

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 2002



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 2002 Июль–Август

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

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

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

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

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

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

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

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2002

Глобальная геодинамика на пороге нового века <i>В. Е. Хаин</i>	3
Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона <i>Ю. В. Миллер</i>	14
Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния <i>В. Э. Павлов, И. Галле, П. Ю. Петров, Д. З. Журавлев, А. В. Шаццлло</i>	26
Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области <i>В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, Е. Б. Сальникова, С. В. Будников, В. П. Ковач, А. Б. Котов, В. А. Пономарчук</i>	42
Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы <i>Г. П. Авдейко, С. В. Попруженко, А. А. Палуева</i>	64
Оценка скоростей осадконакопления и тектонического прогибания на примере Черноморской впадины <i>Д. А. Туголесов, Л. Б. Мейснер</i>	81

Рецензии

О новом глобальном тектоническом обобщении В.Е. Хаина <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	89
---	----

Хроника

7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна "Общие вопросы тектоники" <i>В. Е. Вержбицкий</i>	91
Международная конференция "Полярные области Земли: геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда" <i>Г. Э. Грикуров</i>	93
35-е тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета <i>Ю. В. Карякин</i>	94

Contents

No. 4, 2002

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

Global Geodynamics on the Threshold of the New Century <i>V. E. Khain</i>	3
The Tectonics of the Junction Region between the Belomorian Mobile Belt and the Karelian Craton <i>Yu. V. Miller</i>	14
The Ui Group and Late Riphean Sills in the Uchur-Maya Area: Isotopic and Paleomagnetic Data and the Problem of the Rodinia Supercontinent <i>V. E. Pavlov, Y. Gallet, P. Yu. Petrov, D. Z. Zhuravlev, and A. V. Shatsillo</i>	26
Tectono-Magmatic Zoning, Magma Sources, and Geodynamics of the Early Mesozoic Mongolia-Transbaikal Province <i>V. V. Yarmolyuk, V. I. Kovalenko, E. B. Sal'nikova, S. V. Budnikov, V. P. Kovach, A. B. Kotov, and V. A. Ponomarchuk</i>	42
The Tectonic Evolution and Volcano-Tectonic Zonation of the Kuril-Kamchatka Island-Arc System <i>G. P. Avdeiko, S. V. Popruzhenko, and A. A. Palueva</i>	64
Evaluation of the Rates of Sedimentation and Tectonic Subsidence with Reference to the Black Sea Basin <i>D. A. Tugolesov and L. B. Meisner</i>	81

Reviews

On a New Global Tectonic Generalization by V.E. Khain <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	89
--	----

Chronicle

The 7th Zonenshain International Conference on Plate Tectonics "General Issues of Tectonics" <i>V. E. Verzhbitskii</i>	91
International Conference "Polar Regions of the Earth: Geology, Tectonics, Resource Potential, Environment" <i>G. E. Grikurov</i>	93
The 35th Tectonic Conference of the Interdepartmental Tectonic Committee <i>Yu. V. Karyakin</i>	94

ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА НА ПОРОГЕ НОВОГО ВЕКА

© 2002 г. В. Е. Хаин

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

Поступила в редакцию 22.01.2002 г.

В статье кратко обобщаются достижения глобальной геодинамики за последние 10–15 лет и отмечаются проблемы, еще ожидающие своего решения. Последовательно рассматриваются данные, касающиеся литосферы, астеносферы, нижней мантии, ядра, субдукции, конвекции, плюмов, а также роли в геодинамике ротационного (осевого вращения Земли) и космического (взаимодействие Земли и Луны, и др.) факторов. Перечислены основные проблемы, которые должны стать предметом разработки в наступившем столетии.

ВВЕДЕНИЕ

В последние три десятилетия прошлого века геодинамика заняла ведущее место в науках о Земле. Начиная же с середины 80-х годов, благодаря появлению сейсмоотографии она приобрела подлинно глобальное измерение и в ней появилась глубинная составляющая. С этого времени геотектоника превратилась фактически в часть геодинамики, изучающую движения и деформации, протекающие в верхних оболочках твердой Земли – в коре и собственно в верхней мантии, или, в других словах, литосфере и астеносфере, объединенных в понятие тектоно- или просто тектосферы.

Цель настоящей статьи – дать краткий обзор основных достижений геодинамики за последние 10–15 лет и одновременно отметить те проблемы, которые ждут своего решения в наступившем новом веке.

ЛИТОСФЕРА

Остановимся сперва на литосфере. Здесь на первое место следует поставить результаты применения методов космической геодезии, главным образом GPS, для изучения современных горизонтальных движений земной коры. Основные итоги этих исследований, активно продолжающихся и в настоящее время, таковы (подробнее см. в последней работе В.Г. Трифонова и А.К. Певнева [16]). Во-первых, и это главное, подтвержден факт расчленения коры, а, следовательно, и литосферы на относительно монолитные плиты, испытывающие взаимные горизонтальные перемещения, происходящие в общем соответствии с моделью кинематики плит NUVEL-1A, построенной в основном по данным новейших линейных аномалий. Можно констатировать, что тем самым получено окончательное подтверждение справедливости концепции тектоники литосферных плит,

по крайней мере, в глобальном масштабе. Это не исключает проявления внутриплитных деформаций, сосредоточенных в определенных зонах, особенно рифтовых, со скоростями на порядок меньшими, чем межплитные [20], а также того, что смещения на некоторых границах плит, например, Тихоокеанской и Северо-Американской в районе Калифорнии или Евразийской и Африканской в районе Гибралтара носят диффузный характер.

Во-вторых, подтверждается, что находящиеся между главными литосферными плитами ансамбли малых и микроплит, в частности, вдоль западного обрамления Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса, испытывают сложные дифференциальные перемещения, что особенно наглядно видно из результатов измерений в Юго-Восточной Азии [52]. Очевидно, мы имеем здесь актуалистическую модель поведения террейнов в подвижных поясах геологического прошлого.

Представляется крайне желательным, чтобы подобными наблюдениями как можно скорее была охвачена вся территория России и особенно ее дальний Северо-Восток, где до сих пор остается спорным проведение границы между основными плитами и выделение промежуточных микроплит.

Важное значение для понимания механизма внутриплитных деформаций имело изучение напряженного состояния земной коры континентов [69]. Оно показало, что на всей площади континентов, за исключением узких рифтовых зон, преобладают напряжения сжатия, которые исходят либо от осей спрединга срединно-океанских хребтов (что подтверждает реальность механизма ridge-push, хотя его суть остается не совсем ясной), либо от внутриконтинентальных зон коллизии. Это подтверждает способность континентальной литосферы испытывать упруговязкие деформации и делает понятным проявление та-

ких деформаций на удалении более тысячи километров от альпийского пояса в Евразии [54].

Способность более тонкой океанской литосферы к внутриплитным деформациям также нашла определенные подтверждения в наблюдениях в Индийском океане и в Азоро-Гибралтарской зоне в Атлантике [5].

Выяснилось далее, что мощность литосферы континентов в общем более значительна, чем ранее предполагалось, достигая более 300 км под архейскими кратонами, но, вместе с тем, весьма изменчива, например, в Восточной Европе (древняя платформа) она составляет >200 км, а в Западной – местами уменьшается до <50 км [24].

АСТЕНОСФЕРА И МЕЗОСФЕРА

Если положение границы между литосферой и астеносферой на большей части площади континентов можно считать надежно установленным, то этого нельзя сказать относительно подошвы астеносферы и ее общей мощности. Такая информация получена, насколько известно автору, лишь вдоль Европейского геотраверса [24], на котором мощность астеносферы не превышает 100–150 км, а ее подошва погружается до 300 км.

Но существенный интерес представляют сведения о направлении течений в астеносферной мантии, полученные на основе изучения анизотропии в распространении сейсмических волн [63]. Результаты этих исследований в общем показывают совпадение направления мантийного течения с направлением смещения литосферных плит и предполагаемых конвективных течений в мантии.

Вместе с тем, едва ли не важнейшим результатом сейсмотомографических исследований явилось открытие того, что картина распределения “теплых” и “холодных” зон в мантии отвечает размещению в литосфере и астеносфере зон спрединга и субдукции лишь до глубины 300–400 км, а ниже существенно меняется. Это означает, что собственно тектоника плит охватывает лишь эти верхние оболочки твердой Земли, справедливо объединяемые в понятие текто- или тектоносфера, а глубже господствуют иные процессы.

НИЖНЯЯ МАНТИЯ И ЯДРО

Если в 70-е годы и даже в начале 80-х еще казалось, что движения и деформации коры и литосферы, и магматизм всецело обусловлены процессами в верхней мантии, то данные сейсмотомографии развеяли эти представления, показав, что вся наша Земля, включая даже и внутреннее ядро, составляет активно развивающуюся динамическую систему. И именно в отношении нижней мантии результаты сейсмотомографических исследований оказались наиболее впечатляющими.

В первую очередь, это касается обнаружения в самом основании мантии слоя¹, получившего обозначение D" и обладающего особыми свойствами – существенно изменчивой мощностью, достигающей 300 км, и резкой латеральной реологической гетерогенностью, свидетельствующей не только о температурных, но, очевидно, и о химических различиях его вещества. Довольно быстро сложилось представление о том, что этот слой является, с одной стороны, “могильником” для погружающихся в зонах субдукции пластин-слэбов океанской литосферы и, с другой стороны, источником поднимающихся в литосферу плюмов, вернее, как увидим далее, так называемых суперплюмов. В самом основании этого примечательного слоя выявлен более тонкий слой резко пониженной вязкости – ULVZ, возможно, связанный с плавлением вещества между мантией и ядром. Но, по пока еще не полным данным, он имеет не повсеместное распространение, появляясь как раз под предполагаемыми суперплюмами [66].

Выяснилось далее, что и остальная нижняя мантия, обладающая огромной, более 2000 км, мощностью, вовсе не однородна по вертикали, как это и предполагалось в работе Ю.М. и Д.Ю. Пуцаровских [14]. Некая граница внутри нее намечается, в частности, на уровне около 1600–1700 км, где может происходить изменение не только минералогического – распад метасиликата – перовскита на окислы, но и химического состава (см. ниже).

Недавно появились также данные, позволяющие предполагать наличие слоя пониженной вязкости и латеральной гетерогенности непосредственно ниже границы верхней и нижней мантии, т.е. на глубине 660–670 км [48]. Нижней границей этого слоя может являться сейсмическая граница на уровне 900–1000 км [30].

Наконец, совсем недавно опубликовано сообщение [46] относительно наличия слоя повышенной вязкости и химической гетерогенности на глубине порядка 2000 км, могущего подавлять мантийные течения и конвективное перемешивание на этой глубине.

В общем вырисовывается такая картина, что в разрезе мантии наблюдается чередование более тонких (сотни километров) “активных” слоев пониженной вязкости и повышенной гетерогенности и мощных более плотных и однородных промежуточных областей. К первым относятся астеносфера, слой в основании границы верхней и нижней мантии и слой D" в основании последней. Им принадлежит особая, ведущая роль в глубинной геодинамике.

Новейшие исследования затронули, однако, не только мантию, но и ядро Земли и добрались да-

¹ Предположение о существовании такого слоя высказывались задолго до его окончательного установления.

же до внутреннего твердого ядра. Они обнаружили, что оно обладает двумя особыми свойствами – внутренней анизотропией и отличается от внешнего ядра большей скоростью осевого вращения. Такое особое поведение внутреннего ядра может играть определенную роль в геодинамике и даже сейсмической активности Земли, как было недавно показано Б.В.Левиним [12]. К этому вопросу я вернусь еще ниже.

СУБДУКЦИЯ

Если проявления спрединга океанского дна уже давно практически ни у кого не вызывают сомнений, то иначе обстоит дело с субдукцией, в основном в нашей стране. Между тем данные сейсмической томографии не только подтвердили феномен субдукции, установив наличие по периферии океанов наклонных зон охлажденного вещества, но и позволили расширить наши представления об этом процессе.

Оказалось, во-первых, что субдуцируемые слэбы могут быть прослежены в глубь мантии за пределы сейсмофокальных зон, т.е. 660–670 км. Но при этом такое погружение происходит далеко неодинаково. В одних случаях слэбы прослеживаются до самой границы ядра. Сенсацию в этом смысле произвело обнаружение в 1992 г. погружения плиты Фаралон на востоке Тихого океана под Северо-Американский континент [37], что ранее предполагалось по геологическим данным и что объясняет особенности развития Кордильер в пределах США. Однако в других районах погружение останавливается на границе верхней и нижней мантии и слэб отклоняется вдоль этой границы в направлении своего наклона до полного выполаживания. В районе Фиджи слэб сначала выполаживается на указанной границе, а затем ее пересекает, уходя в нижнюю мантию. И, наконец, субдуцируемый материал может накапливаться ниже этой границы и, достигнув критической массы, лавинообразно (avalanche) погружаться в глубь нижней мантии, в пределе достигая, очевидно, слоя D".

Во-вторых, в ряде регионов удалось обнаружить ископаемые мезозойские зоны субдукции, ранее предполагавшиеся по геологическим данным. Это относится к меловому Охотско-Чукотскому вулканоплутоническому поясу, к Монголо-Охотской системе, к Тибету, в частности.

В-третьих, выявлен интересный и важный феномен отрыва нижней части субдуцируемого слэба, связанный, очевидно, с уплотнением его вещества вследствие эклогитизации. Такой отрыв предполагался в некоторых районах, например, в районе моря Альборан на крайнем западе Средиземноморья, где сейсмичность прерывается на некоторой глубине от поверхности и затем появ-

ляется вновь на значительно большей глубине. Сейсмоотомография подтвердила, что здесь имеет место отрыв нижней части слэба. В районе Вранча в Восточных Карпатах обнаружен начальный момент отрыва слэба, нижняя часть которого отламывается и вертикально погружается в мантию. В районе Фиджи обнаружен оторвавшийся фрагмент слэба, "застывший" в переходной зоне от верхней к нижней мантии [27, 37].

С отрывом нижней части слэба связано образование "астеносферного окна", вдоль которого может происходить внедрение в литосферу разогретого и частично расплавленного астеносферного материала. Образование такого "окна" предполагается, в частности, вдоль тихоокеанской окраины Южной Америки, где происходит косое погружение под континент Западно-Чилийского спредингового хребта [55]. Образование "астеносферных окон" может объяснить и проявление мантийного магматизма и сопутствующей металлогении на постколлизивной стадии развития орогенов, как это предполагается для альпийского пояса Европы.

В-четвертых, сейсмоотомография и сейсмика отраженных волн показали, что не только океанская, но и континентальная кора и литосфера могут погружаться в зонах субдукции на значительные глубины, достигающие 200–300 км [67]. Прямым доказательством этого служат микровключения минералов-индикаторов высоких давлений – коэсита, микроалмазов, клиноэнстатита и др. в эклогитах, гранатовых перидотитах и мраморах, обнаруженные в ряде районов: Кокчетав, Дабейшань, Альпы, Норвегия [23, 26, 57]. Вопрос о том, как эти породы вновь оказались на поверхности Земли составляет особую проблему их так называемой эксгумации, которой мы здесь касаться не будем, но сам факт столь глубокой субдукции континентальной литосферы важен сам по себе².

Что касается океанской литосферы, то получены косвенные минералогические свидетельства возможности ее погружения на еще большие глубины, вплоть до верхов нижней мантии. Такими свидетельствами являются включения в алмазах из кимберлитовых трубок Западной Африки (Гвинея) и Южной Америки (Бразилия), представленные минералами, характерными не только для переходной зоны от верхней к нижней мантии: майоритом, феррипериклазом, магнизиовуситом [45, 46, 59, 65]. Их образование в условиях температур и давлений, свойственных именно этому глубинному уровню, получило экспериментальное подтверждение [43]. При этом выска-

² Следует упомянуть, что впервые на возможность погружения континентальной коры до глубин глаукофанового метаморфизма указал М.Л. Сомин (Геотектоника, 1984, № 6, с. 8–20).

зывается предположение, что содержащиеся алмазы включения перидотитов и эклогитов происходят из субдуцированной океанской литосферы, что в общем согласуется с данными сейсмотомографии.

КОНВЕКЦИЯ

Проявление конвекции в мантии и ее определяющая роль в перемещениях литосферных плит долго оставались чисто умозрительным предположением, позволяя даже крупным геофизикам, начиная с Г. Джеффриса, сомневаться в ее реальности. Однако и в этом вопросе сейсмическая томография доставила решающие доказательства. Действительно, сосуществование в мантии на одном и том же глубинном уровне разогретых и охлажденных областей немислимо без активного проявления конвекции. Реальность мантийной конвекции подтверждена, кроме того, и физическим, и компьютерным моделированием. Однако в отношении самого характера этой конвекции до настоящего времени дискутируются две проблемы: 1) является ли она чисто тепловой или термохимической и 2) обцемантийной или двухъярусной, проявляющейся раздельно в верхней и нижней мантии.

По первой проблеме можно сказать следующее. Первоначально в концепции тектоники плит принималась именно тепловая конвекция. Однако уже в 70-е годы О.Г. Сорохтин, А.С. Монин, В.П. Кеонджян в Институте океанологии АН СССР предложили модель термохимической конвекции, которую активно развивает в том же институте Л.И. Лобковский [13].

Действительно, даже простые соображения говорят в пользу именно термохимической конвекции, – ведь и погружающиеся в зонах субдукции слэбы, и поднимающиеся из низов мантии плюмы химически отличаются не только друг от друга, но и от материала мантии, который они пересекают на своем пути. О том же свидетельствует гетерогенность, обнаруженная в “активных” слоях мантии, которую, по мнению исследователей, нельзя объяснить одними температурными вариациями. Неудивительно поэтому, что и ряд зарубежных исследователей склоняется в настоящее время к модели термохимической конвекции [61], подтверждая ее экспериментально [31].

Вместе с тем достаточно очевидно преобладание в мантийной конвекции теплового элемента, и можно допустить, следуя Л.И. Лобковскому [13], что на отдельных стадиях развития конвективного процесса конвекция является даже чисто тепловой. Отсюда становится понятным и успешное компьютерное моделирование тектонических циклов Вилсона В.П. Трубицыным [17] на основе чисто тепловой конвекции.

Вторая проблема – является ли конвекция обцемантийной или двухъярусной – дискутируется, пожалуй, еще более активно, причем сторонниками первой версии являются главным образом геофизики, а второй – преимущественно геохимики. Основными аргументами геофизиков являются данные сейсмотомографии, указывающие на проникновение слэбов субдуцируемой литосферы глубоко в нижнюю мантию, вплоть до границы ядра, и на подъем плюмов от этой последней границы. При этом следует учитывать, однако, что сейсмотомография отражает в основном современное или, по крайней мере, новейшее состояние земных недр.

Геохимики основываются, прежде всего, на явных различиях в химизме, включая изотопный уровень базальтов срединно-океанских хребтов, происходящих из деплетированной верхней мантии, и океанских островов, производных более глубинного источника, которые такого истощения не обнаруживают. Это заставляет их допустить, что нижняя мантия сохранила в основном примитивный хондритовый состав. Еще одним доводом является превышение наблюдаемого на поверхности теплового потока над величиной тепловыделения в коре и верхней мантии. В пользу двухъярусной конвекции недавно высказался и известный американский геофизик Д. Теркотт [62], который сослался в своем страсбургском докладе на данные по изотопным Sm/Nd и Rb/Sr системам, а, главное, на Th/U отношение, которое для MORB составляет 2.5 ± 0.1 , для континентальной коры < 6 , а для Земли в целом 4.0 ± 0.2 . Отсюда следует, что существенная часть мантии имеет гораздо более примитивное значение этого отношения, чем источник MORB.

Все это склоняет данного автора к концепции двухъярусной конвекции, но в ее новейшем варианте, предложенном в работах [42, 47], в которых, с учетом новейших данных сейсмотомографии, допускается, что резервуар примитивного материала охватывает не всю нижнюю мантию, как считалось ранее, а лишь ее нижнюю часть, глубже 1600 км.

Новый вариант разрешения противоречий между сейсмологами и геохимиками недавно предложен в работе [40]. Ее авторы считают, что нет необходимости допускать существование “заповедника” в глубинах мантии. Вместо этого они предполагают, что нижняя мантия содержит большой объем субдуцированного материала океанской и частично континентальной литосферы в виде слэбов и отдельных включений (blobs), которые и служат источником базальтов океанских островов. Достаточно ли этого материала, чтобы сбалансировать дефицит литофильных элементов в верхней мантии, судить предстоит геохимикам. Довольно близкие взгляды высказаны также недавно Дж. и У. Морганом [53].

Впрочем, существует большая вероятность того, что в истории Земли происходило чередование периодов преобладания одного или двух различных режимов конвекции, на это впервые указали французские геофизики П. Машетель и П. Вебер [51]. Переход от двухъярусной конвекции к общемантийной может быть связан с лавинообразным обрушением (avalanche) находящегося в основании раздела между верхней и нижней мантией материала субдуцируемых слэбов в глубины нижней мантии. В дальнейшем это явление стали связывать с суперконтинентальными циклами, полагая, что оно способствует не только смене двухъярусной конвекции общемантийной, но и подъему плюмов от границы ядра и росту континентальной коры [29].

В ретроспективе всей истории Земли в связи с ее вековым охлаждением следует предполагать переход от преобладания двухъярусной конвекции к преобладанию общемантийной, которая, очевидно, и наблюдается на новейшем этапе этой истории. Этому должно способствовать понижение числа Рэлея для мантии, поскольку этот показатель зависит от вязкости, а последняя от температуры [48].

В заключение раздела о конвекции надо с удовлетворением отметить, что за последние годы в нашей стране активно и успешно развивается моделирование мантийной конвекции: физическое двухъярусной конвекции в Новосибирске – Н.Л. Добрецов и А.Г. Кирдяшкин [7], математическое в Москве – В.П. Трубицын [17] в Институте физики Земли РАН, с учетом роли континентов, Л.И. Лобковский [13] в Институте океанологии РАН на основе термохимической конвекции.

ПЛЮМЫ

С тех пор как Дж. Морган в 1972 г. предложил для объяснения внутриплитного магматизма гипотезу горячих точек – мантийных струй-плюмов³, эта концепция завоевала широкую, возможно, даже чрезмерную популярность. Л.П. Зоненшайн высказал мнение, что в масштабе всей Солнечной системы плюм-тектоника имеет большее значение, чем плейт-тектоника, и это мнение представляется достаточно обоснованным, поскольку проявления тектоники плит доказаны лишь для Земли (хотя есть ее признаки на Венере и Марсе), а плюмы известны практически на всех планетах Солнечной системы и даже их спутниках.

Вместе с тем, с плюмами связан целый ряд еще не вполне решенных вопросов. Одним из них, по-

жалуй, наиболее важным, является вопрос о “корнях” плюмов. Его решение осложняется тем, что выявление каналов, по которым происходит подъем плюма, по данным сейсмотомографии является гораздо более трудным, чем субдуцируемых слэбов, поскольку эти каналы значительно более тонкие. Д. Андерсон [19] недавно даже выразил сомнения в принципиальной возможности такой операции, полагая, что температурные различия с окружающей мантией, на основе которых это делается, находятся в диапазоне тех латеральных вариаций температуры, которые и без присутствия плюмов наблюдаются в мантии. Показателен также пример Исландии, для которой первоначально доказывалось, что плюм под островом поднимается из нижней мантии, а затем группа британских геофизиков выступила с категорическим утверждением, что нет признаков существования корней этого плюма на глубине >410 км [18]. Впрочем, в другой недавней работе [68] все же сделан противоположный вывод.

Как бы то ни было, нет другого объяснения внутриплитного магматизма, с учетом того, что его продукты резко отличаются по химизму от базальтов срединно-океанских хребтов, чем допущение существования мантийных струй-плюмов, поднимающихся из подастеносферных глубин. При этом вырисовывается два наиболее вероятных уровня зарождения плюмов, т.е. положения их корней, а именно слой D” в основании нижней мантии, что признается большинством исследователей, и слой в основании границы между верхней и нижней мантией, о котором пишут Д. Брюне и Д. Юен [25], а ранее А. Рингвуд намечал его над этой границей. Есть серьезные основания полагать, что слой D” является источником наиболее мощных плюмов – суперплюмов, которые создают на поверхности Земли не отдельные “горячие точки”, а целые “горячие поля”, по выражению Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [10], подобные среднемиловому “поднятию Дарвина” в Тихом океане или современной Французской Полинезии (возможные проекции одного и того же суперплюма).

Другой вопрос в проблеме плюмов касается закономерностей их размещения на земной поверхности. Здесь необходимо отдавать себе отчет в том, что не каждая “горячая точка”, выраженная на дневной поверхности вулканом, является непосредственной проекцией глубинного плюма. Высказывается вполне логичное предположение, в частности, в отношении Восточной Африки, где первоначально насчитывали порядка 40 горячих точек, что речь должна идти об одном или двух крупных плюмах, головные части которых как бы расплываются в подошве литосферы и дают выступы на тех участках, где происходит ее утонение (вероятно, в процессе рифтинга). В этих выступлениях идет плавление материала плюма, и об-

³ А.Ф. Грачев [6] недавно предпринял попытку разграничить эти два понятия, предлагая называть горячими точками производные верхов мантии, а плюмами – более глубинные, но это противоречит обычной практике, в которой горячие точки рассматриваются как выходы плюмов на поверхности Земли.

разовавшийся расплав внедряется в литосферу и может достигать поверхности, выражаясь вулканическими аппаратами [32]. Но, кроме того, расщепление плюмов (суперплюмов), поднимающихся из нижней мантии и слоя D", может происходить и на границе 660 км, которая, таким образом, является полупроницаемой не только для слэбов, но и для плюмов.

Говоря конкретно о закономерностях размещения плюмов, можно констатировать следующее. Значительная их часть тяготеет к дивергентным границам плит, к зонам спрединга срединно-океанских хребтов, – достаточно сослаться на Атлантику с Ян-Майеном, Исландией, Азорами, Тристан-да-Кунья, Буве и др., на Индийский океан с островами Сен-Поль и Амстердам и т.д. При этом часть таких плюмов приурочена к тройным сочленениям осей спрединга (Азоры, Буве), а другая – к пересечению этих осей крупными трансформными разломами, в том числе Ян-Майен, Исландия. Значительные по площади океанские плато Тихого океана, такие, как плато Шатского и Онтонг-Джава, также образовались на тройных сочленениях осей спрединга.

Другая категория плюмов, занимающих внутриплитное положение, приурочена в большинстве случаев к континентальным рифтам [58], причем, как в и случае осей спрединга, к их тройным сочленениям, например, Афар в Восточной Африке, Декан в Индии, или пересечениям крупными разломами трансформного типа. Область молодого базальтового вулканизма в Западной Европе тяготеет к Западно-Европейской же рифтовой системе [36]; здесь выявлены и индивидуальные плюмы, например, в районе Эйфеля [56].

Третья категория плюмов, находящихся преимущественно в пределах океанских плит, обнаруживает непосредственную связь с крупными разломами, опять же в основном трансформного типа. Таковы Ново-Английская вулканическая цепь в центральной Атлантике с продолжением на Канадском щите, в Южной Атлантике против берегов Бразилии, в Тихом океане против побережья Чили.

В общем, можно прийти к выводу, что размещение горячих точек – плюмов на земной поверхности контролируется непосредственно структурой земной коры и литосферы, распределением зон их повышенной проницаемости и может не вполне соответствовать положению “корней” плюмов в мантийных глубинах.

Следующий вопрос, наиболее дискуссионный в проблеме плюмов, это вопрос о предполагаемой стационарности этих “корней”. Такая стационарность являлась основой классической гипотезы Дж. Моргана, исходным примером для которой являлась вулканическая цепь Гавайских островов и Императорского хребта с ее удивительно закономерным удревнением возраста вул-

канических построек по мере удаления от современного центра вулканической деятельности. Предполагается, что подобная вулканическая цепь представляет след “прошивания” стационарной мантийной струей-плюмом движущейся над ней литосферной плиты. Это представление о фиксированных в глубокой мантии плюмах было затем использовано как основа для определения не относительных, а абсолютных перемещений литосферных плит.

Однако в дальнейшем стало выясняться, что, во-первых, далеко не все вулканические цепи, в частности, в южной половине Тихого океана [33], обнаруживают закономерное удревнение с удалением от современных вулканических центров; во-вторых, не подтверждается фиксированное положение тихоокеанских горячих точек, в частности Гавайско-Императорской цепи, относительно индо-атлантических [21], и, в-третьих, и это самое главное, палеомагнитные данные оказались в противоречии с предполагаемым происхождением всей Гавайско-Императорской цепи от одного плюма. Дело в том, что палеомагнитные широты отдельных вулканических построек этой цепи оказались значительно отличающимися от современной широты самого о-ва Гавайи [28]. Последнее заставило группу исследователей, включающую и самого автора гипотезы – Дж. Моргана [49], фактически отказаться от представления о взаимно фиксированном положении горячих точек и допустить возможность их индивидуального смещения, а также привлечь возможное влияние на определение положения отдельных вулканов истинного перемещения магнитных полюсов. Однако все это не может объяснить резкое изменение простирания Гавайско-Императорской цепи на уровне 43 млн. лет тому назад, которое обычно трактуется как результат изменения направления перемещения Тихоокеанской плиты, ибо такое изменение не наблюдается во всем Тихоокеанском регионе в целом.

К этому надо добавить, что, как показало моделирование [41], при взаимодействии плюмов с конвективными мантийными течениями первые неизбежно должны испытывать отклонение в направлении этого течения. А оно направлено по-разному под разными литосферными плитами.

И еще одно. Помимо линейных вулканических цепей, существуют крупные группы вулканических построек, например, в западно-центральной части Тихого океана (так называемое поднятие Дарвина), не обнаруживающие закономерной ориентировки. Они были названы Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым [10] “горячими пятнами”⁴, а Р. Ларсон выделил их в качестве проявле-

⁴ Лучше полями, так как “пятно” по-английски “spot”, т.е. тоже горячая точка.

ния суперплюмов; в рельефе геоида им соответствуют суперподнятия (superswells).

Итак, приходится констатировать, что красивая гипотеза Дж. Моргана оказалась фактически иллюзорной, а основанные на ней реконструкции абсолютного взаимного перемещения литосферных плит мало достоверными. Это заставляет некоторых исследователей искать альтернативные объяснения происхождения линейных вулканических цепей, связывая его с разломами [41] и привлекая влияние осевого вращения Земли, к чему мы обратимся ниже.

Вместе с тем продолжают попытки, хотя и с поправками, использовать горячие точки для определения абсолютного перемещения литосферных плит. Так, китайские исследователи [65] недавно пришли к заключению, что систематическое расхождение между скоростями миграции горячих точек и движений литосферных плит может быть устранено, если допустить существование противотечения в нижней мантии со скоростью $1/4$ от скорости перемещения плит. Отсюда ими сделан вывод, что "хотя горячие точки не фиксированы друг относительно друга, они определяют глобальную "reference frame" для перемещения плит и мантийной конвекции" [65, с. 133]. Вывод этот звучит несколько странно!

РОТАЦИОННЫЙ ФАКТОР

Речь идет о влиянии осевого вращения Земли на перемещения масс в ее недрах. В концепции тектоники литосферных плит в том виде, в каком она была сформулирована в 1967–1968 годах, влияние это не учитывалось, хотя в одной из основополагающих работ – в работе К. Ле Пишона [50] указывалось, что по отношению к относительно неподвижной Антарктиде все остальные плиты испытывают смещение к западу со скоростью 5 см/год. В дальнейшем игнорированию ротационного фактора способствовала работа Т. Джордана [44], в которой доказывалась ничтожность его значения.

Однако в последние годы мы наблюдаем возрождение интереса к этому вопросу, о чем свидетельствуют, прежде всего, статьи К. Доглиони [34] и особенно А. Смита и Ч. Льюиса [59], а также монография Р. Бострома [22]. Помимо отмеченного еще К. Ле Пишоном общего смещения литосферных плит по отношению к Антарктиде, одним из основных аргументов сторонников ротационного фактора является заметная диссимметрия окраин Тихого океана: на западе развита система островных дуг и окраинных морей, которая подстилается крутонаклоненными зонами субдукции, а на востоке окраинные моря и островные дуги практически отсутствуют, а зоны субдукции имеют преимущественно пологий на-

клон. Сторонники влияния ротационного фактора объясняют это тем, что на западе течение в астеносфере, вызванное вращением Земли, имеет направление, противоположное смещению Тихоокеанской плиты, а на востоке оно направлено в ту же сторону и происходит как бы сложение этих усилий. Однако можно заметить, что, во-первых, в позднем мезозое и раннем палеогене картина была обратной – на западе господствовала обстановка андийского типа, а на востоке существовали и окраинные моря, и островные дуги, а, во-вторых, американские континенты полого надвигаются на Тихоокеанскую впадину под влиянием раскрытия в их тылу Атлантики и отодвигания от оси спрединга Срединно-Атлантического хребта. И все же в работе А. Смита и Ч. Льюиса ротационный фактор привлечен и для объяснения образования линейных вулканических цепей в Тихом океане с удревнением возраста вулканических построек по мере удаления от центров современной вулканической активности. А в труде Р. Бострома [22] доказывается, что совместное действие твердых приливов и осевого вращения Земли является главной движущей силой перемещения литосферных плит.

Ротационный фактор традиционно привлекается и для объяснения таких особенностей структуры земной коры, как сеть разломов, трещин и линейментов, обнаруживающих закономерную ориентировку по отношению к фигуре Земли. Существование подобной закономерности недавно убедительно подтверждено в работе В.М. Анохина и И.А. Одесского [2]. Следует отметить, что никакой альтернативы ротационному объяснению существования закономерной ориентированной регматической сети не выдвинуто, и задача состоит лишь в том, как объяснить сочетание такой устойчивой сети со столь же постоянной подвижностью литосферных плит.

Сила Кориолиса, связанная с осевым вращением Земли, недавно привлечена Н.Л. Добрецовым и его сотрудниками [8] также для объяснения процессов, протекающих на границе мантии и ядра Земли и участвующих в генерации магнитного поля нашей планеты.

Сходные, в какой-то мере, представления высказываются в работе французских исследователей [39], которые включили в них и влияние лунно-солнечных приливных сил. Они полагают, что эти силы, совместно с вековым замедлением осевого вращения Земли, вызывают осцилляции в ее жидком внешнем ядре и периодические оказываются в резонансе с солнечными приливными волнами. Такой резонанс, по расчетам этих авторов, имел место 3.0×10^9 , 1.8×10^9 и 3×10^8 лет тому назад, что, заметим, совпадает с геологически установленными крупными переломными эпохами в эволюции Земли. В эти эпохи, по мнению авто-

ров работы, вязкомагнитное трение на границах ядра легко превращается в тепло и дестабилизирует температуру слоя D", приводя к генерации мантийных плюмов, и увеличивает температуру на границах жидкого ядра, вызывая пертурбации в действии ядерного динамо и тем способствует изменениям частоты геомагнитных инверсий. Следствием того же разогрева ядра могут являться образование плато-базальтов и крупномасштабные эпизоды становления континентальной коры.

А в работе Б.В. Левина [12] исследовано воздействие на тектонические процессы недавно обнаруженных автономных движений внутреннего ядра Земли. В этой работе устанавливается связь между изменением вращательного движения Земли, вызванного перемещениями внутреннего ядра, и возникновением дополнительной силы инерции, действующей на литосферу, преимущественно в приэкваториальной области. Этот вывод подтверждается количественным анализом распределения сейсмической активности и амплитуды рельефа земной поверхности.

Следует подчеркнуть то важное обстоятельство, что в этих последних работах устанавливается непосредственная связь поверхностных эндогенных процессов с процессами, протекающими в самых глубоких недрах Земли, а в работе французских геофизиков – и с влиянием других небесных тел, о котором еще пойдет речь в следующем разделе.

Добавим, что в докладе М.А. Гончарова на последнем (2002 г.) Тектоническом совещании было показано, что ротационным фактором можно объяснить не только западный, но и северный (по отношению к Антарктиде) дрейф континентов (Мат-лы совещания МТК, т. 1, с. 128–131).

КОСМИЧЕСКИЙ ФАКТОР

Наша Земля – открытая система, и взаимодействие земных процессов с протекающими в окружающем космосе – факт совершенно естественный, хотя и до сих пор не вполне исследованный. Наиболее очевидным оно является в отношении нашей ближайшей соседки – Луны. Земля и Луна фактически представляют собой двойную планету. Луна всего на несколько десятков миллионов лет моложе Земли; об их тесном родстве говорит сходство химического и петрографического состава; первоначально Луна находилась на весьма близком расстоянии от Земли. Наиболее наглядным проявлением близкого соседства этих небесных тел являются твердые приливы, испытываемые Землей под влиянием лунного притяжения. Механическая энергия твердых приливов частично превращается в тепловую, и на ранних стадиях развития Земли, когда Луна находилась от нее на более близком расстоянии, она могла существен-

но способствовать разогреву нашей планеты [15]. Но впоследствии, по мере удаления Луны, масштаб приливного воздействия, испытываемого твердой Землей, убывал, и это привело большинство исследователей к мнению о том, что в балансе сил, вызывающих движения и деформации тектосферы, им можно вообще пренебречь. К противоположному мнению пришли у нас Ю.А. Косыгин и Л.А. Маслов [11] и Ю.Н. Авсюк [1], а также американский геофизик Р. Бостром [22]. Ю.Н. Авсюк доказывает, что, вопреки общепринятому представлению о монотонном удалении Луны от Земли, расстояние между ними периодически то возрастает, то убывает, что, естественно, сказывается на интенсивности приливного воздействия. Это изменение носит циклический характер, и циклы эти коррелируются с тектоническими циклами, названными автором этих строк циклами Бертрана. Ю.Н. Авсюк объясняет той же циклическостью в системе Земля–Луна и циклическую проявление других геологических процессов – трансгрессий и регрессий, горообразования, инверсий магнитного поля. Он полагает, что приливная эволюция системы Земля–Луна–Солнце дает вообще достаточное объяснение всей “жизни Земли”, что, на мой взгляд, представляет явное преувеличение.

Что касается Р. Бострома, то, как отчасти уже отмечалось выше, он считает, опять-таки вопреки господствующим представлениям, что в твердой Земле происходит не полная диссипация приливного эффекта, а его накопление, которое вместе с осевым вращением Земли и создает силу, движущую литосферные плиты и, в целом, обеспечивающую функционирование механизма тектоники плит, включая субдукцию. А без субдукции, приводящей к поглощению в мантии углекислоты, на Земле, подобно Венере, наблюдался бы такой парниковый эффект, который воспрепятствовал бы появлению и развитию жизни.

Надо сказать, что приведенные выше соображения Р. Бострома о роли твердых лунных приливов в тектогенезе были в значительной мере предвосхищены Ю.А. Косыгиным и Л.А. Масловым [11], которые еще в 1986 г. высказывали сходные мысли в статье, опубликованной в “Геотектонике”. Ю.А. Косыгин отметил позднее, что в условиях расслоенности литосферы эти “тектонические волны” могут вызвать горизонтальные движения отдельных ее слоев.

Итак, довольно очевидно, что учет влияния взаимодействия Земли и Луны при построении общей теории глобальной геодинамики необходим, хотя этому фактору вряд ли правильно придавать главенствующее значение, об этом надо судить астрономам и геофизикам.

Более спорным представляется вопрос о влиянии на внутриземные процессы дальнего космо-

са. Достаточно давно было обращено внимание на совпадение тектонических циклов Бертрана с периодом обращения Солнечной системы по галактической орбите с так называемым “галактическим годом”. Что при этом может происходить, было существенно детализировано А.А. Баренбаумом [3]. Согласно разработкам этого автора, Земля на своем пути по галактической орбите периодически пересекает исторгаемые из галактического центра спиральные рукава и потоки, содержащие кометно-метеоритный материал, который и достигает Земли. Подтверждением реальности этого процесса служит факт все возрастающего числа открытий в геологическом разрезе не только фанерозоя, но и докембрия следов импактного воздействия на земную кору, совпадающего по времени с великими вымираниями органического мира на рубеже эр, периодов и даже некоторых эпох и веков [4]. Эти взгляды встречаются у некоторых исследователей (например, [1]) скептическое отношение, но я считаю, что исключать влияние далекого космоса на глобальную геодинамику было бы неправильно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье я стремился показать, что в области геодинамики за последние 10–15 лет достигнуты принципиально важные новые результаты, которые и превратили геодинамику в подлинно глобальную науку. Этими результатами геодинамика обязана, в первую очередь, сейсмической томографии, получившей в последние годы мощное развитие, а также экспериментальной минералогии, “микроминералогии” (изучение мельчайших включений в алмазах и некоторых других минералах) и геохимии, в особенности геохимии изотопов. Главные достижения сводятся к следующему.

Впервые начата расшифровка строения и состава нижней мантии, которая ранее представлялась относительно однородной. Открыт слой D", пограничный с ядром, намечена граница на уровне 1600–1700 км, показано существование слоя пониженной вязкости непосредственно ниже границы 660 км. Неожиданные и интересные данные получены относительно внутреннего ядра Земли. Реальность субдукции не только подтверждена сейсмотомографией, но и установлено, что слэбы субдуцируемой океанской литосферы могут погружаться в нижнюю мантию и достигать границы ядра. Однако происходит это не повсеместно, и часть слэбов “застревает” в переходной зоне между верхней и нижней мантией или непосредственно ниже кровли нижней мантии, периодически обрушиваясь в глубины нижней мантии. Обнаружено также явление отрыва нижней части слэбов с образованием в месте отрыва “астеноферного окна” – источника постколлизийного

мантийного магматизма. Изучение микроинеральных включений показало, что не только океанская литосфера, но и континентальная может погружаться в зонах субдукции до глубины более 200 км. В связи с этим возникла проблема эксгумации, то есть обратного подъема субдуцированного материала на поверхность.

Томография подтвердила и реальность конвекции. Выясняется, что модель термохимической конвекции предпочтительнее модели чисто тепловой конвекции. Представляется вероятным, что в истории Земли происходило чередование периодов господства двухъярусной и общемантийной конвекции, причем на ранних стадиях этой истории преобладала первая, а их чередование коррелируется с образованием и распадом суперконтинентов.

Большое внимание привлекает к себе проблема мантийных плюмов, с которыми связывают внутриплитный магматизм. Корни плюмов могут, по-видимому, лежать на разных глубинах – суперплюмов в слое D", а других – в основании верхней границы нижней мантии. На самой этой границе, представляющей полупроницаемый барьер как для слэбов, так и для плюмов, может происходить расщепление суперплюмов. Стационарность корней плюмов вызывает большие сомнения. Соотношение конвективных течений и адвекции плюмов остается не вполне ясным.

Создание полноценной глобальной геодинамической концепции требует учета, помимо глубинных процессов, еще двух факторов – ротационного, т.е. влияния осевого вращения Земли, и космического, в первую очередь, обусловленного взаимодействием Земли и Луны.

Основными проблемами, нуждающимися в дальнейшей разработке представляются: 1) более глубокое исследование структуры и динамики нижней мантии и ее взаимодействия с ядром; 2) выяснение соотношения конвекции и плюмов; 3) уточнение природы плюмов; 4) более полная и точная оценка роли ротационного и космического факторов в глобальной геодинамике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.
2. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3–9.
3. Баренбаум А.А. Космогенетические основания // Общая и полевая геология. Л.: Недра, 1991. С. 445–455.
4. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2002. № 2.

5. *Вержбицкий В.Е.* Особенности структуры и генезис индоокеанской зоны внутриплитных деформаций. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛРАН, 2000. 28 с.
6. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы // Проблемы глубинной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 69–103.
7. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1994. 299 с.
8. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Об источниках мантийных плюмов // Докл. АН. 2000. Т. 373. № 1. С. 84–86.
9. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Турбулентная конвекция и мантийное поле внешнего ядра Земли // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 54–66.
10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Глубинная геодинамика // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 3–12.
11. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. Изд-е 3-е. М.: Недра, 1987. 461 с.
12. *Левин Б.В.* Роль движений внутреннего ядра Земли в тектонических процессах // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 444–460.
13. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 29–53.
14. *Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
15. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 466 с.
16. *Трифонов В.Г., Певнев А.К.* Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 375–401.
17. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
18. *Allen J.M., Nolet G., Morgan J.W. et al.* The hot plume beneath Iceland // Geophys., J. Int. 1999. Vol. 137. P. 51–63.
19. *Anderson D.L.* The thermal state of the upper mantle: no role for mantle plumes // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. № 22. P. 3623–3626.
20. *Argus D.F., Gordon R.G.* Test of the rigid-plate hypothesis and bounds in intraplate deformation using geodetic data from very long baseline interferometry // J. Geophys. Res., 1999. Vol. 101. № 86. P. 13.555–13.572.
21. *Baksi A.* Reevaluation of plate motions models based on hotspot traces in the Atlantic and Indian oceans // J. Geol. 1999. Vol. 107. P. 13–26.
22. *Bostrom R.* Tectonic consequences of the Earth's rotation // Oxford Univ. Press, 2000. 266 p.
23. *Bozhilov K.N., Green H.W., Dobrzhinetskaya L.* Clinostatite in Alpe Arami peridotite: an additional evidence of very high pressure // Science. 1999. Vol. 284. P. 128–132.
24. *Blundell D.J.* The legacy of the European Geotraverse // Tectonophys. 1999. Vol. 314. P. 7–16.
25. *Brunet D., Yuen D.A.* Mantle plumes pinched in the transition zone // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 178. P. 13–27.
26. *Cartigny P., De Corte K., Shatsky V. et al.* The origin and formation of metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, Kazakhstan: a nitrogen and carbon isotopic study // Chem. Geol. 2001. Vol. 176. P. 265–281.
27. *Chen W.-P., Brudzinski M.R.* Evidence for a large scale remnant of a subducted lithosphere beneath Fiji // Science. 2001. Vol. 292. P. 2475–2479.
28. *Christensen U.* Fixed hotspots gone with the wind // Nature. 1998. V. 391. P. 739–740.
29. *Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 97–108.
30. *Cserepes L., Yuen D.A., Schroeder B.A.* Effect of the mid-mantle viscosity and phase transition structure on 3D mantle convection // Phys. Earth Planet. Inter. 2000. Vol. 118. P. 135–148.
31. *Davaille A.* Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogenous planetary mantle // Nature. 1999. Vol. 402. P. 756–760.
32. *Davies G.* A channeled plume under Africa // Nature. 1998. Vol. 395. P. 743–744.
33. *DiVenere V., Kent D.V.* Are the Pacific and Indo-Atlantic hotspots fixed? Testing the plate circuit through Antarctica // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 170. P. 105–117.
34. *Dogliani C.* The global tectonic pattern // J. Geodyn. 1990. Vol. 12. P. 21–38.
35. *Forte A.M., Mitrovica J.X.* Deep-mantle high-viscosity flow and thermo-chemical structure inferred from seismic and geodynamic data // Nature. 2001. Vol. 410. P. 1049–1056.
36. *Goes S, Spakman W., Bijwaard H.* A lower mantle source for Central European volcanism // Science. 1999. Vol. 286. P. 1928–1931.
37. *Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. № 7. P. 1–7.
38. *Green H.W.* II Plate tectonics: a graveyard for buyant slabs? // Science. 2001. Vol. 292. P. 2445–2446.
39. *Greff-Leffitz M., Legros H.* Core rotational dynamics and geological events // Science. 1999. Vol. 286. P. 1707–1709.
40. *Hellfrich G.R., Wood B.J.* The earth's mantle // Nature. 2001. Vol. 412. P. 501–507.
41. *Hieronymus C.F., Bercovici D.* Non-hotspot formation of volcanic chains: control of tectonic and flexural stresses on magma transport // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, Vol. 181. P. 539–554.
42. *van der Hilst R.D., Karason H.* Compositional heterogeneity in the bottom 1000 km of Earth's mantle: toward a hybrid convection model // Science. 1999. Vol. 283. P. 1885–1888.
43. *Irifune T., Miyashita M., Inoue T. et al.* High-pressure phase transformation in the CaMg Si₂ O₆ and implications for origin of ultra-deep diamond inclusions // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. № 21. P. 3541–3544.
44. *Jordan T.H.* Some comments on tidal drag as mechanism for driving plate motions // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79. P. 2141–2142.

45. *Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R. et al.* Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso state, Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. Vol. 140. P. 734–753.
46. *Kaneshima S., Hellfrich G.* Dipping low-velocity layer in the mid-lower mantle: Evidence for geochemical heterogeneity // *Science.* 1999. Vol. 283. P. 1888–1891.
47. *Kellog L.H., Hager B.H., van der Hilst R.D.* Compositional stratification in the deep mantle // *Science.* 1999. Vol. 283. P. 1881–1884.
48. *Kido M., Yuen D.A.* The role played by a low viscosity zone under a 660 km discontinuity in regional mantle layering // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 181. P. 573–583.
49. *Koppers A.A.P., Morgan J.P., Morgan J.W., Staudigel H.* Testing the fixed hotspots hypothesis using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age progression along seamounts trail // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 185. P. 237–252.
50. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 3661–3697.
51. *Machetel P., Weber P.* Intermittent layered convection a model mantle with endothermic phase change at 670 km // *Nature* 1991. Vol. 350. P. 55–57.
52. *Michel G.W., Yu Y.Q., Zhu S.Y. et al.* Crustal motion and block behaviour in SE-Asia from GSP measurements // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 187. P. 239–244.
53. *Morgan J.P., Morgan W.J.* Two-stage mantle and the geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plum-pudding // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. Vol. 170. P. 215–219.
54. *Nikishin A.M., Cloetingh S., Lobkovsky L.I. et al.* Continental lithosphere folding in Central Asia (part I): constraints from geological observations: // *Tectonophysics.* 1993. Vol. 226. P. 59–72.
55. *D'Orazio M., Agostini S., Innocenti F. et al.* Slab-window related from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross area (~52°S, Argentina-Chile) // *Lithos.* 2001. Vol. 57. P. 67–89.
56. *Ritter J.R.R., Jordan M., Christensen U.R., Ashauer U.* A mantle plume below the Eifel volcanic field, Germany // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 186. P. 7–14.
57. *van Roermund H.L.M., Drury M.R., Barnhoorn A. A., De Ponde A.* Relict majoritic garnet microstructures from ultra-deep orogenic peridotites in Western Norway // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. № 1. P. 117–130.
58. *Sheth H.C.* A historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into pre-volcanic rifting, sedimentation, and early alkaline magmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. Vol. 168. P. 19–26.
59. *Smith A.D., Lewis Ch.* Differential rotation of the lithosphere and mantle and driving force of plate tectonics // *J. Geodyn.* 1999. Vol. 28. P. 97–116.
60. *Stachel P., Brey G.P., Harris J.W.* Kankan diamonds (Guinea) I: from the lithosphere down to the transition zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 140. P. 1–15.
61. *Tackley P.J.* Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory // *Science.* 2000. Vol. 288. P. 2002–2007.
62. *Turcotte D., Debaoti P. A., White W.* Isotope systematics require layered mantle convection // *Eleg XI.* 2001.
63. *Vinnik L., Chevrot S., Montagner J.-P.* Seismic evidence for flow at the base of the upper mantle // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25. № 11. P. 1995–1998.
64. *Vinnik L.P., Makeyeva L.I., Mile A. A., Usenko Yu.* Global patterns of azimuthal anisotropy and deformation in the continental mantle // *Geophys. J. Int.* 1992. Vol. 111. P. 443–447.
65. *Wang S., Wang R.* Current plate velocities relative to hotspots: implications for hotspot motion, mantle viscosity and global reference frame // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001. Vol. 189. P. 133–140.
66. *Williams Q., Revenaugh J., Garnero E.* A correlation between ultra-low basal velocities in the mantle and hot spots // *Science.* 1998. Vol. 281. P. 246–249.
67. *Ye K., Cong B.F., Ye D.* The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km // *Nature* 2000. Vol. 407. P. 734–7356.
68. *Zhao D.* Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth Planets Sci. Lett.* 2001. Vol. 192. P. 251–265.
69. *Zoback M.L.* First and second order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 102. P. 1083–10100.

Рецензент: Н.В. Короновский

Global Geodynamics on the Threshold of the New Century

V. E. Khain

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

Abstract—This paper is a brief review of advances in global geodynamics for the last 10–15 years and of problems that still await their solution. Successively considered are the problems that concern the lithosphere, asthenosphere, lower mantle, core, as well as subduction, convection, and mantle plumes. Also discussed is the role of the axial Earth rotation and the interaction between the Earth and the Moon and other planets in the geodynamics. Major problems to be attacked in the new century are listed.

УДК 551.242.5.055(470.22)

ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

© 2002 г. Ю. В. Миллер

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

Поступила в редакцию 11.01.2001 г.

Сопоставлены результаты многолетних (1987–2000 гг.) исследований Ковдозерского геодинамического полигона, вытянутого в широтном направлении от по-ва Толстик (на востоке) до оз. Толванд (на западе) на 75–80 км, с информацией по другим секторам Беломорского подвижного пояса. Исследование полигона показало, что становление Беломорского подвижного пояса связано с субдукцией протоокеанической пластины (Хетоламбинский покров) и перекрывающих ее со структурным несогласием метаграувак и вулканитов (Чупинский покров) под край Карельского кратона (Ковдозерский покров), что сопровождалось развитием краевой вулканической дуги (Тикшозерский зеленокаменный пояс), по возрасту пород которого оценивается и возраст субдукции – 2850–2820 млн. лет [6]. С зоной поддвига – границей между Чупинским и Ковдозерским покровами – связаны многочисленные интрузивные породы от кислых до основных с возрастом от 2740 до 2400 млн. лет, что свидетельствует об ее тектонической значимости и систематическом подновлении в громадном возрастном интервале.

Замечательная особенность полигона – сохранение на его территории важнейших структурно-вещественных комплексов, определявших субдукцию, их пространственных и структурных соотношений. В других секторах Беломорского подвижного пояса в ходе наложенных геодинамических обстановок: позднеархейской коллизии (2740–2690 млн. лет), палеопротерозойского рифтинга (2450–2350 млн. лет), свекофеннской коллизии (2950–1800 млн. лет) – исходные соотношения между этими комплексами существенно нарушаются.

В Чупинском секторе развитие гигантских лежащих изоклинальных складок, связанных с субдукцией, приводит к перевернутому залеганию всего пакета позднеархейских покровов. Южнее, в Энгозерском секторе, пластина, сложенная породами Хетоламбинского покрова, с залегающими на ней реликтами чупинских образований, перекрывает край кратона и распространяется на Тикшозерский зеленокаменный пояс. Близкая ситуация, но отвечающая более глубокому эрозионному срезу, фиксируется и в Кемьском секторе. В обоих случаях выдвигание мафического Хетоламбинского покрова на “легкие” сиалитические породы краевой части кратона нарушает гравитационное равновесие и приводит к массовому развитию диапировых куполов с возрастом 2720 млн. лет [6], что позволяет относить все эти события, включая покровообразование, его интенсивную складчатость, развитие куполов и сопутствующий метаморфизм, к позднеархейской коллизии. На севере, в Ёнском секторе, структурная ситуация, напоминающая изученную на полигоне, нарушена Риколатинским покровом и многочисленными куполами, связанными уже со свекофеннской коллизией.

Выполненное сопоставление показывает, что разные секторы Беломорского подвижного пояса и разные структурно-вещественные комплексы испытали неодинаковые структурные преобразования, но прошли единый путь последовательно сменявших одна другую геодинамических обстановок и связанных с ними тектоно-метаморфических циклов. Исключение может составить Хетоламбинский покров, который, вероятно, испытал дислокации, а, возможно, и метаморфизм до накопления на нем чупинских образований и, соответственно, представляет собой древнейший элемент Беломорского пояса. Позднеархейские субдукция и коллизия – результат взаимодействия Карельского кратона с Хетоламбинским покровом. Только на свекофеннском этапе состоялась коллизия Карельско-Беломорской плиты (включающей Хетоламбинское покровно-складчатое сооружение) с Кольским геоблоком.

ВВЕДЕНИЕ

Выдвинутая Г. Гаалом и Р. Горбачевым [32], и позднее детализированная и конкретизированная [6, 13, 15, 27 и др.] концепция заложения Беломорского подвижного пояса в результате субдукции протоокеанической плиты под край Карельского кратона в середине 90-х гг. XX века пришла в противоречие со структурной и геологической информацией. Так, при субдукции тектонические покровы поддвигаются под край континента

(кратона), а не надвигаются на континент, как это наблюдается в большинстве случаев в Беломорском поясе. Более того, согласно концепции Г. Гаала и Р. Горбачева, чупинские гнейсы, выступающие в роли аккреционной призмы, выполняющей глубоководный желоб [32], совместно с подстилающей их “океанической” плитой (Хетоламбинский покров) поддвигаются под край кратона, тогда как фактически в некоторых секторах Беломорского пояса и чупинские гнейсы, и подсти-

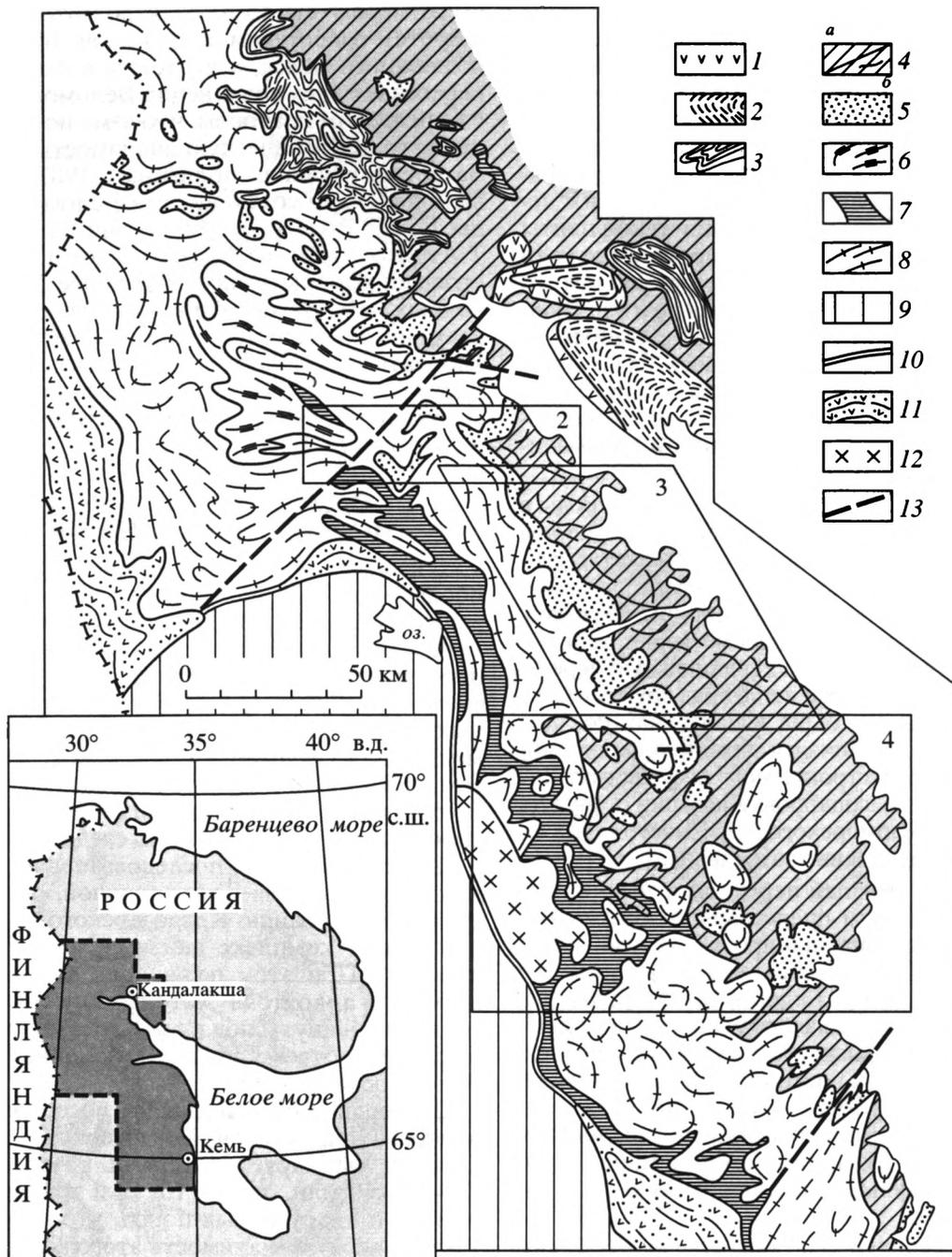


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Беломорского подвижного пояса.

1–8 – Беломорский подвижный пояс: 1 – реликты сумийских рифтогенных структур, сложенных метаморфизованными андезито-базальтами; 2, 3 – свекофенский аллохтон, покровы: 2 – Лапландский (гранулиты основного и среднего состава), 3 – Риколатвинский (тоналитовые гнейсы с согласными телами базитов, ультрабазитов и супракрустальных пород); 4–6 – позднеархейский (Беломорский) аллохтон, покровы: 4 – а – Хетоламбинский (метаморфизованные толеитовые базальты и метагабброиды, инъецированные тоналитами, с пластовыми согласными телами метабазитов и ультрабазитов (мафические зоны), б – то же с линиями простираная сланцеватости); 5 – Чупинский (метаморфизованные граувакки, подчиненные им метавулканиты среднего, кислого, реже основного состава); 6 – Ориярвинский (тоналитовые гнейсы); 7, 8 – Ковдозерский покров: 7 – Тикшозерский зеленокаменный пояс – верхний структурный ярус (толеитовые метабазациты, метавулканиты среднего и кислого состава), 8 – нижний структурный ярус (тоналит-трондьемитовая ассоциация); 9 – Карельский кратон, нерасчлененный; 10 – граница между Беломорским подвижным поясом и Карельским кратоном; 11 – прогибы на этой границе, выполненные фрагментами свекофенского аллохтона (лопийские, сумийские, ятулийские и людиковийские образования); 12 – чарнокиты топозерского комплекса; 13 – разломы.

Рамки с цифрами: 2 – Ковдозерский геодинамический полигон (рис. 2), 3, 4 – секторы Беломорского пояса: 3 – Чупинский (рис. 3), 4 – Энгозерский (рис. 4).

лающая их “океаническая плита” наращивают разрез зеленокаменного пояса, образовавшегося, как показано [21], в результате субдукции и плавления той же самой океанической плиты. Все это, на первый взгляд, находится в явном противоречии с субдукционной моделью. Так как же развивался Беломорский пояс на ранней стадии своего становления? Насколько правомерна в применении к нему концепция поддвига протоокеанической плиты под край кратона? А если такой процесс все-таки имел место, то с каким временным интервалом его следует связывать? Как проявились другие геодинамические обстановки в пределах Беломорского подвижного пояса? Вот круг вопросов, на которые автор пытается ответить, прежде всего, путем сопоставления результатов, полученных на Ковдозерском геодинамическом полигоне, с информацией по другим секторам подвижного пояса.

Действительно, в Беломорском поясе покровы в подавляющем большинстве случаев падают не под Карельский кратон (континент), как следует из субдукционной модели, а прямо в противоположном направлении – под Кольский геоблок. Остается предположить, что или модель не верна, или покровная структура испытала кардинальную перестройку. В последнем случае встает ряд других нелегких вопросов. Какова была изначальная позиция покровов? В чем заключался механизм перестройки? Когда такая перестройка могла осуществиться? Без ответа на них расшифровка истории становления и развития Беломорского подвижного пояса по крайней мере существенно затруднена.

Для решения стоящей перед нами задачи наиболее перспективным представлялся разрез Беломорского аллохтона на широте Ковдозера. Во-первых, этот район является тектонотипическим для позднеархейского Беломорского аллохтона [19]. Во-вторых, нами в его пределах уже были изучены несколько опорных участков [20]. В-третьих, и это самое главное, в восточной части района, на участке Ковдозеро–Белое море, давно была установлена обратная последовательность залегания покровов (свит в традиционном понимании), что объяснялось результатом локальных пликативных дислокаций.

Для построения хорошо обоснованного геологического разреза сложно дислоцированного метаморфического комплекса недостаточно детального изучения линии разреза, необходима тщательно закартированная полоса, и чем она шире, тем надежнее конечный результат. Все это привело к необходимости создания Ковдозерского полигона, который, в случае высокой значимости полученных на нем результатов, мог быть возведен в ранг геодинамического (по аналогии с Вочеламбинским на Кольском полуострове [8]). Представляется, что уже сейчас, хотя работы на полигоне далеко не завершены, он вполне оправдывает такое название. Тем более, что, в отличие от Вочеламбинского, Ковдозерский полигон по сво-

им размерам (около 20 км по длине, 75–80 км по широте) сопоставим с шириной Беломорского подвижного пояса, а по тектонической позиции пересекает зону сочленения Беломорского пояса с Карельским кратоном, что само по себе определяет его тектоническую значимость (см. рис. 1). За время изучения полигона с 1987 по 2000 гг. включительно сотрудниками Беломорской группы ИГГД РАН Р.И. Милькевич, А.Б. Львовым, Т.А. Мысковой, О.М. Пупковым и автором настоящей работы выполнено более 750 картировочных маршрутов, что позволило к настоящему времени в той или иной степени изучить и закартировать все структуры Ковдозерского полигона, определяющие разрез Беломорского пояса и его соотношение с Карельским кратоном на широте Ковдозера [21].

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛИГОНА

В настоящее время Ковдозерский полигон – наиболее хорошо изученная часть Беломорского подвижного пояса (рис. 2), тем более, что одновременно с нашими работами или непосредственно перед ними в наиболее доступной, восточной, части полигона был выполнен целый ряд структурных, петрологических, геохронологических, сейсмических исследований [1, 2, 4, 6, 9, 12, 26 и др.]. Эта информация в сочетании с нашими данными и, прежде всего, с результатами геологического картирования позволила сделать следующие выводы:

1. Установленная последовательность залегания покровов является первичной, о чем можно судить по строению Ковдозерского покрова (тоналитовый комплекс внизу, зеленокаменный – наверху). При этом важнейшие покровы Беломорского аллохтона Хетоламбинский и Чупинский пододвинуты под край Карельского кратона в полном соответствии с субдукционной моделью Беломорского пояса.

2. Подвиг осуществлялся по области сопряжения Чупинского и Ковдозерского покровов, которая маркируется телами разновозрастных (2740–2440 млн. лет [9, 10, 12 и др.] ультраметабазитных и интрузивных пород, что подтверждает тектоническую значимость этого контакта и указывает на многократное его подновление на протяжении громадного временного интервала.

3. Многочисленные выходы супракратальных пород в краевой части Карельского кратона представляют собой тектонические окна, связанные с крупными селецкими складками (цифры в кружках 1–6 на рис. 2) и свекофеннскими купольными структурами (цифры в кружках 7–12 на рис. 2), что указывает на залегание супракратальных образований Чупинского покрова под сравнительно маломощными тоналито-гнейсами, слагающими край кратона [21].

4. Установлены важнейшие структурно-вещественные комплексы, определявшие в совокуп-

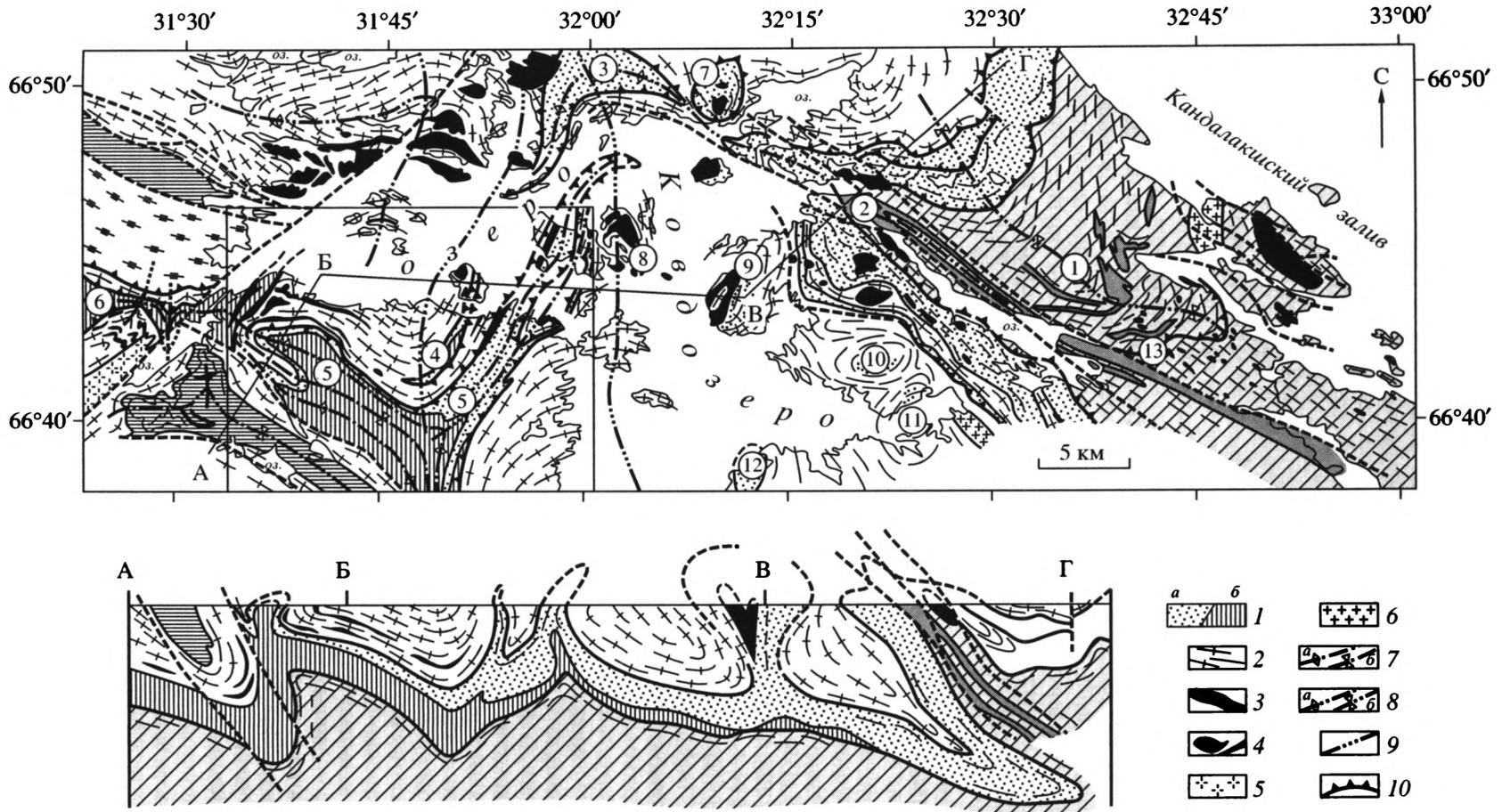


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ковдозерского геодинамического полигона.

1–3 – *тектонические подразделения*: 1 – Чупинский тектонический покров: а – собственно чупинский тип разреза (метаморфизованные граувакки, в подчиненном количестве вулканиты среднего–кислого состава, единичные горизонты толеитовых базальтов), б – каликорвинский тип разреза (толеитовые базальты, вулканиты среднего–кислого состава, линзы метаграувакк); 2, 3 – Хетоламбинский покров: 2 – преимущественно тоналито–гнейсы, 3 – тела базитов и ультрабазитов (мафические зоны); 4–6 – *интрузивные породы*: 4 – комплекс габбро–норитов–лерцолитов (2400 ± 50 млн. лет), 5 – свекофенские микроклиновые граниты, 6 – селецкие плагио–микроклиновые граниты (2420–2450 млн. лет); 7–10 – *структурные обозначения*: 7–9 – оси складок: 7 – F₃: а – антиформных, б – синформных, 8 – F₅: а – антиформных, б – синформных, 9 – F₆, 10 – региональные сместители, разделяющие покровы. Остальные условные см. на рис. 1. Цифры в кружках: 1–6 – важнейшие селецкие складки, преимущественно антиформные; 7–12 – свекофенские купола; 13 – структурное несогласие в пределах Хетоламбинского покрова. Вертикальный масштаб здесь и на рис. 3 соответствует горизонтальному масштабу.

ности субдукционную обстановку. К ним относятся: (1) вероятные реликты протоокеанической коры – мафические зоны [13, 15, 17, 28, 29] в составе Хетоламбинского покрова или весь Хетоламбинский покров, сложенный в большей или меньшей степени переработанными базитами и ультрабазитами, сохранившимися южнее полигона; (2) зятянутые в зону поддвига осадки глубоководного желоба – чупинские метаграувакки [23, 24] с подчиненными горизонтами и линзами вулканитов среднего, кислого, реже – основного состава – собственно чупинский тип разреза [21], (3) образования молодых океанических дуг (?) – каликорвинский тип разреза [21], зятянутые совместно с аккреционной призмой в зону поддвига и обнажающиеся сейчас на полигоне в тектонических окнах краевой части кратона, а за его пределами, возможно, в районе губы Поньгомы [7]; (4) вулканическая дуга, маркирующая краевую часть Карельского кратона, и представленная преимущественно вулканитами известково-щелочной серии Тикшозерского зеленокаменного пояса [22].

5. Время проявления субдукции оценивается возрастом вулканитов Тикшозерского зеленокаменного пояса и определяется интервалом 2850–2820 млн. лет [5]. Этот интервал перекрывает вероятный возраст чупинских гнейсов (2750 ± 30 млн. лет [31]) и время проявления раннего метаморфизма (2860 ± 20 млн. лет [31]). Это значит, что осадки, поступавшие в желоб, сразу же зятягивались в зону поддвига и, судя по структурной информации, без существенных дислокаций вскоре попадали в зону метаморфизма.

6. Наконец, породы Хетоламбинского покрова с региональным структурным несогласием подстилают чупинские супракрустальные образования; есть веские основания полагать, что последние накапливались на предварительно дислоцированном (и метаморфизованном?) основании. Другими словами, то, что в настоящее время условно именуется Хетоламбинским покровом, скорее всего, представляет собой древнейшее для Северо-Западного Беломорья покровно-складчатое сооружение, системное изучение которого, по существу, еще не начиналось. О сложной структуре этого сооружения, в частности, свидетельствует резкое структурное несогласие, закартированное внутри Хетоламбинского комплекса, на водоразделе Ковдозеро–Белое море, разделяющее его на две тектонические пластины с разной историей пликативных дислокаций (см. цифру в кружке – 13 на рис. 2).

7. Замечательная особенность Ковдозерского полигона заключается в том, что установленные в его пределах элементы субдукционной зоны в основном сохранили исходные пространственные и структурные соотношения и лишь в минимальной степени переработаны последующими дислокациями. Насколько нам известно, другие архейские коллизионные зоны (в том числе классичес-

кие, детально изученные в провинции Сьюпириор Канадского щита) расшифровываются по совокупности вещественных комплексов, но не сохраняют первичные структурные соотношения. Сказанное позволяет рассматривать Ковдозерский геодинамический полигон как уникальный объект для познания особенностей проявления тектоники литосферных плит в архее.

Итак, исследование Ковдозерского полигона дало ответ на важнейший вопрос: оказалось, что исходное положение тектонических покровов относительно Карельского кратона полностью соответствует субдукционной модели заложения Беломорского пояса. Более того, выяснилось, что не только структурная, но вещественная и изотопно-геохронологическая информация найдется в соответствии с этой моделью или, по крайней мере, не противоречат ей. В то же время остались нерешенными другие вопросы: каков механизм перестройки, приведшей к преимущественному падению тектонических покровов под Кольский геоблок, когда она происходила? Чем определяется довольно широко распространенное залегание Хетоламбинского и Чупинского покровов на образованиях Тикшозерского зеленокаменного пояса? Как согласуется это явление с ранней субдукцией? Ответы на эти вопросы мы найдем в ходе анализа региональной структуры Беломорского подвижного пояса с позиции закономерностей, установленных на Ковдозерском геодинамическом полигоне. Сразу следует подчеркнуть: за пределами полигона важнейшие вещественные комплексы – индикаторы субдукционной обстановки – в основном сохранились (значит, субдукция была повсеместной), но их взаимные пространственные и структурные соотношения в большинстве случаев существенно искажены наложенными геодинамическими обстановками: позднеархейской коллизией (2740–2690 млн. лет), палеопротерозойским (сумийским) рифтингом (2450–2350 млн. лет), свекофеннской коллизией (2950–1800 млн. лет). По характеру этих искажений представляется возможным судить и о самих наложенных геодинамических обстановках, и о сопровождавших их дислокациях.

АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА НА ОСНОВЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ, УСТАНОВЛЕННЫХ НА КОВДОЗЕРСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Анализ геологической карты показывает, что к северу и к югу от полигона покровы не просто падают под Кольский геоблок (в сторону Кандакшского залива), но одновременно меняется последовательность их залегания на обратную. Так, к югу от полигона, где располагается Чупинский слюдоносный район, весь пакет сравнительно полого залегающих тектонических покровов на протяжении примерно 100–130 км вплоть до

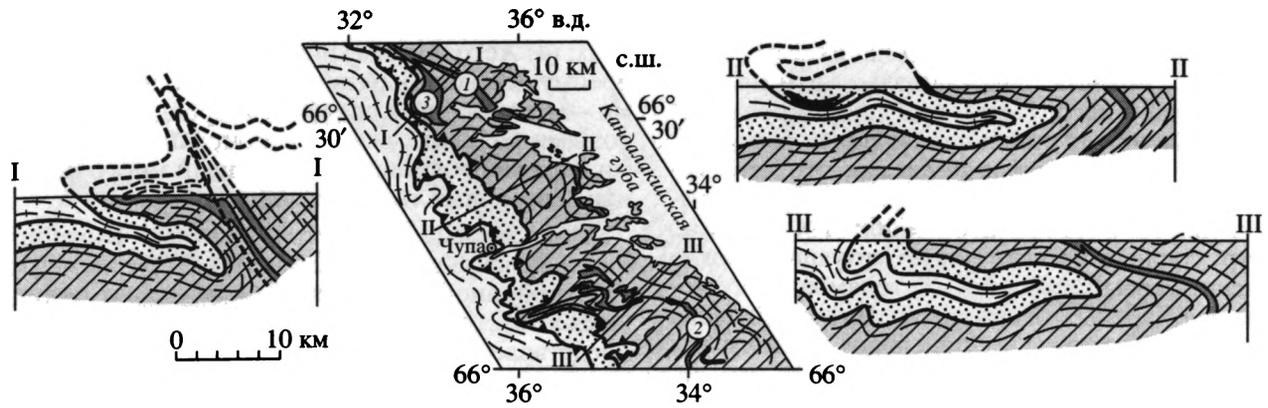


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Чупинского сектора Беломорского подвижного пояса. Составлена по данным М.Е. Салье и др. [25].

Условные обозначения см. на рис. 1 и 2. Остальные объяснения в тексте. Цифры в кружках – мафические зоны: 1 – Серякская, 2 – Лоухская, 3 – Нигрозерская (ответвление Серякской зоны).

района оз. Энгозера находится в перевернутом залегании. К такому эффекту может привести только один механизм – формирование крупных или гигантских изоклиальных складок. Реальность такого механизма, а, точнее, реальность существования таких складок нетрудно проконтролировать. Во-первых, при переходе от первичного залегания покровов к перевернутому фиксируется зона преобладающих вертикальных залеганий пород, т.е. область замка изоклиальной складки. Сложность заключается в том, что пакет покровов повсеместно переработан поздними пликативными формами и поэтому редко наблюдается “чистая культура”. Только этим можно объяснить, что крупные лежащие изоклиальные складки до сих пор не были установлены, несмотря на многочисленные исследования Чупинской слюдоносной провинции. Во-вторых, крупные замки лежащих изоклиальных складок, несмотря на принципиальные трудности, связанные с их выявлением в условиях плоского рельефа, в ряде случаев фиксировались, но им не уделялось должного внимания. Например, такой замок еще в конце 80-х гг. был установлен нами в области сопряжения Чупинского покрова с Хетолабинским в районе оз. Нигрозера (рис. 3, разрез I–I), но его значение тогда осталось непонятым. Другие замки фактически наметились при построении разрезов к карте Чупинской слюдоносной провинции М.Е. Салье и др. [25] (см. рис. 3, разрезы II–II и III–III), но тоже не получили должной интерпретации. Западные замки изоклиальных складок достаточно надежно фиксируются на местности, восточные – реконструированы с использованием границы распространения слюдоносных и керамических пегматитов по данным сотрудников ГПП “Севзапгеология” М.А. Корсаковой и Н.М. Иванова (устное сообщение) на основе допущения, что такие пегматиты могли формироваться лишь при условии залегания на глубине чупинских глиноземистых гнейсов. Раз-

витие крупных или гигантских лежащих изоклиальных складок генетически и пространственно неразрывно связанных с покровообразованием, – явление обычное; такие изоклиальные складки, часто намного превышающие по размерам складки, установленные в Беломорье, хорошо известны в Альпах, Гималаях, других покровно-складчатых сооружениях. Они являются результатом тех же больших сдвиговых деформаций, которые приводят к покровообразованию и развиваются в ходе или на заключительной стадии формирования покровной структуры [3]. Это значит, что рассмотренные складки одновозрастны с субдукционными покровами и с самой субдукцией.

Для реконструкции истории становления Беломорского подвижного пояса принципиальное значение имеет крупнейшее в Беломорском аллохтоне структурное несогласие между Хетолабинским и Чупинским покровами и время его формирования. Несогласие особенно отчетливо фиксируется по положению двух крупнейших мафических зон Хетолабинского покрова, прослеживающихся по простиранию на многие десятки километров, – Серякской и Лоухской (см. цифры в кружках 1 и 2 на рис. 3 соответственно). Северо-западные окончания мафических зон подходят к подошве Чупинского покрова на расстояние первых сотен метров (Лоухская зона, см. рис. 3) или даже приходят в прямое соприкосновение с чупинскими образованиями (Серякская зона, см. рис. 2). В то же время юго-восточные окончания мафических зон удалены на многие километры от Чупинского покрова (см. рис. 3). Это несогласие, как и многие другие в многократно дислоцированных метаморфических зонах, обнаруживается только при анализе мелкомасштабных геологических карт и никак не проявляется при детальном картировании небольших участков, где в результате интенсивных совместных дислокаций все плоскостные элементы приводятся в единую пространственную позицию. Можно с уверенностью

говорить о заложении несогласия до внедрения в хетоламбинские образования тоналитов с возрастом 2765–2740 млн. лет, поскольку эти породы приурочены к несогласию, уже сформировавшемуся к моменту их становления. Более того, есть определенные основания полагать, что несогласие оформилось до или одновременно с развитием крупных лежащих изоклинальных складок. Со структурных позиций такую ситуацию можно объяснить косым поддвигом Хетоламбинского покрова под Карельский кратон, поддвигом, который фиксируется по древним линейным дислокациям хетоламбинских образований. Это значит, что Хетоламбинский покров испытал некоторые дислокации (возможно, линейную складчатость), а, скорее всего, и метаморфизм, предшествовавшие накоплению чупинских супракрустальных образований.

Итак, мы установили исходную позицию тектонических покровов, механизм приведший к перестройке покровного сооружения, время проявления этой перестройки и ее место в локальной структурной шкале, т.е. ответили почти на все вопросы, поставленные во введении. Между тем залегание Хетоламбинского и Чупинского покровов на Тикшозерском зеленокаменном поясе, установленное на значительной территории, требует специального рассмотрения и комментария.

Эта территория (Энгозерский сектор Беломорского пояса), расположенная в районе озер Кереть, Энгозеро, Нижнее Кумозеро, закартирована и изучена А.И. Слабуновым [27] с использованием картографических и др. материалов О.И. Володичева, Н.В. Горлова, В.Н. Кожевникова, В.С. Степанова, Ю.И. Сыстры, В.В. Щипцова, В.В. Южановой (рис. 4, см. рис. 1). Для обоснования купольных структур восточной и юго-восточной частей района нами привлекалась карта магнитных аномалий, составленная А.Н. Берковским. Без преувеличения можно сказать, что на рассматриваемой территории располагается главный структурный узел Беломорского подвижного пояса. Здесь выделяются все важнейшие элементы, определяющие позднеархейскую субдукцию: (1) нижний (тоналито-гнейсовый) и (2) верхний (зеленокаменный) структурные ярусы Карельского кратона. Верхний структурный ярус – Керетский зеленокаменный пояс (фрагмент Тикшозерского пояса) – образован тремя свитами (снизу вверх): верхнекумозерской – амфиболитовой с телами метаультрабазитов, хаттомозерской, сложенной эпидот-биотит-амфиболовыми сланцами (по агломератовым туфам, туффитам андезитобазальтового и андезит-дацитового состава), и майозерской–амфиболитовой (толеитовые базальты с реликтами подушечных текстур) с горизонтами парагнейсов и телами метаультрабазитов. В нашем понимании майозерская свита не имеет отношения к разрезу зеленокаменного пояса и представляет собой часть Хетоламбинского покрова; (3) чупинские гнейсы, залегающие на майозер-

ских (мы полагаем, на хетоламбинских) образованиях; (4) Хетоламбинский покров, представленный преимущественно разнообразными амфиболитами – метаморфизованными габброидами и толеитовыми базальтами с маломощными горизонтами парагнейсов и инъецированный многочисленными поздними тоналитами и гранитами.

Структурные и пространственные соотношения выделенных в Энгозерском секторе элементов субдукционной обстановки существенно отличаются от установленных на полигоне. По нашим представлениям, главная особенность Энгозерского сектора Беломорского пояса – необычная позиция Хетоламбинского покрова: он надвинут на краевую часть Карельского кратона и частично на зеленокаменный пояс. Чупинские гнейсы в многочисленных изолированных синформах (эрозионных останцах) повсеместно залегают на хетоламбинских образованиях (названных майозерской свитой) без видимого структурного несогласия и, по-видимому, нигде не надвинуты на образования зеленокаменного пояса, то есть не обнаруживают признаков автономного элемента Беломорского аллохтона. Скорее наоборот, они неразрывно связаны с подстилающим их мафическим хетоламбинским комплексом. Сказанное не дает никаких оснований подозревать на рассматриваемой территории перевернутое залегание пород: зеленокаменный пояс залегают на тоналито-гнейсах, чупинские гнейсы – на Хетоламбинском покрове, где (согласно принятой модели) они первоначально накапливались. Такая же картина наблюдается и к югу от Энгозерского сектора, что указывает на выклинивание лежащих изоклинальных складок примерно на южной границе Чупинского сектора или несколько южнее.

Описанная картина фактически установлена и всесторонне исследована А.И. Слабуновым [27], который рассматривал Хетоламбинский покров, надвинутый на Керетский зеленокаменный пояс, как верхнюю (майозерскую) свиту зеленокаменного комплекса, хотя и не исключал ее аллохтонного залегания [5]. Между тем в пользу отнесения “майозерских” образований к Хетоламбинскому покрову свидетельствуют: совершенно постепенные переходы между “майозерскими” и хетоламбинскими образованиями; залегание “майозерской свиты” с резким структурным несогласием и на различных свитах зеленокаменного пояса, и на тоналито-гнейсах краевой части Карельского кратона; пространственное распространение этой “свиты” – она как бы выплескивается за пределы самого зеленокаменного пояса в северо-восточном направлении, где пользуется гораздо большим распространением, чем в самом поясе; залегание чупинских гнейсов только на “майозерских” образованиях. Наконец, существует косвенное доказательство – широчайшее распространение на рассматриваемой территории купольных структур, которые всегда формируются как реакция на

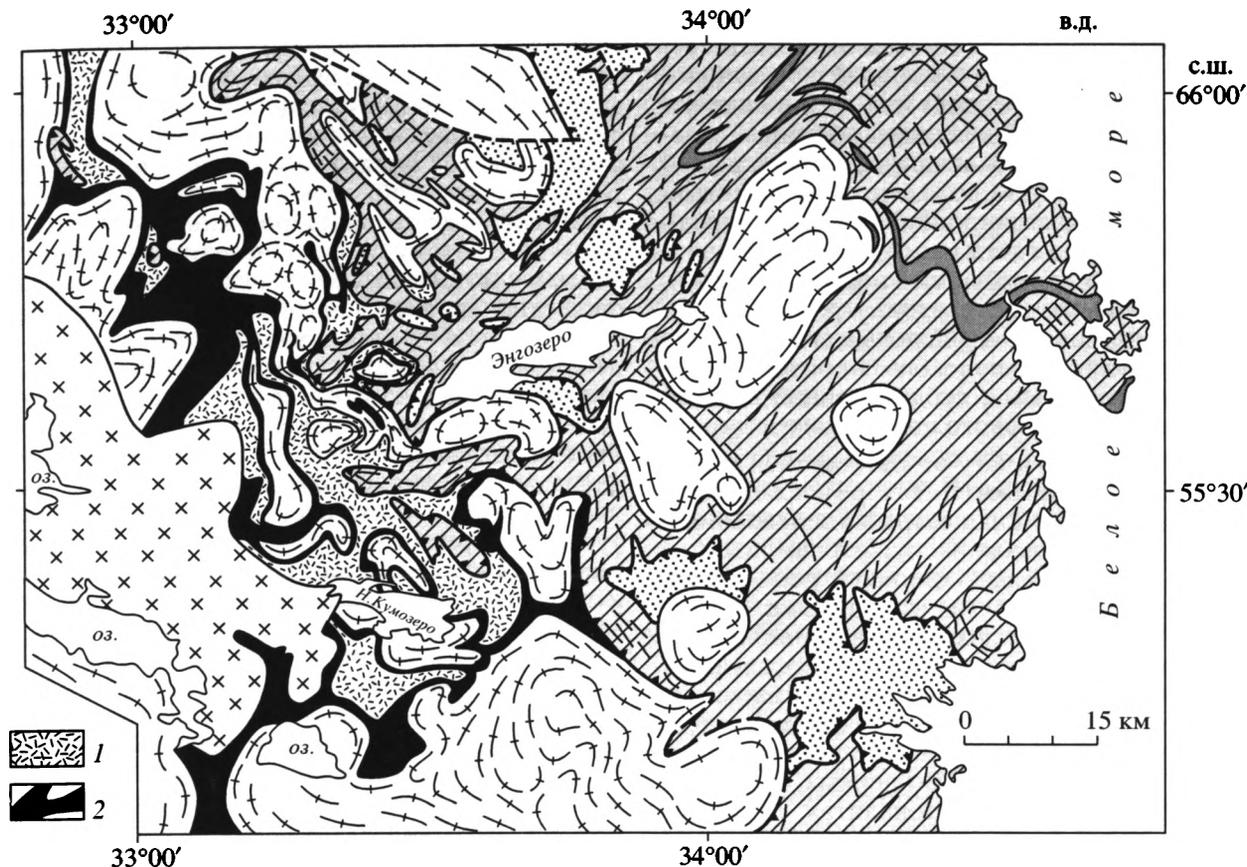


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Энгозерского сектора Беломорского подвижного пояса. Составлена по материалам А.И. Слабунова, В.С. Степанова, Н.В. Горлова [11, 27, 29] и др., с использованием карт магнитных аномалий А.Н. Берковского.

1, 2 – Керетский (Тикшозерский) зеленокаменный пояс (снизу вверх): 1 – верхнекумозерская свита – амфиболиты с телами ультрабазитов, 2 – хаттомозерская свита – преимущественно сланцы по вулканитам среднего–кислого состава. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 2.

нарушенное гравитационного равновесия и направлены на восстановление этого равновесия. В данном случае выдвигание “тяжелой” мафической Хетоламбинской пластины на “легкие” породы края Карельского кратона не могло не нарушить установившееся гравитационное равновесие, что привело к развитию массового куполообразования. Возраст куполов – 2720 млн. лет [6]. Это значит, что выдвигание Хетоламбинской пластины, ее интенсивная складчатость, куполообразование, связанные с куполами граниты и сопутствующий высокобарический метаморфизм уже относятся к позднеархейской коллизии, хотя формально процесс выглядит как типичная обдукция, которую, однако, следует рассматривать в рамках общей коллизионной обстановки, подобно тому, как это наблюдается в Альпах, Гималаях, Тянь-Шане, многих других складчатых поясах фанерозоя.

Для более строгого обоснования Хетоламбинского покрова остро не хватает изотопно-геохронологических данных; а имеющиеся косвенные – возраст андезитов и андезито-дацитов из подстилающей хаттомозерской свиты (2877 ± 45 и

2829 ± 30 млн. лет) и возраст гранитоидов, предположительно прорывающих майозерские амфиболиты (2720 ± 25 млн. лет) [6, 7], – в условиях покровной тектоники практически ничего не дают для оценки возраста пород, принадлежащих аллохтонной пластине.

Предложенная интерпретация имеет принципиальное значение для понимания покровной структуры Беломорского пояса, поскольку отчетливо демонстрирует существование двух стадий позднеархейского покровообразования, связанных с разными этапами развития Беломорского пояса, в структурном отношении разделенных формированием крупных лежащих изоклинальных складок и занимающих различную позицию в региональной структуре пояса. Покровы субдукционной стадии: Хетоламбинский, Чупинский – пододвигались под край Карельского кратона; коллизионное покровообразование связано с надвижением аллохтонных масс на ранее сформированное покровное сооружение и на край кратона. К покровам коллизионной стадии относятся и Ориярвинский покров, и тот же самый Хетолам-

бинский, который одновременно залегает и под краевой частью кратона (об этом свидетельствует зеленокаменный пояс, связанный с субдущированной океанической корой) и на ней в виде отщепившейся от протоокеанической плиты сравнительно малоомощной пластины, перекрытой чупинскими супракрустальными образованиями (в Энгозерском, частично в Кемьском секторах). Особую позицию в системе позднеархейских покровов занимает Ковдозерский покров, который, будучи краевой частью кратона, оказался в аллохтоном залегании в ходе пододвигания под него Хетоламбинского и Чупинского покровов и потому неразрывно связан с субдукционной стадией становления Беломорского подвижного пояса.

Непосредственно к югу от Энгозерской структуры расположен Кемьский сектор Беломорского пояса (см. рис. 1), где Тикшозерский зеленокаменный пояс и фронтальная часть Хетоламбинского покрова, маркирующая цепочкой изолированных выходов чупинских гнейсов, вновь расступаются и между ними располагается обширная область развития тоналито-гнейсов, сопоставимых по составу с Ковдозерским покровом (краем кратона). Может показаться, что эта ситуация приближается к субдукционной, установленной на полигоне. Но это не так. Во-первых, Хетоламбинский покров залегает на тоналитах, что невозможно объяснить перевернутым залеганием всего пакета покровов, поскольку чупинские гнейсы занимают нормальную позицию на хетоламбинских образованиях. Во-вторых, в этом районе широчайшим развитием пользуются купольные структуры (показатель нарушения гравитационного равновесия). Значит, и здесь Хетоламбинский покров перекрывал край кратона, но в настоящее время на обширных площадях эродирован. Таким образом, и в южном секторе Беломорского пояса, помимо признаков субдукции, проявились наложенные коллизионные дислокации, аналогичные установленным в районе озер Кереть, Энгозеро, Нижнее Кумозеро. Кроме того, по мере приближения к границе с Карельским геоблоком постепенно усиливается свекофеннская переработка архейских образований: появляются новообразованная сланцеватость, крупные открытые складки с пологими осевыми поверхностями, а, возможно, и свекофенские купольные структуры.

Наконец, в северном, Ёнском, секторе Беломорского пояса, расположенном к северу от Ковдозерского полигона (см. рис. 1), многочисленные выходы чупинских гнейсов среди тоналито-гнейсов, скорее всего, представляют собой тектонические окна в краевой части кратона, аналогичные изученным на полигоне и отражающие субдукционные соотношения Чупинского и Ковдозерского покровов. Во всяком случае это касается Риколатвинского купола, ядро которого сложено типичными для чупинского покрова кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, а юго-западное

крыло – тоналито-гнейсами Ковдозерского покрова. На всех этих образованиях с региональным структурным несогласием залегает Риколатвинский покров (?) – нижний в системе Лапландского аллохтона, сформировавшегося в ходе свекофеннской коллизии Кольского и Карельско-Беломорского геоблоков. Покров сложен преимущественно нестратифицированными образованиями – тоналитами с многочисленными телами базитов и ультрабазитов, что исключает стратиграфический характер несогласия в его подошве. Юго-западная фронтальная часть покрова осложнена многочисленными свекофенскими куполами, с некоторыми из которых связаны кусты слюдоносных и керамических пегматитов (месторождения Риколатва, Ёнское и др.). Отсюда цепочка свекофенских куполов, ориентированная в общем случае под углом ко всем ранее сформированным структурам, прослеживается в юго-восточном направлении через весь Беломорский пояс. Свекофенские купола, такие, как Карельский, Чупинский, Санозерский (Воронецкий) и др., контролируют крупнейшие месторождения Чупинской слюдоносной провинции и, по-видимому, маркируют границу начального распространения свекофенских покровов, перекрывавших некогда большую часть Беломорского пояса, а сейчас сохранившихся только в районе Риколатвы и на северо-восточном побережье Кандалакшского залива [14].

Во всех секторах Беломорского подвижного пояса породы пронизаны кристаллизационной сланцеватостью, параллельной региональным сместителям, разделяющим покровы, и слоистости супракрустальных образований, если такая фиксируется. Сланцеватость смята в несколько систем складок, из которых наиболее отчетливо картируется система палеопротерозойских (селецких) складок, не выдержанных по простиранию (результат наложенных деформаций). Эти складки особенно широко распространены на полигоне, в Ёнском, Чупинском секторах, а южнее, где преимущественным распространением пользуются позднеархейские и свекофенские купола, существенного развития не получили.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Итак, детальные исследования Ковдозерского геодинамического полигона и беглое сопоставление с ним различных секторов подвижного пояса показали, что не существует фактов, противоречащих субдукционному развитию Беломорского подвижного пояса на ранней стадии его становления. Более того, во всех секторах фиксируются явные признаки такого развития. В то же время выполненные сопоставления наглядно продемонстрировали разные пути структурных преобразований, осуществлявшихся в разных частях подвижного пояса. Это значит, что давняя мечта геологов-структурщиков – построение единой

структурной шкалы для всего Беломорского пояса [2, 7, 11, 21, 25, 30 и др.] – оказалась трудноосуществимой. Из этого, конечно, не следует, что в каких-то секторах не проявились те или другие геодинамические обстановки и отражающие их тектоно-метаморфические циклы. Так, в пределах всего Беломорского пояса получили развитие или вещественные комплексы – элементы позднеархейской субдукционной обстановки, или тектонические окна, отражающие субдукционные соотношения Чупинского и Ковдозерского покровов (Ёнский сектор). Позднеархейские коллизионные структуры в одних случаях представлены Ориярвинским покровом (Ёнский сектор, Ковдозерский полигон), в других – налеганием Хетоламбинского покрова на край Карельского кратона (Энгозерский, Кемьский секторы). В ряде случаев дислокационные процессы, связанные с позднеархейской коллизией, скорее предполагаются, чем реально фиксируются, но метаморфические и ультраметаморфические преобразования, магматизм этой стадии получили широкое развитие [9, 12, 26 и др.]. В Энгозерском и Кемьском секторах слабо проявлены дислокации стадии рифтогенеза, но метаморфизм этого возраста и связанные с рифтингом поздние друзиты по крайней мере двух генераций [18] пользуются широким распространением. Таким образом, речь идет о неравномерном проявлении в пространстве дислокационных и других эндогенных процессов, но не о локальном проявлении геодинамических обстановок, что является скорее нормой развития орогенных поясов, чем исключением из правил. Отсюда следует, что в условиях полициклического развития коррелировать следует, в первую очередь, тектоно-метаморфические циклы, а не отдельные этапы деформации, хотя и от последнего пути не стоит полностью отказываться. Тем более, что все геодинамические обстановки и отражающие их тектоно-метаморфические циклы, обусловленные взаимодействием литосферных плит, начинаются с покровных структурных парагенезов в сочетании с парагенезами послыого течения [16, 33].

Сказанное относится к позднеархейским субдукционному и коллизионному циклам и заключительному свекофеннскому коллизионному циклу. При этом простиранье региональной структуры, а, точнее, простиранье наложенных на покровы линейных складок, как правило, остается субпараллельным границам взаимодействующих плит или геоблоков. Из этой закономерности явно выпадает палеопротерозойский (сумийский) рифтогенный цикл, с которым связана скорее разветвленная, чем выдержанная по простиранью система крупных линейных складок, к тому же явно нарушенная наложенными складками и свекофеннскими купольными структурами, что хорошо видно в пределах полигона (см. рис. 2).

Один из важнейших результатов выполненного исследования – выделение (пока что на струк-

турном уровне) древнего, возможно древнейшего элемента Беломорского пояса – Хетоламбинского покровно-складчатого сооружения, которое, скорее всего, испытало дислокации, а, возможно, и метаморфизм, предшествующие накоплению чупинских супракрустальных пород. А если это так, то Беломорский пояс, в том виде, в каком он предстал перед нами в результате выполненного регионального структурного анализа, по существу, представляет собой область взаимодействия Карельского кратона, уже сформировавшегося к рубежу 2900 млн. лет [5], и Хетоламбинского покровно-складчатого сооружения, которое, по нашим представлениям, скорее всего, одновозрастно с кратоном, а, возможно, несколько древнее его. Геохронологически это заключение пока не имеет подтверждения. Что вполне объяснимо: исследователи обращали внимание, прежде всего, на датирование мафических зон и позднее тоналитообразование, в котором видели становление молодой сиалической коры. Что касается “майозерской” свиты, то для нее не ждали древних значений возраста и удовлетворились, как отмечалось выше, возрастом подстилающих образованных хаттомозерской свиты и молодых гранитов.

Объединение собственно Беломорского и Хетоламбинского террейнов началось на этапе субдукции и завершилось только к концу позднеархейской коллизии, когда обширные территории ранее оформившегося покровно-складчатого сооружения и частично краевая часть Карельского кратона были перекрыты системой коллизионных покровов (Хетоламбинским, Ориярвинским, возможно, другими, еще не выделенными), в основании которых располагался существенно мафический Хетоламбинский покров, а, точнее, отщепившаяся от него сравнительно маломощная пластина. О последнем можно судить по разрезу диапировых куполов (в частности, Шомбозерского), которые протыкают частично коллизионный автохтон, где, по данным А.И. Слабунова [28], мощность Хетоламбинской пластины (майозерской свиты в понимании А.И. Слабунова), не превышает 300 м, что представляется явно заниженным значением или результатом вторичного перераспределения материала. При такой ничтожной мощности и интенсивной складчатости рассматриваемый элемент аллохтона не мог сплошь обнажаться на многих сотнях квадратных километров. Судя по всему, он должен был иметь мощность никак не меньше 500–1000 м. Но мог существенно утоньшаться или даже вовсе выклиниваться в ядрах наложенных диапировых куполов. Что касается собственно Кольской и Карельско-Беломорской плит (из которых последняя включала древнее Хетоламбинское покровно-складчатое сооружение), то они вступили во взаимодействие только в ходе заключительной свекофеннской коллизии.

ВЫВОДЫ

1. Результаты исследования Ковдозерского геодинамического полигона и информация по другим секторам Беломорского подвижного пояса подтвердили проявление субдукции в диапазоне 2850–2820 млн. лет (или в несколько более широком интервале) между Карельским кратоном и Хетоламбинским комплексом, выступавшим в роли протоокеанической плиты.

2. Различные секторы подвижного пояса прошли разный путь структурных преобразований, но в одних и тех же геодинамических обстановках, выразившихся в сопоставимых тектоно-метаморфических циклах.

3. Циклы, связанные с взаимодействием литосферных плит или геоблоков (позднеархейская субдукция, позднеархейская коллизия, свекофенская коллизия) начинались с покровообразования и синхронного ему парагенеза структур и тектур послышного течения, выразившегося в сланцеватости, параллельной региональным смещениям, и слоистой текстуре.

4. Хетоламбинские образования испытали дислокации, а, возможно, и метаморфизм до отложения чупинских супракрустов, а потому, скорее всего, являются древнейшими в составе Беломорского пояса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 99-05-65206 и 00-1598475).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И., Миллер Ю.В. Продольный сейсмический профиль Беломорского подвижного пояса (сопоставление геофизической и геологической информации) // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 46–50.
2. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1986. 100 с.
3. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
4. Бибилова Е.В., Балаганский В.В., Богданова С.В. и др. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозера (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.
5. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шелд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
6. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Киринова Т.Н., Макаров В.А., Кевлич В.И. U-Pb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 4. С. 517–521.
7. Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л.: Наука, 1975. 170 с.
8. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Апатиты: Кольский научный центр АН СССР, 1991. 196 с.
9. Глебовицкий В.А., Зингер Т.Ф., Беляцкий Б.В. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 63–64.
10. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
11. Горлов Н.В. Структура Беломорид. Л.: Наука, 1967. 112 с.
12. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М., Беляцкий Б.В., Грачева Т.В., Амелин Ю.В., Матреничев В.А. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.
13. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226–229.
14. Миллер Ю.В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. № 4. С. 80–89.
15. Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3 (№ 21). С. 28–40.
16. Миллер Ю.В. Полные тектоно-метаморфические циклы как отражение геодинамических обстановок, реализующихся на конвергентных границах литосферных плит // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Матер. XXXII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 399–402.
17. Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Мыскова Т.А., Львов А.Б. Новые данные о составе, структурной позиции и геотектонической значимости Чупинского тектонического покрова Беломорского подвижного пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 379–382.
18. Миллер Ю.В., Львов А.Б., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 63–71.
19. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
20. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А. Исследование крупных тектонических структур раннего докембрия методом детального картирования опорных участков // Региональная геология и металлогения. 1966. № 5. С. 37–48.
21. Миллер Ю.В., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Супракрастальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (Северо-Западное Беломорье) // Геотектоника. 2002. № 1. С. 13–28.
22. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. Тектоническое значение островодужного магматизма северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Матер. XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 329–331.

23. Мыскова Т.А. Реконструкция состава и источников вещества чупинских гнейсов Беломорья в свете литолого-геохимических данных // Осадочные формации докембрия и их рудоносность: Тез. докл. СПб.: ИГД РАН, 1998. С. 46–47.
24. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653–664.
25. Салье М.Е., Батузов С.С., Душейко С.И. и др. Геология и пегматитоносность беломорид. Л.: Наука, 1985. 251 с.
26. Седова И.С., Семенов А.П., Глебовицкий В.А. Мигматито- и гранитообразование в Беломорско-Лапландской зоне, Балтийский щит. Матер. I Всероссийского петрограф. совещания “Магматизм и геодинамика”. Кн. 1. Уфа: Ин-т геол., 1995. С. 190–192.
27. Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.
28. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981, 216 с.
29. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 177 с.
30. Сыстра Ю.И. Складчатость центральной части Беломорской структурной зоны // Беломорский структурный пояс: Геология, геодинамика, геохронология. Петрозаводск: ИГ Карельского НЦ, 1997. С. 4–18.
31. Bibikova E.V., Glebovitskii V.A., Claesson S., Miller Y.V., Kirnozova T.I., Myskova T.A., L'vov A.B., Makarov V.A. New Isotopic Data on the Protolith Age and Evolutionary Stages of the Chupa Formation, Belomorian Belt // *Geochemistry International*. 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. S12–S17.
32. Gaal G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1987. Vol. 35. № 1–2. P. 15–72.
33. Miller Yu.V., Dufour M.S. Tectonometamorphic Cycles in Different of Geodynamic Conditions // *Journ. of China University of Geosciences*. 2000. Vol. 11. № 4. P. 306–320.

Рецензенты: М.Г. Леонов, В.М. Моралев

The Tectonics of the Junction Region between the Belomorian Mobile Belt and the Karelian Craton

Yu. V. Miller

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

Abstract—Results of a many-year study in the Kovdozero geodynamic region, which extends over a distance of 75–80 km in an E–W direction from Tolstik Peninsula in the east to Lake Tolvand in the west, are compared with data for other segments of the Belomorian mobile belt. This study revealed that the Belomorian mobile belt's origin had been related to the subduction of a proto-oceanic plate (the Khetolambina nappe), as well as of the meta-graywackes and volcanics (Chupa nappe) overlying it with a structural unconformity, under the margin of the Karelian craton (Kovdozero nappe). This process was accompanied by the formation of a marginal volcanic arc (Tikshozero greenstone belt), and the age of its rocks date the subduction time as 2850–2820 Ma ago [6]. Numerous intrusions of rocks ranging in composition from acid to basic are associated with the underthrusting zone, marking a boundary between the Chupa and Kovdozero nappes; the ages of these rocks range from 2740 to 2400 Ma, which indicates the high tectonic activity of the zone and its systematic rejuvenation during a very long period of time. A remarkable feature of the region is that the most important structural-lithologic complexes, characterizing the subduction, as well as their spatial and structural relationships, have been preserved. In the other segments of the Belomorian mobile belt, the initial relationships between these complexes have been masked considerably by the superimposed geodynamic processes, such as the Late Archean collision (2740–2690 Ma ago), the Late Proterozoic rifting (2450–2350 Ma ago), and the Svecofennian collision (2950–1850 Ma ago). The subduction-related formation of giant recumbent folds in the Chupa sector brought about an overturned attitude of the whole package of the Late Archean nappes. Southward, in the Engozero sector, a slab composed of the Khetolambina nappe rocks with the relics of the Chupa nappe rocks, resting on it, overlies the craton's margin and extends into the Tikshozero greenstone belt. A similar situation, although corresponding to a greater erosion depth, has been found in the Kem' sector. In both cases, the thrusting of the mafic Khetolambina nappe upon the less dense sialic rocks of the craton's marginal part disturbed the gravity equilibrium and brought about the mass formation of diapiric domes 2720 Ma [6]. This proves that all of these events, including the origin of the nappe, its subsequent intense folding, the formation of the domes, and the associated metamorphism, were caused by the Late Archean collision. In the north, i.e., in the Ena sector, the structural situation similar to that described in the area of the geodynamic site is disturbed by the Rikolatvi nappe and numerous domes associated with the Svecofennian collision. The performed comparison revealed that the different sectors of the Belomorian mobile belt and its different structural-lithologic complexes had experienced different structural transformations although they had undergone the same series of geodynamic environments and associated tectono-metamorphic cycles successively replacing one another. The only exception may be the Khetolambina nappe, which seems to have undergone dislocations and, possibly, metamorphism before the accumulation of the Chupa rocks upon it and, consequently, is the most ancient tectonic element of the Belomorian mobile belt. The Late Archean subduction and collision episodes resulted from an interaction between the Karelian craton and the Khetolambina nappe. A collision between the Karelian-White Sea plate (including the Khetolambina fold-and-nappe element) with the Kola geoblock occurred only during the Svecofennian stage.

УДК 551.248.2(571.5)

УЙСКАЯ СЕРИЯ И ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ СИЛЛЫ УЧУРО-МАЙСКОГО РАЙОНА: ИЗОТОПНЫЕ, ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ И ПРОБЛЕМА СУПЕРКОНТИНЕНТА РОДИНИИ

© 2002 г. В. Э. Павлов¹, И. Галле², П. Ю. Петров³, Д. З. Журавлев⁴, А. В. Шацлло¹¹Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995 Москва, Большая Грузинская, 10²Парижский институт физики Земли, Национальный центр научных исследований,
4 Place Jusieu, 75252, Paris, France³Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7⁴Институт геологии, минералогии и петрографии РАН, 109017 Москва, Старомонетный пер., 35

Поступила в редакцию 25.09.2000 г.

Проведены детальные палеомагнитные исследования осадочных пород уйской серии и позднерифейских основных силлов Юдомо-Майской зоны Учуро-Майского района. Sm-Nd методами выполнено определение изотопного возраста силлов. Получен качественный палеомагнитный полюс Сибирской платформы, отвечающий времени 942 ± 19 млн. лет. Вместе с палеомагнитными полюсами, полученными ранее для керпыльской и лахандинской серий Учуро-Майского района, новый полюс образует сегмент сибирской кривой кажущейся миграции полюса, описывающий палеогеографическое положение и дрейф Сибирской платформы в интервале времени 1070–1030 (1000–950) млн. лет назад. Сопоставление полученного сегмента с соответствующими кривыми Лаврентии и Восточной Гондваны показывает, что эти кратоны могли являться составными частями единого суперконтинента только в случае пересмотра общепринятой опции полярности докембрийских палеомагнитных направлений либо для Лаврентии (и для Восточной Гондваны), либо для Сибири. В случае выбора полярности палеомагнитных направлений по [31, 37, 39] палеомагнитные полюсы рассматриваемых древних платформ попадают в одну и ту же область земного шара после совмещения Восточной Гондваны с Лаврентией согласно классической конфигурации Родинии и присоединения юго-юго-восточной части Сибири к северным территориям Лаврентии. В такой конфигурации соответствующие участки кривых кажущейся миграции полюса Сибири и Лаврентии практически идеально повторяют друг друга, что является сильным аргументом в пользу вхождения этих кратонов в состав единого суперконтинента в Мезо-Неопротерозое.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на высокую популярность гипотезы позднепротерозойского суперконтинента Родинии, внимательное рассмотрение имеющихся данных показывает, что на настоящий момент сам факт существования этого суперконтинента не может считаться окончательно установленным. Одним из важнейших направлений тестирования этой гипотезы является сравнение мезо-неопротерозойских участков кривых кажущейся миграции полюса древних кратонных блоков, участвовавших, согласно [22, 26, 42], в строении суперконтинента. В том случае, если рассматриваемые кратоны действительно являлись частями Родинии, их кривые кажущейся миграции полюса времени 1100–750 млн. лет должны совпасть после совмещения их в той конфигурации, в которой они входили в состав суперконтинента.

В 1993 г. К. Пауэллом с соавторами [35] было показано, что кривые кажущейся миграции полюса Лаврентии и Восточной Гондваны действительно в первом приближении согласуются в рамках конфигурации Родинии, предложенной П.Ф. Хоффманом, А.У. Диелом и Е.М. Муром

[22, 26, 30]. Аналогичная по смыслу работа должна быть выполнена для проверки гипотезы о вхождении Сибири в состав Родинии и для определения взаимного положения Сибири и Лаврентии в рамках предполагаемого единого суперконтинента. Для этого необходимо иметь хотя бы несколько надежных хорошо датированных палеомагнитных полюсов Сибири, имеющих возраст, отвечающий предполагаемому времени существования Родинии. К настоящему времени известно, по крайней мере, два таких полюса. Один из них (возраст 1045 ± 20 млн. лет) получен по породам малгинской свиты Учуро-Майского района [2, 10, 25], другой – отвечает времени формирования пород низов лахандинской серии (1025 ± 40 млн. лет) той же части Сибирской платформы [2, 11]. В качестве третьего опорного полюса для построения кривой кажущейся миграции полюса мог бы быть использован полюс, полученный ранее по позднерифейским силлам Учуро-Майского района и вмещающим их породам. Однако, во-первых, представления об их возрасте были до последнего времени недостаточно обоснованы и, во-вторых, использованные палеомагнитные направления были получены в результате лабораторных проце-

дур, которые, с позиций современных требований, представляются недостаточными для точного выделения компонент естественной остаточной намагниченности.

В ходе наших исследований было выполнено изотопное датирование рассматриваемых силлов и произведены заверочные работы, позволившие оценить точность выполненных ранее палеомагнитных определений. Одновременно были получены новые данные, которые позволили уточнить положение палеомагнитного полюса верхнерифейской усть-кирбинской свиты Учуро-Майского района. Полученные данные были использованы для палеомагнитного тестирования гипотезы позднепротерозойского суперконтинента.

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

В структурном отношении Учуро-Майский район (рис. 1) подразделяется на Учуро-Майскую плиту, являющуюся частью Сибирской платформы, и Юдомо-Майскую зону, представляющую собой область сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области [14]. Важно отметить, что Нельканский шов, разделяющий Учуро-Майскую плиту и Юдомо-Майскую зону, практически не затрагивает кристаллический фундамент зоны, являющийся непосредственным продолжением фундамента Сибирской платформы, и локализуется, по сути дела, только в ее осадочном чехле [12, 15, 16]. Это обстоятельство создает предпосылки для отнесения палеомагнитных полюсов Юдомо-Майской зоны ко всей Сибирской платформе или, по крайней мере, к ее Алданскому блоку. Возможность использования палеомагнитных полюсов Юдомо-Майской зоны для построения кривых кажущейся миграции полюсов подтверждается также результатами выполненных ранее палеомагнитных исследований [8], которые указывают на отсутствие сколько-нибудь значительных перемещений внутренних блоков Юдомо-Майской зоны относительно Сибирской платформы. Геологическое строение Учуро-Майского района неоднократно описывалось в литературе [1, 14], поэтому в настоящей работе мы ограничимся краткими сведениями, которые имеют непосредственное отношение к объектам наших исследований.

В целом однородная по составу терригенная толща уйской серии, которая вмещает изученные нами позднепротерозойские силлы, венчает рифейский разрез Учуро-Майского района (см. рис. 1). Эта толща без видимых следов стратиграфического несогласия перекрывает карбонатные отложения верхнерифейской лахандинской серии и ограничена в кровле крупным региональным разрывом предюдомского времени. Мощность уйской серии меняется от первых сотен метров в пределах Учуро-Майской плиты до первых километ-

ров в Юдомо-Майской зоне, что определяется не только различными мощностями накопившихся там осадков, но и глубиной упомянутого размыва. По составу пород уйская серия, согласно [14], подразделяется на две региональные свиты: нижнюю кандыкскую и верхнюю усть-кирбинскую, которые в разрезе связаны постепенным переходом.

Кандыкская свита образована переслаиванием серых и зеленовато-серых субаркозовых песчаников и алевро-аргиллитов. Песчаные слои отличаются параллельной градационной слоистостью и включают многочисленные эрозионные поверхности в основании и слепки каналов размыва. Для алевро-аргиллитов характерны тонкие градационные текстуры суспензионной штормовой или турбидитной седиментации. Доля пелитовых фракций (аргиллитов) в общей массе отложений незначительна, а на отдельных уровнях разреза свиты отмечаются маломощные гравийно-галечные отложения. Мощность свиты возрастает в восточном направлении от края Учуро-Майской плиты к прогибу Юдомо-Майской зоны.

Усть-кирбинская свита представляет собой монотонное чередование тонкоплитчатых серых, зеленоватых и изредка красноцветных алевролитов и аргиллитов, и подчиненных им пластов светло-серых кварцевых и субаркозовых песчаников. На отдельных уровнях в составе отложений появляется карбонатный материал. Почти все породы имеют тонкую параллельную и обычно градационную слоистость, а ясно выраженные эрозионные текстуры скорее встречаются как исключение. В современной структуре района отложения усть-кирбинской свиты сохранились почти исключительно в пределах Юдомо-Майской зоны, где их мощность варьирует от 200 до 1500 м.

Совокупность имеющихся данных [6] указывает на то, что рифейские осадочные породы Учуро-Майского района испытали только начальные стадии глубинного эпигенеза, что выразилось в изменении состава глинистых минералов алевро-аргиллитов и в появлении единичных признаков микротекстур взаимопроникновения контактирующих зерен в песчаниках.

В изученных обнажениях отложения уйской серии залегают практически везде моноклинально с небольшими вариациями элементов залегания, с углами падения от 15° до 30°. Лишь в узких обычно приразломных зонах наблюдаются локальные острые складки и флексуры амплитудой до 10 м. Дислокация рифейских осадочных пород относительно первоначального горизонтального залегания произошла лишь в конце мезозоя одновременно со складчатостью в Верхояно-Чукотской области [14].

Позднепротерозойские субвулканические тела достаточно широко развиты в пределах Юдомо-Майской зоны и представлены габбро-диабазовыми силлами и дайками, мощностью от единиц до первых сотен метров. Силлы залегают

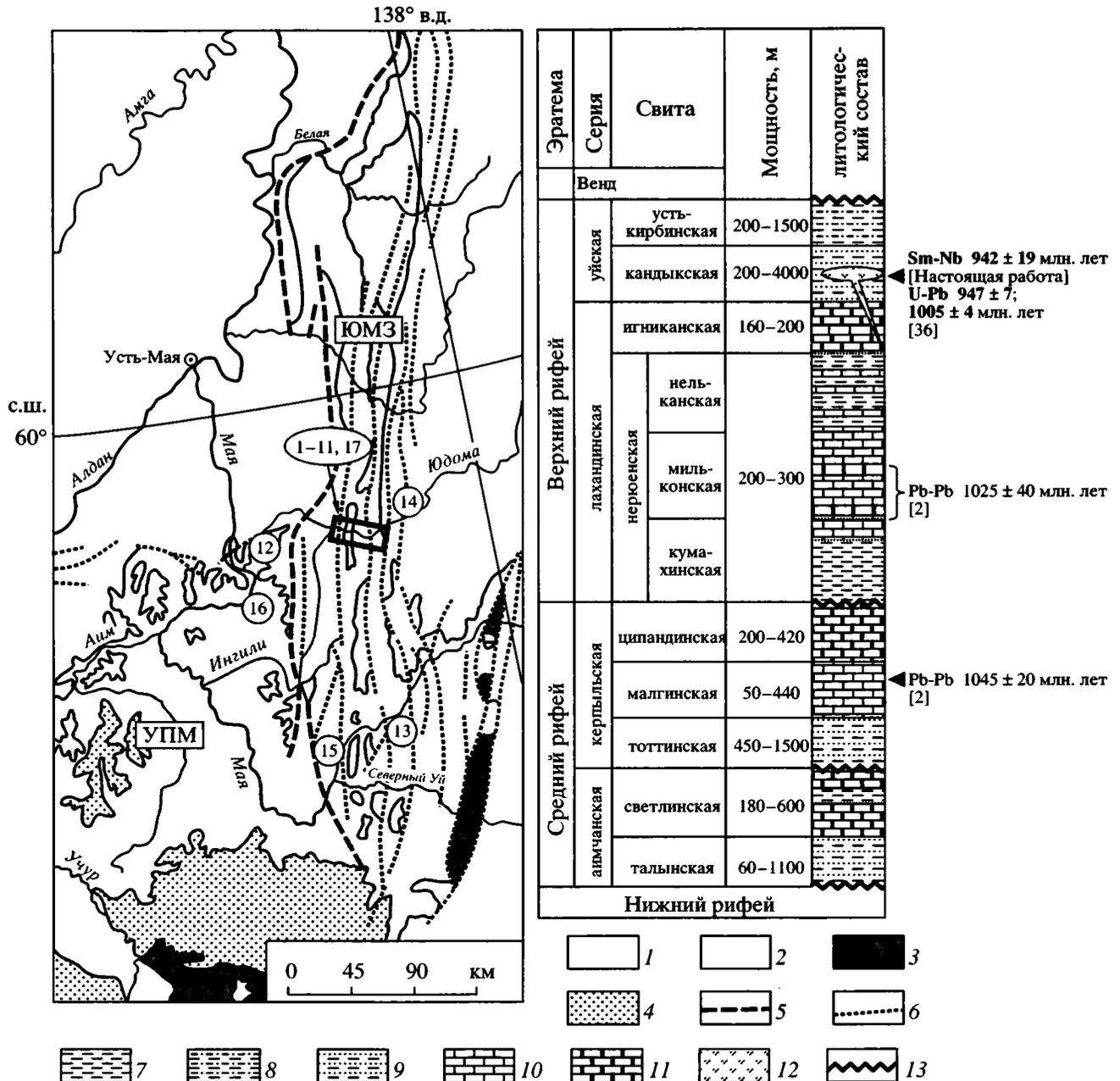


Рис. 1. Геологическая позиция изученных объектов и сводная стратиграфическая колонка средне- и верхнерифейских отложений Учуро-Майского района.

Карта. 1 – фанерозойские и 2 – рифейские и вендские (юдомские) отложения; 3 – дорифейский вулcano-плутонический комплекс; 4 – кристаллический фундамент (архей и ранний протерозой); 5 – главные разломы (Нельканский краевой шов); 6 – подчиненные разломы Юдомо-Майской зоны. Сводная стратиграфическая колонка. 7 – аргиллиты; 8 – алевролиты; 9 – песчаники, алевролиты и аргиллиты; 10 – известняки; 11 – доломиты; 12 – силлы диабазов; 13 – главные стратиграфические перерывы.

Цифры на карте – местоположение изученных обнажений: позднепротерозойские силлы: 1 – Р, 2 – С, 3 – Ю, 4 – С, 5 – I, 6 – II, 7 – G; 8 – контактовые зоны – К; породы кандыкской свиты (точки: 9 – 1998; 10 – 108; 11 – 113; 12 – 125; 16 – устье р. Большой Кандык); обнажения пород усть-кирбинской свиты: 13 – Кавалькан, 14 – Кыры-Ытыга, 15 – Северный Уй, 17 – Тыаллах. ЮМЗ – Юдомо-Майская зона; УМП – Учуро-Майская плита.

стратиграфически согласно с вмещающими породами. В изученных обнажениях явные следы воздействия силлов на вмещающие породы наблюдаются только в узких (до 1–2 м шириной) эк-

зоконтактовых зонах. Экзоконтактовые образования пород кандыкской свиты представлены слоистыми и пятнистыми роговиками по алевропелитовым породам с тонкорассеянными рудны-

Таблица 1. Результаты масс-спектрометрического анализа

№	Исследованный объект	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
1.	WR (порода в целом)	2.46	7.20	0.0268	0.512973 ± 22
2.	Pl (плагноклаз)	0.721	2.45	0.1779	0.512807 ± 10
3.	Px (пироксен)	1.19	2.34	0.3078	0.513608 ± 11

Примечание. Пояснения см. в тексте.

ми минералами, с многочисленными хлорит-серицитовыми псевдоморфозами по кордиериту, свидетельствующими о высокотемпературном контактовом метаморфизме. При удалении от силлов видимые следы их воздействия на вмещающие породы быстро исчезают.

Относительный возраст силлов и вмещающих их пород определяется достаточно легко. С одной стороны, силлы локализованы внутри средне- и верхнерифейских толщ вплоть до нижнекандыкских, с другой стороны, гальки, образовавшиеся в результате размыта этих силлов, обнаружены в основании верхнекандыкских отложений [14]. Эти данные указывают на то, что внедрение силлов происходило либо в конце раннекандыкского, либо на границе ранне- и позднекандыкского времени.

Что касается изотопного возраста изученных силлов и вмещающих их пород уйской серии, то до последнего времени данные были ограничены небольшим числом K-Ar определений, выполненных по глаукониту, отобранному из основания и из средней части кандыкской свиты (760 и 700 млн. лет соответственно) [14]. Эти данные в целом согласовывались с K-Ar определениями, выполненными по другим рифейским породам Учуро-Майского района, образующими правильный ряд значений, возрастающий вниз по разрезу. Следует отметить, однако, что датировки этих глауконитов были сделаны более четверти века назад, с использованием процедур, не соответствующих современным требованиям к такого рода определениям. Очевидно, что нужны были новые определения, отвечающие современному уровню геохронологических исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения возраста были использованы образцы, отобранные из силла, выходящего на поверхность в левом берегу р. Юдома, приблизительно в 8 км ниже устья р. Пуханил. Изотопные исследования выполнялись в ИГЕМ РАН, согласно методике, описанной в [5]. Для изотопных Sm-Nd исследований к навеске образца массой 100–200 г добавляли смешанный трасер $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$. Разложение образцов осуществлялось в смеси азотной и плавиковой кислот в течение 2-х суток при температуре 100°C. Выделение Nd и Sm производи-

лось в две стадии: сначала сумму редкоземельных элементов отделяли от главных элементов на катионите DOWEX 50*8, затем осуществляли разделение Sm и Nd с помощью ди(2-этилгексил)ортофосфорной кислоты, нанесенной на инертный твердый носитель фторопласт-3. Уровень холостого опыта составлял 0.3 нг Nd и 0.1 нг Sm, что пренебрежимо мало по сравнению с количеством этих элементов в образце.

Масс-спектрометрический анализ Nd и Sm был выполнен на масс-спектрометре МИ-1320 с использованием однолучевого режима измерений и двухленточного (2^*Re) источника ионов. Нормирование изотопных отношений осуществлялось по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Параллельные анализы стандартного образца La Jolla дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511842 \pm 20$ ($N = 10$, $t^*_{s_{pop}}$), который совпадает в пределах погрешности с лучшим значением для этого стандарта 0.511860. Поэтому никаких поправок в результаты, представленные в табл. 1, не вводилось. Ошибка определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценивается в 0.2 отн. % по результатам параллельных анализов стандартной горной породы BCR-1.

При расчете параметров изохроны были приняты следующие погрешности по осям изохронной диаграммы: по $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0.2 отн. %, по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – максимальная величина из ошибок сходимости внутри индивидуальных анализов. Эта величина составила ± 0.000022 для пробы WR и ± 0.000020 для минералов. Параметры изохроны рассчитаны по методу Д. Йорка [43], начальная величина – $\epsilon\text{Nd}(T)$ – по методу И.Р. Флетчера и К.Дж. Росмана [24]. Погрешности параметров изохроны соответствуют двум стандартным отклонениям. Полученные результаты Sm-Nd изучения породы и минералов силла приведены в табл. 1.

На изохронной диаграмме (рис. 2) аналитические точки аппроксимируются линией регрессии с параметрами: $T = 942 \pm 19$ млн. лет, $\epsilon\text{Nd}(T) = +5.5 \pm 0.3$, СКВО = 1.1. Этот возраст, учитывая хорошую линейность изохроны, отвечает, по-видимому, времени установления последнего изотопного равновесия между минералами породы, т.е. времени магматизма, поскольку, как было выяснено при предварительном петрографическом изучении шлифов, изученные минералы – первично магматические и не имеют признаков вторичных изменений.

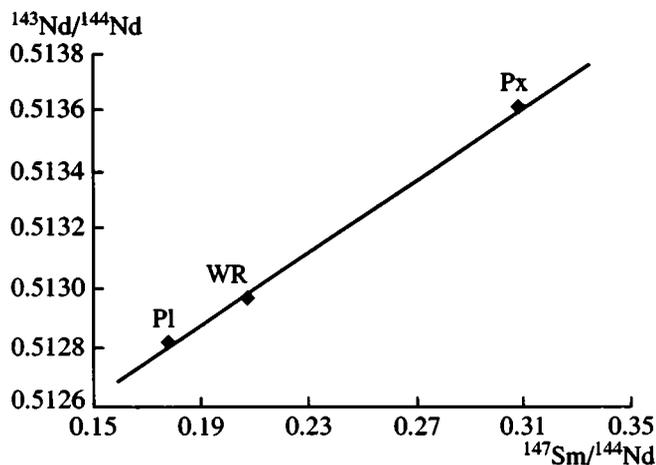


Рис. 2. Изохронная диаграмма, иллюстрирующая результаты Sm-Nd изотопного анализа.

Полученный результат, однако, существенно отличается от ранее принятых оценок возраста изученных пород, поэтому авторами была предпринята попытка подтверждения возраста силла независимым изотопным методом. Для этого был выполнен K-Ar анализ первичномагматической роговой обманки, выделенной из породы, слагающей рассматриваемый силл. Этот анализ проводился по методике, изложенной, в частности, в работе [18]. Полученные изотопные соотношения соответствуют возрасту роговой обманки $970 \pm \pm 100$ млн. лет. Низкая точность K-Ar определения объясняется невысоким содержанием калия в минерале (около 0.08%) и крайне малой навеской минерала, которую удалось выделить из имевшегося образца. Тем не менее хорошее совпадение результатов, полученных Sm-Nd и K-Ar методами, подтверждает надежность Sm-Nd датировки. Более того, полученный изотопный возраст хотя и несколько моложе, однако в целом достаточно хорошо соответствует результатам, приведенным недавно в [36] для других силлов, залегающих в верхнерифейских толщах Учуро-Майского района (974 ± 7 ; 1005 ± 4 млн. лет) U-Pb методом по бадделиту. В настоящий момент мы не можем предложить обоснованного объяснения небольшого различия возрастов силлов, полученных нами и Р. Рэнбердом с соавторами. Возможные причины могут быть связаны с наличием некоторой неучтенной систематической погрешности в том или ином определении или отражать реально существующее различие в возрасте силлов, изученных нами и нашими коллегами.

Таким образом, совокупность данных указывает на то, что позднепротерозойские силлы Учуро-Майского района и вмещающие их породы кандыкской свиты образовались в интервале времени 940–1000 млн. лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика и объекты исследований

Палеомагнитная часть работы включала в себя переизучение на современном аппаратном и методическом уровне коллекций, отобранных в конце 80-х годов (сохранившейся их части), и заверку ранее полученных и частично опубликованных результатов [9], а также обработку новых коллекций, отобранных во время полевых работ 1998 г. Объектом исследований явились позднепротерозойские силлы и их приконтактные зоны, а также осадочные толщи кандыкской и устькирбинской свит, выходящие на поверхность в долинах рек Мая и Юдома и их притоков (табл. 2, см. рис. 1).

В ходе настоящего исследования породы кандыкской свиты были изучены в стратотипическом разрезе близ устья р. Б. Кандык (обн. 16, см. рис. 1), а также в обнажениях урочища Суорданах (обн. 9–11) и левого борта р. Юдомы в 21 км выше ее устья (обн. 12). Обнажения 9–11 находятся на расстоянии нескольких сот метров от ближайших силлов и не несут каких-либо видимых следов их воздействия; обнажения 12 и 16 расположены на расстоянии нескольких десятков километров от ближайших магматических тел позднепротерозойского возраста.

Позднепротерозойские силлы и их приконтактные зоны (обн. 1–8) опробовались в пределах урочища Суорданах (нижнее течение р. Юдомы в 7–8 км ниже устья р. Пуханил).

Породы устькирбинской свиты были изучены в следующих обнажениях: 1) Кавалькан (обн. 13) – левый борт р. Май, приблизительно в 15 км ниже пос. Кавалькан; 2) Северный Уй (обн. 15) – правый берег р. Май в 15 км выше устья р. Северный Уй; 3) Кыры-Ытыга (обн. 14) – правый берег р. Юдомы ниже устья р. Кыры-Ытыга; 4) Тыллах (обн. 17) – невысокие береговые скалы правого берега р. Юдомы ниже устья р. Тыллах.

Ранее [9] при обработке коллекций конца 80-х годов в ходе лабораторных исследований нами использовалась следующая методика. Для каждого обнажения произвольным образом отбиралась пилотная коллекция, объем которой составлял обычно 15–20% от общего числа образцов. Пилотная коллекция подвергалась детальному размагничиванию, на основании результатов которого выбирался оптимальный режим чистки, т.е. температура или величина переменного магнитного поля, при которых, как представлялось, в образце оставалась только характеристическая компонента. Затем выполнялась чистка всей коллекции при выбранном оптимальном режиме.

Выбор этой методики в то время диктовался отсутствием высокочувствительной и высокопроизводительной аппаратуры, низким качеством установок для размагничивания, ограничен-

Таблица 2. Палеомагнитные данные и полюсы, полученные для позднепротерозойских силлов, кандыкской и усть-кирбинской свит

Тип объектов	Номер. Объект/ / Координаты, град	Обра- ботка	N	Географическая система координат, град				Стратиграфическая система координат, град				γ/γ _c
				D	I	K	α ₉₅	D	I	K	α ₉₅	
Силлы и их обожженные контакты	1. Силл P/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	28	156	36	25.1	5.1	135	34	25.6	5.0	8.2/8.6
		II	19	165.1	39.5	27.4	6.5	139.4	41.5	24.3	6.9	
	2. Силл C/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	22	161	40	52.3	4.0	140	35	52.3	4.0	4.9/5.9
		II	20	158.2	44.2	62.3	4.2	134.8	37.6	62.3	4.2	
	3. Силл JU/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	16	160	39	30.5	6.0	137	36	30.7	6.0	6.2/9.6
		II	10	153.5	35.5	62.3	6.2	134.5	30.2	59.4	6.3	
	4. Силл S/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	21	160	38	114.9	2.8	141	33	114.9	2.8	2.9/4.4
		II	17	159.4	40.4	112.7	3.4	138.4	35.0	112.3	3.4	
	5. Силл I/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	14	157	40	33.1	6.5	135	36	33.6	6.5	7.0/8.6
		II	12	150.7	35.2	72.4	5.1	133.2	29.2	74.9	5.0	
	6. Силл 110/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	11	157	49	32.1	8.2	132	37	34.2	7.2	12.3/12.1
		II	12	165.1	38.6	20.2	9.9	145.5	31.7	21.7	9.5	
7. Силл G/ λ = 136.2; φ = 59.4	I	7	152	41	7.5	19.2	138	27	7.5	19.2		
	II				Нет новых данных							
8. Контакт K/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	21	159	42	46.7	4.1	137	34	47.8	4.0	1.7/7.2	
	II	16	160	40.4	56.9	4.9	138.8	33.2	41.4	5.8		
Алевролиты и песчаники кандыкской свиты	9. Точка 1998/ λ = 136.4; φ = 59.4	I		Нет старых данных								
		II	10	162.8	51.6	22.0	8.0	129.3	47.0	28.4	7.0	
	10. Точка 108/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	7	165	44	62.3	6.7	141	37	73.0	6.2	
		II		Нет новых данных								
	11. Точка 113/ λ = 136.4; φ = 59.4	I	3	121	12	52.8	18.0	147	36	88.5	15.2	
		II		Нет новых данных								
	12. Точка 125/ λ = 135.3; φ = 59.3	I	10	140	53	6.0	18.1	143	42	6.1	18.1	
		II		Нет новых данных								
	Среднее по объектам кандыкского возраста	I	11	153.0	40.2	31.2	8.3	138.7	35.2	266.7	2.8	1.6/5.1
		II	8	159.2	40.8	149.9	4.5	136.9	35.8	125.3	5.0	
	Средний полюс объектов кандыкского возраста	II	8		Φ = -3.1; Λ = 176.5; K = 167.3; A ₉₅ = 4.3							
	Алевролиты и глинистые алевролиты усть-кирбин- ской свиты	13. Кавалькан λ = 136.7; φ = 58.2	I	24	140.4	28.4	20.1	6.4	130.5	37.0	19.7	6.4
		II	8	136.8	43.5	57.6	7.4	125.9	29.0	52.7	7.7	
14. Кыры-Ытыга усть-кирбин- ской свиты	λ = 137.1; φ = 59.4	I	31	138.3	26.0	19.5	5.7	135.4	16.7	20.2	5.6	9.1/12.8
		II	8/12	140.8	26.6	44.0	5.2	139.5	20.3	43.2	5.2	
15. Северный Уй λ = 136.3; φ = 57.9	I		Не удалось определить направление характеристической компоненты									
	II	5/2	140.8	26.6	44.0	5.2	139.5	20.3	43.2	5.2		
Среднее по усть-кирбинской свите	I	2	139.3	27.2			133.2	26.9				
	II	3	140.9	35.6	80.7	13.8	133.0	26.1	105.5	12.1		
Средний полюс усть-кирбинской свиты	II	3		Φ = -8.1; Λ = 182.6; K = 142.1; A ₉₅ = 10.4								

Примечание. N – число образцов для обнажений или число обнажений для средних. Запись 8/12 (5/2) означает, что при расчете среднего направления были использованы 8 (5) “конечных направлений” и 12 (2) больших кругов; D, I, K, α₉₅ – параметры фишеровского распределения; γ – угловое расстояние между сравниваемыми векторами; γ_c – критический угол. Обработка: I – магнитная чистка при заданной температуре, выбранной по результатам детального размагничивания пилотной коллекция; II – детальное температурное размагничивание каждого образца с последующим расчетом компонент методом PCA. Φ, Λ – широта и долгота среднего палеомагнитного полюса; A₉₅ – радиус круга доверия; K – кучность; φ – широта; λ – долгота.

ным доступом к компьютерам, отсутствием компьютерных программ, реализующих передовые методы компонентного анализа.

Очевидно, что использовавшиеся нами аппаратура и методика могли давать положительный результат только в случае очень однородных коллекций, с простым компонентным составом намагниченности, при относительно низких разблокирующих температурах “загрязняющих” компонент. Результаты детальной чистки пилотных образцов давали некоторое основание полагать, что названные условия в целом соблюдены, однако полученных данных было явно недостаточно, чтобы утверждать это уверенно. При этом следует иметь в виду, что при анализе компонентного состава намагниченности реально могла быть использована только та часть пилотной коллекции, которая в процессе чистки не испытала сколько-нибудь значительных температурных изменений и подмагничиваний, таким образом, репрезентативность результатов детального размагничивания существенно уменьшалась. В последние годы появилась возможность на значительно более высоком уровне переизучить часть серых коллекций и с позиций современных требований оценить надежность полученных нами ранее результатов.

Лабораторные палеомагнитные исследования и первичная обработка результатов выполнялись в Палеомагнитных лабораториях Института физики Земли РАН (г. Москва) и Парижского института физики Земли в соответствии со стандартной методикой [17, 20, 27, 44], с использованием методических и программных достижений последних лет [23, 28, 29, 41].

Все образцы были подвергнуты детальной температурной чистке, которая выполнялась в большинстве случаев до температур 685–690°C. Число шагов чистки составляло обычно не менее 11–12, в ряде случаев детальной чистки еще более увеличивалась. Для размагничивания образцов использовались специальные немагнитные печи с величиной нескомпенсированного поля не более 5–10 нТ. Измерения остаточной намагниченности производились на криогенных магнитометрах фирм 2G Enterprises и STF. Все лабораторные процедуры выполнялись в помещении, экранированном от внешнего магнитного поля. Обработка измерений выполнялась при помощи пакета программ Р. Энкина [23]. При выделении компонент намагниченности использовался метод PCA [27]. При этом считалось, что компоненте намагниченности соответствует прямолинейный участок диаграммы Зийдервельда, подтвержденный не менее чем 3–4 точками.

Величина естественной остаточной намагниченности изученных силлов изменяется в пределах 1–15 А/м, кандыкских пород – $0.5\text{--}5 \times 10^{-3}$ А/м, усть-кирбинских – $1\text{--}12 \times 10^{-3}$ А/м. Магнитная восприимчивость силлов составляет обычно

$10\text{--}30 \times 10^{-3}$ СИ, кандыкских пород – $30\text{--}70 \times 10^{-6}$ СИ, усть-кирбинских – $15\text{--}110 \times 10^{-6}$ СИ.

Магнитные чистки

Силлы и приконтактные зоны. Детальные чистки подтверждают вывод [9] о двухкомпонентном составе естественной остаточной намагниченности пород силлов и обожженных контактов (рис. 3). Однако в отличие от результатов изучения пилотных коллекций массовые чистки показали, что в ряде случаев менее стабильная компонента может иметь заметно более широкий спектр разблокирующих температур, чем это предполагалось ранее – максимальные разблокирующие температуры этой близкой по направлению к современному магнитному полю компоненты могут составлять 500–520°C. Характеристическая компонента (ChRM), носителем которой, как это было показано в работе [9], является магнетит или близкий к нему по составу титаномагнетит, разрушается обычно в температурном интервале 420–580°C (см. рис. 3, А, В). В ряде образцов из приконтактных зон основная часть намагниченности, подобно тому, как это происходит у кандыкских пород, опробованных на значительном (сотни метров) удалении от контактов (см. рис. 3, Д), разрушается в интервале 320–360°C (см. рис. 3, Б). Разрушающаяся при этом компонента имеет то же направление, что и характеристические компоненты других образцов из приконтактных зон и силлов.

Кандыкская свита. Песчаники и алевролиты долины р. Май имеют только одну компоненту намагниченности, близкую по направлению к современному магнитному полю и обязанную своим происхождением, вероятно, частичному окислению пирита, присутствующего в этих породах в больших количествах [7].

На диаграммах Зийдервельда, построенных по результатам чисток алевролитов и песчаников из района урочища Суордоннах (см. рис. 3, Д), помимо низкотемпературной близкой по направлению к современному магнитному полю компоненты, уверенно выделяется линейный участок, отвечающий компоненте намагниченности, которая разрушается в интервале температур 300–360°C и с большой вероятностью связана с магнитными сульфидами железа, возможно, с пирротинном. Оставшаяся в этих образцах после чистки при $T = 380\text{--}400^\circ\text{C}$ намагниченность составляет обычно не более 15–20% от первоначальной и полностью разрушается при прогреве до температур 470–520°C. Эта намагниченность имеет в среднем такое же направление, что и “пирротинная” компонента (хотя и при заметно большем разбросе), и ее носителем могут являться мелкие однодоменные зерна магнетита, близкие по своему размеру к переходу в суперпарамагнитное состояние.

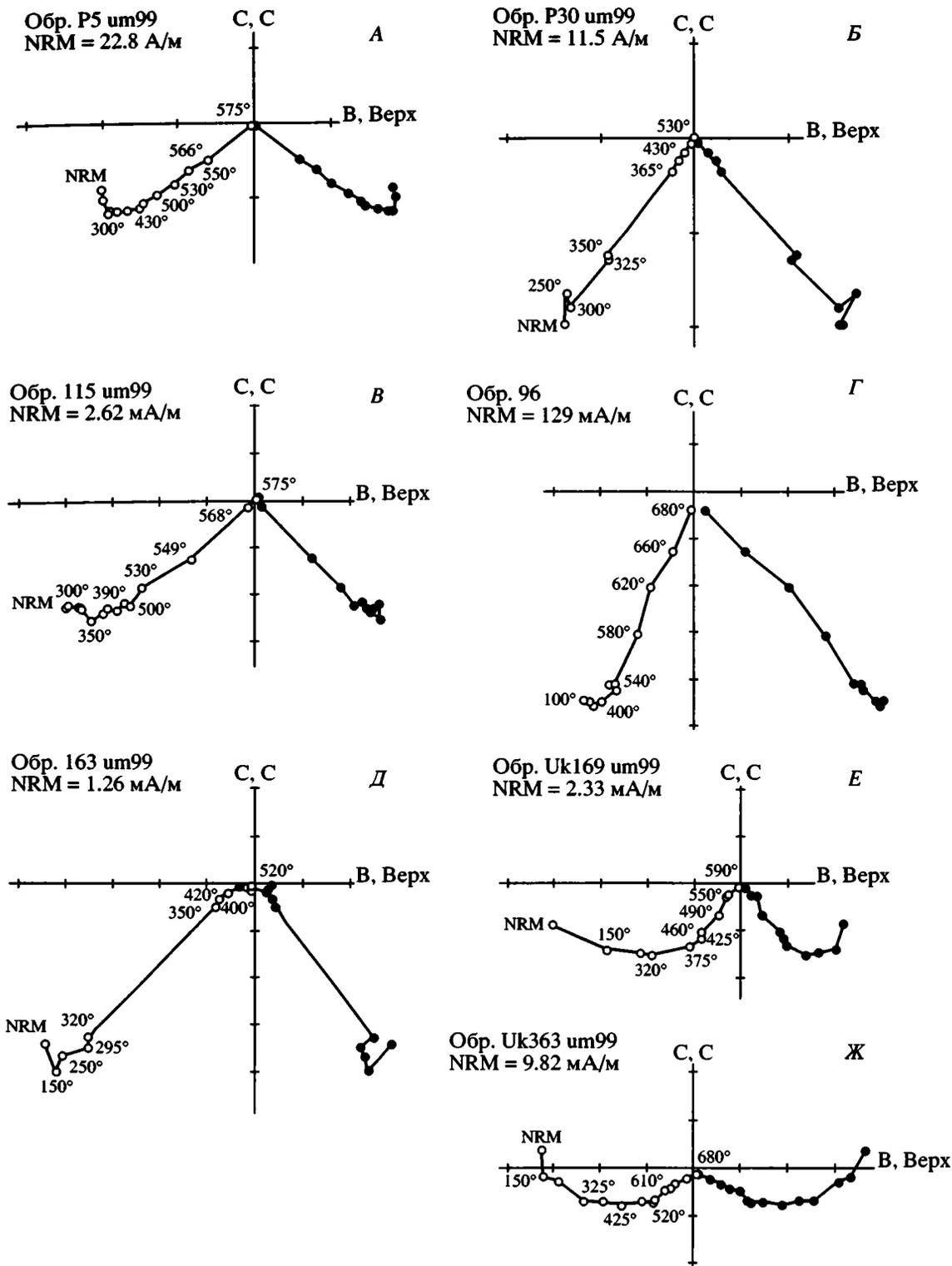


Рис. 3. Типичные диаграммы Зийдверельда для изученных пород: А, В – силлы; Б – обожженные породы из экзоконтакта; Д – породы кандыкской свиты, расположенные на расстоянии более ста метров от ближайшего силла; Г, Е, Ж – породы усть-кирбинской свиты из обнажений 14, 13, 15 соответственно.

Кружки: залитые – проекции вектора естественной остаточной намагниченности на горизонтальную плоскость, открытые – на вертикальную плоскость. Диаграммы приведены в стратиграфической системе координат.

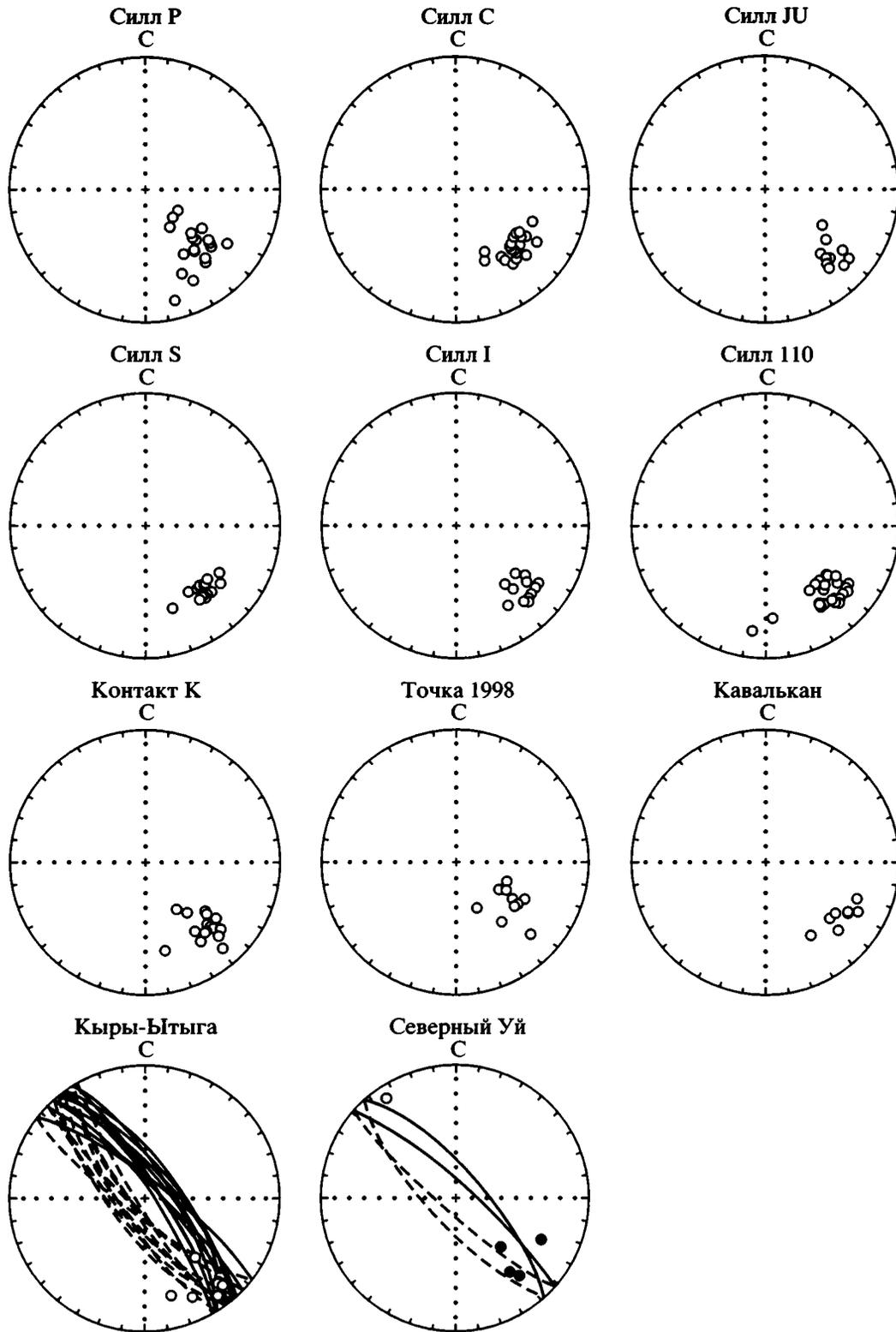


Рис. 4. Распределение векторов характеристической намагниченности в изученных обнажениях.

Кружки: заливые – проекции векторов характеристической компоненты на нижнюю полусферу, открытые – на верхнюю полусферу. Сплошными (пунктирными) линиями внутри стереограмм обозначены проекции больших кругов на нижнюю (верхнюю) полусферы. Стереограммы приведены в стратиграфической системе координат.

Усть-кирбинская свита. По поведению в процессе температурной магнитной чистки изученные породы усть-кирбинской свиты могут быть разделены на четыре группы. В первую группу входят образцы (обычно красного цвета, преимущественно из обнажений Кыры-Ытыга и Кавалькан), в которых ясно выделяются (см. рис. 3, Г, Е, Ж) две компоненты намагниченности: менее стабильная, разрушающаяся полностью при прогреве до 420–620°C, и характеристическая, максимальные разблокирующие температуры которой близки к точке Кюри гематита (в отдельных образцах – к точке Кюри магнетита). Менее стабильная компонента отличается крутым (обычно более 70°) наклоном, близка по направлению к меловым–кайнозойским направлениям магнитного поля Земли в районе работ и, вероятно, имеет соответствующий возраст.

Второй тип поведения демонстрируют образцы зеленоватых и серо-зеленых оттенков из обнажений Кыры-Ытыга и, отчасти, Северный Уй. Характер изменения вектора естественной остаточной намагниченности этих образцов недвусмысленно указывает на присутствие в них двух компонент намагниченности – менее стабильной и характеристической. Однако, в отличие от образцов первой группы, в рассматриваемых образцах в области температур 420–450°C начинаются хаотические изменения вектора естественной остаточной намагниченности, связанные, вероятно, с образованиями новых магнитных минералов, которые делают невозможным непосредственное определение характеристической компоненты. Тем не менее проекции векторов естественной остаточной намагниченности этих образцов на стереограмме (рис. 4) в процессе чистки образуют большие круги, которые, наряду с другими данными, могут быть использованы для расчета среднего направления характеристической намагниченности.

Третья группа включает образцы (главным образом из обнажения Тыаллах), в которых векторы естественной остаточной намагниченности ведут себя хаотично в процессе чистки. Четвертая группа характеризуется отсутствием какой-либо компоненты, помимо современной (меловой–кайнозойской). Эту группу образуют, главным образом, образцы из обнажения Северный Уй.

Анализ векторных распределений

Силлы, приконтактные зоны и кандыкская свита. В табл. 2 для ряда изученных обнажений приведены палеомагнитные направления, полученные нами ранее по результатам чисток коллекций при заранее выбранном оптимальном режиме, и новые данные о направлениях характеристических компонент намагниченности, рассчитанные с использованием метода PCA по результатам детальных чисток. Сравнение “старых” и “новых”

данных для всех переизученных силлов и приконтактных зон, выполненное с использованием метода МакФаддена–МакЭлхинни [29], указывает на отсутствие значимых различий между ними.

Из-за ограниченного числа имевшихся образцов нам удалось выполнить повторные исследования только для 7 из ранее изученных 11 объектов кандыкского возраста (см. табл. 2). Тем не менее результаты этих исследований достаточно красноречиво свидетельствуют, что полученные нами ранее оценки направлений характеристической намагниченности изученных пород статистически значимо не отличаются от определений, выполненных с использованием современных методических и аппаратных средств, и, таким образом, могут быть использованы для дальнейших палеомагнитных построений. Заметное различие кучностей средних направлений для “старых” и “новых” данных объясняется разным числом и разным структурным положением объектов, использованных для вычисления средних.

Доводы в пользу того, что выделенная в силлах и приконтактных зонах характеристическая компонента действительно отражает направление геомагнитного поля кандыкского времени, подробно рассмотрены в работе [9]. Здесь же мы их только кратко перечислим: 1) совпадение палеомагнитных направлений удаленных на десятки километров объектов; 2) совпадение палеомагнитных направлений обожженных и обжигающих пород; 3) совпадение палеомагнитных направлений одновозрастных субвулканических и осадочных пород; 4) совпадение палеомагнитных направлений, связанных с разными магнитными минералами; 5) доскладчатость выделенной компоненты; 6) отличие положения палеомагнитного полюса, соответствующего выделенной компоненте, от положения известных палеомагнитных полюсов более молодого возраста; 7) термоостаточная природа характеристической намагниченности силлов и приконтактных зон.

В пользу последнего говорят: 1) совпадение температурных спектров характеристической компоненты (ChRM) и лабораторной термоостаточной намагниченности после температур 420–450°C; 2) видимое отсутствие (при изучении под оптическим и электронным микроскопом) каких-либо других магнитных минералов помимо титаномагнетита. Приблизительно равная степень идиоморфизма клинопироксенов и титаномагнетитовых зерен, что указывает на магматическое происхождение последних; 3) явные признаки (наличие хлорит-серицитовых псевдоморфоз по кордиериту) высокотемпературного прогрева экзоконтактных пород; 4) характерная грануляционная структура титаномагнетитовых зерен, хорошо видная под электронным микроскопом. Такая структура, как показано в работе [2], возникает при глубоком окислении титаномагнетитов в высокотемпературных условиях; 5) наличие титаномагнетито-

Таблица 3. Палеомагнитные полюса Сибири, Лаврентии и Восточной Гондваны

№*	Возраст, млн. лет	Палеомагнитные полюсы				Источник	Опция полярности		
		Ф	Λ	N	A ₉₅		1	2	3
СИБИРЬ									
1	1035 ± 20	-22.5	230.4	4	2.5	[10]	N	N	S
2	1000–1030	-13.3	203.2	8	10.7	[11]			
3	950–1000	-3.1	176.7	3	4.3	Настоящая работа			
4	950(?)	-8.1	182.6		10.4				
5	V	-33	117	–	–	Гуревич, цитируемый в [39] [33]			
6	V–Є ₁	-38	165	–	–				
7	Є ₁	-45	159	–	–				
8	Є _{1,2}	-36	140	–	–				
ЛАВРЕНТИЯ									
1	1100–1110	44.8	192.2	3	27.3	[42]	N	S	N
2	1085–1100	32.9	179.7	6	7.4				
3	1050–1075	24.3	176.8	4	12.0				
4	1000–1020	9.2	164.6	6	16.1				
5	960–990	-23.1	147.8	3	26.8				
6	830 ± 50	10.5	148	2	–	[35]			
7	810 ± 40	-11	144	2	–				
8	780 ± 5	-5.5	138	4	6.1				
9	725 ± 5	5.9	162.4	2	–				
10	580 ± 20	-43.5	124.5	3	7.6				
11	Є ₁	-57.3	114.3	3	16.5				
ВОСТОЧНАЯ ГОНДВАНА (полюса приведены к современному положению Индийского кратона)									
1	1054 ± 14	61	22	1	12	[35]	N	S	N
2	720 ± 20	78.4	40	2	–				
3	V	55.6	226.0	5	9.2				
4	Є ₁	37.0	208.5	9	11.2				
5	Є ₂₋₃	12	206.5	5	14.8				

Примечание. №* – номера полюсов для соответствующих древних кратонов, представленные на кривой кажущейся миграции полюса (рис. 6, Б); Ф, Λ – широта и долгота среднего палеомагнитного полюса, град; A₉₅ – радиус круга доверия среднего палеомагнитного полюса, град; N – число полюсов, использованных при осреднении; опции полярности: 1 – общепринятая (N – приведенные в таблице цифры соответствуют северному полюсу); 2 – предполагающая изменение полярности палеомагнитных направлений для Лаврентии и Восточной Гондваны (S – приведенные в таблице цифры соответствуют южному полюсу); 3 – предполагающая изменение полярности палеомагнитных направлений Сибири. Прочерк – нет данных.

вых зерен с решеткой распада, ширина ламелл в которой составляет около 0.5 мкм. Такие ламелли, согласно [3], возникают при высокотемпературном распаде с окислением при T = 800°C.

К сожалению, мы не имели возможности выполнить тест конгломератов, поскольку встречающиеся на территории Учуро-Майского района гальки, образовавшиеся при размыве позднерифейских силлов, в изученных нами обнажениях отсутствуют.

Поскольку полученные нами в ходе детальной магнитной чистки и компонентного анализа дан-

ные подтверждают валидность результатов, опубликованных в работе [9], мы могли бы взять для дальнейших построений палеомагнитный полюс, приведенный в этой работе. Однако нам представляется методически более правильным использовать палеомагнитный полюс, целиком основанный на данных детальной магнитной чистки (см. табл. 2).

Усть-кирбинская свита. В трех из четырех изученных обнажений усть-кирбинской свиты удалось определить направление древней компоненты намагниченности (см. табл. 2). В обнажениях

Кыры-Ытыга и Северный Уй из-за малого числа полученных “конечных направлений” для вычисления средних направлений был применен метод П. МакФаддена [28], подразумевающий использование больших кругов, т.е. той информации, которая была получена по образцам второй группы (см. раздел “магнитные чистки”).

Геологическая ситуация не предоставляет возможности для выполнения прямых тестов, позволяющих судить о времени формирования намагниченности. Тем не менее имеется некоторое количество косвенных доводов, говорящих в пользу первичности выделенной компоненты. Во-первых, это выдержанность направления характеристической компоненты (ChRM) на большом расстоянии; во-вторых – отличие рассчитанного полюса от известных более молодых полюсов; в-третьих – независимость направления характеристической компоненты от магнитной минералогии. Сходство полученных направлений с палеомагнитными направлениями близких по возрасту магматических пород (вышеописанных силлов) также может рассматриваться в качестве довода в пользу первичности характеристической компоненты изученных пород усть-кирбинской свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вместе с опубликованными ранее [10, 11] полюсами малгинской свиты и лахандинской серии палеомагнитные полюсы, полученные в настоящей работе, образуют последовательность палеомагнитных полюсов, которая характеризует дрейф Сибирской платформы в интервале времени 1070–1030 (1000–940) млн. лет. В это время согласно, [22, 26], практически все континентальные массы были объединены в составе суперконтинента Родиния и должны были испытывать согласованные перемещения, фиксируемые (в благоприятных случаях) палеомагнитной записью. Если гипотеза о существовании Родинии верна, то в случае совмещения блоков древней континентальной коры в той конфигурации, в которой они входили в состав суперконтинента, кривые кажущейся миграции полюсов этих блоков для рассматриваемого времени должны совпасть [17] или, по крайней мере, учитывая возможные неточности в определении положения полюсов и их возраста, оказаться в одной и той же области земной поверхности.

Полученные нами результаты позволяют дополнить сравнение сибирской кривой кажущейся миграции полюса с имеющимися аналогичными данными по Лаврентии и Гондване. В табл. 3 приведены последовательности сибирских, лаврентийских и восточногондванских полюсов, использованные в нашем анализе. Полюсы Восточной Гондваны взяты целиком из работы [35]. В сводку по Лаврентии, помимо данных [35], для

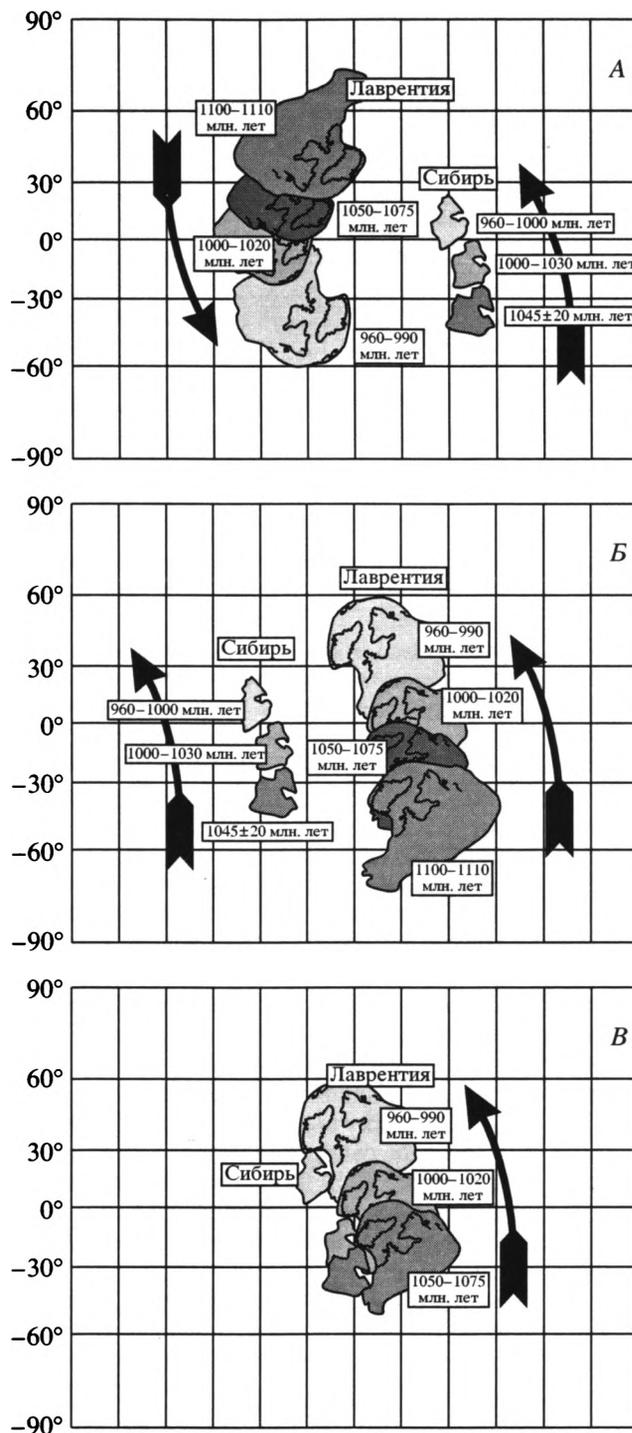


Рис. 5. Перемещение Сибири и Лаврентии 1100–950 млн. лет назад: А – при традиционном выборе полярности [39, 42]; Б – при выборе полярности протерозойских палеомагнитных направлений согласно Дж. Парку [31]; В – реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии 1100–950 млн. лет назад.

интервала времени 1100–980 млн. лет вошли также данные, полученные осреднением полюсов из недавно опубликованной работы А. Вэйла с соавторами [42]. Сибирская последовательность по-

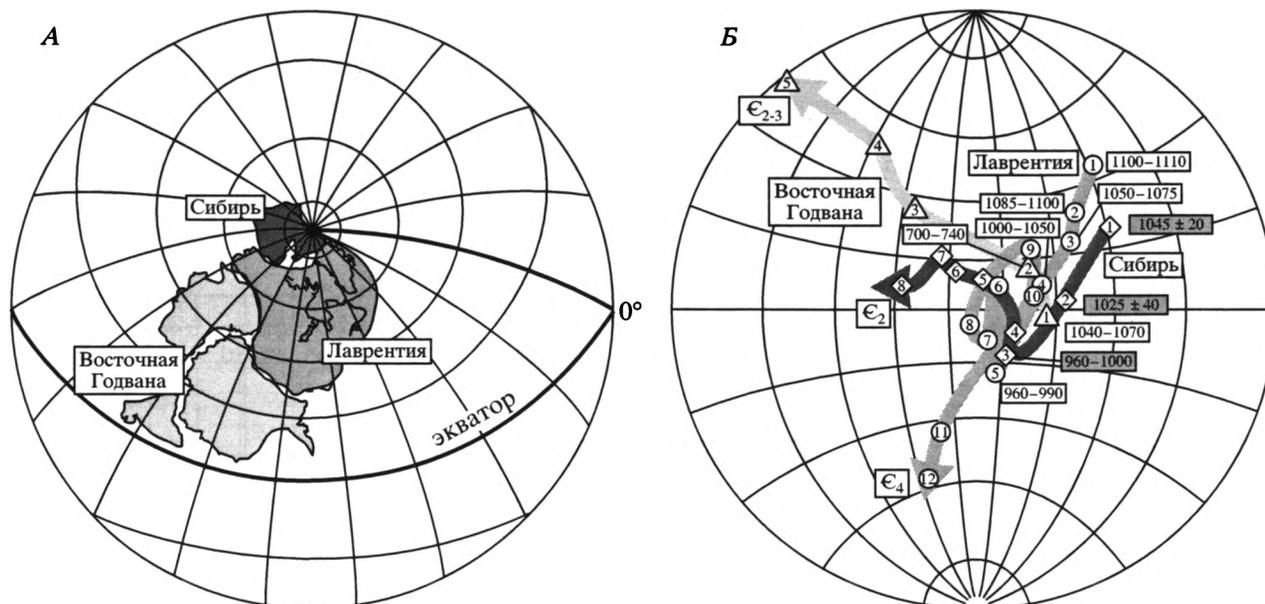


Рис. 6. А – реконструкция взаимного положения Сибири, Лаврентии и Восточной Гондваны 1100–950 млн. лет назад (показано относительно современного положения Лаврентии); Б – кривые кажущейся миграции полюса Сибири, Лаврентии и Восточной Гондваны.

Кривые Сибири и Восточной Гондваны повернуты согласно табл. 4.

Цифры в прямоугольниках – возраст полюсов времени в млн. лет. Цифры в кружках, ромбиках и треугольниках – номера полюсов из табл. 3.

люсов образована рифейскими полюсами Учуро-Майского района [10, 11], вендским полюсом Е.Л. Гуревича [39] и ранне-среднекембрийскими полюсами из работы С.А. Писаревского с соавторами [33].

В опубликованной литературе неоднократно обсуждалась проблема выбора полярности докембрийских палеомагнитных направлений Лаврентии, Восточной Гондваны и Сибири [10, 11, 13, 25, 31, 37, 38]. Поскольку выбор полярности определяет, в южном или северном полушарии находился в рассматриваемый промежуток времени данный кратон, важность этого вопроса для палеогеографических и палеотектонических реконструкций очевидна. Суть проблемы состоит в том, что из-за имеющихся на сегодняшний день значительных пробелов в кривых кажущейся миграции полюсов существуют определенные сомнения относительно правильности принятых в настоящее время большинством исследователей опций полярности.

Ранее нами было показано [11], что имеющиеся для Сибири и Лаврентии палеомагнитные данные для интервала времени 1020–1100 млн. лет могут быть согласованы в рамках гипотезы единого суперконтинента только в случае пересмотра общепринятой опции полярности позднепротерозойских палеомагнитных направлений либо Лаврентии, либо Сибири. Полученный в настоящей работе результат подтверждает этот вывод. Действительно, как видно из рис. 5А, если мы со-

гласимся с принятой большинством исследователей [35, 40, 42] опцией полярности (см. табл. 3, опция 1), тогда, исходя из приведенных в таблице данных, нам следует поместить Лаврентию и Сибирь в конце мезопротерозоя (1050–1100 млн. лет) в разные полушария и принять, что в последующем, по крайней мере до 940–1000 млн. лет, они перемещались несогласованно, более того, в противоположных направлениях (см. рис. 5А). Напротив, пересмотр выбора полярности палеомагнитных направлений либо для Сибири (см. табл. 3, опция 3), либо для Лаврентии (см. табл. 3, опция 2), во-первых, обеспечивает согласованное движение этих кратонов в период времени 1050–1100 (940–1000) млн. лет (см. рис. 5Б) и, во-вторых, позволяет объединить их в той конфигурации, которая уже предлагалась Рэйнбердом с соавторами [36] независимо от палеомагнитных данных (см. рис. 5В).

В данной работе мы предпочитаем изменить полярность позднекембрийских палеомагнитных направлений Лаврентии, поскольку к настоящему времени накопилось уже заметное количество данных [19, 31, 37, 38], подтверждающих справедливость этого выбора. Исходя из сделанного выбора полярности, мы можем сравнить кривые кажущейся миграции полюсов Сибири, Лаврентии и Восточной Гондваны после совмещения соответствующих кратонов в составе единого суперконтинента. Взаимное положение Лаврентии и Восточной Гондваны мы оставляем та-

Таблица 4. Эйлеровские полюсы

№	Поворот	Ф	Λ	Угол вращения	Источник
1.	Сибири к Лаврентии	78°	111°	148°	Настоящая работа
2.	Восточной Гондваны к Лаврентии	-56°	339°	-166°	[35]
3.	Антарктиды к Индии	-4.22°	17.14°	92.45°	[34]
4.	Австралии к Индии	-14.79°	15.35°	64.75°	[34]

Примечание. Реконструкция взаимного положения Сибири, Лаврентии и Восточной Гондваны выполнялась путем поворота Сибири и Восточной Гондваны к Лаврентии вокруг эйлеровских полюсов 1 и 2. Реконструкция Восточной Гондваны выполнена путем поворота Австралии и Антарктиды к Индии вокруг эйлеровских полюсов 3 и 4. См. примечания к табл. 3.

ким же, как это было предложено в работах [22, 26, 30, 35], а Сибирь совмещаем с Лаврентией так, как это было сделано нами ранее на основании данных по малгинской свите и лахандинской серии [10, 11, 25]. Отметим, что данные по уйской серии, представленные в настоящей работе, подтверждают возможность такого взаимного положения Сибири и Лаврентии (рис. 6).

На рис. 6А представлено совмещение восточногогондванских кратонных блоков и Сибири с Лаврентией, находящейся в современном ее положении. Соответствующие полюсы вращения представлены в табл. 4. Как видно на рис. 6Б, палеомагнитные полюсы Лаврентии, Сибири и Восточной Гондваны для интервала времени 1050–1100 (940–1000) млн. лет попадают в одну и ту же область земного шара, а соответствующие участки кривых кажущейся миграции полюсов Сибири и Лаврентии практически идеально повторяют друг друга. Таким образом, палеомагнитные данные, имеющиеся на настоящий момент для Лаврентии, Восточной Гондваны и Сибири, недвусмысленно (имея в виду сказанное выше о выборе полярности) поддерживают гипотезу о существовании позднепротерозойского суперконтинента Родиния. Следует отметить, однако, что, согласно нашим результатам, Сибирь должна была быть причленена к северным территориям Лаврентии не своей северной стороной, как это предполагалось в реконструкциях И. Дилла, П. Хоффмана и др. [21, 22, 25, 32, 40], а южной-юго-восточной, как это предложено Р. Рэйнбердом с соавторами [36].

На рис. 7 приведено взаимное положение Сибири, Лаврентии и Восточной Гондваны 1000–1020 млн. лет назад. Эта реконструкция построена в предположении, что приведенные в табл. 3 полюсы следует рассматривать согласно опции 2, т.е. изменяя полярность палеомагнитных направлений Лаврентии и Восточной Гондваны и оставляя общепринятую полярность для Сибири. В то же время мы не можем полностью исключить вероятность того, что по мере накопления новых данных (в частности, по позднему рифею и раннему венду Сибири) возникнет необходимость изменения палеомагнитных направлений

Сибири, а не Лаврентии. В этом случае взаимное положение показанных на рис. 7 кратонов не изменится, произойдет лишь симметричное отражение представленной реконструкции относительно экватора.

Благодарности. Исследования, результаты которых представлены в настоящей статье, были начаты, в значительной степени, благодаря исключительно плодотворным дискуссиям с А. Проккопьевым (Якутский институт геологии), проходившим в течение нескольких дней в ожидании самолета в аэропорту пос. Усть-Мая в августе 1986 г. Впоследствии А. Проккопьев передал нам реконструируемую коллекцию образцов позднепротерозойских силлов и кандыкских пород долины р. Юдома, обработка которой подтвердила перспективность этих объектов для палеомагнитных исследований. Авторы благодарят дирекцию Парижского института физики Земли, предоставившую возможность выполнить термомагнит-

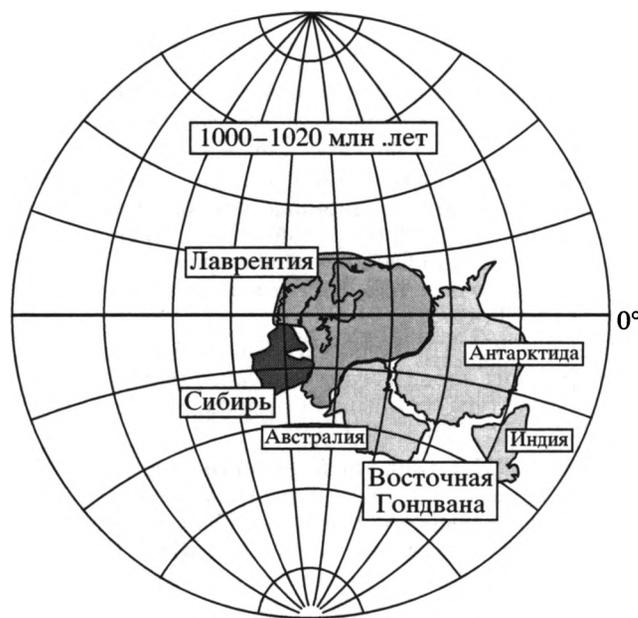


Рис. 7. Реконструкция географического положения Сибири, Лаврентии и Восточной Гондваны 1000–1020 млн. лет назад.

ную чистку образцов на аппаратуре палеомагнитной лаборатории этого института, и Р. Энкина (Геологическая служба Канады), безвозмездно передавшего пакет созданных им компьютерных палеомагнитных программ, а также М.А. Семихатова за многочисленные и очень полезные консультации. Реконструкции палеогеографического положения Лаврентии, Сибири и Восточно-гондванских кратонных блоков выполнялись с использованием программы GMAP, созданной Т. Торсвиком и М. Сметарсом. Работы были проведены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты № 98-05-65082 и 99-05-64054.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.Р., Каминский Ф.В. Проявления позднерифейского траппового магматизма на востоке Алданского щита // Сов. геол. 1971. № 8. С. 164–167.
2. Васильев И.М., Овчинников Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н. Рb-Рb возраст известняков малгинской свиты, среднерифейская керпыльская серия, Восточная Сибирь // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000.
3. Ганеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура природных гетерофазноокисленных титаномагнетитов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 4. С. 100–104.
4. Ганеев А.К., Цельмович В.А. Стадии окисления титаномагнетитовых зерен в изверженных породах // М., 1988. С. 21. Деп. в ВИНТИ 21.02.1989. № 1331-B89.
5. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 39–49.
6. Илюхин Л.Н., Гудзенко В.Т. Литология, минералогия и постседиментационные преобразования отложений позднепротерозойского возраста юго-восточной части Сибирской платформы // Литология и осадочная геология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1973. С. 91–93.
7. Павлов В.Э. Природа магнетизма битуминозных рифейских пород Учуро-Майского района // Тонкая структура геомагнитного поля. М.: Изд-е ИФЗ АН СССР, 1986. С. 171–180.
8. Павлов В.Э. Оценка возможности относительных перемещений Майской плиты и Юдомо-Майской складчато-глыбовой области // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: Изд-е ВНИГРИ, 1988. С. 100–104.
9. Павлов В.Э., Бураков К.С., Журавлев Д.З., Цельмович В.А. Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка напряженности геомагнитного поля в позднем рифее // Изв. АН. Физика Земли. 1992. № 2. С. 92–101.
10. Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1999. № 6. С. 16–28.
11. Павлов В.Э., Галле И., Шаццлло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Физика Земли. 2000. № 8. С. 23–34.
12. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 220 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 243).
13. Родионов В.П. Палеомагнетизм верхнего докембрия и нижнего палеозоя района р. Уджа // Палеомагнитные методы в стратиграфии. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 18–28.
14. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 213 с.
15. Ставцев А.Л. Механизм образования складчатых и разрывных структур Южного Приверхояня // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200. № 6. С. 1411–1414.
16. Ставцев А.Л. О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон обрамления древних платформ // Геология рудных месторождений. 1976. Т. 18. № 1. С. 29–45.
17. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. С. 312.
18. Шанин Л.Л., Аракелянц М.М., Пупырев Ю.Г., Колесников А.Г. Новая модель металлической установки для работ по калий-аргоновому датированию // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 43–50.
19. Clark D.A. New Permian, Silurian and Devonian poles from the Lolworth-Ravenswood block, North Queensland – implications for the Paleozoic APWP of Gondwana land // Abstracts. 8th Scientific Assembly of IAGA with ICMA. Upsala, 1997. P. 53–54.
20. Collinson D. Paleomagnetism. Cambridge: Cambridge University Press, 1980. 521 p.
21. Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia-Siberia connection revisited // Geology. 1994. Vol. 22. P. 168–170.
22. Dalziel I.W.D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991. Vol. 19. P. 598–601.
23. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
24. Fletcher I.R., Rosman K.J.R. Precise determination of initial ϵ_{Nd} from Sm-Nd isochron data // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 72–74.
25. Gallet Y., Pavlov V.E., Semikhatov M.A., Petrov P.Yu. Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: Paleogeographic implications and magnetic field behaviour // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. B7. P. 16 481–16 499.
26. Hoffman P.F. Did the break-out of Laurentia turn Gondwana inside-out? // Science. 1991. Vol. 252. P. 1409–1412.
27. Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.

28. *McFadden P.L.* The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. Vol. 87. P. 53–58.
29. *McFadden P.L., McElhinny M.* Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol. 103. P. 725–729.
30. *Moore E.M.* Southwest US – East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 425–428.
31. *Park J.K.* Paleomagnetic constraints on the position of Laurentia from middle Neoproterozoic to Early Cambrian times // *Precambrian research*. 1994. Vol. 69. P. 95–112.
32. *Pelechaty S.M.* Stratigraphic evidence for the Siberia-Laurentia connection and Early Cambrian rifting // *Geology*. 1996. Vol. 24. № 8. P. 719–722.
33. *Pisarevsky S.A., Gurevich E.L., Khramov A.N.* Paleomagnetism of Lower Cambrian sediments from the Olenek river section (northern Siberia): paleopoles and the problem of magnetic polarity in the Early Cambrian // *Geophys. J. Int.* 1997. № 130. P. 746–756.
34. *Powell C.McA., Roots S.R., Veevers J.J.* Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155. P. 261–263.
35. *Powell C., Li Z., McElhinny M., Meert J., Park J.* Paleomagnetic constraints on timing of Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 889–892.
36. *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I.* U-Pb geochronology of Riphean supracrustal rocks from south-east Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1998. Vol. 164. P. 409–420.
37. *Schmidt P.W., Clark D.A.* Late Proterozoic and Late Paleozoic reconstructions: Rodinia to Rangaea // *Abstracts. 8th Scientific Assembly of IAGA with ICMA*. Upsala, 1997. P. 54.
38. *Schmidt P.W., Morris W.A.* An alternative view of the Gondwana Paleozoic apparent polar wander path // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1977. Vol. 14. P. 2674–2678.
39. *Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Palaeozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // *Earth Science Reviews*. 1998. Vol. 43. P. 1–24.
40. *Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J.* Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Science Reviews*. 1996. Vol. 40. P. 229–258.
41. *Torsvik T.H., Smethurst M.A.* Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // *Computers and Geosciences*. 1999. Vol. 25. № 4. P. 395–402.
42. *Weil A., Van der Voo R., McNiocail C., Meert J.* The proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma // *Earth Planetary Science Letters*. 1998. Vol. 154. P. 13–24.
43. *York D.* Least squares fitting of straight line // *Canad. J. Phys.* 1966. Vol. 44. P. 1079–1086.
44. *Zijderveld J.D.A.* A. C. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in paleomagnetism* / Eds. Collinson D.W., Creer K.M. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Рецензенты: Г.З. Гурарий, В.И. Коваленко

The Ui Group and Late Riphean Sills in the Uchur-Maya Area: Isotopic and Paleomagnetic Data and the Problem of the Rodinia Supercontinent

V. E. Pavlov*, Y. Gallet**, P. Yu. Petrov***, D. Z. Zhuravlev****, and A. V. Shatsillo*

*Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia

**Paris Institute of Physics of the Earth, National Research Center, 4, Place Jussieu, 75252, Paris, France

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

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

Abstract—Detailed paleomagnetic studies of the Ui Group of sedimentary rocks and Late Riphean basic sills from the Yudoma-Maya zone of the Uchur-Maya area have been performed. The Sm-Nd and K-Ar radiometric ages of the sills were determined. A high-confidence paleomagnetic pole was obtained for the Siberian craton corresponding to an age value of 942 ± 19 Ma. Along with the previously obtained paleomagnetic poles for the Kerpyl' and Lakhanda groups of the Uchur-Maya area, the new pole makes up a segment of the apparent pole wander path describing the paleogeographic position and the drift of the Siberian craton during the time interval between 1070–1030 and 1000–950 Ma. A comparison between the new segment and the respective paths for Laurentia and East Gondwana suggests that these cratons might have been parts of one supercontinent only if the generally accepted option of the polarity of Precambrian paleomagnetic directions is revised for Laurentia (and East Gondwana) or Siberia. The use of the polarities of the paleomagnetic directions proposed in [31, 37, 39] suggests that the paleomagnetic poles of the reviewed cratons fall into one and the same region of the globe after the matching of East Gondwana with Laurentia in accord with the classical configuration of Rodinia and connecting the SSW portion of Siberia with the northern part of Laurentia. In such a configuration, the respective segments of the apparent polar wander paths for Siberia and Laurentia virtually repeat one another, this supporting the view that these cratons belonged to the same supercontinent during the Middle and Late Proterozoic.

УДК 551.242.11/551.14(571.5)

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ГЕОДИНАМИКА РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

© 2002 г. В. В. Ярмолюк¹, В. И. Коваленко¹, Е. Б. Сальникова², С. В. Будников¹,
В. П. Ковач², А. Б. Котов², В. А. Пономарчук³

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
109017, Москва, Старомонетный пер., 35

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034, Санкт-Петербург, наб. Макакрова, 2

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

Поступила в редакцию 22.05.2001 г.

Монголо-Забайкальская раннемезозойская магматическая область представляет крупный (1500 × 800 км²) зонально-симметричный ареал магматических пород, возникший на западном окончании Монголо-Охотского пояса. Ее ядро образует крупный Хентей-Даурский батолит, а по периферии распространены вулканические и plutonic породы субщелочного и щелочного рядов, в том числе комендиты, щелочные и литий-фтористые граниты.

Выполнено U-Pb датирование пород батолита, результаты которого свидетельствуют о его формировании между 225 и 195 млн. лет тому назад. По данным U-Pb, Rb-Sr, ³⁹Ar-⁴⁰Ar и K-Ar методов в том же возрастном интервале образовались породы периферических зон магматического ареала. Впервые в строении магматического ареала в районе Жанчивланского массива выявлены плагтиграниты с возрастом 207 млн. лет. В соответствии с результатами изотопно-геохимических исследований в образовании пород магматической области участвовали мантийные и коровые источники расплавов. Батолитовое ядро ареала, а также лейкограниты, в том числе граносиениты, литий-фтористые и некоторые щелочные граниты периферических зон возникли при ведущей роли корового анатексиса. Мантийные источники расплавов установлены для бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций и ряда щелочных гранитов. Жанчивланские плагтиграниты возникли в субдукционных условиях при плавлении океанической коры, предположительно индосинид. Предложена модель формирования магматического ареала, учитывающая, во-первых, условия коллизии континентальных бортов Джаргалантуинского прогиба с полным субдукционным поглощением его океанического основания и, во-вторых, несомненное влияние на процессы магмообразования мантийного плюма. Предполагается, что под влиянием мантийного плюма в зоне столкновения континентальных бортов прогиба произошло плавление коры и образование батолита, а за пределами зоны коллизии по всей периферии магматической области проявились процессы рифтогенеза и мантийного магмообразования.

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении всего фанерозоя территория южного складчатого обрамления Сибирской платформы, выделяемая также как Центрально-Азиатский складчатый пояс, служила ареной интенсивного континентального магматизма. Здесь возникли крупные разновозрастные вулканоплутонические пояса Андийского типа, ряд крупнейших в мире батолитов, рифтовые зоны и их системы, области ареального (внутриплитного) магматизма [37]. Разновозрастные магматические ареалы накладывались один на другой, в результате чего в регионе возникла сложная по структуре полихронная магматическая провинция [37].

В последние годы в регионе был выполнен ряд принципиально новых для него геохронологичес-

ких и изотопно-геохимических исследований, в результате которых стало очевидно, что традиционно сложившиеся для этой территории схемы магматизма и магматического районирования, а также реконструкции обстановок проявления магматической активности нуждаются в существенной корректировке. Стало также очевидно, что решение современных проблем геологии региона связано с возрастным, базирующимся на геохронологических данных, расчленением проявлений магматической активности, а также с соответствующим уточнением специфики состава пород и строения разновозрастных магматических областей и, в конечном итоге, с расшифровкой геодинамических причин магматической активности и определением источников магматических расплавов. Как пример возросших сложностей в изу-

чении магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса можно указать его Забайкальский сегмент, где в результате геохронологических исследований пород Ангаро-Витимского батолита было установлено, что основной объем магматических пород этой территории (более 80% ее площади) сформировался в сравнительно узком интервале времени между 310 и 180 млн. лет тому назад [31]. При этом возникло два гигантских батолита (Ангаро-Витимский и Хентей-Даурский) и большое разнообразие магматических пород, объединяемых в многочисленные магматические комплексы. В статье на основе новейших геохронологических и изотопно-геохимических данных рассмотрены основные возрастные и структурные закономерности проявления раннемезозойского континентального магматизма в пределах Монголо-Забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса, приведены изотопно-геохимические характеристики источников магматических расплавов и на этой основе дана геодинамическая реконструкция глубинных процессов, вызвавших и контролировавших магматическую активность области.

КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса раннемезозойские магматические образования распространены на огромной территории, ограниченной на западе хребтами Горного и Монгольского Алтая и на востоке хребтами Большого Хингана и Станового нагорья [6, 37]. Геологическую основу территории определяют раннекаледонские тектонические структуры, широким поясом обрамляющие с юга Сибирскую платформу и включающие срединные массивы (микроконтиненты) докембрийской коры, а также пояс герцинских структур, окаймляющий область каледонид с запада и юга. В свою очередь, в юго-восточной части территории герциниды сменяются зоной развития более молодых складчатых комплексов, относимых к индосинидам. Важным структурным элементом территории, без которого невозможно рассматривать геодинамические проблемы раннего мезозоя, является Монголо-Охотский морской бассейн. Его представляют (с запада на восток) позднепермские–раннетриасовые образования Джаргалантуинского прогиба (Северо-Восточная Монголия), триасовые и юрские морские толщи Агинского поля, а также узкая полоса выходов раннемезозойского Береинского габбро-плагиогранитного (островодужного) комплекса вдоль Монголо-Охотского шва. Предполагается, что структуры Монголо-Охотского прогиба отвечают реликтам поглощенного при раннемезозойской коллизии в зонах субдукции океанического бассейна, масштабы которого оцениваются по-разному [3, 7, 46]. Свидетельством океанической природы прогиба, по крайней

мере, в начале позднего палеозоя являются девонские и каменноугольные офиолиты Агинского поля, а также турбидитовые островодужные комплексы Ононской зоны [4].

Раннемезозойская магматическая провинция Центрально-Азиатского складчатого пояса объединяет несколько крупных магматических областей (рис. 1) – Яньшанскую, трассирующую пояс индосинид Солонкерской зоны и вытянутую вдоль границы складчатого пояса с Северо-Китайским кратоном, Алтае-Саянскую, охватывающую северо-западную Монголию и прилегающие территории Горного Алтая и Тувы, и Монголо-Забайкальскую, расположенную в восточной части складчатого пояса. Эти области различаются составом и строением магматических ассоциаций и геодинамическими обстановками проявления магматизма.

В статье приведена характеристика Монголо-Забайкальской области (рис. 2). Ее площадь составляет более 1500 × 800 км². Она охватывает территорию Восточной Монголии и южную часть Западного Забайкалья, в том числе бассейны рек Джиды, Уда и Витимское плоскогорье. Особенности структуры области неоднократно описывались в литературе [6, 7, 10, 11, 16, 19, 21]. Для нее характерно зонально-симметричное распределение магматических комплексов относительно западного окончания Монголо-Охотского прогиба. Такое размещение магматических образований послужило основанием для представлений о связи магматизма с раннемезозойскими (индосинийскими) коллизионными процессами между Северо-Азиатским и Сино-Корейским континентами [7, 10].

В структурном отношении магматический ареал был связан с горной областью, орографические элементы которой также характеризовались зонально-концентрическим распределением при общей вытянутости в северо-восточном направлении [19, 20]. Ее центральную часть образовывало крупное Хентей-Даурское сводовое поднятие, протянувшееся на 1000 км при ширине 400–500 км. Это поднятие обрамлялось зонами прогибов дифференцированного строения, определяемого чередованием грабенов и разделяющих их относительно небольших поднятий. С северо-запада и севера Хентей-Даурский свод ограничивался структурами Орхонского, Черноярского и Ингодинского прогибов, выполненных континентальными терригенными и вулканогенными образованиями. Юго-восточной границей Хентей-Даурского поднятия служила узкая зона Джаргалантуинского морского прогиба, завершившего развитие к началу позднего триаса, то есть к началу формирования сводового поднятия. За ней располагалась широкая (до 150 км) Дашибалбаро-Северо-Чойбалсанская система мелких линейных прогибов, сложенных грубообломочными молассоидными, а также вулканическими толщами. С запада сво-

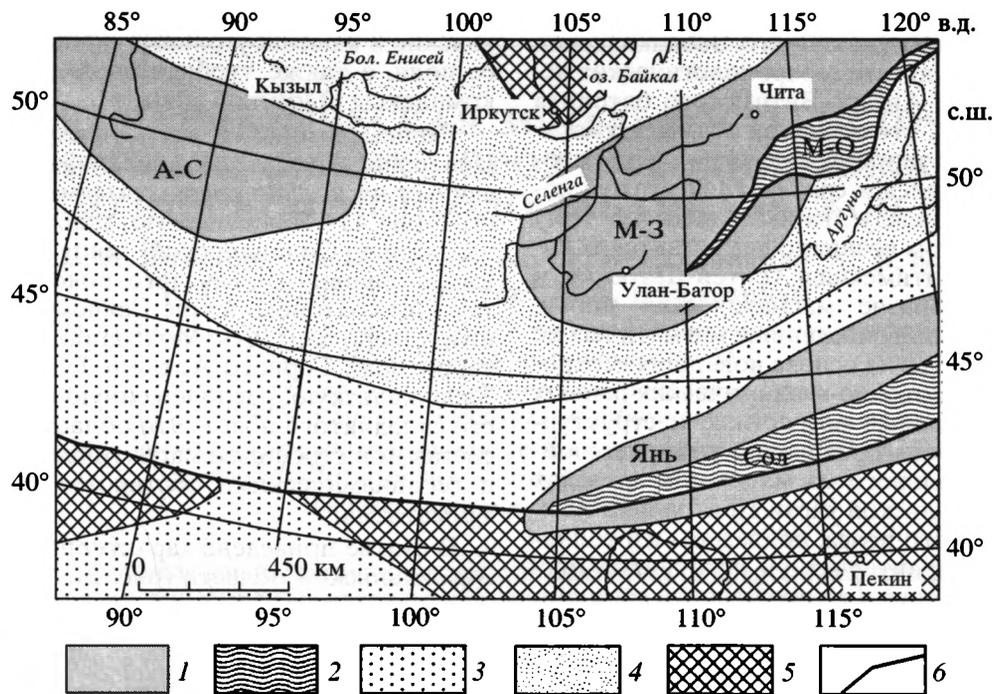


Рис. 1. Схема размещения областей раннемезозойского континентального магматизма в структурах Центральной Азии.

1 – магматические области; 2–5 – геологические структуры: 2 – индосинид, 3 – герцинид, 4 – каледонид, 5 – докембрийских платформ; 6 – границы геологических структур.

Раннемезозойские магматические области: А-С – Алтае-Саянская, М-З – Монголо-Забайкальская, Янь – Яньшаньская и морские прогибы: М-О – Монголо-Охотский, Сол – Солонкерский.

довое поднятие ограничивалось поясом разломов северо-западного простирания и связанных с ними небольших прогибов типа Их-Хаирханского, выделяемых также как Хархоринский структурный порог [19].

Распределение магматических образований в пределах Монголо-Забайкальской магматической области хорошо согласуется с ее структурным каркасом. Так, ядро магматической области, представленное Хентейским или Хентей-Даурским батолитом, совпадает с Хентей-Даурским сводовым поднятием. Батолит объединяет большую группу крупных плутонов, в составе которых ведущую роль играют гранодиориты и нормальные биотитовые граниты. Кроме того, в краевых участках батолита распространены лейкограниты, в том числе литий-фтористые, образующие сравнительно небольшие единичные массивы. Оценки возраста пород батолита варьируют в интервалах от триаса – ранней юры до раннего карбона – поздней юры и в основном базируются на традиционных представлениях о геологии региона и достаточно противоречивых данных К-Аг датирования [1, 10].

Внешние зоны Монголо-Забайкальского ареала, выделяемые также как зоны распыленного магматизма [7, 10, 16, 19], совпадают с поясами крупных прогибов, обрамляющих Хентей-Даур-

ское сводовое поднятие. Они характеризуются развитием относительно небольших, часто гипабиссальных массивов гранитоидов и полей вулканических пород преимущественно субщелочного и щелочного ряда. Геологический объем зон распыленного магматизма трактуется достаточно широко, и, в частности, в их строение включаются [16] магматические комплексы проблемного возраста (например, в северо-западной части области селенгинский и бичурский комплексы), заведомо обособленные во времени [2] от ассоциаций, наиболее типичных для раннемезозойского ареала. Не всеми исследователями разделяются также представления о связи этих зон с геологическим развитием магматической области. Так, Западно-Забайкальская зона (северо-западное обрамление батолита) включалась в состав протяженного пермо-триасового Северо-Монгольского-Забайкальского щелочно-гранитоидного пояса, время формирования которого явно превосходило возрастные рамки раннего мезозоя [3, 5]. Точно так же, из-за отсутствия строгих возрастных данных, некоторые щелочные и бимодальные ассоциации южного обрамления батолита включались, в том числе и нами (ассоциация сомона Улзийт, далее Дзарта-Худук), в состав пермской Гоби-Алтайской рифтовой зоны [28].

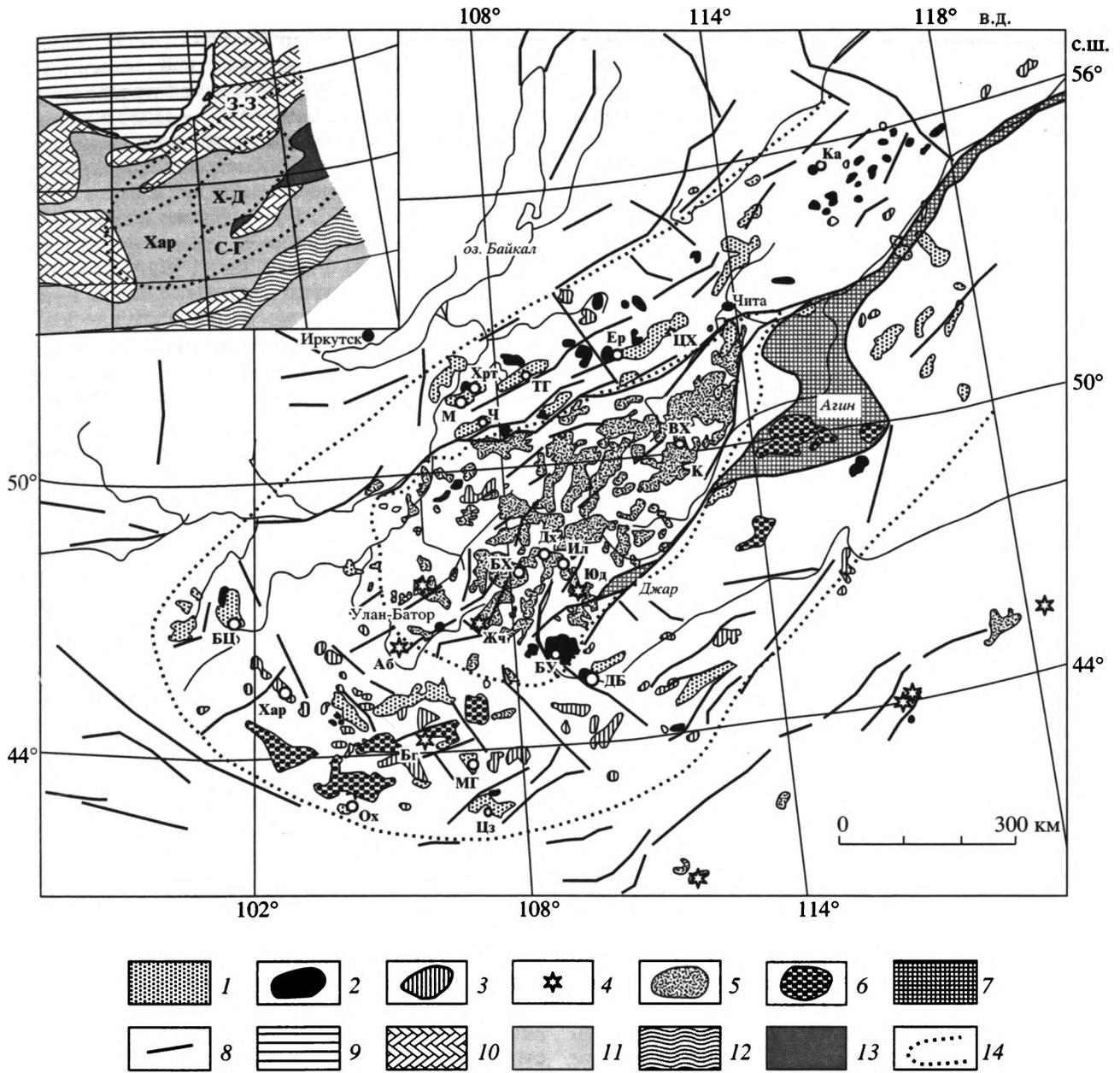


Рис. 2. Схема геологического строения раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области. На врезке показано районирование коры Центрально-Азиатского складчатого пояса и его обрамления в отношении модельного Nd возраста ее формирования.

1-5 – магматические ассоциации: 1 – бимодальные базальт-комендитовые и базальтовые, 2 – щелочных гранитоидов, 3 – лейкогранитовая и граносениитовая, 4 – литий-фтористых гранитов, 5 – гранодиорит-гранитовая и гранитовая; 6 – континентальная моласса; 7 – триасовые морские отложения; 8 – разломы; 9-13 – Nd изотопные коровые провинции: 9 – раннедокембрийская, 10 – рифейская, 11 – каледонская, 12 – герцинская, 13 – индосинийская; 14 – границы магматических зон и магматической области в целом.

Районирование магматической области, приведенное на врезке: Х-Д – Хентей-Даурский батолит – ядро ареала; периферические зоны: 3-3 – Западно-Забайкальская, Хар – Хархоринская, С-Г – Северо-Гобийская. Опорные массивы и вулканические поля: Ка – Каренгский, ЦХ – Цаган-Хуртейское, Ер – Ермаковский, Хрт – Харитоновский, ТГ – Тугнуйское, М – Моностойское, Ч – Черноярское, ВХ – Восточно-Хентейский, К – Кыринский, Дх – Дзархынгольский, Ил – Илюрский, Юд – Юдыгыинский, БЦ – Бат-Ценгельское, Жч – Жанчивланский, Аб – Абдарский, Хар – Хархоринский, БУ – Баян-Уланский, ДБ – Дашибалбарский, Бг – Багагазыринский, МГ – Мандал-Гобийский, Ох – Онгийн-Худукский, Цз – Цзрта-Худукское.

Здесь отметим еще одну особенность структуры магматической области, на которой ранее внимание не акцентировалось. Как уже говорилось, область тяготеет к торцовому окончанию Монголо-Охотского пояса. Однако, строго говоря, ее зональность относительно Джаргалантуинского прогиба, представляющего крайний западный аппендикс пояса, является асимметричной. Магматический ареал в основном охватывает территории, лежащие к северу, западу и юго-западу от прогиба, тогда как площади к востоку от него в раннем мезозое в основном были амагматичными.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Монголо-Забайкальская магматическая область является частью крупной провинции полихронного магматизма, в пределах которой высокая эндогенная активность не прекращалась, по крайней мере, до середины мела и сопровождалась периодически возникавшим региональным тепловым прогревом. Термальное воздействие более молодых процессов магматизма на изотопные системы ранее сформированных пород отчетливо фиксируется в давно уже отмеченных расхождениях результатов К-Аг и даже Rb-Sr датирования одних и тех же комплексов. Поэтому при выборе метода датирования мы учитывали вероятность нарушения изотопных систем. В соответствии с этим при определении возраста гранитоидов Хентейского батолита, которые, как предполагалось, имели наиболее длительную магматическую историю, упор был сделан на изучение U-Pb изотопной системы в цирконах, наиболее устойчивой к тепловому воздействию. Возраст многофазных и самых молодых в ареале литий-фтористых и щелочных гранитов определялся на основе Rb-Sr изохрон по валовым пробам из пород одной фазы, а также на основе $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования по амфиболу, в котором изотопный состав аргона устойчив в широком интервале температур. Другие минералы для этих целей нами не использовались, так как при датировании магматических пород Центрально-Азиатского складчатого пояса мы столкнулись с обычным нарушением изотопного равновесия, например, в слюдах, связанным с позднейшими геологическими воздействиями на породы. Среди результатов К-Аг датирования были использованы лишь те, которые характеризуют вулканические породы районов, не подвергавшихся более позднему тектоно-магматическому воздействию.

Разложение акцессорных цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [38]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb

отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.001 нг U. Аэробразивная обработка циркона проводилась по методике Т.Е. Кроу [39]. Процедура предварительной кислотной обработки ($\text{HF} + \text{HNO}_3$) циркона выполнялась с различной экспозицией при температуре 220°C [42]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [41] и ISOPLOT [40]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [45]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [44]. Все ошибки приведены на уровне 2 σ .

Sm-Nd изотопные исследования выполнены по методике, описанной ранее [17]. Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla по результатам 13 измерений отвечает 0.511851 ± 10 (2σ). При расчете величин ϵ_{Nd} и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [36] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [35] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

Подготовка проб для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -анализа проводилась по стандартной методике [23]. Облучение проводилось в кадмированном канале ядерного реактора Томского Политехнического Университета. Исследования изотопного состава выполнены в лаборатории геохронологических исследований ОИГГМ СО РАН. Вертикальный размер линии (или контура) индивидуальных ступеней на возрастных диаграммах соответствует погрешностям. Значения последних для датировок и первичных изотопных составов Ar ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$); представлены на уровне 2σ . Для расчета использовались константы распада: $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$; $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Хентей-Даурский батолит (см. X-Д на врезке рис. 2) расположен в пределах одноименного сводового поднятия. В составе образующих его плутонов участвуют гранитоиды широкого спектра составов от гранодиоритов до лейкогранитов [10, 16, 19]. Кроме того, в подчиненном количестве распространены габбро и диориты. Они слагают отдельные тела, отвечающие начальным фазам внедрения, или же встречаются в виде равномерно распределенных каплеобразных обособлений до 1 м в гранодиоритах главной фазы [16], отвеча-

ющих синплутоническим внедрениям базитовых магм. Эти породы свидетельствуют, что палингнез и образование гранитоидных магм батолита происходили под влиянием и при участии основного магматизма. Заключительную фазу в строении магматических ассоциаций батолита представляют небольшие дайкообразные и штокообразные тела лейкогранитов, в том числе редкометалльные литий-фтористые [24]. В составе этих массивов первую фазу внедрения представляют биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, аналогичные ведущим разновидностям пород батолита. Ко второй фазе относятся биотитовые граниты и лейкограниты. Третью фазу образуют биотитсодержащие темнокварцевые субщелочные лейкограниты, выделяемые также как собственно литий-фтористые граниты и содержащие разнообразные литиево-слюдяные альбитовые граниты и онгониты.

В отличие от развитых по всей площади батолита и составляющих преобладающую его долю пород гранодиорит-гранитной ассоциации, лейкограниты, включая литий-фтористые, распространены только в южных и юго-западных крайних участках батолита (см. рис. 2). Здесь ими сложен ряд крупных и интересных в редкометалльном отношении массивов, таких как Жанчивланский и Юдугинский. Как уже отмечалось, возраст батолита трактуется достаточно широко от каменноугольного до юрского. Нами были выполнены геохронологические исследования в двух опорных районах – в центральной части батолита (Дзархынгольский массив) и в юго-западной его части (район Жанчивланского массива), где наблюдается практически все многообразие магматических ассоциаций батолита.

Дзархынгольский массив (см. Дх на рис. 2) расположен в среднем течении р. Дзархын-гол в самом центре батолита. В строении массива участвуют среднезернистые биотитовые граниты с редкими порфиоровыми выделениями калиевого полевого шпата, гнейсовидные граниты, отмечаются дайки керсантитов и мелкозернистых лейкократовых аплитов с биотитом. Местами в гранитах наблюдаются округлые обособления гранитизированных диоритов.

Датирование пород массива было проведено U-Pb методом по цирконам, выделенным из пробы ДХ-1734 биотитовых гранитов и характеризующимся “тонкой” магматической зональностью. Для изотопных исследований были выбраны идиоморфные и прозрачные длиннопризматические цирконы из фракции $-85 + 60$, $100 + 85$ и >100 мкм. Точки изотопного состава образуют дискордию (рис. 3), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 213 ± 13 млн. лет, а нижнее – (-370 ± 508) (СКВО = 0.14). Среднее значение возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) конкордантного и субконкордантного циркона (табл. 1, № 2, 3, см. рис. 3а)

равно 211.0 ± 1.5 млн. лет и совпадает в пределах ошибки с возрастом, полученным по верхнему пересечению рассчитанной дискордии, и, таким образом, может быть использовано в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации плагиогранитов.

Район Жанчивланского массива (рис. 4, см. Жч на рис. 2) охватывает территорию, в пределах которой распространены, как предполагалось, разновозрастные (от палеозойских до мезозойских) граниты [24]. Наиболее древними (палеозойскими) среди них считались плагиограниты, слагающие небольшие массивы. Следует оговорить, что их связь с основным полем гранитоидов района не вполне очевидна. Выходы плагиогранитов располагаются, главным образом, к югу от Уландабинского разлома, который является крупной структурной границей и по которому установлены правосторонние сдвиги амплитудой не менее 20 км. Остальные массивы района расположены в северном крыле разлома. Среди них преобладают резкопорфиоровые за счет вкрапленников щелочного полевого шпата двуполошпатовые биотитовые граниты так называемого горихинского, или гранодиорит-гранитного, геохимического типа, сопоставляемые с наиболее распространенными гранитами батолита. Эти граниты прорываются среднезернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами модотинского, или стандартного, геохимического типа, слагающими ряд небольших массивов общей площадью 20 км². Самыми молодыми являются редкометалльные граниты литий-фтористого (шарахадинского) типа. Они прорывают как плагиограниты, так и граниты модотинского типа. Геохронологическими методами были изучены плагиограниты, а также граниты горихинского, модотинского и литий-фтористого типов.

В плагиогранитах (проба МЖ-515) U-Pb методом были изучены акцессорные цирконы. Они представлены прозрачными бесцветными идиоморфными призматическими кристаллами, характеризующимися зональным строением и присутствием минеральных включений. Были использованы три навески циркона, отобранные из размерных фракций <70 , >100 и $-150 + 100$ мкм. Как следует из таблицы 1, точки составов этих фракций образуют дискордию (см. рис. 3б), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 207 ± 6.8 млн. лет, а нижнее – (-637 ± 671) млн. лет (СКВО = 1.7). Возраст верхнего пересечения рассматривается как возраст плагиогранитов.

В биотитовых гранитах горихинского типа (проба МЖ-514) для U-Pb исследований были использованы наиболее идиоморфные и прозрачные кристаллы циркона, отобранные из фракций $-75 + 60$, $-100 + 85$ и >100 мкм (см. № 7–9, табл. 1), причем циркон из фракции $-100 + 85$ мкм допол-

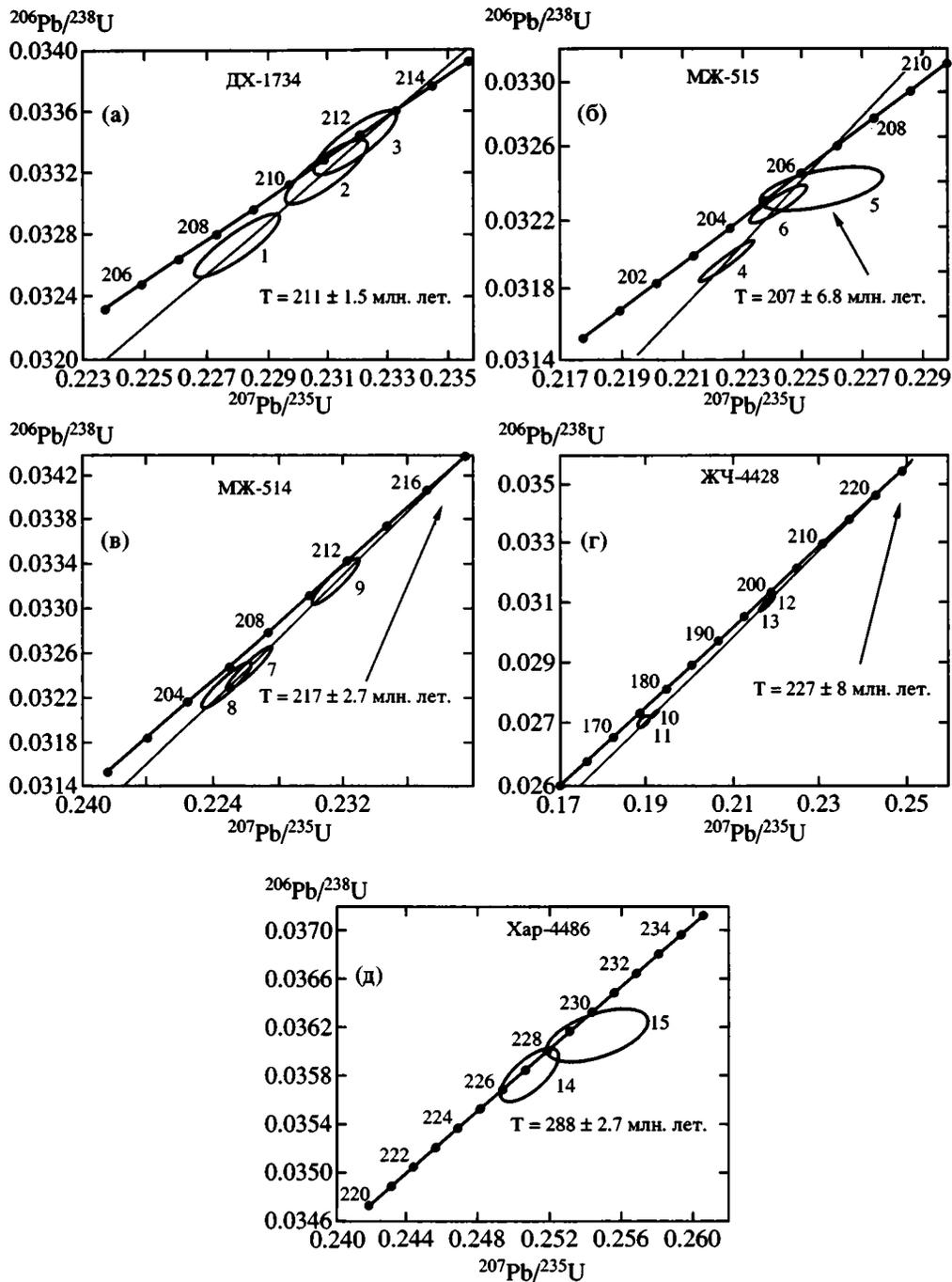


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов из гранитов массивов: а – Дзархынгольского (проба ДХ-1734); б–г – Жанчивланского района: б – плагиогранитного типа (проба МЖ-515), в – “горихинского” типа (проба МЖ-514), г – “модотинского” типа (проба ЖЧ-4428); д – Хархоринского (проба ХАР-4486).

нительно подвергся аэроабразивной обработке с удалением около 40% его вещества. Как видно из табл. 1 и рис. 3в, точки изотопного состава изученного циркона располагаются вблизи конкордии (степень дискордантности 2.7–5%). В связи с компактным расположением точек изотопного состава вблизи конкордии возраст, соответствующий верхнему пересечению дискордии, построен-

ной для этих точек, рассчитан с большой погрешностью и составляет 217 ± 52 млн. лет (нижнее пересечение равно нулю; СКВО = 0.33). Принимая во внимание магматический генезис циркона из пробы МЖ-514, наиболее точной оценкой возраста кристаллизации гранитов горихинского типа можно считать среднее значение возраста 217 ± 2.7 млн. лет (СКВО = 0.33), рассчитанное для

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов

№ п/п	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Возраст (млн. лет) по		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Дзархынгольский массив, биотитовый гранит (проба ДХ-1734)													
1.	-60 + 85	0.88	28.9	896	3452	0.0506 ± 1	0.0796 ± 1	0.2281 ± 5	0.0327 ± 1	0.90	208.6 ± 0.4	207.6 ± 0.4	220.4 ± 1.4
2.	-85 + 100	0.63	28.0	868	2691	0.0505 ± 1	0.0606 ± 1	0.2311 ± 5	0.0332 ± 1	0.85	211.1 ± 0.4	210.6 ± 0.4	216.9 ± 1.8
3.	>100	0.64	41.2	1281	4614	0.0504 ± 1	0.0628 ± 1	0.2320 ± 5	0.0334 ± 1	0.81	211.9 ± 0.4	211.7 ± 0.4	213.5 ± 2.1
Жанчивланский район, плагиогранит (проба МЖ-515)													
4.	<70	1.88	10.3	319	2120	0.0505 ± 1	0.0982 ± 1	0.2224 ± 4	0.0320 ± 1	0.95	203.9 ± 0.4	202.8 ± 0.4	217.0 ± 2.4
5.	>100	0.55	11.3	359	1741	0.0505 ± 3	0.0579 ± 1	0.2256 ± 17	0.0324 ± 2	0.53	206.6 ± 1.5	205.4 ± 0.5	219.9 ± 1.5
6.	-150 + 100	3.11	10.8	306	433	0.0503 ± 1	0.0515 ± 1	0.2242 ± 5	0.0323 ± 1	0.90	205.4 ± 0.4	204.9 ± 0.4	211.1 ± 3.5
Жанчивланский район, биотитовый гранит "горихинского" типа (проба МЖ-514)													
7.	-75 + 60	0.74	73.7	2376	6388	0.0505 ± 1	0.0516 ± 1	0.2260 ± 4	0.0325 ± 1	0.94	206.9 ± 0.4	206.9 ± 0.4	217.9 ± 1.0
8.	>100	0.78	74.9	2431	4792	0.0505 ± 1	0.0472 ± 1	0.2247 ± 4	0.0323 ± 1	0.91	205.8 ± 0.4	204.9 ± 0.4	216.2 ± 1.3
9.	-100 + 85, А 40%	0.94	64.7	1835	5659	0.0505 ± 1	0.1716 ± 1	0.2314 ± 5	0.0332 ± 1	0.86	211.3 ± 0.5	210.8 ± 0.4	216.8 ± 1.7
Жанчивланский район, лейкогранит "модотинского" типа (проба ЖЧ-4428)													
10.	-75 + 60	1.92	106	3652	723.4	0.0506 ± 1	0.0719 ± 1	0.1915 ± 6	0.0274 ± 1	0.97	177.9 ± 0.6	174.3 ± 0.5	225.1 ± 1.8
11.	+100	1.99	43.1	1488	671.8	0.0505 ± 2	0.0792 ± 1	0.1894 ± 9	0.0272 ± 1	0.76	176.1 ± 0.8	172.9 ± 0.6	219.4 ± 6.8
12.	+100, А 50%	0.71	156.6	4628	533.8	0.0507 ± 1	0.0731 ± 1	0.2177 ± 8	0.0311 ± 1	0.88	200.0 ± 0.7	197.3 ± 0.6	228.1 ± 4.0
13.	+100, А 70%	0.41	52.6	1551	516.0	0.0506 ± 1	0.0800 ± 1	0.2169 ± 7	0.0311 ± 1	0.91	199.3 ± 0.7	197.3 ± 0.6	223.6 ± 3.3
Хархоринский массив, биотитовый гранит (проба Хар-4486)													
14.	-150 + 100	3.24	20.8	535	1533	0.0508 ± 2	0.1685 ± 1	0.2508 ± 13	0.0358 ± 1	0.67	227.2 ± 1.1	226.8 ± 0.7	231.0 ± 8.6
15.	>150	1.68	20.7	538	2762	0.0511 ± 4	0.1644 ± 1	0.2545 ± 23	0.0361 ± 2	0.49	230.3 ± 2.1	228.8 ± 0.7	244.8 ± 18

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; А 70% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

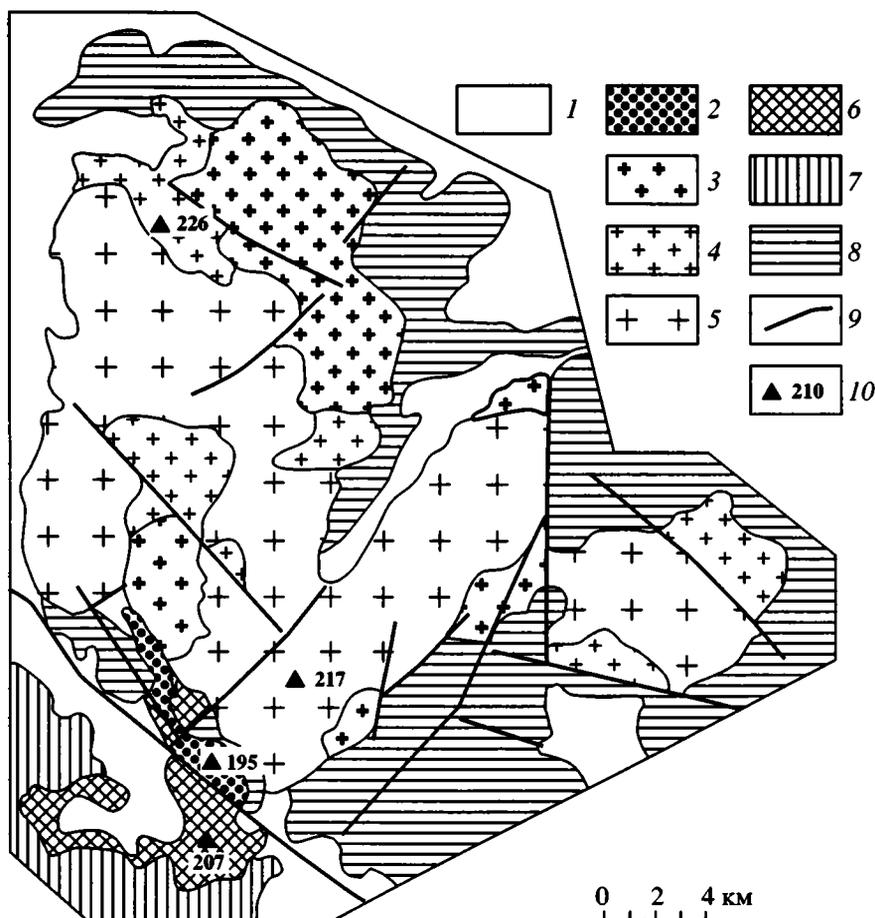


Рис. 4. Схема размещения раннемезозойских гранитоидов в Жанчивланском районе.

1 – четвертичные отложения; 2–6 – гранитоиды: 2, 3 – литий-фтористые, в том числе микроклин-альбитовые и лепидолит-альбитовые (2) и биотитовые аляскиты (3), 4 – “модотинского” типа, 5 – “горихинского” типа, 6 – плагиограниты; 7 – зеленосланцевый комплекс позднего рифея; 8 – палеозойские терригенные отложения; 9 – разломы; 10 – места отбора проб для геохронологических исследований и установленный возраст пород, отвечающий табл. 1.

изученных фракций циркона по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

В лейкогранитах модотинского типа (проба ЖЧ-4428) циркон представлен короткопризматическими и призматическими кристаллами, типичными для магматических пород. U-Pb изотопные исследования были проведены для четырех навесок циркона, отобранных их двух размерных фракций – 75 + 65 и >100 мкм (см. № 10–13, табл. 1). При этом циркон из двух навесок крупной фракции был подвергнут аэроабразивной обработке с удалением соответственно около 50 и 70% его вещества. Фигуративные точки изотопного состава изученных фракций циркона образуют дискордию (см. рис. 3г), верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 227 ± 8 млн. лет, а нижнее – 8 ± 31 млн. лет (СКВО = 1.6). Морфологические особенности циркона из лейкогранитов модотинского типа свидетельствуют об его магматическом происхождении. Таким образом, верхнее пересечение дискордии и конкордии определя-

ет время кристаллизации гранитов этого геохимического типа.

Возраст литий-фтористых гранитов Жанчивланского массива был изучен нами ранее на основе Rb-Sr изотопных исследований валовых проб разнотипных пород [8, 9]. В результате была получена изохрона, определившая возраст гранитов равным 195.3 ± 0.6 млн. лет. Напомним, что возраст другого, Юдыгинского, массива литий-фтористых гранитов (см. Юд на рис. 2) был давно уже определен изохронным Rb-Sr методом равным 211 млн. лет [22].

Таким образом, в районе Жанчивланского плутона продолжительностью магматического процесса составила 25–30 млн. лет, в течение которых сформировалось несколько возрастных групп раннемезозойских гранитоидов. Наиболее ранними среди них, по-видимому, стали граниты горихинского и модотинского типов. В соответствии с геологическими данными они рассматривались как последовательные фазы внедрения общей ис-

ходной магмы. Этому заключению не противоречат геохронологические данные, которые в пределах погрешностей оценки возрастов совпадают. Возможно, более молодую возрастную группу представляют породы плагиогранитного массива. Возраст этих пород оказался несколько моложе, чем у вышеупомянутых гранитов, но, кроме того, по сравнению с последними плагиограниты имеют более низкую степень дифференцированности, что не позволяет связать все эти граниты в один интрузивный цикл. Наконец, наиболее молодую группу интрузий образуют литий-фтористые граниты. Ранее предполагалось, что эти граниты являются дифференциатами гранитов модотинского типа. Однако они оказались моложе на ~20 млн. лет, что ставит под вопрос наличие генетических связей между ними.

Западно-Забайкальская зона (см. 3-3 на врезке рис. 2), как уже отмечалось, некоторыми исследователями рассматривается в качестве фрагмента позднепалеозойского–раннемезозойского Северо-Монгольского–Забайкальского пояса щелочных гранитоидов [5]. Недавно нами было показано, что этот пояс состоит из двух разновозрастных фрагментов – позднепермского Северо-Монгольского и пространственно обособленного от него раннемезозойского Западно-Забайкальского [33]. Последний совпадает с прогибами северного и северо-западного обрамления батолита и вырождается с удалением от последнего к западу. Западно-Забайкальская зона представляет полосу выходов магматических пород шириной до 200 км, протянувшуюся более чем на 1000 км от восточных районов Хангая через бассейны рек Джиды, Селенга, Уда, Хилок до бассейна верхнего течения р. Витим. Наиболее характерными проявлениями раннемезозойского магматизма в пределах зоны являются щелочные граниты куналейского комплекса и бимодальные вулканические толщи цаган-хунтейской свиты, которые многие исследователи связывают в вулкано-плутонические ассоциации. Структуру зоны определяют системы продольных сбросов, грабенов, горстов и дайковых поясов, что наряду с широким развитием в ее пределах щелочных гранитоидов, платобазальтовых и бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций указывает на важную роль рифтогенных процессов в формировании этой части магматического ареала.

Геохронологические исследования были выполнены нами на примере пород Харитоновской (правобережье нижнего течения р. Хилок) и Цаган-Хуртейской (правобережье верхнего течения р. Хилок) вулкано-плутонических ассоциаций. В этих районах вулканические толщи с размывом и конгломератами в основании перекрывают пермские граниты и, в свою очередь, перекрываются отложениями поздней юры.

В строении *Харитоновской ассоциации* (см. Хрт на рис. 2) участвуют одноименный массив субщелочных и щелочных сиенитов и гранитов (около 230 км²) и обрамляющие его толщи трахириолитов и комендитов, а также базальтов и долеритов. Вулканические излияния были связаны с грабеном, основание которого, судя по мощности вулканических толщ, было погружено более чем на 2000 м. В настоящее время большая часть этого грабена погребена под позднемезозойскими вулканогенно-осадочными толщами более молодой Тугнуйской впадины. Возраст щелочных гранитоидов оценен в 209 ± 2.7 млн. лет на основе данных Rb-Sr изохроны [33]. В пределах погрешности измерений тот же Rb-Sr изохронный возраст (213.6 ± 8.6 млн. лет) имеют комендиты [33]. Такой же K-Ar возраст (208 ± 4 и 212 ± 5 млн. лет по валовым побам) имеют базальты бимодальной серии, относимые к цаган-хуртейской свите, в северном борту Тугнуйской впадины [32].

Вулканическое поле хр. Цаган-Хуртей (см. ЦХ на рис. 2) расположено в 200 км к востоку от Харитоновской ассоциации. Оно приурочено к одному из наиболее крупных грабенов Западно-Забайкальской зоны, который протягивается почти на 150 км при ширине около 10–15 км. Грабен выполнен мощной (~2500–3000 м) толщиной пород, относимых к цаган-хунтейской вулканической свите, в составе которой преобладают трахибазальты и комендиты, подчиненное распространение имеют трахиты и трахиандезиты. Вулканические породы интродуцированы щелочными гранитами и кварцевыми сиенитами Атхинского, Тайдутского и других более мелких массивов, а также многочисленными продольными дайками базальтов и комендитов, которые свидетельствуют о ведущей роли процессов растяжения при формировании грабена. Геохронологические Rb-Sr исследования были выполнены по пробам комендитов из вулканического разреза. Возраст пород определен в 208.5 ± 2.6 млн. лет и практически совпал с данными K-Ar датирования базальтов (207 ± 5 млн. лет) [33]. Очевидно, эти оценки возраста пород оказались идентичными возрасту пород Харитоновского массива и связанных с ним вулканитов.

Упомянем еще ряд результатов геохронологических исследований раннемезозойских магматических пород Западно-Забайкальской зоны. Так, в крайней западной ее точке в районе сомона Бат-Ценгел (центральная Монголия, см. БЦ на рис. 2) вулканические базальт-трахириолитовые толщи, аналогичные породам цаган-хунтейской свиты и ассоциирующиеся со щелочными гранитами, имеют возраст 220 млн. лет (K-Ar метод, наши неопубликованные данные). В центральной части зоны на северо-восточном обрамлении вулканического поля Цаган-Хуртей возраст щелочных гранитоидов (массив “Шток”) Ермаковского бериллиевого месторождения (см. Ер на рис. 2) был

оценен Rb-Sr методом в 224 млн. лет [18]. В северо-восточной части зоны в междуречье Витима и Каренги (см. Ка на рис. 2), по данным Ф.М. Ступака [26] щелочные гранитоиды сформировались 209 млн. лет тому назад (Rb-Sr метод). Все эти данные хорошо согласуются с теми, которые были получены нами для Харитоновской и Цаган-Хуртейской ассоциаций. Наиболее молодые образования зоны установлены в западных участках Тугнуйской впадины и ее горстового обрамления, где представлены породами базальт-трахит-трахидацитов (относимой также к цаганхунтейской свите) вулканической ассоциации хр. Моностой (см. М на рис. 2) – 194 млн. лет (Rb-Sr метод) [27], а также базальтами черныяровской свиты (см. Ч на рис. 2) – 188–198 млн. лет (К-Аг метод по валовой пробе, данные В.Г. Иванова).

Северо-Гобийская зона (см. С-Г на врезке рис. 2) объединяет раннемезозойские магматические породы, развитые в пределах южного обрамления Хентей-Даурского нагорья, отвечающего Дашибалбаро-Северо-Чойбалсанской системе прогибов. В строении зоны участвуют субщелочные породы вулканических (базальт-трахит-трахидацитовые и базальт-комендитовые) и плутонических гранитоидных ассоциаций. Они слагают многочисленные сравнительно небольшие по площади поля вулканических и массивы гранитоидов гипабиссальных и субвулканических уровней формирования. Их распространение контролируется поясом (до 200 км шириной и протяженностью до 800 км) разломов и сопряженных с ними впадин и грабенов северо-восточного простирания, который прослеживается вдоль Северо-Гобийских предгорий Хентей-Даурского нагорья. Среди преобладающих плутонических пород зоны наиболее широко распространены моношпатовые сиениты, граносиениты и аляскиты, в том числе литий-фтористые и агпайтовые. Эти породы в тех или иных сочетаниях встречаются в разных массивах. Среди пород Баян-Уланского массива отмечается даже совмещение антиподов – плюмазитовых (литий-фтористых) и агпайтовых гранитов [24]. Нередко граниты и вулканиды образуют вулкано-плутонические ассоциации, как правило, тяготеющие к грабенам. Примером может служить Дашибалбарская ассоциация, связанная с крупным грабеном, выполненным осадочными и вулканогенными образованиями триаса. В ее строении выделяются массив щелочных гранитов, многочисленные силлы и дайки щелочных гранитов, комендитов и базальтов, внедренные в мощный разрез верхнетриасовых осадков, перекрывающие эти осадки покровы комендитов и базальтов бимодальной вулканической толщи [24]. Близкое строение имеет ассоциация Царта-худук в районе сомона Улзийт [28]. Она является фрагментом вулканического грабена, протянувшегося в вос-

ток–северо-восточном направлении более чем на 200 км. Вулканические толщи грабена сложены базальтами, трахидацитами и комендитами общей мощностью до 1000 м. Вулканический плащ рассекается роями продольных даек, а в районе Царта-худук, кроме того, массивом щелочных граносиенитов, который связан с глубоко эродированной центральной частью трахидацит-комендитового палеовулкана.

Вулкано-плутонические соотношения гранитов и вулканидов и залегание последних на триасовых терригенных толщах определяют нижнюю возрастную границу ассоциаций. Верхний возрастной предел во многих случаях определяется перекрытием раннемезозойских магматических пород вулканическими и осадочными толщами раннего мела. В целом эти оценки определяют время формирования пород Северо-Гобийской зоны в интервале триас–юра. Более строгие оценки были получены нами на основе геохронологических исследований. В центральной части зоны такие исследования были выполнены в отношении пород Дашибалбарской вулкано-плутонической ассоциации и Баян-Уланского плутона.

Так, в *Дашибалбарской ассоциации* (см. ДБ на рис. 2) был изучен изотопный состав Rb и Sr в комендитах силлов и вулканических покровов. Вариации изотопных составов определяются изохронной зависимостью, отвечающей возрасту 195.9 ± 3.9 млн. лет (наши неопубликованные данные). По амфиболу щелочных гранитов методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ был получен возраст 188.7 ± 2.8 млн. лет (рис. 5, ДБ-687). Расхождения между этими оценками, возможно, связаны с более поздним закрытием Аг-изотопной системы в гранитах при длительном остывании массива.

Баян-Уланский массив (см. БУ на рис. 2) является крупнейшим плутоном зоны и расположен недалеко от Дашибалбарской ассоциации. Уникальность его строения определяется тем, что слагающие его аляскиты ранней фазы внедрения содержат шлировые пегматиты с литиевыми слюдами и топазом, отвечая литий-фтористым (плюмазитовым) составам, а более поздняя фаза представлена рибекитовыми (агпайтовыми) гранитами. Возраст пород массива определялся на основе $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ исследований амфиболов из двух проб щелочных гранитов. В соответствии с возрастным спектром распределения аргона, полученным при ступенчатом отжиге проб, и изохронной в координатах $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ были получены практически идентичные значения 221 ± 5 и 220 ± 1 млн. лет для пород из разных участков массива (см. рис. 5, БУ-884 и БУ-887).

В западной части Северо-Гобийской зоны были изучены породы вулкано-плутонической ассоциации Царта-худук (район сомона Улзийт), литий-фтористые граниты Багагазрынского масси-

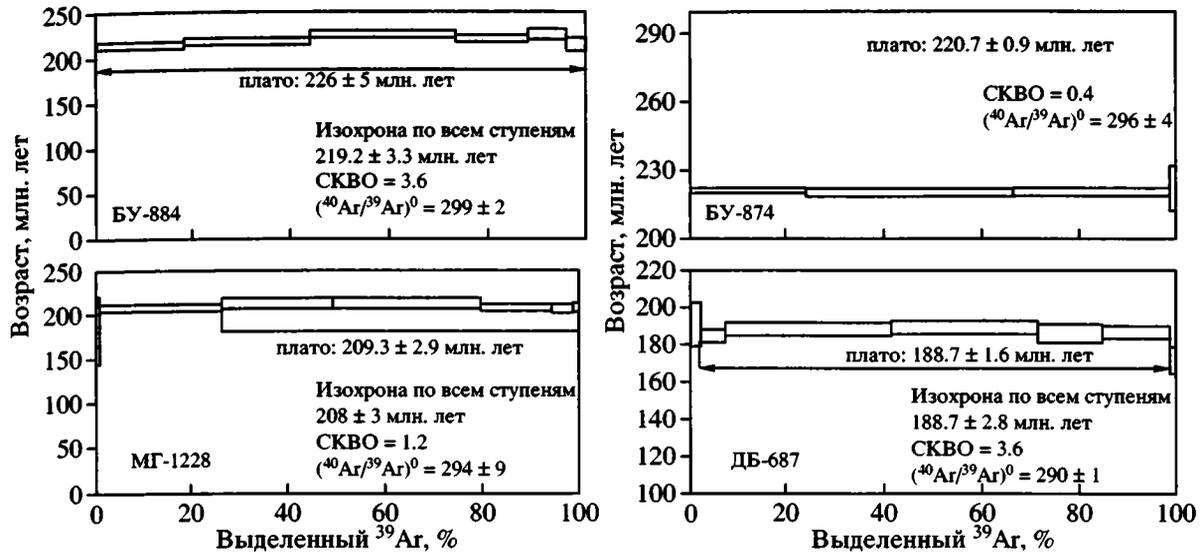


Рис. 5. Результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования магматических пород Монголо-Забайкальской области.

ва, а также амфибол-биотитовые граниты Мандал-Гобийского массива.

В строении ассоциации *Цзарта-худук* (см. Цз на рис. 2) участвуют щелочные сиениты и нордмаркиты небольшого (~15 км²) массива, дайки щелочных гранитоидов и базальтов и вулканическая базальт-комендитовая толща. Изотопным Rb-Sr методом были изучены породы вулканического разреза. Распределение изотопных составов комендитов подчиняется корреляционной зависимости, отвечающей возрасту 207 млн. лет (наши неопубликованные данные).

Багазрынский массив (см. Бг на рис. 2) является одним из наиболее крупных (~120 км²) массивов литий-фтористых гранитов в Монголии. Он сложен крупнозернистыми лейкогранитами главной фазы и мелкозернистыми лейкогранитами (в том числе амазонитовыми) пологих тел дополнительной фазы. В последних содержатся шпировые амазонитовые пегматоиды. С постмагматическими цвитерами и кварцевыми жилами связана оловянная и вольфрамовая минерализация. Возраст массива был определен Rb-Sr методом по лейкогранитам главной фазы и слюде и составил 197.4 млн. лет [9].

Мандал-Гобийский массив (см. МГ на рис. 2) расположен примерно в 40 км к востоку от города Мандал-Гоби. Этот относительно небольшой массив аляскитов в периферической части содержит амфибол-биотитовые граниты, аналоги которых на геологической карте МНР выделены как пермские. Методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования по амфиболу возраст этих гранитов оценен в 208 ± 3 млн. лет (см. рис. 5, МГ-1228), что, таким образом, сближает их по времени с образованием как щелочных, так и литий-фтористых гранитов в этой части зоны.

Хархоринская зона (см. Хар на врезке рис. 2) представляет магматические породы раннего мезозоя, распространенные между Хангайским и Хентейским нагорьями и связывающие между собой Западно-Забайкальскую и Северо-Гобийскую периферические зоны магматической области. Структуру зоны определяют северо-западные разломы так называемого Хархоринского структурного порога [19]. Эти разломы контролируют размещение массивов лейкогранитовых (литий-фтористой, щелочногранитной и лейкогранит-граносиенитовой) ассоциаций, а также отдельных небольших вулканических впадин, выполненных базальт-трахитовыми и базальт-трахидацитовыми ассоциациями. Возрастная позиция этих образований определяется редкими геологическими соотношениями с нижнепермскими толщами, являющимися по отношению к ним вмещающими или подстилающими, а также с перекрывающими позднемезозойскими стратифицированными комплексами. Геохронологические исследования были проведены для гранитоидов Хархоринского и Абдарского массивов и пород вулканического поля Онгийн-худук.

Хархоринский массив (см. Хар на рис. 2) сложен породами лейкогранит-граносиенитовой ассоциации. Он расположен непосредственно к югу от г. Хархорин в зоне северо-западного Орхонского разлома. Он сложен преимущественно средне- и крупнозернистыми, биотитовыми гранитами и граносиенитами. Из пробы Хар-4486 этого массива были выделены идиоморфные кристаллы циркона, характеризующиеся тонкой магматической зональностью. Для U-Pb изотопных исследований были использованы кристаллы двух размерных фракций – 150 + 100 и >150 мкм (см. № 14 и 15, табл. 1). Как видно из рис. 3д, точки

изотопного состава этих фракций циркона располагаются на конкордии. Значение возраста, рассчитанное по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, составляет 228 ± 2.7 млн. лет и определяет возраст кристаллизации расплавов Хархоринского массива.

Абдарский массив (см. Аб на рис. 2) характеризуется гранитами литий-фтористого типа. Он расположен в районе большой излучины р. Тола и сложен лейкогранитами, переходящими в апикальной части в обогащенные флюоритом микроклин(амазонит)-альбитовые граниты с циннвальдитом. Исследования Rb-Sr изотопного состава пород массива выявили в них очень высокие значения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (в интервале 1245–1380), что не позволяет построить изохрону. Тем не менее, установленные изотопные составы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пород соответствуют практически одинаковому модельному их возрасту (209–212 млн. лет), который принимается за возраст пород массива [9].

Вулканическое поле Онгийн-худук (см. Ох на рис. 2) является достаточно типичным для зоны. Оно сложено полого залегающими потоками субщелочных базальтов, которые вверх по разрезу сменяются биотитовыми трахитами. Возраст этих пород оценен K-Ar методом в 199–203 млн. лет. Близкий возраст (199 млн. лет) был получен для трахидацитов базальт-трахит-трахидацитовая ассоциации из района среднего течения р. Хойт-Тамир, расположенного вблизи пересечения Западно-Забайкальской и Хархоринской зон.

Завершая рассмотрение результатов проведенных геохронологических исследований, выделим следующий важнейший факт – формирование пород Монголо-Забайкальской магматической области независимо от их состава и положения в строении ареала происходило в позднем триасе и ранней юре на протяжении примерно 35 млн. лет между 225 и 190 млн. лет тому назад.

ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ И ИХ ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

Состав магматических пород области варьирует в широких пределах от основных до кислых, что, несомненно, является отражением разной (мантийной и коровой) природы их источников. В частности, широкое распространение нормальных гранитоидов свидетельствует, что существенная роль в процессах магмогенерации принадлежала коровым источникам. В связи с этим напомним результаты ранее выполненных наших исследований, которые позволили провести районирование коры региона по Nd изотопному ее составу (или модельному возрасту ее формирования) и, таким образом, определили изотопные характеристики коровых источников магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе [12]. Большая часть территории раннемезозойской

Монголо-Забайкальской магматической области располагается в пределах “каледонской” изотопной провинции, сформированной за счет ювенильной коры в раннекаледонский цикл тектоногенеза. В западной и северной части магматический ареал накладывается на блоки “рифейской” коры, представляющей соответствующие микроконтиненты в строении каледонид и отвечающей “рифейской” изотопной провинции [30]. Небольшие блоки “рифейской” коры отмечаются также вдоль юго-восточного борта Джаргалантуинского прогиба.

Для оценки состава источников магматических расплавов, принимавших участие в формировании раннемезозойской магматической области, были выполнены исследования изотопного состава Sr и Nd магматических пород из разных ее зон. Результаты этих исследований приведены в таблице 2 и отражены на рис. 6. В соответствии с ними можно говорить, что породы батолитового ядра (без учета Жанчивланского плутона) характеризуются довольно выдержанным изотопным составом, определяемым незначительными вариациями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7041\text{--}0.7060$ и величины $\epsilon\text{Nd}(T) = -1 \dots +1$. Устойчивость изотопных характеристик указывает на однородный в вещественном отношении источник расплавов. Этот вывод согласуется с размещением батолита в пределах структур Хентейского прогиба, выполненного мощными и достаточно однообразными по составу верхнерифейскими–нижнепалеозойскими кремнисто-сланцевыми и песчано-сланцевыми толщами. Модельный Nd возраст T_{Nd} (DM-2st) гранитов в основном определяется относительно узким интервалом 940–1045 млн. лет, что также соответствует вещественной однородности субстрата плавления. Как следует из графика (рис. 7), кора с такими характеристиками отвечает нижней возрастной границе состава каледонской изотопной провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ранее было показано [12], что в пределах этой провинции подобный состав имеют блоки, в строении которых наряду с ювенильным магматическим материалом, представленным раннекаледонскими офиолитами, отмечается высокая доля древнекорового пелитового компонента. Очевидно, что Хентейский прогиб, сложенный преимущественно кремнисто-терригенными отложениями, полностью соответствует этому заключению.

На фоне выдержанных средних изотопных составов пород батолита выделяются гранитоиды Жанчивланского района. Они характеризуются широкими вариациями величины ϵNd (от +8 до <0), отвечающими изменению Nd модельного возраста источников расплавов T_{Nd} (DM-2st) от 330 до 1010 млн. лет (см. табл. 2). Природа этих вариаций связывается с размещением гранитоидов в зоне столкновения бортов Джаргалантуин-

Таблица 2. Изотопные составы пород раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области

Район, массив	Ассоциация	Метод	Возраст, млн. лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T(DM-2)
Хентей-Даурский батолит						
Дзархынгольский	Гранодиорит-гранитовая (ДХ-1734)	U-Pb	211 + 1.4	0.7054	0.2	993
Жанчивланский	Лейкогранитовая "модотинская" (ЖЧ-4428)	U-Pb	226 + 12	0.7041	-0.1	1010
	Биотитовых гранитов "горихинские" (МЖ-514)	U-Pb	217 + 2.7	0.7059	2.3	820
	Плагиигранитовая (МЖ-515)	U-Pb	207 + 6.8	0.7031	8.0	336
Юдыгынский	Литий-фтористых гранитов	Rb-Sr	195.3 + 0.6	0.7063	0.5-1.2	895-950
	Литий-фтористых гранитов	Rb-Sr	210*	0.7107		
Илюрский	Гранодиорит-гранитовая		210*	0.7044	0.1	965
Восточно-Хентейский	Гранодиорит-гранитовая		210*	0.7061	-1.0	1045
Кыринский	Гранодиорит-гранитовая		210*	0.7050	-0.4	1005
Багахентейский	Гранодиорит-гранитовая		210*	0.7051	0.7	944
Западно-Забайкальская зона						
Харитоновский	Граниты	Rb-Sr	210	0.705-0.714	-4 ... -1	1000-1300
	Комендиты	Rb-Sr	210	0.707-0.715	-1.5 ... -1.6	1050
	Базальты	Rb-Sr	210	0.7047-0.705	1-2.5	
Цаган-Хуртейский	Базальты	Rb-Sr	210	0.704-0.7047	1-2.8	
	Комендиты	Rb-Sr	210	0.704-0.715	1.8-2.8	800-850
Моностойский	Базальты	Rb-Sr	195	0.705-0.7054		
	Трахидацинты	Rb-Sr	195	0.705-0.709		
Бат-Ценгельский	Базальты	K-Ar	220	0.705-0.7055	-0.6 ... -2.6	
Северо-Гобийская зона						
Дашибалбарский	Базальты	Rb-Sr	196	0.7057-0.7059	-1.1 ... -1.6	
	Комендиты	Rb-Sr	196	0.705-0.707	1.1-1.5	870-910
Цзарта-худукский	Базальты	Rb-Sr	206	0.705-0.7055	0.8 ... -1.7	
	Комендиты	Rb-Sr	206	0.705-0.709	0.1 ... -1	990-1030
Багагазынский	Литий-фтористых гранитов	Rb-Sr	197.4 + 1.4	0.7112	1.8	845
Хархоринская зона						
Хархоринский	Лейкогранит-граносиенитовая (Хар-4486)	U-Pb	228 + 4	0.7054	-0.4 ... -0.8	1059-1091
Абдарский	Литий-фтористых гранитов	Rb-Sr	209		1.2	906
Онгийн-худукский	Базальты, трахиты	K-Ar	195	0.7060	-1.7 ... -1.9	

* Возраст, принятый условно для пород батолита.

ского прогиба, сопровождавшейся субдукцией молодой океанической коры и фиксируемой в современной структуре Уландабинским структурным швом. Джаргалантуинский прогиб представлял западный аппендикс Монголо-Охотского океанического бассейна и в северо-восточном направлении раскрывался в область распространения триасовых морских комплексов Агинского прогиба. Наличие молодой ювенильной коры в основании океанического бассейна предполагалось давно [4, 7, 46]. Однако ее существование в

Джаргалантуинском прогибе было подтверждено лишь при изучении плагиигранитов Жанчивланского района. Эти плагииграниты являются типичным представителем островодужных плагиигранитных комплексов, в связи с чем ранее относились к магматическим образованиям ранних (палеозойских) стадий формирования коры региона. Как уже отмечалось, возраст этих пород оказался значительно моложе и отвечает концу позднего триаса. Петро- и геохимические характеристики пород действительно позволяют сопоставлять

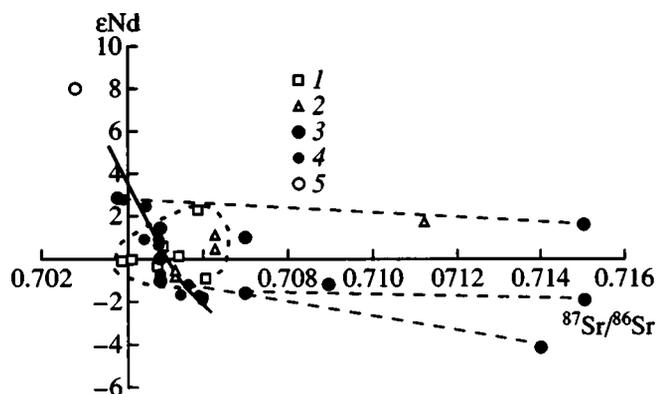


Рис. 6. Изотопные составы пород магматической области на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd .

Жирная линия – линия корреляции составов базальтов, пунктирными линиями показаны диапазоны вариаций составов щелочных гранитов в пределах отдельных массивов.

1 – батолит; 2 – литий-фтористые и 3 – щелочные граниты; 4 – базальты; 5 – гранодиорит прогиба.

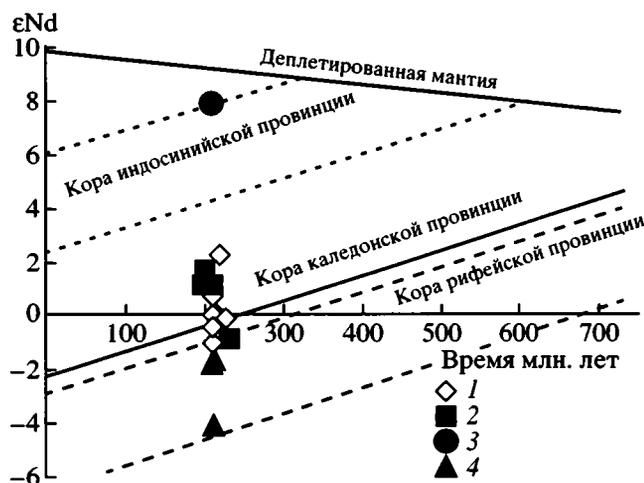


Рис. 7. Положение составов гранитов магматической области в системе коровых изотопных источников магматических пород на диаграмме Время- ϵNd .

1 – батолит; 2 – лейкограниты; 3 – плагиогранит; 4 – щелочные граниты.

их с продуктами островодужного магматизма. Изотопные данные ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$, $\epsilon\text{Nd} \sim 8$) показывают, что источником плагиогранитов являлась молодая кора, обладающая характеристиками MORB. В соответствии с модельным возрастом ее образования ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st}) - 336$ млн. лет), а также с ее островодужной переработкой в конце триаса, в ходе которой сформировались плагиограниты, эта кора, по-видимому, возникла в результате индосинийской фазы тектогенеза [12]. Отметим, что до настоящего времени ювенильные океанические коры этого времени были известны только в пределах Солонкерской зоны

Южной Монголии [12, 25] и в восточных частях Монголо-Охотского прогиба [7]. По-видимому, эта кора слагала также основание Джаргалантуинского прогиба и была субдуцирована в ходе его закрытия. Мы полагаем, что вариации изотопного состава других гранитоидов Жанчивланского района (см. табл. 2) между характеристиками этой молодой коры и коры, являвшейся источником большинства гранитов батолита, были вызваны возникшим в результате коллизии тектоническим совмещением в области плавления разновозрастных (с разными изотопными характеристиками) коровых источников.

По периферии магматической области в пределах зон распыленного магматизма в составе магматических ассоциаций наряду с гранитоидами проявлены их вулканические аналоги, а также базальты, образующие с вулканитами кислого состава бимодальные ассоциации. Базальты разных районов характеризуются изотопными составами Sr и Nd, которые на графике (см. рис. 6) укладываются в линейную последовательность фигуративных точек, соответствующую тренду корреляции составов мантийных источников расплавов (mantle array). Эта последовательность составов в основном прослеживается через правые (обогащенные) квадранты изотопной диаграммы. В левом верхнем квадранте на ее продолжении располагается точка состава Жанчивланских плагиогранитов, отвечающая источнику MORB. Вправо вниз последовательность составов базальтов проходит через поле пород батолита. Очевидно, что гранитоиды и, следовательно, кора в целом не влияют на изотопные характеристики базальтов. Поэтому мы полагаем, что базальты, параметры которых отвечают правому нижнему квадранту диаграммы, формировались из обогащенных мантийных источников, характеризующихся, в первую очередь, повышенными содержаниями радиогенного стронция, то есть источников, сформированных при участии обогащенной мантии типа EM II. В целом же в соответствии с графиком диапазон составов базальтов магматической области определялся взаимодействием двух мантийных источников: EM II и MORB.

Среди ассоциирующих с базальтами щелочно-салических пород (комендитов и щелочных гранитоидов) распространены такие, которые характеризуются геохимическими и изотопно-геохимическими связями с базальтами, что позволяет рассматривать их как результат фракционирования единой исходной магмы [14]. Черты родства этих резко различных в петрохимическом отношении пород можно увидеть на графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵNd (см. рис. 6), на котором рядом расположенные точки составов базальтов и щелочно-салических пород указывают на тождество их изотопных (Sr, Nd) источников. Однако, наряду с такими породами, в составе ассоциаций обычно участвуют

щелочные гранитоиды и комендиты, имеющие иные изотопные характеристики. Диапазоны разброса их изотопных составов в отдельных ассоциациях изображены на графике пунктирными линиями. На примере бимодальных ассоциаций Западно-Забайкальской зоны нами было показано [33], что такого типа вариации описываются в рамках модели AFC [34] и связаны с коровой контаминацией продуктов дифференциации базальтовых расплавов. Эти два параллельно протекавших процесса – дифференциации и контаминации в конечном итоге определили изотопную и геохимическую специфику щелочно-гранитоидных расплавов. Коровые компоненты этих магм оценены нами по характеристикам изотопных составов щелочных гранитов, наиболее контрастных с изотопными составами ассоциирующих с ними базальтов. Параметры соответствующих гранитов вполне согласуются с изотопными характеристиками вмещающих блоков коры. Так, в образовании щелочно-салических пород Забайкальской зоны, наложенной на краевую часть рифейского микроконтинента, участвуют коровые источники (см. табл. 2) с характеристиками $\epsilon Nd \sim -4$ и $T_{Nd} (DM-2st) \sim 1300$ млн. лет, типичными для рифейской изотопной коровой провинции (см. рис. 7) [30]. Коровые компоненты щелочно-салических магматических пород Северо-Гобийской зоны отвечают каледонской изотопной провинции ($\epsilon Nd > -1$ и $T_{Nd} (DM-2st) = 870-1030$ млн. лет). Отметим, что изотопный состав Sr пород, возникших при участии корового компонента, обычно характеризуется широким разбросом значений $^{87}Sr/^{86}Sr$. Однако для этих пород типичны высокие отношения Rb/Sr, и, следовательно, их обогащение радиогенным ^{87}Sr могло происходить еще на магматической стадии. Поэтому изотопный состав таких пород далеко не всегда может служить оценкой изотопного состава коры.

Породы лейкогранитных ассоциаций, в том числе с участием граносиенитов и литий-фтористых гранитов, характеризуются геологическими связями как с гранитоидами батолитового ядра, так и с магматическими породами периферических зон магматического ареала. Изотопный состав Nd в этих породах характеризуется незначительными вариациями и согласуется с изотопными параметрами коры тех Nd изотопных провинций, в пределах которых сформировался тот или иной массив. Так, породы Абдарского и Багагазынского массивов характеризуются $\epsilon Nd > 1$, что типично для вмещающей их коры каледонской изотопной провинции. Хархоринский массив расположен в пределах блока с “рифейской” корой, и его породы имеют соответствующий изотопный состав $\epsilon Nd < 0$, $T_{Nd} (DM-2st) \sim 1100$ млн. лет.

По сравнению с изотопным составом Nd изотопный состав Sr литий-фтористых гранитов характеризуется широким разбросом отношений

$^{87}Sr/^{86}Sr$. В этом отношении литий-фтористые граниты сближаются с щелочными гранитами и комендитами. Вариации изотопного состава связываются с высокой геохимической дифференцированностью пород и, в частности, с обогащением остаточных расплавов Rb при резком обеднении Sr [9]. Величина Rb/Sr отношения достигает 1000 и более, вследствие чего за время кристаллизации расплава могло произойти его резкое обогащение радиогенным стронцием. Поэтому, как было показано нами [15], изотопный состав этих пород часто отражает не столько состав исходных магм, сколько характеризует величину Rb/Sr и продолжительность кристаллизации расплавов, достигавшую, по нашим оценкам, первых сотен тысяч лет.

Завершая изотопно-геохимическую характеристику пород, отметим, что формирование магматической области происходило при участии двух групп источников магматических расплавов – коровых и мантийных. Мантийные источники контролировали магматическую активность в периферических зонах магматической области (или зонах распыленного магматизма). Их продуктами стали базальтовые и бимодальные базальт-комендитовые (со щелочными гранитами) ассоциации. Коровый магматизм доминировал в центральной части области, где определил формирование ее батолитового ядра. Источником гранитоидных расплавов служили, главным образом, коры местного формирования, изотопные характеристики которых соответствуют каледонской и рифейской коровым изотопным провинциям, характерным для этой части Центральной Азии. Лишь в зоне закрытия Джаргалантуинского прогиба установлено участие в магообразовании ювенильной коры, отвечающей индосинийскому тектогенезу.

КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Изученные магматические ассоциации являются наиболее типичными и наиболее распространенными в строении Монголо-Забайкальской раннемезозойской магматической области и, таким образом, достаточно полно отражают основные закономерности ее развития. В соответствии с полученными результатами можно говорить, что формирование магматического ареала произошло за интервал ~ 35 млн. лет между 225 и 190 млн. лет тому назад, причем магматическая активность более или менее синхронно проявлялась по всей площади ареала. Важно подчеркнуть, что этот интервал определил возрастные рамки Хентей-Даурского гранитоидного батолита, одного из крупнейших в Азии. В соответствии с геохронологическими данными батолит не имел домезозойской магматической предыстории и, таким образом, как в пространстве, так и во вре-

мени был обособлен от других процессов батолитообразования, произошедших в смежных областях Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем карбоне (Ангаро-Витимский батолит) и поздней перми (Хангайский батолит).

Синхронно с батолитом по его периферии в зонах распыленного магматизма протекала магматическая активность, результатом которой стали вулканические и вулканоплутонические ассоциации и массивы гипабиссальных гранитоидов. В строении периферических зон преобладают породы субщелочного и щелочного рядов, в том числе основного состава. Структуру этих зон определяют системы продольных поясов разломов и связанных с ними даек, а также грабены, впадины и сопряженные с ними горсты и поднятия. По своему строению и составу магматических ассоциаций эти зоны характеризуются как рифтогенные. Следует напомнить, что в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса широко распространены позднепалеозойские рифтовые структуры [13, 28, 37] и что высказывались представления о преемственном их развитии на протяжении раннего мезозоя [5]. Однако геохронологические исследования однотипных, но разновозрастных щелочногранитных и бимодальных рифтогенных ассоциаций Северной Монголии и Западного Забайкалья показали, что позднепалеозойские и раннемезозойские их проявления пространственно и структурно разобщены [33], что свидетельствует о независимости их развития. В то же время несомненные связи зон раннемезозойского рифтогенного магматизма (или зон распыленного магматизма) между собой и, в частности, с Хентей-Даурским батолитом заставляют искать причину их возникновения в общей картине магматических, корообразующих и геодинамических событий раннего мезозоя.

Таким образом, специфика геодинамического режима формирования раннемезозойской области состоит в синхронном проявлении зонально распределенных условий растяжения (периферическая система рифтовых зон) вокруг центральной области сжатия (сводового поднятия и батолитового ядра). На наш взгляд, причина возникновения подобной контрастной тектонической обстановки связана с разноглубинным – литосферным и подлитосферным размещением источников соответствующих усилий (рис. 8). Так, *внутрилитосферная обстановка* сжатия, сопровождавшаяся батолитообразованием, была вызвана коллизией Центрально-Гобийского блока, который с юга ограничивал Джаргалантуинский прогиб, с Сибирским континентом, определяющим северную границу прогиба. Еще в раннем триасе этот прогиб, по-видимому, имел размеры, значительно превосходившие современные [46]. Об этом свидетельствует возрастание в пределах прогиба к северу “мористости” его триасовых от-

ложений [19]. На это указывают также изотопные данные о том, что при закрытии Джаргалантуинского прогиба в процессах магмообразования принимала участие молодая ювенильная кора, следы которой в современной структуре Хентея отсутствуют. Закрытие прогиба произошло, по-видимому, с полным поглощением его ювенильного основания в обстановке субдукции (см. рис. 8А) и завершилось столкновением обрамлявших прогиб бортов. Судя по наличию ранне-среднетриасовых морских отложений в прогибе, а также плагиогранитов в Жанчивланском районе с возрастом 207 млн. лет, закрытие прогиба и коллизия его бортов происходила практически в то же время, что и образование батолита. Изотопный состав пород батолита в основном отвечает составу раннекаледонских коровых источников Хентейского прогиба, и, следовательно, образование гранитов было связано с процессами анатексиса, охватившего обширную зону в области коллизионного столкновения.

Результатом воздействия *подлитосферного источника* растяжения стало образование рифтовых зон, сопровождавшихся мантийным базальтовым и бимодальным, в том числе щелочногранитным, магматизмом. Рифтовые зоны обрамляют батолитовое ядро ареала и характеризуются достаточно однородным изотопным составом мантийных расплавов. Этот факт позволяет полагать, что магматический ареал, занимающий территорию около 1500 × 800 км², отвечал проекции крупного подлитосферного источника магматических расплавов или мантийного плюма. Следовательно, плюм воздействовал на все основание магматической области и, в частности, на коллизионную зону (см. рис. 8Б). В пределах последней в условиях сжатия мантийные расплавы не могли проникнуть к поверхности и, вероятно, поднимались не выше уровня низов коры. Однако, являясь носителем глубинного тепла, они должны были стимулировать процессы анатектического плавления коры. По-видимому, подтверждением участия мантийных расплавов в образовании гранитоидов батолита могут служить синплутонические базиты, участвующие в строении его ранних фаз. Мы полагаем, что коровый анатексис под влиянием подлитосферных источников тепла стал ответственным также за образование гранитоидов лейкогранитных ассоциаций (литий-фтористых и лейкогранит-граносиенитовых) в периферических зонах магматической области. Эти гранитоиды, ассоциирующиеся с проявлениями бимодального и щелочногранитного магматизма, имеют изотопные характеристики коровых источников расплавов. Относительно небольшие размеры соответствующих массивов, очаговый характер проявления, а также резко выраженная лейкогранитовая специализация, по-видимому, обусловлены малыми степенями плавле-

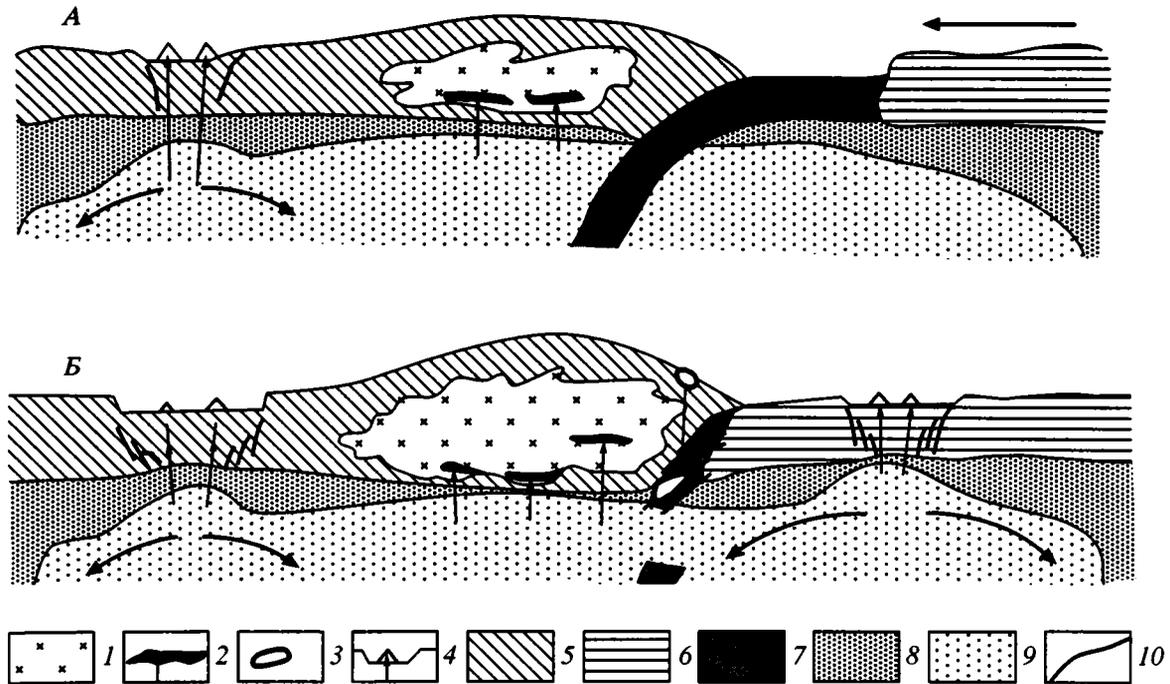


Рис. 8. Модель формирования раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области в условиях столкновения литосферных блоков над мантийным плюмом: А – перед закрытием Джаргалантуинского прогиба, Б – после закрытия.

1 – область палингенеза и батолитообразования; 2 – синплутонические интрузии базитов; 3 – плагиограниты и очаг их зарождения; 4 – зоны рифтогенного магматизма; 5–7 – типы коры: 5 – континентальная к северу от Джаргалантуинского прогиба, 6 – то же к югу от прогиба, 7 – ювенильная кора Джаргалантуинского прогиба; 8 – мантия; 9 – “горячая” мантия плюма; 10 – разломы. Стрелками показаны направления движения.

ния и, как следствие, обогащенностью выплавок лейкократовыми и литофильными компонентами.

Рассмотренная модель формирования магматического ареала с центральным батолитом над мантийным плюмом в условиях сжатия была ранее выдвинута при интерпретации закономерностей строения и образования Хангайского [28] и Ангаро-Витимского батолитов [31]. Универсализм модели при объяснении происхождения разновозрастных батолитов, по-видимому, отражает общие геодинамические условия батолитообразования и, прежде всего, указывает на мантийные плюмы как на источники тепла, способные обеспечить массовое плавление коры [13].

Появление мантийного плюма в основании рассматриваемой территории следует рассматривать в общем контексте геологической истории региона. Подробно этот вопрос был рассмотрен в работах [13, 32]. Здесь напомним, что внутриплитная активность в позднем палеозое и раннем мезозое Центральной Азии была связана с мантийным плюмом, перекрытым южным краем позднепалеозойского Северо-Азиатского континента. В ходе этого перекрытия зона внутриплитной активности последовательно на протяжении перми перемещалась в глубь континента, и в поздней перми процессы рифтогенеза охватили

территорию Центральной Монголии [28]. В результате здесь сформировался зонально-симметричный магматический ареал, в центральной части которого располагался Хангайский батолит, а по его южному и северному обрамлению соответственно Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны с щелочногранитоидным и бимодальным магматизмом (рис. 9). В раннем мезозое характер движения литосферной плиты изменился, и, вследствие ее вращения по часовой стрелке, над мантийным плюмом оказались более восточные (в современных координатах) ее участки (см. рис. 9), отвечающие территориям Западного и Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии [32]. Эта часть континента в раннем мезозое была охвачена коллизийными процессами, вызванными сближением Сибирского и Северо-Китайского континентов, и поэтому взаимодействие плюма и континентальной литосферы происходило на фоне литосферного столкновения. В результате возник рассмотренный нами Монголо-Забайкальский магматический ареал, подобный позднепермскому, с зональным распределением магматических образований. Перемещение литосферной плиты над центром мантийного плюма, проекция которого зафиксирована позднепермским Хангайским и

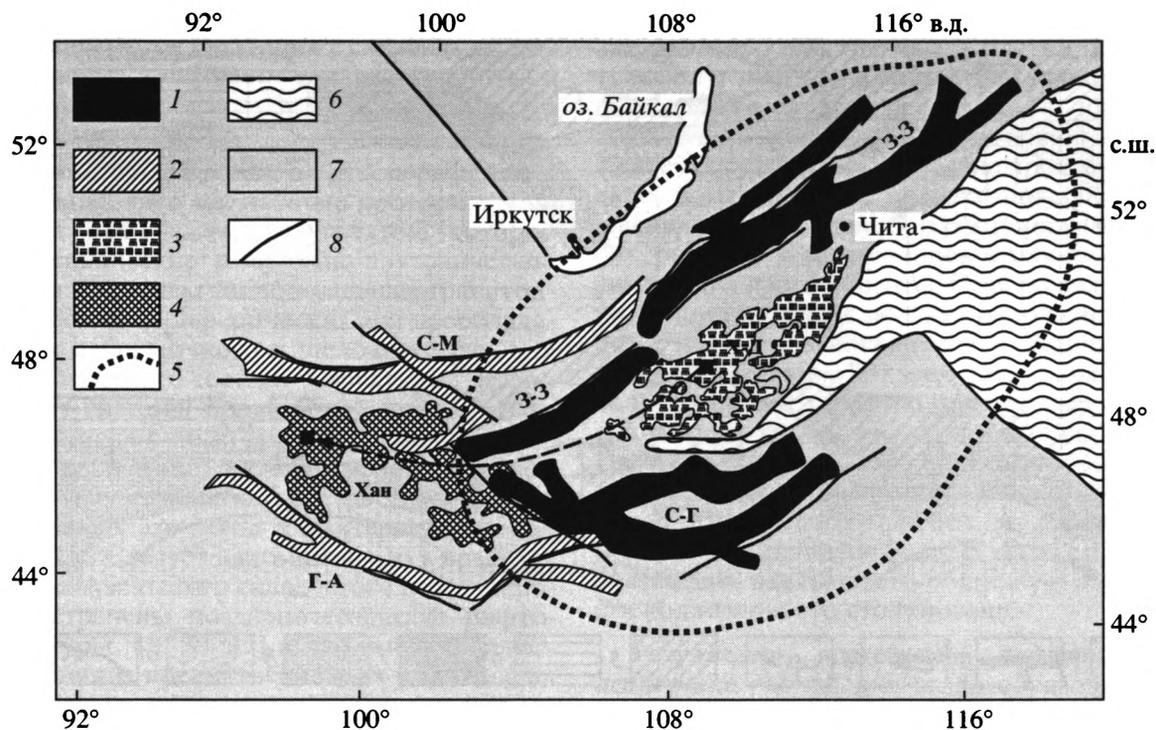


Рис. 9. Схема размещения раннемезозойского и позднепалеозойского зональных магматических ареалов в южном обрамлении Сибирской платформы.

Как следует из рисунка, одинаково построенные разновозрастные ареалы смещены один относительно другого на ~800 км, что соответствует вращению континента над мантийным плюмом по часовой стрелке.

1, 2 – рифтовые зоны: 1 – раннемезозойские (З-З – Западно-Забайкальская, С-Г – Северо-Гобийская), 2 – позднепалеозойские, (С-М – Северо-Монгольская, Г-А – Гоби-Алтайская; 3, 4 – батолиты: 3 – раннемезозойский (Х-Д – Хентей-Даурский), 4 – позднепалеозойский (Хан-Хангайский); 5 – проекция мантийного плюма; 6 – морской бассейн; 7 – континент; 8 – разломы. Остальные объяснения см. в тексте.

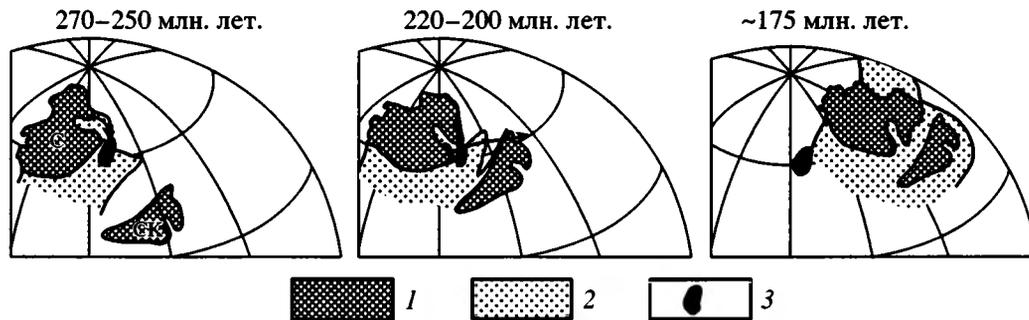


Рис. 10. Схема взаимодействия Северо-Азиатского континента с Центрально-Азиатским мантийным плюмом. Палеогеографические реконструкции даны по [43], стрелками указаны направления и амплитуды перемещения литосферных плит.

1 – докембрийские платформы (С – Сибирская, СК – Северо-Китайская); 2 – континентальные массы; 3 – мантийный плюм (позиция дана в жестких географических координатах).

раннемезозойским Хентейским батолитами (на рис. 9 показано дугой со стрелкой), произошло в западном направлении примерно за 20 млн. лет (между 250 и 230 млн. лет тому назад). Его амплитуда составила около 800 км, и, следовательно, вращательное движение этой части плиты происходило со скоростью около 4 см/год. Того же по-

рядка смещение устанавливается и для соответствующих по возрасту ареалов щелочногранитно-бимодального магматизма в обрамлении обоих батолитов. Таким образом, возникновение обоих зонально построенных магматических ареалов – позднепермского и поздне триасового – раннеюрского мы связываем с динамикой взаимодействия

южного края Северо-Азиатского континента и устойчиво функционировавшего мантийного плюма. С этим выводом согласуются данные об изотопно-геохимической однородности источников базитовых расплавов в позднемезозойских и раннемезозойских внутриплитных магматических ассоциаций [29].

Отметим также, что развитие магматической области завершилось примерно 190 млн. лет назад, указывая тем самым на прекращение взаимодействия плюма и литосферы региона. Палеогеографические реконструкции показывают, что примерно с этого времени территория Северной Азии начала быстрое перемещение к востоку (рис. 10). По-видимому, в результате этого Монголо-Забайкальская область оказалась как бы сорванной с плюмового основания, что и стало причиной прекращения магматической деятельности [32]. По времени это событие совпало с началом процесса дробления раннемезозойской Пангеи и, в частности, с расколами в центральной Атлантике (между 200 и 175 млн. лет назад) и между Восточной и Западной Гондванами (~185 млн. лет назад) и выталкиванием континентов из области раскола.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, формирование раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области происходило на протяжении позднего триаса – ранней юры в интервале 225–195 млн. лет тому назад. В результате возникла область зонально-симметричного строения. В центре ее расположился Хентей-Даурский батолит – один из крупнейших в Азии, а по периферии протянулись зоны рифтогенного магматизма с индикаторными щелочногранитными и базальт-командитовыми ассоциациями, а также продольными дайковыми поясами.

Формирование батолита и периферических зон растяжения происходило синхронно, но при участии разных источников магматических расплавов. Гранитоиды батолита возникли в результате анатексиса пород коры. Источником, или протолитом, для них служила раннекаледонская ювенильная кора Хентейского прогиба, характеризующаяся высокой долей участия пелитового компонента в ее составе. Эта особенность состава коры определила характеристики изотопного состава гранитоидов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ между 0.7041 и 0.7060, ϵNd между -1 и $+1$). Модельный Nd возраст гранитов T_{Nd} (DM-2st) варьирует в узком интервале 940–1045 млн. лет, что свидетельствует об однородности состава их источника. Однородность нарушается только в зоне узкого Джаргалантуинского прогиба, где установлены плагиограниты. Изотопный состав Nd плагиогранитов свидетельствует об их образовании из короткоживущей

ювенильной коры ($\epsilon\text{Nd} = 8$) с модельным возрастом T_{Nd} (DM-2st) = 330 млн. лет, возникшей предположительно в ходе индосинийского тектогенеза. Наличие океанической коры в основании прогиба указывает на то, что прогиб в современном его виде фиксирует зону столкновения континентальных глыб. Синхронность процессов столкновения и возникновения в пределах зоны его влияния батолита определяет важную роль коллизии в образовании гранитного ядра магматической области. Плавление коры в условиях коллизии стало возможным благодаря тепловому воздействию на нее мантийного плюма.

Магматизм периферических зон области протекал при ведущей роли мантийных расплавов, продуктом которых стали базальтовые и бимодальные базальт-командитовые ассоциации пород. Наличие мантийных источников расплавов установлено также и при формировании щелочных гранитоидов. Однако в образовании последних участвовал также коровый материал. Им контаминировались мантийные расплавы и их дифференциаты, и в результате возникали значительные вариации изотопных составов щелочных гранитоидов даже в пределах одного (например, Харитоновского) массива.

В строении периферических зон широко проявлены также субщелочные гранитоиды – граносиениты, лейкограниты, литий-фтористые граниты. Полученные и пока немногочисленные изотопные характеристики этих пород свидетельствуют об их образовании за счет коровых источников. Пространственная и возрастная сопряженность этих пород с проявлениями мантийного магматизма позволяют предполагать, что, по-видимому, их материнские расплавы образовались под влиянием теплового воздействия мантийных магм на породы коры и последующего их анатексиса.

Формирование магматической области в целом стало результатом взаимодействия подлитосферных и внутрилитосферных процессов, отвечающих соответственно мантийному плюму и зоне континентальной коллизии, возникшей в результате закрытия Джаргалантуинского прогиба. За пределами области коллизии воздействие плюма на литосферу вело к образованию зон растяжения и проникновению мантийных расплавов к поверхности. В пределах зоны коллизии мантийные расплавы, по-видимому, не поднимались выше низов коры. Их тепловое воздействие на породы коры вызывало масштабный анатексис и в конечном итоге определило образование батолита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-65337, 99-05-65687, 00-05-72011, 01-05-65267, 00-15-98628), 02-05-64191, 02-05-64196.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2. 750 с.
2. *Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.
3. *Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.* Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
4. *Гусев Г.С., Песков А.И.* Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–738.
5. *Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В.* Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
6. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др.* Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. № 5. С. 34–51.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
8. *Коваленко В. И., Костицын Ю.А., Петрова А.Ю. и др.* Rb-Sr возраст и источник магм редкометалльных Li-F гранитов Жанчивланского массива (Центральная Монголия) // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 556–560.
9. *Коваленко В. И., Костицын Ю.А., Ярмолук В.В. и др.* Источники магм и изотопная (Sr и Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
10. *Коваленко В.И., Кузьмин В.И., Антипин В.С.* Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 93–107.
11. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль П.В.* Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса // Геохимия и петрология метасоматоза. М.: Наука, 1975. С. 17–75.
12. *Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П. и др.* Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 14–30.
13. *Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П. и др.* Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
14. *Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г.* Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 672–676.
15. *Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Царева Г.М. и др.* Влияние дифференциации магм редкометалльных литий-фтористых гранитов на первичный изотопный состав стронция (на примере Югодзырского массива, Монголия) // Докл. РАН. 1997. Т. 351. № 1. С. 85–87.
16. *Коваль П.В.* Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: НИЦ ОИИГМ, 1998. 487 с.
17. *Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 97–108.
18. *Лыхин Д.А., Костицын Ю.А., Коваленко В.И. и др.* Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений. 2001. № 1. С. 52–70.
19. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 305 с.
20. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983. 235 с.
21. *Нагибина М.С.* О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией // Геотектоника. 1967. № 4. С. 31–42.
22. *Плюснин Г.С., Сандмирова Г.П., Смирнов В.Н. и др.* Сравнительное изучение K-Ar и Rb-Sr возраста гранитоидов Забайкалья и Монголии // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 14–32.
23. *Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др.* Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.
24. Редкометалльные гранитоиды Монголии // М.: Наука, 1971. 237 с.
25. *Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г.* Тектоника Южной Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 111–117.
26. *Ступак Ф.М.* Новые данные по геологии, возрасту и тектонике раннемезозойских вулканогенных формаций Северного Забайкалья // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 503–506.
27. *Ярмолук В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г., Коваленко В.И. и др.* Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье: геохронологические данные по району Тугнуйской впадины // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 78–83.
28. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
29. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И.* Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое–раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 525–530.
30. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.
31. *Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ангаро-Витимский батолит: к пробле-

- ме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.
32. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
 33. Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. Этапы формирования и источники щелочногранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–380.
 34. De Paolo D.J. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. New York: Springer-Verlag, 1988, 67 p.
 35. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
 36. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 137–150.
 37. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatkov O.A. // Magmatism, Geodynamics and Metallogeny of Central Asia. Moscow: Mico, 1995. P. 272.
 38. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
 39. Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 637–649.
 40. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey. Open-File Rept. 88-557. 1991. 64 p.
 41. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
 42. Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. Vol. 116. P. 117–129.
 43. Scotese C.R. Continental Drift // The PALEOMAP Project. University of Texas at Arlington, 1994. 80 p.
 44. 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.
 45. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 36. № 2. P. 359–362.
 46. Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. Vol. 306. P. 33–56.

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

Tectono-Magmatic Zoning, Magma Sources, and Geodynamics of the Early Mesozoic Mongolia-Transbaikal Province

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

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

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

***Joint Institute of Geology, Geophysics, and Mineralogy, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
pr. Akad. Koptyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia

Abstract—The Mongolian-Transbaikal Early Mesozoic igneous province is a large (1500 × 800 km²) zonally symmetrical area of igneous rocks on the western terminus of the Mongolia-Okhotsk belt. A large Hentiy-Daurian batholith makes up its core, and the periphery exhibits subalkaline and alkaline volcanic and plutonic rocks, including comendites and alkaline and Li-F granites. The recently determined U-Pb ages of the constituent rocks suggest that the batholith was emplaced between 225 and 195 Ma. The U-Pb, Rb-Sr, ³⁹Ar-⁴⁰Ar, and K-Ar ages of the peripheral igneous rocks suggest that they were formed within the same time interval. Plagiogranites with an age of 207 Ma were for the first time discovered within this igneous province, the hanchivlan massif in particular. Isotopic-geochemical data suggest that the rocks of this igneous province originate from mantle and crustal magma sources. The batholithic core of the area and the leucogranites, including granosyenites and the lithium-fluoric and some alkaline granites in the peripheral zones were formed largely as a result of crustal anatexis. Mantle sources were established from bimodal basalt-comendite associations and the alkaline granite series. The Zhanchivlan plagiogranites were formed in a subduction setting from the melting of presumably Indosinian oceanic crust. The proposed model of igneous province formation history, the collision of the continental shoulders of the Jargalanguin basin with the ultimate consumption of its oceanic floor in subduction zone on the one hand and an undoubted effect of a mantle plume upon magma generation, on the other. The model implies that a mantle plume gave rise to crustal melting and batholith emplacement in the collision zone between the continental coasts of the trough and induced rifting and mantle-sourced magma generation throughout the periphery of the igneous province outside the collision zone proper.

УДК 551.24:551.21(571.6)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

© 2002 г. Г. П. Авдейко, С. В. Попруженко, А. А. Палуева

Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, 683006 г. Петропавловск-Камчатский, бул. Пийна, 9
Поступила в редакцию 19.06.2000 г.

По данным пространственно-структурного положения островодужных комплексов вулканических пород, их петролого-геохимической специфики, гравиметрических и сейсмологических материалов и на основе принципа актуализма реконструируется история тектонического развития Курило-Камчатской островодужной системы в кайнозое. В регионе выделяются три разновозрастные системы островная дуга–глубоководный желоб, последовательно омолаживающиеся в сторону Тихого океана: Западно-Камчатская (Р), Срединно-Камчатско-Курильская (P_3 –Q) и современная Курило-Камчатская (N_2 –Q). Вулканические пояса Камчатки рассматриваются как вулканические дуги этих систем, формирующиеся над зонами субдукции. На основе анализа сейсмологических данных уточнена геометрия современной Курило-Камчатской зоны субдукции и геодинамические параметры проявления современного вулканизма. В соответствии с тектонической историей и геодинамическими параметрами проведено вулкано-тектоническое районирование с выделением сегментов современной Курило-Камчатской островной дуги. Восточно-Камчатский сегмент представляет собой начальный этап субдукции (5–7 млн. лет) Тихоокеанской плиты с нормальной корой океанического типа (угол поддвигания $\sim 45^\circ$) и с утолщенной корой за счет поднятия Обручева (угол поддвигания 30 – 35°). Петропавловский сегмент (Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций) – это зона дискордантного наложения современной Курило-Камчатской дуги на более древнюю Срединно-Камчатскую дугу. В пределах Южно-Камчатского сегмента, так же, как и трех Курильских сегментов, различающихся по геодинамическим параметрам проявления вулканизма, субдукция сохранилась практически в неизменном виде с конца олигоцена, со времени заложения Срединно-Камчатско-Курильской дуги, и здесь сформировался стационарный режим субдукции. Вулканическая дуга Срединного хребта Камчатки характеризует условия прекращения субдукции, начавшейся в конце олигоцена, и затухания вулканизма в голоцене. Геодинамические параметры влияют на условия магмообразования и отражаются в петрогеохимических характеристиках вулканических пород.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоническому строению и развитию Камчатки и Курильских островов посвящена обширная литература [6, 8, 17, 36 и др.]. Многие работы последнего времени основываются не только на геологических, но и на геофизических данных, которые включают в себя площадные гравиметрические и электроразведочные исследования, а также данные по профилям ГСЗ, МГЗ, КМПВ, МОВЗ [7, 10, 28, 34]. В этих работах дается характеристика основных структур Камчатки, но не рассматривается история их формирования. В последнее время появилось много публикаций, посвященных взаимодействию литосферных плит и формированию аккреционно-коллизонной структуры отдельных районов Камчатки и Корякского нагорья [5, 24, 31, 37]. Тектоническая структура региона в целом отражена на изданной в 2000 г. Тектонической карте Охотоморского региона [29, 38]. Практически во всех этих работах основное внимание уделяется доостроводужной истории развития, а вулканические пояса, являющиеся характерной особенностью Курило-Камчатского регио-

на, рассматриваются как наложенные структуры без характеристики условий и истории их формирования.

Настоящая работа призвана восполнить этот пробел. Ее целью является реконструкция тектонической истории развития вулканических дуг Курило-Камчатской островодужной системы и проведение на ее основе вулкано-тектонического районирования, основанных на принципе актуализма. Главное внимание уделено сравнительному анализу строения структурных элементов региона и петрогеохимических характеристик вулканических пород с аналогичными характеристиками современных островных дуг и активных окраин континентов. Работа направлена на выработку критериев диагностики вулканических дуг при палеотектонических реконструкциях.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДУГИ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

В пределах Курило-Камчатской островодужной системы распространены три автохтонных

разновозрастных вулканических комплекса, сформировавшихся в островодужных условиях (рис. 1). На Западной Камчатке это палеоценовые покровные и субвулканические фации пород от андезибазальтов до дацитов, обнажающиеся в междуречье Коль-Большая Воровская (черепановская толща), и группы эоценовых вулканических и субвулканических комплексов формационного ряда от базальтов до риолитов, протягивающихся по западному побережью и по Парापольскому долу [22].

В пределах Срединного хребта Камчатки и на Южной Камчатке широко распространены комплекс неоген-четвертичных вулканических и интрузивных пород от базальтов до дацитов и липаритов с преобладанием андезитов и андезидацитов. Среди них встречаются породы как нормального, так и щелочного ряда – трахибазальты, трахиандезиты и др. По одним данным наиболее древние вулканы имеют позднелигоценый возраст [22], по другим – миоценовый [42]. Подробная геологическая и петрогеохимическая характеристика этих пород приведена в ряде публикаций [16, 20, 42].

На Южной Камчатке В.С. Шеймович и М.Г. Патока [42] выделяют шесть вулканоматических формаций: миоценовую андезитовую, миоцен-плиоценовую липарито-дацитовую, плиоценовую андезибазальтовую, нижнеплейстоценовую базальтовую, плейстоцен-голоценовую андезибазальтовую (к которой относятся все активные вулканы) и голоценовую базальтовую (ареального вулканизма). Необходимо отметить, что название формаций дано по преобладающему типу пород. За исключением липарито-дацитовой формации и базальтовой формации ареального вулканизма, для них характерен дифференцированный ряд вулканических пород от базальтов до липаритов, а в пределах распространения миоцен-плиоценовых формаций широко представлены интрузивные фации от габбро до гранитов.

В Срединном хребте Камчатки так же, как и на юге Камчатки, выделяются эти же шесть вулканоматических формаций [42], но с несколько иным соотношением вулканических пород. Так, в плиоценовой андезибазальтовой формации наблюдается большой объем андезитов, а в нижнеплейстоценовой формации преимущественно распространены андезибазальты. В плейстоцен-голоценовой формации значительный объем занимают дациты и липариты. Основным же отличием проявления вулканизма Срединного хребта от Южной Камчатки является то, что к настоящему времени в Срединном хребте сохранился лишь один активный вулкан – Ичинский, да и то только в сольфатарной стадии.

В пределах Большой Курильской гряды распространены близкие по составу комплексы вулканических пород [18, 32, 36]: “зеленотуфовый”, вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, анде-

зит-андезибазальтовый и андезитовый. Наиболее древним из них является “зеленотуфовый” комплекс олигоцен(?)–среднемиоценового возраста, вулканические породы которого представлены лавами и лавобрекчиями базальтов, андезитов и дацитов. Среди интрузивных пород встречаются только кварцевые диориты. В составе среднемиоцен-плиоценового вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса широко распространены андезитовые и дацитовые пемзы, и ее можно сопоставить с близкой по возрасту липарито-дацитовой формацией Южной Камчатки. Андезит-андезибазальтовый комплекс Курил по составу и возрасту сопоставим с андезибазальтовой формацией Южной Камчатки. Для него характерны подушечные лавы, обломочно-подушечные брекчии и аквагенные туфы. Все три дочетвертичных комплекса вулканических пород распространены только на флангах Большой Курильской гряды: на островах Шумшу и Парамушир вблизи Камчатки и на островах Южных Курил – Уруп, Симушир. В отличие от формаций Южной Камчатки и особенно Срединного хребта Камчатки вулканические породы Курил несут отчетливые черты подводных излияний. Андезитовый комплекс Курил слагает четвертичные вулканы, среди которых большая роль принадлежит активным вулканам.

На Восточной Камчатке, включая Центральную Камчатскую депрессию, в отличие от Срединного хребта Камчатки, Южной Камчатки и Курил, вулканические породы островодужного типа олигоцен-миоценового возраста отсутствуют. Здесь выделяются группа плиоценовых и группа плиоцен-эоплейстоценовых вулканических комплексов, представленных лавами базальтов, андезитов и дацитов в разных соотношениях и субвулканическими формациями этих же пород [22], а также современными вулканами (см. рис. 1).

В целом и на Камчатке и на Курилах наиболее широким распространением пользуются плиоцен-четвертичные вулканогенные породы островодужного типа, состав которых меняется от базальтного до риолитов, однако доли пород разного состава на Камчатке и Курилах различны. На Курилах, в целом, преобладают андезибазальты и андезиты (60–70%), тогда как на Камчатке наиболее распространены базальты и основные андезибазальты (~50%) при более высокой доле кислых пород по сравнению с Курилами [13, 26, 27, 40].

Наиболее полно изучен химический состав лав плиоцен-четвертичной ассоциации вулканических пород. В пределах Курил и Камчатки по уровню концентрации K_2O выделяются лавы низкокалийевой, умереннокалийевой, высококалийевой и шошонит-латитовой серий [55], а по общему содержанию щелочей – породы нормального и субщелочного ряда. В пределах каждой по К-щелочности серии по критерию А. Мияширо [49] выделяются толеитовые и известково-щелочные разновидности. И на Камчатке, и на Курилах преобла-

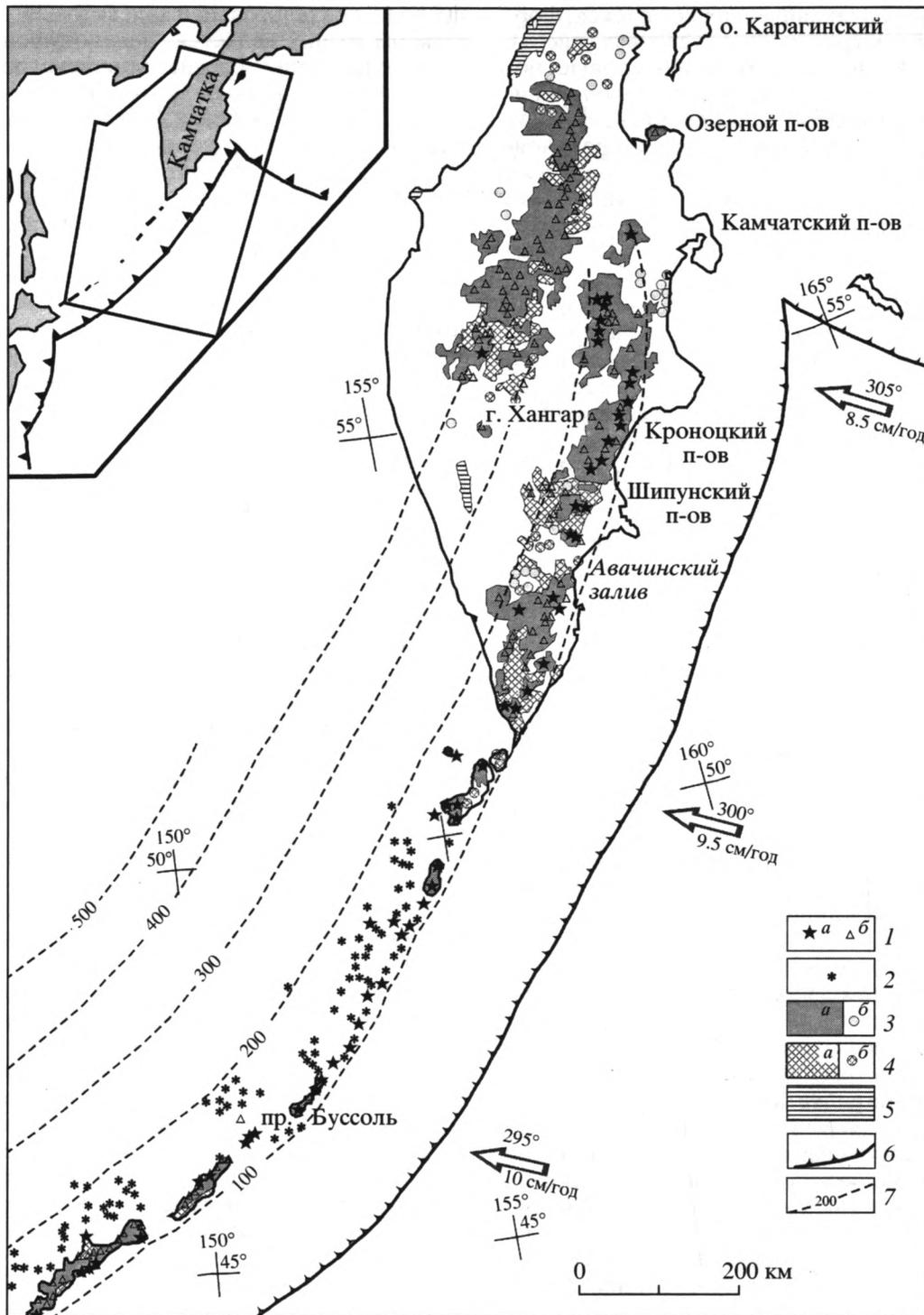


Рис. 1. Пространственное распределение кайнозойских автохтонных вулканогенных комплексов в Курило-Камчатской островодужной системе.

1 – наземные активные (а) и потухшие (б) вулканы; 2 – подводные вулканы; 3, 4 – поля распространения (а) и локальные выходы (б) плиоцен-четвертичных (3) и верхнеолигоцен-миоценовых островодужных вулканических формаций (4); 5 – палеогеновые вулканические формации Западной Камчатки; б – осевая зона глубоководных желобов; 7 – изолинии глубины до сейсмофокальной зоны. Стрелками показано направление и скорость движения Тихоокеанской плиты.

дают нормальные по щелочности лавы известково-щелочной умереннокалиевой серии, встречающиеся обычно во фронтальных зонах вулканических дуг: на Курилах, где они широко распространены; на Южной и Восточной Камчатке, где они довольно обычны; в Центральной Камчатской депрессии и в Срединном хребте, где они лишь спорадически отмечаются по восточному обрамлению этих структур [55]. Лавы высококалиевой серии локализируются в тыловых зонах Курил, Южной и Восточной Камчатки и Срединного хребта. Наиболее редки лавы шошонит-латитовой серии, которые отмечены лишь в тыловых зонах Северных Курил (только среди базальтов), Южной Камчатки и в Центральной Камчатской депрессии, но часто встречаются в Срединном хребте, где они обнаружены в центральной и тыловой зонах вулканического пояса.

Такое распределение пород разных серий нарушается в пределах крупных поперечных разломных структур, где лавы высококалиевой серии встречаются даже во фронтальных зонах вулканических поясов, например, на изгибе Курильской дуги в районе пролива Буссоль [33] и на Камчатке в области Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций [11].

В островодужных вулканических ассоциациях Курил, Южной и Восточной Камчатки хорошо проявлены поперечные минералогическая и геохимическая зональности и значительно менее отчетливо – продольная зональность [3, 33, 44]. От фронта к тылу здесь уменьшается степень дифференцированности вулканитов. Лавы фронтальных вулканических зон характеризуются в основном двупироксеновыми ассоциациями фенокристов, тогда как в базальтах тыловых зон вкрапленники ортопироксена редки, а в лавах среднего и кислого составов, а иногда даже и в базальтах распространены вкрапленники амфибола и биотита. Одноименные минералы разных зон отличаются также и по химическому составу [30, 33, 55].

Поперечная геохимическая зональность выражается в повышении от фронтальных к тыловым зонам концентраций в лавах многих некогерентных редких элементов (K, Rb, Li, Be, Ba, Sr, U, Th, La, Ce, Nb, Ta, Zr, W, Mo), величин K/Na, Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ca, Th/U отношений и содержаний большинства летучих компонентов – H₂O, F, Cl, S. В этом же направлении уменьшаются содержания в лавах Fe, V, величины Fe/(Fe + Mg) и Fe²⁺/Fe³⁺ отношений [33, 55]. В лавах Курил установлена хорошо выраженная поперечная изотопная зональность: величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd заметно уменьшаются от фронта к тылу [3, 33].

Аналогичная поперечная зональность проявляется и в четвертичных вулканитах островодужного типа Срединного хребта при более высокой общей щелочности и более высоком уровне концентраций некогерентных редких элементов [12, 13, 15, 16, 32].

В пределах Курил и Южной Камчатки отчетливо проявлены две вулканические зоны – фронтальная и тыловая, параллельные глубоководному желобу, с зоной ослабления вулканической активности между ними [1, 33]. В пределах Восточной Камчатки вулканический пояс Центральной Камчатской депрессии также можно рассматривать как тыловую по отношению к фронтальной зоне (см. рис. 1). Во всяком случае для этих зон характерны такие же закономерности петрогеохимической зональности, как и для Курил и Южной Камчатки [12, 13, 15, 55].

Кроме того, в составе позднекайнозойских вулканических пород Камчатки встречаются лавы внутривулканического типа, выявленные и изученные О.Н. Волынцом [55]. Среди внутривулканических серий Камчатки установлены K-Na щелочнобазальтовая (позднемиоценового возраста на Восточной Камчатке); K-Na щелочнооливинбазальтовая (плиоценового возраста на Восточной Камчатке и позднеплиоцен-голоценового возраста в Срединном хребте – в виде зоны ареального вулканизма); K-Na базальт-комендитовая (плиоцен-раннеплейстоценового возраста в Срединном хребте); K щелочнобазальтовая и ассоциирующая шошонит-латитовая (позднемиоцен-плиоценового возраста на Западной Камчатке). В лавах внутривулканического геохимического типа поперечная геохимическая зональность не проявлена.

Принципиальным является вопрос о природе миоцен-четвертичного пояса Срединного хребта. Одни авторы считают его отдельной вулканической дугой, связанной с самостоятельной зоной субдукции, которая в настоящее время прекратила свое существование, так как оказалась заблокированной в результате причленения к Камчатке Восточных полуостровов [4, 23, 25, 39]. По мнению других авторов, вулканический пояс Срединного хребта связан с современной Курило-Камчатской зоной субдукции и является третьей вулканической зоной, тыловой по отношению к Восточной вулканической зоне и вулканической зоне Центральной Камчатской депрессии [35, 52, 54]. Природа вулканического пояса Срединного хребта будет рассмотрена ниже.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Гравитационное поле современной Курило-Камчатской системы дуга – желоб обладает основными характерными чертами таких систем, т.е. наличием сопряженных положительной и отрицательной аномалий в свободном воздухе [19, 57]. Положительная аномалия протягивается вдоль невулканической дуги, которой на Курилах соответствуют острова Малой Курильской гряды и их подводное продолжение, а на Камчатке – восточные полуострова. Положительная аномалия осложнена поперечными аномалиями пони-

женного поля вдоль крупных поперечных зон разломов в районе Авачинского залива на Камчатке и пролива Буссоль на Курилах [57].

Положительная гравитационная аномалия характерна для зоны восточных полуостровов Камчатки также и в редукции Буге (рис. 2). При снятии регионального фона вулканические пояса Восточной Камчатки, Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта характеризуются мозаичным знакопеременным полем в редукции Буге [7, 8, 34]. Характер аномалий в районе вулканических построек зависит от строения и состава пород фундамента, генетического типа и стадии развития вулканического центра, изостатической уравновешенности и др. Так, базальтовым и частично андезитовым вулканам обычно соответствуют локальные максимумы, осложненные минимумами по их периферии; с вулканическими кальдерами, в зависимости от генезиса, связаны гравитационные минимумы (эксплозивные кальдеры) или максимумы (кальдеры обрушения).

Отличительной особенностью гравитационного поля Камчатки от других островных дуг и активных континентальных окраин является наличие двух дополнительных, но менее интенсивных зон положительных гравитационных аномалий на участке от Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций до зоны поперечных разломов, продолжающих на Камчатке алеутское направление, субпараллельных основной зоне положительных аномалий, локализованной в пределах восточных полуостровов (см. рис. 2). Одна из них, приуроченная к Центральной Камчатской депрессии, выделяется достаточно уверенно, а зона положительных аномалий Западной Камчатки выражена менее отчетливо. По отношению к вулканическому поясу Срединного хребта зона положительных аномалий Центральной Камчатской депрессии занимает такое же положение, как и зона восточных полуостровов по отношению к поясу Восточной Камчатки. Она соответствует почти полностью погребенному Хавывенскому поднятию северо-восточного простирания. В пределах этого поднятия максимальное значение силы тяжести наблюдается на одноименной возвышенности, сложенной кристаллическими сланцами основного состава и серпентизированными гипербазитами. В пределах аномальной зоны обнажается также толща верхнемеловых-палеоценовых подушечных базальтов и туфов, прорванных крупным телом габброидов с плотностью 3.05 г/см^3 . Остальные участки аномальной зоны Хавывенской возвышенности закрыты чехлом кайнозойских вулканогенно-терригенных пород, в связи с чем интенсивность положительной гравитационной аномалии несколько убывает. Тем не менее только наличием пород высокой плотности нельзя объяснить мощный гравитационный эффект [9]. На наш взгляд, это свидетельствует в пользу того, что вулканический пояс Срединного хребта сфор-

мировался над самостоятельной зоной субдукции, для которой Хавывенское поднятие, так же, как и о-в Карагинский на его северо-восточном продолжении, являлось фронтальной (невулканической) дугой. В этом случае положительная гравитационная аномалия является в значительной мере остаточной, обусловленной нарушением изостазии в период субдукции.

Свидетельством самостоятельности зоны субдукции под Срединный хребет является погребенный палеожелоб, который фиксируется по отрицательной гравитационной аномалии в свободном воздухе вдоль подножия континентального склона восточнее о-ва Карагинского [21, 56]. На Камчатке этой зоне субдукции, вернее, осевой зоне палеожелоба, соответствует Тюшевский прогиб и зона надвига Гречишкина [39].

Модельный гравитационный разрез с двумя зонами субдукции показан на рис. 3. Плотностное моделирование по профилю, пересекающему п-ов Камчатка, свидетельствует о том, что в случае введения в модель двух относительно уплотненных погружающихся слоев, с эффективной плотностью $+0.08...+0.1 \text{ г/см}^3$, и двух зон разуплотнения ($-0.08...-0.1 \text{ г/см}^3$) – предполагаемых участков магмообразования форма и интенсивность расчетной гравитационной аномалии близка к наблюдаемой.

Сегмент с двумя разновозрастными зонами субдукции ограничен с юга Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций, а с севера – глубинными разломами алеутского направления. Эти разломы, очевидно, являлись границами, по которым в плиоцене произошел перескок зоны субдукции на современное ее положение. Южнее Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций субдукция сохранилась почти в неизменном виде, а севернее разломов алеутского направления субдукция почти прекратилась. По мнению В.П. Трубицына с соавторами [39], субдукция под северный отрезок Срединного хребта была наведенной, так как сформировавшаяся в эоцене Алеутская дуга отделила Берингово море от Тихоокеанской плиты [46].

В Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций северо-западные разломы проявлены наиболее контрастно и фиксируются современными морфоструктурами, протяженными гравитационными и магнитными ступенями, линейными зонами локальных аномалий, зонами смены морфологии геофизических полей и подтверждены сейсмическими (ГСЗ, КМПВ, МОВЗ) и электроразведочными (МТЗ) данными. В Малко-Петропавловской зоне по геолого-геофизическим данным выделяется ряд линейных блоков северо-западного простирания, сочленение структурных элементов, в пределах которых напоминает структуру зон трансформных разломов [22].

Третья зона положительных аномалий Западной Камчатки, возможно, соответствует палеогео-

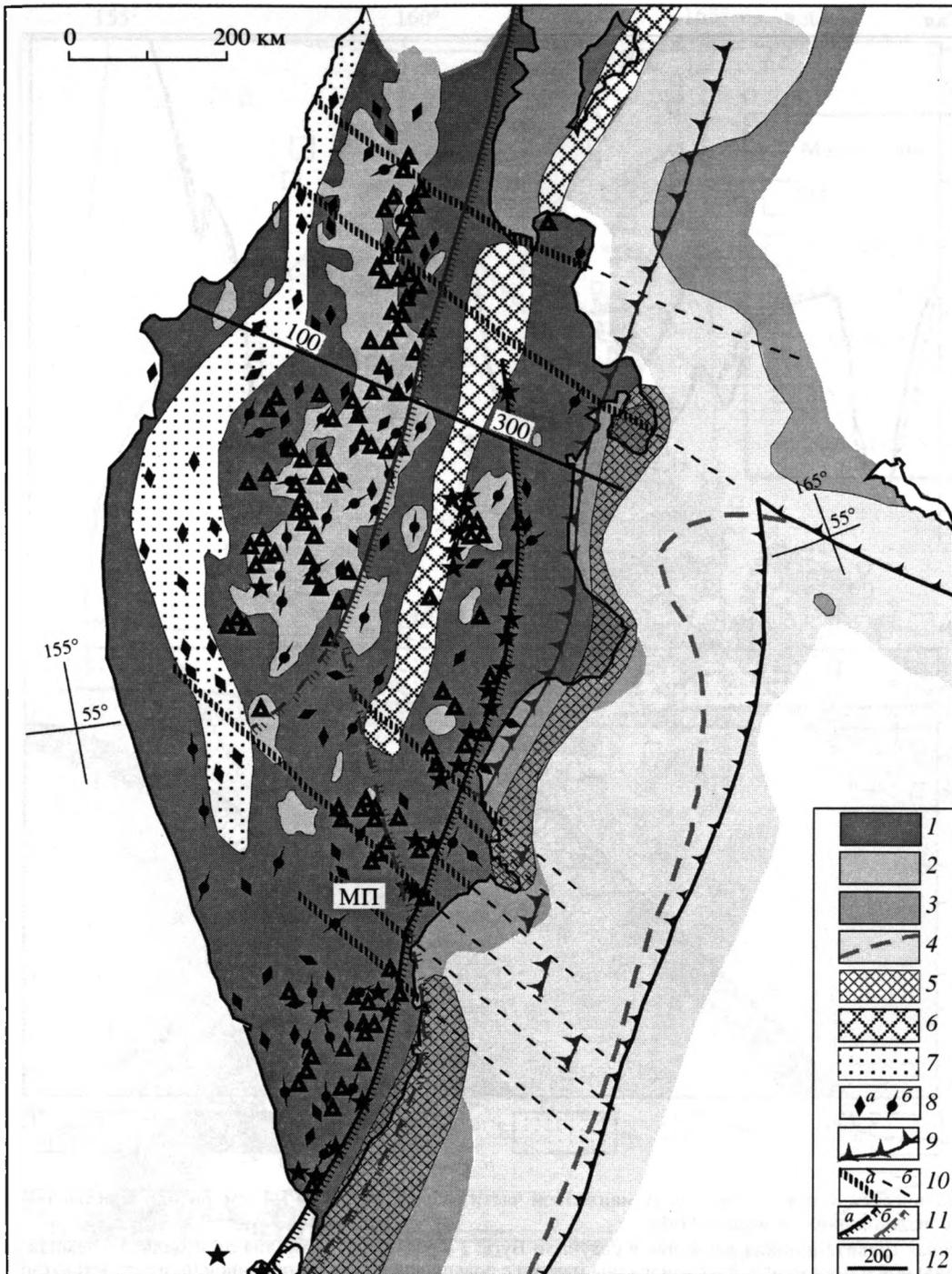


Рис. 2. Схема районирования поля силы тяжести (аномалии Буге для суши, аномалии в свободном воздухе для акватории).

1, 2 – положительные (1) и отрицательные (2) аномалии в редукции Буге; 3, 4 – положительные (3) и отрицательные с осевой зоной (4) аномалии в свободном воздухе на прилегающих участках Берингова моря и Тихого океана; 5 – положительные аномалии фронтальной (невулканической) дуги с максимальными значениями до +230 мГал; 6 – положительные аномалии зоны Хавывинского погребенного поднятия (палеоаналог фронтальной дуги неогенового возраста) интенсивностью до 110 мГал; 7 – Хайрюзовско-Тигильско-Кинкильская зона максимумов (возможный палеоаналог фронтальной дуги Западной Камчатки); 8 – оси локальных повышенных (а) и пониженных (б) аномалий силы тяжести; 9 – предполагаемое положение осевой зоны глубоководного желоба неогеновых вулканических дуг; 10 – основные поперечные разломы на суше (а) и на дне океана (б); 11 – вулканический фронт современной Курило-Камчатской дуги (а) и неогеновой дуги Срединного хребта и Южной части Камчатки (б); 12 – положение модельного разреза на рис. 3. МП – Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1.

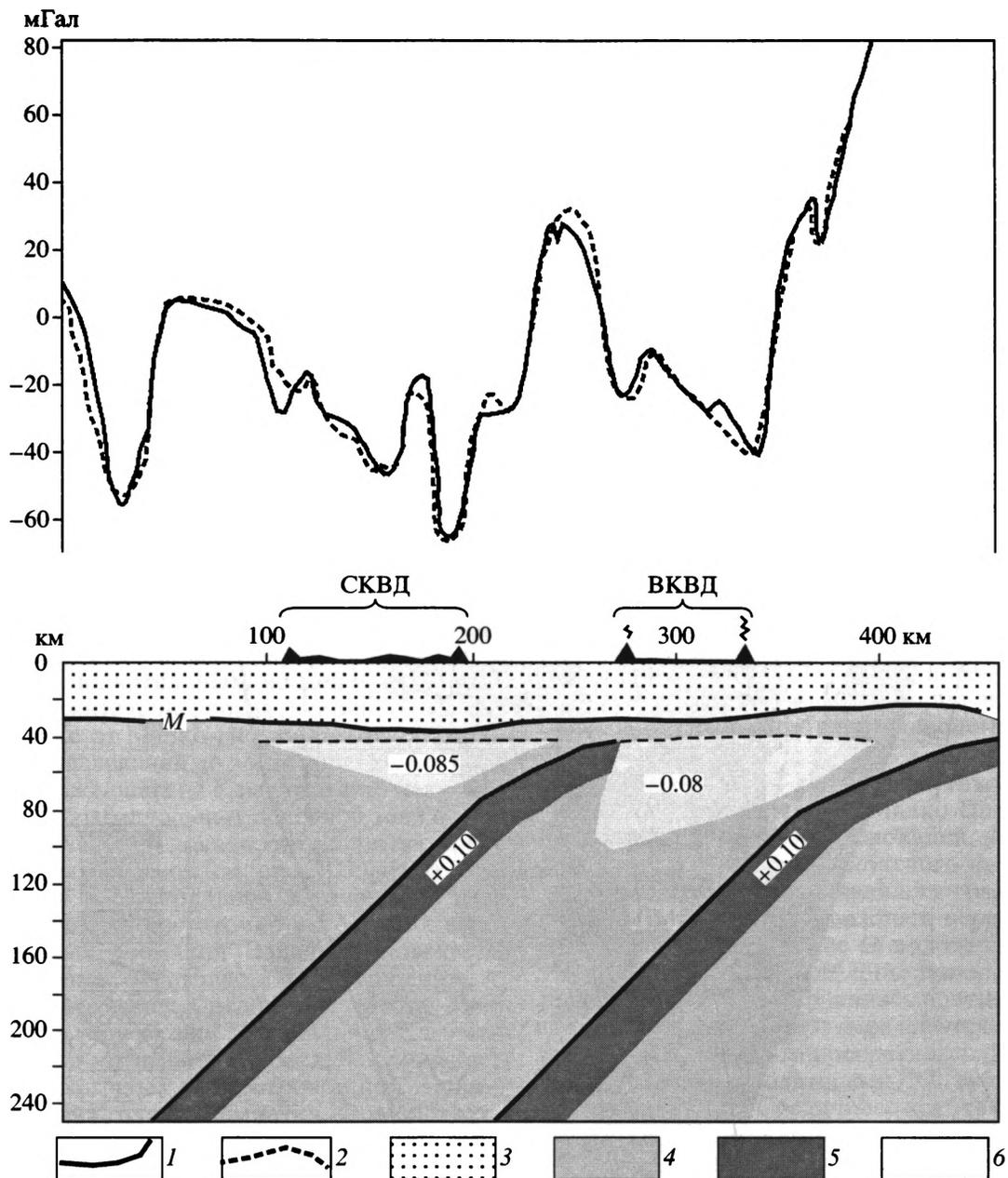


Рис. 3. Схематическая плотностная модель мантийной части разреза по линии I-I (см. рис. 2). При расчете учтены плотностные неоднородности земной коры.

1 – наблюдаемая гравитационная аномалия в редукции Буге; 2 – расчетная аномалия от модели; 3 – земная кора; 4 – мантия нормальной плотности; 5, 6 – слои и зоны мантии с повышенной (5) и пониженной (6) плотностью (эффективная плотность указана цифрами в $\text{г}/\text{см}^3$). СКВД – Срединно-Камчатская вулканическая дуга, ВКВД – Восточно-Камчатская вулканическая дуга.

новой дуге (см. рис. 2). Во всяком случае западнее этой зоны фрагментарно распространены палеогеовые вулканические породы островодужного типа (см. рис. 1).

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Данные по пространственному распределению эпицентров землетрясений за весь период инстру-

ментальных наблюдений, начиная с 1962 г., приведены на рис. 4. Отчетливо видно, что пояс мелкофокусных землетрясений (глубиной до 50 км), в том числе все сильные землетрясения с магнитудой ≥ 7.5 , расположен на континентальном склоне глубоководного желоба, а севернее сочленения с Алеутской дугой он смещен в западном направлении, занимая такое же положение относительно палеожелоба. Это является дополнительным сви-

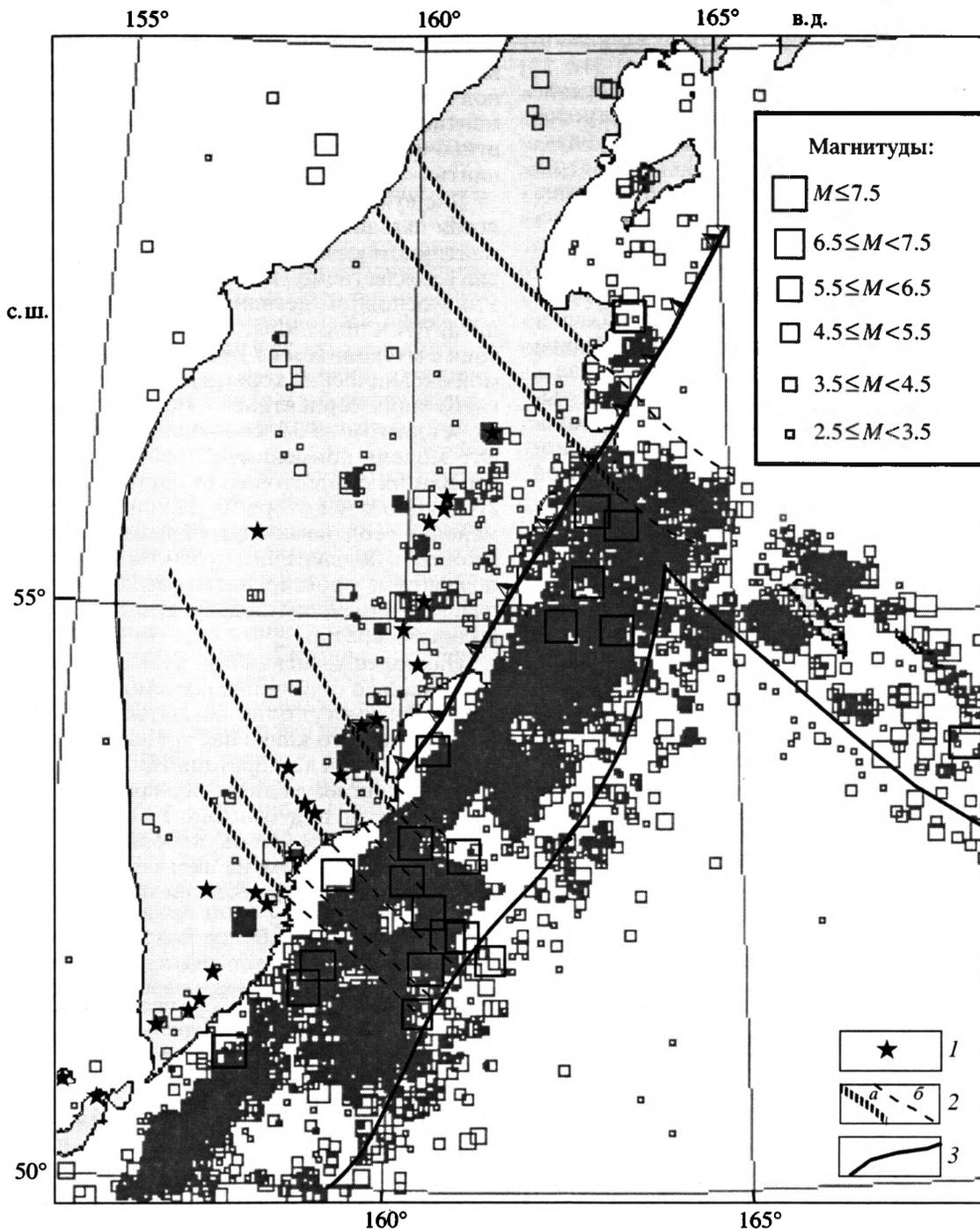


Рис. 4. Пространственное распределение эпицентров землетрясений глубиной до 50 км за период 1962–1999 гг. Местоположение эпицентров и магнитуды землетрясений показаны квадратиками разной величины. 1 – активные вулканы; 2 – основные поперечные разломы на суше (а) и дне океана (б); 3 – осевая зона глубоководных желобов.

детельством перескока зоны субдукции южнее сочленения с Алеутской дугой. Кроме того, большое число мелкофокусных землетрясений имеется на Восточной Камчатке между п-овами Шипунским и Озерным, а на Южной Камчатке зафиксиро-

рованы только единичные слабые землетрясения (см. рис. 4). Это свидетельствует о том, что слабые движения по предыдущей зоне субдукции еще сохранились, хотя она уже не фиксируется землетрясениями на более глубоких горизонтах.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА

Основные геодинамические параметры проявления вулканизма Курильского отрезка островодужной системы, основанные на модели субдукции, рассмотрены нами ранее [2]. Параметры сейсмофокального слоя во многом определяют геодинамические условия вулканизма. Они косвенно влияют на температуру, давление и состав плавящегося субстрата, количество и состав участвующих в плавлении летучих компонентов, условия подъема и излияния магмы. К числу определяющих параметров относятся глубина до зоны субдукции (до верхней плоскости сейсмофокальной зоны) под вулканическим фронтом и под тыловыми вулканами, расстояние от оси глубоководного желоба до вулканического фронта, скорость и направление движения субдуцируемой плиты, угол ее наклона и др.

В последнее время нами совместно с В.А. Широковым уточнена геометрия сейсмофокального слоя с использованием базы данных по землетрясениям Курило-Камчатского региона за весь период инструментальных наблюдений. Изолинии глубины до верхней поверхности сейсмофокальной зоны, основанные на этих данных, показаны на рис. 1, а уточненные параметры проявления вулканизма на разных отрезках Восточно-Камчатского и Курильского сегментов островодужной системы даны в таблице.

Глубина до сейсмофокальной плоскости под вулканическим фронтом является почти постоянной величиной, составляя 110 ± 5 км, а максимальная глубина под тыловыми наиболее удален-

ными от вулканического фронта вулканами не превышает 220 км. Ранее было показано [2], что именно в этих пределах глубин до сейсмофокальной плоскости существуют условия плавления в мантийном клине за счет привноса летучих, в первую очередь воды, из поддвигаемой литосферной плиты.

Две вулканические зоны – фронтальная и тыловая связаны с очаговыми зонами плавления в мантийном клине над двумя уровнями дегидратации в поддвигаемой плите: для фронтальной зоны – это в основном дегидратация амфибола, тремолита, 7 Å клинохлора, 14 Å клинохлора в ассоциации с мусковитом из 1-го и 2-го слоев поддвигаемой океанической коры, а для тыловой зоны – дегидратация серпентина и талька в ассоциации с форстеритом из 3А слоя океанической коры [2]. Эта модель применима и для других островных дуг или их сегментов со стационарным режимом субдукции с некоторыми вариациями за счет изменения геодинамических параметров субдукции (скорость поддвигания, угол между направлением поддвига и простираемостью островной дуги, угол падения плоскости поддвига и др.) и структуры поля температур.

Наиболее удаленные от вулканического фронта вулканы с глубиной до сейсмофокальной зоны 180–220 км могут образовываться за счет плавления мантийного клина над третьим уровнем отделения воды при дегидратации флогопита [51]. Однако поддвигаемая литосферная плита и увлекаемое вслед за ней основание мантийного клина могут содержать лишь небольшое количество этого минерала, чем, на наш взгляд, и обусловлено затухание вулканической активности в тылу

Геодинамические параметры проявления четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островодужной системы

Геодинамические параметры	Восточная Камчатка	Район Авачинского залива	Южная Камчатка	Северные Курилы	Средние Курилы	Южные Курилы
L_{\min} , км	190	205–210	200–205	175–205	160	180–220
L_{dir} , км	190–210	205–210	200–205	180–210	180	240–255
V , см/год	8.5	8.5	8.5–9.0	9.0–9.5	9.5	9.5–10.0
α°	80–85	90	85–90	76–85	74–51	45–50
β°	35–45	45	45–50	45–50	50	40–50
H_f , км	105–115	115	110	105–115	105	105–110
H_r , км	150–180	–	150–170	150–165	150–190	150–170
H_{\max} , км	195	180	205	210	210	220
t , млн лет	2.4–2.5	2.4–2.5	2.4–2.5	2.4–2.7	2.5	3.0–3.5
d , км	50–70	70	40–60	55–80	110	70–115
T , км	~40	42–47	40–45	25–35	27–30	25–45

Примечание. L_{\min} и L_{dir} – расстояние от оси глубоководного желоба до вулканического фронта: кратчайшее (L_{\min}) и по направлению движения Тихоокеанской плиты (L_{dir}); V – скорость движения Тихоокеанской плиты; α – угол между направлением движения Тихоокеанской плиты и простираемостью дуги; β – угол наклона сейсмофокальной зоны на глубине 50–200 км; H_f , H_r и H_{\max} – глубина до зоны субдукции под вулканическим фронтом, под передовыми вулканами тыловой зоны и максимальная соответственно; t – время прохождения плиты от начала поддвигания до опускания на глубину 105 км, т.е. под вулканический фронт; d – ширина вулканической дуги; T – мощность земной коры.

дуги, выражающееся в малой площадной плотности вулканических центров [2, 50]. Общая ширина вулканической дуги, как правило, не превышает 100 км.

Скорость движения Тихоокеанской плиты, меняющаяся от 8.5 см/год на широте Кроноцкого пролива до 10 см/год на широте о-ва Кунашир [23, 48], и расстояния от оси желоба до вулканического фронта дают возможность подсчитать время взаимодействия поверхности Тихоокеанской плиты с Евразийской плитой и основанием мантийного клина до начала его плавления. Это время меняется от 2.4 млн. лет для Восточной Камчатки до 3.0–3.5 млн. лет для Южных Курил.

Следует подчеркнуть, что геодинамические параметры магмообразования и проявления вулканизма примерно одинаковы для всех островодужных систем и активных окраин Тихоокеанского кольца. Основными из них являются глубина до сейсмофокальной зоны под фронтальными и тыловыми вулканами, ширина вулканической дуги и расстояние от оси глубоководного желоба, т.е. от линии начала субдукции до линии вулканического фронта. С этих позиций положение вулканического пояса Срединного хребта Камчатки является необычным. Глубина до современной сейсмофокальной зоны на юге этого пояса колеблется в пределах от 300 км под передовыми (фронтальными) вулканами до 450 км – под тыловыми вулканами. Севернее же Ичинского вулкана субдукция если и существует, то она никак не проявляется в виде зоны землетрясений. Ширина вулканического пояса Срединного хребта составляет более 100 км, т.е. соответствует ширине крупной вулканической дуги. Если же считать вулканический пояс Срединного хребта третьей вулканической зоной современной дуги, то вулканическая дуга на этом отрезке Курило-Камчатской островодужной системы расширяется до 400 км.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природа образования вулканического пояса Срединного хребта Камчатки

Рассмотренный выше фактический материал по пространственно-структурному распределению вулканических комплексов островодужного типа, латеральным вариациям их вещественного состава, по геофизическим характеристикам и геодинамическим параметрам магмообразования позволяет оценить условия образования вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Этот вопрос, с одной стороны, является ключевым для реконструкции истории тектонического развития Курило-Камчатской островодужной системы, а с другой – ключевым для понимания процессов магмообразования, связанных с субдукцией.

Точка зрения, связывающая формирование рассматриваемого пояса с современной Курило-

Камчатской зоной субдукции, наиболее аргументирована в работах И. Татсуми с соавторами [52, 54]. По их представлениям, необычное положение этого пояса и необычный состав вулканических пород, занимающий по своим петрогеохимическим параметрам промежуточное положение между породами Восточно-Камчатского пояса и Центральной Камчатской депрессии, объясняются плавлением содержащего К-амфибол перидотита основания мантийного клина при аномально высоких температурах. Аномально высокая температура обусловлена необычным тектоническим положением на краю зоны субдукции Тихоокеанской плиты при трансформном сочленении ее с Северо-Американской плитой. Это, по их расчетам, обеспечивает превышение температуры в пограничной части мантийного клина на 200–300°С.

Такое объяснение могло бы быть вполне правдоподобным, если бы площадное распределение вулканов Срединного хребта ограничивалось только зоной стыка структур алеутского и курило-камчатского направлений. Однако вулканический пояс Срединного хребта, представленный вулканиками неогена и современными вулканическими постройками, протягивается в северо-восточном направлении более чем на 700 км – от вулкана Хангар на юге до 60.3° с.ш.

Более того, к северу от стыка структур курило-камчатского и алеутского направлений современная субдукция Тихоокеанской плиты вообще отсутствует, так как эта плита ограничена как раз алеутским трансформным разломом, т.е. севернее этого разлома ее попросту нет. Эта зона субдукции не могла существовать и в миоцене–плиоцене, так как Алеутская дуга сформировалась в начале эоцена и современная кинематика плит установилась около 40 млн. лет назад [39, 46]. Вместе с тем следует подчеркнуть, что зона аномального повышения температуры действительно существует и она, на наш взгляд, является причиной излияния лав выявленного О.Н. Волюнцом [55] внутриплитного геохимического типа наряду с лавами островодужного типа.

Н.И. Селиверстов [35] также считает, что формирование вулканического пояса Срединного хребта связано с современной Курило-Камчатской зоной субдукции. По его представлениям, в миоцене наклон зоны субдукции был более пологим за счет поддвижения более горячей литосферы, “активизированной новейшими тектоно-магматическими процессами, и, соответственно, формирование этого пояса проходило на значительном удалении от оси глубоководного желоба. В плиоцен-миоценовое время произошло увеличение угла наклона поддвигаемой плиты и смещения” пояса островодужного вулканизма в восточном направлении из района Срединного хребта к его современному положению [35, с. 137]. Эти пред-

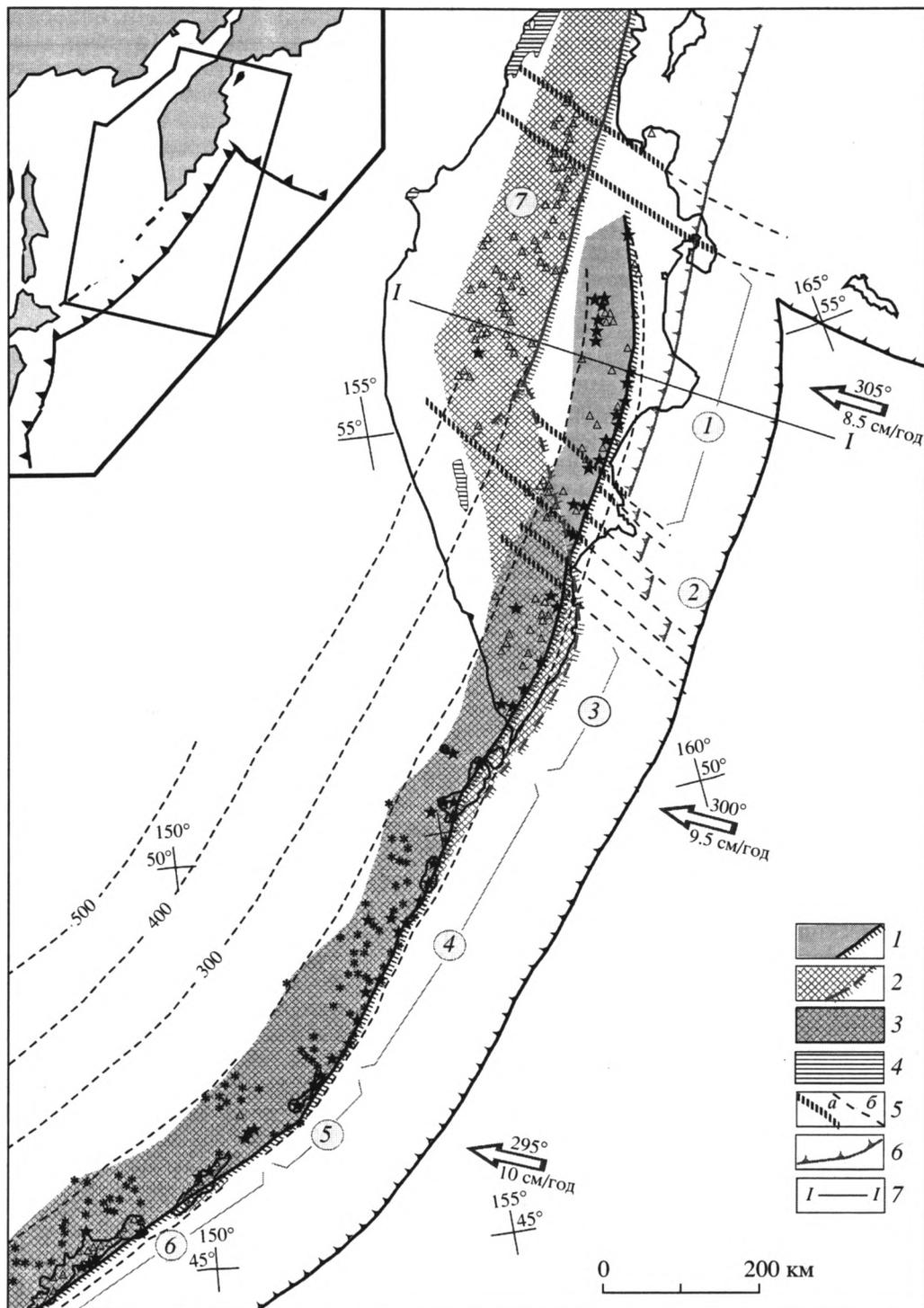


Рис. 5. Соотношение разновозрастных вулканических дуг Курило-Камчатской островодужной системы.

1 – современная вулканическая дуга Восточной Камчатки и ее вулканический фронт; 2 – неогеновая вулканическая дуга Срединного хребта и Южной Камчатки и ее вулканический фронт; 3 – Курило-Южно-Камчатский участок наложения современной Курило-Камчатской дуги на неогеновую дугу; 4 – фрагменты предполагаемой палеогеновой вулканической дуги Западной Камчатки; 5 – основные поперечные разломы на суше (а) и на море (б), вероятно, являвшиеся трансформными в неогене; 6 – предполагаемое положение оси палеожелоба неогеновой островодужной системы; 7 – местоположение модельного разреза на рис. 6. Цифрами в кружках показаны сегменты (районы) современной дуги: 1 – Восточно-Камчатский, 2 – Петропавловский (Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций), 3 – Южно-Камчатский, 4 – Северо-Курильский, 5 – Центрально-Курильский, 6 – Южно-Курильский, 7 – Центрально-Камчатская дуга. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.



Рис. 6. Модельный глубинный разрез вкост Камчатской островодужной системы. Местоположение разреза см. на рис. 5.

В пределах каждой вулканической дуги показаны две зоны магмообразования (светлые участки). Перевернутые капли показывают подъем магмы в астеносфере до подошвы литосферы, где происходит формирование магматических очагов. ВФ – вулканический фронт.

ставления вряд ли справедливы по следующим соображениям.

1. Прежде всего, непонятно, что представляет собой “тектоно-магматическая активизация” на океанической литосферной плите. Примеры такой активизации, за исключением внутривулканового вулканизма, неизвестны. Если это формирование Гавайско-Императорской цепи вулканов, то в зоне ее поддвига в районе Кроноцкого полуострова действительно наблюдается более пологий угол наклона (около 30°) до глубины 80 км, но такое уменьшение угла наклона является локальным и не может быть причиной пологого поддвига на всем 700-километровом отрезке проявления вулканизма Срединного хребта. Скорее всего, приращение структур типа Гавайско-Императорского подводного хребта могло быть причиной перескока зоны субдукции вследствие ее блокировки за счет положительной пловучести, а не ее пологого наклона на большом протяжении.

2. Даже в случае субдукции молодой океанической литосферы угол наклона ее под Южно-Американскую плиту больше 23° , тогда как при расстоянии в 320–350 км от оси Курило-Камчатского желоба до вулканического пояса Срединного хребта угол наклона зоны субдукции должен быть меньше 20° . Такие углы наблюдаются только в начальный момент субдукции до глубин 30–40 км.

3. Изменение угла наклона плоскости поддвига, в соответствии с представлениями Н.И. Селиверстова [35], является процессом непрерывным за счет увеличения скорости погружения при подвигании более тяжелой части литосферы. Почему при непрерывном процессе произошел пере-

скок зоны вулканизма на расстояние около 150 км (расстояние между палеовулканическим фронтом Срединного хребта и вулканическим фронтом Восточной Камчатки), не оставивший за собой след хотя бы в виде отдельных вулканов?

Рассмотренные нами в предыдущих разделах материалы свидетельствуют в пользу того, что вулканический пояс Срединного хребта является самостоятельной вулканической дугой, которая формировалась над собственной зоной субдукции, а в плиоцене произошел перескок ее на современное положение в результате того, что она оказалась заблокированной участками литосферы с положительной плавучестью. По В.П. Трубицыну с соавторами [39] эти участки представлены Восточными полуостровами. Взаиморасположение вулканических дуг и осей глубоководных желобов, маркирующих зоны субдукции, показаны на рис. 5 и 6. Кратко рассмотрим основные из них.

1. Пространственно-структурное размещение вулканических поясов и отсутствие миоценовых вулканических пород островодужного типа на Восточной Камчатке (см. рис. 1) свидетельствует о том, что вулканические пояса Срединного хребта и Восточной Камчатки (вместе с поясами Центральной Камчатской депрессии) являются самостоятельными вулканическими дугами. Более того, в пределах вулканической дуги Срединного хребта шириной более 100 км, так же, как и на Южной Камчатке и Курилах, выделяются фронтальная и тыловая вулканические зоны с зоной ослабления вулканической активности между ними.

2. Поперечная петрохимическая зональность вулканического пояса Срединного хребта аналогична таковой для других вулканических дуг с не-

сколько более высоким уровнем содержания щелочей и некогерентных редких элементов.

3. Гравиметрические данные свидетельствуют об удвоении, а возможно, и об утроении систем фронтальная невулканическая дуга (маркируемая поясом положительных аномалий) – вулканическая дуга (см. рис. 2 и 3).

4. Данные о пространственном распределении эпицентров землетрясений (см. рис. 4) свидетельствуют о том, что в зоне субдукции дуги Срединного хребта еще сохранились остаточные движения. Возможно, что движения еще не совсем прекратились и на участке между Малко-Петропавловской и Алеутской зонами поперечных разломов. Эти разломы являются трансформными и ограничивают участок (сегмент) перескока зоны субдукции (см. рис. 5).

5. По гравиметрическим и сейсмическим данным, к востоку от о. Карагинского фиксируется палеожелоб, соответствующий зоне субдукции Срединного хребта [21, 39, 56].

Идея о скачкообразном смещении однотипных тектонических зон Камчатки – палеоаналогов систем островная дуга – желоб была высказана одним из авторов этой статьи независимо от модели субдукции [43]. Позднее В.А. Леглером [25] разработаны представления о перескоке зоны субдукции. При этом оставался неясным механизм субдукции севернее Камчатского полуострова, т.е. севернее стыка с Алеутской дугой. В работе [39] на основании численного моделирования показано, что субдукция и, соответственно, вулканизм на северном сегменте дуги Срединного хребта обусловлены мантийной конвекцией под Командорской котловиной, наведенной за счет движения Тихоокеанской плиты. Ранее в пределах Командорской котловины была выявлена система рифтов задугового спрединга [45], соответствующая такой трактовке.

История тектонического развития

Рассмотренные данные позволяют трактовать тектоническую историю Курило-Камчатского региона как развитие разновозрастных островодужных систем, дискретно смещающихся и последовательно омолаживающихся в сторону Тихого океана. В палеогене на Западной Камчатке, по-видимому, существовала система вулканических дуг, от которой к настоящему времени сохранились лишь отдельные выходы покровов вулкаников (палеоценовая черепановская толща и эоценовая кинкильская свита) и субвулканические тела [22]. Пояс положительных гравитационных аномалий, по всей видимости, маркирует фронтальную невулканическую дугу. Слабый характер аномалии, очевидно, обусловлен восстановлением изостатического равновесия.

Начиная с конца олигоцена, в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг –

Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской (см. рис. 5). К югу от стыка с Алеутской дугой формирование системы было обусловлено субдукцией Тихоокеанской плиты, а к северу – молодой Командорской плиты. Эти дуги в современной структуре маркируются соответствующими формационными комплексами вулканических пород (см. рис. 1) и гравитационными аномалиями фронтальной дуги (см. рис. 2).

В плиоцене в результате приращения полуостровов, а вероятно, и некоторых других структур Восточной Камчатки зона субдукции Тихоокеанской плиты на участке между Шипунским п-овом и сочленением с Алеутской дугой оказалась заблокированной. Вследствие этого произошел перескок зоны субдукции на современное положение и Курило-Камчатская островодужная система сформировалась в современном виде.

Вулкано-тектоническое районирование

В основу вулкано-тектонического районирования положен принцип разделения вулканических дуг по возрасту заложения зон субдукции и проявления вулканизма, а внутри современной Курило-Камчатской вулканической дуги проводится выделение сегментов дуги с различными геодинамическими параметрами зоны субдукции, которые отражаются в пространственно-структурном распределении вулканов и составе продуктов вулканизма. Влияние возраста и состава пород фундамента на состав продуктов вулканизма Курило-Камчатской островодужной системы на данной стадии исследований не выявлено, и поэтому этот параметр не принимается в расчет при вулкано-тектоническом районировании.

Разновозрастные вулканические дуги определяют жесткую раму современной тектонической структуры Курило-Камчатской островодужной системы, которая сформировалась в результате длительного взаимодействия крупных литосферных плит: Кула, Тихоокеанской, Евразийской и Северо-Американской. Жесткость системы определяется тем, что после блокировки существующей зоны субдукции и заложения новой зоны субдукции с формированием более молодой дуги относительные движения между ними практически прекратились. Осадочные прогибы, разделяющие эти дуги, были либо преддуговыми, либо задуговыми бассейнами. Фундаментом вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Курило-Камчатской островодужной системы служат вещественно-структурные комплексы разного состава, разного возраста и разного генезиса, представляющие собой аккреционно-коллизийные области, состоящие обычно из нескольких террейнов [29, 31, 40]. Так, фундаментом современной вулканической дуги Восточной Камчатки служат верхнемеловые–нижнепалеогеновые вул-

каногенно-осадочные структурно-вещественные комплексы в аллохтонном залегании.

Террейны Восточных полуостровов Камчатки сложены меловыми и палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями, среди которых выделяются как островодужные, так и океанические комплексы [5, 29]. В настоящее время они представляют собой фронтальную (тектоническую) дугу, которая отделяется от структур Восточной Камчатки "надвигом Гречишкина" [39]. Хавыивенский террейн, слагающий одноименные возвышенность и погребенное под Центральной Камчатской депрессией поднятие, как было сказано выше, очевидно, представляет собой фронтальную (тектоническую) дугу в островодужной системе Срединного хребта и причленился до начала ее формирования в позднем олигоцене. Подробная характеристика аккреционно-коллизивной структуры Камчатки дана в специальных работах [5, 24, 37, 41 и др.] и отражена на Тектонической карте Охотоморского региона [29, 38].

В соответствии с тектонической историей и геодинамическими параметрами проявления современного вулканизма над зоной субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийскую мы выделяем следующие районы (сегменты) Курило-Камчатской островодужной системы (см. рис. 5).

Восточно-Камчатский сегмент представляет собой начальный этап (5–7 млн. лет) развития прямой субдукции, причем время опускания края Тихоокеанской плиты на глубину около 100 км, над которой располагается вулканический фронт, где возможны первые выплавки, составляет 2.5–3 млн. лет. Из этого следует, что субдукция должна начаться раньше, чем изверглись наиболее древние вулканические породы, связанные с ней, т.е., вероятно, в конце миоцена. В пределах этого сегмента имеется участок поддвижения литосферной плиты с нормальной корой океанического типа и углом падения зоны субдукции 45° , участок поддвижения с утолщенной океанической корой за счет поднятия Обручева и углом падения $30\text{--}35^\circ$, а также зона сочленения с Алеутской дугой, где возможно вспарывание и раздвигание субдуцируемой Тихоокеанской плиты с внедрением горячего материала астеносферы [47].

Петропавловский сегмент (Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций) представляет собой зону дискордантного наложения современной Курило-Камчатской дуги северо-восточного простирания на Малко-Петропавловский отрезок Срединно-Камчатско-Курильской системы островная дуга – глубоководный желоб, который имеет здесь северо-западное простирание (см. рис. 5). В Южно-Камчатском сегменте, так же, как и в трех Курильских сегментах, в отличие от Петропавловского сегмента, субдукция унаследованно развивалась почти в неизменном виде, начиная с конца олигоцена. Здесь примерно за 25 млн. лет сформировался практически стацио-

нарный режим субдукции. Некоторое смещение вулканического фронта в западном направлении (см. рис. 5), на наш взгляд, обусловлено охлаждающим эффектом субдуцируемой Тихоокеанской плиты и, соответственно, смещением зоны магмообразования в мантийном клине в этом же направлении. Условия магмообразования в мантийном клине при стационарном режиме субдукции рассмотрены нами ранее [2].

В пределах Курильского отрезка современной Курило-Камчатской дуги мы выделяем сегменты Северных, Средних и Южных Курил с различными геодинамическими параметрами зоны субдукции и связанного с ней вулканизма (см. табл.). С севера на юг субдукция из почти прямой (85°) переходит в косую (45°), а угол падения зоны подвига варьирует от 40 до 50° . В каждом сегменте вулканических дуг отчетливо проявлены фронтальная и тыловая вулканические зоны с зоной ослабления вулканической активности между ними.

Весьма интересной является проблема появления на Камчатке вулканических пород внутриплитного геохимического типа, наряду со значительно более распространенными типичными островодужными сериями пород. В отличие от типичных островодужных лав, характеризующихся низким содержанием Ta, Nb и Ti с характерным Ta-Nb-минимумом на спадерграммах Д. Вуда [58], внутриплитные лавы имеют более высокие концентрации этих элементов. Низкие содержания Ta, Nb, Ti в островодужных магмах объясняются тем, что эти элементы, основным концентратом которых является рутил [53], обладают низкой растворимостью во флюиде. При более высоких температурах, превышающих 750°C , возможно частичное плавление базальта океанической коры в водонасыщенных условиях [50], и эти выплавки, в соответствии с экспериментальными данными [53], имеют более высокие концентрации Ti, Nb, Ta, характерные для внутриплитных лав.

Чем же отличаются геодинамические условия образования внутриплитных лав от стационарного режима Курил и Южной Камчатки? Происходит ли плавление поддвигаемой пластины при образовании лав внутриплитного типа, или для этого следует привлекать модель мантийного плюма, как это делает О.Н. Вольнец [55]? Прежде всего следует подчеркнуть, что вулканические породы внутриплитного геохимического типа распространены только на участке между Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций и разломами, продолжающими алеутское направление, т.е. на участке перескока зоны субдукции в плиоцене (см. рис. 1). В начальный период субдукции, как, например, в плиоцене на Восточной Камчатке, возможно плавление фронтальной края поддвигаемой плиты на контакте с горячей мантией. Аналогичные условия подплавления поддвигаемой плиты, по-видимому, возникают в

зоне сочленения Восточной Камчатки с Алеутской дугой в результате внедрения горячего астеносферного материала в зону разрыва Тихоокеанской плиты. В этой зоне Харчинский и Заречный вулканы и шлаковые конусы сложены преимущественно магнезиальными базальтами и андезитами [14].

Формирование внутриплитных серий Срединного хребта по времени совпадает с перескоком зоны субдукции. При прекращении субдукции под Срединный хребет возможен отрыв более тяжелой нижней части океанической коры ниже уровня эклогитизации (глубже ~150 км) (см. рис. 6), внедрение в образующуюся брешь более горячего подсубдукционного материала мантии и плавление на контакте с ним 1-го и 2-го слоев океанической коры.

Таким образом, все три случая появления пород внутриплитного геохимического типа объясняются нами плавлением верхней части поддвигаемой плиты на контакте с более горячей мантией без привлечения модели мантийного плюма. Необходимо оговориться, что эта гипотеза высказана в самом общем виде и требует серьезной проверки расчетами структуры поля температур аномальных участков, сейсмотомографическими данными и более детальными петрогеохимическими данными. Работа по проверке этой гипотезы уже начата в рамках Российско-Германского проекта КОМЕХ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современную структуру Курило-Камчатской островодужной системы определяют разновозрастные вулканические пояса, которые представляют собой вулканические дуги над зонами субдукции. В конце олигоцена – миоцене существовала Срединно-Камчатско-Курильская система дуг. В пределах Срединно-Камчатской дуги этой системы, располагавшейся на месте современного Срединного хребта Камчатки (см. рис. 5), отчетливо проявлена вулканическая дуга, реконструируются тектоническая (невулканическая) дуга, а также глубоководный желоб, северная часть которого в пределах запада Командорской котловины проявляется в виде погребенного под осадками желоба, а также фиксируется по современным гравиметрическим и сейсмологическим данным. Современные сейсмологические данные (см. рис. 4) свидетельствуют о том, что в настоящее время еще наблюдаются небольшие подвижки в зоне субдукции этой системы.

В конце миоцена–начале плиоцена на участке от Авачинского залива до Камчатского полуострова в результате блокировки зоны субдукции, по видимому, за счет аккреции полуостровов Восточной Камчатки произошел ее перескок на современное положение и отмирание зоны субдукции под Срединный хребет, хотя вулканизм проявлял-

ся еще и в голоцене, а к настоящему времени сохранился лишь один активный вулкан Ичинский в сольфатарной стадии развития.

На участке к югу от Авачинского залива, т.е. в пределах Южной Камчатки и Курил, субдукция сохранилась в практически неизменном виде с конца олигоцена. При этом на участке Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций произошло наложение северо-восточных структур современной дуги на северо-западные структуры позднеолигоцен-миоценовой дуги (см. рис. 5).

По особенностям геологического строения и геодинамическим параметрам зоны субдукции нами выделены следующие сегменты современной Курило-Камчатской островодужной системы: Восточно-Камчатский, Петропавловский, Южно-Камчатский, Северо-Курильский, Центральнo-Курильский и Южно-Курильский. Восточно-Камчатский сегмент является примером начального этапа субдукции, Срединно-Камчатская дуга – примером затухания субдукции, а для остальных районов характерен стационарный режим субдукции с разными геодинамическими параметрами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Колоскову и Ю.О. Егорову за помощь в подготовке статьи, а также С.Д. Соколову, конструктивные замечания которого позволили улучшить структуру статьи. Работа частично выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы “Мировой океан” (Госконтракт № МО-9(00)-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П. Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 5. С. 1196–1200.
2. Авдейко Г.П. Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994. № 2. С. 19–32.
3. Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Антонов А.Ю. Вулканизм Курильской островной дуги: структурно-петрологические аспекты и проблемы магмообразования // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 3–16.
4. Авдейко Г.П., Пилипенко Г.Ф., Палуева А.А., Навылова О.А. Геотектонические позиции современных гидротермальных проявлений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 85–99.
5. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1993. 272 с.
6. Апрельков С.Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 2. С. 47–61.
7. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 1. С. 53–66.

8. *Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И.* Тектоника Камчатки // Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 62–75.
9. *Апрелков С.Е., Смирнов Л.М., Ольшанская О.Н.* Природа аномальной зоны силы тяжести в Центрально-Камчатской депрессии // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Владивосток: ДВО АН СССР, 1985. С. 68–71.
10. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И.* Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 83–90.
11. *Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б., Ананьев В.В., Тактаев В.И.* Высококальциевые андезиты фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 279. № 4. С. 977–981.
12. *Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н.* Геохимия вулканических серий острово-дужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3–13.
13. *Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В.* Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 293–312.
14. *Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М.* Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 31–45.
15. *Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–27.
16. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки / Авт. Н.В. Огородов, Н.Н. Кожемяка, А.А. Важеевская, А.С. Огородова. М.: Наука, 1972. 190 с.
17. Геология СССР. Т. XXXI (Камчатка, Командорские и Курильские острова) / Ред. Г.М. Власов. М.: Недра, 1967. 773 с.
18. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1987. 36 с.
19. Гравитационное поле и рельеф дна океана / Ред. С.А. Ушаков. Л.: Недра, 1979. 295 с.
20. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 172 с.
21. *Исаев Е.Н., Ушаков С.А., Гайнанов А.Г.* Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 69–83.
22. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1 : 500000. Петропавловск-Камчатский: Камчатгеолком, ВСЕГЕИ, 1999.
23. *Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
24. *Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии островная дуга–континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
25. *Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит) // Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137–169.
26. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. На примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 254 с.
27. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.
28. *Мороз Ю.Ф.* Глубинный геоэлектрический разрез Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 8. С. 45–52.
29. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин М.: ИЛ РАН, 2000. 193 с.
30. *Осипенко А.Б.* Латеральные вариации химического состава породообразующих минералов в тыловой зоне Курильской островной дуги: амфиболы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 2. С. 18–29.
31. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 60–78.
32. *Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
33. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. М.: Наука, 1992. 528 с.
34. *Попруженко С.В., Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н.* Восточно-Камчатский вулканический пояс в свете геофизических данных // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 14–24.
35. *Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
36. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
37. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
38. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.
39. *Трубицын В.П., Шапиро М.Н., Рыков В.В.* Численное моделирование доплиоценовых мантийных течений в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 1998. № 4. С. 10–19.
40. *Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И.* Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.
41. *Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.

42. Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС, 2000. 208 с.
43. Avdeiko G.P. Evolution of geosynclines on Kamchatka // *Pacific Geology*. 1971. № 3. P. 1–14.
44. Avdeiko G.P., Volynets O.N., Antonov A.Yu., Tsvetkov A.A. Kurile island-arc volcanism: structural and petrological aspects // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 271–287.
45. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 237–269.
46. Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W. Origin, transport and emplacement of an exotic island arc terrain in eastern Kamchatka, Russia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. V. 106. P. 1182–1194.
47. Lees J.M., Davaille A. Heat transport in the torn edge of the Pacific slab in Kamchatka // *Recent volcanism of the Kurile-Kamchatkan and Alaska-Aleutian island arcs: the questions of volcanic hazard, tsunami hazard, magma genesis, earthquakes, geodynamics: comparative analysis. Abstracts of International Seismic Workshop on Kamchatkan-Aleutian Subduction Processes. Petropavlovsk-Kamchatsky: IVGG FED RAS, 1998. P. 65–66.*
48. Minster J.B., Jordan T.H. Present-day plate motions // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. B11. P. 5331–5354.
49. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. № 4. P. 321–355.
50. Peacock S.M., Rushmer T, Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 121. P. 227–244.
51. Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B4. P. 4697–4707.
52. Tatsumi Y., Furukawa Y., Kogiso T. et al. A third volcanic chain in Kamchatka: thermal anomaly at transform/convergence plate boundary // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. № 7. P. 537–540.
53. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of the fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. № 1–4. P. 293–309.
54. Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S. Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 117–128.
55. Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. V. 36. P. 373–405.
56. Watts A.B. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Aleutian island-arc trench system. Geological Society of America Map and Chart Series, MC-10. 1975.
57. Watts A.B., Kogan M.G., Bodine J.H. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Kuril island arc-trench system. Geological Society of America Map and Chart Series, MC-27. 1978.
58. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle – Genetic significance for mid-ocean ridge basalt from geochemical evidence // *Geology*. 1979. V. 7. P. 499–503.

Рецензенты: С.Д. Соколов, Н.А. Богданов

The Tectonic Evolution and Volcano-Tectonic Zonation of the Kuril-Kamchatka Island-Arc System

G. P. Avdeiko, S. V. Popruzhenko, and A. A. Palueva

Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Far East Division, Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia

Abstract—The Cenozoic evolution of the Kuril-Kamchatka island-arc system was reconstructed from the data on the spatial distribution and tectonic settings of island-arc volcanic rock assemblages, their specific petrologic and geochemical features, and the available gravity and seismic data based on the principle of actualism. Three arc-trench systems of different ages younging successively toward the Pacific Ocean have been recognized in the region, namely, the West Kamchatka (P), Median Kamchatka-Kuril (P₃–Q), and the Recent Kuril-Kamchatka (N₂–Q). The Kamchatkan volcanic belts are interpreted as the volcanic arcs of these systems, which originated above subduction zones. The geometry of the present-day Kuril-Kamchatka subduction zone and the geodynamic parameters of contemporary volcanism were refined based on seismologic data analysis. A volcano-tectonic zonation of the present-day Kuril-Kamchatka island arc with its subdivision into individual segments was performed in accord with tectonic evolution and geodynamic parameters. The East Kamchatka segment represents the initial subduction stage (5–7 Ma) of the Pacific Plate with normal oceanic crust (subduction angle of 45°) and with a thicker crust owing to the presence of the Obruchev Rise (subduction angle of 30°–35°). The Petropavlovsk segment (Malka-Petropavlovsk transverse deformation zone) is a zone of obduction of the modern Kuril-Kamchatka island arc upon the more ancient Median Kamchatka arc. The subduction has remained practically unchanged within the South Kamchatka segment since the Late Oligocene, i.e., since the emergence of the Median Kamchatka-Kuril arc, as well as within the three Kamchatkan segments that differ from each other in the geodynamic parameters of volcanic evolution. This gave rise to a stable subduction regime here. The emergence of the volcanic arc of the Median Kamchatka Range in the Holocene marked the termination of subduction that had commenced in the Oligocene and the waning of volcanism. Geodynamic parameters have influenced magma generation conditions and are recorded in the petrochemical characteristics of volcanic rocks.

ОЦЕНКА СКОРОСТЕЙ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОГИБАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

© 2002 г. Д. А. Туголесов, Л. Б. Мейснер

Научно-исследовательский и проектный институт геофизических методов разведки океана,
353461, Геленджик

Поступила в редакцию 10.05.2000 г.

Количественная оценка скоростей тектонических движений важна для любых палеотектонических реконструкций. Самым надежным способом получения такой оценки являются определения скоростей осадконакопления, которые вычисляются делением мощности осадочного выполнения тектонических впадин на время его формирования. Древние впадины в значительной степени подвергались последующему размытию. Поэтому наиболее удобны для количественного определения скоростей осадконакопления кайнозойские прогибы.

Весьма подходит для этой цели Черноморская впадина, интенсивно прогибающаяся с начала палеогена до современности и закартированная на всю глубину до кровли мезозоя в масштабе 1 : 1500000. Две ее впадины второго порядка отличаются максимальными мощностями всех стратиграфических комплексов в прогнутой части и резким сокращением их на склонах, а занимавший впадину морской бассейн непрерывно сохранял глубоководный характер.

Имея в виду такое постоянство глубоководных условий и неизменную приуроченность максимальных мощностей осадочного выполнения к наиболее прогнутым частям впадины, можно скорость ее тектонического погружения считать приблизительно равной скорости осадконакопления в ней.

Сопоставление рассчитанных для Черноморской впадины скоростей с опубликованными данными по другим регионам приводит к общему выводу, что величины скоростей тектонических движений (прогибаний и поднятий) приблизительно соразмерны со скоростями осадконакопления. Пределы их ограничиваются долями и первыми единицами миллиметров в год (или, что то же самое, сотнями метров и первыми километрами в миллион лет). Этот вывод может быть распространен на все регионы Земли и на все эры фанерозоя.

ВВЕДЕНИЕ

Оценка скоростей тектонических движений в земной коре долгое время была предположительной. Допускались и очень значительные скорости, и знакопеременный их характер. Постепенно накопились структурные данные о размахе тектонических движений, гораздо более определенные для вертикальных их составляющих, чем для горизонтальных. При этом наиболее достоверны амплитуды прогибания впадин, зафиксированные в мощностях их осадочного выполнения. Амплитуды поднятий оцениваются существенно менее уверенно, лишь косвенными приемами.

О скорости тектонического прогибания наиболее обоснованно можно судить по скорости осадконакопления, которая может быть вычислена делением мощности осадков на время их отложения. Попытки приблизительно определить ее предпринимались давно. Но возможность более точной количественной оценки реально появилась в середине двадцатого века, в связи с прогрессирующим уточнением абсолютной геохронологической шкалы, позволившим все более точно определять время осадконакопления.

При этом надо иметь в виду, что вычисленные скорости по неизбежности представляют собой величины, осредненные за значительный проме-

жуток геологического времени. Невозможно определить скорость как движений, так и осадконакопления для геологически мгновенного отрезка времени. Столь точных данных нельзя извлечь ни из разрезов осадочных толщ, ни из образуемых ими тектонических форм.

Очевидно также, что главная задача заключается в установлении верхнего предела скоростей как тектонических движений, так и осадконакопления, поскольку нижним их пределом являются нулевые значения. Так, по-видимому, считал и М. Кэй [3], опубликовавший в 1955 г. первую краткую сводку скоростей осадконакопления. Он свел в таблицу около сотни именно максимальных их определений для всех систем фанерозоя, выполненных многими авторами на разных континентах за период 1926–1954 гг. Средняя арифметическая из суммы этих оценок составляет 0,24 мм/год, пределы их разброса от 0,1 до 0,9 мм/год¹.

¹ М. Кэй [3], А.Б. Ронов, В.Е. Хаин и К.Б. Сеславинский [7, 8] оценивали скорости осадконакопления в м/млн. лет. А.П. Лисицын [4] принял ту же единицу измерения, но обозначил ее как мм/1000 лет (предложив заменяющий ее индекс Б, в честь С.Н. Бубнова). Нам кажется более удобной единица крупнее на три порядка: мм/год. Кстати, такая же принята и для скоростей тектонических движений неотектонического этапа [5].

Несколько ранее М. Кэя определения скоростей осадконакопления в глобальном масштабе начали, а затем много лет продолжали А.Б. Ронов и В.Е. Хаин с сотрудниками. Результаты этих исследований публиковались в многочисленных статьях, особенно интенсивно с 1972 по 1981 годы. Их существо сведено в работе К.Б. Сеславинского [7, 8]. Приведенные им скорости осадконакопления для фанерозоя ложатся в интервале 0.005–0.03 мм/год на платформах и в интервале 0.01–0.13 мм/год в геосинклинальных поясах. Осредненные их величины находятся соответственно в пределах 0.01–0.02 и 0.04–0.07 мм/год.

Характерно, что эти величины, полученные в результате тщательных многолетних подсчетов, оказываются по крайней мере на порядок меньше приведенных М. Кэем. Частично это расхождение определяется тем, что М. Кэй специально выбирал максимальные значения скоростей. Однако в большей степени, вероятно, сказался мелкий масштаб карт (1 : 25 000 000), на основе которых А.Б. Ронов и др. подсчитывали скорости осадконакопления. В таком масштабе трудно отделить сравнительно небольшие по площади глубокие прогибы от смежных поднятий. Из-за этого неизбежно заметное снижение суммарных оценок мощности осадочных комплексов в геосинклинальных поясах.

Обращает на себя внимание также отсутствие эвапоритов среди главных литологических комплексов, рассмотренных в работе [8]. Между тем, они образуют мощные толщи, нередко залегающие на огромных площадях. Возможно, причиной этого пропуска было долго преобладавшее мнение о чрезвычайно большой скорости накопления галогенных осадков. Она на два–три порядка превышала самые максимальные оценки, приводимые К.Б. Сеславинским для всех остальных комплексов, и, очевидно, никак не вписывалась в общую систему.

Причиной столь высоких оценок скорости соленакопления было отождествление макроскопических слоев в толщах соли с годичными слоями. В известной работе А.Л. Яншина и Р.Г. Гарецкого, кстати, высоко ценимой К.Б. Сеславинским [7, с. 30], раздел о формировании мощности соленосных отложений изложен, исходя именно из такой оценки слоистости соли: "...в среднем каждые 100 м древней каменной соли накапливались за время от 2 до 5 тысяч лет" [15, с. 149]. При переводе на принятые нами единицы измерения предполагаемая скорость осадения соли составляла от 20 до 50 мм/год. По мнению этих авторов, исключительная чистота ископаемых солей также указывает на большую скорость их накопления. "Будь скорость накопления соли более медленной, она, безусловно, всегда загрязнялась бы большим количеством примесей различного терригенного материала" [15, с. 149]. В соответствии с этим они сочли, что

"морские солеродные бассейны представляют собой типичный пример некомпенсированных прогибов, а отложение в них солей соответствует времени очень быстрой компенсации этих прогибов" [15, с. 152].

Однако недавняя монография П. Сонненфельда [9], в которой подробно рассмотрены все условия образования эвапоритов, приводит к иным выводам. В каждой паре макрослоев (варв) под микроскопом обнаружено более 10–15 "микрорварв", соответствующих каждая сезонному изменению, т.е. временному интервалу в 1–1.5 года. Таким образом, ранее определенное по макрорварвам время оказалось преуменьшенным в 10–20 раз. В процессе соленакопления более 90% выпавших солей вновь растворялись и вовлекались в новый цикл осадконакопления. Массивные эвапориты накапливались в субтропической морской обстановке и только в бассейнах, испытывавших недостаток в терригенном переносе. Площадь шельфа их должна быть в 3–4 раза больше площади поверхности осаждающегося галита, скорость соленакопления обратно пропорциональна глубине бассейна. Поэтому мощные эвапоритовые толщи указывают на конседиментационное погружение. Для пополнения массы рассола необходим постоянный приток воды. Следовательно, бассейн, в котором образуется рассол, должен соединяться с океаном, но только узким и относительно неглубоким проливом. В подобных бассейнах неизбежно возникает расслоение воды по плотности. Расслоенные водные массы отличаются низкой механической энергией. Поэтому они не способны переносить сколько-нибудь крупный обломочный материал. Скорость его седиментации в них десятикратно меньше по сравнению с гомогенной водной массой. Следовательно, незначительность примесей терригенного материала в толщах эвапоритов обусловлена не быстрой их осадкой, а самим характером солеродных бассейнов.

Хотя преувеличенные оценки скорости накопления эвапоритов оказались необоснованными, все же они весьма значительны по сравнению с остальными литологическими комплексами. Так, во впадине Мертвого моря с начала плейстоцена накопилось около 4–5 км солей. Следовательно, скорость соленакопления здесь составила 2.5–3 мм/год [9, с. 335]. Близкая величина получается и для Кара-Богаз-Гола (залив Каспийского моря), где бурением вскрыта соляная толща общей мощностью в 50 м, накопившаяся за поздний плейстоцен–голоцен [13]. Приняв время осадения приблизительно в 20 тыс. лет, получим скорость соленакопления около 2.5 мм/год. Столь больших скоростей не наблюдается ни в каких других обстановках. От них отстают даже скорости осадконакопления в дельтах.

Скорости осадконакопления в дельтах и подводных конусах выноса в океанах приводятся

А.П. Лисицыным [4]. Он называет “ураганными”, лавинными скорости более 0.1 мм/год. Максимальная скорость седиментации в дельте Амазонки, по его данным, достигает 1.7 мм/год [4, с. 53], в дельте Нила в среднем 0.4 мм/год, а в мессинское время до 1 мм/год [4, с. 58]. В дельте Ганга максимальная мощность отложений определяется в 16 км, а время накопления дельты в 20 млн. лет [4, с. 36], откуда максимальная скорость осадконакопления составит в среднем 0.8 мм/год.

Перейдем теперь к вопросу о скоростях тектонических поднятий. Больше всего их определениями занимались специалисты по неотектонике. Наиболее полно результаты этих определений сведены в монографии А.А. Никонова [5]. В ней расчеты скоростей вертикальных движений даются по трем временным интервалам: для всего неотектонического этапа (около 30 млн. лет), для голоцена (последние 10 тыс. лет) и для современности (десять лет). Максимальные среднерасчетные скорости поднятия Большого Кавказа для интервала в 30 млн. лет составляют 0.1–0.5 мм/год для голоцена – 1–2 мм/год, современные – 8–13 мм/год [5, с. 168].

Резкое увеличение скоростей вертикальных движений в геологически мгновенном интервале последних десятилетий приписывают колебательному знакопеременному их характеру. Однако, по мнению А.А. Никонова, “медленность и устойчивость развития физико-химических процессов в литосфере и мантии не позволяют относить короткопериодические колебания (менее 10^4 лет) за счет гравитационной конвекции, дифференциации вещества, фазовых переходов или термодинамических эффектов, т.е. приписывать им внутриземную природу. Нет необходимости привлекать для объяснения волнового и знакопеременного характера современных движений причины не только глубинного, но и вообще тектонического характера. Нет препятствий для объяснения этих движений разного периода колебаниями гидрогеологического (флюидного) и гидрометеорологического режима, отражающимися на вертикальных перемещениях водосодержащей осадочной оболочки земной коры” [5, с. 189].

Эти заключения А.А. Никонова, на наш взгляд, вполне обоснованы. Следует добавить, что современные движения (которые определяются только инструментально – других способов для столь коротких отрезков времени нет) во многих случаях резко не соответствуют уже существующим структурам, даже очень молодым, позднеплейстоценовым и голоценовым. К тому же десятикратное расхождение скоростей современных движений с вычисленными для голоцена уже указывает на их глубокое причинное различие.

Что же касается скоростей тектонических поднятий, рассчитанных для голоцена и неогена, то порядок их величин оказывается уже соизмеримым со скоростями осадконакопления, приво-

димыми М. Кзем и А.П. Лисицыным, а также П. Сонненфельдом для эвапоритов. Во всех случаях это либо десятые доли миллиметра, либо максимум первые два–три миллиметра в год. Таким образом, скорости поднятий и опусканий являются величинами одного порядка.

Очень подходящим объектом для возможно более точной оценки скоростей осадконакопления и тектонического прогибания является Черноморская кайнозойская впадина. Она непрерывно и интенсивно погружается с начала палеогена до современности, подробно исследована на всю глубину и закартирована в масштабе 1 : 1500000.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Черноморская впадина подробно изучена сейсморазведкой МОГТ, и геологическое строение ее описано в ряде наших работ [1, 6, 10–12 и др.]. Закартированы все тектонические формы второго и третьего порядка (рис. 1): две основные ее ячеи – Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская, непрерывно прогибающиеся с начала палеогена, группа прогибов, возникших в олигоцене, разделяющие их валы, а также многочисленные менее крупные структуры. Мощное кайнозойское осадочное выполнение впадины уверенно расчленяется на четыре сейсмогеологических комплекса: палеоцен–эоцен, майкопская серия, средний миоцен–плиоцен² и антропоген.

Из серии структурных карт и карт мощностей [1, 6] следует очевидное заключение, что в течение кайнозойской эры на всех этапах развития впадины продолжалось формирование одних и тех же структурных элементов: двух глубоких интенсивно погружавшихся ее частей и существенно медленнее опускавшихся ступеней и валов, палеогеографически представлявших собой по преимуществу шельфовые площади. На картах видно погружение всех опорных отражающих горизонтов и одновременно постепенное возрастание мощностей всех сейсмогеологических комплексов от бортов к осевым частям обеих впадин. Но особенно характерно строение склонов впадин. В обобщенном виде оно показано на рис. 2.

Кровля мезозоя на бровках древних склонов относительно круто перегибается и погружается под кайнозойское выполнение впадин на абсолютную глубину от 10–12 до 14–15 км. Ширина перегиба кровли мезозоя колеблется от 15–20 до 40–50 км, в зависимости от меняющейся крутизны склонов и глубины впадины. Отражающие горизонты внутри мезозойских отложений везде, где их удалось записать, погружаются под впади-

² Этот комплекс делится на две части опорным отражающим горизонтом, который, однако, лишь условно сопоставляется с границей сармат/мэотис. Поэтому в данной работе мы этот комплекс не расчленяем.

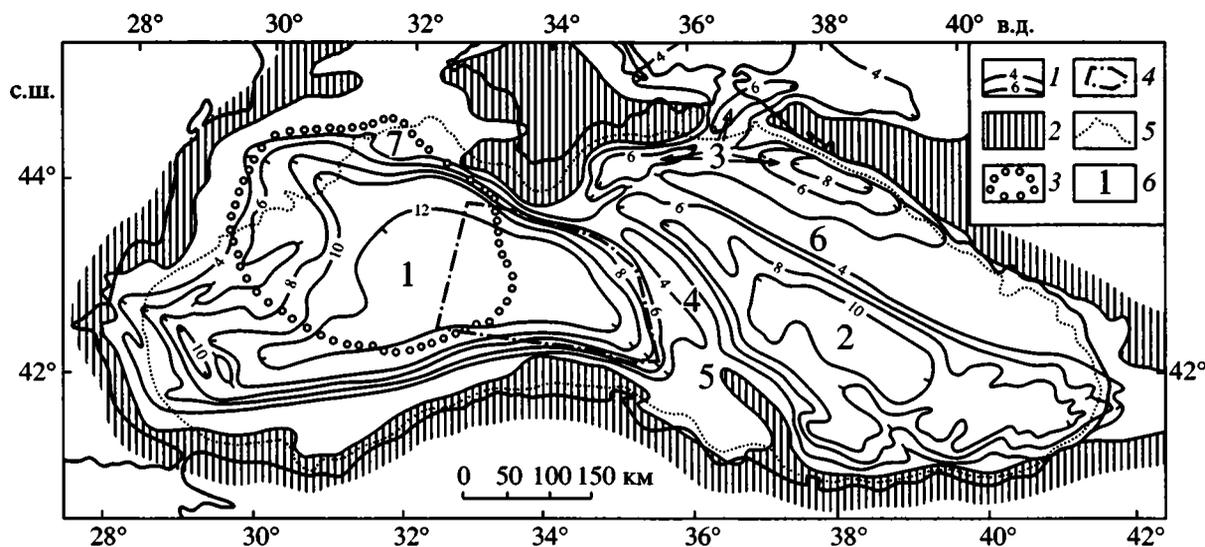


Рис. 1. Карта мощности кайнозойских отложений Черноморской впадины.

1 – изопакеты, км; 2 – области малых мощностей (до 1 км) или отсутствия кайнозойских отложений; 3 – контур мощных (более 2 км) подводнодельтовых отложений Дуная и соседних рек; 4 – контур площади наибольшего прогибания, по которой произведен отдельный расчет скоростей осадконакопления; 5 – бровка шельфа; 6 – структуры второго порядка: 1 – Западно-Черноморская и 2 – Восточно-Черноморская впадины; 3 – прогибы Сорокина, Керченско-Таманский и Туапсинский; валь: 4 – Андрусова, 5 – Архангельского, 6 – Шатского, 7 – Краевая ступень.

ны почти конформно с кровлей мезозоя, подчеркивая флексурный характер ее изгиба.

Выше бровки склона, на обрамляющих впадины мало прогибавшихся шельфах и валах маломощные кайнозойские отложения лежат спокойно, практически горизонтально. По большей части разрез их представлен всеми сейсмогеологическими комплексами, что и во впадинах, но в сильно сокращенном виде. Мощные кайнозойские толщи выполнения впадин лежат также почти горизонтально, но по мере приближения к склону на-

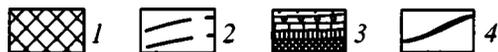
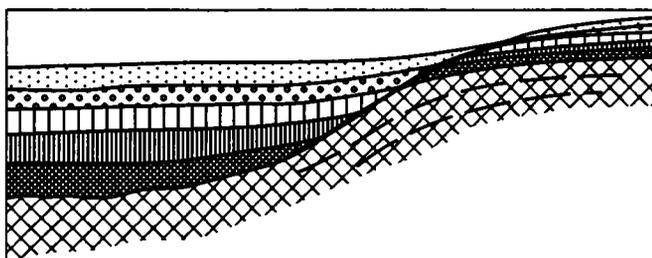


Рис. 2. Принципиальная схема строения древних склонов Черноморской впадины.

1 – докайнозойские отложения, слагающие основание впадины; 2 – отражающие горизонты внутри докайнозойских отложений, указывающие на характер их залегания; 3 – последовательность толщ кайнозойского выполнения впадины и разновозрастных отложений на ее обрамлении; 4 – разновозрастная поверхность размыва и несогласия, на временных разрезах записывающаяся как единая.

чинают постепенно сокращаться в мощности и понемногу подниматься.

В пределах самого склона уменьшение мощности всех толщ кайнозоя нарастает быстро, причем сокращение каждой свиты доходит до нулевых мощностей. На временных разрезах некоторых сейсмопрофилей, там, где удалась более подробная запись отдельных тонких пачек, видно, что и каждая небольшая пачка, поднимаясь по склону, постепенно выклинивается. Выше по склону, вблизи его бровки и над ней, все выделенные кайнозойские сейсмокомплексы вновь появляются один за другим, но, как уже сказано, здесь они в несколько раз тоньше. Неширокие в плане зоны отсутствия (нулевых мощностей) отдельных толщ по мере их омоложения смещаются вверх по склону, частично перекрываясь, и на временных разрезах сливаются в одну поверхность размыва, которая в сейсмозаписи создает впечатление одновозрастной, тогда как на самом деле она составлена из целого ряда разновозрастных участков.

Таким образом, древние склоны черноморских впадин структурно оказываются громадными флексурами, в опущенных крыльях которых мощность образующих их отложений в несколько раз больше, чем в поднятых крыльях. А в соединительных крыльях (т.е. собственно склонах впадин) каждая свита утончается до исчезновения.

Такое повсеместное сокращение мощности и выклинивание всех выполняющих впадину толщ на ее склонах, при наличии одновозрастных морских осадков на смежных поднятиях, может быть истолковано лишь как результат постоянного уда-

ления осадков со склонов в процессе осадконакопления. Отсюда следует, что эти склоны тектонической впадины в каждый отрезок времени представляли собой склоны глубоководного бассейна.

Подобные склоны в океанах называют континентальными или материковыми. Хотя для склонов сравнительно небольшой глубоководной котловины Черного моря этот термин не очень подходит, но по своей морфологии они представляют собой гомолог континентального склона океана. Верхняя часть континентальных склонов океана по преимуществу является областью гравитационного переноса осадков [4]. Поэтому здесь, как правило, донные отложения маломощны. Это в полной мере относится и к склонам Черноморской впадины.

Следует заметить, что характер древних склонов в разных частях впадины различен. Склоны Западно-Черноморской впадины отличаются сравнительно простой, склоны Восточно-Черноморской более сложны. В разных участках они имеют различную крутизну, то осложнены ступенями, то представляют собой ровную моноклиналию. Соответственно меняют свою ширину зоны выклинивания. Местами размыв оказывается неполным, и тот или иной горизонт прослеживается по склону от бровки до подошвы.

Особенно круты прикрымский участок древнего склона и лежащий против него отрезок южного склона Западно-Черноморской впадины. Прилегающие к ним поднятия Горного Крыма и Понта почти лишены кайнозойского осадочного чехла. К тому же лежащая между ними часть впадины наиболее интенсивно прогибалась в палеогене: мощности палеоцен-эоценовых и майкопских отложений здесь очень велики, достигая в осевой части впадины суммарно 10 км. Вследствие этого сокращение мощностей и выклинивание всех свит кайнозоя происходит на коротком расстоянии, а прислонение их к поверхности мезозойских пород выглядит особенно эффектно.

Поэтому при рассмотрении единичных временных разрезов этих участков склона легко возникло предположение, что впадина прогнулась быстро, геологически мгновенно, и затем долго заполнялась осадками, прислонявшимися к уже сформированным крутым бортам впадины. Однако при непрерывном прослеживании структуры склонов по многочисленным сейсмопрофилям обнаруживаются постепенные переходы от крутых участков к пологим, от участков с широкими зонами отсутствия свит кайнозоя к участкам, где они, хотя и сокращенной мощности, частично или полностью сохраняются по всему склону сверху донизу. Заметно меняется батиметрическое положение линий выклинивания толщ. Оказываются различными стратиграфические и батиметрические уровни ступеней в различных участках склонов и неодинаков структурный характер самих ступеней. Сильно меняется по площади глу-

бина погружения впадины и соответственно амплитуда склонов; при этом весьма значительно и неравномерно изменяются и мощности отдельных сейсмогеологических комплексов. Местами признаки размыва склона отсутствуют, сменяясь клинотемами бокового наращивания склонов.

Все эти разнообразные особенности залегания кайнозойских отложений на бортах впадин и вариации формы склонов, постепненно сменяющиеся от участка к участку, невозможно уложить ни в схему единичных быстрых погружений, ни в ряд чередующихся этапов размыва и накопления осадков. Напротив, они с очевидностью указывают на непрерывное, длительное, но неравномерное погружение впадины, неравномерное как по площади, так и во времени.

О том же свидетельствует и строение юго-западной части впадины. Здесь вообще нет крутого перегиба склона, и все толщи кайнозойских отложений, полого поднимаясь из глубины впадины к шельфу, плавно уменьшаются в мощности. Здесь характерно значительное сокращение мощности среднемиоценового-плиоценового сейсмогеологического комплекса. Оно особенно заметно при сопоставлении последовательности карт мощностей альбома [1]. По-видимому, в данном временном интервале эта часть впадины либо замедленно погружалась, сильно отставая от остальных ее частей, либо сюда по каким-то причинам слабо поступал твердый сток.

Крутые склоны наиболее прогнутой части Западно-Черноморской впадины постепненно сменяются более пологими и к востоку, к валу Андрусова. Крылья вала также представляют собой флексурные перегибы. Они отличаются лишь тем, что флексуры обоих крыльев вала закончили свое развитие еще в среднем миоцене. Сильно сокращены на своде и крыльях вала отложения палеоцена-эоцена и майкопской серии. Они и образуют флексурные перегибы, формировавшиеся до раннего миоцена. А затем вал Андрусова был втянут в общее прогибание, и отложения среднего миоцена-антропогена перекрывают его свод, почти не сокращаясь в мощности. С этого момента Западно- и Восточно-Черноморские впадины продолжали прогибание как единая структура.

Вообще процесс постепенного разрастания Черноморской кайнозойской впадины был достаточно сложным. Еще в палеоцене-эоцене продолжал погружение, унаследованное от мелового периода, Новороссийский флишевый прогиб. От Восточно-Черноморской впадины он отделялся тогда широкой устойчивой зоной, палеогеографической, вероятно, представлявшей собой шельф. В майкопское время здесь возникли глубокие, интенсивно опускавшиеся новообразованные прогибы: Сорокина, Керченско-Таманский и Туапсинский. Шельфовая область между ними и Восточно-Черноморской впадиной существенно сузилась, структурно сформировался вал Шатского. Начи-

Суммарные объемы кайнозойских отложений Черноморской впадины и средние скорости осадконакопления

Сейсмогеологические комплексы	Объем отложений, тыс. км ³	Средняя мощность, км	Время накопления, млн. лет	Средняя скорость накопления, мм/год
Палеоцен–эоценовый	570	1.9	30	0.06
Майкопская серия	600	2.25	19	0.12
Среднемиоцен–плиоценовый	530	2.8	14.3	0.13
Антропогеновый	400	1.35	1.7	0.79
Расчет для антропогена				
Область подводной дельты Дуная	140	2.3	1.7	1.40
Остальная площадь впадины	260	0.75	1.7	0.44
Расчет для наиболее прогнутой части Западно-Черноморской впадины				
Палеоцен–эоценовый	175	5.0	30	0.17
Майкопская серия	150	4.5	19	0.24
Среднемиоцен–плиоценовый	90	2.5	14.3	0.18
Антропогеновый	50	1.5	1.7	0.88

ная со среднего миоцена, он втягивается в общее опускание Черноморской впадины. Это погружение захватывало свод вала постепенно, с запада на восток, и растянулось во времени почти до антропогена. Прогибы Сорокина и Туапсинский также примкнули к общему прогибанию Черноморской впадины. В плиоцене–антропогене в него включилась и Краевая ступень на западе.

В самом молодом, антропогеновом, осадочном комплексе значительную часть отложений составляют подводные конусы выноса. Они располагаются по всему периметру современной глубоководной акватории и занимают около двух пятых площади ее дна. Особенно выделяется своими размерами Дунайская аванделта с продолжающимися ее конусами выноса. Впервые за всю кайнозойскую историю Черноморской впадины образовалась столь крупная толща бокового наращивания шельфа, заполнившая как минимум 15–20 тыс. км² глубоководной котловины. Мощность антропогеновых отложений достигает здесь 2.5–3 км. В плиоцене и среднем–верхнем миоцене клинотемы аванделты и подводных конусов выноса обнаружены лишь в отдельных разрозненных участках впадины, причем значительно меньших размеров. В майкопском осадочном комплексе они установлены только за пределами Черноморской впадины, в Западно-Кубанском прогибе. Еще, по-видимому, в Адлерской депрессии (наземное замыкание Туапсинского прогиба) майкопская толща содержит несколько клинотем. В палеоцен-эоценовом комплексе конусы выноса на временных разрезах сейсмопрофилей нигде не обнаружены.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЕ

При составлении пояснительной записки к альбому карт Черноморской впадины были в первом

приближении подсчитаны объемы кайнозойского выполнения по каждому из выделенных сейсмогеологических комплексов [6, с. 43, рис. 7]. Основой для подсчета послужили карты мощностей кайнозойских отложений в масштабе 1 : 1500000 [1]. Тогда же были определены и средние мощности выделенных комплексов. Эти оценки тоже, конечно, приблизительны, поскольку подсчитаны для всей площади сложной построенной впадины. К тому же не могли быть учтены процессы катагенеза разных толщ, происходившие в течение геологического времени, существенно различного для нижне- и верхнекайнозойских отложений. Тем не менее, эти подсчеты дают в общем достаточно определенное представление о порядке величин, с возможными отклонениями около 15–20% в ту или другую сторону.

Теперь путем деления средней мощности каждого комплекса на соответствующую ему продолжительность формирования, взятую по шкале геологического времени [14], мы определили средние скорости осадконакопления (таблица).

При этом обнаружилось резкое различие между скоростью осадконакопления антропогенового комплекса, с одной стороны, и всех предыдущих, с другой. Оно вызвано, очевидно, значительным увеличением твердого стока в Черноморскую впадину с начала антропогена. В некоторой степени это увеличение определилось тем, что Дунай, сгружавший в плиоцене свои выносы во Внешнекарпатское озеро (занимавшее тогда Предкарпатский прогиб), в антропогене понес их транзитом в Черное море. Если из осредненного по всей впадине подсчета исключить площадь Дунайской подводной дельты с ее экстремальным осадконакоплением (см. рис. 1, усл. знак 3), то для остальной части впадины это расхождение сократится вдвое. Тем не менее, оно все же остается весьма значительным, так что, очевидно, твердый сток рек с окружающей суши в антропогене заметно возрос и по всему периметру Черноморской впа-

дины. Этот отдельный подсчет показал, что скорость осадконакопления в подводной дельте Дуная оказывается максимальной для Черноморской впадины, достигая почти 1.5 мм/год. И поскольку северная часть дельты лежит в пределах современного шельфа, прогибание здесь полностью компенсировано осадконакоплением.

Сходный прием выборочного подсчета скорости осадконакопления на участке с наибольшей мощностью отложений целесообразно провести и для других сейсмогеологических комплексов. Такому условию отвечает наиболее прогнутая часть Западно-Черноморской впадины, лежащая к югу от Крыма (см. рис. 1, усл. знак 4). Суммарная мощность всей толщи кайнозойских отложений составляет здесь почти 14 км. В таблице приведены результаты этого подсчета. Средняя скорость осадконакопления в течение всей кайнозойской эры определяется на этом участке величиной 0.21 мм/год (для Черноморской впадины в целом она в два раза меньше – 0.11 мм/год).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Скорости прогибания Черноморской впадины с большой степенью достоверности могут быть приравнены к определенным в ней скоростям осадконакопления. Как показано выше, две ее впадины второго порядка, Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская, в течение всей кайнозойской эры накапливали максимальные мощности отложений, неизменно оставаясь при этом морфологически глубоководными бассейнами. Отсюда следует, что скорость осадконакопления в них и скорость их прогибания на всем протяжении этого времени были приблизительно равновеликими.

В этой связи обнаруживается существенная неясность в определениях компенсированных и некомпенсированных прогибов, приведенных в Геологическом словаре [2, с. 144]:

“Прогиб компенсированный – участок земной коры, в котором скорость осадконакопления соответствует прогибанию, т.е. батиметрический или гипсометрический уровень отложения осадков на значительной площади долго остается постоянным или колеблется в небольших пределах.

Прогиб некомпенсированный – участок земной коры, в котором прогибание значительно превышает скорость осадконакопления. В нем батиметрический или гипсометрический уровень дна длительное время непрерывно или с небольшими перерывами понижается.”

Сразу возникает вопрос: как по геологическому разрезу узнать, что глубоководный палеобассейн длительное время продолжал углубляться (или, наоборот, постепенно становился менее глубоким)? Иными словами, как количественно оценить его глубины в каждый отдельный момент геологического времени? Для этого нет никаких сколько-нибудь надежных критериев. Точ-

ность определения глубины моря в геологическом прошлом всегда очень приближительна. Можно только различить по характеру отложений (или, как в случае Черноморской впадины, по установленным сейсморазведкой структурным соотношениям), был ли бассейн глубоководным или мелководным. Но даже такое качественное определение будет неизбежно осредненным за достаточно длительный интервал времени.

Очевидно, что вышеприведенная чисто логическая формулировка не содержит конкретных признаков, позволяющих отличить компенсированные прогибы от некомпенсированных. По ней даже океаническую впадину можно считать компенсированным прогибом: батиметрический уровень отложения осадков на значительной площади долго остается постоянным или колеблется в небольших пределах. Соответственно, по такому определению невозможно установить, к какому из двух типов прогибов относится и Черноморская впадина. Приходится вернуться к первоначальному простому пониманию: до тех пор, пока отложения в прогибе остаются глубоководными, он некомпенсирован; когда глубоководные отложения в нем сменяются мелководными (или наземными), прогиб становится компенсированным. При таком подходе ясно, что Черноморская впадина – прогиб некомпенсированный. К тому же такая формулировка позволяет в пределах некомпенсированных прогибов отчетливо выделять компенсированные участки. В Черноморской впадине таким является Дунайская авандельта.

Вообще точность определения процессов, протекавших в геологическом прошлом, по неизбежности всегда приближительна. Она жестко ограничивается огромностью геологического времени, относительно малой точностью определяемого возраста слоев и значительной неполнотой сохранности разреза. Особенно приближительны количественные оценки. Ведь любая из них есть величина осредненная за достаточно большой интервал геологического времени.

Таковыми осредненными приближительными величинами являются и скорости прогибания и осадконакопления. Однако порядок этих величин вырисовывается уже достаточно определенно. Скорость осадконакопления в наиболее прогнутой части Черноморской впадины оказывается в первом приближении более или менее равномерной на протяжении всей кайнозойской эры, за исключением антропогенного периода, когда она резко увеличивается. В то же время структурные особенности впадины определенно указывают на непрерывность ее прогибания и на приближительную соразмерность скорости прогибания со скоростью осадконакопления.

Отсюда следует также чисто эмпирический вывод о направленности прогибания. Оно, как показано выше, идет с переменной интенсивнос-

тью в разных частях Черноморской впадины, но не обнаруживает никаких признаков обратимости этого процесса в масштабе всей впадины. Нередко публикуемые утверждения о возможных значительных поднятиях дна глубоководных впадин или о необычайно быстрых его погружениях не имеют фактического обоснования. Они основываются либо на давних умозрительных представлениях о колебательном характере тектонических движений, либо на ошибочном понимании подводных тальвегов как погруженных речных долин.

Проведенные на примере Черноморской кайнозойской впадины оценки скоростей осадконакопления и тектонического прогибания хорошо согласуются с данными из других регионов и в совокупности с ними дают ясное представление о порядке величин этих скоростей. Можно утверждать, что величины скоростей тектонического прогибания (и, соответственно, поднятия) ограничиваются долями и единицами миллиметров в год (иными словами, сотнями метров и первыми километрами в миллион лет). Этот вывод распространяется на все регионы и на все фанерозойские эры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1 : 1500000 / Под ред. Туголесова Д.А. Составители: А.С. Горшков, Л.Б. Мейснер, В.В. Соловьев, Д.А. Туголесов, Е.М. Хахалев. М.: ГУГК, 1989.
2. Геологический словарь. Том 2. М.: Недра, 1978. С. 456.
3. Кэй М. Осадки и погружение во времени // Земная кора. М.: Изд-во ин. лит., 1957. С. 687–708.

4. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. С. 309.
5. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. С. 240.
6. Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1 : 1500000 / Под ред. Туголесова Д.А. Составили: А.С. Горшков, Л.Б. Мейснер, В.В. Соловьев, Д.А. Туголесов, Е.М. Хахалев. Геленджик: ГП НИПИОкеангеофизика, 1993. 71 с.
7. Сеславинский К.Б. О скоростях осадконакопления в геологическом прошлом. Статья 1 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Вып. 4. С. 29–48.
8. Сеславинский К.Б. Скорости осадконакопления и состав отложений. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Вып. 3. С. 22–31.
9. Сонненфельд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. С. 479.
10. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. Древние склоны Черноморской впадины и связанные с ними перерывы и несогласия // *Geologica Balcanica*. 1990. V. 20. № 1. С. 3–18.
11. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. С. 215.
12. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника Черноморской впадины // *Геотектоника*. 1985. № 6. С. 3–20.
13. Федин В.П. "Слуга моря" // *Природа*. 1994. № 5. С. 13–17.
14. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
15. Янин А.Л., Гарецкий Р.Г. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 115–333.

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

Evaluation of the Rates of Sedimentation and Tectonic Subsidence with Reference to the Black Sea Basin

D. A. Tugolesov and L. B. Meisner

Research and Designing Institute of the Geophysical Methods of Ocean Exploration, Gelendzhik, 353461 Russia

Abstract—The quantitative estimation of the rates of tectonic movements is important for all kinds of paleotectonic reconstructions. The most reliable way to obtain such an estimate is to determine the rate of sedimentation as the ratio between the thickness of the sedimentary fill of a tectonic depression and its development time. Ancient basins are largely scoured. Cenozoic depressions are therefore most suitable for the quantitative estimation of sedimentation rates. Particularly attractive is the Black Sea basin that has been rapidly subsiding since the earliest Paleogene till the present day and has been mapped at a scale of 1 : 1500000 throughout the whole thickness, down the top of the Mesozoic. Two minor basins within it exhibit the maximum thickness of all stratigraphic units in the deepest parts, rapidly thinning towards the slopes, and the sea within them has remained continually deep. Considering the continually deep-water environment and the occurrence of the maximum thicknesses in the deepest parts of the basin, we may assume that the rate of tectonic subsidence was roughly equal to the rate of sedimentation within it. Comparison between the subsidence rates calculated for the Black Sea basin with the published data for other regions suggests that the rates of tectonic movements (whether subsidence or uplift) are approximately equal to sedimentation rates. They range between several fractions of a millimeter and several millimeters per year (or between several hundreds of meters and several kilometers per Ma). This holds true for all the regions of the Earth and all of the Phanerozoic eras.

О НОВОМ ГЛОБАЛЬНОМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ ОБОБЩЕНИИ В.Е. ХАИНА

© 2002 г. Ю. М. Пушаровский

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

Значимость новой книги В.Е. Хаина¹ для творческой деятельности геологов и геологического образования трудно переоценить. Она включает описание тектоники всех территорий и акваторий земного шара, выполненное на основе новейших материалов.

В книге, объемом 74,8 печатных листов (606 с., формат 60–88/8), имеется 16 глав, из которых 9 посвящены материковым областям, 4 – океанам, 1 – Антильской области, 1 – вводная, содержащая краткие сведения о строении земной коры и литосферы, и 1 – заключительная, где рассматриваются этапы тектонической эволюции земной коры. От предыдущих книг В.Е. Хаина по региональной тектонике данный труд отличает большая цельность изложения и большая краткость, не в ущерб полноте охватываемого круга вопросов.

Масштабность выполненной работы подчеркивает количество рисунков – более 300, включающих цветные тектонические карты всех материков (В.Е. Хаин называет их схемами).

В последние годы автор книги часто подчеркивает свою приверженность доктрине тектоники литосферных плит, однако тектоническое описание в рассматриваемом издании ведется по континентам и океанам, а не по литосферным плитам. Континенты и океаны справедливо признаются в качестве главных структурных элементов земной коры. Такая исходная позиция верна, поскольку соответствует абсолютно очевидному явлению природы.

Кстати, хотел бы отметить, что старшие поколения геологов являются свидетелями драматической смены теоретических устоев геологии, происшедшей три десятилетия назад. Драматической потому, что крупнейшие геологи, лучшие умы нашей науки, больше полувека укрепляли, совершенствовали эти устои, и вдруг в течение немногих лет они были разрушены. Подобные события происходят в науке редко, но они происходят. И геология в данном случае не представляет исключения. Но где гарантия того, что такую судьбу не претерпит и современная доктрина тектоники литосферных плит? Автор этих строк такой гарантии дать бы не мог, хотя мобилизм как

учение о крупных горизонтальных перемещениях больших и малых масс земной коры и более глубоких геосфер представляется исключительно плодотворным.

Нет необходимости останавливаться на фактическом материале, содержащемся в книге. Отмечу лишь, что все, что написано о тектонике любого региона планеты, изложено с большой достоверностью и возможной для одностомника полнотой. Чрезвычайно ценно, что книга сопровождается подробным предметным указателем, в котором упомянуто около 1150 тектонических объектов.

Максимальный объем региональной части отведен главе о Северной и Восточной Азии – 118 с., далее следуют Альпийско-Гималайский пояс – 94 с., Внеальпийская Европа – 69 с., Северная Америка и Гренландия – 61 с., Африка и Аравия – 28 с., Австралия с Меланезией – 27 с., Южная Америка и район моря Скотия – 23 с., Индостан и Антарктида – по 11 с., Антилы – 14 с. Все океаны занимают 79 с., т.е. 15,5% регионального текста. Такие пропорции отражают, главным образом, степень сложности тектонического строения той или иной области земного шара, но также ее размеры и уровень изученности.

Исключительно богат словарный запас автора книги. Обращает внимание раскованность в применении тектонических терминов и понятий (впадины, синеклизы, прогибы, террейны, микроконтиненты, микроплиты, дуги, поднятия, платформы, щиты и т.д.). Номенклатура, привычная и обычно используемая в современных регионально-тектонических описаниях. Это весьма способствует восприятию материала.

Остановимся на том, чего недостает в описательной части. Бросается в глаза отсутствие в книге описания Тихоокеанского тектонического пояса и даже его упоминания. Выделены Урало-Охотский, Урало-Монгольский, Альпийско-Гималайский, Западно-Тихоокеанский и многие другие пояса, неоднократно упоминается несуществующая плита Кула, а Тихоокеанский тектонический пояс отсутствует. Но ведь это планетарное тектоническое кольцо, опоясывающее Тихий океан, ярчайшим образом проявленное в рельефе Земли и специфике геологического строения. Оно отражено в циркум-тихоокеанских гранитоидном, вул-

¹ В.Е. Хаин. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

каническом и сейсмическом поясах. Структура выделяется также по гравиметрическим и иным геофизическим аномалиям, видна на любых глобальных сейсмотомографических картах. Наконец, что имеет особенное значение, с Тихоокеанским тектоническим кольцом связаны рудный пояс и пояс нефтегазоносности. Если учесть реальность Тихоокеанского тектонического пояса, то прямым следствием будет фиксирование Тихоокеанского тектонического сегмента Земли (Тихий океан + окаймляющий его пояс). А это создает немалые трудности для геодинамических построений в ключе тектоники литосферных плит. Не в этом ли заключается причина исключения Тихоокеанского тектонического пояса из рассматриваемых в книге объектов?

Кстати, В.Е. Хаин пишет, что Тихий океан зародился в позднем протерозое или самом начале кембрия. Однако при рассмотрении этой проблемы нельзя обойтись без сравнительной планетологии, поскольку в строении Луны, Марса, Венеры, Меркурия также имеется структурная асимметрия планетарного порядка. Если это учесть, то время образования Тихого океана может оказаться значительно более древним. Тектоника дна Тихого океана очень специфична, и поэтому, если подходить строго, трудно согласиться с тем, что между Тихим и Атлантическим океанами имеется структурное подобие, как об этом пишет автор.

Заключительная глава книги посвящена главным этапам эволюции земной коры, начиная с раннего архея. Первый суперконтинент на Земле, Пангея-0, образовался в конце архея, но в раннем протерозое он подвергся распаду и наступил этап “тектоники малых плит” – блоков, которых насчитывается более трех десятков. Эти прото-платформенные блоки разделялись линейными подвижными системами, внешние зоны которых обладали строением, сходным с современными пассивными окраинами. В конце раннего протерозоя блоки соединились и образовался новый суперконтинент Пангея-1, который в среднем протерозое также испытал деструкцию. После грен-

вилльской эпохи тектогенеза на рубеже среднего и позднего протерозоя возник третий в истории Земли суперконтинент – Родиния. В интервале времени между 850 и 750–700 млн. лет тому назад произошел распад и этого континента. Последний суперконтинент, собственно Пангея, образовался в позднем палеозое, вследствие герцинского и отчасти раннекеммерийского тектогенеза. Распад этого континента связан с прогрессивным развитием рифтинга, достигшим кульминации в раннем мезозое (ранняя юра) и приведшим к появлению ряда океанических бассейнов. Океан Палеотетис, отделивший Гондвану и Лавруссию, возник еще в поздней перми, а Неотетис – в позднем триасе.

Такова вкратце общая схема основных событий в тектоническом развитии Земли в доораннеюрское время, развиваемая В.Е. Хаиным. Она отвечает имеющимся в настоящее время фактическим сведениям, представленным региональной геологией.

В главе отражены, конечно, и более поздние этапы тектонического развития земной коры. Последний абзац главы гласит: “Общими тенденциями... развития было разрастание площади, занимаемой континентальной корой и литосферой, сначала быстрое, затем медленное, прерываемое рециклингом в мантию...”, и все это происходило “на фоне охлаждения Земли и сокращения ее радиуса, осложняемого периодическими пульсациями” (с. 585).

Обобщая, можно сказать, что В.Е. Хаин создал труд, равному которому в мировой науке не существует. Его главное содержание составляет тектоническое описание всех регионов нашей планеты. Каждая из глав основана на сведениях, почерпнутых из новейшей литературы. Изложение предельно ясное. Не одно поколение геологов будет пользоваться этой книгой. То, что в ней имеются отдельные дискуссионные положения, отражает лишь совершенно естественную черту серьезного научного творчества.

7-я МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ТЕКТОНИКЕ ПЛИТ им. Л.П. ЗОНЕНШАЙНА “ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ” (Москва, 29–31 октября 2001 г.)

В конце октября–начале ноября 2001 г. в Москве и Санкт-Петербурге прошло крупное международное тектоническое совещание, посвященное общим и региональным проблемам современной геотектоники и геодинамики. Совещание состояло из нескольких различных по тематике частей.

В Москве 29–31 октября в здании Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН, непосредственно после совещания по проекту ЕВРОПРОБА “Варисциды–кратон–уралиды. Связь между орогеническими и внутриплитными процессами” (28–29 октября), была проведена конференция по тектонике плит “Общие вопросы тектоники”. Настоящая конференция, традиционно носящая имя ее организатора и инициатора, выдающегося геолога-тектониста члена-корреспондента РАН Льва Павловича Зоненшайна, явилась уже седьмой по счету. В рамках конференции были рассмотрены важнейшие на сегодняшний день направления развития теории тектоники литосферных плит. В ее работе приняли участие более 300 специалистов из России, представлявших научные, научно-производственные организации и высшие учебные заведения 18 городов и основных научных центров, и более двадцати зарубежных специалистов из различных научных организаций Германии, США, Франции, Италии, КНР, Японии, Швеции, Болгарии, Индонезии, Украины и Белоруссии. Было представлено более 200 устных и стендовых докладов.

Конференция включала одно пленарное и 8 секционных заседаний:

1. Срединно-океанические хребты: междисциплинарный подход.
2. Офиолиты. Современные представления.
3. Тектоника плит и глубинная геодинамика.
4. Плюмы (их роль в тектонике и магматизме) и внутриплитная тектоника.
5. Тетис и Перитетис: взаимодействие двух систем. Палеогеодинамические реконструкции.
6. Активные и пассивные окраины.
7. Коллизионные пояса.
8. Трансформные разломы и тройные сочленения.

Следует особо подчеркнуть, что появление в этом перечне глубинной геодинамики и плюмов означает расширение тематики за пределы собственно тектоники литосферных плит, но в полном соответствии с последними пожеланиями Льва Павловича Зоненшайна. Помимо вышеперечисленных секционных заседаний, были проведены также два рабочих совещания – “Тектоника Охотоморского региона и Камчатки” и “Радиолярии от высоких широт до экватора, палеорекострукции”.

Во вступительном слове, обращенном к участникам конференции, Д.В. Рундквист подчеркнул глубокую научную важность регулярного проведения конференций по тектонике плит, отметил широкий спектр тематики представленных докладов. На пленарном заседании были заслушаны три доклада. В своем сообщении “Глобальная геодинамика 2001: достижения и проблемы” В.Е. Хаин остановился на основных достижениях и нерешенных проблемах современной геодинамики, отметил значительные успехи в изучении глубинного строения Земли, моделировании мантийной конвекции, расширении представлений о тектонике плюмов и ее связи с плейт-тектоникой, изучении роли в геодинамике приливного и ротационного факторов, возможной пульсации объема Земли. А.П. Лисицын в докладе “Литология литосферных плит” подчеркнул, что открытия в области изучения процессов современного и древнего осадконакопления в сочетании с теорией литосферных плит привели к появлению нового направления в литологии – литологии литосферных плит – мобилистской литологии, сочетающей теорию тектоники литосферных плит с новыми достижениями в области изучения осадочного процесса во всех сферах Земли в их взаимодействии. М.И. Кузьмин и В.В. Ярмлюк в докладе “Палеоклимат, вулканизм и орогенез Байкальского региона по данным глубоководного бурения и детальных геохронологических исследований позднекайнозойского вулканизма” указали на тесное взаимодействие эндогенных (вулканизм и горообразование) и экзогенных (формирование ледников) процессов и их влияние на эволюцию и климат Центральной Азии.

В общем, на конференции был затронут весьма широкий круг общих и региональных проблем

тектоники и геодинамики континентов и океанов. Совещание позволило российским ученым обсудить результаты своих работ со специалистами из других стран и регионов. Оно прошло в деловой и дружественной обстановке и было, по мнению его участников, очень успешным. Принято решение провести следующую сессию в октябре 2003 г.

Сборник представленных на конференцию тезисов докладов на русском и английском языках опубликован в издательстве “Научный Мир”.

Оргкомитет конференции выражает признательность В.Г. Владимирову (<http://www.nsu.ru/science/rsgsgt/tsr.htm>) и К.А. Крылову ([\[sign.ru\]\(http://sign.ru\)\) за помощь в распространении информации о совещании в сети Интернет.](http://geo.tv-</p></div><div data-bbox=)

Конференция была организована и проведена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 01-05-74072) и Министерства науки, промышленности и технологий РФ.

В.Е. Вержбицкий

*Институт литосферы окраинных
и внутренних морей РАН,*

109180, Москва, Старомонетный пер., 22

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ “ПОЛЯРНЫЕ ОБЛАСТИ ЗЕМЛИ: ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, РЕСУРСНОЕ ЗНАЧЕНИЕ, ПРИРОДНАЯ СРЕДА” (Санкт-Петербург, 1–3 ноября 2001 г.)

В Санкт-Петербурге организации Министерства природных ресурсов России (ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ) совместно с ГНЦ ААНИИ Росгидромета 1–3 ноября провели научную конференцию на тему “Полярные области Земли: геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда”; параллельно во ВНИИОкеангеология проходило специальное рабочее совещание по итогам изучения хребта Книповича в Северной Атлантике. В эти же дни во ВСЕГЕИ проводился еще один симпозиум в рамках программы ЕВРОПРОБА, в ходе которого обсуждались геологические и геофизические данные о характере тектоники плит на ранней стадии геологической истории Земли.

В конференции по полярным областям Земли приняли участие около 200 отечественных и зарубежных ученых, представивших свыше 150 устных и стендовых докладов. В общей сложности были проведены одно пленарное и семь секционных заседаний, сопровождавшихся стендовыми сессиями. На пленарном заседании были заслушаны 14 казанных докладов, обозначивших следующие главные темы последующих секционных выступлений:

- 1) глубоководные бассейны, океанические хребты и поднятия в Северном Ледовитом океане;
- 2) циркум-Арктическая континентальная окраина (шельфовые бассейны, островные архипелаги);
- 3) циркум-Арктическая материковая суша (дискуссионные вопросы тектоники);
- 4) нефтегазоносность Арктики;
- 5) металлогения Арктики;
- 6) Антарктида и Южный океан;
- 7) природная среда полярных регионов.

Конференция продемонстрировала большие сдвиги, достигнутые за последнее десятилетие в геолого-геофизическом изучении полярных областей, в первую очередь, Арктики, где эти успехи стимулировались, с одной стороны, расширением международного сотрудничества, а с другой стороны – необходимостью сбора дополнительных материалов для обоснования положения внешней границы континентального шельфа приарктических государств. Как обычно, новые данные иногда порождают больше вопросов, чем дают ответов, причем в отношении не только событий далекого геологического прошлого, но и сравнительно недавних природных явлений, например, по поводу форм и масштабов арктического оледенения в течение последнего гляциального максимума, оста-

ющихся предметом острых разногласий. Полученные материалы свидетельствуют о гораздо более сложном, чем это предполагалось ранее, характере зоны перехода от континента к океану (как в Арктике, так и в Антарктике) и о вероятном продолжении структур континентального типа далеко за пределы бровки шельфа. Одним из наиболее значительных итогов конференции представляется растущее осознание необычной для океанических пространств сложности внутреннего строения Северного Ледовитого океана, которая, возможно, объясняется юным возрастом спрединговой фазы развития Арктического бассейна на фоне его чрезвычайно продолжительной доокеанической предистории. Как следствие геодинамические концепции, разработанные для более зрелых океанов, могут оказаться трудно применимыми для центральной Арктики. Выявление закономерностей формирования геологической структуры Северного Ледовитого океана может иметь важнейшее значение для понимания глобальных геодинамических процессов: именно здесь удастся, возможно, распознать те ключевые тектонические признаки, которые уже полностью утрачены в более крупных и древних океанах, прошедших гораздо более длительную эволюцию.

Наряду с обсуждением спорных научных проблем, во многих выступлениях говорилось об огромной ресурсной роли Арктики для всех приарктических государств и России в особенности. На конференции поднимались также другие вопросы, чрезвычайно важные для освоения российских арктических территорий и акваторий: о глобальных климатических изменениях и их влиянии на устойчивое развитие полярных регионов, об обеспечении экологически безопасного недропользования и надежного мониторинга окружающей природной среды в процессе освоения полезных ископаемых и др.

Сборник тезисов докладов, представленных на конференции, будет подготовлен к печати в издательстве ВНИИОкеангеология в 2002 г.

Г. Э. Грикуров
Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана МПР (ВНИИОкеангеология),
190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1,
ВНИИОкеангеология.

35-е ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

Очередное 35-е тектоническое совещание “Тектоника и геофизика литосферы” было проведено Межведомственным тектоническим комитетом при ОГГГН РАН в период с 29 января по 1 февраля 2002 г. В организации совещания принимали участие Геологический институт РАН, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова и Тектоническое общество России. В работе совещания приняли участие более 300 ученых России и стран СНГ.

Главная задача совещания заключалась в рассмотрении тектонических проблем с применением геофизики и объединении геологической (тектонической) и геофизической информации. Поэтому приоритет отдавался докладам, в которых обсуждались общие закономерности (модели) строения и развития коры и литосферы на основе синтеза геологических и геофизических данных, были отражены результаты моделирования и геолого-геофизической интерпретации тектонических структур регионального уровня, анализировались пространственные закономерности расположения тектонических элементов и их отражение в геофизических полях, рассматривались проблемы современной геодинамики по совокупности геологических и инструментальных наблюдений и т.д.

На двух пленарных заседаниях заслушано 20 докладов. Среди них следует отметить доклад В.Е. Хаина “Глобальная геодинамика: новые успехи, старые и новые проблемы”, в котором автор обратил внимание присутствующих на важнейшие достижения геологической науки за последние 10 лет. Прежде всего, это полученные с помощью сейсмотомографии новые сведения о строении и процессах, протекающих как в коре и верхней мантии, так и в нижней мантии в ядре Земли. Данные сейсмотомографии не только подтвердили реальность субдукции, но и показали, что субдуцируемая литосфера, ее “слэбы” могут проникать глубоко в нижнюю мантию, вплоть до границы ядра. Подчеркнуты достижения сейсмотомографии в решении вопроса о существовании мантийной конвекции. Однако вопросы о том, является ли конвекция чисто тепловой или термохимической, а также общемантийной или двухъярусной, остаются дискуссионными.

Обзор строения океанических вулканических плато был дан в докладе Н.А. Богданова, Н.Л. Добрецова и В.Д. Чеховича. Подчеркнуто значение

океанических плато в эволюции литосферных плит (нередко они идентифицируются в составе континентальных литосферных плит). Отмечено, что плато сформировались почти одновременно в пределах всех океанов в период времени от 130 до 70 млн. лет, что соответствует пику позднемезозойской вулканической активности на нашей планете, когда происходил интенсивный подъем мантийных термальных плюмов.

А.В. Егоркиным была представлена новая скоростная модель мантии континентальных районов России – результат сейсмических исследований ядерными взрывами до глубины 800 км. Установлено, что в верхней мантии содержится три слоя с пониженной скоростью на глубинах 75–115, 140–170 и 200–260 км. Переходная зона верхняя–нижняя мантия отделяется сейсмической границей на глубине 410 км. Еще одна граница в этой зоне располагается на глубине порядка 660 км. Также были получены убедительные доказательства существования границы на глубине 500–550 км.

В докладе М.В. Минца с соавторами прозвучала принципиально новая трактовка структуры и эволюции раннедокембрийской коры Карельского кратона, основанная на последних данных сейсморазведки, как сочетания деформированных покровных надвиго-поддвиговых ансамблей, погружающихся в северо-восточном направлении.

Новые идеи о генерациях позднемезозойско-кайнозойского океанообразования Арктики по геолого-геофизическим данным о строении ее континентальных окраин высказаны Э.В. Шпиловым. Первая генерация была связана с заложением Канадской впадины и становлением Американо-Северо-Американской суббассейна. Вторая – обусловлена расхождением Евразийской и Северо-Американской литосферных плит с отделением Гренландии и сегмента континентальной коры поднятия Ломоносова от Евразии, в результате чего образовались Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны и оформились границы Баренцево-Карской и Лаптевоморской окраин.

Комплексный анализ результатов параметрического бурения и геофизических исследований в Молоковском бассейне, Торжокском выступе и Тверском бассейне Среднерусского авлакогена был проведен Н.П. Чамовым и В.В. Костылевой, что позволило авторам выявить генетическую сопряженность упомянутых структур и предполо-

жить образование их за счет простого сдвига, под которым понимается расслоение реологически различных частей коры по пологой поверхности внутрикорового срыва.

Один из дней совещания был полностью посвящен работе секций, на которых было заслушано 42 доклада.

Доклад С.Д. Соколова (секция “Зоны перехода континент–океан”) был посвящен характеристике тектоно-магматических процессов, обеспечивающих формирование и увеличение мощности континентальной коры за счет вертикальной аккреции. В докладе Г.Л. Кирилловой и В.А. Бормотова были охарактеризованы особенности глубинного строения и формирования ряда осадочных бассейнов Дальнего Востока и дана оценка перспектив нефтегазоносности. В докладе “Регулярность в структуре тектонического рельефа переходной зоны от континента к океану в Восточной Азии” Г.Ф. Уфимцев выделил два типа мегаморфоструктур: “охотоморский” и “япономорский”, особенности строения которых позволяют предполагать наличие упорядоченных изменений глубинной структуры по простиранию переходной зоны. На примере развития Кипрской дуги А.Ф. Лимонов рассмотрел процесс перерастания субдукции в коллизию. В докладе Ю.Л. Ребецкого и Т.В. Романюк “Тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны вдоль 21° ю.ш.” обсуждались различные модели глубинного строения и особенности тектонических движений, предпочтение было отдано гипотезе о более быстром движении нижнего плотного конца слэба с прогнозом возможности отрыва нижней части плиты от верхней.

На секции “Осадочные бассейны и платформы” основное внимание докладчиков было сосредоточено на анализе глубинности объектов. В докладе С.Л. Костюченко с соавторами “Глубинная структура Тимано-Печорской провинции и прилегающей части Русской плиты” были представлены результаты обработки материалов ГСЗ по профилю Лотошино–Обь и сейсмологических исследований по профилю MEZTIMPECH на участке Сыктывкар–Усть-Нем. Выделены три региональных геоблока, различающихся по глубине залегания поверхности фундамента, раздела Мох, а также особенности строения консолидированной коры: Кировско-Кажимский авлакоген, Вычегодский прогиб и Тиманский кряж. Тиманский кряж надвинут на Восточно-Европейскую платформу. Горизонтальная составляющая надвига достигает 15–20 км. На Восточно-Европейской платформе прослежены пять внутрикоровых слоев, в то время как кора Тиманского кряжа под рифейскими образованиями содержит 3–4 слоя. В пределах Кировско-Кажимского авлакогена происходит утонение земной коры до 39 км и исчеза-

ет расслоенность. Заслуженное внимание вызвал доклад С.Б. Лобач-Жученко “Тектоническая эволюция Карельской провинции в раннем докембрии (3.2–2.4 млрд. лет) и ее отражение в геофизических полях”. С одной стороны, в докладе был приведен ряд новых аналитических данных (прежде всего, данных абсолютного возраста), без которых не возможны серьезные геодинамические реконструкции террейнов, входящих сегодня в состав консолидированной коры. С другой – рассмотрены результаты анализа геофизических полей, свидетельствующих в пользу предлагаемых реконструкций. В частности, показано, что на гравитационных схемах при трансформации поля силы тяжести в верхние полушария на разные уровни выделяются три крупных региональных максимума. Один соответствует Северо-Карельской–Беломорской, второй – Водлозерской рифтогенным структурам. Скорее всего, они отражают залегание крупных масс основных пород, связанных с подъемом плюма в раннем протерозое. Третий соответствует Ладожской зоне и перекрывает пограничную часть Карельского кратона. Он отражает геологические процессы этапа 1.9–1.8 млрд. лет.

В области применения новых методов дистанционных исследований недр и их значимости для тектонических построений примечателен доклад Л.Л. Ваньяна, В.А. Кузнецова, Т.В. Любецкой и Н.А. Пальшина “Земная кора Лапландии в свете магнитотеллурических данных”. Авторы представили результаты Международного магнитотеллурического эксперимента BEAR, посвященного изучению глубинного строения Балтийского щита. Использование новой низкочастотной магнитотеллурической аппаратуры с унифицированными метрологическими характеристиками в сочетании с длительным (до двух месяцев) временем наблюдений дало возможность уверенного статистического накопления информации. В результате интерпретации получены новые данные о строении Лапландского массива. Важнейшим результатом интерпретации стало выделение проводящей толщи в интервале глубин от 10 до 36 км с интегральной электропроводностью 160–580 См.

Однако ни один из докладов не был посвящен собственно осадочным бассейнам как комплексным объектам, представленным как структурами земной коры, так и выполненными осадочными породами. В основном рассматривались крупные структурно-вещественные элементы (платформы, провинции) областей развития континентальной коры. При этом авторы, как правило, уделяли внимание либо рассмотрению собственно консолидированной коры (Н.М. Чернышов и В.М. Ненахов), либо только осадочного чехла (А.И. Трегуб и А.А. Великанов; Т.Н. Хераскова с соавторами).

Среди докладов на секции “Урало-Монгольский пояс” следует отметить доклад С.В. Руженцева с соавторами “Фациальные покровы в структуре Южного Урала”. Доклад содержал много оригинальных полученных в последние два года данных, позволяющих существенно пересмотреть стратиграфические схемы Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской тектонических зон. На основании этих материалов, а также совершенно новых данных по петрохимии вулканитов авторам удалось серьезно видоизменить существующую модель формирования Южного Урала. В докладах А.С. Егорова и Е.В. Соколовой содержалось много новой геофизической информации, в первую очередь, сейсмической, что привлекло к ним повышенный интерес. К сожалению, в докладе Е.В. Соколовой практически отсутствовала модельная часть. Напротив, в сообщении А.С. Егорова серьезно аргументированная модель соотношения Западно-Сибирской платформы и складчатой области Урала. Особенности строения Восточно-Уральского мегаблока Южного Урала были интересно рассмотрены в до-

кладе Ал.В. Тевелева, который убедительно показал серьезное значение транспрессивных широтных зон в процессе формирования Южного Урала. Несколько особняком стоит доклад В.С. Суркова и Л.В. Смирнова, так как он был посвящен фундаменту Западно-Сибирской плиты. Тем не менее, это сообщение произвело впечатление благодаря тому, что авторам удалось обобщить и проинтерпретировать огромное количество данных глубокого бурения и геофизики, позволивших представить интересную картину строения фундамента закрытых территорий.

В целом совещание было проведено на высоком научно-организационном уровне. Успешному проведению его способствовала финансовая поддержка Российского фонда фундаментальных исследований, Геологического института РАН и Геологического факультета МГУ.

Ю.В. Карякин

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

Сдано в набор 11.04.2002 г.

Подписано к печати 05.06.2002 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.4 тыс.

Уч.-изд. л. 11.9

Бум. л. 6.0

Тираж 350 экз.

Зак. 6316

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

- Acoustical Physics
Applied Biochemistry and Microbiology
Astronomy Letters
Astronomy Reports
Automation and Remote Control
Biochemistry (Moscow)
Biology Bulletin
Biophysics
Colloid Journal
Computational Mathematics and Mathematical Physics
Cosmic Research
Crystallography Reports
Differential Equations
Doklady Biochemistry and Biophysics
Doklady Biological Sciences
Doklady Chemistry
Doklady Earth Sciences
Doklady Mathematics
Doklady Physical Chemistry
Doklady Physics
Entomological Review
Eurasian Soil Science
Geochemistry International
Geology of Ore Deposits
Geomagnetism and Aeronomy
Geotectonics
Glass Physics and Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
High Energy Chemistry
High Temperature
Human Physiology
Inorganic Materials
Instruments and Experimental Techniques
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Journal of Analytical Chemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Journal of Computer and Systems Sciences International
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Journal of Experimental and Theoretical Physics
Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters
Journal of Ichthyology
Kinetics and Catalysis
Laser Physics
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Molecular Biology
Oceanology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Pattern Recognition and Image Analysis
Petroleum Chemistry
Petrology
Physics of Atomic Nuclei
Physics of Particles and Nuclei
Physics of the Solid State
Plasma Physics Reports
Polymer Science, Series A
Polymer Science, Series B
Polymer Science, Series C
Problems of Information Transmission
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Programming and Computer Software
Protection of Metals
Radiochemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Russian Journal of Coordination Chemistry
Russian Journal of Developmental Biology
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Genetics
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Mathematical Physics
Russian Journal of Nondestructive Testing
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Russian Journal of Plant Physiology
Russian Metallurgy (Metally)
Russian Microelectronics
Semiconductors
Solar System Research
Stratigraphy and Geological Correlation
Studies on Russian Economic Development
Technical Physics
Technical Physics Letters
The Physics of Metals and Metallography
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
Thermal Engineering
Water Resources

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия
 Автоматика и телемеханика*
 Акустический журнал*
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 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*
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 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*
 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 физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология и радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Российская археология
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 Теоретические основы химической технологии*
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова*
 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*
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 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