

ISSN 0016-853X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2006



# ГЕОТЕКТОНИКА



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

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



“НАУКА”

*Российская академия наук*

# **ГЕОТЕКТОНИКА**

**№ 6 2006 Ноябрь–Декабрь**

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

*Журнал издается под руководством  
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор  
Ю.М. Пущаровский*

Редакционная коллегия:

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

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

*Yu.M. Pushcharovsky – Editor*

Editorial board

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

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

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

*Зав. редакцией М.Н. Шуплецова*

*Научные редакторы Н.Б. Заборовская, М.В. Лучицкая*

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

*Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43*

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

**Москва**

**Научно-производственное объединение  
«Издательство "Наука"»**

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 6, 2006

---

---

Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки <i>А. И. Слабунов, С. Б. Лобач-Жученко, Е. В. Бибилова, В. В. Балаганский, П. Сорьонен-Вард, О. И. Володичев, А. А. Щипанский, С. А. Светов, В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, В. С. Степанов</i>	3
Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования <i>Т. Н. Хераскова, Р. Б. Сапожников, Ю. А. Волож, М. П. Антипов</i>	33
Геология, геохронология и геодинамика Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в Южной Монголии <i>В. И. Коваленко, В. В. Ярмолук, Е. Б. Сальникова, А. М. Козловский, А. Б. Котов, В. П. Ковач, В. М. Саватенков, Н. В. Владыкин, В. А. Пономарчук</i>	52
Особенности эволюции литосферы Гавайско-Императорской системы хребтов (Тихий океан) по геофизическим данным <i>Е. В. Вержбицкий, М. В. Кононов, А. Ф. Бяков, В. П. Дулуб</i>	73

---

## Рецензии

О статье С.А. Ковачева, В.Г. Казьмина, И.П. Кузина и Л.И. Лобковского “Новые данные по сейсмичности Среднего Каспия и их возможная интерпретация” <i>В. Е. Хаин</i>	90
---	----

---

## Хроника

К 70-летию Вячеслава Ивановича Коваленко	92
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2006 год	94

---

---

# Contents

---

---

## No. 6, 2006

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

---

---

The Archean of the Baltic Shield: Geology, Geochronology, and Geodynamic Settings <i>A. I. Slabunov, S. B. Lobach-Zhuchenko, E. V. Bibikova, V. V. Balagansky, P. Sorjonen-Ward, O. I. Volodichev, A. A. Shchipansky, S. A. Svetov, V. P. Chekulaev, N. A. Arestova, and V. S. Stepanov</i>	3
Geodynamics and Evolution of the Northern East European Platform in the Late Precambrian As Inferred from Regional Seismic Profiling <i>T. N. Kheraskova, R. B. Sapozhnikov, Yu. A. Volozh, and M. P. Antipov</i>	33
Geology, Geochronology, and Geodynamics of the Khan Bogd Alkali Granite Pluton in Southern Mongolia <i>V. I. Kovalenko, V. V. Yarmoluyk, E. B. Sal'nikova, A. M. Kozlovsky, A. B. Kotov, V. P. Kovach, V. M. Savatenkov, N. V. Vladykin, and V. A. Ponomarchuk</i>	52
Evolution of the Lithosphere of the Hawaiian–Emperor Seamount Chain, Pacific Ocean, As Inferred from Geophysical Data <i>E. V. Verzhbitsky, M. V. Kononov, A. F. Byakov, and V. P. Dulub</i>	73

---

## Reviews

On the Paper “New Data on Seismicity of the Middle Caspian Basin and Their Possible Tectonic Interpretation” by S.A. Kovachev, V.G. Kaz'min, I.P. Kuzin, and L.I. Lobkovsky <i>V. E. Khain</i>	90
---	----

---

## Chronicle

Vyacheslav Ivanovich Kovalenko (On His 70th Birthday)	92
Author Index, 2006	94

---

---

УДК 551.24:551.71:550.93(470.22)

## АРХЕЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

© 2006 г. А. И. Слабунов<sup>1</sup>, С. Б. Лобач-Жученко<sup>2</sup>, Е. В. Бибикова<sup>3</sup>,  
В. В. Балаганский<sup>4</sup>, П. Сорьонен-Вард<sup>5</sup>, О. И. Володичев<sup>1</sup>, А. А. Щипанский<sup>6</sup>,  
С. А. Светов<sup>1</sup>, В. П. Чекулаев<sup>2</sup>, Н. А. Арестова<sup>2</sup>, В. С. Степанов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
185910, Россия, Карелия, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Россия, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

<sup>3</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, 117975, Россия, Москва, ул. Косыгина, 19

<sup>4</sup>Геологический институт Кольского научного центра РАН,  
184200, Россия, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14

<sup>5</sup>Геологическая служба Финляндии, Geological Survey of Finland, P.O. Box 1237, FI-70211 Kuopio, Finland

<sup>6</sup>Геологический институт РАН, 119017, Россия, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 16.08.2004 г.

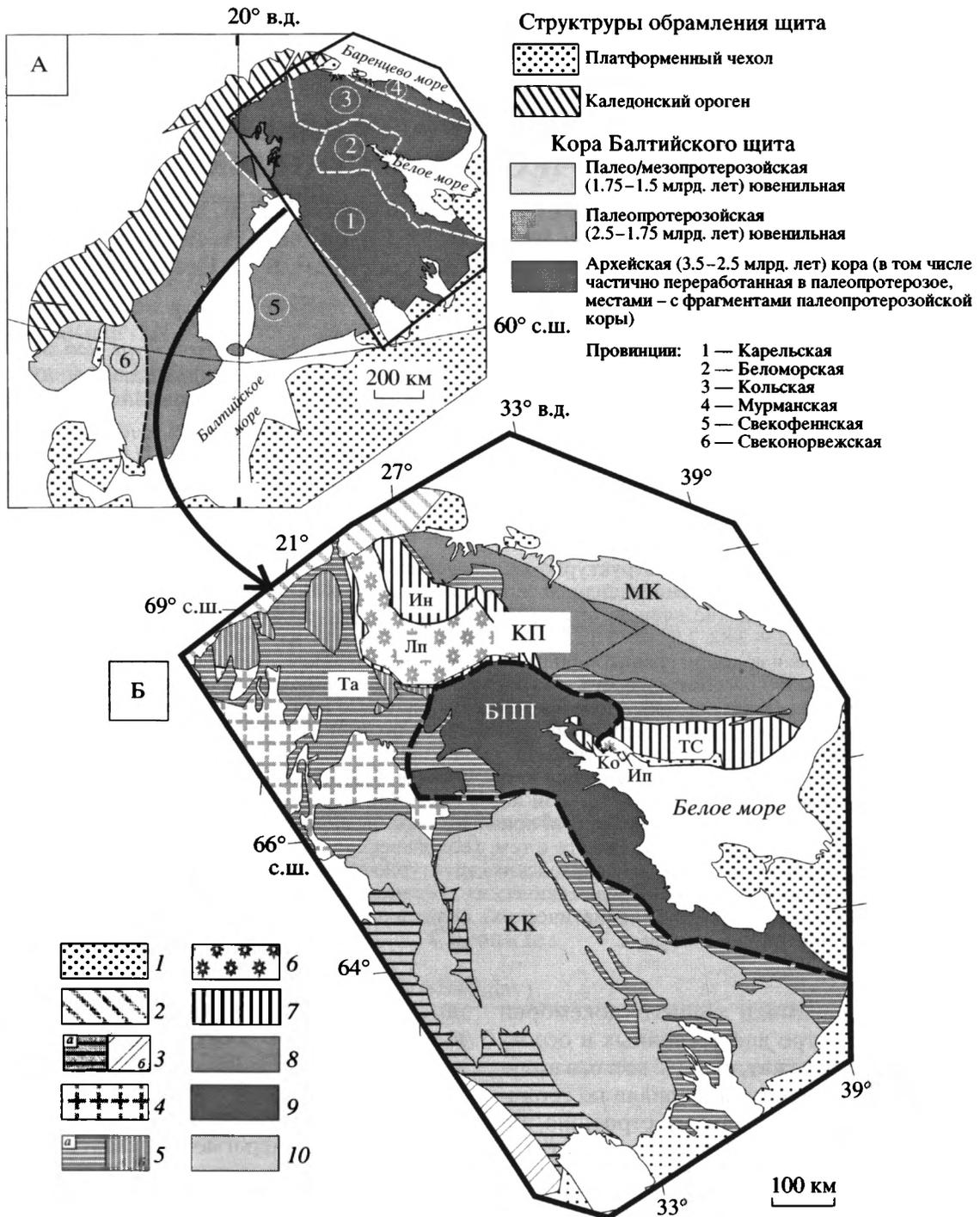
В статье рассмотрены архейские структурно-вещественные комплексы Балтийского или, как предлагается в последнее время, Фенноскандинавского щита. Дано краткое описание главных архейских провинций щита. Архейские супракрустальные комплексы рассмотрены по временным срезам: древнее 3.2, 3.1–2.9, 2.9–2.82, 2.82–2.75 и 2.75–2.65 млрд. лет. Кратко изложены данные по сопряженным в пространстве и времени гранитоидным комплексам и по архейским метаморфическим событиям. Более подробно рассматриваются установленные недавно фрагменты архейских офиолитовых и эклогитсодержащих ассоциаций. В пределах Балтийского щита обнаружены палеоархейские породы и единичные детритовые зерна палеоархейских цирконов, однако начало формирования относительно крупных фрагментов континентальной коры, по-видимому, относится к мезоархею (3.2–3.1 млрд. лет), когда были образованы первые микроконтиненты (например, Водлозерский и Иисалми). Главный объем континентальной коры был сформирован в период 2.9–2.65 млрд. лет. Данные о палеоархейских комплексах щита пока слишком ограничены, чтобы судить о геодинамических условиях их формирования. Вместе с тем, геологические, петрологические, изотопные, геохронологические сведения о мезо- и неоархейских структурно-вещественных комплексах щита свидетельствуют о формировании их в геодинамических обстановках, сопоставимых с фанерозойскими: субдукционных (энсиалических и энсиматических), коллизионных, спрединговых, континентального рифтогенеза и мантийно-плюмовых.

Проблемы геодинамики раннего докембрия относятся к числу остро дискуссионных и основные пути их решения лежат, прежде всего, в получении нового фактического материала по геологии, геохронологии и глубинному строению архейских комплексов [57, 88]. Настоящая статья посвящена описанию архейской геологии Балтийского (Фенноскандинавского) щита – одного из крупнейших докембрийских образований в Евразии. Необходимость обобщения и анализа этого материала была обусловлена заметным прогрессом в геологических, изотопно-геохимических, геохронологических, петрологических и геофизических исследованиях архея региона в последнее десятилетие. В результате на территории, главным образом, России и Финляндии был получен обширный и качественно новый материал, позволяющий глубже понять различные аспекты тектонической эволюции Балтийского

щита в архее и дать ее характеристику по временным срезам, продолжая тем самым исследования в этой области [72, 132]. Кроме того, в последние годы в архее Балтийского щита были обнаружены уникальные для данной геологической эпохи образования – фрагменты офиолитовых комплексов и коровые эклогиты, значимость которых для понимания геодинамики в архее представляется весьма существенной [57, 88].

Архейские образования составляют большую часть Карельской, Мурманской, Беломорской и Кольской провинций (рис. 1А). Две первые из них рассматриваются как неоархейские<sup>1</sup> кратоны, а

<sup>1</sup> В статье используется шкала геологического времени, рекомендованная Международным комитетом по стратиграфии (GTS2004): эо- (до 3600 млн. лет), палео- (3600–3200), мезо- (3200–2800) и неоархей (2800–2500), палео- (2500–1600), мезо- (1600–1000) и неопротерозой (1000–542) [107].



**Рис. 1.** Схема тектонического районирования Балтийского щита (А) и главные тектонические единицы его восточной части (Б). Составлена с использованием [4, 49, 64, 70, 115, 116, 133]

1 – осадочный чехол из фанерозойских и неопротерозойских образований; 2 – каледонский ороген; 3, 4 – Свектофенский палеопротерозойский (2.0–1.75 млрд. лет) ороген: 3 – орогенные комплексы: а – надвинутые на архейский фундамент, б – без признаков архейского фундамента; 4 – позднетектонические ювенильные гранитоиды (1.85–1.75 млрд. лет); 5 – архейские комплексы в областях палеопротерозойского рифтогенеза: а – перекрыты осадочно-вулканогенными образованиями, б – выходы архейских комплексов Карельского кратона; 6–8 – Кольская провинция (КП): 6 – коллизийная сutura палеопротерозойского (2.3–1.91 млрд. лет) Лапландско-Кольского коллизийного орогена – Лапландский (Лп) и Умбинский (Уп) гранулитовые пояса; 7 – коллажи тектонических пластин, сложенных палеопротерозойскими и архейскими комплексами (террейны Инари (Ин) и составной Терско-Стрельнинский (ТС), коллизийные пояса-меланжи Танаэль (Та) и Колвицкий (Ко)); 8 – террейны, сложенные архейскими комплексами, неравномерно преобразованными в палеопротерозое; 9 – Беломорский подвижный пояс (БПП) – неоархейский коллизийный ороген, переработанный палеопротерозойскими процессами рифтогенеза и орогении (границы показаны пунктиром); 10 – неоархейские Карельский (КК) и Мурманский (МК) кратоны

Беломорская – как докембрийский подвижный пояс.

**Карельская** провинция составляет ядро Балтийского щита (рис. 1Б) и представляет собой архейскую гранит-зеленокаменную область [32, 105]. В ее пределах выделяются восемь террейнов: Водлозерский, Центрально-Карельский, Иломантси-Вокнаволоцкий (Западно-Карельский [49]), Кианта, Иисалми, Рануа, Помокайра и Ропи (рис. 2) [49, 72, 133]. Все они различаются по возрасту и составу слагающих их пород. Из состава Карельской провинции в качестве самостоятельной структуры в последнее время выделяется кратон Нордботтен, в который включаются террейны Ропи и архейские образования северных районов Финляндии (Муонио) и Швеции [119].

**Мурманская** провинция (см. рис. 1Б и 2) сложена разнообразными гранито-гнейсами и гранитоидами; архейские супракрустальные образования присутствуют в виде ксенолитов [64].

**Беломорская** провинция (см. рис. 1Б и 2) сложена, главным образом, мезо- и неоархейскими гранито-гнейсовыми, зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами. Ее отличительными чертами являются неоднократное проявление интенсивных деформаций и метаморфизма повышенных и умеренных давлений, которые имели место как в неоархее, так и в палеопротерозое [20, 26, 53, 72].

**Кольская** провинция представляет собой архейский тектонический коллаж террейнов (см. рис. 1Б и 2): Кольско-Норвежского, Кейвского, Сосновского и Колмозеро-Воронья [4]. Коллажное строение особо подчеркивается экзотическим характером ряда пород Кейвского террейна [58]. В составе террейнов установлены архейские зеленокаменные, сланцевые, парагнейсовые, гранулитовые и гранито-гнейсовые комплексы, претерпевшие разные структурно-метаморфические преобразования в архее и палеопротерозое (например, Кейвский террейн испытал значительную палеопротерозойскую переработку, тогда как Кольско-Норвежский почти избежал ее [4]). Кольская и Беломорская провинции имеют общую историю развития в палеопротерозое, являясь элементами палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена [103]. В центральной части этого орогена расположены свекофеннские (1.95–1.75 млрд. лет) Печенга-Имандра-Варзугский и Лапландско-Кольский коллизионные швы [56, 103]. Лапландско-Кольский шов маркируется лапландскими и умбинскими гранулитами, а также породами Терско-Стрельнинского составного террейна, которые были образованы за счет палеопротерозойского ювенильного материала [4, 103]. Ювенильный па-

леопротерозойский материал преобладает и в породах террейна Инари.

Мощность земной коры в восточной части Балтийского щита составляет в среднем ~40 км при минимуме 30 км в северной части Водлозерского террейна и максимуме 62 км на границе Карельского кратона и Свекофеннского орогена [28]. При этом структура земной коры Карельской и Мурманской провинций, по сейсмическим данным, более однородна, чем Беломорской и Кольской.

### СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ (ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ И ПАРАГНЕЙСОВЫЕ) КОМПЛЕКСЫ

Метаморфизованные супракрустальные комплексы слагают существенно меньшую часть площади, сложенной архейскими породами (в Беломорской провинции – около 18%, в Карельской и Кольской – менее 10%, а в Мурманской они практически отсутствуют), тем не менее, именно информация о них во многом определяет наши геодинамические построения [32, 108]. Эти образования слагают, главным образом, зеленокаменные и парагнейсовые пояса. Это сложные и, как правило, коллажированные структуры [36, 51, 55, 56, 128, 129], состоящие из одного или нескольких зеленокаменных комплексов, часто различающихся по возрасту (см. рис. 1Б). Выделяются также сланцевые пояса – структуры, в которых преобладают осадочно-вулканогенные и осадочные породы и кислые вулканиты.

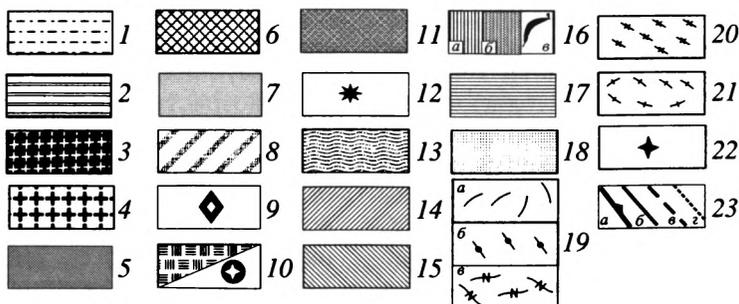
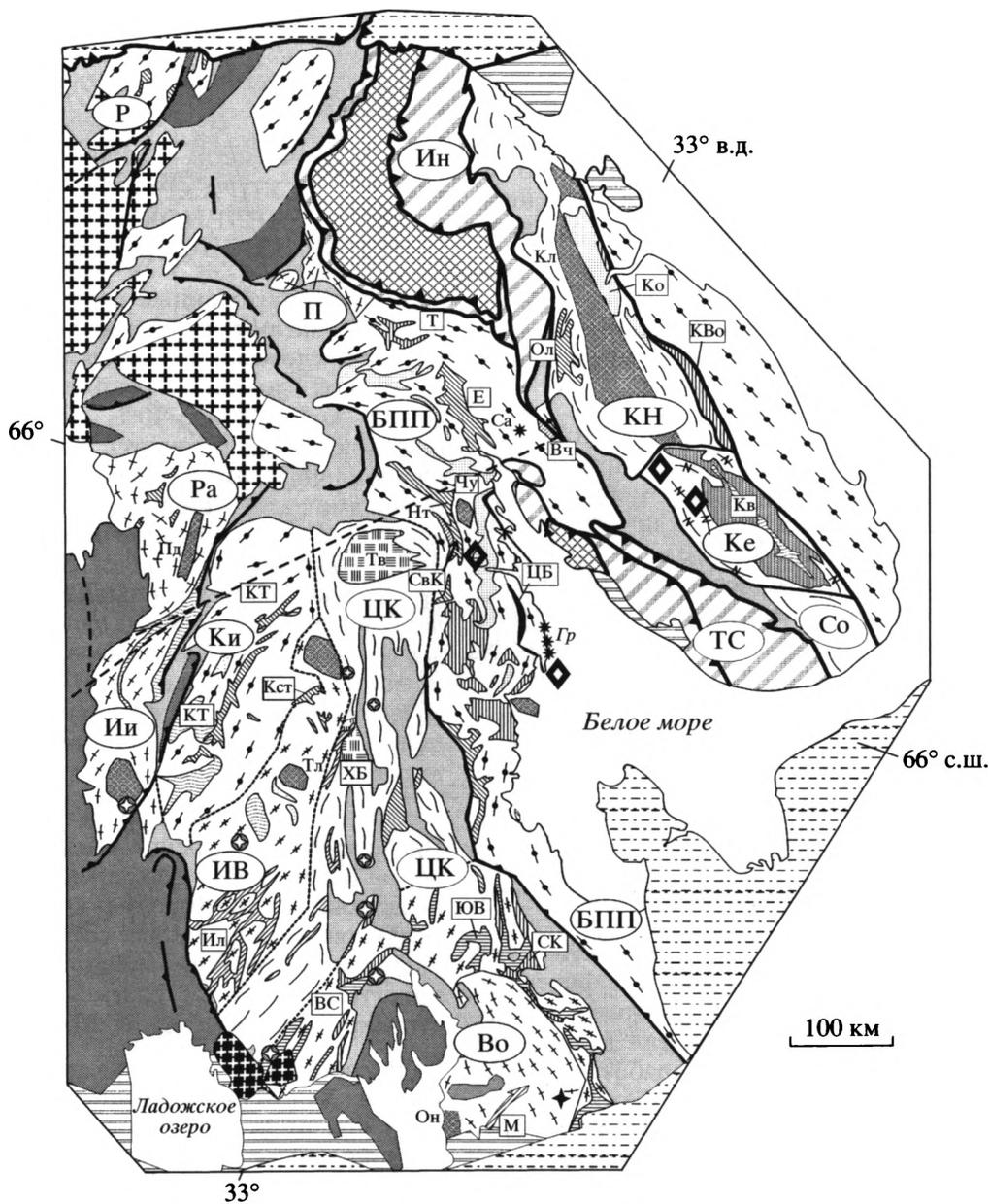
В Карельской провинции (см. рис. 2) в состав Водлозерского террейна входят зеленокаменные пояса: Ведлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский и Маткалахтинский, причем первые два состоят из двух разновозрастных зеленокаменных комплексов. Здесь присутствуют также фрагменты палеоархейских супракрустальных пород [72].

В состав Центрально-Карельского террейна входят Хедозерско-Большозерский и Гимольский зеленокаменные пояса. Террейн Иломантси-Вокнаволок включает зеленокаменный (сланцевый) пояс Иломантси и парагнейсовый пояс Нурмес. Террейн Кианта объединяет зеленокаменные пояса Кухмо-Суомуссалми-Типастярви и Костомукшский (первый из них сложен двумя разновозрастными зеленокаменными комплексами, а второй – одним); в составе террейна также широко развиты парагнейсы (см. рис. 2), однако структуры, которые они слагают, пока не вполне ясны. В составе террейна Иисалми выделяется парагнейсовый пояс Западная Пуоланка [110, 116]. Плохо обнаженный террейн Рануа содер-

жит малоизученный зеленокаменный пояс Ойярви. Террейн Помокайра сложен преимущественно гранитоидами.

В Беломорской провинции в составе Северо-Карельского зеленокаменного пояса выделяются

три разновозрастных зеленокаменных комплекса, а в поясах Енском, Тулппио, Пибозерском, Центрально-Беломорском и Воче-Ламбинском – по одному. Важным компонентом провинции является Чупинский парагнейсовый пояс.



В Кольской провинции Кольско-Норвежский террейн содержит Оленегорский зеленокаменный пояс, сложенный одним зеленокаменным комплексом, и Кольский парагнейсовый пояс. В составе Кейвского террейна выделяется Кейвский сланцевый пояс. Террейн Колмозеро-Воронья состоит, главным образом, из одноименного зеленокаменного комплекса, в его составе также установлены габброиды, связанные, вероятно, с более древним комплексом. В Сосновском террейне зеленокаменные пояса не установлены.

Для анализа латеральных неоднородностей архейских супракрустальных образований, важных для геодинамических построений, строение комплексов рассматривается по временным срезам.

Палеоархейские зеленокаменные образования развиты в пределах щита весьма ограниченно (см. рис. 2). Они описаны только в юго-восточной части Карельской провинции в ядре Водлозерского террейна и представлены коматитами и подушечными метабазальтами волоцкой толщи [42]. Их палеоархейский возраст основан на Sm-Nd изохроне, построенной по анализам валовых составов коматитов и базальтов и отвечающей возрасту  $3391 \pm 16$  млн. лет [71]. Возможно, что часть гнейсов и амфиболитов (амфиболиты I) водлозерского гнейсового комплекса являются глубокометаморфизованными вулканитами известково-щелочной серии с возрастом  $3.3-3.55$  млрд. лет<sup>2</sup> [48, 81].

подавляющее большинство супракрустальных образований входит в состав мезо- и неоар-

<sup>2</sup> Если не оговорено иное, значения возраста, приводимые здесь и ниже, получены U-Pb методом по циркону.

хейских зеленокаменных (сланцевых) комплексов с возрастaми 3.1-2.9, 2.9-2.82, 2.82-2.75 и 2.75-2.65 млрд. лет. Возраст парагнейсовых комплексов равен 2.9-2.82 и 2.75-2.65 млрд. лет.

#### *Супракрустальные комплексы этапа 3.1-2.9 млрд. лет*

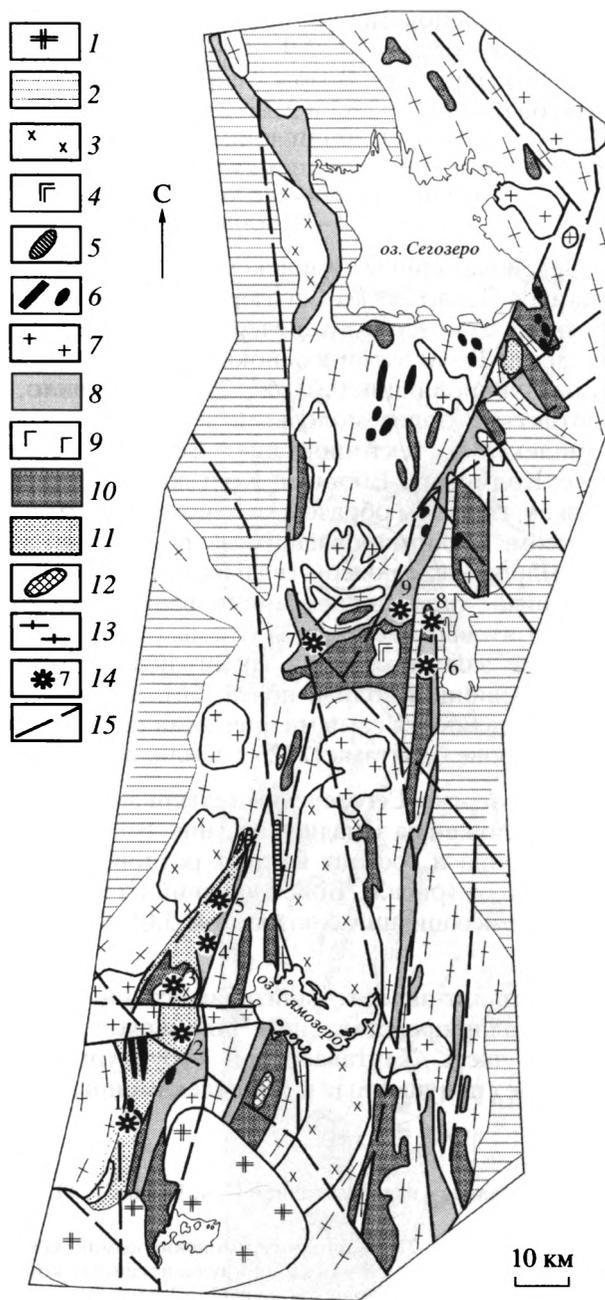
Зеленокаменные комплексы этого возраста известны в Ведлозерско-Сегозерском, Южно-Выгозерском, Сумозерско-Кенозерском и Кухмо-Суомуссалми-Типастьярви зеленокаменных поясах Карельской провинции (см. рис. 2). Как правило, их контакты с более молодыми зеленокаменными комплексами тектонические. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья Кольской провинции сложен, главным образом, зеленокаменным комплексом, сформировавшимся в период 2.9-2.82 млрд. лет; с поясом связываются тектонизированные тела дифференцированных габбро-анортозитовых массивов (Патчемварекский и др.), которые залегают среди гранитоидов Мурманской провинции вблизи пояса [56]. Данные габброиды являются самыми древними на Кольском полуострове базитами ( $2925 \pm 6$  млн. лет) [41].

**Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс** расположен на западной окраине Водлозерского террейна и состоит из двух разновозрастных комплексов (рис. 3). Более древний из них включает две ассоциации с возрастом 3.05-2.95 млрд. лет [77].

1. Базальт-андезит-дацитовая ассоциация наиболее полно представлена в Чалкинской зоне (северная часть Хаутаваарской структуры). Она включает подушечные и миндалекаменные лавы,

**Рис. 2.** Схема геологического строения архея Балтийского щита. Составлена с использованием [1, 4, 15, 36, 37, 49, 51, 64, 67, 70, 104, 109, 112, 113, 115, 116, 132, 133]

1 – фанерозойские комплексы; 2 – нео- и мезопротерозойские комплексы; 3–7 – палеопротерозойские комплексы: 3 – граниты рапакиви (1.65–1.62 млрд. лет), 4 – гранитоиды (1.85–1.75 млрд. лет), 5 – осадочно-вулканогенные комплексы (2.06–1.85 млрд. лет), 6 – комплексы Лапландского и Умбинского гранулитовых поясов (2.0–1.91 млрд. лет), 7 – осадочно-вулканогенные комплексы (2.5–2.06 млрд. лет); 8 – тектонические коллажи из палеопротерозойских и неоархейских комплексов (Ин и ТС – Инари и Терско-Стрельнинский террейны, соответственно); 9–22 – архейские комплексы: 9 – габброиды, 10 – санукитоиды (2.74–2.72 млрд. лет) (Тв – Таваярвинский массив), 11 – гранулитовые (главная фаза – 2.74–2.72 млрд. лет) комплексы (Вп – Варпаисъярви, Вк – Вокнаволоцкий, Тл – Тулосский, Он – Онежский, Нт – Нотозерский; Кл – Кольский, Пд – Пудастьярвинский), 12 – эфлогитсодержащие комплексы (Гр – Гриндинский, Са – Салминский), 13 – парагнейсовые комплексы (2.7–2.78 млрд. лет; Н – Нурмес), 14–17 – зеленокаменные комплексы; индексы в квадратах – главные зеленокаменные и сланцевые пояса Балтийского щита: ВС – Ведлозерско-Сегозерский, Вч – Воче-Ламбинский, Е – Енский, Ил – Иломантси, Кв – Кейвский сланцевый, КВо – Колмозеро-Воронья, Кст – Костомукшский, КТ – Кухмо-Суомуссалми-Типастьярви, М – Маткалахтинский, Ол – Оленегорский, СвК – Северо-Карельский, СК – Сумозерско-Кенозерский, Т – Тулппио, ХБ – Хедозерско-Большеозерский, ЦБ – Центрально-Беломорский, ЮВ – Южно-Выгозерский): 14 – 2.75–2.65 млрд. лет, 15 – 2.82–2.75 млрд. лет, 16 – 2.90–2.82 млрд. лет: а – зеленокаменные, б – Кв сланцевый, в – ЦБ с фрагментами океанической коры), 17 – этапа 3.10–2.90 млрд. лет, 18 – парагнейсовые комплексы этапа 2.9–2.82 млрд. лет (Чу – Чупинский, Ко – Кольский), 19–22 – гранито-гнейсовые комплексы: 19 – этапа 2.90–2.70 млрд. лет: а – террейнов Центрально-Карельского (ЦК), Кольско-Норвежского (КН), Сосновского (Со), б – Беломорского подвижного пояса (БПП), террейнов Кианта (Ки), Ропи (Р), Мурманского кратона, в – Кейвского (Ке) террейна с щелочными гранитами, 20 – этапа 3.10–2.70 млрд. лет террейнов Иломантси-Вокнаволоок (ИВ) и окраины Водлозерского, 21 – этапа 3.60–2.90 млрд. лет террейнов Иисалми (Ии), Помокайра (Пи), Рануа (Ра) и Водлозерского (Во); 22 – метавулканиты волоцкой толщи (3.39 млрд. лет); 23 – тектонические границы: а – главные надвиги, б – сбросы и взбросы, в – сдвиги, г – предполагаемые



**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта Велдлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса по [77, 78] 1, 2 – протерозой: 1 – граниты рапакиви, 2 – осадочно-вулканогенные комплексы; 3–6 – неогархей: 3 – диориты и гранодиориты санукитоидного типа (2.74 млрд. лет), 4 – габбро-диориты, 5 – габбро-нориты, 6 – мафит-ультрамафитовые комплексы; 7–13 – мезоархей: 7 – плагимикроклиновые граниты (2.85–2.87 млрд. лет), 8 – андезит-дацитовые метавулканы адакитового типа и связанные с ними метаосадки (2.86–2.85 млрд. лет), 9 – высоко-Mg габбро, 10 – коматитит-базальтовая ассоциация (2.95–3.0 млрд. лет), 11 – известково-щелочные и адакитовые метавулканы (2.95–3.0 млрд. лет), 12, 13 – 12 – амфиболиты, 13 – гранито-гнейсы (3.15–3.0 млрд. лет); 14 – палеовулканические постройки Хаутоваарской (1–5) и Семчь-Койкарской (6–9) зеленокаменных структур: 1 – Нялмозеро, 2 – Игнойла, 3 – Хаутаваара, 4 – Масельга, 5 – Чалка, 6 – Яниш, 7 – Корбозеро, 8 – Элмус, 9 – Семчь; 15 – главные разломы

кластолавы средних и кислых пород и их туфы, некки и дайки. Их видимая мощность оценивается в 2.5 км. Возраст субвулканических андезитов равен  $2995 \pm 20$  млн. лет [79], лав андезитов –  $2945 \pm 19$  млн. лет [65]. Ассоциация принадлежит к дифференцированной известково-щелочной серии нормальной щелочности с геохимическими характеристиками, типичными для фанерозойских островодужных дуг:  $Sr/Y < 12$ ,  $Ce/Nb < 4.5$ ,  $Th/Nb < 0.72$ ,  $(La/Sm)_N = 1.7$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.3$ . Субвулканические разности обнаруживают геохимические характеристики, свойственные адакитам. Эта ассоциация является реликтом древнейшей на Балтийском щите островной вулканической дуги [77].

2. Коматитит-базальтовая ассоциация (см. рис. 3) мощностью до 2.7 км развита в структурах Хаутаваара, Койкары, Паласельга (Палая Ламба) и Совдозеро [76]. Она имеет Sm–Nd изохронный возраст  $2921 \pm 55$  млн. лет при  $\epsilon_{Nd}(t) = +1.5$  [134]. Верхний возрастной предел определен U–Pb датированием даек дацитов –  $2935 \pm 15$  млн. лет [13] и  $2860 \pm 15$  млн. лет [75], а также массива габбро-диоритов –  $2890 \pm 40$  млн. лет [80].

Разрезы сложены разнообразными лавами, включая подушечные и вариолитовые, а также со структурами спинифекс; объем прослоев пирокластических фаций не более 5% [78, 134]. Доминируют Al-недеплетированные пироксенитовые и базальтовые коматититы и толеиты, а их комагматы представлены магнезиальными габбро и серпентинизированными ультрабазитами. Эта ассоциация интерпретируется как производная мантийно-плюмового магматизма в задуговом бассейне субдукционной геодинамической обстановки [77].

Шилосская структура Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса сложена, главным образом, метаморфизованными базальтами с единичными прослоями коматититовых базальтов и агломератовых туфов [45, 72]. Для базальт-коматититовой ассоциации получены Sm–Nd изохронный возраст  $2913 \pm 30$  млн. лет [85, 45]. Базальты прорваны телами габброидов, тоналитов и дайками метариолитов. Базальты относятся к толеитовой серии с повышенными содержаниями Cr (250–500 г/т) и Ni (100–150 г/т), а по содержанию P3Э<sup>3</sup> выделяются две группы: одна – деплетированные  $((La/Sm)_N = 0.5)$  базальты с низким содержанием P3Э; другая – со слабо дифференцированным  $((La/Sm)_N = 0.65–0.9)$  графиком распределения P3Э, с содержанием в 10–16 раз выше хондритового. Значение  $\epsilon_{Nd}(t)$  в metabазальтах около  $+1.6 \pm 0.5$  [45], что предполагает происхождение

<sup>3</sup> P3Э – редкоземельные элементы, а LP3Э и TP3Э – соответственно, легкие и тяжелые P3Э.

ассоциации из деплетированной мантии и отсутствие контаминации древней сиалической корой. Эта ассоциация интерпретируется как производная мантийно-плюмового магматизма [3, 45, 96].

**Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс.** В Каменноозерской структуре пояса [74] выделены два пространственно совмещенных гетерогенных разновозрастных комплекса, ранний из которых – коматиит-базальтовый. Его возраст, полученный Sm–Nd методом по породе в целом, в данной структуре оценивается  $2916 \pm 117$  млн. лет [128], а в Кенозерской –  $2960 \pm 150$  млн. лет [85]. Коматиит-базальтовый комплекс сложен преимущественно подушечными толеитами и металавами коматиитов. В последних встречаются структуры спинифекс. Отмечаются прослойки кислых вулканитов, туфов и графитсодержащих сланцев. Его секут дайки основного и кислого состава, а также тела плагиогранитов.

Коматииты (~30 вес. % MgO в зоне спинифекс) относятся к группе Al-недеплетированных; они, как и толеиты, имеют спектр распределений P3Э, близкий базальтам срединно-океанических хребтов (СОХ), и характеризуются слабыми положительными аномалиями Nb на спайдерграмме. Значения  $\epsilon_{Nd}(2875)$  группируются около +2.7, что свидетельствует об их происхождении из деплетированной мантии [128]. С коматиитами связаны Cu–Ni рудопроявления. По совокупности изотопно-геохимических данных коматиит-базальтовая ассоциация сопоставляется с комплексами океанических плато [128], образующимися из вещества мантийных плюмов.

**Зеленокаменный пояс Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви.** В самой северной структуре пояса Суомуссалми (см. рис. 2) выделены две разновозрастные группы: Луома и Саариярви, разделенные тектонической зоной [133]. Более древняя группа Луома представлена лавами и туфами основного среднего и кислого состава, туфовые фации местами содержат стратиформную Ag–Zn–Pb минерализацию [133, 137]. Субсогласные метагаббро и уралитовые порфириды, по-видимому, являются интрузивными аналогами базальтов Саариярви. Группа Луома содержит значительные количества андезитов; их возраст по цирконам оценен в  $2966 \pm 9$  млн. лет, но не исключено, что цирконы – ксеногенные, и андезиты значительно моложе [133, 137]. Средне-кислые вулканиты Луома отличаются сильной дифференциацией P3Э [135] и, по-видимому, относятся к вулканитам адакитового ряда, сформировавшимся в субдукционной обстановке.

### Супракрустальные комплексы эпана 2.9–2.82 млрд. лет

Эти комплексы широко распространены в обрамлении Водлозерского террейна Карельской провинции, а также в Беломорской и Кольской провинциях.

Зеленокаменный комплекс этого возраста в **Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса** представлен кислыми вулканитами и разнообразными осадками. Наиболее полный его разрез описан в Койкарской структуре (см. рис. 3). Янишская палеовулканическая постройка этой структуры образована лавобрекчиями, лавами, глыбовыми агломератовыми туфами; подводящий канал сложен субвулканическими дацитами. Отмечаются хемогенные силициты, отлагавшиеся в кратерном озере. По периферии палеовулкана развиты туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты и силициты. Субвулканические тела сложены дацитами и риолитами. Для андезидацитов характерны излияния в субаэральных обстановках [78]. Извержения были лавово-эксплозивными, лавы играли относительно подчиненную роль. Возраст кислых вулканитов Койкарской структуры (янишских) равен  $2860 \pm 15$  млн. лет [75], а дайки в Хаутаваарской структуре –  $2862 \pm 45$  млн. лет [65].

Средние и кислые вулканиты пояса относятся к Na серии [77]. SiO<sub>2</sub> варьирует от 52 до 76 мас. %. Отношения P3Э следующие:  $(La/Sm)_N = 3.0$ ,  $(Gd/Yb)_N = 2.3$ ,  $(Ce/Yb)_N = 5.8$ , причем туфы имеют более дифференцированные P3Э:  $(La/Sm)_N = 3.5–4.1$ ,  $(Ce/Yb)_N = 22–26$ . Андезидацитовые лавы характеризуются Th (5.2–6.2 г/т), La (13–29 г/т), Hf (2.6–5.4 г/т), Nb (<10 г/т) и отношениям La/Yb (7–9), Ti/V (60–70), Hf/Yb (3–4), Ti/Zr (16–37).

Данный комплекс формировался в субдукционной обстановке андийского типа (активной континентальной окраины) [77].

**Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс.** Второй, более молодой зеленокаменный комплекс Каменноозерской структуры сложен метавулканитами базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии с прослоями углеродсодержащих, карбонатных сланцев и кварцитов и субвулканическими телами кислых вулканитов адакитовой серии [39, 74, 128]. Возраст вулканитов БАДР и адакитовой серий равны  $2875 \pm 2$  и  $2876 \pm 5$  млн. лет соответственно [128].

Вулканиты БАДР серии имеют низкую магнетизальность и обогащены LP3Э ( $(La/Sm)_N = 1.4$  в базальтах, андезитах и 3.3 в риолитах), но обеднены Nb и Ti; адакитовые риолиты имеют дифференцированный спектр P3Э ( $(La/Sm)_N = 3.8–5.1$ ,  $(Gd/Yb)_N = 2.8–4.5$ ) [128]. Такие дифференциро-

ванные серии образуются в зонах субдукции при плавлении, соответственно, мантийного клина и погружающегося слэба [128].

**Северо-Карельская система зеленокаменных поясов** Беломорской провинции включает Тикшоозерский и Керетский зеленокаменные пояса (см. рис. 2). В их составе выделяется три зеленокаменных комплекса: керетьозерский (2.88–2.82 млрд. лет), хизоваарский (2.8–2.78 млрд. лет) [72] (из которого исключена более молодая стратотектоническая ассоциация [37]) и челозерский (около 2.75 млрд. лет) [2].

В составе керетьозерского комплекса, слагающего большую часть Керетского пояса, выделяются три стратотектонические ассоциации: коматиит-толеитовая, средних и кислых метавулканитов и андезибазальт-базальтовая [16, 82, 83, 86]. Метабазальты коматиит-толеитовой ассоциации принадлежат Na-типу толеитовой серии, а высокомагнезиальные породы классифицируются как коматииты Al-недеплетированного типа ( $MgO - 10-37$  мас. %,  $TiO_2 - 0.19-0.9$  мас. %,  $Al_2O_3/TiO_2 \approx 20$ ,  $CaO/Al_2O_3 - 0.64-0.9$ ,  $Zr/Y - 2-3$ ), обогащенные ЛРЗЭ.

Средние и кислые (от андезитобазальтов до риолитов, с преобладанием андезитов и дацитов) метатуфы, металавы ( $2877 \pm 45$  млн. лет) и субвулканические тела ( $2829 \pm 30$  млн. лет) составляют большую часть комплекса. Sm–Nd модельный возраст андезита этого комплекса ( $T_{DM}^{Nd} = 2.80$  млрд. лет) близок U–Pb возрасту цирконов из них ( $\epsilon_{Nd}(2.8) = +2.8$ ), что указывает на отсутствие значимой контаминации веществом с длительной коровой историей [16]. Среди метавулканитов андезибазальт-базальтовой ассоциации обнаруживаются прослойки метаосадков с высоким содержанием Sr (до 570 г/т), Ni (до 130 г/т), которые могли образоваться за счет разрушения средне-кислых вулканических базальтов и коматиитов [83]. Граувакки такого состава характерны для обстановок энсиматических островных дуг [60].

По петрогеохимическим особенностям вулканические среднего, кислого и андезибазальт-базальтового составов сопоставимы с вулканиками зрелых островных дуг. Рассмотренный комплекс маркирует раннюю (2.9–2.8 млрд. лет) субдукционную стадию развития беломорского неорархейского коллизионного орогена [16, 83, 132].

**Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс** Беломорской провинции [83] первоначально рассматривался как мафическая зона [16, 50, 72]. Он представляет собой узкую (0.5–3.0 км) структуру, прослеженную вдоль осевой линии провинции с СЗ на ЮВ на 150–160 км и, вероятно, продолжающуюся к юго-востоку (см. рис. 2). В ее со-

ставе выделены четыре фрагмента, сложенные амфиболитами и в подчиненном объеме ультрабазитами [16, 86].

Серякский фрагмент – это наиболее хорошо сохранившийся и обнаженный элемент структуры, который прослеживается более чем на 70 км. Именно в ней установлено самое крупное (мощностью до 300 м) тело ультрабазитов. Ультрабазиты представлены серпентинитами, в которых местами сохранились первичномагматические минералы: оливин (84–86% Fo), ортопироксен (85–86% En) и шпинель (ферриалюмохромит с  $Cr_2O_3$  до 29%). В совокупности с имеющейся петро- и геохимической информацией это дает возможность надежно идентифицировать их как метаморфизованные гарцбургиты, в составе комплекса установлены дуниты и ортопироксениты. Ультрабазиты обычно обеднены ЛРЗЭ ( $(La/Yb)_N = 0.52$ ), но обнаружены различия и с U-образным распределением РЗЭ. Метабазальты (амфиболиты) по особенностям химического состава отвечают толеитам и во многом сопоставимы с базальтами СОХ, хотя среди них выделяются различия, сопоставимые с базальтами океанических островов [16, 50, 52, 72, 83]. Мафит-ультрамафитовая толща интродуцирована диоритами с возрастом  $2.85 \pm 0.01$  млрд. лет [101].

В Лоухскоозерско-Пиземском фрагменте в составе мафит-ультрамафитового комплекса обнаружены трондьемито-гнейсы повышенной железистости, что определяет их принадлежность к толеитовой серии. Возраст  $2878 \pm 13$  млн. лет магматических цирконов в них определяет верхнюю возрастную границу пород пояса [16]. Они имеют  $T_{DM}^{Nd} = 2840$  млн. лет и  $\epsilon_{Nd}(2.88) = +2.7$ , что свидетельствует о ювенильной природе гранитоидов.

Совокупность имеющихся геологических и изотопно-геохимических данных по мафит-ультрамафитам позволяет рассматривать этот зеленокаменный комплекс как тектонически дезинтегрированный и метаморфизованный фрагмент мезоархейской офиолитовой ассоциации [16, 50, 72, 83].

**Чупинский парагнейсовый пояс** Беломорской провинции сложен мигматизированными кианит-гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, среди которых в виде мелких линзовидных тел встречаются мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы – реликты наименее измененных первичных пород. Последние рассматриваются как метаосадки [11, 60, 72], но некоторые исследователи считают, что среди них значительная роль принадлежит вулканикам [20]. По петрохимическим особенностям (обогаченность Ni, V, Co, Cr) парагнейсы реконструируются как метаграувак-

ки, образовавшиеся при разрушении кислых вулканитов, основных и ультраосновных пород в условиях преддугового бассейна [60, 72]. Среди граувакк отмечаются небольшие прослои средних и кислых вулканитов (преобладают дациты) известково-щелочной серии, сопоставимых с островодужными, и редкие тела толеитов [60, 72], что является дополнительным аргументом в пользу образования толщи в преддуговом бассейне.

Sm–Nd модельные возраста 3.01–2.83 млрд. лет [60, 99, 136] и U–Pb датировки 3.2–2.9 млрд. лет по детритовым цирконам [11] определяют нижний предел времени накопления осадочных протолитов парагнейсов. Наиболее ранние метаморфогенные цирконы имеют возраст 2.85–2.80 млрд. лет [11]. Важно отметить, что возраст матадацитов, залегающих среди чупинских метаграувакк,  $-2870 \pm 20$  млн. лет [11]. Следовательно, время отложения осадочных пород, по которым образовались парагнейсы, отвечает интервалу 2.87–2.85 млрд. лет.

Таким образом, формирование граувакк рассмотренного пояса происходило, вероятно, в преддуговом бассейне островодужной системы, вулканическая дуга которой маркируется андезитами, дацитами и андезибазальтами керетьозерского комплекса [60, 83].

**Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья** в виде узкой линейной структуры маркирует контакт Кольской и Мурманской провинций. В его составе выделяются коматиит-толеитовая, базальт-андезит-дацитовая и две терригенные ассоциации [24, 64, 72]. Все они имеют тектонические контакты и совмещены друг с другом в процессе неорархейской коллизии [56], т.е. разрез пояса является стратотектоническим.

В коматиитах коматиит-толеитовой ассоциации нередки спинифекс-структуры, отмечены лавобрекчии [24, 84]. По особенностям состава среди пород коматиитовой серии выделяются коматииты и коматиитовые базальты, а среди metabазальтов – высокомагнезиальные и высокожелезистые разности [73]. Все эти породы отличаются низким содержанием P3Э и недифференцированным их распределением ( $(Ce/Sm)_N = 0.87-1.5$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.02-1.55$ ) [24, 25].

Время формирования коматиитов оценивается в  $2826 \pm 60$  млн. лет (Sm–Nd изохрона по породам в целом) [73]. Nd систематика пород этой ассоциации ( $\epsilon_{Nd}(2879) = +2.5 \pm 0.3$  и их геохимия позволяют считать, что формирование базальт-коматиитовых расплавов было связано с мантийным плюмом; в частности, выплавление коматиитов могло происходить в переходной зоне верхняя–нижняя мантия [23, 24, 72].

Базальт-андезит-дацитовая ассоциация представлена метавулканитами известково-щелочной серии. Возраст кварцевых порфиров Вороньих тундр составляет  $2828 \pm 8$  млн. лет [118]. Формирование ассоциации связывается с процессами субдукции [63].

Терригенные ассоциации представлены слабо-дифференцированными метаосадками (гранат-биотитовыми гнейсами) и контрастной серией метаосадков от метаграувакк (глиноземистых гнейсов) до полимиктовых конгломератов [24].

Образование мафических ассоциаций связывается с мантийными плюмами [25], других – с процессами плавления океанической коры, разделявшей Мурманскую и Кольскую провинции в процессе ее субдукции, а тектоническое совмещение ассоциаций – с коллизией [56, 63].

**Кольский парагнейсовый комплекс** Кольско-Норвежского террейна сложен гранат-биотитовыми (часто с силлиманитом и кордиеритом, редко с кианитом и ставролитом) гнейсами, среди которых отмечаются редкие прослои двуслюдяных, биотитовых, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, а также амфиболитов, амфибол-пироксеновых, амфибол-магнетитовых и пироксен-магнетитовых сланцев и железистых кварцитов [1, 64, 68]. Среди глиноземистых гнейсов отмечаются разности с реликтами градационной слоистости, что позволяет интерпретировать породы как парагнейсы.

По особенностям состава глиноземистые гнейсы отвечают грауваккам, при этом высокие средние содержания в них Cr (85–165 г/т), Ni (42 г/т) также являются аргументом в пользу их первичноосадочной, а не вулканогенной природы, как предполагается в [61]. Рассматриваемые парагнейсы (по петрохимическим особенностям сопоставимы со средними и кислыми вулканитами известково-щелочной серии) обеднены Nb и Ti и характеризуются сильным фракционированием P3Э [61], что может быть следствием преобладания в области сноса островодужных вулканитов. Изотопные данные предполагают происхождение протолита парагнейсов за счет, главным образом, мезо- и неорархейского ювенильного материала – их  $T_{DM}^{Nd}$  не превышает 3.0 млрд. лет [118, 136]. Эти данные согласуются с тем, что возраст наиболее хорошо сохранившихся детритовых цирконов первоначально магматического происхождения равен  $2910 \pm 21$  млн. лет, а возраст метаморфогенных цирконов –  $2788 \pm 16$  и  $2743 \pm 18$  млн. лет (последние наиболее многочисленны) [62]. Вместе с тем, установлены зерна циркона с возрастом до  $3606 \pm 16$  млн. лет [62], что свидетельствует о присутствии в протолите палеорархейской компо-

ненты, идентичной таковой (3.6 млрд. лет) в протолитах умбинских парагранулитов [102]. По-видимому, эти метаосадки формировались в интервале времени 2.9–2.8 млрд. лет.

Таким образом, кольский парагнейсовый комплекс мог формироваться в осадочном задуговом бассейне, причем практически одновременно с островодужными вулканитами зеленокаменного комплекса Колмозеро-Воронья.

**Кейвский сланцевый пояс** Кольской провинции сложен биотитовыми гнейсами лебяжинской толщи (иногда с гранатом и часто с гастингситом и микроклином) и биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами коловайской и патчервтурдровской толщ, которые с несогласием перекрываются кианитовыми, ставролит-кианитовыми, силлиманитовыми (с гранатом) и углеродистыми сланцами, метапесчаниками и кварцитами червуртской, выхчуртской и песцовотундровской толщ [64], часто объединяемых в кейвскую толщу. Разрез пояса обычно рассматривается как стратифицированный, однако не исключено, что он может быть стратотектоническим, возникшим в процессе неорхейской коллизии [56].

Лебяжинские гнейсы интерпретируются как кислые метавулканиты нормальной и повышенной щелочности, обедненные Ti, с выраженным Nb минимумом на спайдерграмме, гастингситовые разности которых считаются продуктами щелочного метасоматоза [56, 64]. Возраст вулканизма оценивается в  $2871 \pm 15$  млн. лет [6, 7]. Биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты сланцевого комплекса интерпретируются как метабазальты и метаандезиты известково-щелочной серии.

Породы рассматриваемого комплекса сопоставляются по петрогеохимическим особенностям с вулканитами активных континентальных окраин [56].

#### *Супракрупральные комплексы эпана 2.82–2.75 млрд. лет*

Комплексы этого возраста слагают Костомукшский зеленокаменный пояс и большую часть пояса Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви Карельской провинции. Они широко развиты в Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов, Енском и Пибозерском зеленокаменных поясах Беломорской провинции, а также в Оленегорском – Кольской.

**Зеленокаменный пояс Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви** включает коматиит-базальтовую, (андезит)-дацит-риолитовую, железистых базальтов и осадочную ассоциации. Доминируют первые из них. Метабазальты, как правило, пред-

ставлены полосчатыми амфиболитами, но выделяются разности с массивной и подушечной текстурами. Среди них отмечены прослои железистых кварцитов, углеродистых и слюдястых сланцев. Коматииты представлены как лавовыми (со структурами спинифекс), так и кумулятивными фациями. В районе Пахакангас известна коматиитовая лавовая река, где в лавах видны включения гранодиоритов [133]. Среди коматиитов встречаются кумулятивные габбро. Базальты относятся к толеитовой серии, но распространены и коматиитовые базальты, среди которых обнаружены разности с необычно высокими (до 2000 г/т) концентрациями Sr. Содержание ЛРЗЭ в базальтах в 2–10 раз выше, чем в хондритах, а ТРЗЭ – в 8–10 раз, распределение РЗЭ слабодифференцированное:  $(La/Sm)_N = 0.4–1.5$  [126, 135]. Редко встречаются обогащенные ЛРЗЭ разности. Среди коматиитов преобладают обедненные ЛРЗЭ разности  $(La/Sm)_N = 0.4–1.5$  [126]. Возраст кумулятивного габбро из коматиит-базальтовой ассоциации оценивается в  $2757 \pm 20$  млн. лет [133].

Породы (андезит)-дацит-риолитовой ассоциации слагают несколько изолированных структур и представлены лавами, брекчиями, туфами, туффитами. Для средне-кислых лав известны возраста  $2798 \pm 15$ ,  $2810 \pm 48$  и  $2791 \pm 8$  млн. лет [112, 123, 133]. Возраст габбрового силла Моисивоара, расположенного, главным образом, среди кислых вулканитов, равен  $2790 \pm 18$  млн. лет [123]. Осадочная ассоциация представлена полимиктовыми конгломератами, граувакками и кварцитами. В кварцитах среди обломочных цирконов обнаружены единичные зерна с возрастом до 3 млрд. лет [112].

Данный зеленокаменный комплекс, как предполагается, сформировался в условиях континентального рифтогенеза [108, 123, 133].

**Костомукшский зеленокаменный пояс** вмещает крупное одноименное промышленное железорудное месторождение. Пояс сложен породами базальт-коматиитовой, риолит-дацитовой и осадочной (железисто-кремнистой) ассоциаций [36, 44, 74, 87].

Для базальтов и коматиитов были получены Sm–Nd изохронные (по породам) возраста  $2843 \pm 39$  [129] и  $2808 \pm 95$  [44] млн. лет. Базальты представлены массивными, подушечными и вариолитовыми лавами, среди которых залегают редкие прослои железистых кварцитов, углеродсодержащих сланцев и туфов. Возраст цирконов (SHRIMP-II) из натровых туфов, синхронных с формированием пород самых ранних (ниэмиярвинских) базальтов, оценивается в  $2791.7 \pm 6.1$  млн. лет [37].

По геохимическим характеристикам базальты и коматииты сопоставимы с аналогичными поро-

дами океанических плато. Они обеднены Th и ЛРЗЭ ( $(La/Sm)_N = 0.66$ ), имеют плоский спектр распределения ТРЗЭ ( $(Gd/Yb)_N = 1$ ), характеризуются хондритовым отношением Ti/Zr, небольшой положительной аномалией Nb и средними значениями  $\epsilon_{Nd}(t) \sim +2.8$  [129]. Вместе с тем, в двух образцах базальтов зафиксированы отрицательные (до  $-3.44$ ) значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  [44].

Коматииты представлены как дифференцированными, так и недифференцированными лавами с редкими горизонтами туфов; широкое распространение имеют силлы перидотитов [39]. Коматииты относятся к типу Al-деплетированных и имеют обедненный спектр распределения РЗЭ ( $(La/Sm)_N = 0.48$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.2$ ) [129]. Данные по их Re–Os изотопии позволяют предполагать, что они образовались из плюма, возникшего на границе ядро–мантия. На это указывает высокое положительное значение  $\gamma^{187}Os = +3.6 \pm 1.0$  [127].

Риолит-дацитовая ассоциация (шурловарская свита [87]) представлена разнообразными лавами, туфами и туффитами с прослоями углеродсодержащих сланцев и железистых кварцитов, а также дайками и субвулканическими телами. Для пород ассоциации получены возраста  $2790 \pm 21$  [14],  $2791 \pm 24$  (ионный микрозонд) [75] и  $2795 \pm 10$  [44] млн. лет. По данным В.Я. Горьковца и М.Б. Раевской [87], вулканиты ассоциации классифицируются как риолиты и дациты (редко андезиты) известково-щелочной серии. На спайдерграмме в них четко выражена отрицательная аномалия Nb [130]. Среди них выделяется две геохимические группы: одна с высоким содержанием  $K_2O$ , сильно дифференцированным распределением РЗЭ ( $(La/Sm)_N = 4.9-6.2$ ,  $(Gd/Yb)_N = 2.5-3.7$ ) и низким  $Al_2O_3$ , Sr, Y, другая – адакитовая с дифференцированным распределением РЗЭ ( $(La/Sm)_N = 2.9-5.3$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.4-2.1$ ) и высоким содержанием Y, Sr [130]. Установлены плутонические аналоги этих пород. Вариации  $\epsilon_{Nd}(t)$  в них от  $-6.21$  до  $+1.59$  [14]. Такие особенности состава предполагают формирование вулканитов за счет как минимум двух источников (мантийного и древнего корового) [75, 130].

Осадочная ассоциация включает конгломераты, железистые кварциты (формируют рудное тело месторождения) и граувакки, среди которых отмечаются небольшие прослой туфов андезит-дацит-риодацитового состава [75] и тела коматиитов [44]. Базальные конгломераты содержат гальки метариодацитов (60%), амфиболовых сланцев и амфиболитов (30–40%) [87]. Терригенные осадки слабо дифференцированы, незрелы и сходны с граувакками неоархейских зеленокаменных поясов. Источник сноса состоял примерно из равных количеств основных и кислых пород

[54]. Возраст туффита дацитового состава из данной ассоциации оценивается в  $2787 \pm 8$  [14] и, вероятно, указывает на время ее формирования.

Таким образом, все три рассмотренные ассоциации, слагающие зеленокаменный комплекс, образовались примерно в одно и то же время – 2.80–2.79 млрд. лет, – в различных геодинамических обстановках.

Существует две основные модели образования Костомукшского зеленокаменного пояса. Согласно [44, 87], все ассоциации были сформированы в условиях континентального рифта, при этом мафические породы представляют собой континентальное мафическое плато, на что указывают коматиитовые силлы в осадочной толще и отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  в некоторых коматиитах (отобранных в скважинах). Согласно другой [36, 37, 75, 128], зеленокаменный комплекс – тектонический коллаж, возникший при аккреции близких по возрасту мантийно-плюмовых океанических образований (типа океанических плато) и субдукционных вулканитов и осадков.

**Маткалахтинский зеленокаменный пояс** находится в центральной, очень плохо обнаженной части Водлозерского террейна Карельской провинции (см. рис. 2). Он сложен чередующимися метаосадками (кварцевые арены, граувакки, углеродсодержащие сланцы) и милонитизированными метавулканитами базальт-коматиитовой ассоциации с редкими прослоями рассланцованных кислых метавулканитов [37]. Возраста детритового циркона в метаосадках (кварцевые арены и граувакки) варьируют от 3.33 до 2.82 млрд. лет, следовательно, возраст этого контрастного комплекса моложе, чем 2.82 млрд. лет. Комплекс образовался, вероятно, в условиях интракратонного рифтогенеза [37].

**Северо-Карельская система зеленокаменных поясов.** Весь Тикшозерский зеленокаменный пояс и северная часть Керетского сложены супракрустальными образованиями хизоваарского комплекса (2.8–2.77 млрд. лет), который маркирует позднюю, субдукционно-аккреционную обстановку развития Беломорской провинции. Наиболее полно он изучен в Хизоваарской и Ириногорской структурах (рис. 4А, 4Б) [15, 36, 37, 93, 95]. В Хизоваарской структуре выделяется не менее четырех [37] стратотектонических ассоциаций: нижняя мафическая, метаандезитов, осадочно-вулканогенная и базитовая.

Мафическая ассоциация представлена четырьмя геохимическими типами metabазитов, сформировавшихся в различных петрогенетических условиях (снизу вверх): (1) метавулканитами островодужных толеитов; (2) метавулканитами бонинитовой серии, состоящей из низко-титани-

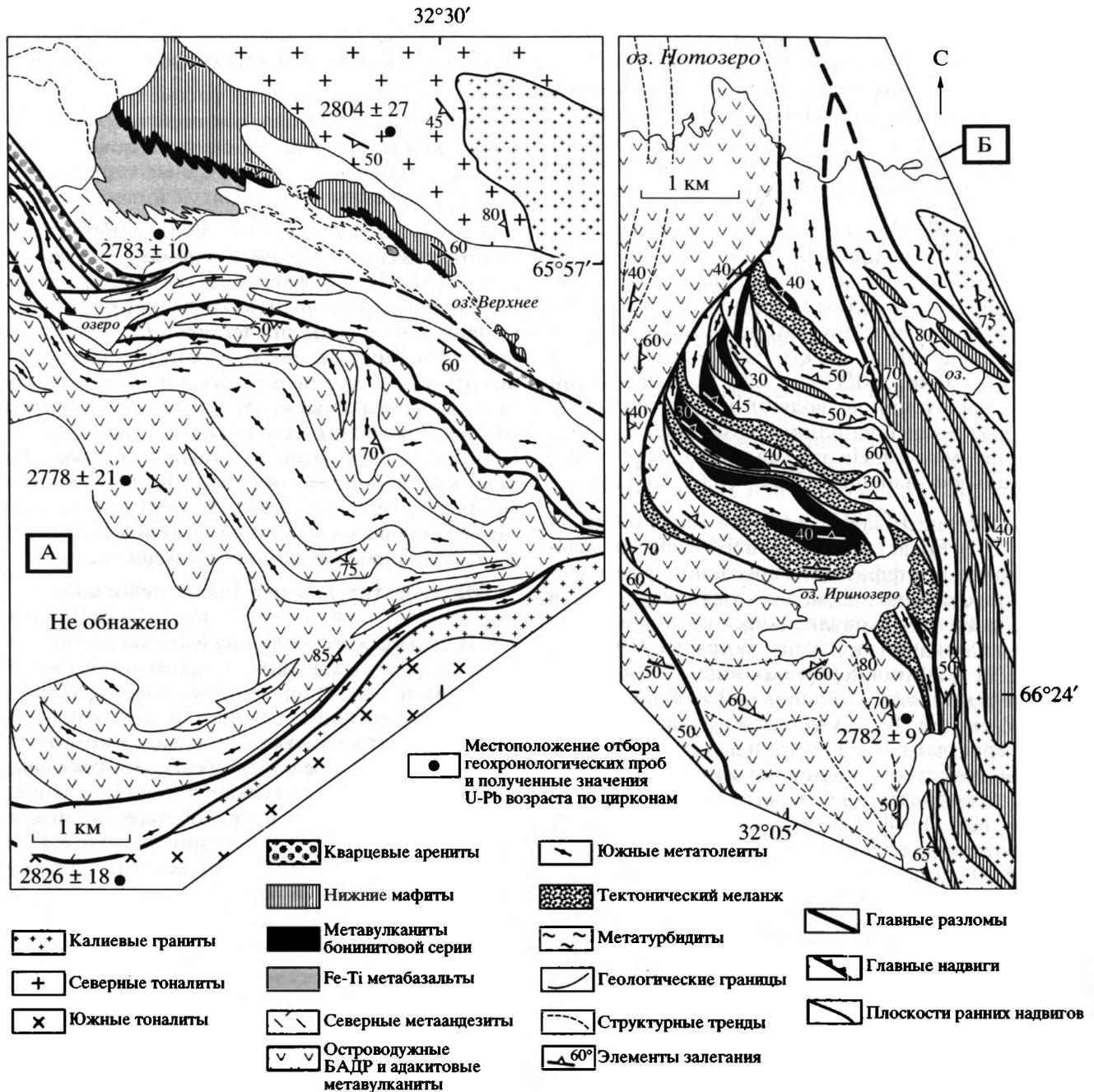


Рис. 4. Геологические карты Хизоваарской (А) и Ириногорской (Б) структур Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов; по данным в [15, 36, 93, 95, 131]

стых, примитивных метабазаальтов и собственно метабонинитов; (3) высоко-титанистыми метабазаальтами типа толеитов океанических островов; (4) метабазаальтами, близкими толеитам срединно-океанических хребтов [131]. В ее состав входят также ультрабазиты и высоко-Mg базиты.

Толща андезитов включает миндалекаменные, массивные, гломеропорфировые высокона- тровые андезиты, главным образом, толеитового

тренда дифференциации [36]. Возраст метаморфогенных цирконов из андезитов равен  $2777 \pm 5$  млн. лет [15].

Андезит-дацит-риолитовые метавулканыты ассоциации имеют известково-щелочной тренд дифференциации. Их возраст оценивается в  $2778 \pm 21$  млн. лет, а цирконов из генетически связанных с ними осадков – в  $2728 \pm 82$  млн. лет [15, 131].

Подушечные базальты верхней ассоциации местами перекрывают с угловым несогласием все остальные, при этом в ее основании отмечены силлы коматитов [36, 37].

В целом хизоваарский зеленокаменный комплекс является тектоническим коллажем рассмотренных ассоциаций, образование которых связывается с заложением и последующим развитием энсиматической островодужной системы и ее преддуговой области ~2.8 млрд. лет назад [36]. Прямым указанием на такую обстановку формирования Северо-Карельского пояса является наличие в нем метавулканитов бонинитовой серии (см. рис. 4А) [95].

Геохимия мафической ассоциации Хизоваарской структуры указывает на ее энсиматическую ("офиолитоидную" [36]) природу, но степень последующих деформаций здесь была настолько значительной, что первичные текстурные особенности возможного раннего офиолитового разреза были полностью стерты.

Ириногорская структура представляет собой менее деформированную область Тикшозерского пояса (рис. 2 и 4Б). Она сложена сходными стратотектоническими ассоциациями, но при этом в ней были обнаружены более сохранившиеся фрагменты офиолитов, что представляет собой уникальное явление для архея [93, 131].

Офиолиты Ирингоры (см. рис. 4Б) залегают среди сложно построенных надвиговых пакетов, полого погружающихся к С-СВ. Пакеты сложены мафическими метавулканитами, среди которых обнаруживаются аналоги верхних толеитов и бонинитовой серии Хизоваары. Они тектонически надвинуты на островодужный комплекс средних и кислых известково-щелочных метавулканитов и связанных с ними вулканогенно-осадочных пород, которые могут рассматриваться в качестве параавтохтона для офиолитовых надвиговых пластин (см. рис. 4Б). Супракрустальные породы Ирингоры также были подвергнуты интенсивным деформационным и метаморфическим преобразованиям, но при этом местами сохранились их первичные вулканические и осадочные текстуры.

Наиболее хорошо сохранившийся фрагмент офиолитов был обнаружен на северном берегу оз. Иринозеро [93, 131]. Здесь обнажаются лавовый и габбровый комплексы и фрагменты комплекса параллельных даек с его переходом в вышележащие лавы, а также меланжевый комплекс в основании офиолитового покрова.

Бонинитовая серия Северо-Карельского пояса по своим петро- и геохимическим характеристикам, а также изотопно-геохимическим практиче-

ски идентична верхним подушечным лавам офиолитов Троодоса, считающихся эталоном высоко-Са бонинитовых серий [92, 131]. Такое сходство неархейских и позднемезозойских бонинитовых серий предполагает и сходство петрогенетических условий их формирования.

Приведенные данные по строению Ириногорской структуры свидетельствуют о том, что офиолитовый комплекс был надвинут на образования зрелой островной дуги и осадочно-вулканогенной призмь. Это, в свою очередь, указывает на то, что офиолиты должны были формироваться в обстановке преддугового спрединга, как это принимается для большинства современных аналогов [131]. Таким образом, механизмы образования и эволюции надсубдукционных офиолитов в неархее принципиально не отличались от таковых в более поздней геологической истории [92].

**Оленегорский зеленокаменный пояс** Кольско-Норвежского террейна сложен метавулканитами, варьирующих по составу от базальтов до риодацитов, метаосадками, представленными гранат-биотитовыми гнейсами (иногда со ставролитом или силлиманитом) и железистыми кварцитами, образующих промышленные месторождения [64, 70]. Возраст метавулканитов (лептитов) составляет  $2760 \pm 7$  млн. лет [118]. Структурно-метаморфическая переработка пояса произошла вскоре после накопления осадочных и вулканогенных пород, о чем свидетельствует возраст  $2738 \pm 6$  млн. лет постдеформационных даек габброноритов [118].

*Супракрустальные комплексы  
эпана 2.75–2.65 млрд. лет*

В Карельской провинции породы этого возраста известны в террейне Вокнаволок-Иломантси системы зеленокаменных поясов Иломантси, где они хорошо изучены из-за наличия в них золоторудных месторождений, в Центрально-Карельском террейне – в Хедозеро-Большеозерском зеленокаменном поясе, где возраст риолитов равен  $2730 \pm 6$  млн. лет [14], и в террейне Иисалми, в котором выделяется парагнейсовый комплекс Западная Пуоланка. В Беломорской провинции к этой группе принадлежат метаосадки и метабазальты Суомуярвинского комплекса, максимальный возраст которых оценивается в  $2731 \pm 8$  млн. лет, однако в кварцитах здесь установлено детритовое зерно циркона с возрастом  $3413 \pm 5$  млн. лет [104]; вулканогенно-осадочная с горизонтом кварцитов ассоциация Хизоваарской структуры Керетского пояса [37] и челозерский зеленокаменный комплекс Тикшозерского [2]; Воче-Ламбинский зеленокаменный комплекс в одноименной структуре. В Кольской провинции это кейв-

ский комплекс (толща) Кейвского сланцевого пояса.

Сланцевый пояс Хатту системы **Иломантси** сложен осадочно-вулканогенными породами; вулканы редки [106]. Осадочные породы представлены, в основном, полевошпатовыми граувакками, отвечающими по составу средними и кислыми вулканитам, но обогащенными Cr, Ni и V. Они могли возникнуть за счет разрушения и переотложения андезитов и дацитов (эти породы присутствуют в составе комплекса) и в меньшей степени – базальтов и гранитоидов. Отмечаются слои полимиктовых конгломератов, косослоистых аркозовых песчаников и железистых кварцитов. Осадки содержат детритовые цирконы с возрастом до 2.86 млрд. лет. Значения  $\epsilon_{Nd}$  (2.75 млрд. лет) в них варьируют от -0.6 до +1.2, что указывает на поступление обломочного материала из пород фундамента [106].

В низах стратотектонического разреза известны туфы среднего и кислого состава. Их возраст составляет  $2754 \pm 6$  млн. лет, обломков кислых пород из вышележащих конгломератов –  $2727 \pm 14$  млн. лет, а синтетектонических гранитоидов – от  $2748 \pm 6$  до  $2724 \pm 5$  млн. лет [106]. Известково-щелочные базальты, андезиты, дациты обогащены ЛРЗЭ и обеднены Ta, Nb и Ti, что весьма характерно для островодужных вулкаников [106]. Базальты и коматииты встречаются спорадически, за исключением базальт-коматиитовой ассоциации Пампало в верхней части стратотектонического разреза. Породы базальтового состава представлены лавами, брекчиями и туфами, а коматиитового состава – туфами и лавами с кумулятивными и брекчиевыми зонами, установлены их интрузивные фации. Коматииты обогащены ЛРЗЭ. Среди толеитов отмечены две группы: низко-Ti, обогащенные ЛРЗЭ ( $(La/Sm)_N \sim 1.1-1.9$ ), и разновидности с плоским спектром РЗЭ.

**Парагнейсовый комплекс Нурмес** (см. рис. 2) сложен мигматизированными биотитовыми гнейсами с прослоями гранат-биотитовых разностей с графитом и сульфидами [114]. По петрохимическим особенностям, они интерпретируются как парагнейсы, возникшие при разрушении пород кислого и основного состава (при содержании  $SiO_2$  67–68 мас. % они обогащены Cr, Ni и V). Они имеют черты сходства с метаосадками пояса Хатту и образовались, вероятно, в период 2720–2680 млн. лет [133].

Близкий возраст (2.70–2.73 млрд. лет) имеет **парагнейсовый комплекс Западная Пуолаанка**, состоящий главным образом из метаосадков, среди которых отмечаются прослойки туфов и дайки кислого и основного состава. Возраст кислого магматизма оценивается в  $2721 \pm 12$  (туфы) и  $2699 \pm 7$

(дайка) млн. лет [110]. Возраст детритовых цирконов в метаосадках варьирует от 3.5 до 2.73 млрд. лет, а Nd модельные возраста пород ( $T_{DM}$ ) – от 3.23 до 2.83 млрд. лет [110].

**Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс** находится на границе Беломорской и Кольской провинций. Он сложен одноименным зеленокаменным комплексом, состоящим из четырех толщ с тектонизированными границами между ними, при этом нижняя толща интенсивно рассланцована, милонитизирована и тектонически отделяет супракрystalные образования от структурно лежащих ниже гранито-гнейсов [23]. Супракрystalные образования представлены гнейсами и амфиболитами, местами с реликтами текстур лав и туфов. По составу они отвечают риодацитам, дацитам, андезитам, андезибазальтам и базальтам. Преобладают средние и кислые породы, как правило, нормальной щелочности, но отмечаются и субщелочные разности [23]. Важными компонентами верхних трех толщ являются метаосадки (аркозы, граувакки, субграувакки), а также линзы полимиктовых конгломератов, туфоконгломератов и седиментационных конгломератобрекчий. В состав обломков и галек входят гранитоиды (в том числе микроклиновые), гнейсы (средние и кислые метавулканики), амфиболиты (метабазальты), метагабброиды, горнблендиты, редко кварциты, что указывает на гетерогенный сиалический состав областей сноса. Предполагается, что формирование осадков происходило в конусах выноса, синхронно с вулканизмом [23].

Нижняя возрастная граница зеленокаменного комплекса определяется возрастными 2.81–2.76 млрд. лет, полученных для тоналитовых пород фундамента и мигматитов по ним [35, 97], а верхняя – возрастом магматического циркона из андезитового метатуфа  $2663 \pm 1$  млн. лет [35]. Наиболее вероятный возраст комплекса оценивается в 2.7 млрд. лет. Nd модельные возраста кислых вулкаников ( $T_{DM}^{Nd} = 2.76$  млрд. лет) и тоналитогнейсов их фундамента ( $T_{DM}^{Nd} = 2.81-2.87$  млрд. лет) близки друг другу, что указывает на отсутствие у них длительной коровой предыстории [136].

Особенности седиментогенеза и вулканизма при формировании Воче-Ламбинского зеленокаменного комплекса указывают на его энсиалическую природу, а его образование может быть связано с завершающими эпизодами коллизионной стадией развития беломорского неогаргейского орогена [83].

В **Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов** в этот период формировалось два комплекса. Первый из них – челозерский в одноименной структуре Тикшозерского зеленокамен-

ного пояса. Он сложен главным образом метавулканитами среднего состава, среди которых отмечены разности с реликтами миндалекаменной и шаровой текстур, и осадочно-вулканогенными образованиями, в подчиненном количестве – метабазальтами и высоко-Mg базитами [31]. Возраст порфириовидных андезибазальтов этого комплекса оценивается в  $2753 \pm 13$  млн. лет [2], что позволяет отнести комплекс к наиболее молодой генерации вулканитов этой зеленокаменной системы.

Другой комплекс выделяется в Хизоварской структуре, где он представлен осадочно-вулканогенной стратотектонической ассоциацией, содержащей кварцевые арениты. Накопление кварцевых аренитов, как было установлено при датировании единичных зерен циркона [37], ограничено рубежами 2.71 и 2.69 млрд. лет (соответственно, самые молодые возраста обломочных цирконов первично магматического генезиса и самые древние возраста метаморфических цирконов). Это – самые молодые супракрустальные образования в этой зеленокаменной системе.

**В Кейвском сланцевом поясе** породы кейвской толщи рассматриваются как терригенные высокодифференцированные метаосадки (в том числе, переотложенные коры выветривания), образовавшиеся в спокойном осадочном бассейне [10]. Модельный возраст  $T_{DM}^{Nd}$  кварц-мусковитового сланца песчовотундровской толщи равен 2.81 млрд. лет, при этом  $^{207}Pb/^{206}Pb$  возраста детритовых цирконов группируются около значения 2.75 млрд. лет [102]. Эти данные указывают на происхождение парапород за счет мезо- и неорархейского ювенильного материала.

## ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Гранитоидные комплексы, как и зеленокаменные и парагнейсовые образования, формировались в течение нескольких этапов, отличающихся масштабами и условиями гранитообразования.

Палеорархейские гранитоиды на Балтийском щите в настоящее время известны только в террейне Рануа в Финляндии (см. рис. 2) – это трондьемитовые гнейсы Сиуру. Их возраст оценивается по цирконам в 3.5 млрд. лет, причем возраст ядра одного из цирконов равен 3.73 млрд. лет [125]. Nd модельный возраст ( $T_{DM}$ ) равен 3.48 млрд. лет. Состав этих гнейсов сопоставим в целом со средним составом ТТГ пород архея, при этом они несколько обеднены относительно последних  $P_2O_5$ , существенно обогащены ЛРЗЭ, Th и значительно более фракционированы по РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 151$ ).

### *Гранитоиды этапа 3.2–3.0 млрд. лет*

Мезорархейские гранитоиды (3.2–3.0 млрд. лет) выявлены в трех районах Карельской провинции и представлены породами ТТГ ассоциации. В террейне Помокайра (см. рис. 2) возраст их магматической кристаллизации оценивается в 3.11 млрд. лет, при этом в них имеются унаследованные цирконы с возрастными 3.16–3.25 млрд. лет, а средняя величина  $\epsilon_{Nd}(t) \approx -3.7$  указывает, как минимум, на мезорархейский возраст источника [117]. ТТГ породы террейна Иссалми имеют возраст около 3.1 млрд. лет при  $\epsilon_{Nd}(t)$ , равном  $-1.3$  [111]. Наиболее широко древние гранитоиды развиты в Водлозерском террейне (см. рис. 2). U-Pb возраст цирконов (SHRIMP) из наиболее ранних разгнейсованных тоналитов варьирует от  $3210 \pm 12$  млн. лет до  $3151 \pm 18$  млн. лет [121].

Все эти породы ТТГ ассоциации имеют низкие содержания Rb, Y, Zr, Nb, Ba, отрицательные аномалии Ti, Nb, Ta и фракционированное распределение РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 30-50$ ). Eu аномалия выявлена только в тоналитах Северной Финляндии. Величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  варьируют от +1 до  $-4.3$ , а значения  $T_{DM}^{Nd}$  – от 3.2 до 3.5 млрд. лет [49, 72].

### *Гранитоиды этапа 3.0–2.8 млрд. лет*

В Водлозерском террейне широко проявлено гранитообразование, синхронное с формированием зеленокаменных комплексов Водлозерско-Сезозерского пояса. В период 3.0–2.9 млрд. лет здесь образовались трондьемиты Чебинского плутона ( $2985 \pm 10$  млн. лет), тоналиты района оз. Черное ( $2957 \pm 23$  млн. лет), диориты и гранодиориты района р. Кальи ( $2971 \pm 11$  и  $2908 \pm 12$  млн. лет) [45]. Значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  в них положительные (2.3–4.2),  $T_{DM}^{Nd} = \sim 3.0$  млрд. лет [45, 49, 91]. Эти ранние зеленокаменные комплексы и гранитогнейсы рвутся более молодыми ТТГ породами (Лижмореченский плутон,  $>2884$  млн. лет; Шилосский плутон,  $2859 \pm 24$  млн. лет) [45]. Такие же породы выявлены в террейне Кианта ( $2843 \pm 18$  млн. лет) [123].

В Водлозерском террейне развиты самые древние на щите двуполевошпатовые граниты ( $2876 \pm 21$  млн. лет) [72]. Граниты близки I-типу и отличаются слабым фракционированием РЗЭ ( $(La/Sm)_N = 3.5-5$ ,  $(Gd/Lu)_N = 1.6-2$ ) и отрицательной Eu аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.35-0.60$ ). Вариации  $\epsilon_{Nd}(t)$  от  $-1.5$  до  $+1.8$  связаны с гетерогенностью источника [49].

В Беломорской провинции к данной группе гранитоидов принадлежат кварцевые диориты и трондьемиты района оз. Кереть ( $2803$  млн. лет [16]) и диориты–гранодиориты Хизоварской структуры ( $2826 \pm 18$  млн. лет [15]). Тоналито-

гнейсы с возрастом 2.81 млрд. лет установлены на северной окраине провинции в гальках базальных конгломератов Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса [35] и в составе его фундамента [97]. На территории Финляндии в районе зеленокаменного пояса Тулпио (см. рис. 2) известны граниты ( $2896 \pm 8$  млн. лет) и тоналиты ( $2805 \pm 4$  млн. лет), а также сиениты (2.8 млрд. лет) [113]; в составе комплекса Суомуярви преобладают тоналиты и гранодиориты с возрастом 2823–2810 млн. лет [104].

В Мурманской провинции и Кольско-Норвежском террейне Кольской провинции рассматриваемые гранитоиды развиты очень широко и представлены эндебитами, состав которых варьирует от кварцевых диоритов и тоналитов до трондьемитов [64]. Эндебиты и комплементарные им породы являются низко- и нормальнощелочными породами натровой специализации. Время формирования этих гранитоидов оценивается примерно в 2.83 млрд. лет [64]. Их Sm–Nd изотопные характеристики указывают на то, что в их протолитах практически отсутствует мезоархейское вещество [136]. Самыми древними (2.93 млрд. лет) в Кольско-Норвежском террейне являются тоналито-гнейсы из разреза Кольской сверхглубокой скважины, где также известны породы ТТГ серии с возрастом 2.83 млрд. лет ( $T_{DM} = 2.85\text{--}2.95$  млрд. лет;  $\epsilon_{Nd}(t) = 0.5\text{--}2.5$ ) [12, 139]. Для пород ТТГ ассоциации северо-запада Кольско-Норвежского террейна получены датировки цирконов  $2902 \pm 9$ ,  $2813 \pm 6$  и  $2803 \pm 15$  млн. лет [120]. Здесь по особенностям состава выделяется два типа пород ТТГ ассоциации: тоналиты и трондьемиты с повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (17–22%), высоким – Sr, Rb, Ba и дифференцированным распределением РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 44\text{--}112$  – для тоналитов, 48–62 – для трондьемитов), и с пониженным содержанием  $Al_2O_3$ , повышенным – Fe, Ti, Mg, Mn, P, Zr, Y, Co и суммы РЗЭ при  $(La/Yb)_N = 7\text{--}25$  в тоналитах и 13–41 в трондьемитах. Для трондьемитов характерна положительная аномалия Eu ( $Eu/Eu^* = 1.1\text{--}1.4$ ). Предполагается, что данный комплекс гранитоидов образовался при различной степени парциального плавления базитовой коры в широком диапазоне давлений [138, 139].

#### *Гранитоиды этапа 2.75–2.50 млрд. лет*

Гранитоиды этого периода развиты повсеместно и подразделяются на три группы: (1) ТТГ породы, диориты, эндебиты, (2) субщелочные и щелочные породы, (3) двуполевошпатовые граниты:

**1. ТТГ породы, диориты, эндебиты.** В пределах Карельской провинции это, в основном, позднектонические интрузии. Наиболее круп-

ным из них является Таваярвинский (Северо-Карельский) батолит диоритов–гранодиоритов с геохимическими характеристиками санукитоидов и возрастом  $2724 \pm 7.8$  млрд. лет [17].

В Беломорской провинции формирование большинства гранитоидов, состав которых отвечает, главным образом, тоналитам и трондьемитам, реже лейкогранитам, и их мигматизация происходила 2.78–2.70 млрд. лет назад [16, 33, 99, 100]. В период 2.73–2.66 млрд. лет здесь формируются гиперстеновые диориты ( $2728 \pm 21$  млн. лет в районе дер. Поньгома [43] и  $2728 \pm 4$  млн. лет – пос. Чула [27]), а также поля мигматитов и интрузивы эндебитов и чарнокитов толеитовой и известково-щелочной серий районов озер Нотозеро [47] и Ковдозеро [46]. В поясе Тулпио развиты тоналиты с возрастными  $2744 \pm 5$  и  $2702 \pm 5$  млн. лет и граниты  $2721 \pm 15$  млн. лет [113], а в северо-западной части провинции жильные тоналиты, трондьемиты и диориты – 2.68–2.64 млрд. лет [40, 100]. В Колвицком поясе метатоналиты имеют возраст  $2708 \pm 10$  млн. лет и  $T_{DM}^{Nd} = 2.82\text{--}2.83$  млрд. лет при  $\epsilon_{Nd}(t) = 0.1\text{--}0.7$  [4].

В Кольско-Норвежском террейне Кольской провинции рассматриваемые породы представлены монцодиоритами с возрастом  $2720 \pm 3$  млн. лет и кварцевыми диоритами –  $2679 \pm 18$  млн. лет [97], а также эндебитами –  $2656 \pm 14$  млн. лет [69]; в Терско-Стрельнинском составном террейне тоналито-гнейсы имеют возраста  $2722 \pm 18$  и  $2692 \pm 19$  млн. лет [103].

$T_{DM}^{Nd}$  всех гранитоидов Беломорской и Кольской провинций отвечают интервалу 2.93–2.72 млрд. лет [16, 49, 60, 99, 103, 136] и почти совпадают с возрастными магматической кристаллизации. Это означает, что в протолите этих пород практически отсутствует вещество с коровой историей древнее 2.9 млрд. лет. Трондьемиты с возрастом 2717–2771 млн. лет установлены в Мурманской провинции, причем в их протолитах возможно присутствие мезоархейского вещества, на что указывают отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  от –0.17 до –0.49 [38].

**2. Субщелочные и щелочные породы: санукитоиды (высоко-Mg гранитоиды), сиениты, щелочные граниты и нефелиновые сиениты.** Санукитоиды слагают посттектонические плутоны, возраст которых на западе Карельской провинции близок к 2700 млн. лет, в то время как на востоке возраст санукитоидов равен 2740 млн. лет [75, 89, 91, 98, 109, 122]; интрузии санукитоидов известны в Центрально-Карельском, Водлозерском, Вокнаволоок-Иломантси и Иисалми террейнах Карельской провинции (см. рис. 2), весьма ве-

роятно их присутствие в терреине Кианта (Я. Халла, уст. сообщ.). Состав многофазных интрузий (напр., Панозерской) варьирует от пироксенитов–монцогаббро до кварцевых монцонитов. С ними связаны дайки лампрофиров. Санукитоиды отличаются повышенной концентрацией Sr и Ni, высокой магниальностью (0.5–0.7), обогащенностью Sr, Ba и ЛРЗЭ, дифференцированным распределением РЗЭ ( $(La/Yb)_N > 20$ ) и отсутствием Eu-аномалии. Величина  $\epsilon_{Nd}(t)$  варьирует от –1.3 до 2.1 (преобладают положительные значения) [122], что свидетельствует о вкладе мантийного вещества в исходные расплавы. В Карельской провинции *сиениты* слагают, в основном, посттектонические массивы (напр., Хижъярвинский) и варьируют по составу от пироксеновых монцодиоритов до лейкосиенитов. Хижъярвинский массив одновозрастен с Панозерским и располагается с ним в одной тектонической структуре. По составу сиениты отличаются от санукитоидов меньшей магниальностью и большей обогащенностью литофильными элементами.

На примере интрузий Карельской провинции показано [75, 122], что исходные расплавы санукитоидов и сиенитов образовались путем прямого частичного плавления метасоматически обогащенной литосферной мантии. Важным граничным условием при выборе модели петрогенезиса этих пород является то, что между процессом метасоматоза мантии и ее последующим плавлением устанавливается интервал времени в 60–100 млн. лет [122].

В южной части Беломорской провинции известны массивы субщелочных гранитов (2.67 млрд. лет) и их дайковые фации [89–91]. В Кольской провинции к этой группе, по-видимому, следует отнести кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и латиты юго-востока Кольско-Норвежского террейна с возрастом  $2657 \pm 9$  млн. лет [97] и  $\epsilon_{Nd}(t) = -0.8$  [136], а также Поросозерский полифазный массив монцодиоритов и гранитов с возрастом  $2733 \pm 6$  млн. лет [70], секущий породы зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья.

**Щелочные породы** Кейвского террейна Кольской провинции представлены эгирин-арфедсонитовыми и лепидомелан-гастингситовыми гранитами и нефелиновыми сиенитами [5]. Граниты образуют пластообразные тела и дайки. Время формирования щелочных гранитов оценивается в  $2630 \pm 31$  и  $2654 \pm 5$  млн. лет (массив Белых тундр) и  $2751 \pm 41$  млн. лет (Понойский массив) [6, 19]. Граносиениты Западно-Кейвского массива имеют возраст  $2674 \pm 6$  млн. лет [6]. Понойские щелочные граниты относятся к высокожелезистым разновидностям, характеризуются низким содержанием R и Sr, резко пониженным – Cu, Ni, V, Cr, Co и

повышенным – Li (до 1000 г/т), Zr, Nb, Y, U, Th, РЗЭ [19]. Величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  в них равны 0.1–2.9 ( $T_{DM}^{Nd} = 2.64–2.91$  млрд. лет. Граниты определяются как анорогенные [59]. Эссекситы и нефелиновые сиениты массива Сахарйок образовались в период 2682–2613 млн. лет [6].

**3. Двуполовошпатовые граниты** развиты повсеместно, они являются пост-тектоническими и относятся к I- и A-типам. В Карельской провинции граниты имеют возраст 2680–2710 млн. лет. Величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  зависят от возраста террейна: в плутонах древнего Водлозерского террейна они варьируют от –0.4 до –4.9, в терреине Вокнаволлок-Иломантси – от –0.1 до –1.2, а в более молодом Центрально-Карельском терреине преобладают значения +0.8 – +2.2 [49, 72]. В Кольской провинции подобные гранитоиды представлены монацитовыми гранитами ( $2634 \pm 12$  млн. лет) [97], а в Беломорской – плагиомикроклиновыми гранитами района оз. Кичаны с возрастом  $2674 \pm 4$  млн. лет [30].

## МЕТАМОРФИЗМ

Все архейские комплексы Балтийского щита, как правило, были неоднократно деформированы и метаморфизованы и в архее, и в палеопротерозое. Главные архейские тектонические структуры (см. рис. 1Б) характеризуются специфическими режимами архейского метаморфизма, которые входят в число факторов, являющихся определяющими как для геодинамических реконструкций, так и для тектонического районирования.

### *Карельская провинция*

Палео- и мезоархейские метаморфические события пока описаны всего в двух случаях: в нижнекорковых гранулитах с возрастом 3.5 млрд. лет из ксенолита в кимберлитах террейна Иисалми [66] и в амфиболитах Водлозерского террейна, метаморфизованных 3.1–3.2 млрд. лет назад в пограничных условиях амфиболитовой–гранулитовой фаций [48].

Эволюционные *P–T–t* тренды неархейского метаморфизма, независимо от возраста архейских структур, включают два главных эпизода. Более ранний из них (обычно древнее 2.75 млрд. лет) проявился автономно в каждой структуре и происходил в низкобарическом режиме (андалузит-силлиманитовый тип) с вариациями температурных условий от зеленосланцевой (Южно-Выгозерский и Сумозерско-Кенозерский зеленокаменные пояса) до высокотемпературной амфиболитовой (напр., пояса Водлозерско-Сегозерский, Костомукшский, Кухмо-Суомуссалми-Типасъяви) фации. Поздний

метаморфизм (2.72–2.63 млрд. лет) происходил в условиях повышенных давлений (кианит-силлиманитовый тип). Он проявился на всей территории, но дискретно, так как был сопряжен с системой трансрессивных сдвиговых зон. Температурные условия этого эпизода метаморфизма в основном соответствовали амфиболитовой фации при широких вариациях давления (от 5–7 до 10 кбар) даже в пределах одной зоны [126], но известны примеры и зеленосланцевой фации (Койкарская и Педролампинская структуры Ведлозерско-Сегозерского пояса).

Большая часть гранулитовых (гранулит-эндербит-чарнокитовых) комплексов Карельской провинции (Варпаисъярвинский, Тулосский, Пурасъярвинский, Вокнаволоцкий и Онежский; см. рис. 2) сформировались 2.72–2.63 млрд. лет назад [21, 36, 72, 111, 124]. Все они обнаруживают определенные черты сходства и, в основном, сложены эндербитами диоритового-тоналитового состава, которые содержат включения пара- и ортопород, представленных основными, средними и реже кислыми и ультраосновными гранулитами. В основных гранулитах встречаются цирконы с мезоархейскими возрастными 3.05–3.2 млрд. лет в Варпаисъярвинском комплексе [111].

На основании геолого-петрологических данных по Тулосскому комплексу В.М. Шемякин, В.Н. Кожевников и О.И. Володичев независимо пришли к выводу о двукратном проявлении гранулитового метаморфизма, разделенного этапом метаморфизма амфиболитовой фации [21, 36]. Аналогичные выводы на основе изотопно-геохронологических данных сделаны в комплексе Варпаисъярви [111, 124]. Возраст  $2723 \pm 4$  млн. лет чарнокитов в Тулосском комплексе соответствует, вероятно, позднему эпизоду [21],  $P$ - $T$ -условия которого отвечали  $750$ – $800^\circ\text{C}$  и 5 кбар. В сдвиговых зонах в чарнокитах фиксируются проявления наложенного гранулитового метаморфизма ( $T = 750$ – $800^\circ\text{C}$ ,  $P = 6$ – $7$  кбар) с возрастом ~2681 млн. лет. В последующем гранулиты под-

верглись ретроградным преобразованиям в условиях амфиболитовой фации (сначала при  $T = 680$ – $700^\circ\text{C}$  и  $P = 6$ – $6.5$  кбар, а затем при  $T = 600^\circ\text{C}$  и  $P = 4$  кбар).

Ранний эпизод гранулитового метаморфизма в Карельской провинции, вероятно, отражает условия аккреционных стадий развития геодинамических систем, а поздний (амфиболитовый и гранулитовый) был связан с неоархейскими коллизийными процессами.

### Беломорская провинция

Самой характерной отличительной чертой этой провинции является неоднократное проявление и в неоархее и в палеопротерозое высокобарического метаморфизма, включая эклогитовый [20, 26].

По особенностям неоархейского метаморфизма Беломорская провинция разделяется на восточный и западный домены. Для восточного домена (особенно для Гридинской зоны и района губы Поньгома) характерен  $P$ - $T$ - $t$  тренд “по часовой стрелке”, включающий проградную ветвь эклогитового метаморфизма ( $T = 740$ – $865^\circ\text{C}$ ,  $P = 14$ – $17.5$  кбар) и ретроградную ветвь. Последняя отражает условия полистадийной субизотермической декомпрессии со снижением  $P$  от 14 до 6.5 кбар и  $T$  от 770 до  $650^\circ\text{C}$  (древнее 2.72 млрд. лет) при переходе от эклогитовой фации к высокобарической гранулитовой фации и затем к амфиболитовой высоких и умеренных давлений. Условия проградного развития эклогитов, скорее всего, соответствовали обстановке “теплой” субдукции, а тренд декомпрессии при ретроградном метаморфизме, вероятно, отражает эксгумацию эклогитов. На этой стадии фиксируется гранулитовый метаморфизм ( $T = 700$ – $750^\circ\text{C}$ ,  $P = 6$ – $7$  кбар), отмеченный мигматитовыми и интрузивными эндербитами, и амфиболитовый метаморфизм умеренных давлений, которые происходили около 2.72 млрд. лет назад [43]. На

**Рис. 5.** Неоархейский Гридинский эклогитсодержащий комплекс [22, 83]. Схемы геологического строения Северной Карелии и расположения эклогитсодержащего комплекса в районе с. Гридино (Белое море) (А) и юго-восточной части острова Столбиха (по данным А.И. Слабунова, О.С. Сибилева и О.И. Володичева)

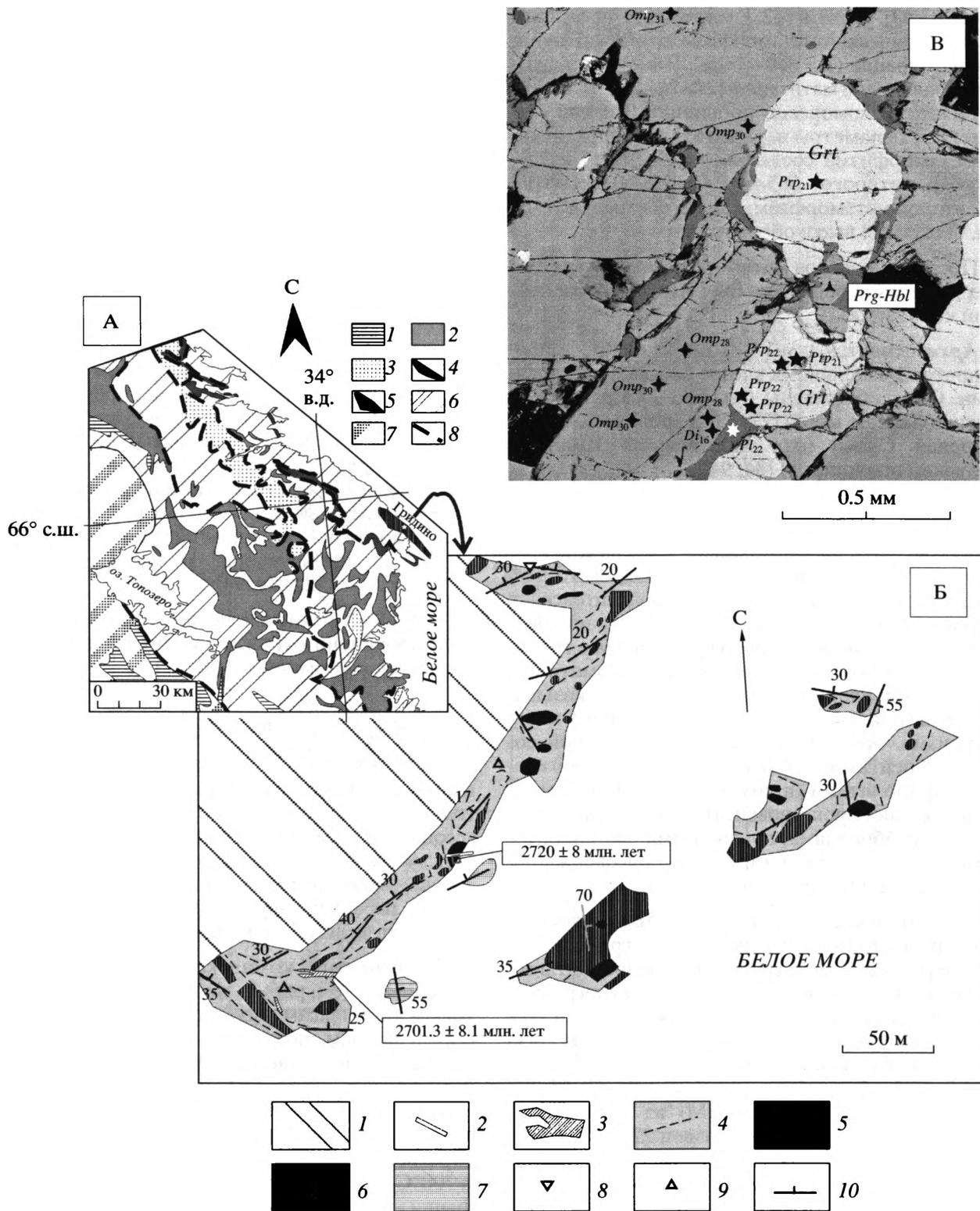
На А: 1 – палеопротерозой, 2–7 – архей: 2 – зеленокаменные комплексы, 3 – парагнейсовые комплексы, 4 – мафит-ультрамафиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, 5 – эклогитсодержащий меланж Гридинской тектонической пластины, 6 – гранито-гнейсы и мигматиты Беломорского подвижного пояса, 7 – гранитоиды Карельского кратона; 8 – предполагаемые надвиги.

На Б: 1 – четвертичные отложения, 2 – пегматитовые жилы, 3 – трондьемиты ( $2701 \pm 8$  млн. лет), 4 – гранито-гнейсы и ориентировка гнейсовидности в них, 5 – эклогиты и плагиоклаз-клинопироксеновые симплектитовые породы по эклогитам возраста  $2721 \pm 8$  млн. лет, 6 – амфиболиты, 7 – лейкоамфиболиты, 8 – цоизитовые породы, 9 – ультрамафиты, 10 – ориентировка гнейсовидности и сланцеватости.

На В: Микрофотография шлифа эклогита района с. Гридино, иллюстрирующая гранат-омфацитовый парагенезис:  $Prg_{26}$  – содержание пирропа в гранате;  $Omp_{32}$  – содержание жадеитового минала. Вторичная метаморфическая минеральная ассоциация представлена плагиоклазом ( $P_{122}$  – индекс показывает содержание анортитового минала), диопсидом ( $Di_{16}$  – индекс показывает содержание жадеитового минала) и паргаситовой роговой обманкой ( $Prg-Hbl$ ).

следующей стадии ( $2691 \pm 5$  млн. лет) породы были реметаморфизованы в высокобарическом режиме с пиком при  $T = 650-700^\circ\text{C}$  и  $P = 12-13$  кбар связанным, вероятно, с трансpressивным этапом беломорской коллизии.

Для западного домена (напр., в районе озер Нотозеро-Ковдозеро) характерен тренд “против часовой стрелки”: наиболее древним ( $2855 \pm 5$  млн. лет) [46] является умереннобарический гранулитовый метаморфизм ( $T > 700^\circ\text{C}$ ,  $P = 5.5-6.5$  кбар),



который установлен в гранат-биотитовых гнейсах (часть из них является протолитами кианитовых гнейсов) и в основных кристаллосланцах. Позднее (~2.72 млрд. лет [47, 72]) формируется гранулитовый комплекс, представленный кристаллосланцами, эндербитами и чарнокитами известково-щелочной и железистой толеитовой серий [20, 47]. Затем (~2.7 млрд. лет) проявился высокобарический метаморфизм кианит-ортоклазовой субфации ( $T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$ ,  $P = 12\text{--}13$  кбар) и интенсивная мигматизация [20, 26, 27]. В северной части Беломорской провинции (Енский сегмент)  $P$ - $T$  параметры первого этапа неoarхейского метаморфизма составляют  $620\text{--}680^\circ\text{C}$  и  $7.6\text{--}8.8$  кбар, а второго –  $665\text{--}695^\circ\text{C}$  и  $9.7\text{--}10.6$  кбар [9], т.е., второй метаморфизм, как и в центральной части, был более высокобарическим.

Последний эпизод метаморфизма проявлен во всех доменах и, вероятно, был связан с неoarхейской коллизией.

**Архейские эклогиты** Беломорской провинции являются древнейшими в мире коровыми эклогитами. Они установлены (см. рис. 2) в районах с. Гридино (Белое море) [22, 83] и проливов Узкая и Широкая Салма (оз. Экостровская Имандра, Кольский полуостров) [34, 94].

В районе с. Гридино эклогитсодержащий комплекс слагает Гридинскую тектоническую платину (рис. 5А), прослеживаемой с СЗ на ЮВ примерно на 50 км при ширине до 10 км. Эклогитсодержащий комплекс представляет собой интенсивно мигматизированный меланж (рис. 5Б), гранитоидная составляющая которого превращена в гранито-гнейсы. Они имеют тоналит-трондьемитовый состав и содержат реликты эндербитов, указывающие на проявление здесь гранулитового метаморфизма. Аллохтонная смесь обломочной составляющей комплекса представлена эклогитами, амфиболитами (в том числе гранатовыми и гранат-клинопироксеновыми), метасульфидитами, метагабброидами, цоизититами (метаанортозитами), глиноземистыми и амфиболсодержащими гнейсами и мраморами.

Неoarхейские эклогиты (рис. 5В) состоят из омфацита (от 28 до 40% жадеита) и граната (22–30% пиропа и 22–30% гроссуляра), их реликты сохраняются среди возникших при ретроградной декомпрессии симплектитовых эклогитов и гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Эклогиты были образованы при  $T = 740\text{--}865^\circ\text{C}$  и  $P = 14.0\text{--}17.5$  кбар, т.е. на глубинах до 60–65 км. Возраст цирконов (NORDSIM) из эклогитов и симплектитовых эклогитов равен  $2720.7 \pm 8$  млн. лет [22]. Морфология этих цирконов характерна для высокобарных гранулитов и эклогитов, о парагенности цирконов и эклогитовых минера-

лов свидетельствует и обедненность первых ТРЗЭ [18]. Зона меланжа пересекается пост-тектоническими жилами трондьемитов с возрастом  $2701.3 \pm 8.1$  млн. лет [22] и дайками палеопротерозойских габбро-норитов.

По петрогеохимическим особенностям, эклогиты отвечают базитам ( $\text{SiO}_2 - 47\text{--}51\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 1.38\text{--}4.3\%$ ) толеитовой серии ( $\text{FeO}^*/\text{MgO} - 0.5\text{--}2.5$ ). Содержание РЗЭ в них в 2–12 раз выше, чем в хондритах, спектр их распределения имеет плоский или слабо дифференцированный характер ( $(\text{La}/\text{Sm})_N = 0.99\text{--}1.8$ ;  $(\text{Ga}/\text{Yb})_N = 0.77\text{--}1.17$ ). Они хорошо сопоставляются с базальтами СОХ и офиолитов, а также с метабазальтами (амфиболитами) Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса [83].

Эклогиты считаются важнейшим индикаторами субдукции, так как этот механизм позволяет легко объяснить доставку коровых пород в область высоких давлений при относительно низкой температуре [29], и именно эта модель предлагается для неoarхейских эклогитов Беломорья [22, 83, 92]. В литературе широко обсуждаются и иные механизмы образования высокобарических минералов в коровых условиях [29], что весьма актуально для Беломорской провинции, где, кроме архейских, известны еще и палеопротерозойские эклогиты [20, 22]. Конечно же, вопрос о природе эклогитов Беломорья не решен окончательно, и их исследования в настоящее время продолжаются [22, 34, 94].

Эволюция режимов метаморфизма Беломорской провинции отражает смену субдукционных процессов коллизионными.

#### *Кольская и Мурманская провинции*

В архейских комплексах этих провинций, в отличие от Карельской, развиты парагенезисы только амфиболитовой и гранулитовой фаций, а ассоциации зеленосланцевой фации неизвестны. Между гранулитами и породами высокотемпературной амфиболитовой фации существуют постепенные переходы, определяющие латеральную зональность андалузит-силлиманитового типа [67].

Гранулитовый комплекс Кольско-Норвежского террейна (см. рис. 2), подобно другим гранулитовым комплексам щита, состоит из пара- и ортопород, причем, последние представлены кислыми, средними, основными и ультраосновными гранулитами при доминировании эндербитов [1, 64]. Максимальные оценки давления безкордиритовых парагенезисов из силлиманитовых парагнейсов составляют  $6.2 \pm 1.2$  кбар при  $T = 700^\circ\text{C}$ , а в зоне, переходной к амфиболитовой фации –  $5.2 \pm 0.9$  кбар, при этом кордиритсодер-



жащие парагенезисы менее барические:  $4.5 \pm 0.6$  кбар при  $700^\circ\text{C}$  [1, 8]. Для кианит-силлиманитовых ассоциаций из переходной зоны получены  $P = 5.3$  кбар и  $T = 580 \pm 20^\circ\text{C}$ . Повторный метаморфизм в гранулитовой зоне протекал при  $P = 3.5 \pm 0.5$  кбар и  $T = 590^\circ\text{C}$ .

Предполагается, что первая термальна переработка парагнейсов Кольско-Норвежского террейна, предшествовавшая гранулитовой фации, имела место  $2880 \pm 45$  млн. лет назад (Rb-Sr метод по породам,  $I_{Sr} = 0.7005 \pm 0.0004$ ) [1]. Возраст самого раннего гранулитового метаморфизма оценивается в 2.83 млрд. лет, тогда как возраст метаморфогенного циркона из поздних сдвиговых зон, также образованных в условиях гранулитового метаморфизма, составляет  $2648 \pm 18$  млн. лет [97]. Метаморфогенные цирконы из парагнейсов района оз. Пулозеро говорят о протекании еще одного гранулитового метаморфического события  $2724 \pm 49$  млн. лет назад и о диафторезе в условиях амфиболитовой фации с возрастом  $2640 \pm 20$  млн. лет [69]. Гранат-биотитовые гнейсы участка Первомайский претерпели гранулитовый метаморфизм с возрастом  $2788 \pm 16$  млн. лет и амфиболитовый – с возрастом  $2743 \pm 18$  млн. лет [62]. Окончание архейской структурно-метаморфической переработки определяется возрастом пост-деформационного пегматита, равного  $2556 \pm 27$  млн. лет [97].

В породах зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья Кольско-Норвежского террейна выделяется, по крайней мере, три метаморфических события [8]. Первый метаморфизм (2.83–2.76 млрд. лет) протекал в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации пониженных давлений ( $T = 460\text{--}560^\circ\text{C}$ ,  $P = 2.5\text{--}4.3$  кбар), а второй (2.76–2.68 млрд. лет) – при таких же температурах, но при более высоких давлениях ( $T = 470\text{--}530^\circ\text{C}$ ,  $P = 3.9\text{--}5.8$  кбар). Третий метаморфизм (2.68–2.52 млрд. лет) проявился в поздних сдвиговых зонах, при этом локально достигались самые высокие  $P$ - $T$ -условия:  $T = 530\text{--}640^\circ\text{C}$  и  $P = 6.0\text{--}8.5$  кбар. Обращает на себя внимание определенная аналогия этого  $P$ - $T$ - $t$  пути с эволюционным трендом метаморфизма в зеленокаменных поясах Карельской провинции, связываемых с аккреционными и коллизионными стадиям ее развития.

Метаморфизм пород Кейвского террейна в архее, в основном, соответствует кианит-ставролит-двуслюдяной субфации [67]. Существенное влияние на регионально метаморфизованные породы оказали процессы, связанные с внедрением неоархейских щелочногранитных и основных магм (с последними предполагается связь андалузитового метаморфизма), и с неоархейскими и палеопротерозойскими взбросами и надвигами.

Для архейских пород террейна в целом характерно широкое развитие наложенного палеопротерозойского метаморфизма в умеренном и повышенном барическом режимах (дистен-силлиманитовый тип), а также метаморфизма, варьирующего от зеленосланцевой фации до гранулитовой повышенных давлений, как например, в Чудъяврской зоне, в которой совмещены архейские и протерозойские гранулиты [67].

В породах Мурманской провинции наиболее ранние метаморфические преобразования протекали в условиях гранулитовой фации при температуре до  $750^\circ\text{C}$  и давлении 4–6 кбар [68]. Последующая переработка происходила в условиях амфиболитовой фации и мигматизации. Более подробные данные отсутствуют.

В породах Мурманской провинции наиболее ранние метаморфические преобразования протекали в условиях гранулитовой фации при температуре до  $750^\circ\text{C}$  и давлении 4–6 кбар [68]. Последующая переработка происходила в условиях амфиболитовой фации и мигматизации. Более подробные данные отсутствуют.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ КООРДИНАЦИИ

В период 3.5–3.1 млрд. лет возникли первые острова “сиаля” (рис. 6), фрагменты которых отмечаются в террейнах Водлозерском (в его составе находится самый крупный фрагмент древнейшего сиала), Иисалми, Рануа и Помокайра Карельской провинции [72, 121, 133]. Находки палеоархейских детритовых цирконов в метасадочных породах Кольской [62, 102, 111] и Беломорской [37] провинций позволяют предполагать, что таких фрагментов было больше. Возможно, что все они составляли единый протоматерик, который распался в мезоархее [83].

В период 3.1–2.95 млрд. лет начинается новый этап корообразования. Его история наиболее полно отражена в зеленокаменных и интрузивных комплексах Водлозерского террейна. На его западной окраине<sup>4</sup> 3.05–3.0 млрд. лет назад формируется субдукционная система, включающая энсиалическую вулканическую дугу и сопряженный с ней глубоководный задуговой бассейн; комплексы-индикаторы этих обстановок установлены в Ведлозерско-Сегозерской системе зеленокаменных поясов [77]. На восточной и северо-восточной окраинах Водлозерского террейна в этот период формировались базальт-коматититовые комплексы (Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс), иницированные мантийным плюмом и образующих океанические плато [128]. Позднее они были обдуцированы на континент. Во внутренней части сиалического ядра на этом этапе внедрялись интрузии многофазных мафитов и трондьемиты [72].

<sup>4</sup> Здесь и ниже в современной системе координат.

Кроме того, в этот период, вероятно, сформировалась субдукционная система, которая маркируется древним зеленокаменным комплексом пояса Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви террейна Кианта; рост континентальной коры и в террейне Вокнаволоок-Иломанси.

В интервале 2.95–2.82 млрд. лет рост континентальной коры был сосредоточен на юго-востоке Карельской провинции, на смежной с ней территории Беломорской провинции, а также в Кольской провинции. Субдукция на западе Водлозерского террейна привела к выплавлению известково-щелочных вулканитов (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс). В преддуге бассейна этой активной окраины отлагались вулканогенно-терригенные формации, поступавшие с Водлозерского микроконтинента. В тылу островной дуги происходил субаэральный кислый вулканизм, сопровождавшийся накоплением вулканокластических и терригенных осадков [77]. Процессы аккреции Ведлозерско-Сегозерской вулканической дуги к Водлозерскому микроконтиненту завершились внедрением самых древних двуполевошпатовых гранитов [72]. В Беломорской провинции в этот период возникают первые островодужные системы, отражением которых является латеральный ряд комплексов керетьозерского, чупинского, центрально-беломорского, а также образования зеленокаменного пояса Тулппио [83]. В Кольской провинции в это время возникает субдукционная конвергентная граница, формируются Кейвская активная континентальная окраина и островодужная система Колмозеро-Воронья [56].

В период 2.82–2.75 млрд. лет продолжается активное корообразование во вновь возникающих субдукционных системах, проявление которого фиксируется в Сумозерско-Кенозерском поясе на окраине Водлозерского террейна Карельской провинции, Оленегорском зеленокаменном поясе Кольской провинции, а также в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов Беломорской провинции. В последней в энсиматической обстановке формируется новая конвергентная граница, вдоль которой происходит заложение Тикшозерской островодужной системы. С ранней стадией ее развития было связано формирование ириногорских супрасубдукционных офиолитов [130], а со зрелой – средних и кислых известково-щелочных и адakitовых вулканитов [15, 36]. На западе Карельской провинции в это время под воздействием мантийного плюма формируются базальт-коматиитовые ассоциации зеленокаменных поясов Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви и Костомукшского. Они интерпретируются либо как продукты внутриконтинентального рифтогенеза [44, 49, 123], либо как океанические плато

[37, 129]. Вероятно, тогда же в процессе континентального рифтогенеза на Водлозерском микроконтиненте образовались породы Маткалахтинского зеленокаменного пояса [37]. Одновременно формировалась континентальная кора террейнов Кианта и Центрально-Карельского в Карельской и Кольской провинциях, соответственно, а также Мурманской провинции. Таким образом, большая часть архейской сиалической коры Балтийского щита была сформирована к рубежу 2.75 млрд. лет.

Геологические процессы этапа 2.75–2.65 млрд. лет проявлены на всей территории щита. Они выражены активным магматизмом, представленным дайками и интрузиями габбро-норитов и габбро (эти комплексы рассмотрены в работе [72], что позволило не делать это в настоящей статье), непосредственно предшествующих последнему архейскому гранулитовому метаморфизму, санукитоидами и сиенитами, тоналитами и гранитами, интрузиями щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов и карбонатитов. Этот магматизм демонстрирует, что образование расплавов происходило одновременно в обогащенной и деплетированной литосферной мантии и на разной глубине в континентальной коре и может свидетельствовать о значительной активности в этот период мантийных плюмов [122]. Вместе с тем, рядом исследователей [20, 26, 83] период 2.7–2.65 млрд. лет рассматривается как коллизионный. Предполагается, что наиболее ярко коллизионные процессы проявлены в Беломорской провинции, где находилось ядро сформировавшегося орогена. В зоне, переходной к Карельской провинции, внедрялись гранитоидные комплексы (санукитоиды) с возрастными 2.73–2.70 млрд. лет [98, 122], а в центральной части провинции возникали бассейны, заполнявшиеся продуктами среднего и кислого вулканизма и осадками, фрагменты которых сохранились в поясах Иломанси, Хедозерско-Большезерском и Гимольском [75, 133]. Аккреционно-коллизионные события на границах террейнов Карельской провинции, вероятно, приводили к формированию локальных гранулитовых ареалов – Варпаисъярвинского, Тулосского, Вокнаволоокского и Онежского. Одновременно образуются гранулитовые комплексы Беломорской провинции (напр., Нотозерский) и начинается эксгумация гридинских и салминских эклогитов. И сразу за формированием орогена начинается его коллапс, который проявляется в образовании вулканогенно-грубообломочных комплексов (Воче-Ламбинская структура) и внедрении габброидов (см. рис. 2).

Особое внимание на себя обращает отчетливая гетерогенность архейской коры Кольской провинции [4, 58]. Совместное нахождение таких

исключительно отличающихся друг от друга террейнов как Кольско-Норвежский и Кейвский и такое принципиальное их отличие от Мурманской и Беломорской провинций позволяют классифицировать их как экзотические террейны, а саму Кольскую провинцию – как неорархейский террейновый коллаж.

Таким образом, генерация архейской континентальной коры Балтийского щита была связана, главным образом, с субдукцией литосферных плит [32, 36, 55, 75, 83, 99, 105] при значительной роли мантийно-плюмового магматизма [3, 25, 72, 89, 92, 127, 128]. Окончательное же ее оформление как архейской континентальной структуры произошло в результате коллизионных процессов [26, 36, 83].

Главными выводами проведенного исследования являются:

1. Архейские зеленокаменные (сланцевые) и парагнейсовые комплексы Балтийского щита состоят из различных стратотектонических ассоциаций. Они формировались в различных геодинамических обстановках: субдукционных (энсиалических и энсиматических), спрединговых, континентального рифтогенеза, мантийно-плюмовых и коллизионных. С таким разнообразием согласуется и существование широкого спектра архейских гранитоидов и режимов метаморфизма.

2. Архейское ядро щита сформировалось в период с 3.1 по 2.5 млрд. лет в процессе серии аккреционно-субдукционных (не менее четырех эпизодов) и коллизионных (не менее двух) событий при постоянной и значительной мантийно-плюмовой активности. Общая последовательность и направленность событий при формировании рассматриваемого фрагмента континентальной коры имеет существенные черты сходства с развитием фанерозойских орогенических поясов.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Данная работа стала возможной благодаря многолетнему сотрудничеству авторов статьи в рамках проекта ЕВРОПРОБЫ СВЕКАЛАПКО (Свекофеннский ороген–Карельский кратон–Лапландско-Кольский ороген), поддерживавшегося в 1996–2002 гг. Европейским научным фондом. Весьма важной на завершающей стадии работы была поддержка Академии Финляндии и Геологической службы Финляндии. Статья является вкладом в выполнение Приоритетных направлений ОНЗ РАН (программы ОНЗ-6 “Геодинамика и механизмы деформирования литосферы” (проект “Реология и геодинамика литосферы Балтийского щита”) и ОНЗ-8 “Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных про-

цессах”). Многие принципиально важные для данного исследования материалы были получены благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64010, 03-05-65051, 06-05-64876, 06-05-65237).

Авторы выражают признательность В.Н. Кожевникову за возможность ознакомиться с подготовленной им к печати статьей и рецензентам за замечания и ценные советы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авакян К.Х.* Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с. (Тр. ГИН; Вып. 471).
2. *Алексеев Н.Л., Балаганский В.В., Зингер Т.Ф. и др.* Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 369–373.
3. *Арестова Н.А.* Эволюция базит-ультрабазитового магматизма Балтийского щита в интервале 3.4–2.4 млрд. лет. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2004. 45 с.
4. *Балаганский В.В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2002. 32 с.
5. *Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
6. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
7. *Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др.* Позднеархейский возраст кислых метавулканитов района малых Кейв (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 651–654.
8. *Беляев О.А., Петров В.П.* Новые данные по исследованиям структурно-метаморфической истории докембрия северо-востока Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология и геофизика. Апатиты: КолНЦ РАН, 2002. С. 195–207.
9. *Беляев О.А., Пожиленко В.И.* Структурно-метаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Енский сегмент) // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 17.
10. *Бельков И.В.* Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.
11. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др.* Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U–Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.

12. Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Кирнозова Т.И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 3. С. 360–363.
13. Бибикова Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулкаников Карелии // ДАН СССР. 1983. Т. 268. № 5. С. 189–191.
14. Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Кирнозова Т.И. Геохронология архея Западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 3–20.
15. Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А. и др. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 289–320.
16. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
17. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. и др. U–Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита Северной Карелии // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154–1160.
18. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. и др. Изотопно-геохронологическая и геохимическая характеристика пород позднеархейского эоклит-содержащего меланжа в районе с. Гридино (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // XVII симп. по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ РАН, 2004. С. 31–32.
19. Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б. и др. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178–1191.
20. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 245 с.
21. Володичев О.И., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Изотопный U–Pb возраст чарнокитов ЮВ части Тулосозерской структуры Западной Карелии // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: Центр информац. культуры, 2003. С. 110–113.
22. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эоклиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. № 6. С. 609–631.
23. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / Ред. Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И. Апатиты: КолНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
24. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. 143 с.
25. Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьев М.С. Петрология коматитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587–617.
26. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 53–63.
27. Глебовицкий В.А., Зингер Т.Ф., Беяцкий Б.В. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 63–64.
28. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Шарова Н.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.
29. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 2001. 409 с.
30. Другова Г.М., Левченков О.А., Савельева Т.Е. Раннедокембрийские гранитоиды северо-западного Беломорья // ЗВМО. 1995. № 1. С. 35–51.
31. Елисейев М.А. Лопийские образования района Челозера // Геология Северо- и Восточно-Карельской структурных зон. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1987. С. 13–36.
32. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология) / Отв. ред. С.Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 212 с.
33. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Новые U–Pb изотопные данные для процессов магматизма и метаморфизма северо-западного Беломорья // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 677–679.
34. Каулина Т.В., Апанасевич Е.А. Архейские эоклиты района Широкая Салма (Кольский полуостров): U–Pb и Sm–Nd данные // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (матер. науч. конф. и путеводитель экс.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 174–175.
35. Кислицын Р.В., Балаганский В.В., Манттари И. Возраст супракомплекса полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров, по результатам U–Pb датирования по циркону // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: Полиграф, 2000. С. 103–106.
36. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
37. Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19–41.
38. Козлов Н.Е., Иванов А.А., Мартынов Е.В. и др. Черты эволюции состава метаморфитов древнейших комплексов архея северо-востока Балтий-

- ского щита, Канады и Гренландии // Геология и геодинамика архея. Мат. 1-й Росс. конф. по пробл. геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Центр информ. культуры, 2005. С. 172–177.
39. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита / Отв. ред. О.А. Богатиков. Л.: Наука, 1988. 192 с.
40. Кудряшов Н.М. Геохронология парагнейсов, гранито-гнейсов, метариолитов района оз. Сенное (северо-западное Беломорье) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1996. 28 с.
41. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U–Pb данные // Геология и полезные ископаемые северо-запада России. Апатиты: КолНЦ РАН, 1999. С. 66–70.
42. Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 253 с.
43. Левченков О.А., Зингер Т.Ф., Дук В.Л. и др. U–Pb возраст цирконов из гиперстеновых диоритов и гранодиоритов острова Поньгом-Наволоок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 2. С. 852–854.
44. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 319–326.
45. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 160–176.
46. Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.
47. Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозеро северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593–621.
48. Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А. и др. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 14–45.
49. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
50. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С. и др. Беломорский пояс – поздnearхейская аккреционно-коллизонная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226–229.
51. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
52. Миллер Ю.В., Байкова В.С., Арестова Н.А., Шулешко И.К. Роль Хетоламбинского террейна в становлении и ранней истории развития Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2005. № 2. С. 17–32.
53. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.
54. Милькевич Р.И., Мыскова Г.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
55. Минц М.В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 2–22.
56. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилев А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с. (Тр. ГИН; Вып. 503).
57. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии краионов // Литосфера. № 1. 2001. С. 5–14.
58. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Архейский Кейвский террейн Кольского коллизона – особая структура, длительно развивающаяся от протоплатформы к орогену // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 41–44.
59. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочно-гранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.
60. Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В. и др. Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: первичный состав, возраст и происхождение // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 3–19.
61. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Богомолова Е.С., Гусева В.Ф. Новые данные о составе и возрасте протолита глиноземистых гнейсов кольской и тундровой серий Центрально-Кольского блока Балтийского щита // Геология и геодинамика архея. Мат. 1-й Росс. конф. по пробл. геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Центр информ. культуры, 2005. С. 272–275.
62. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U–Pb, SHRIMP-II) // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–85.
63. Никитин И.В. Тектоника зоны Колмозеро-Воронья в свете горизонтальных движений // Регио-

- нальная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 104–111.
64. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1 : 500000 / Авт.: Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Апатиты: КолНЦ РАН, 1994. 95 с.
  65. Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др. U–Pb и Pb–Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутоваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
  66. Пелтонен П., Мянтяри И., Хухма Х., Уайтхаус М.Дж. Происхождение и переработка нижней коры на западной окраине Карельского кратона (Финляндия) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 247–248.
  67. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: КолНЦ РАН, 1999. 325 с.
  68. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. Эндогенные режимы метаморфизма в раннем докембрии. Л.: Наука, 1990. 184 с.
  69. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах района Пулозеро (Центрально-Кольский блок) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 264–266.
  70. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КолНЦ РАН, 2002. 359 с.
  71. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. и др. Коматииты Водлозерского блока Балтийского щита: окно в раннеархейскую мантию? // ДАН СССР. 1991. Т. 317. № 1. С. 197–202.
  72. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
  73. Ружьева М.С. Коматиит-базальтовый магматизм зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) как свидетельство проявления механизма плюм-тектоники 2.82 млрд. лет // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск-Москва: Проблем-2000, 2002. С. 191–193.
  74. Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С., Робонен В.И. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
  75. Самсонов А.В. Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 48 с.
  76. Светов С.А. Коматиит-толеитовые ассоциации Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. 172 с.
  77. Светов С.А. Магматические системы перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
  78. Светова А.И. Архейский вулканизм Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КарФ АН СССР, 1988. 148 с.
  79. Сергеев С.А. Геология и изотопная геология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ИГГД АН СССР, 1989. 24 с.
  80. Сергеев С.А., Арестова Н.А., Левченков О.А., Яковлева С.З. Изотопный уран-свинцовый возраст Семченской интрузии габбро-диоритов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 15–21.
  81. Сергеев С.А., Бибикина Е.В., Левченков О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83.
  82. Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелия // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.
  83. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2005. 46 с.
  84. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 189 с.
  85. Сочеванов Н.Н., Арестова Н.А., Матреничев В.А. и др. Первые данные о Sm–Nd возрасте архейских базальтов в Карельской гранит-зеленокаменной области // ДАН СССР. 1991. Т. 318. № 1. С. 175–180.
  86. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 176 с.
  87. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений / Ред. Рыбаков С.И., Стенарь М.М. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.
  88. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
  89. Чекулаев В.П., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейских комплексов Карелии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб.: Наука, 1994. С. 69–86.
  90. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер, Карелия (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 138–167.
  91. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

92. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2005. 63 с.
93. Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов и др. Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 376–380.
94. Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (матер. научн. конф. и путеводитель экск.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 324–327.
95. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М. и др. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 817–820.
96. Arestova N.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Gus'kova, E.G. Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian Shield as a reflection of plume magmatism: geochemical types and formation stages // Russ. J. Earth Sci. 2003. Vol. 5. P. 145–163.
97. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13–34.
98. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U–Th–Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129–145.
99. Bibikova E.V., Skiöld T., Bogdanova S.V. Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield // Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region // Geol. Soc. London Spec. Publ. 112. 1996. P. 55–67.
100. Bogdanova S.V., Bibikova E.V. The “Saamian” of the Belomorian mobile belt: new geochronological constraints // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 131–152.
101. Borisova E.Yu., Bibikova E.V., Lvov A.B., Miller Yu.V. U–Pb age and nature of magmatic complex of Seryak mafic zone (the Belomorian mobile belt) Baltic Shield // Terra Nova. 1997. Vol. 9. Abs. Suppl. 1. P. 132.
102. Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V. et al. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. Vol. 13. P. 32–37.
103. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 289–314.
104. Evins P.M., Mansfeld J., Laajoki K. Geology and geochronology of the Suomujarvi complex: a new Archaean gneiss region in the NE Baltic Shield, Finland // Precambrian Res. 2002. Vol. 116. P. 285–306.
105. Gaál G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1987. Vol. 35. P. 15–52.
106. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland / Eds. Nurmi P.A., Sorjonen-Ward P. Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 17. 1993. 386 p.
107. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. Vol. 27. № 2. P. 83–100.
108. Greenstone belts / Eds. De Wit M., Ashwal L.D. Oxford Monographs on Geology and Geophysics 35, 1997. 809 p.
109. Halla J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust-mantle interactions // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 161–178.
110. Huhma H., Kontinen A., Laajoki K. Age of the metavolcanic-sedimentary units of the Central Puolanka Group, Kainuu schist belt, Finland // 24th Nordic Geol. Winter Meet. Abs. Trondheim: Geol. Surv. Norway, 2000. P. 87–88.
111. Hölttä P., Huhma H., Mänttari I., Paavola J. P–T–t development of Archaean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland. II. Dating of high-grade metamorphism with the U–Pb and Sm–Nd methods // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 121–136.
112. Hyppönen V. Pre-Quaternary rocks of the Ontojoki, Hiisijärvi, and Kuhmo map-sheet areas. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1983. 60 p.
113. Juopperi H., Vaasjoki M. U–Pb mineral age determinations from Archaean rocks in Eastern Lapland // Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 33. 2001. P. 209–227.
114. Kontinen A. Evidence for a significant paragneiss component within the late Archean Nurmes gneiss complex, Eastern Finland // Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 12. 1991. P. 17–19.
115. Koistinen T., Stephens M.B., Bogachev V. et al. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2000000. Geological Survey of Finland, Norway and Sweden and North-West Department of Natural Resources of Russia. 2001.
116. Korsman K., Koistinen T., Kohonen J. et al. Bedrock map of Finland, 1 : 1000000. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1997.
117. Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revised: zircon ion-microprobe ages // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 348–352.

118. *Kudryashov N.M., Bayanova T.B., Gavrilenko B.V. et al.* Archaean geochronology of the Kola region (North-Eastern Baltic Shield) // 4th Int. Archaean Symp. Ext. Abs. AGSO Geosci. Australia. 2001. Rec. 2001/37. P. 58–60.
119. *Lahtinen P., Korja A., Nironen M.* Paleoproterozoic tectonic evolution / Eds. M. Lehtinen, P.A. Nurm, O.T. Ramo. The Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian Geology 14. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 480–532.
120. *Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen Ø. et al.* U–Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // Geology of the eastern Finnmark – western Kola Peninsula region. Norges Geol. Unders. Spec. Publ. 7. 1995. P. 29–47.
121. *Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A., Levchenkov O.A., Krylov I.N.* Archaean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precambrian Res. 1993. Vol. 62. P. 375–388.
122. *Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 107–128.
123. *Luukkonen E.* The structure and stratigraphy of the Late Archean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield. Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 4. 1988. P. 71–96.
124. *Mänttari I., Hölttä, P.* U–Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland // Precambrian Res. 2002. Vol. 118. P. 101–131.
125. *Mutanen T., Huhma H.* The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, Northern Finland // Geol. Soc. Finland Bull. 2003. Vol. 75. № 1–2. P. 51–68.
126. *Piirainen T.* The geology of the Archaean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, Eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield. Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 4. 1988. P. 39–51.
127. *Puchtel I.S., Brüggmann G.E., Hofmann A.W.* <sup>187</sup>Os-enriched domain in an Archean mantle plume: evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 186. P. 513–526.
128. *Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al.* Combined mantle plume–island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. P. 3579–3595.
129. *Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 155. P. 57–74.
130. *Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V. et al.* The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 83–106.
131. *Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V. et al.* 2.8 Ga boninite-hosting suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE, Baltic Shield, Russia // Precambrian ophiolites and related rocks. Developments in Precambrian geology 13. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 425–486.
132. *Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al.* The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London. 2006. P. 18–38.
133. *Sorjonen-Ward P., Luukkonen E.* Archean rocks // The Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian geology 14. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 19–99.
134. *Svetov S.A., Svetova A.I., Huhma H.* Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero Archean greenstone belt, Central Karelia // Geochemistry Intern. 2001. Vol. 39. P. 24–38.
135. *Taipale K.* Volcanism in the Archean Kuhmo greenstone-granite terrain in the Tipasjärvi area, Eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield. Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 4. 1988. P. 151–160.
136. *Timmerman M.J., Daly J.S.* Sm–Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. Vol. 72. P. 97–107.
137. *Vaasjoki M., Taipale K., Tuokko I.* Radiometric ages and other isotopic data bearing on the evolution of Archean crust and ores in the Kuhmo-Suomussalmi area, Eastern Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1999. Vol. 71. P. 155–176.
138. *Vetrin V., Nordgulen Ø., Cobbing J. et al.* The pyroxene-bearing tonalite-granodiorite-monzonite series of the northern Baltic Shield: correlation and petrology // Geology of the Eastern Finnmark – western Kola Peninsula region. Norges Geol. Unders. Spec. Publ. 7. 1995. P. 65–74.
139. *Vetrin V.R., Turkina O.M., Ludden D.* Petrology and geochemistry of rocks from the basement of the Pechenga paleorift // Russ. J. Earth Sci. 2002. Vol. 4. P. 121–151.

Рецензенты: М.В. Миц, В.Е. Хаин

## The Archean of the Baltic Shield: Geology, Geochronology, and Geodynamic Settings

A. I. Slabunov<sup>a</sup>, S. B. Lobach-Zhuchenko<sup>b</sup>, E. V. Bibikova<sup>c</sup>, V. V. Balagansky<sup>d</sup>,  
P. Sorjonen-Ward<sup>e</sup>, O. I. Volodichev<sup>a</sup>, A. A. Shchipansky<sup>f</sup>, S. A. Svetov<sup>a</sup>,  
V. P. Chekulaev<sup>b</sup>, N. A. Arestova<sup>b</sup>, and V. S. Stepanov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology, Karelian Scientific Center, Russian Academy of Sciences,  
Pushkinskaya ul. 11, Petrozavodsk, 185910 Karelia, Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,  
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

<sup>c</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,  
ul. Kosygina 19, Moscow, 117975 Russia*

<sup>d</sup>*Geological Institute, Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences,  
ul. Fersmana 14, Apatity, Murmansk oblast, 184209 Russia*

<sup>e</sup>*Geological Survey of Finland, PO Box 1237, 70211 Kuopio, Finland*

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

*e-mail: shchipansky@ginras.ru*

**Abstract**—The Archean provinces and lithotectonic complexes of the Baltic (Fennoscandian) Shield are considered. The supracrustal complexes are classified by age: <3.2, 3.10–2.90, 2.90–2.82, 2.82–2.75, and 2.75–2.65 Ga. The data on Archean granitoid complexes and metamorphic events are mentioned briefly, whereas the recently found fragments of the Archean ophiolitic and eclogite-bearing associations are discussed in more detail. The Paleoproterozoic rocks and sporadic detrital grains of Paleoproterozoic zircons have been found in the Baltic Shield; however, the relatively large fragments of the continental crust likely began to form only in the Mesoproterozoic (3.2–3.1 Ga ago), when the first microcontinents, e.g., Vodlozero and Iisalmi, were created. The main body of the continental crust was formed 2.90–2.65 Ga ago. The available information on the Paleoproterozoic complexes of the Baltic Shield is thus far too scanty for judgment on their formation conditions. The geologic, petrologic, isotopic, and geochronological data on the Meso- and Neoproterozoic lithotectonic complexes testify to their formation in the geodynamic settings comparable with those known in Phanerozoic: subduction-related (ensialic and ensimatic), collisional, spreading-related, continental rifting, and the setting related to mantle plumes.

УДК 551.242.51(470.1)

## ГЕОДИНАМИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

© 2006 г. Т. Н. Хераскова, Р. Б. Сапожников, Ю. А. Волож, М. П. Антипов

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

Поступила в редакцию 20.03.2006 г.

В предлагаемой статье обобщены геологические данные о верхнепротерозойских отложениях северной части Восточно-Европейской платформы, а также проанализированы результаты комплексных исследований по региональному сейсмическому профилю I-I (рис. 2) протяженностью 460 км, который пересекает с юго-запада на северо-восток основные структуры Мезенской синеклизы и выявляет многие, не известные ранее особенности строения авлакогенов, выполненных мощными (до 4–8 км) отложениями позднего протерозоя, слагающими доплитный комплекс. Рифейские отложения подразделены на три сейсмостратиграфических комплекса: I – первой половины нижнего рифея, II – ниже-среднерифейский, III – верхнерифейский. Проведена корреляция геодинамических событий на севере Восточно-Европейской платформы с событиями в ее центре и в смежных покровно-складчатых областях.

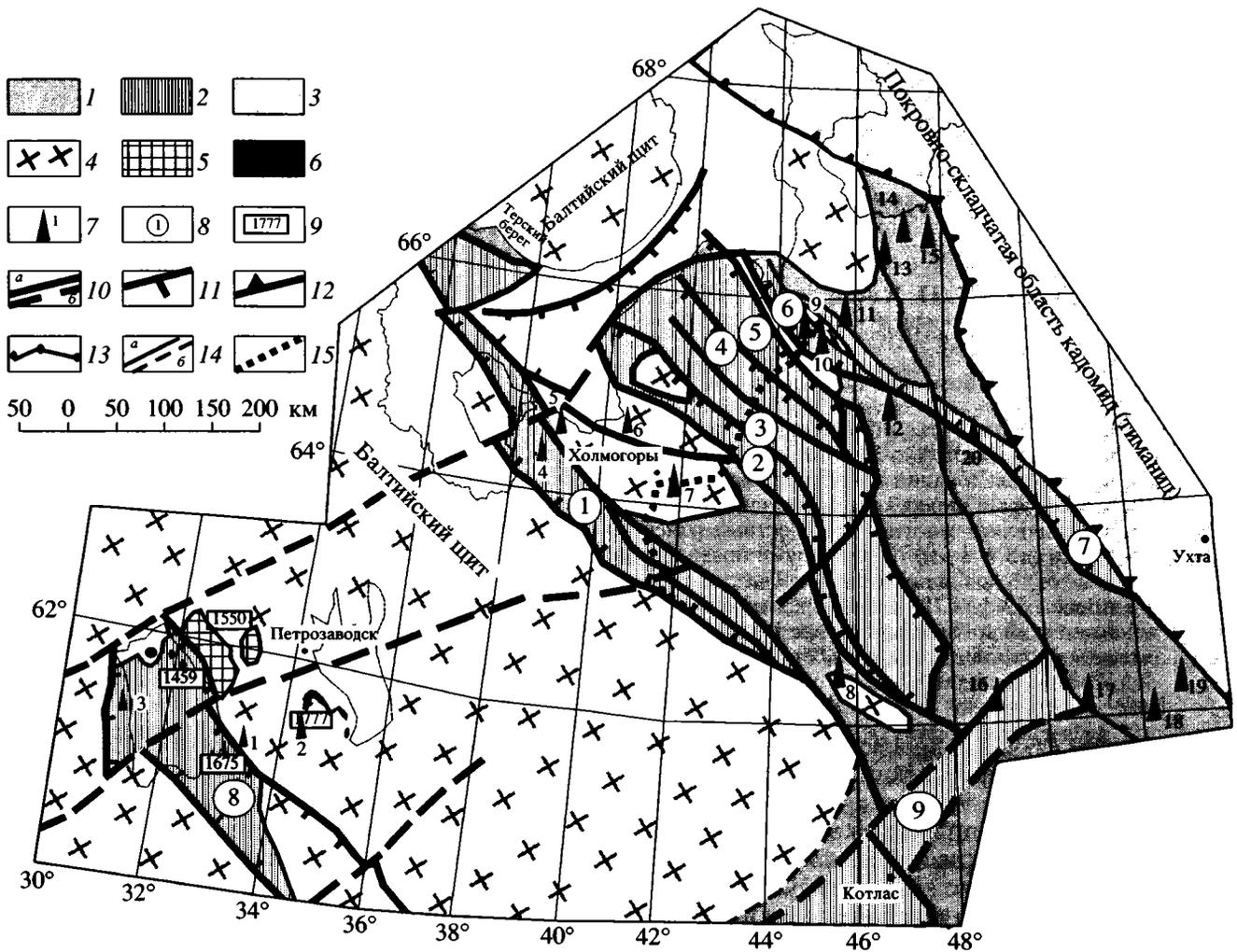
Проблема изучения процессов развития и эволюции позднепротерозойских структур на севере Восточно-Европейской платформы привлекательна для исследования, так как в конце раннего протерозоя – рифее северная часть платформы занимала пограничное положение между структурами доуралид (тиманид) на северо-востоке и коллизионными структурами свеконорвежской коллизии (грэнвиллиды) на юго-западе (в Южной Швеции и Карелии). В результате западные окраины платформы (континента Балтика) (современные координаты) на протяжении большей части рифея развивались в обстановке сжатия, коллизии, образования субширотных сдвигов (shear zones) и накопления моласс (формации Телемарк, Капебо и Дала) [66, 63, 14]. В то время как восточные, прилегающие к Протоазиатскому океану и включающие комплекс доуралид (тиманид) [52, 40, 34, 65], развивались как рифтогенные, в обстановке интенсивного растяжения. Впервые обратил внимание на различный ход геологических событий в западной и восточной частях платформы А.А. Богданов [11], хотя до сих пор этой проблемой взаимного влияния различных полей напряжений на эволюцию структуры Восточно-Европейской платформы практически никто не занимался.

Кроме того, в последние десятилетия был открыт ряд крупных месторождений углеводородов в осадочных породах рифея. В европейской части России перспективным нефтегазоносным бассейном позднего протерозоя многим исследователям

представляется Мезенская синеклиза, где в связи с этим в последние годы были проведены сейсмические исследования МОВ-ОГТ [9, 45], сопровождающиеся литологическим и биостратиграфическим доизучением керна глубоких скважин [16, 34].

В предлагаемой статье обобщены геологические и геофизические данные о верхнепротерозойских отложениях северной части Восточно-Европейской платформы, а также проанализированы результаты комплексных исследований по региональному сейсмическому профилю I-I (рис. 2) протяженностью 460 км, который пересекает с юго-запада на северо-восток основные структуры Мезенской синеклизы и выявляет многие, не известные ранее особенности строения авлакогенов, выполненных мощными (до 4–8 км) отложениями позднего протерозоя (рис. 1–3), слагающими доплитный комплекс.

Трудности понимания строения территории заключаются в том, что в рифее здесь преобладало континентальное и мелководно-терригенное осадконакопление, не благоприятное для захоронения и сохранения органических остатков. Развитые на отдельных уровнях вулканогенные породы в настоящее время также слабо датированы. Многие цифры получены в 60–70-е гг. по валовым пробам калий-аргоновым методом и в настоящее время не могут быть использованы для стратиграфической корреляции.



**Рис. 1.** Схема расположения основных тектонических структур доплитного комплекса протерозоя в северной части Восточно-Европейской платформы и местоположение регионального сейсмического профиля I-I (составлена с использованием материалов Р.Б. Сапожникова, А.С. Балуева и др.)

1 – предполагаемая область распространения верхнерифейских и нижневендских отложений за пределами авлакогенов; 2 – отложения рифея в авлакогенах; 3 – отложения рифея в пределах покровно-складчатой области Тимана; 4 – дорифейский кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы; 5 – граниты рапакиви; 6 – силлы базальтов; 7 – местоположение скважин и их номер (1 – Кондратьево, 2 – Подпорожская, 3 – Яблоновская, 4 – Солозеро, 5 – Нёнокса, 6 – Архангельская, 7 – Усть-Пинежская, 8 – Уфтугская, 9 – Усть-Няфтинская, 10 – Средне-Няфтинская, 11 – Сафоновская, 12 – Ценногорская, 13 – Оменская, 14 – Усть-Снопинская, 15 – Нижнепешская, 16 – Яренская, 17 – Сереговская, 18 – Сторожевская, 19 – Нившера, 20 – Койнасская); 8 – авлакогены: 1 – Кандалакшско-Двинский, 2 – Среднепинежский, 3 – Керецкий, 4 – Лешуконский, 5 – Азапольский, 6 – Усть-Мезенский, 7 – Западно-Сафоновский; 9 – данные радиологического возраста пород; 10 – сбросы и сдвиги; 11 – рифтообразующие листрические сбросы; 12 – фронт надвигов покровно-складчатой области Тимана; 13 – граница Предтиманского прогиба; 14 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 15 – местоположение сейсмического профиля I-I.

Помимо этого, необходимо учитывать, как уже упоминалось выше, что территория в рифее находилась под влиянием различных геодинамических факторов. В то время как на западе преобладали процессы сжатия, на востоке, северо-востоке господствовали процессы растяжения и прогибания. Это создает дополнительные трудности для корреляции, так как приходится сопоставлять

разноформационные отложения, сокращенные континентальные и более полные разрезы морского генезиса. Слабая датированность разрезов не позволяет также в достаточной мере оценить неполноту геологической летописи. Пограничной структурой, по-видимому, в наибольшей степени испытывавшей влияние всех геодинамических процессов как на западе, так и на востоке,

является протяженный и крупный Кандалакшско-Двинский авлакоген<sup>1</sup> (см. рис. 1, 2). К западу от него преобладало влияние западной коллизионной окраины, поэтому здесь развиты сокращенные маломощные разрезы преимущественно континентальных отложений, существенное значение имеет разнообразный магматизм. В этой части территории распространены относительно непротяженные грабены<sup>2</sup>. В пределах Кандалакшско-Двинского авлакогена и к востоку от него увеличивается протяженность грабеновых структур, возрастает полнота разрезов рифея и мощность всех его подразделений, начинают преобладать, особенно в верхах разрезов, более тонкозернистые морские отложения, появляются карбонатные и карбонат-содержащие породы. Из-за большой мощности рифея, нижние интервалы разрезов здесь не вскрыты бурением.

Рассмотрим последовательно строение позднепротерозойских структур севера Восточно-Европейской платформы с юго-запада на северо-восток, чтобы попытаться охарактеризовать, хотя бы в предположительной форме, вещественный состав отложений в нижних частях разрезов авлакогенов, не вскрытых бурением, а также определить временные интервалы и геодинамические особенности крупных структурных перестроек в этой сложной части Восточно-Европейской платформы. Эти проблемы необходимо решить как для правильного понимания эволюции позднепротерозойских структур Восточно-Европейской платформы, так и оценки перспектив нефтегазонасыщенности рифейских отложений территории Мезенской синеклизы.

**Пашско-Ладожский авлакоген** [60] представляет собой широкий грабен сложной конфигурации протяженностью 150–180 км (см. рис. 1). Северная, наиболее глубокая его часть достигает ширины 100 км и почти совпадает с акваторией Ладожского озера. Южная не превышает по ширине 70 км. Общее простирание грабена определяют ограничивающие разломы северо-западного

простираения. Это же направление имеют разломы, определяющие внутреннее строение авлакогена. Все разломы уверенно выделяются по гравиметрическим и магнитометрическим данным, многие из них трассируются далеко за пределы основного грабена. Наиболее крупным является, так называемый Ладожско-Рыбинский разлом [51] сдвиговой природы, ограничивающий структуру с северо-востока и активизировавшийся неоднократно в более позднее время [53]. Он прослеживается далеко (более 900 км) на юго-восток, смежая Центрально-Русскую систему авлакогенов.

В гравитационном поле авлакоген выражен рядом аномалий протяженностью 150–180 км. В магнитном поле ему соответствуют две линейные аномалии, которые, вероятно, вызваны породами базальт-долеритовой формации, вскрытой рядом скважин и обнажающейся на о-ве Валаам и возле с. Салми. Рифейско-нижневендские отложения в пределах Ладожского авлакогена обнажаются на поверхности на северо-восточном берегу Ладожского озера и на западном берегу в р-не Приозерска, а также вскрыты рядом скважин глубиной 300–900 м.

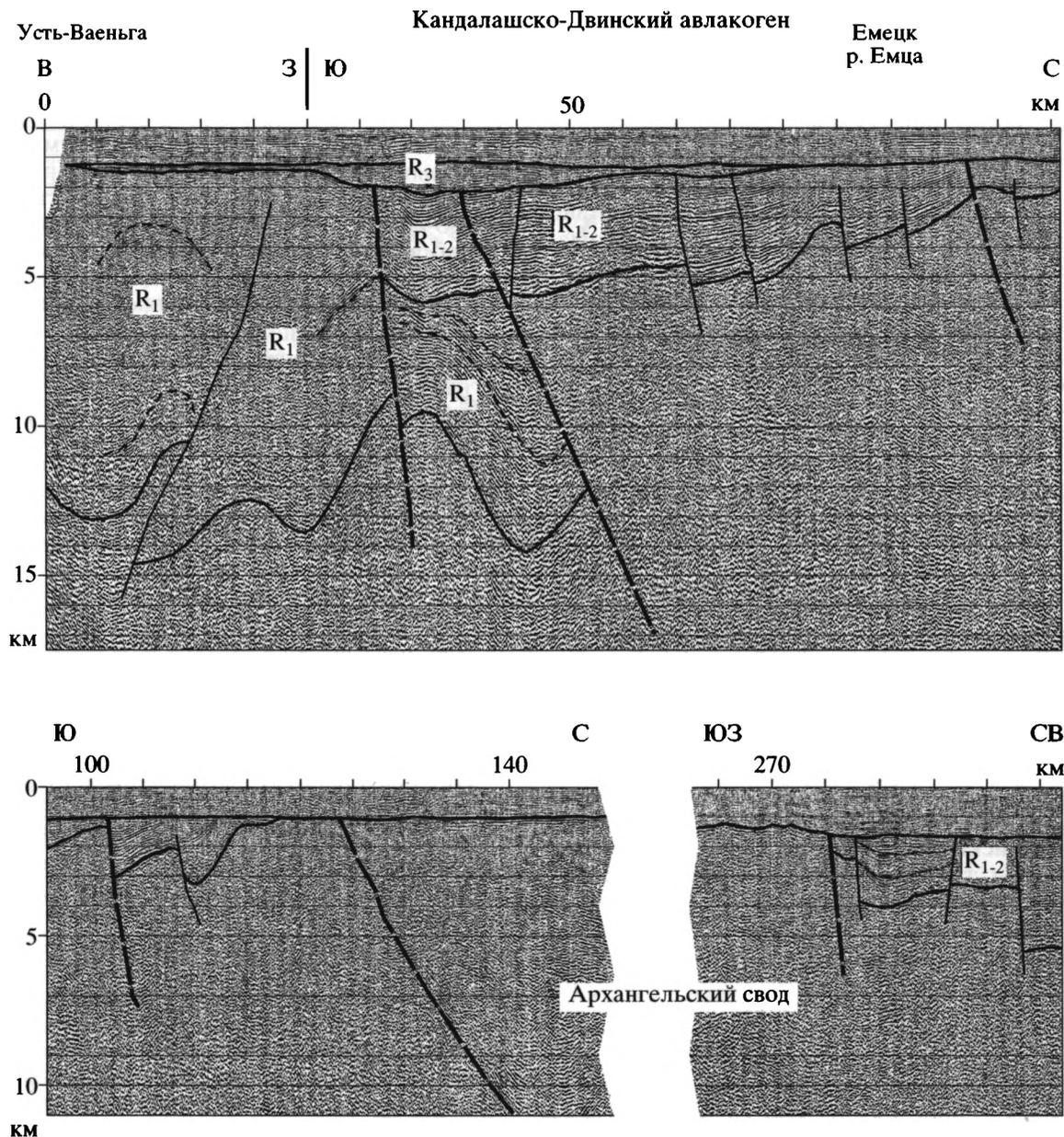
Наиболее древние породы вскрыты на восточном (с. Салми) и юго-восточном (скв. Кондратьево) берегу Ладожского озера (см. рис. 3). Наблюдается последовательность пород, объединяемых в салминскую свиту, состоящую из двух подсвит [49, 25]:

Нижняя подсвита салминской свиты мощностью 25–320 м сложена чередованием красноцветных аркозовых и полевошпат-кварцевых грубозернистых песчаников и гравелитов с единичными прослоями мелкогалечных конгломератов, мелко- и среднезернистых песчаников, иногда глинистых сланцев, туффитов и туфогенных песчаников, отличающихся кривой и параллельной слоистостью эпиконтинентальных отложений. Верхняя подсвита мощностью 50–220 м представлена диабазовыми, андезитово-базальтовыми, базальтовыми порфиридами и их туфами. Из скв. Кондратьево нами была отобрана проба базальтов (образец любезно предоставлен М.А. Нагорным) с глубины 343 м, по которой Т.Б. Баяновой (2005 г.) получена Sm/Nd изохрона по клинопироксену и плагиоклазу, свидетельствующая о возрасте базальтов  $1675 \pm 78$  млн. лет. Из этой же толщи в районе с. Салми возраст базальтов составляет  $1499 \pm 68$  млн. лет (Sm/Nd минеральная изохрона [12]).

М.А. Нагорным отмечено ороговикование арпилитов в видимом основании салминской свиты в скв. Кондратьево. Возможно, это говорит о том, что салминская свита прорывается гранитами рапакиви или близка им по возрасту, что не противоречит данным определений радиологического возраста гранитов Салминского плутона 1550 млн. лет [23] (таблица). Таким образом, возраст салминской свиты по последним данным охватывает нижнюю половину раннего рифея, возможно, также самые верхи раннего протерозоя. Излия-

<sup>1</sup> Термин авлакоген, “бороздой рожденный”, был предложен Н.С. Шатским [58, с. 551]. Авлакогены представляют собой длительно прогибавшиеся, ограниченные разломами впадины. Они отличаются линейной асимметричной формой, большой глубиной и распадаются на ряд котловин, отделенных одна от другой поднятиями и разломами. Отдельные фрагменты авлакогенов различаются по времени прогибания, составу и полноте геологических формаций. Н.С. Шатский также неоднократно подчеркивал, что авлакогены асимметричны по простиранию, т.е. не имеют одинаковых окончаний. Окончания таких структур всегда различны. Один конец их выклинивается в пределах платформы, тогда как другой уходит в тело геосинклинальной зоны. В последнее время морфологический термин Н.С. Шатского часто заменяют генетическим понятием палеорифт. В статье принята формулировка Н.С. Шатского.

<sup>2</sup> Грабен-вытянутая, относительно пониженная часть земной коры или блок, ограниченный разломами вдоль его длинных сторон. Это структурная форма, которая может быть выражена в виде рифтовой долины [50].



ния базальтов, возможно, связаны с локальными зонами растяжения, возникшими при дифференцированных движениях по сдвигам (shear zones) северо-северо-западного простирания с возрастом 1.71–1.66 млрд. лет во время главной коллизии [63]. Видимо, с этим временем следует связывать заложение Ладожско-Рыбинского разлома, по крайней мере его северной части, к которой приурочены излияния базальтов салминской свиты. Разрез салминской свиты Пашско-Ладожского авлакогена близок по возрасту разрезу субиотния острова Гогланд на ЮЗ Балтийского щита, где возраст кварцевых порфиров, определенным U-Pb методом, составляет  $1640 \pm 11$  млн. лет [13]. Мы ранее сопоставляли одновозрастный комплекс, развитый в центральных частях платфор-

мы [54] с эпикарельским проточехлом (квази-платформенным чехлом) континента Балтика, возникшим 1800–1700 млн. лет назад [63]. Близкую точку зрения развивает Р.Г. Гарецкий [19, 20], М.А. Нагорный и В.Г. Николаев [38]. Однако, как видно из описания, на северо-западе Балтики этот комплекс по формационному составу, обилию вулканитов и комагматических гранитов рапакиви имеет черты сходства также с орогенными комплексами, катаплатформенными орогенными формациями – молассами, характерными иногда для основания платформенных чехлов [52].

Более верхние части разреза Пашско-Ладожского авлакогена объединены в приозерскую, приладожскую и яблоновскую свиты. Приозерская свита распространена повсеместно и залега-

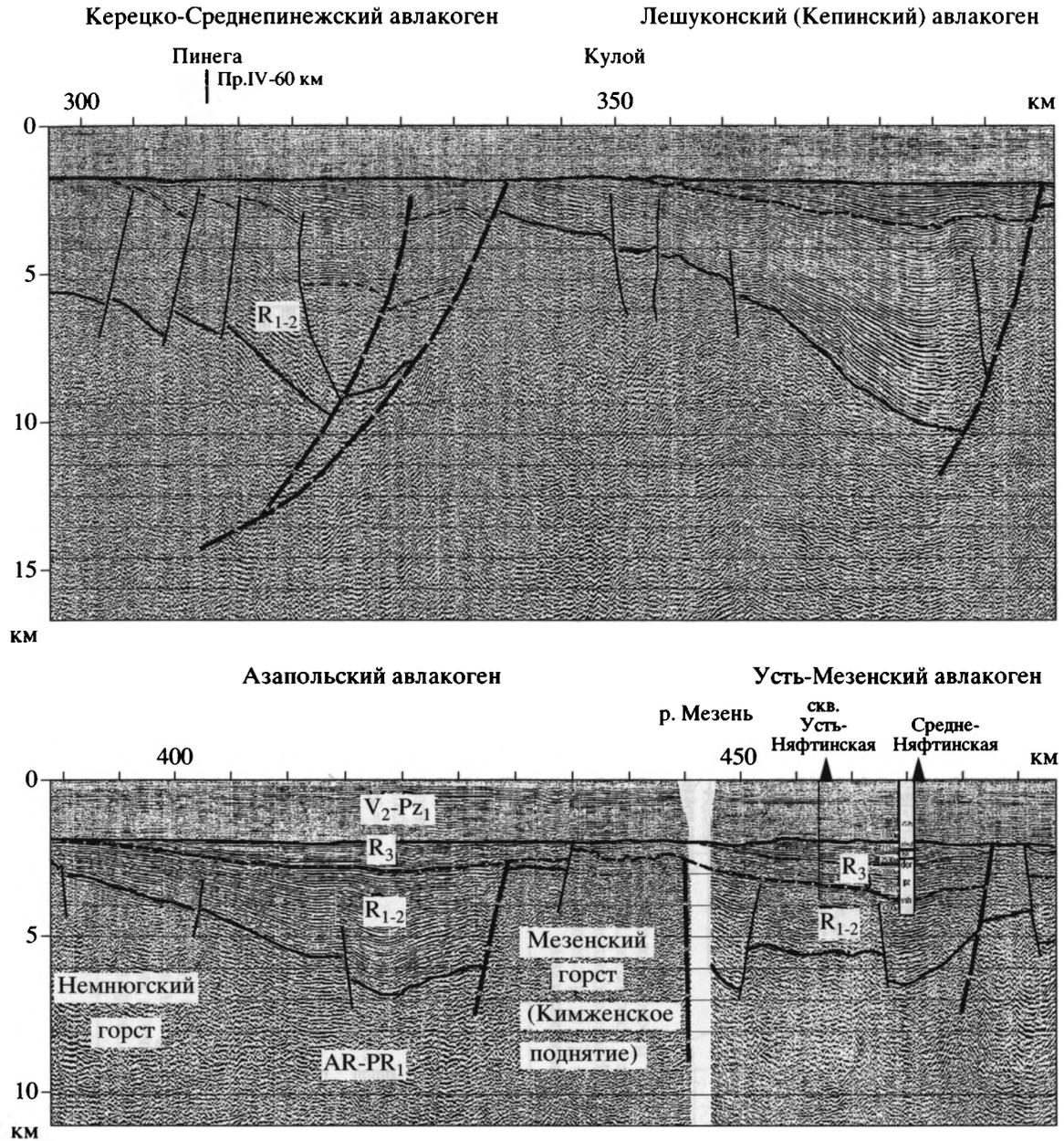


Рис. 2. Глубинный разрез по сейсмическому профилю I-I и сеймостратиграфическое расчленение рифейских отложений

ет резко несогласно как на породах кристаллического фундамента, так и на гранитах рапакиви [23]. Ее часто сопоставляют с низами разреза салминской свиты, что, судя по последним определениям радиологического возраста пород, вряд ли верно, так как салминская свита, как уже говорилось выше, комагматична гранитам рапакиви, а приозерская свита залегает на них с размывом и фиксирует этап крупной структурной перестройки, во время которой граниты были подняты на поверхность и размыты. Вероятно, эту перестройку, скорее всего, следует связывать с этапом коллизии на западе платформы и началом формирования моласс свекофенид – формации Теле-

марк, возраст которой оценивается интервалом 1500–1100 млн. лет [66]. К этому необходимо добавить, что коллизионные процессы протекали одновременно с формированием сдвигов (shear zones) субширотного простирания, имеющих радиологический возраст 1.55–1.45 млрд. лет [63]. Приозерская свита по своему составу также близка молассам и сложена разнозернистыми красноватными аркозовыми песчаниками с прослоями коричневых аргиллитов, гравелитов и конгломератов изменчивой мощности: на западном берегу Ладожского озера от 60 до 354 м, в районе с. Салми – 60 м. На сегодняшний день ее возраст может быть определен не точнее чем верхи нижнего –



Корреляция событий позднего протерозоя на севере Восточно-Европейской платформы

Балтийский щит		Кандалакшско-Двинский авлакоген	Керецко-Лешуконский авлакоген	Тиман	Западная зона Урала	Возраст	
Гренвильский ороген	Пашско-Ладожский авлакоген					Верхний	Нижний
620–540 млн. лет Кадомская орогения [14]		Щелочно-базальтовый вулканизм Зимнего берега, 550 млн. лет (U-Pb по цирконам) [59]		620–540 млн. лет Тиманская (байкальская, кадомская) орогения Щелочные габброиды 534 млн. лет на сев. Тимане. Формирование монцититов (594 млн. лет Rb-Sr) на п-ове Канин, сиенитов на сев. Тимане 600 млн. лет [2]	<b>Сылвицкая серия</b>		
			<b>Яблоновская свита</b> Пестроцветные грубообломочные отложения			<b>Уфтьогская свита</b> <i>M</i> = 58 м. Бурые и темно-коричневые полевошпат-кварцевые песчаники мелко- и среднезернистые с тонкими алевро-глинистыми, иногда доломитовыми прослоями	<b>Серебрянская серия</b> Силлы базальтов Sm-Nd 627 ± 57, Rb-Sr 608 ± 3 млн. лет [21]
Дальсландский комплекс Базальты и риолиты серий Капебо и Дала (1.1–0.8 млн. лет), отложение терригенных осадков [41] 1200–900 млн. лет. Свеконорвежская коллизия, формирование анортозит-манжерит-чарнокит-(рапакиви)-гранитной серии [14]	<b>Приладожская свита (R<sub>3</sub> prl)</b> <i>M</i> = 50 м. Песчаники, аргиллиты и карбонатные породы, карбонатиты	<b>Ненокская свита</b> <i>M</i> = 200 м. Песчаники кварцевые красноцветные с прослоями гравелистов. В основании конгломераты	<b>Няфтинская свита</b> <i>M</i> = 200 м. Переслаивание темных мергелей, известняков, доломитов, прослой аргиллитов и алевролитов <b>Лешуконская и оменская свиты</b> Переслаивание темно-серых аргиллитов и алевролитов, реже песчаников, прослой темных мергелей, известняков и доломитов <b>Дорогорская свита</b> <i>M</i> = 575 м. Пестроцветные полевошпат-кварцевые песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов в нижней части <b>Пёзская свита</b> <i>M</i> = 650 м. Черные аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов	<b>Быстринская серия</b> Известняки, рифогенные известняки Метаморфизм 700 млн. лет на сев. Тимане. Габбро-диабазы Rb-Sr изохрона 1050 млн. лет, Sm-Nd 1040 млн. лет [3]. Внедрение базитов с возрастом 1100 млн. лет в северном Тимане [2] <b>Аньюгская свита</b> Красноцветные песчаники	Габбро-диабазы, прорывающие кривоукскую свиту 660 млн. лет (Rb-Sr), базальты аршинской свиты Ю. Урала 670 ± 50 млн. лет (Rb-Sr) [21]. Глауконит из песчаников уксской свиты 688 ± 10 млн. лет (изохронный Rb-Sr метод) [22]. Зильмердакская свита, минимальный возраст обломочных цирконов 1100 млн. лет [29] Бедерышинская биота микрофоссилий [15]	Верхний рифей	

Балтийский щит		Кандалакшско-Двинский авлакоген	Керецко-Лешконский авлакоген	Тиман	Западная зона Урала	Возраст
Гренвильский ороген	Пашско-Ладожский авлакоген					
1500–1100 млн. лет Вулканогенно-осадочные молассы свекофенид (гренвиллид), формация Телемарк [66]	<b>Приозерская свита</b> <i>M</i> = 60–115 м. Песчаники грубозернистые с про- слоями гравийных кон- гломератов	Лампроиты Костомукш- ского р-на 1230 ± 5 млн. лет [43] <b>Солозерская свита,</b> <b>верхняя подсвита</b> 736–530 м, <i>M</i> = 206 м. Грубозернистые крас- ноцветные песчаники с горизонтами и пачками гравелитов и конгломе- ратов	<b>Вашкинская свита</b> Серые, темно-серые пес- чаники, алевролиты, ар- гиллиты с горизонталь- ной и косой слоистостью, трещинами усыхания, пленки органического ве- ществова, редкие прослой карбонатных пород	<b>Четласская серия</b> Песчано-глинистые тем- ноцветные отложения турбидных потоков	<b>Юрматинская серия</b> Базальты машакской свиты, 1346–1330 млн. лет (U-Pb, Rb-Sr изохро- на) [28]	Средний рифей
Внедрение интрузий габ- бро-анортозит-рапаки- ви-гранитной формации 1.65–1.4 млн. лет [41] 1.55–1.45 широтные шир-зоны, анорогенный анортозит-рапакиви-гран- итный магматизм 1650–1550 млн. лет [63]	<b>Салминская свита</b> Базальты 1499 ± 68 млн. лет (Sm-Nd) Монцогаббро Валаамско- го силла 1459 ± 3 млн. лет [12, 23]	<b>Солозерская свита,</b> <b>нижняя подсвита</b> Покровы базальтов, их туфов, а также дайковые тела базальтов и долери- тов			<b>Бурзянская серия</b> Навышский комплекс айской свиты, 1635 ± 30 млн. лет (циркон U-Pb) [29] Вулканы айской свиты U-Pb 1615 ± 60, Rb-Sr 1608 ± 30 млн. лет [28]	Нижний рифей
Карельский коллизионный комплекс [36] 1.71–1.66 амфиболитовая фация матаморфизма вдоль шир-зон меридиональной и С-С3 направ- ленности 1770–1765 ± 5 млн. лет – вепсий Карелии 1.65–1.85 1770 ± 12 млн. лет – Ропручейский силл, прорывающий петрозаводскую серию Онежской мульды [10] Транскандинавский вулканический пояс [63]		Лампроиты Порьей губы 1720 ± 8 млн. лет [43] 1800 млн. лет – начало формирования прото- платформенного чехла, комагматичного анорто- зит-рапакиви-гранитной формации				Нижний протерозой

средний рифей. Вероятно, ее накопление было связано с формированием грабенных в локальных зонах растяжения, возникших, благодаря дифференцированным движениям по вышеупомянутым сдвигам субширотного простираения (см. рис. 1).

Завершает разрез рифея в Пашско-Ладожском авлакогене приладожская свита, согласно перекрытая образованиями нижнего венда, объединяемыми в яблоневскую свиту.

Приладожская свита верхнего рифея мощностью 50 м представлена более мелкозернистыми песчаниками, аргиллитами прибрежно-морского генезиса, а также карбонатными породами. Последние встречены в скв. Яблоневка в виде прослоев, примазок в цементе песчаников [5] (см. рис. 3). В интервале 156–151 м известняки образуют самостоятельную пачку, которая представляет собой беспорядочное переслаивание песчано-глинисто-доломито-известковистых и известково-доломитовых пластообразных тел различной мощности светло-серого цвета. Они обладают кавернозностью и волнисто-слоистой, брекчиевидной или флюидальной текстурой. Микроскопическое изучение показало воздействие карбонатного метасоматоза (по опред. Е.В. Толмачевой – внедрение карбонатно-солевого расплава при температуре не менее 820°). По мнению К.Э. Якобсона [61] эти образования сходны с карбонатитами. Все исследователи сопоставляют приладожскую свиту с терской и ненюкской свитами, рассмотренными ниже, содержащими микрофоссилии позднего рифея [47, 27].

Яблоневская свита нижнего венда [5] залегает на приладожской свите верхнего рифея со стратиграфическим несогласием и представлена пестроцветными грубообломочными несортированными отложениями. Преобладают бурые, серо-бурые, коричневые разномасштабные песчаники. Песчаный материал в основном кварцевый с примесью измененных полевых шпатов, аргиллитов, вулканогенных пород. Кроме того, в составе песчаников до 30% объема составляют хорошо окатанные гальки, гравий и щебень. В составе крупнообломочного материала присутствуют кварц, розовый кварцит, выветрелые остроугольные обломки гнейсов, гранитов, базальтоидов, аргиллитов, полевых шпатов и карбонатитов. Последние аналогичны описанным в приладожской свите. Большинство специалистов эти породы рассматривают в качестве тиллитов, хотя прямые признаки отсутствуют. В скв. 1 в яблоневской свите интерес представляют несколько пластов мощностью от нескольких сантиметров до 5 м буровато-зеленых рыхлых выветрелых пород в верхней части разреза свиты (87–74 м). Здесь обнаружены спутники алмазов. Иногда наблюдается флюидальная текстура. По мнению А.П. Казака, эти породы могут быть отнесены к туффизитам и продуктам их переотложения. Сходные породы известны также на этом стратиграфическом

уровне из керна Букаловской и Даниловской скважин Среднерусского авлакогена [54, 61]. Предположительно, образование этих пород связано с этапом континентального рифтогенеза<sup>3</sup> и формирования Среднерусского авлакогена, а также с оживлением движений по сдвигам субширотного простираения, которые имели место в это время в связи с коллизией Балтики и Протоуральской островной дуги.

**Кандалакшско-Двинский авлакоген** представляет собой грабеново-горстовую структуру западно-северо-западного простираения, протягивающуюся на расстояние более 700 км вдоль Кандалакшского залива, Онежского полуострова Белого моря и далее на юго-восток в пределы Мезенской синеклизы вплоть до низовьев р. Емца. Его юго-восточная часть перекрыта вендскими и более молодыми отложениями. Вся структура Кандалакшско-Двинского авлакогена представляет собой цепочку грабенных, кулисообразно сочленяющихся друг с другом и разделенных приразломными поднятиями и горстами (см. рис. 1). Относительные смещения вдоль разломов, ограничивающих авлакоген, по мнению А.А. Константиновского [26] достигают 1200–1500 м. В то время как разломы восток-северо-восточного простираения, расчленяющие авлакоген на сегменты, относятся к категории сдвигов. Движения по ним неоднократно возобновлялись, в том числе в раннем венде, в связи с началом коллизии на северо-востоке и сближением Восточно-Европейской платформы и Протоуральской островной дуги [37]. Максимальное смещение по ним достигает 40 км. Основание грабенных слагают граниты и гранито-гнейсы бело-

<sup>3</sup> Континентальный рифтогенез – растяжение континентальной коры, ее утонение, часто сопровождаемое повышением теплового потока мантийным диапиризмом, проявлениями вулканизма, гидротермальной деятельности (активный рифтогенез), иногда сопровождается динамометаморфизмом. Осадконакопление синхронно с формированием грабенных и асимметричных односторонних грабенных, ограниченных лирическими сбросами, в обстановке сложного тектонического рельефа, соскальзывания и вращения отдельных тектонических блоков. На первом этапе из-за расчлененности рельефа осадконакопление полностью компенсирует прогибание и образуются континентальные и мелководные молассы, часто соленосные (аридный климат) или угленосные (гумидный климат). Характерна асимметричная клиновидная форма осадочных тел, мощность которых и грубость обломочного материала в их составе увеличиваются по направлению к опущенному крылу сброса, ограничивающего растущий односторонний грабен. На втором этапе преобладает некомпенсированное прогибание и формирование морских маломощных конденсированных осадков, часто металлоносных. При активном рифтогенезе осадконакопление сопровождается вулканизмом бимодального типа повышенной щелочности, участвуют как мантийные, так и коровые источники (с одной стороны, щелочные оливиновые базальты, трахиты, фонолиты, меллиты, с другой – риолиты, комендиты, пантеллериты. Иногда лейцитовые базаниты, карбонатиты, алмазоносные лампроиты и туффизиты). При пассивном рифтогенезе вулканизм проявлен слабо. Мощность отложений составляет 3–7 тыс. м. Длительность процесса – 20–35 млн. лет [24, 32, 67, 69].

морской серии архея. Отложения, выполняющие авлакоген, наиболее полно вскрыты только скважиной Солозеро, а на восточном борту также скважиной Ненокса (см. рис. 3). Кроме того, верхи разреза Кандалакшско-Двинского грабена обнажаются на поверхности вдоль юго-западного Терского берега Кольского полуострова.

Наиболее глубокая скважина Солозеро (см. рис. 1, 3), не достигая фундамента, вскрыла на глубине 736–620 м толщу вулканогенно-обломочных пород солозерской свиты, вмещающую дайки и силлы диабазов и долеритов. Выделяется две толщи или подсвиты солозерской свиты. Нижняя развита лишь в осевой части грабена и сложена покровами базальтов, туфов основного состава и пластами плохо отсортированных вулканомиктовых песчаников и гравелитов общей видимой мощностью 116.7 м. Базальты характеризуются повышенной щелочностью и большинством исследователей сопоставляются с салминской свитой нижнего рифея Пашско-Ладожского авлакогена. Выше с размывом залегает верхняя толща около 100 м светло-серых, реже красноцветных песчаников кварцево и кварц-полевошпатового состава, плохо сортированных, отличающихся косой слоистостью потокового типа. Среди песчаников присутствуют прослои алевролитов и аргиллитов с трещинами усыхания на поверхностях напластования. Верхняя толща солозерской свиты, по данным А.А. Константиновского [26], основанная на интерпретации материалов бурения мелких скважин, заполняет грабен на всю ширину, иногда трансгрессивно залегает на кристаллическом фундаменте, но не выходит за его пределы. Нетрудно видеть, что верхняя пачка солозерской свиты по составу и условиям залегания близка приозерской свите нижнего-среднего рифея Пашско-Ладожского авлакогена.

Вверх по разрезу солозерскую свиту сменяет ненокская свита верхнего рифея мощностью 333.5 м, которая трансгрессивно, с конгломератами в основании перекрывает солозерскую и распространяется уже за пределы грабена на склоны смежных поднятий фундамента (скв. Нёнокса, интервал 615.5–281.7 м [49, 17, с. 31]) (см. рис. 3). Это однородная толща мелкозернистых, реже средних и крупнозернистых олигомиктовых и мономиктовых кварцевых песчаников, существенно отличающаяся от молассоподобных подстилающих отложений. В 112 м от основания залегает пачка 40 м гравелитов, состоящих из хорошо окатанной мелкой гальки (до 0.5 см) кварца и содержащих глинистые катуны. Окраска пород в основании фиолетово-коричневая, выше однообразная оранжевая. В ненокской свите содержится микрофосилия верхнего рифея, близкие обнаруженным в верхних горизонтах сафоновской свиты в Сафоновской, Усть-Няфтинской и Оменской скважинах Мезенской синеклизы, а также в чапомской свите Кольского полуострова [33, 47]. Ненокская свита обычно сопоставляется с терской свитой

Терского берега Кольского полуострова, слагающей прибортовую СВ часть северного грабена Кандалакшско-Двинского авлакогена.

Терская свита слабо дислоцирована (углы падения 5–15°) и залегает с резким несогласием на неровной поверхности кристаллического фундамента и перекрывается четвертичными отложениями. В ее основании выделяется пачка 12–17 м конгломератов от мелко- до крупногалечных, включающих валуны размером до 1 м и линзовидные прослои грубозернистых песчаников. Галька представлена подстилающими породами фундамента: кварцем, гнейсами и гранитами. Верхняя часть свиты, мощностью около 40 м сложена существенно отличными темно-бурыми и лиловыми, иногда тонкополосчатыми мелкозернистыми песчаниками и глинисто-алевролитовыми породами с редкими прослоями крупнозернистых и разнозернистых полимиктовых песчаников. В отложениях терской свиты отмечается косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания и следы капель дождя. Аналогичные песчаники в виде отдельных площадей известны и в других районах восточной части Кольского полуострова, в том числе на Турьем полуострове, в устье р. Чапона (чапомская свита), где обнаружен комплекс позднерифейских акритарх, аналогичный распространенным в усть-няфтинской скважине (2607–3803 м) [27].

Судя по описанию, в составе терской свиты присутствует два формационных типа пород. Нижняя конгломератовая пачка обнаруживает сходство с грабеновыми формациями молассоидного типа и, скорее всего, может быть сопоставлена с фрагментом верхней нижне-среднерифейской части солозерской свиты. В то время как верхняя большая часть терской свиты, представленная более зрелыми мономиктовыми и олигомиктовыми прибрежно-морскими и авандельтовыми осадками, близка по возрасту верхнерифейской ненокской и приладожской свитам. В формационном плане эти отложения близки терригенным формациям осадочного чехла платформ, видимо, поэтому они часто распространены и за пределами грабенов авлакогенов, залегая непосредственно на кристаллическом фундаменте, фиксируя этап крупной трансгрессии и этап пострифтового прогибания.

Далее на юго-восток (см. рис. 1), на основании геологической интерпретации сейсмического профиля I-I выделено пять односторонних и двусторонних грабенов-авлакогенов (Кандалакшско-Двинский (его более южный чем описанный выше грабен), Среднепинежский, Кепинский, Азапольский, Усть-Мезенский) и разделяющих их выступов (Архангельский, Корбский, Немногский и Мезенский) (см. рис. 2), перекрытых сплошным осадочным чехлом (плитным комплексом) верхневендско-палеозойских отложений мощностью до 2 км. На глубинном разрезе профиля в пределах рифейско-нижневендского сейсмостратиграфического этажа, слагающего

доплитный комплекс Мезенской синеклизы, регистрируется ряд устойчивых протяженных отражающих горизонтов, которые по характеру прослеживания и взаимоотношению с выше- и нижележащими отражениями, по всей видимости, могут рассматриваться в качестве поверхностей несогласий. Прослеживание наиболее устойчивых отражающих горизонтов позволило разбить разрез доплитного сейсмостратиграфического этажа на три сейсмостратиграфических комплекса (I, II и III). Волновое поле внутри практически всех выделенных сейсмокомплексов отличается штриховым рисунком, состоящим из коротких осей синфазности протяженностью от 1 до 3, редко 6 км. Только верхний сейсмостратиграфический комплекс "III" выделяется и опознается благодаря четко выраженной синфазности непрерывных отражающих горизонтов и их значительной интенсивностью. Благодаря этому, верхний сейсмостратиграфический комплекс имеет маркирующее значение при корреляции разрезов различных грабен. Геологическая интерпретация волновых полей позволяет с большой достоверностью определить размеры грабен, их форму и особенности внутренней структуры, а также характер взаимоотношений отдельных комплексов. Однако большая часть протерозойских отложений, пересеченных региональным профилем I-I, не вскрыты бурением, поэтому для определения вещественного состава и возраста сейсмостратиграфических комплексов необходимо привлекать косвенные данные.

Рассмотренный выше материал характеризует средний, относительно приподнятый, судя по небольшому мощностям отложений, сегмент Кандалакшско-Двинского авлакогена. Сейсмический профиль I-I (см. рис. 1) пересек Кандалакшско-Двинский авлакоген в более южном сегменте, где мощность рифея значительно больше, а грабен значительно уже (см. рис. 2). Как уже говорилось, в составе рифейского доплитного комплекса по сейсмическим данным выделено три сейсмостратиграфических комплекса "I", "II" и "III".

**Сейсмостратиграфический комплекс "I"** развит лишь в Кандалакшско-Двинском авлакогене и характеризуется наклонным характером отражений, которые срезаются подошвой вышележащего комплекса "II" по типу кровельного прилегания. Рисунок волнового поля этого комплекса позволяет говорить о том, что отложения комплекса "I" перед отложением комплекса "II" были деформированы. Мы предлагаем сопоставлять сейсмический комплекс "I" с нижней подсвитой солозерской свиты, а также с отложениями салминской свиты нижнего рифея Пашско-Ладожского авлакогена, комагматичной гранитам рапакиви и сходной с орогенными формациями типа вулканогенных моласс или складчатым комплексом осадочного чехла молодых платформ [18]. Вероятно также, что сейсмический комплекс "I" близок по возрасту толще олигомикто-

вых кварцевых песчаников и кварцито-песчаников мощностью 1230 м, вскрытой в низах разреза Подмосковского авлакогена, сформировавшейся в мелководно-морских и континентальных условиях за счет размыва химически выветрелых пород фундамента и гидротермально проработанных пород зеленокаменных поясов. Вероятно, накопление этого комплекса связано с начальной эпохой формирования проточехла континента Балтика в конце раннего протерозоя – первой половине раннего рифея, который в Кандалакшско-Двинском авлакогене, как и в Пашско-Ладожском, в первые этапы своего формирования по обстановке осадконакопления, характеру магматизма, тектонической активности, вероятно, был близок орогенным образованиям и прорывался интрузиями габбро-анортозит-рапакивигранитной формации с возрастом 1650–1400 млн. лет [43]. Это тем более вероятно, что на западе Балтийского щита (современные координаты) в это время еще происходили орогенические процессы. Поэтому, вероятно, сейсмический комплекс "I" распространен исключительно в западной части территории и отсутствует восточнее Кандалакшско-Двинского авлакогена. С эпохой его накопления, вероятно, было связано образование впадин и прогибов, частично имеющих тектонические ограничения. Сейчас невозможно восстановить первичные контуры этих впадин, хотя излияния базальтов несомненно имели трещинный характер и были связаны с возникновением или активизацией разломов и локальных зон растяжения вдоль них. Примечательно, что разломы имели северо-западные простирания, параллельные простираниям, расположенным на северо-востоке Тиманидам. Это заставляет предполагать, что именно в это время (в начале рифея) были созданы предпосылки, которые в дальнейшем привели к крупнейшей деструкции восточного края континента Балтика и возникновению рифтогенной континентальной окраины на месте современной покровно-складчатой структуры Тиманского края [34, 39, 44].

**Сейсмостратиграфический комплекс "II"** распространен уже во всех грабенах рассматриваемого региона. В результате он несогласно залегает как на сейсмокомплексе "I", так и непосредственно на кристаллическом фундаменте. Для комплекса "II" весьма характерна волновая картина заполнения по типу бокового наращивания. Кроме того, типично заполнение с расхождением, то есть в этом комплексе наблюдается конседиментационное утонение пластов вверх по восставанию более пологих склонов грабен и увеличение их мощности в крутых приразломных их бортах. Внутренний рисунок волнового поля комплекса "II", особенно в нижней части и вблизи конседиментационных разломов, характеризуется слабо выраженными отражениями с переменными амплитудами, характерными для континентальных отложений. В то же время, по направлению к пологим

бортам односторонних грабенов возрастает количество частых выдержанных и протяженных отражений, типичных для более тонкозернистых морских осадков. Таким образом, судя по рисункам волновой картины сейсмических профилей, в приразломных частях грабенов часть тонкозернистых морских отложений замещается более грубообломочными субконтинентальными фациями, а мощность прибрежно-континентальных фаций и их роль в разрезах грабенов возрастает по направлению к их приразломным границам. Особенно четко эта закономерность проявлена в односторонних грабенах.

Это свидетельствует об интенсивных конседиментационных движениях по разломам листрического типа, ограничивающим один из бортов, реже оба борта грабенов (см. рис. 2). Все эти признаки позволяют считать, что накопление сейсмокомплекса "II" происходило одновременно с формированием грабеновой структуры авлакогенов. Наиболее вероятный возраст этого комплекса – конец раннего рифея – средний рифей. Нижняя граница определяется несогласным налеганием на сейсмостратиграфический комплекс "I"; верхняя – палеонтологическими данными. Так, в Усть-Мезенском авлакогене в разрезах, вскрытых скважинами Усть-Няфтинской и Среднеяфтинской-21, выше кровли комплекса "II", представленного вашкинской свитой, наблюдается смена биот среднерифейских микрофоссилий верхнерифейскими [16]. Для определения более узкого интервала времени формирования этого сейсмостратиграфического комплекса в настоящее время нет данных.

Вашкинская свита (см. рис. 3) соответствует по возрасту верхам среднего рифея (скв. Средне-Няфтинская № 21, интервал 4203–3647 м). Ее основание не вскрыто. В составе свиты выделено три толщи. Нижняя (инт. 4203–3980 м) представлена песчаниками и алевролитами, а также подчиненными им аргиллитами. Песчаники коричнево-серые и темно-серые, отличаются слюдистостью и горизонтальной или косослоистой текстурой. Для них характерны многочисленные глинистые окатыши, свидетельствующие о размывах и взламывании полуконсолидированных осадков. Песчаники преобладают в видимом основании нижней пачки. Выше в возрастающем количестве в них появляются прослойки темно-серых до черных пиритизированных алевролитов и аргиллитов, а также прослойки известняков с оолитами. На поверхностях напластования известковистых разностей наблюдаются трещины усыхания и примазки органического вещества. Завершают разрез нижней толщи полевошпат-кварцевые песчаники с карбонатным и глинистым цементом, отличающиеся разнозернистостью и примесью гравийного материала.

Средняя толща (инт. 3980–3780 м) залегает на нижней предположительно с размывом. В ее основании преобладают песчаники, сменяющиеся

вверх по разрезу алевролитами и аргиллитами с редкими глинистыми известняками. Песчаники и алевролиты зеленовато-серые полевошпат-кварцевые разнозернистые слюдистые с карбонатным, реже глинистым цементом, содержат редкие обломки основных эффузивов. Аргиллиты темно-серые, зеленовато-серые и черные горизонтальнослоистые, в отдельных прослоях карбонатные или содержат обильную вкрапленность пирита. Некоторые разности карбонатных аргиллитов заключают обломки микробиальных известняков с трещинами усыхания. Карбонатные аргиллиты переслаиваются с косослоистыми глинистыми известняками (глинистыми калькариентами), содержащими обильные пленки органического вещества и образующими слои от 1 мм до 2–3 м.

Верхняя толща (инт. 3780–3647 м), как и нижняя, представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники полевошпат-кварцевые серые, зеленовато-серые, косослоистые, от тонко- до грубозернистых. Аргиллиты и алевролиты черные слюдистые, содержат включения песчаных зерен. Общая мощность вашкинской свиты 556 м.

Не трудно видеть ритмичное строение вашкинской свиты и чередование в ее составе относительно мелководных или континентальных песчаных отложений с морскими карбонатными и глинистыми, обогащенными органическим веществом. Как уже упоминалось выше, эта же закономерность читается и в рисунке волновых полей комплекса "II". Скорее всего, такая ритмичность может быть объяснена существованием, по крайней мере, в конце периода накопления комплекса "II", существованием трансгрессивно-регрессивных циклов. Если это так, то уже в среднем рифее, особенно грабены, расположенные к востоку-юго-востоку от Архангельского свода, входили в систему рифтогенной континентальной окраины, реконструируемой в рифее в пределах тиманской складчатой области [34, 44]. К западу от Архангельского выступа, как было показано, синхронные отложения имеют часто меньшей мощностью и молассоидный облик и, вероятней всего, их накопление находилось как под воздействием коллизионных процессов на западе, так и краевой прибрежной части пассивной окраины.

Предлагается сопоставлять время накопления сейсмостратиграфического комплекса "II" с эпохой рифтогенеза и растяжения в раннем–среднем рифее, проявленной формированием приозерской свиты, верхней подсвиты солончковой свиты северного грабена, а также лампроитов Костомукшского региона Кандалакшко-Двинского авлакогена –  $1230 \pm 5$  млн. лет [43], а также эпохой формирования рифтогенных базальтов машакской свиты на Урале – 1330–1346 млн. лет (U-Pb, Rb-Sr изохрона [28]).

Необходимо также подчеркнуть, что в эпоху накопления сейсмостратиграфического комплек-

са “II” в наибольшей степени проявилась разница в геодинамических событиях на западных и восточных окраинах Восточно-Европейской платформы. Если на западе происходили коллизионные события [62, 63] (свеконорвежская коллизия 1500–1100 млн. лет), то на востоке четко обозначились процессы деструкции, рифтогенеза и интенсивного прогибания – формирование на Тимане мощной четлаской серии темноцветных терригенных отложений [34, 35, 39]. В рисунке авлакогенов Мезени сложность геодинамических процессов проявилась в разнонаправленности наклонных рифтообразующих литрических сбросов (см. рис. 1, 2), большая часть которых наклонена в западных румбах (хотя растяжение происходило на северо-востоке), а также в возникновении крупных сдвигов, пересекающих Архангельский свод. Возможно, разнонаправленностью геодинамических напряжений объясняется вращение Балтики в эту эпоху, устанавливаемое по палеомагнитным данным [7].

**Сейсмостратиграфический комплекс “III”** занимает наиболее верхнее структурное положение в разрезах доплитного комплекса. Он распространен во всех авлакогенах, пересеченных сейсмическим профилем I-I, а местами залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, образуя сплошной чехол (см. рис. 1, 2). В его кровле и подошве прослеживаются четко выраженные интенсивные отражающие горизонты. При этом кровельный горизонт имеет двухфазное отражение. Первая фаза прослеживается непрерывно, а вторая (горизонт основания плитного верхневендского сейсмокомплекса) характеризуется всеми признаками отражения от поверхности углового несогласия, которое последовательно срезает все горизонты, регистрируемые внутри нижележащего сейсмостратиграфического комплекса “III”. Характерным для этого сейсмокомплекса является выдержанность мощности составляющих его стратиграфических подразделений как в осевых частях грабенов, так и на их пологих бортах. Это позволяет предполагать, что комплекс “III” фиксирует этап пострифтового прогибания, его отложения выходят за пределы авлакогенов и некогда слагали палеоплатформенный чехол. Подобный эпигренвильский чехол был выделен нами ранее в пределах Московской синеклизы. Кроме того, начало формирования такого пострифтового чехла в пределах рифтогенной континентальной окраины, если сравнивать с современными окраинами атлантического типа [56], должен фиксировать этап новообразования океанической коры в смежном Печорском окраинном бассейне.

Внутри сейсмостратиграфического комплекса “III” выделяется ряд устойчивых интенсивных отражающих горизонтов, которые по характеру прослеживаемости и соотношению с выше- и нижележащими отражениями являются поверхностями стратиграфических несогласий или частич-

ных размывов, что разбивает разрез на трансгрессивно-регрессивные циклы. Состав и условия накопления сейсмокомплекса “III” к востоку от Архангельского поднятия восстанавливаются с большей достоверностью, так как он вскрыт многими скважинами: Усть-Няфтинская-1, Лешуконская-1, Сафоновская-1, Оменская-1, Серегово-1 и Сторожевская-1. Кроме того, А.Ф. Вейсом с соавторами [16] в скважине Средне-Няфтинская № 21, в комплексе “III” была выявлена представительная последовательность трех верхнерифейских микробиот – пезской, лешуконской и няфтинской, а также одной ранневендской, развитой в уфтыгской свите.

В наиболее полных разрезах (скв. Усть-Няфта-1 и Средне-Няфта-21) выделены следующие свиты (снизу вверх) [16, 31]: пезкая, дорогорская, оменская (или лешуконская) и няфтинская. В сокращенном виде и прибрежных фациях им по возрасту соответствует ненюкская и терская свиты Кандалакшско-Двинского авлакогена, приладожская свита Пашско-Ладожского авлакогена. Завершает этот комплекс уфтыгская свита, с которой начинается формирование вендского комплекса на территории Мезенского бассейна. Вероятно, она является аналогом яблоновской свиты Пашско-Ладожского авлакогена, а также волынской серии, развитой на территории Московской синеклизы.

Пезкая свита (см. рис. 2, 3) залегает на нижележащих отложениях комплекса “II” несогласно с размывом. В ее нижней части преобладают аркозовые песчаники, серые и темно-серые слюдистые, мелко- и среднезернистые, иногда обогащенные гравием размером до 2–3 мм, либо переходящие в гравелит. Выше следуют аргиллиты черные известковистые со следами оползания осадков. В аргиллитах присутствуют агрегаты хлорита, возникшего в результате разложения вулканического пепла. Средняя и верхняя части свиты образованы частым чередованием темно-серых и черных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Алевролиты и аргиллиты сероцветные или коричневатые кварцево-слюдистые, иногда известковистые, с вкрапленностью пирита. Песчаники серые, аркозовые, горизонтально- и косослоистые, от мелко- до крупнозернистых с включением мелкогравийных зерен. Мощность свиты 558 м.

Дорогорская свита представлена преимущественно песчаниками буровато-коричневыми, светло-розовато-серыми и серыми с редкими прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники мелко-среднезернистые, кварцевые и полевошпат-кварцевые. Мощность свиты 573 м. На юго-востоке, уже в пределах Вычеготского прогиба Тимана, в скважине Сторожевская-1 к дорогорской свите отнесена [8] толща песчаников и алевролитов мощностью всего 400 м.

Из пезской, дорогорской свит В.А. Рудавакской в скв. Усть-Няфтинская, из интервала 3803–2641 м определен комплекс акритарх, близкий по таксо-

номическому составу с комплексом акритарх, обнаруженным ею же в разрезе скв. К-187 (интервал 1083–997.4 м), расположенной на Большепорожском поднятии Тимана.

Лешуконская свита в разрезе скважины Средне-Няфтинская-21 (инт. 2530–2134 м) [16] залегает на дорогорских отложениях с размывом. В ее основании преобладают серые кварцевые песчаники от среднезернистых до гравелитистых. Выше следует пачка переслаивания подобных песчаников с темно-серыми и коричневато-серыми слабоизвестковистыми алевролитами и аргиллитами. Аргиллиты горизонтально- и косослоистые. Далее следует пачка ленточного чередования серых и темно-серых алевритовых мергелей, обогащенных пленками органического вещества и рассеянным пиритом, и темно-серых почти черных известковистых аргиллитов. Завершают разрез черные углеродистые аргиллиты, содержащие прослой полевошпат-кварцевых алевролитов однородной текстуры и серых мелко- и крупнозернистых песчаников с включениями обломков микрофитолитовых известняков, а также отдельных онколитов. Последнее свидетельствует о накоплении этой части разреза у подножья уступа или биогенной постройки, в верхней части которых происходило формирование карбонатных пород в крайне мелководной обстановке. Мощность лекушонской свиты в этом разрезе составляет 406 м.

В составе отложений лекушонской и вышележащей няфтинской свит А.Ф. Вейсом с соавторами [16] обнаружен богатый комплекс микрофоссилий позднерифейского облика (сафоновская биота), свидетельствующая о средней глубине осадконакопления ниже базиса волн. Сафоновская микробиота сопоставляется этими авторами с нижней частью инзерской свиты верхнего рифея Башкирского поднятия Южного Урала.

Юго-восточнее, на юго-западном склоне Вычегодского прогиба Тимана этому стратиграфическому уровню соответствует оменская свита, представленная существенно отличной ассоциацией пород, в которой терригенные породы приобретают красноцветную окраску. Кроме того, наряду с терригенными накоплениями, появляется туфоогенный материал и наблюдается присутствие барита и ангидрита. Здесь в разрезе скважины Сторожевская-1 в интервале 2885–2820 м [8] описаны серовато-малиновые и желтовато-розовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами серыми и темно-серыми. Характерно наличие в песчаниках ангидритового цемента (20%), в котором рассеяны отдельные зерна барита. Обломочный материал в песчаниках отличается слабой сортированностью и различной окатанностью. По составу преобладает кварц (80–90%), полевые шпаты составляют до 10%. Встречаются также обломки алевролитов, кремней и кислых туфов. Аргиллиты имеют гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовый состав.

По химическому составу алевролиты и аргиллиты представляют группу пород, образовавшихся за счет разложения и многократного перебива тефры. Песчаники по составу близки туффитам кислого и среднего составов. Наличие ангидрита и барита говорит об проявлениях гидротермальной деятельности. Появление на этом стратиграфическом уровне в восточных разрезах следов вулканической деятельности свидетельствует, по всей вероятности, об активизации Протоуральской островной дуги [30, 37].

Няфтинская свита вскрыта скважиной Средне-няфтинская-21 в интервале 2134–1938 м. Породы свиты без видимого несогласия залегают на лешуконских. Здесь развиты преимущественно темно-серые и серые аргиллиты, иногда известковистые и обогащенные тонкораспыленным органическим веществом, а также серые кварцевые песчаники, мелко- и среднезернистые с глинистым, реже карбонатным цементом. Аргиллитам и песчаникам подчинены серые и темно-серые доломиты, мергели и известняки. Карбонатные породы микрозернистые, глинистые, содержат пленки органического вещества. Верхнюю часть свиты образуют сероцветные разнородные песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу алевролитами и аргиллитами, содержащими прослой мергелей и известняков. В кровле появляются красноцветные разности терригенных пород, фиксирующие начало регрессии. Мощность свиты 186 м.

На юго-западном склоне Вычегодского прогиба, в скважине Сторожевская-1, по данным Л.Т. Беляковой, С.И. Охотниковой [8], няфтинскую свиту (инт. 2820–2577 м) слагают доломиты, песчанистые алевролиты с прослоями (1–2 м) доломитовых известняков и песчаников с ангидритовым и доломитовым цементом. Породы красно-коричневые и розовые, иногда пятнистые за счет сгусткового распределения гидроокислов железа. Встречаются включения битума. Песчанистые доломиты содержат включения окатанных зерен кварца (около 15%) размером 0.5–0.9 мм, а также скопления более угловатых зерен. В породах отмечено высокое содержание рудных минералов: магнетита и ильменита. По всей вероятности, все эти признаки свидетельствуют о влиянии на осадконакопление вулканизма, возможно, о присутствии в составе осадков продуктов размыва вулканитов основного состава (обильный магнетит и ильменит). Таким образом, накопление сейсмостратиграфического комплекса “III” в пределах Мезени происходило на шельфе окраинного бассейна, расположенного в тылу Протоуральской островной дуги.

Уфтыгская свита в разрезе скважины Средне-няфтинская-21 (инт. 1938–1880 м) залегает на подстилающих отложениях с размывом. В ее строении преобладают бурые и темно-коричневые песчаники полевошпат-кварцевые мелко- и среднезернистые, обладающие горизонтальной

слоистостью, которая подчеркивается тонкими (до 2 мм) слоями алевролитов и аргиллитов. В подчиненном количестве присутствуют более мощные прослои красно-бурых алевролитов, аргиллитов и доломитов, содержащих тонкораспыленное органическое вещество и обильную вкрапленность пирита. Мощность свиты 58 м. Видимо, она начинает новый трансгрессивный цикл седиментации, верхняя часть которого была позднее размыта во время структурной перестройки на границе раннего и позднего венда. По формационному составу, морскому генезису она коренным образом отличается от грубообломочных синрифтовых осадков с туффизитами, развитых на этом стратиграфическом уровне в Пашско-Ладожском авлакогене (яблоновская свита) и Средне-Русском авлакогене (сотинская свита).

Из приведенного описания разреза сейсмостратиграфического комплекса "III" видно, что он имеет циклическое строение разреза, в котором наблюдается чередование трансгрессивных пачек тонкозернистых терригенных или карбонатно-терригенных отложений морского генезиса и песчаных регрессивных прибрежно-континентального генезиса. Необходимо отметить также влияние вулканизма на осадконакопление, которое усиливается по направлению к Тиманской континентальной окраине. Рассмотренные особенности строения позднерифейского сейсмического комплекса "III" позволяют говорить о том, что структуры позднего рифея Мезени представляли собой фрагмент рифейского пассивного края задугового Печорского бассейна, являющегося частью, по крайней мере с позднего рифея, активной окраины континента Балтика.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, можно предполагать, что после окончательного слияния, в конце раннего протерозоя около 1.8–1.7 млрд. лет назад, возник континент Протерозойская Балтика (Восточно-Европейский кратон) [64, 68]. В раннем рифее на его восточном краю происходили процессы рифтогенеза и деструкции (бурзянская серия западного склона Урала). На самом континенте, в его северо-западной части, в раннем рифее, существовали отдельные впадины, в которых спорадически накапливались терригенные комплексы молассоидного облика, коагматичные гранитам рапакиви. Отличительной их особенностью является также присутствие в качестве второстепенных членов вулканитов базальт-риолитового состава, приуроченных к локальным зонам растяжения вдоль разломов северо-западного простирания. Формирование впадин было связано с коллизионными процессами, происходящими в это время вдоль северо-западной окраины континента. Это свидетельствует о тектонической активности северо-западной части Восточно-Европейской платформы во время протоплатформенной стадии ее раз-

вития. Видимо, в это же время возникли предпосылки для возникновения авлакогенов. В целом сейсмостратиграфический комплекс "I" на севере платформы по формационному составу и дислоцированности близок складчатому комплексу чехла молодых платформ [18]. В более южных частях платформы, как нами было показано ранее [54, 55], в это же время формировались типично платформенные ассоциации кварцевых песчаников, залегающих в современной структуре горизонтально.

Во второй половине раннего рифея – среднем рифее (время накопления сейсмостратиграфического комплекса "II") после крупной структурной перестройки в северной части континента Балтика проявились интенсивные процессы растяжения и возникла система листрических сбросов, контролирующая осадконакопление в формирующихся грабенах-авлакогенах. При этом на юго-востоке и востоке процессы растяжения протекали интенсивнее, поэтому в этом направлении возрастает мощность синхронных отложений. По крайней мере в конце этого этапа возникла трансгрессивно-регрессивная циклическая осадков, указывающая на связь авлакогенов с палеоокеаническим бассейном. Это свидетельствует о том, что в среднем рифее уже возникла рифтогенная окраина задугового бассейна Протоуральской островной дуги. Таким образом, формирование горст-грабеновой структуры этого региона в раннем–среднем рифее связано не с процессами активного рифтогенеза, как предполагалось ранее, а с импульсами процессов растяжения в смежной "доуральской" зоне Печорского бассейна. Фрагменты более приближенной к палеоокеанической части этой окраины реконструируются на севере Балтийского щита, в Тимане и на западном склоне Урала [34, 48]. Разломы, ограничивающие рифейские грабены Мезени, являются конседиментационными, имеют ранне-среднерифейский возраст и листрическую природу. Лишь в процессе кадомской орогении и процессов покрообразования и сжатия в Тиманской складчатой области в позднем венде, они частично изменили наклон и приобрели в восточной части региона взбросовый и даже надвиговый характер (данные "Спецгеофизика" и С.В. Аплонова с соавторами [4]).

В позднем рифее (время формирования сейсмостратиграфического комплекса "III") происходит общее погружение северной части платформы, как и более южных частей Московской синеклизы, произошла трансгрессия моря и началось формирование палеоплатформенного чехла континента Балтика. При этом наиболее мелководные пестроцветные фации, как и ранее, тяготеют к западным частям территории, а более глубоководные темноцветные и карбонатные к восточным и северо-восточным частям. По всей вероятности, этот процесс был связан как с завершением гренвилльской (свеконорвежской) колли-

зии на западе платформы, так и с импульсом спрединга и формирования океанической коры в задуговом Печорском бассейне Протоуральской островной дуги на востоке континента Балтика.

В раннем венде происходит сближение Балтики с Протоуральской островной дугой и постепенное закрытие задугового бассейна. Этот процесс привел к оживлению движений по разломам юго-западного простирания, сегментирующим авлакогены Мезени (см. рис. 1). Местами вдоль них проявился специфический щелочной магматизм, с которым связаны локальные проявления туффизитов, кимберлитов и пр. [59, 61]. Вдоль наиболее крупного из них в это время возникла зона растяжения Среднерусского авлакогена [54, 57].

Полученные данные позволяют заключить, что современная структура авлакогенов на севере Восточно-Европейской платформы формировалась длительное время под влиянием различных геодинамических факторов. В западной части преобладали структуры локального растяжения типа pull-apart, на востоке – рифтоподобные структуры растяжения, возникшие при формировании континентальной окраины и генетически связанные с импульсами рифтогенеза, затем спрединга в окраинном бассейне.

Проведенный анализ истории развития позднепротерозойских структур северной части Восточно-Европейской платформы позволяет сделать некоторые выводы о перспективах нефтегазоносности рифейских отложений этого региона. Наиболее перспективными представляются территории центральной и восточной части (к востоку от Архангельского поднятия), где исчезают молассоподобные пестроцветные терригенные формации, появляются более мощные сероцветные отложения, часто содержащие повышенные количества органического вещества. В пределах отдельных авлакогенов, видимо, перспективны более пологие и приподнятые крылья односторонних грабенов.

Работа выполнена при финансовой поддержке НШ-7559.2006.5 и программы № 1 ОНЗ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Богданов Ю.Б. и др. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2500000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
2. Андреев В.Л. К-Ag, Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb изотопно-геохронометрические системы в эклогитах Марункеуского блока (Полярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2003. 26 с.
3. Андреев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
4. Аглонов С.В., Бурич М.Б., Вейс А.Ф., Сапожников Р.Б. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006 (в печати).
5. Афанасов М.Н., Николаев В.А., Орлова М.Т., Якобсон К.Э. Первая находка спутников алмаза в рифейских отложениях Ладожского грабена // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 13–15.
6. Балух А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялловский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
7. Балух А.С., Моралев В.М. Структурный контроль и геодинамические условия внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 2001. № 1. С. 13–30.
8. Белякова Л.Т., Охотникова С.И. Верхний протерозой Тимана и Мезенской синеклизы // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1999. Т. 74. Вып. 3. С. 38–42.
9. Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Сапожников Р.Б., Андриященко Ю.Н., Ченборисова Р.З. Эффективность сейсморазведки МОГТ для изучения процессов осадконакопления в рифтах Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 32–35.
10. Бибикина Е.В., Кирнозова Е.И., Лазарев Ю.Н. и др. U-Pb изотопный возраст вепся Карелии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 1 С. 212–216.
11. Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы) // Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. С. 202–222.
12. Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В., Франк-Каменецкий Д.А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Рос. конф. по изотоп. геохронол. Санкт-Петербург. 25–27 ноября 2003 г.: Центр информ. культуры, 2003. С. 71–72.
13. Богданов Ю.Б., Левченков О.А., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 76–78.
14. Богданова С.В., Хераскова Т.Н., Постников А.В., Волож Ю.А. Мезо-Неопротерозойская Балтика: внутренняя часть и окраины // Материалы международной конференции “Магматизм на пассивных окраинах Родины” (в пределах Международного Проекта МПГК-440). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 6–7.
15. Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли-Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский

- авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.
16. Вейс А.Ф., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю. Микрофоссилии в биостратиграфии рифея севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 16–35.
  17. Верхний докембрий Европейского севера СССР. Объяснительная записка к схеме стратиграфии. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. 39 с.
  18. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 1–18.
  19. Гарецкий Р.Г. Палеотектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. 182 с.
  20. Гарецкий Р.Г., Айсберг Р.Е., Николаев В.Г. Московская синеклиза: зарождение и эволюция // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 4. С. 506–509.
  21. Горожанин В.М. Rb-Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис. ... геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 23 с.
  22. Горожанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. Докл. Всес. совещ. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 51–52.
  23. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист Р–(35)–37–Петрозаводск. М-6 1 : 1000000. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 344 с.
  24. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.
  25. Кайряк А.И. К вопросу обоснования границы карелия и рифея // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тр. V сессии научного совета по геологии докембрия. Уфа: Башгеоиздат, 1977. С. 121–139.
  26. Константиновский А.А. Онежско-Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45.
  27. Коноплева Н.Г., Фандерфлинт Е.К. Пачелмский комплекс микрофитофоссилий в отложениях верхнего докембрия северных районов Восточно-Европейской платформы // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тр. Всесоюзного симпозиума. Л.: Наука, 1979. С. 159–163.
  28. Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечухин В.М. Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя севера Евразии // Рифей северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 28–36.
  29. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.
  30. Кузнецов Н.Б., Соболев А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралитид-тиманид. Сыктывкар: УрО РАН, Коми н. ц., 2005. 98 с.
  31. Кузьменко Ю.Т., Шик С.М. Уточненная стратиграфическая схема рифейских отложений центральной части Европейской России (восточная часть Оршанской впадины, Крестцовский и Солигаличский авлакогены // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 2. С. 29–40.
  32. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
  33. Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты: ИГ КНЦ, 1989. 102 с.
  34. Мальшев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 268 с.
  35. Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.
  36. Миц М.В., Сулейманов А.К., Берзин Р.Г., Заможная Н.Г., Ступак В.М., Конилов А.Н., Злобин В.Л. Объемная модель глубинного строения юго-восточной части Фенноскандинавского щита: синтез результатов геологической интерпретации сейсмических образов коры (МОГТ) и геологических данных // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Т. II. Мат-лы XXXIX Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2006. С. 33–38.
  37. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
  38. Нагорный М.А., Николаев В.Г. Квазиплатформенный чехол запада и центра Восточно-Европейского кратона // Литасфера. 2003. № 1(18). С. 14–20.
  39. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 163 с.
  40. Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 28–39.
  41. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 29–37.
  42. Рифей и венд Европейского севера СССР / Под ред. Гецен В.Г., Дедеев В.А., Башилов В.И. и др. Вологда: Облкнигоиздат, 1987. 186 с.

43. Самсонов М.Д. Структурная эволюция Порьегубского дайкового поля (северо-западный фланг Онежско-Кандалакшского палеорифта. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2004. 25 с.
44. Самыгин С.Г. Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Т. 2. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453.
45. Сапожников Р., Сулейманов А., Рассомахин В. Новые данные о строении рифейского осадочного чехла Мезенской синеклизы // Технологии ТЭК. 2003. № 5. С. 3–7.
46. Сапожников Р.Б., Черноборисова Р.З., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андриященко Ю.Н. Эффективность сейсморазведки МОГТ при изучении геологического строения Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 32–35.
47. Сиверцева И.А., Станковский А.Ф. Микрофоссилии верхнедокембрийских отложений Архангельской области // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тр. Всесоюзного симпозиума. Л.: Наука, 1979. С. 157–159.
48. Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н., Снетко П.П., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андриященко Ю.Н., Заможняя Н.Г. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 795–801.
49. Стратиграфический словарь. Верхний докембрий. М.: Наука, 1994. 347 с.
50. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 2. Ред. Л.П. Зоненшайн. М.: Мир, 1978. 588 с.
51. Федьинский В.В., Соколов Б.О., Страхов Н.А., Фельдт В.Г. Среднерусский авлакоген – древнейший аналог современных рифтовых образований // Сов. геология. 1975. № 1. С. 129–134.
52. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 403 с.
53. Хераскова Т.Н. Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов // Геотектоника. 2005. № 4. С. 3–24.
54. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Каграманян Н.А., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И. Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея – раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов // Геологический вестник центральных районов России. 2001. № 1. С. 10–22.
55. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г., Каплан С.А., Сулейманов А.К. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее-палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное поле – Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2 (в печати).
56. Худoley А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины. Тектоника и эволюция осадочных бассейнов. СПб.: СПбГУ, 2004. 82 с.
57. Чамов Н.П. Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена // Геотектоника. 2005. № 3. С. 3–22.
58. Шатский Н.С. О прогибах Донецкого типа. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 544–553.
59. Шукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белюсова Е.А., Гриффин В.Л. Поздневендский ареальный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) // Глубинный магматизм и проблемы плюмов. М.: Наука, 2002. С. 151–165.
60. Эрничек Ю.М., Мильштейн М.А. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 47 с.
61. Якобсон К.Э., Казак А.П., Толмачева Е.В. Инъекционные туффзиты севера Русской платформы // Геология и минеральные ресурсы республики Коми. Т. II. Мат-лы XIII геол. Съезда Респ. Коми. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 177–178.
62. Caledonian – Appalachian orogen of the North Atlantic region // Geol. Surv. Canada. Paper 78–13. Ottawa. 1978. 242 p.
63. Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., Taran L.N. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. № 1. P. 39–66.
64. Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precam. Res. 1993. Vol. 64. № 1. С. 3–21.
65. Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volosh Yu.A. The Vendian – Early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian foldbelt // Russian J. Earth Sciences. 2003. Vol. 5. № 3. P. 165–184. (URL: <http://rjes.wdcb.ru/v05/tje03123.htm>).
66. Laajoki K., Corfu F., Tom A. U-Pb Zircon dating of the Mesoproterozoic Brunkeberg Formation and its bearing on the stratigraphy and tectonic setting of Telemark Supracrustals, South Norway // J. Conf. Abstr Cambridge, 2000. Vol. 5. № 2. P. 611.
67. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth. Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25–32.
68. Mints M.V., Konilov A.N. Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Palaeoproterozoic: evidences from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens // The Precambrian Earth: tempos and events in series developments in precambrian geology, 12. (Eds. P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller and O. Catuneanu. Series Ed. K.C. Condie). Amsterdam–Boston: Elsevier, 2004. P. 223–239.
69. Wernike B. Uniform sense simple shear of the continental lithosphere // Canadian J. Earth. Sci. 1985. Vol. 22. P. 108–125.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Н.В. Короновский

## **Geodynamics and Evolution of the Northern East European Platform in the Late Precambrian As Inferred from Regional Seismic Profiling**

**T. N. Kheraskova, R. B. Sapozhnikov, Yu. A. Volozh, and M. P. Antipov**

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

*e-mail: kheraskova@ginras.ru*

**Abstract**—The available geological data on the Meso- and Neoproterozoic rocks in the north of the East European Platform are considered, involving the results of a comprehensive study along regional seismic profile I–I that extends for 460 km and crosses the main structural units of the Mezen Syncline from SW to NE. Many previously unknown structural features of aulacogens filled with thick (up to 4–8 km) sequences of the Meso- and Neoproterozoic sedimentary rocks that make up the preplate complex are demonstrated in this profile. The Riphean rocks are subdivided into three seismostratigraphic sequences: the lower part of the Lower Riphean, the Lower–Middle Riphean, and the Upper Riphean. The geodynamic events in the north of the East European Platform are correlated with those that occurred in its central part and the adjacent foldbelts.

УДК 551.24/552(517)

*Хан-Богд – владенья Бога,  
Солнца, ветра и дождя.  
Отсюда в ад идет дорога,  
Чтоб умереть, туда войдя.*

С. Прокопчук, 1974

## **ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ХАН-БОГДИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ В ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ**

© 2006 г. **В. И. Коваленко\***, **В. В. Ярмолук\***, **Е. Б. Сальникова\*\***, **А. М. Козловский\***,  
**А. Б. Котов\*\***, **В. П. Ковач\*\***, **В. М. Саватенков\*\***, **Н. В. Владыкин\*\*\***, **В. А. Пономарчук\*\*\*\***

*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
119017 Москва, Старомонетный пер., 35*

*\*\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2*

*\*\*\*Институт геохимии СО РАН, 664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1а*

*\*\*\*\*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН  
630090 Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3*

Поступила в редакцию 06.03.2006 г.

Один из крупнейших в мире Хан-Богдинский массив щелочных гранитоидов, расположенный в южной части пустыни Гоби (Монголия) тяготеет к центральной части позднепалеозойской мульды, в пределах которой островодужные известково-щелочные (разной щелочности) дифференцированные вулканические толщи сменяются рифтогенными бимодальными базальт-комендит-щелочно-гранитными ассоциациями. Положение Хан-Богдинского массива контролируется областью пересечения субширотной Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны с косым поперечным разломом, контролирующим, как и рифтовая зона, бимодальный магматизм. Массив сложен двумя кольцевыми телами (западным и восточным), имеет резкие секущие магматические контакты с островодужной толщей и тектонические разломные границы с бимодальной толщей. Внутренняя кольцевая структура особенно характерна для западного тела и подчеркивается здесь расположением кольцевых даек и провесов кровли вмещающей островодужной толщи. По предварительным гравиметрическим данным массив представляет собой уплощенное тело (лакколит), подошва которого ступенчато погружается к северо-западу.

Получены надежные геохронологические данные для пород массива и его обрамления: для щелочных гранитов главной интрузивной фазы (ГИФ), определенные уран-свинцовым методом по циркону ( $290 \pm 1$  млн. лет), аргон-аргоновым методом по амфиболу и полилитию ( $283 \pm 4$  и  $285 \pm 7$  млн. лет), рубидий-стронциевым изохронным методом ( $287 \pm 3$  млн. лет), близкие к 290 млн. лет. К этому возрасту близок возраст по циркону красных нещелочных биотитовых гранитов ( $290 \pm 1$  млн. лет) и рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления массива. К более ранним магматическим образованиям относятся породы островодужного дифференцированного комплекса в обрамлении массива и в провесах кровли, которые сформировались около 330 млн. лет назад. Геодинамическая модель формирования Хан-Богдинского массива предполагает коллизию герцинского континента с горячей точкой палеоокеана в виде двух вариантов. В первом варианте модели после столкновения края Северо-Азиатского палеоконтинента с горячей точкой мантия плюма переработала субдуцируемую литосферу, образовав подобие астеносферного окна, которое было источником рифтогенного магматизма и собственно Хан-Богдинского массива. Во втором варианте модели горячая и всплывающая мантия плюма выталкивала субдуцируемую плиту, прекращала островодужный магматизм, возможно, создавала локальную конвективную систему в астеносфере мантийного клина, способствующую образованию источников рифтогенного магматизма. Огромный объем щелочно-гранитных plutonic и вулканических пород Хан-Богдинского массива и его кольцевая структура обусловлены кальдерным механизмом внедрения и эволюции его магм.

## ВВЕДЕНИЕ

Щелочные гранитоиды и их вулканические аналоги (пантеллериты и комендиты) являются сравнительно редкими магматическими породами, за которыми “охотятся” геологи, петрографы и геохимики. Это обусловлено не только редкостью таких пород, но и частой приуроченностью к ним редкометального оруденения, связью с определенными геодинамическими обстановками, необычностью минерального и химического состава, которая вызывает у исследователей много вопросов генетического характера. Тем более все это присуще для огромных массивов щелочных гранитоидов, каким является Хан-Богдинский массив в южной Гоби Монголии (более 1500 км<sup>2</sup>). В отличие от многих также крупных массивов щелочных гранитов, например, Кейв Кольского полуострова, Хан-Богдинский массив прекрасно обнажен, и в его пределах можно наблюдать соотношения как с вмещающими породами, так и между разнообразными гранитоидами внутри массива, а также внутреннюю структуру массива.

Массив до наших исследований был практически не изучен и расположен на территории, не подвергнутой геологической съемкой даже миллионного масштаба. Он был выявлен советскими геологами в 50-х и 60-х гг. прошлого столетия (Ю.Я. Петрович, Б.М. Казаков в 1958 г. и оценивался на пьезокварцевое сырье И.А. Куряевым, В.М. Андреевым, П.В. Осиповым, Н.Н. Сенкевичем в 1965 г.), но щелочные граниты в нем не были отмечены. Наши последующие исследования в 60–80-х гг. в составе Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, а также в 2000-х гг. показали, что Хан-Богдинский массив сложен типичными щелочными гранитоидами [2, 4] и входит в состав протяженного субширотного Южно-Гобийского пояса щелочных гранитоидов [5], который под названием Гоби-Тяньшаньского пояса включен в позднепалеозойскую рифтогенную провинцию щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [20].

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ХАН-БОГДИНСКОГО МАССИВА

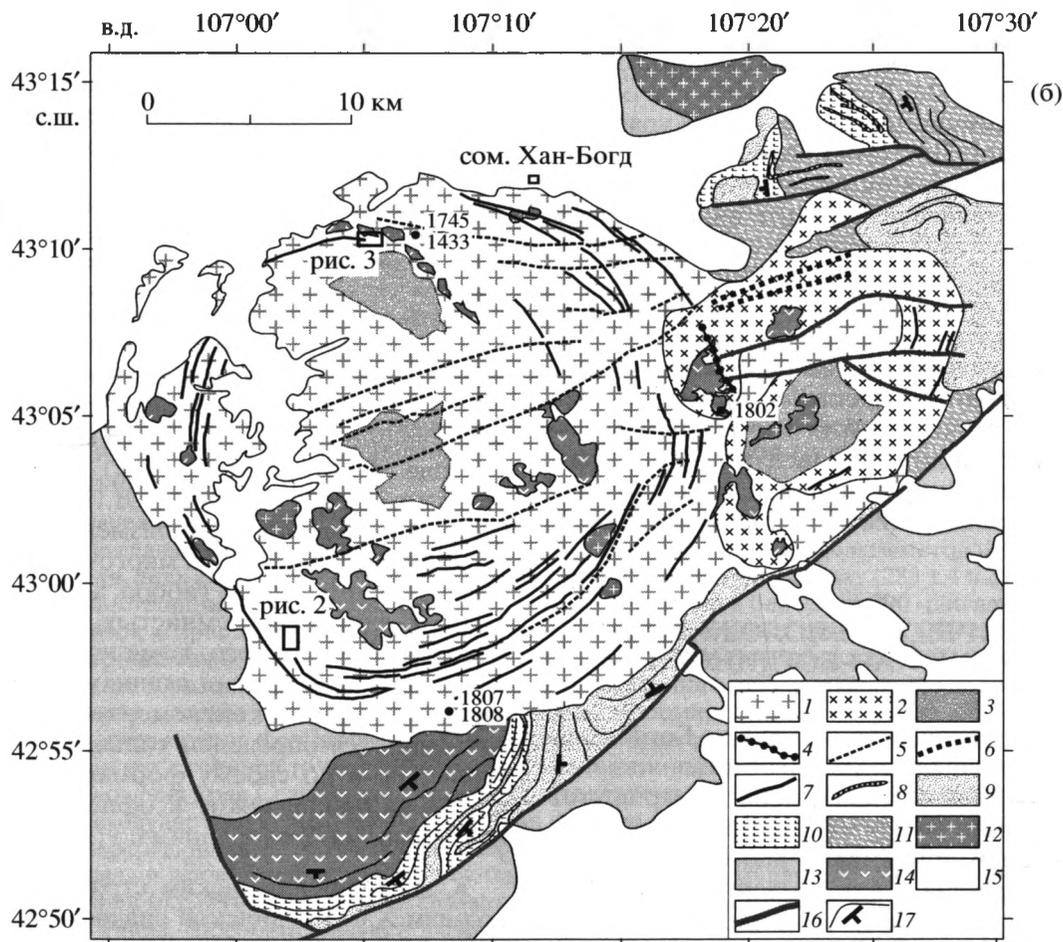
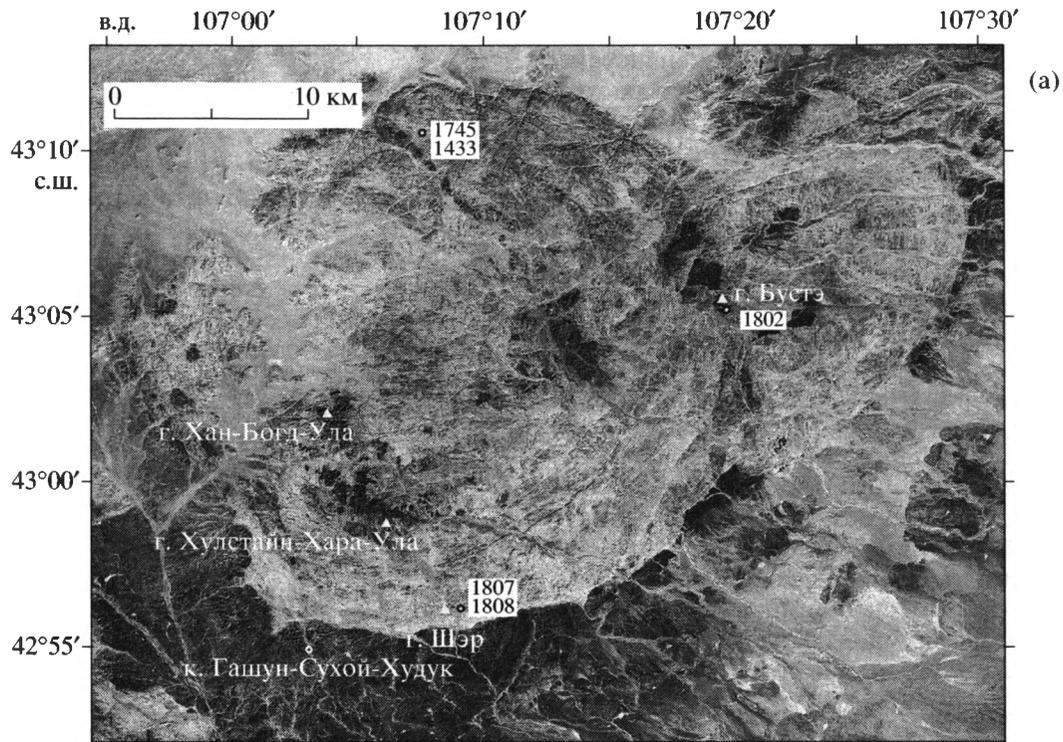
Первую геологическую карту Хан-Богдинского массива и его обрамления мы составили на основе многочисленных пешеходных маршрутов (аэрофотоснимки на эту территорию отсутствовали), в которых принимали участие авторы статьи и А.В. Горегляд, а в обрамлении массива работали Л.П. Зоненшайн, М.В. Дуранте, О.Д. Суетенко, Г. Энжийн, А.Я. Салтыковский. Эта карта для сравнения приведена в редкой теперь книге

[1]. После появления космических снимков Landsat этой территории карту удалось значительно уточнить, а в настоящее время последний вариант карты массива с использованием спектрозональных космических снимков представлен на рис. 1. На упомянутых снимках массив выглядит наподобие кратеров на лунной поверхности (рис. 1а) и состоит из западного и восточного интрузивных тел. Сами щелочные граниты занимают пониженные формы рельефа, а вмещающие ороговенные породы образуют повышенное в рельефе кольцевое обрамление массива, местами перекрытое более молодыми рыхлыми толщами. Форма и западного, и восточного тел щелочных гранитоидов округлая, но особенно она типична для западного тела. Внутренняя структура западного тела является кольцевой, подчеркнутой расположением провесов кровли и многочисленных кольцевых даек (рис. 1б). Общая северо-восточная вытянутость массива согласуется с простираем системы наиболее поздних даек микрозернистых сиенитов и монцонитов в массиве (см. рис. 1б).

**Геологическое строение обрамления массива.** Хан-Богдинский массив щелочных гранитоидов расположен в центре одноименной впадины, выполненной верхнепалеозойскими осадочно-вулканогенными толщами, обрамляющими массив с юга, востока и севера в экзоконтактовых зонах массива и в более удаленной периферии. Гранитоиды массива и породы его обрамления перекрываются верхнемеловыми красноцветными осадочными толщами, содержащими по данным монгольского геолога П. Хосбаяра остатки кладок яиц динозавров.

Наиболее древними (докаменноугольными) породами района являются зеленокаменные кремнистые и терригенные отложения видимой мощностью 1500 метров, обнаженные по юго-западному обрамлению Хан-Богдинского массива (в районе колодца Гашун-Сухой-Худук). Нижняя толща этого комплекса по данным Л.П. Зоненшайна [2] состоит из зеленокаменноизмененных основных вулканитов, прорванных многочисленными телами роговообманковых габбро, а также из кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев и яшм. Верхняя толща этого комплекса представлена кремнисто-глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Возраст этого комплекса определен только как докаменноугольный, а по своему формационному составу комплекс принадлежит к офиолитам (эвгеосинклиналиным образованиям по [2]).

К верхнепалеозойским стратифицированным толщам Хан-Богдинской впадины отнесены толщи каменноугольного и пермского возраста, породы которых несогласно залегают на породах



офиолитового комплекса. К наиболее древним верхнепалеозойским образованиям впадины относится осадочная толща, сложенная песчаниками, алевролитами и конгломератами и охарактеризованная фауной турне-визе, а также туфогенно-осадочная толща с флорой среднего карбона. Более высокие горизонты разреза представлены существенно вулканическими породами, которые объединяются в андезитовую (дифференцированную) и бимодальную (базальт-трахириолито-комендитовую) ассоциации пород [18].

**Андезитовая (дифференцированная) ассоциация** подразделяется на нижнюю осадочно-вулканогенную (500–600 м) и верхнюю лавовую (до 2500 м) толщи. Разрез осадочно-вулканогенной толщи начинается с серии потоков бурых андезитов, которые вверх по разрезу сменяются конгломератами с галькой андезитовых порфиритов, реже гранитов и гранодиоритов, и еще выше ритмично чередующимися туфовыми песчаниками, туфовыми алевролитами и туффитами с флорой среднего-верхнего карбона [2]. Подчиненное распространение в верхних частях разреза имеют единичные потоки андезитов, закономерно распределенные по разрезу.

Лавовая толща сложена преимущественно потоками андезитов и андезибазальтов. По площади Хан-Богдинской впадины ее строение характеризуется фаціальными изменениями, связанными с разными условиями излияний. В северной ее части распространены преимущественно темно-вишневые и лилово-серые лавы, нередко с хорошо выраженными шлаковыми зонами, формирование которых происходило в субаэральных условиях. Вдоль южного края впадины строение толщи определяют черные массивные андезиты и андезибазальты местами с прослоями яшм и гиадокластитов, что указывает на их формирование преимущественно в водной среде. Венчается здесь разрез толщи пачкой бурых обычных и спекшихся туфов дацитов – трахириолитов. Подобная смена основных и средних пород довольно обычна для разрезов каменноугольных вулканических толщ Южной Монголии, что позволило

выделить подобные ассоциации пород в качестве дифференцированного вулканического комплекса [20].

**Бимодальная вулканическая ассоциация (или бимодальный комплекс)** сложена чередующимися в разрезах пакетами пород резко различного состава: с одной стороны, основных лав и с другой, – туфов, игнимбритов и лав комендитового и трахириолитового состава. Породы комплекса прослеживаются вдоль северо-восточного и юго-западного обрамления Хан-Богдинского массива.

Строение северо-восточного лавового поля характеризуется значительной блоковой расчлененностью при пологих залеганиях вулканических толщ в условиях мелкосопочника. Поэтому здесь породы комплекса наблюдаются в виде небольших по мощности, обычно однородных по составу фрагментов разреза. Это послужило основанием для первоначального их разделения на липаритовую и базальт-липаритовую толщи [2]. Однако последующие исследования [18] позволили объединить эти толщи в один бимодальный комплекс.

Наиболее полный разрез комплекса наблюдается в пределах вулканического поля южного обрамления Хан-Богдинского массива. Здесь его породы согласно перекрывают вулканические толщи дифференцированного комплекса, отделяясь от них невыдержанной по мощности пачкой песчаников и гравелитов. Выше наблюдается следующая последовательность более или менее однородных по составу пачек вулканических пород (мощность в м): 1) базальтов и андезито-базальтов (400), 2) трахидацитовых и комендитовых туфов и игнимбритов (200), 3) оливиновых базальтов (350), 4) комендитов и трахириолитов (100), 5) базальтов (100), 6) трахириолитов, комендитов и их спекшихся туфов и игнимбритов (>800 м). Общая мощность разреза превышает 2000 м. Вулканический разрез насыщен серией пластовых интрузий, как правило, гидротермально измененных комендитов и щелочных гранит-порфиритов.

Оба вулканических поля обладают рядом сходных элементов строения, указывающих на

**Рис. 1.** Космический снимок (Landsat-7) Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (а) и схема его геологического строения (б)

1–7 – породы массива: 1 – щелочные граниты главной интрузивной фазы (ГИФ), 2 – мелкозернистые эгириновые граниты, 3 – участки развития порфиroidных щелочных гранитов ГИФ (“красные граниты”), 4 – дайки поздних пантелеритов, 5 – дайки мелкозернистых сиенитов и монзонитов, 6 – дайки щелочных гранит-порфиритов, 7 – дайки экеритов, экерит-порфиритов, пегматоидных щелочных гранитов и пегматитов; 8 – субвулканические тела разного состава; 9–11 – вулканические породы бимодальной ассоциации: 9 – комендиты, трахириолиты, их туфы и игнимбриты, 10 – базальты, 11 – нерасчлененные породы ассоциации; 12 – биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и граносиениты; 13 – допозднепалеозойские комплексы; 14 – породы островодужной ассоциации (дифференцированный комплекс); 15 – рыхлые мезо- и кайнозойские отложения; 16 – разрывные нарушения; 17 – границы вулканических потоков и направления их падения

На схеме отмечены точки отбора проб для изотопного датирования

общность их разрезов. Так, разрезы обоих полей венчаются сериями близких по составу трахириолитовых (комендитовых) лавовых потоков, игнимбригов и спекшихся туфов. В нижних частях разрезов преобладают базальты и андезибазальты, характеризующиеся рядом общих морфологических черт, таких, как мощности потоков, обилие миндалекаменных, зашлакованных и обожженных пород и т.д.

Общим для обоих вулканических полей является также широкое участие в их строении субвулканических образований, представленных дайками и пластовыми телами щелочных гранит-порфиров, комендитов и трахириолитов и реже базальтов. Дайки особенно многочисленны в строении северо-восточного лавового поля. Здесь они пересекают практически весь комплекс вулканогенных образований, за исключением верхней серии кислых лав, игнимбригов и спекшихся туфов, и принадлежат двум различно ориентированным и пространственно разобщенным системам. Вблизи массива это почти исключительно крутопадающие тела восток-северо-восточного простирания, лежащие на продолжении главных разломов и сопровождающих их даек, которые прослеживаются через весь массив щелочных гранитов. На удалении от массива преобладают дайки щелочных гранит-порфиров, принадлежащие дугообразно изогнутой (кольцевой) системе тел, погружающихся под углом  $\sim 45^\circ$  в западном и юго-западном направлениях, то есть в направлении массива щелочных гранитов. Насыщенность дайками в этой системе очень высокая. В южной ее части дайки мощностью 5–9 м следуют примерно через каждые 50 м вкост простирания дайковой системы. К северу количество таких тел возрастает.

Пластовые интрузии трахириолитов и щелочных гранит-порфиров широко развиты в строении обоих вулканических полей. В разрезе пород бимодального комплекса они в основном тяготеют к горизонтам, которые расположены ниже верхней серии игнимбригов и спекшихся туфов. Состав субвулканических интрузий кислого состава определяют породы, образующие непрерывную гамму переходов от стекловатых до хорошо раскристаллизованных разновидностей. Нередко эндоконтатковые зоны интрузий сложены стекловатыми, в том числе флюидальными комендитами и трахириолитами, которые по петрографическому составу соответствуют излившимся породам. Степень раскристаллизации пород возрастает к центральным участкам тел, а также по их простиранию в сторону гранитного массива. Породы приобретают порфировидное строение, определяемое развитием вкрапленников кварца и щелочного полевого шпата в микрогранитовой или гранофировой основной массе с

участием микролитов щелочного амфибола. Раскристаллизованные разновидности субвулканических тел по составу и облику пород полностью сближаются с дайками щелочных гранит-порфиров Хан-Богдинского массива.

Приведенные характеристики свидетельствуют о большом сходстве строения лавовых полей по северо-восточному и юго-западному обрамлению массива. Учитывая также то, что вдоль южной и восточной границ массива прослеживается узкая полоса выходов пород бимодального комплекса, соединяющая оба поля непрерывной полосой выходов, следует говорить о принадлежности обоих вулканических участков единому более крупному вулканическому полю. Первоначально оно, по-видимому, занимало всю территорию гранитного массива и составляло не менее 1800–2000 км<sup>2</sup>. Широкое участие в строении разрезов игнимбригов и спекшихся туфов, выдержанность вулканитов по простиранию, а также достаточно большая мощность разрезов при ограниченном пространственном распространении позволяет предположить, что формирование вулканических толщ происходило в пределах структурной депрессии типа плоскодонной мульды с падением слоев к ее центру. С юга она ограничена крупным разломом, по которому вулканические образования погружены относительно структур фундамента более чем на 2000 м. Северный ее борт перекрыт отложениями мезозойских впадин, но, судя по соотношениям, наблюдаемым в 40 км к северо-востоку от Хан-Богдинского массива, этот борт также имел сбросовую природу примерно с той же амплитудой опускания ложа вулканического грабена, что и вдоль южной его границы.

**Палеонтологический возраст вулканогенных комплексов.** Возрастная позиция субаэральных вулканогенных образований в обрамлении Хан-Богдинского массива определялась на основе данных о распределении в их составе растительных остатков позднего палеозоя [2]. Как уже говорилось выше, в разрезе позднепалеозойских стратифицированных образований района выделяются: в нижней части – осадочная толща, в средней части – породы дифференцированного комплекса, состоящего из вулканогенно-осадочной толщи (внизу) и лавовой андезитовой толщи вверху, и в верхней части разреза – породы бимодального комплекса, которые ранее разделялись М.В. Дуранте и соавторами [2] на липаритовую и базальт-липаритовую толщи. В составе пород осадочной толщи по данным М.В. Дуранте [2] развита флора среднего карбона, что определяет нижнюю возрастную границу развития вулканитов. Среди туффигов осадочно-вулканогенной толщи, слагающей нижние горизонты дифференцированного комплекса, обнаружена флора, характерная для

среднего–верхнего карбона. Эта флора свидетельствует о том, что излияния андезитов и формирование магматических пород дифференцированного комплекса в целом происходили во второй половине карбона.

Еще одна группа растительных отпечатков была обнаружена в туфах среди кислых вулканитов липаритовой толщи [2]. Эти отпечатки представлены фрагментами кордантов, типичных для нижней перми. Как уже говорилось, породы липаритовой толщи были объединены нами вместе с породами базальт-липаритовой толщи, лишенной растительных остатков, в единый бимодальный комплекс [17]. В соответствии с этим, возраст пород бимодального комплекса следует рассматривать как нижнепермский.

**Обстановки формирования верхнепалеозойских комплексов.** Стратифицированные толщи в пределах Хан-Богдинской впадины являются типичными континентальными вулканическими образованиями. Ранний (андезитовый или дифференцированный) комплекс этих пород, имеющий распространение по всей площади Южно-Монгольских герцинид, обычно сопровождается дискордантными массивами нещелочных гранитоидов. В частности, к западу и северо-западу от массива, а также к северу от сомона Хан-Богд развита плутоническая ассоциация монцонитов–сиенитов–граносиенитов–гранитов (МСГГ), названная банатитовой [3]. В этой ассоциации преобладают розовато-серые амфибол-биотитовые монцониты и розовые кварцевые и бескварцевые сиениты, проритые дайками таких же пород, а также базальтов и розовых гранитов. К юго-западу от массива развиты отдельные плутонические тела розовых лейкократовых биотитовых гранитов. Такое тело, например, представляет гора Элигеный-Хира (координаты центра массива 43°14' с.ш., 106°42' в.д.). Она сложена серыми с розоватым оттенком монцонитами, рассеченными многочисленными жилами красных амфибол-содержащих граносиенитов, кварцевых сиенитов, а последние секутся дайками измененных базитов. Контакт между монцонитами и красными граносиенитами наблюдался в 1 км к югу от упомянутой горы. В районе горы Барун-Харату-Ула наблюдался интрузивный контакт монцонитов и красных граносиенитов с близкими по составу к ним вулканитами, представленными темно-серыми ороговикованными андезитами, трахитами и трахидацитами. Все эти породы секутся апофизой щелочных гранитов в районе колодца Цохон-Усу-Худук к западу от Хан-Богдинского массива.

Магматические ассоциации МСГГ в пределах герцинид Южной Монголии распространены бо-

лее широко, чем обычные нормальные граниты, которые, например, преобладают в каледонидах ЦАСП [21], и, в частности, в Северной Монголии. Обычно эта ассоциация относится к интрузивным аналогам вулканитов дифференцированного комплекса, поэтому вмещающими для них являются как более ранние допозднепалеозойские породы офиолитовых комплексов, так и родственные им по составу и возрасту породы ранне- и среднекаменноугольных вулканических толщ. Совместно с последними они образуют краевой вулкано-плутонический пояс, который был сформирован в раннем и среднем карбоне в пределах территории Южно-Монгольских герцинид, представлявшей активную континентальную окраину Палео-Азиатского континента [13, 20].

В отличие от магматических ассоциаций краевого пояса породы бимодального комплекса и сопряженные с ними массивы щелочных пород характеризуются ярко выраженным структурным контролем. Они тяготеют к цепочке грабенов, которая прослеживается через всю Южную Монголию и контролируется системой разломов, приуроченной к границе между Южно-Гобийским микроконтинентом и герцинидами Южно-Монгольской зоны. Эта цепочка грабенов трассируется поясами даек базальтов, комендитов, трахириолитов и щелочных гранитов, формирование которых было сопряжено с крупноамплитудными растяжениями. Подобные особенности структурного положения пород бимодальной ассоциации, а также широкое участие в их составе щелочных гранитов и комендитов, являющихся индикаторными для обстановок континентального рифтогенеза, позволили выделить зону их распространения в качестве Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны.

**Провесы кровли в массиве.** На рис. 16 видно широкое развитие в массиве щелочных гранитов провесов кровли. Они слагают, как правило, вершины гипсометрических возвышенностей. Например, самая высокая точка массива гора Хан-Богд сложена именно провесом кровли. Таковы же горы Бустэ, Шэр и другие. Под такими провесами кровли залегают апикальные части массива, нередко представленные шпировыми пегматоидами (штокшайдерами) и экеритами. Провесы кровли чаще всего представлены темно-серыми ороговикованными вулканическими породами, реже прорывающими их субвулканическими риолитами, похожими на породы островодужной ассоциации. В качестве примера могут служить участки Армстронгитовый (рис. 2) и Северный (рис. 3), в строении которых кровля массива сложена стратифицированными темно-серыми стекловатыми дацитами и их брекчиями, прорванными телами розовых и белых риолитов. Положе-

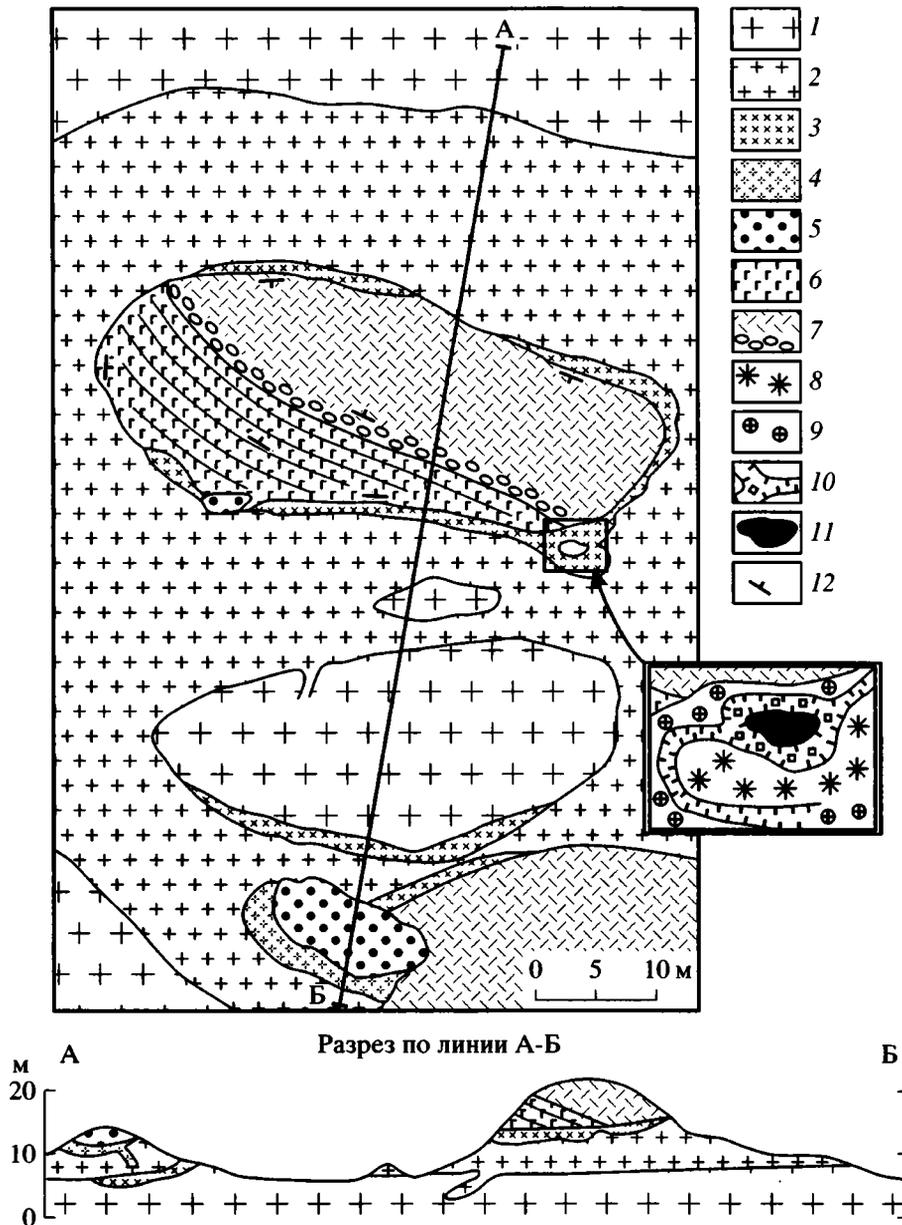


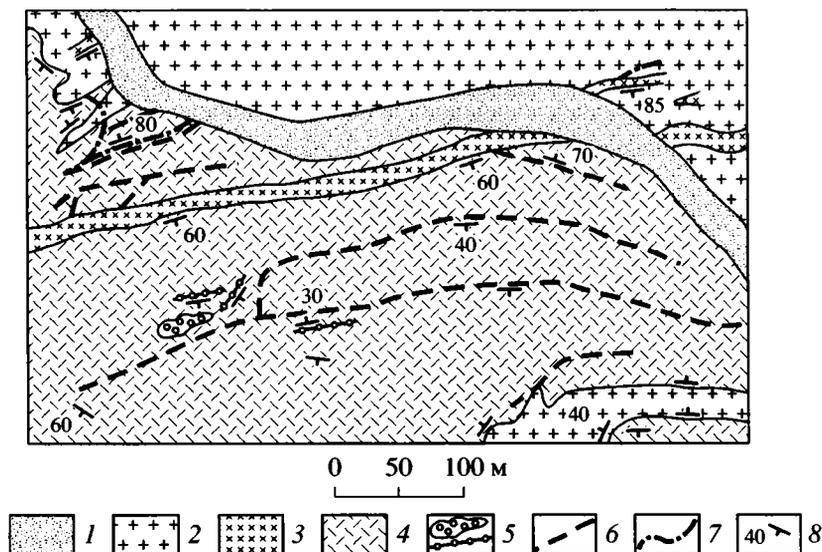
Рис. 2. Схема геологического строения участка "Армстронгитовый"

1 – щелочные граниты ГИФ; 2 – пегматоидные щелочные граниты; 3 – "слоистые" тела экеритов и пегматитов; 4 – окварцованные щелочные граниты; 5 – кварцевые породы; 6 – основные эффузивы; 7 – риолиты и брекчии основных эффузивов в основании риолитовой толщи; 8–11 – породы шлирового пегматиты (только на врезке): 8 – экериты с "солнцами" эгирина, 9 – мелкозернистые экериты, 10 – щелочно-гранитные пегматиты с армстронгитом, 11 – зона анхимономинерального армстронгита; 12 – элементы залегания пород

ние этих участков показано на рис. 16. В других участках массива породы кровли представлены андезитовыми порфиритами, доминирующими, например, в зоне северного эндоконтакта массива и реже туфогенно-осадочными породами. Комплекс пород, участвующих в строении провесов кровли, сопоставляется с породами дифференцированного комплекса и, таким образом, свидетельствует о том, что формирование массива про-

исходило на уровне глубин, расположенных ниже подошвы бимодального комплекса. Отметим также, что никаких признаков масштабной ассимиляции пород провесов кровли (дифференцированного комплекса) щелочными гранитами массива не наблюдалось.

В отличие от провесов кровли вулканических пород ксенолиты розовых биотитовых лейкокра-товых нещелочных гранитов и граносиенитов,



**Рис. 3.** Схема геологического строения участка “Северный”

1 – рыхлые долинные пески; 2 – щелочные граниты фации эндоконтакта; 3 – “слоистые” тела экеритов и пегматитов; 4 – дациты и туфобрекчи дацитов; 5 – риолиты; 6 – тела экеритов; 7 – тела щелочно-гранитных пегматитов; 8 – элементы залегания пород и элементы флюидальности трахитов

близких к вмещающей ассоциации МСГГ, занимают пониженные части рельефа в северной части массива и на контакте западного и восточного тел (см. рис. 16). В северной части массива провесы кровли в виде биотитовых гранитов образуют концентрированные поля округленных фрагментов биотитовых гранитов, а также переходных амфибол-биотитовых гранитов, являющихся результатом взаимодействия биотитовых и щелочных гранитов. Достаточно обычны признаки ассимиляции щелочными гранитами биотитовых гранитов. Наличие брекчий, округлых сегрегаций биотитовых лейкогранитов, сцементированных щелочными гранитами, напоминает взаимодействие “холодных” магм биотитовых лейкогранитов с более “горячими” магмами щелочных гранитоидов при внедрении магмы в магму. Поэтому не исключено, что магмы этих двух типов гранитов могли быть не только одновременными (биотитовые лейкограниты несколько раньше, чем щелочные граниты), но и близкими по времени формирования.

В целом, по крайней мере, для западного тела провесы кровли фиксируют его кольцевую структуру, отделяя внутреннюю часть тела от внешней. Здесь очень часто разнообразны дайковые щелочные гранитоиды, включая редкометальные их разновидности, пространственно тяготеют к провесам кровли в массиве. В восточном теле провесы кровли расположены в западной его половине, частично фиксируя зону контакта запад-

ного и восточного тел щелочных гранитов. Судя по гипсометрическому уровню провесов кровли, глубина эрозионного среза массива составляет не более сотни метров. Приуроченность массива щелочных гранитов к верхней части верхнепалеозойской островодужной толщи, которая перекрывается бимодальной толщей, возможно, связана со сменой режима тектонического сжатия при образовании островодужных толщ на тектоническое растяжение при формировании бимодальной ассоциации с ее многочисленными дайками и вулканическими аппаратами (см. рис. 16, [2]).

**Контакты массива и его морфология.** Контактная поверхность массива щелочных гранитов с вмещающими породами западного тела на западе, юге и севере полого (5–15°) погружается под вмещающие породы. Контакты всех разновидностей щелочных гранитоидов массива с вмещающими породами совершенно резкие и четкие, нередко с ксенолитами и апофизами. В экзоконтактном ореоле часто вмещающие породы, как и провесы кровли, ороговикованы. По всем признакам щелочные гранитоиды Хан-Богдинского массива образовались в процессе интрузии магмы, причем следы ее механического воздействия на вмещающие породы заметны по явлениям вращения ксенолитов, их раздвигания и перемещения. Об этом, в частности, свидетельствуют и небольшие трещинные тела, наблюдаемые среди останцов кровли массива и являющиеся его апофизами. Площадь полого залегающей апикаль-

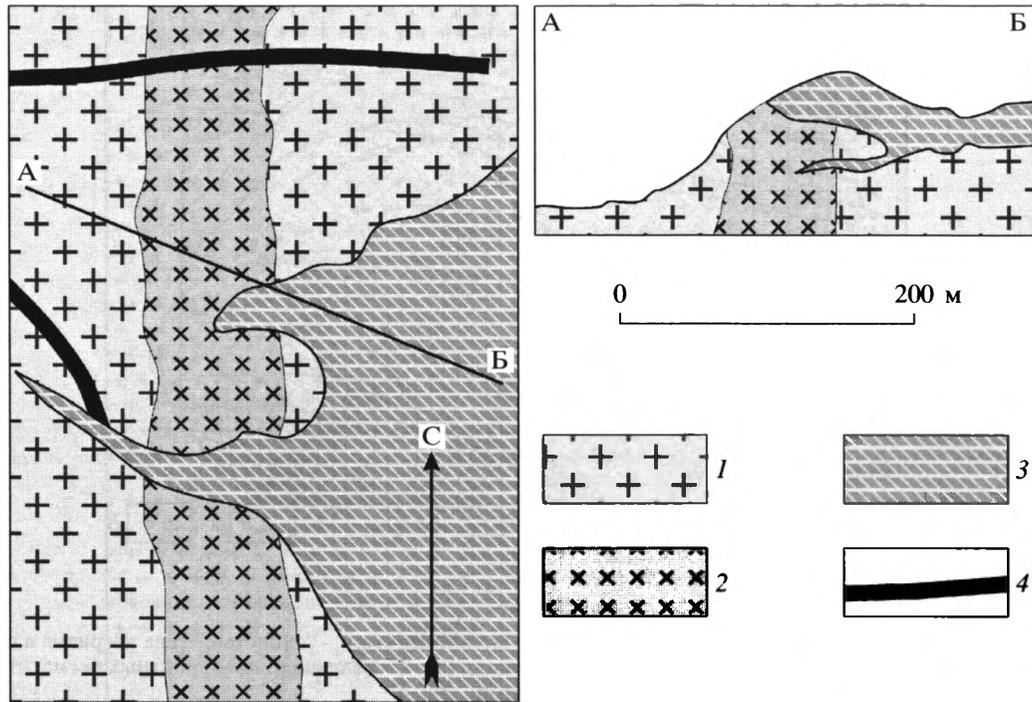


Рис. 4. Соотношения щелочных гранитов Западного и Восточного тел

1 – щелочные граниты ГИФ Западного тела; 2 – пегматоидные щелочные граниты; 3 – щелочные граниты Восточного тела; 4 – экриты

ной части массива не простирается, судя по ширине ореола роговиков, далее 1 км от контакта. Более того, местами роговики краевого ореола пронизаны вертикальными дайками, трассирующими контур массива в вышележащих толщах. Все это указывает на первичный круговой контур массива и его крутые боковые ограничения, а также на существование в кровле массива круговой трещинной зоны, являющейся продолжением его боковой поверхности. Провесы кровли внутри массива залегают на щелочных гранитах практически горизонтально и полого погружаются к югу, западу и северу в эндоконтактовых частях. Падение пологой отдельности щелочных гранитов массива обычно совпадает с падением контактовой поверхности гранитов. Эти данные указывают на слабо выпуклую форму верхней поверхности массива и на неглубокое, как уже говорилось, его эрозионное вскрытие.

Особо обратим внимание на соотношения щелочных гранитов массива с породами бимодального комплекса, свидетельствующие о тектоническом, послейнтрузивном контакте между ними. Как вулканиды, так и граниты на контакте раздроблены и превращены в тектоническую брекчию. Вулканические породы вдоль всей достаточно протяженной линии контакта свежие и лишены признаков воздействия со стороны гранитов

массива. Кроме того, в современном эрозионном срезе с породами бимодального комплекса на один гипсометрический уровень выведены породы дифференцированного комплекса (в виде останцов кровли массива), которые, как отмечалось выше, в разрезе позднепалеозойских образований располагаются на глубине не менее 2 км. Все это свидетельствует о том, что после своего становления Хан-Богдинский массив претерпел вертикальные перемещения с амплитудой свыше 2 км.

В 1973 г. Хан-Богдинский массив был пересечен гравиметрическим маршрутом с юго-востока на северо-запад через гору Хан-Богд с шагом наблюдений 2–3 км группой геофизиков под руководством Ю.А. Зорина. Количественная интерпретация гравиметрических данных [2] показала, что массив представляет собой уплощенное тело (лакколит), подошва которого ступенчато погружается к северо-западу до 7 км, составляя глубину в центральной части 4.5 км, а в юго-восточной части 1–2 км. Мы полагаем, что в наиболее мощной части тела был подводный магматический канал, а ступенчатость подошвы обусловлена наличием разломов.

**Взаимоотношения и последовательность образования пород массива.** Общая последовательность формирования магматических пород Хан-

Богдинского массива следующая (от ранних к поздним): 1) светло-серые до розовых щелочные крупно-, среднезернистые граниты ГИФ с аксессуарным эльпидитом, слагающие большую часть Западного и часть Восточного тел; 2) дайки мелкозернистых экеритов, порфиридных экеритов, слоистых щелочно-гранитных пород, сложенных переслаивающимися экеритами и пегматитами, пегматоидных щелочных гранитов, пегматитов, которые развиты в Западном теле, подчеркивая его кольцевую структуру; 3) сиреневые мелко- до среднезернистые щелочные (обычно эгириновые или арфведсонит-эгириновые, часто миароловые) граниты с аксессуарным цирконом, слагающие большую часть Восточного тела; 4) дайки микрозернистых до стекловатых темно-голубых или темно-зеленых пантеллеритов; 5) дайки щелочных порфиридных мелкозернистых лейкогранитов, развитые в северной части Восточного тела; 6) дайки микрозернистых красных граносиенитов и монцонитов, образующие систему протяженных дайковых тел субширотного простирания в Западном теле; 7) редкие карбонатные и кварц-карбонатные жилы. Взаимоотношения большинства перечисленных пород не вызывают сомнения в отношении перечисленной последовательности их образования (см. рис. 2). Контакт между щелочными гранитами ГИФ Западного и Восточного тел более сложный, поскольку в зоне контакта граниты Западного и Восточного тел часто становятся похожими. В 2 км к юго-востоку от горы Бустэ отмечено прорывание щелочных среднезернистых амфибол-содержащих гранитов с аксессуарным эльпидитом (ГИФ западного тела) сиреневыми мелкозернистыми эгирин-содержащими щелочными гранитами с аксессуарным цирконом (ГИФ Восточного тела).

Мелко-среднезернистые сиреневые эгирин-содержащие щелочные граниты Восточного тела здесь образуют полого залегающее (субгоризонтальное) интрузивное тело мощностью не более 100 метров без явных признаков кольцевого строения. В своей подошве оно контактирует с щелочными гранитами ГИФ Западного тела, рассекая не только их, но и жильное тело пегматоидных щелочных гранитов пятнистой текстуры (рис. 4), нередко с эрозийными окнами, сложенными гранитами ГИФ Западного тела. В кровле гранитов Восточного тела располагаются провесы кровли вмещающих пород, описанных выше. Повидимому, внедрение магмы гранитов Восточного тела происходило в субгоризонтальном направлении между апикальной поверхностью щелочных гранитов ГИФ Западного кольца и их кровлей. В гранитах Восточного тела практически отсутствуют дайки 2-ой фазы. Здесь выявлена дайка стекловатых пантеллеритов (4-ая фаза),

которая рассекает как граниты Восточного, так и Западного тела. В северной части Восточного тела развиты протяженные субширотные дайки порфиридных щелочных лейкогранитов. Вероятно, что граниты Восточного тела примерно синхронны дайковым породам 2-ой фазы Западного тела.

Кольцевое строение четко проявлено в гранитах Западного тела, и оно фиксируется, как уже говорилось, кольцевым расположением провесов кровли, а также кольцевыми дайками пород 2-ой фазы. Не случайно имеется пространственная связь кольцевых даек 2-ой фазы и провесов кровли. Более поздние дайки микросиенитов и монцонитов 6-ой фазы приурочены к протяженным субширотным трещинам, согласным с общей вытянутостью массива. Более мелкие дайки таких пород вытянуты субмеридионально и в северо-западном направлении. Для наиболее южной дайки 6-ой фазы установлено сложное строение: самые ранние (эндоконтактовые) породы в ней – темно-серые диориты, переходящие в розовато-серые монцониты и кварцевые сиениты, похожие на аналогичные породы островодужной (банатитовой) ассоциации, которые прорваны мощными телами порфиридных экеритов, в свою очередь секущиеся более поздними мелкозернистыми экеритами. Порфиридные и мелкозернистые экериты относятся ко 2-ой фазе. Соотношения диоритов, монцонитов и сиенитов этой сложной дайки со щелочными гранитами ГИФ Западного тела не ясны. С одной стороны они слагают дайковое тело в гранитах ГИФ совместно с явно секущими их экеритами. Но с другой стороны они могут быть провесами кровли в экеритах, приуроченными к гипсометрическому выступу в гранитах ГИФ, рассеченному упомянутыми выше экеритами. Если все перечисленные породы этой сложной дайки действительно более поздние по сравнению с гранитами ГИФ, то приходится признать многоэтапность островодужного магматизма в районе массива (до щелочных гранитов и после них). Если островодужная ассоциация дайки – провес кровли, как это наблюдалось во многих других провесках кровли, то логичнее принять более раннее образование для главной части островодужного магматизма по сравнению со щелочными гранитами ГИФ.

Наиболее распространенные дайки экеритов 2-ой фазы весьма разнообразны по структуре и текстуре, в меньшей степени по составу. В их состав входят и редкометальные и “пустые” разновидности, не отличающиеся друг от друга ничем кроме богатства или бедности редкометальными минералами.

С учетом всего сказанного намечается следующая схема становления Хан-Богдинского массива. В раннюю фазу сформировались породы бимодальной базальт-комендитовой ассоциации, перекрывающие дифференцированную базальт-андезит-риолитовую повышенной щелочности островодужную ассоциацию и ее плутонические аналоги (МСГГ). Затем сформировались среднекрупнозернистые щелочные граниты ГИФ. Магма, из которой они образовались, заполнила кольцевую камеру Западного и Восточного тел, причем подводный канал для нее был смещен, скорее всего, к северо-западу от центра Западного тела. Магматическая камера, которая сейчас представлена гранитами ГИФ, располагалась между докаменноугольным комплексом и верхнепалеозойскими толщами островодужной спецификации в рамках андезитовой и липаритовой серий обрамления массива, слагающими кровлю массива, и представляла собой межформационное образование, которое излилось субгоризонтально в юго-восточном направлении. Скорее всего, причиной интрузии огромного объема щелочно-гранитной магмы была смена условий сжатия на тектонические условия растяжения, при которых формировалась верхнепалеозойская мульда Хан-Богдинского массива. Весьма вероятно, что кровля массива опустилась в магматическую камеру, как это бывает в кальдерах обрушения, в результате извержения комендитов бимодального комплекса, в связи с чем сформировалась кольцевая структура Западного тела. Скорее всего, кольцевые разломы соединяли кровлю уже закристаллизовавшегося тела щелочных гранитов с остаточным магматическим очагом. Вдоль них произошло внедрение даек 2-ой фазы, большая часть которых тяготеет к субгоризонтальной поверхности в апикальной зоне гранитов ГИФ. Чуть позже вдоль кровли гранитов ГИФ произошло внедрение новой порции щелочно-гранитной магмы, которая привела к образованию мелко-среднезернистых эгирин-содержащих щелочных гранитов Восточного тела.

### ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ХАН-БОГДИНСКОГО РАЙОНА

Ранее были опубликованы калий-аргоновые [2, 19] и предварительные рубидий-стронциевые [1, 15] оценки возраста щелочных гранитоидов Хан-Богдинского массива. Калий-аргоновые оценки дают большой разброс (218–362 млн. лет) и не могут быть признаны удовлетворительными. Отметим, что они получены по разным минералам (слюды, амфиболы, щелочные полевые шпаты), по-разному сохраняющими радиогенный аргон при наложенных процессах. Хуже всего, как из-

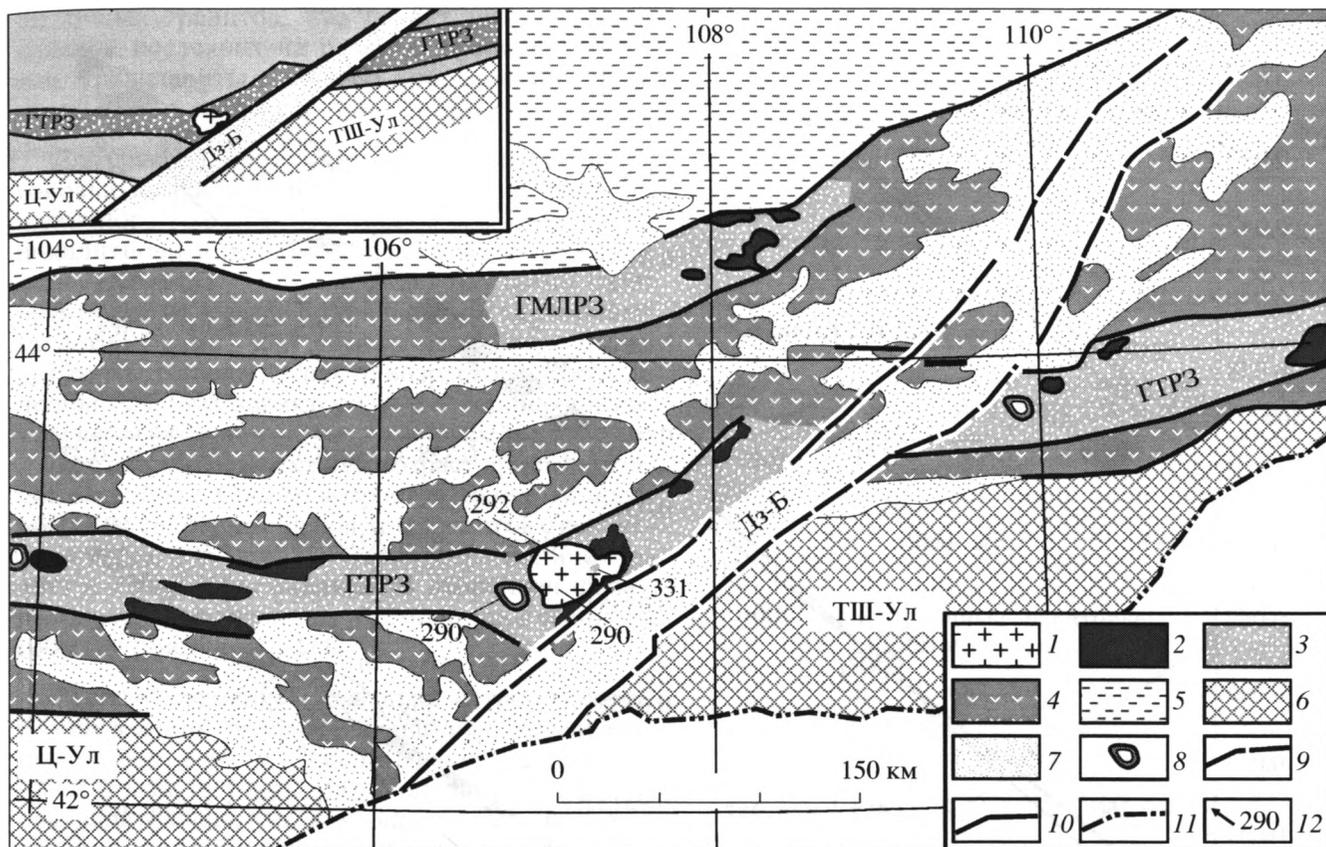
вестно, в этом отношении проявляет себя щелочной полевой шпат, разброс возрастов в котором составляет от 218 до 306 млн. лет. Обычно этот минерал легко теряет радиогенный аргон при наложенных процессах, в связи с чем, возраст по этому минералу бывает заниженным. Лучше сохраняет радиогенный аргон амфибол. Для щелочных гранитов калий-аргоновый возраст по амфиболу варьирует от 266 до 362 млн. лет. Максимальный возраст, полученный по арфведсониту и полилитиониту (362 и 342 млн. лет соответственно), установлен для щелочно-гранитных пегматитов, для которых известно завышение возраста по неустановленным причинам даже для аргон-аргоновой системы [7]. Без этих крайних оценок калий-аргоновый возраст по амфиболу щелочных гранитов колеблется в сравнительно узких пределах 266–310 млн. лет. Были выполнены также Rb-Sr оценки возраста гранитов, составившие  $282 \pm 22$  млн. лет [1] и  $286 \pm 9$  млн. лет [15]. Но они базировались на изохронах с достаточно большим разбросом точек изотопного состава, в связи с чем, надежность этих цифр вызывает сомнение.

В данной работе мы представляем новые данные не только для рубидий-стронциевой системы (в частности, для вулканитов южного обрамления массива), но и для цирконов уран-свинцовым методом, возраста которых считаются наиболее надежными, а также для амфибола и полилитионита аргон-аргоновым методом.

Выделение акцессорного циркона для геохронологических исследований проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей в изотопной лаборатории ИГГД РАН. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U осуществлялись по модифицированной методике Т. Кроу [22, 23]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 50 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb  $0.32 \pm 0.11$  аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам "PbDAT" и "ISOPLOT" [24, 25]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [27]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [26]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Аналитические параметры геохронологических исследований по другим изотопным системам описаны нами ранее [7, 9].

Мы считаем наиболее принципиальными геохронологическими вопросами, кроме возраста собственно щелочных гранитов массива, возраст проресов кровли массива, а также возраст масси-



**Рис. 5.** Схема строения центральной части Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны и ее положения в системе структур краевого пояса Южной Монголии. На врезке приведена структурная схема, отражающая особое положение Хан-Богдинского массива в пределах Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны

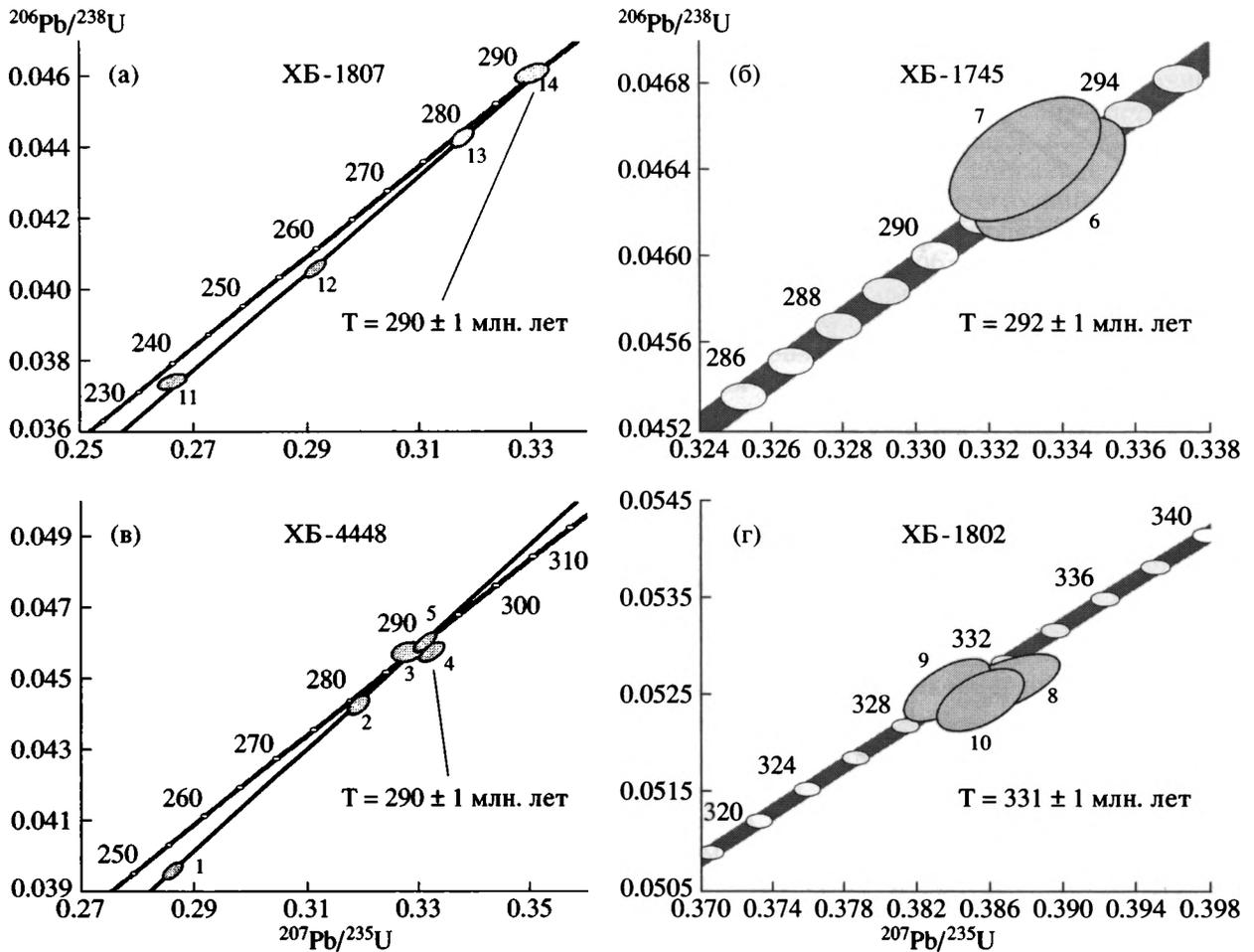
1–3 – комплексы рифтовых зон: 1 – Хан-Богдинский массив, 2 – поля развития бимодальных вулканических ассоциаций и щелочных гранитов, 3 – эродированные и перекрытые более молодыми толщами участки рифтовых зон, 4 – область развития герцинид и комплексов активной континентальной окраины в ее пределах, 5 – каледониды, 6 – комплексы Южно-Гобийского микроконтинента, 7 – мезокайнозойские впадины, 8 – массивы биотитовых нещелочных гранитоидов, 9 – разломы Дзун-Байнской системы, 10 – разломы, 11 – граница между Монголией и Китаем, 12 – места отбора проб для датирования и их возраст в млн. лет.

Рифтовые зоны: ГТРЗ – Гоби-Тяньшаньская, ГМЛРЗ – Главного Монгольского линеймента. Блоки Южно-Гобийского микроконтинента: ТШ-Ул – Тото-Шань-Уланульский, Ц-Ул – Цаган-Ульский. Дз-Б – Дзун-Байнская система разломов

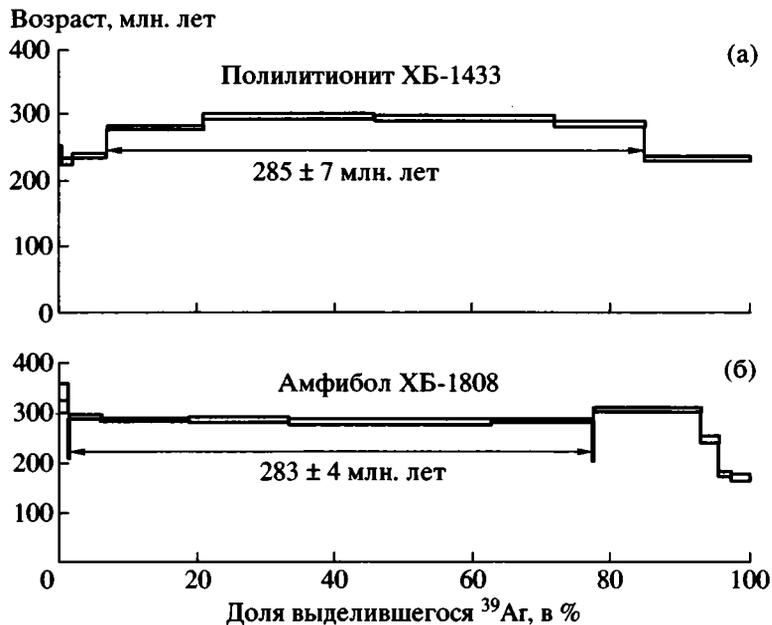
вов биотитовых нещелочных лейкогранитов, аналогичных провесам кровли в Хан-Богдинском массиве, расположенных к западу от последнего (рис. 5). Поэтому цирконовые возраста, полученные уран-свинцовым методом, как наиболее надежные, были выполнены для щелочных гранитов ГИФ Западного тела, отсюда же для редкометалльных щелочно-гранитных пегматитов 2-ой фазы, для трахидацитов провеса кровли района горы Бустэ, для биотитовых лейкогранитов массива, расположенного к западу от Хан-Богдинского (см. рис. 5), аналогичных, как уже говорилось, ксенолитам в щелочных гранитах. Места отбора этих проб показаны на рис. 1 и 5.

Для гранитов ГИФ западного тела уран-свинцовый возраст по циркону (проба ХБ-1807) со-

ставляет  $290 \pm 1$  млн. лет, для редкометалльных щелочно-гранитных пегматитов 2-ой фазы (проба ХБ-1745) –  $292 \pm 1$  млн. лет, для розовых биотитовых гранитов массива, расположенного к западу от Хан-Богдинского (ХБ-4448), и ксенолитов в гранитах ГИФ –  $290 \pm 1$  млн. лет, для трахидацитов провеса кровли в массиве (проба ХБ-1802) –  $330 \pm 1$  млн. лет (рис. 6). Из этих цифр следует, что щелочные граниты ГИФ и их пегматиты имеют практически одинаковый возраст около 290 млн. лет, который оценен с большой точностью. Такой же возраст имеют розовые биотитовые нещелочные граниты, образующие как отдельные массивы, так и крупные ксенолиты в щелочных гранитах ГИФ. Подчеркнем, что возраст розовых гранитов определен не из ксенолитов, а из массива в удалении от Хан-Богдинских



**Рис. 6.** Диаграммы с конкордией для цирконов из пород Хан-Богдинского массива и его обрамления: а – щелочной гранит ГИФ, б – щелочно-гранитный пегматит 2-ой интрузивной фазы, в – биотитовый нещелочной гранит к западу от массива щелочных гранитов, г – трахириолит провеса кровли щелочно-гранитного массива



**Рис. 7.** Ar-Ar возрастные спектры полилитнионита ХБ-1433 (а) и амфибола ХБ-1808 (б) редкометалльных щелочно-гранитных пегматитов Хан-Богдинского массива

щелочных гранитов, что делает невозможным влияние последних на розовые граниты. Наконец, трахидациты провесов кровли имеют возраст 330 млн. лет.

Для сравнения мы также определили аргон-аргоновые возраста по плато (рис. 7) для амфибола щелочного гранита ГИФ (проба ХБ-1808) и для полилитнионита редкометального пегматита 2-ой фазы (ХБ-1433). Они оказались близкими, хотя чуть более молодыми по сравнению с цирконовыми датировками –  $283 \pm 4$  млн. лет и  $285 \pm 7$  млн. лет соответственно. Спектр возрастов амфибола пробы ХБ-1808 характеризуется хорошо развитым сегментом плато (рис. 7б), возраст которого может рассматриваться как возраст кристаллизации амфибола. Спектр возрастов полилитнионита похож на спектр смешения компонентов с возрастными около 295 млн. лет (собственно полилитнионит) и 229 млн. лет (какая-то вторичная фаза), возможно, отвечающий времени наложенного события (рис. 7а).

Рубидий-стронциевый возраст островодужной толщи южного обрамления массива, определенный по двум точкам (базальт и дацит), составляет  $329 \pm 5$  млн. лет (рис. 8в). Конечно, эта оценка предварительная, так как определена она всего по двум точкам, но характерно, что она практически совпадает с возрастом циркона из дацита провеса кровли. Она совпадает с цирконовой датировкой и показывает близость возраста провесов кровли именно с островодужной толщей обрамления массива. Рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления оценен по региональной изохроне (см. рис. 8а): для всех разновидностей вулканитов бимодальной толщи возраст составляет  $291 \pm 4$  млн. лет (СКВО = 52), только для кислых вулканитов –  $293 \pm 15$  млн. лет (СКВО = 122, нет на рисунке). Наконец, рубидий-стронциевый изохронный возраст для щелочных гранитоидов ГИФ Западного тела массива (рис. 8б) составляет  $287 \pm 3$  млн. лет (СКВО = 1.8).

В итоге мы имеем хорошо сходящиеся возраста для щелочных гранитов Хан-Богдинского массива, определенные уран-свинцовым методом по циркону ( $290 \pm 1$  млн. лет), аргон-аргоновым методом по амфиболу и полилитниониту ( $283 \pm 4$  млн. лет и  $285 \pm 7$  млн. лет), рубидий-стронциевым изохронным методом ( $287 \pm 3$  млн. лет), близкие к 290 млн. лет. К этому возрасту близок возраст по циркону красных биотитовых гранитов ( $290 \pm 2$  млн. лет) и рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления массива. По геологическим данным красные биотитовые граниты образовались несколько раньше, чем щелочные граниты, но различие в их возрасте не фиксируется радиологическими методами, и в

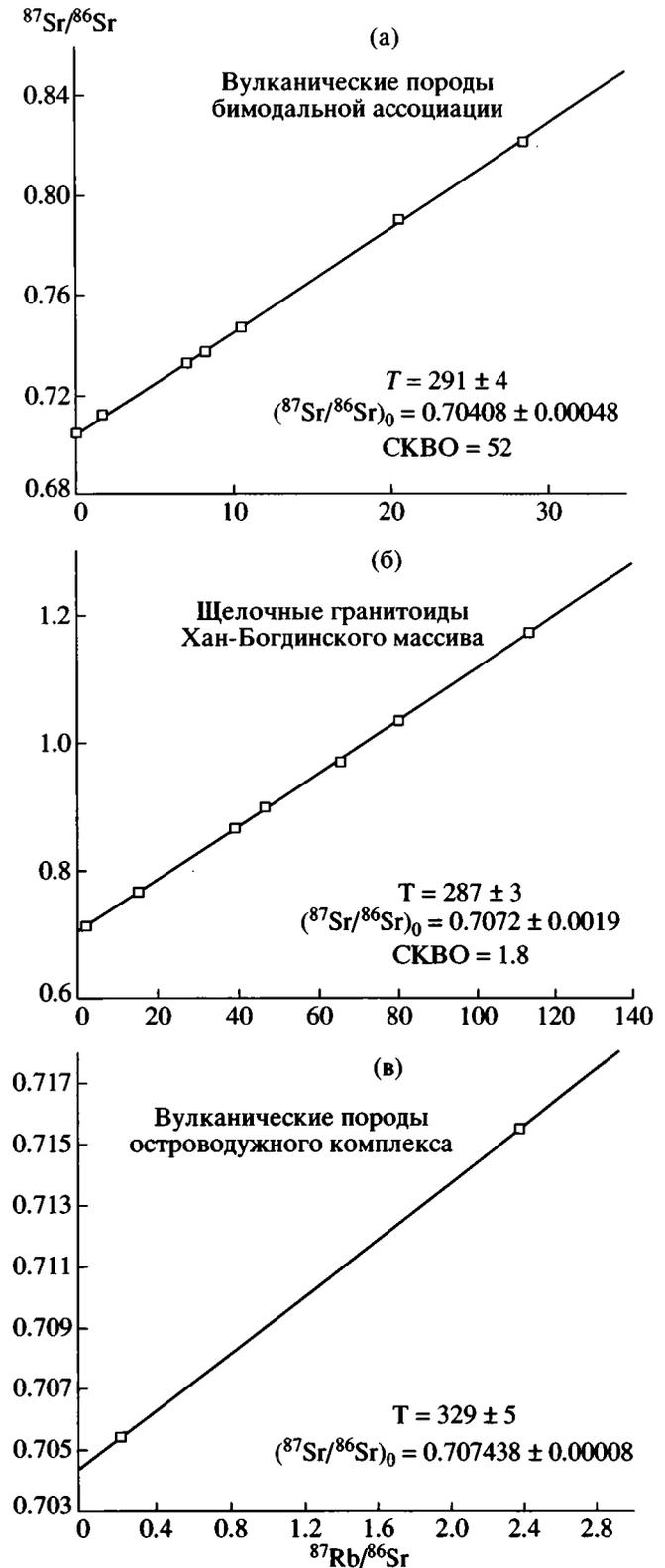
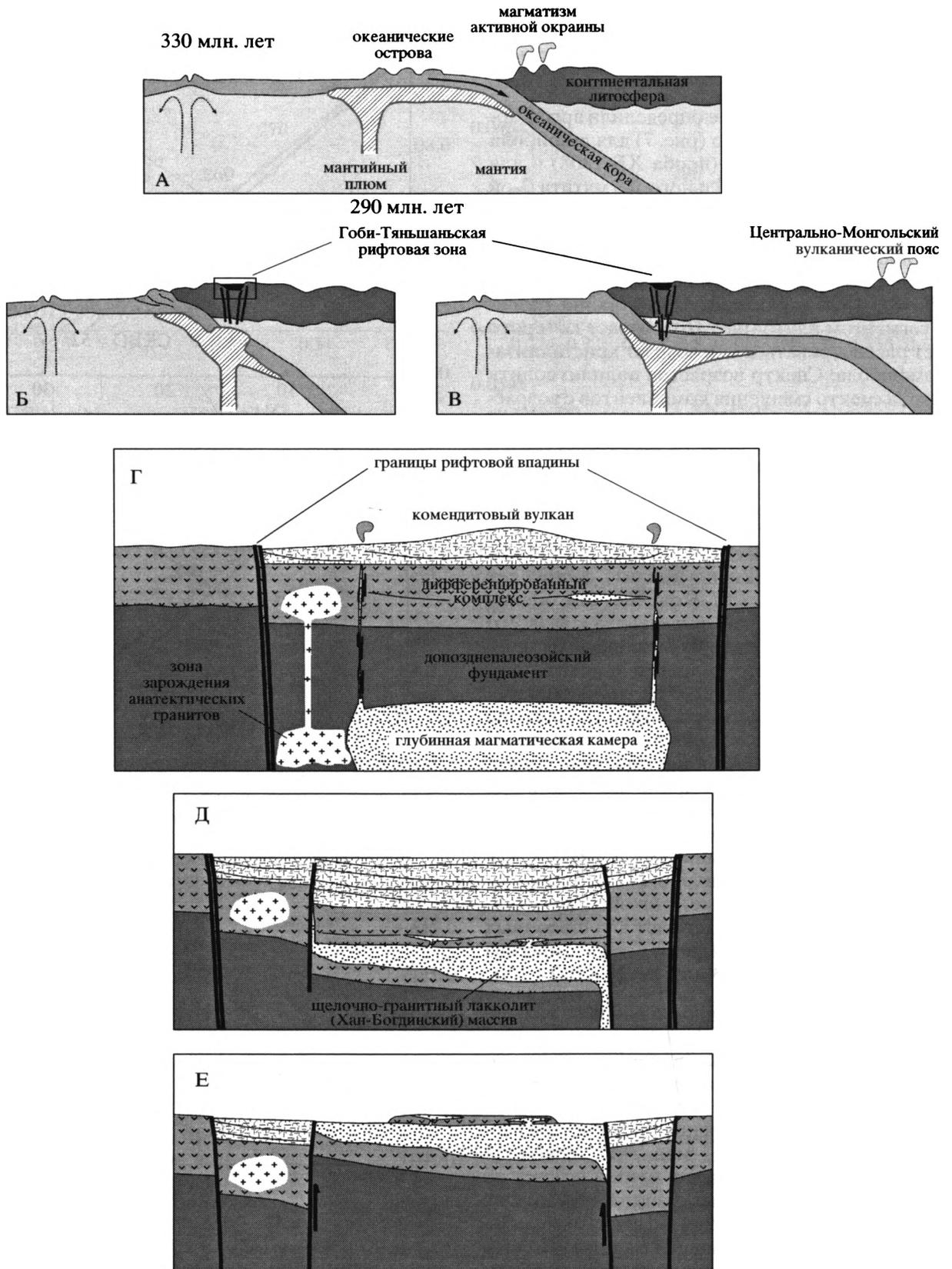


Рис. 8. Rb-Sr региональные изохроны для вулканических пород бимодальной ассоциации в обрамлении Хан-Богдинского массива (а), изохроны щелочных гранитов ГИФ (б) и вмещающих островодужных вулканических пород комплекса (в)



**Рис. 9.** Модель формирования Хан-Богдинской вулcano-плутонической ассоциации (пояснения в тексте)

Жирными стрелками показаны направления движения блоков, штриховыми – возможные пути конвекции верхней мантии

первом приближении их можно считать синхронными. К более ранним магматическим образованиям относятся породы дифференцированного комплекса в обрамлении массива и в провесах кровли, которые сформировались около 330 млн. лет назад.

Полученные геохронологические данные хорошо согласуются с определениями возраста, полученными на основе флористических отпечатков [2]. Так, возраст трахидацитов из пород дифференцированного комплекса, определенный в 330 и 328 млн. лет, вполне соответствует геологической оценке времени формирования комплекса в целом в среднем–позднем карбоне. Раннепермский возраст пород бимодального комплекса также отвечает результатам геохронологических исследований, показавших, что формирование этих пород и связанных с ними щелочных гранитов произошло около 290 млн. лет.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ХАН-БОГДИНСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Имеющиеся геологические и геохронологические данные показывают, что Хан-Богдинский массив щелочных гранитоидов, массивы нещелочных биотитовых лейкогранитов и ассоциирующие с ним вулканические толщи известково-щелочного и бимодального комплексов возникли в пределах активной континентальной окраины Южно-Монгольских герцинид. Спецификой ее развития стало то, что до рубежа 330 млн. лет назад в ее пределах имел место базальт-андезит-риолитовый магматизм [13], в результате которого был сформирован комплекс магматических пород (дифференцированный), типичный для краевых магматических поясов [11, 12], а затем проявились процессы рифтогенеза с характерным для них бимодальным базальт-командитовым магматизмом с пантеллеритами и щелочными гранитами. Эти рифтогенные процессы в пределах Гоби-Тяньшаньской зоны начались с рубежа 318 млн. лет в районе гор Тост-Нуру [9], то есть, по меньшей мере, спустя 10–15 млн. лет после прекращения развития краевого магматического пояса, и продолжались до 290 млн. лет назад (время образования Хан-Богдинского массива). В результате возникла протяженная упомянутая Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона, наложенная на краевой пояс и протянувшаяся вдоль него более чем на 1000 км.

Образование Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны послужило началом формирования одной из крупнейших континентальных рифтовых систем мира – позднепалеозойской–раннемезозой-

ской рифтовой системы Центральной Азии. Особенностью ее развития стало последовательное смещение зон рифтогенеза от края позднепалеозойского Северо-Азиатского палеоконтинента в глубь его с образованием ряда субпараллельных рифтовых зон, возраст которых меняется от позднекаменноугольного–раннепермского (Гоби-Тяньшаньская зона, край континента) до позднепермского (Северо-Монгольская зона, наиболее удаленная от края континента). Подобное смещение зон рифтогенеза позволило связать причину возникновения рифтовой системы и, в частности, Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, с последовательным надвиганием края континента на срединно-океанический хребет герцинского палеоокеана или горячую точку мантии в его пределах [20] (рис. 9, модель А, Б и В).

О существовании упомянутой горячей точки мантии в океаническом секторе свидетельствует участие в составе среднепалеозойских офиолитов Южной Монголии комплексов высокотитанистых базальтов [14] с геохимическими характеристиками базальтов ОІВ-типа (наши неопубликованные данные). Эти породы, характеризующиеся признаками формирования в обстановках, удаленных от областей сноса, образуют тектонические пластины. В современной структуре они тектонически совмещены с комплексами пород островных дуг, что, по-видимому, произошло в результате аккреционных процессов при формировании Южно-Монгольских герцинид. Очевидно, что присутствие таких пород среди герцинид свидетельствует о существовании, по крайней мере, в среднепалеозойском Палео-Азиатском океане островов или лавового плато, формирование которых, по аналогии с современными островами, контролировалось мантийным плюмом.

На схеме рис. 9 показано два возможных варианта развития событий после столкновения края Северо-Азиатского палеоконтинента с горячей точкой мантии (Б и В). В одном случае (Б) предполагается, что океанические острова блокировали зону субдукции, вызвав отрыв субдуцирующего слэба. В образовавшееся астеносферное окно внедрилась мантия плюма, которая воздействовала как на мантию мантийного клина, так и непосредственно на литосферу, провоцируя в пределах последней тектоническую и магматическую активность.

Во втором варианте (В) мы полагаем, что субдуцированная литосфера приобрела дополнительную плавучесть под воздействием поднимающегося горячего перекрытого ею плюма и сразу не “утонула”, а полого следовала в астеносфере под подошвой литосферы и лишь на значительном удалении от края континента погружалась в низы

мантии. Как известно из примера Кордильер Южной Америки, над участками пологого (субгоризонтального) продвижения субдцированной плиты вдоль подошвы литосферы магматическая активность типа АКО не проявляется. Подобное прекращение магматической деятельности произошло в конце карбона – начале перми в пределах южной активной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента. Однако в северной ее тыловой части в пределах Центральной и Северной Монголии в это же время начала проявляться активность окраинно-континентального типа. Ранее эти изменения в распределении окраинно-континентального магматизма мы связывали с перескоком континентальной литосферой над зоной субдукции [6], но, как представляется, предложенная модель (рис. 9В) имеет предпочтение, так как учитывает участие мантийного плюма в общей геодинамической картине формирования магматизма в краевой части палеоконтинента. В этом варианте воздействие плюма на континентальную литосферу было в значительной степени опосредованным через частичное плавление океанической литосферы и мантии мантийного клина. Обеим этим моделям соответствует то, что в пределах южно-монгольского края континента процессы рифтогенеза следовали непосредственно вслед за магматизмом окраинно-континентального типа, когда условия магнообразования не успели сильно измениться. Мы полагаем, что этим объясняется специфика магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, в строении которой, наряду с бимодальным магматизмом, местами проявлялся магматизм, типичный для надсубдукционных обстановок. Примером могут служить андезиты известково-щелочной специфики, участвующие наряду с базальтами ОІВ типа в строении бимодальной ассоциации [8]. В то же время обычные, а не щелочные граниты, наблюдающиеся в районе Хан-Богдинского массива и имеющие такой же возраст, как и щелочные граниты, либо тоже относятся к известково-щелочным островодужным ассоциациям или являются коровыми анатектическими образованиями, сформированными под воздействием горячих мантийных магм. В первом из упомянутых выше сценариев это могло быть связано с вовлечением метасоматизированной мантии мантийного клина в процесс плавления, инициированные мантийным плюмом. Во втором случае такой же эффект могло вызвать воздействие плюма на еще не дегидратированную океаническую литосферу и расположенную над ней мантию клина.

Рассматривая проблему формирования Хан-Богдинского массива, приходится учитывать уникальность его размеров, свидетельствующих о наличии в его основании очень крупной магмати-

ческой камеры. Условия для ее возникновения, возможно, определялись особенностями структурной позиции массива. Как следует из рис. 5, массив расположен в участке коленообразного изгиба рифтовой зоны. Этот изгиб приспособлен к зоне разломов, которая под острым углом пересекает герциниды и структуры Южно-Гобийского микроконтинента и трассируется наложенными мезокайнозойскими впадинами Дзун-Баинского прогиба. Зона разломов смещает Цаганулинский и Тотошань-Уланульский блоки микроконтинента, то есть является по отношению к ним крупным сдвигом. В то же время структуры рифтовой зоны приспособляются к новообразованной границе микроконтинента, они следуют параллельно ей и включают, в частности, дайковые рои северо-восточного направления, согласные с простиранием (см. рис. 5) Дзун-Баинской системы разломов. Учитывая, что эта зона разломов возникла после формирования субширотных структур активной окраины и что она контролирует границы рифтовой зоны в районе Хан-Богдинского массива и к северо-востоку от него, можно сделать вывод, что время ее заложения было приближено ко времени образования рифтовой зоны, и, следовательно, ее можно сопоставить с разломами трансформного типа. Участок сочленения этого разлома с рифтовой зоной, по-видимому, создал условия для максимальной растяжения в основании рифтовой зоны с образованием крупных полостей, способных вместить большие объемы мантийных магм, последующая дифференциация которых в конечном итоге обеспечила образование большой массы щелочно-гранитных расплавов, включая редкометалльные. Подчеркнем, что объемы исходных магм для рассматриваемых бимодальных ассоциаций и щелочных гранитоидов в данном случае велики и соизмеримы с умеренными по размерам трапповыми областями.

Напомним, что рифтогенные магматические процессы в рассматриваемом районе начались одновременно излияниями основных и щелочно-салических лав. Как показывают результаты изучения лавовых полей бимодальной вулканической ассоциации в других участках рифтовой зоны [8, 18], скорее всего, излияния основных лав происходили из трещинных каналов, тогда как формирование щелочно-салических пород было связано с крупным вулканом центрального типа. В истории формирования вулкана отчетливо выделяется завершающая фаза игнимбритового вулканизма, в течение которой возникла толща мощностью более 800 м. Выходы ее наблюдаются по обрамлению массива, поэтому естественно предположить, что первоначально она охватывала и ту часть территории, которую в настоящее время занимает массив щелочных гранитов, и где,

по-видимому, располагалась центральная часть вулкана, извергавшего щелочно-салические расплавы. Площадь распространения толщи, следовательно, составляла не менее 2000 км<sup>2</sup>, а объем, с учетом обычно более высокой мощности вулканического комплекса вблизи центра вулкана, по-видимому, мог превышать 2000 км<sup>3</sup>. Но столь большие объемы игнимбритов обычно связаны с формированием гигантских кальдер типа Веллис [10, 16], механизм образования которых предполагает обрушение кровли магматической камеры, питающей вулканическую активность, и образование кольцевой системы разломов, которая ограничивала опускающийся блок и определяла контуры формирующейся над ним кальдеры (рис. 9Г и 9Д). Инициация кальдерообразования могла быть связана с общим режимом растяжения, существовавшим в пределах рифтовой зоны и приводящим к образованию разломов, которые дренировали глубинную магматическую камеру и, таким образом, могли вызвать быстрое истечение на поверхность флюидизированных (игнимбритовых) расплавов.

Опускание надкровельного блока, вероятно, сопровождалось образованием полостей отслаивания, идущих от его боковых границ как внутрь опускающегося (кальдерного) блока, так и во вмещающую раму по механизму pull-apart (см. рис. 9Д). Широкое развитие пластовых интрузий комендитов и гранит-порфиоров в обрамлении массива, по-видимому, свидетельствует именно о таком взаимодействии между породами рамы и обрушенным кальдерным блоком. В строении последней полости отслаивания могли иметь существенно более крупные размеры вследствие дифференциации движения разных его участков, обусловленной неоднородностью сил трения вдоль боковой поверхности блока и вызывающей его раскол. С учетом слоистой структуры коры кальдерного блока наиболее крупная полость могла возникнуть выше складчато-метаморфического массивного его основания, вероятнее всего, в стратифицированных толщах пород раннего и среднего карбона, где должна была стать вмещающим для расплавов, поднимавшихся из более глубинной магматической камеры. По-видимому, таким образом была сформирована промежуточная магматическая камера пластовой формы, превратившаяся после дифференциации и застывания кристаллизующихся расплавов в ее пределах в массив щелочных гранитов. Наличие двух изометричных тел в строении массива, вероятно, свидетельствует еще об одном акте кальдерообразования, который можно рассмотреть в рамках модели, предложенной Х. Вильямсом [28, 29] и объясняющей образование просядок над неглубокими лакколитами в результате перераспреде-

ления из них расплавов в горизонтальном направлении при расширении магматической камеры. В соответствии с ней для Хан-Богдинской ассоциации можно предположить такой прорыв магм из сформированного лакколита в горизонтальном направлении вдоль ослабленной зоны, фиксируемой северо-западной системой разломов и даек. Повторное опускание кальдерного блока должно было создать в строении массива концентрическую систему дислокаций, которая была использована при образовании кольцевых даек внутри него. Мы полагаем, что глубокой дифференциации щелочно-гранитных магм способствовало то, что массив, располагаясь внутри рифтовой зоны, не подвергался стрессовым воздействиям, которые могли бы нарушить течение процессов дифференциации.

Появление массива на поверхности (рис. 9Е) было связано с подъемом внутрикальдерного блока, произошедшим на послекальдерной стадии развития территории, очевидно, после складчатости, в которую были вовлечены вулканические толщи бимодального комплекса, но до формирования позднемезозойского платформенного чехла в регионе. Мы не располагаем необходимыми данными для точной оценки времени этого события, поэтому пока не представляется возможным связать этот процесс с тем или иным геологическим событием в послекаленноугольной истории Южной Монголии. Тем не менее, можно предположить, что он был обусловлен процессами коллизионного сжатия, проявившимися вдоль края континента вследствие закрытия Палео-Азиатского океана и воздействовавшими также на глубинные уровни коры, в том числе на глубинную магматическую камеру и вызвавшими в ней деформации с перераспределением пластического материала под основание кальдерного блока с последующим его выдавливанием кверху.

## ВЫВОДЫ

1. Изучено геологическое положение, внутренней структура и тектоническая позиция одного из крупнейших в мире Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов, расположенного в южной части пустыни Гоби (Монголия). Он тяготеет к центральной части позднепалеозойской мульды, в пределах которой островодужные известково-щелочные (разной щелочности) дифференцированные толщи сменяются рифтогенными бимодальными базальт-комендитовыми ассоциациями. Хан-Богдинский массив контролируется областью пересечения Гоби-Тяньшаньской субширотной рифтовой зоны с косым поперечным разломом, также контролирующим бимодальный магматизм.

2. Массив сложен двумя кольцевыми телами (Западным и Восточным), имеет резкие секущие магматические контакты с островодужной толщей и тектонические разломные границы с бимодальной толщей. Внутренняя кольцевая структура особенно характерна для Западного тела и подчеркивается здесь расположением кольцевых даек и провесов кровли вмещающей островодужной толщи. Последовательность образования пород массива следующая (от ранних к поздним): 1) светло-серые до розовых щелочные крупно-, среднезернистые граниты главной интрузивной фазы с акцессорным эльпидитом, слагающие большую часть Западного и часть Восточного тел; 2) дайки мелкозернистых экеритов, порфирированных экеритов, слоистых щелочно-гранитных пород, сложенных переслаивающимися экеритами и пегматитами, пегматоидных щелочных гранитов, пегматитов, которые развиты в Западном теле, подчеркивая его кольцевую структуру; 3) сиреневые мелко- до среднезернистых щелочные (обычно эгириновые или арфведсонит-эгириновые, часто миароловые) граниты с акцессорным цирконом, слагающие большую часть Восточного тела; 4) дайки микрозернистых до стекловатых темно-голубых или темно-зеленых пантеллеритов, 5) дайки щелочных порфирированных мелкозернистых лейкогранитов, развитые в северной части Восточного тела; 6) дайки микрозернистых красных граносиенитов и монционитов, образующие систему протяженных дайковых тел субширотного простирания в Западном теле; 7) редкие карбонатные и кварц-карбонатные жилы. По предварительным гравиметрическим данным массив представляет собой уплощенное тело (лакколлит), подошва которого ступенчато погружается к северо-западу. Получены надежные геохронологические данные для пород массива и его обрамления: для щелочных гранитов ГИФ, определенные уран-свинцовым методом по циркону ( $290 \pm 1$  млн. лет), аргон-аргоновым методом по амфиболу и полилитниону ( $283 \pm 4$  млн. лет и  $285 \pm 7$  млн. лет), рубидий-стронциевым изохронным методом ( $287 \pm 3$  млн. лет), близкие к 290 млн. лет. К этому возрасту близок возраст по циркону красных биотитовых гранитов ( $290 \pm 1$  млн. лет) и рубидий-стронциевый возраст бимодальной толщи южного обрамления массива. К более ранним магматическим образованиям относятся породы островодужного дифференцированного комплекса в обрамлении массива и в провесах кровли, которые сформировались около 330 млн. лет назад. Полученные геохронологические данные по вмещающим породам хорошо согласуются с определениями возраста, полученными на основе флюористических отпечатков [2]:

островодужная толща – средний–поздний карбон, бимодальная толща – ранняя пермь.

3. Геодинамическая модель формирования Хан-Богдинского массива предполагает коллизии герцинского континента с горячей точкой палеоокеана в виде двух вариантов. В первом варианте после столкновения края Северо-Азиатского палеоконтинента с горячей точкой мантии горячая мантия плюма переработала субдуцируемую литосферу, образовав подобие астеносферного окна, которое было источником рифтогенного магматизма и собственно Хан-Богдинского массива. Во втором варианте горячая и всплывающая мантия плюма выполаживала субдуцируемую плиту, прекращала островодужный магматизм, возможно, создавала локальную конвективную систему в астеносфере мантийного клина, способствующую образованию источников рифтогенного магматизма.

4. Огромный объем щелочно-гранитных плутонических и вулканических пород Хан-Богдинского массива и его кольцевая структура обусловлены кальдерным механизмом внедрения и эволюции его магм. Исходная для них базитовая магма должна была формировать объем, в разы превышающий объем щелочных гранитоидов и их вулканогенных аналогов, что уже соизмеримо с объемом магм умеренных по величине трапповых провинций.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 05-05-64056, 05-05-64000, 05-05-64001, 06-05-64416), проекта “Ведущие научные школы” НШ-6053.2006.5, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5, 7, 8, гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов (Монгольская Народная Республика). М.: Наука, 1981. 136 с.
2. Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Горегляд А.В. и др. Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. № 4. С. 85–104.
3. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики / Гл. ред. А.Л. Яншин. М. 1 : 1500000. М.: ГУГК, 1989.
4. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цеден Ц., Гундасамбуу Ц., Горегляд А.В. Редкометальные гранитоиды Монголии: петрология, рас-

- пределение редких элементов и генезис. М.: Наука, 1971. 148 с.
5. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Павленко А.С., Перфильев А.С. Южно-Гобийский пояс редкометалльных щелочных пород МНР и его структурное положение // ДАН СССР. 1973. Т. 210. № 4. С. 911–914.
  6. Коваленко В.И., Массажовский А.А., Ярмолюк В.В. Петрохимическая зональность и проблема реконструкции геодинамических обстановок (на примере монгольского отрезка Евразийского позднепалеозойского вулканического пояса) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–29.
  7. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 467–494.
  8. Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М. и др. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология. 2006. Т. 14. № 4 (в печати).
  9. Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Возраст бимодального и щелочно-гранитного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, хребет Тост, Южная Монголия // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С. 218–224.
  10. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.
  11. Магматические горные породы. Кислые и средние породы / Отв. ред. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. М.: Наука, 1987. 365 с.
  12. Магматические горные породы: эволюция магматизма в истории Земли / Ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 368 с.
  13. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.В., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
  14. Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 46–62.
  15. Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. и др. Рубидий-стронциевый возраст щелочных гранитов Хан-Богдинского массива в Монгольской Народной Республике // Геология и геофизика. 1980. № 2. С. 150–154.
  16. Ярмолюк В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 93 с.
  17. Ярмолюк В.В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 125 с.
  18. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтовых структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 192 с.
  19. Ярмолюк В.В., Дуранте М.В., Коваленко В.И. и др. Возраст комендит-щелочно-гранитных ассоциаций Южной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 40–48.
  20. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
  21. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sciences. 2004. Vol. 23. № 5. P. 605–627.
  22. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
  23. Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 637–649.
  24. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Report. 88–542. 1991. 35 p.
  25. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 pp.
  26. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. № 2. P. 207–221.
  27. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 36. № 2. P. 359–362.
  28. Williams H. Calderas and their origin // Univ. Cal. Pubs. Geol. Sci. 1941. Vol. 25. № 6. P. 239–246.
  29. Williams H., McBirney A.R. Volcanology. San Francisco: Freeman and Co, 1979. 397 p.

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

## Geology, Geochronology, and Geodynamics of the Khan Bogd Alkali Granite Pluton in Southern Mongolia

V. I. Kovalenko<sup>a</sup>, V. V. Yarmoluyk<sup>a</sup>, E. B. Sal'nikova<sup>b</sup>, A. M. Kozlovsky<sup>a</sup>, A. B. Kotov<sup>b</sup>,  
V. P. Kovach<sup>b</sup>, V. M. Savatenkov<sup>b</sup>, N. V. Vladykin<sup>c</sup>, and V. A. Ponomarchuk<sup>d</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: vik@igem.ru*

<sup>b</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

<sup>c</sup>*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Favorskogo 1a, Irkutsk, 664033 Russia*

<sup>d</sup>*United Institute of Geology, Geophysics, and Mineralogy, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, pr. Akademika Koptyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

**Abstract**—The Khan Bogd alkali granite pluton, one of the world's largest, is situated in the southern Gobi Desert, being localized in the core of the Late Paleozoic Syncline, where island-arc calc-alkaline differentiated volcanics (of variable alkalinity) give way to the rift-related bimodal basalt–comendite–alkali granite association. The tectonic setting of the Khan Bogd pluton is controlled by intersection of the near-latitudinal Gobi–Tien Shan Rift Zone with an oblique transverse fault, which, as the rift zone, controls bimodal magmatism. The pluton consists of the eastern and the western ring bodies and comes into sharp intrusive contact with rocks of the island-arc complex and tectonic contact with rocks of the bimodal complex. The inner ring structure is particularly typical of the western body and accentuated by ring dikes and roof pendants of the country island-arc complex. According to preliminary gravity measurements, the pluton is a flattened intrusive body (laccolith) with its base subsiding in stepwise manner northwestward. Reliable geochronologic data have been obtained for both plutonic and country rocks: the U–Pb zircon age of alkali granite belonging to the main intrusive phase is  $290 \pm 1$  Ma, the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of amphibole and polyolithionite are  $283 \pm 4$  and  $285 \pm 7$  Ma, and the Rb–Sr isochron yields  $287 \pm 3$  Ma; i.e., all these estimates are close to 290 Ma. Furthermore, the U–Pb zircon age of red normal biotite granite ( $290 \pm 1$  Ma) and the Rb–Sr age of the bimodal complex in the southern framework of the pluton are the same. The older igneous rocks of the island-arc complex in the framework and roof pendants of the pluton are dated at 330 Ma. The geodynamic model of the Khan Bogd pluton formation suggests collision of the Hercynian continent with a hot spot in the paleocean; two variants of this model are proposed. According to the first variant, the mantle plume, after collision with the margin of the North Asian paleocontinent, reworked the subducted lithosphere and formed a structure similar to an asthenospheric window, which served as a source of rift-related magmatism and the Khan Bogd pluton proper. In compliance with the second variant, the emerging hot mantle plume flattened the subducted plate; terminated the island-arc magmatism; and probably created a local convective system in the asthenosphere of the mantle wedge, which gave rise to the formation of a magma source. The huge body of the Khan Bogd alkali granite pluton and related volcanic rocks, as well as its ring structure, resulted from the caldera mechanism of the emplacement and evolution of magmatic melts.

УДК 551.465/551.242.2(265)

## ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ГАВАЙСКО-ИМПЕРАТОРСКОЙ СИСТЕМЫ ХРЕБТОВ (ТИХИЙ ОКЕАН) ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2006 г. Е. В. Вержбицкий, М. В. Кононов, А. Ф. Бяков, В. П. Дулуб

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, 36

Поступила в редакцию 19.11.2004 г.

Анализ геолого-геофизических данных в районе Гавайско-Императорской системы хребтов указывает, что генезис литосферы хребтов не соответствует геотермической модели образования океанического дна. С целью выявления закономерностей формирования Гавайско-Императорской цепи был проведен детальный тектонический анализ основных структур северной части Тихого океана и построена карта геотермической и геомагнитной изученности и распределения возраста дна региона. На основе базы батиметрических данных по Мировому океану были выполнены модельные расчеты параметров погружения литосферы, термически омоложенной веществом плюма после прохождения Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой. Рассчитанные параметры указывают, что скорость погружения литосферы, испытавшей термическое омоложение, значительно меньше скорости погружения литосферы спрединговой природы. Получено эмпирически соотношение, описывающее процесс резкого воздымания и дальнейшего погружения океанического дна во время движения Тихоокеанской плиты над Гавайским плюмом. Создана теплофизическая модель строения термически омоложенной литосферы, вызывающей на поверхности поднятий Гавайско-Императорской цепи тепловой поток, близкий измеренному тепловому потоку, что указывает на реальность предложенной модели. На базе комплекса геолого- геофизических данных и расчета распределения возраста дна северной части Тихого океана построены в абсолютной системе координат палеогеодинамические реконструкции термического процесса формирования Гавайско-Императорской системы хребтов на период времени 90–20 млн. лет.

### ВВЕДЕНИЕ

По современным представлениям литосфера океанов образуется в зоне оси спрединга. Далее, двигаясь от оси спрединга, литосфера охлаждается, а ее мощность увеличивается вследствие кристаллизации жидкой базальтовой составляющей вещества астеносферы на подошве литосферы. В соответствии с геотермической (кристаллизационной) моделью остывания движущейся литосферной плиты, увеличения ее мощности и тяжести и изостатического погружения в астеносферу, глубина погружения фундамента океанической коры может быть представлена как [12, 42]:

$$H = H_0 + Kt^{1/2}, \quad (1)$$

где  $H$  – глубина фундамента океанической коры, в км;  $H_0$  – глубина над гребнем срединно-океанического хребта, в км;  $K$  – коэффициент, характеризующий скорость погружения фундамента, в км/(млн. лет)<sup>1/2</sup>;  $t$  – возраст фундамента, в млн. лет. Для средней глубины срединно-океанических хребтов и средней скорости погружения фундамента  $H_0 = 2.6$  и  $K = 0.345$ .

На основании геотермической модели процесс остывания океанической литосферы описывается соотношением (теоретической геотермической кривой):

$$q = \gamma t^{-1/2}, \quad (2)$$

здесь  $q$  – тепловой поток, в мВт/м<sup>2</sup>;  $\gamma$  – коэффициент, характеризующий скорость остывания литосферы, в мВт (млн. лет)<sup>1/2</sup> м<sup>-2</sup>;  $t$  – возраст литосферы, в млн. лет. Для средней скорости остывания литосферы Мирового океана  $\gamma = 480$ .

Анализ данных глубоководного бурения, батиметрических, геотермических, магнитных и других геолого-геофизических данных показывает, что остывание и погружение литосферы под асейсмичными хребтами океанов, такими, как Восточно-Индийский, Мальдивский и др., также происходит в соответствии с геотермической моделью формирования океанического дна, т.е. в соответствии с соотношениями (1) и (2) [57]. Следует специально отметить, что направление формирования вышеуказанных хребтов было в ос-

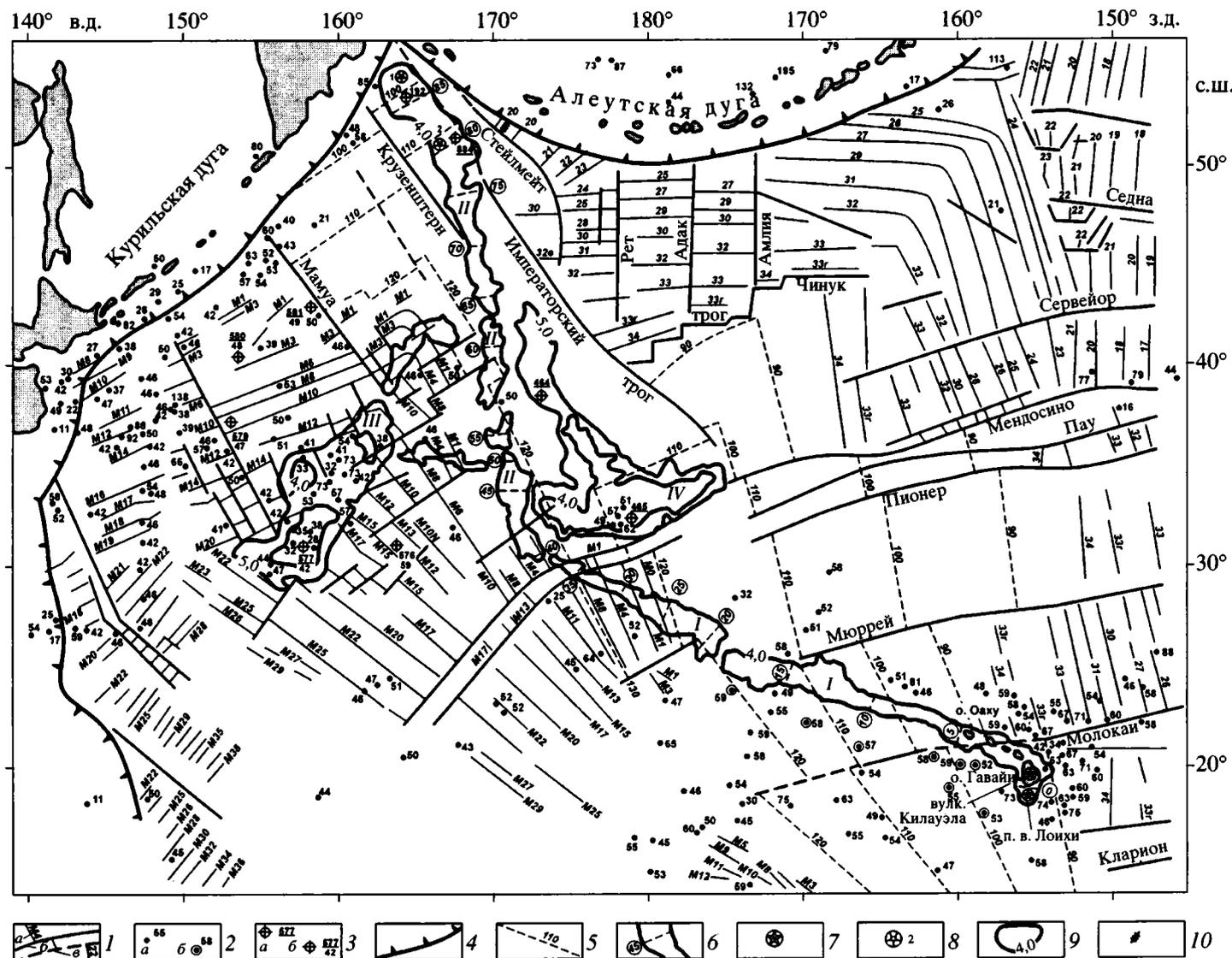


Рис. 1. Карта геотермической и геомагнитной изученности северной части Тихого океана

1 – линейные магнитные аномалии и их номера (а) и трансформные разломы: б – достоверные, в – предполагаемые, по [11, 24, 32, 33, 39]; 2 – точки измерения теплового потока ( $\text{мВт/м}^2$ ): а – по данным [44, 48, 49, 51], б – по данным [58, 59]; 3 – скважины глубоководного бурения: а – номер скважины; б – номер скважины в числителе и тепловой поток ( $\text{мВт/м}^2$ ) в знаменателе; 4 – зоны субдукции; 5 – изохроны возраста лавы океана (млн. лет) в зоне мелового спокойного магнитного поля; 6 – изолинии среднего возраста Гавайско-Императорской цепи (млн. лет); 7 – действующие вулканы: подводный вулкан Лоихи и Килауэла (о. Гавайи); 8 – подводные горы Гавайско-Императорского хребта: 1 – гайот Мейджи, 2 – Детройт; 9 – изобаты, км; 10 – палеоосевые линейные магнитные аномалии (палеоспрединговые центры). Римскими цифрами обозначены: I – Гавайский хребет, II – Императорский хребет, III – возвышенность Шатского, IV – возвышенность Хесса

новном квазиортогонально простирацию линейных магнитных аномалий.

Гавайский и Императорский асейсмичные хребты в целом находятся в зоне спокойного магнитного поля, т.е. в зоне отсутствия линейных магнитных аномалий (см. рис. 1). Отрезки прямых интерполяции возраста дна с помощью ближайших магнитных аномалий, как и сами аномалии, расположены в основном под углом к простирацию структуры хребтов. Все это в значительной мере усложняет идентификацию возраста прилегающей к хребтам литосферы.

В настоящее время наиболее известны две гипотезы генезиса Гавайско-Императорского хребта. Первая “мембранная” гипотеза предполагает образование поясов внутриплитного магматизма вследствие регионального растрескивания литосферной плиты из-за ее различной кривизны и декомпрессии мантии [55]. Однако наиболее обоснованной и практически принятой в научном мире является вторая гипотеза. Она постулирует “прожигание” движущейся литосферной плиты нижнемантийным плюмом, создающее на поверхности вулкан, который отмирает после прохождение плиты над горячей точкой [61].

Прохождение Тихоокеанской плиты над плюмом Гавайской горячей точки вызвало изменение температурного режима литосферы, образование на поверхности дна сводового поднятия (свелла) и искажение основных закономерностей, соотношения (1) и (2), геотермической модели образования океанического дна. В работах [17, 27] показано, что после прохождения Тихоокеанской плиты над плюмом произошло ступенчатое поднятие поверхности дна, изменение глубины от ~5.5 до ~4.3 км (район о-ва Оаху) и так называемое термическое омоложение литосферы. Следующее после поднятия дна погружение свелла в зависимости от увеличения его возраста осуществляется, по данным работы [17], в соответствии с соотношением (1) таким образом, как будто древняя океаническая литосфера вблизи о-ва Оаху имеет возраст не 100–95 млн. лет, определенный здесь по магнитным аномалиям, а значительно более молодой начальный возраст ~30 млн. лет (см. рис. 2). Необходимо также отметить, что возраст собственно свелла в районе о-ва Оаху, определенный по образцам изверженных пород вулканических построек Гавайской цепи, составляет лишь несколько млн. лет [16].

Учитывая процесс прохождения Тихоокеанской литосферной плиты над разогретым веществом Гавайского плюма, предполагали большую величину теплового потока в районе Гавайского хребта. Однако измеренный в районе хребта установившийся тепловой поток мал и составляет

~58 мВт/м<sup>2</sup> (см. рис. 3), что превышает теоретический фон ~45 мВт/м<sup>2</sup>, рассчитанный по формуле (2) для прилегающей к хребту старой океанической литосферы с возрастом ~100 млн. лет, на ~20%. Следовательно, формирование Гавайско-Императорской системы хребтов происходило не в соответствии с геотермической (кристаллизационной) моделью образования океанического дна.

Как было отмечено выше, регион Гавайско-Императорской системы хребтов практически находится в зоне спокойного магнитного поля, где линейные магнитные аномалии отсутствуют. Это значительно затрудняет анализ процессов эволюции региона из-за неопределенности оценки возраста дна прилегающих к этим хребтам участков ложа Тихого океана.

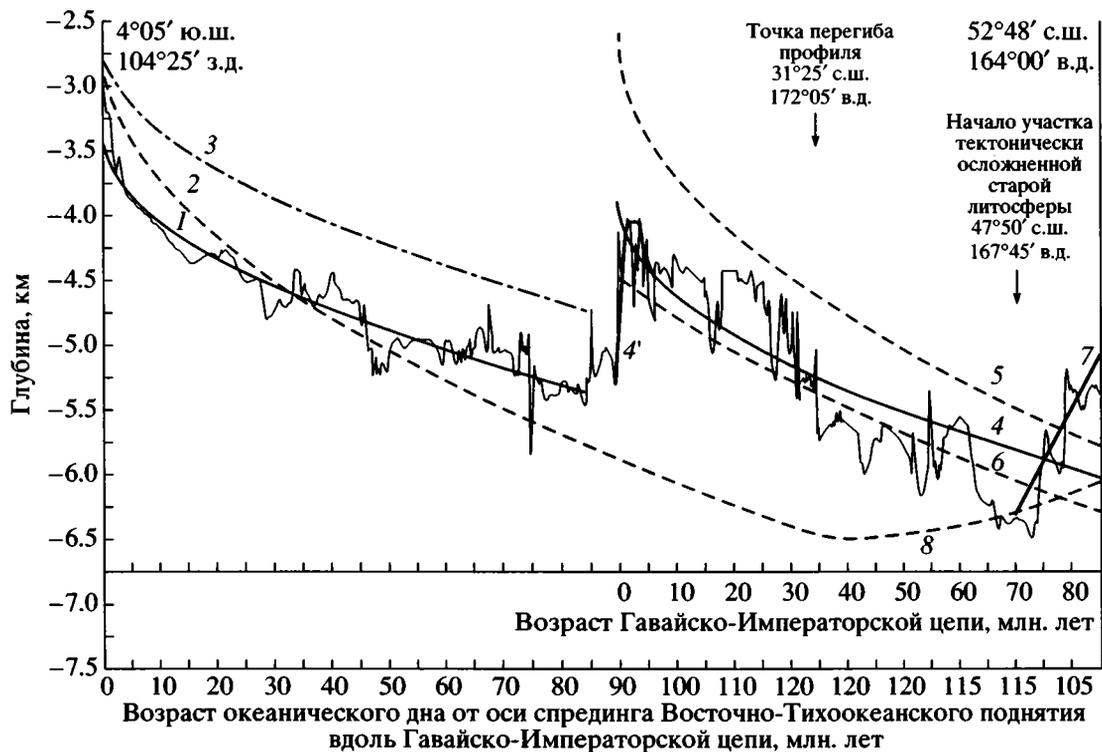
Для установления закономерностей в распределении возраста океанической коры вдоль свелла Гавайского и Императорского хребтов необходимо выполнить в этом районе детальный тектонический анализ. Это позволит оптимизировать расчеты распределения возраста дна на основе магнитных аномалий, расположенных на периферии исследуемого региона. В свою очередь, выполненные расчеты дадут возможность осуществить качественный анализ и моделирование батиметрических и теплофизических процессов генезиса Гавайско-Императорской горной цепи, а также рассчитать и построить палеогеодинамические реконструкции региона.

Данная статья посвящена выявлению указанных выше батиметрических, геотермических и геодинамических закономерностей эволюции литосферы Гавайско-Императорской системы хребтов.

## ПОСТРОЕНИЕ КАРТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ ИЗУЧЕННОСТИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

При составлении карты геотермической и геомагнитной изученности региона (рис. 1) использовались: магнитные данные в основном из [11], с изменениями по [24, 32, 33, 39]; геотермические данные из работ [44, 48, 49, 51, 58, 59] и др.

На большинстве карт Северной Пацифики возраст ложа дан слишком генерализовано (см., например, [30, 50]), что обусловлено наличием зоны спокойного магнитного поля, куда попадает и Гавайско-Императорская цепь. Для того чтобы аргументированно представить изохронный возраст зоны, необходимо восстановить ее тектоническую историю и, в первую очередь, – ключевых структур – возвышенности Хесса, Императорского трога (разлома), трога Чинук. Единственная детальная карта изохрон Северной Пацифики



**Рис. 2.** Аппроксимация рельефа фундамента литосферы корневой зависимостью от возраста дна в районе Гавайско-Императорской цепи

1 – расчетная зависимость термически не измененной литосферы для участка профиля от Восточно-Тихоокеанского поднятия до восточной периферии Гавайско-Императорского свода с отклонением  $\sim 30^\circ$  от нормали к простиранию осей линейных магнитных аномалий в интервале возрастов от 0 до 84 млн. лет; 2 – теоретическая зависимость рельефа от возраста, соотношение 1, в интервале возрастов 0–125 млн. лет для термически не измененной литосферы от Восточно-Тихоокеанского поднятия до западной периферии Гавайско-Императорского свода (кривая глубин на участке древней литосферы с возрастом от 125 до 115 млн. лет осреднена); 3 – то же, но с поправкой на отклонение профиля от нормали к простиранию осей магнитных аномалий; 4 – расчетная зависимость для участка термически омоложенной литосферы Гавайско-Императорского свода в интервале возрастов от 0 до 85 млн. лет; 5 – теоретическая зависимость рельефа от возраста для этого же участка и в том же интервале возрастов, соотношение 1; 6 – расчетная зависимость для того же участка при допущении возраста омоложенной литосферы от 30 до 115 млн. лет [17]; 7 – расчетная зависимость для участка древней литосферы на северо-западе Гавайско-Императорского свода, сформированной в ныне субдуцированном палеоспрединговом центре, в интервале возрастов 100–115 млн. лет; 8 – теоретическая зависимость рельефа от возраста для этого же участка и в том же интервале возрастов, соотношение 1; 4' – кривая, аппроксимирующая рельеф дна Гавайско-Императорской цепи

[47] основана на модели [46] и в меньшей степени – на модели [33]. Эти модели предполагают, что: большая часть Императорского разлома представляет собой палеоспрединговый центр и, следовательно, исключает сдвиговые смещения вдоль разлома; образование возвышенности Хесса происходило вдоль оси спрединга; существовало две перестройки систем спрединга в процессе образования плиты Кула и микроплиты Чинук.

Наша модель предполагает совершенно другую тектоническую интерпретацию ключевых структур региона и основана на следующих фактах: 1. Возвышенность Хесса образовалась в районе точки тройного сочленения плит Тихоокеанская–Фараллон–Изанаги. На это указывает подобие формы и геолого-геофизического строения возвышенностей Шатского и Хесса (а коланооб-

разное сочленение линейных магнитных аномалий возвышенности Шатского как раз свидетельствует о формировании этой возвышенности в районе точки тройного сочленения плит). Возраст изверженных пород скважин DSDP 464 и 465 [56], расположенных на севере и юге вдоль длинной оси возвышенности Хесса, существенно различается (на  $\sim 10$  млн. лет). Это практически исключает возможность образования возвышенности на едином спрединговом центре Фараллон–Пацифик; 2. Императорский трог существовал как трансформный разлом, а не ось спрединга [4]; 3. Длительное время ( $\sim 95$ –83 млн. лет) трог Чинук был областью, где коланообразно сочленялись линейные морфоструктуры рельефа дна [33], маркируя тройственное сочленение плит Кула–Тихоокеанская–Фараллон; 4. Единственный пе-

рескок (трансформация) системы спрединга от системы плит Тихоокеанская–Изанаги–Фараллон к системе Тихоокеанская–Кула–Фараллон произошел ~100–95 млн. лет назад; 5. Отсутствие необходимости существования дополнительных микролит (типа Чинук); 6. Постоянное существование точки тройного сочленения, постепенно мигрировавшей на восток (возвышенность Шатского – возвышенность Хесса – южная оконечность Императорского разлома – западная часть трога Чинук – восточная часть трога Чинук), без которой трудно объяснить рисунок линейных магнитных аномалий Севера Пацифики.

На основании карты линейных магнитных аномалий и палеомагнитной шкалы [9] был установлен возраст ложа в районах распространения линейных магнитных аномалий. Изохроны возраста ложа в области зоны спокойного магнитного поля рассчитывались в соответствии с описанной выше тектонической моделью [4]. К югу от разлома Мендосино возраст ложа интерполировался между аномалиями М0 и 34 (см. рис. 1). К северу от западного продолжения разлома Мендосино интерполяция осуществлялась между возрастом аномалий Гавайской последовательности (М1–М6) и возрастом базальтов и трахитов, вскрытых скважинами DSDP 464 и 465 на возвышенности Хесса.

К северу и северо-западу от Японской мезозойской последовательности аномалий возраст ложа омолаживается, что указывает на субдуцировавшийся в прошлом спрединговый хребет. При расчете возраста дна мы использовали экстраполяцию средней скорости спрединга внутри последовательности.

Мы предполагаем, что северное окончание Императорского разлома продолжается далее на север по северо-восточной границе Императорской цепи подводных гор. Дело в том, что между разломами Стейлмейт и Императорским, если судить по интерпретации аномалий 32b–30 (см., например, [24]), участок ложа должен омолаживаться в направлении на северо-запад. Однако видно, что подводная гора Детройт (51°27' с.ш., 168°20' в.д.) имеет возраст 80 млн. лет [45], что не согласуется с возрастом, найденным здесь по магнитным аномалиям (моложе, чем 66 млн. лет, для 30 аномалии). Получается, что ложе рядом с этой горой должно быть как минимум этого же возраста (ибо возраст океанского ложа не может быть моложе возраста расположенной на ней структуры). Это неизбежно заставляет нас провести продолжение Императорского разлома на север.

Рассмотрим участок океанического ложа, расположенный к северу от разлома Мендосино, между возвышенностью Хесса и Императорским

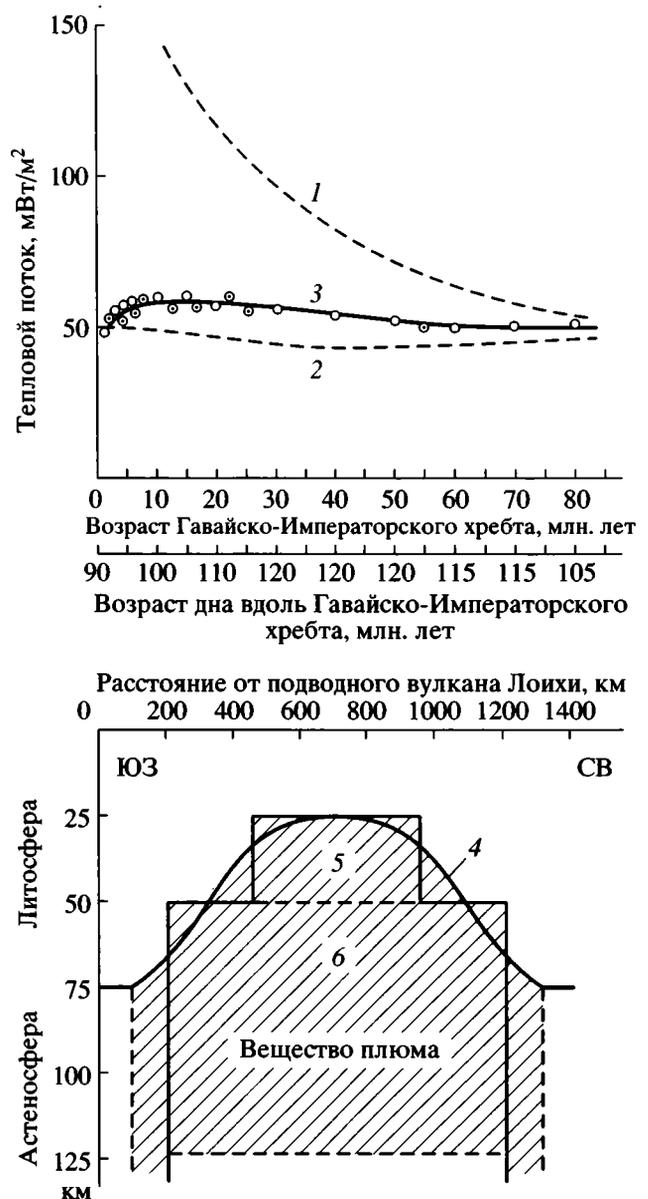


Рис. 3. Аппроксимация Гавайского плюма двумя модельными призмами, вызывающими на поверхности Гавайско-Императорской цепи тепловой поток, близкий измеренным значениям

1 – теоретическая геотермическая кривая, соотношение 1, построенная для распределения возраста дна сводового поднятия Гавайско-Императорской цепи; 2 – то же, но для распределения возраста дна ложа океана вдоль Гавайско-Императорской цепи; 3 – кривая, описывающая тепловые потоки, измеренные на своде цепи (кружки с точкой [58, 59]) и рассчитанные в соответствии с теплофизической моделью тепловые потоки (полые кружки); 4 – верхняя граница вещества Гавайского плюма; 5 и 6 – модельные призмы

разломом [8], а также между разломом Крузенштерн и продолжением Императорского разлома. Имеющийся здесь линейный рисунок рельефа дна [33] подтверждает разломную природу Импе-

раторского трога. Коленообразные сочленения линейных морфоструктур рельефа ложа указывают на миграцию в этом районе точки тройного сочленения плит с возвышенности Шатского на возвышенность Хесса.

Рисовка изохрон в настоящей работе существенно отличается от рисовки изохрон 120–90 млн. лет в [47] (зоны спокойного магнитного поля) из-за разной трактовки природы возвышенности Хесса и Императорского разлома. Как было показано выше, эти структуры никогда не были простыми зонами линейного спрединга, как предполагается в [33, 47]. Здесь следует отметить лишь основные отличия в интерпретации нами возраста ложа по магнитным и геологическим данным [4]: 1. Построенные в данной статье изохроны ориентированы субперпендикулярно Императорскому разлому, а не вдоль него, как в [47]; 2. В работе [47] из-за допущения двух перестроек систем спрединга к северу от Мендосино дважды повторяются субмеридионально ориентированные изохроны 90 и 100, 130–115 млн. лет, трижды – 105–110 млн. лет, причем на западе кора 130–125 млн. лет соседствует с корой 80 млн. лет. В нашей интерпретации нет таких усложненных моделей; единственное место, где “двоены” изохроны 110 млн. лет – это район между разломом Крузенштерн и возвышенностью Хесса и Императорским разломом, что вполне объяснимо, если учесть здесь миграцию точки тройного сочленения плит.

Возраст молодой, наложенной на древнее океанское ложе, структуры Гавайского и Императорского хребтов закономерно удревняется от современного подводного вулкана Лоихи на юге до установленного глубоководным бурением возраста 80 млн. лет на подводной горе Детройт на севере [45]. Мы нанесли на карту усредненные возрасты Гавайско-Императорской цепи с шагом 5 млн. лет. Для этого были использованы данные бурения и драгирования [16, 19, 28, 45]. На карте хорошо видно, что вдоль цепи не наблюдается простое линейное увеличение возраста, как у [16, 28], что обусловлено дискретностью скорости движения Тихоокеанской плиты в процессе формирования Гавайско-Императорского хребта.

Значения теплового потока наносились на карту, в основном, в виде единичных измеренных (погружными термоградиентографами) значений ( $\text{мВт/м}^2$ ). В случае, когда встречалось два и более значений, полученных (в соответствии с координатами) практически в одной точке в масштабе карты, и эти значения отличались одно относительно другого в несколько раз, на карту наносилось только одно значение, наиболее близкое здесь к теоретическому тепловому потоку.

Если различие измеренных в одной точке значений теплового потока не превышало 25%, на карту наносилось лишь среднее значение.

Тепловой поток, который был измерен в скважинах глубоководного бурения, обозначался числом в знаменателе дроби (в числителе ставился номер скважины).

Для моделирования теплофизических процессов в литосфере при прохождении Тихоокеанской плиты над плюмом использовались данные высокоточной геотермической съемки из работ [58, 59].

## РЕЛЬЕФ ДНА И СПЕЦИФИКА ЭВОЛЮЦИИ ГАВАЙСКО-ИМПЕРАТОРСКОЙ СИСТЕМЫ ХРЕБТОВ

Как уже отмечалось выше, остывание литосферы по мере отодвигания ее от оси спрединга приводит к кристаллизации вещества астеносферы на подошве литосферы и наращиванию снизу мощности новообразованной литосферы. Связанный с изостатическим равновесием плиты этот процесс обуславливает термическое погружение литосферы. По мнению Р. Хистенда и С. Краха [23], идеальной является лишь сама корневая зависимость, соотношение (1), характеризующая термическое остывание литосферы с возрастом по мере удаления от оси срединно-океанического хребта. Однако хорошо известны резкие отклонения от корневой зависимости в виде внутриплитных сводовых поднятий, вулканических подводных гор, хребтов, обширных положительных аномалий глубин, обусловленных следами горячих точек. Горячая точка не только “прожигает” плиту и создает вулканическую цепь, но и формирует длительно существующую тепловую аномалию и связанную с ней обширную область (до 800–1000 км в диаметре) приподнятой литосферы. Из-за изменения термического режима литосферы при прохождении плиты над горячей точкой здесь происходит уменьшение ее мощности и изостатический подъем, в результате чего литосфера как бы термически омолаживается и приобретает относительно иной возраст (как правило, на несколько десятков млн. лет меньше). В дальнейшем, по мере отодвигания от горячей точки, термически омоложенная литосфера вновь погружается по закону корневой зависимости, но глубина фундамента в пределах обширной полосы дна, приуроченной к следу горячей точки, остается значительно меньшей, чем должна быть по корневой зависимости глубины от возраста дна для литосферы, не прошедшей над плюмом.

Мы предприняли попытку сравнить особенности термического погружения океанической литосферы, подверженной и не подверженной вли-

янию горячих точек. Для этого были выбраны участок океанической литосферы от Восточно-Тихоокеанского поднятия до восточной оконечности Гавайского хребта и, соответственно, сводовое поднятие Гавайско-Императорской вулканической цепи.

Из базы цифровых данных ETOPO-5, представляющей собой массив глубин и высот рельефа твердой поверхности Земли, осредненных по 5-минутным трапециям, сформировано 3 параллельных один другому профиля рельефа от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия ( $4^{\circ}05'$  с.ш.;  $104^{\circ}25'$  з.д. – координаты начальной точки среднего профиля) до крайней северо-западной точки Императорского хребта ( $52^{\circ}48'$  с.ш.;  $164^{\circ}00'$  в.д.). Расстояние между соседними профилями составляет 100 км. Восточные отрезки профилей проложены в направлении простирания Гавайского хребта (до  $31^{\circ}25'$  с.ш.;  $172^{\circ}05'$  в.д. – координаты точки перегиба среднего профиля), то есть под углом  $60^{\circ}$  к направлению спрединга, а западные отрезки – в направлении простирания Императорского хребта. Расстояние между точками отметок глубин вдоль профилей не превышает 9 км. Отметки высот и глубин вне узлов координатной сетки базы данных рассчитывались линейной интерполяцией между двумя ближайшими точками сетки. Аппроксимируя рельеф по трем профилям вкрест простирания Гавайско-Императорской вулканической цепи, вычислили поверхность сводового поднятия без учета влияния вулканических построек и сформировали один синтетический профиль рельефа Гавайско-Императорского свода вдоль его апикальной части.

Для получения глубины фундамента океанической коры необходимо, вычитая мощность осадочного чехла, учесть изостатическое поднятие фундамента, вызванное снятием нагрузки осадков. Для этого вычислялись поправки на изостатическое прогибание фундамента океанической коры под действием осадочной толщи по методике, описанной в работе [31]. Так как на всем протяжении профилей мощность осадков не превышала 2 км, то использовалась формула:

$$D_c = D_w - 0.763S + 0.124S^2, \quad (3)$$

где  $D_c$  – глубина (от уровня океана) фундамента океанической литосферы при снятом давлении осадочных пород с учетом изостатической компенсации (км);  $D_w$  – глубина столба воды (отрицательная величина; км);  $S$  – мощность осадков (положительная величина; км). Информация о мощности осадков была получена из общедоступной цифровой базы данных, представляющей собой массив значений мощности и средней плотности осадочного чехла, осредненных по 1-градусным

трапециям. На участке профиля от Восточно-Тихоокеанского поднятия до Гавайско-Императорского свода мощность осадков не превышала 450 м, а вдоль свода варьировала от 50 до 600 м. В результате расчетов каждому значению глубины на синтетическом профиле соответствовало конкретное значение мощности осадков и значение глубины фундамента океанической литосферы за вычетом осадков и с учетом поправки на изостатическое поднятие.

С использованием цифровой базы данных “Линейные магнитные аномалии” для каждой точки профиля были вычислены значения возраста океанической литосферы, сформированной в зонах спрединга (от Восточно-Тихоокеанского поднятия до Гавайев). Для отрезка профиля вдоль Гавайско-Императорского свода по данным о возрасте вулканических пород были вычислены значения возраста термически омоложенной Гавайским плюмом древней океанической литосферы в интервале от 0 до 85 млн. лет. Итоговый профиль рельефа фундамента океанической литосферы в зависимости от возраста представлен на рис. 1.

Для аппроксимации зависимости реальной глубины фундамента океанической литосферы от ее возраста существует много вычислительных методов. Самый распространенный – метод наименьших квадратов. В соответствии с ним сумма квадратов отклонений наблюдаемых значений от аппроксимирующей функции должна быть минимальной. Используя для аппроксимации формулу (1), получим:

$$\sum_{i=1}^N [H_i - H_0 + Kt_i^{1/2}]^2 = \min, \quad (4)$$

где  $N$  – количество точек на профиле.

Приравняв нулю частную производную по  $K$ , имеем:

$$K = \left[ H_0 \sum_{i=1}^N t_i^{1/2} - \sum_{i=1}^N (H_i t_i^{1/2}) \right] / t_i. \quad (5)$$

Аналогично рассчитывался коэффициент  $H_0$ , характеризующий теоретическое положение литосферы нулевого возраста относительно современного уровня Мирового океана [2]. Результаты расчетов параметров  $H_0$  и  $K$  представлены на рис. 2 и в таблице 1. Расчеты производились: а) для участка океанической литосферы от Восточно-Тихоокеанского поднятия до восточной оконечности Гавайско-Императорского свода, не подверженной влиянию Гавайского плюма, в интервале возрастов от 0 до 84 млн. лет (кривая 1);

Таблица 1. Параметры термического погружения литосферы

Номера кривых на рис. 2	Коэф. $H_0$ , км (положение точки нулевого возраста относительно уровня моря)	Коэффициент термического погружения, $K$ , км/млн. лет <sup>1/2</sup>	Интервал возрастов, млн. лет	Состояние литосферы	Среднее квадратическое отклонение $\sigma$ от аппроксимирующей функции, км
1.	-3.321	0.221 (0.332)	0-84	Не омоложена	0.142
2.	-2.600	0.345	0-125	Не омоложена	
3.	-2.600	0.230	0-84	Не омоложена	
4.	-3.385	0.230	0-85	Омоложена	0.340
5.	-2.600	0.345	0-85	Омоложена	
6.	-2.517	0.333	30-115	Омоложена	0.346
7.	11.243	1.633	100-115	Литосфера осложнена тектоническими процессами	0.195
8.	-2.600	0.345	100-115	Модельная	

Примечание. В скобках – значение коэффициента  $K$ , пересчитанное для случая положения профиля вдоль нормали к магнитным аномалиям.

б) для участка термически омоложенной литосферы на всем протяжении Гавайско-Императорского свода в интервале возрастов от 0 до 85 млн. лет, найденных по драгированным образцам пород и данным бурения (кривая 4); в) для этого же участка в предположении, что термически омоложенный возраст литосферы составляет 30–115 млн. лет [17] (кривая 6); г) для древней океанической литосферы (100–115 млн. лет) северо-западной оконечности Гавайско-Императорского свода, сформированной в ныне субдуцированном палеоспредиговом центре (кривая 7). Результаты расчетов коэффициента  $K$  сравнивались с теоретическими коэффициентами из уравнения (1) [12].

Средние квадратические отклонения ( $\sigma$ ), представленные в таблице 1, показывают, что аппроксимация рельефа океанической литосферы в зависимости от корня квадратного из возраста для всех участков вполне удовлетворительна. При доверительной вероятности 95% все возможные отклонения от аппроксимирующей функции не будут превышать  $2\sigma$ , то есть 0.7 км.

Так как участок профиля от Восточно-Тихоокеанского поднятия до восточной периферии Гавайско-Императорского свода проложен под углом к направлению спрединга, то необходимо оценить в этом случае изменение параметра  $K$  в уравнении (1) для отклонения этого участка профиля на  $30^\circ$  от нормали к осям магнитных аномалий. Оценка для теоретической зависимости (1) показала, что коэффициент  $K$  (0.345) стал равным 0.230 (кривая 3). Величина поправки оценивалась из элементарной угловой пропорции.

Таким образом, для рассматриваемого участка профиля (кривые 1 и 3, соответственно) коэффи-

циенты  $K$  практически совпали (0.221 и 0.230), что свидетельствует о близости термического состояния литосферы на этом участке состоянию в модели остывающего полупространства.

Из сравнения коэффициентов термического погружения для участков под влиянием и вне влияния Гавайского мантийного плюма (кривые 4 и 1, соответственно) следует, что скорость погружения океанической литосферы, испытавшей термическое омоложение плюмом, значительно ниже (0.230) по сравнению с теоретической кривой (0.332). Это, вероятно, связано с более обширным влиянием мантийного плюма на океаническую литосферу, чем влияние термического режима в центре спрединга на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Однако если предположить, что степень термического омоложения литосферы под воздействием мантийных плюмов не соответствует термическому состоянию литосферы “нулевого” возраста, то можно рассчитать тот диапазон возраста, при котором термическое состояние литосферы будет соответствовать теоретическому состоянию для модели остывающего полупространства. В нашем случае для омоложенной литосферы Гавайско-Императорского свода этот диапазон составляет 30–115 млн. лет (кривая 6). Так как древняя литосфера на восточной оконечности свода должна иметь возраст около 90 млн. лет, то следует сделать заключение о вероятном омоложении литосферы под влиянием Гавайского плюма на 60 млн. лет, то есть на 60–70%, что согласуется с выводами работы [17].

Хотя аппроксимация рельефа фундамента океанической литосферы на северо-западном участке Гавайско-Императорского свода вполне

удовлетворительна (среднее квадратическое отклонение менее 200 м), но параметры уравнения крайне невероятны (кривая 7). Это свидетельствует, что северо-западная периферия свода в значительной степени осложнена тектоническими процессами в результате коллизии с Алеутской и Курило-Камчатской зонами субдукции, то есть находится в совершенно не сравнимых с другими участками геодинамических условиях.

Как уже говорилось выше, прохождение Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой вызывает перегрев литосферы, ее быстрое изостатическое поднятие (примерно на 1.2 км), а затем медленное охлаждение и погружение в астеносферу. Нами было получено эмпирическое соотношение (6), описывающее этот сложный теплофизический процесс резкого воздымания и дальнейшего погружения океанического дна во время движения Тихоокеанской плиты над Гавайским плюмом.

$$H(t) = [\exp 25 \times 10^{-6} (t - \sqrt{(t-5)^2 + 10^{-4}} - 14.68 \times 10^{-1})^2 + 7095.06 \times 10^{-3}] + \left\{ 16.3 \times 10^{-2} \sqrt{t + [(t-5)^2 + 10^{-4}]^{1/2}} + 49.9 \times 10^{-1} - 1202.06 \right\}, \quad (6)$$

где  $H(t)$  – функция кривой, аппроксимирующей рельеф дна Гавайско-Императорской цепи, в км;  $t$  – возраст сводового поднятия цепи, в млн. лет.

Функция  $H(t)$  равномерно непрерывна во всем интервале возрастов Гавайско-Императорской цепи (0–85 млн. лет).

В таблице 2 приведены значения глубины сводового поднятия Гавайско-Императорской цепи, определенной по батиметрической кривой 4'–4 на рис. 2; величины глубин, рассчитанные по соотношению (6), и возраст свелла в точках, имеющих наибольшую погрешность (в %) аппроксимации рельефа дна.

Из таблицы видно, что относительная погрешность аппроксимации рельефа дна кривой, рассчитанной по соотношению (6), не превышает 5%.

#### ТЕПЛОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНОГО ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГАВАЙСКО-ИМПЕРАТОРСКОЙ СИСТЕМЫ ХРЕБТОВ

На рис. 3 дано распределение измеренного теплового потока в районе сводового поднятия

Таблица 2. Возраст и глубина свода Гавайско-Императорской цепи

$t$	$H^{kp}(t)$	$H^*(t)$	$\sigma$
0	5.25	5.172	1.5
0.875	4.405	4.581	4.1
2.125	4.059	4.058	0.1
3.75	4.106	3.942	4
5	4.358	4.284	1.7
30	5.103	5.033	1.4
55	5.549	5.480	1.3
85	5.964	5.896	1.2

Примечание.  $t$ , млн. лет, – возраст сводового поднятия Гавайско-Императорской цепи;  $H^{kp}(t)$  – глубина поднятия, определенная по кривой 4'–4 на рис. 2;  $H^*(t)$ , км, – глубина поднятия, рассчитанная по соотношению (6);  $\sigma$ , %, – относительная погрешность аппроксимации рельефа дна.

Гавайско-Императорской системы хребтов [58, 59]. Кроме того, на рис. 3 приведена построенная по формуле (2) теоретическая геотермическая кривая 1 для омоложенной литосферы свелла и такая же кривая 2 для прилегающей к хребту древней океанической литосферы, возраст которой определен нами по рассчитанным выше изохронам. Как видно из рис. 3, поведение измеренного на свелле теплового потока, кривая 3, существенно отличается от ее теоретического распределения для омоложенной литосферы и прилегающей к ней старой литосферы. При этом измеренный тепловой поток сначала незначительно увеличивается, а затем медленно уменьшается при увеличении возраста дна в отличие от поведения теоретического теплового потока (кривые 1 и 2). Следовательно, процессу перемещения литосферной плиты над плюмом присущи свои теплофизические закономерности, отличные от геотермической (кристаллизационной) модели образования океанической литосферы. Попытка смоделировать этот процесс комбинацией двух тепловых полей (модель охлаждения пограничного слоя [41] и модель остывания литосферной плиты [34]) вызывала трудности в получении соответствия измеренных тепловых потоков и полученных теоретически. Лучшее соответствие поведения наблюдаемого и теоретического теплового потока (до ~20%) было получено при представлении плюма бесконечным горизонтальным слоем с аномальной температурой, который внедрился в тело литосферной плиты [58].

В данной статье нами предложена термическая модель, которая позволяет объяснить теплофизические процессы в литосфере и получить хорошее соответствие измеренного и рассчитанного теплового потока, а также выявить основные закономерности подъема и погружения свелла Гавайско-Императорской системы хребтов в процессе прохождения Тихоокеанской литосферной плиты над плюмом Гавайской горячей точки.

Толщина океанической (древней) литосферы в районе юго-восточной оконечности Гавайского хребта (район вулканов Килауэа и Лоихи) может быть рассчитана в рамках кристаллизационной модели по соотношению, устанавливающему связь между временем образования литосферы и ее мощностью [3, 63]:

$$H_l = (T_s/T_a)\sqrt{\pi a t} = 1.6 \times 10^{-5} \sqrt{a t} = 8\sqrt{t}, \quad (7)$$

где  $H_l$ , км, – мощность литосферы;  $T_s/T_a = 1200/1350^\circ\text{C}$ , отношение температур солидуса и ликвидуса базальтов мантии;  $a = 8.1 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ , температуропроводность вещества литосферы;  $t$ , млн. лет, – возраст литосферы.

Возраст старой литосферы к юго-востоку от разлома Молокаи (см. рис. 1) составляет 90 млн. лет. Тогда мощность литосферы в соответствии с соотношением (7) равняется  $H_l = 75$  км. Ширина плюма в этом районе предположительно составляет 1000 км [60]. Данные параметры будут нами использованы далее при модельных расчетах.

Учитывая динамический процесс прохождения над плюмом литосферной плиты, для оценки теплового потока на поверхности Гавайско-Императорской системы хребтов мы использовали соотношение для нестационарного теплового поля [6]:

$$q = \frac{\lambda \Delta T}{2\sqrt{\pi a t}} \left[ \exp\left(-\frac{h_1^2}{4at}\right) - \exp\left(-\frac{h_2^2}{4at}\right) \right] \times \left[ \Phi\left(\frac{X+L}{2\sqrt{at}}\right) - \Phi\left(\frac{X-L}{2\sqrt{at}}\right) \right], \quad (8)$$

где  $\Phi(\eta) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\eta \exp(-\eta^2) d\eta$  – функция ошибок;

$q$ , мВт/м<sup>2</sup>, – тепловой поток;  $\lambda = 3.1$  Вт/м К, теплопроводность вещества литосферы;  $\Delta T$  – избыточная температура при внедрении аномально разогретого слоя;  $a = 8.1 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ , температуропроводность вещества литосферы;  $t$  – время;  $h_1, h_2$  – глубина от поверхности дна верхней и нижней кромки аномально разогретого слоя;  $L$  – полуширина слоя;  $X$  – координата точки верхней кромки слоя,  $-L \leq X \leq L$ .

Моделирование показывает, что лучшее соответствие измеренного и рассчитанного тепловых потоков наблюдается при аппроксимации плюма двумя модельными призмами (слоями) (см. рис. 3), высотой, соответственно, 25 и 75 км, избыточной температурой слоя  $\Delta T = 200^\circ\text{C}$  и глубиной верхней части плюма от поверхности дна 25 км.

Здесь следует также отметить, что нижняя граница нижнего модельного слоя плюма не вносит заметного вклада в тепловой поток на поверхности свелла.

Результаты моделирования приведены на рис. 3. Максимальное различие измеренных и рассчитанных тепловых потоков не превышает в данном случае 5%, что указывает на оптимальный выбор в соотношении (8) величин параметров, используемых при моделировании.

Время диффузии тепла к поверхности дна при прохождении Тихоокеанской плиты над плюмом Гавайской горячей точки можно оценить, используя соотношение [1]:

$$t \cong \frac{h^2}{(\pi^2 a)}, \quad (9)$$

где  $h$  – мощность литосферы над плюмом;  $a$  – температуропроводность вещества литосферы.

Для принятых выше  $h = 2500$  м и  $a = 8.1 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$   $t = 2.5$  млн. лет, что хорошо согласуется с наблюдаемой тенденцией нарастания во времени измеренных значений теплового потока (см. рис. 3) в процессе его диффузии к поверхности свелла.

Оценку ожидаемой величины изостатического подъема свелла (уменьшение глубины) относительно прилегающих к Гавайскому хребту на юго-востоке участков дна после внедрения плюма в тело Тихоокеанской литосферной плиты можно выполнить по соотношению [58]

$$\Delta h = \beta d \Delta T, \quad (10)$$

где,  $\Delta h$  – абсолютная величина подъема свелла;  $\beta$  – коэффициент объемного расширения вещества литосферы;  $d$  – общая высота модельных слоев плюма;  $\Delta T$  – избыточная температура, обусловленная слоями.

Для принятого для океанической литосферы коэффициента  $\beta = 3.28 \times 10^{-5} \text{ К}^{-1}$  с учетом указанных выше параметров:  $d = 100$  км;  $2\Delta T = 400^\circ\text{C}$ ,  $\Delta h = 1.3$  км.

Такой подъем дна хорошо согласуется с перепадом глубин свелла Гавайского хребта в районе разлома Молокаи ~1.2 км (см. рис. 2).

Все это, в свою очередь, указывает на правомерность предложенной выше теплофизической модели генезиса Гавайско-Императорской системы хребтов.

### ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ГАВАЙСКО-ИМПЕРАТОРСКОЙ СИСТЕМЫ ХРЕБТОВ И ПЛИТО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

Гавайско-Императорская цепь является классическим примером линейной цепи океанических островов и подводных гор, возраст которых увеличивается по мере удаления от современных активных вулканов о-ва Гавайи, и, как это установлено в последнее время, от подводного вулкана Лоихи [16, 19, 22, 25, 26]. Как уже отмечалось выше, наиболее распространенной гипотезой, объясняющей этот феномен, является гипотеза горячей точки [36, 61], согласно которой линейные вулканические цепи формируются при прожигании проходящих океанических плит над стационарными плюмами. Положение последних маркируется активными вулканами, находящимися, как правило, вдали от границ литосферных плит. Наличие подобной системы стационарных плюмов дает возможность пользоваться ею для целей кинематики как независимой (абсолютной системой отсчета), т.е. неподвижной по отношению к оси вращения Земли [13, 18, 37]. Эта система особенно удобна тем, что, в отличие от палеомагнитного метода, позволяет учесть не только широтную, но и долготную компоненту движения плиты. Тезис стационарности мантийных плюмов неоднократно проходил проверку как путем глобальной увязки относительных движений плит [7, 35, 40, 43, 64], так и палеомагнитным методом [7, 65, 54]. Исследования показывают, что только в первом приближении амплитудой перемещения одних горячих точек относительно других можно пренебречь. Такие перемещения внутри системы горячих точек Тихого океана могут достигать первых сантиметров (1–6) см/год [29]. Однако это все же в несколько раз меньше, чем скорости самих плит.

Что касается Гавайско-Императорской цепи, то абсолютная система отсчета может считаться достаточно уверенно стационарной лишь для возраста Гавайского хребта (т.е. в период 0–43 млн. лет), тогда как для возраста Императорского хребта (43–80 млн. лет) в традиционные кинематические модели [14, 19] требуется введение поправок, чтобы максимально соответствовать палеомагнитным и палеоклиматическим данным для Тихоокеанской плиты [7]. Для примера – палеомагнитные широты, полученные для керна на

подводной горе Детройт, показывают, что широта, рассчитанная по горячим точкам, отличается от измеренной на  $16^\circ$  [53]. Однако все же отметим, что в Тихом океане подтверждений подобных существенных расхождений на других линейных цепях не получено. По нашему мнению, в настоящее время только кинематическая модель движения Тихоокеанской плиты [29] максимально соответствует наблюдаемым ориентировкам и абсолютным датировкам линейных цепей подводных гор Тихого океана. Важно подчеркнуть, что нестационарность горячих точек здесь объясняется движениями между ними в направлении, субпараллельном движениям плит. Для объяснения этому явлению мы предлагаем другой механизм образования линейных вулканических цепей.

Благодаря прогреву литосферы теплом мантийного плюма вблизи горячей точки образуются довольно обширные своды, воздымающиеся над окружающим океаническим ложем, по меньшей мере, на несколько сот метров и имеющие размеры в несколько сотен километров в поперечнике (для Гавайского свела  $\sim 1.2$  км и  $\sim 1000$  км соответственно) [15]. На вершине этого свода и располагаются Гавайские острова. Все вулканические постройки островов от подводного вулкана Лоихи и о-ва Гавайи до о-ва Кауаи расположены вдоль двух субпараллельных плавно изгибающихся кривых линий, образующих как бы гигантскую рифтовую долину [10]. Мы полагаем, что такое расположение вулканов не случайно и маркирует положение подводных каналов-разломов. Наличие подводных разломов подтверждается сейсмическими данными [16]. Эти разломы, по-видимому, являются наземным выражением глубинного разлома, дренирующего мантию, по которому как по ослабленной зоне мантийный расплав поступает на поверхность. Таким образом, скорее всего, в реальности плиты не “прожигаются” плюмом. Плюм создает сводовое поднятие, на которое напоздает движущаяся Тихоокеанская плита. В результате из-за кривизны на гребне свода плита вспарывается разломом. Поскольку плита постоянно движется, этот разлом подобен бегущей трещине.

В общем случае скорость ее продвижения может не совпадать со скоростью движения плиты. Кроме всего, природа этой трещины, очевидно, имеет сдвиго-раздвиговой характер и заполнение трещины магмой будет происходить после периода сдвига (скола), когда появляются условия для локального раздвига, что также дает некоторый временной люфт. Эта модель, на наш взгляд, в значительной степени объединяет гипотезы горячей точки [36, 61] и мембранной тектоники [55] и снимает множество вопросов по поводу стационарности системы мантийных плюмов, т.к. хоро-

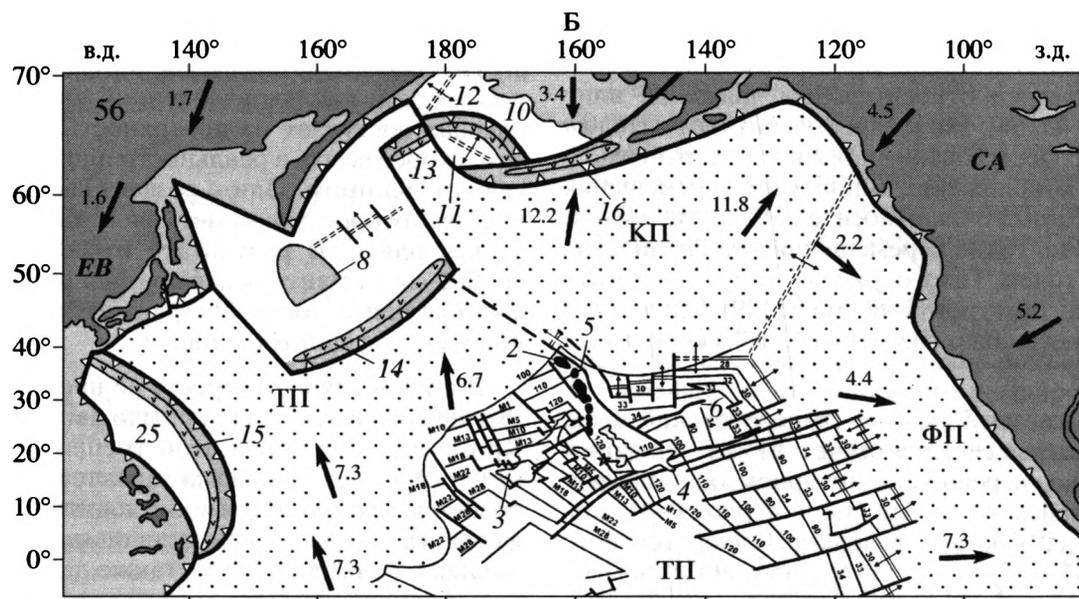
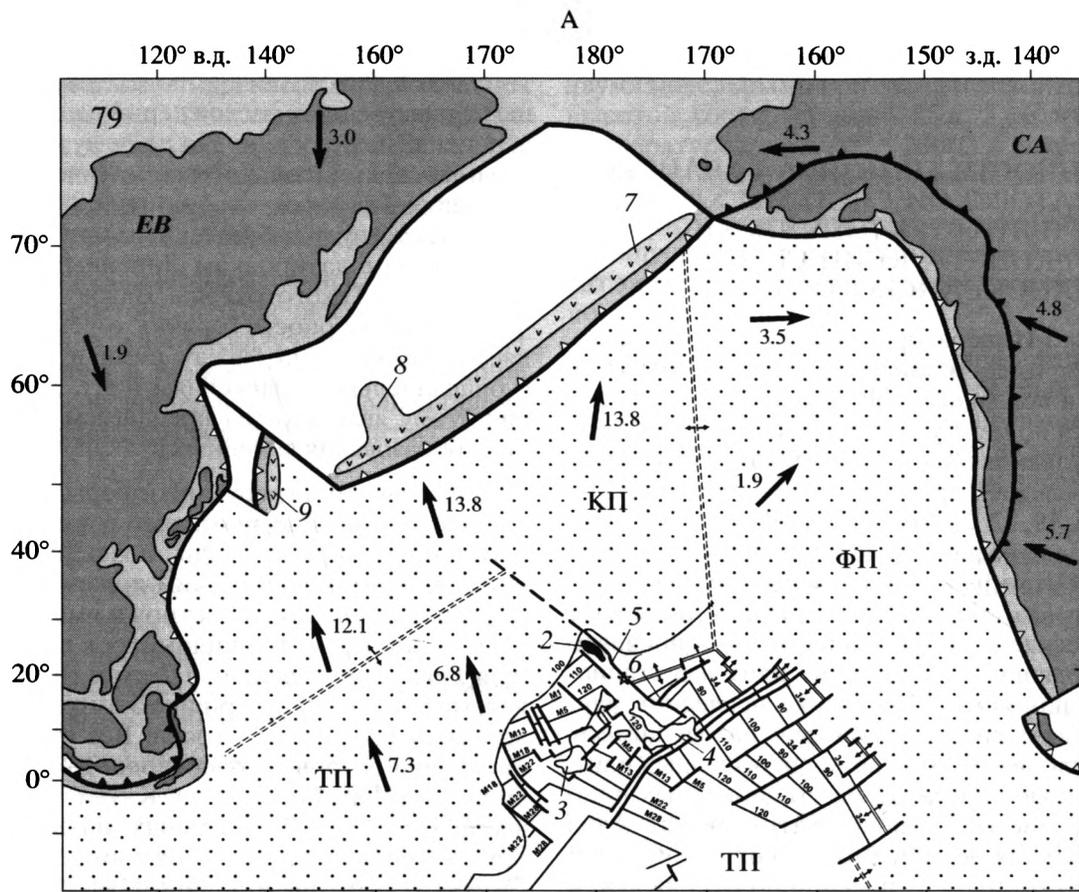
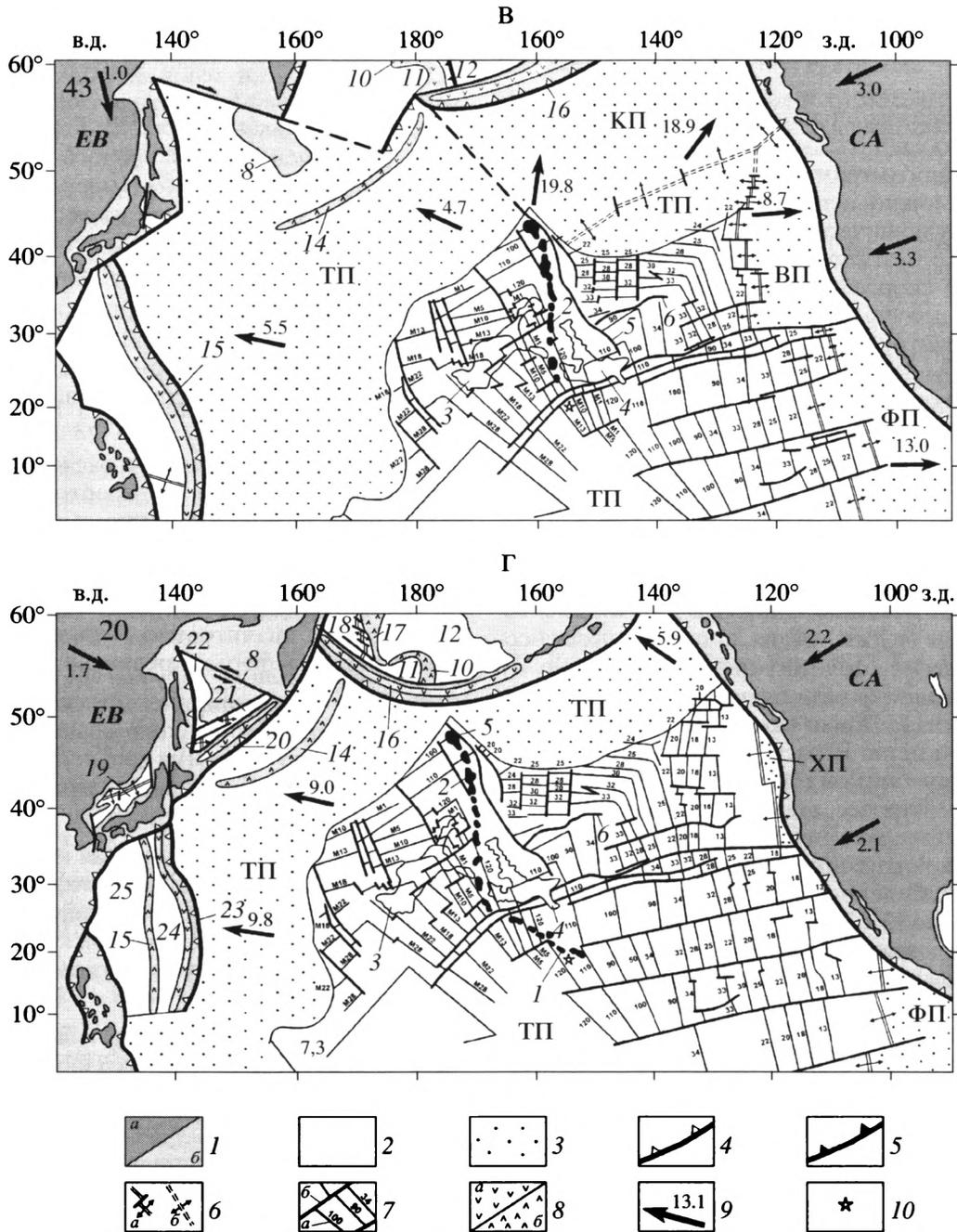


Рис. 4. (Начало).



**Рис. 4.** История формирования Гавайско-Императорского хребта, плито-тектонические реконструкции северной части Тихого океана и его континентального обрамления для: А – 79 (аномалия 33), Б – 56 (аномалия 25), В – 43 (аномалия 20) и Г – 20 (аномалия 6) млн. лет

1 – области с континентальной корой: *a* – суша, *b* – шельф и континентальный склон; 2 – области с океанической корой; 3 – поглощенная к настоящему времени океаническая кора плит: Хуан-де-Фука (ХП), Ванкувер (ВП), Кула (КП), Тихоокеанской (ТП); 4 – зоны субдукции; 5 – зоны коллизии; 6 – зоны спрединга: *a* – достоверные, *b* – предполагаемые; 7 – магнитные аномалии и их номера, а также изохроны ложа 90, 100, 110, 120 млн. лет и их возраст (*a*), трансформные разломы (пунктиром показано их предполагаемое продолжение) – *b*; 8 – океанические островные дуги: *a* – активные, *b* – отмершие; 9 – векторы абсолютного движения плит относительно системы горячих точек (см/год); 10 – современное положение подводного вулкана Лоихи как начало Гавайско-Императорского хребта. Цифрами обозначены: хребты: 1 – Гавайский, 2 – Императорский; возвышенности: 3 – Шатского, 4 – Хесса; 5 – Императорский разлом, 6 – трог Чинук; островные дуги (с использованием [5]): 7 – Ширишова–Бауэрс–Олюторско–Озерновско–Валагинско–поднятия Витязь–Малокурильская, 9 – Восточно–Сахалинская, 10 – Бауэрс, 13 – Олюторская, 14 – Восточно–Камчатских полуостровов – поднятия Витязь–Малых Курил, 15 – Кюсю–Палау, 16 – Алеутская, 17 – хребта Ширишова, 20 – Курильская, 23 – Ситито–Одзима–Западно–Марианская; 8 – Центрально–Охотский массив; котловины: 11 – Бауэрс, 12 – Алеутская, 18 – Командорская, 19 – Японская, 21 – Южно–Курильская, 22 – Дерюгина, 24 – Сикоку–Паресе Вела, 25 – Филиппинская

шо объясняет, почему требуются поправки на скорость движения проявлений вулканизма над плюмом.

Таким образом, подводя итог выше изложенному, можно сделать вывод, что для целей кинематики и плито-тектонических реконструкций вполне возможно использование ориентировок линейных вулканических цепей как следов горячих точек. Только необходимо вводить некоторые поправки на скорость распространения вулканизма, чтобы получилось совпадение с движением плит. На практике такие поправки определяются независимым палеомагнитным методом. Напомним, что такая поправка для Гавайско-Императорской цепи требуется только для периода 43–80 млн. лет времени образования Императорского хребта. Эта поправка оценивается примерно в  $16^\circ$  за ~40 млн. лет (для 80 млн. лет) [54].

Эволюция во времени Гавайско-Императорской цепи показана на серии плито-тектонических реконструкций (79, 56, 43 и 20 млн. лет) северной части Тихого океана, построенных в абсолютной системе отсчета горячих точек (рис. 4). На них показано фиксированное положение подводного вулкана Лоихи как начала Гавайско-Императорской цепи. В расчетах абсолютного движения Тихоокеанской плиты использована самая точная в настоящее время модель кинематики [29]. Движения океанических плит Кула, Ванкувер, Фараллон рассчитывались по [20, 52], континентальных Северо-Американской и Евразийской плит – по [21, 28, 38]. Направления векторов абсолютного движения показывают, что в целом континентальные плиты обрамления Тихого океана направлены в сторону океана, навстречу разбегающимся в стороны по направлению к континентам океаническим плитам северной части Пацифики – Тихоокеанской, Кула, Фараллон/Ванкувер. Тектонический анализ позволяет выявить основные этапы перестройки движения литосферных плит северной части Тихого океана за последние 90 млн. лет. Первый этап начался примерно 90 млн. лет назад, когда образовалась плита Кула [62]. В это же время могла начать формироваться Императорская цепь, часть которой, вероятно, субдуцирована в Камчатском желобе. Второй этап произошел примерно 43 млн. лет назад. В это время Тихоокеанская плита на  $\sim 60^\circ$  поменяла направление своего движения с северного на северо-западное. Тогда же заложился Гавайский хребет. Важно отметить, что к Гавайской горячей точке подходило ложе Тихоокеанской плиты разного возраста, варьирующего от 100 до 135 млн. лет. Следует помнить также, что для приведения реконструкции на 79 млн. лет в соответствие с палеомагнитными данными требуется фиксированное положение Гавайской горячей точки (вулкан

Лоихи) поместить примерно на  $35^\circ$  с.ш. (к континентальным плитам окружения это не относится).

## ВЫВОДЫ

1. Выполнен анализ геолого-геофизических данных в районе Гавайско-Императорской системы хребтов, указывающий на несоответствие их генезиса геотермической (кристаллизационной) модели формирования океанического дна.

2. Проведен детальный тектонический анализ основных структур северной части Тихого океана и построена карта геотермической и геомагнитной изученности и распределения изохронного возраста дна региона.

3. Выполнены модельные расчеты параметров погружения литосферы хребтов, термически омоложенной веществом плюма после прохождения Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой. Расчеты указывают, что скорость погружения литосферы, испытавшей термическое омоложение, значительно меньше скорости погружения литосферы срединной природы.

4. Получено эмпирически соотношение, описывающее процесс резкого воздымания океанического дна (на  $\sim 1.2$  км) и дальнейшего его погружения в процессе движения Тихоокеанской плиты над Гавайским плюмом.

5. Создана теплофизическая модель строения термически омоложенной литосферы, вызывающей на поверхности швелла Гавайско-Императорской цепи тепловой поток, близкий (с погрешностью 5%) измеренному, что указывает на реальность данной модели.

6. Рассчитаны и построены палеогеодинамические реконструкции процесса формирования Гавайско-Императорской цепи в абсолютной системе координат на период времени 90–20 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 04-05-64009).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 457 с.
2. *Бяков А.Ф., Казьмин В.Г.* Пространственные вариации скоростей погружения флангов Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 3. С. 434–441.
3. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 132 с.
4. *Вержбицкий Е.В., Кононов М.В.* Тепловой поток и геодинамика возвышенностей Шатского и Хесса

- (Тихий океан) // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 3. С. 432–439.
5. *Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Натанов Л.М. и др.* Палеогеографический Атлас Северной Евразии. М.: Институт тектоники литосферных плит РАН, 2000. Компакт диск.
  6. *Карслоу Г.С., Егер Д.С.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 243 с.
  7. *Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169 с.
  8. Строение дна северо-запада Тихого океана / Отв. ред. Пушаровский Ю.М., Непрочнов Ю.П. М.: Наука, 1984. 127 с.
  9. *Шрейдер А.А.* Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 319 с.
  10. *Bryan C., Cooper P.* Ocean-bottom seismometer observations of seismic activity at Loihi seamount, Hawaii // *Mar. Geophys. Res.* 1995. Vol. 17. P. 485–501.
  11. *Cande S.C., Larson R.L., Pitman W.C., Golovchenko X., Dewey J.F., Haxby W.F., La Breque J.L.* Magnetic lineation map of the World. N.Y.: Lamont-Doherty Geol. Observatory. Palisades, 1986.
  12. *Carlson R.L., Johnson H.P.* On modeling the thermal evolution of the oceanic upper mantle: An assessment of cooling plate model // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B2. P. 3201–3214.
  13. *Chase C.G.* Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 37. P. 353–378.
  14. *Clague D.A., Jarrard R.D.* Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor chain // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1973. Vol. 84. P. 1135–1154.
  15. *Crough S.T.* Hotspot swells // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1983. Vol. 11. P. 165–193.
  16. *Dalrymple G.B., Lamphere M.A., Clague D.A.* Conventional and  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  K-Ar ages of volcanic rocks from Ojin (Site 430), Nintoku (Site 432), and Suiko (Site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian-Emperor chain // *Jackson E.D., Koizumi I. et al. Init. Reports DSDP.* 1980. Vol. 55. Washington (US Government Printing Office). P. 659–676.
  17. *Detrick R.S., Crough S.T.* Island subsidence, hot spots, and lithospheric thinning // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. № B3. P. 1236–1244.
  18. *Duncan R.A.* Hotspots in the southern oceans – an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 74. P. 29–42.
  19. *Duncan R.A., Clague D.A.* Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains. The Ocean Basins and margins. The Pacific Ocean / Nairn A.E.A., Stehli F.L., Uyeda S. (eds). N. Y., Plenum Press, 1985. Vol. 7A. P. 89–121.
  20. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 1985. Vol. 206. P. 1–59.
  21. *Gaina C., Roest W.R., Muller R.D.* Late Cretaceous-Cenozoic deformation of northeast Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 197. P. 273–286.
  22. *Garsia M.O., Jorgenson B.A., Mahoney J.J., Ito E., Irving A.J.* An evaluation of temporal geochemical evolution of Loihi summit lavas – results from Alvin submersible dives // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. № B1. P. 537–550.
  23. *Heestand R.L., Crough S.T.* The effect of hotspots on the oceanic age-depth relation // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 6107–6114.
  24. *Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M.* Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific // *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin* / Eds. Sutton G.H., Manghanani M.H., Moberly R. AGU. Washington D.C., 1976. Vol.19. P. 205–226.
  25. *Jackson E.D.* Linear volcanic chains on the Pacific plate // *The geophysics of the Pacific Ocean basins and its margins.* AGU Geophys. Monogr. Ser. / Sutton G.H., Manghanani M.H., Moberly R. (eds). 1976. Vol. 19. P. 319–350.
  26. *Jarrard R.D., Clague D.A.* Implications of Pacific island and seamount ages for the origin of volcanic chains // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1977. Vol. 15. P. 57–76.
  27. *Ito G., Clift P.D.* Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 161. P. 85–100.
  28. *Klitgord K.D., Schouten H.* Plate kinematics of the Central Atlantic // *The Geology of North America. The Western North Atlantic region* / Vogt P.R., Tucholke B.E. (eds). Geol. Soc. Am. Boulder, Colo, 1986. Vol. M. P. 351–378.
  29. *Koppers A.A.P., Morgan J.P., Morgan J.W., Staudigel H.* Testing the fixed hypothesis using  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  age progressions along seamount trails // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 185. P. 237–252.
  30. *Larson R.W., Pitman W.C., Golovchenko X., Cande S.C., Dewey J.F., Haxby W.F., La Breeque J.L.* The bedrock geology of the World // N. Y.: W.H. Freeman, 1985.
  31. *Le Douran S., Parsons B.* A note on the correction of ocean floor depths for sediment loading // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 4715–4722.
  32. *Lonsdale P.* Paleogene history of the Kula plate: Off-shore evidence and onshore implications // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. Vol. 99. № 5. P. 733–754.
  33. *Mammerickx J., Sharman G.F.* Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous Quiet Period // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B4. P. 3009–3024.
  34. *Mc Kenzie D.P.* Some remarks on heat flow and gravity anomalies // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72. P. 6261–6273.
  35. *Molnar P., Stock J.* Relative motions of hotspots in the Pacific, Atlantic and Indian Ocean since late Cretaceous time // *Nature.* 1987. Vol. 327. P. 587–591.
  36. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 1972. Vol. 56. № 1. P. 42–43.

37. *Morgan W.J.* Hotspots tracks and early rifting of the Atlantic // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 94. P. 123–139.
38. *Muller R.D., Royer J.Y., Lawer L.A.* Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks // *Geology*. 1993. Vol. 21. № 3. P. 275–278.
39. *Nakanishi M., Sager W.W., Klaus A.* Magnetic lineations within Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean: Implications for hot-spot-triple junction interaction and oceanic plateau formation // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. № B4. P. 7539–7556.
40. *Norton I.O.* Plate motions in the North Pacific: the 43 Ma nonevent // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. P. 1080–1094.
41. *Parker R.L., Oldenburg D.W.* Thermal model of ocean ridges // *Nature*. 1973. Vol. 242. P. 137–139.
42. *Parsons B., Sclater J.C.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. № 5. P. 803–827.
43. *Pilger R.H., Handshumacher D.W.* The fixed hotspot hypothesis and origin of the Easter-Sala and Gomez-Nazca plate // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1981. Vol. 72. № 7. P. 437–446.
44. *Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* A new global heat flow compilation // Department of Geol. Sciences. University of Michigan. Ann. Arbor. Michigan. USA. Electronic data base. 1991.
45. *Rea D.K., Basov I.A., Jancek T.R.* Shipboard Scientific Party // *Proc. ODP. Init. Rep.* 1992. Vol. 145. 173 p.
46. *Rea D.K., Dixon J.M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65. № 1. P. 145–166.
47. *Renkin M.L., Sclater J.G.* Depth and age in the North Pacific // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B4. P. 2919–2935.
48. *Rhea K., Northrop J., Von Herzen R.P.* Heat-flow measurements between North America and the Hawaiian islands // *Marine Geol.* 1964. Vol. 1. P. 220–224.
49. *Sclater J.G., Corry C.E.* Heat flow, Hawaiian area // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72. № 14. P. 3711–3715.
50. *Sclater J.G., Janpart C., Galson D.* The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth // *Rev. Geophys.* 1980. Vol. 18. P. 269–311.
51. *Sclater J.G., Mudie J.D., Harrison C.G.A.* Detailed geophysical studies on the Hawaiian Arch near 24°25'N, 157°40'W: a closely spaced suite of heat-flow stations // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. № 2. P. 333–348.
52. *Stock J., Molnar P.* Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and the Pacific plates // *Tectonics*. 1988. Vol. 7. № 6. P. 1339–1384.
53. *Tarduno J.A., Cotrell R.D.* Paleomagnetic evidence for motion of the Hawaiian hotspot during formation of the Emperor seamounts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 153. P. 171–180.
54. *Tarduno J.A., Gee J.* Large-scale motion between Pacific and Atlantic hotspots // *Nature*. 1995. Vol. 378. P. 477–480.
55. *Turcotte D.L., Oxburg E.R.* Intra-plate volcanism // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A.* 1978. Vol. 288. № 1355. P. 561–579.
56. *Vallier T.L., Dean W.E., Rea D.K., Thiede J.* Geologic evolution of Hess Rise, central North Pacific Ocean // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1983. Vol. 94. P. 1289–1307.
57. *Verzhbitsky E.V.* Geothermal regime and genesis of the Ninety-East and Chagos-Laccadive ridges // *J. Geodynamics*. 2003. Vol. 35. P. 289–302.
58. *Von Herzen R.P., Cordery M.J., Detrick R.S., Fang C.* Heat flow and the thermal origin of hot spot swells: the Hawaiian swell revisited // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. № B10. P. 13 783–13 799.
59. *Von Herzen R.P., Detrick R.S., Crough S.T. et al.* Thermal origin of the Hawaiian Swell: heat flow evidence and thermal Models // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. № B8. P. 6711–6723.
60. *White R.S., McKenzie D.* Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № B9. P. 17543–17585.
61. *Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaiian islands // *Can. J. Phys.* 1963. Vol. 41. P. 863–870.
62. *Woods M.T., Davies G.F.* Late Cretaceous genesis of the Kula plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58. P. 161–166.
63. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickness of the plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25. P. 305–312.
64. *Zonenshain L.P., Kononov M.V., Savostin L.A.* Pacific and Kula/Eurasia relative motions during the last 130 m.y. and their bearing on orogenesis in Northeast Asia // *AGU Geodyn. Ser.* 1987. Vol. 18. P. 29–48.
65. *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V.* Absolute reconstructions of the Paleozoic Oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 74. № 1. P. 103–116.

Рецензенты: А.О. Глико, М.Д. Хуторской

## Evolution of the Lithosphere of the Hawaiian–Emperor Seamount Chain, Pacific Ocean, As Inferred from Geophysical Data

E. V. Verzhbitsky, M. V. Kononov, A. F. Byakov, and V. P. Dulub

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia  
e-mail: verzhbitsky@ocean.ru*

**Abstract**—The analysis of geological and geophysical data on the Hawaiian–Emperor seamount chain indicates that the commonly assumed origin of its lithosphere is inconsistent with the geothermal model of the oceanic-bottom formation. To reveal the nature of the Hawaiian–Emperor Ridge, the main tectonic units of the North Pacific were thoroughly analyzed and a map of geothermal data, magnetic anomalies, and bottom age in this region has been compiled. The subsidence rate of the lithosphere that was thermally rejuvenated by plume material after the passing of the Pacific plate over the Hawaiian hot spot was calculated with the aid of the bathymetric database for the World Ocean. The calculated parameters show that the lithosphere, which underwent thermal rejuvenation, subsides at a much lower rate than it spreads. The obtained empirical equation describes the abrupt uplifting and further subsidence of the oceanic floor during the passing of the Pacific Plate over the Hawaiian plume. The heat flow calculated in line with the thermophysical model of the thermally rejuvenated lithosphere is close to the heat flow measured at the surface of the Hawaiian–Emperor Seamounts. Thus, the proposed model is realistic. Paleogeodynamic reconstructions of the thermal regime during the formation of the Hawaiian–Emperor seamount chain were made in absolute coordinate system for the period 90–20 Ma on the basis of geological and geophysical data and the calculated distribution of bottom ages in the North Pacific.

**О СТАТЬЕ С.А. КОВАЧЕВА, В.Г. КАЗЬМИНА, И.П. КУЗИНА  
И Л.И. ЛОБКОВСКОГО “НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СЕЙСМИЧНОСТИ  
СРЕДНЕГО КАСПИЯ И ИХ ВОЗМОЖНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ” /  
Геотектоника. 2000. № 5. С. 50–60**

© 2006 г. В. Е. Хаин

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

Поступила в редакцию 10.05.2006 г.

Эта статья содержит весьма интересные полученные авторами новые данные о сейсмичности примыкающей к Юго-Восточному Кавказу акватории Среднего Каспия. Эти данные свидетельствуют о наличии здесь очагов глубоких, мантийных, землетрясений, достигающих глубин 150 км. Они имеют принципиальное значение, поскольку вплоть до настоящего времени проявления столь глубокой сейсмичности в прилегающем с юга районе Апшеронского порога подвергались сомнению [1]. Однако предложенная авторами геодинамическая интерпретация полученного ими материала вызывает серьезные возражения, излагаемые ниже.

Авторы рисуют на основе определенных ими гипоцентров землетрясений сейсмофокальную зону, наклоненную под Большой Кавказ, и полагают, что она отражает имеющий здесь место поддвиг Скифской плиты (южный край Евразийской литосферной плиты) под ороген Большого Кавказа. При этом они придают большое значение пересекающему Большой Кавказ Аграхано-Тбилиско-Левантинскому левому сдвигу-линеamentу, подробно охарактеризованному Н.В. Короновским [3]. Они считают, что Большой Кавказ к западу от этого линеамента характеризуется южной вергентностью, а к востоку – северной, что и объясняет его надвигание на Скифскую плиту. Со всеми этими утверждениями, на мой взгляд, невозможно согласиться.

Аграхано-Тбилиско-Левантинский линеament и по моему мнению имеет важное значение в структуре Кавказско-Каспийского региона, хотя его проявление в Каспии рядом геофизиков и оспаривается. Однако он наиболее ярко выражен в строении Куринского и Терско-Каспийского молассовых прогибов и менее отчетливо в структуре Большого Кавказа, где он в основном скрывается в исчезновении с поверхности выходов доюрского фундамента. Во всяком случае, что в данном отношении наиболее важно, он не нарушает главную черту строения этого орогена, а именно его отчетливо проявленную на всем про-

тяжении южную вергентность. Более того, вопреки утверждениям авторов рассматриваемой статьи, эта вергентность, выраженная в направленных к югу надвигах и тектонических покровах к востоку от Аграхано-Тбилиско-Левантинского линеамента, проявлена еще ярче, чем к западу, и надвиги и покровы, по современным геофизическим данным, прослеживаются вплоть до берега Каспия [1]. Что же касается северо-вергентных надвигов в Дагестане и северо-восточном Азербайджане, то здесь картина такова. В пределах так называемого Дагестанского клина подобное надвигание затрагивает лишь домайкопские, т.е. доолигоценные отложения, а более молодые образования, напротив, надвинуты к югу вдоль Нараттюбинской моноклинали. К югу от Дагестанского клина и вплоть до р. Самур сколько-нибудь крупных надвигов в сторону Каспия не наблюдается. На правобережье Самура, уже в Азербайджане, имеет место надвигание Юго-Восточного Кавказа на субширотный Кусаро-Дивичинский молассовый прогиб вдоль Сиазанского надвига.

В обоих районах – в северном Дагестане и северо-восточном Азербайджане – можно подозревать, что северо-вергентные надвиги имеют неглубокие корни и эти корни, скорее всего, лежат в эвапоритовой толще верхней юры. Учитывая абсолютно преобладающую южную вергентность всего орогена, эти надвиги следует относить к разряду ретрошарьяжей, и нет никаких оснований связывать с ними общее надвигание Большого Кавказа на Скифскую плиту.

К тому же совершенно аналогичное явление наблюдается на противоположном конце Большого Кавказа, где это сооружение двигается на Западно-Кубанский молассовый прогиб вдоль Ахтырского надвига, к стати, и этот надвиг выражен лишь в домайкопских отложениях, как и в районе Дагестанского клина. Так что картина вполне симметричная. И здесь речь должна идти о ретрошарьяже. Между тем вдоль всего южного склона Большого Кавказа простирается наклоненная к северу сейсмофокальная зона, о суще-

ствовании которой впервые писали П.Н. Кропоткин и Л.В. Ларионов [4]. На востоке она прослеживается вдоль Апшеронского порога, о чем впервые сообщил Э.Н. Халилов [6]. Наличие такой зоны в районе Апшеронского порога теперь признано и зарубежными исследователями [7], правда, без ссылок на советские публикации. Существование такой зоны было подтверждено и Рачинским землетрясением 1992 г. [2].

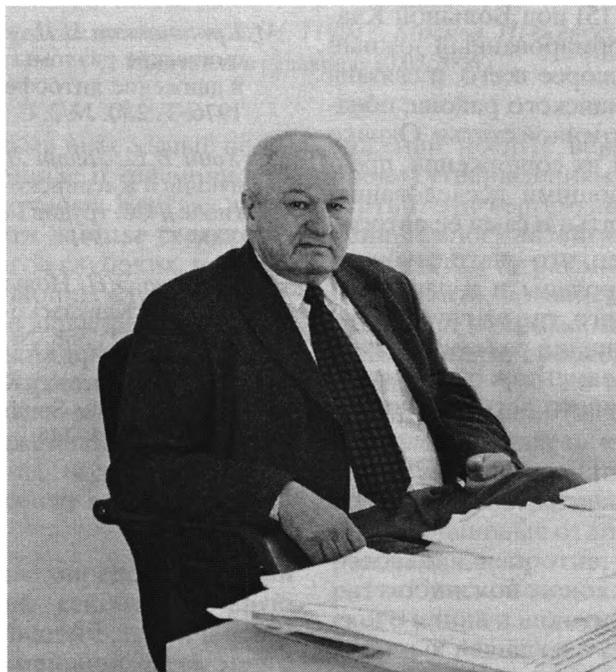
Именно с такой зоной, отражающей процесс псевдосубдукции Понтийско-Закавказской и Южно-Каспийской микроплит [5] под Большой Кавказ, представляющий деформированный южный край Евразийской плиты, скорее всего, и связана сейсмичность Самуро-Яламинского района, обнаруженная авторами рассмотренной статьи. Однако каким образом происходит их сопряжение, предстоит установить последующими исследованиями, о чем пишут в конце статьи и сами ее авторы.

Следует указать, наконец, что очаги глубоких землетрясений зарегистрированы и к западу от линеамента, в районе Грозного, где их глубина достигает до 70–80 км. Это лишний раз показывает, что привлечение этого линеамента к объяснению сейсмичности более восточного региона лишено смысла.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Азербайджана. Том. IV. Тектоника. Баку, 2005. 504 с.
2. Богачкин Б.М., Борисов Б.А., Рогожин Е.А. Рачинское землетрясение 29 апреля 1991 г. Результаты геологического обследования // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1992. № 8. С. 12–13.
3. Короновский Н.В. Аграхано-Тбилиско-Левантинский левосторонний сдвиг – важнейшая структура Кавказа // Докл. АН. 1994. Т. 337. № 1. С. 109–115.
4. Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 2. С. 311–314.
5. Хаин В.Е., Левин Л.Э. Геодинамика и псевдосубдукция в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе // Сб. трудов Геол. ин-та АН Грузии. Тбилиси, 2004. С. 34–39.
6. Халилов Э.Н. Новые данные о наличии зоны Бенъофа в Кавказско-Каспийском регионе // Докл. АН. 2003. Т. 388. № 4. С. 542–544.
7. Jackson J., Priesley K., Allen M., Berberian M. Active Tectonics of the South Caspian Basin // Geof. Int. 2002. № 148. P. 214–245.

## К 70-ЛЕТИЮ ВЯЧЕСЛАВА ИВАНОВИЧА КОВАЛЕНКО



Вячеслав Иванович Коваленко родился 8 июня 1936 г. в пос. Металлокомбината Тульской области, в семье служащих. В 1960 г. окончил с отличием геологический факультет Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе. С 1960 по 1976 гг. он работал в Институте геохимии Сибирского отделения АН СССР (г. Иркутск). Начиная с 1967 г. и по 1990 г. в течение более чем двух десятилетий принимал активное участие в руководстве Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

С 1977 г. В.И. Коваленко работает в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, а с 1985 г. он руководит созданной им лабораторией рудоносных магматических процессов (ныне лаборатория редкометального магматизма) в этом институте.

В декабре 1990 г. В.И. Коваленко избран членом-корреспондентом АН СССР, а в 2000 году – действительным членом (академиком) РАН.

Главные направления научных исследований В.И. Коваленко – геохимия и петрология рудоносного магматизма, общие и региональные петролого-геохимические проблемы связи магматизма и оруденения. Разработанные им положения концепции полигенной рудоносности магматических горных пород позволили создать геохимические основы новых представлений о связи магматизма и оруденения и внести существенный вклад в учение о рудоносности магматизма.

В последние годы спектр научных интересов В.И. Коваленко включает все новые и новые научные направления: это эволюция магматизма в геологической истории Земли; изотопные аспекты корообразующих процессов, составы магм, включая летучие компоненты и элементы-примеси по данным расплавных включений в минералах, составы различных мантийных резервуаров, балансы летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли, глобальные изменения окружающей среды и климата, катастро-

фические процессы и их прогноз. За участие в разработке концепции глубинной геотектоники и геодинамики он удостоен Государственной премии РФ (1997 год).

В.И. Коваленко – автор и соавтор опубликованных в нашей стране и за рубежом более 500 научных работ, в том числе 19 книг, ряда обобщающих геологических карт. Он лауреат Премии АН СССР им. В.А. Обручева (1981 г.) и Золотой медали ВДНХ СССР, награжден медалями: “За доблестный труд”, “В ознаменование 100-летия со дня рождения В.И. Ленина” (1970 г.),

“В ознаменование 50-летия Монгольской Народной Республики” (1973 г.), “Найрамдал-Дружба” (1973 г., МНР), “За трудовую доблесть” (1986 г.).

Редколлегия журнала “Геотектоника” благодарит Вячеслава Ивановича за его многолетнюю, активную и высококомпетентную работу в ее составе и просит принять сердечные поздравления и самые добрые пожелания в связи с юбилейной датой.

*Редколлегия журнала “Геотектоника”*

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 2006 г.

	№	С.
<i>Балуев А.С.</i> Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона	3	23–38
<i>Бурлин Ю.К., Шипелькевич Ю.В.</i> Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности	2	65–82
<i>Васильева Т.И., Пржиялговский Е.С.</i> Эволюция полей напряжений в районе Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря)	1	63–75
<i>Вержбицкий Е.В., Кононов М.В., Бяков А.Ф., Дулуб В.П.</i> Особенности эволюции литосферы Гавайско-Императорской системы хребтов (Тихий океан) по геофизическим данным	6	73–89
<i>Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Котелкин В.Д.</i> Генезис океанических возвышенностей Шатского и Хесса (Тихий океан) по геолого-геофизическим данным и результатам численного моделирования	3	82–93
<i>Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И.</i> Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов	1	3–13
<i>Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М.</i> История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геисторического анализа аномального магнитного поля	4	21–42
<i>Глуховский М.З.</i> Гигантские рои мафических даек докембрия и вопросы алмазоносности древних платформ	1	14–30
<i>Гончаров М.А.</i> Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга	2	3–23
<i>Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.</i> Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов	1	76–94
<i>Казанский Б.А.</i> Энергетический анализ глобального рельефа	2	83–93
<i>Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф.</i> Позднемезозойские–эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции	3	9–22
<i>Карякин Ю.В.</i> 39-ое Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета при ОНЗ РАН	4	90–94
<i>Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Саватенков В.М., Владыкин Н.В., Пономарчук В.А.</i> Геология, геохронология и геодинамика Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в Южной Монголии	6	52–72
<i>Ковачев С.А., Казьмин В.Г., Кузин И.П., Лобковский Л.И.</i> Новые данные по сейсмичности Среднего Каспия и их возможная тектоническая интерпретация	5	50–60
<i>Крапивнер Р.Б.</i> Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тысяч лет	3	39–51
<i>Кушнир Д.Г.</i> Палеозойские мегавалы на севере Центральной и Западной Сибири	5	85–91
<i>Левин Л.Э.</i> Строение термической литосферы и астеносферы в океанах и на континентах	5	39–49

	№	С.
<i>Лукьянов А.В.</i> Об избранных трудах крупных ученых	3	94–95
<i>Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А.</i> Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., $M_s = 7.5$ (Горный Алтай)	3	52–69
<i>Меланхолина Е.Н.</i> Фундаментальный справочник по тектонике и геодинамике планеты Земля	5	96
<i>Мирлин Е.Г.</i> Проблема вихревых движений в “твердых” оболочках Земли и их роли в геотектонике	4	43–60
<i>Морозов Ю.А., Талицкий В.Г.</i> Структурно-кинематические аспекты эволюции Киргизатинской синформной структуры Южного Тянь-Шаня	1	44–62
<i>Моссаковский А.А., Руженцев С.В.</i> Фундаментальные проблемы геотектоники в “Избранных трудах” Ю.М. Пуцаровского	2	94–96
<i>Парфеевец А.В., Саньков В.А.</i> Геодинамические условия развития Тункинской ветви Байкальской рифтовой системы	5	61–84
<i>Пейве А.А.</i> О вертикальных тектонических движениях земной коры в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики	1	31–43
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Тектонические типы глубоководных впадин Тихого океана	5	25–38
<i>Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.</i> О тектоно-геодинамической модели Земли нового поколения – обзор проблемы	3	3–8
<i>Разницын Ю.Н.</i> Тектоническая расслоенность литосферы Тихого океана	2	36–46
<i>Рубан Д.А.</i> Обзор некоторых глобальных и региональных палеотектонических реконструкций, опубликованных в 2001–2004 гг.	5	92–95
<i>Скляр Е.В., Федоровский В.С.</i> Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга)	2	47–64
<i>Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С.</i> Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки	6	3–32
<i>Степашко А.А.</i> Особенности меловой динамики Тихоокеанской плиты и этапы магматической активности на северо-востоке Азии	3	70–81
<i>Трофимов В.А.</i> Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе ТАТСЕЙС-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию	4	3–20
<i>Хаин В.Е.</i> Важное достижение отечественной науки (рецензия и комментарий к книге “Введение в тектонофизику”)	1	95–96
<i>Хаин В.Е.</i> О статье С.А. Ковачева, В.Г. Казьмина, И.П. Кузина и Л.И. Лобковского “Новые данные по сейсмичности Среднего Каспия и их возможная интерпретация”	6	90–91
<i>Хаин В.Е., Гончаров М.А.</i> Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли	5	3–24
<i>Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А., Антипов М.П.</i> Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования	6	33–51
<i>Хотин М.Ю., Шапиро М.Н.</i> Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования	4	61–89
<i>Чехович В.Д.</i> О разных уровнях аккреции энсиматических островных дуг	2	24–35

Блистательный путь геолога	3	96
К 70-летию Сергея Васильевича Руженцева	4	95–96
К 70-летию Вячеслава Ивановича Коваленко	6	92–93
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2006 год	6	94–96

---

Сдано в набор 27.07.2006 г.	Подписано к печати 03.10.2006 г.	Формат бумаги 60 × 88 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>		
Цифровая печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отг. 3.8 тыс.	Уч.-изд. л. 12.1	Бум. л. 6.0
	Тираж 304 экз.	Зак. 1789		

---

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

---

Издатель: Академиздатцентр “Наука”, 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90  
Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”  
Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099 Москва, Шубинский пер., 6

## Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

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

\* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке