейсово-карбонатный комплекс. Для него типичны гнейсы и мраморы, местами отмечаются амфиболиты, закономерно распределенные по разрезу. Исходными породами гнейсов служили терригенные породы – песчаники и алевролиты [30].

Менее метаморфизованные породы выделяются в терригенно-карбонатный комплекс; степень их метаморфизма невелика, однако достаточно обычны породы, преобразованные в условиях фации зеленых сланцев. В составе комплекса участвуют терригенные и карбонатные породы, образу-

ющие самостоятельные толщи, но, кроме того, местами широко проявлены вулканиды. Последние обычно представлены трахириодацитовыми, базальтовыми и бимодальными вулканическими ассоциациями, тяготеющими к узким разломным зонам и сопровождаемыми дайковыми поясами основных пород повышенной щелочности [22, 23]. В соответствии с геологическими данными они формировались в самом конце рифея и были связаны либо с процессами рифтогенеза, которые широко проявились в структурах Азии [23], в том числе на Сибирской платформе [35], и, по-видимому, сопровождали распад рифейского суперконтинента Родиния [43], либо с активными континентальными окраинами [22, 23], зафиксировавшими появление в это время зон субдукции. Такие ассоциации, относимые к дзабханской свите, установлены в строении Хангайского, Уланульского (см. IV и VII на рис. 7) и Сангиленского [10] массивов.

В последние годы на примере Сангиленского и Баргузино-Витимского микроконтинентов и континентального блока Дариби [12, 15, 34] было показано, что складкообразование и метаморфизм пород обоих комплексов были связаны с коллизией в каледонидах Центральной Азии, произошедшей в позднем кембрии – раннем ордовике. Учитывая это, а также тектонические контакты между комплексами, легко заметить, что они очень похожи между собой как по составу пород, так и по их размещению в разрезах. Для этих комплексов обычно сочетание из трех толщ большой мощности: нижней терригенной, средней карбонатной и верхней терригенной (см. рис. 7). Имеющиеся палеонтологические характеристики пород обоих комплексов отвечают рифею – раннему кембрию и не дают основания для их противопоставления. Поэтому вполне вероятно, что фиксируемые различия между комплексами определяются в основном условиями метаморфизма при коллизии и не связаны с возрастными и структурными особенностями их формирования в пределах микроконтинентов. Отметим также следующую общую особенность последних. На протяжении допалеозойской истории их формирование происходило практически в амагматических условиях. Рифейским образованиям не свойственны граниты или значительные вулканические накопления, которые могли бы зафиксировать вовлечение микроконтинентов в процессы тектоно-магматической переработки коры. Изотопные характеристики источников гранитоидов в этих структурах являются довольно однородными и отвечают ранне-среднерифейскому модельному Nd изотопному возрасту.

Возможны разные варианты интерпретации этой однородности. Так, можно предположить, что она обусловлена смешением (совместным участием) в зонах корового гранитообразования разнородных в изотопном отношении источников, например, одного, отвечающего наиболее молодой в



**Рис. 6.** Схема размещения микроконтинентов с рифейскими коровыми протолитами в системе структур Центральной Азии.

1–6 – структуры коры: 1 – архейские, 2 – раннепротерозойские, 3 – рифейские, 4 – каледонские, 5 – герцинские, 6 – ранне-мезозойские; 7 – разломы и геологические границы. Рифейские микроконтиненты: I – Баргузино-Витимский (включая Удино-Витимскую и Малхано-Яблонскую зоны) и его Гарганская глыба (Ia), II – Сангиленский, III – Монгольская Алтай, IV – Хангайский и его Байдарикский блок (IVa), V – Северо-Керуленский, VI – Средне-гобийский, VII – Уланульский.

регионе раннекаледонской коре, и другого – коре более древней, чем рифейская. В этом случае возникает вопрос о механизме подобного процесса, который обеспечил относительное постоянство результата смешения, а именно, одинаковую пропорцию участия разных коровых источников в образовании гранитов в разных микроконтинентах, рассредоточенных по площади Центральной Азии.

Другой вариант объяснения предполагает, что выявленная однородность изотопных составов гранитоидов отражает однородный изотопный состав их коровых источников в строении разных микроконтинентов Центральной Азии. Согласно полученным оценкам модельных возрастов, в этом случае следует предполагать отделение исходной коры микроконтинентов от деплетированной мантии в

раннем – среднем рифее. Напомним сделанные ранее замечания относительно систематического удорожения изотопного модельного возраста коры по сравнению с геологическим ее возрастом. Это позволяет поднять возраст корообразования в рассматриваемых структурах до среднего рифея, но не выше позднего рифея, когда кора уже была сформирована и в ее пределах накапливались карбонатно-терригенные толщцы. С этим заключением, например, хорошо согласуются изотопные характеристики нижнекоровых гранулитов Хангайского микроконтинента, отвечающих по составу андезитам и андезито-базальтам [50], которые, по-видимому, можно рассматривать в качестве реликтов первичной коры микроконтинента. Согласно ранее полученным данным об изотопном составе



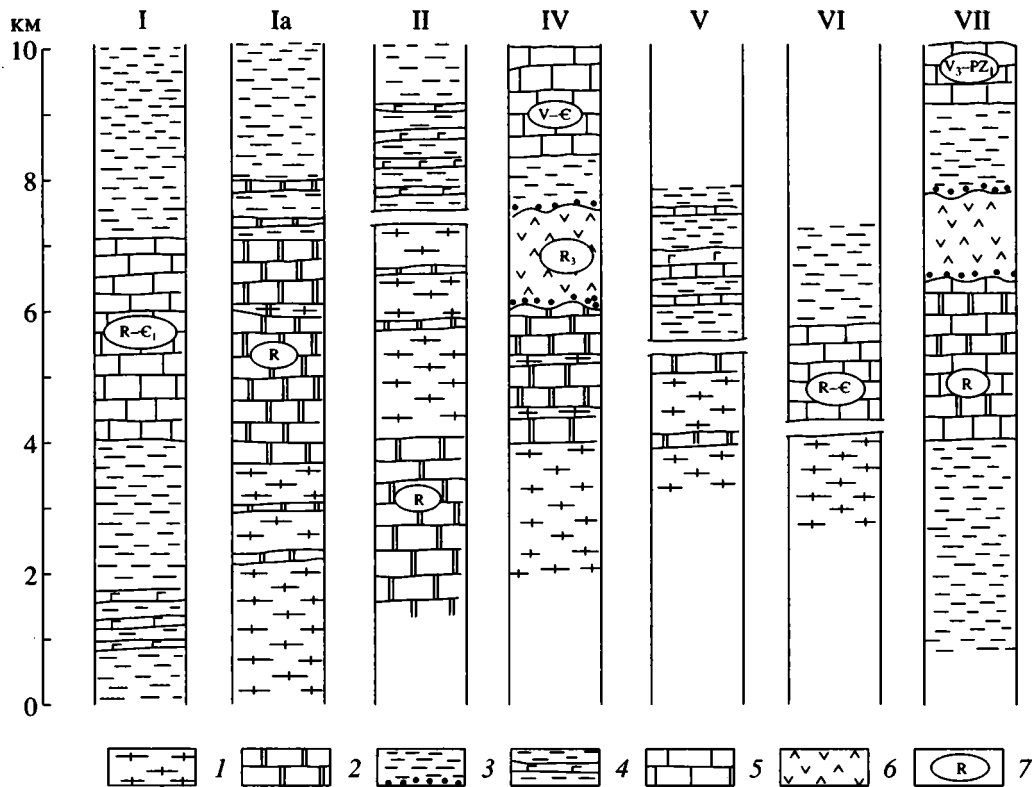


Рис. 7. Схема строения разрезов складчато-метаморфического комплекса докембрийских микроконтинентов Центральной Азии, по данным [2, 23, 30].

Номера разрезов отвечают номерам микроконтинентов на рис. 6.

1, 2 – породы гнейсово-карбонатного комплекса: 1 – гнейсы, местами с подчиненными мраморами и амфиболитами, 2 – преимущественно мраморы с подчиненными гнейсами и амфиболитами; 3–5 – породы терригенно-карбонатного комплекса: 3 – терригенные, 4 – то же с участием вулканитов, 5 – известняки; 6 – бимодальная вулканическая ассоциация (дзабханская свита); 7 – возрастная принадлежность толщ, установленная по палеонтологическим данным.

гранитоидов Хангайского батолита, кора микроконтинента характеризуется модельными возрастными от 1050 до 1570 млн. лет при преобладании значений в интервале 1170–1400 млн. лет [11]. Корые гранулиты были обнаружены в центральной части микроконтинента среди продуктов шлаково-бомбового вулкана Шаварын-Царам и, согласно [50], были вынесены с глубины ~50 км. Их модельные возраста отвечают интервалу 1.0–1.5 млрд. лет и, таким образом, в целом согласуются с модельным возрастом коры микроконтинента и соответствуют раннему – среднему рифею.

Как следует из рис. 6, континентальные блоки с рифейскими геологическими и изотопными характеристиками рассредоточены по всей территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Они занимают площади, соизмеримые с выходами каледонских и герцинских складчатых структур, и тем самым отражают одну из ключевых позиций рифейского корообразования в формировании коры региона.

В истории Земли эпоха рифейского тектогенеза связывается с гренвиллской складчатостью.

Наиболее выразительно ее структуры проявлены на востоке Северной Америки и в Балтии, где они объединяются в гренвиллский орогенный пояс. В строении пояса широко участвуют разные по составу осадочные и магматические породы (основные вулканиты, риолиты и их туфы, граниты, базиты, сиениты), возникшие в интервале 1.1–1.4 млрд. лет [46, 47]. Их образование связывается с обстановками островных дуг и задуговых бассейнов [41, 49]. Консолидация пояса зафиксирована региональным метаморфизмом амфиболитовой фации с возрастом 1. –1.1 млрд. лет. Nd-изотопные характеристики разных по составу пород пояса указывают на отделение их источников от деплетированной мантии в первой половине рифея [47]. Пересчитанные по двустадийной модели эти изотопные составы укладываются в интервал модельных возрастов 1.4–1.6 млрд. лет. Очевидно, что эти оценки хорошо согласуются с модельными возрастными магматических коровых источников в рифейских блоках Центральной Азии. В соответствии с ними можно говорить о глобальном рифейском цикле корообразования, сформировавшем крупные объемы коры по крайней ме-

ре в Гренвиллском поясе и в структуре Центрально-Азиатского полициклического складчатого пояса.

В отличие от островодужных и коллизионных структур Гренвиллского пояса, рифейская кора Центральной Азии после ее отделения от мантии развивалась достаточно своеобразно – в режиме пассивного существования, по-видимому, отвечающего обширному по площади шельфу. Вероятно, обстановку формирования этой коры можно сопоставить с современной системой юных островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана, предположив, что субдукционные и коллизионные процессы в пределах этой системы были прекращены в ранней фазе их развития, и в дальнейшем территория служила областью аккумуляции продуктов размыва островных дуг и сноса с континента. На наш взгляд, такое предположение может объяснить тот факт, что в строении отвечающих этой коре микроконтинентов отсутствуют линейные структуры, обычные для складчатых зон, а также магматические пояса, которые образуются при коллизии или на активных окраинах, а региональный метаморфизм и гранитообразование (комплексы-показатели вступления коры в континентальную стадию развития, по [30]) проявились лишь в начале палеозоя.

О пассивной природе бассейнов формирования рифейской коры в Центрально-Азиатском секторе Земли, в частности, свидетельствуют, во-первых, тектонически спокойные (т.е. лишенные признаков тектонической, магматической или метаморфической переработки) границы этой коры с фрагментами более древней коры, участвующими в строении отдельных блоков (например, граница Байдарикского архейского выступа с основной частью Хангайского микроконтинента), во-вторых, амагматичный стиль развития в рифее, в-третьих, относительная редкость разновозрастных им офиолитов. В Центрально-Азиатском поясе фрагменты последних с возрастом 1–1.2 млрд лет установлены лишь в Байкало-Муйской зоне [14] и в обрамлении Гарганской глыбы (юго-западная оконечность Баргузино-Витимского микроконтинента; неопубликованные данные Е.В. Хаина).

Отметим также, что в целом рифейская история Земли отличалась относительно спокойным геологическим развитием. Об этом, в частности, свидетельствуют палеогеодинамические реконструкции, установившие пассивный характер континентальных границ среднерифейского суперматерика Родиния, который включал дорифейские ядра современных материков, в том числе Сибирскую платформу [43]. Наряду с геологическими данными, к такому же заключению приводят, например, результаты исследований изотопного состава Sr рифейских карбонатов. Напомним, что карбонаты являются породами, изотопно равновесными с морской водой [7, 32]. Состав последней в основ-

ном определяется двумя изотопными источниками стронция – континентальным, поставляющим в океан продукты химического выветривания континентальных пород с повышенной долей радиогенного стронция, и мантийным, осуществляющим свое влияние через продукты взаимодействия морской воды с базальтовыми лавами подводных излияний с низкими величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Поэтому вариации изотопного состава карбонатов отражают изменения относительной роли того или иного источника в общем балансе вещества, поступавшего в морские бассейны. На рис. 8 приведен график изменения состава стронция карбонатов во времени, построенный для рифея на основе данных [8, 16, 26]. В соответствии с графиком после небольшого повышения изотопного отношения стронция, совпавшего по времени (1100 млн. лет) с гренвиллской орогенцией, последующие вариации этого отношения были весьма незначительны и определялись общим его слабым ростом во времени без отклонений в сторону коровых или мантийных значений. Существенные изменения состава произошли лишь в венде и кембрии (между 650 и 550 млн. лет), и эти изменения сопоставляются с высокой геологической активностью, начавшейся с позднерифейского – вендского рифтогенеза и в конечном итоге приведшей к формированию каледонских структур Земли. Таким образом, приведенные данные можно интерпретировать так, что в конце среднего и в позднем рифее внутриокеаническая магматическая активность планеты была подавлена и, соответственно, спрединг и в целом плейт-тектонические движения не были развиты. Кроме того, континентальный снос этого времени был также резко ограничен, что вполне согласуется с представлениями о глобальной позднерифейской морской трансгрессии, вследствие которой размеры суши должны были значительно сократиться.

Наиболее значительным геологическим событием рифея явилась гренвиллская орогенция [17, 43]. С нею связано образование суперматерика Родиния (~1100 млн. лет), границы которого с океаническими бассейнами, как уже говорилось, были преимущественно пассивные [43]. Реконструируемая нами рифейская кора, вероятнее всего, принадлежала шельфовому обрамлению суперконтинента и просуществовала в таком виде почти до конца рифея. С рубежа 650–700 млн. лет практически по всей Земле начались процессы коровой деструкции [23, 43]. В структурах Центральной Азии, включая Сибирскую платформу, они породили многочисленные рассеянные по площади рифтовые зоны, сопровождавшиеся дайковыми поясами, полями основных пород повышенной целочности, а также бимодальными вулканическими ассоциациями [23, 37]. Некоторые из этих зон развились в транслитосферные разломы, расчленившие обширный рифейский шельф на

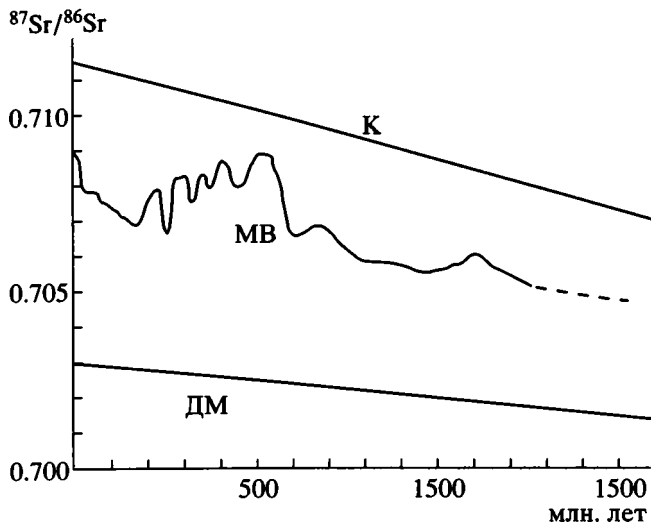


Рис. 8. Изменение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде (МВ) в течение последних 1500 млн. лет, по данным [8, 16, 25, 31].

Линии эволюции изотопного состава: К – континентальной коры, ДМ – деплетированной мантии.

мозаику малых плит. Между плитами формировалась новая венд-кембрийская океаническая кора, а на их редких активных границах зарождались вулканические гряды. Процессы этого (или раннекаледонского) корообразования господствовали на протяжении не менее 150 млн. лет и лишь в начале ордовика около 490 млн. лет назад были прерваны коллизией всего комплекса структур новообразованного океана (островных дуг, окраинных морей и заключенных между ними микроплит рифейской коры) с Сибирским континентом с формированием мозаично-блокового структурного плана возникшего коллизионного пояса.

Одним из результатов коллизии стало вещественное и структурное преобразование коры рифейских блоков, включающее метаморфизм и гранитообразование. Своеобразие процесса этой трансформации достаточно очевидно, так как в нем не были задействованы механизмы надсубдукционной переработки коры, наиболее обычные при ее переходе из переходного состояния в континентальную [31]. Для того чтобы понять специфику задействованного механизма, напомним его основные геологические результаты. Так, в процессе прошедших преобразований возникли крупные тектонические покровы [12], высокобарические метаморфические комплексы, а также, по-видимому, произошло существенное увеличение мощности коры и, в частности, погружение ее корней в зону высокотемпературных изотерм, приведшее к палингенезу и гранитообразованию. Отметим также, что в ходе всех этих процессов блоки рифейской коры оставались жесткими структурами, сохранившими угловатые

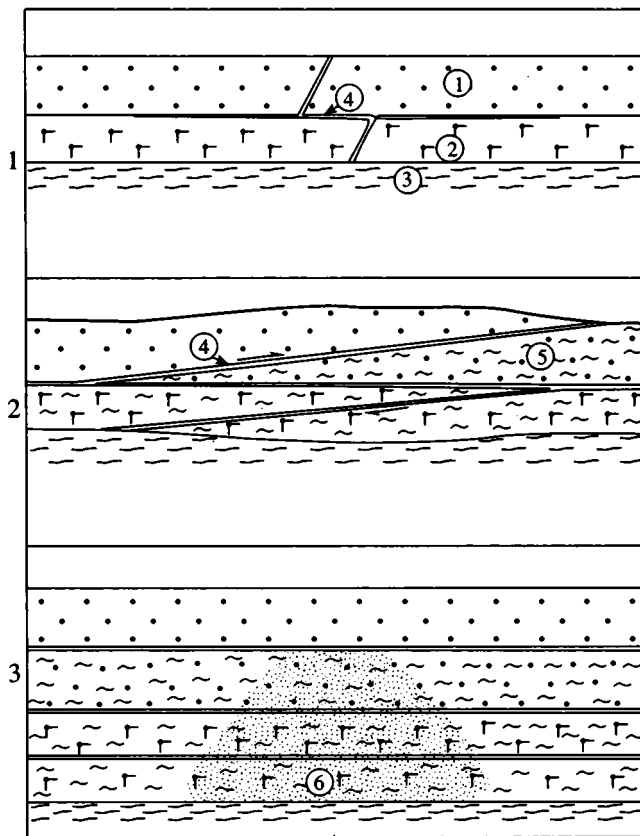


Рис. 9. Модель преобразования коры рифейских блоков из коры океанического типа в кору континентального типа в процессе раннепалеозойской коллизии.

Пояснения смотри в тексте.

Цифры в кружках: 1, 2 – фрагменты разреза коры рифейских блоков: 1 – терригенно-карбонатный, 2 – базитовый; 3 – мантия; 4 – зоны сколов и направления движения тектонических покровов; 5 – метаморфизм высоких давлений; 6 – зоны палингенеза и гранитообразования.

очертания среди облекающих их раннекаледонских линейных складчатых зон.

Представляется, что указанные характеристики вполне соответствуют следующему механизму трансформации коры в состояние, близкое к современному (рис. 9). В доколлизии выражении рифейские блоки, по-видимому, имели двуслойное строение. Верхнюю их часть образовывали терригенно-карбонатные толщи мощностью до 10 км и более, а нижнюю – базитовая кора, которая в соответствии с изотопными характеристиками гранитных протолитов, а также нижнекоровых гранулитов была сформирована в раннем – среднем рифее. В процессе начавшейся коллизии рифейские блоки со всех сторон подвергались обжиманию складчатыми сооружениями ранних каледонид. Являясь относительно жесткими, они, вероятнее всего, испытывали расколы с заложением

пологих сколовых зон и, в частности, вдоль главной их плотностной границы между базитовой и терригенно-карбонатной частями разреза коры (см. 1 на рис. 9). Последующее развитие в условиях всестороннего сжатия способствовало формированию вдоль сколов тектонических покровов, а также высокобарическому метаморфизму пород в покровах более глубинных зон коры (см. 2 на рис. 9). При этом различные по плотности базитовая и осадочная части коры, по-видимому, тектонически не смешивались, в связи с чем базиты остались в нижней части коры. Это предположение подтверждается данными об основных гранулитах, слагающих нижнюю часть коры Хангайского и Уланульского микроконтинентов. В конечном итоге покровообразование привело по меньшей мере к удвоению мощности коры и погружению ее корней в область высокотемпературных геотерм (см. 3 на рис. 9). По-видимому, это обстоятельство стало причиной гранитообразования в этих блоках, остававшихся амагматичными на протяжении более 500 млн. лет.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматические породы, возникшие в разных структурных зонах Западного Забайкалья, характеризуются значительными различиями изотопного состава их коровых магматических источников. Эти различия вполне закономерны и отвечают корреляции между геологическим возрастом структур и изотопным составом их источников, выраженным модельными возрастными. В соответствии с этим относительно более древние структуры обладают и относительно более древними модельными возрастными. Согласно полученным данным, формирование континентальной коры в складчатом обрамлении Сибирской платформы в Западном Забайкалье протекало на протяжении 2 млрд. лет между 2.6 и 0.6 млрд. лет. Оно происходило в форме последовательного приращения к платформе блоков все более молодой коры. Этот процесс не был непрерывным, устанавливаются следующие этапы его наиболее заметного проявления (интервалы модельных возрастов в млрд. лет): начала раннего протерозоя (2.4–2.6); конца раннего протерозоя (1.9–2.4); ранне-среднерифейский (1.15–1.65); поздне-рифейский-раннекембрийский, или раннекаледонский (0.53–0.9). Ведущую роль в формировании коры региона сыграли ранне-среднерифейские процессы.

В развитии структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса выявлена новая эпоха (ранне-среднерифейская, или гренвиллская) крупномасштабного корообразования. Ее вклад в формирование коры пояса соизмерим с вкладом традиционно выделяемых герцинской и каледонской эпох тектоногенеза, что, в частности, позволяет предполагать более древнее, чем принималось

ранее, заложение складчатого пояса. Фрагменты этой коры распределены в структуре складчатого пояса в виде микроконтинентов и континентальных блоков, сложенных метаморфическими породами и карбонатно-терригенными стратифицированными толщами позднего рифея – кембрия. Предполагается, что, возникнув в рифее, эта кора образовала шельф суперконтинента Родиния. Его фрагментация была связана с процессами венд-кембрийского рифтогенеза, расколовшими рифейскую кору на серию малых плит, а затем и расчленившими их трогами с новообразованной океанической корой, что в конечном итоге предопределило мозаично-блоковый структурный план каледонского обрамления Сибирской платформы.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 96-05-64330, 96-05-65785, 96-15-98442, 96-05-94769, 97-05-96417, 97-05-64384) и INTAS-RFBR (95-0934).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25–42.
2. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1997. 134 с.
3. Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолук В.В. и др. Новые данные о возрасте Баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Докл. АН. 1995. Т. 344. № 3. С. 377–380.
4. Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U-Pb датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 29–39.
5. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1999 (в печати).
6. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
7. Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 153 с.
8. Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
9. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
10. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии – кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.

11. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
12. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999 (в печати).
13. Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 152–168.
14. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Плутонические комплексы Байкало-Муйской палеоостровной дуги // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенеза, корреляции, геологической картографии. Иркутск: ИГУ, 1997. С. 30–31.
15. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.
16. Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты – стратотипа верхнего рифея, южный Урал // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
17. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индоатлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. РАН. Т. 350. № 6. С. 799–802.
18. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного магматизма Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
19. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. О возрасте “муйских” гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 5. С. 673–676.
20. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 726–729.
21. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb-метода по циркону и сфену // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 5. С. 634–637.
22. Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Озерной складчатой зоны (Западная Монголия) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25–40.
23. Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Геодинамика и тектоническое развитие палеозойд Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли // Геотектоника. 1995. № 4. С. 29–47.
24. Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки становления палеозойских гранитоидов Катеро-Баргузинского региона (Байкальская складчатая область): геохронологические (U-Pb) и изотопно-геохимические (Sm-Nd) свидетельства // Геотектоника. 1998 (в печати).
25. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
26. Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 236–240.
27. Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Перелаяев В.И. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 9. С. 72–78.
28. Станевич А.М., Железняков В.А. Открытие микробиты акритарх в келянской толще среднего Витима // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. С. 135–146.
29. Тейлор С.Р., Мак Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
30. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
31. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 221 с.
32. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
33. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеазиатская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
34. Хаин В.Е., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791–796.
35. Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: Якутский филиал СО РАН, 1987. 140 с.
36. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронологическая и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.
37. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Эволюция рифтогенного магматизма в геодинамическом цикле // Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989. С. 27–41.
38. Allegre C.J., Ben Othman D. Nd-Sr relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis // Nature. 1980. V. 286. P. 335–342.
39. Arndt N.T., Goldstein S.L. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. V.15. P. 893–895.
40. De Paolo D.J. Neodymium isotope geochemistry: an introduction // New York: Springer Verlag, 1988. 187 p.
41. Garrison J.R. Metabasalts and metagabbros from the Llano uplift, Texas: petrologic and geochemical characterization with emphasis on tectonic settings // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 78. P. 459–476.

42. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
43. Hoffman P.F. Did the breakout of Lavrentia turn Gondwanaland inside-out // *Science*. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
44. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
45. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *An. Acad. Bras. Ci.* 1997. V. 69. № 3. P. 295–312.
46. Norman D.I., Condie K.C., Smith R.W., Thomann W.F. Geochemical and Sr and Nd isotopic constraints on the origin of late Proterozoic volcanics and associated tin-bearing granites from the Franklin mountains, west Texas // *Can. Jour. Earth Sci.* 1987. V. 24. P. 830–839.
47. Patchett P.J., Ruiz J. Nd isotopes and the origin of Grenville-age rocks in Texas: implications for Proterozoic evolution of the United States mid-continent region // *Jour. Geol.* 1989. V. 97. P. 685–695.
48. 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.
49. Rudnic R.L. Geochemistry and tectonic affinities of a Proterozoic bimodal igneous suite, west Texas // *Geology*. 1983. V. 11. P. 352–355.
50. Stosch H.-G., Ionov D.A., Puchtel I.S. et al. Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // *Lithos*. 1995. V. 36. P. 227–242.

Рецензенты: С.В. Руженцев, А.С. Перфильев

## Nd-Isotopic Systematics of West Transbaikalian Crustal Protoliths: Implications to Riphean Crust Formation in Central Asia

V. V. Yarmolyuk\*, V. I. Kovalenko\*, V. P. Kovach\*\*, S. V. Budnikov\*, I. K. Kozakov\*\*, A. B. Kotov\*\*, and E. B. Sal'nikova\*\*

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

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

The isotopic compositions of West Transbaikalian granitoids vary from one structural zone to another, but remain more or less uniform within each particular zone. The model ages of crustal granitoid sources, determined from isotopic compositions, comply well with the crustal ages of the respective structural zones. This suggests an isotopic homogeneity of the crust and its predominantly autochthonous origin and transformation. Based on this concept, crust formation stages in the West Transbaikalian folded rim of the Siberian Craton were identified, and crustal zoning by age was performed. The identified crust formation stages (model age intervals in Ga) are as follows: (1) earliest Proterozoic (2.4–2.6), with crust production in the Patom–Bodaibo zone; (2) late Early Proterozoic (1.9–2.4), recorded in the marginal block of the Barugzin–(Vitim zone); (3) Early–Middle Riphean (1.15–1.65), recorded in the Barguzin–(Vitim and Uda–Vitim zones); and (4) Late Riphean–Early Cambrian (0.53–0.9), recorded in the Dzhida and Baikal–(Muya ophiolitic zones of the same age). The Early–Middle Riphean crust formation was obviously widespread in the Central Asian foldbelt. Fragments of Early–Middle Riphean crust can be found in microcontinental and continental blocks among the Caledonian fold zones. A specific feature of this crust is a large lapse in time between crust formation (> 1 Ga) and its further metamorphism and granitization as a result of the collision of the Siberian Craton and its Early Caledonian rim during late Cambrian to Early Ordovician. This crust probably represents the shelf of the Riphean supercontinent Rodinia, which was split into a series of minor plates during the Vendian–(Early Cambrian rifting event).

УДК 551.242(517)

## ПЛЮМ-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ МОНГОЛИИ

© 1999 г. М. С. Нагибина

*Геологический институт РАН, Москва*

Поступила в редакцию 20.07.98 г.

Приводится сравнительное описание морфологии и магматизма различных мезозойских плюм-тектонических структур Монголии. Обсуждается одна из геодинамических моделей плюм-тектоники для мезозойско-кайнозойского этапа.

В результате геодинамического воздействия плит Тихоокеанской, Индостанской и Сибирской на Центрально-Азиатскую плиту в последней возникают глыбово-складчатые деформации, ведущие к изменению морфологии поверхности плиты и образованию внутриплитных структурных элементов. Происходят коробление и сколы континентальной литосферы, приводящие к взламыванию и чешуйчатому отслоению поверхности Мохо. В астеносфере нарушаются условия давления и температуры, что приводит к частичному плавлению и появлению локальных восходящих и нисходящих потоков мантии (микроконвекция).

Деформации приводят к возмущению вещества астеносферы и литосферы – их взаимодействию, создаются условия для ассимиляции и дальнейшей дифференциации очагов расплава и последующих интрузий и эффузий. Суть описанного в статье развития структур заключается во взаимодействии двух верхних оболочек Земли – литосферы и астеносферы. Астеносфера рассматривается в качестве крупнейшей неоднородности мантии Земли, определяющей происхождение и развитие главных геологических явлений, таких, как магматизм и движения в земной коре.

Урало-Монгольский палеозойский палеоокеан, располагавшийся в северной части обширного Центрально-Азиатского палеоокеана, составлял с ним единое целое. Отдельные участки Центрально-Азиатского океана замыкались в разное время: в рифее, раннем, среднем и позднем палеозое. Монголо-Охотская часть этого океана замкнулась в эпоху герцинского тектогенеза в позднем палеозое, в результате общего воздымания, обильных внедрений крупных интрузий калиевых гранитов и процессов гранитизации в раннем карбоне, ранней и поздней перми – начале триаса. Отложения этого времени представлены прибрежно-морскими, континентальными, частично угленосными и вулканогенными отложениями молассовой формации.

Детальный формационный анализ мезозойских континентальных, прибрежных и морских эпиконтинентальных отложений и магматических образований [10, 12, 17] не оставляет сомнения в том, что, начиная с позднего триаса (карнийский, норильский ярусы), эта область вступила в континентальный режим развития.

Огромное пространство восточной окраины Азиатского континента, к западу от краевого вулканоплутонического Охотско-Катазиатского пояса, в мезозое было охвачено континентальным горообразованием, сопровождавшимся излиянием вулканитов и внедрением гранитов, впервые выделенных автором [10, 22] на Тектонической кар-

те Евразии (1966 г.) в качестве “внегеосинклинальных”. На этой карте видно, что мезозойские внегеосинклинальные граниты прорывают разновозрастное основание древних платформ (Сибирской и Китайско-Корейской), байкалиды, каледониды и герциниды. Мезозойские структуры и магматические образования этой обширной области изучены весьма неравномерно. Наиболее детальные исследования проведены в районах юго-западной окраины Монголо-Охотского пояса.

Разные аспекты тектоники и петрохимии магматических образований ранее освещались разными исследователями, в том числе автором. В данной статье я попытаюсь рассмотреть формирование этих структур и магматизма с позиции нового геодинамического подхода – плюм-тектоники, в настоящее время привлекающего внимание исследователей.

В юго-западной части Монголо-Охотского пояса, в частности, в Монголии, многолетние исследования сотрудников совместной Советско-Монгольской комплексной геологической экспедиции АН СССР и АН МНР позволили достаточно детально изучить состав и тектонические позиции размещения мезозойского магматизма. Здесь были выделены пять геохимических типов мезозойских гранитоидов: 1) габбро-диоритовый, 2) гранодиорит-гранитовый, 3) стандартных гранитов, 4) литий-фтористых гранитов, 5) агапитовых гранитов и других щелочных пород [7]. Остановимся

на рассмотрении нескольких интересных объектов, имеющих особенное значение в плане поставленной задачи.

### ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

*Хэнтэйское купольное поднятие* располагается на севере Монголии в окрестностях г. Улан-Батор. Это крупная мезозойская структура, продолжающаяся к северо-востоку на территорию Западного Забайкалья, образуя единое Даурско-Хэнтэйское сводовое поднятие северо-восточного простирания, длиной около 1000 км при ширине 400–500 км. Хэнтэйская часть этой структуры [6, 7] в Монголии имеет купольное строение, достигая 530 км в длину при ширине 300–400 км.

Хэнтэйское поднятие представляет конседиментационную раннемезозойскую структуру, с запада, юга и юго-востока окруженную полукольцевой зоной пониженного рельефа, в пределах которой располагается цепочка различных по величине прогибов (с севера на юг): Джаргалантуинский, Дашибалбарский, Орхонский и другие (рис. 1).

Все эти прогибы сложены однотипно построенным разрезом прибрежно-континентальных, континентальных терригенных и вулканогенных отложений триасового и рэт-лайасового возраста. Нижняя часть – грубообломочные конгломераты, средняя – переслаивание песчаников, алевролитов с прослоями гравелитов, углистых алевролитов с отпечатками флоры ( $T_3$ – $T_{2,3}$ ); верхняя, залегающая с разрывом, сложена валунными конгломератами (1500 м), подстилающимися покровы и силлы базальтов, трахибазальтов и андезитов известково-щелочного ряда, более 1000 м мощности. Подчиненную роль играют мелкие субвулканические тела ортофиров и липаритов (рэт-лейас); общая мощность разрезов в прогибах (с севера на юг) от 2000 до 7500 м. Грубообломочный состав отложений в основании всех прогибов свидетельствует об импульсном росте Хэнтэйского поднятия в триасе. Второй резкий подъем соответствует рэт-лейасу и связан с растяжением в зоне прогиба и внедрением субвулканических базальтоидов.

Хэнтэйской поднятие сложено палеозойскими и более древними метаморфизованными породами, прорванными многочисленными интрузивными телами гранитоидов всех пяти упомянутых выше геохимических типов. Вершину купольного поднятия слагают батолитовые массивы и штоки разной величины ассоциации габбро, габбро-диоритов, гранодиоритов и гранитов повышенной основности, составляющие ядро магматического зонального ареала. В срезе массивы имеют неправильные, разветвленные очертания и инъекционные контакты с вмещающими породами. В ближайшем окружении габбро-диоритов располагаются массивы и штоки гранодиорит-гранитов, местами пересекающих габбро. Гранодиориты содержат оплавленные

ксенолиты габбро, гипербазитов и вмещающих пород, создающие пятнистую текстуру. Породы повышенной основности в ядре купола составляют около 85% от общей массы мезозойских гранитоидов. Время кристаллизации – 208–239 млн. лет (K-Ar-метод). Протяженность ядра субширотная и составляет около 300 км (см. рис. 1).

Периферия ядра Хэнтэйского поднятия насыщена телами гранитоидов различной величины и формы: от крупных батолитов (150–160 км<sup>2</sup>) в поверхностном срезе до небольших штоков и крупных пластинообразных тел Г-образной [5] формы, внедрившихся в зону пересечения разломов субмеридионального и широтного простирания (размер их от 130 на 10–20 км и менее). По составу и структуре граниты довольно разнообразны и связаны взаимопереходами, образуя единый дифференцированный комплекс со следами контаминации и ассимиляции вмещающих пород. Среди них резко преобладают разновидности стандартного геохимического типа. Многие гранитные массивы имеют многофазное строение и формировались на различных глубинах – абиссальных, гипабиссальных и близповерхностных (вулcano-плутонические фации).

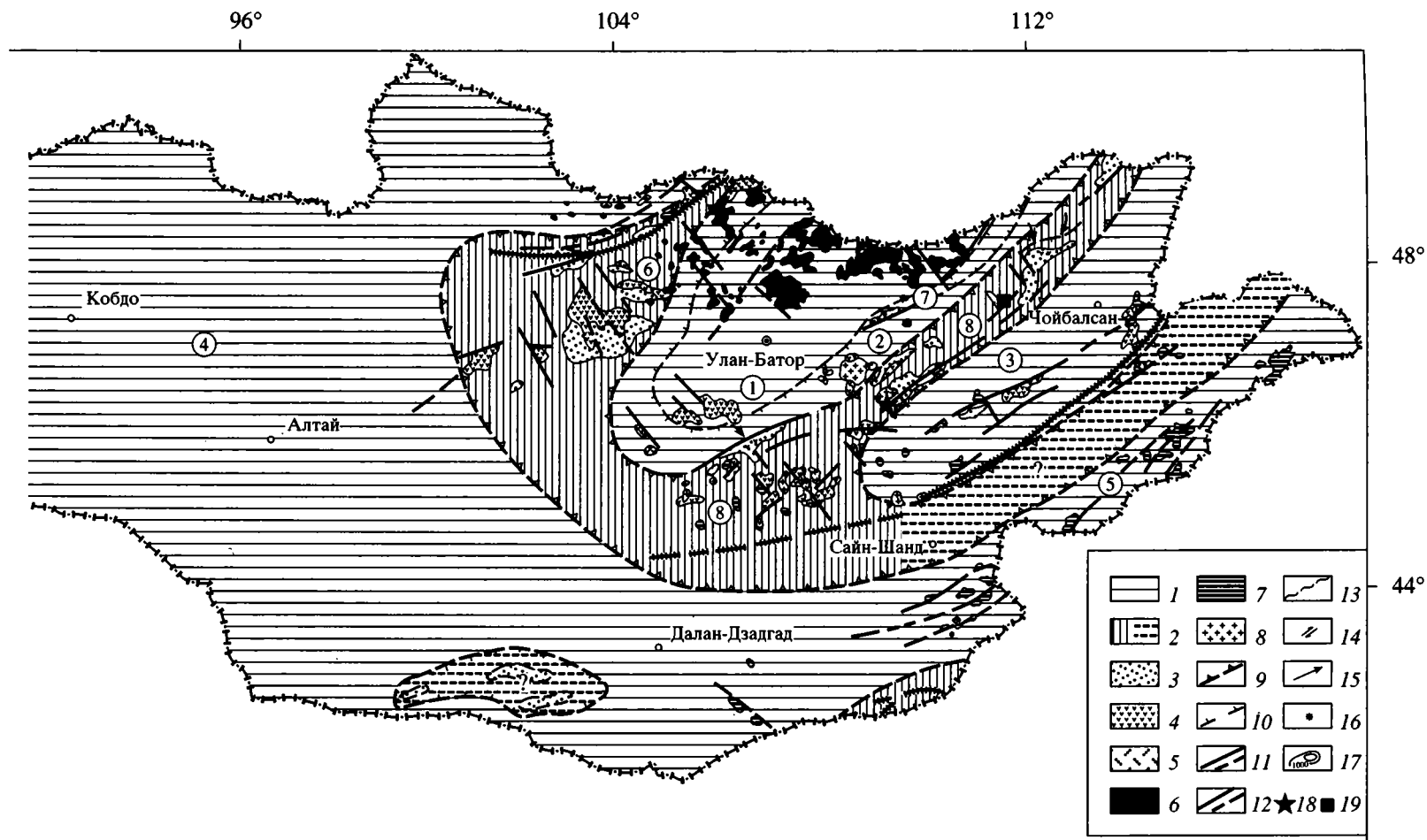
По периферии поднятия располагаются более мелкие интрузивные и субвулканические тела аляскитов, литий-фтористых гранитов, субщелочных и щелочных пород.

Калий-аргоновые датировки становления разных массивов, по данным впервые выделивших Хэнтэйский ареал В.И. Коваленко и др. [6, 7], следующие (в млн. лет): габбро-диориты (169–239), гранодиориты (157–236), граниты различного состава (188–232), двуполевошпатовые биотитовые аляскиты (184–236), гигантопорфировидные (147–160), биотит-роговообманковые (144–212), турмалиносодержащие (155–164), агпайтовые и нормальные граниты с амфиболом (180–211) и др. Мелкие интрузивы аляскитов в зоне распыленного магматизма (107–129 млн. лет) относятся уже к поздне-мезозойскому этапу ( $K_1$ ).

Продолжительность развития магматизма в пределах Хэнтэйского поднятия на основании приведенных калий-аргоновых датировок охватывает около 132 млн. лет от становления габбро-диоритового ядра купола с ксенолитами гипербазитов 239 млн. лет назад до внедрения аляскитов в зоне распыленного магматизма 107 млн. лет назад. В течение этого времени происходили все сложные процессы ассимиляции и дифференциации (во внутрикоревой магматической камере), имеющие гомодромное направление. Анализ приведенных геохронологических данных при специально направленных петролого-геохимических исследованиях позволит подойти к оценке скорости дифференциации вещества.

Различные геохимические типы гранитоидов специализированы на разные полезные ископаемые. В Хэнтэйском поднятии (именуемом рудным





**Рис. 1.** Палеотектоническая карта позднего триаса и ранней юры Монголии.

1–5 – области: 1 – поднятий, 2 – прогибов, 3 – осадконакопления терригенной молассы, 4, 5 – накопления продуктов наземных вулканических излияний: 4 – основного и среднего состава, 5 – кислых и субщелочных вулканитов; 6–8 – интрузивные образования: 6 – гранодиорит-граниты и граниты повышенной основности, 7 – стандартные граниты, 8 – гранитоиды повышенной щелочности; 9 – границы тектонических структур (штрихи обращены в сторону понижения тектонического рельефа); 10 – условные изолинии в пределах тектонических структур, 11–13 – разломы: 11 – глубинные, 12 – сбросы и сдвиги, 13 – сейсмоактивные; 14, 15 – направления: 14 – сдвиговых перемещений по разломам, 15 – сноса обломочного материала; 16 – палеовулканические аппараты центрального типа; 17 – изолинии глубины залегания подошвы мезозойских отложений (по геофизическим данным); 18 – положение рис. 2; 19 – положение рис. 3. Тектонические структуры (цифры в кружках): 1–5 – поднятия: 1 – Хэнтейское, 2 – Модотино-Эрендабанское, 3 – Прикеруленское, 4 – Хангайское, 5 – Нукут-Дабанское; 6–8 – системы прогибов: 6 – Орхон-Селенгинская, 7 – Джаргалантуинская, 8 – Дашибалбаро-Чойбалсанская.

поясом) имеются коренные и россыпные месторождения золота, ассоциирующиеся с полифазными габбро-диорит-гранитными массивами. Рудопроявления вольфрама, олова, а также тантала, ниобия генетически связаны с гипабиссальными массивами гранитоидов стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Олово-вольфрамовые кварцево-жильные и цвиттеровые рудопроявления связаны с субщелочными гранитами. В этой же зоне сконцентрировано и значительное число флюоритовых месторождений.

Непосредственная связь промышленного оловянно-вольфрамового оруденения наблюдается в даурской части Даурско-Хэнтэйского сводового поднятия на вершине гольца Малого Сохондо, сложенного покровами дацитов Сохондинского комплекса ( $J_{1-2}$ ), прорванных штоками рудоносных кварцевых порфиров и гранит-порфиров, где от них отходят кварцевые жилы с кассетеритом и вольфрамитом [9].

Даурско-Хэнтэйское сводное поднятие пересечено продольными и поперечными разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Вдоль Северо-Монгольского глубинного разлома (или разлома 1905 года) и на его продолжении вмещающие породы и мезозойские гранитоиды расланцованы и переходят в гнейсовые разновидности, описанные П.В. Ковалем [6].

Юго-восточный склон Хэнтэйского сводового поднятия пересечен протяженными ступенчатыми сбросами северо-восточного и субширотного простирания, на ступенях которых местами сохранились терригенные триасовые отложения. На юге Хэнтэйское поднятие прорвано цепочкой агапитовых субщелочных и щелочных рибекитовых гранитов, ограниченных сбросо-сдвигами северо-западного и субмеридионального простирания. В центральной части этой цепочки гранитов располагается Дашибалбарский массив щелочных гранитов [7, 13], прорывающих триасовые отложения Дашибалбарского прогиба.

*Дашибалбарский прогиб.* Прекрасная обнаженность степного района позволяет подробнее остановиться на описании интересного магматического комплекса и морфологии структур прогиба. Дашибалбарский прогиб северо-восточного простирания имеет асимметричное строение [13]. Современные его размеры более 50 км в длину при ширине 20–22 км. Он сложен континентальными терригенными отложениями. Нижняя часть более 500 м представлена конгломератами и грубозернистыми песчаниками, средняя – переслаиванием песчаников и алевролитов с прослоями углистых сланцев с отпечатками растений верхнего триаса – кейперский ярус ( $T_{2-3}$ – $T_3$ ). В верхней песчано-сланцевой части разреза (500 м) заключены многочисленные покровы базальтов и диабазовых порфиров от 1 до 10 м мощности, свидетельствующие о микропароксизмах их излияний. Последние име-

ют порфировую и миндалекаменную структуру. Общая мощность разреза триасовых отложений 2000–2200 м. Излияния базальтов в дальнейшем сменяются внедрением щелочных гранитов, граносиенитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Вдоль северного крыла прогиба наблюдается нормальный стратиграфический контакт базальных конгломератов, залегающих на размытой поверхности дислоцированных, метаморфизованных песчаников девона. Местами контакт осложнен сбросами и сбросо-сдвигами.

Южный борт прогиба сопряжен с крупным Прикеруленским глубинным разломом субширотного простирания, вдоль которого прослеживается широкая зона чешуйчатых надвигов, по которым метаморфизованные венд-кембрийские отложения перемещены с юга на север. Поверхность сместителей надвигов круто, под углом 50–70°, наклонена на юг. Триасовые отложения в виде клиньев зажаты среди венд-кембрийских пород. В юго-западной части прогиба, в большой излучине р. Керулена располагается Дашибалбарский массив щелочных гранитоидов, внедрявшийся с юга на север по межформационной поверхности на границе девона и триаса в зоне пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Массив имеет пластинчатую форму, в плане близкую к прямоугольной. С трех сторон он ограничен разломами и пересечен сбросами разного направления. В центральной части массив расчленен кайнозойским грабеном северо-западного простирания на две почти равные части. Общая площадь массива около 460 км<sup>2</sup>, время становления 165–210 млн. лет [7, 13].

Дашибалбарский массив сложен крупнокристаллическими агапитовыми арфведсонит-рибекитовыми гранитами. В зоне эндоконтакта они переходят в мезозернистые разновидности. В экзоконтакте триасовые отложения слабо ороговикованы, сохраняют реликтовую псаммитовую структуру. На юго-западе граниты массива погружаются под отложения триаса, содержат многочисленные ксенолиты песчаников и приобретают более сложный состав – от рибекитовых гранитов до монзонитов.

В Центральной части прогиба граниты дискорданто пересекают слоистую текстуру триасовых отложений. Остывающая магма под сильным давлением с юга впрыскивалась во внутреннюю часть прогиба, образуя многочисленные апофизы в виде пластовых тел различной мощности, от 1 до 10–15 м. Длина пластовых тел достигает 15–20 км (рис. 2). Они сложены мелкозернистыми рибекитовыми гранитами, гранофирами, сиенит-порфирами и наиболее поздними кварцевыми порфирами и гранит-порфирами. Вдоль северного крыла прогиба располагаются более крупные пластовые тела гранит-порфиров мощностью до 1 км (горы Даган-Дэль и Хуре), местами нарушающие слоистую текстуру вмещающих пород.

Пластовые тела дислоцированы согласно с вмещающей толщей триаса. В мульдовой части прогиба пластовые тела мелкокристаллических рибекитовых гранитов вместе с песчаниками слагают пологую синклинальную структуру, на крыльях которой пластовые тела кварцевых порфиров с вмещающими породами образуют крутые складки северо-восточного простирания, несколько запрокинутые под углом  $60-70^\circ$  с юга на север. Местами они осложнены более мелкими поперечными складками северо-западного простирания (см. рис. 2). Площадь триасовых отложений прогиба, густо пронизанная пластовыми телами дополнительных интрузий и жильных пород, в поверхностном срезе составляет более  $200 \text{ км}^2$ . На северной и южной периферии прогиба, в зоне распыленного, затухающего магматизма, триасовые отложения прорваны многочисленными мелкими штоками, жилами мелкозернистых рибекитовых гранитов, сиенит-порфиров и преобладающих кварцевых порфиров, гранит-порфиров и экструзивными телами липаритов, трахилипаритов и их туфо-лав.

Все магматические образования близки по составу, связаны взаимопереходами и образуют единый с крупным массивом вулканоплутонический комплекс пород. Эндо- и экзоконтакты слабо выражены. Крупнозернистые рибекитовые граниты Дашибалбарского массива в зоне отщепления описанных апофиз в эндоконтакте переходят в мелкокристаллические рибекитовые границы, образующие полосу шириною  $20-30 \text{ м}$ . Эндоконтакты пластовых тел выражены тонкой коркой закалки, вмещающие триасовые отложения почти не метаморфизованы, наблюдается слабая перекристаллизация глинистого цемента песчаников, содержащего небольшие гнезда ороговикования и грейзенизации. Эндоконтакты более крупных штоков гранит-порфиров, до  $200-300 \text{ м}$  в поперечнике, представлены стекловатой массой шириной  $20-30 \text{ см}$  с хорошо выраженной сложной флюидальной текстурой, местами сферолитовой структурой. По мнению Д.С. Коржинского, консультировавшего автора, глубина формирования таких штоков составляет не более  $0,5 \text{ км}$ .

Главный Дашибалбарский массив пересечен редкими жилами кварцевых порфиров и пегматитов со сферолитовой и микропегматитовой структурой. Вдоль разломов гранит-порфиры милонитизированы, брекчия содержит включения кварца, хлорита и флюорита (гора Хуре), цементирующих брекчию.

К северо-западу от Дашибалбарского массива, в той же большой излучине р. Керулена, южную окраину Хэнтэйского поднятия прорывает крупный Баян-Уланский массив [7] агпайтовых щелочных гранитов и граносиенитов, имеющих так же, как и Дашибалбарский массив, пластинообразную форму. Размеры массива, имеющего в поверхностном слое изометричные очертания, составляют около  $2000 \text{ км}^2$ , мощность – первые сотни метров.

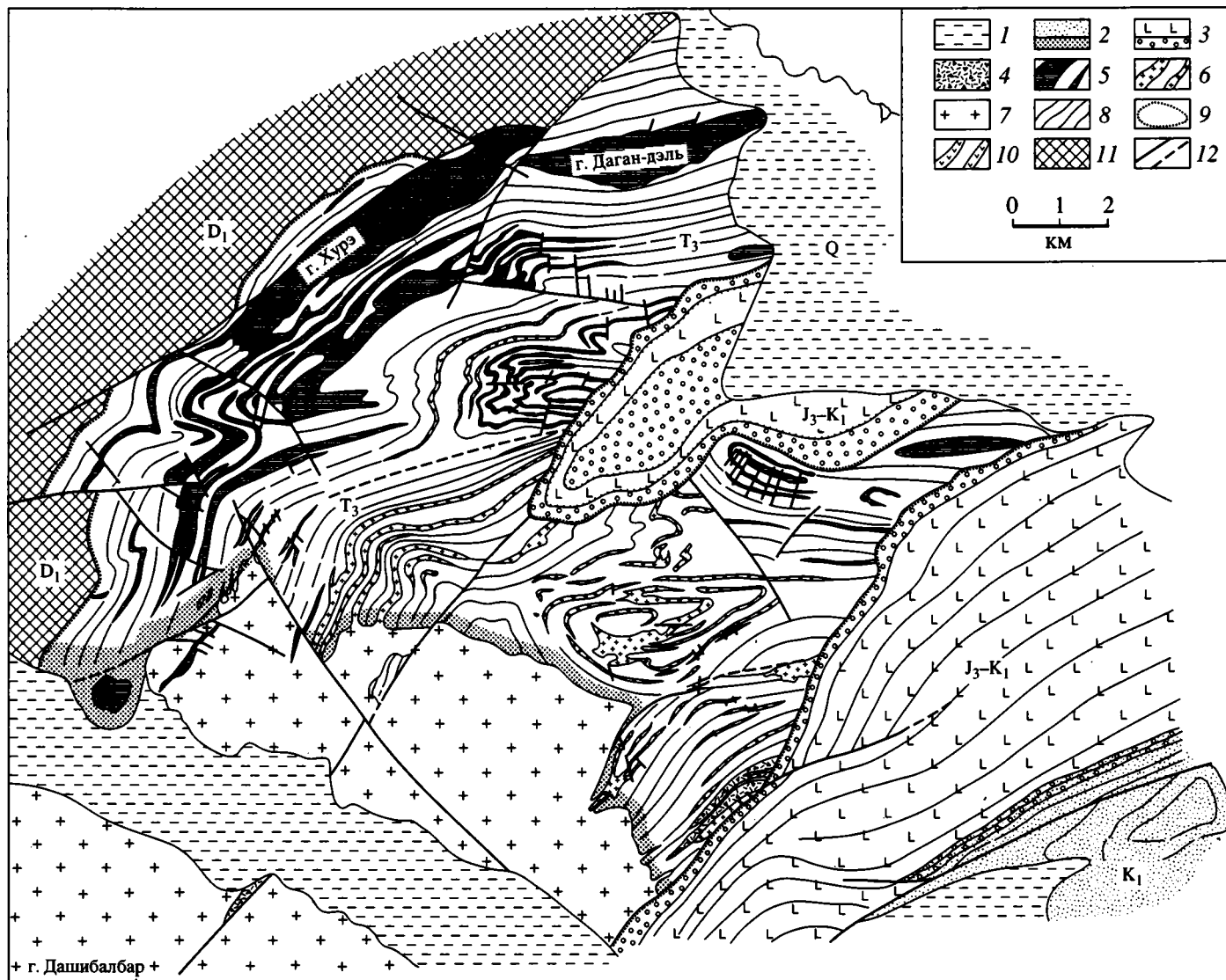
Время становления  $170-235 \text{ млн. лет}$ . К югу от Дашибалбарского массива располагаются более мелкие массивы и штоки того же состава из зоны распыленного магматизма.

Описанный Дашибалбарский магматический комплекс по составу близок крайним субщелочным разновидностям Хэнтэйского ареала и по возрастному интервалу ( $170-235 \text{ млн. лет}$ ), вероятно, связан с ним единой магматической камерой. На размытую поверхность дислоцированных триасовых отложений и магматических тел наложена широкая и пологая ( $5-10^\circ$ ) синклиналь, в основании которой с резким несогласием залегают базальные конгломераты. Крылья синклинали сложены широкими (до  $10 \text{ км}$ ) потоками базальтов и трахибазальтов ( $J_3-K_1$ ), центральная часть – озерными отложениями нижнего мела.

*Северо-Чойбалсанский прогиб* располагается к северу от г. Чойбалсана, имеет субширотное простирание, вытянут более чем на  $22 \text{ км}$  в длину при ширине  $5-6 \text{ км}$  (рис. 3). Это уникальная раннемезозойская структура, связанная от начала и до конца своего развития с недифференцированным базальтовым магматизмом. На протяжении всего разреза континентальные терригенные отложения верхнего триаса ( $T_{2-3}-T_3$ ) в основании с базальтными конгломератами согласно переслаиваются с покровами диабазовых порфиров, базальтов, трахибазальтов, их туфов и туфогравелитов. Мощность прослоев колеблется от  $5$  до  $10 \text{ м}$ . В отдельных покровах базальтов хорошо выражена шаровая и подушечная отдельность. Такое строение разреза свидетельствует о микропароксизмах излияний базальтов на протяжении около  $20 \text{ млн. лет}$ . Подчиненное значение в разрезе имеют прослой глинисто-кремнистых сланцев. Общая мощность разреза  $1800-2000 \text{ м}$ , он прорван силлами и дайками диабазов.

Осадочные и магматические образования согласно дислоцированы, образуют сжатую синклиналь с падением слоев под углом  $70-80^\circ$  на север и на юг, осложненную более мелкими складками и многочисленными сбросами и сдвигами северо-западного и субмеридионального простирания. Южное крыло прогиба срезано сбросо-сдвигом северо-западного субширотного простирания. Дислоцированные верхнетриасовые отложения резко несогласно перекрыты полого залегающими покровами базальтов с конгломератами в основании ( $J_3-K_1$ ), слагающими северное крыло синклинали, сложенной озерными отложениями нижнего мела.

*Прогиб Большого Хингана* – это крупнейшая синклинальная структура северо-восточного, близкого к меридиональному простиранию, около  $1000 \text{ км}$  в длину при ширине от  $100$  до  $250 \text{ км}$ , впервые выделенная автором в Северной Манчжурии в  $1957 \text{ г.}$  [10, 12] в пределах хребта Большого Хингана. На юге этот прогиб непосредственно ответвляется от северных вулканогенных и угленосных



**Рис. 2.** Геологическая карта юго-западной части Дашибалбарского прогиба (см. рис. 1). Составили М.С. Нагибина, Л.П. Зоненштейн и Ж. Ганочир (1970 г.).

1 – четвертичные отложения; 2 – нижний мел, дзунбанская серия – конгломераты, песчаники, алевролиты; 3 – верхняя юра–нижний мел, цаганцабская свита – конгломераты, базальты, андезиты; 4–10 – раннемезозойские образования: 4 – лавобрекчии липаритов и трахилипаритов, 5 – гранит-порфиры и кварцевые порфиры, 6 – мелкозернистые граниты и гранофиры, 7 – рибекитовые граниты, 8 – поздний триас – конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями углей, 9 – зона ороговикования пород позднего триаса, 11 – девон–метаморфизованные песчаники и глинистые сланцы; 12 – разломы.

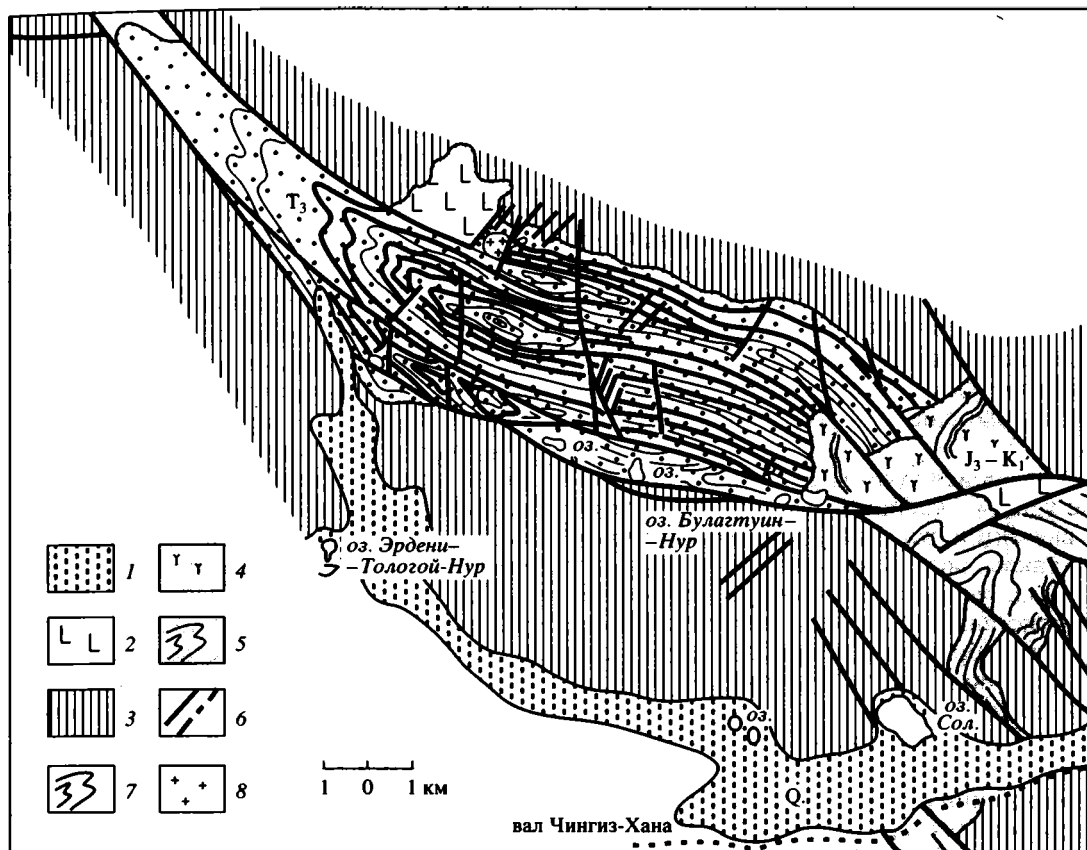


Рис. 3. Геологическая карта Северо-Чойбалсанского прогиба (см. рис. 1). Составили М.С. Нагибина, Д.И. Фрих-Хар, Ж. Бадамгарав и Ж. Ганочир (1970 г.).

1 – современные отложения; 2 – нерасчлененные конгломераты, песчаники, туфопесчаники и покровы трахибазальтов ( $J_3-K_1$ ); 3, 4 – поздний триас: 3 – диабазы и базальты, 4 – конгломераты, песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с покровами базальтов, диабазовых порфиритов и их туфов; 5 – породы домезозойского основания; 6 – разломы; 7 – простиранье слоев; 8 – гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

прогибов Яньшаньского пояса. Прогиб Большого Хингана – это структура преимущественно вулканогенного происхождения. Среди вулканитов залегают прослойки разнозернистых терригенных пород с прослоями и линзами углей. Разрез сложен вулканогенными породами основного, среднего и кислого субщелочного состава известково-щелочной серии, слагающими пачки покровов от 20 до 100 и более метров мощности, состоящие из многих тонких покровов. В нижней части разреза ( $J_{1-2}$ ) преобладают вулканиты кислого состава 1500–2000 м. Средняя часть сложена хинганской серией (нижняя, средняя и верхняя хинганские свиты) [12]. В нижней свите ( $J_3$ ) преобладают порфириты разного состава и их туфы с редкими покровами базальтов, переслаивающимися с пачками угленосных пород, – 1500 м. В средней свите ( $J_3-K_1$ ) наблюдается более или менее равномерное чередование покровов и туфов порфиритов, базальтов и кислых и субщелочных пород – 1000 м.

В агломеративных туфах порфиритов обычно содержатся обломки кварцевых порфиритов, а в туфах кварцевых порфиритов – обломки порфиритов и базальтов. В верхнехинганской свите преобладают кварцевые порфиры и их агломеративные туфы (жерловых фаций)  $K_1$  – 1500–2000 м. Завершается разрез верхнемеловыми отложениями, представленными чередованием вулканитов среднего и основного состава и кислыми лавами и туфами – 600 м. Местами разрез венчается покровами черных оливиновых базальтов палеогенового (?) возраста. Общая мощность отложений около 6 км, возраст определяется на основании отпечатков растений, пресноводной фауны и стратиграфических данных. Таким образом, вулканогенная структура прогиба Большого Хингана имеет длительное сквозное развитие от ранней – средней юры до позднего мела включительно.

Восточное крыло прогиба Большого Хингана представляет широкую моноклиаль с падением покровов на северо-запад под углом от 15 до 45°, местами осложненную ступенчатыми сбросами

до 1 км амплитудой. Западное крыло смято в асимметричные складки, запрокинутые на запад, с падением слоев под углом 20–25° на юго-восток и 60–85° на северо-запад. Складки пересечены многочисленными сбросами, взбросами и надвигами субмеридионального простирания и более редкими поперечными сбросами. Местами мезозойские породы расчленены выступами палеозойского основания и прорваны дайками и штоками диабазовых порфириров, кварцевых порфириров и массивами гранитов разного состава от гранодиоритов до аляскитов до 10 км в поперечнике.

Вблизи разломов в амазонитовых фельзитах и их туфах заключены кварцево-флюоритовые и флюорит-кальцитовые “гнезда” и жилы до 0.5 м мощности.

Вдоль строящейся трассы железной дороги в 1957 г. мне удалось впервые описать многокилометровые выемки в скалах вулканитов Большого Хингана, а также видеть насыпи под железнодорожное полотно, местами целиком представленные глыбами и кристаллами ярко-зеленого и фиолетового флюорита, образующего крупные месторождения, заключенные среди вулканитов верхнехинганской свиты.

Отличительной особенностью этой крупнейшей вулканической структуры является чередование почти на протяжении всего разреза пород основного, среднего и кислого субщелочного состава. Общий объем вулканитов, слагающих прогиб Большого Хингана, составляет около 1 000 000 км<sup>3</sup>. Площадь выходов на поверхности более 200 000 км<sup>2</sup>.

Состав магматических пород позволяет предположить наличие двух магматических камер – мафической и сиалической, действовавших попеременно на протяжении более 130 млн. лет.

### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР, МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Для общей характеристики истории развития мезозойских тектонических структур и магматизма автором были составлены четыре палеотектонические карты Монголии с проявлениями магматизма, на которых четко определились два крупных этапа их становления с подэтапами: 1) раннемезозойский, охватывающий поздний триас – раннюю юру (см. рис. 1) и раннюю – среднюю юру (рис. 4); и 2) поздне-мезозойский, охватывающий позднюю юру – ранний мел (рис. 5) и апт – альб (рис. 6).

Для раннемезозойского этапа характерно развитие крупных сводовых и купольных поднятий и разделяющих их протяженных систем прогибов, сложенных терригенными, преимущественно континентальными отложениями молассовой формации, и широкое проявление дифференцированного гранитоидного магматизма (отсутствующего в Западной Монголии) (см. рис. 4–6). Исключение составляет Северо-Чойбалсанский раннемезозойский

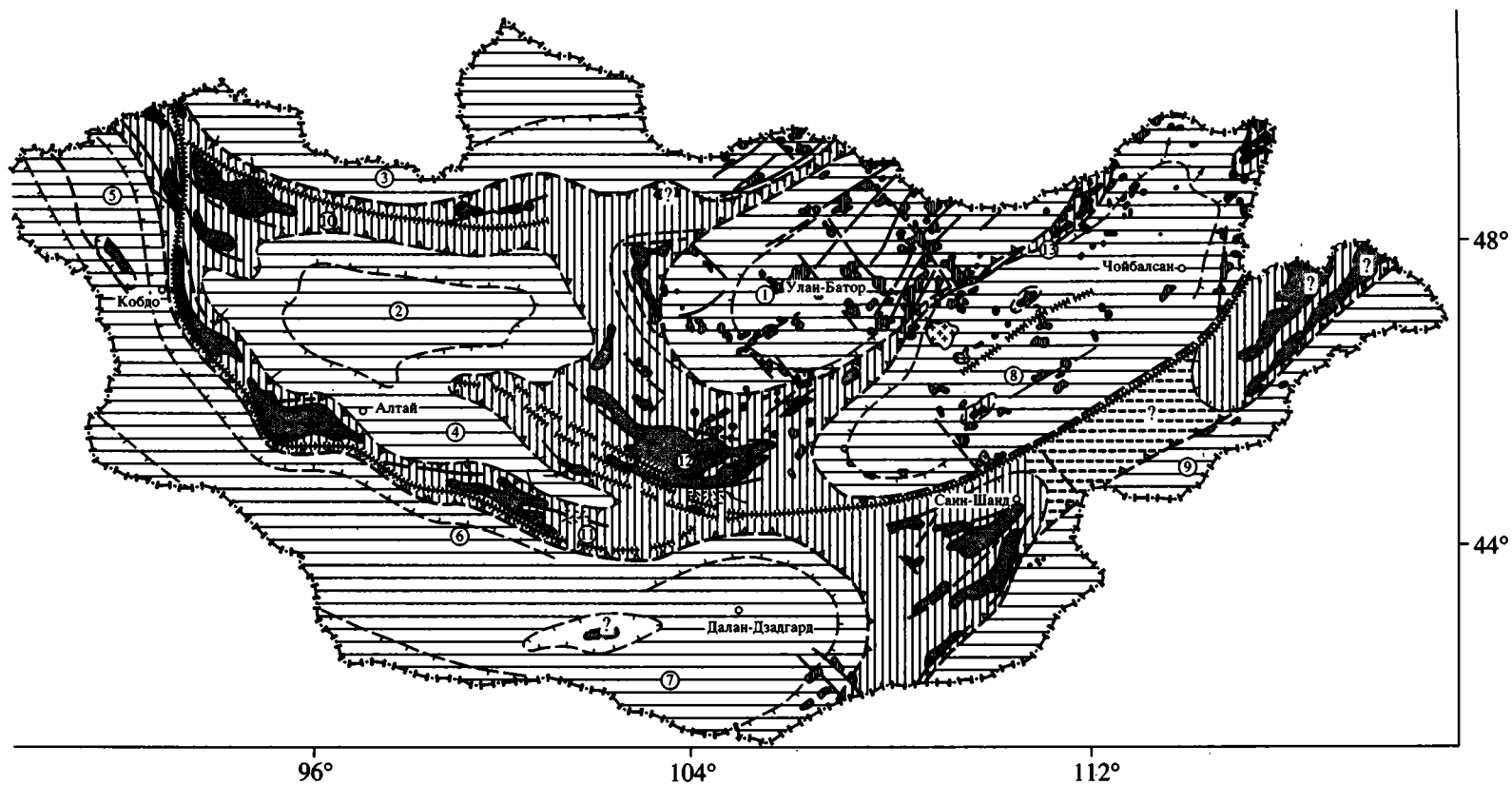
прогиб, с развитием которого связано проявление только базальтоидного магматизма.

Для раннемезозойского этапа, при всем разнообразии направлений геодинамических напряжений, характерно преобладание горизонтального сжатия – коробления жесткой коры. К концу раннего этапа наблюдалось усиление разломных дислокаций, частичное разрушение сводовых поднятий, что приводило к перестройке структурного плана, расширению зон прогибов и внедрению гранитоидов преимущественно гипабиссальных фаций.

На поздне-мезозойском этапе продолжалось растяжение коры, дальнейшее разрушение поднятий и активное развитие мозаичных блоковых структур, рифтов и широких пологих синклиналей. На этом фоне происходили интенсивные трещинные излияния вулканитов основного и среднего (преимущественно основного) состава и внедрение небольшого количества кислых и субщелочных пород [27]. Развивались кольцевые разломы и кальдерные впадины (см. рис. 5, 6), продолжалась вулканическая деятельность преимущественно основного состава. Западная граница распространения мезозойского магматизма, слабо изгибаясь, проходит между 100 и 105° в.д. в зоне меридиональных редуцированных структур [2], к которым тяготеют эпицентры всех крупных землетрясений Монголии. В Западной Монголии на ранне- и поздне-мезозойском этапах развивались амагматичные структуры близких морфологических типов.

В конце 80-х годов Ю.А. Зориным с соавторами [4] была составлена интересная карта (рис. 7) мощности литосферы юго-восточного края древней Сибирской платформы с прилегающими территориями Забайкалья и Монголии. По мнению Ю.А. Зорина, под регионами, которые рассматриваются в настоящей статье, “в астеносфере, вероятно, существует довольно интенсивная мелкомасштабная конвекция, которая выносит под подошву литосферы глубинное вещество, обладающее относительно пониженной плотностью, потому что оно разогрето и частично расплавлено” [4, с. 40]. Последнее обстоятельство создает выступы астеносферы в виде роев мантийных даек, тем самым сокращает толщину континентальной литосферы.

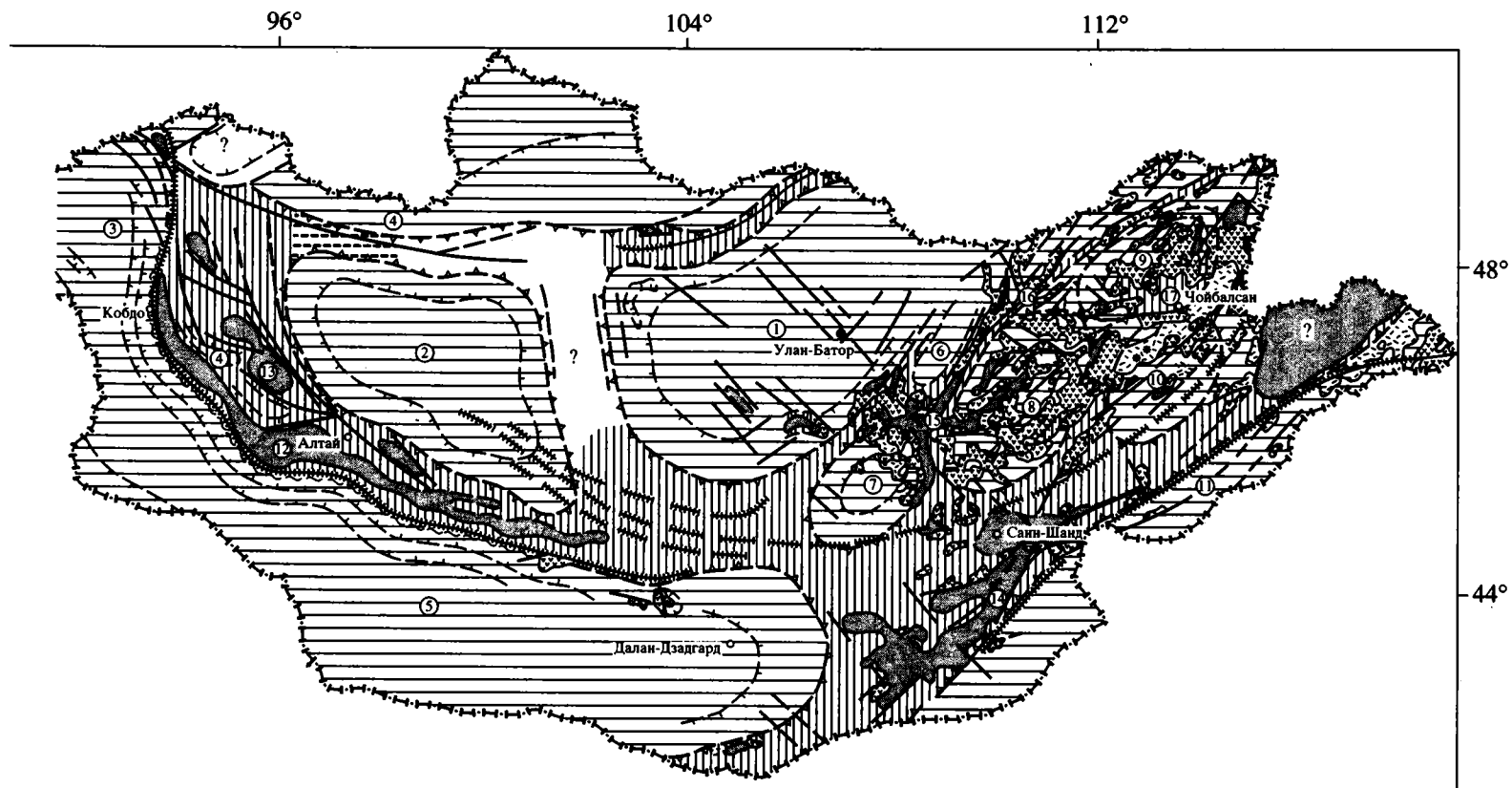
Участки Сибирской платформы, не затронутые мезо-кайнозойской тектонической активностью, имеют мощность литосферы 200 км. Утонение литосферы наблюдается практически для всей площади Монголо-Сибирской горной страны с небольшими исключениями. Анализ карты Ю.А. Зорина и соавторов (см. рис. 7) показывает, что описанные нами крупные тектоно-магматические структуры практически точно или с небольшим смещением совпадают с изолиниями мощностей литосферы или мантийными выступами астеносферы. Это, прежде всего, Даурско-Хэнтейское сводовое поднятие и прилегающий с юга комплекс структур Дашибалбара, а также обширное плато кайнозойских базальтов Дариганга.



**Рис. 4.** Палеотектоническая карта ранней–средней юры Монголии.

Условные обозначения см на рис. 1.

Тектонические структуры (цифры в кружках): 1–9 – поднятия: 1 – Хэнтейское, 2 – Хангайское, 3 – Ханхухэйское, 4 – Барун-Баянское, 5 – Монгольского Алтая, 6 – Заалтайское, 7 – Южно-Гобийское, 8 – Прикеруленское, 9 – Нукут-Дабанское; 10–13 – системы прогибов: 10 – Приханхухэйская, 11 – Предалтайская, 12 – Сайхан-Обинский прогиб, 13 – Монголо-Охотская.

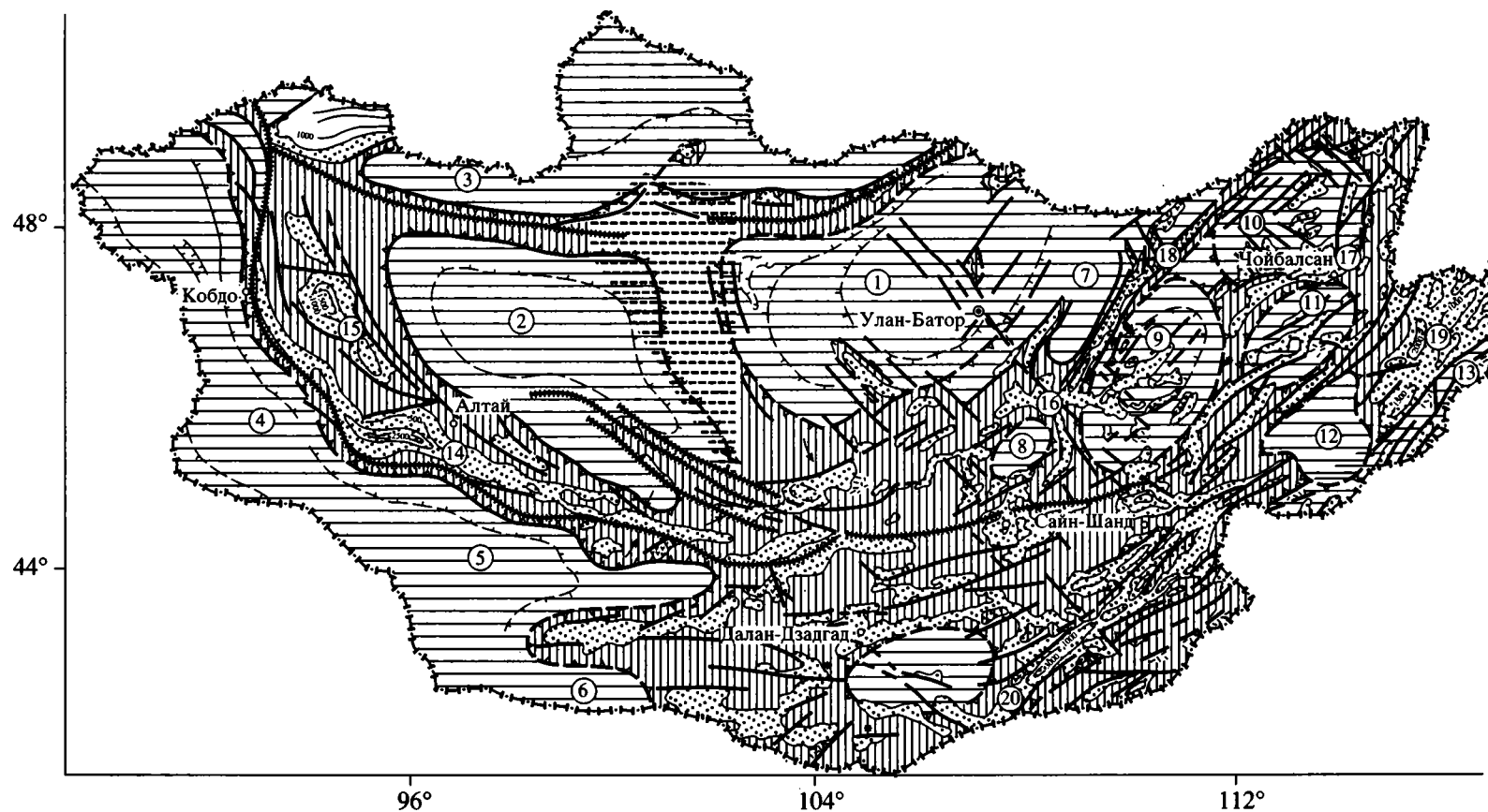


**Рис. 5.** Палеотектоническая карта поздней юры – раннего мела Монголии.

Условные обозначения см. на рис. 1.

Тектонические структуры (цифры в кружках): 1–6, 11 – поднятия: 1 – Хэнтейское, 2 – Хангайское, 3 – Монгольского Алтая, 4 – Ханхухэйское, 5 – Заалтайское, 6 – Баянгуланское, 11 – Нукут-Дабанское; 7–10 – купольно-кольцевые структуры: 7 – Цыган-Дельгерская, 8 – Ундер-Ханская, 9 – Сергеленская, 10 – Сухе-Баторская; 12–17 – системы грабенов и рифтов: 12 – Предалтайская, 13 – Долиноозерская, 14 – Дзунбаинская, 15 – Чойренская, 16 – Ононская, 17 – Северо-Чойбалсанская.





**Рис. 6.** Палеотектоническая карта раннего мела (апт-альб) Монголии.

Условные обозначения см на рис. 1.

Тектонические структуры (цифры в кружках): 1–7, 13 – поднятия: 1 – Хэнтейское, 2 – Хангайское, 3 – Ханхухэйское. 4 – Монгольского Алтая, 5 – Заалтайское, 6 – Южно-Гобийское, 7 – Баянуланское, 13 – Нукут-Дабанское; 8–12 – купольно-цокольные структуры и их реликты: 8 – Цаган-Дельгерская, 9 – Ундер-Ханская, 10 – Сергеленская, 11 – Сухэ-Баторская, 12 – Предаригангская; 14–20 – системы грабен-синклиналей и рифтов: 14 – Предалтайская, 15 – Долиноозерская, 16 – Чойренская, 17 – Чойбалсанская, 18 – Ононская, 19 – Тамцагская, 20 – Дзунбаинская.

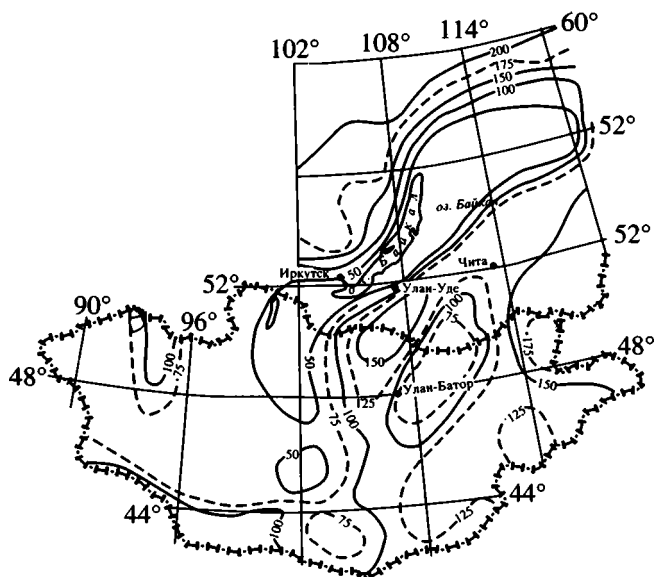


Рис. 7. Карта толщины литосферы. Составили Ю.А. Зорин, Т.В. Балк и др., 1988 г.

Узкий меридиональный выступ астеносферы, ограниченный редукционными структурами [2], 100–105° в.д. на карте Ю.А. Зорина, несколько смещен к востоку и уходит на север к рифту озера Хубсугул и к южной оконечности Байкала. Этот выступ был выделен автором в 1977 г. под названием Монголо-Байкальской ветви рифтогенеза. Он хорошо трассируется выходами излияний кайнозойских базальтов [14] вдоль восточного края Хангайского поднятия, в районе рифта Хубсугул, Дархатского грабена и в других местах. В зоне пересечения Монголо-Байкальской ветви с крупным глубинным Гоби-Алтайским разломом располагается Южно-Хангайская горячая точка (плюм), активность которой от позднемезозойского этапа до кайнозоя хорошо описана В.В. Ярмолюком и др. [29]. Южно-Байкальский плюм, расположенный на северном конце того же выступа астеносферы, описанный В.В. Ярмолюком и др., в другой статье [30], свидетельствует о реальной связи выступов астеносферы, показанных на карте Ю.А. Зорина и др., с горячими точками (или плюмами), активно проявлявшимися на позднемезозойском и кайнозойском этапах, а также на более ранних этапах (Хэнтэйское купольное поднятие) и др.

Размеры выступов астеносферы на карте Ю.А. Зорина с соавторами весьма разнообразны: от относительно небольших до гигантских, например, под Саяно-Байкальским сводовым поднятием. Каковы размеры плюмов в рассматриваемом районе, нам пока неизвестно. Судя по наиболее хорошо изученному Исландскому плюму, по новейшим сейсмическим и термическим исследованиям Института Карнеги в Вашингтоне с участием ученых Университета Исландии [20], низкоскоростная

аномалия в верхней мантии под Исландией интерпретируется как область существования активного плюма. Результаты наблюдений свидетельствуют в пользу модели горячего и узкого цилиндрического плюма, прослеживаемого до глубины около 400 км. На глубине 300 км аномалия имеет форму круга радиусом 150–200 км. Такие размеры плюма позволяют предполагать проникновение его на всю мощность, например, литосферы Сибирской платформы и тем более ее окрестностей, где мощность литосферы значительно меньше (см. рис. 7).

Анализ мощности и динамического состояния литосферы, по мнению Л.Э. Левина [8], является основным для решения теоретической проблемы взаимодействия конвективных течений в мантии с верхними оболочками Земли (астеносферой и литосферой), а также некоторых практических проблем, связанных с эволюцией осадочных бассейнов и рудообразования.

При обсуждении взаимоотношений астеносферы и мантии, по данным Л.Э. Левина [8, с. 298] обращает на себя внимание вопрос о пространственном положении восходящих конвективных течений в мантии и распределении зон экстремально нестабильного геодинамического состояния литосферы с резко утоненной мощностью (от 10–15 до 50 км) и нормальной мощности (75–150 км). Л.Э. Левин проанализировал карту теплового потока Земли масштаба 1 : 25 000 000 и показал, что глобальное распределение теплового потока контролируется протяженными поясами его высоких значений. Для них также характерно экстремально нестабильное состояние литосферы и астеносферный диапиризм. В пределах континентов такие пояса контролируют складчато-надвиговые орогенные пояса (мезозойский Монголо-Охотский, Яньшаньский и Катазиатский) [10, 22] и рифтовые системы мезозоя и кайнозоя (Восточно-Африканская и Восточно-Китайская). С орогенными и рифтовыми поясами связаны континентальные внутриплитовые деформации и вулканизм. Они являются, таким образом, внутри- и окраинно-континентальными поясами. Многочисленные и разнообразные структуры подобного типа выделяются и в пределах океанических плит, но в данной статье они не рассматриваются. Вертикальные и горизонтальные течения расплавленной части астеносферы, по мнению Л.Э. Левина, постоянно имеют место в эволюции Земли [8], но главным образом проявляются на мезозойско-кайнозойском этапе [19].

Обо всем многообразии тектонических форм и динамике их образования можно судить по природной модели катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения в Монголии, произошедшего 4 декабря 1957 г. и прекрасно описанного Н.А. Флоренсовым и В.П. Солоненко [2, 26]. “Земля бушевала, как море: земляные волны шли с запада на восток (от эпицентра). Земляные волны катали овец, как шарики. Сыпучие пески пришли в движение – “кипели” [26, с. 76].

По данным сейсмограмм, основной разрушительный акт землетрясения длился около одной минуты. Он проявился на площади в 8000 км<sup>2</sup> вдоль главного сдвига. Произошло формирование всех типов разрывных нарушений, известных в структурной геологии: разломы сжатия и растяжения, сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, чешуйчатые надвиги, зияющие трещины отрыва; сдвиги по простиранию переходили в надвиги.

Мощные удары закончились в течение нескольких минут, но очень сильные колебания почвы продолжались еще около 2 часов. Произошли волнообразные изгибы поверхности, Ихэ-Богдо (коробление жесткого основания) – аркогенез, по Е.В. Павловскому [21]. Образовался сводовый изгиб цокольных террас современных рек. Возникли вихревые и сеймокупольные дислокации. Трещинные отложения были приподняты и смяты в крутые складки. От прошлых землетрясений на южном склоне Богдо остался небольшой вулкан Джуран-Богдо, с хорошо сохранившимся кратером и широкими потоками лав трахибазальтов.

Чтобы более объективно подойти к оценке геодинамики формирования описанных в статье структур и пространственного размещения магматизма, рассмотрим несколько шире территорию образования аналогичных структур, выйдя за рамки Монголии.

На территории юго-восточного края древней Сибирской платформы и прилегающих с юга эпибайкальских, эпикаледонских и эпигерцинских блоков со зрелой континентальной корой прежде всего следует отметить весьма неравномерное развитие мезозойских глыбово-складчатых деформаций, с точки зрения сложности морфологии и пространственного размещения магматических проявлений [17].

В зоне южного крыла Дашибалбарского прогиба, сопряженного с Прикеруленским глубинным разломом, проходит широкая зона чешуйчатых надвигов с перемещением пластин с юга на север. Аналогичная система чешуйчатых надвигов наблюдается в северном крыле Ингодино-Шилканского также триасового (Т<sub>3</sub>) прогиба, сопряженного с Монголо-Охотским глубинным разломом, где движение чешуйчатых надвигов происходило в обратном направлении – с севера на юг.

На западе Монголии в позднем мезозое отчетливо наблюдается развитие структур сжатия, амагматичного горообразования, а в Западном Забайкалье и Прибайкалье в то же время происходит сгущение рифтовых структур растяжения, расположенных в виде кулисообразно сочленяющихся узких рифтов и односторонних грабенов (Удинского, Хилокского, Тугнуйского и других), ограниченных сбросами, взбросами, с простиранием, параллельным главному рифту Байкала. Ареалы развития базальтового магматизма (J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>) сопутствуют грабенам того же возраста.

Система вышеупомянутых грабенов и рифтов северо-восточного простирания на всем протяжении (более 1000 км) (см. рис. 7) точно ложится на юго-восточный склон крупного Саяно-Байкальского выступа разуплотненной (деплетированной) мантии на глубине 50–100 км от дневной поверхности. Эта система рифтов была заново детально описана В.В. Ярмолюком с соавторами [28]. В ранее принятом возрастном диапазоне излияний базальтов (J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>) они установили изотопным методом 14 микропароксизмов на протяжении последних 170 млн. лет. Базальты содержат ксенолиты лерцолитов и пироксенитов. Микроэлементный и изотопный состав базальтов от позднеюрского-раннемелового до позднемелового-раннекайнозойского возраста указывает на эволюцию их разноглубинных мантийных источников от обогащенного типа OIB EM-II через умеренно-деплетированный тип DM OIB до обогащенного типа EM-I [28].

Вдоль юго-восточного края Сибирской платформы в пределах крупнейшего мезозойского сводового поднятия Станового хребта – Джугджура длиной 1500 км наблюдается скупивание мезозойского многофазного гранитоидного магматизма различного состава, проявляющегося последовательно с запада на восток в течение ранней – средней юры и позднего мезозоя до палеогена включительно. Площади гранитных интрузивов достигают здесь 6000–8000 км<sup>2</sup> в поверхностном срезе, характерны также мелкие комагматичные субвулканические тела и эффузивы.

В северо-восточной Монголии располагается крупный Керулено-Аргунский вулканический пояс преимущественно базальтоидного состава (J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>) [27]. Он имеет длину более 800 км и протягивается в северо-восточном направлении в Приаргунье Восточного Забайкалья.

На раннемезозойском этапе в Монголии и за ее пределами развитие крупных мезозойских структур сопровождалось обильным проявлением дифференцированного магматизма различного состава (Хэнтэйское поднятие и др.), но в Северо-Чойбалсанском прогибе в это время происходило многократное излияние (микропароксизмы) базальтов.

При образовании крупнейшей магматической структуры Большого Хингана на ранне- и поздне-мезозойском этапах наблюдалось многократное чередование извержений среднего, основного и кислого состава.

Такая изменчивость направлений тектонических напряжений и развития магматизма свидетельствует об экстремально нестабильном геодинамическом режиме литосферы в описываемой зоне, весьма характерном для плюм-тектоники. Именно к такому типу структур по своему происхождению и следует относить описанные выше структуры.

К описанному типу структур, вероятно, следует отнести и так называемые “всплывающие горы”, выделенные автором в 1981 г. [15].

Это формы рельефа магматического происхождения. К ним относятся вершины, сложенные ранне- и позднемезозойскими гранитными интрузивами. Пространственно они приурочены к положительным тектоническим структурам – сводовым поднятиям и в меньшей степени развиты в пределах прогибов. Такие “всплывающие горы” отмечаются на разных стадиях развития горного рельефа Монголии в мезозое, но они продолжают расти, выделяясь в современном рельефе, и в настоящее время.

Одним из наиболее эффективных примеров “всплывающих гор” являются позднемезозойские гранитные массивы сводовых поднятий Их-Хайрхан и Прикеруленского поднятия (возраст 167–118 млн. лет), которые в виде обелисков причудливой формы, напоминающих развалины старинных замков, возвышаются над выровненной поверхностью Северной Гоби.

Средние превышения мезозойских гранитных массивов в Монголии над соседними районами составляют 270–200 м, максимальные достигают 500 м [23]. Интересное объяснение этого явления с математическими расчетами на основании скорости подъема остывающих гранитных тел под действием архимедовой силы и скорости понижения рельефа за счет денудации приводят в своих работах геофизики Е.Х. Турутанов и Ю.А. Зорин [23, 24].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В результате геодинамического воздействия Тихоокеанской, Индостанской и Сибирской плит на Центральную-Азиатскую плиту в пределах последней возникают коллизийные глыбово-складчатые деформации, ведущие к изменению морфологии поверхности плиты и образованию новых внутриплитных структурных элементов. Происходят коробление и сколы континентальной литосферы, приводящие к взламыванию и чешуйчатому отслоению поверхности Мохо. В астеносфере нарушаются условия давления и температуры, что приводит к частичному плавлению и появлению локальных течений, восходящих и нисходящих (микроконвекция). Деформация литосферы вызывает возмущение вещества астеносферы, создаются условия для проникновения мантийных плюмов, базальтовых расплавов. Как следствие в литосфере возникают очаги плавления, создаются условия для ассимиляции и дальнейшей дифференциации вещества и последующих интрузий и эффузий. Возможно, при этом происходит отрыв отслоенных пластин литосферы и разнонаправленное их движение, способствующее прямому проникновению мантийных плюмов.

Таким образом, развитие процессов взаимодействия астеносфера – литосфера создает экстремально нестабильные условия, порождающие структурообразование и магматизм, характерные для плюм-тектоники [8].

Представленный в статье материал отчетливо показывает, что мезозойские структуры Монголии, Монголо-Охотского пояса и прилегающих территорий Восточной Азии, ранее выделенные автором в качестве особых структур ревивации (оживления) более древней континентальной коры [10, 11, 17], гранитоидной и базальтоидной активизации, по особенностям развития и структурного положения на современном уровне наших знаний с генетических позиций следует отнести к плюм-тектоническому типу.

Изучение геологии плюмов и их влияния на развитие магматизма и структурообразование Земли в настоящее время ведется многими учеными с различных позиций: теплофизическое моделирование, тепловая гравитационная конвекция, очаги плавления, геохимические, изотопные исследования, структурно-геодинамические модели. Все исследования дают близкие результаты в отношении непосредственной связи горячих мантийных плюмов с магматическими проявлениями в астеносфере и литосфере [1, 4, 8, 17, 20, 26, 28–30]. Последнее свидетельствует об исключительной важности этой проблемы для теории и практики геологической науки и, в частности, для выделения класса плюм-тектонических структур на разных ступенях эволюции Земли.

Описанные в статье структуры по своим индивидуальным особенностям морфологии, магматизма и истории становления заслуживают последующего всестороннего изучения новыми методами, особенно Дашибалбар и Хэнтэйский зональный магматический ареал с ядром пород повышенной основности в центре (следы плюма).

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Широкое изучение геологии плюмов и их влияния на тектонические движения и эволюцию магматизма в земной коре является залогом успеха в раскрытии механизмов тектоники плюмов, действующий на разных стадиях развития Земли.

2. Предложенная геодинамическая модель плюм-тектоники хорошо объясняет закономерное омоложение мезозойских структур и магматических проявлений в Монголо-Охотском поясе с запада на восток [10, 17] в результате относительного перемещения пластин в астеносфере – литосфере в восточном направлении.

3. Наличие в рассматриваемом районе мантийной микроконвекции полностью подтверждается строением разрезов крупных вулканических структур (Большой Хинган, Северо-Чойбалсанский прогиб и других).

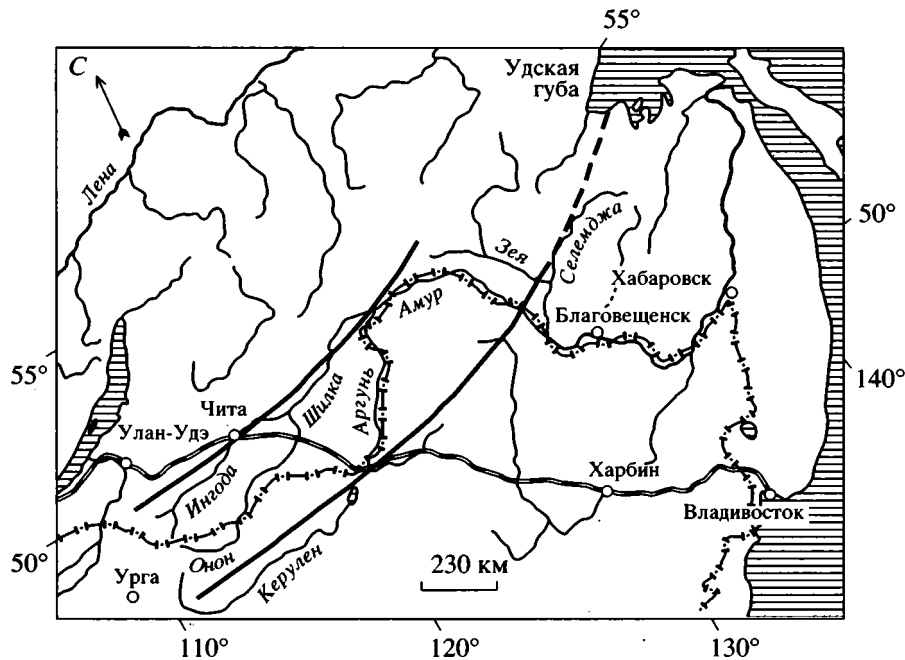


Рис. 8. Монголо-Охотский металлогенический пояс, выделенный А.Е. Ферсманом в 1926 г. (зона, ограниченная жирными линиями) [24].

Урга – Улан-Батор.

4. Познание геологии плюмов современными методами геофизики, гравитационной физики, геохимии и геотермии позволяет решать многие проблемы геодинамики, тектоники, петрологии, в частности, зарождения коровых магматических очагов при взаимодействии литосферы с горячими плюмами, а специальные исследования позволят выяснить скорости дифференциации гранитоидных расплавов (Хэнтэйское поднятие) и динамики их внедрения в литосферу (Дашибалбар) и другие проблемы.

5. Изучение плюм-тектоники имеет прямое практическое значение, так как внутрикоровым гранитоидам свойственна повышенная рудоносность, приобретенная в результате повторного обогащения рудными компонентами за счет ремобилизации неоднородного вещества мантии, литосферы и астеносферы (Хэнтэйский рудный пояс [7], Монголо-Охотский структурно-металлогенический пояс (рис. 8) [18], Яньшаньский и Катазиатский структурно-металлогенические пояса [10, 17]).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глуховский М.З., Моралев В.М. Сиалические ядра как структурные производные плюм-тектонического типа эволюции Земли // Материалы XXXI Совещания МТК. Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 134–137.
2. Гоби-Алтайское землетрясение / Ред. Флоренсов Н.А., Солоненко В.П. М.: Наука, 1963. 390 с.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 300 с.
4. Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли. 1988. № 7. С. 33–42.
5. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1 500 000. М.: ГУГК, 1979. 4 листа.
6. Коваленко В.И., Коваль П.В., Фрих-Хар Д.И., Нагибина М.С. Магматические проявления Монголии // Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983. С. 126–133.
7. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль П.В., Цынуков Ю.Н. Мезозойский магматизм // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. С. 130–173. (Тр. ССМНИГЭ; Вып. 11).
8. Левин Л.Э. Литосфера Земли: типы, мощность и динамика на основе данных о глобальном распределении теплового потока // Материалы XXXI Совещания МТК. Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 296–299.
9. Нагибина М.С. Вулканический комплекс гольцов Сохондо (Забайкалье) // Вестн. МГУ. Сер. геологии. 1947. № 2. С. 119–129.
10. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
11. Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией // Геотектоника. 1977. № 4. С. 15–26.

12. *Нагибина М.С.* Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: 1969. 398 с.
13. *Нагибина М.С.* Мезозойские структуры // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. С. 17–108. (Тр. ССМНИГЭ. Вып. 11).
14. *Нагибина М.С.* Континентальный рифтогенез и вулканизм // Континентальный рифтогенез: Труды Международного Симпозиума по рифтовым зонам Земли. М.: Сов. Радио, 1977. С. 34–50.
15. *Нагибина М.С.* Эволюция горообразования Монголии в мезозое // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 119–133.
16. *Нагибина М.С.* Мезозойская тектоника // Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983. С. 102–115.
17. *Нагибина М.С.* Внутриплитная тектоника и магматизм на востоке Азии в мезозое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 2. С. 3–17.
18. *Нагибина М.С., Потапов Ю.И.* Тектоника Тугуро-Нимеленского прогиба (Западное Приохотье) // Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1965. С. 30–59. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 139).
19. *Нагибина М.С., Хаин В.Е., Яншин А.Л.* Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука. 1975. С. 41–55.
20. *Новости науки // Природа.* 1997. № 11. 121 с.
21. *Павловский Е.В.* О некоторых общих закономерностях развития земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 82–89.
22. *Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000.* М.: ГУГК, 1966.
23. *Турутанов Е.Х.* Морфология мезозойских гранитных интрузивов Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО АН РАН, 1979. 18 с.
24. *Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А.* Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 61 с.
25. *Ферсман А.Е.* Монголо-Охотский металлогенический пояс // Поверхность и недра. 1926. № 3. С. 1–24.
26. *Флоренсов Н.А.* Катастрофическое землетрясение в Гобийском Алтае // Природа. 1958. № 7. С. 76–79.
27. *Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И.* Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. Тр. ССМНИГЭ АН СССР и АН МНР. Вып. 24. 1978. 167 с.
28. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.* Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднемезозое–кайнозойе (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
29. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. и др.* Динамика позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголии) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–40.
30. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.

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

## Mesozoic Plume-Tectonic Structures of Mongolia

M. S. Nagibina

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

The morphology and magmatism of various Mesozoic plume-tectonic structures of Mongolia are compared. One of the plume-tectonic models for Meso-Cenozoic time is discussed. The geodynamic effect of the Pacific, Indian, and Siberian plates on the Central Asian plate caused collisional folding and fault-block deformations that changed the surface morphology of the Central Asian plate and produced intraplate structural features. The continental lithosphere underwent warping and shearing, causing the breakup and delamination of the Moho discontinuity. In the asthenosphere, the pressure and temperature conditions were disturbed, leading to partial melting and the appearance of local ascending and descending mantle flows (microconvection). The deformations resulted in the perturbation and interaction of asthenospheric and lithospheric material and created conditions for the assimilation and further differentiation of magma chambers and subsequent intrusions and eruptions. The evolution of the structures described in this paper was characterized by the interaction between the earth's two upper layers, the lithosphere and asthenosphere. The asthenosphere is regarded as a major mantle heterogeneity that was responsible for the origin and evolution of the principal geological phenomena, such as magmatism and crustal movements.

УДК 551.242.3(470.22)

## О РОЛИ ТРАНСПРЕССИИ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ СВЕКОКАРЕЛИД БАЛТИЙСКОГО ШИТА

© 1999 г. Ю. А. Морозов

*Объединенный институт физики Земли РАН, Москва*

Поступила в редакцию 17.03.98 г.

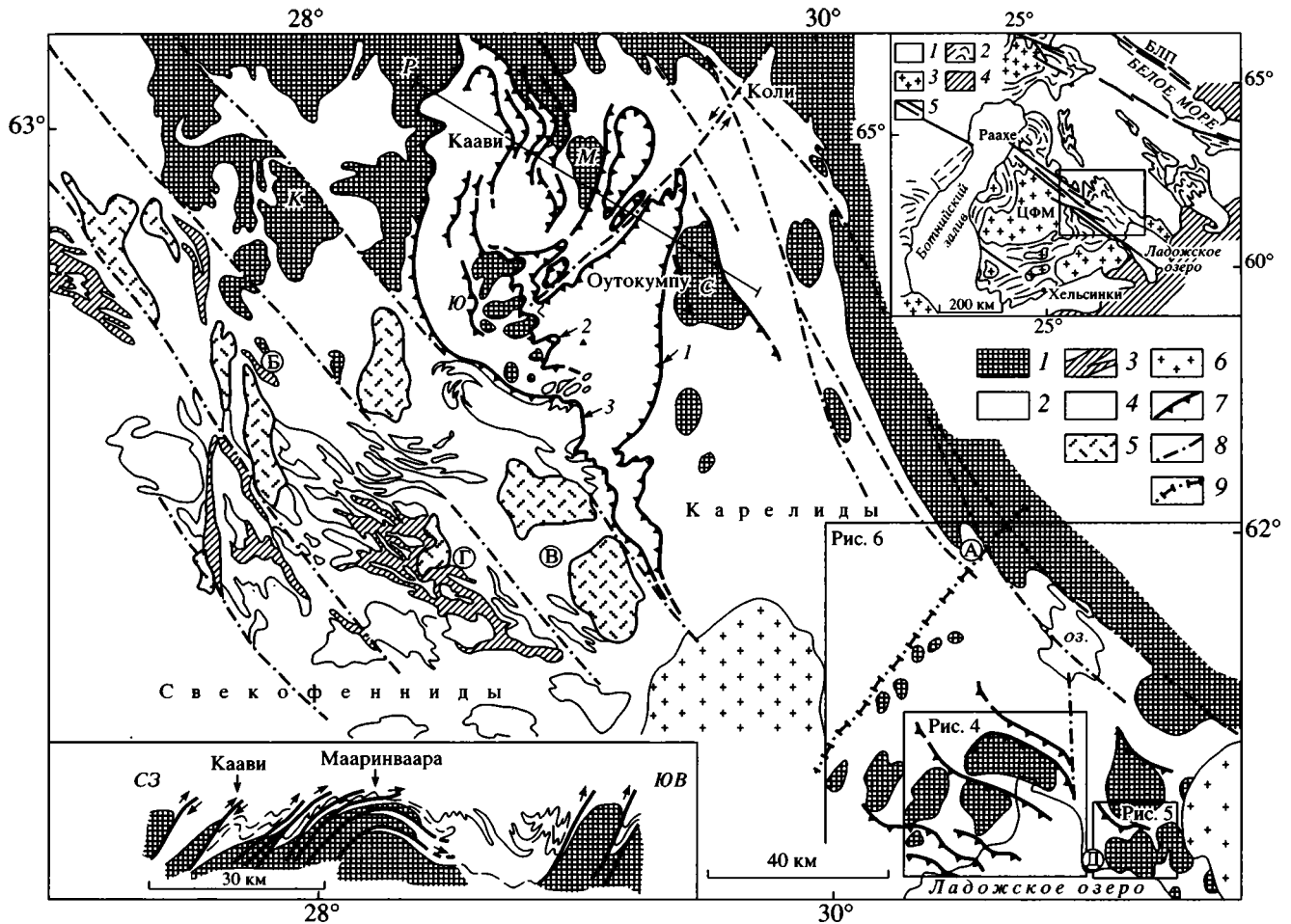
Формирование структуры Свекокарельской подвижной области Балтийского щита в карельскую эпоху тектогенеза в значительной степени определялось эволюцией линеаментной шовной зоны Ладога – Раахе, разделяющей провинции карелид и свекофеннид, в режиме транспрессии. В пределах самой шовной зоны, трассирующей осевую часть дивергентной мегаструктуры типа “пальмового дерева”, и на сопряженные с ней пространства были выведены на поверхность в виде пакетов тектонических пластин наиболее глубинные и сильно метаморфизованные образования, в том числе породы офиолитового комплекса и фрагменты архейского кристаллического фундамента, совмещенные на одном структурном уровне с супракрустальными образованиями карельского возраста. Левосдвиговые, на раннекинематическом этапе (2.0–1.9 млрд. лет), смещения по линеаментной зоне обусловили формирование кулисной по отношению к ней складчатости северо-западного простирания, наложенной на пакеты тектонических пластин. Связанные со сдвигом эшелонированные структуры растяжения стали местом локализации магматических тел широкого диапазона составов, от основных до кислых, и определили на поверхности места заложения трогов, заполненных вулканогенно-осадочными образованиями. Смена на позднекинематическом этапе (1.85–1.75 млрд. лет) знака смещения по линеаментной зоне на правостороннее привело к формированию систем складок северо-восточного простирания, которые при наложении на тектонические пластины и складки раннего этапа обусловили возникновение интерференционных куполовидных форм. В некоторых из них оказались обособленными фрагменты тектонических пластин архейского фундамента, первоначально воспринятые как “окаймленные гранито-гнейсовые купола”. В пределах последних, особенно в их краевых частях, действительно отмечается повышенное проявление реоморфизма гранитоидов, что может определяться процессами декомпрессионного выплавления гранитов, связанными с обстановкой сдвига, а условия транспрессии при этом должны способствовать подъему и перемещению ремобилизованного материала. Показано, что близкие по времени, характеру проявления и механизмам реализации события происходили также в Беломорско-Лапландском подвижном поясе. Транспрессия представляется одним из значимых структурообразующих режимов и механизмов в земной коре, а транспрессивные сдвиги – это вполне типичный способ протекания коровых деформаций. Зоны региональных транспрессивных сдвигов можно рассматривать как пути и способы выведения глубинных образований на поверхность.

### ВВЕДЕНИЕ

Свекокарельская подвижная область, охватывающая обширную территорию непосредственно к юго-западу от Карельского массива, стабилизировалась в конце раннего протерозоя после завершения эпохи карельского тектогенеза. В пределах этой области на современный эрозийный срез выведены образования двух структурных этажей Балтийского щита – нижнего и среднего [18]. Нижний структурный этаж, представленный преимущественно архейскими гранито-гнейсами (2.7–2.6 млрд. лет) и являющийся фундаментом для вышележащих супракрустальных образований раннего протерозоя и более молодого возраста, обнажается в ядрах многочисленных куполовидных форм и в пределах Карельского массива. Комплекс пород среднего структурного этажа, сформированный в интервале 2.5–1.8 млрд. лет, сложен вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями

карелид (метаосадки и метавулканиды ятулия, метаосадки калевия, флиш ладожской формации) и преимущественно вулканогенными образованиями свекофеннид [49], которые разделяются (рис. 1) крупным сутурным швом в зоне линеамента Ладога–Раахе [23]. Эти комплексы прорваны многочисленными син-, поздне- и посторогенными магматическими телами широкого диапазона составов от ультраосновных до кислых (см. рис. 1).

Область развития карелид, именуемая также Саво-Ладожской зоной [15], широко известна благодаря работам П. Эскола, развивавшим идеи диапиризма в коре на примерах выявленных им в Северном Приладожье “окаймленных гранито-гнейсовых куполов” [30]. Реоморфизм архейского фундамента в карельскую эпоху тектогенеза и его разуплотнение, механизм гравитационной неустойчивости в условиях инверсии плотности в



**Рис. 1.** Схематическая карта Свевокарельской подвижной области и разрез в районе Каави – Мааринваара. Составлены по данным [23] с изменениями автора.

1 – архейский гранито-гнейсовый фундамент; 2 – раннепротерозойские супракрустальные серии свевокарелид; 3 – вулканогенно-осадочные толщи свекофеннид; 4 – трондьемит-гранодиориты раннекинематического этапа; 5 – порфиритовые граниты и гранодиориты позднекинематического этапа; 6 – посторогенные граниты; 7 – надвиги и покровы; 8 – прочие разрывные нарушения; 9 – граница России и Финляндии. Большими буквами обозначены выступы фундамента; К – Куопио, М – Мааринваара, Р – Рииставси, С – Соткума, Ю – Юоярви. Цифрами на карте отмечены покровы: 1 – Оутокумпу, 2 – Юоярви, 3 – Савонранта. Буквами в кругах последовательно обозначено местоположение участков, показанных на рис. 3, А–Д. Прямоугольными рамками в нижнем правом углу отмечено положение рис. 4, 5, 6.

На карте-врезке справа сверху показано схематическое строение Свевокарельского мегаблока Балтийского щита: 1 – предсвевокарельское основание; 2 – свевокарельский комплекс; 3 – крупнейшие массивы гранитов; 4 – постсвевокарельские толщи; 5 – линеamentные зоны разломов. ЦФМ – Центрально-Финляндский массив; БЛП – Беломорско-Лапландский пояс. Вертикальный масштаб на профиле условный, горизонтальный соответствует карте.

системе чехол–фундамент, диапиризм ремобилизованного гранитоидного материала и приобретение в результате структурной конформности комплексов основания и чехла – все это являлось составными элементами ставшей классической модели П. Эскола, отстаивавшейся и развивавшейся в ряде последующих исследований [5, 15, 24, 26].

Альтернативные точки зрения на способ выведения пород фундамента на поверхность в изолированных субизометричных участках отводили доминирующую роль иным тектоническим про-

цессам. Наличие ярко проявленных зон милонитизации, сгущения разрывных нарушений в субграницной области комплексов чехла и основания позволило ряду исследователей говорить о тектоническом внедрении гранито-гнейсов фундамента в перекрывающие образования в виде жестких блоков и глыб (блоково-горстовая модель) [16, 17, 21, 22]. Выявление общих почти ортогонально пересекающихся единых систем региональной складчатости в комплексах как чехла, так и фундамента определило появление “интерференционной складчатой модели” [10, 23], согласно которой



местоположение выступов фундамента обусловлено взаимным наложением крупных антиформных складок. При этом процессам разуплотнения субстрата при гранитизации и явлениям гранито-гнейсового диапиризма отводилась подчиненная или незначительная роль. Согласно плейт-тектоническим реконструкциям разных исследователей для этой области [29, 33, 41, 42], изолированные выходы фундамента среди супракрустальных образований карелид представляют собой фрагменты деформированных тектонических пластин в системе покровно-складчатых структур аккреционной призмы, созданной субдукционно-обдукционным взаимодействием океанической и континентальной плит в свекокарельскую эпоху (2.2–1.7 млрд. лет).

На наш взгляд, такая разноречивость мнений по поводу строения и эволюции одной и той же области связана не только с различием подходов и принимаемых геотектонических концепций, но и с явлением многофакторности самих структуроформирующих тектонических процессов. В этой же связи есть все основания говорить и о сложной, полигенетической природе куполовидных гранито-гнейсовых выступов фундамента, с их длительной структурно-вещественной эволюцией и с последовательной сменой или сочетанием различных действовавших в рассматриваемом объеме коры механизмов структурообразования [10, 11, 21]. При этом полигенетическая природа куполовидных форм Северного Приладожья становится более понятной именно в контексте структурно-тектонической эволюции всей области свекокарелид юга Балтийского щита.

### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СВЕКОКАРЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Многочисленные выступы фундамента Свекокарельской области сосредоточены в широкой полосе северо-западного простирания между краем Карельского массива и сутурным швом, разделяющим провинции карелид и свекофеннид (см. рис. 1). В целом с этим швом приблизительно совпадают Главный рудный пояс Центральной Финляндии [38] и крупнейшая сдвиговая линеаментная зона Ладога–Раахе, для которой одни исследователи отмечают правосторонние смещения [23, 29, 35], а другие, наоборот, левосторонние [33]. В структурном отношении эта шовная зона характеризуется проявлением субвертикальной линейно-изоклиальной складчатости, напряженный стиль которой можно наблюдать на западном (тервусском) побережье Ладожского озера, а также необычайно широким развитием сближенных разрывных нарушений, отмеченных, как правило, зонами тектонитов. Именно к этой зоне приурочены наиболее высокотемпературные синдеформационные вещественно-метаморфические преобразования

комплексов свекокарелид в интервале от кордиерит-гранат-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации до гранулитовой фации [2, 17, 48] и, в особом изобилии, многочисленные интрузивные тела и массивы (см. рис.1). В северо-восточном направлении, в сторону Карельского массива, метаморфизм андалузит-силлиманитового типа (умеренных и низких давлений) постепенно ослабевает тем самым формируется отчетливая метаморфическая зональность от гранулитовой до зеленосланцевой фации, с расположением изоград субпараллельно краю массива и шовной зоне Ладога–Раахе.

Приблизительно в соответствии с метаморфической зональностью в направлении к Карельскому массиву заметно меняется и общий структурно-деформационный стиль толщ: полоса субвертикальной линейной складчатости постепенно переходит в широкую зону пологих покровно-складчатых структур с северо-восточной вергентностью, захватывающих как комплексы чехла, так и фундамента, выступы которого преимущественно сгруппированы как раз в пределах этой зоны. Уровень метаморфических преобразований супракрустальных толщ изменяется здесь от кордиерит-гранат-ортоклазовой субфации до силлиманит-альмандиновой и ставролит-андалузитовой субфаций амфиболитовой фации (зоны ультраметаморфизма и начальной гранитизации). Смежная к северо-востоку полоса Саво-Ладожской зоны), охватывающая вплоть до границы с Карельским массивом толщи преимущественно зеленосланцевого уровня изменений, характеризуется наклонными складчато-надвиговыми структурами, вергентными в сторону массива, особенно интенсивно проявленными в приграничной с ним зоне [14].

В пределах свекофенской области, к юго-востоку от сутурного шва, структурная зональность не так очевидна из-за чрезмерного обилия интрузивных массивов, однако и здесь отмечаются пологие надвиги и покровно-складчатые структуры “альпийского типа”, но с отчетливо противоположной – южной вергентностью и последовательным продвижением складчатости в момент ее формирования с севера на юг [3, с. 89]. Таким образом, в поперечном к сутурному шву сечении в целом вырисовывается дивергентная мегаструктура типа “пальмового дерева” (palm tree-structure), характерная, как известно, для зон трансpressивных сдвигов [45, 51]. С осевой частью этой структуры совпадает линеаментная зона Ладога–Раахе, которая вместе с примыкающей к ней с северо-востока обширной территорией вплоть до Карельского массива и является объектом нашего подробного рассмотрения. Именно с длительным и полистадийным развитием этой зоны в режиме трансpressии можно связать многие особенности строения и тектонической эволюции рассматриваемой области, в том числе и выведение комплексов фундамента и супракрустальных образований чехла на один структурный

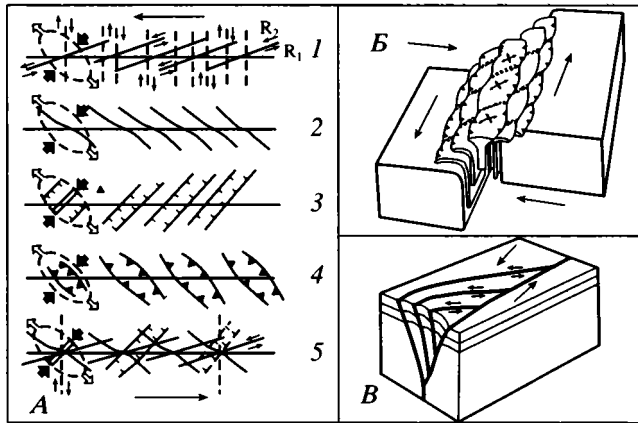


Рис. 2. Схема структурных парагенезов простого сдвига (А) и блок-диаграммы зон транспрессивных сдвигов (Б, В), по [51] с изменением автора.

На А показаны соотношения магистральной сдвиговой зоны: 1 – с оперяющими синтетическими ( $R_1$ ) и антитетическими ( $R_2$ ) сдвигами Риделя, 2 – с осями складок, 3 – со структурами растяжения (трещины отрыва, грабены и впадины), 4 – с надвигами и покровами, 5 – комбинированное сочетание всех элементов разрывно-складчатого парагенеза.

уровень, а также формирование куполовидных форм, объединив при этом в единой модели важнейшие элементы рассмотренных выше подходов и концепций различных исследователей.

## О ТРАНСПРЕССИИ

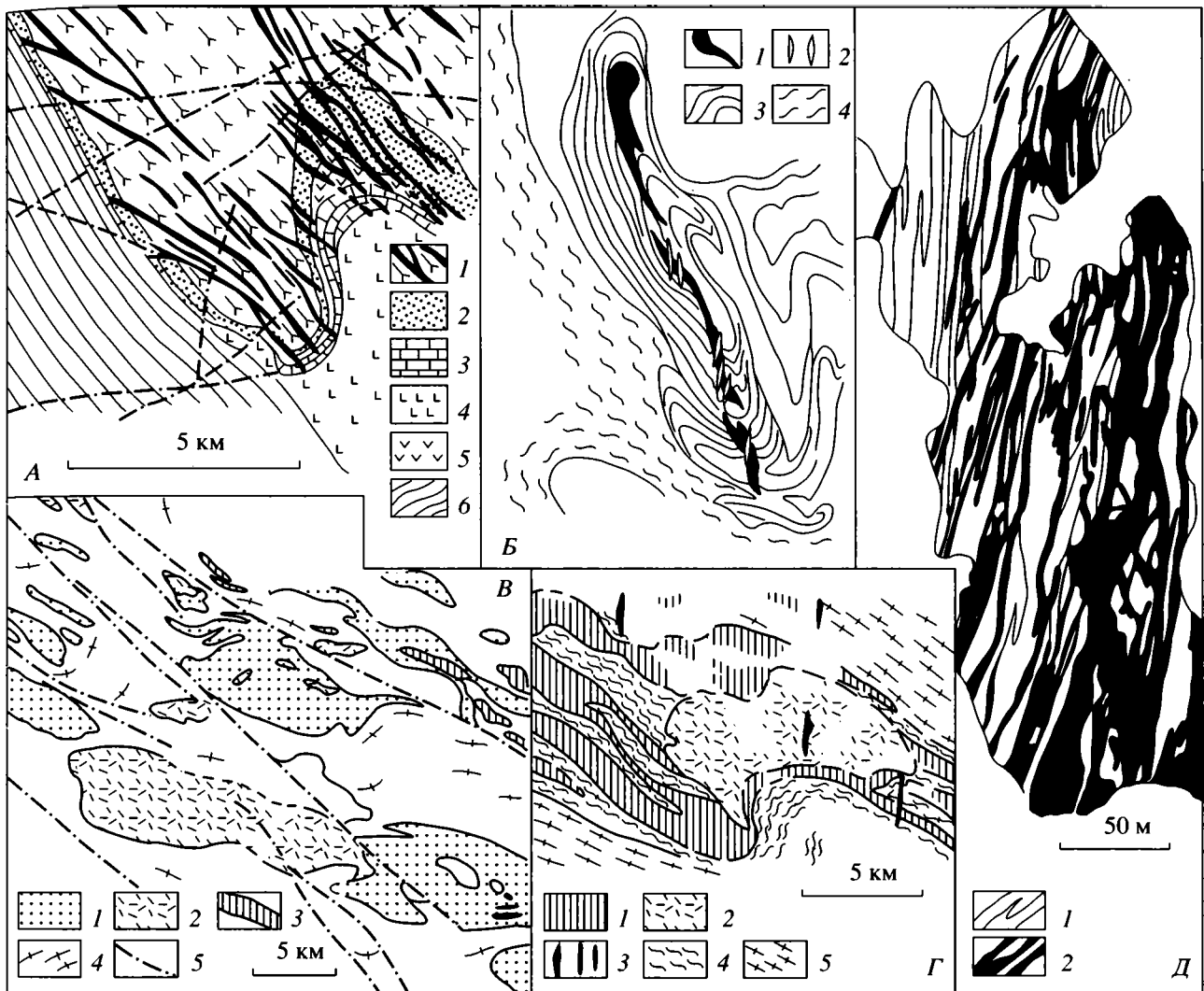
Понятие транспрессии, впервые введенное в литературу У. Харландом [36] в качестве геодинамического термина для ситуации косоугольного движения (*oblique movement*) сближающихся литосферных плит, здесь используется, вслед за многими [37, 45, 47], только в геомеханическом смысле как сочетание чистого и простого сдвигов. В этом плане транспрессия должна рассматриваться как немасштабный деформационный процесс, действующий на всех масштабно-иерархических уровнях. Соответствующим образом в условиях транспрессии формируются сложные структурные ансамбли, созданные комбинацией структурных парагенезов, характерных для обстановок сжатия и сдвига. Компонента сжатия проявляется в виде объемных деформаций расплющивания, расланцевания и разлинзования повышенной интенсивности, в складчатости, в надвиго- и покровообразовании. Сдвиги, со свойственной им гетерогенностью и локализацией деформационных процессов в виде линейных зон милонитизации и катаклаза, как правило, сопровождаются целым рядом структурных элементов, находящихся в совершенно определенных пространственных и парагенетических соотношениях (синтетические и антитетические сдвиги Риделя  $R_1$  и  $R_2$ , кулисообразное расположение

оперяющих разрывов, складок, структур растяжения) [51] и выраженных в закономерных структурных рисунках (рис. 2, А).

В коровом масштабе, с учетом влияния стесненного пространства с единственной свободной дневной поверхностью и переменного фактора литостатической нагрузки, транспрессия реализуется через горизонтальное укорочение и преимущественно вертикальное удлинение, что приводит к выдавливанию или своего рода тектонической экструзии геоматериала зон транспрессии (см. рис. 2, Б). При этом на глубине деформация локализуется (влияние сдвиговой компоненты) в субвертикальных шовных зонах, а в приповерхностных условиях перемещение материала происходит, как правило, по дивергентным системам покровно-складчатых структур и выполаживающихся надвигов, что в совокупности и создает в поперечном сечении весьма характерную упомянутую выше структуру (“пальмового дерева”). Одновременно покровно-складчатые структуры (сочетание лежащих складок и пологих поверхностей сместителей) сами деформируются системами прямых складок, которые опять-таки под влиянием сдвига приобретают кулисно-эшелонированное расположение относительно оси шовной зоны и фронта надвигов, отклоняясь от их простирания против или по часовой стрелке, в зависимости от знака сдвигового смещения (см. рис. 2, Б). Аналогичным образом, но с противоположным знаком эшелонирования могут располагаться связанные со сдвигом структуры растяжения, на глубине, как правило, являющиеся местом локализации магматического материала или продуктов метасоматоза [12, 28], а в приповерхностных условиях выраженные кулисными рядами впадин, грабенов и трогов [50]. Направленное вовне зон транспрессии надвигообразование иногда может быть резко асимметричным или даже односторонним, моновергентным, если один из сопряженных по зоне транспрессивного сдвига жестких блоков при этом опускается [46, 52]. Таким образом, именно условия транспрессии обуславливают формирование в пределах единой геоструктуры совершенно определенно построенной структурной зональности (выраженной как по латерали, так и по вертикали) и парагенетическое сочетание субвертикальных разрывов, надвигов, покровов, наложенной на них интерференционной складчатости, закономерно размещенных в пространстве магматических тел и жильных обособлений.

## СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СВЕКОКАРЕЛИД

Теперь, с обозначенным выше подходом, можно более детально проанализировать тектоническую и структурно-вещественную эволюцию рассматриваемой области. Уже само заложение карельского палеошельфового прогиба на начальной стадии про-



**Рис. 3.** Карты отдельных участков Свекокарельской подвижной области, показывающие соотношение интрузивных и дайковых тел, связанных со сдвиговой деформацией.

На А (по [43]): 1 – гранито-гнейсы архейского фундамента и пронизывающие их базитовые дайки раннепротерозойского возраста; 2 – кварцито-песчаники ятулия; 3 – карбонатные отложения ятулия; 4 – вулканиты основного состава ятулийского комплекса; 5 – силлы метадиабазов; 6 – терригенный флиш ладожского комплекса. На Б (по [33]): 1 – эшелонированные системы даек ультраосновных пород раннекинематического этапа; 2 – секущие их пегматитовые жилы позднекинематического этапа; 3 – слюдястые гнейсы, 4 – мигматиты. На В (по [34]) – кулисное расположение массивов раннекинематических интрузий по отношению к разломам линейamentной зоны Ладога – Раахе (район Савонлины): 1 – трондьемиты; 2 – диориты; 3 – кварцевые диориты; 4 – вмещающие гнейсы; 5 – разрывные нарушения. На Г (по [40]): 1 – гиперстеновые диориты; 2 – гранодиориты; 3 – дайки лампрофиров и метадиабазов; 4 – мигматиты; 5 – слюдястые гнейсы. На Д (по [10]): обособление в архейском гранито-гнейсовом субстрате (1) линзовидно-ветвистой системы реоморфизованных гранитов (2).

терозойской активизации консолидированного архейского фундамента происходило в условиях регионального сдвига по линейamentу Ладога–Раахе. Об этом свидетельствуют многочисленные дайки метадиабазов (2.15 млрд. лет), рассекающие фундамент и считающиеся комагматами ятулийских метавулканитов нижней части карельского комплекса, которые часто показывают кулисно-эшелонированное расположение (вдоль юго-западной окраины Карельского массива [43], в пределах Ки-

рвявлахтинского [21] выступа и на некоторых участках Импилахтинского и Мурсульского выступов [10] фундамента в Северном Приладожье), соответствующее ситуации растяжения при левостороннем сдвиге (рис. 3, А). В пределах свекофенской части рассматриваемой области аналогичным образом ориентированы линейные трогии вулканогенно-осадочных пород того же возраста (см. рис. 1).

На ранних стадиях карельского тектогенеза (2.0–1.9 млрд. лет) собственно линейamentная струк-

тура Ладога–Раахе и сопряженные с ней объемы коры стали корневой зоной аллохтонных масс, выдвинутых в результате транспрессии из глубин в виде сложно построенных пакетов тектонических пластин и перемещенных в северо-восточном и, вероятно, в меньшей степени в юго-западном направлениях. В аллохтонном залегании оказываются комплексы, либо чужеродные в формационном отношении автохтону, либо резко отличающиеся от окружающих пород по глубинности и уровню метаморфических изменений, либо заведомо более древние, чем подстилающие. На финской территории развития карелид среди палеошельфовых терригенных образований известен обширнейший покров Оутокумпу (см. рис. 1), сложенный островодужными или задуговыми комплексами свекофенского типа (переслаивание метабазальтов, карбонатных пелитов и доломитов, кремней и черных сланцев), с большим количеством тел серпентинитов, габбро (1.97 млрд. лет) и ультраосновных пород [23, 41]. Об амплитуде перемещения этих аллохтонных масс можно приблизительно судить по расстоянию от его современной фронтальной части до предполагаемой корневой зоны в районе линеамента Ладога–Раахе, составляющему сотню километров. Комплекс образований покрова Оутокумпу в области, примыкающей к корневой зоне, в свою очередь, сам последовательно перекрывается аллохтонными толщами калевийских сланцев, сначала покрова Юоярви (Juojarvi парре), а затем покрова Савонранта (Savonranta парре), с амплитудами в первые десятки километров (см. рис. 1). В некоторых участках Саво-Ладожской зоны отмечалось неожиданное и резкое появление среди ареально развитых калевийских сланцев с относительно низкобарическими андалузитсодержащими минеральными ассоциациями заметно более высокотемпературных и высокобарических разновидностей со ставролит-силлиманитовыми парагенезами, слагающих протяженные линзовидные клинья [27]. Учитывая значительную разницу между ними по условным глубинам метаморфических преобразований (до 5 км по вертикали), их совмещение в едином разрезе на одном структурном уровне вполне можно объяснить чешуйчато-надвиговой тектоникой.

Наиболее же широко как на финской территории, так и в Северном Приладожье проявлены покровно-надвиговые соотношения между гранито-гнейсовыми комплексами архейского фундамента и супракрустальными образованиями раннепротерозойского чехла. Во многих случаях гранито-гнейсы оказываются залегающими структурно выше более молодых по возрасту пород карельского или свекофенского комплексов [23, 42]: в районе Риихилаhti (Riihilahti) цепочка суббизометричных выступов фундамента, известных как “купола” Юоярви (Juojarvi), по поверхности одноименного покрова надвинута (см. рис. 1) на аллохтонные образо-

вания покрова Оутокумпу (Outokumpu), а гранито-гнейсовые толщи “купола” Соткума (Sotkuma) и массива Рииставеси (Riistavesi) по своим восточным и северо-восточным границам надвинуты на метатурбидиты калевия (см. рис. 1). В районе Мааринваара (Maarianvaara) фиксируется целая моноклинальная серия полого залегающих тектонических пластин архейских гранито-гнейсов, многократно чередующихся с изоклинально складчатыми ятулийскими и калевийскими метаосадками (см. рис. 1).

В Северном Приладожье покровно-складчатая структура в полной мере, хотя и с заведомо меньшими амплитудами перемещений, проявлена в западной (Сортавальской) группе куполовидных выступов фундамента (рис. 4, А), где В.А. Глебовицким с коллегами [17] покровный пояс был выделен в самостоятельную мегаструктурную единицу, примыкающую с северо-востока к поясу линейной складчатости. Здесь во многих местах, например, по северо-северо-восточным границам Кирьявалахтинской, Йокирантской и Сортавальской куполовидных структур, гранито-гнейсы налегают на метавулканы сортавальской серии ятулия. Для внутренней структуры пояса характерны системы разноранговых пологих поверхностей сместителей, отмеченных тектонитами, по которым происходит неоднократное чередование пластин архейских гранито-гнейсов, мигматизированных ладожских сланцев (зона ультраметаморфизма) и раннеорогенных гранитоидов тоналит-трондьемитового состава (см. рис. 4, Б). В целом же наиболее значимо то обстоятельство, что практически все выступы архейского основания здесь сосредоточены именно в пределах пояса покровно-складчатых структур.

В восточной (Питкярантской) группе куполовидных выступов картина несколько иная. Здесь тектоническое “расчешуивание” не имеет широкого площадного распространения и локализовано преимущественно в субграницной зоне комплексов чехла и фундамента (рис. 5). Перемещение тектонических пластин происходит с заметно меньшими амплитудами, чем в западной части Приладожья, и по своему характеру является скорее чешуйчато-надвиговым, чем покровным. Доминирующую роль здесь играют пликативные деформации, выраженные в формировании интенсивности складчатости, синхронной с надвигами. Складки эти ( $F_1$ ), проявленные как в ремобилизованных гранито-гнейсах основания, так и в чехольных образованиях ладожской серии, с запад-северо-западной ориентировкой осей, асимметричны, наклонны до запрокинутых и почти лежащих, с отчетливой вергентностью в сторону Карельского массива. Их осевым поверхностям соответствует повсеместно проникающая сланцеватость, а в высокотемпературных зонах – метаморфическая полосчатость ( $S_1$ ), развивающаяся субплослобно или же под острым углом к слоистости. На этот складчато-надвиговой парагенез практически сразу, без

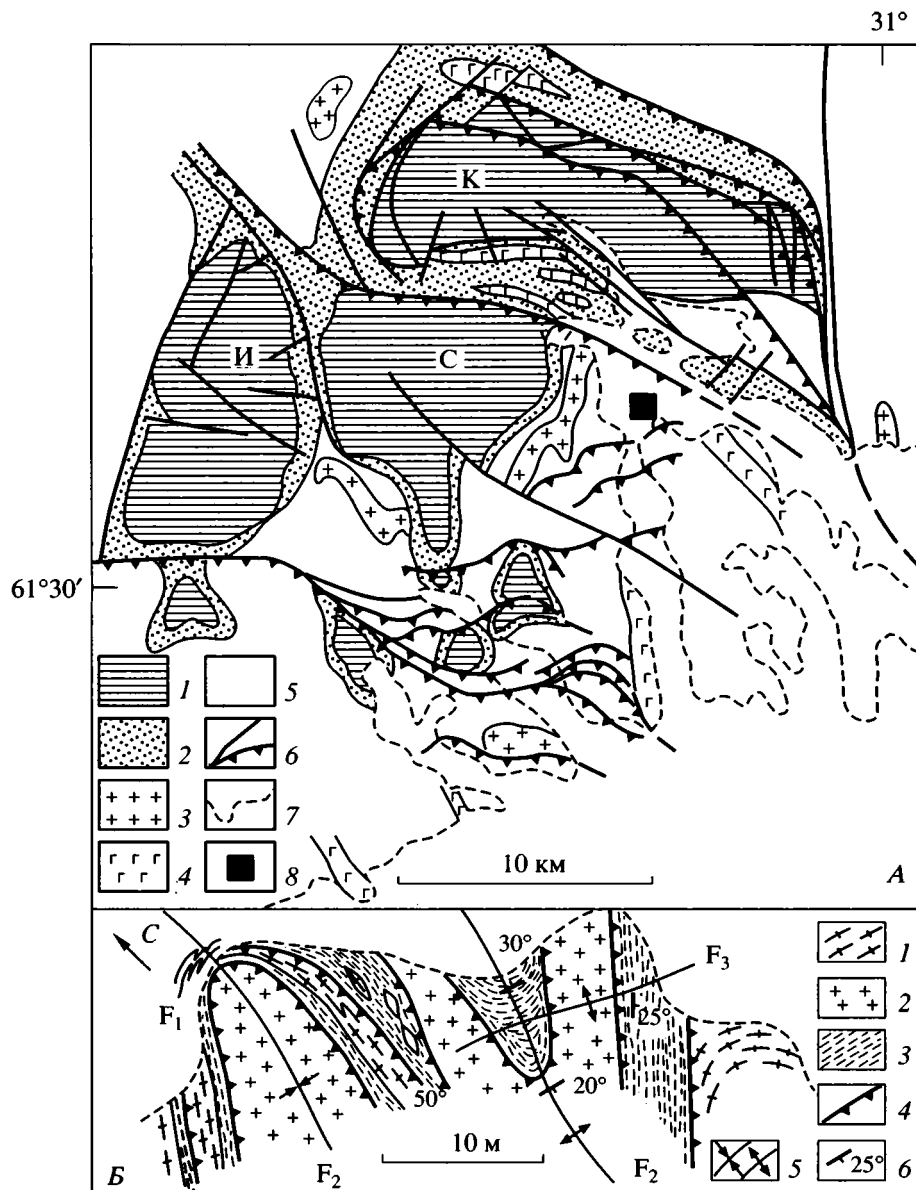


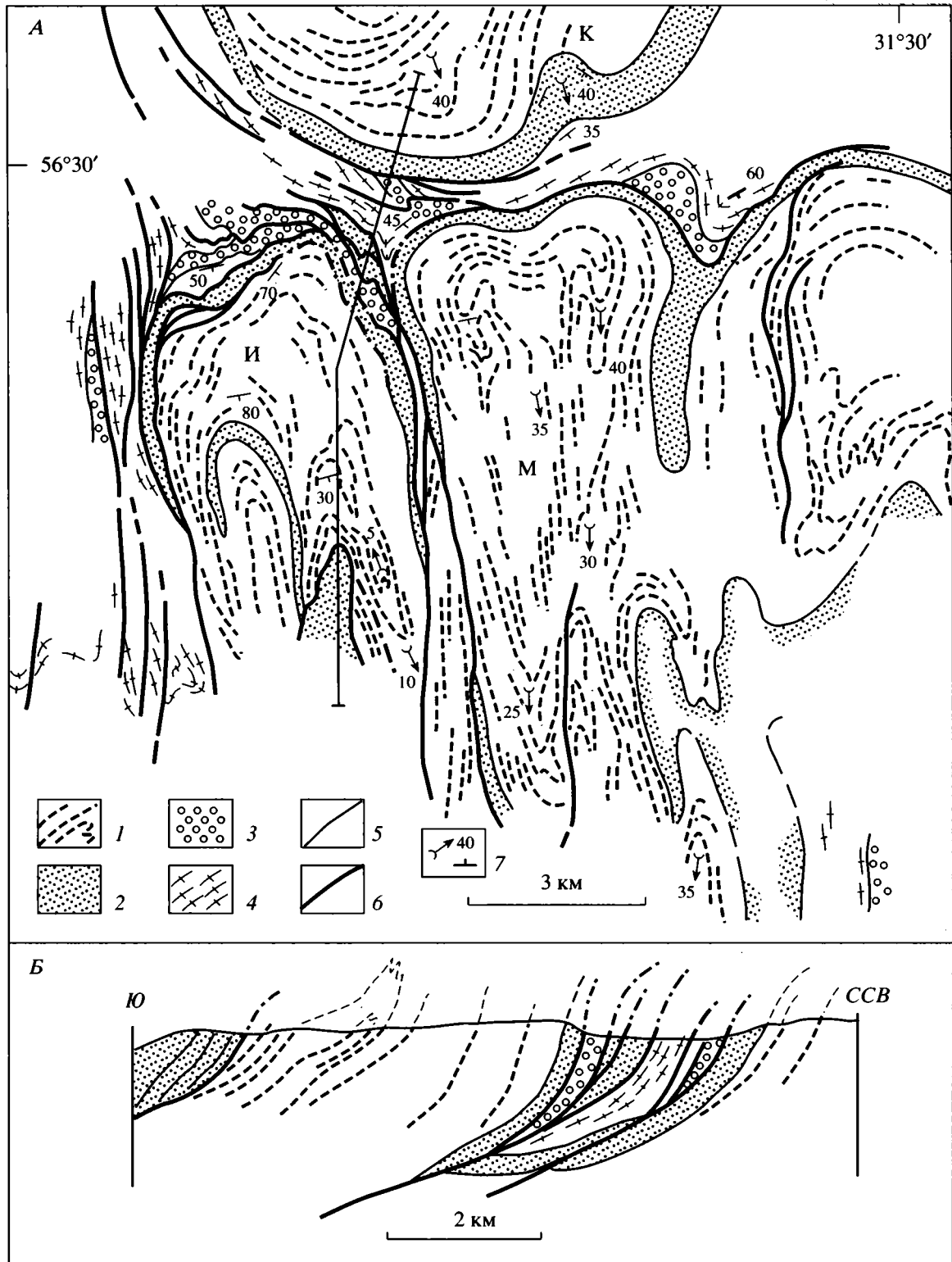
Рис. 4. Схематическая карта района Сортавальской группы поднятий (А) (см. рис. 1) и детальная карта (Б) одного из участков района (по [10]).

А: 1 – гранито-гнейсы архейского основания; 2 – метабазиты ятулийского комплекса; 3 – гранитоиды; 4 – габброиды; 5 – сланцы ладожского комплекса; 6 – надвиги и прочие разрывные нарушения; 7 – береговая линия Ладожского озера; 8 – положение детального участка. Буквами обозначены выступы фундамента: И – Иокирантский, С – Сортавальский, К – Кирьявалахтинский. Б: 1 – мигматизированные гнейсы; 2 – трондьемиты; 3 – тектониты зон разломов; 4 – поверхности сместителей; 5 – оси синформных и антиформных складок; 6 – элементы залегания.

значительного временного перерыва (во всяком случае, в единую стадию метаморфизма), наложены системы прямых складок северо-северо-западного простирания ( $F_2$ ) с субвертикальной тектурой осевых поверхностей ( $S_2$ ), созданной за счет частичной или местами полной перестройки предшествовавшей плоскостной тектуры [10].

При наложении именно таких по морфологии и взаимным пространственным ориентировкам систем складок возникают весьма характер-

ные “грибообразные” интерференционные формы (см. рис. 5), которые отрисовываются по границе между комплексами чехла и фундамента и картируются внутри его куполовидных выступов по системам базитовых даек, комагматичных вулканитам ятулия, и плоскостным текстурам, созданным в фундаменте уже в процессе карельского тектогенеза. На наш взгляд, как раз наложение складчатостей обусловило определенную степень конформности внешних границ выступов основания и



**Рис. 5.** Упрощенная карта Питкярантской группы поднятий (А) (см. рис. 1) и субмеридиональный разрез через структуру (Б).

1 – архейские гранито-гнейсы и системы секущих их базитовых даек раннепротерозойского возраста; 2 – метабазиты ятулия; 3 – кордиерит- и 4 – гранатсодержащие сланцы ладожской серии; 5 – стратиграфические и 6 – тектонические контакты; 7 – шарниры складок и элементы залегания расчленности. Буквами обозначены выступы фундамента: К – Коккасельский, И – Импилахтинский, М – Мурсульский. Вертикальный масштаб на профиле условный.

тех элементов их внутренней структуры, которые были сформированы на стадии ремобилизации кристаллического фундамента. Прямые складки северо-северо-западного или северо-западного простирания фиксируются и в пределах Сортавальской группы выступов фундамента (см. рис. 4) и на рассматриваемой территории Финляндии (см. рис. 1). В последнем случае они, помимо практически повсеместного площадного развития в виде малых форм в обнажениях супракрустальных сланцевых толщ [23, 42], находят отражение в крупных складчатых изгибах самой границы Карельского массива на северо-западе Саво-Ладожской зоны. Можно видеть, что там происходит регулярное чередование удлиненных в северо-запад – юго-восточном направлении выступов фундамента в пределы чехла и, наоборот, “залитов” супракрустальных толщ в пределы массива. Северо-западный структурный план также проявлен в соответствующей вытянутости как отдельных куполовидных выступов фундамента (Соткума, Мааринваара, Куопио), так и их скоплений (группа “куполов” Юоярви).

Принципиальной особенностью проявления раннекинematических разрывно-складчатых деформаций карельского этапа тектогенеза на всем рассматриваемом пространстве является заметный разворот по часовой стрелке фиксируемых осей ранних складок и покровно-надвиговых поверхностей относительно линеамента Ладога–Раахе, что, несомненно, определяется, в соответствии с вышеприведенной структурно-парагенетической моделью (см. рис. 2), левосдвиговыми смещениями по нему. Также показательно нарастание амплитуды, а соответственно и интенсивности покровообразования в пределах площади развития карелид в направлении с юго-востока на северо-запад (от Питкярантской группы выступов фундамента через Сортавальскую группу к районам Оутокумпу и Мааринваара), где располагался сегмент сжатия в условиях левостороннего сдвига и где ожидается максимальное выдавливание материала из глубин в условиях транспрессии (см. рис. 2, В).

Левосдвиговые кинематические условия раннего этапа карельского тектогенеза также нашли отражение в морфологии и расположении ранне- и синкинематических интрузий (см. рис. 1, 3). Многочисленные тела трондьемитов, гранодиоритов и других комагматических с ними интрузий (1.9–1.86 млрд. лет) [23, 35, 40], в пределах широкой полосы линеамента Ладога–Раахе и сопряженных объемов имеют отчетливо вытянутую или даже пластообразную форму и расположены под острым углом к простиранию линеамента, с отклонением от него против часовой стрелки, как раз в соответствии с ориентировкой структур растяжения при левом сдвиге. Более того, на отдельных участках картируются пластообразные кулисно расположенные тела ультраосновных пород и габбро, а также диоритов (см. рис. 3, Б, В) [33, 34, 40], ино-

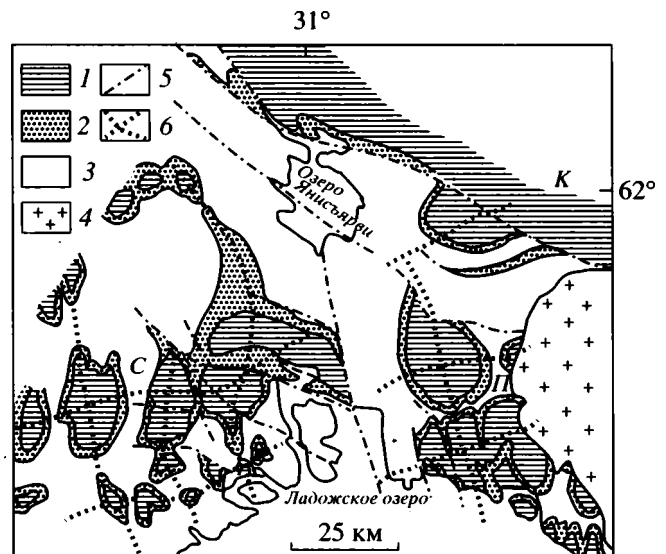


Рис. 6. Схематизированная карта расположения куполовидных выступов фундамента Северного Приладожья (см. рис. 1).

1 – архейский фундамент; 2 – ятулийский супракрустальный комплекс; 3 – ладожский комплекс; 4 – посторогенные гранитоиды; 5 – разломы; 6 – траектории осей систем складок. Буквами обозначены: К – Карельский массив; С – Сортавальская группа выступов фундамента; П – Питкярантская группа выступов.

гда изогнутых вместе с вмещающими их гнейсами в крупные асимметричные “S”-образные в плане складки (см. рис. 3, Г), к замковым частям которых бывают приурочены интрузии гранодиоритов близкого возраста (1.88 млрд. лет).

На поздней стадии деформаций карельского тектогенеза фиксируется смена направления сдвиговых перемещений вдоль транспрессивной линеamentной зоны Ладога–Раахе с левосторонних на правосторонние. Это отразилось на ориентировке тел позднекинematических интрузий (1.85 млрд. лет) гранитов и гранодиоритов (см. рис. 1), а также систем даек метадиабазов и лампрофиров (1.84 млрд. лет), фиксирующих начало кратонизации рассматриваемой территории (см. рис. 3, Б, Г) [40]. Субмеридиональная вытянутость интрузивных и дайковых тел, фиксирующих структуры растяжения, их устойчивое отклонение по часовой стрелке от северо-западного простирания линеамента как раз соответствует ситуации правого сдвига. Соответственно, синхронная им складчатость ( $F_3$ ) ориентирована относительно линеamentов с разворотом в противоположную сторону, т.е. против часовой стрелки, имея преимущественно восток-северо-восточное или северо-восточное простирание (рис. 6, см. рис. 1, 4, Б). Наложение этих складок на раннюю структуру привело к изгибам шарьяжных поверхностей раннего этапа, особенно интенсивно проявленное в районе Мааринваара–Кокка и вдоль зоны Коли-Оутокумпу, которая, имея все структурные при-

знаки левосторонних сдвиговых смещений [29], оказываются парагенетически сопряженной с правосдвиговым (на данном этапе) линеаментом Ладога–Раахе (как синтетические и антитетические сдвиги Р<sub>1</sub> и Р<sub>2</sub>, соответственно). Точно так же этими складками оказываются деформированы и упомянутые выше линейно вытянутые выступы фундамента (район Куопио, Рииставеси, Юоярви). В комплексах пород обоих структурных этажей формируются и плоскостные текстуры (S<sub>3</sub>), парагенетичные складкам, выраженные в сланцевых толщах чехла кренуляционным типом кливажа, а в гранито-гнейсах фундамента дискретно проявленными субвертикальными зонами локализации деформации северо-восточного простирания, часто с признаками левосдвигового смещения.

В целом, наложение систем ранних (F<sub>1</sub> и F<sub>2</sub>) и поздних (F<sub>3</sub>) складок субперпендикулярных простираний привело к возникновению весьма характерных интерференционных форм, определивших брахиформный характер крупной складчатости на обширных территориях развития комплексов чехла, и сам феномен субизометричных изолированных выступов фундамента среди карельских пород. Действительно, в пространственном расположении самих куполовидных выступов фундамента, в характере их группировки как в пределах Финляндии (см. рис. 1), так и в Северном Приладожье (см. рис. 6) просматриваются все те же два направления – северо-западное и северо-восточное.

### О РЕМОБИЛИЗАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И ДИАПИРИЗМЕ

Все вышеописанные деформации карельской эпохи тектогенеза сопровождалась ремобилизацией архейского фундамента, характер и степень проявления которой были весьма изменчивы от места к месту и зависимы от метаморфической зональности и положения в мегаструктуре области. Вдоль северо-восточной границы Саво-Ладожской зоны, где условия метаморфизма карельской эпохи тектогенеза соответствовали преимущественно уровню зеленосланцевой фации, гранито-гнейсы и гранитоиды краевых частей Карельского массива испытали локализованный диафторез в дискретных линзовидно-ветвистых разрывных зонах с устойчивой левосдвиговой кинематикой. В совокупности с синхронными им многочисленными структурами растяжения (трещины отрыва), заполненными кварцевым или кварц-хлоритовым материалом, они характеризуют уровень хрупко-пластических деформаций в коре, где полный реоморфизм пород еще не достигается. При этом возникающие при тектонической нагрузке напряжения релаксируются дифференциальными подвижками множественных блоков и линз, по-видимому, достаточно жестких еще пород, которые сохраняют неизменной свою внутреннюю (архейскую) структуру.

Во внутренних частях свекокарельской области, в ее более высокотемпературных зонах, где доминируют объемные (складчатость) или локализованные (вязкие разрывы) деформации вязко-пластического характера, достигается несомненно более высокая степень подвижности ремобилизуемого гранито-гнейсового субстрата. В пределах куполовидных выступов фундамента пластическую деформацию и интенсивное расщепление испытывают даже базитовые дайки, с которых, собственно, и начинался карельский этап тектогенеза, а структуры архейского времени в гранито-гнейсах, хотя и сохраняются фрагментарно, утрачивают общий, единый план. Особую роль в формировании структуры фундамента на этом этапе начинают играть процессы натрово-калиевого и кремнистого метасоматоза (плаггио-микроклиновое гранитизация, фельдшпатизация и окварцевание), продукты которого в микрогранитном или пегматитовом выражении заполняют весьма значительные по размерам объемы [10]. Судя по линзовидно-ветвистой морфологии и кулисно-эшелонированному характеру расположения тел новообразованных гранитоидов (рис. 3, Д), их доминирующей приуроченности преимущественно к краевым частям выступов фундамента [10, рис. 38], по границам которых часто устанавливаются сдвиговые перемещения, обособление этого материала контролируется, а, возможно, и определяется декомпрессионными явлениями, связанными со сдвигом. Если учесть результаты экспериментально-петрологических работ по изучению процессов декомпрессионного выплавления гранитоидов [6, 7], свидетельствующие о многократном увеличении объема гранитного расплава при резком декомпрессионном снижении давления, это предположение может иметь все основания для серьезного рассмотрения. Тем более, что совершенно очевиден факт приуроченности зоны наиболее глубокого ультраметаморфизма пород карельского и свекофенского комплексов и концентрации гранитоидных интрузий именно к полосе сдвигового линеамента Ладога–Раахе, который, судя по геофизическим данным [39], “дренирует” верхнюю мантию и контролирует перемещение обогащенного калием материала [29]. Последние обстоятельства весьма значимы, если иметь в виду идею В.А. Жарикова о том, что гранитизация может быть вызвана мантийными флюидами [6]. Говоря о связи процессов гранитизации карельской эпохи тектогенеза с линеаментной сдвиговой зоной Ладога–Раахе, нельзя “сбрасывать со счетов” и то, что сама сдвиговая деформация, помимо декомпрессионных явлений, может сопровождаться, судя по ряду теоретических и экспериментальных работ [25, 32, 44], деформационным разогревом материала (strain heating), оказывающим влияние на метаморфические процессы и деформационные свойства пород.



Все вышесказанное приводит нас к выводу, что сдвиговая линейная зона играла исключительную роль в эволюции и характере проявления как деформационных, так и вещественных преобразований в пределах Свекокарельской подвижной области, в том числе и оказывала влияние, а, может быть, и контролировала процессы ремобилизации архейского гранито-гнейсового фундамента. Возникавшие при этом флюидизированные расплавы, помимо собственной повышенной подвижности, придавали окружающим их породам большую пластичность, что в совокупности могло приводить весь гранито-гнейсовый субстрат в достаточно мобильное состояние, со способностью к диапиризму. Однако вопрос о том, образовывались ли в действительности диапиры, остается открытым. Можно только предполагать на основании ряда косвенных признаков, что места интерференции пересекавшихся систем складок куполовидной по морфологии формы могли быть теми "тектоническими убежищами", куда устремлялся подвижный и более легкий в связи с насыщенностью флюидами расплавленный материал. Тем более, что подъему и даже принудительному выдавливанию вверх подвижного материала пониженной вязкости из глубоких горизонтов, как показывают тектонофизические эксперименты на песчано-солидоловых смесях [12], способствуют условия транспрессии, а результатом являются множественные куполовидные по морфологии структуры, трассирующие сдвиговую зону.

С гораздо большей определенностью на связь процессов ремобилизации гранито-гнейсового фундамента, гранитоидного диапиризма и условий транспрессивного сдвига по линейной зоне Ладога-Раахе указывает уже упоминавшийся выше факт явной приуроченности к последней огромного количества интрузивных тел гранитов как раннекинематического, так и позднекинематического этапов карельского тектогенеза. Их отчетливое кулисное расположение по отношению к линейному свидетельствует об их последовательном становлении под контролем декомпрессионных структур растяжения (наподобие трещин отрыва), связанных со сдвигом. Наличие таких парагенетических связей между магматизмом и условиями сдвиговой деформации, а также особенности и детали формирования при этом интрузивных массивов, стадийного изменения их морфологии и характера пространственного размещения убедительно были показаны А. Кастро для схожей структурно-кинематической ситуации в Иберийском поясе [28].

Подводя итог обсуждению вопросов ремобилизации фундамента и гранито-гнейсового диапиризма, нужно подчеркнуть следующее: к весьма важному и, в целом, справедливому выводу В.С. Федорова [19, 20] о том, что гнейсово-купольные структуры являются неотъемлемыми элементами

коллизионных обстановок, следует добавить в качестве обязательного и необходимого условия сдвиговую составляющую. В совокупности с сдвигом (коллизия) региональные сдвиги создают режим транспрессии, геомеханическая обстановка которого как раз обладает всеми достаточными и необходимыми условиями для купольного тектогенеза.

## О ФОРМИРОВАНИИ СИНХРОННЫХ ЗОН ТРАНСПРЕССИИ НА БАЛТИЙСКОМ ШИТЕ В СВЕКОКАРЕЛЬСКУЮ ЭПОХУ ТЕКТОГЕНЕЗА

Свекокарельская подвижная область, со всеми ее особенностями внутреннего строения и эволюции, охарактеризованными выше, не является исключительной структурой Балтийского щита. В близком временном интервале (2.4–1.75 млрд. лет), в той же пространственной ориентировке и, судя по всему, в схожих геодинамических и геомеханических условиях развивался также Беломорско-Лапландский подвижный пояс [1] в области сочленения Кольского и Карельского мегаблоков. Коллизия около 1.9 млрд. лет назад, дивергентно-симметричное строение по типу структуры "пальмового дерева" [4, рис. 7], с глубокими крутыми корнями [31, рис. 5, 6], приуроченность наиболее глубоко метаморфизованных пород (гранулиты Лапландско-Колвицкого пояса) к осевой части пояса, гранитоидный диапиризм в сопряженной с ней полосе, сложная покровно-складчатая структура по обе стороны [9] – все это сходно с главнейшими элементами строения Свекокарельской области. Детальные структурные исследования в пределах геопространства Кольской сверхглубокой скважины [13], составляющего часть северо-восточной периферии Беломорско-Лапландского пояса, позволяют выявить определенные аналогии в структурно-парагенетическом и кинематическом аспектах.

Раннепротерозойский этап эволюции здесь также начинается с блокирования гранито-гнейсового архейского фундамента системами базитовых даек, служивших подводными каналами для вулканитов Печенгской палеорифтогенной структуры, формировавшейся в интервале 2453 ± 44–1955 ± 43 млн. лет [8]. Сами дайки, фиксирующие, очевидно, своим расположением на площади геопространства структуры растяжения, в совокупности образуют отчетливо сигмоидальные, "S"-образные в плане формы, что соответствует кинематическим условиям регионально проявленного левого сдвига. Позже, на главных стадиях карельского тектогенеза (1.9–1.84 млрд. лет), в вулканогенно-осадочном печенгском комплексе формируется система пологих надвигов и асимметричных ("S"-морфологии) полого наклонных и тесно сжатых складок. Они, в свою очередь, деформируются прямыми

складками северо-западного простирания, оси которых развернуты по часовой стрелке относительно Порьиташского разлома, ограничивающего с юга Печенгскую структуру и входящего в дивергентно-верную систему разрывных нарушений всего подвижного пояса. В гранито-гнейсах фундамента в это же время закладывается густая дискретно проявленная система левосдвиговых зон зеленосланцевого диафтореза, фрагментирующих объем архейских пород на линзовидные в трех измерениях, часто иерархически соподчиненные блоки разного размера. Точно так же тектонизации и диафторезу подвергаются и базитовые дайки, которые фрагментируются и смещаются по этим зонам нарушений. В совокупности весь этот складчато-разрывный структурный парагенез, отражающий действие как надвиговой (сжатие), так и сдвиговой компонент смещений, свидетельствует о проявлении левосдвиговой транспрессии.

Здесь также выделяется и позднекинематический этап тектогенеза, на котором произошла смена знака доминирующих смещений по системам разломов с левостороннего на правостороннее. Это отразилось на всех структурных элементах, парагенетически сопряженных один с другим в условиях правого сдвига. Возникли складки и разрывы северо-восточного простирания, крутая плоскостная кливажная текстура той же ориентировки. В зоне Порьиташского разлома и в некоторых других местах произошло обособление кулисно-эшелонированных систем даек и пластообразных интрузивных тел дацит-риолитового состава (1.75 млрд. лет [8]), заполнивших трещины отрыва при правом сдвиге. В широкой полосе к югу от Порьиташского разлома, непосредственно примыкающей к осевой части пояса, сформировалось скопление субизометричных куполовидных структур, пространственно ассоциирующихся с системами пологих надвигов с север-северо-восточной вергентностью. Все это свидетельствует, на наш взгляд, о схожести строения, близком характере и синхронности тектонической эволюции двух рассмотренных подвижных поясов Балтийского щита в карельскую эпоху тектогенеза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный в этой статье материал позволяет сделать целый ряд принципиальных выводов, затрагивающих как вопросы региональной эволюции некоторых областей Балтийского щита в карельскую эпоху тектогенеза, так и отдельные общие аспекты структурообразования в земной коре.

Строение всей Свелокарельской складчатой области в целом, и куполовидные изолированные выступы фундамента в ее пределах, в частности, можно рассматривать как закономерный результат, связанный с эволюцией линеаментной зоны

Ладога–Раахе в режиме длительно (2.0–1.75 млрд. лет) и полистадийно развивавшегося транспрессивного сдвига. Структурная организация этой области на разных масштабных уровнях вполне вписывается в закономерности иерархии структурных парагенезов зон транспрессии, образующих так называемую структуру “пальмового дерева”. Куполовидные выступы фундамента при таком подходе рассматриваются как полигенные, длительно развивавшиеся структуры, являющиеся результатом последовательной смены или сочетания различных действовавших в рассматриваемом объеме коры механизмов структурообразования. Они соединили в себе элементы покровно-складчатого строения, интерференции складчатостей и проявления процессов перераспределения мобилизованного на стадии реоморфизма материала, в результате чего породы архейского фундамента оказались совмещенными на одном структурном уровне с раннепротерозойскими супракрустальными образованиями.

События карельской эпохи тектогенеза практически синхронно и по сходному сценарию развивались и в Беломорско-Лапландском подвижном поясе, во внутренней структуре которого выявляются многие элементы и события, аналогичные таковым в Свелокарельской области. Это позволяет выйти на анализ закономерностей структурно-вещественной эволюции на более низком масштабном-иерархическом уровне, в объеме всего Балтийского щита.

Можно полагать, что сами по себе транспрессивные сдвиги – это вполне типичный способ и результат реализации и протекания деформаций в земной коре, определяемый сочетанием таких важнейших, базисных факторов дислокационных процессов, как гетерогенность и порционирование (разделение) общей деформации на компоненты чистого и простого сдвига. Именно поэтому транспрессия представляется одним из наиболее значимых структурообразующих режимов и механизмов в земной коре.

Зоны транспрессивных сдвигов определяют, контролируют, парагенетически и пространственно взаимосвязывают процессы деформации, магматизма и метаморфизма. Основанный на такой модели подход позволяет выявить закономерности в общей предельно сложной картине строения региона, установить пространственные и временные взаимосвязи между элементами структуры. Зоны региональных транспрессивных сдвигов можно рассматривать как пути и способы выведения глубинных образований, в том числе и верхнемантийных, на поверхность.

Работа выполнена в соответствии с темами, поддержанными грантами РФФИ 97-05-64709 и 97-05-64443.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беломорский подвижный пояс / Ред. Володичев О.И.: Тез. докл. Междунар. конф. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ РАН, 1997. 125 с.
2. Великославинский Д.А. Метаморфические зоны в Северном Приладожье и оценка температур метаморфизма кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 61–70.
3. Вякюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии // М.: Изд-во ИЛ, 1959. 295с.
4. Глебовицкий В.А. Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. 1996. № 5. С. 27–42.
5. Григорьева Л.В., Шинкарев Н.Ф. Условия образования купольных структур в Приладожье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 41–45.
6. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
7. Летников Ф.А., Кузнецов К.Е., Медведев В.Я. К проблеме декомпрессии флюидизированных силикатных расплавов // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 3. С. 682–684.
8. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
9. 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.
10. Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120.
11. Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. Структура кристаллических комплексов в субграницной зоне чехла-фундамента (на примере Северного Приладожья) // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. Всес. Школы. М.: ГИН АН СССР, 1986. Ч. II. С. 73–74.
12. Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и трансенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
13. Морозов Ю.А., Смирнов Ю.П., Шолов В.Н. Структурная организация и деформационно-вещественные неоднородности архейских толщ самого нижнего уровня ствола Кольской сверхглубокой скважины // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1998. С. 42–45.
14. Морозов Ю.А., Сомин М.Л. Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 122–124.
15. Салон Д.И. Гнейсо-гранулитовый комплекс – фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 5. С. 3–17.
16. Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Л., 1954. 198 с. (Тр ЛАГЕД АН СССР; Вып. 4).
17. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеева А.С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) // Л.: Наука. 1970. 227 с.
18. Тугаринов А.И., Бибикина Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии // М.: Наука, 1980: 131 с.
19. Федоровский В.С. Гнейсово-купольный тектогенез как индикатор коллизии // Земная кора и мантия. Иркутск: Наука, 1995. С. 105–106.
20. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
21. Черноморский М.А. О гетерогенной и полигенетической природе гранито-гнейсовых куполовидных структур древних метаморфических комплексов восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 3. С. 687–690.
22. Шуркин К.А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов (Северное Приладожье) // М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 128 с.
23. Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J., Park A.F. Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokareliides, Finland // Precambrian Tectonics Illustrated. Stuttgart: Springer-Verlag, 1984. P. 147–171.
24. Brun J.P. The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes of eastern Finland // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. P. 441–458.
25. Brun J.P., Cobbold P.R. Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review // Journ. Struct. Geol. 1980. V. 2. № 1, 2. P. 149–158.
26. Brun J.P., Gapais D., Le Theoff B. The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs // Tectonoph. 1981. V. 74. P. 283–304.
27. Campbell D.S., Treloar P.J., Bowes D.R. Metamorphic history of staurolite-bearing shists from the Svecokareliides, near Heinavaara, eastern Finland // Geol. Fören. Stockh. Forhand. 1979. V. 101. Pt. 2. P. 105–118.
28. Castro A. Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain // Journ. Struct. Geol. 1986. V. 8. № 6. P. 633–645.
29. Ekdahl E. Early proterozoic Karelian and Svecokarelian formations and the evolution of the Raahe–Ladoga Ore Zone, based on the Pielavesi area, central Finland // Geol. Survey of Finland. Bull. 1993. V. 373. 137 p.
30. Escola P. The problem of mantled gneiss domes // Quart. Journal Geol. Soc. London. 1949. V. 104. Pt. 4. P. 461–476.
31. Europrobe 1996. Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents / Eds. Gee D.G., Zeyen H.J. Uppsala University, 1996. 138 p.
32. Fleitout L., Froidevaux C. Thermal and mechanical evolution of shear zones // Journ. Struct. Geol. 1980. V. 2. № 1/2. P. 159–164.

33. *Goal G.* Proterozoic tectonic evolution and late Sveco-Karelian plate deformation of the Central Baltic Shield // *Geol. Rundsch.* 1982. B. 71. H. 1. P. 158–170.
34. *Grundström L.* The Laukunkangas nickel-copper occurrence in southeastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1980. V. 52. P. 23–53.
35. *Halden N.M.* Structural, metamorphic and igneous history of migmatites in the deep levels of a wrench fault regime, Savonranta, eastern Finland // *Trans. Royal Soc. Edinb. Earth Sci.* 1982. V. 73. P. 17–30.
36. *Harland W.B.* Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen // *Geol. Mag.* 1971. V. 108. P. 27–42.
37. *Jones R.R., Tanner P.G.* Strain partitioning in transpression zones // *Journ. Struct. Geol.* 1995. V. 17. № 6. P. 793–802.
38. *Kahma A.* The main metallogenic features in Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1973. V. 265. 29 p.
39. *Luosto U., Lanne E., Korhonen H.* Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in central Finland // *Ann. Geophys.* 1984. V. 2. P. 559–570.
40. *Neuvonen K.J., Korsman K., Kouvo O., Paavola J.* Paleomagnetism and age relations of the rocks in the Main Sulphide Ore Belt in central Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1981. V. 53. Pt. 2. P. 109–133.
41. *Park A.F.* Accretion tectonism in the Sveco-Kareliides at the Baltic Shield // *Geology.* 1985. V. 13. P. 725–729.
42. *Park A.F., Bowes D.R.* Basement–cover relationships during polyphase deformation in the Sveco-Kareliides of the Kaavi district, eastern Finland // *Trans. Royal Soc. Edinb. Earth Sci.* 1983. V. 74. P. 95–118.
43. *Pekkarinen L.J.* The Karelian formations and their depositional basement in the Kiihtelysvaara–Värtsilä area, east Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1979. V. 301. 141 p.
44. *Poirier J.P.* Shear localization and shear instability in materials in the ductile field // *Journ. Struct. Geol.* 1980. V. 2. № S. P. 135–142.
45. *Ramsay J.G., Huber M.* The techniques of modern structural geology. London: Academic Press Inc.; 1987. V. 2. P. 309–700.
46. *Ratschbacher L.* Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression // *Tectonophysics.* 1986. V. 125. № 4. P. 335–356.
47. *Sanderson D.J., Marchini W.R.D.* Transpression // *Journ. Struct. Geol.* 1984. V. 6. P. 449–458.
48. *Savolahti A.* On rocks containing garnet, hypersthene, cordierite and gedrite in the Kiuruvesi region, Finland // *Bull. Comm. Geol. Finland.* 1966. Pt. I. № 222.
49. *Shuldiner V.I., Baltibaev Sh.K., Glebovitsky V.A., Kozyreva I.V.* Geology of the north-west Ladoga region // *Field trip Guidebook. St.-Petersburg.*, 1995. 85 p.
50. *Biddle K.T., Christie-Blick N.* (Eds.). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation // *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* 1985. V. 37. 386 p.
51. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V. 100. № 11. P. 1666–1703.
52. *Sylvester A.G., Smith R.R.* Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San-Andreas fault zone // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1976. V. 66. P. 2081–2102.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.С. Федоровский

## The Role of Transpression in the Structural Evolution of the Sveco-Kareliides in the Baltic Shield

Yu. A. Morozov

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

The structural evolution of the Sveco-Karelian mobile belt in the Baltic Shield during the Karelian orogeny was largely guided by transpression along the Ladoga–Raahe suture, separating the Kareliides from the Svecofenides. The suture traces the axis of a large palm tree structure. Within and around it, high-grade metamorphic terranes, including the ophiolitic complex and the fragments of Archean crystalline basement, juxtaposed with the Karelian supracrustal rocks, are exposed on the surface as a package of thrust sheets. Left-lateral movements along the lineament during the early kinematic phase (2.0–1.9 Ga) gave rise to E–W-trending en-echelon folds, deforming the stacked thrust-sheets. The synkinematic en-echelon extension structures provided pathways for igneous intrusions of widely varying compositions (from basic to acid) and guided the inception of troughs with volcanoclastic fill. The transition from left-lateral to right-lateral movements along the lineament during the late kinematic phase (1.85–1.75 Ga) produced a system of NE–SW-trending folds, which were superimposed on the thrust sheets and earlier folds, giving rise to a system of interference domes. Some of these domes entrapped isolated fragments of Archean basement rocks, which then were initially interpreted as mantled granite-gneiss domes, in the core. Pronounced granitoid rheomorphism within the domes, on margins in particular, was probably induced by granite fusion related to strike-slip decompression. Transpression facilitated the ascent and dislocation of remobilized material. Contemporaneous events, characterized by similar manifestations and mechanisms, obviously took place in the Belomorian–Lapland mobile belt. Transpression was apparently among the most important crustal structure-forming regimes and mechanisms, whereas transpressional wrenching played a typical role in the crustal deformation process. Regional transpressional wrench faults provided the mechanisms and pathways that helped push abyssal rocks up to the surface.

УДК 551.242.5(267)

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ РАЗЛОМА ОУЭН (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)

© 1999 г. А. И. Пилипенко

Государственное геологическое предприятие НПО "Южноморгеология", Геленджик

Поступила в редакцию 18.09.98 г.

В статье приводится анализ данных многоканального сейсмического профилирования, выполненного в окрестности южной части разлома Оуэн. В нижней части осадочного чехла Северо-Сомалийской котловины предполагается присутствие осадков позднеюрско-раннемелового возраста, насыщенных вулканиками покровного типа. По обе стороны от хребта Чейн выделяются разломные зоны, между которыми обособляется фрагмент океанической коры, отвечающий ранней стадии развития срединного-океанического хребта Карлсберг и имеющий предположительно позднемеловой возраст фундамента. Глубина залегания фундамента в пределах фланговой зоны хребта Карлсберг последовательно увеличивается в западном направлении, достигая максимального значения (6600 м) на западном крыле разломной зоны, сопряженной с восточным подножием хребта Чейн. Ширина хребта Чейн и его форма существенно меняются вдоль по простиранию, что, очевидно, является следствием частой смены геодинамических обстановок. В районе 5° с.ш. хребет Чейн состоит из двух осложненных гребнями гряд, ограниченных с запада и востока разломными зонами, расстояние между которыми достигает 100 км. Наблюдается тенденция дальнейшего расширения хребта Чейн в южном направлении. Западнее хребта Чейн идентифицируются диапирообразные структуры, природа которых объясняется процессами серпентинизации пород и гидротермальной деятельности. Область распространения диапирообразных структур совпадает в плане с выделенной по данным гравиметрии полосой разуплотнения пород фундамента и тесно ассоциируется с ранней стадией развития разлома Оуэн.

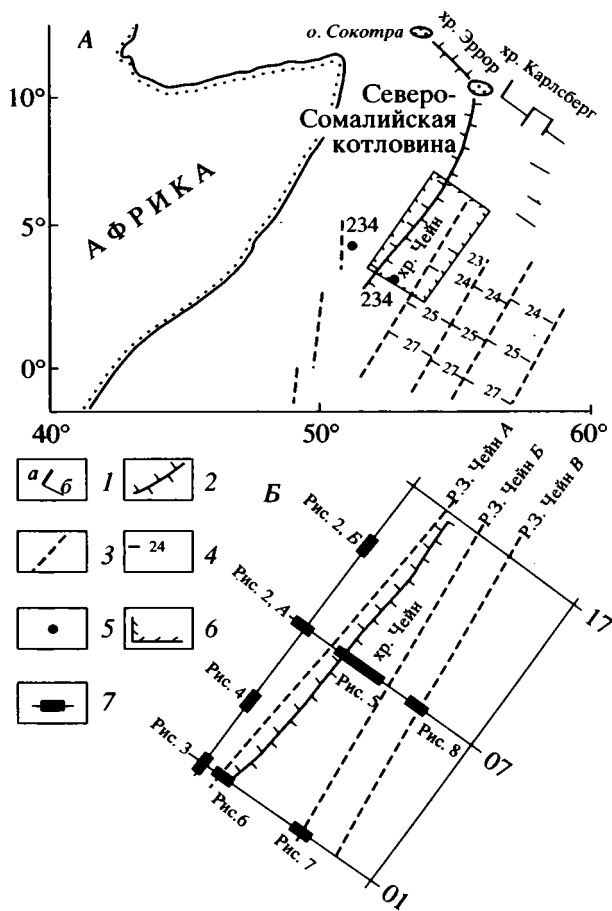
### ВВЕДЕНИЕ

В 1980 г. объединением "Южноморгеология" Министерства природных ресурсов Российской Федерации (бывшее Министерство геологии СССР) в северо-западной части Индийского океана на научно-исследовательском судне "Исследователь" были проведены геофизические исследования, включавшие многоканальное сейсмическое профилирование в комплексе с гравиметрией и магнитометрией. В геологическом отношении исследуемый полигон перекрывает южную часть разлома Оуэн (the Owen fracture zone) и прилегающие к ней участки Северо-Сомалийской котловины и западной фланговой зоны хребта Карлсберг (рис. 1). В ходе работ было отработано пять сейсмических профилей общей протяженностью 2700 км. Многоканальное сейсмическое профилирование выполнялось с использованием 24-канальной приемной установки на базе 2400 м. В качестве источника упругих колебаний применялся групповой пневмоисточник "Импульс-1" (частоты 5–40 Гц). Обработка материала была выполнена в вычислительном центре в г. Геленджике по стандартному графу, в том числе с использованием процедуры миграции на отдельных участках профилей.

Сейсмические материалы, полученные в районе южной части разлома Оуэн, характеризуются специфической сейсмovolновой картиной и неоднозначностью интерпретации, требующей для рас-

шифровки геологического строения океанической коры использования всей совокупности геолого-геофизических данных. Разлом Оуэн неоднократно привлекал к себе внимание исследователей, так как является одной из ключевых структур Индийского океана, игравшей важную роль в его тектонической эволюции. Впервые наиболее подробно разлом Оуэн был описан в работе [22]. Разлом Оуэн имеет протяженность более 2900 км и простирается примерно по азимуту 35–40°. Разлом Оуэн состоит из нескольких структурных сегментов: активной части разлома (собственно трансформного разлома), хребтов Оуэн и Меррея (Murraу) на северо-востоке и хребта Чейн на юго-западе. Продолжение северного сегмента этого разлома трассируется на континенте [15]. Активная часть разлома располагается между срединно-океаническими хребтами Шеба (Срединно-Аденского) на западе и Карлсберг (Аравийско-Индийского) на востоке. Они испытывают правостороннее смещение один относительно другого на расстояние примерно 300 км.

За последнее десятилетие опубликованы новые обобщающие работы [4, 18, 23, 24 и др.], освещающие строение земной коры в данном регионе в основном по данным естественных геофизических полей, что позволяет, используя эти данные, более объективно и обоснованно подойти к интерпретации сейсмического материала. В настоящей статье по данным сейсмических иссле-



**Рис. 1.** Обзорная схема исследуемой площади (А) и схема профилей многоканального сейсмического профилирования (рейс НИС "Исследователь", 1980 г.) с положением фрагментов, иллюстрируемых на рис. 2–8 (Б).

1 – трансформные разломы (а) и осевая зона рифта в пределах хребта Карлсберг (б); 2 – оси хребтов, ограничивающих Северо-Сомалийскую котловину; 3 – разломные зоны и 4 – линейные магнитные аномалии с их номерами, по данным [24]; 5 – глубоководные скважины DSDP; 6 – исследуемая площадь; 7 – положение обработанных площадей (тонкая линия) и иллюстрируемых фрагментов (жирная линия).

Цифрами 01, 07, 14, 15, 17 обозначены номера профилей.

дований приводится анализ строения океанической коры в окрестности южной части разлома Оуэн, показана важная роль в механизме формирования хребта Чейн разломных зон, освещаются некоторые дискуссионные вопросы, имеющие отношение к природе деформаций в фундаменте и осадочном чехле, описываются специфические сейсмические аномалии, тесно ассоциирующиеся со вторичным преобразованием пород в результате гидротермальной деятельности и серпентинизации пород.

## СЕВЕРО-СОМАЛИЙСКАЯ КОТЛОВИНА

Согласно существующим представлениям [18, 23, 24], Северо-Сомалийская котловина является

одним из наиболее древних фрагментов океанической коры в Индийском океане. Дно котловины, морфологически представляющее собой абиссальную равнину, лежит на глубинах 5000–5100 м. Возраст ее океанического ложа, образовавшегося на начальном этапе раскола Гондваны (Восточной и Западной), оценивается как позднеюрско-раннемеловой.

По особенностям морфологии и геофизической характеристике Северо-Сомалийская котловина имеет четкие структурные границы, за исключением южной ее части, которая непосредственно переходит в Западно-Сомалийскую котловину. Структурный переход осуществляется по системе субмеридионально ориентированных и кулисто расположенных разломных зон [18, 23]. На востоке и северо-востоке Северо-Сомалийская котловина ограничивается хребтами Чейн и Эррор. На западе ее граница проходит примерно на расстоянии 100 км от берега Африканского континента и совпадает с пассивной континентальной окраиной, погребенной под осадочным чехлом. Размеры Северо-Сомалийской котловины составляют около 1100 км в длину и 400–500 км в ширину.

Данные гравитационного моделирования вдоль геотраверса [23] указали на существование континентальной погребенной окраины, протягивающейся в субширотном направлении на расстояние около 200 км от побережья Африки до о-ва Сокотра. Эта континентальная окраина, по всей видимости, является самым северным ограничением Северо-Сомалийской котловины. По данным интерпретации гравитационных аномалий, глубина залегания поверхности Мохо в окрестности о-ва Сокотра оценивается величиной около 35 км.

Согласно реконструкциям спрединга, разрастание дна в Северо-Сомалийской и Западно-Сомалийской котловинах происходило в результате дрейфа Восточной Гондваны в южном направлении в эпоху аномалий M22–M0 (156–118 млн. лет) [18]. Линейные магнитные аномалии указанного возраста интенсивностью до 250 гамм идентифицированы к югу от экватора в Западно-Сомалийской котловине (между 1 и 12° ю.ш.) [18]. По этим же данным, предположительно линейные магнитные аномалии интенсивностью 100–150 гамм присутствуют в Северо-Сомалийской котловине, однако, однозначную их идентификацию в соответствии с геохронологической шкалой инверсий осуществить не удалось.

Региональный уровень гравитационных аномалий в свободном воздухе в центральной части Северо-Сомалийской котловины, по данным Дж. Кохрана [18], характеризуется значениями от минус 25 до минус 40 мГал. Эта величина намного меньше, чем к востоку от хребта Чейн, где уровень гравитационного поля изменяется от минус 10 до минус 20 мГал. В Северо-Сомалийской котловине зафиксирована также аномалия геоида (5-метровая депрессия) [18]. В гравитационном поле разлому

Оуэн отвечает полоса разуплотнения пород шириной 50–100 км [4]. В районе хребта Чейн она имеет преимущественное распространение на прилегающем участке Северо-Сомалийской котловины. Согласно данным моделирования гравитационных аномалий, мощность земной коры в наиболее глубоководной части Северо-Сомалийской котловины составляет 5–7 км [23]. Предполагается, что формы гравитационной и геоидной аномалий отображают краевой эффект: на западе связанный с границей континентальной и океанической коры, на востоке (на западной стороне хребта Чейн) – с зоной стыка двух разновозрастных фрагментов океанической коры. Показательно, что, по данным интерпретации гравитационных аномалий [23], астеносферный выступ отмечается не только под упомянутым выше срединным хребтом Шеба (Sheba), но и под хребтом Эррор (Erroг), причем подошва коры под указанными структурами расположена соответственно на глубинах 10 и 15 км.

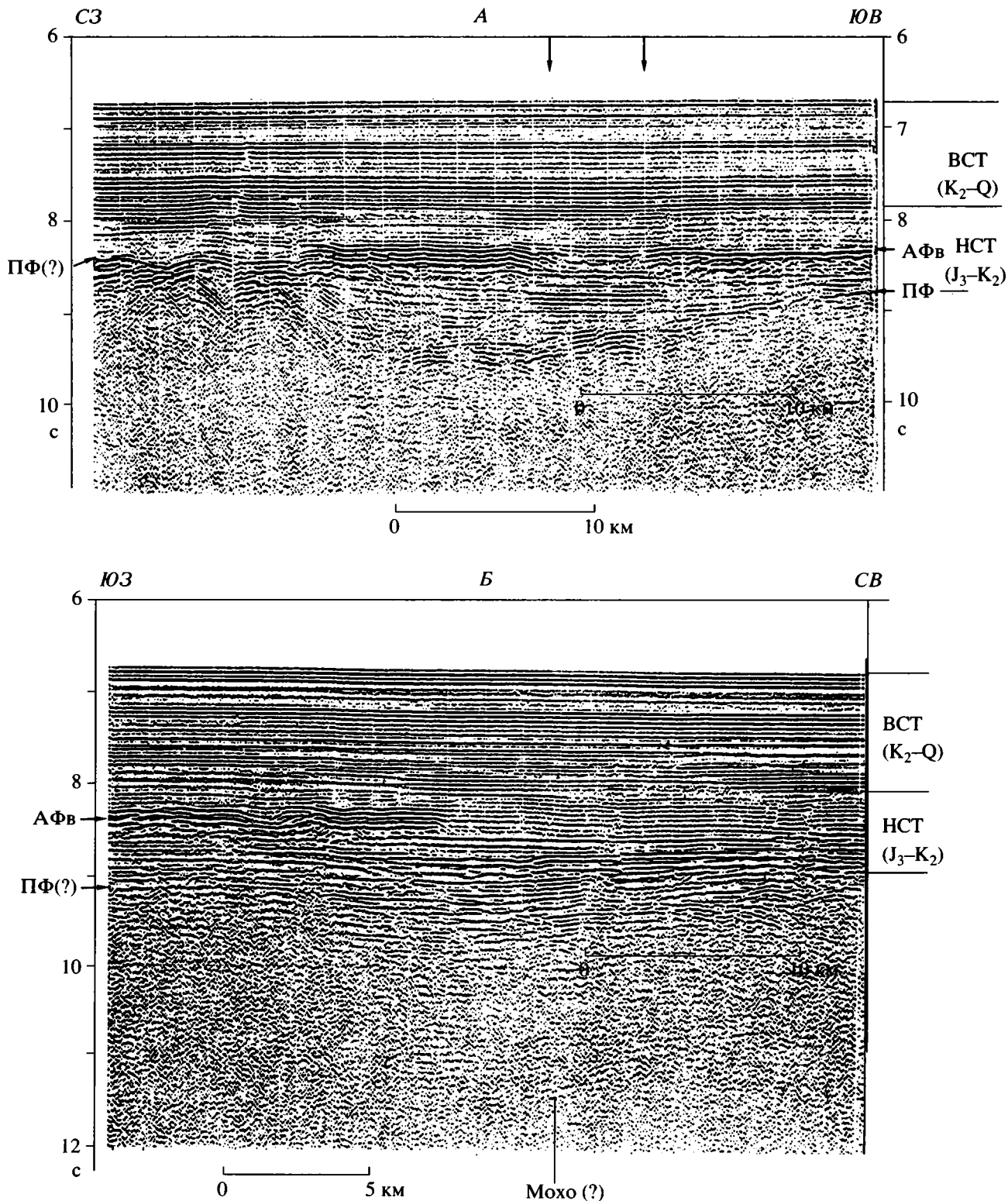
На профилях многоканального сейсмического профилирования в Северо-Сомалийской котловине практически повсеместно удается выделить две сейсмические толщи (верхнюю и нижнюю) (рис. 2). Они условно отождествляются с позднюрско-поздне меловыми и позднемеловыми–кайнозойскими отложениями. Верхняя сейсмическая толща представлена стратифицированными горизонтально-слоистыми осадками мощностью 900–1000 м. Нижняя толща сформирована сложным сочетанием и переходом по латерали акустически прозрачных (или полупрозрачных) и стратифицированных осадков. Структурные особенности нижней сейсмической толщи позволяют относить ее к осадочно-вулканогенному комплексу по ряду критериев, из которых основным является наличие в надфундаментном разрезе аномальных отражающих горизонтов, интерпретируемых как вулканиты покровного типа. Они часто выступают в качестве акустического экрана, затрудняющего, а иногда делающего невозможным определение положения поверхности истинного океанического фундамента.

Для удобства описания акустическому фундаменту (АФ), связанному с вулканитами внутри осадочного чехла, присвоен индекс АФв (в – вулканиты). Поверхность океанического фундамента (базальтов второго океанического слоя) регистрируется на времени от 8.2 до 9.2 с и несет в себе отпечаток блоковой структуры (с размерами блоков 5–10 км и менее). Внутреннее строение кристаллической коры свидетельствует об ее интенсивной расчлененности и раздробленности. На сейсмопрофилях хорошо идентифицируются вертикальные неоднородности, обусловленные, видимо, вторичной тектоно-магматической переработкой древней океанической коры. Вместе с тем реологическое расчленение кристаллической коры с подразделением ее на отдельные океанические слои удается выполнить лишь на локальных по размерам участках. По-видимому, не исключена геологическая ситуация, при которой верти-

кальное реологическое расчленение может быть связано с присутствием в фундаменте более или менее метаморфизованных осадочных слоев.

В целом для исследуемой площади характерно значительное изменение рисунка отражений по латерали внутри нижней осадочно-вулканогенной толщи. Ее формируют в основном аккумулятивные седиментационные тела, которые нивелируют первичный расчлененный рельеф поверхности океанического фундамента. Максимальная мощность (до 1.5 км) нижней осадочно-вулканогенной толщи фиксируется в грабенах локальной седиментации (пример см. рис. 2, А). Представленный фрагмент профиля многоканального профилирования иллюстрирует расчленение разреза на сейсмическую толщу и изменчивость качеств отражения от пачки вулканитов. Из рисунка видно, что на локальном участке шириной около 5 км, где граница АФв перестает уверенно прослеживаться, в подстилающей ее осадочной толще отмечается улучшение прослеживаемости отражающих горизонтов. Усиление динамической выразительности поверхности океанического фундамента в пределах грабенообразной структуры также приурочено к указанному интервалу разреза.

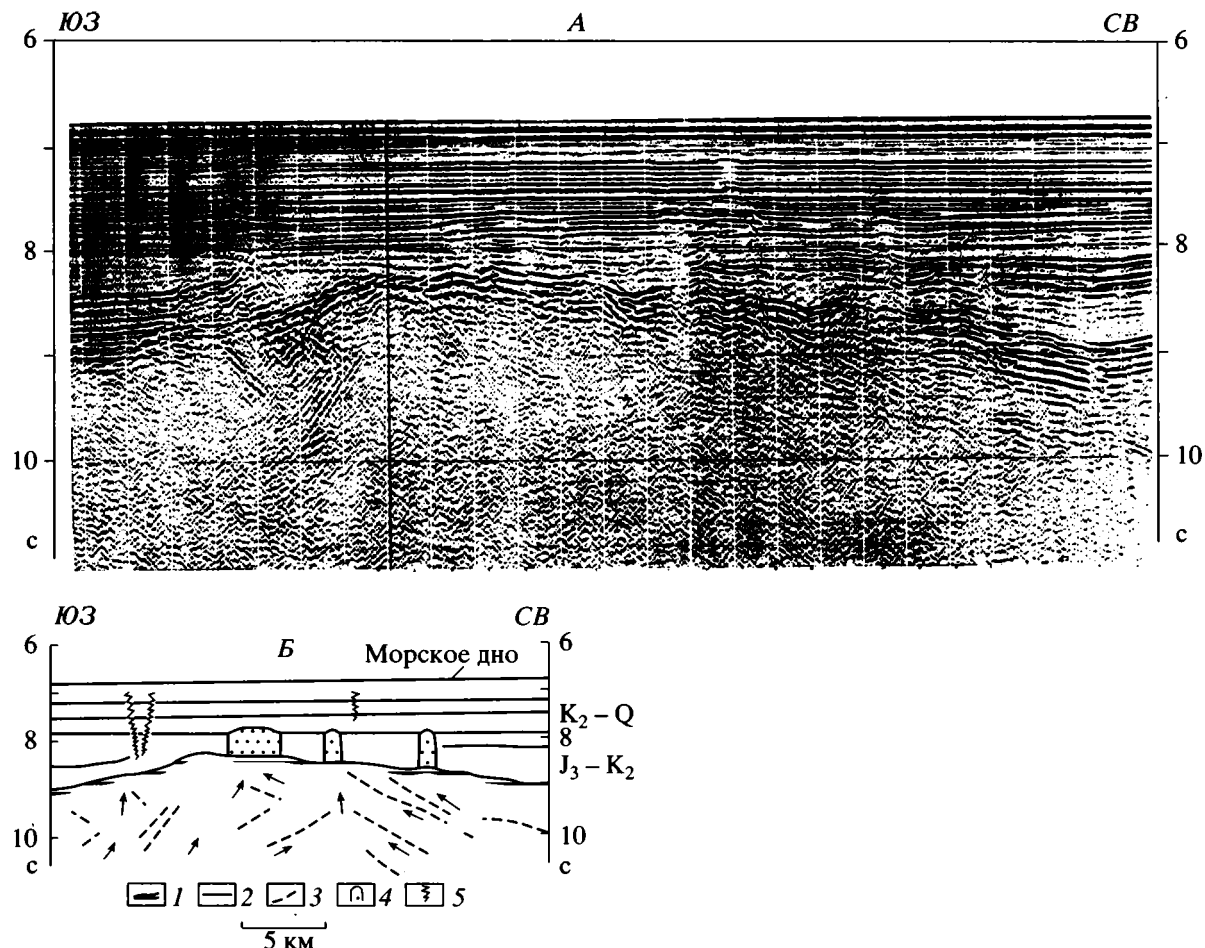
Стратиграфическое положение поверхности океанического фундамента не всегда можно идентифицировать однозначно, как это следует из фактического материала, вследствие появления в разрезе неоднородностей, возможно, представляющих собой чужеродные включения с другим типом фундамента, впаянные в океаническую кору. Этот вывод в особенности касается северной части площади (рис. 2, Б). На представленном рисунке хорошо видно прекращение прослеживаемости горизонта АФв и замещение его осадочными породами. В левой части рисунка в интервале времени 8.7–9.7 с выделяется относительно слоистая толща, отвечающая, очевидно, породам осадочного генезиса. Ее отражательная способность ухудшается в северном направлении. Судить о характере истинного фундамента и, в частности, о глубине залегания его поверхности – весьма трудная задача. На времени 10.5–11.5 с намечается глубинный горизонт, испытывающий воздымание в северном направлении. Его природа, как и самого фундамента, остается неясной. Можно предложить несколько альтернативных вариантов интерпретации, один из которых предполагает, что глубинный горизонт представляет собой поверхность Мохо. С другой стороны, подобного рода сейсмическая запись с относительно слоистой верхней частью фундамента часто встречается в области переходной коры (от континентальной к океанической). Учитывая тектоническое положение Северо-Сомалийской котловины, нельзя не исключать присутствия в ее фундаменте неоднородностей в виде обломков переработанной и видоизмененной континентальной коры, образовавшихся в ходе деструкции континентальной окраины на начальном этапе распада Гондваны.



**Рис. 2.** Фрагменты профилей многоканального сейсмического профилирования 07 (А) и 15 (Б), иллюстрирующие характер строения океанической коры в Северо-Сомалийской котловине.

АФв – акустический фундамент, связанный с вулканитами внутри осадочного чехла; ПФ – поверхность фундамента; ВСТ и НСТ – соответственно верхняя и нижняя сейсмические толщи. Вертикальными стрелками показан участок прекращения прослеживаемости отражающей поверхности АФв. Вертикальная шкала – двойное время в секундах. Положение фрагментов показано на рис. 1.





**Рис. 3.** Мигрированный фрагмент сейсмического профиля 15 (А) с интерпретацией (Б), иллюстрирующий сейсмические аномалии в осадочном чехле Северо-Сомалийской котловины.

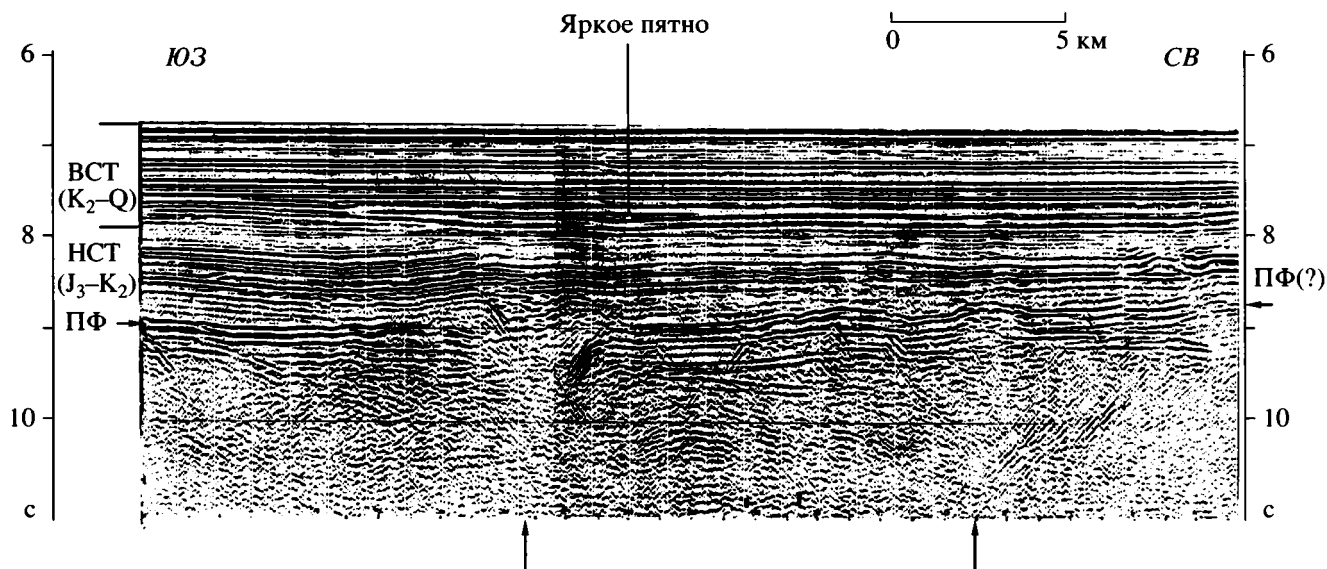
1 – поверхность фундамента; 2 – наиболее выразительные отражающие горизонты в осадочном чехле; 3 – наклонные отражающие горизонты в кристаллической коре; 4 – структуры, в пределах которых отмечается видоизмененная сейсмическая запись; 5 – флюидогенные деформации. Стрелки на рис. 3, Б – направление наиболее вероятной миграции глубинных флюидов в кристаллическом фундаменте. Вертикальная шкала – двойное время в секундах. Положение фрагмента показано на рис. 1.

Анализ сейсмического материала привел к выводу о том, что в осадочном чехле Северо-Сомалийской котловины присутствуют специфические сейсмические аномалии, природа которых, видимо, связана с вертикальной миграцией и внедрением в осадочный чехол глубинного мантийного вещества и флюидов. Подобного рода аномальные сейсмические тела, образовавшиеся за счет глубинного источника деформации, известны на отдельных ограниченных по площади участках Северо-Австралийской и Западно-Австралийской котловин [7, 8]. Все наблюдаемые сейсмические аномалии можно условно разделить на три группы.

1. Сейсмические аномалии, характеризующиеся ярко выраженной вертикальной зональностью, представленной в виде акустически прозрачной или полупрозрачной записи (рис. 3). Как правило, аномалии этого типа затухают на одном и том же стратиграфическом уровне, совпадающем с границей

раздела верхней и нижней осадочных толщ. Судя по материалам многоканального сейсмического профилирования, структура кристаллической коры в области распространения подобного рода структур характеризуется повышенной тектонической раздробленностью с многочисленными вертикальными неоднородностями и наклонными нарушениями (см. рис. 3). Эти нарушения могут рассматриваться в качестве подводящих каналов, игравших важную роль при гидротермальной циркуляции. Анализ фактических материалов позволяет сделать вывод, что латеральные перепады акустических жесткостей обусловлены вторичными изменениями физических свойств осадков, надо полагать, под воздействием глубинных высокотемпературных флюидов при их миграции через осадочную толщу.

2. Диапирообразные структуры. На рис. 4 показаны две неравновеликие диапирообразные структуры, заметно выраженные в нижней части



**Рис. 4.** Мигрированный фрагмент сейсмического профиля 15, иллюстрирующий диапирообразные структуры в Северо-Сомалийской котловине.

Стрелками показаны диапирообразные структуры, отождествляемые с внедрением серпентинитовых протрузий. ПФ – поверхность фундамента; ВСТ и НСТ – соответственно верхняя и нижняя сейсмические толщи. Вертикальная шкала – двойное время в секундах. Положение фрагмента показано на рис. 1.

осадочного чехла и отвечающие вертикальным неоднородностям в фундаменте. В средней части рисунка на времени более 10 с видна мелкоблочковая структура фундамента (с размерами блоков 1–3 км). В правой части рисунка обнаруживается серия наклонных отражений, которые принадлежат, судя по всему, тектонически расслоенной кристаллической коре. Можно предположить, что в верхней части фундамента присутствует относительно слоистая толща (возможно, осадочно-вулканогенного генезиса) временной мощностью около 0.6 с. Наблюдаемое резкое изменение характера записи в осадочном чехле над диапирообразной структурой можно объяснить подъемом вверх осадочных пород в результате эндогенной деятельности. Показательно, что на времени около 7.8 с в основании верхней осадочной толщи выделяется сейсмическая аномалия типа “яркого пятна”, рассматриваемая в качестве одного из визуальных диагностических признаков миграции флюидов (возможно, УВ-флюидов).

3. Флюидогенные деформации. Этот тип сейсмических аномалий нередко диагностируется в осадочных нефтегазоносных бассейнах [5]. Отличительными особенностями флюидогенных деформаций в Северо-Сомалийской котловине являются: 1) нарушение фазовой корреляции отражающих горизонтов в зоне флюидогенного разрыва, составляющее всего одну фазу или половину фазы (первые десятки метров), причем нарушения фазовой корреляции часто более ярко выражены в верхней части осадочного чехла. Как правило, синхронные по возрасту отражающие горизонты по

обе стороны от флюидогенного разрыва располагаются на одном гипсометрическом уровне. Это обстоятельство не позволяет считать образование подобного рода деформаций за счет неравномерного (дифференцированного) уплотнения осадочных пород; 2) появление в зоне флюидогенного разрыва аномальных отражающих площадок (плоских “ярких пятен”) и аномальных сейсмических тел (шириной первые сотни метров) в виде воронкообразных и чужеродных конусообразных включений. Можно предполагать определенную аналогию флюидодинамических процессов в зонах флюидогенных разрывов и в грязевых вулканах. Разница, возможно, заключается в том, что процесс в них реализуется по-разному (трещинный и сфокусированный типы восходящих энергетических потоков).

### ХРЕБЕТ ЧЕЙН

Хребет Чейн является относительно крупной линейной морфоструктурой в рельефе дна Индийского океана в пределах южного сегмента разломной зоны Оуэн [15, 17]. Он имеет протяженность около 900 км. На юго-восточном склоне хребта Чейн драгированием подняты обломки габбро. Его абсолютный возраст, по данным Э. Бунке с соавторами [17], определенный К-Аг методом, составляет 89.6 млн. лет (поздний мел). Близ восточного подножия хребта Чейн пробурена скважина DSDP 235 (при глубине моря 5146 м) [21], в которой вскрыты базальты позднемелового возраста (маастрихт) на глубине 651.5 м от поверхности дна.

В строении хребта Чейн по данным батиметрии обычно выделяют южное и северное звенья, граница между которыми проходит примерно на  $7^{\circ}20'$  с.ш. [18]. Северное звено прослеживается в северном направлении вплоть до западной оконечности подводной горы Эррор, имеющей абсолютную максимальную отметку 368 м. Гора Эррор вытянута в субширотном направлении, а ее восточная оконечность расположена против рифтовой зоны хребта Карлсберг. Согласно данным [18], от горы Эррор в север-северо-западном направлении ответвляется хребет Эррор, прослеживающийся до о-ва Сокотра.

Хребты Чейн и Эррор располагаются примерно на одной структурной линии, которая, испытывая криволинейный изгиб в восточном направлении, ограничивает с востока и северо-востока океаническое ложе Северо-Сомалийской котловины. В пределах хребта Чейн южнее  $7^{\circ}20'$  с.ш., судя по батиметрической карте [1], можно выделить по крайней мере два сегмента второго порядка, граница между которыми проходит примерно на  $5^{\circ}$  с.ш. Северное звено имеет относительно более однообразное строение с незначительным смещением к западу, что указывает на вероятное существование здесь поперечного нарушения. Южное звено характеризуется значительной изменчивостью формы и амплитуды по простиранию. Признаки поперечной зональности отмечаются также в пределах сегментов второго порядка, что может быть свидетельством существования еще более дробной сегментации хребта Чейн, обусловленной, видимо, частыми сменами геодинамических обстановок в ходе его тектонической эволюции.

Хребет Чейн пересечен тремя профилями (пр. 01, 07, 17), местоположение которых показано на рис. 1, Б. Анализ сейсмических профилей показывает, что нижняя часть склона и подножие хребта Чейн замаскировано осадочным чехлом, и в этой связи представления о его строении, базирующиеся на данных батиметрии, требуют существенного уточнения. Особенно это касается определения ширины хребта, достигающей по поверхности фундамента на уровне подножия 50–90 км. По обе стороны от хребта Чейн выделяются разломные зоны (Чейн-А на западе и Чейн-Б на востоке).

В сечении самого северного профиля хребет Чейн имеет форму вулканического массива с относительно симметричными склонами на уровне поверхности морского дна. Вершина хребта состоит из двух островершинных гребней, разделенных седловиной глубиной более 200 м, частично заполненной осадками. Заметная асимметрия начинает проявляться на уровне нижней части склона и подножия хребта. В целом ширина хребта составляет 50 км, а его амплитуда превышает 3.0 км. Восточное подножие хребта по поверхности фундамента одновременно является западным бортовым участком впадины, примыкающей к разломной зоне Чейн-Б.

Максимальную ширину хребет Чейн имеет в районе  $5^{\circ}$  с.ш. Здесь в сечении профиля 07 хребет Чейн фиксируется в виде двух самостоятельных и осложненных отдельными гребнями гряд, разделенных седловиной (рис. 5). Восточная гряда почти полностью захоронена осадочным чехлом, мощность которого достигает 1 км. Максимальная высота хребта Чейн по поверхности фундамента в данном сечении составляет 1.7 км при ширине до 90 км.

В южной части площади хребет Чейн (пр. 01) характеризуется крутым западным и пологим восточным склонами. Его амплитуда составляет 1.5 км. Вершинная поверхности имеет ширину около 30 км и перекрыта маломощным осадочным чехлом (первые сотни метров), состоящим целиком из пелагических осадков. Нижняя часть восточного склона постепенно переходит в подножие и далее в смежную абиссальную область, причем поверхность фундамента, испытывая малоамплитудные ундуляции, сохраняет тенденцию дальнейшего погружения в восточном направлении вплоть до разломной зоны Чейн-Б.

На восточном склоне и подножии хребта Чейн фундамент в отдельных местах имеет чешуйчатое строение. В районе скв. DSDP 235 в верхней части фундамента наблюдается структура коробления, связанная с наличием пологого надвига, погружающегося в западном направлении. Можно констатировать, что коробление фундамента и образование чешуйчатых структур относятся к стадии формирования океанической коры и не затрагивают перекрывающий осадочный чехол.

## РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ

Разломная зона Чейн-А выделяется на западной стороне хребта Чейн. В пределах исследуемого полигона ее длина составляет 450 км. Можно полагать, что разломная зона продолжается в северном и южном направлениях, сопровождая хребет Чейн по всей его длине. Ширина разломной зоны Чейн достигает 20 км (данные пр. 01 и 07). Судя по сейсмическим материалам, верхняя сейсмическая толща в разломной зоне залегает на океаническом субстрате, который, вероятнее всего, представляет собой продукт тектоно-вулканической переработки древней коры позднеюрско-раннемелового возраста, формирующей океаническое ложе Северо-Сомалийской котловины. Внутренняя структура кристаллической коры в разломной зоне Чейн-А отличается наличием наклоненных отражений и чешуйчато-блоковых структур (рис. 6). Интенсивная тектоническая дислоцированность пород, видимо, связана со сдвиговыми деформациями, проявившимися в трансформную стадию развития разломной зоны. При этом можно полагать, что поверхность несогласия, выделяемая в основании верхнего сейсмического комплекса (см. рис. 6), в первом приближении отвечает событию, по времени совпадающему с формированием хребта Чейн.

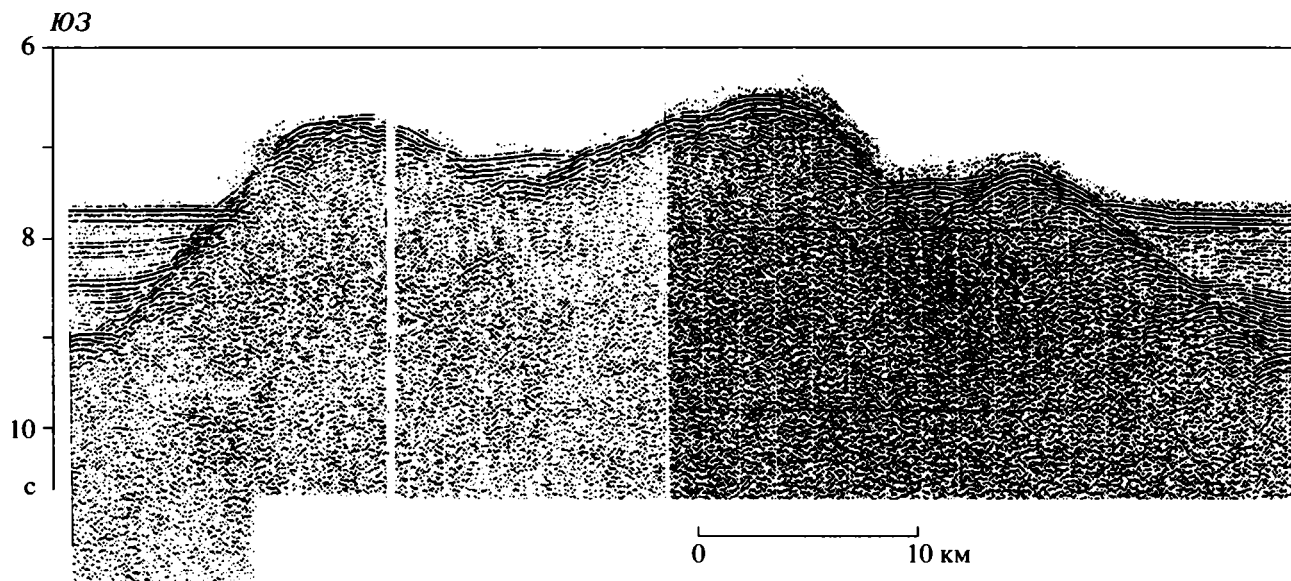


Рис. 5. Фрагмент сейсмического профиля 07 через хребет Чейн.

ПФ – поверхность фундамента. Вертикальная шкала – двойное время в секундах. Положение фрагмента показано на рис. 1.

В сечении пр. 07 структура разломной зоны Чейн-А остается неясной из-за экранирующего эффекта пачки вулканитов, подстилающей верхнюю сейсмическую толщу. В северной части площади (пр. 17) фундамент в разломной зоне Чейн-А отличается специфической сейсмической записью, которая несет в себе отпечаток интенсивно расслоенной структуры, возможно, образовавшейся в результате сложного сочетания тектонического и вулканического факторов.

Разломная зона Чейн-Б расположена на восточной стороне хребта Чейн. Восточнее разломной зоны Чейн-Б на расстоянии около 40–45 км выделяется еще одна разломная зона (Чейн-В). Разломные зоны Чейн-Б и Чейн-В характеризуются ступенчатым строением поверхности фундамента с относительно опущенными западными крыльями. Выделяемая нами впервые по сейсмическим материалам разломная зона Чейн-Б гармонично надстраивает к западу систему разломных зон, закартированных в магнитном поле на западной фланговой зоне хребта Карлсберг (рис. 1, А). Восточнее разломной зоны Чейн-В, совпадающей в плане с крайней западной разломной зоной хребта Карлсберг (см. рис. 1, А), имеющей длину около 900 км, океаническая кора имеет палеоценовый возраст (по данным идентификации линейных магнитных аномалий 23–27).

Морфология указанных разломных зон в рельефе поверхности океанического фундамента типична для палеограниц трансформной природы [2]. Приразломный хребет является характерным структурно-тектоническим элементом разломной зоны Чейн-Б. Он обнаруживается также на отдельных участках в рельефе дна, отображаясь на батиметрической карте [1] в виде цепочки локальных

подводных возвышенностей. В сечении пр. 01 (рис. 7) приразломный хребет имеет асимметричное почти горстообразное строение с относительно крутым восточным склоном, осложненным тектоническим разрывом. Высота хребта по поверхности фундамента относительно западного и восточного крыльев разлома составляет соответственно 1800 и 1100 м. Мощность осадочного чехла соответственно к западу и востоку от разломной зоны Чейн-Б характеризуется значениями 1.1 и 0.4 км.

В сечении пр. 07 приразломный хребет, сопровождающий разломную зону Чейн-Б, имеет симметричное строение, ширина хребта увеличивается до 15 км, а амплитуда остается прежней. В северной части исследуемой площади (пр. 17) амплитуда хребта уменьшается почти в два раза, а ширина увеличивается до 20 км, причем хребет здесь полностью захоронен осадочным чехлом. Максимальная мощность осадочного чехла (1.2 км) фиксируется в аккумулятивной впадине шириной около 20 км, являющейся пограничной структурой в зоне перехода от подножия хребта Чейн к разломной зоне Чейн-Б.

Важно отметить, что уровень гипсометрии поверхности фундамента близ восточного подножия хребта Чейн и на западном крыле разломной зоны Чейн-Б изменяется от 8.0 до 8.4 с, увеличиваясь в южном направлении (максимальная глубина 6600 м). Это указывает на устойчивый стиль поведения и деформированности поверхности фундамента, глубина залегания которого в значительной степени определяется известной зависимостью от возраста.

На рис. 8 приведен фрагмент сейсмического профиля 07, иллюстрирующий характер строения разломной зоны Чейн-В в центральной части исследуемой площади. К западу от разломной



Рис. 5. Окончание.

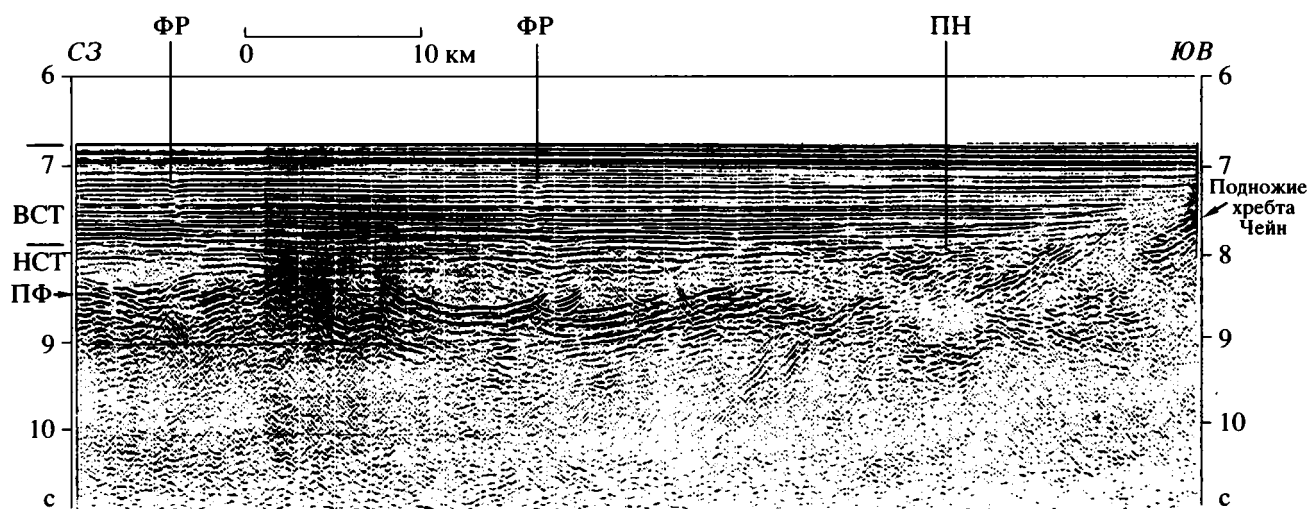


Рис. 6. Мигрированный фрагмент профиля 01 через разломную зону Чейн-А.

ПФ – поверхность фундамента; ПН – поверхность несогласия; ФР – флюидогенные разрывы; ВСТ и НСТ – соответственно верхняя и нижняя сейсмические толщи. Вертикальная шкала – двойное время в секундах. Положение фрагмента показано на рис. 1.

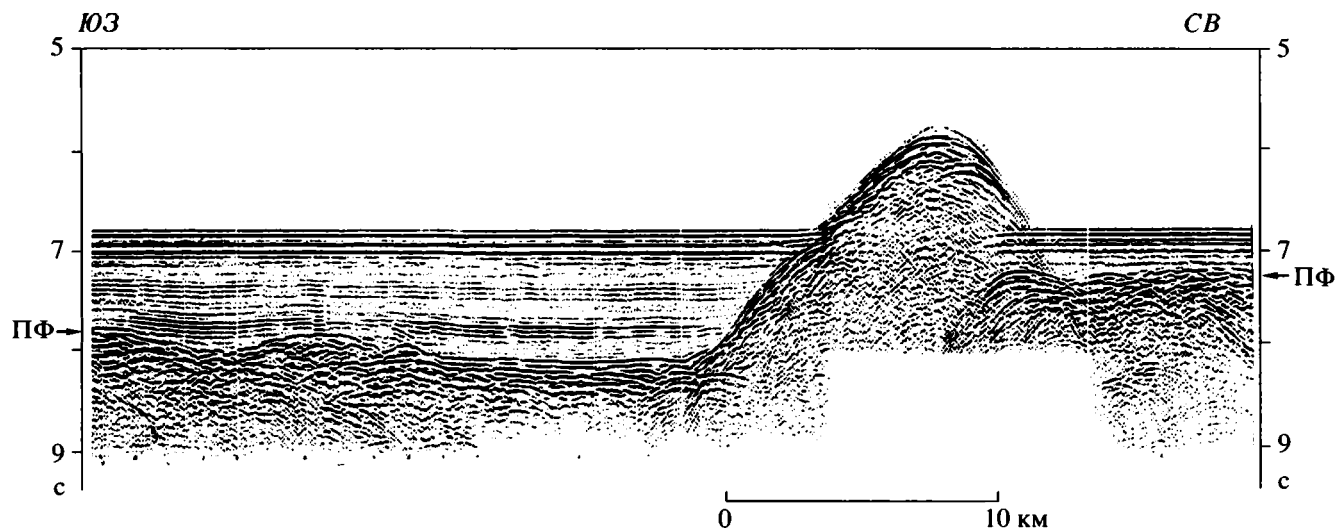
зоны Чейн-В наблюдается серия сбросовых уступов (структур растяжения), которые ограничиваются с западной стороны надвигом (структурой сжатия). Для восточного крыла разломной зоны Чейн-В характерно наличие пакетов отражающих горизонтов второго и третьего слоев (см. рис. 8, Б), которые могут рассматриваться как свидетельство значительной тектонической расслоенности коры в зоне стыка двух разновозрастных фрагментов коры.

Более интенсивная дислоцированность и расслоенность океанической коры (восточнее разломной зоны Чейн-В) отмечается на пр. 01. Пример строения второго и третьего океанических слоев по этому профилю приводился в работе [9,

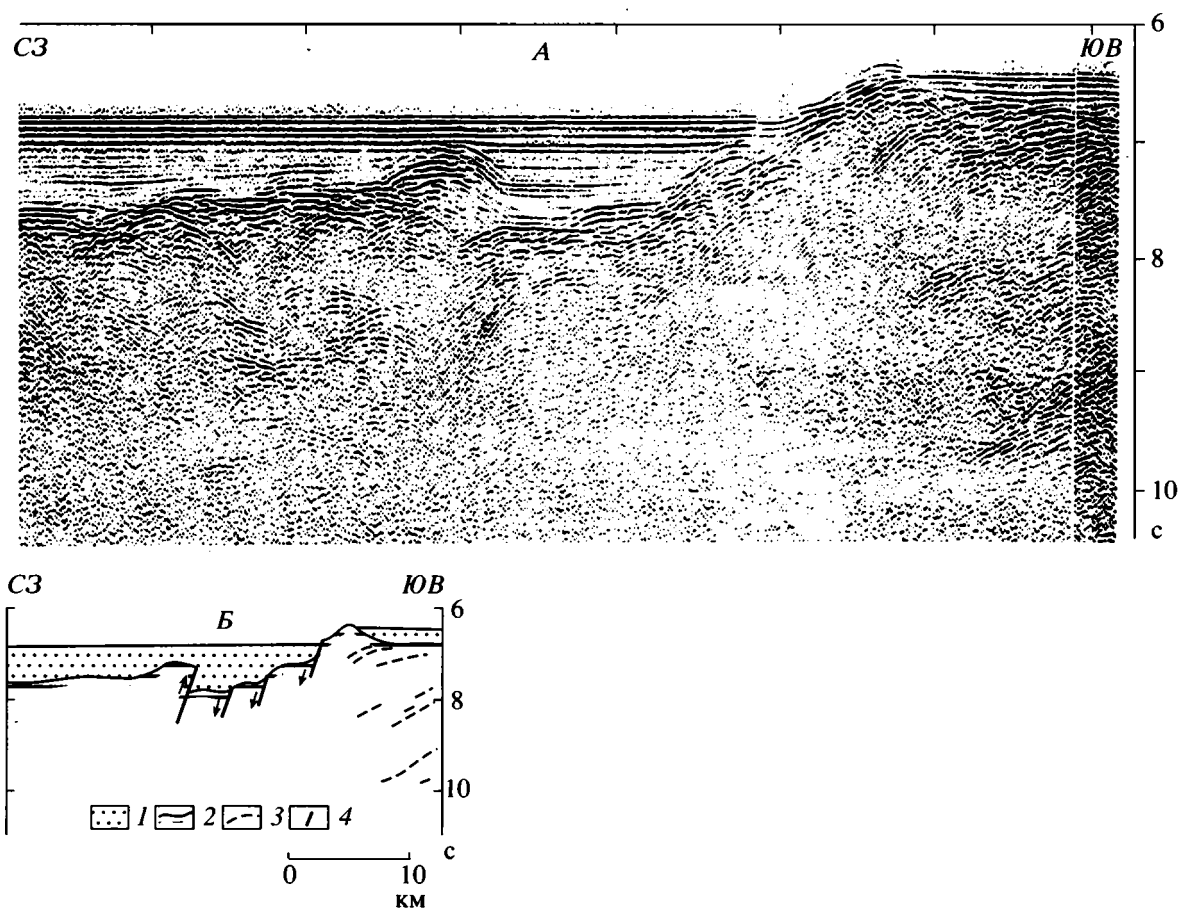
рис. 3]. Тектоническая расслоенность, надо полагать, в значительной степени определила начальные реологические свойства пород в окрестности разломных зон. Примечательной особенностью строения разломной зоны Чейн-В в северной части исследуемой площади (пр. 17) является наличие относительно массивного хребта, ширина которого составляет 30 и 20 км соответственно по поверхности фундамента и в рельефе морского дна.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. Анализ профилей многоканального сейсмического профилирования показывает, что океаническое ложе Северо-Сомалийской котловины запад-



**Рис. 7.** Фрагмент сейсмического профиля 01 через разломную зону Чейн-Б. ПФ – поверхность фундамента. Вертикальная шкала – двойное время в секундах. Положение фрагмента показано на рис. 1.



**Рис. 8.** Фрагмент сейсмического профиля 07 через разломную зону Чейн-В (А), с интерпретацией (Б). 1 – осадочный чехол; 2 – поверхность фундамента; 3 – наиболее выразительные отражающие горизонты внутри второго и третьего слоев океанической коры; 4 – тектонические нарушения. Стрелками показано направление смещения блоков. Вертикальный масштаб – двойное время в секундах. Положение фрагмента показано на рис. 1.

нее хребта Чейн подстилается древней океанической корой. Как отмечалось выше, по данным реконструкции истории спрединга предполагается, что океаническая кора в Северо-Сомалийской котловине была сформирована в поздней юр-раннем мелу. В Индийском океане древняя океаническая кора с позднеюрско-раннемеловым возрастом фундамента известна только в Северо-Австралийской котловине (абиссальная равнина Арго) [19, 20].

В осадочном чехле Северо-Сомалийской котловины выделяются две сейсмические толщи, разделенные на большей части площади позднемеловой поверхностью структурного несогласия. Верхняя часть нижней сейсмической толщи насыщена вулканитами покровного типа. Вспышка вулканической активности приходится на позднемеловое время. Нижняя сейсмическая толща позднеюрско-раннемелового возраста нивелирует неровности первичного океанического фундамента. Ее мощность увеличивается в грабенообразных локальных прогибах до 1500 м. На границе с хребтом Чейн (собственно в разломной зоне Чейн-А) нижняя сейсмическая толща интенсивно дислоцирована. Верхняя сейсмическая толща характеризуется горизонтальной слоистостью стратифицированных осадков, мощность которых достигает 1 км. Горизонтальное налегание слоев на западное подножие хребта Чейн свидетельствует о пассивном захоронении последнего в позднемеловое-кайнозойское время. Судя по данным сейсмофациального анализа, накопление осадочного чехла в значительной степени контролировалось подводной гидродинамической обстановкой (латеральная седиментация за счет привноса турбидитов).

2. В Северо-Сомалийской котловине идентифицируются специфические сейсмические аномалии, которые отождествляются с внедрением в осадочный чехол глубинных мантийных пород и флюидов. Подобного рода сейсмические аномалии известны в Северо-Австралийской и Западно-Австралийской котловинах, где природа их объясняется эндогенными процессами [7, 8]. Описанные выше сейсмические аномалии в Северо-Сомалийской котловине образуют единый генетический ряд. С прорывами флюидов (гидротерм) часто связана видоизмененная запись в осадочном чехле, выражающаяся в частичной либо полной потере слоистости.

Флюидогенные разрывы интерпретируются как долгоживущие зоны разгрузки флюидов (зоны дыхания гидротерм). Сейсмические материалы свидетельствуют о миграции глубинных флюидов (возможно, УВ-флюидов) по вертикальным и наклонным каналам, возникшим при деформации кристаллических пород. Диapiroобразные структуры могут быть отождествлены с внедрением в океаническую кору серпентинизированных перидотитовых протрузий. Близость высокотемпературного мантийного вещества являлась благоприятным фактором для процесса серпентинизации. До-

стоверно установлено, что область генерации диапировых структур охватывает полосу шириной до 50 км, примыкающую с запада к хребту Чейн. Показательно, что отмечается тесная корреляция сейсмических аномалий с полосой разуплотнения пород, прогнозируемой по данным гравиметрии [4]. Существование разуплотненных пород можно объяснить серпентинизацией перидотитов, при которой происходит понижение их плотности (мантийные гипербазиты имеют плотность 3.3, а серпентиниты – 2.55 г/см<sup>3</sup>) [2].

3. Представления о хребте Чейн как об относительно узком линейном поднятии не согласуются с фактическим сейсмическим материалом, свидетельствующим о том, что морфоструктура хребта отличается значительной сложностью. В строении хребта Чейн по данным батиметрии обособляются сегменты второго и, возможно, более дробного порядков. Нижняя часть склона и подножие хребта замаскированы осадочным чехлом, и в этой связи представления о его строении, базирующиеся на данных батиметрии, нуждаются в существенных коррективах. Ширина хребта и его форма существенно меняются вдоль по простиранию, что, надо полагать, является следствием частой смены геодинамических обстановок, происходивших в процессе разрастания морского дна.

В районе 5° с.ш. хребет Чейн состоит из двух осложненных отдельными островершинными гребнями гряд, ограниченных с запада и востока разломными зонами, расстояние между которыми достигает 100 км. Наблюдается тенденция дальнейшего расширения хребта Чейн с одновременным уменьшением амплитуды в южном направлении, причем характерной чертой строения хребта становится его весьма заметная резкая асимметрия (крутой западный и пологий восточный склоны). В этом смысле весьма показателен профиль НСП (непрерывного сейсмического профилирования), приведенный в Геолого-геофизическом Атласе Индийского океана [1, с. 120]. На профиле НСП, отрабатанном на южном окончании хребта Чейн, последний имеет вид асимметричного поднятия шириной более 150 км с крутым западными пологим восточным склонами (рис. 9). Разломные зоны, ограничивающие хребет Чейн, представлены грабенообразными уступами с максимальной глубиной залегания поверхности фундамента 9.0 и 8.0 с соответственно на западе и востоке. Южное окончание хребта Чейн до сих пор остается проблематичным. Судя по плотностным моделям [3, рис. 5], хребет Чейн, возможно, простирается под осадками до 1° ю.ш.

4. Разломная зона Чейн-А формировалась по типу сдвиговой трансформной окраины и разделяет фрагменты океанической коры с различной историей геологического развития, разница в возрасте которых составляет около 80 млн. лет [18]. Она является составной частью разлома Оуэн, который, по определению Дж. Уилсона [6], относится к разлому типа хребет – выпуклая дуга. Разломные зо-

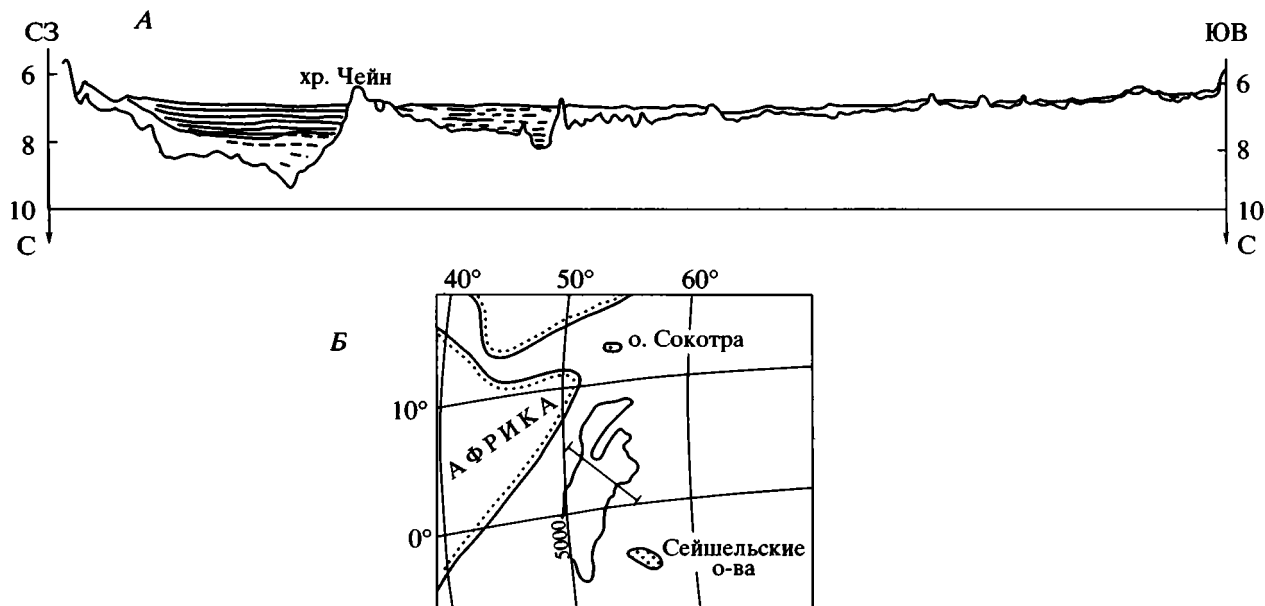


Рис. 9. Фрагмент профиля непрерывного сейсмического профилирования через южную оконечность хребта Чейн (А) с положением фрагмента (Б), по данным [1].

ны Чейн-Б и Чейн-В ориентированы косо по отношению к хребту Чейн. Их ориентация аналогична простиранию разломных зон, выделенных по данным магнитометрии на южном фланге хребта Карлсберг [24].

Глубина залегания океанического фундамента в пределах фланговой зоны хребта Карлсберг последовательно увеличивается в западном направлении, достигая максимального значения (6600 м) на западном крыле разломной зоны Чейн-Б, сопряженной с восточным подножием хребта Чейн. Данный уровень гипсометрии приблизительно на 800 м больше, чем в скв. DSDP 235, в которой океанический фундамент вскрыт на глубине 5820 м. Устойчивый стиль поведения и деформированности поверхности фундамента указывает на то, что его глубина в значительной степени определяется известной зависимостью от возраста. Можно сделать вывод, что между разломными зонами Чейн-А и Чейн-Б обособляется фрагмент океанической коры, отвечающий ранней стадии развития хребта Карлсберг и, судя по данным бурения скважины DSDP 235 и драгирования на восточном склоне хребта Чейн [17, 21], имеющий позднемеловой возраст фундамента.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разломная зона Оуэн, по Ю.М. Пушаровскому [13], относится к так называемому классу демаркационных разломов, разделяющих крупные области океанического дна с разной структурой и геодинамикой. В северной части демаркационного разлома Оуэн зарегистрированы землетрясения, сконцентрированные, в основном, на восточной

стороне хребта Меррей и на континентальном шельфе. Южная часть указанного разлома (в окрестности хребта Чейн) в настоящее время асейсмична. Область распространения диапирообразных структур и других типов описанных выше сейсмических аномалий в плане совпадает с выделенной по данным гравиметрии полосой разуплотнения пород фундамента и тесно ассоциируется с ранней стадией развития этого демаркационного разлома, что весьма симптоматично. Неравномерное распределение глубинных энергетических потоков является одним из ключевых моментов, имеющим отношение к изучению явления нелинейности геодинамических режимов [10–12, 14]. Изучение этих закономерностей имеет важное значение для понимания процессов рудо- и нефтеобразования, так как разгрузка глубинных флюидов определяет повышенный геотермический режим нефтегазоносных территорий, привнос большого числа глубинных элементов, создавая промышленные концентрации руд.

Автор выражает благодарность Ю.М. Пушаровскому за полезные советы и замечания, высказанные в ходе подготовки данной публикации. Настоящая работа выполнена по проекту "Тектоносфера" Государственной научно-технической программы "Комплексные исследования океанов и морей Арктики и Антарктики".

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР, ГУГК, 1975. 151 с.
2. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы (геодинамический анализ). М.: Изд-во МГУ, 1987. 167 с.



3. *Каляев Г.И., Карабович С.В., Русаков О.М., Старостенко В.И.* Глубинное строение Аравийско-Индийского хребта и зоны разлома Оуэн // Геотектоника. 1983. № 1. С. 46–60.
4. Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. 160 с.
5. *Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А.* Флюиодогенные деформации в осадочном выполнении Черноморской впадины // Разведка и охрана недр. М.: Недра, 1997. № 7. С. 18–21.
6. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 472 с.
7. *Пилипенко А.И.* Сейсмические аномалии как индикаторы эндогенной активности в Северо-Австралийской котловине // Докл. РАН. 1977. Т. 354. № 4. С. 509–513.
8. *Пилипенко А.И.* Структура глубинных разломов в северо-восточной части Индийского океана по сейсмическим данным // Геотектоника. 1998. № 2. С. 77–92.
9. *Пилипенко А.И., Корсаков О.Д.* Тектонические деформации литосферы Индийского океана // Геотектоника. 1992. № 5. С. 27–44.
10. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника океанов и нелинейная геодинамика // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 1. С. 157–161.
11. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
12. *Пуцаровский Ю.М.* О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
13. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 1–19.
14. *Пуцаровский Ю.М.* Сейсмотомография и структура мантии: тектонический ракурс // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 806–809.
15. *Савельева Г.Н.* Разлом Оуэн // Геотектоника. 1981. № 6. С. 3–14.
16. *Суворов А.И.* К вопросу о парадигмах в геотектонике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 106–112.
17. *Bunce E.T., Langseth M.G., Chase R.L., Ewing M.* Structure of the Western Somali Basin // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. № 10. P. 2547–2555.
18. *Cochran J.R.* Origin of the Northern Somali Basin Gravity and Geoid Low // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B10. P. 11993–12005.
19. *Fullerton L.G., Sager W.W., Handschumacher P.W.* Late Jurassic Early Cretaceous evolutions of the eastern Indian Ocean adjacent to northwest Australian // J. Geophys. Res. 1998. V. 94. № B3. P. 2937–2953.
20. *Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J.* The Argo abyssal Plain // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 21–31.
21. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. US Government Printing Office. Washington. D.C., 1974. V. 24. 890 p.
22. *Matthews D.H.* The Owen fracture zone and the Northern end of the Carlsberg Ridge // Phil. Trans. Roy. Soc. 1966. V. 71. № 2. P. 172–176.
23. *Rappola A., Cella F., Dorre A.S.* Moho and lithosphere boundaries in East Africa from regional gravity data // Bolletino di geofisika. Teorica ed Applicata. December 1995. V. 37. № 148. P. 277–301.
24. *Schlich R.* The Indian Ocean: Aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins // Eds. A.E.M. Nair, F.G. Stehli // The Ocean Basins and Margins. N.Y., 1982. P. 51–147. V. 6. The Indian Ocean. Plenum, New York.

*Рецензенты: Ю.М. Пуцаровский, А.С. Перфильев*

## Geological Structure and Deformations of Oceanic Crust near the Southern Owen Fracture Zone, Indian Ocean

A. I. Pilipenko

*Southern Scientific and Production Association for Marine Geological Exploration (GGP NPO Yuzhnomorgeologiya),  
Gelendzhik, Russia*

Multichannel seismic profiling data, acquired in the vicinity of the southern part of the Owen Fracture Zone are analyzed. The lower units of the sedimentary cover of the North Somali Basin are assumed to consist of Upper Jurassic–Lower Cretaceous sediments, containing abundant sheet volcanics. Fracture zones are distinguishable on both sides of the Chain Ridge; between them, there is a fragment of oceanic crust that formed during the initial evolution of the Carlsberg Ridge and whose basement is presumably of Late Cretaceous age. On the flank of the Carlsberg Ridge, the basement depth increases westward, reaching a maximum (6600 m) at the western wall of the fracture zone, which is linked to the eastern foot of the Chain Ridge. The width and shape of the Chain Ridge are highly variable along strike, apparently resulting from frequent changes in geodynamic settings. Near 5° N, the Chain Ridge consists of a ridge pair that is locally topped by acute crests and is bounded on the west and east by fracture zones up to 100 km apart. The Chain Ridge shows a tendency for a further extension toward the south. To the west of the Chain Ridge, there are diapirlike structures, whose origin is attributable to serpentinization and hydrothermal activity. In plan view, the area of the diapirlike structures coincides with the zone of low-density basement rocks identified from gravity data and is closely related to the early evolution of the Owen Fracture Zone.

УДК 551.242/550.838.5(574)

## ГЕОЛОГИЯ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД САУРСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 1999 г. А. Н. Диденко\*, О. Л. Морозов\*\*

\*Объединенный институт физики Земли РАН, 123810, Москва

\*\* Геологический институт РАН, 109017, Москва

Поступила в редакцию 26.11.98 г.

Представлены оригинальные геологические, геохимические и палеомагнитные данные по средне-верхнепалеозойским породам Саурского хребта ( $47.4^\circ$  с.ш. и  $85^\circ$  в.д.), свидетельствующие о их формировании над конвергентной границей, отделявшей на разных этапах каледонский Казахстанский микроконтинент от бассейнов с корой океанического типа в интервале средней девон–поздний карбон. Выделены три древних палеомагнитных направления: доскладчатое  $D_{2-3}$  возраста ( $Dec = 130.9^\circ$ ,  $Inc = 51.1^\circ$ ,  $K = 31.5$ ,  $\alpha_{95} = 7.9$ ); доскладчатое  $C_{2-3}$  возраста ( $Dec = 107.5^\circ$ ,  $Inc = 56.5^\circ$ ,  $K = 37.6$ ,  $\alpha_{95} = 4.8$ ); метакронное  $P$  возраста ( $Dec = 52.9^\circ$ ,  $Inc = 61.8^\circ$ ,  $K = 123.4$ ,  $\alpha_{95} = 3.5$ ). Характер и амплитуда движений пород Саурского блока со среднего девона по пермь включительно сходен с движениями Сибирской, Таримской плит и Казахстанского микроконтинента – разворот по часовой стрелке на  $80$ – $100^\circ$ , что контрастирует с движениями, совершаемыми Сев. Китайской плитой и Джунгарским блоком.

### ВВЕДЕНИЕ

Докембрийские и палеозойские складчатые сооружения восточной части Центрально-Азиатского пояса, располагающиеся между Казахстаном и юго-западной частью Сибири, объединяются обычно в Алтае-Саянскую область [5, 11, 19, 20]. Для нее характерен мозаичный рисунок, обусловленный наличием разноориентированных структур, что, вероятно, связано с различным возрастом их образования: от ранних каледонид до поздних герцинид (рис. 1). Среди герцинских структур, имеется серия палеостроводужных построек, расположенных между юго-западным выступом Сибири и каледонской окраиной Казахстанского микроконтинента.

Расшифровка истории развития этого региона важна для реконструирования Центрально-Азиатского пояса в палеозойское время. Недаром ряд исследователей ссылается на этот регион как на особый с тектонической точки зрения: Л.П. Зоненшайн с соавторами указывают [11], что на протяжении практически всего палеозоя вдоль меридиана  $90^\circ$  в северном полушарии существовала система островных дуг. В работе [45] указывается, что западная часть Иртыш-Зайсанской зоны, у юго-восточного края Казахстанского блока, являлась точкой начала косоугольной коллизии между Лавразией и Таримо-Джунгарским блоком с одной стороны, и Монголо-Китайским с другой, в позднем палеозое-мезозое при закрытии Монголо-Охотского бассейна. Изучение пород Саурского блока, как объекта, маркирующего конвергентную границу в девонско-каменноугольное время, является, возможно, ключевым для рекон-

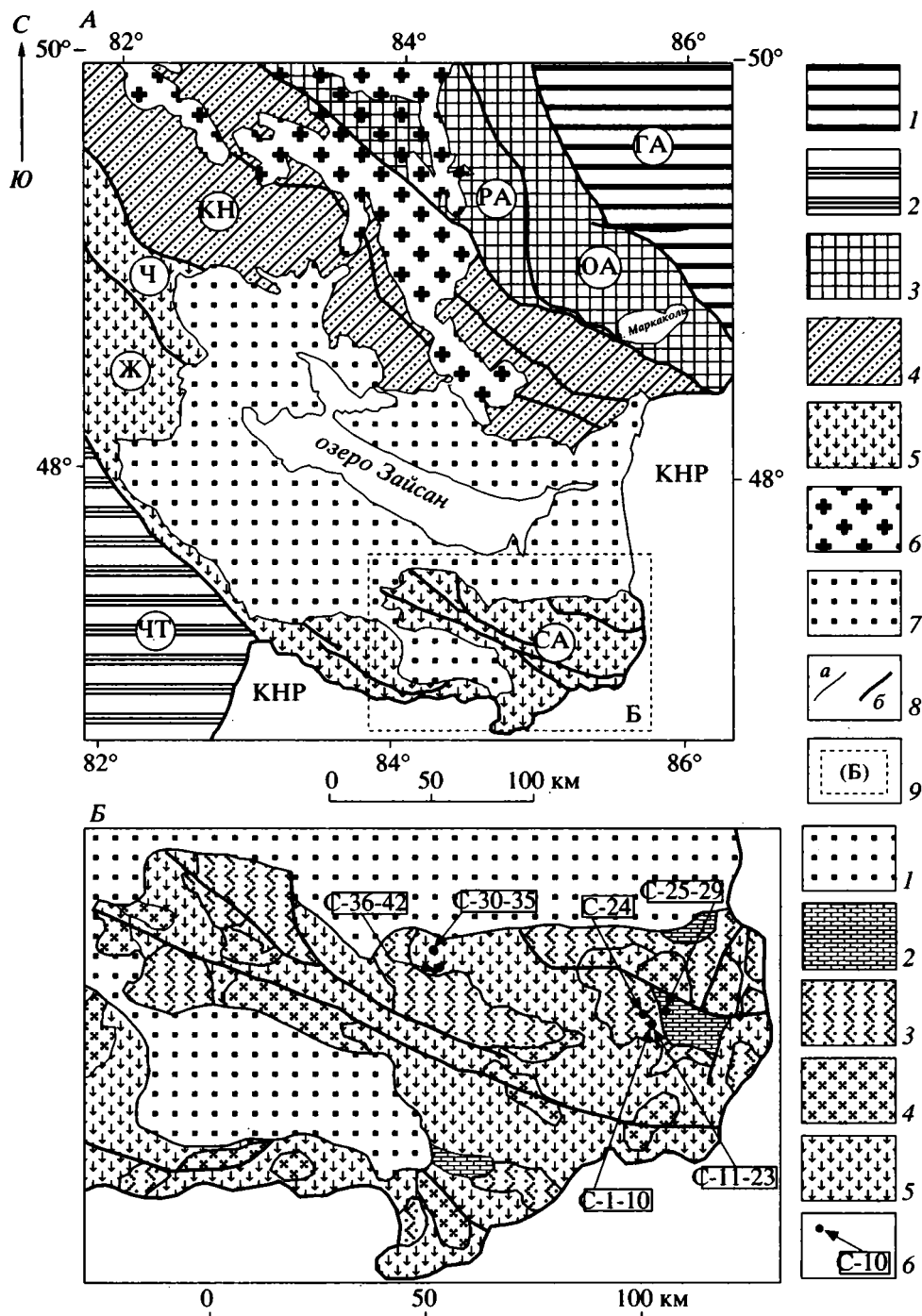
струкций Центрально-Азиатского пояса на период среднего-позднего палеозоя.

За последнее десятилетие опубликовано значительное количество, как оригинальных палеомагнитных определений по Тариму [32, 38], Джунгарии [39, 42], Северному и Южному Китаю [40, 41, 46], Юж. Монголии [34, 44], Тянь-Шаню [7, 22], Центральному Казахстану [4, 10, 28], Алтае-Саянской зоне [8], так и компилятивных палеомагнитных работ, имеющих своей целью построение палеомагнитных рядов для основных континентальных блоков [29].

Особое положение Иртыш-Зайсанской области в реконструкциях вышеуказанных авторов, а также практически полное отсутствие палеомагнитных данных для палеозойских пород Жарма-Саурской зоны определили наш интерес к изучению среднепалеозойских пород этого региона.

### ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ строения и развития этого региона с позиций тектоники плит первоначально был проведен А.А. Ковалевым и Ю.В. Карякиным [13], И.А. Ратаршем с соавторами [26] и позднее обобщен Л.П. Зоненшайном с соавторами [11]. Согласно построениям этих авторов, в раннем девоне каледониды Горного Алтая были спаяны с Сибирью и отделялись от каледонского Казахстанского континента обширным Палеоазиатским океаном. Поглощение ложа этого океана под окраину Сибирского континента привело к формированию в девоне мощного краевого субаэрального вулканического пояса, выходящего в



**Рис. 1.** Тектоническая схема Иртыш-Зайсанского региона (А); и схема геологического строения хр. Саур (Б) с указанием мест отбора образцов (составлены с использованием материалов Шевченко Н.Я., Малыгина А.А. и др.; Стучевского Н.И., Ермолова П.В. и др.; Товченко В.И., Тимошкова А.Б. и др.).

**А.** 1-2 – каледонские структуры Иртыш-Зайсанской складчатой системы: 1 – Горно-Алтайская система (ГА), 2 – Чингиз-Тарбагатайская складчатая система (ЧТ); 3-5 – структуры Иртыш-Зайсанской герцинской складчатой системы: 3 – Рудно-Алтайская (РА) и Южно-Алтайская (ЮА) зоны, 4 – Калба-Нарымская (КН) зона, 5 – Жарма-Саурская зона (СА) – Саурский сегмент, Ж – Жарминский сегмент, Ч – Чарский сегмент; 6 – калбинский комплекс коллизионных гранитоидов (поздняя пермь); 7 – чехол рыхлых кайнозойских отложений; 8 – геологические границы комплексов (а), разломы (б); 9 – врезка детальной схемы.

**Б.** 1 – чехол рыхлых кайнозойских отложений; 2 – позднепалеозойско-мезозойское выполнение мульды; 3 – среднекаменноугольные-раннепермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 4 – комплекс интрузий саурского комплекса (ранний карбон): гранитоиды, диориты, габброиды; 5 – среднедевонские-раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные и туфо-терригенные отложения; 6 – точки палеомагнитного опробования с номерами проб.

пределах Рудно- и Южно-Алтайской структурно-фациальных зон (рис. 1). К концу девона–началу карбона произошло смещение оси вулканизма в сторону океана (к Казахстану) и формирование вулканогенно-осадочных островодужных образований происходило в основном на юго-западном фланге Иртыш-Зайсанской зоны.

Особое положение в этих построениях занимают девон-каменноугольные образования Жарма-Саурской зоны, которые рассматриваются в качестве фрагментов самостоятельной островной дуги, независимой от систем островных дуг у окраины Сибирского континента [11]. Сближение каледонского Казахстанского микроконтинента и Жарма-Саурской островной дуги с одной стороны, и Алтайской окраины Сибири с другой, произошло, по мнению Л.П. Зоненшайна с соавторами [11], к середине каменноугольного периода, и внедрение калбинских гранитов в начале пермского времени фиксирует этот процесс.

По данным геологосъемочных (Товченко В.И. и др., 1981) и тематических работ [14, 15, 20, 25] в юго-восточной части Жарма-Саурской зоны (хребты Саур и Манрак) преобладают вулканогенно-осадочные и туфо-терригенные образования среднего-верхнего девона и карбона (рис. 1Б), вмещающие многочисленные разновозрастные интрузии и субвулканы. Отложения перми, мезозоя и палеогена ограничено развиты в пределах небольших мульд и имеют преимущественно терригенно-карбонатный состав с прослоями углей.

Исследования проводились на двух участках (рис. 1б): к юго-западу от города Зайсан на вулканогенно-осадочных образованиях верхней подсвиты джеменейской свиты живетского возраста и перекрывающих их туфо-терригенных отложений франского яруса; в междуречье Кендырлык-Каранунгир (осевая часть хребта Саур) на существенно вулканических образованиях кенсайской и кайгенбулакской свит, имеющих среднекарбонный возраст (Товченко В.И. и др., 1981).

**Средне-верхнедевонский комплекс.** Верхняя подсвита джеменейской свиты, развитая в окрестностях города Зайсан, изучалась по долине р. Джеменей и ущелью ручья Сарыбулак. Максимальная мощность подсвиты достигает примерно 600 м, хотя точную оценку мощности сделать трудно из-за обилия разновозрастных секущих и субсогласных интрузивных тел пестрого состава.

В нижней части изученного разреза преобладают лавы и лаваагломераты плагиофировых базальтов, андезибазальтов и андезитов, которые расслоены горизонтами лапиллиевых и бомбовых туфов среднего и основного составов. Присутствуют маломощные прослои (первые метры) туфопесчаников. Вверх по разрезу отмечается увеличение роли туфов и туфо-терригенных пород. Появляются пачки до 30 м переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов, в которых встречаются следы илоедов, остатков гастропод,

криноидей и мшанок, развернутых наутилоидей, трилобитов, а также брахиопод *Plicochonetes* sp. и кораллов *Thamnopora polyforata* (Schloth.) (здесь и далее определение остатков кораллов проведено М.Н. Поташовой (ГП “Агрогеология”), брахиопод – Т.А. Грунт (ГП “Аэрогеология”). Из этой пачки отобраны штуфы для палеомагнитных исследований (С-30-35).

Интересной особенностью строения подсвиты является наличие горизонтов с нарушенной стратификацией. Так, по руч. Сарыбулак, в верхней части подсвиты, среди лав базальтов и андезитов, встречена пачка нормально стратифицированных туфогенно-осадочных пород (20 м), в основании которой, выделяется горизонт оползневых микститов (4 м). Этот горизонт сложен черными струйчатыми глинистыми алевролитами, образующими субстрат, в котором заключены фрагменты пластично деформированных слоев и сгустки зеленовато-серых зернистых туфов и туффитов, а также остроугольные и овальные обломки мезофировых андезибазальтов, размером от первых сантиметров до 0.7 м. Обломки лав имеют, как правило, отчетливо выраженные закалочные корки, а для многих характерна сложная конфигурация, свидетельствующая о деформациях и перемещении лавовых фрагментов в пластичном, еще не остывшем состоянии.

В черных алевропелитах субстрата рассеяны многочисленные остатки кораллов *Thamnopora porosa Tchud.*, а также брахиопод, мшанок и реже строматопорат. Иногда, перекристаллизованные остатки кораллов бывают включены в краевые части лавовых фрагментов.

Состав и строение микститового горизонта, свидетельствуют о его образовании при перемещении лавового потока по подводному склону сложной конфигурации, погрузившегося с юга на север (современные координаты). При движении фронтальная часть потока не только испытывала дезинтеграцию с обособлением в разной степени затвердевших лавовых фрагментов, но и выпахивала подстилающий осадок, генерируя высокоплотностной поток осадочного вещества. По своему строению эти образования занимают промежуточное положение между разуплотненными деструктурированными подводными оползнями и паствообразными (дебрижными) потоками осадочного вещества.

Вверх по разрезу горизонт микститов сменяется упорядоченным параллельным напластованием зернистых туфов, туффитов и туфопесчаников, с отдельными потоками андезибазальтов. Над микститами в туффитах заключены многочисленные остатки кораллов *Thamnopora nicholsoni* (Frech), *T. bilamellosa* Erm., *Alveolites acrosquamatus* Dubat., *A. suborbicularis* Lam., *Alveolitella arbuscula* (Radugin), *Stelliporella* cf. *ataiformis* Dubat., *Neostromingophylum waltheri* (Yoh) и брахиоподы *Rhipidomella kusbassica* Besnossova.

Франские слои, выделенные в окрестностях города Зайсан (Товченко и др., 1981), на нашем данным, согласно надстраивают разрез джеменейской свиты. При пересечении этих отложений по ручью Сарыбулак, отмечается их хорошая стратификация при быстрой фациальной изменчивости.

В нижней части отложений франа преобладают туфы и туффиты среднего-основного состава от грубо- до тонкообломочных, образующих пласты мощностью до 3–4 м. В их подошвенной части отмечаются следы эрозии подстилающих пород, а грубообломочная составляющая занимает до 70% их мощности, отличаясь отсутствием видимой сортировки материала. К кровле псеффиты сменяются зернистыми разностями с признаками прямой градации и выраженной параллельной и линзовидной слоистостью. Подобные пласты слагают иногда пачки циклитов мощностью до 30–50 м, которые по своему строению сопоставимы с отложениями субаквальных пирокластических потоков. В этой части разреза встречаются невыдержанные потоки базальтов и андезибазальтов. Вверх по разрезу роль грубообломочного материала падает. Начинают преобладать градированные зернистые туфы средне-кислого состава с хорошо выраженной параллельной горизонтальной слоистостью. Мощность пластов уменьшается до 20–50 см, в их верхних частях часто хорошо заметны следы перемыва струйными течениями. Наблюдаются также отдельные потоки базальтов и риолитов. В туфопесчаниках верхней части разреза содержатся остатки брахиопод *Leptaenella* sp., *Rhipidomella* ex. gr. *burlingtonensis* (Holl). В этой части разреза также отобраны штуфы для палеомагнитных исследований (С-36-42).

По заключению М.Н. Поташевой, собранный комплекс кораллов свидетельствует о живетском-раннефранском возрасте вмещающих отложений, тогда как комплекс брахиопод из тех же пород, по заключению Т.А. Грунт, определяют турнейский возраст этих слоев. Не вдаваясь в проблему сопоставления различных фаунистических комплексов, заметим, что сборы остатков кораллов оказались гораздо более представительными, при том, что практически для всех остатков сделано видовое определение. Эти обстоятельства позволяют поддержать точку зрения о живетском-раннефранском возрасте описанных отложений. Хотя, нельзя исключить возможность и позднефранского-фаменского возраста самых верхних частей рассмотренного разреза.

В целом особенности состава и строения отложений верхней части джеменейской свиты и франского яруса позволяют предположить, что их формирование происходило в субаквальной обстановке в условиях расчлененного рельефа и, вероятно, на небольшом удалении от субаэральных вулканических аппаратов. Излияния лав сопровождалась весьма интенсивной эксплозивной деятельностью, которая усиливалась во времени, а состав вулканитов смещался в сторону более кислых пород.

При изучении геохимических особенностей живетском-франских вулканитов из описанных отложений, большое внимание уделялось характеру распределений наименее подвижных элементов, таких как Ti, Zr, Y, Nb, из-за широкого проявления в изученных породах процессов низкотемпературной пропилитизации, а также метасоматического окварцевания и карбонатизации. Отношения и концентрации крупных литофилов (K, Na, Rb, Ba, Sr) рассматривались только в относительно слабо измененных породах.

Несмотря на недостаточную представительность проанализированной коллекции образцов (табл. 1), в ней отражена широкая гамма составов: от базальтов до риолитов. По суммарной концентрации щелочей их можно отнести к субщелочным породам, а исходя из соотношений  $K_2O/Na_2O$ , их тип щелочности можно определить как калиево-натриевый, реже натриевый. На диаграмме AFM большая часть составов попадает в пределы гиперстеновой серии Куно, отвечающей известково-щелочному тренду дифференциации.

Фигуративные точки составов базальтов и андезибазальтов на дискриминационной диаграмме Дж. Пирса  $Ti/100-Zr-Sr/2$  [43] отчетливо локализируются в пределах поля известково-щелочных базальтов островных дуг. Это также подтверждается при рассмотрении составов основных вулканитов на многоэлементной диаграмме (рис. 2а), где видно обогащение всех спектров крупными литофилами (K, Rb, Ba, Sr, Ce), а также фосфором. Одновременно с этим, значения наименее подвижных элементов с высоко-заряженными ионами (ВЗИ) – Ti, Nb, Zr, Y – находятся на уровне или ниже уровня нормализации. Подобные высокие отношения крупных литофилов к элементам ВЗИ считаются индикаторными для надсубдукционных вулканитов [25, 27], а в нашем случае особенно показательным может быть не только сильно выраженный минимум Ti по отношению к крупным литофилам, но и локальный минимум Nb по отношению к Ce и P, имеющих повышенные концентрации.

Таким образом, по своим геохимическим особенностям, вулканиты живетско-франского возраста можно сопоставить с известково-щелочными вулканитами островных дуг. Сравнивая эти выводы с данными по строению и составу сопутствующих лавам осадочных пород, можно предположить, что в живетско-франское время эта область представляла собой фронтальную, обращенную к океану, часть дуги.

**Вулканогенно-осадочные образования средне-верхнекарбонического возраста Саур-Манракского региона** изучались в осевой части хребта Саур, в междуречье Кендырлык-Караунгир (рис. 1Б). Здесь, стратиграфически ниже карбонатно-терригенных лагунных комплексов перми, слагающих основание разреза Кендырлыкской мульды, залегают пестрые по составу вулканогенно-оса-

Таблица 1. Химический состав палеозойских вулканитов Саурского хребта

Номер пробы	2004/20	2005/30	2005/50	509/40	509/20	509/10	2004/10	2005/10	510/10	509/30	2005/20	510/50	2005/40
Номер п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	40.52	44.42	44.85	47.41	49.10	49.68	51.52	52.88	53.26	54.91	59.81	60.82	74.21
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.66	0.89	0.49	0.84	0.97	0.75	0.76	0.91	0.75	0.71	0.57	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.79	13.20	16.64	14.44	16.80	16.95	18.80	17.95	16.34	17.06	15.47	17.49	12.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.88	4.74	10.55	7.39	7.06	7.04	4.08	5.98	6.07	6.08	5.68	4.23	1.26
FeO	5.10	6.06	0.69	3.36	3.27	3.13	3.79	2.00	3.33	2.82	0.29	0.75	0.39
MnO	0.26	0.12	0.23	0.09	0.22	0.13	0.13	0.09	0.21	0.13	0.09	0.09	0.04
MgO	6.47	7.80	7.88	8.38	6.54	3.85	5.59	5.01	1.94	4.52	0.89	1.18	0.50
CaO	11.31	8.90	9.78	6.10	4.60	6.02	2.64	1.87	4.50	1.86	3.43	3.04	1.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.07	0.26	0.22	0.28	0.39	0.28	0.27	0.49	0.28	0.19	0.27	0.14
Na <sub>2</sub> O	3.61	2.21	2.62	2.54	4.53	5.39	6.66	7.16	6.55	5.07	3.59	6.59	5.96
K <sub>2</sub> O	1.15	0.20	0.71	1.51	2.17	2.44	0.48	0.71	1.76	2.74	4.99	2.16	0.63
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5.05	5.89	2.58	4.40	2.70	1.82	3.70	3.65	2.78	3.38	1.72	1.70	1.08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.02	0.33	0.46	0.25	0.22	0.37	0.46	0.14	0.02	0.15	0.32	0.02	0.15
CO <sub>2</sub>	6.38	5.17	1.66	3.15	1.51	1.71	0.82	1.31	1.65	0.39	2.71	0.89	1.26
Сумма	100.10	99.77	99.80	99.73	99.84	99.89	99.70	99.78	99.79	99.75	99.89	99.78	99.61
П. п. п.	12.00	11.60	4.77	7.91	4.72	3.78	5.17	5.01	4.25	3.74	4.54	2.58	2.38
Rb	17.0	2.5	5.1	20.0	31.0	31.0	3.8	5.5	19.0	33.0	64.0	21.0	10.0
Sr	270	260	330	380	450	490	160	370	170	370	180	500	120
Ba	200	43	280	440	790	660	85	180	190	880	1100	620	73
Ce	10	10	10	10	10	32	10	23	28	26	35	28	35
Y	25	17	25	17	25	28	30	37	34	25	28	25	24
Zr	63	36	78	59	82	98	140	160	96	98	170	140	120
Nb	1.5	0.8	1.9	2.4	3.3	4.7	4.3	4.9	2.9	3.3	6.7	5.3	5.2
Ni	110	150	94	160	160	140		95		110			
Номер пробы	506/10	500/10	1/3	501/10	1/20	504/10	503/10	502/10	502/20	5	6	502/30	4/20
Номер п/п	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	44.32	48.81	50.23	50.36	51.74	52.43	53.85	54.49	57.84	68.62	69.16	69.33	69.72
TiO <sub>2</sub>	1.04	1.10	1.45	0.76	0.74	0.76	0.98	0.60	0.85	0.14	0.18	0.08	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.43	16.33	15.54	16.64	17.97	18.03	16.58	17.18	16.02	14.50	13.87	13.27	12.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.14	7.18	8.87	7.55	9.27	6.24	6.31	6.88	5.04	2.56	3.57	3.45	3.17
FeO	4.12	4.24	2.94	1.87	0.44	1.64	2.65	1.58	2.06	0.11	0.19	0.40	0.12
MnO	0.26	0.19	0.19	0.27	0.13	0.08	0.23	0.16	0.22	0.05	0.09	0.05	0.04
MgO	1.71	2.35	2.62	3.78	1.15	2.01	1.92	1.05	1.47	0.20	0.28	0.01	0.01
CaO	12.08	10.48	6.75	8.82	7.34	6.66	6.08	5.20	4.79	1.02	0.38	2.64	1.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.53	0.51	0.34	0.50	0.61	0.58	0.46	0.51	0.08	0.18	0.03	0.30
Na <sub>2</sub> O	3.39	3.70	3.66	3.89	3.61	3.80	3.69	4.61	3.92	4.00	4.26	2.93	3.16
K <sub>2</sub> O	0.98	2.17	3.11	2.44	4.99	3.86	3.05	4.04	3.35	5.95	6.24	3.13	6.90
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.88	1.88	1.95	1.84	1.97	2.11	1.45	1.98	1.80	2.90	1.31	3.10	1.70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.70	1.03	1.05	1.06	0.31	0.52	0.75	0.43	0.47	0.18	0.02	0.19	0.12
CO <sub>2</sub>	5.21	0.04	0.88	0.04	0.04	1.07	1.63	0.39	1.20	0.39	0.39	1.20	0.39
Сумма	99.75	99.99	99.75	99.62	100.16	99.82	99.75	99.66	99.54	99.95	99.71	99.80	99.65
П. п. п.	7.94	2.98	3.79	2.82	2.38	3.58	3.72	2.56	3.39	3.01	1.18	4.61	1.74
Rb	9.9	22.0	37.0	39.0	95.0	64.0	45.0	60.0	45.0	110.0	110.0	38.0	120.0
Sr	630	550	400	680	1100	590	420	600	400	59	100	49	79
Ba	250	600	620	470	620	700	690	860	860	980	1200	580	1200
Ce	36	55	67	28	36	49	63	60	60	31	24	25	30
Y	29	43	39	26	31	30	37	37	49	20	21	19	19
Zr	160	210	270	120	180	190	270	260	260	210	190	190	170
Nb	8.1	8.3	11.0	3.8	5.4	7.4	11.0	10.0	11.0	5.5	6.6	6.8	5.3
Ni	150		130	160	120								

Примечание. 1–13 – девонские вулканиты из окрестностей г. Зайсан; 14–26 – каменноугольные вулканиты из междуречья Кендырлык-Караунгир.

дочные отложения, выделенные В.И. Товченко, как кенсайская и кайгенбулакская свиты (1981).

Проведенные исследования позволяют разделить эти отложения на три части. Видимая нижняя часть разреза представлена толщей (до 100 м) сильно пропилитизированных лаваагломератов, реже лав среднего и основного составов. Она надстраивается “средней” толщей (200–400 м), которая характеризуется фациальной изменчивостью, как по латерали, так и по вертикали, с прерывистым, линзовидно-пятнистым распределением различных литологических типов пород. Облик средней толщи определяют вулканомиктовые псефиты, слагающие в различной степени стратифицированные пачки (мощностью от 20 до 100 м) на различных интервалах разреза.

Наиболее грубые псефиты образуют пласты (до 5 м) без внутренней слоистости и сортировки материалов, состоящие из крупных (5–50 см) угловатых и овальных обломков вулканитов, погруженных в обильный туфо-терригенный цемент песчано-гравийной размерности, с незначительной примесью пелитового материала. Многие из обломков имеют рваные края и закалочные корки. В кровле некоторых пластов иногда отмечается появление более сортированного зернистого материала, со слабо выраженной наклонной слойчатостью, образующего маломощный верхний элемент цикла (до 10 см).

Более “упорядоченные” псефиты слагают ритмично чередующиеся пласты (мощностью до 2–3 м), включающие грубые и тонкие элементы цикла. В основании подобных пластов находятся массивные лапиллиевые или мелкобомбовые туфы, сменяющиеся грубозернистыми псаммитами с редкими единичными лапиллями, или гравием, которые сменяются чередованием сортированного среднезернистого псаммита и алеврита. Для верхнего элемента цикла характерна линзовидная, волнистая и разнонаклонная косая слойчатость. На поверхности алевритовых прослоев часто встречается обильный растительный детрит.

Текстурно-структурные особенности пород позволяют их сравнивать с отложениями субаэральных вулканокластических грязекаменных потоков типа лахар, при том, что верхний элемент циклитов образовался при транспортировке, сортировке и укладке материала временными водотоками.

Помимо описанных псефитов, встречаются туфоконгломераты и гравелиты, которые слагают небольшие линзовидные тела, выполняющие эрозийные формы, типа промоин, в подстилающих грубообломочных туфах. Внутри этих тел, иногда довольно отчетливо, наблюдается наклонная слойчатость, отражающая процесс латерального нарастания при изменении гидродинамики водотока. В некоторых псефитах встречаются скопления обломков опализированных древесных стволов.

Помимо псефитов в строении средней толщи принимают участие туфы и лавы андезитов и базальтов, слагающие невыдержанные прослои (до

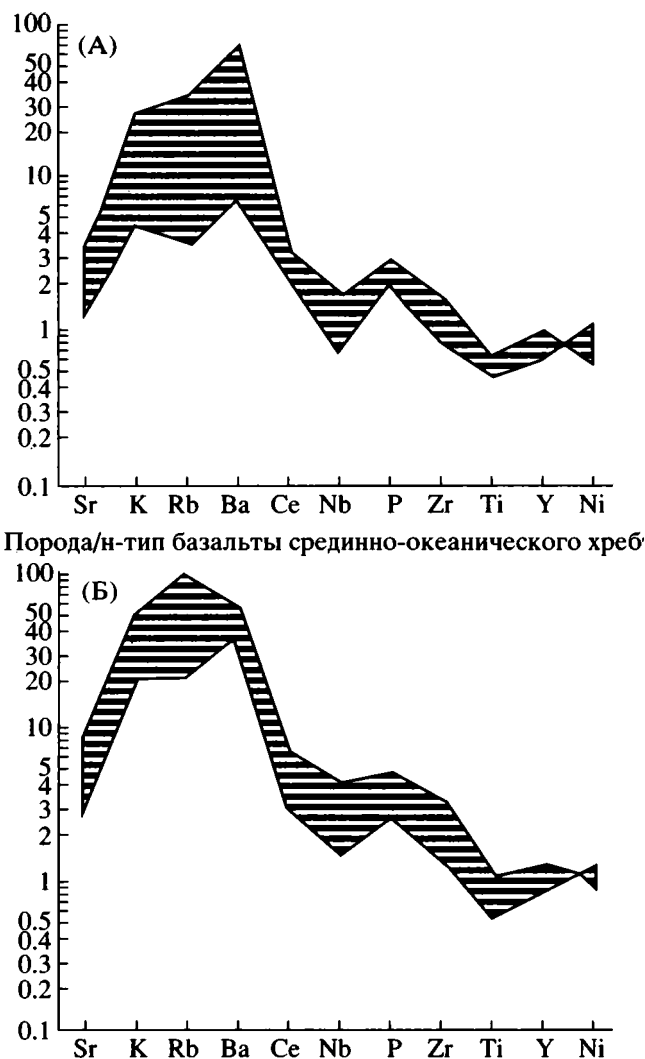


Рис. 2. Нормализованный многоэлементный график вариаций спектров распределения для живетско-франкских вулканитов основного состава (А) и для средне-верхнекарбонных вулканитов основного состава (Б). Штриховкой показаны поля распределения фигуративных точек анализов.

10 м) на различных интервалах разреза, а также пачки чередования туфогенных песчаников и алевролитов мощностью до 60 м. Для подобных пачек характерна невыдержанность по латерали и большое разнообразие текстур: от массивных до параллельно-, линзовидно- и косослоистых (часто разноориентированных). В тонкозернистом материале обычны скопления растительного детрита. Строение отложений позволяет предположить их формирование в пределах небольшого седиментационного бассейна с изменчивой гидродинамикой. Из этой части разреза для палеомагнитных исследований отобраны тонкозернистые песчаники и алевролиты (номера штуфов С-11-23).

Завершается разрез средне-верхнекарбонных отложений толщей эффузивов среднего-основного составов мощностью 300–500 м. Базальты и андезиты верхней толщи слагают потоки мощностью до 15 м. Среди них встречаются как достаточно однородные, так и переходящие к кровле, либо по простирацию в лаваагломераты. В нижней части пачки эффузивы переслаиваются с туфами и полимиктовыми туфоконгломератами, в верхней – с туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и гравелитами. Для палеомагнитного опробования из этой части разреза отобраны образцы базальтов, андезибазальтов и риолитов из лавовых потоков (номера штучков С-1-10). Из внутриформационных туфоконгломератов отобраны образцы галек (С-24).

Все вышеописанные отложения вмещают большое количество даек и субогласных вулканических тел основного, среднего и кислого составов. Формирование этих тел, вероятно, происходило сразу после накопления осадочных толщ и потоков лав, так как базальты силлов и даек по составу не отличаются от базальтов потоков.

Анализ геохимических особенностей средне-верхнекаменноугольных вулканических тел основного, среднего и кислого составов (табл. 1) показывает не только их генетическое единство, но и большое своеобразие. По характеру корреляции щелочи-кремнезем их можно отнести к субщелочным породам, а исходя из соотношений  $K_2O/Na_2O$ , их тип щелочности можно определить как калиево-натриевый, реже калиевый. На диаграмме АФМ отчетливо наблюдается смещение фигуративных точек их составов к стороне щелочи-железо и тенденция накопления железа при эволюции составов от основных к кислым. Подобная тенденция наблюдается в субщелочных и щелочных вулканиках внутриплитных построек и континентальных рифтов [17, 18]. Кроме этого, рассматриваемые средне-верхнекаменноугольные базальты и андезибазальты сходны с субщелочными и щелочными породами внутриплитных построек высокими величинами отношений  $Zr/Y$  (4.6–7.3) (табл. 1).

При более детальном сопоставлении этих пород с вулканиками конструктивной, деструктивной и внутриплитной обстановок, выявляется, что анализируемые составы образуют дифференцированный по кремнекислотности ряд, тогда как магматические ассоциации континентальных рифтовых зон и внутриплитных вулканических построек имеют скорее бимодальный характер [17, 18]. От пород этих двух ассоциаций, каменноугольные вулканики отличаются также и гораздо более низкими содержаниями  $Ti$  и  $Nb$  (табл. 1), что подтверждается характером распределения элементов (нормированных по Н-базальту СОХ) в средне-верхнекарбонных базальтах и андезибазальтах на многоэлементной диаграмме (рис. 2Б). Наиболее выразительной особенностью этих спектров является значительное обогащение круп-

ными литофилами ( $Rb$ ,  $Ba$ ,  $K$ ,  $Sr$ ,  $Ce$ ) и  $P$ , при относительных минимумах  $Ti$  и  $Nb$ , что присуще субщелочным и щелочным расплавам, формирующимся над зоной субдукции [25, 27]. Надсубдукционная природа карбонных вулкаников подтверждается положением фигуративных точек их составов на дискриминантной диаграмме Дж. Пирса  $Ti/100-Zr-Sr/2$ , где они отчетливо локализируются в пределах поля известково-щелочных базальтов.

Суммируя особенности состава средне-верхнекарбонных лав хр. Саур, нужно выделить важные моменты: 1 – породы образуют единую дифференцированную субщелочную  $K-Na$  серию; 2 – для них характерно обеднение  $Ti$  и  $Nb$ , что свидетельствует о гидратированных условиях плавления исходного субстрата [27], и является индикатором составов, формирующихся над зоной субдукции; 3 – они характеризуются повышенной ролью железа (особенно окисного, обычно  $FeO^*/MgO > 4$ ).

Последняя особенность, хотя и встречается в субщелочных и щелочных сериях конвергентных границ плит [18], но в большей степени присуща вулканикам для других геодинамических обстановок. Однако этой особенности можно найти вполне удовлетворительное объяснение. Так, по существующим представлениям субщелочные и щелочные базальтовые составы являются производными достаточно глубинных мантийных выплавов [17, 18, 25], а эволюция мантийных расплавов в условиях высоких давлений (жадеитового барьера), сопровождается фракционированием оливина, субкальциевых пироксенов и граната. Это, по мнению Е.В. Шаркова и О.А. Богатикова [17, 18], приводит к смещению составов в сторону увеличения их щелочности при сохранении высокой мафичности. Одновременно с этим, кристаллизация граната и пироксена в мантийных расплавах способствует увеличению железистости остаточной жидкости по сравнению с кристаллическим остатком, а повышенное содержание щелочей ( $K_2O$  и  $Na_2O$ ) способствует стабилизации окисного железа в расплаве, образующего устойчивые комплексы [21].

Логично предположить, что исходные расплавы характеризовались повышенной ролью железа в сравнении с магнием. Наряду с этим, их формирование происходило в условиях высокого давления  $O_2$  и  $H_2O$ , что обусловило снижение концентрации  $Ti$  и  $Nb$  в первичных выплавках и высокую степень окисленности железа. Дальнейшее фракционирование субщелочных расплавов в условиях разной глубинности привело к появлению дифференцированной серии железистых надсубдукционных составов: от трахибазальтов до трахиандезитов и трахириодацитов. Геохимические особенности и эволюционные тенденции магматитов позволяют также сделать предположение о значительной мощности коры в пределах хр. Саур в средне-позднекарбонное время.

Отложения перми и мезозоя ограничено развиты в пределах небольших мульд и имеют пре-



имущественно терригенно-карбонатный состав с прослоями углей на различных интервалах разрезов. В основании разреза одной из таких мульд, Кендырлыкской, для палеомагнитного опробования отобраны карбонатно-терригенные породы лагунных фаций перми (С-25-29).

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОРОД ХРЕБТА САУР

Мощность опробованных разрезов составляла не менее 50–200 м, что позволяет надеяться на исключение влияния палеогеомагнитных вариаций геомагнитного поля. Ориентировка образцов и замеры залеганий пород проводились магнитным компасом с точностью до  $5^\circ$ , магнитное склонение в районе работ составляет  $5^\circ$  к востоку, которое было учтено в значениях средних направлений компонент. Как правило, в каждой отдельной точке отбора залегания пород варьируют незначительно и близки к моноклиналим, но для всего изученного района вариация залеганий значительная, что и позволило нам проанализировать выделенные компоненты намагниченности с использованием теста складки [23] для трех временных уровней. Всего было отобрано около 200 образцов в 42 точках.

Из каждого штуфа вырезались по 2–3 двухсантиметровых кубика-дубля, которые были подвергнуты ступенчатой температурной чистке (t-чистка) от 20 до  $620^\circ\text{C}$  в экранированной от внешнего магнитного поля электрической печи с бифилярной обмоткой. Степень компенсации лабораторного магнитного поля составляла до 20 нТл. Измерения естественной остаточной намагниченности (NRM) до и после каждого из нагревов проводились на двухкомпонентном спин-магнитометре JR-4 с чувствительностью не хуже  $1 \times 10^{-7}$  А/м, измерительный блок которого был помещен в кольца Гельмгольца со степенью компенсации лабораторного магнитного поля в 300–400 раз. После каждого нагрева у образцов измерялась начальная магнитная восприимчивость (k) на капнометре KLY-2 в постоянном магнитном поле 3 мТл, что позволило вести контроль за изменениями вещества в ходе лабораторного нагрева. Образцы, у которых NRM в ходе t-чистки резко возрастала, а также те, у которых эта величина изначально находилась на уровне предела чувствительности магнитометра, из дальнейшего рассмотрения исключены. В результате для дальнейших t-чисток и компонентного анализа по методике Дж. Кишвинка [37] были использованы 148 образцов.

**Средне-верхнедевонские вулканогеннокластические породы** отобраны у г. Зайсан с двух стратиграфических уровней: живетского и франского. Полный компонентный анализ NRM этих образцов показал наличие в ней как минимум трех компонент. Первая, присутствующая во всех девонских образцах и разрушаемая нагревом до  $200\text{--}300^\circ\text{C}$ , имеет направление в современных координатах,

близкое к современному геомагнитному полю в месте отбора: склонение (Dec) разностного вектора  $20\text{--}200^\circ\text{C}$  всех проанализированных образцов девонских пород составляет  $351^\circ$ , наклонение (Inc) –  $+6^\circ$ , кучность (K) – 23. Близость разностного вектора  $20\text{--}200^\circ\text{C}$  к современному геомагнитному полю наглядно демонстрируется так же на диаграммах Зейдервельда (рис. 3а, 3б, 3г).

Вторая компонента разрушается в среднетемпературном диапазоне магнитной чистки  $200\text{--}500^\circ\text{C}$  и присуща практически всем девонским образцам. Если в ряде из них последняя занимает практически всю средне-высокотемпературную область спектра блокирующих температур (например, в образце С-30/II-10  $D = 234^\circ$ ,  $I = -56^\circ$ , рис. 3а), то в других разрушается температурой до  $500\text{--}540^\circ\text{C}$  (обр. С-30/I-2 –  $D = 260^\circ$ ,  $I = -61^\circ$ , обр. С-36-1  $D = 174^\circ$ ,  $I = -20^\circ$ ; обр. С-42-1 –  $D = 239^\circ$ ,  $I = -63^\circ$ ; рис. 3б–3г). Кучность этой компоненты значительно выше в современной системе координат ( $K_c/K_d = 58.8$ ), что демонстрируется данными табл. 2 и на стереограммах рис. 4а, 4б, где приведены средние направления по каждой точке отбора. Вторичный характер этой компоненты бесспорен: максимальная кучность отмечается до введения поправок на залегание пород (рис. 5); проведенный корреляционный тест [1] для 13 точек свидетельствует о послескладчатой природе компоненты (табл. 2). Эта компонента зафиксирована во всех исследованных девонских породах.

В значительном количестве девонских образцов в высокотемпературной части спектра блокирующих температур имеется третья компонента как с отрицательным наклонением в древней системе координат (обр. С-30/I-2 имеет  $D = 324^\circ$ ,  $I = -39^\circ$  и обр. С-36-1 имеет  $D = 330^\circ$ ,  $I = -48^\circ$ ), так и с положительным (обр. С-42-1 имеет  $D = 113^\circ$ ,  $I = +58^\circ$ ; рис. 3б–3г). В породах живетского возраста высокотемпературная компонента имеет отрицательное наклонение, тогда как в более молодых франского возраста она имеет как положительное (точки С-38-42), так и отрицательное наклонения (точки С-36-37; табл. 2). Кучность в древней системе координат у этой компоненты выше, чем в современной. Для пород живетского возраста  $K_d/K_c = 1.16$ , небольшое увеличение кучности в древней системе связано, вероятно, с незначительными вариациями залеганий. В отложениях франского возраста  $K_d/K_c > 14$ ; образцы взяты из крыльев изоклиальной складки, имеющие крутые падения. Проведенные корреляционный тест и тест группирования [1] для 10 точек свидетельствуют о доскладчатой природе компоненты и о равенстве средних для живетских и франских слоев (табл. 2, рис. 4в, 4г).

**Средне-верхнекарбоновые вулканогеннокластические породы** отобраны в осевой части Саурского хребта. Компонентный состав намагниченности этих пород как вулканических (от базальтов до риолитов), так и осадочных (туффыты, тонкозер-

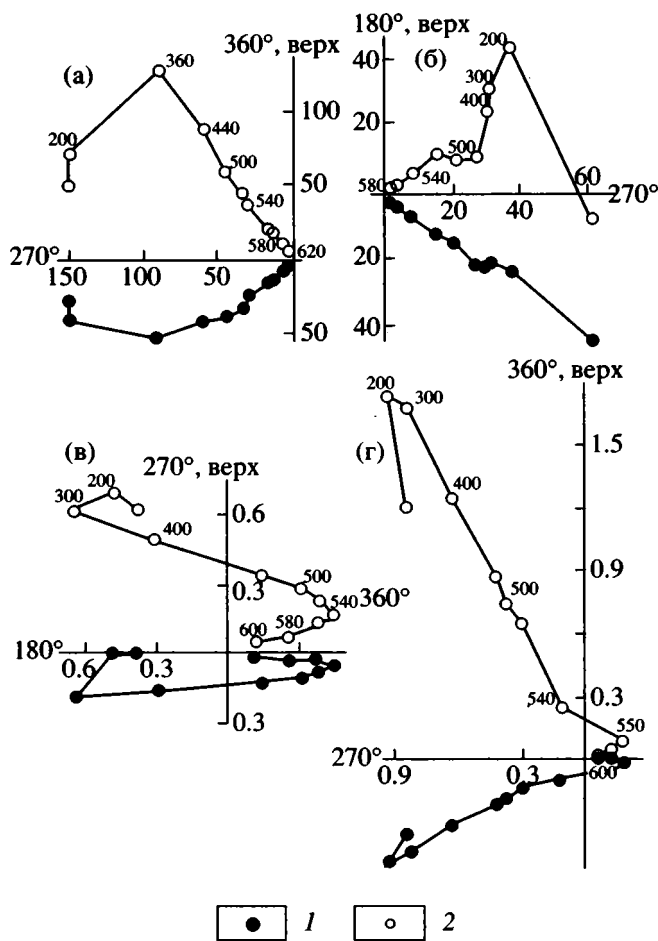


Рис. 3. Диаграммы Зейдервельда [47] характерных образцов девонских пород (современная система координат). а – базальт (обр. № 30/10; б – туффит (30/2); в – туффит (36/1); г – туффит (42/1). 1 – проекция на горизонтальную плоскость; 2 – на вертикальную. Цифры у кругов означают температуру в °С, вдоль осей координат – остаточную намагниченность в МА/м.

нистые песчаники) обладает сходным характером. NRM этих образцов имеет две компоненты:

1) – низкотемпературную, разрушаемую нагревом до 200–250°C и сходную по направлению с современным геомагнитным полем в месте работ. В современной системе разностный вектор 20–200°C NRM проанализированных образцов имеет  $D = 7^\circ$  и  $I = 67^\circ$ . Отчетливо эту компоненту можно видеть на диаграммах Зейдервельда (рис. 4а, 4б, 6а, 6б);

2) – высокотемпературную, выделяемую в средне- и высокотемпературных областях спектра блокирующих температур, имеющую западное склонение и отрицательное наклонение в древней системе координат (обр. С-6-2, базальт, имеет  $D = 300^\circ$ ,  $I = -52^\circ$ ; обр. С-19-2, песчаник,  $D = 291^\circ$ ,  $I = -59^\circ$ ; рис. 6а, 6б).

Кучность высокотемпературной компоненты в древней системе координат существенно выше,

чем в современной как для магматических пород ( $K_d/K_s = 2.7$ ), так и для осадочных ( $K_d/K_s = 1.6$ ; табл. 3). На палеомагнитную стабильность карбонатных пород указывает положительный тест галек. Суммарный вектор 16 галек, отобранных из внутрiformационных конгломератов, при температурной чистке выше 400°C имеет величину меньше 6.4 (критического значения Реллея для  $n = 16$  [31]), что говорит о хаотическом распределении направлений векторов NRM галек на сфере и, соответственно, о сохранении в ней значительной доли “доразмывной” намагниченности (рис. 4д). Причем в исходном направлении NRM и разностном векторе 20–230°C галек проявляется систематическая компонента намагниченности – величина суммарного вектора больше 6.4 (табл. 3).

Суммарные направления высокотемпературной компоненты, выделенной как на магматических, так и на осадочных средне-верхнекарбонатных породах, практически не отличаются, овалы доверия этих двух направлений перекрывают друг друга (табл. 3). Это позволило расчитать общее среднее направление для пород ренсайской и кенбулакской свит, где осадочные породы занимают нижние части разреза, а вулканиты – верхние. Кучность общего среднего направления средне-верхнекарбонатных пород Саурского хребта в древней системе координат значительно превышает таковую в современной ( $K_d/K_s = 2.5$ ; табл. 3). Можно отметить также, что распределение средних по уровням в современной системе координат имеет планарный характер (рис. 4е), тогда как в древней системе оно приближается к однополюсному (фишеровскому; рис. 5ж). Проведенные тесты [1] для 23 точек свидетельствуют о доскладчатой природе компоненты и о равенстве средних для вулканических и осадочных пород (табл. 3).

**Карбонатно-терригенные породы лагунных фаций перми**, слагающие основание разреза Кендырлыкской мульды, имеют низкую величину NRM. Кроме того, в них содержится значительное количество органического материала, что в ходе лабораторных нагревов приводит к образованию вторичного магнетита и, соответственно, к резкому повышению намагниченности. Поэтому часть образцов пермских пород была исключена из анализа (15 штучков из 25).

NRM большей части пермских образцов имеет практически однокомпонентный характер (обр. С-25-2; рис. 6г), где выделенное высокотемпературное направление в современной системе координат ( $D = 346^\circ$ ,  $I = 60^\circ$ ) близко к разностному вектору 20–200°C этого же образца ( $D = 353^\circ$ ,  $I = 65^\circ$ ), так и направлению современного геомагнитного поля соответственно. Только в двух образцах самого нижнего стратиграфического уровня (С-29) при температурной чистке выше точки Кюри магнетита выявлена компонента с отрицательным наклонением  $D_c = 271^\circ$ ,  $I_c = -73^\circ$  (рис. 6в, табл. 3). В древней системе координат это направление составляет  $D = 243^\circ$  и  $I = -63^\circ$ , что

Таблица 2. Направления компонент намагниченности девонских пород

№ точки	Порода	Азим.	Угол	n	Dec <sub>g</sub>	Inc <sub>g</sub>	K <sub>g</sub>	α <sub>95g</sub>	Dec <sub>s</sub>	Inc <sub>s</sub>	K <sub>s</sub>	α <sub>95s</sub>	Возр. комп.
		падения											
1. Вулканогенно-осадочная толща р. Джеменей (живет):													
C-30/I	Анд.-базальты	240	20	3	308	-46	23	17	330	-49	23	17	D <sub>2</sub>
C-30/I	Анд.-базальты	240	20	5	225	-59	37	10	203	-76	37	10	P
C-30/II	Туффиты	233	13	2	315	-36	-	-	324	-37	-	-	D <sub>2</sub>
C-30/II	Туффиты	233	13	6	234	-53	76	7	234	-66	76	7	P
C-31	Базальты	275	35	4	234	-57	133	6	163	-67	133	6	P
C-32	Анд.-базальты	270	40	3	237	-58	39	13	145	-69	39	13	P
C-33	Анд.-базальты	275	25	4	244	-69	74	8	153	-77	74	8	P
C-34	Туффиты	250	27	2	280	-39	-	-	301	-56	-	-	D <sub>2</sub>
C-34	Туффиты	250	27	2	226	-51	-	-	192	-72	-	-	P
C-35	Туффиты	255	27	2	273	-28	-	-	282	-53	-	-	D <sub>2</sub>
C-35	Туффиты	255	27	2	241	-61	-	-	176	-83	-	-	P
Сумма по обнажениям C-30-35				4	293.5	-37.4	21.2	15.3	311.1	-50.3	24.5	14.2	D <sub>2</sub>
2. Вулканогенно-осадочная толща р. Сарыбулак (фран):													
C-36, 37	Туфы, туффиты	58	92	3	16	5	10	26	330	-50	23	17	D <sub>3</sub>
C-36, 37	Туфы, туффиты	58	92	1	243	-63	-	-	241	29	-	-	P
C-38	Туфы, туффиты	53	99	2	179	-5	-	-	144	37	-	-	D <sub>3</sub>
C-38	Туфы, туффиты	53	99	2	221	-67	-	-	228	31	-	-	P
C-39	Туфы, туффиты	48	93	2	199	6	-	-	121	60	-	-	D <sub>3</sub>
C-39	Туфы, туффиты	48	93	2	208	-67	-	-	220	25	-	-	P
C-40	Туфы, туффиты	221	75	2	71	0	-	-	102	53	-	-	D <sub>3</sub>
C-40	Туфы, туффиты	221	75	2	242	-63	-	-	29	-40	-	-	P
C-41	Туфы, туффиты	226	81	3	94	4	47	12	133	42	39	13	D <sub>3</sub>
C-41	Туфы, туффиты	226	81	1	236	-67	-	-	41	-32	-	-	P
C-42	Туфы, туффиты	235	83	3	80	-3	8	29	124	61	10	25	D <sub>3</sub>
C-42	Туфы, туффиты	235	83	2	238	-66	-	-	54	-31	-	-	P
Сумма по обнажениям C-36-42				6	137.4	-3.7	2.2	105	130.8	51.6	30.9	10.3	D <sub>3</sub>
Сумма по обнажениям C-30-42				10	306.1	-18.5	3.0	89.5	310.9	-51.1	31.5	7.9	D <sub>2-3</sub>
				10	$R_s = 0.939 (0.815)$			$R_s = 0.576 (0.815)$					
					$F = 1.68 (3.63_{2,16})$			$F = 0.02 (3.63_{2,16})$					
Сумма по обнажениям C-30-42				13	232.9	-61.8	123	3.5	194.4	-76.5	2.1	109	P
				13	$R_s = 0.593 (0.735)$			$R_s = 0.940 (0.735)$					

Примечание: n – количество образцов или уровней; Dec, Inc – палеомагнитные склонения и наклонение соответственно; K, α<sub>95</sub> – кучность и радиус круга доверия вокруг среднего по [36] (индексы "g" и "s" означают направление в географической и стратиграфической системах соответственно), в скобках в графе K дана величина вектора-результанта для галек; возр. комп. – возраст компоненты: D – девон, C – карбон, P – пермь; R<sub>s</sub>, F – данные корреляционного и группирования тестов [1], в скобках даны величины 95%-ного уровня значимости каждого параметра.

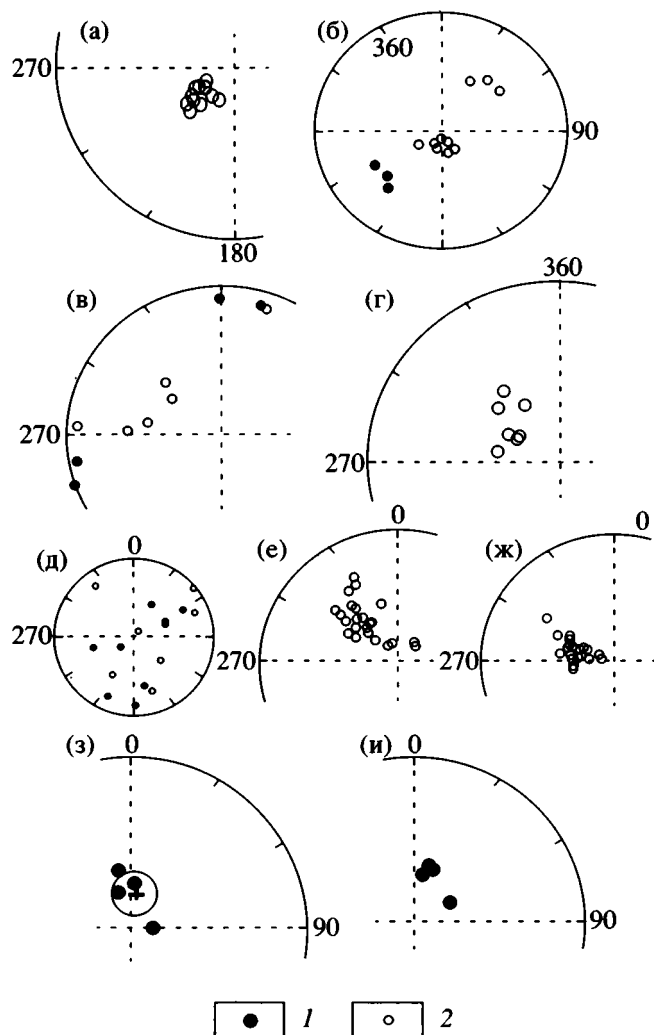
близко направлению метахронной компоненты девонских пород (табл. 2, 3). Кучность направлений векторов высокотемпературной компоненты NRM, пермских образцов, в древней системе координат выше чем в современной (табл. 3, рис. 4з, 4и). Это, возможно, свидетельствует о преобладании в них додеформационной компоненты, но количество образцов, участвующих в статистическом анализе слишком мало для уверенного выделения позднепермской компоненты (табл. 3).

### АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ

При палеомагнитном исследовании средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта выделены 4 древние компоненты (низкотемпературная, направленная по современному геомагнитно-

му полю, из дальнейших рассуждений исключена). Две из них связаны с живетско-франскими породами, одна – со средне-верхнекарбовыми породами и одна – с верхнепермскими лагунно-терригенными породами.

Выделение последней связано с определенными трудностями, хотя повышение кучности в древней системе координат примерно в два раза (рис. 5) позволяет предполагать, что в NRM пермских пород существенную долю составляет доскладчатая компонента. Рассчитанный по ее направлению палеомагнитный полюс имеет координаты 71.4° с.ш. и 194.9° в.д. и очень близок палеомагнитному полюсу верхнепермских пород Джунгарского бассейна (табл. 4), для которого авторам удалось доказать доскладчатую природу этого направления [42].



**Рис. 4.** Стереогаммы средних по уровням направлений девонских (а–г), карбоновых (д–ж) и пермских (з, и) пород. Вторичная намагниченность в современных (а) и древних (б) координатах. Характеристическая компонента NRM в современных (в) и древних (г) координатах. Высокотемпературные компоненты образцов галек (д) в современной системе. Характеристическая компонента NRM в современных (е) и древних (ж) координатах. Высокотемпературная компонента NRM в современных (з) и древних (и) координатах. 1 – проекция на нижнюю полусферу; 2 – проекция на верхнюю полусферу.

В изученных вулканогенных и осадочных средне-верхнекарбоновых породах хребта Саур обнаружена древняя компонента (табл. 3), имеющая обратную полярность и значительное превышение кучности в древней системе координат над кучностью в современной, причем максимальное значение кучности отмечается при введении 80–90% поправки за залегание пород (рис. 5), что формально свидетельствует о синскладчатой природе этой компоненты. Учитывая, что кучность векторов и их суммарное направление после введения 80%-ной поправки за залегание очень близки к таковым по-

сле полного распрямления складок (табл. 3) и факт хаотичного распределения направлений высокотемпературных компонент в гальках внутриформационных конгломератах (табл. 3, рис. 4д) возраст высокотемпературной компоненты, выделенной в вулканогенно-осадочных породах кенсайской и кайгенбулакской свит, можно принять как средне-позднекарбоновый. R-полярность этой компоненты можно объяснить намагничиванием пород в нижней трети гиперзоны Киама, имеющей практически одну обратную полярность геомагнитного поля. Это согласуется со средне-позднекарбоновым возрастом изученных пород, так как гиперзона Киама начинается с верхов московского яруса карбона [21].

В живетско-франских породах обнаружены две древние компоненты (табл. 2, рис. 4а–4г). Характеристической для этих пород мы считаем высокотемпературную, имеющую как значительное преобладание величины кучности в древней системе координат над кучностью в современной (рис. 5), так и присутствие намагниченности прямой и обратной полярностей. Наличие в разрезе пород с прямой и обратной полярностью согласуется с возможным средне-позднедевонским возрастом этой компоненты – в интервале средний-поздний девон на границе саянской и донецкой магнитных гиперзон известны неоднократные смены геомагнитной полярности [21].

Вторая выделенная компонента в девонских породах имеет вторичную природу, во-первых, она выделяется в низко-среднетемпературном диапазоне и, во-вторых, кучность в современной системе координат существенно выше, чем в древней (рис. 5, табл. 2). Перемагничивание пород произошло, вероятно, в верхней части гиперзоны Киама. Подобное направление зафиксировано как собственно в нижнепермских породах Казахстана [16], так и в виде вторичной намагниченности в породах девонского вулканического пояса Казахстана [3] и офиолитах южных Мугоджар [12]. Все это говорит о широком проявлении в Казахстанском и Иртыш-Зайсанском регионах процессов перемагничивания девонских пород в верхнепалеозойское время, о чем уже указывалось [2, 6, 24].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В западной части Алтае-Саянской зоны в течение длительного периода существовали вулканические островодужные постройки, маркировавшие конвергентную границу Палеоазиатского океана [5, 11, 13, 19, 20, 26].

Геологические и петро-геохимические исследования авторов, выполненные по среднепалеозойским породам Саурского хребта, показывают существование двух этапов надсубдукционного магматизма – средне-позднедевонского и средне-позднекаменноугольного. В среднем-позднем девоне характер вулканогенно-класитической толщи и состав вулканитов Саура говорит о накоплении этих пород во фронтальной области палеоду-

ги. В средне-позднекарбовое время вещественный состав и характер вулканогенно-осадочной толщи свидетельствует о ее формировании в пределах зрелой структуры типа сиалической дуги или краевого вулканического пояса, в условиях субаэрального вулканического поднятия, имевшего сложный расчлененный рельеф.

Расчет абсолютных движений пород Саурского блока на основе палеомагнитных данных показывает, что регион испытал движение от 29°–35° с. ш. в живетско-франское время до 40°–45° с. ш. в перми (рис. 7а). На фоне этого северного смещения до современных широт (47.5° с.ш.) блок испытал вращение по часовой стрелке на угол более 100° (рис. 7б).

Характер движения Саурского блока в этом временном интервале подобен перемещению Сибирского континента [8], о чем свидетельствует сходство полученных палеомагнитных направлений для Саура и рассчитанных с сибирских палеомагнитных полюсов на координаты места работ (табл. 4, рис. 7). Начиная со среднего карбона подобный характер движений приобретает Таримская и Казахстанская плиты. По отношению к первой Саур имеет сходное по знаку (по часовой стрелке) и амплитуде вращение на рассматриваемом интервале. В девоне между Таримской плитой и Саурским блоком существовала широтная разница более чем 20°, которая исчезла к середине карбона. По отношению к Казахстану, наоборот, фиксируется близкое широтное положение и значительное вращение по часовой стрелке со среднего девона на пермь. Только начиная с перми можно наблюдать совпадение палеомагнитных направлений Казахстана и Саура (табл. 4; рис. 7). Это дает основания полагать, что к этому времени произошла консолидация Саурского блока и Казахстанского микроконтинента.

Появление новых палеомагнитных определений для среднего палеозоя Китайско-Корейского кратона позволило более уверенно рассчитать его положение в рассматриваемые геологические эпохи [46]. Очевидно, что характер относительных движений между Сауром и Северо-Китайской плитой был иным, чем между Сауром и Сибирью. Практически на всем рассматриваемом временном интервале, за исключением поздней перми, существовала значительная разница в широтном положении, и вращение блоков было разнонаправленным. Саур вращался по часовой, а Северный Китай – против (табл. 4, рис. 7б), угол относительного разворота Саура по отношению к Северному Китаю с середины девона до конца палеозоя составляет около 200° по часовой стрелке.

Для Джунгарского бассейна известны палеомагнитные определения начиная со средне-позднекарбового времени, но к категории надежных и непротиворечивых по отношению к геологическим данным можно отнести только пермские. Согласно карбовым палеомагнитным данным, полученным на породах даек базальтового и андезитового

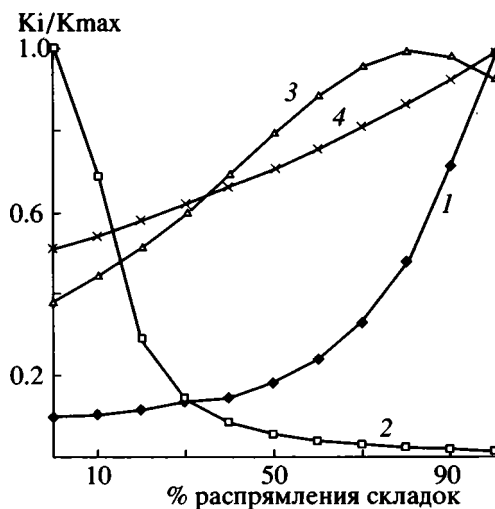


Рис. 5. График зависимости параметра кучности выделенных направлений от степени выравнивания пород до палеогоризонтали.

1 – характеристическая намагниченность живетско-франских пород; 2 – метахронная намагниченность живетско-франских пород; 3 – характеристическая намагниченность средне-верхнекаменноугольных пород; 4 – высокотемпературная компонента пермских пород.

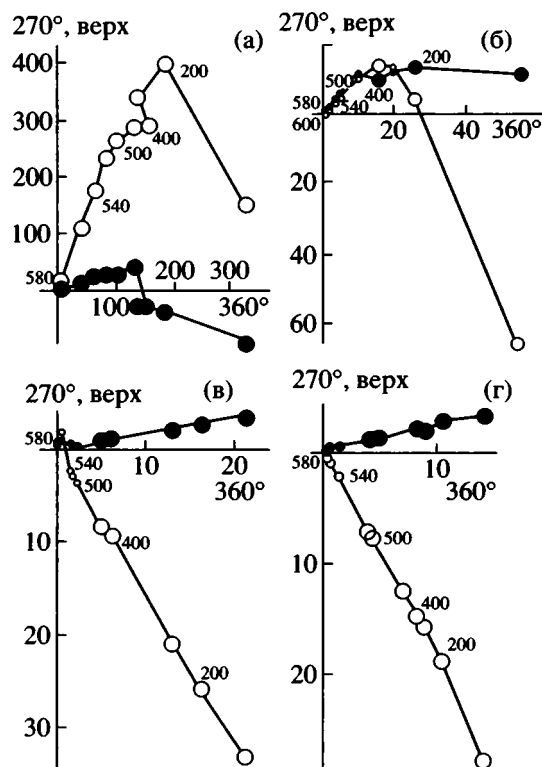


Рис. 6. Диаграммы Зийдерверльда [47] характерных образцов средне-верхнекарбовых (а, б) и пермских (в, г) пород (современные координаты). а – базальт (обр. 6/2); б – тонкозернистый песчаник (19/2); в – тонкозернистый песчаник (29/2); г – алевролит (25/2). Остальные обозначения см. на рис. 3.

Таблица 3. Направления компонент намагниченности карбоновых и пермских пород

№ точ-ки	Порода	Азим.	Угол	n	Dec <sub>g</sub>	Inc <sub>g</sub>	K <sub>g</sub>	α <sub>95<sub>g</sub></sub>	Dec <sub>s</sub>	Inc <sub>s</sub>	K <sub>s</sub>	α <sub>95<sub>s</sub></sub>	Возр. комп.
		падения											
1. Вулканогенно-осадочная толща р. Кендырлык-Караунгир (C <sub>2-3</sub> )													
C-24	гальки; 20°C	65	35	16	68	54	(8.2)						
C-24	гальки; 20–230°C	65	35	16	10	66	(10.3)						
C-24	гальки; 440°C	65	35	16	88	23	(5.4)						
C-24	гальки; 560°C	65	35	16	123	4	(3.1)						
C-1	анд.-базальты	70	27	6	37	-68	206	4	305	-75	206	4	C <sub>2-3</sub>
C-2	анд.-базальты	70	27	5	49	-70	180	5	290	-79	180	5	C <sub>2-3</sub>
C-3	анд.-базальты	355	50	4	333	-24	151	6	299	-65	151	6	C <sub>2-3</sub>
C-4	анд.-базальты	360	55	4	334	-19	76	8	299	-62	76	8	C <sub>2-3</sub>
C5	анд.-базальты	360	55	3	327	-25	322	5	280	-60	322	5	C <sub>2-3</sub>
C-6	базальты	80	25	5	347	-74	111	6	293	-60	111	6	C <sub>2-3</sub>
C-7	базальты	80	25	5	318	-56	27	12	297	-39	27	12	C <sub>2-3</sub>
C-8	базальты	80	25	3	319	-42	118	7	305	-26	118	7	C <sub>2-3</sub>
C-9	анд.-базальты	80	25	3	334	-74	68	10	289	-57	68	10	C <sub>2-3</sub>
C-10	липариты	90	20	5	316	-65	99	6	297	-49	99	6	C <sub>2-3</sub>
Сумма по телам C-1-10				10	335.1	-54.6	9.1	14.7	296.0	-57.5	24.9	8.9	C <sub>2-3</sub>
C-11	т.-с.з. песчаники	17	35	4	321	-53	341	4	267	-58	128	6	C <sub>2-3</sub>
C-12	т. с.з. песчаники	14	26	3	322	-34	93	8	302	-47	80	9	C <sub>2-3</sub>
C-13	т.-с.з. песчаники	20	33	4	324	-37	53	10	293	-49	49	10	C <sub>2-3</sub>
C-14	т.-с.з. песчаники	40	60	2	345	-41	-	-	280	-45	-	-	C <sub>2-3</sub>
C-15	т.-с.з. песчаники	11	34	3	324	-46	96	8	280	-60	96	8	C <sub>2-3</sub>
C-16	т.-с.з. песчаники	4	39	2	311	-47	-	-	261	-56	-	-	C <sub>2-3</sub>
C-18	т.-с.з. песчаники	4	25	3	301	-51	182	6	267	-56	113	8	C <sub>2-3</sub>
C-19	т.-с.з. песчаники	346	32	3	311	-29	23	17	292	-52	19	19	C <sub>2-3</sub>
C-20	т.-с.з. песчаники	356	37	2	311	-33	-	-	280	-53	-	-	C <sub>2-3</sub>
C-21	т.-с.з. песчаники	4	25	3	310	-38	19	19	288	-50	19	19	C <sub>2-3</sub>
C-22	т.-с.з. песчаники	4	27	2	327	-53	-	-	283	-69	-	-	C <sub>2-3</sub>
C-23	т.-с.з. песчаники	356	25	2	302	-45	-	-	274	-55	-	-	C <sub>2-3</sub>
Сумма по уровням C11–23				13	318.2	-43.9	46.6	5.7	281.5	-55.4	72.6	4.6	C <sub>2-3</sub>
Сумма по уровням C1–23				23	324.3	-48.6	15.3	7.5	287.5	-56.5	37.6	4.8	C <sub>2-3</sub>
K <sub>max</sub> – 80% C1–23				23					293.8	-56.5	40.0	4.6	C <sub>2-3</sub>
				23	R <sub>s</sub> = 0.740 (0.565)			R <sub>s</sub> = 0.335 (0.565)					
					F = 3.15 (3.22 <sub>2</sub> , 42)			F = 2.29 (3.22 <sub>2</sub> , 42)					
2. Осадочная толща р. Кендырлык (P <sub>2</sub> ):													
C-25	алевролиты	55	15	3	344	64	158	6	9	58	378	4	P <sub>2</sub>
C-27	т.з. песчаники	35	17	3	349	53	114	8	14	52	285	5	P <sub>2</sub>
C-28	т.з. песчаник	40	10	2	9	62	-	-	17	53	-	-	P <sub>2</sub>
C-29	т.з. песчаники	30	15	2	265	-76	-	-	240	-63	-	-	P <sub>2</sub>
Сумма по уровням C25–29				4	3.3	66.9	20.3	15.6	22.6	57.9	39.7	11.1	P <sub>2</sub>

Примечание. т.з., с.з. – тонко- или среднезернистые; остальные обозначения см. табл. 2.

составов [39], Джунгарский бассейн находился примерно на 10° севернее Саура. Для пермских определений подобных несоответствий не отмечается. Наоборот, исходя из этих данных можно утверждать, что к поздней перми эти два объекта входили в состав единого блока (рис. 7, табл. 4), так как амплитуда и знак вращения Саура и Джунгарского бассейна идентичны в позднепермское время.

Девонские палеомагнитные определения для широтной и северо-восточной ветвей девонского

вулканического пояса Казахстана близки девонским палеомагнитным данным по Сауру [3]. Вероятно, в пределах Палеоазиатского океана у северных, северо-восточных берегов Казахстанского микроконтинента (древние координаты) существовала система островных дуг или континентальных окраин андийского типа с единым северо-западным простиранием в древних координатах. Затем в коллизионное и постколлизионное время части этих дуг (или окраин) по правосто-

**Таблица 4.** Сопоставление палеомагнитных направлений пород Саурской палеодуги с направлениями основных тектонических единиц Центральной Азии

Возраст	φ	λ	Dec	Inc	K	α <sub>95</sub>	Тест	Φ	Λ	A <sub>95</sub>	Автор
хр. Саур:											
P <sub>2</sub>	47.3	85.3	23 ± 14	58 ± 10	39.7	11.1	F, R	71.4	194.9	14	Наст. работа » » »
P	47.5	84.8	53 ± 5	62 ± 3	123.4	3.5	M	53.2	161.7	5	
C <sub>2-3</sub>	47.3	85.3	108 ± 6	57 ± 5	37.6	4.8	F+, G+	16.2	137.7	6	
D <sub>2-3</sub>	47.5	84.8	131 ± 10	51 ± 9	31.5	7.9	F+, R	0.7	124.8	11	
Казахстанский микроконтинент:											
P <sub>1</sub>	52	67.5	56 ± 8	62 ± 5	55	6	F+	51	160	8	[16]
C <sub>2-3</sub>	43.5	70	31 ± 9	53 ± 7	55	7	F+	63	194	7	[16]
D	49	76	30 ± 5	44 ± 5	116	4	F	58	208	4	[4]
Широтная ветвь вулканического пояса (Казахстан):											
P	49.6	74.6	56 ± 18	65 ± 10	26	12	M	53	153	16	[4]
D <sub>1-2</sub>	49.6	74.6	119 ± 12	49 ± 11	35	10	F+, R	5	134	9	[4]
Северо-восточная ветвь вулканического пояса (Казахстан):											
P	49.5	76.5	55 ± 13	63 ± 8	37	9	M	53	159	12	[4]
D <sub>1-2</sub>	49.5	76.5	142 ± 14	63 ± 8	12	10	F+, R	8	111	13	[4]
Джунгарский бассейн:											
P <sub>2</sub>	44	88.1	18 ± 17	60 ± 11	24	12.6	F+, R	76	193	13	[42]
P	45.5	84.7	49 ± 7	53 ± 6	75.8	5.3	S	51	179	6	[45]
C <sub>2-P</sub>	46.7	86.1	347 ± 7	49 ± 6	52	5.3	F+	70	299	7	[45]
C <sub>2-P</sub>	47.2	86.6	331 ± 8	61 ± 5	24	5.9	F+, C+	69	350	8	[45]
C <sub>2-3</sub>	43.8	87.6	333 ± 18	66 ± 8	52	9.7	F+	72	7	7	[45]
Сибирская плита:											
240 м. л.			53 ± 12	65 ± 7				55	155	8	[8]
280 м. л.			68 ± 12	59 ± 8				42	158	9	[8]
320 м. л.			81 ± 10	51 ± 9				29	158	8	[8]
380 м. л.			117 ± 5	49 ± 5				6	136	5	[8]
Сев. Китайская плита:											
240 м. л.			317 ± 7	58 ± 5				58	356	5	[8]
280 м. л.			280 ± 6	55 ± 5				32	15	5	[8]
320 м. л.			247 ± 5	48 ± 5				7	31	5	[8]
380 м. л.			217 ± 9	13 ± 17				-27	43	9	[8]
Таримская плита:											
240 м. л.			25 ± 7	60 ± 5				71	188	5	[8]
280 м. л.			45 ± 8	57 ± 6				56	176	6	[8]
320 м. л.			63 ± 11	54 ± 9				42	167	9	[8]
380 м. л.			111 ± 14	16 ± 24				-8	154	13	[8]

Примечание: φ, λ – широта и долгота места отбора; Dec, Inc – склонение и наклонение, пересчитанные с палеомагнитных полюсов соответствующих блоков на координаты 47.4° с.ш. и 85° в.д. (для хр. Саур даны наблюдаемые значения), доверительные интервалы рассчитаны по [33]; K, α<sub>95</sub> – статистические параметры по [35]; в графе тест сокращения означают: F – складки, R – обращения; G – конгломератов, C – обожженных контактов, S – синскладчатая намагниченность, M – метахронная намагниченность (“+” означает позитивный отклик теста с 95%-ной вероятностью, без знака – уровень значимости позитивного отклика теста меньше 95%, имеется только качественная оценка); Φ, Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; A<sub>95</sub> – радиус овала доверия вокруг полюса.

ронним сдвиговым деформациям были дополнительно развернуты на углы до первых десятков градусов относительно друг друга на фоне общерегионального (Сибирь, Казахстан, Тарим) разворота по часовой стрелке.

Синтез палеомагнитных материалов по Саурскому блоку и окружающим структурам позволяет сделать вывод, что во второй половине девона Саурский блок был самостоятельным структурным

элементом, не имевшим жестких тектонических связей ни с Казахстанским микроконтинентом, ни с Сибирью. Вероятно, в это время он структурно наращивал по простиранию (в виде островной дуги) синхронные девонские краевые вулканические пояса Казахстана, маркируя конвергентную границу Палеоазиатского океана.

В раннекарбовое время при закрытии Палеоазиатского океана Саурский блок был причленен

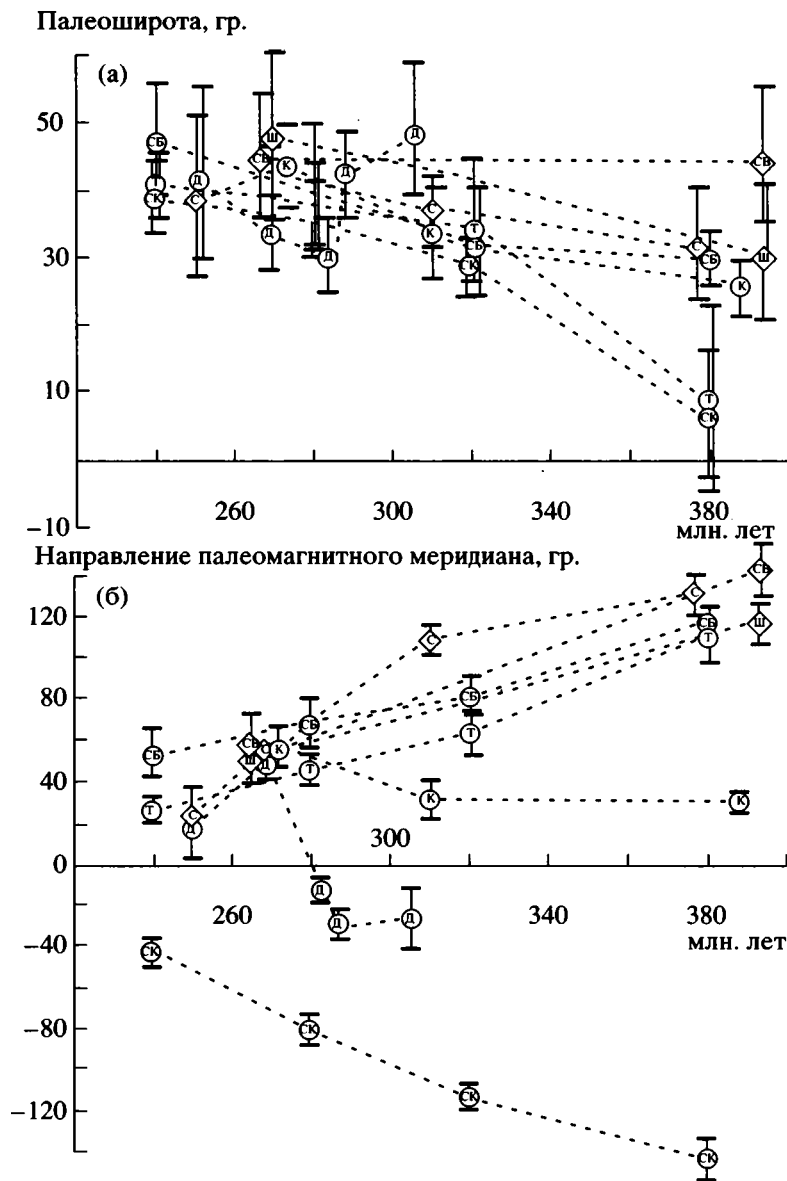


Рис. 7. График сопоставления наблюдаемых и пересчитанных с основных тектонических блоков Центральной Азии палеоширот (а) и палеомагнитных склонений (б). С – Саурская палеодуга; К – Казахстанский микроконтинент; Ш-СВ – широтная и северо-восточная ветви казахстанского среднепалеозойского вулканического пояса; Д – Джунгария; СБ – Сибирь; СК – Сев. Китай; Т – Тарим.

к Казахстанскому микроконтиненту (саурская фаза складчатости). В последующую эпоху он являлся составной частью протяженного позднепалеозойского краевого вулканического пояса, который, вероятно, маркировал границу Казахстана и структур Палеотетиса [11]. Движение Саурского блока со среднего-позднего девона по средний-поздний карбон выразилось в развороте по часовой стрелке на  $23.4^\circ \pm 9.2^\circ$ . О наличии широтного смещения блока в рассматриваемый временной интервал уверенно говорить нельзя, так как ошибка в его определении больше чем само смещение ( $5.4^\circ \pm 7.4^\circ$ ). Вероятно, уже в среднем палеозое на периферии Палеоазиатского океана

заложились система правосторонних латеральных сдвигов, между которыми блоки вращались по часовой стрелке [5, 9, 11, 19].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, геологические и палеомагнитные данные, полученные в юго-западном Алтае, подтверждают представления А.А. Моссаковского [19, 20], А.А. Ковалева и Ю.В. Карякина [13], И.А. Ротараша с соавторами [26] и Л.П. Зоненшайна с соавторами [11] о строении и истории развития Алтайской окраины Сибирского континента и позволяют высказать следующие выводы:



1 – вероятно, уже в среднем девоне в Иртыш-Зайсанском регионе существовала активная континентальная окраина, которая располагалась на  $31^{\circ} \pm 7^{\circ}$  с.ш. и являлась частью мощной системы островных дуг (краевых вулканических поясов) северо-западного простираения (древние координаты), маркировавших конвергентную границу Казахстанского микроконтинента;

2 – развитие Саурского блока как надсубдукционной структуры продолжалось до позднекарбонического времени, при этом широтное положение блока практически не изменилось ( $32^{\circ}$  с.ш. в среднем-позднем девоне,  $38^{\circ}$  с.ш. в среднем-позднем карбоне, и основные тектонические движения, вероятно, связаны с заложением системы правосторонних сдвигов (трансформных разломов);

3 – характер и, отчасти, амплитуда движений пород Саурского блока со среднего девона по пермь включительно сходен с движениями Сибирской, Таримской плит и Казахстанского микроконтинента – разворот по часовой стрелке. Характер этих движений резко контрастирует с движениями Северо-Китайской плиты. Последняя, в отличие от Саура, Сибири, Тарима и Казахстана, в этот промежуток времени испытывала разворот против часовой стрелки;

4 – с пермского времени Саурский блок вместе с Таримом, Казахстаном и Джунгарией представлял “жесткую” мегаплиту, так как пермские палеомагнитные направления этих тектонических структур значимо не отличаются друг от друга. Иртыш-Зайсанская зона в это время располагалась практически на современных широтах ( $43^{\circ} \pm 4^{\circ}$ ) и за мезозой-кайнозой испытала, совместно с вышеуказанными тектоническими блоками, разворот по часовой стрелке на  $20^{\circ}$ .

Авторы работы благодарят О.С. Березнер, Д.М. Печерского за помощь в проведении полевых и лабораторных исследований, критическое обсуждение полученных результатов. Авторы выражают признательность рецензентам статьи М.Л. Баженову, Г.З. Гурарию, С.А. Куренкову и А.А. Моссаковскому, замечания и пожелания которых способствовали более четкому изложению представленных материалов и выводов. Исследования были осуществлены при финансовой поддержке Международного научного фонда и Российского фонда фундаментальных исследований (проект М57000, 96-05-64536).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
2. Бураков К.С., Диденко А.Н., Печерский Д.М., 1984. Оценка геомагнитного поля в среднем девоне по обожженным кремнистым породам и габбро (Южные Мугоджары) // Физика Земли. 1984. № 8. С. 45–59.
3. Гришин Д.В., Дегтярев К.В., Печерский Д.М. Палеомагнетизм вулканического пояса Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
4. Гришин Д.В., Диденко А.Н., Печерский Д.М., Турманидзе Т.Л. Палеомагнитное и петромагнитное изучение палеоокеанской литосферы (на примере фанерозойских офиолитов Азии) // Палеомагнетизм и палегеодинамика территории СССР. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
5. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
6. Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм Шульдакского комплекса параллельных даек // Физика Земли. 1986. № 9. С. 75–80.
7. Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56–68.
8. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
9. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
10. Ермолов И.В., Степанец В.Г., Сеитов Н. Офиолиты Казахстана // Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 “Офиолиты”. Караганда: ЦККГЭ. 1990. С. 7–10.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, кн. 1, 328 с.
12. История развития Уральского палеоокеана / Ред. Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеевков. М.: Издание института океанологии АН СССР, 1984. 164 с.
13. Ковалев А.А., Карякин Ю.В. Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития) // Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. С. 35–75.
14. Козлов М.С. Петрохимические типы вулканитов девонской базальт-андезит-липаритовой серии Юго-Западного Алтая // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 121–130.
15. Кузубный В.С., Ермолов П.В., Полянский Н.В. и др. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблема их корреляции // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 4–38.
16. Кумпан А.С., Русинов Б.Ш., Шолто Л.Е. Результаты палеомагнитных исследований в Центральном Казахстане. Физика Земли. 1968. № 11. С. 96–103.
17. Магматические горные породы. Основные породы / Ред. Шарков Е.В., М.: Наука, 1985. 487 с.
18. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. Ред. Коваленко В.И. М.: Наука, 1987. 438 с.
19. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 315 с.
20. Моссаковский А.А., Дергунов А.Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. № 1. С. 16–33.
21. Мюллер С., Саксена С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980. 317 с.

22. Объяснительная записка к геологической карте КазССР масштаба 1 : 500 000. Серия Центр. Казахстанская. Алма-Ата: Наука, 1981. 324 с.
23. Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982. 312 с.
24. Печерский Д.М., Тихонов Л.В. Петромагнетизм палеозойских офиолитов Алайского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 8. 1988. С. 93–104.
25. Пирс Дж.А., Липпард Дж.С., Робертс С. Особенности состава и тектонического значения офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
26. Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
27. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
28. Тектоника Казахстана: Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.
29. Турманидзе Т.Л., Гришин Д.В., Печерский Д.М. и др. Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов Центрального Казахстана // Геотектоника. № 4. 1991. С. 54–69.
30. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
31. Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: теория и практика. М.: Наука, 1993. 159 с.
32. Bai Y., Cheng G.L., Sun Q.G. et al. Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. V. 139. № 1/2. P. 145–153.
33. Demarest H.H. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // Journal of Geophysical Res. 1983. V. 88. № B5. P. 4321–4328.
34. Didenko A.N. Magnetism of South Mongolian Middle Paleozoic ophiolites // Phys. Earth Planet. Inter. 1992. V. 74. № 4. P. 263–277.
35. Didenko A.N., Pechersky D.M. Direction and intensity of the geomagnetic field in the Middle Devonian and Lower Ordovician: Southern Mugodgary ophiolites (Urals) // Phys. Earth. Planet. Inter. 1989. V. 58. № 4. P. 289–306.
36. Fisher R.A. Dispersion on sphere // Proc. R. Soc. London. 1953. V. A217. № 6. P. 295–305.
37. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J.R. astr. Soc. 1980. V. 62. № 3. P. 699–718.
38. Li Y. An apparent polar wander path from Tarim block, China // Tectonophysics. 1990. V. 181. № 1/2. P. 31–41.
39. Li J., Sharps R., McWilliams M. Late Paleozoic results from the Junggar block, Northwestern China // Journal of Geophysical Research. 1991. V. 96. № B10. P. 16047–16060.
40. Lin J.L., Fuller M., Zhang W.Y. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks // Nature. 1985. V. 313. № 218. P. 444–449.
41. Lin J.L., Fuller M., Zhang W.Y. Paleogeography of the North and South China blocks during the Cambrian // J. Geodyn. 1985. V. 213. № 2. P. 91–114.
42. Nie S., Rowley D.B., Van der Voo R. Paleomagnetism of late paleozoic rocks in the Tianshan, Northwestern China // Tectonics. 1993. V. 12. № 2. P. 568–579.
43. Pearce G.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publishing: Nantwick, 1983. P. 230–249.
44. Pruner P. Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous – preliminary data // Tectonophysics. 1987. V. 139. № 1/2. P. 155–167.
45. Zhao X., Coe R.S., Zhou Y. New paleomagnetic results from north China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. V. 181. № 1–4. P. 43–81.
46. Zhao X., Coe R., Wu Y., Zhao Z. Silurian and Devonian paleomagnetic poles from North China and implication for Gondwana // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. № 6. P. 497–506.
47. Zijderveld J.D.A. A.c. demagnetization of rocks: Analysis of results // Methods in Paleomagnetism. a.o. 1967. P. 254–286.

Рецензенты: Г.З. Гурарий, А.А. Моссаковский, М.Л. Баженов

## Geology and Paleomagnetism of Middle–Upper Paleozoic Rocks of the Saur Ridge

A. N. Didenko\* and O. L. Morozov\*\*

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

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

Original geological, geochemical, and paleomagnetic data on the Middle–Upper Paleozoic rocks of the Saur Ridge (47.4° N; 85° E) are presented; they indicate that the rocks were formed above the convergent boundary, which separated the Caledonian Kazakhstan microcontinent from oceanic basins at different stages of the Middle Devonian–Late Carboniferous evolution. Three ancient paleomagnetic directions are established: pre-folding, one of the the Middle–Late Devonian ( $D = 130.9^\circ$ ,  $I = 51.1^\circ$ ,  $K = 31.5$ ,  $\alpha_{95} = 7.9$ ), one more pre-folding vector of the Middle–Late Carboniferous ( $D = 107.5^\circ$ ,  $I = 56.5^\circ$ ,  $K = 37.6$ ,  $\alpha_{95} = 4.8$ ), and metachronous direction of the Permian time ( $D = 52.9^\circ$ ,  $I = 61.8^\circ$ ,  $K = 123.4$ ,  $\alpha_{95} = 3.5$ ). The mode and magnitude of movements of the Saur block in the period from the Middle Devonian to the Permian were similar to those of the Siberian and Tarim platforms, as well as of the Kazakhstan microcontinent. The data suggest the clockwise rotation of the block through 80–100°, which was opposite to movements of the North China platform and Dzhungar block.

Международная академическая издательская компания “Наука/Интерпериодика” информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 1998 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК “Наука” за 1998 год по группе наук о Земле стали авторы следующих публикаций:

## ГЛАВНАЯ ПРЕМИЯ

*Жарков М.А., Филатова Н.И., Мурдмаа И.О.*

Цикл статей “Эволюция климата и биосферы Земли в меловой период”  
“Стратиграфия. Геологическая корреляция”

## ПРЕМИИ

*1. Володин Е.М., Лыкосов В.Н.*

Цикл статей “Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность–почва для моделирования климата”  
“Известия АН. Физика атмосферы и океана”

*2. Грамберг И.С., Пискарев А.Л., Беллев И.В.*

Цикл статей “Тектоника и нефтегазоносность океана и морей”  
“Доклады Академии Наук”

*3. Симакин А.Г., Трубицын В.П., Харыбин Е.В.*

Цикл статей “Осаждение кристаллов в застывающих магматических камерах”  
“Физика Земли”

*4. Глуховский М.З., Моралев В.М., Пузанов В.И.*

Цикл статей по тектонике докембрия  
“Геотектоника”

*5. Ковалевский В.С., Семенов С.М., Ковалевский Ю.В.*

“Воздействия климатических изменений на подземные воды и взаимосвязанную с ними окружающую среду”  
“Геозкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология”

*6. Покровский О.С., Савенко В.С., Тагиров Б.Р.*

Цикл статей по физической химии морской воды и биогеохимии океана  
“Океанология”

*7. Силантьев С.А.*

Цикл статей “Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта”  
“Петрология”

*8. Кузнецов В.Г.*

Цикл статей “Палеозойское карбонатонакопление в Прикаспийской впадине и ее обрамлении”  
“Литология и полезные ископаемые”

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

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

Генетика  
Геомагнетизм и аэронавигация  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Геоэкология  
Доклады Академии наук

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

*Agricultural Chemistry*  
*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Biophysics*  
*Biochemistry (Moscow)*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geomagnetism and Aeronomy*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Environmental Geoscience*  
*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,*  
*Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,*  
*Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,*  
*Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,*  
*Doklady Physics*  
*Doklady Earth Sciences*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*Computational Mathematics and Mathematical Physics*

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

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

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