

С.А. Куренков

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь - Февраль 2002



ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 2002 Январь–Февраль

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

Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

**Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,
А.С. Перфильев, 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
A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

**Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA),
K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko,
N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev, S.V. Ruzhentsev,
A.S. Perfilev, 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 1, 2002

Планетарная экспансия тектоно-геодинамических процессов Индо-Атлантического сегмента Земли в пределы Тихоокеанского сегмента <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Супракрустальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (Северо-Западное Беломорье) <i>Ю. В. Миллер, Т. А. Мыскова, Р. И. Милькевич</i>	13
Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные <i>Е. Ю. Рыцк, В. С. Шалаев, Н. Г. Ризванова, Р. Ш. Крымский, А. Ф. Макеев, Г. В. Риле</i>	29
Палеомагнетизм поздне меловых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана <i>М. Л. Баженов, А. Э. Жаров, Н. М. Левашова, К. Кодама, Н. Ю. Брагин, П. И. Федоров, Л. Г. Брагина, С. М. Ляпунов</i>	42
Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры полуострова Тайгонос, Северо-Восток России <i>Г. Е. Бондаренко, Н. П. Чамов, О. Л. Морозов, И. Е. Пральникова</i>	59
О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит <i>Н. А. Богданов, В. Д. Чехович</i>	72
Геотермический режим, тектоника дна и температурные условия генерации углеводородов восточной части Баренцева моря <i>Е. В. Вержбицкий</i>	86

Contents

No. 1, 2002

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

The Global Expansion of Tectonic-Geodynamic Processes from the Indian-Atlantic Segment of the Earth into the Pacific Segment <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Supracrustal Rocks in the Tectonic Windows of the Marginal Part of the Karelian Craton (Northwestern Belomorian Province) <i>Yu. V. Miller, T. A. Myskova, and R. I. Mil'kevich</i>	13
The Olokit Zone of the Baikal Fold Region: New Isotope-Geochronological and Petrogeochemical Data <i>E. Yu. Ryt'sk, V. S. Shal'ev, N. G. Rizvanova, R. Sh. Krymskii, A. F. Makeev, and G. V. Rile</i>	29
Paleomagnetism of Late Cretaceous Island-arc Complexes of Southern Sakhalin and Configuration of the Convergent Boundary in the Northwest Pacific <i>M. L. Bazhenov, A. E. Zharov, N. M. Levashova, K. Kodama, N. Yu. Bragin, P. I. Fedorov, L. G. Bragina, and S. M. Lyapunov</i>	42
Terrigenous Complexes of the Mesozoic Accretionary Structure of the Taigonos Peninsula, Northeast Russia <i>G. E. Bondarenko, N. P. Chamov, O. L. Morozov, and I. E. Pral'nikova</i>	59
On the Collision between the West-Kamchatka and Sea of Okhotsk Plates <i>N. A. Bogdanov and V. D. Chekhovich</i>	72
Geothermal Regime, Seafloor Tectonics, and Hydrocarbon Generation Temperatures in the Eastern Part of the Barents Sea <i>E. V. Verzhbitskii</i>	86

Сдано в набор 12.10.2001 г.	Подписано к печати 10.12.2001 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 4.3 тыс.	Уч.-изд. л. 12.0	Бум. л. 6.0
	Тираж 345 экз.	Зак. 4894		

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

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

ПЛАНЕТАРНАЯ ЭКСПАНСИЯ ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ В ПРЕДЕЛЫ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА

© 2002 г. Ю. М. Пущаровский

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

Поступила в редакцию 17.09.2001 г.

В геологической истории Земли в течение длительного времени ясно прослеживается экспансия тектоно-геодинамических процессов Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского сегмента, отражающая общую направленность структурного развития планеты. Об этом свидетельствуют данные исторической геологии; структурные, относящиеся к тектонике и геодинамике тихоокеанских континентальных окраин; данные по изотопным отношениям ряда элементов, в особенности Pb, Nd, Th и U, по которым обособляются тихоокеанские, индоокеанские и атлантические метки; реконструкции дрейфа континентов. Тихий океан никогда не занимал меньшей площади, чем в настоящее время. В отдельные эпохи процесс экспансии усиливался, в другие замедлялся. В позднерюрское–меловое время имела место обратная экспансия – воздействие Тихоокеанского сегмента на Индо-Атлантический. Однако, если рассматривать большой отрезок геологического времени, то следует сделать заключение о необратимости процесса площадного расширения Индо-Атлантического сегмента за счет Тихоокеанского.

Геология как наука по определению предполагает изучение всей Земли, от центра планеты до ее поверхности. Огромные усилия были вложены в исследование земной коры как оболочки, где концентрируются все необходимые человечеству минеральные ресурсы. Более глубокие геосферы находились в поле зрения, но знаний о них было мало, и соответствующие общие тектонические построения длительное время в большинстве носили проблематичный характер. Но со временем такие знания пополнялись, и в XX веке уже оказалось возможным на серьезной эмпирической основе создать ряд основополагающих общегеологических обобщений. Эмпирика была представлена геологией, геофизикой и геохимией.

Одним из наиболее крупных обобщений было зародившееся еще в середине прошлого столетия учение о глобальной диссимметрии – асимметрии Земли, коренном петролого-геохимическом (В.И. Вернадский) и структурно-историческом (Н.С. Шатский) различиях ее Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов. Предыстории и истории развития данного учения мы здесь касаться не будем, так как это уже сделано раньше [7]. Ниже будет сосредоточено внимание на геодинамическом взаимоотношении сегментов и, следовательно, общей тенденции тектонического процесса в планетарном масштабе.

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ

Широким признанием пользуется представление о формировании на Земле основных континентальных масс в архее и раннем протерозое. Наряду с этим с самых ранних этапов образова-

ния континентальных блоков предполагается их движение, приводящее время от времени к аккреции или, наоборот, разобщению. С учетом актуалистических взглядов такие представления о древнейших периодах развития Земли следует рассматривать как наиболее вероятные. Они и реализуются, например, в построениях древних пангей [11]. В окружении пангей лежали области с симатической корой, обозначаемые в совокупности с о б и р а т е л ь н ы м названием Панталасса. Однако заблуждением является допущение об отсутствии неоднородностей в составе и структуре земной коры Панталассы. Часть Панталассы представляет современный Тихий океан. Его геологическая история по разным данным [6, 11 и др.] прослеживается более чем на 1 млрд. лет. Глубоководное бурение позволяет судить об истории океана за 170 млн. лет. При этом выясняется, что в течение этого времени на всех этапах в субстрате океана существовали разномасштабные, с разным периодом развития и разнотипные структурно-вещественные неоднородности. Выяснено также, что той же особенностью отличаются и все другие океаны Земли: Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый.

Исходя из этого, представляется вполне вероятным, что и в более древние геологические времена площади, занятые симатической корой, по веществу и структуре были неоднородными. В области Тихого океана, в отличие от других, нет признаков существования в ее пределах когда-либо континентальных масс. Исключение составляет только подводное плато Кэмпбелл, приложенное к Южному острову Новой Зеландии (рис. 1). С этой точки зрения и учитывая строение

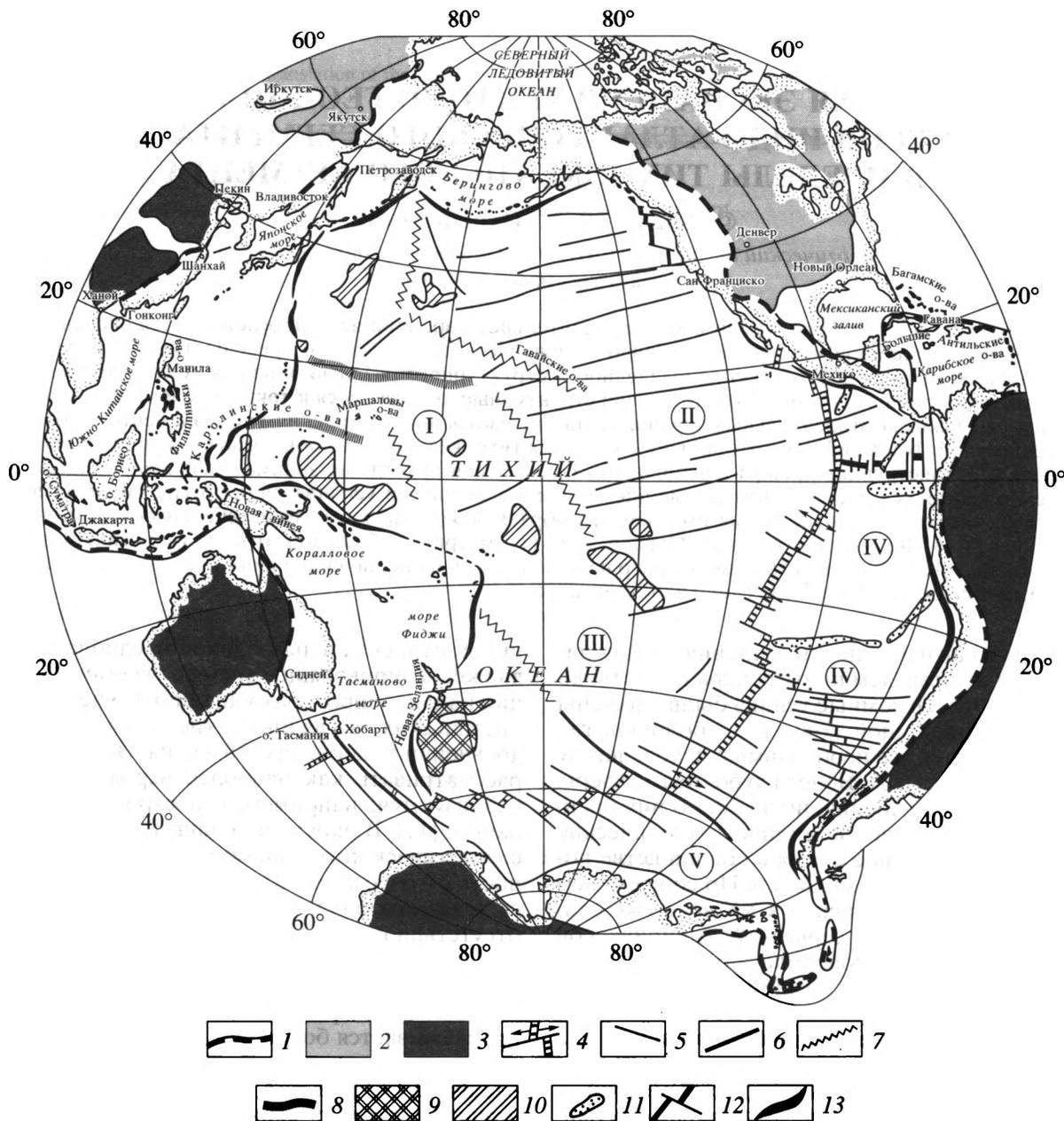


Рис. 1. Схема тектоники Тихоокеанского сегмента.

1 – границы сегмента; 2, 3 – древние платформы обрамления: 2 – северного и 3 – южного рядов; 4 – рифтовая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия; 5 – разломы; 6 – демаркационные разломные зоны; 7 – крупнейшие вулканические цепи; 8 – тектонические ступени, разделяющие разноглубинные области океана; 9 – фрагмент континентальной коры; 10 – океанские поднятия с утолщенной корой; 11 – некоторые поднятия в Восточной Пацифике; 12 – малые спрединговые системы; 13 – глубоководные желоба.

Главнейшие тектонические секторы (римские цифры в кружках): I – Северо-Западный, II – Северо-Восточный, III – Южный, IV – Восточный, V – Антарктический.

континентальных окраин Пацифики, свидетельствующее об очень древнем возрасте океана, следует заключить, что в Тихоокеанском сегменте планеты устойчиво, на протяжении, вероятно, всего обозримого геологического времени происходило структурное саморазвитие симатической коры.

Однако это не означает, что в противоположном сегменте в пределах Панталассы геодинами-

ческие обстановки, процесс структурообразования, строение и преобразования земной коры были аналогичными. Наиболее вероятно полагать, что здесь было много отличий. Главный аргумент в пользу такого представления – образование именно в Индо-Атлантическом сегменте подавляющей массы земной коры континентального типа (рис. 2). Это настолько масштабное качес-

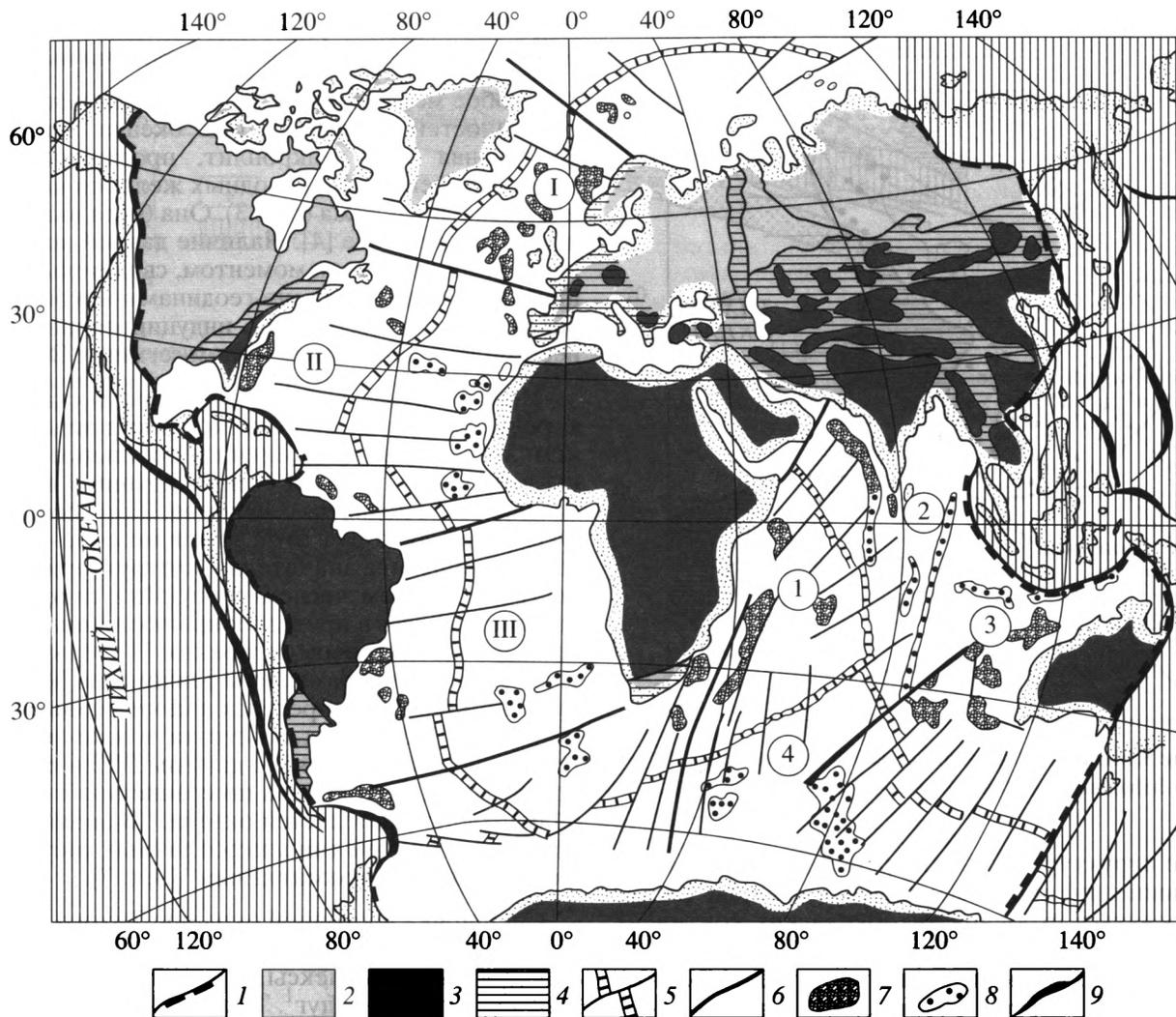


Рис. 2. Схема тектоники Индо-Атлантического сегмента ([5], упрощено).

1 – границы сегмента; 2 – континенты северного ряда; 3 – континенты южного ряда и их фрагменты в Евразийском и Аппалачском складчатых поясах; 4 – складчатые пояса; 5 – срединно-океанические хребты и трансформные разломы; 6 – демаркационные разломные зоны; 7 – фрагменты континентов; 8 – океанические поднятия; 9 – глубоководные желоба.

Главнейшие тектонические секторы в Атлантическом океане (римские цифры в кружках): I – Северный, II – Центральный, III – Южный; то же в Индийском (арабские цифры в кружках): 1 – Западный, 2 – Центральный, 3 – Восточный, 4 – Южный.

во, особенно если принять во внимание почти четырехмиллиардную историю данного процесса, что геологическое противопоставление сегментов кажется самоочевидным.

Особое место в историко-геологическом анализе занимает вопрос возраста Тихого океана, имеющий прямое отношение к рассматриваемой в статье теме. В аргументации древнего существования Пацифики важное значение имеют возрастные датировки пород, образовавшихся в условиях океана либо прилежащих к нему морей и выступающих ныне в структурах Тихоокеанского тектонического пояса. В последнее время реестр пунктов выходов древнейших пород на периферии Тихого океана пополнился еще одним рай-

оном [15]. На севере Южного острова Новой Зеландии в блоке (террейне) земной коры, именуемом Такака, выделяется осадочно-вулканогенная серия пород кембрия (~0.5 млрд. лет), образовавшаяся, судя по изотопии Pb и Nd, в зоне сочленения океана с активной континентальной окраиной. Аналогичные породы автор отмечает также в пределах Юго-Восточной Австралии, Тасмании и Антарктиды и объединяет их в единую полосу, рассматриваемую в качестве Австрало-Антарктической окраины древнего материка, сопрягавшегося с Пацификой. Что же касается более древнего времени (неопротерозоя), то тогдашний океан именуется автором Палеопацификой.



Рис. 3. Микроплитные зоны на западе Тихого океана [5].
I – Западная, II – Центральная, III – Восточная зоны.

Со структурной точки зрения для разработки поставленной проблемы в первую очередь следует коснуться строения тихоокеанских континентальных окраин, чему посвящено большое число публикаций. Рассмотрим только отдельные особенности структуры обрамления Пацифики (см. рис. 1). Самой основной структурной чертой является тектоническое различие западной и восточной окраин океана. Западные окраины представлены комплексами островных дуг, включающих собственно островные дуги, глубоководные желоба и краевые моря, образующие в совокупности фронтальную зону Тихоокеанского тектонического пояса. Тыловая зона пояса – это краевые складчатые сооружения материков с тихоокеанскими простираниями. В настоящее время можно считать доказанным, что тектоническое развитие пояса происходило в восточном направлении, вовлекая в структурообразующий процесс краевые части океанского ложа. Однако процесс материковой аккреции протекал сложно, противоречиво, осложняясь деструктивными явлениями. Так или иначе, но приокеанские глубоководные желоба и находящиеся с ними в структурном единстве симатические островные дуги представляют самые молодые тектонические образования континентальных окраин. Что касается комплексов палеоостровных дуг, то они доказательно реконструируются в пределах тыловой зоны и уже давно вошли в состав материков (Азия, Австралия). От-

сюда ясна общая направленность развития, о которой и говорилось несколькими строками выше.

Особое место среди тектоно-геодинамических особенностей запада Тихого океана занимает продольная зона микроплит, простирающаяся восточнее цепи глубоководных желобов на окраине океанского ложа (рис. 3). Она была выделена и описана в работе [4]. Наличие данной зоны является существенным моментом, свидетельствующим о глубокой тектоно-геодинамической переработке океанского ложа, индуцированной процессами в Индо-Атлантическом сегменте Земли.

Микроплитная тектоно-геодинамическая зона в рельефе дна выражена морфоструктурными комплексами, включающими абиссальные впадины и перемежающиеся с ними крупные внутриокеанические поднятия (Обручева, Шатского и др.). Океаническая кора в этой зоне в мезозое–кайнозое претерпевала значительные структурные перестройки (в том числе перестройки спрединговых систем), что и привело к наблюдаемому ныне ее мозаично-блоковому строению [1]. Микроплиты разновелики и разделены разломами. Магнитные аномалии в их пределах имеют разные простирания. Возраст их субстрата также разный. Подстилающая мантия, по данным ГСЗ и сейсмографии, специфична по сравнению с мантией центральных областей океана. “В эволюционном плане данный тип микроплитных систем является наиболее примитивным” [4, с. 7].

Специфика восточной окраины Тихого океана состоит в том, что здесь присутствуют палеоостроводужные комплексы, но нет современных гирлянд островных дуг¹. Таковы окраины Северной и Южной Америки. Кайнозойская фронтальная зона Тихоокеанского тектонического пояса здесь также присутствует, но резко сужена. Наиболее характерной деформацией по краям обоих континентов в пограничной зоне с океаном являются крупные надвиги материковых масс на океанские структуры. Они и отражают, прежде всего, геодинамическую экспансию Индо-Атлантического сегмента в область Тихоокеанского. Что касается конкретных данных на этот счет, то они таковы. Крупный пологий надвиг Северо-Американского континента на океанские структуры установлен в районе о-ва Ванкувер (рис. 4). Он уходит на глубины по меньшей мере 40 км. Амплитуда смещения по нему свыше 100 км [13]. Надвиг континента на океан основательно обосновывается для района Каскадных гор. Южнее, в районе 40° с.ш., континент вдается в океан в виде значительного пологодугового выступа. О надвиге перекрытии здесь свидетельствует ряд признаков и в том числе рисовка многими авторами продолжения под Северную Америку на большое рас-

¹ Кроме межматериковых систем морей Скотия и Каррибского.

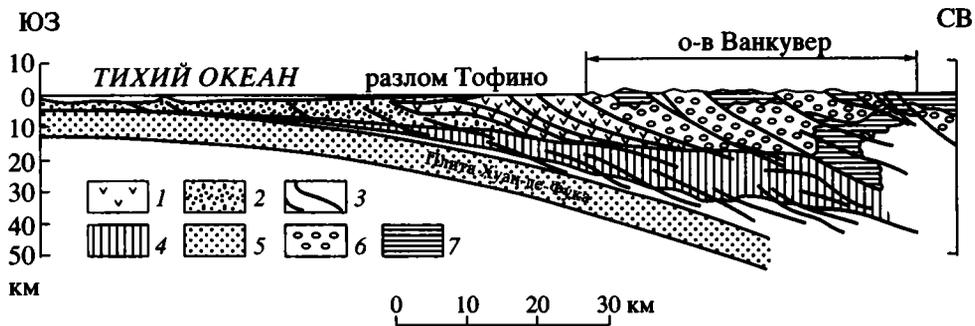


Рис. 4. Соотношение структур континента и океана в районе о-ва Ванкувер [13].

1 – эоценовые базальты; 2 – турбидиты; 3 – чешуи зоны поддвига; 4 – гемипелагические отложения; 5 – океаническая кора, террейн Врангелия; 6 – палеозойские и мезозойские осадочные и вулканические породы; 7 – юрские плутонические породы.

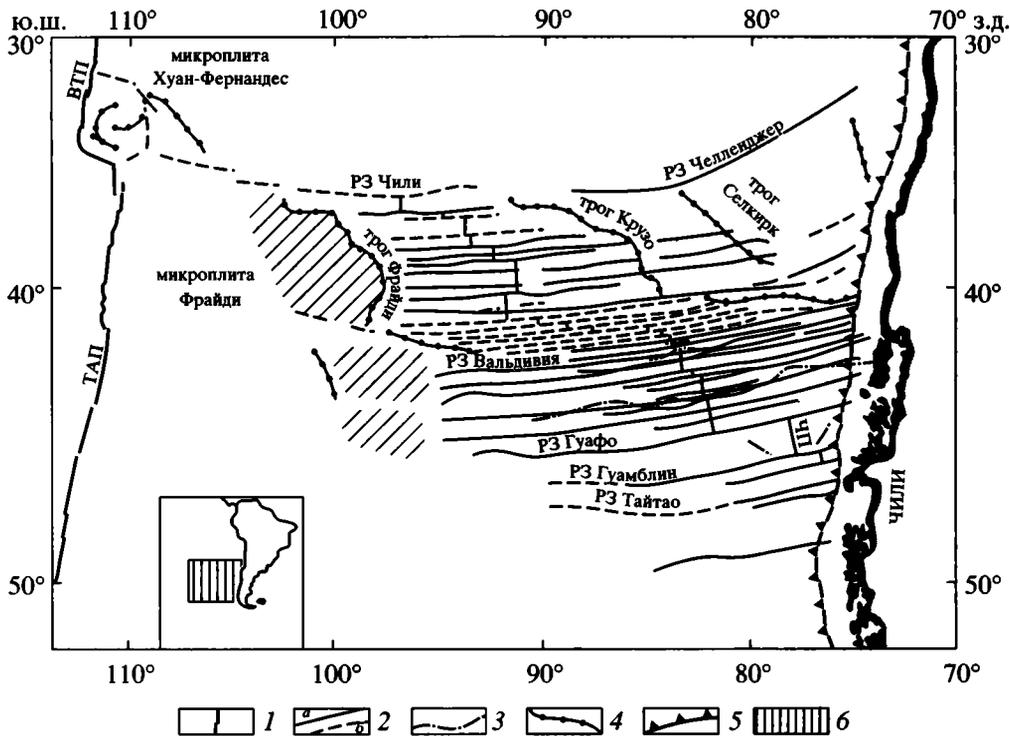


Рис. 5. Структурная схема Чилийской спрединговой системы, по [17]. Схематизировано.

1 – рифтовые зоны; 2 – разломные зоны: а – установленные, б – предполагаемые; 3 – нетрансформные разломы; 4 – другие тектонические нарушения; 5 – глубоководный желоб; 6 – местоположение рисунка. Буквенные обозначения: поднятия: ТАП – Тихоокеанско-Антарктическое, ВТП – Восточно-Тихоокеанское; ЧП – Чилийское; РЗ – разломные зоны.

стояние крупнейшего океанского разлома Мендосино.

В пределах окраины Южной Америки в ряде районов наблюдается срезание береговой линией древних андийских структур. Один из таких районов находится на севере Чили, к югу от г. Антофагасты. Береговая линия срезает здесь под крутыми углами древнюю гнейсовую толщу. По общей тектонической ситуации этот факт следует связывать с крупным надвигом континента на океанские структуры. Такая трактовка естественна, поскольку вдоль побережья простирается

Перу-Чилийская сейсмофокальная зона. Для таких зон надвиговые системы – неперенный атрибут. Корневая зона этой системы может находиться под вулканической цепью, образующей Высокие Анды.

В районе южной части Южной Америки ситуация иная. Тектоно-геодинамический анализ краевой части океана позволяет фиксировать здесь сложно построенный тектонический узел [8]. В этом районе в Тихом океане обособляется Чилийская малая спрединговая система с осевой рифтовой зоной и множеством поперечных раз-

ломов (рис. 5). И рифтовая зона, и разломы срезаются Андийским глубоководным желобом. Наиболее вероятно, что здесь имеет место крупный надвиг Южно-Американского континента на Чилийскую спрединговую систему.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В рассматриваемой проблеме тектоно-геодинамической экспансии Индо-Атлантического сегмента Земли в отношении Тихоокеанского важная роль принадлежит изотопно-геохимическим особенностям MORB. Данная тема обсуждается в литературе уже несколько лет, и в результате по изотопным отношениям Pb, Nd и Sr определены индийские, тихоокеанские и атлантические метки. Приведем некоторые данные.

В работе [14] содержатся подробные сведения об изотопных отношениях в базальтах окраинных морей и бассейнов Западной Пацифики: Японского, Западно-Филиппинского, Сикоку, Паресе-Вела, Марианского, Филиппинской плиты, Южно-Китайского, Целебес, Сулу и Лау. Возраст базальтов варьирует от 60 млн. лет до 0. Отмечается разная тектоническая история бассейнов. Изученные базальты были получены при глубоководном бурении по проектам DSDP и ODP, а также при дражировании. Главный вывод заключается в том, что все эти базальты по изотопно-геохимическим характеристикам близки или да-

же аналогичны базальтам Индийского океана, но резко отличны от базальтов Тихого океана. Некоторые из графиков приведены на рис. 6.

В работе [4] дана тектоническая позиция указанных бассейнов. Они трактуются как составные элементы Западной (приматериковой) и Центральной микроплитных систем, окаймляющих Тихий океан (Восточная лежит уже в пределах океанского ложа). Таким образом, с очевидностью устанавливается мантийная миграция из области Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского. Р. Хики-Варгас и его соавторы [14] прямо указывают, что астеносферная область Индийского океана простирается под западные тихоокеанские краевые моря. Подток астеносферы индоокеанского типа происходил в две стадии. Обе они обусловлены движениями Австралии, сначала восточным, а затем северным. Движение Австралийского континента на север началось 50 млн. лет назад.

Дополнительно приведем данные об изотопии лав вулканической цепи Новогбридских островов (Вануату), расположенных к востоку от Австралии [18]. Исследовались соотношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а также $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ – $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ (рис. 7). В обоих случаях оказалось, что центральная часть вулканической цепи характеризуется соотношениями, соответствующими мантии Индийского океана, тогда как ее южный сегмент – мантии Тихого океана. Отмечается, что для индо-

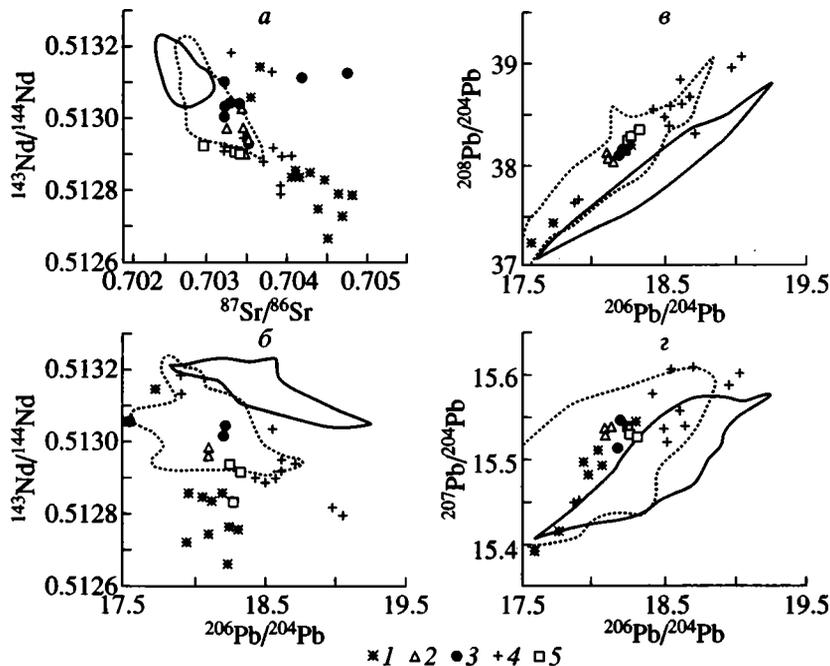


Рис. 6. Изотопные характеристики пород окраинных бассейнов микроплитных систем Западного типа (моря Японское, Сулу, Целебес, Южно-Китайское [14].

Сплошным и пунктирным контурами показаны поля изотопных характеристик базальтов MORB, соответственно, Тихоокеанского и Индийского океанов.

1–4 – моря: 1 – Японское, 2 – Целебес, 3 – Сулу, 4 – Южно-Китайское; 5 – хребет Кагаян.

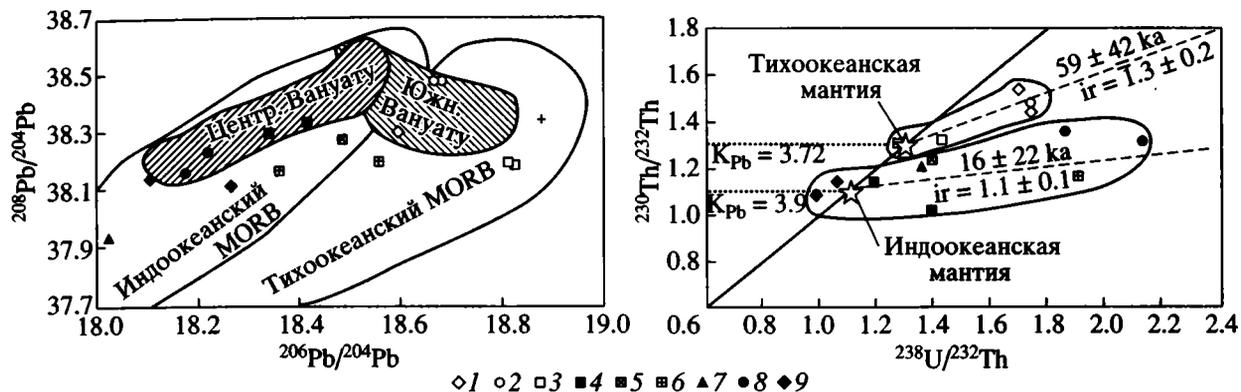


Рис. 7. Изотопный состав лав вулканической цепи Вануату [18].

1-9 – пункты взятия образцов: 1 – Эрроманто, 2 – Танна, 3 – Мэтью, 4 – Амбрим, 5 – Лопеви, 6 – Каруа, 7 – Гауа, 8 – Мерелава, 9 – Аоба.

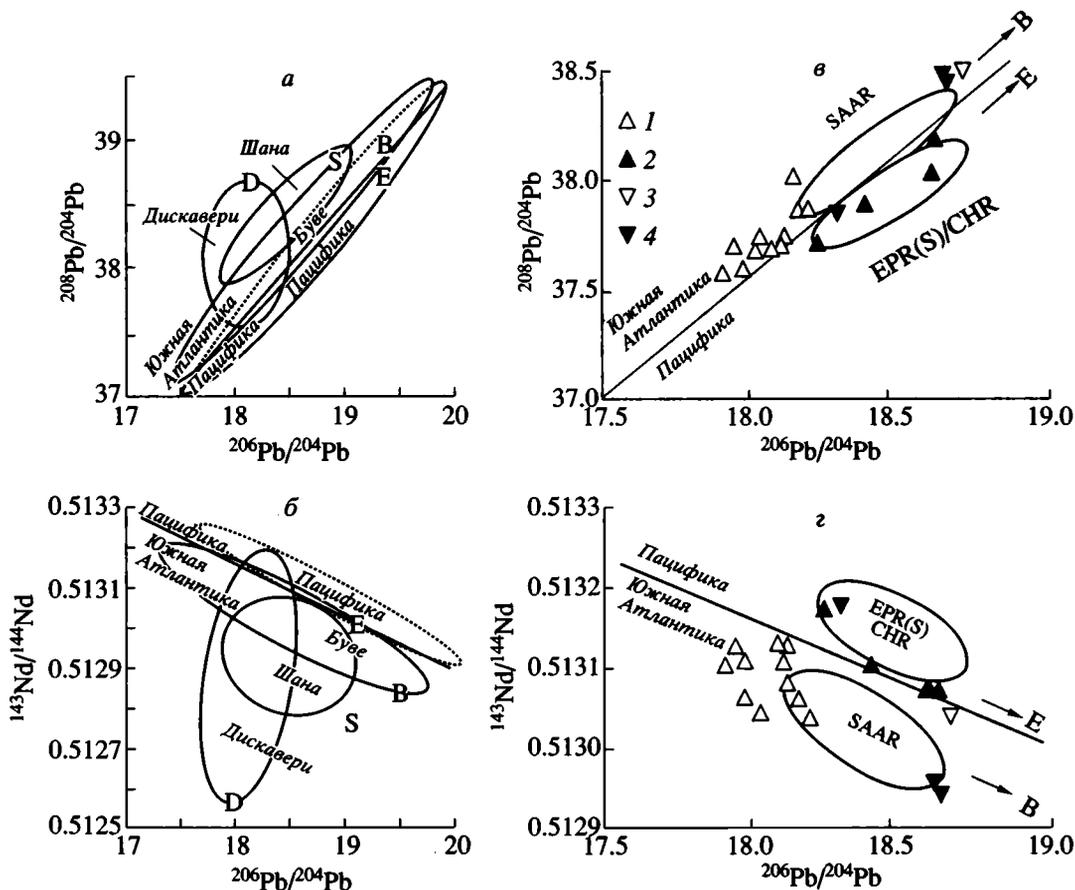


Рис. 8. Графики сравнительных отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, иллюстрирующие различия между базальтами MORB Тихого океана и Южной Атлантики, а также базальтов из пролива Дрейка и моря Скоттия [16]: а, б – океанские области; в, г – районы пролива Дрейка, востока моря Скоттия и наиболее близких хребтов Тихого океана и Атлантики.

Графики в и г показывают четкое различие между базальтами пролива Дрейка (тихоокеанские MORB) и востока моря Скоттия (атлантические MORB).

Для в, г: 1, 2 – хребты: 1 – восточная Скоттия, 2 – пролив Дрейка, Атлантик-Феникс; 3, 4 – окраины: 3 – восток моря Скоттия, 4 – пролив Дрейка.

Буквенные обозначения. Области плюмов: атлантические: В – Буве, S – Шона, D – Дискавери; тихоокеанский – E – о-ва Пасхи.

Морфоструктуры: SAAR – Американско-Антарктический хребет; EPR – Восточно-Тихоокеанское поднятие; CHR – Чилийский хребет.

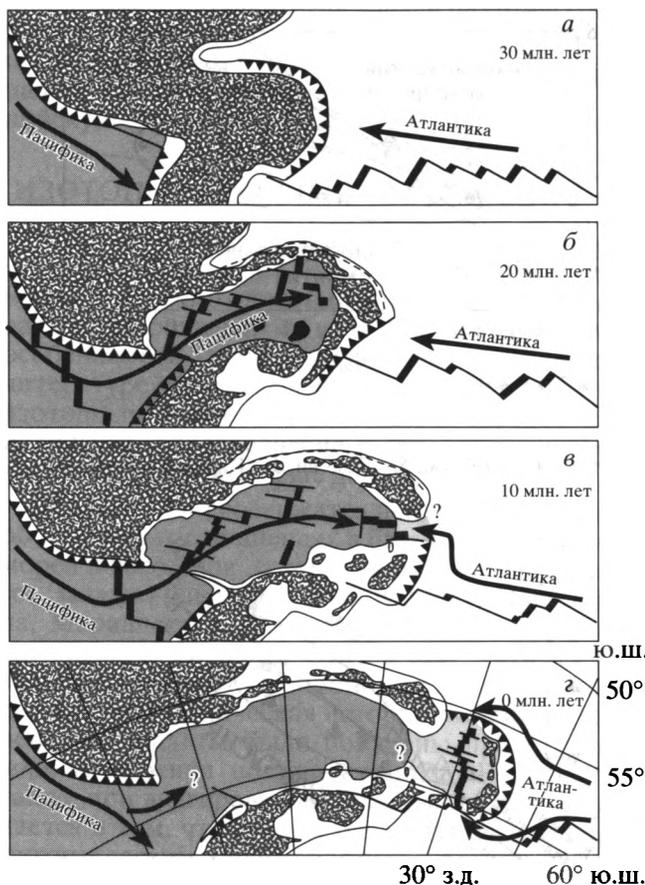


Рис. 9. Модель мантийной динамики в районе моря Скоттия за последние 30 млн. лет [16].

Показаны области субконтинентальной мантии (темно-серым), субокеанической мантии тихоокеанского типа (серым), субокеанической мантии атлантического типа (бледно-серым). Стрелками указаны направления мантийных потоков.

океанской мантии характерны пониженные значения U/Th , а тихоокеанской – повышенные.

Вулканическая цепь вытянута в субмеридиональном направлении на расстояние 700 км. Она образовалась в результате поддвига “Австралийской плиты” под “Тихоокеанскую” и под Северо-Фиджийскую впадину. Индоокеанские мантийные массы привносятся с восточной (задуговой) стороны. Существенно, что Новые Гебриды находятся на расстоянии около 700 км от Австралии, т.е. в середине зоны перехода океан–континент, отделяясь от нее Коралловым морем на севере и Тасмановым морем и Новокаледонской зоной на юге. Более того, индоокеанские метки зафиксированы еще восточнее, а именно в бассейне Лау [14]. Таким образом, Индо-Атлантический сегмент далеко распространяет сферу своего геодинамического воздействия на Тихоокеанский сегмент.

Интересная работа в этом плане выполнена в отношении мантийных потоков в районе моря Скоттия, разделяющего Тихий и Атлантический

океаны [16]. Изотопные отношения Pb и Nd атлантического и тихоокеанского типов иллюстрируются рис. 8. На другом рисунке дается модель мантийных потоков в районе моря Скоттия и геодинамической истории акватории за последние 30 млн. лет (рис. 9). Раскрытие пролива Дрейка началось 20 млн. лет назад, когда тихоокеанский мантийный поток устремился на восток. Примерно 10 млн. лет назад срединг прекратился и в восточную часть моря Скоттия начал проникать атлантический мантийный поток. В настоящее время раздел мантийных масс предположительно находится в районе центральной части моря Скоттия. Такой вывод позволяет включить данный пример в число других, иллюстрирующих распространение тектоно-геодинамической активности Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

Глобальным геодинамическим построениям в последние десятилетия посвящено очень большое число работ. Особенно много публикаций выполнено с позиций теории тектоники плит. Но наряду с ними, в отдельных работах речь идет об автономном движении континентов, т.е. не о пассивном их перемещении в составе литосферных плит, а об их “свободном” движении. Компьютерные модели такого движения разрабатываются В.П. Трубициным и его коллегами [10 и др.]. Автор этих строк также привержен этой идее, о чем уже неоднократно высказывался. С этих позиций и будет идти дальнейшее изложение.

Наиболее обоснованными в геодинамических построениях являются реконструкции о движении материковых масс Гондваны, обособившихся при ее распаде. С точки зрения понимания общих тенденций развития Индо-Атлантического сегмента Земли особый интерес представляет движение Австралии в восточном направлении, что и определило в конечном счете современный восточный край сегмента в данной области Земли, а тем самым и его тектоно-геодинамическую проградацию в пределы Палеопафики. В мезозое Австралия находилась в общем блоке с Антарктидой. Их разделение произошло в палеоцене, 58 млн. лет назад. Австралийский континент вторгся в пространство Тихого океана, клином вдававшегося в восточный район современного Индийского океана. Структурное оформление Индийского океана связано именно с этим движением Австралии, хотя и не только с ним. В северную часть тихоокеанского клина одновременно вторгся Малаккский полуостров, также ставший краевым ограничением этого океана [12].

Далее обратимся к противоположной стороне Пафики.

Западное движение обоих американских континентов признается всеми авторами, привер-

женными мобилистским доктринам. Нужно отметить только, что в результате этого движения расширилась сфера влияния геодинамических процессов Индо-Атлантического сегмента Земли. Увеличилось пространство этого сегмента, естественно, за счет Тихоокеанского.

Движение Евразии как целостной континентальной массы является более сложной проблемой. В эпоху формирования мезозой на Северо-Востоке Азии имела место обратная картина – влияние тихоокеанской геодинамики на Индо-Атлантическую. С нею же связано и образование Тихоокеанского кольца гранитоидного магматизма мезозойского возраста. Все это означает, что геологические процессы в полосе сочленения обоих сегментов протекали с большими осложнениями, на что автор уже имел возможность обратить внимание [7]. Если брать Евразию в целом, то нет признаков ее ориентированного движения в сторону Тихого океана. Имея в виду большую тектоническую сложность этого континента и неоднородность его глубинного строения, такое движение допустить очень трудно. Что касается тектонической сложности, то она общеизвестна. В отношении глубинных неоднородностей сошлемся на данные, сообщаемые в публикации [19]. По заключению авторов, скорости поперечных сейсмических волн в пределах Восточной Европы и Азии по латерали значительно варьируют. Обработка данных позволила заключить, что низкоскоростные астеносферные слои находятся на разных глубинных уровнях. Основанием послужили материалы по трем профилям: (1) Тибет–Южно-Китайская платформа–южная часть Японского моря, (2) Западно-Сибирская платформа–Тянь-Шань–Памир, (3) Восточно-Европейская платформа–бассейн Черного моря. Низкоскоростная астеносфера имеется под Японским морем, простирается также под Южно-Китайской и Китайско-Корейской платформами. Фиксируется отличие между Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами. В последнем случае низкоскоростная зона лежит на глубинах 120–140 км; под Восточно-Европейской платформой она глубже. Специфичны Черное море, Тибет и ряд других районов.

Но если представление о движении Евразии как целостной массы литосферы мало правдоподобно, то движение ее отдельных частей – явление реальное. В частности, в этом убеждают данные GPS, позволяющие судить о векторах и скоростях горизонтальных перемещений точек земной поверхности. Однако необходим значительно больший массив этих данных по Евразии, чтобы дать объективную геодинамическую картину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурные, историко-геологические, изотопно-геохимические и геодинамические данные свидетельствуют об экспансии в ходе времени

тектоно-геодинамических процессов, присущих Индо-Атлантическому сегменту Земли, в области Тихоокеанского сегмента. Данный процесс отражает общую направленность геологического развития планеты. Если принять, что структурная асимметрия Земли возникла на ранних этапах ее геологической истории [6 и др.], то и процесс экспансии должен быть длительным. Имеющиеся данные позволяют проследить этот процесс на протяжении фанерозоя.

Тихий океан никогда не занимал меньшей площади, чем в настоящее время. В общем виде это результат воздействия на тихоокеанский сегмент тектоно-геодинамических процессов, присущих Индо-Атлантическому сегменту. Но это воздействие не носило плавного характера. В отдельные отрезки времени оно оказывалось очень сильным, в другие ослабевало, а временами значительно осложнялось явлением обратной экспансии – Тихоокеанского сегмента в отношении Индо-Атлантического. Тихоокеанский кольцевой кайнозойский тектонический пояс представляет пример тектоно-геодинамического воздействия в больших масштабах. Это можно проследить на многих примерах, но мы остановимся на одном, относящемся к Охотско-Курильскому региону. Палеогеологические построения позволили установить в нем [1] систему позднемиоценовых–раннекайнозойских глубоководных желобов (Западно-Сахалинский и др.), простирающуюся вдоль Восточно-Азиатского вулканогенного пояса с его восточной стороны. В палеогеновое время завершилось развитие вулканогенного пояса и произошло отмирание желобов. Развитие желобов продолжалось длительное время, ~40 млн. лет. Но затем уже в эоцене, т.е. через очень небольшой промежуток времени, процесс переместился на 700 км и более к востоку, в Курило-Камчатскую зону, где и продолжает вплоть до настоящего времени.

Два новых момента существенно дополняют фактологическую основу тектоно-геодинамической экспансии Индо-Атлантического сегмента. Один из них – обнаружение в пределах краевых морей запада Тихого океана MORB с изотопными отношениями Pb, Nd и других элементов, присущими Индийскому океану. Базальты были взяты из скважин глубоководного бурения (проекты DSDP и ODP), охватывающего огромное пространство от Японского моря до морей, расположенных к западу от островной дуги Тонга. Это открытие позволяет сделать заключение о перемещении мантийных масс Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского на большое расстояние. Отдельные факты такого рода появляются и в отношении Атлантического океана.

Другой момент – обнаружение на западе Тихого океана зоны микроплитных структур, простирающейся от Алеутского желоба до района окончания Новой Зеландии. С геодинамической точки

зрения эту зону нужно включать в один ряд с зоной, обычно именуемой Западно-Тихоокеанской активной окраиной.

На востоке Тихого океана главным признаком тектоно-геодинамической экспансии Индо-Атлантического сегмента являются краевые континентальные надвиги и общее западное движение континентов. Если рассматривать большой отрезок геологического времени, то процесс экспансии одного сегмента в отношении другого является необратимым.

Лишь в небольшой степени в статье затронуты пространственно-временные соотношения структур Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов на разных этапах фанерозойской геологической истории. Они достаточно подробно освещены в ряде публикаций [2, 3, 5, 9].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 99-05-64039.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики. М.: Наука, 1988. 216 с.
2. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Тектонические сегменты Земли и особенности их развития в неогее // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1069–1075.
3. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Пространственно-временные соотношения структур Тихоокеанского и Индо-Атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
4. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
5. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Индо-Атлантический сегмент Земли: тектоно-геодинамические реконструкции // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 1. С. 74–77.
6. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
7. Пушаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
8. Пушаровский Ю.М. Тектонические узлы в структуре дна океанов // Геотектоника. 2000. № 3. С. 3–20.
9. Пушаровский Ю.М., Моссаковский А.А., Руженцев С.В. Тихоокеанский и Индо-Атлантический тектонические сегменты Земли // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 1. С. 88–91.
10. Трубицин В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 4–40.
11. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 478 с.
12. Atlas Tethys: Palaeoenvironmental maps / Ed. Der court J. et al., 1993.
13. Clawes R.M., Yarath C.J., Hyndman R.D. Reflection mapping across the convergent margin of Western Canada // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1987. V. 89. № 1. P. 79–84.
14. Hickey-Vargas P., Hergt J.M., Spadea P. The Indian ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: origin and significance // Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Geophysical Monograph 88. American Geophysical Union., 1995. P. 175–197.
15. Münker C. Pb-Nd isotopes indicate the origin of island arc terranes in the Early Paleozoic Pacific // Journal of Geology. 2000. V. 108. № 2. P. 233–242.
16. Pearce J.A., Leat P.T., Barker P.F., Millar I.L. Geochemical tracing of Pacific – to Atlantic upper-mantle flow through the Drake passage // Nature. 2001. V. 410. № 6827. P. 457–461.
17. Tebbens S.F., Cande S.C., Kovasc L. et al. The Chile ridge: a tectonic framework // Journ. of Geophys. Research. 1997. V. 102. № B6. P. 12 035–12 059.
18. Turner S.P., Peate D.W., Hawkesworth C.J., Eg-gins S.M., Crawford A.J. Two mantle domains and the time scales of fluid transfer beneath the Vanuatu arc // Geology. 1999. V. 27. № 11. P. 963–966.
19. Yanovskaya T.V., Antonova L.M., Kozhevnikov V.M. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2000. V. 122. № 1–2. P. 19–32.

The Global Expansion of Tectonic-Geodynamic Processes from the Indian-Atlantic Segment of the Earth into the Pacific Segment

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109117 Russia

Abstract—An expansion of tectonic-geodynamic processes from the Earth's Indian-Atlantic segment into the Pacific one, reflecting the general trend in the evolution of the Earth, has been distinctly displayed over a long period of the planet's geological evolution. This is supported by data from the following fields of study: (a) historical geology; (b) tectonics pertaining to the tectonics and geodynamics of the Pacific continental margins; (c) isotope chemistry, including isotope ratios of a number of elements, particularly, those of Pb, Nd, Th, and U, which provide isotope signatures of the Pacific, Indian, and Atlantic segments; and (d) continental drift reconstructions. The Pacific Ocean has never occupied a smaller area than it does at present. The expansion process accelerated during some epochs and slowed down during others. A reverse expansion, i.e., an influence of the Pacific segment on the Indian-Atlantic one occurred during the Late Jurassic–Cretaceous time. Nonetheless, one should arrive at the conclusion that the Indian-Atlantic segment irreversibly expanded at the expense of the Pacific one, if one reviews a sufficiently long stretch of geologic time.

УДК 551.242.055(234.74)

СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОКОН КРАЕВОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ БЕЛОМОРЬЕ)

© 2002 г. Ю. В. Миллер, Т. А. Мыскова, Р. И. Милькевич

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199134 С.-Петербург, Россия,
наб. Макарова, 2*

Поступила в редакцию 04.02.2000 г.

Установленное в Северо-Западном Беломорье, на Ковдозерском полигоне, залегание краевой части Карельского кратона на супракрустальных образованиях, принадлежащих, по крайней мере, частично Беломорскому аллохтону, – важнейший результат структурных и вещественных исследований региона последних лет [15]. Такие соотношения, по-видимому, непосредственно отражают древнейшую субдукционную стадию становления Беломорского подвижного пояса. Исследование проводилось в пределах всего полигона протяженностью около 80 км вкост зоны сочленения Карельского кратона с Беломорским поясом, но прежде всего – в Каликорвинском и Мечозерском тектонических окнах, где из-под тоналитов Карельского кратона выступают супракрустальные породы, неполная мощность которых достигает 1300 м. Реконструкция вещественного состава супракрустальных образований, выяснение их стратиграфических соотношений, расшифровка региональной полициклической структуры вскрыло пространственное распределение и соотношения важнейших структурно-вещественных комплексов, которые и сейчас сохранили позицию субдукционной стадии развития Беломорского пояса. В пределах Ковдозерского полигона выделены мощный Хетоламбинский покров, выступавший в роли океанической пластины, возможно испытывавший древнейшую складчатость и, соответственно, представляющий собой в некоторой степени автономное покровно-складчатое сооружение. На нем с региональным структурным (а, возможно, и стратиграфическим) несогласием залегает сравнительно маломощный (1–3 км) Чупинский покров, в пределах которого выделены два типа разреза, связанные стратиграфическими соотношениями и постепенными переходами: первый тип, наиболее распространенный, представлен преимущественно метаграувакками (до 90%), вулканитами среднего-кислого состава (10–15%), единичными линзами и горизонтами толеитовых базальтов (1–2%); второй тип (каликорвинский), играющий в масштабах Беломорского пояса резко подчиненную роль, сложен на 80–90% вулканитами основного-среднего состава с подчиненными горизонтами кислых лав и горизонтами граувакк (до 20%). Хетоламбинский покров и перекрывающие его Чупинские супракрустальные образования пододвинуты под край Карельского кратона и частично затянуты в область поддвига. Эти соотношения установлены в результате структурного картирования и построения разреза продольного относительно Ковдозерского полигона и поперечного относительно контакта между Беломорским поясом и Карельским кратоном. Соответственно Чупинские образования и, прежде всего, метаграувакки с заключенными в них телами вулканитов, выполняли глубоководный желоб и в настоящее время маркируют его простираение сплошной полосой или в виде изолированных реликтов на всем протяжении Беломорского пояса. Хетоламбинский покров и отщепившийся от него в самостоятельный элемент аллохтона Чупинский покров пододвигались под краевую часть кратона, оказавшуюся в результате поддвига в аллохтонном залегании и обособившуюся в Ковдозерский покров, в нижней части существенно тоналитовый, в верхней – зеленокаменный, представленный Тикшозерским поясом. Проявление субдукции подтверждается спецификой вулканитов, слагающих северную часть Тикшозерского пояса, маркирующей краевую часть кратона, а их возраст (2880–2820 Ма) дает представление о времени проявления субдукции [3, 4]. Тоналиты всяческого крыла поддвига со структурным несогласием перекрывают разные комплексы и разные пачки супракрустальных образований, но прошли совместно с ними общий полициклический путь структурно-метаморфических преобразований. В супракрустах расшифрованы послойная сланцеватость и несколько генераций картируемых складок, в том числе наиболее древние (позднеархейские) линейные складки северо-западного простираения, согласные с Тикшозерским поясом – важнейшим элементом субдукционной тектоники.

ВВЕДЕНИЕ

(СООТНОШЕНИЕ КАРЕЛЬСКОГО
КРАТОНА С БЕЛОМОРСКИМ
ПОДВИЖНЫМ ПОЯСОМ ПО
РЕЗУЛЬТАТАМ КАРТИРОВАНИЯ
КОВДОЗЕРСКОГО ПОЛИГОНА)

Ковдозерский полигон вытянут в широтном направлении на 80 км при ширине около 20 км (на рис. 1 крайняя восточная часть полигона, включающая полуостров Толстик, не показана). В ходе многолетних (1987–2000 гг.) исследований большая часть полигона закартирована авторами в масштабе 1 : 50000, отдельные узлы детализированы до масштаба 1 : 25000 и 1 : 10000. Это позволило создать надежную геологическую основу для специальных структурных, стратиграфических, петрохимических, петрологических, изотопно-геохронологических исследований зоны сочленения Карельского кратона с Беломорским поясом [13, 16, 19].

В восточной части полигона расшифровывается система линейных складок северо-западного простирания, завершающая расположенную южнее протяженную “моноклинал”, сложенную главными покровами Беломорского аллохтона – Хетоламбинским, Чупинским, Ковдозерским. Хетоламбинский покров сложен преимущественно породами ТТГ-ассоциации (тоналиты, трондьемиты, гранодиориты) с заключенными в них “мафическими зонами” – маломощными (сотни метров, редко – 1 км) полосами базитов и ультрабазитов – возможными реликтами офиолитов [3, 11, 25, 26, 27]. На Хетоламбинском покрове с региональным структурным несогласием [13] залегают супракрустальные образования Чупинского покрова, представленные преимущественно (до 90%) метаморфизованными граувакками с примесью туффов и эффузивов андезито-дацитового состава [23, 24]. Возраст чупинских образований определяется Sm-Nd(DM) цифрами, которые лежат в интервале 3.0–2.85 млрд. лет и временем умереннобарического метаморфизма (2850 ± 20 Ма [3, 4]), проявившегося в чупинских гнейсах. Ковдозерский покров имеет двойную позицию: с одной стороны, он неразрывно связан с Карельским кратоном и имеет характерное двухъярусное строение: тоналитовый комплекс внизу, зеленокаменный, представленный Тикшозерским поясом, наверху; с другой – он залегают на супракрустальных образованиях, среди которых присутствуют чупинские гнейсы, т.е., безусловно, находится в аллохтонном залегании и составляет закономерный элемент Беломорского аллохтона. Вулканы Тикшозерского пояса несут геохимические признаки пород, образовавшихся при парциальном плавлении субдуцирующей океанической коры в условиях высоких температур и давлений [21], что позволяет в первом

приближении рассматривать возраст вулканитов (2880–2820 Ма) как время проявления субдукции.

Все перечисленные покровы дислоцированы в сложно построенные Гангосскую синформу (см. 1 на рис. 1) с широким пологим юго-восточным центриклинальным замыканием и смежную с ней Серякскую антиформу (см. 2 на рис. 1) – протяженную изоклиналиную складку, опрокинутую на юго-запад. В западной части полигона, в области преимущественного развития Ковдозерского покрова, наиболее отчетливо картируются разноориентированные (результат наложенных дислокаций) антиформные складки, в ядрах которых обнажаются подстилающие Ковдозерский покров супракрустальные образования. Соответственно, эти складки выступают в роли тектонических окон, среди которых выделяются Северо-Ковдозерское, Мечозерское, Каликорвинское, Тутозерское (см. 3, 4, 5, 6 на рис. 1, соответственно). Структура полигона осложнена крупной Северо-Ковдозерской интрузией (см. 7 на рис. 1), сложенной базитами и ультрабазитами раннепротерозойского (селецкого) возраста, а также группой Восточно-Ковдозерских свекофенских куполов (см. 8–13 на рис. 1) [12]. Во всех куполах обнажаются вынесенные с глубины чупинские гнейсы. В одних случаях они нацело слагают ядра куполов, в других – присутствуют лишь в небольших фрагментах. Со Слюдянобережным куполом (см. 11 на рис. 1) связано проявление слюдоносных пегматитов. Строго говоря, купольные структуры (или, по крайней мере, некоторые из них) тоже можно рассматривать в качестве своеобразных тектонических окон. Таким образом, картирование Ковдозерского полигона вскрыло неожиданную картину: оказалось, что краевая часть кратона представляет собой область шириной не менее 60 км (вкост простирания Беломорского пояса), в которой через многочисленные и разнообразные тектонические окна “просвечивают” подстилающие его супракрустальные образования.

Поверхность раздела между супракрустами и перекрывающими их ковдозерскими тоналитами или (что то же самое) граница между Ковдозерским и Чупинским покровами и есть тот главный сместитель, по которому чупинские и иные образования пододвигались под край Карельского кратона. В настоящее время этот контакт картируется как несогласный, но утратил признаки регионального сместителя. В большинстве случаев он и осложняющие его разрывы залечены разновозрастными продуктами ультраметаморфизма, диоритами (2730 Ма [32]), поздними тоналитами и гиперстеновыми гранитами (2728 Ма [6]), габбро-норитами (2692 Ма [10]), плагиогранитами, представленными грубой системой мигматитовых жил (2690–2620 Ма [10]), поздними диоритами (2657 Ма [10]), трондьемитами (2580 Ма [10]), раннепротерозойскими калиевыми гранитами

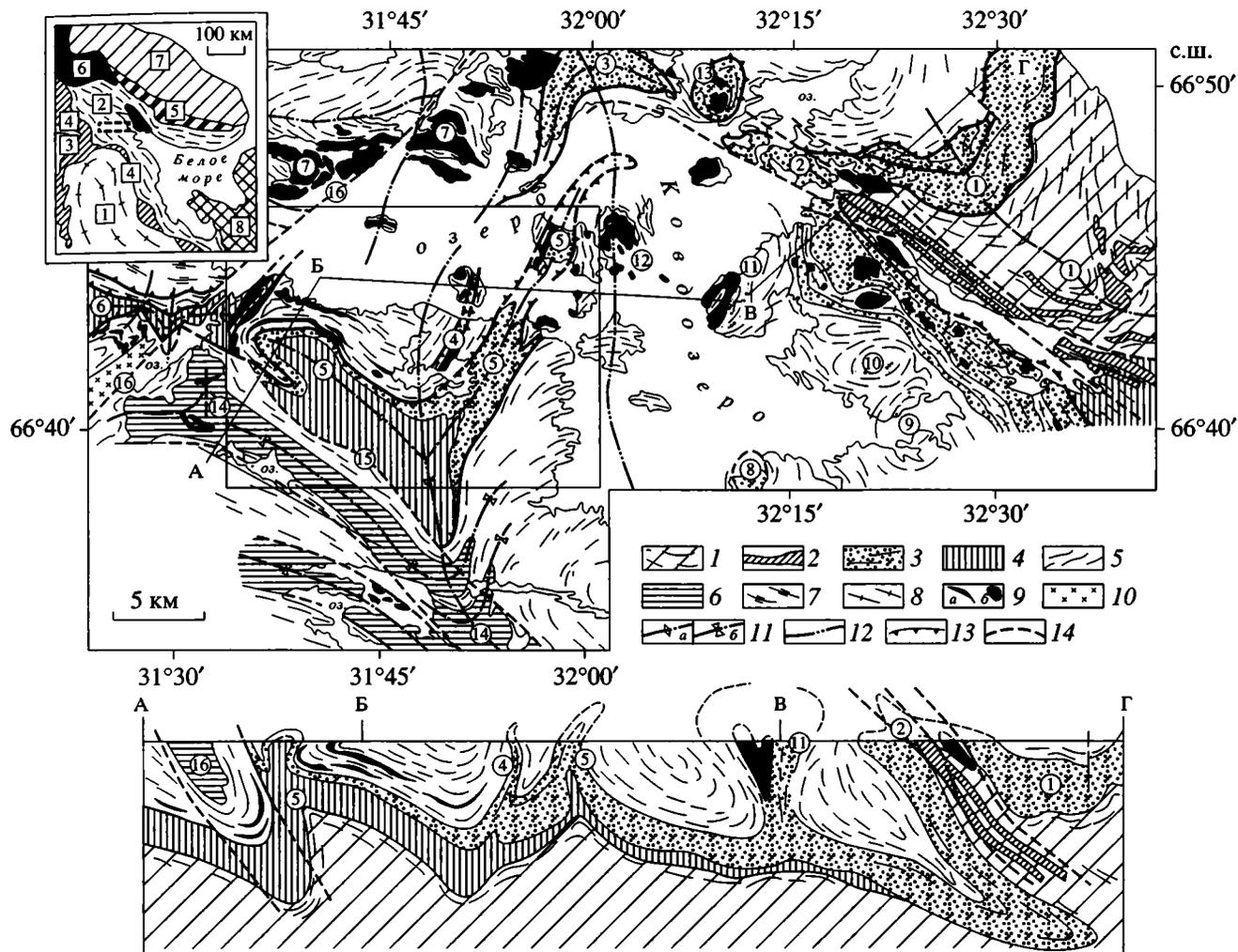


Рис. 1. Структура Ковдозерского полигона.

1–7 – тектонические подразделения, Беломорский аллохтон: 1–2 – Хетоламбинский покров, 1 – породы ТТГ-ассоциации с эпизодическими включениями позднеархейских(?) супракрустных и интрузивных пород, 2 – полосы базитов и ультрабазитов с редкими линзами парагнейсов – возможные реликты офиолитов; 3, 4 – Чупинский покров: 3 – метаморфизованные граувакки с подчиненными горизонтами вулканитов среднего – кислого состава (разрезы 1-го типа), 4 – метаморфизованные толеитовые базальты, вулканиты среднего – кислого состава, граувакки (разрезы 2-го, каликорвинского, типа); 5, 6 – Ковдозерский покров (край Карельского кратона в аллохтонном залегании): 5 – тоналиты, 6 – Тикшозерский (Керетский) зеленокаменный пояс; 7 – Ориярвинский покров – тоналиты; 8–10 – интрузивные породы: 8 – поздние тоналиты в составе Чупинского покрова, 9 – раннепротерозойские базиты: а – дайки, б – тела базитов, в том числе, относящиеся к Северо-Ковдозерской интрузии, 10 – свекофенские гранитоиды; 11–14 – структурные обозначения: 11 – ранние линейные складки: а – антиклинальные, б – синклинальные; 12 – поздние субмеридиональные складки, 13 – позднеархейские региональные сместители, 14 – разломы. Цифры в кружках: 1 – Гангосская синформа, 2 – Серякская антиформа; 3–6 – тектонические окна (антиформы): 3 – Северо-Ковдозерское, 4 – Мечозерское, 5 – Каликорвинское, 6 – Тутозерское; 7 – Северо-Ковдозерская интрузия базитов, ультрабазитов, поздние друзиты; 8–13 – свекофенские купола; 14 – область проявления синформной складки F_6 в образованиях Тикшозерского зеленокаменного пояса; 15, 16 – разломы: 15 – Кичанский, 16 – Ковдозерский. Прямоугольник – местоположение рис. 2. На профиле вертикальный масштаб соответствует горизонтальному.

На врезке, цифры в квадратах: 1 – Карельская, 2 – Беломорская, 3 – Центрально-Лапландская микроплиты, 4 – зоны сочленения между ними; 5 – Имандра-Варзугская структура; 6 – Лапландский гранулитовый пояс; 7 – Кольская микроплита; 8 – платформенный чехол. На врезке – местоположение Ковдозерского полигона, т.е. рис. 1.

(2450 Ма [10]), поздними друзитами (2410–2460 Ма [16]). Все это свидетельствует о неоднократном подновлении этой границы на разных этапах развития Беломорского пояса. В некото-

рых случаях установленная картина приводит к неоднозначной фиксации границы между Ковдозерским и Чупинским покровами, что сказывается при детальном картировании.

Супракрустальные образования, подстилающие Ковдозерский покров, в той или иной степени изучались на всей территории Ковдозерского полигона. Но особенно эффективными эти исследования оказались в пределах самого крупного – Каликорвинского тектонического окна, отличающегося хорошей обнаженностью и (что особенно важно) наилучшей сохранностью супракрустальных образований. К тому же Каликорвинская структура оказалась ключевой для понимания стратиграфических и структурных соотношений разнотипных супракрустальных образований. Все сказанное определило Каликорвинскую структуру и тесно связанную с ней небольшую Мечозерскую антиформу как опорные объекты.

СТРУКТУРА КАЛИКОРВИНСКОГО И МЕЧОЗЕРСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОКОН

Каликорвинская структура, сейчас осмысленная как тектоническое окно Беломорского аллохтона, впервые была намечена Г.А. Поротовой и К.П. Галецкой в 1951 г. по обнажающимся в ней породам – преимущественно амфиболитам, которые уже тогда выделялись в качестве супракрустального каликорвинского комплекса (по названию горы Каликорвы). Необычная форма структуры, напоминающая в плане трилистник, позволила Н.В. Горлову [8] рассматривать ее как остаточную лопийскую синформу, сохранившуюся на стыке трех куполов. Между тем структурные исследования северо-западной ветви “трилистника” выявили ее антиформное строение: было показано, что каликорвинский комплекс и шарниры складок, его деформирующих погружаются под ковдозерские тоналиты, что явилось важным аргументом в пользу покровной структуры Беломорского пояса [17]. Эти и некоторые другие данные первоначально привели к несколько упрощенному представлению о рассматриваемой структуре как изначально субширотной антиформе, смятой в субмеридиональную складку (см. рис. 1), что хорошо объясняло ее необычную форму и согласовалось с представлениями о покровной структуре региона.

Недавно выполненное картирование Каликорвинской структуры (за исключением ее труднодоступного южного замыкания, которое, кстати, выходит за границы полигона) вскрыло необычно сложное строение этого объекта, в котором сравнительно хорошо сохранилась древнейшая система беломорских линейных складок, на остальной территории пояса глубоко переработанных наложенными дислокациями.

На геологической карте и разрезах к ней (рис. 2) находят отражение несколько систем разновозрастных и разноориентированных складок. Всем им предшествуют региональный сместитель T_1 и система кристаллизационной сланцева-

тости S_1 , строго послойная в супракрустальных образованиях, а в ковдозерских тоналитах параллельная сместителю T_1 . Для глубоко метаморфизованных комплексов это обычная картина, связанная с энергетикой процесса рассланцевания пород: строго послойное течение материала (и соответствующая ему послойная сланцеватость) энергетически выгоднее, чем проявление течения (и сланцеватости), ориентированных под малыми углами к слоистости [14].

Первые складки F_2 , деформирующие кристаллизационную сланцеватость, – лежащие, резко асимметричные, сжатые или изоклиналиные; их короткие перевернутые крылья измеряются десятками, иногда первыми сотнями метров. Дешифрируются и более крупные формы, но их замки не удалось закартировать. Складки F_2 развиты преимущественно вдоль северного фланга Каликорвинского тектонического окна. Их осевые поверхности и шарниры занимают различную позицию в зависимости от положения в поздней пликтивной структуре.

Наиболее отчетливое отражение на карте получают три смежные линейные складки F_3 северо-западного простирания, деформирующие как супракрустальные образования, так и перекрывающие их ковдозерские тоналиты. Размеры и морфология складок хорошо видны на карте и разрезах (см. рис. 2). Особой спецификой обладает центральная синформа, резко меняющая северо-западное погружение шарнира на юго-восточное, что усиливает общую дисгармонию пликтивного сооружения. В области северо-западного замыкания Каликорвинской структуры шарниры всех линейных складок полого погружаются под ковдозерские тоналиты (рис. 3а). Шарниры складок F_2 и F_3 в большинстве случаев (но не всегда!) субпараллельны и подчеркиваются линейностью, – полиминеральной или мономинеральной, часто представленной удлинненными кристаллами роговой обманки.

Осевые поверхности складок F_3 в пределах всей Каликорвинской структуры опрокинуты на северо-восток или восток. Но те же складки при прослеживании их в западном направлении, в область развития Тутозерского тектонического окна, становятся сначала прямыми, потом опрокидываются в южных румбах. Это значит, что крылья и осевые поверхности складок F_3 деформированы крупными наложенными складками F_4 с пологими осевыми поверхностями. Шарниры этих лежащих складок полого погружаются на запад-северо-запад, и мы, перемещаясь в этом направлении, постепенно переходим из нижнего крыла складки (падения в южных румбах) через область замка (субвертикальные падения) в верхнее крыло (падения в северных румбах). Складки F_4 не находят выразительного отражения на карте, но хорошо

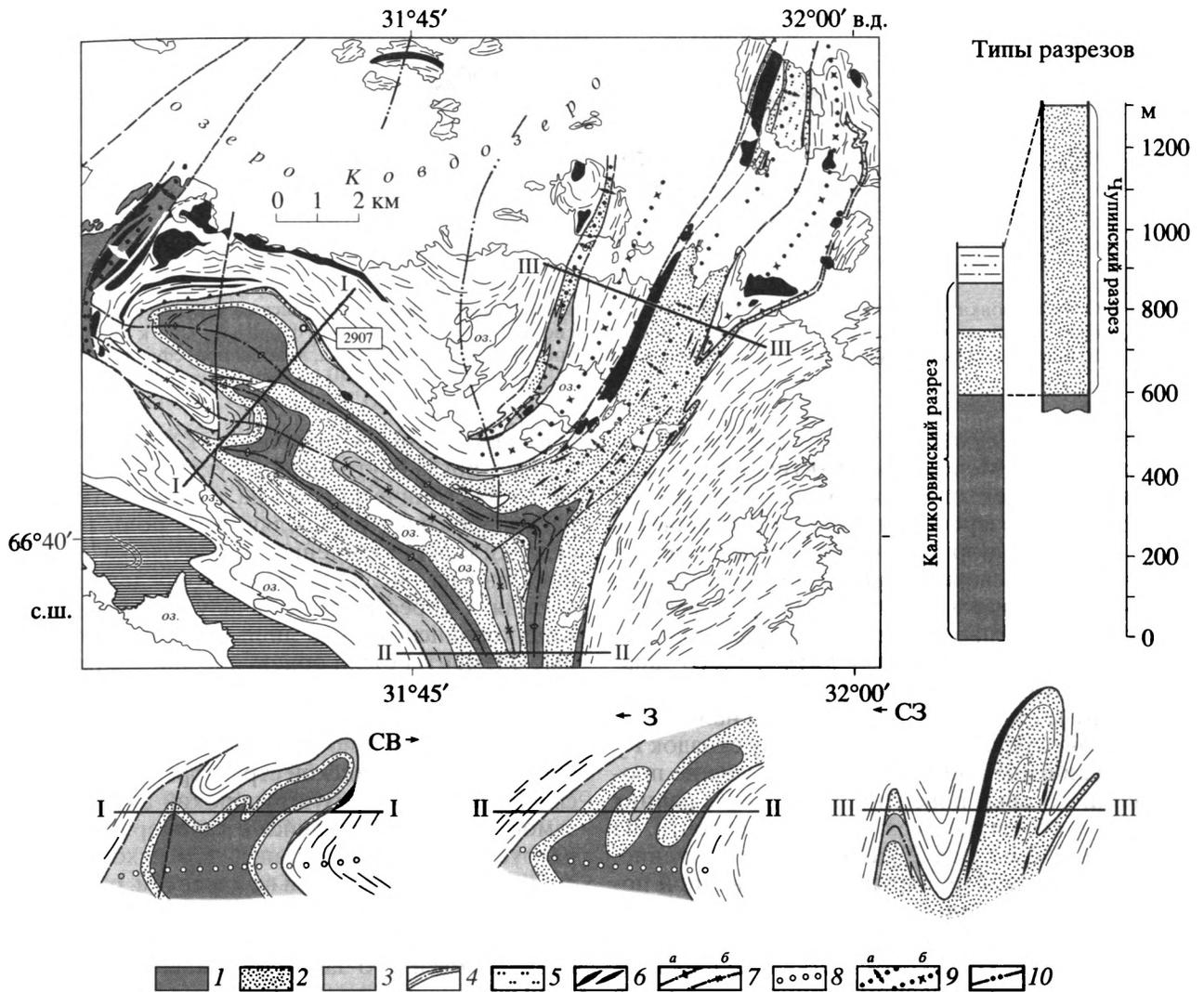


Рис. 2. Геологическая карта Каликорвинского тектонического окна.

1-5 – Чупинский покров: 1 – пачка-1 – метаморфизованные толеитовые базальты с многочисленными горизонтами метавулканитов среднего-кислого состава, метаграувакки, 2 – пачка-2 – метаграувакки с редкими маломощными горизонтами метавулканитов среднего-кислого состава, 3 – пачка-3 – метаморфизованные толеитовые базальты с многочисленными горизонтами метавулканитов среднего – кислого состава и метаграувакк, 4 – пачка-4 – метаграувакки, 5 – реликты чупинских гнейсов в поздних тоналитах; 6 – дайки поздних друзитов; 7-10 – оси складок: 7 – F_3 ; а – антиформных, б – синформных; 8 – F_4 , 9 – F_5 ; а – антиформных, б – синформных, 10 – F_6 . Прочие условные обозначения см. на рис. 1. Местоположение рис. 2 см. на рис. 1. На профилях вертикальный масштаб соответствует горизонтальному.

видны на разрезах I-I, II-II. Материал, полученный в Каликорвинской структуре и ее непосредственном обрамлении, не дает оснований для более подробной их характеристики. Между тем в крайней северо-западной части полигона, на водоразделе озер Толванд и Ориярви (на рис. 1 участок не показан), складки, относящиеся к этой генерации, становятся сжатыми или изоклинальными, с их осевыми поверхностями связана пологая сланцеватость, а иногда и система новообразованных мигматитовых жил [18].

В центре Каликорвинского тектонического окна наблюдаются все стадии переработки опи-

санных структурных форм наложенными линейными складками F_5 , которые на расстоянии всего 2-3 км перерабатывают систему северо-западных складок и определяют структуру северо-восточной ветви “трилистника”. Это крупные линейные складки, изоклинальные или близкие к изоклинальным, осложненные продольными разрывами, контролирующими многочисленными дайками поздних друзитов (см. рис. 1 и разрез III-III на рис. 2). Шарниры складок, параллельно которым развиты линейные элементы – тонкая бороздчатость, а в единичных случаях – удлиненные кристаллы дистена, ундулируют, но в целом располагаются субгоризонтально (см. рис. 3б).

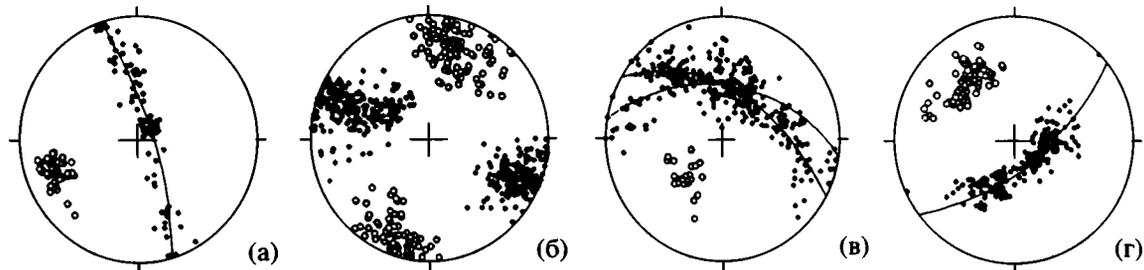


Рис. 3. Ориентировка плоскостных (точки) и линейных (кружки) элементов в Каликорвинском тектоническом окне: а – в северо-западном замыкании (F_3), б – в северо-восточной ветви (F_5), в – на северном фланге (F_6), г – к югу от южного замыкания, в породах Тикшозерского зеленокаменного пояса (F_6). Сетка Вульфа, нижняя полусфера.

К системе складок F_5 относится также синформа, отделяющая Мечозерскую антиформу от Каликорвинского тектонического окна. Интересная специфика Мечозерской структуры заключается в том, что смена пород в ней (по крайней мере в центральной и северной частях) осуществляется не вкрест, а по простиранию складки: на северо-востоке развиты парагнейсы, в центральной части – преимущественно амфиболиты, на юго-западе присутствуют и те, и другие, но располагаются резко асимметрично. Это объясняется наложением ее на ранее сформировавшуюся систему складок F_3 ; фактически в антиформу сминаются уже не просто пачки, а осевые поверхности и крылья ранних складок, получившие отражение, в частности, на разрезе П–П (см. рис. 2). Все это, естественно, приводит к сложному нарушению первичной последовательности залегания пород. Аналогичными особенностями, но слабее выраженными, обладают и другие складки F_5 . Установленная картина определяется неравномерной переработкой древних структур и означает, что линейные складки F_3 , и обусловленный ими северо-западный структурный план, ныне сохранившиеся в редких реликтах, некогда пользовались гораздо большим распространением. Другой участок развития складок F_5 располагается уже на восточном замыкании Тутозерского тектонического окна и представлен узкой зоной складчато-разрывных дислокаций, насыщенной согласными телами базитов и ультрабазитов, предположительно сопоставимых с Ковдозерской интрузией.

Анализ разномасштабных структурных карт Ковдозерского полигона и смежных территорий позволяет уверенно выделять систему крупных субмеридиональных складок F_6 с неустойчивой ориентировкой осевых поверхностей и шарниров. Складки отчетливо диагностируются по существенному изменению простираний ранее сформированных разновозрастных плоскостных элементов, а положение их шарниров и сама характеристика складок (синформа, антиформа, нейтральная складка) зависят от того, как эти

элементы были ориентированы к началу этапа D_6 . Сейчас, когда внутренняя структура Каликорвинского тектонического окна в основных чертах расшифрована, определяющая роль крупной складки F_6 в оформлении “трилистника” (как это показано на рис. 1) вызывает определенные сомнения. Скорее всего к началу проявления D_6 в Каликорвинском окне лишь немногие плоскостные элементы были ориентированы благоприятно для деформации в субмеридиональные складки. И все-таки такая деформация проявилась очень отчетливо, по крайней мере, на северном фланге Каликорвинской структуры, где ковдозерские тоналиты образуют широкий антиформный замок, глубоко вдающийся в каликорвинские супракрустальные образования, что находит недвусмысленное отражение и на карте (см. рис. 1, 2) и в пространственном распределении плоскостных и линейных элементов (см. рис. 3в). В эту область вовлекается и юго-западное замыкание Мечозерской антиформы, что приводит к типичной структуре “замок в замке”. Та же (или другая?) субмеридиональная складка F_6 , но уже явно синформная, получает развитие к югу от южного замыкания Каликорвинской структуры в тоналитах и супракрустальных образованиях Тикшозерского зеленокаменного пояса (см. 14 на рис. 1, рис. 3г). Складки F_6 локально искажаются свекофенскими купольными структурами. Принципиальная схема полициклического развития Беломорского пояса по результатам исследования пликативных структур Ковдозерского полигона приведена на рис. 4.

На заключительных этапах развития Беломорского пояса важную роль играет разрывная тектоника. В это время формируется Кичанский разлом (см. 15 на рис. 1), ограничивающий Каликорвинскую структуру с юго-запада и, возможно, в значительной степени определивший ее трехлопастную форму. Разлом срезает зону складчато-разрывных дислокаций F_5 , пересекает ось складки F_6 (и не деформируется ею), наконец, в свою очередь срезается Ковдозерским разломом (см. 16

на рис. 1). Последний, по результатам детального картирования в районе Тутозерской структуры [17] и данным сейсмического профиля [1], имеет свекофеннский возраст.

СТРАТИГРАФИЯ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Выполненный структурный анализ явился основой для стратиграфического расчленения сложно дислоцированного комплекса. В данном случае есть все основания говорить о стратиграфии метаморфических образований. Во-первых, они не менее чем на 90% сложены первичноосадочным и вулканогенным материалом. “Вложенные” в разрез интрузивные породы играют подчиненную роль. Во-вторых, они образуют пластообразные тела, прослеживающиеся по простиранию иногда на десятки километров. В-третьих, составляющие эти тела породы находятся не в хаотических сочетаниях, но образуют закономерные ассоциации, отражающие закономерные изменения накопления супракрустов.

В Каликорвинском окне достаточно надежно выделяются и картируются четыре стратиграфические пачки, отличающиеся по составу и мощности. Поскольку первичные структурно-текстурные особенности пород в основном утрачены (кроме слоистости), восстановление исходного состава метаморфических пород выполнялось, прежде всего, на основе петрохимических реконструкций [20]. Мощности пачек оценивались по структурным разрезам, построенным в масштабе 1 : 25000, и округлялись до 50 м.; поправки “на мелкую складчатость”, другие вторичные эффекты не вводились. Поскольку мощности пачек существенно меняются даже в пределах одного разреза, во многих случаях использовались средние значения мощности.

В основании разреза выделяется пачка-1, сложенная преимущественно гранатовыми амфиболитами (метабазальтами, составляющими до 95% разреза) с редкими прослоями биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (вулканитами среднего-кислого состава) мощностью от десятков сантиметров до первых метров (5–15% разреза). В единичных обнажениях фиксируются линзы гранат-биотитовых гнейсов (метаграувакк) мощностью до 20 м. В западной части структуры неполная мощность пачки-1 превышает 600 м.

На гранатовых амфиболитах согласно залегает парагнейсовая пачка-2, сложенная, главным образом, гранат-биотитовыми, реже биотитовыми гнейсами (метаграувакками), которые составляют до 90–95%. Среди парагнейсов встречаются пласты амфиболитов (метабазальтов, очень редко коматитовых базальтов) мощностью от 1 до 15 м, составляющих 10–15% разреза, а также пла-

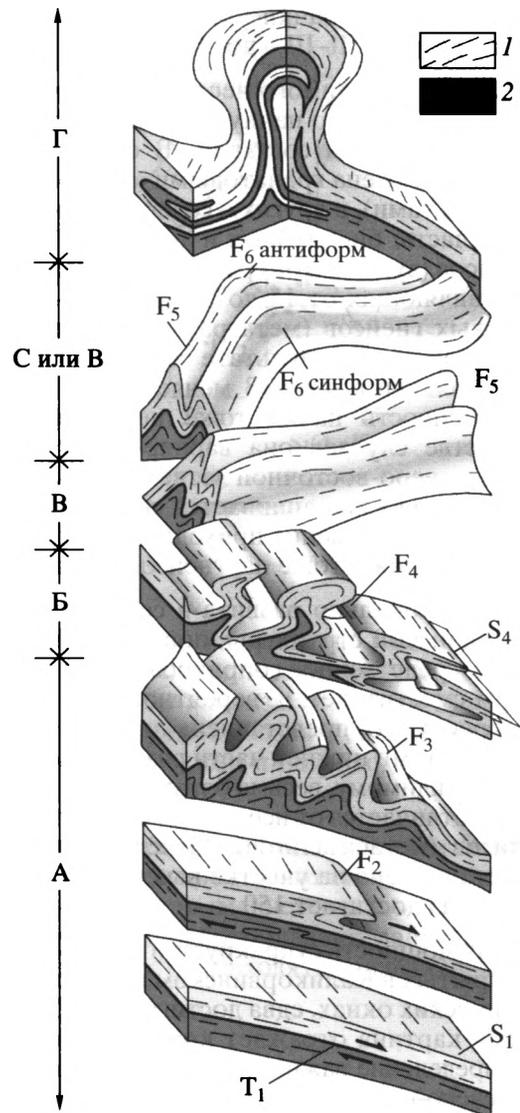


Рис. 4. Принципиальная схема полициклического развития Беломорского пояса по результатам исследования Ковдозерского полигона.

1 – Ковдозерский покров, 2 – Чупинский и Хутолабинский покровы нерасчлененные.

Тектоно-метаморфические циклы: А – позднеархейский субдукционный (2880 – 2820 Ма), Б – позднеархейский коллизионный (2740–2650 Ма), В – селецкий рифтогенный (2450– 2350 Ма), Г – свекофеннский коллизионный (1900–1800 Ма). Объяснения в тексте.

сты биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов (вулканитов среднего-кислого состава, реже андезит-базальтов) мощностью от десятков сантиметров до первых метров, не превышающих в совокупности 3% разреза. В разрезе I–I (см. рис. 2) мощность пачки-2 составляет 100–150 м. Местами пачка сдвигается, что, возможно, связано с проявлением изоклинальных складок F₂, замки которых закartiровать не удалось. В разрезе I–I

средняя мощность пачки увеличивается до 300–350 м, а в разрезе III–III – до 600–800 м.

Пачка-3, без видимого несогласия перекрывающая парагнейсовую пачку, характеризуется наиболее изменчивым составом. В одних случаях она нацело сложена гранатовыми амфиболитами (метабазальтами), в других – содержит многочисленные пласты биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов (вулканитов среднего–кислого состава), составляющих от 15 до 25%, реже – гранат-биотитовых гнейсов (метаграувакк), слагающих 10–15% разреза. В результате содержание собственно базальтов в пачке-3 меняется от 60–65 до 100%. Мощность пачки тоже непостоянная: в большинстве случаев она варьирует от 100 до 300 м, а в северо-восточной ветви структуры пачка-3 полностью выклинивается и в непосредственное соприкосновение приходят парагнейсовая пачка-2 и верхняя (тоже парагнейсовая) пачка-4.

Пачка-4 локально развита в северном крыле Каликорвинской структуры, повсеместно приходит в непосредственное соприкосновение с региональным сместителем и, вероятно, срезается им, т.е., скорее всего, представлена лишь небольшими фрагментами нижней части разреза. По составу она, по-видимому, весьма близка парагнейсовой пачке-2 и отличается от нее только отсутствием амфиболитов (метабазальтов). Максимальная мощность установлена на участке выклинивания пачки-3, где она достигает 150 м.

Общая мощность супракрустальных образований, вскрытых в Каликорвинском и Мечозерском тектонических окнах, едва достигает 1300 м, а полученная картина отражает крайне неравномерное распределение важнейших породных ассоциаций. В северо-восточной ветви структуры парагнейсы полностью слагают разрез, что соответствует первому, собственно чупинскому, типу разреза. Как и в других районах Беломорского пояса, этот тип разреза не удается расчленивать (см. рис. 2, стратиграфические колонки). В западной части тектонического окна мафические пачки составляют до 90% разреза, парагнейсовые – 10–20%, что соответствует второму, каликорвинскому, типу разреза. Между ними расположена некоторая переходная зона. Установленная картина хорошо согласуется с данными по соседним тектоническим окнам. К западу от Каликорвинской структуры, в пределах Тутозерского тектонического окна, обнажаются амфиболиты с редкими маломощными горизонтами парагнейсов, т.е. типичный каликорвинский тип разреза; в Северо-Ковдозерском тектоническом окне и в куполах Восточно-Ковдозерской группы развиты преимущественно гнейсы, характерные для чупинского типа разреза. Последний тип разреза пользуется максимальным развитием в пределах большей части Чупинского покрова, но встречаются и исключения.

К ним, в частности, относится, по-видимому, сравнительно слабо изученное и нестратифицированное обширное поле развития вулканитов основного и среднего состава в 160 км к юго-востоку от Ковдозерского полигона, в районе губы Поньгомы [5].

Что касается Каликорвинского полигона, то на его территории наметилось отчетливое зональное распределение супракрустальных образований. Под краем кратона, непосредственно примыкающим к Беломорскому поясу, в полосе шириной до 25 км, залегают гранат-биотитовые гнейсы, аналогичные чупинскому типу разреза; дальше от Беломорского пояса супракрусты представлены преимущественно гранатовыми амфиболитами (каликорвинский тип разреза). Стоит еще раз подчеркнуть, что оба типа разрезов связаны стратиграфическими переходами и заведомо относятся к единому элементу аллохтона – Чупинскому покрову.

ГЕОХОМИЯ ПОРОД СУПРАКРУСТАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Разрезы первого (собственно чупинского) типа. Гранат-биотитовые (значительно реже биотитовые) гнейсы, определяющие разрезы первого типа, на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ попадают в поле дацитов (рис. 5а). От вулканитов среднего-кислого состава они отличаются повышенными концентрациями MgO (более 5%) и пониженными – CaO (2–3%), т.е. завышенными Mg/Ca соотношениями, а главное – высокими содержаниями Cr (достигающими 400 г/т) и других элементов группы железа. Такие особенности химического состава не позволяют отнести рассматриваемые гнейсы ни к одной из известных групп магматических пород и склоняют нас к представлению о первичноосадочном их происхождении. По классификации Ф. Петтиджона [34], они относятся к грауваккам.

Анализ поведения элементов в граувакках, проведенный по методике, использованной в работах [22, 24], свидетельствует о невысокой зрелости источника сноса и недалекой транспортировке материала. В пользу таких представлений свидетельствует и низкий индекс химической зрелости $\text{CIA} = 100 \times [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] = 54\text{--}55$ (в мол. %) [33]. Поскольку материал источника в процессе осадконакопления не претерпел существенных изменений, состав метаграувакк определялся главным образом близко расположенными выходами пород. В Каликорвинском тектоническом окне эту роль, по-видимому, играли вулканиты каликорвинского разреза. На это указывает характер распределения РЗЭ. На графике нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ метаграувакки занимают про-

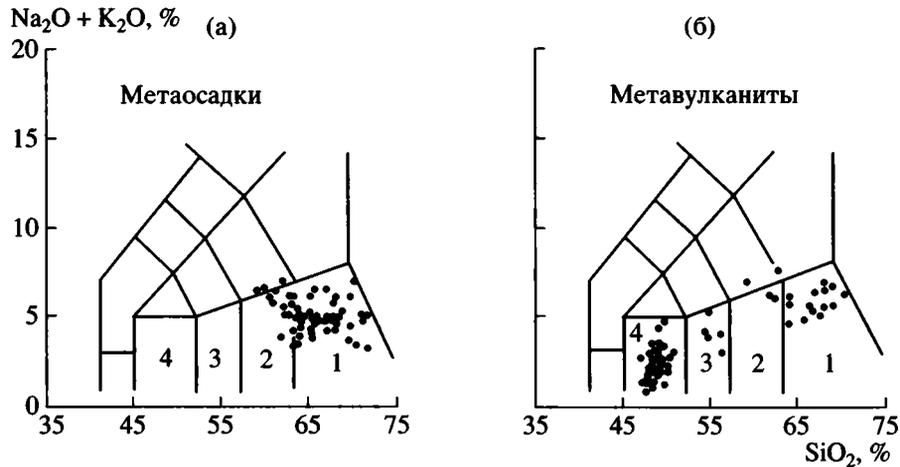


Рис. 5. Составы метаосадков первого типа разреза (а) и metavулканитов второго типа разреза (б) на классификационной диаграмме [31].

Поля на диаграмме: 1 – дациты, 2 – андезиты, 3 – андезито-базальты, 4 – низкокальциевые базальты.

межуточное положение между толеитовыми базальтами и дацитами каликорвинского разреза (рис. 6б). Из этого, конечно, не следует, что все граувакки разрезов первого типа сформированы путем денудации разрезов каликорвинского типа, тем более, что последние играют в составе Чупинского покрова ничтожную роль. Скорее всего большая часть разрезов первого типа была образована за счет разрушения тоналитов краевой части Карельского крона.

Разрезы второго (каликорвинского) типа. Типичные химические составы супракрустных пород, преимущественно относящиеся к разрезам второго типа, приведены в табл.1. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ вулканиты располагаются в области составов от ультрабазитов до дацитов нормального ряда (см. рис. 5б). Согласно диаграмме Л. Енсена [30], основные вулканиты относятся к толеитовой серии, ультраосновные разности – к базальтовым коматиитам, а породы среднего и кислого состава – к известково-щелочной серии (рис. 7).

Внутри группы метабазальтов наблюдается слабая дифференциация от магнезиальных к железистым разностям, которые находятся в заведомо подчиненном количестве. Магнезиальные толеиты по содержанию петрогенных, редких и редкоземельных элементов близки архейским толеитам ТН-1 [9]. Обе разновидности базальтов и коматиитовые базальты имеют пологий график распределения РЗЭ (см. рис. 6а) с La/Sm и La/Yb отношениями близкими 1. В коматиитовых базальтах сумма РЗЭ в 7 раз, в магнезиальных толеитах – в 10 раз, а в железистых – в 20–30 раз выше, чем в хондрите.

Согласно дискриминационной диаграмме $\text{Ti}/\text{Cr}-\text{Ni}$ [27], подавляющее большинство толеи-

товых базальтов изученного каликорвинского разреза можно отнести к океаническим (рис. 8). Лишь единичные анализы (из пачки-3) ложатся в поле островодужных базальтов вблизи границы между океаническими и островодужными разностями.

По химическим характеристикам амфибол-биотитовые и частично биотитовые гнейсы относятся к вулканитам среднего-кислого состава (см. рис. 5а) Среди них преобладают дациты, в подчиненном количестве находятся андезито-дациты и

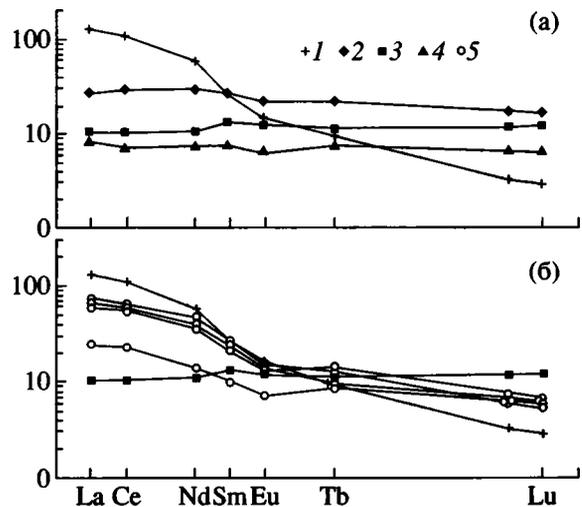


Рис. 6. Распределение РЗЭ в главных типах супракрустных пород: а – metavулканиты, б – метаосадки в сравнении с metavулканитами.

1 – дациты; 2 – железистые и 3 – магнезиальные толеитовые метабазальты; 4 – коматиитовые метабазальты; 5 – метаграувакки.

Представительные составы главных типов пород каликорвинского супракрустального комплекса

Компоненты	35/8	1127a	372/2	415/3	35/10a	60/2	77/8a
SiO ₂	47.32	50.78	54.94	62.39	67.90	65.78	65.55
TiO ₂	0.58	0.88	0.60	0.50	0.39	0.72	0.80
Al ₂ O ₃	11.40	15.37	15.52	15.87	16.49	14.89	16.01
Fe ₂ O ₃ *	13.99	11.81	9.00	6.15	3.26	6.74	5.17
MnO	0.27	0.16	0.12	0.13	0.06	0.08	0.08
MgO	14.48	7.68	5.14	2.86	1.61	3.98	2.59
CaO	10.59	11.64	10.52	5.82	4.01	3.07	3.03
Na ₂ O	1.23	1.54	2.86	4.18	4.26	3.03	4.63
K ₂ O	0.12	0.12	1.02	1.74	1.80	1.62	2.01
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.28	0.39	0.22	0.10	0.14
Ba	49	<100	749	1672	822	398	378
Rb	6	<3	46	62	57	62	62
Sr	93	135	213	878	912	230	443
Zr	42	55	106	114	110	121	137
Y	14	18	15	18	8	15	14
Nb	2	4	5	5	3	6	6
Cr	1718	360	285	93	53	350	182
V	172	295	154	119	50	160	125
Ni	463	115	94	35	23	136	55
Co	59	62	35	28	5	31	25

Примечание. Номера проб: 35/8 – коматиитовый метабазацит, 1127a – толеитовый метабазацит, 372/2 – метаандезито-базацит, 415/3 – метаандезито-дацит, 35/10a – метадацит, 60/2 и 77/8a – метаграувакки.

* – все железо в виде Fe₂O₃.

андезито-базальты. Они содержат 60–70% SiO₂, 2–3% MgO, 4–6% CaO, отличаются высокими содержаниями Sr и Ba, в большинстве случаев содержат несколько повышенные концентрации Cr (в среднем 125 г/т). Для дацитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ (см. рис. 6а); по сравнению с хондритом они в 50–100 раз обогащены ЛРЗЭ и в 3–10 ТРЗЭ, (La/Yb)_N отношение составляет 35.

Дациты из разреза второго типа, изученного в Каликорвинском тектоническом окне, обладают сходными εNd (Т) + 3.13 и +4.50 и близкими модельными возрастными к грауваккам разреза первого типа (от 2865 до 2933 у граувакк и 2796, 2907 Ма у дацитов), что позволяет рассматривать их в качестве потенциальных материнских пород для граувакк обоих типов разрезов. Некоторые различия в составе граувакк (главным образом в содержаниях Cr), обусловленные разным составом источника сноса, позволяют разделить их на

две группы. В разрезе второго типа преобладают граувакки, состав которых моделируется из трех компонент: дацитов или тоналитов (50–70%), базальтов (35%) и коматиитовых базальтов (5%). Менее распространены граувакки, для образования которых достаточно двух компонент: дацитов/тоналитов (60–70%) и базальтов (30–40%); такие породы слагают преимущественно нижние горизонты пачки-2. Составы граувакк второго (каликорвинского) типа разреза на диаграммах М. Бхатия [28] ложатся преимущественно в поля океанических островных дуг (рис. 9).

Кроме описанных пород, среди гнейсов пачки-2 в небольшом количестве в виде маломощных (десятки сантиметров) пластовых тел присутствуют амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы, отличающиеся по составу от толеитовых базальтов более высоким содержанием Al₂O₃, щелочей, Rb, Sr и Zr. Вопрос их происхождения окончательно не решен. Они могут оказаться основными вулка-

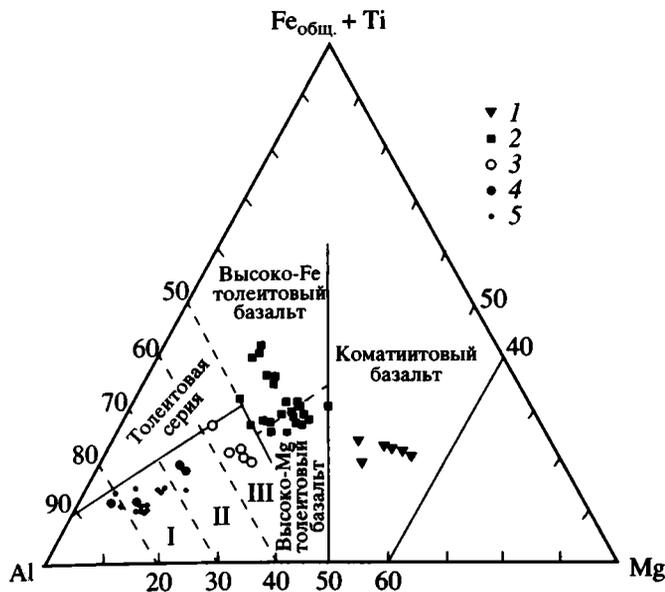


Рис. 7. Составы метавулканитов разреза второго типа на диаграмме Al – Fe_{общ} + Ti – Mg (катионные %) [30]. I–III – поля на диаграмме: I – дациты, II – андезиты, III – базальты известково-щелочной серии. 1–5 – метавулканиты: 1 – высокомагнезиальные базальты, 2 – базальты, 3 – андезито-базальты, 4 – андезито-дациты, 5 – дациты.

нитями – представителями известково-щелочной серии или входить в состав субвулканического комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для региональных построений принципиальное значение имеет фундаментальное заключение, сделанное Е.В. Бибиковой с соавторами на основе анализа региональной изотопно-геохронологической информации о том, что на рубеже 1900 млн. лет Карельский кратон уже существовал [4] и, по-видимому, вступил в процесс взаимодействия со своим северо-западным обрамлением, представленным Хетоламбинским покровно-складчатый сооружением.

Если мысленно снять с выполненного разреза (см. рис. 1) поздние складки и свекофенские купола, на нем останутся отчетливо выраженные важнейшие элементы Беломорского аллохтона: (1) Хетоламбинский покров, слагающий северо-восточную часть полигона; (2) Чупинский покров – сравнительно маломощное (1–3 км), но весьма протяженное аллохтонное тело, представленное двумя типами разрезов, связанными стратиграфическими переходами, (3) Ковдозерский покров – краевая часть Карельского кратона в аллохтонном залегании, тоналитовый внизу, зеленокаменный (Тикшозерский пояс) наверху;

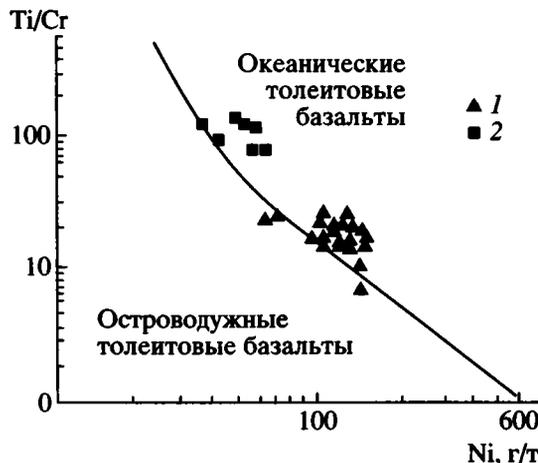


Рис. 8. Положение толеитовых метабазальтов в разрезе второго (каликорвинского) типа: 1 – магнезиальные и 2 – железистые метабазальты на дискриминантной диаграмме Ti/Cr–Ni [27].

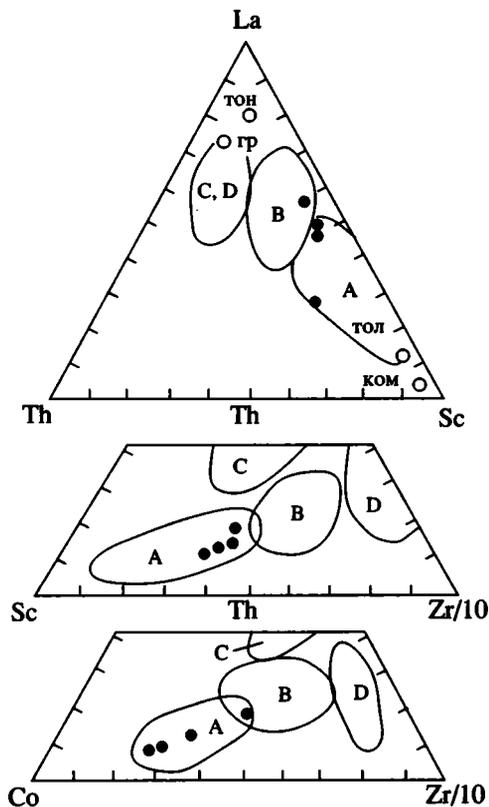


Рис. 9. Положение составов каликорвинских метагравяков на дискриминантных диаграммах М. Бхатия [28]. Поля на диаграммах: А – океанические и В – континентальные островные дуги; С – активные и D – пассивные континентальные окраины. Прочие обозначения: гр – гранит, тон – тоналит, ком – коматиит. Точки – метагравявки второго (каликорвинского) типа разреза.

наконец, (4) существенно тоналитовый Ориярвинский покров, венчающий разрез аллохтона. При этом наглядно выступает главный сюжет разреза – поддвиг Хетоламбинского покрова (предполагаемая океаническая пластина) и перекрывающий его чупинских супракрустальных образований (выполнение глубоководного желоба) под край Карельского кратона (Ковдозерский покров) с залегающим на нем Тикшозерским зеленокаменным поясом (островная дуга). Замечательная особенность разреза вдоль Ковдозерского полигона – наглядность геодинамической ситуации, в рамках которой все задействованные структурно-вещественные комплексы в основном сохранили свойственные им позиции. Ориярвинский покров тоже занимает закономерную позицию, но участвует в другом сценарии – позднеархейской коллизии.

Сравнительно слабо изученный Хетоламбинский покров, распадающийся в ряде случаев на 2–3 тектонические пластины, возможно, представлял собой в известной степени автономное сооружение. Важнейшая его особенность заключается в том, что независимо от своего состава (а изучать состав и возраст слагающих его образований необходимо в продольном разрезе пояса) Хетоламбинский покров в становлении Беломорского пояса выступал в роли океанической пластины и в итоге испытал сильную структурную и вещественную переработку. Немаловажно и другое: Хетоламбинский покров, как это видно на мелко-масштабных структурных картах, почти повсеместно сопряжен с Чупинским, который под острым углом срезает хетоламбинскую структуру, маркирующуюся мафическими зонами [13]. Это крупнейшее структурное несогласие Беломорского пояса сформировалось в процессе позднеархейских дислокаций. Во всяком случае не позднее, о чем свидетельствуют соотношения достоверно датированных метаморфических комплексов [7]. Несогласие могло иметь двоякую природу. Наиболее полно наблюдаемая картина объясняется изначально структурным и стратиграфическим несогласием, т.е. дислокацией Хетоламбинского покрова еще до накопления на нем образований глубоководного желоба.

Действительно, В.В. Балаганский указывает на синформное замыкание Серякской мафической зоны в пределах Серякской антиформы [2]. Если принять этот тезис, с нашей точки зрения не беспорядный, то складчатость Хетоламбинского покрова и заключенных в нем мафических зон неизбежно должна предшествовать накоплению чупинских осадков и вулканитов. Между тем этот заманчивый сценарий пока что не находит геологического подтверждения.

Другим фактором мог выступить косой подвиг Хетоламбинского покрова под край кратона в процессе накопления чупинских образований.

Ситуация правдоподобная. Действительно, тоналиты края Карельского кратона, служившие, надо полагать, основным источником обломочного материала для чупинских граувакк, испытывали денудацию, сносились вниз по склону, выполняли глубоководный желоб, ориентированный под острым углом к хетоламбинским структурам, затягивались в зону Чупинского поддвиг и вскоре попадали в область первичного метаморфизма с возрастом 2850 ± 20 Ма. Такой конвейер, возможно, осуществлялся недолго, но сомневаться в нем, кажется, нет оснований. Во всяком случае недавно полученная и еще неопубликованная изотопно-геохронологическая информация несколько уточнила, но не изменила в принципе эту картину. Правда, и в этом случае остается открытым вопрос о том, что представляли собой хетоламбинские структуры, ориентированные под углом к желобу. Похоже, что построить модель тектонического развития без допущения складчатости Хетоламбинского покрова, предшествовавшей накоплению чупинских супракрустов, не удастся и в этом случае.

Другая проблема субдукционной модели, проблема, которой мы уже касались, – вещественное выполнение трога. На примере Каликорвинского тектонического окна можно было убедиться, что для разрезов Чупинского покрова первого и, тем более, второго типов материнскими породами для граувакк выступали образования, обнажавшиеся в непосредственной близости от области их отложения, на что указывает недалекий перенос материала и плохая его сортировка. В одних случаях эту роль могли играть вулканиты из разрезов каликорвинского типа или Тикшозерского пояса, но гораздо чаще, вероятно, главным источником кислых пород служили тоналиты краевой части Карельского кратона, слагающие береговые хребты и крутые склоны глубоководного трога. При этом не надо исключать возможность, что и эти породы могли быть неоднородными. Скорее всего повышенная роль локальных ситуаций в накоплении граувакк и, прежде всего, граувакк наиболее распространенных разрезов первого типа привела к отсутствию в них выдержанной стратификации. И все-таки состав разрезов первого типа достаточно выдержанный: содержание метаграувакк составляет 90 и редко снижается до 85%, примесь вулканитов среднего-кислого состава варьирует от 3 до 10%, толеитовые базальты в стратотипическом разрезе едва достигают 1–2%. Даже в едином разрезе (каликорвинском) состав граувакк моделируется в одних случаях из двух, в других – из трех составляющих: дацитов (тоналитов), базитов и ультрабазитов. Знаменательно, что роль базитов и ультрабазитов в районе стратотипического разреза (на первый взгляд, максимально удаленного от области развития разрезов каликорвинского типа) существенно увеличивается [21]. Все это свидетельст-

вует о неустойчивых и явно локальных причинах, определяющих источники вещества при формировании чупинской толщи, и объясняет отсутствие в разрезах первого типа сквозной стратификации.

Впервые установлено, что детально изученный разрез 2-го типа Чупинского покрова мощностью не менее 900 м представлен преимущественно метаморфизованными океаническими толеитовыми базальтами. Толеитовые базальты нижней части каликорвинского разреза (пачка-1) относятся к океаническим, в то время как в верхней части разреза (пачка-3), наряду с океаническими, встречаются островодужные разности. Одновременно разрез становится более разнообразным, – в нем появляются значительные по мощности горизонты вулканитов среднего-кислого состава, отражающие постепенный переход к известково-щелочной вулканической серии, а также граувакки. Состав разреза каликорвинского типа и локализация анализов граувакк в полях океанических островных дуг (см. рис. 9), возможно, свидетельствуют о связи этих разрезов с недоразвитыми океаническими дугами, что, впрочем, весьма проблематично.

В самой общей форме можно принять, что чупинские породы, прослеживающиеся сплошной полосой или в виде крупных реликтов вдоль всего Беломорского пояса – от Алаккурти до Беломорска, есть не что иное, как след древнего глубоководного желоба – главного коллектора обломочного материала на субдукционной стадии развития Беломорского подвижного пояса.

Исследования Ковдозерского полигона и, в частности, Каликорвинского и Мечозерского тектонических окон, существенно продвинули вперед модель структурного развития Беломорского пояса, активно разрабатывающуюся в последние годы, на ряде объектов, но прежде всего, на основе изучения Ковдозерского полигона. Из этого, конечно, не следует, что обоснованные решения нашли все неясные и дискуссионные вопросы структурного развития. И все-таки попробуем в общих чертах наметить важнейшие особенности этой модели, построенной по результатам исследования Ковдозерского полигона.

Картирование Каликорвинского окна показало, что Ковдозерский покров приходит в соприкосновение с разными пачками супракрустального комплекса, т.е. залегают на нем с явным структурным несогласием и в то же время оба комплекса прошли единый путь полициклических структурно-метаморфических преобразований. В то же время иначе выглядят соотношения Хетоламбинского и Чупинского покровов. Представляется наиболее вероятным, что Хетоламбинское покровно-складчатое сооружение испытало некоторые дислокации еще до накопления

супракрустальных образований, позднее оказавшихся в составе Чупинского покрова.

Одновременно с развитием поддвига T_1 в самостоятельный элемент аллохтона обособился Чупинский тектонический покров, где на первом этапе осуществляется послынное рассланцевание, знаменующее начало типичного покровного структурного парагенезиса. Позднее формируются сжатые или изоклинальные резко асимметричные складки F_2 , осевые поверхности которых стремятся занять положение, субпараллельное сместителю (см. рис. 4). Если мысленно привести региональный сместитель и связанные с ними складки F_2 в субгоризонтальное положение и использовать последние как индикаторы траектории смещения, окажется, что движение осуществлялось по линии СВ–ЮЗ, что предполагает уже на этом этапе северо-западную границу между взаимодействующими плитами и находит подтверждение в северо-западном простирании складок F_2 , F_3 (см. рис. 4). Последние, конечно, к покровному парагенезису не относятся, но, вероятно, близки во времени к складкам F_2 (часто одинаковая ориентировка шарниров; линейность, представленная сопоставимыми минеральными парагенезисами) и, по-видимому, завершают первый полный тектоно-метаморфический цикл, отвечающий субдукционной стадии развития Беломорского пояса (2880–2820 Ма, по [3, 4]). Немаловажно и то обстоятельство, что складки F_3 субпараллельны Тикшозерскому зеленокаменному поясу – важному элементу субдукционной тектоники. В процессе поддвига Хетоламбинского и Чупинского покровов под край Карельского кратона, последний оказался в аллохтонном залегании, т.е. превратился в Ковдозерский покров – важный элемент Беломорского покровно-складчатого сооружения. Таким образом, Хетоламбинский, Чупинский, Ковдозерский покровы – главные элементы Беломорского аллохтона, оформившиеся уже на субдукционной стадии развития Беломорского пояса.

Система лежащих складок F_4 в тектоническом отношении, по-видимому, весьма значима, поскольку только она может отвечать позднеархейской коллизии (2740–2690 Ма) – интервалу геологической истории, с которым связаны многие эндогенные процессы и, в частности, высокобарический метаморфизм, достигающий локально условий гранулитовой фации. С этой же стадией связано, по-видимому, собственно коллизонное покровообразование, к которому относится Ориарвинский покров.

Во всяком случае анализ складчато-разрывных структур F_5 дает все основания относить их уже к раннепротерозойскому селецкому тектоно-метаморфическому циклу. Об этом свидетельствует, во-первых, их локализирующая роль по отношению к базитам и ультрабазитам, которые по

составу и сохранности первичных магматических структур идентичны разновидностям пород Северо-Ковдозерской интрузии, в том числе относящимся к поздним друзитам. Во-вторых, анализ структуры Ковдозерского полигона и положения в нем складок F_5 позволяет синхронизировать их с Серьякской антиформой, которая разными исследователями и на основе разных критериев относилась к селецкому циклу [2, 16].

Заключительный, свекофеннский, цикл представлен, прежде всего, цепочкой купольных структур, которая прослеживается вдоль всего Беломорского пояса и маркирует фронтальную часть ныне почти повсеместно эродированного свекофеннского аллохтона [12]. Цикл завершился развитием Кичанского, Ковдозерского и других менее значимых разломов, в том числе – мелкими разрывными нарушениями, контролирующими пространственное распределение слюдоносных пегматитов.

Структурная позиция F_6 не вызывает сомнений: они заведомо накладываются на структуры F_5 и предшествуют Ковдозерскому разлому; но их возраст остается дискуссионным: с равной вероятностью они могут относиться как к селецким, так и к свекофенским деформациям.

Результаты структурных исследований Каликорвинского тектонического окна и его ближайшего обрамления, представленные в виде принципиальной схемы (см. рис. 4), не могут претендовать на исчерпывающую полноту, поскольку не отражают свекофенское покровообразование, субширотные складки, развитые в районе пос. Чупа и к югу от него, и многое другое. И все-таки из всех частных структурных шкал полученная отличается наибольшей полнотой и является определенным шагом на пути построения общей истории структурного развития Беломорского пояса.

ВЫВОДЫ

1. Супракрустальные образования, обнажающиеся в тектонических окнах в бассейне оз. Ковдозера, – результат поддвига Хетоламбинского покрова, выступающего в роли океанической пластины, и перекрывающих его осадков и вулканитов под краевую часть Карельского кратона, которая на ранней (субдукционной) стадии становления региональной структуры выступала в роли активной континентальной окраины. Время проявления субдукции датируется возрастом толеитового-андезитового вулканизма Тикшозерского зеленокаменного пояса, заложившегося на краю кратона (2880–2820 млн. лет).

2. Тоналиты края Карельского кратона (принадлежащие Ковдозерскому покрову) залегают на разных частях разреза супракрустальных образований, т. е. обнаруживают в подошве явное структурное несогласие и в то же самое время,

по-видимому, прошли с супракрустами общий путь структурных преобразований, отвечающий полициклическому развитию. Это связано с развитием несогласия в зоне динамического влияния формирующегося сместителя. В то же время чупинский вулканогенно-осадочный комплекс, скорее всего, накапливался на предварительно дислоцированных образованиях Хетоламбинского покровно-складчатого сооружения. И только позднее структурное и стратиграфическое несогласие, уже существовавшее в подошве чупинских супракрустов, послужило ослабленной зоной, по которой прошел сместитель, отделивший новообразованные породы от ранее существовавших.

3. Выделено два типа разрезов Чупинского тектонического покрова, связанные стратиграфическими соотношениями и постепенными переходами. Разрезы первого типа, наиболее распространенные, мощностью до 3 км, представлены типичными для этого покрова метаграувакками (до 90%) с подчиненными горизонтами вулканитов среднего-кислого состава (до 15%) и единичными горизонтами толеитовых базальтов океанического типа (до 1–2%). Впервые детально охарактеризованы разрезы второго (каликорвинского) типа мощностью не менее 900 м, представленные преимущественно вулканитами основного-среднего состава (80–90%) с подчиненными горизонтами кислых вулканитов и граувакк. Не исключено, что разрезы второго типа являются недоразвитыми океаническими дугами, формировавшимися на фоне поступления обломочного материала. В масштабе Беломорского пояса они пользуются незначительным распространением.

4. Супракрустальные образования Чупинского покрова, по-видимому, представляют собой осадки и вулканиты глубоководного желоба, которые на ранней стадии субдукции без существенной деформации затягивались в зону поддвига, позднее, с началом метаморфизма, испытали послыное рассланцевание и раннюю лежачую изоклиналную складчатость, обусловленную большими сдвиговыми деформациями в зоне динамического влияния регионального сместителя. Одновременно рассланцеванию подверглись и тоналиты висячего крыла надвиго-поддвиговой зоны.

Таким образом, породы Чупинского покрова, протягивающиеся сплошной полосой или в виде крупных реликтовых прогибов вдоль всего Беломорского пояса, маркируют крупный глубоководный желоб – реликт субдукционной тектоники.

5. Для расшифровки взаимодействия литосферных плит, в том числе субдукционной обстановки на ранней стадии становления Беломорского пояса, необходима геохимическая, петрологическая, изотопно-геохронологическая информация [4, 11, 21, 29]. И все-таки наиболее важными, непосредственно демонстрирующими всю сложность, а в каких-то аспектах – неоднозначность

процесса являются геологические методы и, прежде всего, структурное картирование, объединяющее разноплановую информацию в единую геологическую картину, закономерно меняющуюся в геологическом времени и пространстве.

Авторы выражают искреннюю признательность А.Б. Львову, принимавшему активное участие в сборе фактического материала и обработке петрохимического материала по Каликорвинской структуре.

Работа выполнена при финансовой 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. Бибилова Е.В. Геохронология Беломорского подвижного пояса // Беломорский подвижный пояс: Тезисы Международной конференции. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ РАН, 1997. С.18.
4. 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.
5. Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л.: Наука, 1975. С. 170.
6. Глебовицкий В.А., Зингер Т.Ф., Беляцкий Б.В. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // Докл. АН. 2000. Т. 371, № 1. С. 63–64.
7. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизийной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
8. Горлов Н.В. Структура Беломорид. Л.: Наука, 1967. 112 с.
9. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
10. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.
11. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизийная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226–229.
12. Миллер Ю.В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. № 4. С. 80–89.
13. Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3 (№ 21). С. 28–40.
14. Миллер Ю.В. Полные тектоно-метаморфические циклы как отражение геодинамических обстановок, реализующихся на конвергентных границах литосферных плит // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 1. Тезисы докл. М.: ГЕОС, 1999. С. 399–402.
15. 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.
16. Миллер Ю.В., А.Б. Львов, Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 63–71.
17. 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.
18. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Пример анализа метаморфических комплексов с позиции цикличности // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 359–370.
19. 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.
20. Милькевич Р.И. Петрогеохимические методы восстановления первичной природы метаморфических пород // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 205–221.
21. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. Тектоническое значение островодужного магматизма северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Общие проблемы геотектоники: Тез. Всероссийского совещания МТК. М.: ГЕОС, 2000. С. 323–331.
22. Милькевич Р.И., Мыскова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
23. Мыскова Т.А. Реконструкция состава и источников вещества чупинских гнейсов Беломорья в свете литолого-геохимических данных // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Тезисы докл. СПб.: ИГГД 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. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
26. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 177 с.
27. Beccaluva L., Ohnestetter D., Ohnestetter M. Geohemical discrimination between ocean floor and island-arc

- toleites- application to some ophiolites // *Can. J. Earth Sci.* 1979. V. 16. № 9. P. 1874–1882.
28. *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* 1983. V. 91. P. 611–627.
29. *Gaal G., Gorbatshev R.*, An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. № 1. P. 15–72.
30. *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ontario Dept. Mines.* 1976. Misc. Pap. V. 66. 22 p.
31. *Le Bas M.J., Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin A.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *Petrology.* 1986. V. 27. P. 745–750.
32. *Miller Yu.V., Bibikova E.V., Glebovitsky V.A.* Tectonic evolution of the Belomorian Mobile Belt: structural analysis and isotope geochronology // *Abstracts EUG 9, Strasbourg, 23–27 March. 1997.* 360 p.
33. *Nesbitt H.W., Yong G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
34. *Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and Sandstone. N.Y.: Springer-Verlag, 1973. 618 p.

Рецензент: В.М. Моралев

Supracrustal Rocks in the Tectonic Windows of the Marginal Part of the Karelian Craton (Northwestern Belomorian Province)

Yu. V. Miller, T. A. Myskova, and R. I. Mil'kevich

Institute of Geology and Geochronology of Precambrian, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199134 Russia

Abstract—At the Kovdozero research area in the northwestern Belomorian province, the marginal part of the Karelian craton rests on the supracrustal rocks belonging, at least partly, to the Belomorian allochthon. This most important discovery resulted from structural and lithologic investigations conducted in the region for the last few years [15]. Possibly, these structural relationships are directly related to the ancient subduction stage of the Belomorian mobile belt evolution. The studies were carried out over the whole 80 km long research area across the junction zone of the Karelian craton and the Belomorian belt, but first of all in the Kalikorva and Mechozero tectonic windows, displaying supracrustal rocks with an incomplete thickness of 1300 m beneath the overriding tonalites of the Karelian craton. Reconstruction of lithology and stratigraphy of the supracrustal rocks and interpretation of the regional polycyclic structure demonstrated the spatial distribution and relationships between the major lithotectonic complexes, which still exhibit the position they occupied during the subduction stage of the Belomorian belt evolution. Within the Kovdozero research area, the thick Khetolambina nappe plays the part of the oceanic slab, which possibly underwent ancient folding, therefore representing an independent nappe-and-fold structure. It is overlain by the comparatively thin (1–3 km) Chupa nappe, with a regional structural (possibly, also stratigraphic) unconformity at the base. Two types of stratigraphic successions with established stratigraphic contacts and gradual transitions between them have been recognized in the Chupa nappe. The most widely distributed successions of the first type consist of metagraywackes (90%), intermediate-acid volcanics (10–15%), and occasional lenses of tholeiitic basalts (1–2%). The successions the second (Kalikorva) type are clearly subordinate in terms of areal distribution in the Belomorian belt and consist of basic-intermediate volcanics (80–90%) with subordinate acid lava layers and graywacke horizons (up to 20%). The Khetolambina and the overlying Chupa supracrustal rocks plunge beneath the margin of the Karelian craton and partly underthrust it. These relationships were established by structural mapping and compilation of a cross section along the Kovdozero research area and across the contact between the Belomorian belt and the Karelian craton. Consequently, the Chupa rocks, the graywackes with volcanic lenses in particular, are the fill of a fossil trench and, at present, mark its position either as a discontinuous belt or as isolated relics along the whole Belomorian belt. The Khetolambina nappe and the Chupa nappe, which was sliced off from the former to become an independent allochthon, were subducted beneath the margin of the craton. The latter acquired allochthonous bedding as a result of underthrusting and turned into the Kovdozero nappe consisting of tonalites in its lower part and greenstones of the Tikshozero belt, in the upper. Subduction is supported by the geochemical signatures of volcanics in the northern Tikshozero belt, which mark the margin of the craton, and their age (2880–2820 Ma) corresponds to the age of subduction [3, 4]. Tonalites in the hanging wall of the underthrust overlie various supracrustal rock complexes and units, but they jointly underwent polycyclic structural and metamorphic transformations. In the supracrustal rocks, bedding-parallel schistosity and mappable folds of several generations have been recognized. The latter comprise the oldest Late Archean NW-trending linear folds conformable with the Tikshozero belt, the major element of subduction tectonics.

УДК 551.24(571.54)

ОЛОКИТСКАЯ ЗОНА БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2002 г. Е. Ю. Рыцк¹, В. С. Шалаев¹, Н. Г. Ризванова¹, Р. Ш. Крымский¹,
А. Ф. Макеев¹, Г. В. Риле²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 10.04.2000 г.

В работе приведены основные черты геологии Олокинской зоны Байкальской складчатой области и результаты новых петрогеохимических и изотопных (U-Pb и Sm-Nd) исследований вулканических и осадочных метапород олокинского комплекса среднего (?)–верхнего рифея. Новые данные вместе с геолого-структурными материалами подтверждают вывод о рифтовой природе Олокинской зоны и хорошо согласуются с ее формированием по модели “простого сдвига”.

Олокинский комплекс выделен в пределах одноименной структурно-формационной зоны, которая в 1970–1980-е годы получила известность благодаря открытию и разведке крупнейшего Холоднинского Pb-Zn стратиформного месторождения. Формирование рудоносных вулканогенно-карбонатно-черносланцевых отложений связывалось с процессами позднедокембрийского континентального рифтогенеза [10, 11 и др.]. Однако в последнее время без привлечения новых материалов олокинский комплекс был отнесен к островодужным образованиям, возникшим на границе между Сибирским палеоконтинентом и Палеоазиатским океаном [2 и др.]. Решение возникшей проблемы имеет значение не только для палеогеодинамических реконструкций позднего докембрия Байкальской горной области, но и металлогенического анализа, поскольку все крупнейшие в мире докембрийские стратиформные Pb-Zn месторождения локализованы исключительно в палеорифтовых комплексах [6 и др.]. Для получения дополнительных свидетельств рифтогенной природы олокинского комплекса нами выполнены изотопно-геохронологические (U-Pb и Sm-Nd) и петрогеохимические исследования.

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Олокинская зона с олокинским вулканогенно-карбонатно-терригенным комплексом мощностью 5–7 км расположена в пограничной области между Байкало-Патомским “миогеосинклинальным” и Байкало-Муйским “офиолитовым” поясами Байкальской горной области (рис. 1). В составе олокинского комплекса преобладают мелкозернистые высокозрелые терригенные отложения,

включающие пачки турбидитов, углеродисто-карбонатных сланцев, карбонатных пород и вулканитов. Базальный горизонт его разреза представлен высокоглиноземистыми сланцами, мономинеральными кварцитами и платобазальтами, залегающими в бассейне р. Абчада на метариолитах с возрастом 1863 ± 5 млн. лет [7].

Современная структура Олокинской зоны представляет линейную (15–30) × 250 км систему крупных складок с субгоризонтальными шарнирами и “сквозной” сланцеватостью S₁, ограниченную мощными тектоническими швами. Главные картируемые складчатые структуры формировались в течение деформационного цикла D₁, сопровождавшегося региональным зональным метаморфизмом на рубеже 0.6–0.55 млрд. лет [6]. Конгломераты и песчаники нижнего кембрия перекрывают олокинский комплекс с резким угловым несогласием и содержат гальку всех подстилающих метапород. Наложенные деформации D₂ и зеленосланцевые диафториты контролируются тектоническими швами и могут быть связаны с метаморфическими эпизодами, проявлениями в смежных регионах 0.47 и (или) 0.35 млрд. лет назад [1, 8].

Детальное структурное картирование (рис. 2) и литофациальные реконструкции показали, что главные складчатые структуры Олокинской зоны образованы на месте палеопрогибов и поднятий. Ясно выраженный асимметричный поперечный профиль синклинозных структур с полными разрезами на юго-восточных крыльях и “сорванными” крутыми северо-западными бортами также является унаследованным и отражает асимметрию конседиментационных прогибов. Таким образом, выделены кулисообразно расположенные

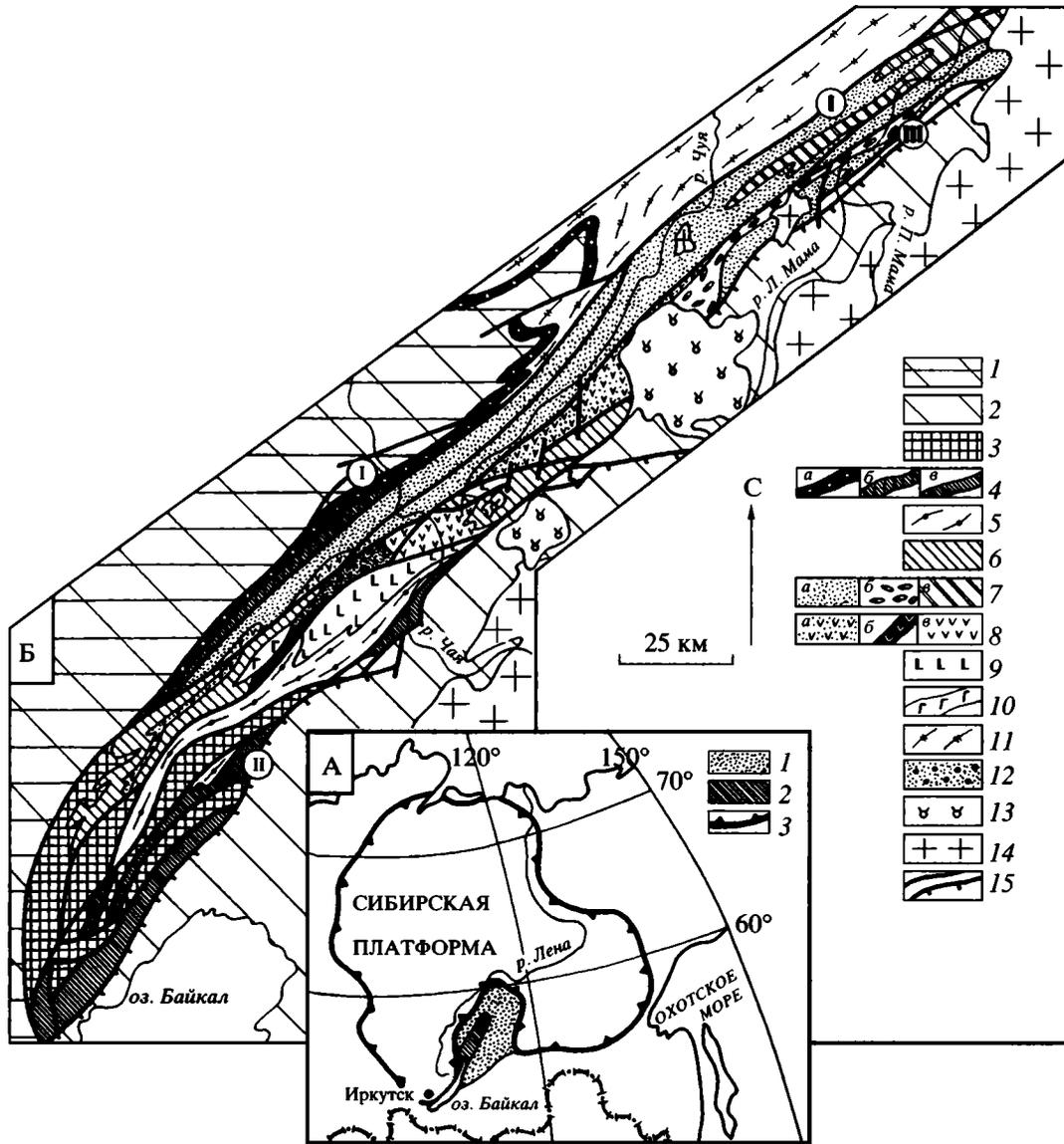


Рис. 1. Местоположение (А) и схема геологического строения Олокиитской зоны (Б).

А. 1 – Байкальская складчатая область; 2 – площадь исследования Олокиитской зоны; 3 – границы чехла Сибирской платформы.

Б. 1 – Кутиимский выступ фундамента платформы; 2 – Байкало-Муйский “офиолитовый” пояс; 3–10 – Олокиитская зона: 3 – метаморфические породы раннепротерозойского фундамента; 4–9 – олокиитский комплекс: 4 – вулканогенно-осадочные толщи тыйской подсерии: а – высокоглиноземистые сланцы и платобазальты, б – зеленые сланцы и мета-конгломераты с линзами железистых кварцитов, в – нерасчлененные зеленые сланцы с горизонтами железистых кварцитов; 5–8 – вулканогенно-карбонатно-черносланцевые толщи ондокской подсерии: 5 – Тья-Холоднинского прогиба, б – Ондокского палеоподнятия, 7 – Олокиито-Мамского прогиба (а), включая: б – конгломераты монюканской свиты и в – терригенно-карбонатный флиш догакитской свиты; 8 – вулканические толщи: а – поворотная, б – верхнетыйская, в – олокиито-чайская; 9 – осадочно-вулканогенные толщи иньяптукской подсерии, включая иньяптукскую вулканическую толщу; 10 – Довыренский расслоенный плутон; 11 – Мамская зона Байкало-Патомского “миогесинклинального” пояса; 12 – Верхнеолокиитский венд (?) – раннекембрийский грабен; 13, 14 – позднепалеозойские интрузии щелочных пород (13) и гранитоидов (14); 15 – тектонические швы, включая взбросо-надвиги: I – Абчадский; II – Чая-Нюрундуканский, III – Мамский.

один относительно другого Олокиито-Мамский, Тья-Холоднинский и Нюрундуканский “односторонние” прогибы, разделенные Маректинским выступом раннедокембрийского фундамента и

Ондокским линейным палеоподнятием со стратолитовыми биогермами и субаэральными фациями вулканитов (см. рис. 1) [10, 11]. Разработанная с учетом реконструкций стратиграфия

олокитского комплекса в ранге серии существенно отличается от ранее предложенных схем и включает тыйскую, ондокскую и иньяптукскую подсерии, которые отвечают крупным циклам осадконакопления трех этапов конседиментационного развития (см. рис. 2).

В составе каждой подсерии выделяются толщи вулканитов мощностью от 100 до 2000 м (см. рис. 1). Среди вулканитов доминируют базальтоиды нормального ряда ("subalkaline", по [19]), которым подчинены калиевые и калий-натровые риолиты и риодациты нормальной щелочности. Метабазальты и ортоамфиболиты в разрезе базального горизонта тыйской подсерии представляют платобазальтовую толщу, которая при мощности всего 100–150 м прослеживается в Мамский прогиб на расстояние более 400 км [13]. Вулканиты ондокской подсерии образуют поворотную и верхнетыйскую толщ и сопровождаются силлами и дайками габбро-диабазов, объединенных в верхнетыйский интрузивный комплекс. Габбро-норитовые силлы и Довыренский расслоенный дунит-троктолит-габбровый плутон с возрастом соответственно 707 ± 40 и 673 ± 22 млн. лет [16] представляют довыренский интрузивный комплекс, с которым ассоциируют базальтоиды и субвулканические калиевые метариолиты иньяптукской толщ.

Прослеживание маркирующих горизонтов высокоглиноземистых сланцев и карбонатных пород в бассейн р. Мама (см. рис. 1) и сопоставление микрофоссилий [15] позволяют коррелировать тыйскую и ондокскую подсерии соответственно с "пурпольско-медвежевским" и "баллаганах-жуинским" стратого-

ризонтами среднего–верхнего рифея Байкальской горной области, по [9]. Однако геохронологический интервал времени проявления процессов осадконакопления и вулканизма при формировании олокитского комплекса (1863 ± 5) – (673 ± 22) млн. лет, очевидно, требует уточнения.

2. МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т. Кроу [22]. Все изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в ИГГД РАН. Точность определения U/Pb отношений – 0.5%, а холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. Обработка данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLOT [23, 24] с использованием общепринятых значений констант распада U [30] и поправок на обычный свинец, согласно [29]. Для Sm и Nd уровень холостого опыта составлял 0.3 нг и 0.5 нг соответственно. Изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ измерялись с точностью не хуже $\pm 0.3\%$. Расчетные параметры приведены в таблице 1.

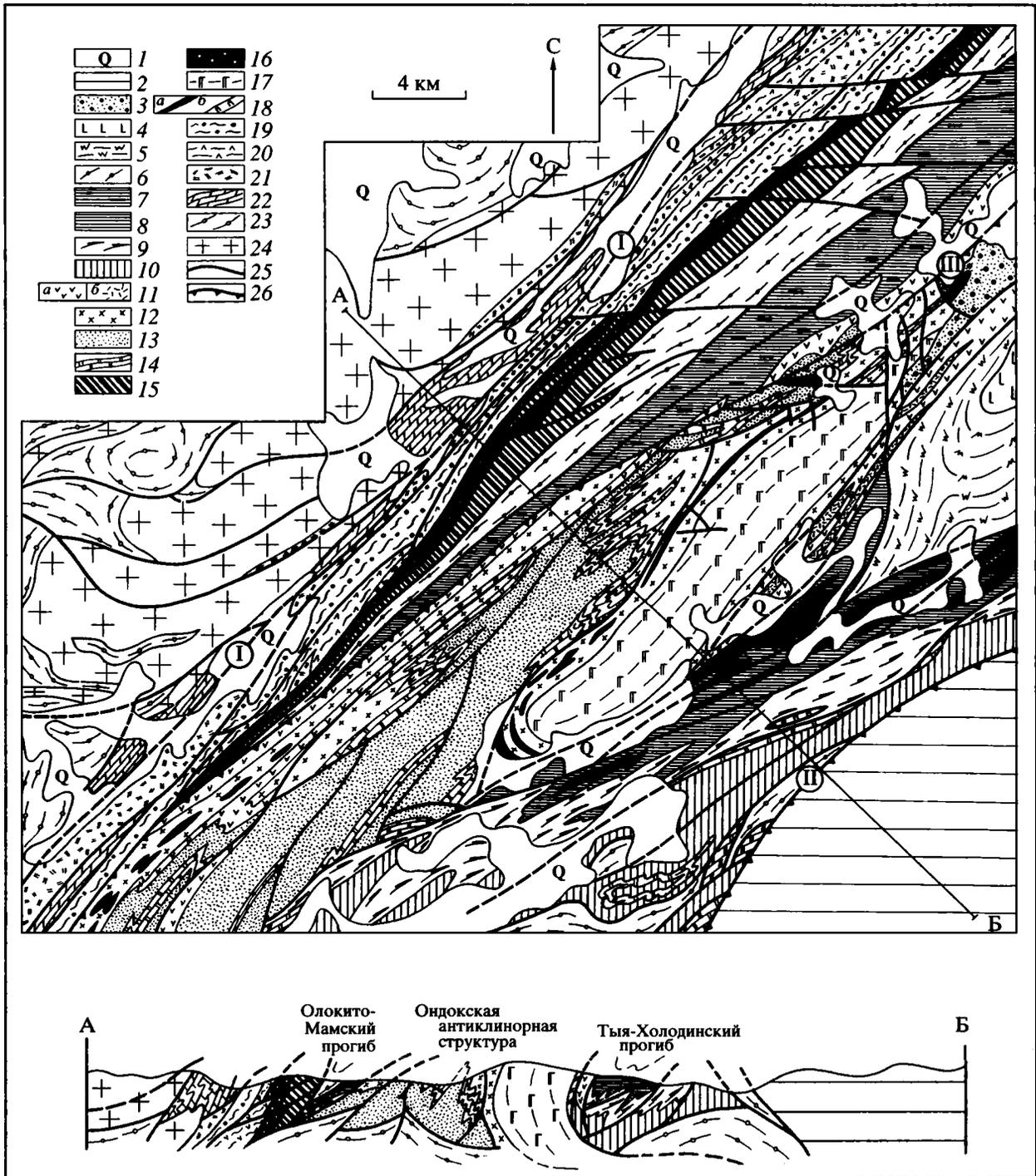
2.1. U-Pb изотопные данные

Метариолиты вулканических толщ олокитского комплекса считаются компонентом бимодальных ассоциаций соответствующего стратиграфического возраста [10, 11], несмотря на то,

Таблица 1. Изотопы свинца и урана в цирконах из метариолитов ВТ-1(1-7) и К-1(8-11) олокитского комплекса

№ п/п	Фракция, мм	Вес, мг	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^b}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{235}\text{U}}$	$t(207/206)$, млн.лет	$t(207/235)$, млн.лет	$t(206/238)$, млн.лет
1	>0.05, округлые	1.35	229	35.7	382	8.9063	4.1685	0.12785	1.3270	1075.9 ± 2.5	857.6	775.6
2	0.045–0.05, округлые	1.1	258	35.1	523	10.163	5.2111	0.11873	1.1661	964.0 ± 4.0	784.8	723.3
3	0.045–0.05, НРФ-6.5 ч.	–	–	–	2200	13.118	7.2853	0.12568	1.2104	923.8 ± 3.0	805.4	763.2
4	0.045–0.05, НРФ-11 ч.	–	–	–	282	8.1235	3.8076	0.13048	1.3145	1015.8 ± 5.3	852.1	790.6
5	<0.045	0.77	201	27	556	10.620	5.5827	0.11940	1.1285	885.2 ± 2.8	767.0	727.1
6	<0.045, НРФ-2.5 ч.	–	–	–	2145	13.822	7.2343	0.12017	1.0892	798.0 ± 1.5	748.1	731.6
7	<0.045, НРФ-4 ч.	–	–	–	1590	13.390	8.2021	0.11984	1.0862	797.9 ± 6.9	746.6	729.7
8	>0.085	1.74	273	35.3	1260	13.406	4.2574	0.11332	0.98810	716.2 ± 3.1	698.1	692.3
9	0.07–0.085	1.89	265	34.4	1248	13.416	4.2008	0.11353	0.98727	710.6 ± 3.2	697.3	693.2
10	>0.085, НРФ-2.5 ч.	–	–	–	5860	15.209	5.6301	0.11604	1.0138	720.6 ± 3.7	710.8	707.7
11	0.07–0.085, НРФ-4 ч.	–	–	–	4136	14.988	5.3362	0.11593	1.0118	718.8 ± 2.1	709.9	707.1

Примечание: а – измеренные изотопные отношения Pb; б – рассчитанные отношения атомов радиогенного Pb к U. НРФ – не растворимая фракция после кислотного выщелачивания и время экспозиции.



что их первичные соотношения с вмещающими породами обычно затушеваны в результате метаморфизма. Поскольку для субвулканических риолитов иньяпгукской толщи ранее нами было уже получено значение возраста 700 ± 20 млн. лет [7], то объектами датирования для оценки возраста средней и нижней части разреза олокинского комплекса были выбраны калиевые метариолиты из верхнетыйской вулканической толщи он-

докской подсерии Тья-Холодинского прогиба (обр. ВТ-1) и калий-натровые метариолиты из толщи зеленых сланцев тыйской подсерии Олокино-Мамского прогиба (обр. К-1).

Цирконы образца ВТ-1 представлены бесцветными, прозрачными зернами. Для изотопного анализа отобраны три размерные фракции цирконов, в которых наряду с игольчатыми и ко-

Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Олокинской зоны (бассейн верхнего течения рек Тья–Холодная–Олоки).

1 – четвертичные отложения; 2 – ранний кембрий Холоднинской впадины; 3 – венд (?)–нижний кембрий Верхнеолокинского грабена; 4–16 – Олокинский комплекс рифея. Иньяптукская подсерия: 4 – базальтоиды иньяптукской свиты, 5 – хлоритовидные сланцы, мономинеральные кварцито-песчаники и туффиты асектамурской свиты; 6–14 – ондокская подсерия: 6 – кварц-полевошпатовые метапесчаники и сланцы окталакитской свиты и 7 – карбонатно-черносланцевые отложения стойбищной и ондокской свит, объединенные, Олокино-Мамского прогиба; 8 – филлиты и кристаллические известняки итыкитской свиты и 9 – рудоносные вулканогенно-карбонатно-черносланцевые отложения ондокской свиты Тья-Холоднинского прогиба; 10 – хлоритовидные и гранат-биотит-мусковитовые сланцы, мономинеральные кварциты и доломиты авкитской свиты; 11 – метабазальты (а) и калиевые метариолиты (б); авкитская свита Ондокского палеоподнятия; 12 – хлоритовидные сланцы и кварцевые метапесчаники верхней и 13 – нижней пачки, 14 – горизонты строматолитовых доломитов, 15, 16 – тыйская подсерия Олокино-Мамского прогиба: 15 – зеленые сланцы и метаконгломераты, 16 – базальный маркирующий горизонт платобазальтов, высокоглиноземистых сланцев и мономинеральных кварцитов; 17, 18 – позднерифейские базит-ультрабазитовые интрузии; 17 – Довыренский расчлененный плутон; 18 – силлы габбро и габбро-диабазы верхнетыйского комплекса, и серпентинизированные гипербазиты Авкитского массива (б); 19–24 – раннепротерозойские образования: 19 – метатупофоконгломераты тулуокитской свиты, 20 – основные метавулканиты и амфиболиты и 21 – микроклинсодержащие калиевые метапорфиры иловирьской свиты, 22 – доломитовые мраморы абчадской свиты, 23 – гнейсы кутимской толщи, 24 – граносиениты Абчадского массива, 25 – главные тектонические швы: I – Абчадский, II – Чая-Нюрундуканский, III – Ондоко-Олокинский, 26 – взбросо-надвиги.

ротопризматическими кристаллами присутствуют округлые изометричные зерна. Полученные экспериментальные точки не образуют линейной зависимости. Поэтому для удаления легкорастворимых фаз с нарушенными в ходе гипергенных процессов U-Pb отношениями, навески двух размерных фракций цирконов были обработаны концентрированной HF при $T = 220^{\circ}\text{C}$ и различной экспозиции. Экспериментальные точки четырех кристаллических остатков (см. табл. 1) образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией определяет возраст метариолитов в 711.4 ± 5.7 млн. лет (СКВО=0.21) (рис. 3а).

Цирконы образца К-1 представлены главным образом обломками кристаллических, короткопризматических ($K_{уд} = 1.2-1.5$), прозрачных и полупрозрачных, бесцветных зерен с часто корродированной поверхностью и следами ожелезнения. Для изотопного анализа были использованы две размерные фракции цирконов, U-Pb отношения которых почти совпали (см. табл. 1). Применение кислотной обработки позволило несколько уменьшить степень дискордантности (см. рис. 3б). Полученная в результате дискордия по четырем точкам имеет верхнее пересечение с конкордией, которое отвечает возрасту метариолитов в 727 ± 18 млн. лет (СКВО = 1.5).

Оценки возраста метариолитов в пределах погрешности совпадают как одна с другой, так и с оценками возраста габбро-норита из силла довыренского комплекса 707 ± 40 млн. лет и субвулканических метариолитов иньяптукской толщи 700 ± 20 млн. лет. Это дает основание полагать, что метариолиты из различных частей разреза и структур Олокинской зоны являются экструзивными субвулканическими образованиями, формирование которых связано с “иньяптукским” этапом магматизма на рубеже 0.72 млрд. лет.

2.2. Петрогеохимическая систематика базальтоидов олокинского комплекса

Согласно диаграммам AFM [19] и $[\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{TiO}_2) - \text{MgO}]$ [21] (рис. 4), большая часть базальтоидов принадлежит толеитовой серии. Редкие точки составов в поле известковощелочных базальтов не образуют характерных

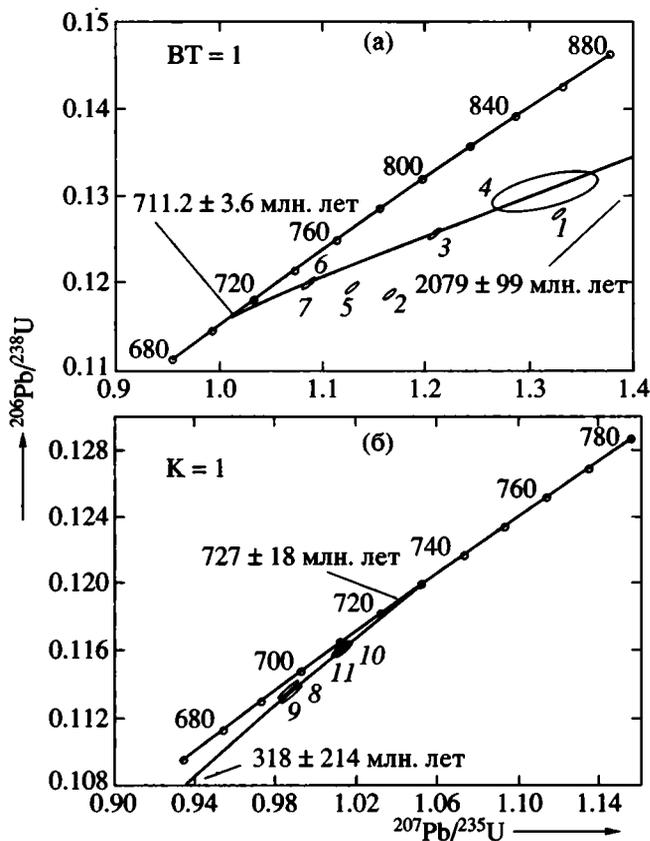


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов из калиевых метариолитов Тья-Холоднинского прогиба (BT-1) (а) и Олокино-Мамского прогиба (K-1) (б).

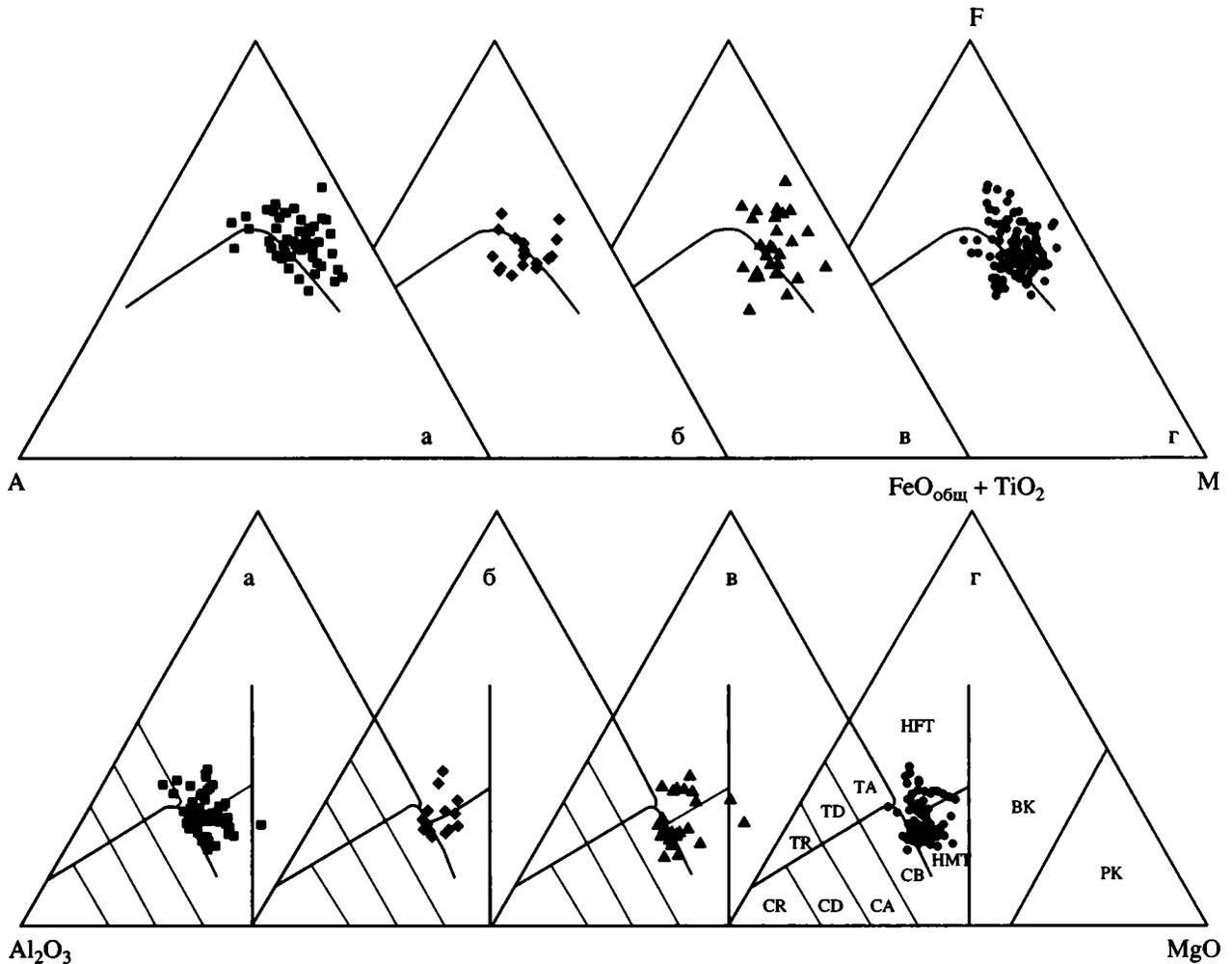


Рис. 4. Диаграммы AFM [19] и $Al_2O_3 - MgO - (FeO_{общ.} + TiO_2)$ [21] для базальтоидов поворотной (а), верхнетейской (б), олокито-чайской (в) и иньяптульской (г) вулканических толщ.

Поля: CR, CD, CA, CB – соответственно риолиты, дациты, андезиты, базальты известково-щелочной серии; TR, TD, TA – риолиты, дациты, андезиты толейтовой серии; HFT, HMT – высокожелезистые и высокомагнезиальные базальты толейтовой серии; BK, PK – базальтовые и пикритовые коматиты.

для известково-щелочной серии трендов, по [27]. Кроме этого, на традиционных дискриминационных диаграммах [26 и др.] базальтоиды располагаются, главным образом, в полях внутриплитных обстановок. Вместе с тем, совокупность составов базальтов, на основании обработки результатов более чем 250 авторских химических анализов, характеризующих все вулканические толщи Олоkitской зоны, может быть подразделена на три группы, различающиеся соотношением концентраций SiO_2 , TiO_2 и значениями $Mg\#$ ($MgO/MgO + 0.9FeO^*$) (рис. 5): I – базальты – андезито-базальты с содержанием SiO_2 более 49% и переменными TiO_2 и $Mg\#$; II – базальты с SiO_2 менее 49% и повышенными концентрациями TiO_2 (более 1.25%) при относительно низких значениях $Mg\#$; III – базальты-пикробазальты с SiO_2 менее 49%, но при значениях $Mg\# > 0.6$ и содержаниях $TiO_2 \leq$

$\leq 1.25\%$. Базальты III вследствие крайне ограниченного распространения далее не рассматриваются.

Высококремнеземистые базальты I являются доминирующей группой всех вулканических толщ олокитского комплекса. Они представляют единую эволюционную серию пород от примитивных базальтов с $Mg\#$ более 0.64 (Ia), близких первично мантийным расплавам, через промежуточные (Ib) до относительно “высокотитанистых” базальтов с $Mg\#$ менее 0.56 (Ic), которая, согласно наблюдаемому росту концентраций TiO_2 и несовместимых элементов с уменьшением $Mg\#$, связана с процессами кристаллизационной дифференциации. Спайдерграммы распределения несовместимых малых элементов подтверждают примитивность базальтов Ia и Ib относительно Ic (рис. 6, A) и сходны

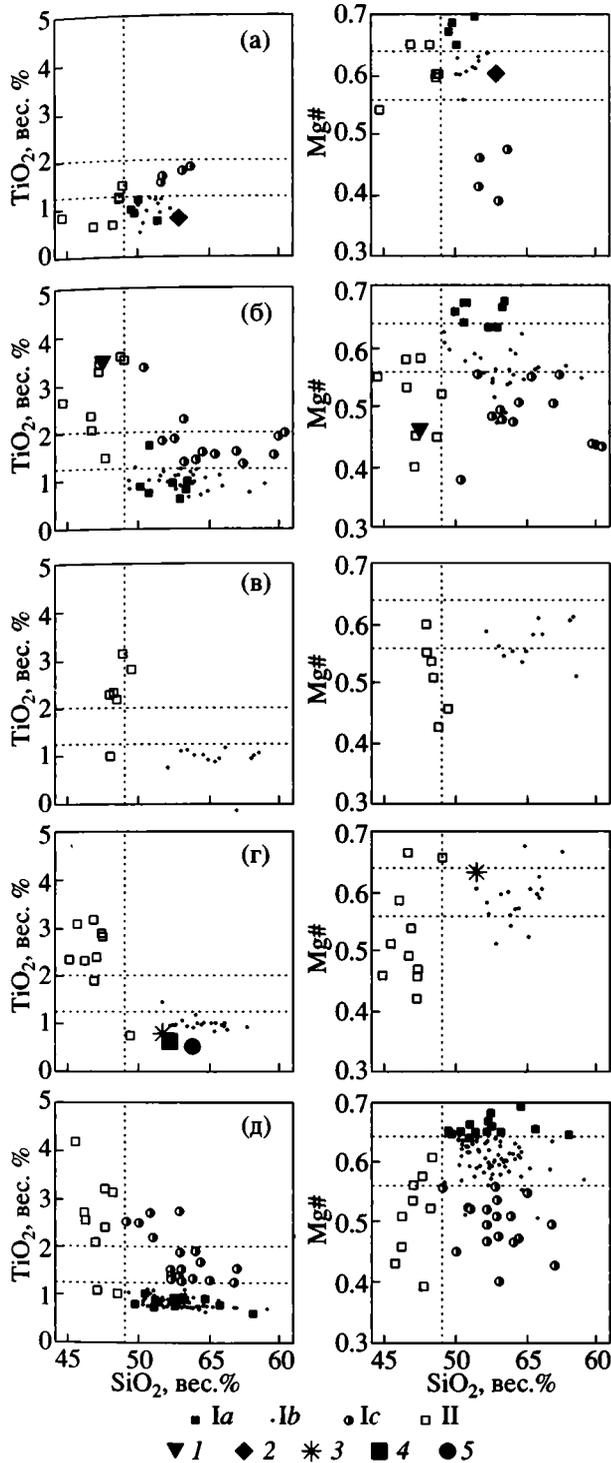


Рис. 5. Диаграмма TiO₂ – SiO₂ и Mg# – SiO₂ для базальтоидов платобазальтовой (а), поворотной (б), верхнетейской (в), олокиито-чайской (г) и иньяптукской (д) вулканических толщ олокиитского комплекса. Ia, Ib, Ic, II – группы базальтоидов; 1 – гранатовые амфиболиты, дайка верхнетейского интрузивного комплекса (проба ОС-4); 2 – габбро-амфиболиты, ассоциирующие с платобазальтовой толщей (проба К-А2); 3, 4 – габбро-нориты и диабазы силлов довыренского комплекса; 5 – состав первичной магмы Довыренского плутона [16].

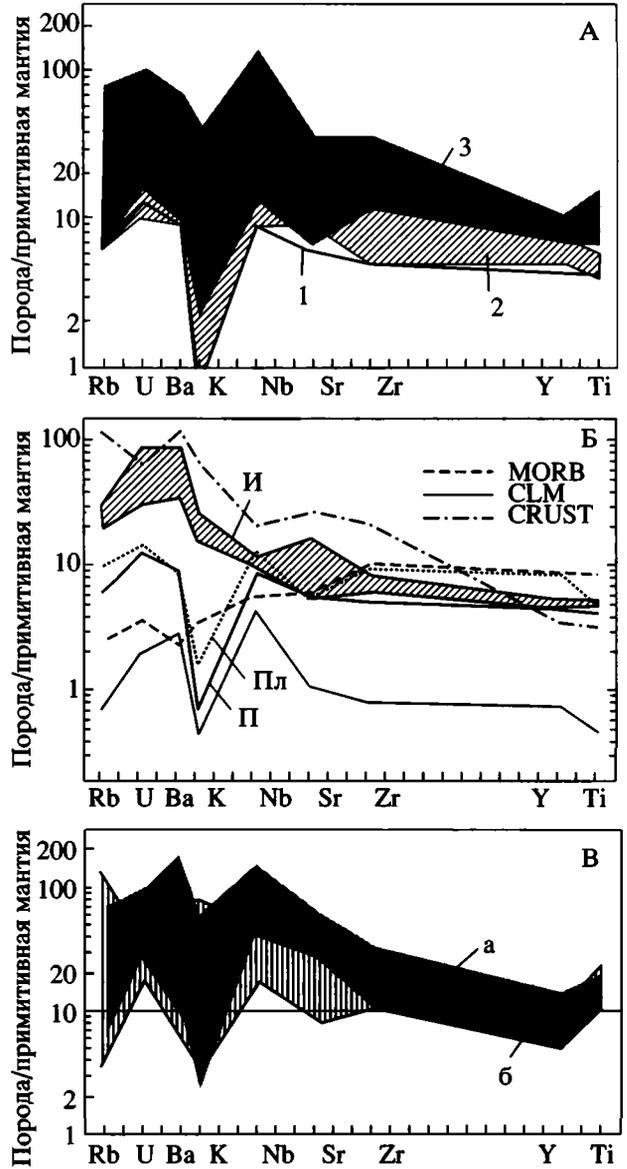


Рис. 6. Спайдерграммы распределения несовместимых элементов.

Концентрации элементов в примитивной мантии и порядок элементов по [Hoffmann, 1988].

А – базальтоиды I поворотной толщи. 1, 2, 3 – соответственно базальты Ia, Ib, Ic;

Б – представительные образцы базальтоидов Ia поворотной (П), платобазальтовой (Пл) и иньяптукской (И) вулканических толщ.

(MORB базальты по Hoffmann, CLM по McDonough, CRUST по Weaver и Tarney)[28].

В – базальтоиды II поворотной (а), верхнетейской, олокиито-чайской и иньяптукской вулканических толщ (б).

с континентальной литосферной мантией (CLM), а наблюдаемые в базальтах Ia вариации в соотношении LIL элементов относительно HFS могут быть связаны с влиянием коровой контаминации (см. рис. 6, Б).

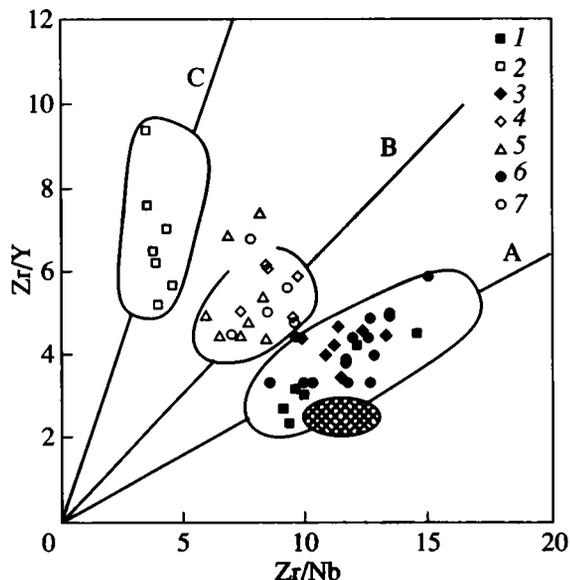


Рис. 7. Диаграмма $Zr/Y - Zr/Nb$ для базальтоидов олокитского комплекса.

1–7 – толщи: 1, 2 – поворотная, 3, 4 – верхнетыйская, 5 – олокито-чайская толщина; 6, 7 – иньяптукская толщина. Заштриховано поле базальтов I платобазальтовой толщи. Незаполненные значки – базальты II. Заполненные значки – базальты I. Тренды А, В, С объяснены в тексте.

Высокотитанистые базальты II тесно ассоциируют с базальтами I во всех вулканических толщах, но совершенно отсутствуют среди платобазальтов. Повышенные концентрации $FeO_{\text{общ}}$ (до 14 вес. % и более), MgO и TiO_2 при невысоких значениях $Mg\#$, SiO_2 и умеренных концентрациях P_2O_5 определяют сходство большей части базальтов II с ферропикритами Печенго-Варзугского пояса [14]. Некоторая часть базальтов II из Поворотной толщи отличается обогащенным характером (рис. 6, В) и на классификационной диаграмме $Nb/Y - Zr/TiO_2$ [33], не подверженной эффекту “подвижности щелочей” [3], четко обособляется в поле щелочных базальтов.

Ведущие типы базальтов олокитского комплекса, очевидно, принадлежат дифференциатам различных родоначальных магм. На диаграмме $Zr/Y - Zr/Nb$ (рис. 7), устраняющей эффект кристаллизационного фракционирования [28], фигуративные точки базальтов образуют тренды А, В, С, положение которых резко отличается от известково-щелочных и N-MORB базальтов. Базальты I и комагматичные им породы силлов и расслоенной серии Довыренского плутона образуют тренд А, а базальты II – тренды В и С, один из которых (В) представляет ферропикриты, а другой (С) – щелочные базальты поворотной толщи олокитского комплекса.

2.3. Sm-Nd изотопные данные и источники вещества

Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы в валовых образцах метаосадков и вулкаников приведены в таблице 2. Относительно зрелые метаосадки различных частей разреза имеют низкие отрицательные значения параметра $\epsilon Nd(T)$ и древние значения модельного возраста. Метаосадки тыйской подсерии отличаются наиболее низкими значениями $\epsilon Nd(T)$: от -14.4 до -17.7 и архейским модельным возрастом $T(DM1) = 2.5-3.4$ млрд. лет, которые указывают на их формирование за счет размыва пород архейской континентальной коры. Зрелые осадки ондокской подсерии, включая бурошпатовые филлиты бассейна р. Мама, имеют сравнительно меньшие значения $\epsilon Nd(T)$: от -5.6 до -9.6 и раннепротерозойский модельный возраст $T(DM1) = 2.0-2.2$ млрд. лет.

Метаосадки с примесью вулканического материала имеют близкие к нулю или невысокие положительные значения $\epsilon Nd(T)$ и модельный возраст $T(DM1)$ порядка 1.2–1.6 млрд. лет, а один из образцов углеродистых метатунфитов основного состава обладает “мантийным” Sm/Nd отношением 0.1869. Таким образом, Nd-изотопные характеристики метаосадков указывают на ведущую роль в олокитском комплексе продуктов размыва раннедокембрийской континентальной коры, а также продуктов ее смешения с рифейским ювенильным веществом.

Nd-изотопные характеристики метариолитов практически не отличаются от таковых для относительно зрелых метаосадков. Значения $\epsilon Nd(T)$ для калиевых риолитов варьируют от -7.2 до -9.4 при раннепротерозойском модельном возрасте $T(DM1) = 1.9-2.3$ млрд. лет. Натровые риолиты, сопровождающие платобазальты, как и метаосадки тыйской подсерии, имеют более низкие значения $\epsilon Nd(T) = -15.3$ и архейский модельный возраст около 2.8 млрд. лет. Такая близость Nd-изотопных параметров не случайна и указывает на то, что протолитом как кислых вулкаников, так и высокозрелых метаосадков являлась раннедокембрийская континентальная кора.

Базальты I отличаются необычно низкими отрицательными значениями $\epsilon Nd(T)$: от -6.7 до -13.4 и древним модельным возрастом 2.4–2.8 млрд. лет, которые подобны Sm-Nd изотопным характеристикам пород дифференцированных силлов и Довыренского расслоенного плутона [16] и обычно отмечаются в континентальных базальтах [18 и др.]. Высокотитанистые базальты II характеризуются обычным для мантийных пород положительным значением $\epsilon Nd(T)$ – более +4, но с несколько пониженным относительно деплетированной мантии Sm/Nd отношением, которые указывают на их связь со специфическим мантийным источником.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для пород Олоkitского комплекса

№ образца	Порода	Возраст, млн. лет	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon(\text{Nd})\text{T}$	T(DM)1 млн. лет	T(DM)2, млн. лет	Примечание (интрузивные комплексы, подсерии, толщи)
D-2*	габбро-норит	700	0.1247	0.51157	-20.8	-14.4	2695	2596	довыренский интруз. комплекс
TST-24*	метадиабаз	700	0.1303	0.511586	-20.5	-14.6	2846	2611	»
Oz1a	метариолит	720	0.1193	0.511863	-15.2	-8.1	2074	2085	иньяптукский субв. комплекс
Oz1b	метариолит	720	0.1142	0.511879	-14.8	-7.2	1944	2020	»
84537-7	метабазальт I	720	0.13316	0.511852	-15.3	-9.5	2449	2208	Иньяптукская толща
84543-16	метабазальт I	720	0.13479	0.511668	-18.8	-13.3	2851	2516	»
84514	метабазальт II	720	0.17235	0.512738	1.98	4.2	1523	1075	»
OC-4	гранатовый амфиболит	820	0.1725	0.512751	2.2	4.7	1481	1111	тыйский интруз. комплекс
345-5/77	метатуфит	850	0.16507	0.512652	0.3	3.7	1564	1221	ондокская подсерия
320-17	углеродистый сланец	850	0.1869	0.512606	-0.6	0.4			»
323-42	углеродистый сланец	850	0.11537	0.511852	-15.3	-6.5	2009	2066	»
387-48/79	филлит бурошпатовый	850	0.11228	0.5118	-16.3	-7.2	2025	2122	»
TST-23*	хлористый сланец	850	0.1126	0.511677	-18.7	-9.6	2215	2323	»
TST-28*	хлористый сланец	850	0.1184	0.51191	-14.2	-5.7	1980	2000	»
TST-29*	хлористый сланец	850	0.1233	0.51181	-16.2	-8.2	2254	2205	»
82212-3	базальт Ib	850	0.13609	0.511743	-17.4	-10.9	2753	2427	Поворотная толща
82255-2	базальт Ib	850	0.15429	0.512043	-11.6	7	2830	2108	»
82189-2a	метаплагиориолит	900	0.11484	0.511374	-24.6	-15.26	2727	2827	Платобазальтовая толща
K-A2	габбро-амфиболит	900	0.1464	0.512498	2.7	1.8	1467	1252	»
82065-1	метапесчаник	900	0.1098	0.512096	-10.5	0.5	1539	1608	Тыйская подсерия
82030-1	зеленый сланец	900	0.13479	0.511363	-24.8	-17.7	3430	3033	»
82191-2	хлоритовый сланец	900	0.10317	0.511349	-25.1	-14.4	2464	2743	»

Примечание. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы по La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$.
 Для расчета $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ использовано значение хондрита $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51264$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$ [31].
 Курсив – условные значения T для расчета ϵNd , принятые согласно стратиграфическому возрасту.

* данные по [16].

Остальные обозначения см. в тексте.

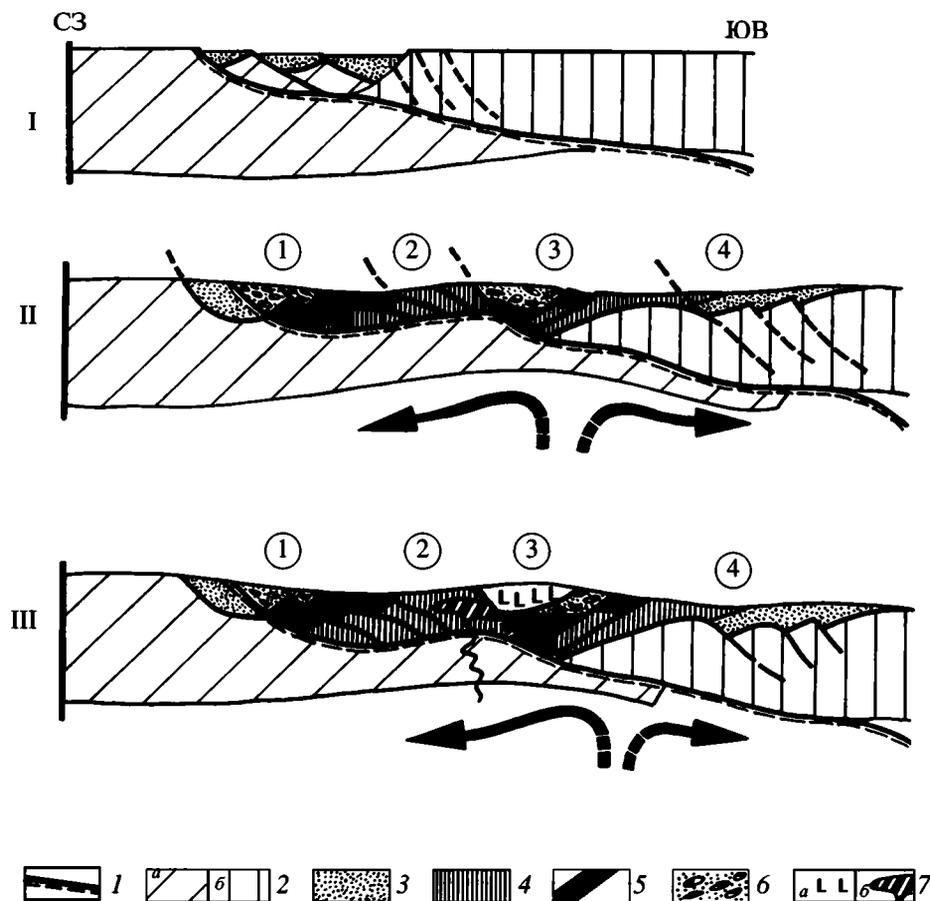


Рис. 8. Схема развития Олоkitской палеорифтовой зоны (этапы: I – “тыйский”; II – “ондокский”; III – “иньяптукский”).

1 – литосферный сдвиг; 2 – раннедокембрийская континентальная кора нижней (а) и верхней (б) пластины (мощность коры условная); 3–7 – рифейские рифтогенные образования: 3 – продукты размыва древней коры выветривания, платобазальты и грабеновые фации “тыйского” этапа, 4–6 – вулканогенно-осадочные толщи “ондокского” этапа: 4 – карбонатно-терригенная трансгрессивная, 5 – вулканогенно-карбонатно-черносланцевая, 6 – терригенная регрессивная, 7 – метасадки и вулканиты (а) и Довыренский расслоенный плутон (б) “иньяптукского” этапа.

Цифрами обозначены: 1 – Олоkitо-Мамский прогиб; 2 – Ондокское палеоподняtie; 3 – Тья-Холоднинский прогиб; 4 – Маректинский выступ.

3. ОБСУЖДЕНИЕ

Геологические [10, 11, 13 и др.] и новые изотопные и петрогеохимические данные не оставляют сомнений в рифтогенной природе олоkitского комплекса и показывают, что его формирование определялось процессами деструкции раннедокембрийской континентальной коры Сибирского кратона. Широкое развитие среди вулканитов высококремнеземистых базальтов I и присутствие комагматичных им расслоенных интрузий позволяет рассматривать Олоkitскую зону как крупнейшую зону рифейского внутриплитного континентального магматизма с экстремальными Nd-изотопными характеристиками в Байкальской складчатой области.

Обращаясь к геологическим материалам, следует подчеркнуть, что ярко проявленная асиммет-

рия структур Олоkitской зоны и конседиментационная история формирования олоkitского комплекса в целом хорошо согласуются с эволюцией континентальных палеорифтов по механизму “простого сдвига” [32]. Кроме этого, согласно [20, 25], показателем высокой степени пластичного растяжения литосферы является доминирующая роль высококремнеземистых базальтов I. Такая реконструкция показана на рисунке 8 и включает три этапа.

Начальный “тыйский” этап континентального рифтогенеза маркируется ассоциацией высокозрелых продуктов размыва кор химического выветривания, низкокальциевых платобазальтов и грабеновых фаций.

Для “ондокского” этапа характерны фациально изменчивые вулканогенно-карбонатно-черно-

сланцевые отложения, маркирующие цепочки односторонних линейных палеограбен с крутыми тектоническими северо-западными (в современных координатах) бортами [10, 11], расчлененных поперечными седиментационными палеобарьерами на ряд сегментов [11]. Один из таких палеобарьеров Олокиито-Мамского прогиба, подобно современным рифтам [4], мог контролировать смену полярности асимметрии от северо-западной в одном сегменте (бассейн рек Уокит-Олокиит), на юго-восточную в другом (бассейн рек Большая Чуя-Мама). В ходе "ондокского" этапа был сформирован полный набор рифтогенных структур растяжения, по [32], в котором Олокиито-Мамский прогиб представляет "зону" развития аллохтонов растяжения, Ондокское палеоподнятие – ее краевую часть, Тья-Холоднинский прогиб соответствует области "отрыва" и вместе с Маректинским выступом фундамента является фрагментом дистальной пластины. Рост компенсационного поднятия на пассивном борту палеорифта мог быть причиной смены архейского источника питания высокозерлым осадочным материалом и вовлечения в область размыва раннепротерозойской континентальной коры. Магматизм этого этапа концентрируется в узких структурных зонах краевой части проксимальной пластины и непосредственно в зоне "отрыва" (см. рис. 1 и 8) и представлен толщами основных вулканитов, включая щелочные базальты и ферропикриты, с которыми ассоциируют пояса силлов и даек габбро-диабазов верхнетыйского интрузивного комплекса. Эволюция рифтогенеза была прервана деформациями, которые фиксируются трансгрессивным соотношением пород "ондокского" этапа с вышележащими отложениями иньяптугской подсерии и, вероятно, отражают фазу тектогенеза, установленную на рубеже 0.8 млрд. лет в Байкало-Муйском поясе [12].

"Иньяптугский" этап связан с заложением около 0.75 млрд. лет назад на месте Тья-Холоднинского прогиба новой системы "отрыва". В результате продукты самого мощного в истории олокитского комплекса континентального базальтового вулканизма оказались сконцентрированы в сравнительно узкой дистальной зоне рифта, а Довыренский расслоенный плутон – в краевой части пассивной проксимальной зоны. В предкембрийское время коллизионные и (или) аккреционные события в Байкало-Муйском поясе вызвали смену условий растяжения сжатием, прекращение рифтогенеза, метаморфизм и деформации.

Таким образом, конседиментационная история олокитского комплекса представляет пример развития рифейского континентального рифтогенеза в связи с эволюцией сквозлитосферного пологого сдвига, прерванного до наступления момента разделения литосферных плит. Высокая магматическая активность не противоречит пас-

сивной модели рифтогенеза [5]. Согласно имеющимся данным, главным мантийным источником, частичное плавление которого в ходе растяжения обусловило формирование высококремнеземистых континентальных базальтов с низкими отрицательными значениями $\epsilon Nd(T)$ можно признать древнюю континентальную литосферную мантию [16, 18]. В ходе миграции толеитовых расплавов к поверхности, вероятно в промежуточных магматических камерах осуществлялась фракционирование базальтов Ia до Ib и Ic. Активизация континентальной литосферной мантии могла быть вызвана как длительным растяжением литосферы, так и влиянием "горячего" мантийного плюма, который, вероятно, к "ондокскому" этапу рифтогенеза мог достичь ее подошвы, обеспечив дополнительный поток тепла и выплавление щелочных базальтов. Ферропикриты, формировавшиеся одновременно с высококремнеземистыми толеитами, характеризуют специфический мантийный источник, который может быть связан с тем или иным взаимодействием вещества обогащенной мантии и аномальными участками высокожелезистой, метасоматически измененной (?) мантии, по [14], в составе континентальной литосферной мантии. Появление ферропикритов среди континентальных базальтов может быть одним из важных факторов рудоносности палеорифтовых комплексов. Отсутствие в составе рифтогенного комплекса заметного объема вулканитов, связанных с деплетированным мантийным источником, согласуется с завершением процессов рифтогенеза до раскола литосферной плиты. Однако наращивание коры в пределах Олокиитской палеорифтовой зоны, осуществлявшееся за счет ювенильного вещества обогащенных мантийных источников, показывает, что олокитский комплекс представляет важный компонент континентальной коры позднедокембрийской магматической пассивной окраины Палеосибири.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные новые материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Олокитский комплекс Байкальской горной области сформирован в результате рифейского континентального рифтогенеза, прерванного эпизодом сжатия и метаморфизма до момента разделения литосферных плит.

2. В составе олокитского комплекса доминируют относительно зрелые осадки, образованные за счет размыва раннедокембрийской континентальной коры, которым подчинены продукты смешения древнекорового и рифейского ювенильного вещества.

3. Кислые вулканиты олокитского комплекса представлены калиевыми риолитами с возрастом

711 ± 6 и 727 ± 18 млн. лет и имеют коровый протолит раннепротерозойского возраста. Натровые метариолиты платобазальтовой толщи имеют древнекоровый протолит архейского возраста.

4. Доминирующие среди вулканитов высококремнеземистые базальты I, расслоенные интрузии и силлы довыренского комплекса представляют ассоциацию пород внутриплитного континентального магматизма с экстремально низкими отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$, источником которых могла быть раннедокембрийская континентальная литосферная мантия. Высокотитанистые базальты II включают щелочные базальты, связанные с обогащенным источником мантийного плюма, и ферропикриты, характеризующие аномальный мантийный источник.

5. Асимметрия и латеральная сегментация рифтогенных палеоструктур Олоkitской зоны и конседиментационная история формирования олоkitского комплекса согласуются с эволюцией континентального рифтогенеза в рамках модели "простого сдвига", в ходе которого наращивалась континентальная кора позднедокембрийской магматической пассивной окраины Палео-Сибири.

6. Локализация рифейского стратиформного Pb-Zn оруденения в олоkitском комплексе закономерна и является отражением металлогенической специфики палеорифтовых структур докембрийской земной коры.

Авторы признательны Г.П. Плещач за подготовку рисунков и коллегам А.М. Ларину и Л.А. Неймарку за ценные замечания и советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 98-05-65593.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 171–183.
2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 59–74.
3. Добержинецкая Л.Ф. Петрохимия и геохимия вулканогенных и плутонических базит-гипербазитовых пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя // Геохимия. 1985. № 7. С. 930–945.
4. Казьмин В.Г., Борисова И.А. О структурных связях континентальных и океанских рифтовых зон атлантического типа // Геотектоника. 1992. № 6. С. 80–98.
5. Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
6. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис Pb-Zn оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 34–49.
7. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченков О.А. и др. О раннепротерозойском–верхнерифейском возрасте пород олоkitского комплекса по данным U-Pb цирконового геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 202–222.
8. Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкой Е.Р. и др. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Киев: АН СССР, 1990. С. 130–131.
9. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (верхний протерозой и нижний палеозой) // Новосибирск: СНИИГТ и МС, 1983. 215 с.
10. Риле Г.В. Тектоника докембрия Олоkitского региона (Северное Прибайкалье): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 21 с.
11. Рыцк Е.Ю. Факторы контроля стратиформных Pb-Zn месторождений Олоkitской зоны (Сев. Прибайкалье): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1991. 26 с.
12. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. и др. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. II. С. 93–95.
13. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С. Платобазальты Байкало-Патомского складчатого пояса: геологическая позиция и петрогеохимические особенности // Докл. АН. 1998. Т. 359. № 1. С. 83–89.
14. Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5–1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы, северо-запад Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 349–411.
15. Станевич А.М., Файзулина А.М. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра, 1992. 26 с.
16. Amelin Yu. V., Neymark L.A., Ritsk E. Yu., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geology. 1996. V. 129. P. 39–69.
17. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet Sci Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
18. Hergt J.M., Peate D.W., Hawkeswarth C.J. The petrogenesis of Mesozoic Condwana low-Ti flood basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. P. 134–148.
19. Irvine I.N., Barager W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences // 1971. V. 1. P. 523–548.

20. *Issler D., McQueen H., Beaumont C.* Thermal and isostatic consequences of simple shear extension of the continental lithosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* V. 91. 1989. P. 341–358.
21. *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ontario Division of Mines.* 1976. V. MP 66. 22 p.
22. *Krogh T.E.* A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
23. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U. S. Geol. Survey. Open File Report 88-542. 1991. 35 p.
24. *Ludwig K.R.* ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U. S. Geol. Survey. Open File Report 88-557. 1991. 64 p.
25. *McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. of Petrology.* 1988. V. 29. Part 3. P. 625–679.
26. *Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chemical Geology.* 1986. V. 56. P. 207–218.
27. *Middlemost E.A.K.* *Magma and magmatic rocks.* Essex: Longman Group Limited. 1985. P. 536.
28. *Rollinson H.R.* *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* New York: Longman Sci. & Technical, 1993. P. 340.
29. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
30. *Steiger R.N., Jager E.* Convection on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1977, V. 26. P. 359–362.
31. *Wasserburg G.L., Jacobsen S.B., DePaolo D.J. et al.* Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1981. V. 45. P. 2311–2323.
32. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth. Sci.* 1985. V. 22. P. 108–125.
33. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chemical Geology.* 1977. V. 20. P. 325–343.

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

The Olokit Zone of the Baikal Fold Region: New Isotope-Geochronological and Petrogeochemical Data

**E. Yu. Rytsk¹, V. S. Shalaev¹, N. G. Rizvanova¹, R. Sh. Krymskii¹,
A. F. Makeev¹, and G. V. Rile²**

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

²*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

Abstract—Principal features of the geology of the Olokit zone are presented, and the results of new petrogeochemical and isotope (U-Pb and Sm-Nd) studies of metasedimentary and metavolcanic rocks of the Middle–Upper Riphean Olokit Complex are discussed. The new data along with geologic-structural information supports the conclusion on rift-related nature of the Olokit zone and agree well with a simple-shear model of its formation.

УДК 550.384.33:551.241(265)

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА САХАЛИНА И КОНФИГУРАЦИЯ КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2002 г. М. Л. Баженов¹, А. Э. Жаров², Н. М. Левашова¹, К. Кодама³, Н. Ю. Брагин¹,
П. И. Федоров¹, Л. Г. Брагина¹, С. М. Ляпунов¹

¹Геологический институт РАН, Москва, 109017, Пыжевский пер., 7

²Сахалинская геологическая экспедиция, Южно-Сахалинск

³Университет Кочи, Кочи, Япония

Поступила в редакцию 19.06.2000 г.

Хоккайдо-Сахалинская складчатая область протягивается вдоль восточной окраины Азии почти на 1500 км. Работы на южном Сахалине позволили выделить из состава Тонино-Анивской зоны отчетливо аллохтонную по отношению к ней Озерскую зону, которая является северным продолжением зоны Токоро на о-ве Хоккайдо. В состав Озерской зоны и зоны Токоро включены разобщенные блоки островодужных вулканогенно-осадочных пород. В одном из таких блоков в 20 обнажениях (сайтах) были опробованы кампан-маастрихтские породы чайкинской толщи. При ступенчатом терморазмагничивании в большинстве образцов была выделена характеристическая компонента намагниченности (ChRM) или определены круги перемагничивания, которые были использованы для вычисления средних направлений ChRM по сайтам. Тест складки положительный, направления ChRM прямой и обратной полярности антипараллельны, что позволяет предполагать, что эта компонента является не только доскладчатой, но и первичной. Изучение анизотропии магнитной восприимчивости не выявило заметного занижения наклонов в породах чайкинской толщи. Среднее наклонение по сайтам для всей коллекции $45.0^\circ \pm 6.4^\circ$ соответствует палеошироте $26.6^\circ \pm 5.2^\circ$ с.ш.; сходная палеоширота ранее сообщалась по разновозрастным островодужным комплексам зоны Токоро. По палеомагнитным и геологическим данным установлено, что дуга Токоро в позднем мелу-раннем палеогене двигалась на лидирующем краю плиты Пацифика. После отмирания направленной в сторону океана субдукции палеодуга продолжала движение в составе той же плиты в пассивном состоянии и в начале олигоцена причленилась к окраине Евразии. Анализ палеомагнитных данных по позднемеловым-раннепалеогеновым островодужным комплексам Хоккайдо, Сахалина и Олюторско-Камчатского региона позволил реконструировать сложную систему удаленных от окраины континента островных дуг, существовавшую в позднем мелу на западе Тихого океана.

ВВЕДЕНИЕ

Орогенные пояса северо-запада Тихоокеанского региона представляют собой коллаж террейнов различной природы. Поскольку этот коллаж включает множество фрагментов древних надсубдукционных структур – островных дуг и активных континентальных окраин, существует возможность, изучая эти террейны, исследовать эволюцию конвергентной границы на северо-западе Тихого океана.

В большинстве тектонических реконструкций этого региона конвергентную границу для всех временных интервалов проводят вдоль восточной окраины Азии [например, 19, 30]. Такая точка зрения объяснима, поскольку на восточном побережье Азии хорошо изучен ряд разновозрастных надсубдукционных структур окраинно-континентального (андийского) типа, прежде всего Охот-

ско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский вулканические пояса.

Однако совершенно очевидно, что современная конвергентная граница на северо-западе Тихого океана не является повсеместно окраинно-континентальной. На многих участках островные дуги отделены от окраины континента бассейнами шириной в многие сотни, а иногда и тысячи километров, и нет оснований считать, что конвергентная граница такого типа существует только в последнее время. Анализ палеомагнитных данных по позднемеловым и палеогеновым островодужным комплексам, включенным в состав Олюторско-Камчатского региона [5, 6] показал, что фрагменты древних островных дуг, входящих сейчас в состав Камчатки и Олюторской зоны Корякии, образовались на $20\text{--}25^\circ$ южнее окраины континента.

Имеющаяся на сегодняшний день информация позволяет предполагать, что характер и положение конвергентной границы на северо-западе Тихого океана менялись во времени. Для реконструкции положения конвергентной границы в различные периоды времени, кроме геологической информации, необходимо иметь значительный массив палеомагнитных определений по фрагментам древних островных дуг, включенных сейчас в обрамление Тихого океана. В данной работе мы представляем палеомагнитные и геологические данные по поздне меловому островодужному комплексу Юго-восточного Сахалина. Компиляция палеомагнитных и геологических данных по поздне меловым–палеогеновым островодужным комплексам о-вов Хоккайдо, Шикотан, Сахалин, п-ова Камчатка и Олюторской зоны Корякии позволила в первом приближении восстановить конфигурацию поздне меловой–палеогеновой конвергентной границы на северо-западе Тихого океана.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОПРОВОАННОГО РАЗРЕЗА

Хоккайдо–Сахалинский складчатая область простирается вдоль восточной окраины Азии почти на 1500 км (рис. 1). Наиболее полно она представлена на о-ве Хоккайдо, где выделяется пять основных тектонических зон, разделенных зонами разломов. С запада на восток это зоны Ошима с поясом Ребун–Кабато, Сорачи–Йезо, Хидака, Токоро и Немуро [27, 25, 35].

Зона Ошима сложена юрско–раннемеловым аккреционным комплексом, интродуцированным раннемеловыми гранитами. В восточной части зоны развиты раннемеловые вулканические и вулканогенно–осадочные формации островодужной природы пояса Ребун–Кабато [33]. В основании зоны Сорачи–Йезо залегает юрско–раннемеловой вулканогенно–кремнистый комплекс океанической коры, которая перекрыта мощной (более 6 км) осадочной толщей, накапливавшейся с готерива до начала палеоцена [25, 26], и с разрывом перекрытой среднеэоценовой угленосной молассой. Зона Хидака сложена главным образом меловыми–раннепалеогеновыми аккреционными комплексами. В ее западной части широко развиты тектонические меланжи и олистостромы с многочисленными блоками пермско–триасовых и юрских известняков, а также пластинами триасово–юрских и юрско–раннемеловых офиолитов и палеогайотов. Возраст матрикса микститов относят концу раннего–началу позднего мела [26]. В восточной части зоны развиты флишево–турбидитные толщи позднего мела–эоцена. Большинство исследователей полагают, что формирование пояса Ребун–Кабато, зон Сорачи–Йезо и Хидака происходило в условиях длительной субдукции океанической коры под восточную окраину Азии. По-

яс Ребун–Кабато соответствует вулканической оси островной дуги, зона Сорачи–Йезо – преддуговому бассейну, а зона Хидака – аккреционной призме и палеожелобу [27, 25, 35].

В зоне Токоро развиты позднеюрский–раннемеловой комплекс палеогайотов, представленный подушечными базальтами с небольшим количеством кремней, известняков, вулканогенно–осадочными породами и красноцветными пелагическими осадками; поздне меловые–палеоэоценовые островодужные флишеподобные осадки, пелагические или гемипелагические красные и зеленые туфоалевролиты, а также более грубозернистые осадки того же возраста. Зона Немуро на Хоккайдо и ее северо–восточное продолжение на Малые Курильские острова сложена поздне меловыми–раннеэоценовыми островодужными вулканитами, которые представлены толеитовыми андезито–базальтами, известково–щелочными андезитами и вулканогенно–осадочными комплексами. Большинство японских геологов полагают, что зона Токоро сложена комплексами аккреционной призмы и глубоководного желоба, а вулканогенные толщи зоны Немуро накопились в преддуговом прогибе и осевой части островной вулканической дуги [25, 26]. В некоторых работах зоны Токоро и Немуро рассматриваются как две параллельные зоны одной островной дуги [см., например, 26].

На Южном Сахалине с поясом Ребун–Кабато отождествляется Монеронская зона (см. рис. 1), с зоной Сорачи–Йезо коррелируется Западно–Сахалинская зона, а продолжением зоны Хидака считается Тонино–Анивская зона [8, 28]. Как и на Хоккайдо, комплексы Монеронской, Западно–Сахалинской и Тонино–Анивской зон связываются с активностью наклоненной под континентальную плиту единой зоны субдукции, которая длительное время функционировала на восточной окраине Азии. Считается, что зоны Токоро и Немуро не прослеживаются на Южном Сахалине, однако протягиваются в юго–восточную часть Центрального Сахалина [8, 18].

Существующие взгляды на тектоническую эволюцию Южного Сахалина во многом являются взаимоисключающими. В.С. Рождественский [9, 10] полагает, что современный тектонический рисунок Хоккайдо–Сахалинского складчатого пояса возник благодаря сравнительно поздним деформациям, причем горизонтальные перемещения различных структур были невелики. Существует также концепция, предполагающая многочисленные коллизии экзотических террейнов, в том числе фрагментов древних островных дуг, с окраиной Азии [8, 13, 44]. Третья группа исследователей [7, 25] полагает, что сложно построенный Восточно–Сахалинский блок является частью гипотетического микроконтинента Охотия, который двигался с плитой Кула до коллизии с Азией в конце мела.

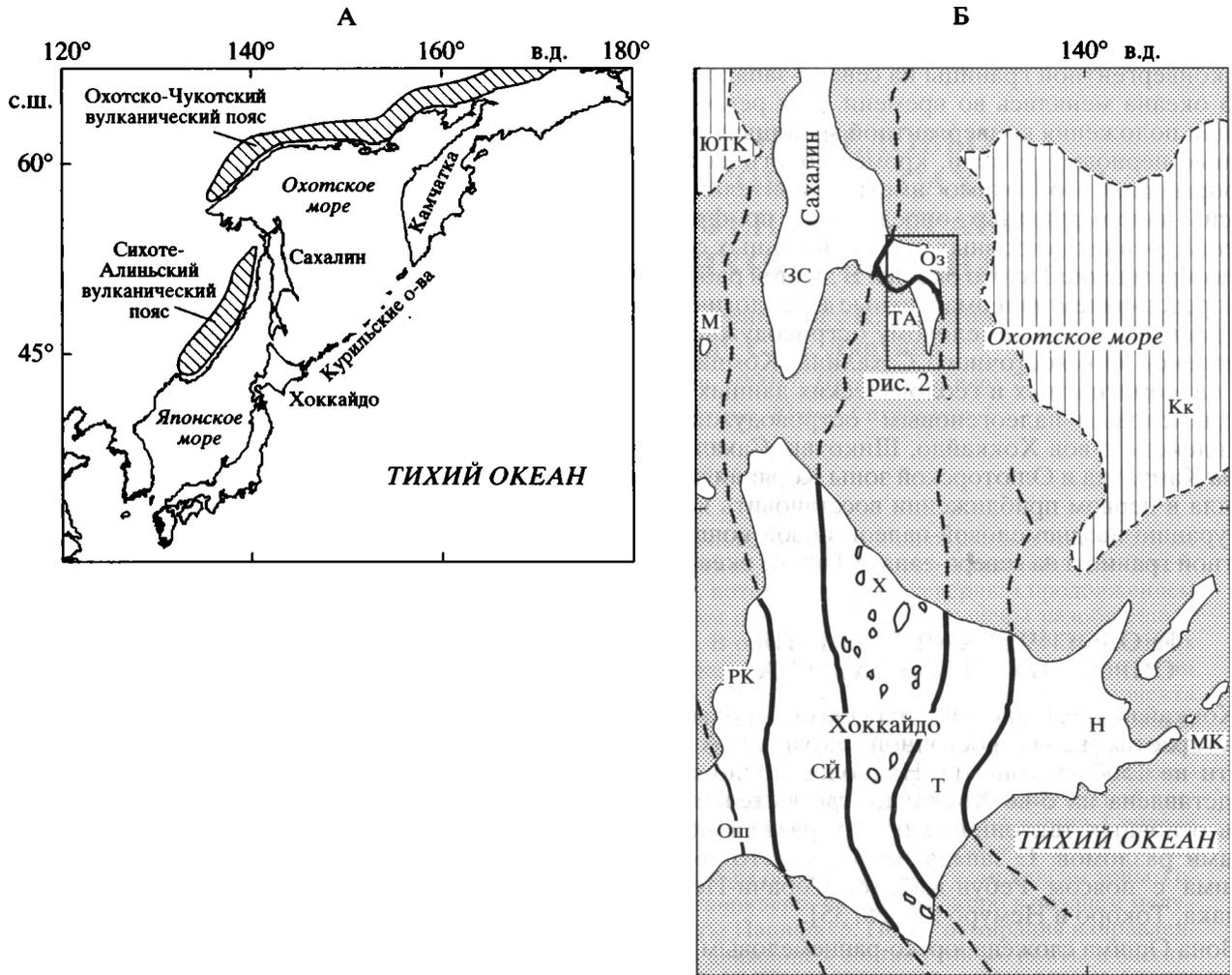


Рис. 1. А – схематическая карта востока Азии; Б – основные тектонические зоны Хоккайдо-Сахалинского складчатого пояса.

Основные тектонические зоны на о-ве Хоккайдо: Ош – Ошима; РК – пояс Ребун-Кобато; СЙ – Сорачи-Йезо; Х – Хидака; Т – Токоро; Н – Немуро. Основные зоны на о-ве Сахалин: ЗС – Западно-Сахалинская; М – Монеронская; ТА – Тонино-Анивская; Оз – Озерская. Кк и ЮТК – позднекайнозойские Южно-Курильская и Южно-Татарская котловины соответственно; МК – Малые Курильские острова.

Геологические исследования на юго-востоке Сахалина позволили выделить в северной части Тонино-Анивского п-ова Озерскую зону субширотного простираения [А.Э. Жаров, неопубликованные данные], обрезающую с севера структуры Тонино-Анивской зоны и на востоке уходящей под воды Охотского моря (рис. 2). Озерская зона является отчетливо аллохтонной по отношению к Тонино-Анивской зоне и характеризуется складчато-надвиговым строением в северной части и линзовидно-чешуйчатым в южной.

Северная часть Озерской зоны состоит из выдержанного по простираению пакета пластин и покровов, представленных снизу вверх альб-сеноманскими аркозовыми турбидитами с кварц-полевошпатовой и гранитной кластикой, верхнепермским-нижнемеловым разрезом чехла океанической ко-

ры, от базальтов типа СОХ и конденсированных толщ до туфо-кремнистых пелагических осадков, перекрытых позднемеловой-палеоценовой флишево-турбидитной толщей.

В южной части Озерской зоны расположена региональная зона полимиктового меланжа, включающего пластины и блоки “среднемелового” акционного комплекса, чешуи офиолитов и бланкетированной осадочной толщи и островодужных вулканов. В меланже Озерской зоны найдены блоки осадочных толщ, гемипелагических осадков турбидитов, конгломератов и олистограмм гальками и глыбами известково-щелочных азитов и средних и кислых изверженных пород. Состав меланжей Озерской зоны резко отличается от меланжированных турбидитов и оли-

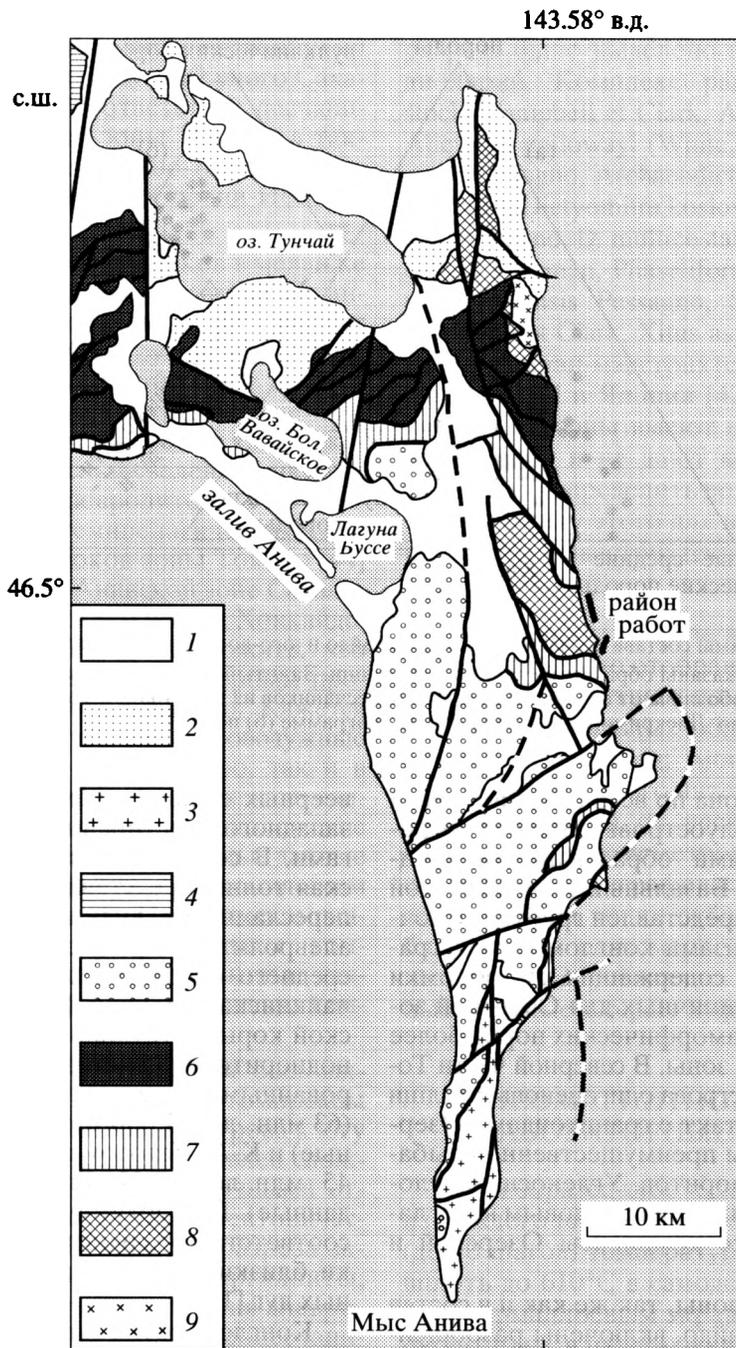


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Тонино-Анивского полуострова.

1, 2 – отложения: 1 – неогеновые и четвертичные, 2 – верхнеэоцен-олигоценные; 3 – неогеновые граниты; 4 – Западно-Сахалинская и 5 – Тонино-Анивская зоны; 6–9 – Озерская зона: 6 – домеловые породы; 7 – меланж; 8 – верхнемеловые–палеогеновые вулканогенно-осадочные породы; 9 – палеогеновые гранитоиды островодужного происхождения. Разломы показаны толстыми линиями, пунктирными там, где разлом предполагаемый.

ромов Тонино-Анивской зоны, так и от меланжей зон Хидака и Сорачи-Йезо на Хоккайдо, однако весьма сходен с составом меланжей зоны Токоро [1, 41].

Дозоценовые комплексы Южного Сахалина с угловым несогласием и базальными конгломератами

в основании перекрыты верхнеэоцен-олигоценным неоавтохтоном. В нижней части это мелководно-морская верхнеэоценовая [11] алевро-песчанистая толща с горизонтами валунно-глыбовых конгломератов и олистостромов. Эти комплексы распространены на северо-западе Тонино-Анивского полуострова. Верхняя, олигоценная



Рис. 3. Тройные диаграммы состава песчаников о-ва Хоккайдо и юго-восточного Сахалина.

Залитыми кружками показаны образцы из чайкинской толщи. Залитый и незалитый квадраты, треугольник и перевернутый треугольник обозначают средние значения для песчаников из зон Токоро, Тонино-Анивской, Сорачи-Йезо и Хидака, соответственно. Дискриминационные поля на диаграмме (б) по [17].

новая часть неоавтохтона по всей северной части Тонино-Анивского полуострова сложена туфо-кремнисто-терригенными образованиями мощностью более 1500 м. Базальный горизонт этой олигоценовой толщи представлен грубообломочными брекчиями с линзами конгломератов, гравелитов и песчаников, содержащих как обломки океанических пород, типичных для Озерской зоны, так и обломки метаморфических пород более западной, Сусунайской, зоны. В северной части Тонино-Анивского полуострова олигоценовые толщи имеют аркозный контакт с гранитоидами Озерской зоны и насыщены преимущественно глыбами диоритов и гранодиоритов. Угленосные отложения конца раннего миоцена с угловым несогласием перекрывают все комплексы Озерской и Тонино-Анивской зон.

В состав Озерской зоны, так же как и в состав зоны Токоро на Хоккайдо, включены разобщенные блоки островодужных вулкаников и вулканогенно-осадочных пород. В Озерской зоне эти породы были выделены в чайкинскую толщу с тремя типами разрезов. В пределах региональной зоны полимиктового меланжа присутствуют крупные пластины с туфогенно-осадочным типом разреза и мелкие блоки островодужных толеитовых базальтов [1], перекрытых маломощными пачками кислых туфов, из которых выделены радиолярии раннего палеоцена [28]. В туфогенно-осадочной толще отмечается смена снизу вверх гемипелагических осадков пачками туффитов, туфопесчаников, конгломератов и алевролитов. Породы сложно деформированы в системы изоклинальных и

верных складок субмеридионального и северо-западного простирания и разбиты взбросо-надвигами. В северной части Озерской зоны чайкинская толща представлена пачками флишоидного переслаивания вулканомиктовых песчаников и алевролитов, чередующихся с пачками туффитов среднего-основного состава. В этом же районе чайкинская толща и фрагменты чехла океанической коры интродуцированы массивом диорит-гранодиоритового состава и дайковой серией, датированными трекровым методом по цирконам (63 млн. лет; I. Gonzava, неопубликованные данные) и К-Аг методом по амфиболу и биотиту (57–45 млн. лет; Д.И. Головин, неопубликованные данные). По геохимическим данным гранитоиды соответствуют гранитам I-типа, а петрохимически близки к продуктам энзиматических островных дуг [1].

Конгломераты, входящие в разрез чайкинской толщи, включают обломки базальтов различного генезиса – от типичных СОХ базальтов до островодужных базальтов и базальтов палеогайотов. Обломки терригенного происхождения отсутствуют. Конгломераты такого состава на Сахалине известны только в чайкинской толще Озерской зоны, а на Хоккайдо только в островодужных комплексах зоны Токоро [40, 41, 34].

Петрографическое изучение песчаников и туффитов чайкинской толщи показало, что они относятся к малокварцевым литическим песчаникам с преобладанием андезито-базальтовой кластики (рис. 3, а) и на тройной диаграмме состава песчаников [17] попадают в область песчаников неэро-

дированных островных дуг (см. рис. 3, б). Сравнение песчаников чайкинской толщи с песчаниками одновозрастных толщ Хоккайдо и Южного Сахалина показало полное их соответствие песчаникам островодужных блоков зоны Токоро, а также отличие от песчаников Тонино-Анивской зоны Сахалина и зон Хидака и Сорачи-Йезо на Хоккайдо.

Как уже отмечалось, состав блоков в меланже Озерской зоны и галек в конгломератах чайкинской толщи похож на однотипные образования зоны Токоро и отличается от других зон на Хоккайдо. Кроме того, в чайкинской толще присутствуют весьма характерные пестроцветные пачки с ритмично чередующимися слоями красно-коричневых, зеленовато-красных, зеленых и серых кремнисто-туфогенных алевролитов. Эти комплексы весьма сходны с гемипелагическими породами островодужных блоков зоны Токоро [44] и не известны ни в Тонино-Анивской зоне Сахалина, ни в зонах Хидака и Сорачи-Йезо на Хоккайдо. Это позволяет обоснованно предположить, что Озерская зона Сахалина является северным продолжением зоны Токоро на Хоккайдо. Кажется весьма правдоподобным и то, что островодужные блоки, включенные как в зону Токоро, так и в Озерскую зону, первоначально принадлежали единой островной дуге. Последнее предположение можно проверить, сравнив палеомагнитные данные по одновозрастным островодужным комплексам зоны Токоро и Озерской зоны. По позднекампанским-раннемаастрихтским островодужным комплексам зоны Токоро такие палеомагнитные данные имеются [23], однако по островодужным комплексам Озерской зоны их нет.

Для палеомагнитного опробования был выбран разрез чайкинской толщи на охотоморском побережье Тонино-Анивского полуострова к югу от р. Чайка (см. рис. 2). Разрез представлен сложнослоистыми туфогенно-осадочными отложениями, повторяющимися в серии тектонических пластин. В основании видимого разреза залегают алевролиты и кремнистые аргиллиты, чередующиеся с пачками переслаивания алевролитов, граувакковых песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов и конгломератов. В гальках из конгломератов преобладают зеленые кремни и кремнистые песчаники. Выше залегает пачка ритмичного чередования алевропсаммитовых туфов, пестроцветных туфо-кремнистых алевролитов, туфопесчаников и пепловых туфов кислого состава. Маркирующим элементом пачки являются прослой красных, зеленых и серых туфо-кремнистых алевролитов и туффитов. Еще выше залегает пачка массивных крупнослоистых туффитов с подчиненными прослоями туфопесчаников, псаммитовых туфов, черных алевропелитов. Венчает разрез пачка переслаивающихся песчаников и алевролитов.

В красных туфогенно-кремнистых породах разреза было выделено несколько таксонов радиолярий. Комплекс радиолярий *Amphipyndax stocki* Campbell et Clark, *A. medicris* Tan Sin Hok, *Alievium gallowayi* (White.) A. sp. aff. *A. praegallowayi* Pessagno, *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *Dictyomitra koslovae* Foreman, *D. densicostata* Pessagno, *D. multicosata* Zittel, *Hemicryptocapsa conara* Foreman, *Phaseliforma* sp., *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno, *Stichomitra livermorensis* Campbell et Clark, *Xitus asymbatos* (Foreman) идентичен кампан-маастрихтским комплексам Калифорнии [38] и Японии [42]. К сожалению, выделенные таксоны имеют широкое распределение во времени и не дают возможности с высокой точностью определить возраст пород чайкинской толщи; в силу этого для интерпретации был принят кампан-маастрихтский (75 ± 9 млн. лет) возраст пород.

В изученном разрезе для палеомагнитных исследований было отобрано 195 штучков, ориентированных магнитным компасом. Штучки отбирались в 20 локальных обнажениях с различными залеганиями пород; мощность опробованного стратиграфического интервала в разных обнажениях составляла от нескольких метров до нескольких десятков метров. В каждом обнажении с одного стратиграфического уровня отбирался один штучок, а точки отбора распределялись приблизительно равномерно по всему опробуемому интервалу. Опробовались преимущественно красные, зеленые и серые туфоалевролиты.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ОПРОБОВАНИЕ И ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Один образец кубической формы с ребром 2 см из каждого штучка был подвергнут ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 610°C в самодельной печи с двухслойным пермалловым экраном с остаточным полем около 10 нТ в палеомагнитной лаборатории ГИН РАН. Намагниченность измерялась на спин-магнитометре JR-4 с уровнем шума 0.05 мА/м, помещенном в кольца Гельмгольца, что уменьшило влияние магнитного поля Земли в несколько десятков раз. Результаты прогревов были представлены в виде ортогональных диаграмм [43]. Для определения направлений компонент намагниченности использовались линейные участки траектории, включающие не менее трех измерений [29] и круги перемагничивания. Анизотропия магнитной восприимчивости измерялась при помощи каппа-моста KLY-3 в палеомагнитной лаборатории Университета Киото в Японии.

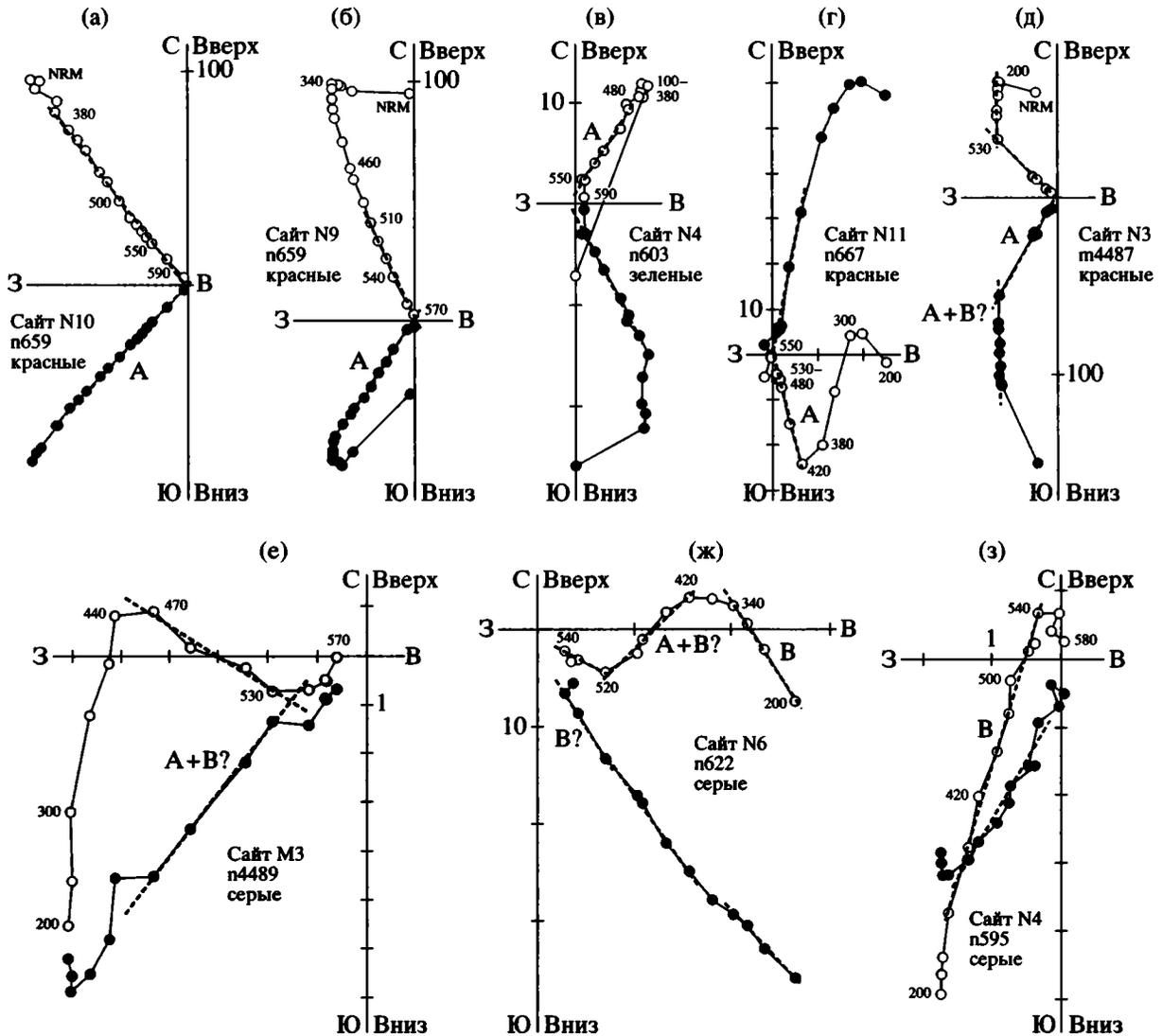


Рис. 4. Примеры диаграмм Зийдервельда для вулканогенно-осадочных пород.

Все диаграммы даны в древней системе координат. Залитыми (незалитыми) символами обозначены проекции на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Выделенные компоненты показаны пунктирными линиями. Температуры в градусах Цельсия. Величина намагниченности в мА/м.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Интенсивность естественной остаточной намагниченности в образцах туфогенных пород чайкинской толщи варьирует от 100 до менее чем 1 мА/м. Красные и бурые разности пород намагничены сильнее, чем зеленые и серые, но в тех и в других интенсивность намагниченности сильно меняется от образца к образцу. Кривые размагничивания изученных пород также чрезвычайно разнообразны. В некоторых образцах серых и зеленовато-серых алевролитов и тонкозернистых песчаников после нагрева до 200°C не удается выделить никакого устойчивого направления намагниченности, другие образцы полностью размаг-

ничиваются при температурах 300–350°C. Есть образцы, в которых выделяется только одна компонента обратной полярности (рис. 4, а), а во многих других изогнутые или линейные сегменты на низких и средних температурах свидетельствуют о присутствии другой компоненты, с более низкими блокирующими температурами (см. рис. 4, в–д). Есть и такие образцы, в которых можно выделить три линейных сегмента (см. рис. 4, е, ж), причем первый и третий сегменты соответствуют компонентам сходного направления. Наконец, в нескольких образцах естественная остаточная намагниченность представлена единственной компонентой, проходящей несколько мимо начала координат (см. рис. 4, з).

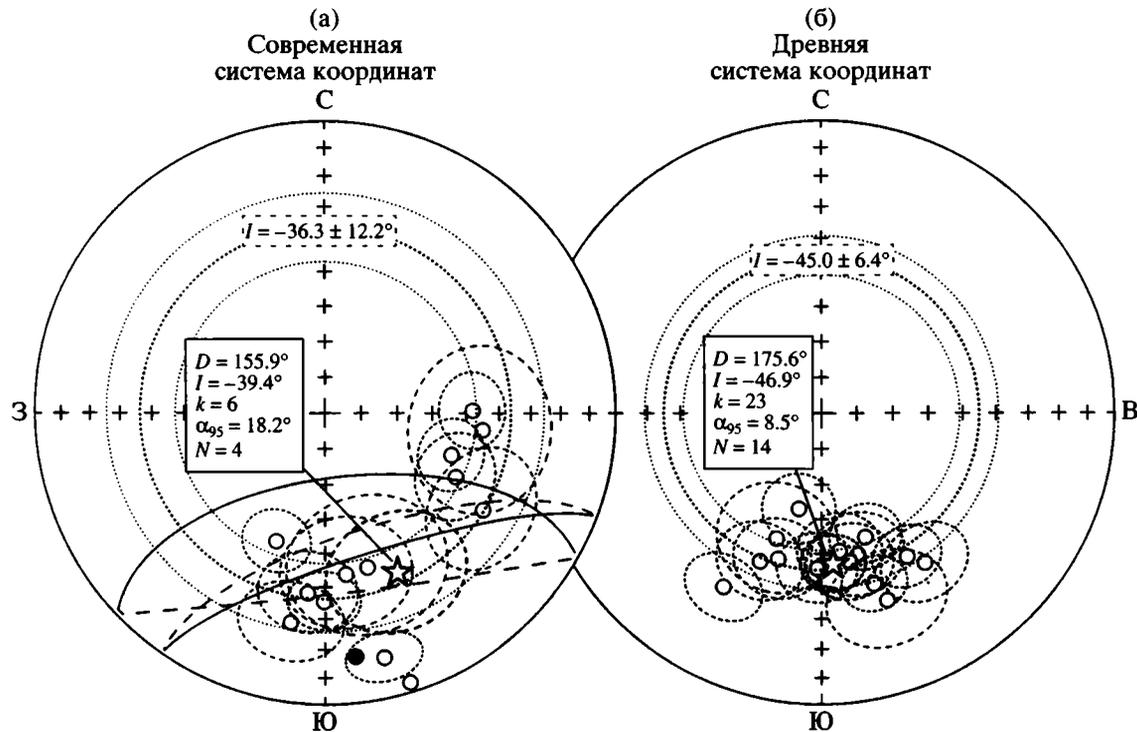


Рис. 5. Стереогаммы средних направлений компоненты А по обнажениям (кружки) с кругами доверия (тонкие пунктирные линии) в современной (а) и древней (б) системах координат.

Общее среднее показано звездочкой, круг доверия – толстой пунктирной линией. Толстой и тонкой точечными линиями показано среднее наклонение, полученное при помощи статистики наклонений и его доверительный интервал. Залитые (незалитые) кружки и сплошные (пунктирные) линии спроектированы на верхнюю (нижнюю) полусферу.

По-видимому, кроме нестабильной намагниченности, удаляемой при температурах 100–200°C, естественная остаточная намагниченность состоит из двух компонент, А и В. Как правило, компонента А имеет более высокие блокирующие температуры, чем компонента В. Компонента В, однако, имеет очень широкий спектр блокирующих температур, что видно на зигзагообразных (см. рис. 4, е, ж) или загнутых на конце (см. рис. 4, з) кривых размагничивания. Все образцы полностью размагнитились при температурах 560–600°C, так что скорее всего основным носителем намагниченности в породах является магнетит.

Наилучшая сходимость компоненты В наблюдается в современной системе координат, так что компонента В является послескладчатой. Компонента В во всех образцах в современной системе координат имеет нормальную полярность, ее среднее направление в этой системе координат ($D = 263.5^\circ$, $I = 73.4^\circ$, $\alpha_{95} = 8.2^\circ$) заметно отличается от современного направления поля. Можно предположить, что компонента В образовалась во время неогеновых деформаций чайкинской свиты.

Компонента А выделяется по достаточно длинным прямолинейным участкам на кривых размаг-

ничивания только в части образцов, во многих других можно выделить лишь круги перемагничивания. Поэтому для вычисления средних направлений намагниченности по обнажениям использовался комбинированный анализ кругов перемагничивания и непосредственно выделенных компонент А [31]. В обнажениях М2 и N6 рассеяние данных столь велико, что определять средние направления по обнажениям бессмысленно. Еще в трех обнажениях (М4, М5 и М9) направление намагниченности определяется с $\alpha_{95} > 20^\circ$, а в обнажении М6 среднее направление определено всего по трем кругам перемагничивания.

Все эти обнажения исключены из дальнейшего рассмотрения, а оставшиеся 14 средних направлений лучше группируются в древней системе координат (рис. 5, табл. 1), наилучшая сходимость данных наблюдается при 100% распрямления деформаций. Средние направления по обнажениям в древней системе координат образуют распределение вдоль дуги малого круга с центром в полюсе проекции (см. рис. 5). Наблюдаемые различия в склонениях вызваны, скорее всего, нецилиндричностью складок, что весьма вероятно в сильно деформированных породах чайкинской толщи. Тест складки по наклонениям [32] для средних по

Таблица 1. Палеомагнитные данные по кампан-маастрихтским породам

Обнажения	N	A/d, °	Современная система координат				Древняя система координат			
			D°	I°	K	α_{95}°	D°	I°	K	α_{95}°
M1	9/3/4	31/69	96.2	-44.8	10	21.8	160.6	-32.4	19	15.1
M3	7/5/1	52/21	200.9	-51.0	56	9.2	209.4	-31.7	47	10.0
M7	9/6/2	складка	164.8	-44.3	8	21.0	165.2	-48.3	22	12.4
M8	12/4/4	49/56	116.1	-48.8	25	11.7	181.6	-45.5	31	10.5
N1	9/2/3	складка	172.9	17.0	3	54.9	145.5	-37.5	52	11.5
N2	8/2/4	49/58	89.0	-48.1	57	10.0	193.2	-62.3	57	10.0
N3	8/6/2	складка	162.5	-3.7	2	52.0	160.4	-52.6	35	9.6
N4	12/5/6	234/31	189.4	-28.0	14	12.9	169.1	-46.6	18	11.4
N5	13/9/4	246/37	180.4	-35.5	22	9.1	149.3	-42.0	22	9.1
N7	7/2/3	80/66	121.7	-36.7	30	16.2	199.6	-52.1	30	16.2
N8	10/4/4	181/24	166.4	-14.9	47	8.6	162.8	-38.4	49	8.4
N9	13/5/3	48/46	108.4	-52.4	36	9.7	172.5	-50.4	27	11.2
N10	10/4/2	121/20	185.6	-37.9	32	112.6	202.5	-44.0	37	11.6
N11	10/5/3	102/23	172.7	-46.5	12	17.0	196.5	-46.5	24	11.9
Среднее (по обнажениям)	20/14		155.9	-39.4	6	18.2	175.6	-46.9	23	8.5
Среднее (по наклонениям)	20/14			-36.3		12.2		<u>-45.0</u>		<u>6.4</u>

Примечание. Номера обнажений, как в тексте; N – количество образцов изученных/выделенных характеристических компонент намагниченности/кругов перемагничивания; A/d – азимут/угол падения; D – склонение; I – наклонение; K – кучность; α_{95}° – радиус 95% круга доверия. Среднее по наклонениям вычислялось при помощи статистики для наклонений [32]. Подчеркнутый результат использовался для интерпретации.

обнажениям положителен, среднее наклонение для всей коллекции – $45.0 \pm 6.4^{\circ}$.

В большинстве образцов, где выделяется компонента А, она имеет обратную полярность в древней системе координат. Только в трех обнажениях (M6, M7 и N11) в верхней части разрезов выделена компонента А нормальной полярности. Векторы прямой и обратной полярности распределены на сфере антипараллельно, но статистически строгий тест обращения провести не удается из-за малого числа образцов, где выделяется компонента А нормальной полярности.

Анизотропия магнитной восприимчивости изучалась на 39 образцах, причем величина $K_{\max}/K_{\min} - 1$ изменялась от 0.7 до 10.2%, среднее значение 5.2%. Для дальнейшего анализа было отобрано 24 образца, в которых компонента А выделяется уверенно и составляет не менее 50% величины естественной остаточной намагниченности (см., например, рис. 4, а). Среднее наклонение по этой выборке, -45.2° , практически совпадает со средним наклонением по всей коллекции -45.0° . Средняя магнитная восприимчивость составляет 900×10^{-6} единиц СИ. В современной системе координат главные оси анизотропии рассе-

яны, в древней системе координат оси K_{\max} и K_{\min} практически равномерно распределены около экватора стереограммы, а оси K_{\min} более или менее ортогональны к плоскостям залегания (рис. 6, а). Эти результаты свидетельствуют, что первичная седиментационная текстура пород чайкинской толщи сохранилась, несмотря на сильные деформации.

Во многих работах было показано, что для глубоководных осадков изучение анизотропии магнитной восприимчивости позволяет оценить величину возможного занижения наклонения и даже найти несмещенную оценку наклонения, I_H [22]. В нашем случае коэффициент корреляции между $\tan I$ и анизотропией магнитной восприимчивости ($R = -0.25$) намного меньше, чем критическое значение коэффициента корреляции для 95% уровня доверия ($R_{кр} = \pm 0.41$) (см. рис. 6, в). Можно считать, что в изученных породах сколь-нибудь существенное занижение наклонения отсутствует.

Из всего вышесказанного следует, что биполярная компонента А, выделенная в породах кампан-маастрихтской чайкинской толщи, является доскладчатой и, вероятно, первичной. Значительное количество сайтов и наличие намагниченнос-

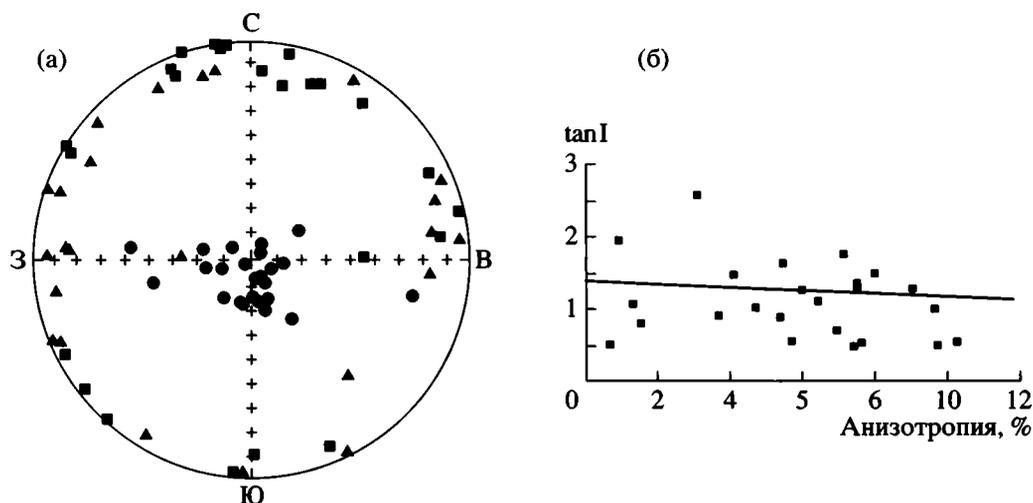


Рис. 6. а – направления главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости K_{\max} (квадратики), K_{int} (треугольники), K_{\min} (кружки) в древней системе координат для 24 образцов из чайкинской толщи; все символы спроектированы на нижнюю полусферу; б – график зависимости $\tan I$ от анизотропии $(K_{\max}/K_{\min} - 1) \times 100$ для тех же образцов; 1 – наклонение ChRM. Толстой сплошной линией обозначена линейная регрессия этих двух параметров.

ти обеих полярностей говорит в пользу того, что вековые вариации должны осредняться достаточно хорошо. Изученные породы – это тонкозернистые подводные отложения с выраженной слоистостью, которые могли накапливаться только на горизонтальной поверхности. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости говорят об отсутствии занижения наклона в этих породах. Таким образом, среднее значение наклона компоненты А по всей коллекции, вероятно, является несмещенной оценкой древнего поля.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ВЕРХНЕМЕЛОВЫМ ОСТРОВОДУЖНЫМ КОМПЛЕКСАМ ХОККАЙДО-САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В состав зоны Токоро на Хоккайдо и Озерской зоны Южного Сахалина включены разобщенные блоки кампан-маастрихтских-раннепалеогеновых островодужных комплексов. В зоне Токоро по верхнекампанской-нижнемаастрихтской островодужной свите юшенко (Yosenkio) было получено палеомагнитное определение [23]. Среднее наклонение $43 \pm 14^\circ$, полученное по породам этой свиты, соответствует палеошироте $25.0 \pm 11.0^\circ$ С. Полученное по породам чайкинской толщи Озерской зоны среднее наклонение $45.0 \pm 6.4^\circ$ соответствует палеошироте $26.6 \pm 5.2^\circ$ с.ш. (табл. 2). Таким образом, островодужные комплексы пояса Токоро на Хоккайдо и чайкинская толща Озерской зоны образовались приблизительно одновременно (в кампане-маастрихте) и на статистически неразличимых широтах. Это, так же как и геологические данные, позволяет предположить,

что свита юшенко зоны Токоро на Хоккайдо и чайкинская толща Озерской зоны на Сахалине сформировались в пределах единой кампан-маастрихтской островной дуги, которая далее будет называться дугой Токоро.

Кампан-маастрихтские – эоценовые островодужные комплексы хорошо изучены в поясе Немуро на Хоккайдо и его северо-восточном продолжении – о-ве Шикотан (см. рис. 1). Палеомагнитные данные по сантонским дайкам на полуострове Немуро показывают, что 88–84 млн. лет назад дуга Немуро располагалась на широте $34.5 \pm 5.9^\circ$ с.ш. [21] (см. табл. 2). Согласно полученным по маастрихтским островодужным комплексам о-ва Шикотан палеомагнитным данным, 74–65 млн. лет назад Немуро располагалась на широте $36.5 \pm 4.0^\circ$ с.ш. [14] (см. табл. 2). Приведенные результаты показывают, что в позднем мелу дуга Немуро располагалась на $12 \pm 7^\circ$ севернее дуги Токоро; хотя в некоторых работах по геологии Хоккайдо пояса Токоро и Немуро рассматриваются как две параллельные зоны одной палеодуги [например, 23], вероятно, это все же были две различные структуры. Очевидно также, что в позднем мелу дуги Токоро и Немуро располагались далеко от окраины Евразии (см. табл. 2) и должны были испытать значительный северный дрейф, чтобы занять свое нынешнее положение.

КИНЕМАТИКА ДУГИ ТОКОРО

Для того чтобы реконструировать кинематику изученного блока чайкинской толщи (назовем его Чайкинским террейном) и дуги Токоро в целом, необходимо знать: кинематические параметры основных континентальных и океанических

Таблица 2. Палеомагнитные данные по палеодугам Токоро, Немуро, АВД и Кроноцкой

N	Возраст пород, млн. лет	Координаты объектов		Наблюдаемые направления			Lat ^o _{exp}	Lat ^o _{obs}	ΔLat ^o	Ссылки
		Lat ^o с.ш.	Lon ^o в.д.	D ^o	I ^o	α ₉₅ ^o				
Палеодуга Токоро										
A	K ₂ ^{km-m} (75 ± 9)	46.8	143.0	–	45	6.4	52–56	26.6 ± 5.2	25–30	1
B	K ₂ ^{km-m} (75 ± 5)	43.2	143.8	136	43	14.0	49–53	25.0 ± 11.0	25–30	2
Палеодуга Немуро										
C	K ₂ ^{km} (81 ± 2)	43.5	146.5	334	56	3.2	49–53	36.5 ± 4.0	13–17	3
D	K ₂ st (84 ± 2)	43.0	145.0	348	54	5.9	52–58	34.5 ± 5.9	17–22	4
Кроноцкая палеодуга										
E	K ₂ ^{km-m} (73 ± 7)	54.5	162.0	283	63	6.4	66–68	44.8 ± 8.0	23	5
F	P ₂ ¹ (54.5 ± 1.5)	54.5	162.0	279	58	3.2	62	38.6 ± 3.5	23	5
G	P ₂ ³ (40 ± 2)	54.5	162.0	296	63	5.6	59	45.1 ± 7.0	14	5
L	P _{1d} (63 ± 2)	56.2	162.3	–	57	3.8	65	38.1 ± 4.1	27	6
M	P ₂ ² (44.5 ± 1.5)	56.2	162.3	20	65	4.9	59	47.0 ± 6.4	12	6
Ачайваам-Валагинская палеодуга										
N	K ₂ ^{km} (81 ± 2)	59.3	162.1	285	67	4.1	70–72	48.5 ± 8.4	20–22	7
O	K ₂ ^{km-m} (81 ± 2)	56.5	162.0	340	68	3.7	68–70	48.7 ± 5.0	19–21	8
P	K ₂ ^{km-m} (75 ± 8)	59.0	164.4	332	63	4.5	69–73	44.5 ± 5.6	25–29	9
Q	K ₂ ^{km-m} (75 ± 8)	59.8	164.9	299	61	6	70–74	42.1 ± 7.1	29–32	10
R	K ₂ ^{km-m} (75 ± 8)	61.4	171.5	80	66	8	72–75	49.0 ± 10.9	23–26	11
S	K ₂ ^{km-m} (75 ± 8)	60.9	171.5	88	65	5	72–75	47.0 ± 6.5	25–28	11
T	K ₂ ^{km-m} (75 ± 8)	60.9	171.7	97	68	5	72–75	51.1 ± 7.0	21–24	11

Примечание. N – районный опробования обозначены, как на рис. 8. Палеомагнитные данные приведены в древней системе координат: D – склонение; I – наклонение; k – кучность; α₉₅^o – радиус 95% круга доверия. Lat^o_{exp}, Lat^o_{obs} – ожидаемая и наблюдаемая палеошироты; ΔLat^o – разница между ожидаемой и наблюдаемой палеоширотами. Ссылки: 1 – данная работа; 2 – о-в Хоккайдо, зона Токоро [23]; 3 – о-в Шикотан [14]; 4 – о-в Хоккайдо, зона Немуро [21]; 5 – Камчатка, Кроноцкий п-ов [6]; 6 – Камчатка, п-ов Камчатский Мыс [37]; 7 – Камчатка, Срединный хребет [5]; 8 – Камчатка, хребет Кумроч [6]; 9 – о-в Карагинский [4]; 10 – Ильпинский п-ов [3]; 11 – Олюторская зона Корякского Нагорья [2].

плит для позднего мела и кайнозоя; широты, на которых образовалась палеодуга; время ее вулканической активности и возраст коллизии палеодуги с окраиной континента. В данной работе использовались кинематические параметры основных плит в системе координат горячих точек из [19]. Широты, на которых образовалась палеодуга, известны по палеомагнитным данным. Остальная необходимая информация получена из анализа геологических данных.

В настоящее время Восточный Сахалин принадлежит к Охотской плите, которая медленно смещается к югу [39]. Самостоятельное движение этой плиты началось сравнительно недавно, и ее

смещение относительно Евразии пренебрежимо мало по сравнению с доверительными интервалами данных, используемых при кинематическом анализе.

Рифт Татарского пролива между Сахалином и Евразией (см. рис. 1) является ветвью рифтовой системы Японского моря. В принципе раскрытие Татарского пролива могло привести к небольшому смещению Сахалина на восток и его повороту на несколько градусов против часовой стрелки. Однако вопрос этот далеко не однозначный, так как раскрытие Татарского пролива в значительной мере могло быть скомпенсировано за счет неогенового складко- и надвигообразования, силь-

но проявленного на Сахалине. С другой стороны, хотя позднекайнозойские правосторонние сдвиги хорошо известны на Сахалине [9], представление о том, что смещение по этим сдвигам могло достигать нескольких сотен километров [20], вряд ли можно считать достаточно обоснованным. Из-за многочисленных противоречий в представлениях о неогеновых перемещениях и деформациях Сахалина в данной работе было решено пренебречь неогеновыми перемещениями Сахалина относительно Евразии. Кинематическое моделирование проводилось в предположении, что после коллизии дуги Токоро с окраиной континента Чайкинский террейн (современное положение 46.8° с.ш., 143.0° в.д.) был неподвижен относительно Евразии.

В северной части Тонино-Анивского полуострова олигоценовые туфо-кремнисто-терригенные образования неоавтохтона с размывом перекрывают породы Озерской зоны. Базальный горизонт олигоценовой толщи представлен грубообломочными седиментационными брекчиями и гравитационными микститами. Обломочный материал представлен как диоритами и гранодиоритами, прорывающими чайкинскую толщу, так и позднемеловыми метаморфитами, размывавшимися в центральной части Южного Сахалина. Поскольку олигоценовые породы перекрывают все доэоценовые структуры юго-восточного Сахалина и включают в себя как продукты размыва Чайкинского террейна, так и комплексов, сформировавшихся на окраине Азии, можно утверждать, что к началу олигоцена Чайкинский террейн уже входил в состав Сахалина. Таким образом, Чайкинский террейн должен был прибыть к Сахалину не позднее чем 35–30 млн. лет назад.

Спрединовый центр между плитами Кула и Пацифика прекратил свое существование примерно 43 млн. лет назад, и с этого времени Чайкинский террейн мог двигаться только с плитой Пацифика. До 43 млн. лет Чайкинский террейн в принципе мог двигаться как с плитой Пацифика, так и с плитой Кула. Хотя положение трансформной границы между этими двумя плитами определено не очень уверенно, известно, что с кампана до середины эоцена эта граница постепенно смещалась к востоку [19] и в маастрихте–палеоцене проходила к востоку от Сахалина. Кроме того, при изучении перемещений Кронцкой палеодуги, входящей сейчас в состав Камчатки, выяснилось, что начиная с палеоцена широтная составляющая скорости движения этой палеодуги совпадает с широтной составляющей движения плиты Пацифика и резко отличается от соответствующей характеристики для плиты Кула. Из того, что Кронцкая палеодуга двигалась с плитой Пацифика однозначно следует, что по крайней мере с палеоцена трансформ Кула–Пацифика проходил к востоку от Камчатки [6], из чего, в

свою очередь, следует, что северный дрейф Чайкинского террейна и дуги Токоро в целом должен был происходить в составе плиты Пацифика.

После 43 млн. лет плита Пацифика двигалась субперпендикулярно к окраине Евразии [19], что исключает возможность вдольберегового смещения террейнов. До 43 млн. лет сближение плит Пацифика и Евразия происходило под углом, и тангенциальная составляющая этого движения была достаточной для некоторого вдольберегового смещения [15]. Однако мы рассчитали, что для Чайкинского террейна широтная составляющая вдольберегового смещения с кампана–маастрихта до 43 млн. лет не превышает $4\text{--}6^\circ$, тогда как разница между ожидаемой и наблюдаемой палеоширотами составляет около 30° . Таким образом, в перемещении Чайкинского террейна на север вдольбереговое смещение могло играть лишь незначительную роль и можно достаточно уверенно утверждать, что большую часть своего пути на север террейн проделал в составе плиты Пацифика.

Уже говорилось, что вулканизм в дуге Токоро продолжался с кампана–маастрихта по крайней мере по палеоцен, а, возможно, захватывал и начало эоцена (возраст гранитоидов, прорывающих чайкинскую толщу). Северный дрейф дуги Токоро должен был происходить в составе плиты Пацифика, а причленение Чайкинского террейна к Сахалину должно было произойти не позднее начала олигоцена (35–30 млн. лет назад). Однако неизвестно, когда начался северный дрейф террейна. Поскольку вопрос о полярности субдукции под дугу Токоро остается открытым, возможны два сценария перемещения палеодуги на север. Если субдукция под дугу Токоро была направлена в сторону океана, как предполагалось [41], то в период своей активности в кампана–маастрихте палеодуга располагалась на лидирующем краю плиты Пацифика, а после отмирания субдукции продолжала двигаться в составе той же плиты уже в пассивном состоянии. В этом случае движение с плитой Пацифика продолжалось с кампана–маастрихта до коллизии палеодуги с окраиной континента. Если же направление субдукции было противоположным, и под дугу Токоро в период ее активности погружалась океаническая плита, то перемещение палеодуги на север стало возможным только после отмирания субдукции, когда дуга Токоро в пассивном состоянии стала двигаться с плитой Пацифика на север до коллизии с окраиной континента. После отмирания субдукции под дугу Токоро сближение плит Пацифика и Евразия в этом регионе происходило, вероятно, в зоне субдукции Сихотэ-Алиньского вулканического пояса.

Траектории движения Чайкинского террейна с плитой Пацифика были рассчитаны для времени прибытия к окраине континента, варьирующе-

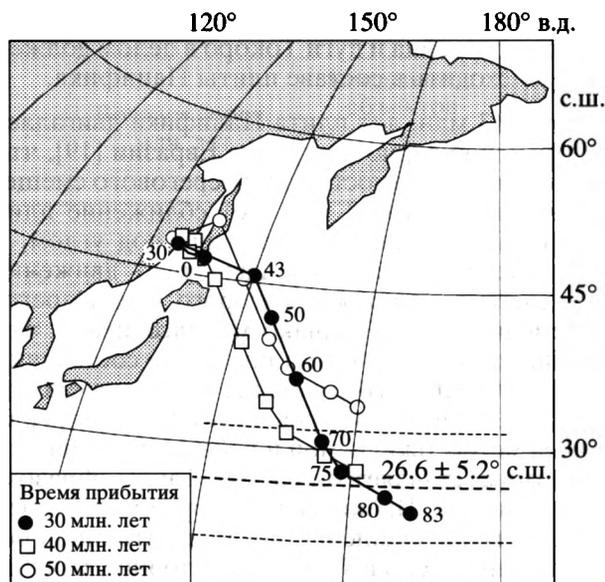


Рис. 7. Траектории движения Чайкинского террейна с плитой Пацифика для времени прибытия к окраине Азии от 30 до 50 млн. лет.

Траектории получены с использованием кинематических параметров из [19], моделирование проводилось в системе координат горячих точек. Евразия показана в современном положении. Траектория, лучше всего соответствующая наблюдаемой палеошироте, показана толстой линией.

го от 30 до 50 млн. лет (рис. 7). Для того, чтобы Чайкинский террейн мог прибыть к Сахалину не позднее начала олигоцена, его движение на север должно было начаться не позднее второй половины кампана. Поскольку дуга Токоро была активна в кампане–маастрихте, палеоцеене и, может быть, начале эоцена, представляется наиболее вероятным, что дуга Токоро двигалась на лидирующем краю плиты Пацифика, и субдукция под нее была направлена в сторону океана. После отмирания зоны субдукции палеодуга в пассивном состоянии продолжала двигаться с той же плитой. Поскольку с палеомагнитными данными лучше всего согласуется траектория движения Чайкинского террейна для времени прибытия около 30 млн. лет (см. рис. 7), можно предположить, что террейн приключился к Сахалину в начале олигоцена.

КОНФИГУРАЦИЯ КАМПАН-МААСТРИХТСКОЙ И ПАЛЕОГЕНОВОЙ КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЫ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКЕ

Компиляция имеющихся палеомагнитных данных по кампан-маастрихтским и палеогеновым островодужным комплексам северо-западной части обрамления Тихого океана, от о-ва Хоккайдо

до Корякского нагорья, позволяет наметить в первом приближении положение древней конвергентной границы в этом регионе (рис. 8).

Как уже было показано, в кампане–маастрихте дуга Токоро располагалась примерно на 25–26° с.ш., 165° в.д. (см. рис. 8, а). Вероятно, палеодуга располагалась на лидирующем краю плиты Пацифика и субдукция была направлена в сторону океана (см. рис. 8а, б). После отмирания субдукции дуга должна была двигаться с той же плитой в пассивном состоянии до коллизии с окраиной континента (см. рис. 8, в).

Фрагменты кампан-маастрихт-раннеэоценовой палеодуги Немуро известны в поясе Немуро на о-ве Хоккайдо и на северном продолжении этого пояса, о-ве Шикотан. На о-ве Немуро последовательность лавовых потоков и вулканогенно-осадочных пород островодужного происхождения (группа Немуро) накапливалась с сантона по крайней мере до раннего эоцена включительно [36]. Вероятно, в течение этого интервала времени продолжалась субдукция под дугу Немуро. В сантоне дуга Немуро располагалась на широте $34.5 \pm 5.9^\circ$ с.ш. [21], а в маастрихте на широте $36.5 \pm 4.0^\circ$ с.ш. [14] (см. табл. 2). Таким образом, по крайней мере в позднем мелу палеодуга Немуро не смещалась на север и, следовательно, не двигалась ни с одной из известных океанических плит. В то же время разница между наблюдаемыми и ожидаемыми палеоширотами (см. табл. 2) говорит о том, что палеодуга располагалась далеко от окраины Евразии.

Кажется логичным предположить, что дуга Немуро отделялась от окраины континента большим задуговым бассейном, а субдукция под нее шла со стороны океана. Вероятно, такая картина сохранялась в течение всего периода активности дуги Немуро (см. рис. 8, а, б), и только когда субдукция под нее отмерла в конце раннего эоцена (т.е. около 50 млн. лет назад), палеодуга в пассивном состоянии стала двигаться в составе плиты Пацифика (см. рис. 8, в) и приключилась к окраине континента примерно 15 млн. лет назад. Миоценовое время прибытия дуги к окраине континента хорошо согласуется с возрастом коллизионных деформаций на Хоккайдо [27, 16].

В зоне Восточных Полуостровов Камчатки были изучены кампан-маастрихтские–среднеэоценовые комплексы Кроноцкой островной дуги [6]. Было установлено, что Кроноцкая палеодуга заложилась в кампане на широте около 45° (см. табл. 2) и до начала палеоцена медленно смещалась к югу вместе с континентальной плитой (см. рис. 8, а). В начале–середине палеоцена полярность субдукции под Кроноцкую палеодугу поменялась и до бартона она двигалась на лидирующем краю плиты Пацифика (см. рис. 8, б, в). После того, как в бартоне прекратилась субдук-

ция под Кроноцкую палеодугу, она продолжала двигаться в составе плиты Пацифика, но уже в пассивном состоянии. Коллизия палеодуги с окраиной континента произошла в позднем миоцене-плиоцене.

В зоне Срединного и Восточных хребтов Камчатки, в Олюторской зоне Корьякского Нагорья и на о-ве Карагинский широко распространены позднемиеловые островодужные комплексы, которые рассматриваются как фрагменты некогда единой Ачайваям-Валагинской палеодуги. Синтез палеомагнитных данных по этим комплексам [5] показал, что Ачайваям-Валагинская палеодуга заложилась в кампане на 20–25° южнее окраины континента (см. табл. 2, рис. 8, а) и до начала палеоцена в активном состоянии двигалась на лидирующем краю одной из океанических плит – Кула или Пацифика. Время коллизии палеодуги с окраиной континента могло варьировать от 65 до 45 млн. лет назад.

В результате анализа кинематики всех островодужных террейнов, по которым есть палеомагнитные данные, стало возможно наметить положение системы островных дуг, в позднем мелу и палеогене существовавших на северо-западе Тихого океана (см. рис. 8). Различалась как кинематика разных сегментов этой системы, так и полярность субдукции под островные дуги, ее составлявшие. Конфигурация конвергентной границы в кампане–маастрихте мало напоминала сегодняшнюю картину. По видимому, больше всего она была похожа на современную Полинезию, где существует множество микроплит и зон субдукции различной полярности.

В начале позднего мела вдоль восточной окраины Азии проходила конвергентная граница Андийского типа (Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский вулканические пояса) [12]. Надсубдукционный вулканизм в западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса прекратился к концу сантона – кампану [12]. Согласно вышеприведенным данным, в кампане–маастрихте на северо-западе Тихого океана уже существовала сложная система островных дуг, конвергентная граница полинезийского типа. Таким образом, на рубеже сантона и кампана радикальным образом сменился характер конвергентной границы и надсубдукционных структур. В палеогене постепенно отмирали зоны субдукции, связанные с различными интраокеаническими островными дугами, и формировалась конвергентная граница иной конфигурации. К позднему миоцену–плиоцену конвергентная граница приобрела вид, близкий к современному. Можно констатировать, что на северо-западе Тихого океана конвергентные границы разных типов последовательно сменяли одна другую, однако в задачи данной работы не входит рассмотрение причин, которые могли вызвать подобную эволюцию конвергентной границы.

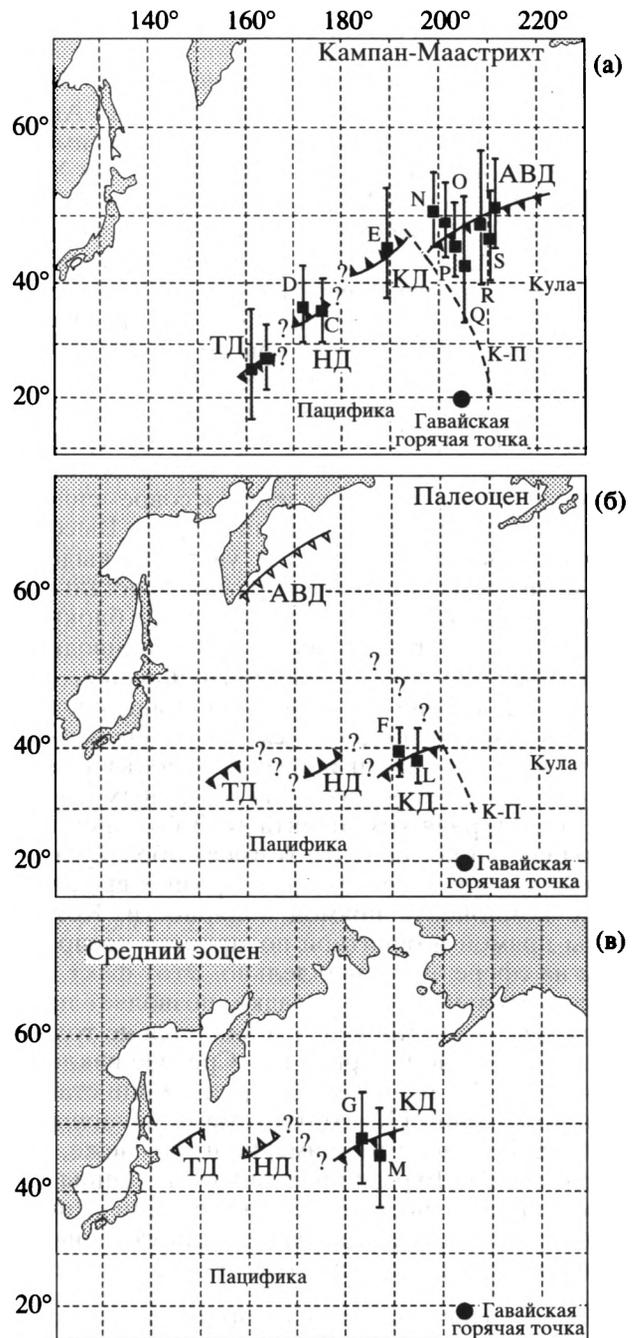


Рис. 8. Приблизительная реконструкция положения конвергентной границы на северо-западе Тихого океана в кампане–маастрихте (а), в палеоцене (б) и в начале эоцена (в).

Палеомагнитные определения показаны залитыми квадратиками, достоверные интервалы для палеоширот – вертикальными отрезками. Каждое палеомагнитное определение обозначено той же буквой, что и соответствующий район опробования (см. табл. 2). Названия палеодуг: ТД – Токоро, НД – Немуро, КД – Кроноцкая, АВД – Ачайваям-Валагинская. К-П – трансформная граница между плитами Кула и Пацифика. Залитыми и незалитыми зубчатыми линиями обозначены активные и отмершие островные дуги, соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические исследования на Южном Сахалине показали, что северная часть Тонино-Анивского полуострова (Озерская зона) по многим параметрам коррелирует с поясом Токоро на Хоккайдо, а не с зоной Хидака, как предполагалось ранее [19, 29]. В южной части Озерской зоны было проведено палеомагнитное опробование кампан-маастрихтских туфоалевролитов и туфопесчаников островодужной чайкинской толщи. В результате ступенчатого температурного размагничивания было выделено две компоненты естественной остаточной намагниченности. Компонента В выделялась, как правило, на низких и средних температурах. Это компонента нормальной полярности близка по направлению к современному полю и имеет послескладчатый возраст. Высокотемпературная компонента А уверенно выделяется менее чем в половине образцов, в остальных образцах сильное перекрытие спектров блокирующих температур компонент А и В приводит к возникновению кругов перемагничивания. Для вычисления средних направлений намагниченности по сайтам использовался комбинированный анализ [31]: для части образцов использовались круги перемагничивания, а для остальных – высокотемпературная компонента А. В большей части коллекции компонента А имеет обратную полярность, лишь в нескольких образцах выделена та же компонента прямой полярности. Компоненты прямой и обратной полярности распределены на сфере антипараллельно. Этот факт, как и положительный тест складки, позволяет предположить, что компонента А является не только доскладчатой, но и первичной. Среднее наклонение $45.0 \pm 6.4^\circ$, вычисленное при помощи статистики наклонений [32] соответствует палеошироте $26.6 \pm 5.2^\circ$ с.ш., что примерно на 30° ниже, чем ожидаемая для Евразии палеоширота. Данные по анизотропии магнитной восприимчивости не предполагают сколь-нибудь существенного занижения наклонения в изученных породах.

Палеомагнитные данные по островодужной чайкинской толще Озерской зоны Сахалина и островодужной свите юшенко зоны Токоро на Хоккайдо подтверждают гипотезу о том, что эти комплексы сформировались в единой островной дуге Токоро, которая в кампане–маастрихте располагалась примерно на 30° южнее окраины Евразии. Чайкинский террейн и дуга Токоро в целом от времени заложения до причленения к окраине континента не позднее 35–30 млн. лет назад должны были сместиться к северу более чем на 3000 км. Кинематический анализ имеющихся данных позволяет заключить, что свой путь на север палеодуга Токоро проделала в составе плиты Пацифика. Вероятнее всего, в кампане–маастрихте–палеоцене (начале эоцена?) палеодуга двигалась

на лидирующем краю плиты Пацифика и сопряженная зона субдукции была направлена в сторону океана. После отмирания этой зоны субдукции палеодуга в пассивном состоянии продолжала двигаться с той же плитой до причленения к окраине континента, которое произошло, вероятно, 35–30 млн. лет назад.

Компиляция палеомагнитных данных по кампан-маастрихт-палеогеновым островодужным комплексам, входящим в северо-западное обрамление Тихого океана (от о-ва Хоккайдо до Олюторской зоны Корякского нагорья) позволяет в первом приближении восстановить конфигурацию поздне меловой–палеогеновой конвергентной границы на северо-западе Тихого океана. По-видимому, в кампане–маастрихте здесь существовала сложная система островных дуг, значительно удаленных от окраины континента. Отдельные сегменты этой системы развивались по разному, но в целом кампан-маастрихтская конвергентная граница “полинезийского” типа в палеогене постепенно упрощалась. Картина, близкая к современной, сформировалась к концу миоцена. Авторы выражают благодарность Ж.-П. Конье, Р. Энкину, А.В. Ландеру и С.В. Шипунову за любезно предоставленное программное обеспечение, а Н.Я. Дворовой – за помощь в лабораторных исследованиях. Мы признательны М.Н. Шапиро и В.Э. Павлову за ценные замечания, которые помогли нам на завершающей стадии работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 97-05-64124 и 97-05-64646) и Японского общества развития науки (проект S-99061).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000 (второе издание). Листы L-54-X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII (Южный Сахалин). *Жаров А.Э., Гальверсен В.Г.* Объянительная записка / Ред. Ротман В.К. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000.
2. *Коваленко Д.В.* Анализ палеомагнитных и геологических данных по Олюторской зоне и о-ву Карагинский: тектоническая интерпретация результатов // *Геотектоника*. 1992. № 5. С. 78–96.
3. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ова Ильпинский (южная часть Корякского нагорья) // *Изв. АН. Сер. Физика Земли*. 1993. № 5. С. 72–80.
4. *Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л.* О конвергенции литосферных плит в районе Карагинской аккреционной призмы (по палеомагнитным данным) // Докл. АН. В печати.
5. *Левашова Н.М., Шапиро М.Н.* Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Среднего хребта Камчатки // *Тихоокеанская геология*. 1999. № 2. С. 65–75.

6. *Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л.* Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
7. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии // Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
8. *Рихтер А.В.* Структура и тектоническая эволюция Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 92 с.
9. *Рождественский В.С.* Роль надвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–111.
10. *Рождественский В.С.* Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 76–88.
11. *Серова М.Я., Жаров А.Э., Гальверсен В.Г., Фотьянова Л.И.* Тунайчинская свита Южного Сахалина (фораминиферы, флора, возраст, корреляция) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. В печати.
12. *Филатова Н.И.* Периферические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
13. *Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии: Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–254.
14. *Vazhenov M.L., Burtman V.S.* Upper Cretaceous paleomagnetic data from Shikotan Island, Kuril Arc: implications for plate kinematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 122. P. 19–28.
15. *Beck M.E., Jr.* Case for northward transport of Baja and coastal southern California: paleomagnetic data, analysis, and alternatives // Geology. 1991. V. 19. P. 506–509.
16. *Celaya M., McCabe R.* Kinematic model for the opening of the Sea of Japan and the bending of the Japanese islands // Geology. 1987. V. 15. P. 53–57.
17. *Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenbridge G.R., Erjavac J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T.* Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. P. 222–235.
18. *Dobretsov N.L., Watanabe T., Natal'in B.A., Miyashita S.* Comparison of ophiolites and blueschists of Sakhalin and Hokkaido // Ofioliti. 1994. V. 19. P. 157–176.
19. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1985. V. 206. P. 1–59.
20. *Fournier M., Jolivet L., Huchon P., Sergeev K.F., Ostorbin L.S.* Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 2701–2725.
21. *Fujiwara Y., Ontake T.* Paleomagnetism of Late Cretaceous alkaline rocks in the Nemuro Peninsula, Hokkaido // J. Geomag. Geoelectr. 1974. V. 26. P. 549–558.
22. *Hodych J.P., Bijaksana S., Patzold R.* Using magnetic anisotropy to correct for inclination shallowing in some magnetite-bearing deep-sea urbidites and limestones // Tectonophysics. 1999. V. 307. P. 191–205.
23. *Kanamatsu T., Nanayama F., Iwata K., Fujiwara Yo.* Pre-Tertiary systems on the western side of the Abashiri Tectonic Line in the Shiranuka area, eastern Hokkaido, Japan: implications to the tectonic relationship Between Nemuro and Tokoro belt // Jour. Geol. Soc. Japan. 1992. V. 12. P. 1113–1128 (на японском).
24. *Kiminami K.* Cretaceous tectonics of Hokkaido and the environs of the Okhotsk Sea // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. № 31. P. 403–418 (на японском).
25. *Kiminami K., Kontani Y., Niida K., Kito N.* Tectonic division and stratigraphy of the Mesozoic rocks of Hokkaido, Japan // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 1–15.
26. *Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakibara M.* Cretaceous-paleocene arc-trench systems in Hokkaido // 29-th IGC Field Trip Guide Book. Geol. Surv. Japan. 1992. 43 p.
27. *Kimura G., Miyashita S., Miyasaka S.* Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin // Eds. M. Hashimoto, and S. Uyeda // Accretion tectonics in the Circum-Pacific region. Terrapub. Tokyo. 1983. P. 69–88.
28. *Kimura G., Rozhdestvensky V.S., Okamura K., Melnikov O., Okamura M.* Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in an accretionary complex: example from south Sakhalin // Tectonophysics. 1992. V. 202. P. 361–374.
29. *Kirschvink J.L.* The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
30. *Maruyama Sh., Isozaki Yo., Kimura G., Terabayashi M.* Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arcs. 1997. V. 6. P. 121–142.
31. *McFadden P.L., McElhinny M.W.* The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 161–172.
32. *McFadden P.L., Reid A.B.* Analysis of paleomagnetic inclination data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. V. 69. P. 307–319.
33. *Nagata M., Kito N., Niida K.* The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous volcanic arc // Monograph Assoc. Geol. Collab. 1986. V. 31. P. 63–79.
34. *Nanayama F.* Three petroprovinces identified in the Nakanogawa Group, Hidaka Belt, central Hokkaido, Japan, and their geotectonic significance // Mem. Geol. Soc. Japan. 1992. V. 38. P. 27–42.
35. *Niida K., Kito N.* Cretaceous arc-trench systems in Hokkaido // Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan. 1986. V. 31. P. 379–402.
36. *Okada H., Yamada M., Matsuoka H., Murota T., Isobe T.* Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Upper Cretaceous and lower Paleocene Nemuro Group, eastern Hokkaido, Japan // Jour. Geol. Soc. Japan. 1987. V. 93. P. 329–348.
37. *Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V.* Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the absolute motion of an ancient subduction zone // Tectonophysics. 1997. V. 273. P. 219–239.
38. *Pessagno E.A., Jr.* Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Se-

- quence // *Micropaleontology. Spec. Publ.* 1976. V. 2. P. 1–96.
39. Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M., Imaev V.S., Cook D.B. Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, northeast Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 607–610.
40. Sakakibara M., Niida K., Toda H., Kito N., Kimura G., Tajika J., Katoh T., Yoshida A. Nature and tectonic history of the Tokoro belt // *Monograph. Assoc. Geol. Col. lab. Japan.* 1986. V. 31. P. 173–187.
41. Tajika J. Stratigraphy and structure of the Upper Cretaceous Yubetsu Group, Tokoro belt, eastern Hokkaido – an application of trench accretion model // *Jour. Geol. Soc. Japan.* 1988. V. 94. P. 817–836 (на японском).
42. Taketani Y. Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido // *Sci. Reports Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.)* 1982. V. 52. P. 1–76.
43. Zijderveld J.D.A. AC demagnetization of rocks: analysis of results // Eds. Collinson D.W., Creer, K.M. // *Methods in Paleomagnetism.* Elsevier. Amsterdam. 1967. P. 254–286.
44. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate-tectonic Synthesis // *Amer. Geophys. Union. Geodynamics Series.* Washington: D.C., 1990. V. 21. 242 p.

Рецензенты: А.Н. Диденко, Н.А. Богданов

Paleomagnetism of Late Cretaceous Island-arc Complexes of Southern Sakhalin and Configuration of the Convergent Boundary in the Northwest Pacific

M. L. Bazhenov¹, A. E. Zharov², N. M. Levashova¹, K. Kodama³,
N. Yu. Bragin¹, P. I. Fedorov¹, L. G. Bragina¹, and S. M. Lyapunov¹

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

²*Sakhalin Geological Expedition, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

³*Kochi University, Japan*

Abstract—The Hokkaido-Sakhalin folded region stretches along the eastern margin of Asia for almost 1500 km. Works in southern Sakhalin made it possible to discriminate within the Tonino-Anivskii zone the Ozerskaya zone that is distinctly allochthonous relative to the former and represents a northern continuation of the Tokoro zone in Hokkaido. The Ozerskaya zone comprises isolated blocks of island-arc volcanogenic-sedimentary rocks. In one of such blocks, Campanian-Maastrichtian rock of the Chaika Sequence were sampled in 20 exposures (sites). In most samples, the stepwise thermal demagnetization revealed a characteristic remanent magnetization (ChRM) or remagnetization circles that were used for calculation of ChRM average directions in every site. The fold test is positive, ChRM directions of the normal and reversed polarities are antiparallel, which allows an assumption that this component is not only of the pre-folding origin, but a primary one as well. The study of anisotropy of magnetic susceptibility revealed no noticeable inclination shallowing in rocks of the Chaika Sequence. Average inclination in sites determined for all selection is $45.0^\circ \pm 6.4^\circ$, which corresponds to paleolatitude of $26.6^\circ \pm 5.2^\circ$ N. Similar paleolatitude was previously reported for coeval island-arc complexes of the Tokoro zone. Based on paleomagnetic and geological data, it is established that in the Late Cretaceous–early Paleogene, the Tokoro arc was located on the frontal margin of the moving Pacific plate. After dying off the seaward oriented subduction zone, the paleoarc continued its passive motion together with the same plate to be accreted to the Eurasian margin at the beginning of the Oligocene. The analysis of paleomagnetic data on Late Cretaceous–early Paleogene island-arc complexes of Hokkaido, Sakhalin, and Olyutorskii-Kamchatka region enabled reconstruction of an intricate system of island arcs that existed in the Late Cretaceous in the western Pacific far from the continental margin.

УДК 551.242.31(571.6)

ТЕРРИГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

© 2002 г. Г. Е. Бондаренко, Н. П. Чамов, О. Л. Морозов, И. Е. Пральникова

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

Поступила в редакцию 07.07.99 г.

На юге полуострова Тайгонос распространены образования палеоаккреционной призмы, которые сформировались в пределах мезозойской конвергентной границы Пацифики и Азии. Среди них распространены турбидиты и осадочный аккреционный меланж. Осадочный меланж и полимиктовые турбидиты обязаны своим происхождением двум различным источникам материала: меланократовому (вулканытис энсиматической островной дуги, офиолиты) и континентальному (магматы среднего и кислого составов, гранитоиды, метаморфические породы). Для терригенных образований устанавливается многостадийность геодинамических условий их формирования. На ранних этапах преобладают структурные парагенезы гравитационного генезиса, а на поздних – парагенезы латерального сжатия. На всех этапах структурообразования фиксируются сдвиговые парагенезы. Структурные особенности свидетельствуют о формировании терригенных осадочных комплексов во фронтальной части преддугового региона. Перечисленные признаки позволяют сопоставить терригенные образования Южного Тайгоноса с аккреционными терригенными меланжами Францисканского пояса.

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Реконструкция геодинамической эволюции древних зон перехода “океан–континент” является актуальной задачей геотектоники. В современных аккреционных сооружениях непосредственному наблюдению доступны лишь самые верхние структурные уровни осадочной призмы. Лишь в последние годы материалы глубоководного бурения позволили получить некоторое представление о процессах, происходящих на более низких структурных уровнях аккреционных призм, где породы подвержены тектоническим преобразованиям. Поэтому большой интерес представляет изучение древних глубоко эродированных аккреционных сооружений в складчатых поясах. Подобные исследования позволяют глубже проникнуть в суть тектонических процессов формирования аккреционной структуры, благодаря тому, что наблюдению доступны различные ее уровни.

Существенную роль в строении аккреционных структур играют терригенные комплексы гравитационного генезиса – турбидиты и осадочные аккреционные меланжи. Эти комплексы формировались в тот период развития осадочных бассейнов, когда наряду с процессами седиментации активно проявлялись тектонические деформации. Поэтому комплексное литологическое и структурное изучение таких образований может дать обширную информацию о палеотектонических обстановках их образования.

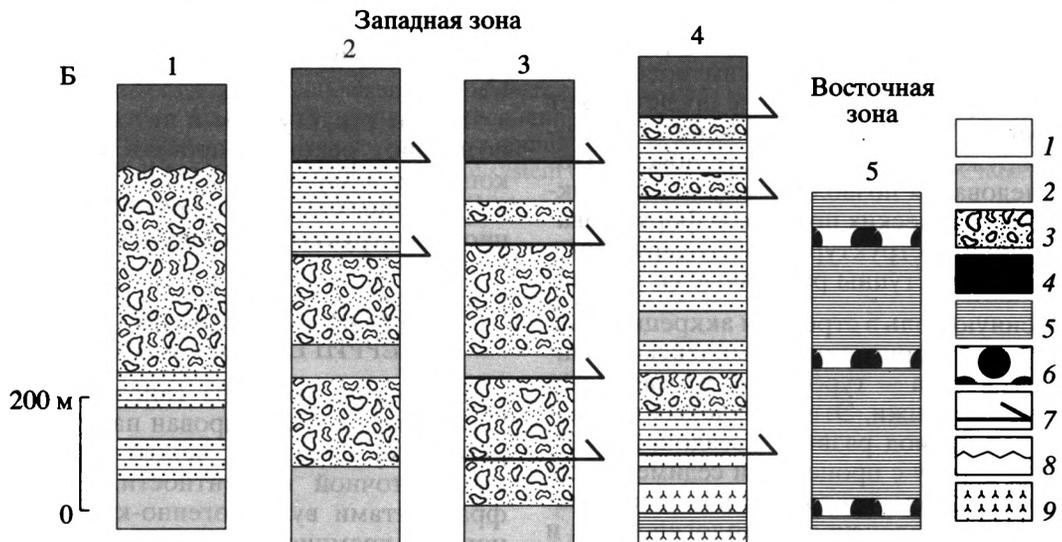
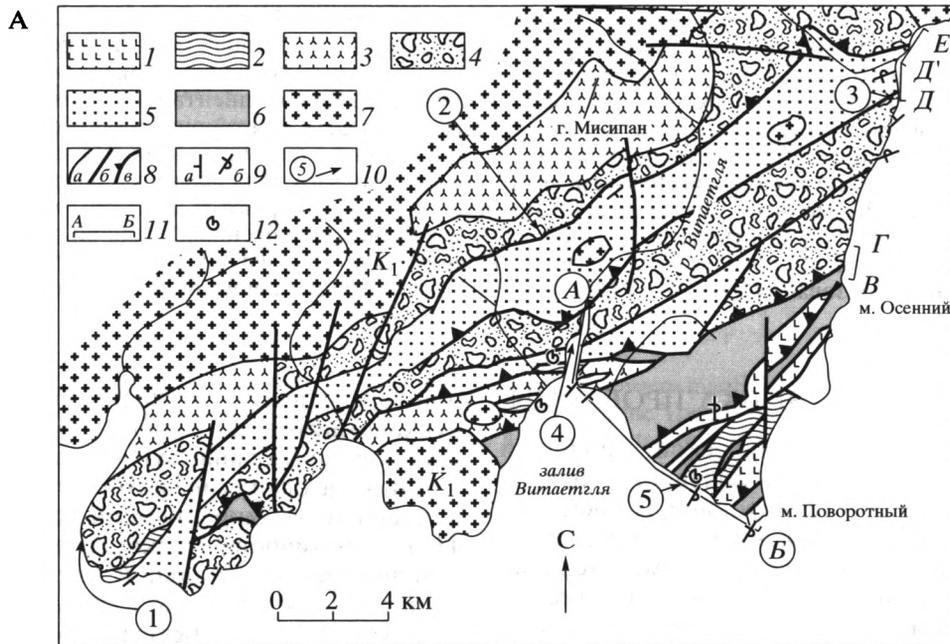
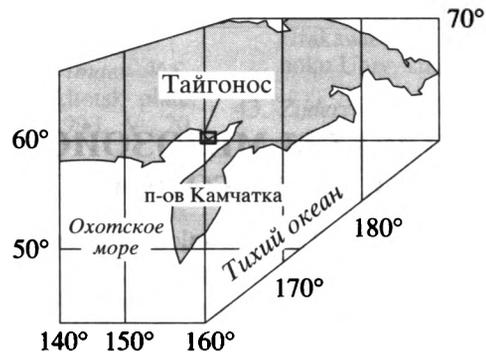
На юге полуострова Тайгонос развиты дислоцированные тектонические чешуи юго-восточ-

ной вергентности, сложенные полимиктовыми и вулканомиктовыми турбидитами, осадочным аккреционным меланжем и вулканогенно-кремнистыми образованиями, которые рассматриваются как фрагмент аккреционной призмы [2, 4, 5, 7, 8, 11, 13]. Формирование аккреционной призмы происходило во фронтальной части юрско-неокемской Удско-Мургалской вулканической островной дуги [5, 7, 9]. Собственно островодужные образования расположены севернее и отделены от палеоаккреционной структуры Южного Тайгоноса поясом раннемеловых гранитоидных интрузий [5, 7].

Новые структурные и литологические данные позволяют реконструировать условия осадконакопления и характер тектонических деформаций на различных стадиях формирования палеоаккреционной структуры юга полуострова Тайгонос.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

На юге полуострова Тайгонос в районе мыса Поворотного закартирован пакет дислоцированных тектонических чешуй преимущественно юго-восточной вергентности. Чешуи сложены фрагментами вулканогенно-кремнистых, вулканогенно-кремнисто-терригенных и вулканогенно-терригенных толщ поздне триасово-раннемелового возраста океанической и надсубдукционной природы, серпентинитовыми меланжами, вулканомиктовыми и полимиктовыми турбидитами, а также микститами ([2, 4, 8, 10], рис. 1).



Терригенные комплексы приурочены к двум структурным зонам: Западной (лагерной) и Восточной (мыса Поворотного). Эти зоны имеют северо-восточное простирание и различаются по

составу и возрасту слагающих их тектонических пластин (рис. 1). В современной структуре зоны разделены пластиной Главного серпентинитового меланжа.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта (А) юго-западной части п-ва Тайгонос (составлена авторами с использованием данных Г.Е. Некрасова) и схематические литолого-стратиграфические колонки терригенных образований (Б). На врезке показано местонахождение района работ.

А. 1–2 – образования Восточной зоны: 1 – триасово-юрско-раннемеловые вулканогенно-кремнистые породы, преимущественно океанического генезиса; 2 – средне-позднеюрские полимиктовые турбидиты; 3–5 – образования Западной зоны: 3 – крупные олистолиты и олистоплаки бонинитосодержащих вулканогенно-осадочных пород островодужного генезиса триасово-юрского возраста; 4 – тектоно-гравитационные микститы (осадочный аккреционный меланж), “дикий флиш”, диамиктиты и вулканомиктовые турбидиты позднеюрско-раннемелового возраста; 5 – горизонты полимиктовых турбидитов; 6 – серпентинитовый меланж; 7 – интрузии гранодиоритов и габброидиоритов; 8 – а) стратиграфические и интрузивные контакты; разрывные нарушения: б) субвертикальные сдвиги, в) сдвиго-надвиги; 9 – залегающие породы: а – нормальное, б – опрокинутое; 10–11 – положение: 10 – литолого-стратиграфических колонок, 11 – структурных профилей; 12 – находки фауны.

Б. Литолого-стратиграфические колонки. 1 – мелкообломочные микститы, дикий флиш, диамиктиты; 2 – вулканомиктовые турбидиты; 3 – грубообломочные микститы; 4 – верхний вулканомиктовый флиш Западной зоны; 5 – полимиктовые турбидиты; 6 – подводно-оползневые горизонты в полимиктовых турбидитах; 7 – тектонический контакт; 8 – стратиграфическое несогласие; 9 – островодужные образования юрского возраста.

Западная зона в современной структуре представляет собой синформу северо-восточного простирания (рис. 1). Внутренняя структура синформы осложнена продольными и поперечными разломами. Крылья синформы образованы сериями дислоцированных тектонических чешуй (200–1500 м мощностью), которые сложены гравитационными хаотическими образованиями микститового облика с прослоями (50–200 м) ритмично слоистых турбидитов и диамиктитов, а также вулканомиктовыми и офиолитомиктовыми ритмично слоистыми турбидитами, диким флишем, диамиктитами. Эти терригенные образования были отнесены Г.Е. Некрасовым к стратифицированной мялекасынской толще [7]. В структурно нижней части выделяются чешуи (300–500 м мощностью), сложенные потоками базальтов, андезитов, андезидацитов, бонинитов островодужного генезиса [11] с подчиненным количеством кремнистых и карбонатно-кремнистых пород позднеюрского возраста. Островодужные образования содержат прослой и пачки (до 150–200 м) вулканомиктовых турбидитов, а также отдельные маломощные прослой полимиктовых субаркозовых турбидитов (10–20 м). Турбидиты, образующие прослой среди микститов и островодужных образований, датированы находками раковин *Buchia* и *Ipoceras* киммеридж-валанжинского возраста (находки М.В. Алексютина, ГИН РАН, определения В.П. Похиалайна, СВКНИИ РАН, Магадан), а также радиоляриями *Parvicingula* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Ristola lobga* (Jud) титон-готервиского возрастного интервала.

Микститы содержат олистолиты, олистоплаки размером до нескольких сотен метров в поперечнике, а также более мелкие обломки кремнисто-базальтовых, карбонатно-кремнисто-базальтовых пород, сходных с океаническими комплексами из чешуй к югу от Главного серпентинитового меланжа, а также дифференцированных вулканитов, сходных с островодужными образованиями из пластин к северу от Главного меланжа. Из кремней олистолитов выделены радиолярии по-

зднетриасового возраста: *Betraccium* sp., *Gorgansium* sp., *Triassocampe* sp., *Bistarchum* sp., *Canoptum* sp., *Orbiculiforma* (?) sp., *Plafkerium* sp., *Protopsium* sp., *Triactoma* sp., *Livarella* Kozur and Mostler, *Capnodoce* cf. *sarisa* De Wever, *Capnuchosphaera* aff. *triasica* De Wever., средней–поздней юры *Andromeda* sp., *Bagotum* sp., *Parahsuum* sp., *Tricolocapsa* sp., *Katroma* sp., *Mirifusus* sp. (определения выполнены В.С. Вишневецкой, ИЛС РАН и И.Е. Пральниковой, ГИН РАН). Кроме того, в обломочной части микститов, а также дикого флиша присутствуют амфиболиты, габброиды, ультрабазиты, в различной степени тектонизированные микститы, ритмичнослоистые полимиктовые песчаники и алевролиты, а также, в единичных случаях, плагиограниты. Среди туфо-терригенного матрикса микститов “in situ” присутствуют потоки базальтов.

В осевой части синформы структурно и стратиграфически выше микститов трансгрессивно залегают вулканомиктовый флиш готеривслобарремского возраста (тылакрыльская толща). Он включает грубообломочные горизонты, содержащие в различной степени окатанные обломки всех упомянутых подстилающих пород. Это позволяет предполагать наличие в основании разреза флиша стратиграфического несогласия. Однако, по данным Г.Е. Некрасова этот переход постепенный [7]. Верхняя возрастная граница тылакрыльской толщи уверенно может считаться доальбской. Это доказывается отсутствием в обломочной части толщи гранитоидов и габброидиоритов, прорывающих палеоаккреционную структуру и имеющих по результатам Ar-Ag изотопного датирования аптско-альбский возраст (П. Лэйер, Университет г. Фэрбэнкс, США, устное сообщение).

Восточная зона распространения полимиктовых терригенных турбидитов расположена южнее Главного меланжа (рис. 1). К западу от мыса Поворотный терригенные турбидиты в виде тектонической пластины мощностью более 700 м залегают среди кремнисто-базальтовых образований триасово-среднеюрского и позднеюрско-раннеме-

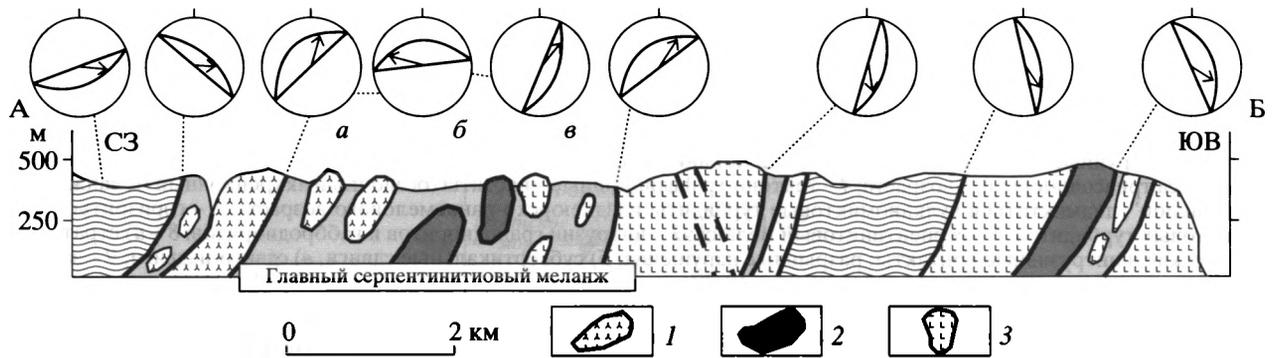


Рис. 2. Структурный профиль по линии АБ (местоположение профиля см. рис. 1).

1–3 – глыбы в серпентинитовом меланже: 1 – вулканогенно-терригенных пород “лагерного типа”, 2 – габбро и ультрарабазитов, 3 – вулканогенно-кремнистых пород “кингвеевского” типа. На стереограммах (сетка Вульфа, проекция на верхнюю полусферу) показана кинематика конкретных разломов (а, б, в – последовательность формирования тектонических борозд скольжения с различной кинематикой). Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

лового возраста, преимущественно океанического генезиса [7]. Помимо ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, в разрезе турбидитов отмечено три подводно-оползневых горизонта, содержащие валуны и гальку базальтов, габбро, полимиктовых песчаников. В матриксе кремнистых алевропелитов из верхней части турбидитового ритма в образцах 2418 С.Д. Соколова обнаружены радиолярии: *Parvisingula profunda* Pessagno & Whalen, *P. Blackhorsensis*, *Amphipyndax* cf. *Durisaeptum* Aita, *P. cf. Elegans* Pessagno & Whalen (J_2 - J_3), *Parvisingula* sp. cf. *P. Khabakovi* (Zhamoïda), *Triversus* sp., *Nsuum* sp. байосса-нижнего келлоева (определения В.С. Вишневецкой, ИЛС РАН и Н.Ю. Брагина, ГИН РАН).

СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ

Западная зона. Крылья синформы, образующей Западную зону, представлены интенсивно деформированным пакетом тектонических чешуй (рис. 2, 3). Ядро синформы деформировано в меньшей степени. На юго-востоке терригенные породы ограничены полосой Главного серпентинитового меланжа (рис. 1). По обе стороны от необнаженного контакта отмечены однообразное катаклазирование и рассланцевание. Сланцеватость под углами 50 – 70° погружается на северо-запад (рис. 3, профиль В–Г). Зафиксированы многочисленные борозды скольжения сдвига-взбросовой кинематики, присдвиговые дуплексы, напряженные складки с шарнирами, погружающимися на запад-юго-запад под углами 30 – 60° . Это свидетельствует, что контакт представляет собой зону сдвига-взброса, падающего на северо-запад.

Конседиментационные деформации отмечены в микститах и турбидитах крыльев синформы. Они связаны с гравитационным оползанием крупных глыб вулканогенных и вулканогенно-кремнистых пород. Оползание сопровождалось

формированием упорядоченной системы трещин отрыва с кварц-карбонатной минерализацией, которые затухают при переходе в алевро-аргиллитовый матрикс, либо вообще не проникают в него (рис. 4). Постепенное затухание минерализованных трещин в матриксе может свидетельствовать, что гравитационное перемещение глыб в ряде случаев продолжалось после их захоронения в осадках. По этим трещинам реконструируется восточное направление перемещения обломков (здесь и далее координаты современные), то есть почти поперек современной структуры Западной зоны. В верхних частях турбидитовых ритмов, близ контакта с подошвой отложений дебризных потоков, развиты трещины отрыва с кварцевой минерализацией, не проникающие в дебриты. Ориентировка трещин соответствует направлению транспорта вещества обломочных потоков с запада на восток (рис. 4з). Гравитационные процессы сопровождались образованием хаотических складок оползания в матриксе микститов.

Конседиментационный будинаж и ранние тектонические деформации компетентных слоев широко проявлен в микститах и приводит к образованию структур типа “broken formation” и “block-in-matrix”, которые свойственны терригенным меланжам палеоаккреционных структур [15]. Максимальное растяжение ориентировано вдоль раннего кливажа S_1 (рис. 4б). Для этого типа деформаций свойственна чечевицеобразная форма эллипсоида деформаций с максимальным сжатием перпендикулярно S_1 и равномерным удлинением, достигающем величины $1 : 3$ вдоль поверхностей S_1 в двух перпендикулярных сечениях (рис. 4в, 4е). Такая форма эллипсоида могла возникнуть в результате гравитационного режима деформаций и сбросообразования [3, 15]. Максимально деформированы осадочные включения (алевро-аргиллиты), степень деформации радио-

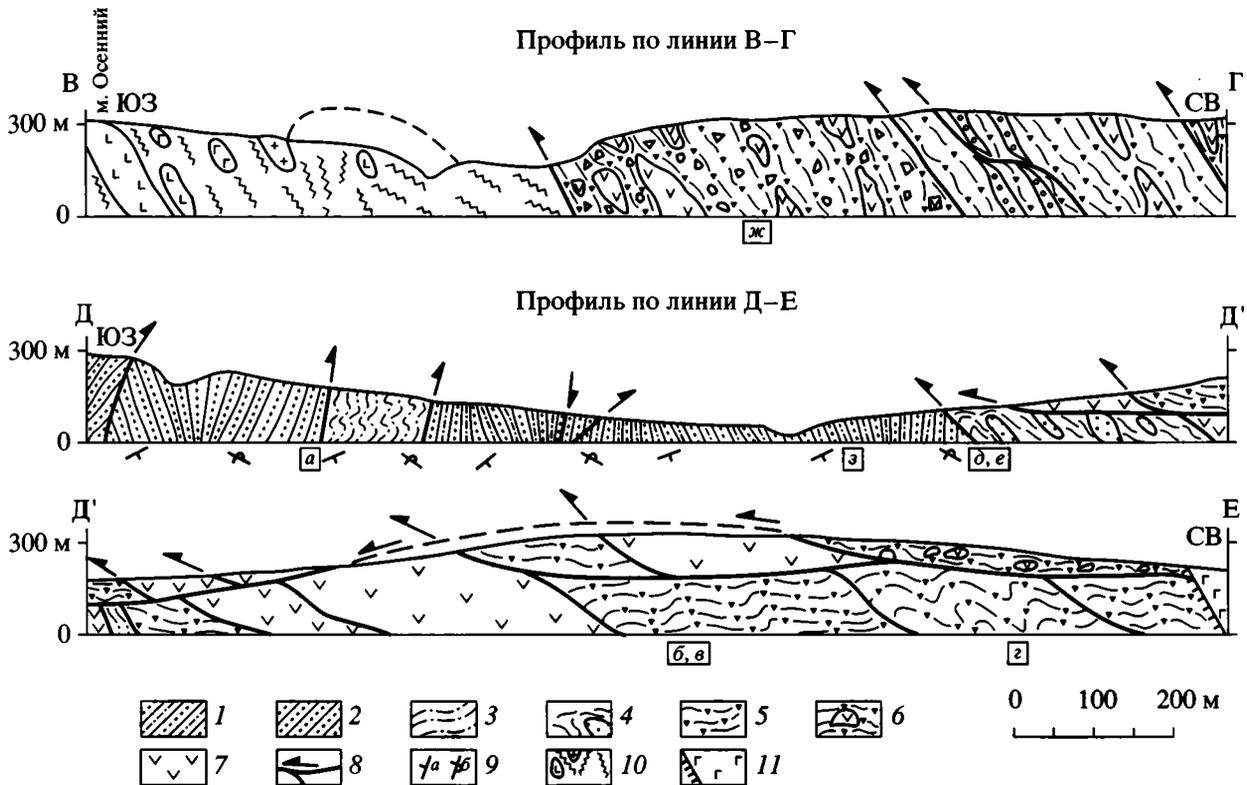


Рис. 3. Структурные профили по линиям В-Г и Д-Е (местоположение профилей см. рис. 1).

1-3 – раннемеловой терригенный флиш: 1 – алевролиты и песчаники, 2 – песчаники, 3 – алевролиты; 4 – автокластический апотерригенный тектонический меланж; 5 – позднеюрско-раннемеловые микститы; 6 – крупные глыбы в микститах; 7 – вулканогенно-карбонатно-кремнистые образования триасово-юрского возраста; 8 – разломы и их кинематика (в плоскости рисунка); 9 – залегание пород: нормальное (а), опрокинутое (б); 10 – главный серпентинитовый меланж с глыбами вулканогенно-кремнистых образований “кингивеевского типа” и плагиигранитов; 11 – интрузии нижнемеловых габбродиоритов. Пунктирной линией в левой части профиля В-Г показано предполагаемое ядро антиформы, в которую смята пластина серпентинитового меланжа.

лярий существенно ниже (1 : 1.5-1 : 2, рис. 4д), а обломки кварца, полевых шпатов практически не деформированы. Деформации в объеме изученного вещества микститов распределены дискретно. Их максимальные значения фиксируются в зонах мощностью от долей миллиметра до первых сантиметров, приуроченных к границам компетентных обломков и тонкого матрикса или к участкам максимальной концентрации кливажа. Анализ ориентировок осей максимального укорочения для эллипсоидов деформаций в ориентированных шлифах показал, что направление максимального сжатия этого этапа ориентировано в юго-западно-северо-восточном направлении. Максимальное растяжение было ориентировано практически перпендикулярно к современному простиранию Западной зоны.

Наиболее ранние из достоверно зафиксированных разрывных нарушений представлены сдвиго-взбросами и сдвиго-надвигами северо-восточного простирания, падающими преимущественно на юго-восток. На зеркалах скольжения

преобладает правосдвиговая компонента. Однако на сопряженных сколовых поверхностях фиксируются и левосдвиговые перемещения. Для зоны сдвига-надвига, изображенной на рис. 3 (восточная часть профиля Д-Е), характерны многочисленные макродуплексы, висячем крыле зафиксирован тектонический апотерригенный меланж. Со сдвиго-надвигами генетически связаны асимметричные опрокинутые на юго-восток складки различной амплитуды с шарнирами, погружающимися под углами 25-50°. В зонах, приуроченных к поверхностям сместителей ранних сдвиго-надвигов и сдвиго-взбросов, проявлены хрупко-пластичные деформации, выраженные в широком развитии милонитов со структурами течения вещества, а также катаклаза, брекчирования и в формировании оперяющих трещин отрыва, мелких складках волочения с кливажом, параллельным их осевым поверхностям (рис. 4г).

Анализ распределений векторов кинематики тектонических зеркал скольжения, ориентировки векторов сжатия и растяжения для систем сопря-

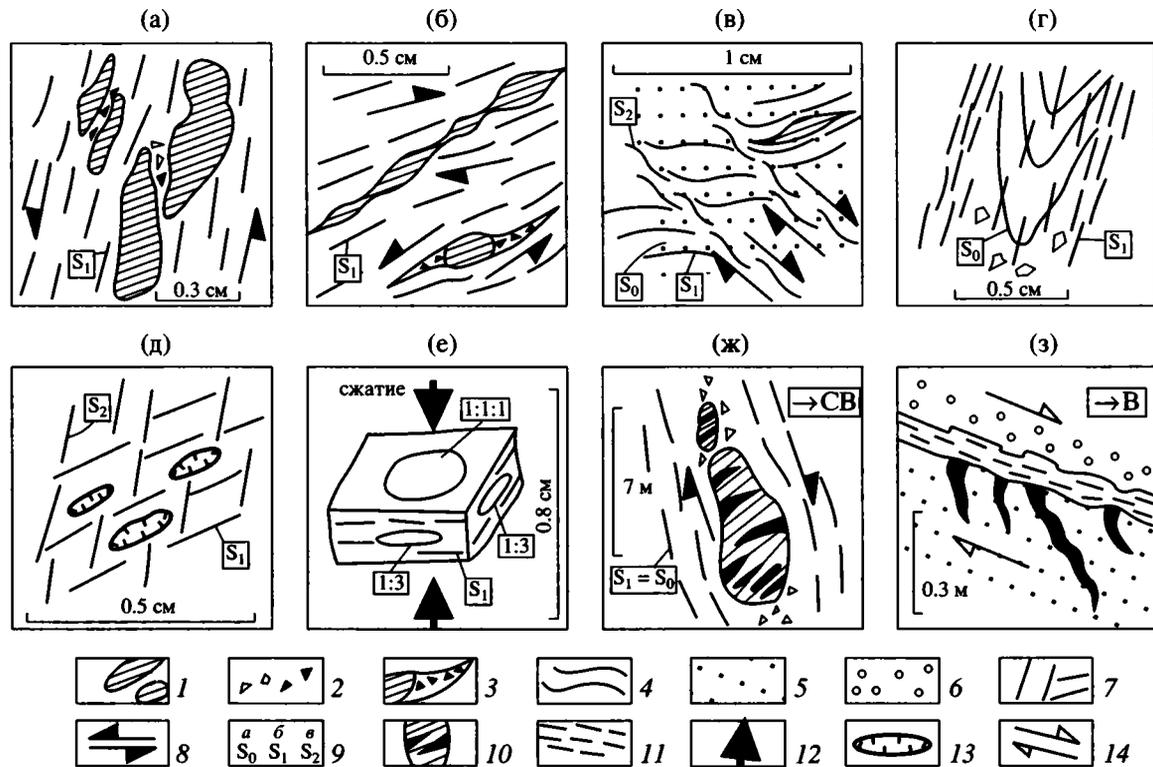


Рис. 4. Зарисовки обнажений (а, ж, з), шлифов (б, в, д, е) и штуфа (г) микститов и турбидитов юго-западной части полуострова Тайгонос.

Положение зарисовок см. рис. 3.

а – мелкомасштабные дуплексы сжатия вдоль раннего кливажа (S_1) в поле левого сдвига в микститах; б – будиная в результате растяжения вдоль поверхности кливажа S_1 в поле правого сдвига (вверху) и обломочные шлейфы, возникшие в результате субоаксиальной деформации в поле наложенного левого сдвига (внизу) в микститах; в – пример соотношения некоаксиальных деформаций раннего правого сдвига, сопровождавшегося плоским типом деформаций и образованием раннего кливажа S_1 и наложенного правого сдвига с новообразованным кливажом S_2 в микститах, S_0 – слоистость; г – ранние сжатые складки волочения в матрике микститов, кливаж S_1 параллелен осевой поверхности; д – плоская деформация радиоларий в обломке кремней в микститах, ранний (S_1) и наложенный (S_2) кливажи в обломке и матрике ориентированы идентично; е – пример плоской деформации гальки алевролитов в микститах; зарисовки обнажений: ж – трещины отрыва в глыбах вулканогенных пород в гигантоглыбовых микститах, возникшие в результате гравитационного оползания, трещины заполнены кварцем, одинаково ориентированы в разных глыбах и не прослеживаются в матрике микститов, кливаж S_1 совпадает со слоистостью S_0 ; з – трещины отрыва в кровле турбидитового ритма на его контакте с диамиктитами зернового потока.

1 – обломки и глыбы в микститах; 2 – тектонические и гравитационные обломочные шлейфы; 3 – тектонический обломочный шлейф, маркирующий направление смещения крыльев сдвига; 4 – деформированный кливаж; 5 – слоистость в матрике микститов (для рис. в) и слоистость в песчанике турбидитов (для рис. з); 6 – диамиктиты зернового потока; 7 – две системы кливажа в микститах; 8 – направление тектонического и гравитационного транспорта; 9 – слоистость; б) ранний кливаж, в) наложенный кливаж; 10 – глыбы вулканогенных пород с гравитационными трещинами отрыва; 11 – алевро-аргиллиты; 12 – ориентировка оси максимального сжатия; 13 – деформированные радиоларии; 14 – направление транспорта обломочного материала.

женных сколовых трещин показал, что направление максимального сжатия для этапа проявления ранних сдвиго-надвигов ориентировано в юго-западно-северо-восточном направлении (рис. 5). То есть отмечается сходство в ориентировке (коаксиальность) векторов сжатия с конседиментационными деформациями.

Поздние тектонические деформации. Более поздние разрывные нарушения выражены зонами катаклаза, брекчирования, сопровождаемыми минерализованными трещинами отрыва. Эти зоны ориентированы главным образом субмериди-

онально (рис. 5). Преобладающим типом смещений по ним являются левые сдвиги и сдвиго-взбросы. С ними генетически связаны открытые складки различных размеров с субвертикальными шарнирами и спорадически развитым наложенным кливажом S_2 , который параллелен осевым поверхностям этих складок. С разломами связаны деформации сжатия, выраженные в дуплекс-структурах различных масштабов [1]. Ориентировка осей максимального сжатия, сформировавшего дуплексы, может совпадать с ориенти-

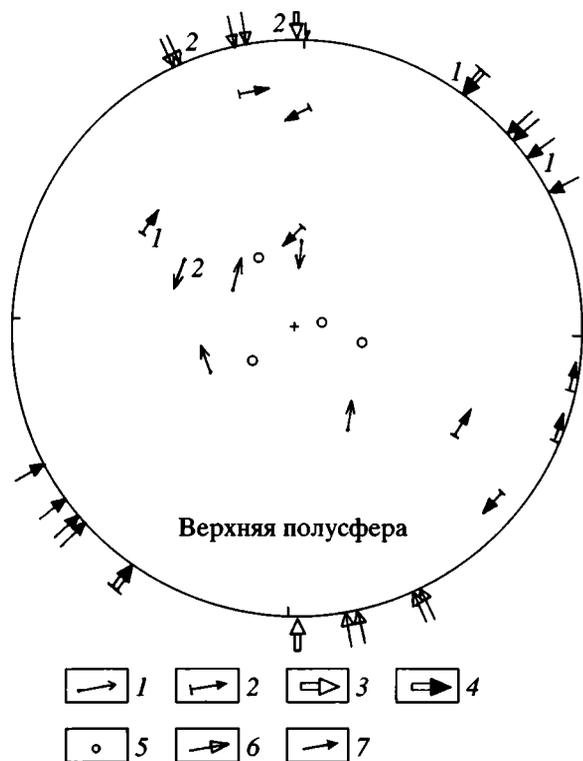


Рис. 5. Стереограмма для нормалей к бороздам тектонических зеркал скольжения и сопряженных сколовых трещин в микститах Западной зоны.

1–2 – векторы направления перемещений на зеркалах скольжения: 1 – поздних сдвиго-взбросов, 2 – ранних сдвиго-надвигов; 3–4 – ориентировка осей сжатия, реконструированных только по векторам перемещений на бороздах скольжения: 3 – поздних сдвиго-взбросов, 4 – ранних сдвиго-надвигов; 5 – положение шарниров присдвиговых складок; 6–7 – ориентировка осей сжатия, реконструированных для сопряженных систем сколовых трещин, генетически связанных с поздними сдвиго-взбросами (6) и ранними сдвиго-надвигами (7). Кружками показано положение шарниров присдвиговых складок.

ровкой раннего кливажа S_1 (рис. 4а), а может быть дискордантна по отношению к нему (рис. 4в).

Анализ ориентировки векторов кинематики тектонических борозд скольжения и систем сопряженных сколовых трещин показал, что максимальное сжатие для этого этапа ориентировано субмеридионально (рис. 5). По-видимому, с этим же этапом деформаций связана основная масса складчатых дислокаций, поскольку складки с простиранием осей запад-юго-запад (рис. 6а) могли сформироваться именно в таком поле тектонических напряжений.

Восточная зона. В районе мыса Поворотный флиш слагает крупную тектоническую пластину юго-восточной вергентности, имеющую в современной структуре тектонические ограничения (рис. 1, 6). Повсеместно по литологическим дан-

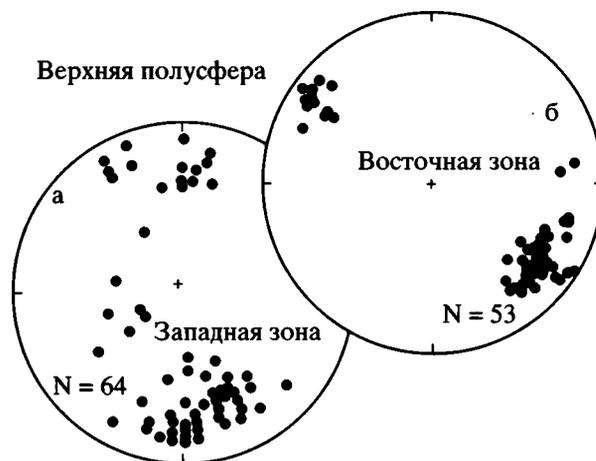


Рис. 6. Стереограммы для полюсов слоистости во флише Восточной (а) и Западной (б) зон. N – количество использованных замеров. В обоих случаях латеральное сжатие ориентировано в северо-восточных румбах, а оси складок имеют восток-северо-восточное простирание.

ным фиксируется опрокинутое залегание. Восточный контакт пластины с вулканогенно-кремнистыми образованиями представлен зоной дробления, катаклаза, милонитизации и сульфидизации, мощностью несколько десятков метров. По простиранию ее падение изменяется от крутого юго-восточного до северо-западного. На плоскостях сместителей доминирует сдвиго-взбросовый тип перемещений, что подтверждается наблюдениями за ориентировкой трещин отрыва, направлениями смещений пластов (рис. 2). Во флише отмечены многочисленные мелкие складки волочения с субвертикальными шарнирами. Западный контакт пластины имеет северо-западное падение и представлен зоной катаклаза и милонитизации мощностью 20–60 м. К ней приурочены мало-мощные протрузии серпентинитового меланжа. Длинные оси будин ориентированы субвертикально, а борозды скольжения соответствуют сдвиго-взбросу.

Внутри пластины флиша зафиксированы многочисленные субвертикальные зоны сдвигов и сдвиго-взбросов северо-восточного простирания, сопровождающиеся катаклазом и милонитизацией, мелкими складками волочения с круто ориентированными шарнирами. Большинство разломов приурочены к контактам грубых и тонких пачек во флише и ориентированы субсогласно со слоистостью.

Ранние деформации. Они представлены будинаж-структурами, ориентированными параллельно раннему кливажу (“broken formation”). Проникающий кливаж развит в тонких пачках и совпадает с ориентировкой осевых плоскостей приразломных складок. Обломки тонкотерригенных пород и ос-

татки радиоларий в алевролитах вблизи поверхностей сместителей деформированы. Соотношение короткой и длинной осей эллипсоида достигает 1 : 3. Оси максимального растяжения ориентированы приблизительно по падению раннего кливажа (азимут падения 110–130°, угол падения 50–60°). На удалении от поверхности сместителей сдвиг-взбросов степень деформации обломков близка к нулю. Крупные пликативные дислокации слоистости терригенного флиша в береговых обрывах не зафиксированы. Однако вариации залегания слоистости в менее обнаженной приводораздельной части позволяют допустить наличие крупных складок северо-восточного простирания. Статистическая обработка замеров слоистости на сетке Вульфа также не исключает присутствия складок такой ориентировки (рис. 6б).

Поздние деформации. Они представлены спорадически распространенным кливажом разлома, ориентировка которого отлична от ориентировки раннего кливажа. Характерны также макро- и микродуплексы сжатия, причем в ряде случаев ось максимального сжатия совпадала с ориентировкой раннего кливажа, что подтверждает формирование складчатых дислокаций в ходе раннего этапа деформаций. Соотношение коротких и длинных осей эллипсоидов, сформированных в ходе поздних деформаций, не превышает 1 : 1.5.

ЛИТОЛОГО-СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Западная зона. Песчаники из матрикса микститов обнаруживают резкое преобладание обломков пород над минеральными зернами и содержат примесь пирокластического материала. Обломки пород представлены базальтами, андезитами, габброидами, диабазами, силицитами, кремнями, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками. Характерно присутствие основного хлоритизированного стекла. Обломки минеральных зерен представлены главным образом плагиоклазами (лабрадорами) и, в меньшей степени, пироксенами и амфиболами, что свидетельствует о незначительных амплитудах переноса обломков.

Разрезы терригенных отложений зоны изучались на флангах и в центральной части Западной зоны.

Юго-западный фланг. В береговых обрывах восточной бухты Тайгонос нижняя часть разреза мощностью около 150 м сложена туфопесчаниками, туффитами, туфогравелитами, туфоконгломератами, а также песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, конглобрекчиями. В грубообломочных разностях содержатся глыбы (1–3 м) светлых слоистых кремней, а также разбужинированные прослои глинисто-кремнистых пород и карбонатов (рис. 1, колонка 1).

Выше по разрезу наблюдается чередование мощных (10–30 м) пластов грубообломочных отложений, в которых фиксируется избирательная группировка валунно-галечного материала. Иногда улавливается эрозионное налегание вышележащего пласта на подстилающие отложения. Обломки ориентированы длинными осями по напластованию и полностью изолированы друг от друга псаммитовым матриксом. Какой-либо закономерности в стратификации или слоистости не отмечается. Наблюдаемые признаки характерны для продуктов разгрузки высокоплотностных (пастообразных) подводно-гравитационных потоков. Дальний перенос материала для них не характерен, поэтому накопление наблюдаемых грубообломочных отложений, наиболее вероятно, происходило у основания палеосклона. В обломочном материале присутствуют красные кремни, известняки, пироксениты, габброиды, песчаники, алевро-аргиллиты, метаморфические сланцы. Матрикс содержит примесь пирокластического материала. Мощность микститового горизонта составляет 250–300 м.

Выше залегает пачка (150–200 м) туфо-терригенных пород с элементами турбидитовой градационной слоистости. В туфогенном матриксе заключены туфы основного состава, стекловатые скопления тефры, красные кремни, известняки. Механизм образования этой пачки сходен с процессами отложения подводно-гравитационных микститов, но в данном случае обломочный материал связан, главным образом, с вулканической деятельностью.

Центральная часть. В среднем и нижнем течении р. Витаеггля (рис. 1, колонка 2) в составе тектонических чешуй описаны фрагменты разреза (до 500–800 м мощности), сложенного гравелисто-песчаными породами с градационной сортировкой обломочного материала. Присутствуют горизонты более крупных обломков или овально-уплощенных галек осадочных пород, ориентированных длинными осями по напластованию. Отдельные прослои обнаруживают характерные текстуры Боума. Толщина пластов составляет 1–2 м. В обломочной части гравелисто-песчаных турбидных и зерновых потоков присутствуют базальты, известняки, слоистые кремни, красные яшмоиды, слоистые терригенные породы. Сохранившиеся генетические признаки указывают на формирование флишевых ритмитов за счет разгрузки обломочного материала из турбидных потоков средней плотности.

Северо-восточный фланг. В береговых обрывах Пенжинской губы к северо-востоку от мыса Поворотный фрагменты разреза описаны в серии тектонических чешуй (рис. 1, колонка 3):

1 – в структурно нижней части (1900–2200 м) в алевро-аргиллитовый матрикс, содержащий при-

мель тонкой пирокластики, погружены многочисленные преимущественно плохо окатанные и несортированные обломки и глыбы размером от долей миллиметра до многих десятков и сотен метров. Обломочный материал представлен плитчатыми кремнями, радиоляритами, силицитами, мраморизованными известняками, вулканитами средне-основного состава, терригенными породами. В нижних 200 м видимого разреза преобладают мелкообломочные разности. Выше по неровной, довольно резкой, границе залегают глыбовые разности микститов. Размеры отдельных глыб достигают нескольких сотен метров в поперечнике. Они сложены фрагментами вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-пирокластическо-терригенных образований, сходных с теми, которые изучены в ограничивающих зону тектонических пластинах. Грубые микститы содержат пачки различной мощности более тонкообломочных микститов, а также глыбы в различной степени милонитизированных микститов такого же состава;

2 – в вышележащей пластине (1200–1500 м) преобладают относительно мелкообломочные микститы такого же состава. Для их матрикса характерно чередование по вертикали пачек обедненных и обогащенных пирокластической примесью. Присутствуют прослои и пачки мощностью до нескольких десятков метров валунно-глыбовых микститов, для обломочной части которых характерны элементы градационности и окатанности, а матрикс имеет песчано-алевритовую размерность. Обломки представлены габброидами, гипербазитами и амфиболитами. *In situ* присутствуют потоки эффузивов основного состава. Для описываемой части разреза характерно присутствие пачек мощностью до первых десятков метров терригенных турбидитов с отчетливой ритмичностью и градационными текстурами;

3 – вышележащая пластина (около 800 м) сложена офиолитомиктовыми гигантоглыбовыми микститами с песчано-алевритовым матриксом. В олистоплаках, глыбах, валунах, гальке и обломочном материале матрикса идентифицируются серпентинизированные гипербазиты, габброиды, амфиболиты и, в единичных случаях, плагиограниты. Для всего описанного разреза характерно широкое развитие подводно-оползневых структур: оползневые складки, обломочные шлейфы около крупных глыб, текстуры закатывания обломков в матриксе.

Микститовые образования трех упомянутых пластин сформированы подводно-гравитационными потоками различной плотности на незначительном удалении от источника обломочного материала. Присутствие подчиненных ритмично-слоистых турбидитовых пачек может свидетельствовать о том, что периоды накопления миксти-

тов чередовались с периодами фонового турбидного осадконакопления.

Перечисленные образования с размывом перекрыты вулканомиктовыми турбидитами (1000–1200 м). В их основании залегает пачка глыбовых конгломератов со слабо сортированными и неодинаково окатанными обломками габброидов, амфиболитов, вулканитов, кремней, алевро-аргиллитов, в различной степени милонитизированных мелкообломочных микститов, характерных для более нижних частей разреза. Вышележащие турбидиты содержат пачки ритмитов с циклическостью Боума, чередующиеся с горизонтами отложений зерновых потоков с прямой и обратной градационностью. В базальных частях слоев песчаников присутствует галька практически всех породных разностей нижележащей части разреза.

Восточная зона. В ритмично-слоистых турбидитовых песчаниках и алевролитах флиша мыса Поворотного в составе обломков широко (до 30%) представлены кварц, кислые плагиоклазы (преимущественно олигоклаз), нерешетчатые калиевые полевые шпаты, микроклины, биотиты, углефицированный растительный детрит, пироксены, роговые обманки. Из аксессуаров наиболее характерны сфен, апатит, реже циркон и гранат. Породы представлены обломками кремней, кислых и средних вулканитов, микрогранитов, микропегматитов, аргиллитов, алевролитов, песчаников, кварц-сланцев, базальтов, андезитов. Отмечено сходство петрографического состава и осадочных текстур для полимиктового флиша в обрывах бухты Витаэтгля (рис. 1, колонка 4), в среднем течении ручья Лагерного и мыса Поворотного (рис. 1, колонка 5).

Наиболее представителен разрез терригенного флиша начинается в 1–1.5 км к северо-западу от м. Поворотного (рис. 1, колонка 5). В составе толщи отчетливо выделяются 7 пачек. Нижние 5 сложены ритмично-слоистыми гравелитами, песчаниками и алевро-аргиллитами при средней мощности образующих ритмиты пластов 10–20 см и соотношении песчаник/алевролит = 1. Исключение составляют пачки 2 и 5, где присутствуют мощные (5–8 м) пласты неградационных песчаников, ассоциирующие с ними оползневые горизонты (уплощенно-овальные фрагменты песчаных пластов в песчано-алеврито-глинистом матриксе) и тонкостратифицированные продукты перемыва подводными течениями. Пачка 6 представлена алевро-аргиллитами с будинированными пластинами песчаников и двумя кремнистыми прослоями мощностью 10–20 см. Венчающая разрез толщи пачка 7 сложена двумя обычно оползневыми пластинами. Нижний аналогичен вышеописанным оползневым горизонтам, находящимися в ассоциации с мощными пластинами песчаников. Для верхнего характерен пестрый состав обломков, среди

которых присутствуют базальты, габброиды, песчаники разного состава. Видимая мощность флишевой толщи около 700 м.

Комплекс литологических признаков и характер разреза флишевой толщи близ мыса Поворотного указывает на медиальную часть подводного конуса выноса, где сосуществовали потоки средней и малой плотности (фации лопастей и межрусловых депрессий) и высокоплотностные ламинарные и турбидные потоки (фации русел и оползней). Наличие мощных песчаных пластов отражает наличие в прошлом хорошо развитого русла, что в свою очередь, свидетельствует в пользу существования палеосклона с выработанным профилем равновесия. Замеры ориентировки подошвенных знаков указывают на движение потоков с запада или северо-запада. Результаты замеров палеотечений по подошвенным знакам свидетельствуют, что питание осадочным материалом происходило с северо-запада (координаты современные). Подошвенные знаки ориентированы под углом как к линии простирания, так и к линии падения пластов, то есть под острым углом к современной структуре Восточной зоны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурные данные. В эволюции двух терригенных комплексов отмечаются как черты сходства, так и различия. Сходные структурные парагенезы возникли в ходе позднего этапа деформаций: сдвиги в ассоциации со складчатыми дислокациями. Сходство более ранних структурных парагенезов ограничивается наличием этапов послыонного будинажа и последующего субоаксиального сжатия и формирования структур, свойственных осадочным меланжам палеоаккреционных призм [15]. Стиль ранних деформаций в обеих зонах различен. Это может объясняться как разницей в возрасте двух терригенных комплексов, так и различной палеотектонической обстановкой проявления деформаций. Высокая степень тектонизации микститов на побережье Пенжинской губы (восточная часть Западной зоны), обилие в них будинаж-структур, милонитов позволяет рассматривать их как тектонический меланж, образованный по изначально осадочным микститовым образованиям тектоно-гравитационного генезиса в понимании М.Г. Леонова [6]. Тектонические деформации проявились еще в процессе седиментогенеза, о чем свидетельствуют ранние пластические деформации, обломки рассланцованных микститов в слабо нарушенном терригенном матриксе и продолжались после накопления толщи и при ее диагенезе в ходе более поздних деформаций.

Сдвиговые деформации с изменчивой во времени кинематикой доминировали на всех этапах структурной эволюции комплексов Западной и Восточной зон.

В микститах Западной зоны фиксируются ранние пластические будинаж-структуры, а также более поздние, преимущественно хрупкие, сбросы. Поздние сбросы предварялись формированием дуплекс-структур сжатия. Поэтому для микститов можно предположить чередование во времени условий растяжения и сжатия, как это наблюдается во фронтальной части палеоостроводужной системы Южных Аппенин [14]. Обилие будинаж-структур типа "broken formation" и "block-in-matrix" в терригенных комплексах Западной зоны, примесь в матриксе микститов островодужного вулканомиктового материала и тефры, присутствие горизонтов с офиолитомиктовой кластикой свидетельствует, что формирование микститов и перекрывающих турбидитов, вероятнее всего, происходило во фронтальной части преддугового региона. Комплекс признаков позволяет сопоставить микститы Западной зоны с аккреционным осадочным меланжем согласно классификации Д. Кована [15].

Комплекс литологических данных. В составе Западной зоны имеется два контрастных типа позднеюрско-раннемеловых отложений: а) вулканомиктовые микститы и турбидиты, а также стратиграфически перекрывающий их вулканомиктовый флиш; б) полимиктовый флиш, образующий резко подчиненные прослои среди микститов и островодужных образований. В составе Восточной зоны выделяется средне-позднеюрский полимиктовый флиш, который имеет петрографическое и седиментологическое сходство с полимиктовым флишем Западной зоны.

Западная зона. Состав песчаников матрикса микститов отражает их формирование преимущественно за счет вулканомиктового материала невысокой степени зрелости, наиболее вероятным источником которого могла быть область слабо дифференцированного вулканизма – энзиматическая островная дуга. Отсутствие зрелого терригенного материала в матриксе микститов указывает на изолированность в периоды их накопления от континентального источника сноса или на ассимиляцию последнего. Присутствие пачек полимиктового флиша свидетельствует о периодическом проникновении последнего в преддуговой регион. Наличие среди вулканомиктовых микститов как обломков полимиктовых песчаников, так и обломков самих микститов свидетельствует, что накопление выделенных литологических типов пород Западной зоны имело пульсационный характер и чередовалось во времени.

Высокая динамика транспортирующих потоков, грубый состав и слабая сортировка обломочного материала, резкая подчиненность лютитового материала и присутствие пластов амальгамированных песчаников позволяют связать накопление микститов Западной зоны с незрелым подводным

конусом выноса в основании палеосклона, расположенного на небольшом удалении от области питания. Источником обломочного материала для микститов Западной зоны мог быть крупный палеоуступ, в котором вскрывались породы офиолитового ряда. В основании этого уступа накапливались подводно-коллювиальные отложения, объединявшие материал разрушающего склона и фоновый материал, поставляемый подводно-гравитационными потоками из прилегающих областей сноса. Фациальные вариации по простиранию Западной зоны вызваны, по-видимому, рядом факторов: неоднородное сложное строение палеоуступа, различный состав или различная глубина среза вскрываемых пород, неравномерное распределение вулканических аппаратов и русел поставки обломочного материала. Исключительно вулканограувакковый состав песчаников центральной части зоны позволяет предположить приуроченность эксплозивных палеовулканических центров именно к этой области.

Восточная зона. Полимиктовый флиш сформировался за счет продуктов размыва гранито-метаморфических пород и вулканогенных образований среднего и кислого составов. Присутствие углифицированного растительного аттрита указывает на субаэральную область мобилизации обломочного материала. Источниками обломочного материала могли быть вулканогенные толщи Кони-Тайгоносской дуги, а также метаморфические породы Авековского блока кристаллических пород. Вероятно, в средней-поздней юре палеогеография региона существенно отличалась от современной, что позволяло обломочному материалу, сносимому с Авековского блока достигать преддугового региона. Северная пластинка базальт-кремнистых пород океанического генезиса имеет триасово-раннеюрский возраст. В верхней части стратиграфического разреза этих образований присутствуют полимиктовые тонкотерригенные породы, которые имеют литологическое сходство с флишем мыса Поворотного и могут интерпретироваться как результат близости этой части океанической плиты Палеопацифики к окраине Евразии. Тесная пространственная ассоциация флиша и базальт-кремнистых комплексов океанической природы позволяет предположить, что изначально флиш мог накопиться на коре океанического типа. В глубоководную область полимиктовые осадки транспортировались подводно-гравитационными потоками, зарождавшимися за счет поступления обломочного материала из аллювиальных дренажных систем и формировавших на поверхности морского дна подводный конус выноса. Можно предположить существование зрелого морфологически вытянутого от склона конуса с одним главным питающим каналом.

РЕКОНСТРУКЦИИ

Для воссоздания палеотектонических условий формирования терригенных комплексов Западной и Восточной зон юга п-ва Тайноса авторы привлекают ранее предложенную гипотезу [10], модифицируя ее на основании комплексов новых данных [2, 11–13]. Суть гипотезы заключалась в том, что в поздней юре-раннему мелу на северо-западной территории Пацифики существовала Удско-Мургальская конвергентная граница Азии и Пацифики, а под углом к ней была расположена внутриокеаническая зона конвергенции. Актуалистическим аналогом может служить тройное сочленение дуги Рюкю, Центральной Японии и Изу-Бонинской дуги. В средней юре в регионе существовала расположенная на утоненной континентальной или переходной коре зона вялотекущего надсубдукционного вулканизма (финальный магматизм Кони-Тайгоносской дуги, рис. 7а). Сносимый с континентальной части обломочный материал формирует полимиктовые турбидиты Восточной зоны. Позднеюрско-неокомская палеотектоническая ситуация определялась существованием в рассматриваемом секторе Мезопацифики точки тройного сочленения типа “желоб–желоб–желоб” (рис. 6б). Эта идея впервые была высказана М.В. Алексютиным на основании анализа палеомагнитных данных [12]. Внутриокеаническая зона конвергенции, сопровождавшаяся вулканизмом, типичным для энсиматических островных дуг (олистолиты и олистоплаки, сложенные островодужными толентами и бонинитами среди микститов Западной зоны, а также отдельные тектонические чешуи островодужных вулканических среди океанических образований Восточной зоны), разделяла две океанические плиты Палеопацифики (рис. 7б). Основываясь на известных реконструкциях океанических плит Палеопацифики [17] наиболее вероятно, что во временном интервале 145–130 млн. лет это были плиты Изанаги и Фараллон. Накопление терригенных пород западной зоны происходило в преддуговом регионе в пределах того фланга внутриокеанической зоны конвергенции, который взаимодействовал с континентальной окраиной (рис. 7б). В периоды активизации тектонических движений доминировало микститообразование. В периоды затухания тектонической активности осадконакопление определялось сносом материала с континентальной части (источник полимиктового флиша, аналогичный тому, который в средней юре поставлял обломочный материал для турбидитов Восточной зоны). Возможность проявления специфического по составу вулканизма во фронтальных частях палеоаккреционных структур обосновано в работе [16].

Внутриокеаническая зона конвергенции, по-видимому, скользила вдоль континентальной ок-

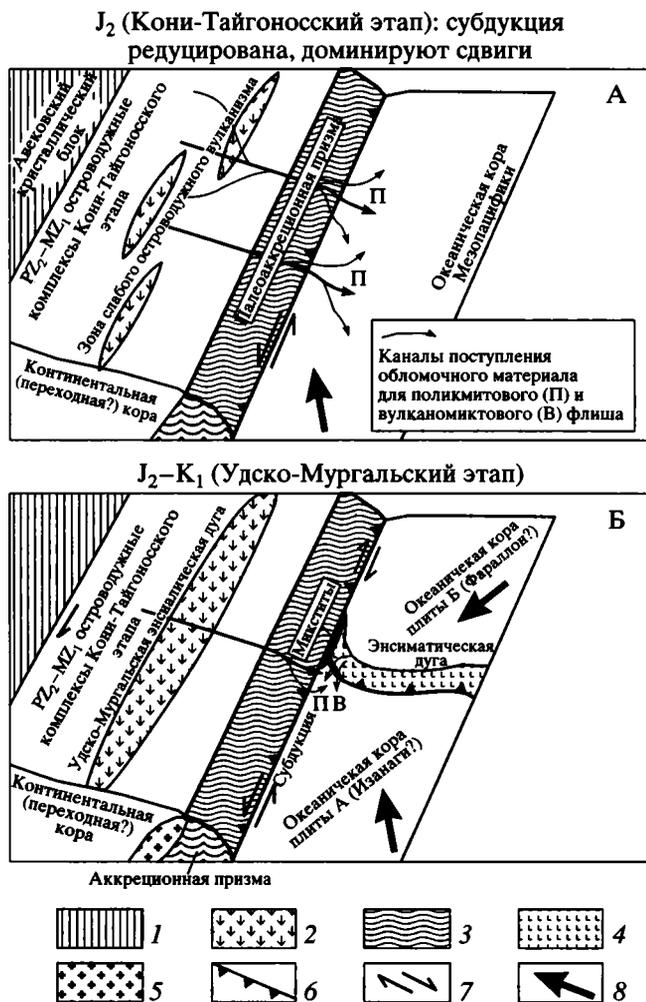


Рис. 7. Схематические палеотектонические реконструкции для среднеюрского (А) и позднеюрско-раннемелового (Б) этапов развития тайгоносского сегмента Северо-Западной Мезопацифики.

1 – докембрийская континентальная кора; 2 – островодужные комплексы; 3 – комплексы аккреционной призм; 4 – комплексы бонинитовой энсиматической островной дуги; 5 – надсубдукционные гранодиориты; 6 – зона субдукции; 7 – направление сдвиговых перемещений; 8 – направление движения океанических плит.

раины, что объясняет наблюдаемое чередование кинематики сдвиговых деформаций.

Предложенная модель не претендует на завершенность и окончательность. Авторы рассматривают ее как рабочую гипотезу, которая будет совершенствоваться и изменяться по мере поступления новых геологических данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные позволяют прийти к заключению, что формирование мезозойских терригенных гравитационных комплексов аккреци-

онной структуры Тайгоносского сегмента Удско-Мургалевской зоны конвергенции протекало в палеогеодинамической обстановке взаимодействия (косой коллизии) энсиматической островной дуги и энсиматической дуги (либо окраинно-континентального пояса).

Полимиктовые турбидиты, ассоциирующие с океаническими комплексами в аккреционной структуре Южного Тайгоноса сформировались в средней-начале поздней юры в период относительной вялости островодужного магматизма. Источником сноса для турбидитов были магматические породы среднего и кислого составов и лейкократовые метаморфические породы. Почти полное отсутствие островодужного вулканизма в период накопления турбидитов, вероятно, было связано с существованием трансформного типа границы между континентальной Евразийской плитой и океаническими плитами СЗ сектора Тихоокеана. При этом возникли условия, позволившие турбидитовым потокам проникать через желоб в пределы гипабиссали. Подобное "перехлестывание" турбидитов через желоб в современной обстановке наблюдается в западной части Алеутской дуги, где доминирует сдвиговое перемещение океанической плиты относительно островной дуги.

В конце поздней юры-начале раннего мела в преддуговом регионе в условиях сложного сочетания источников сноса и чередования условий сжатия и растяжения на фоне продолжающегося накопления полимиктовых, а также вулканомиктовых турбидитов формируются тектоно-гравитационные микститы (терригенный аккреционный меланж). Основным источником сноса при формировании микститов и вулканомиктовых турбидитов были офиолиты и островодужные вулканы основного состава.

На ранних (конседиментационных) этапах эволюции микститов доминировали условия гравитационного режима деформаций (будинаж, двухосные эллипсоиды деформаций, конседиментационные сбросы, С-Р структуры), на поздних – условия латерального сжатия. Сдвиговый стиль деформаций проявлен на всех этапах структурообразования. Структурный стиль микститов и турбидитов, пространственная близость серпентинитовых меланжей и тектонических пластин офиолитов свидетельствуют о формировании осадочных комплексов в пределах фронтальной части преддугового региона. Терригенные образования аккреционной структуры Южного Тайгоноса могут быть сопоставлены с аккреционными осадочными меланжами Францисканского пояса запада Северной Америки.

Публикация данной работы основана на фактическом материале, полученном авторами в ходе исследований, финансируемых РФФИ (гранты

№ 95-05-14827, 96-05-64359 и 97-05-65711), а также ИНТАС (грант 96-1880). Авторы благодарны академику Ю.М. Пушаровскому, а также доктору геолого-минералогических наук С.А. Куренкову и кандидатам геолого-минералогических наук Г.Е. Некрасову и К.Е. Дегтяреву за ценные критические замечания, которые существенно улучшили смысловую часть статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д.* Роль сдвигов в структуре юго-западной части полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 1996. № 2. С. 28–43.
2. *Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л.* Геодинамические обстановки мезозойского вулканизма юго-восточной части полуострова Тайгонос // Тихоокеанская геология. В печати.
3. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М.: Наука, 1976. 164 с.
4. *Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е.* Возраст аккретированных вулканогенно-кремнистых комплексов полуострова Тайгонос (СВ России) // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 1. С. 66–69.
5. *Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
6. *Леонов М.Г.* Олистоостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
7. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
8. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
9. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
10. *Чамов Н.П., Андреев А.В.* Среднеюрские–нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 3. С. 260–272.
11. *Чехов А.Д., Паланджян С.А.* Новые данные по геологическому строению полуострова Тайгонос // Колыма. 1994. № 4. С. 7–11.
12. *Alexutin M.V., Bazhenov M.L., Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Minuk P.S.* Paleomagnetic data from the Taigonos and Koni segments of the Udsko–Murgal volcanic arc // L. P. Zonenshain Memor. Confer. on Plate Tectonics. 17–21 Febr. 1998. Moscow. P. 81.
13. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Aleksutin M.V., Chamov N.P., Khudoley A.K., Layer P., Lutchitskaja M.V., Silantiev S.A.* The Eastern Siberia Mesozoic convergent margin evolution (the Taigonos segment, NE of Russia) // L. P. Zonenshain Memor. Confer. on Plate Tectonics. 17–21 Febr. 1998. Moscow. P. 95–96.
14. *Hippolyte J.C., Angelier J., Barrier E.* Compressional and extensional tectonics in an arc system: example of the Southern Appennines // Journal of structural geology. 1995. V. 17. № 12. P. 1725–1740.
15. Structural styles and deformation fabrics of accretionary complexes. Penrose Conference report // Geology. 1985. V. 13. № 1. P. 77–79.
16. *Sharaskin A.Ya., Puschin I.K., Zlobin S.K. et al.* Two ophiolite sequences from the basement of the Northern Tonga Arc // Ofioliti. 1983. V. 8. № 3. P. 411–430.
17. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin // The Geological Society of America. USA. Special Paper. V. 206. 59 p.

Terrigenous Complexes of the Mesozoic Accretionary Structure of the Taigonos Peninsula, Northeast Russia

G. E. Bondarenko, N. P. Chamov, O. L. Morozov, and I. E. Pral'nikova

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

Abstract—The southern Taigonos Peninsula represents a paleoaccretionary prism formed at the Mesozoic Asia-Pacific convergent margin. The prism consists of turbidites and accretionary sedimentary mélange. The sedimentary mélange and polymict turbidites originate from two different sources: mafic (ensimatic island-arc volcanics, ophiolites) and continental (intermediate and acid magmatites, granitoids, and metamorphic rocks). Terrigenous deposits have obviously undergone a multistage geodynamic evolution. The early stages are marked predominantly by gravity-related structural associations; the later, by lateral compression-related structures. Strike-slip structural associations have been identified at all stages of structural evolution. Structural features suggest that the terrigenous sedimentary complexes were formed at a fore-arc front. The above-mentioned signatures correlate the South Taigonos clastics with the accretionary terrigenous mélange of the Franciscan belt.

УДК 551.242.11(571.61)

О КОЛЛИЗИИ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ И ОХОТОМОРСКОЙ ПЛИТ

© 2002 г. Н. А. Богданов, В. Д. Чехович

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

Поступила в редакцию 27.02.2001 г.

Рассматривается тектоническое строение Западной Камчатки и пограничных структур между полуостровом и Охотоморской плитой. В пределах региона с востока на запад выделяются: Западно-Камчатская микроплита, Палано-Омгонский коллизионный пояс; Прикамчатский прогиб и Охотоморская плита (в пределах акватории). Западно-Камчатская микроплита в основании представлена регионально и контактово измененными метаморфическими комплексами различного состава. Их изотопный возраст характеризуется широким диапазоном цифр (от докембрийского до эоценового), а внутренняя структура комплекса еще полностью не расшифрована. На кристаллические породы фундамента надвинуты мезозойские образования, представленные океаническими и вулканогенно-кремнистыми комплексами, а также турбидитами, возраст которых изменяется от среднеюрского до позднемелового. Покровно-складчатые структуры мезозойских отложений с резким угловым несогласием перекрываются кайнозойскими молассами. Шельфовая зона к западу от Камчатки занята крупным Прикамчатским прогибом, выполненным мелководными морскими кайнозойскими осадками, мощностью более 3 км. На западе Прикамчатский прогиб по региональному сдвигу граничит с Охотоморской плитой. Геодинамический анализ позволяет предполагать, что после коллизии Западно-Камчатской микроплиты с Охотоморской плитой располагавшиеся между ними структуры были раздавлены. Слагавшие их комплексы сформировали тектонические шарьяжи, которые переместились с запада на восток, перекрывая образования метаморфического фундамента. Причленение к Западно-Камчатской микроплите с востока террейнов Восточных хребтов и Полуостровов привело к последующей деформации молассового прогиба.

ВВЕДЕНИЕ

Пограничная область между Камчаткой и Охотским морем постоянно привлекала к себе внимание широкого круга исследователей. Начиная с первых геолого-геофизических работ по геологии дна Охотского моря [9, 13, 14, 36], была принята точка зрения, что его центральную часть слагает Охотская платформа, восточная часть которой продолжается на Западную Камчатку. Этот вывод базировался на представлениях об одновозрастности чехла в пределах Западной Камчатки и Охотской платформы [24]. Палеогеографический анализ самых нижних горизонтов молассовой толщи на западе Камчатки свидетельствовал, что снос обломочного материала шел с запада, т.е. со стороны Охотского моря. Предполагалось, что эта область представляла собой мелководье с отдельными островами, служившими источниками терригенного материала. Сходная трактовка предлагалась в других работах [43, 44]. Считалось, что западная и юго-западная части полуострова также относятся к Охотской платформе, а часть Центральной и северная часть Западной Камчатки заняты верхнемеловыми–нижнетретичными энсиматическими островодужными толщами. Исследования последних лет, а также общий анализ тектонического строения Охотоморского региона [38] позволили авторам предположить иную схему тектоники Западно-Камчатской области (рис. 1), которая опирается на геофизические сведения о глубинном строении региона. Установле-

но, что в центральной части Охотского моря располагается Охотоморская плита [38], отделенная от Евразийского континента на западе региональными тектоническими швами, а на востоке от Камчатского полуострова – коллизионным поясом, прекрасно трассирующимся на гравиметрической карте по спутниковой альтиметрии [49]. Накопление осадочных пород чехла в регионе происходило с дания и в течение всего кайнозоя, т.е. после столкновения Западной Камчатки и Охотоморской плиты.

ЗАПАДНО-КАМЧАТСКАЯ МИКРОПЛИТА

Западно-Камчатская микроплита занимает всю западную и центральную Камчатку к востоку от Центрально-Камчатского рифта. В строении микроплиты отчетливо выделяются комплексы складчатого основания и кайнозойский осадочный чехол. Среди пород складчатого основания различаются метаморфические комплексы фундамента и мезозойские неметаморфизованные образования, частью являющиеся аллохтонными.

Метаморфические комплексы фундамента Западно-Камчатской микроплиты

Фундамент Западно-Камчатской микроплиты имеет многоярусное строение. Нижнее положение занимают метаморфизованные комплексы, слагающие два крупных массива – Срединно-Камчатский и Ганальский. Проблемы состава, возраста, метаморфизма, структуры метаморфи-

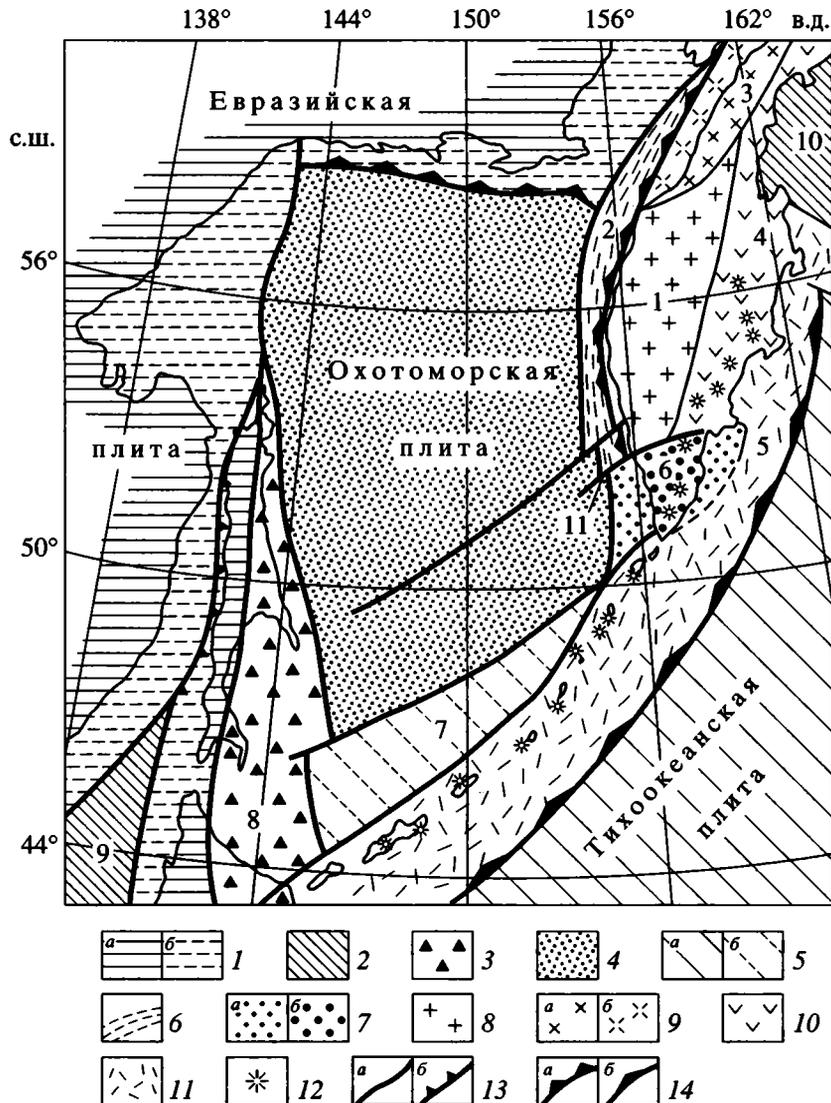


Рис. 1. Схема тектонического районирования Охотоморского региона.

1 – раннемезозойская Евразийская плита: *a* – континент, *б* – шельф; 2 – миоценовые окраинноморские глубоководные впадины; 3 – Хидако-Сахалинская аккреционно-коллизонная область; 4 – океанское вулканическое плато; 5 – океанические плиты: *a* – Тихоокеанская плита, *б* – реликт плиты Кула; 6 – меловой коллизонный пояс; 7 – континентальный литосферный блок: *a* – на суше, *б* – на шельфе; 8 – Западно-Камчатская микроплита; 9 – Северо-Корякская аккреционно-коллизонная область: *a* – на суше, *б* – на шельфе; 10 – кайнозойские островодужные террейны; 11 – миоцен-четвертичная островная дуга; 12 – современные вулканы; 13 – крупная дуга; 14 – зоны субдукции: *a* – палеосутуры, *б* – современная зона Беньофа.

Цифры на схеме: 1 – Западно-Камчатская микроплита, 2 – Омгоно-Паланский коллизонный пояс, 3 – Северо-Корякский субконтинент, 4 – Восточно-Камчатско-Олюторская провинция, 5 – Курило-Камчатская дуга, 6 – Южно-Камчатский блок, 7 – Южно-Охотская впадина, 8 – террейн Восточный Сахалин-Хоккайдо, 9 – Япономорская и 10 – Командорская впадины, 11 – Петропавловская поперечная зона.

ческих массивов являются исключительно сложными и практически однозначно не решены до сих пор. Обычно Ганальский массив рассматривался как структура, принадлежащая Восточной Камчатке [11, 22, 41], поскольку, с одной стороны, он расположен к востоку от разломов, ограничивающих Центрально-Камчатский рифт, а с другой – состав его протолита отличается от протолита метаморфических толщ Срединно-Кам-

чатского массива [11, 22, 23, 27, 28]. Однако разделение этих глубоко метаморфизованных массивов узким позднекайнозойским трогом вряд ли может служить основанием для столь резкого противопоставления смежных геологических тел, на которые шарьированы неметаморфизованные верхнемеловые-палеоценовые комплексы аккреционно-коллизонной области Восточных хребтов Камчатки.

Рис. 2. Схематическая структурно-геологическая карта Камчатки и восточной части Охотского моря.

1 – докембрийско-палеозойский фундамент Западно-Камчатской микроплиты; 2 – аллохтонные комплексы Омгоно-Паланской зоны (окайноморские и бимодальные рифтогенные вулканические комплексы, комплексы пассивной окраины Западной Камчатки); 3 – датские надсубдукционные вулканические комплексы Удова-Ухтолокского пояса; 4 – кайнозойский чехол Западно-Камчатской микроплиты; 5 – аккреционно-коллизийная область Восточных хребтов Камчатки (позднемиоценовые островодужные и окайноморские комплексы); 6 – Северо-Камчатско-Южно-Корякская аккреционно-коллизийная область: а – позднемиоценовые островодужные и окайноморские комплексы, б – позднемиоценовые и палеогеновые аллохтонные и паравтохтонные комплексы; 7 – меловые-палеогеновые флишевые комплексы континентального склона и подножья; 8 – палеогеновый окайноморско-континентальный пояс (Кинкильский сегмент); 9 – аккреционно-коллизийная область Восточных полуостровов Камчатки: а – позднемиоценовые островодужные вулканические комплексы, б – кайнозойские комплексы островной террасы; 10, 11 – надсубдукционные вулканические пояса: 10 – миоцен-четвертичный, 11 – плиоцен-современный; 12 – позднекайнозойский Центрально-Камчатский грабен; 13 – Охотоморская плита: а – поднятия, б – впадина Тинро; 14 – Омгоно-Паланский коллизийный пояс; 15 – собственно Евразийский континент: а – суша, б – шельф; 16 – зоны субдукции: а – современная, б – предполагаемая миоцен-плиоценовая; 17 – ось спрединга Командорской глубоководной впадины; 18 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые (в том числе сдвиги), в – надвиги; 19 – линии профилей на рис. 3. Буквенные обозначения: СК – Срединно-Камчатский и Г – Ганельский массивы, Ос – Омгонский сдвиг, Шг – Шелиховский грабен.

Метаморфические комплексы, слагающие эти массивы, представляют собой основание Западно-Камчатской микроплиты. Сами массивы по составу развитых в их пределах пород и конкретному строению отличаются один от другого, но в целом имеют и общие черты. Они заключаются в том, что разные по составу нижние метаморфические комплексы этих массивов претерпели сложные процессы глубокого прогрессивного и ретроградного метаморфизма, а верхние перекрывающие их (стратиграфически и тектонически) комплексы достаточно разнообразного состава испытали лишь одноактный и более слабый метаморфизм.

Срединно-Камчатский массив располагается в южной части Срединного хребта и протягивается в меридиональном направлении на расстояние около 200 км при ширине 30–40 км (рис. 2). **Нижний метаморфический комплекс** массива сложен в основном мигматизированными гнейсами: биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми, кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстенновыми, плагиогнейсами, а также кристаллическими сланцами. Среди них имеются прослои амфиболитов и гранатовых амфиболитов. Метаморфические породы прорваны двуслюдяными гранитами [8, 10, 28, 37, 41]. По мнению В.И. Виноградова, метаморфизму подвергались породы, которые по своему составу отвечали островодужным образованиям [6]. М.С. Марков [19] считал, что породы нижнего комплекса несут следы раннего метаморфизма гранулитовой фации, охватившего меланократовые породы, а все последующие их изменения связаны с гранитизацией, мигматизацией и преобразованием в условиях более низких ступеней метаморфизма. По данным А.И. Ханчука [41], метаморфизм пород нижнего комплекса соответствует высокотемпературным условиям (550–800°C, 7 кбар).

Нижний комплекс характеризуется очень сложной метаморфической структурой. Прослеживание полосчатости затруднено развитием гранитных тел

и неравномерной мигматизацией. В целом полосчатость наклонена на юго-запад. Также ориентированы и мелкие лежачие изоклинальные складки. Метаморфическая сланцеватость параллельна полосчатости и совпадает с осевыми плоскостями изоклинальных складок. Вторичная сланцеватость распространена неравномерно и часто пересекает первичную. Исключительно сложная структура нижнего метаморфического комплекса резко отличает его от существенно более простого строения верхнего метаморфизованного комплекса.

Верхний метаморфизованный комплекс Срединно-Камчатского массива сложен четырьмя чередующимися толщами – двумя метатерригенными и двумя метавулканогенными [4, 5, 18, 41, 48]. Для метавулканогенных толщ характерно присутствие продуктов пикрит-базальтового вулканизма, которые по геохимическим признакам сходны с примитивными коматитами древних зеленокаменных поясов [37], с пикритобазальтами зон трансформных разломов и с офиолитами, образовавшимися в результате повторного рифтогенеза океанической коры вне влияния зон субдукции [4]. Базальная метатерригенная толща залегает на нижнем метаморфическом комплексе несогласно. Ранее считалось, что располагающиеся выше и последовательно сменяющие одна другую толщи имеют стратиграфическое соотношение с нижней, однако в последнее время появились довольно убедительные сведения о том, что они представляют собой тектонический покров [28] или три покрова [4], которые могут сопоставляться с покровами верхнего метаморфизованного комплекса Ганельского хребта. При этих построениях выявляется незначительная разрывность в пространстве нижних метаморфических комплексов Срединно-Камчатского и Ганельского массивов [28].

Метаморфизм верхнего комплекса характеризуется пространственной неравномерностью. Породы метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций с образованием мигмати-

него комплекса. Считается, что породы нижнего комплекса были интенсивно метаморфизованы и пронизаны гранитами до метаморфизма верхнего комплекса [47].

Оценка возраста описанных метаморфических комплексов исключительно сложна в связи с чрезвычайно большим разбросом результатов определения радиологического возраста. Наибольшее количество определений проведено K/Ag методом (более 100), при этом около трех четвертей из них сделано по образцам различных гранитов, прорывающих метаморфические породы. Единичные определения по гнейсам показывают возраст в 314 и 250 млн. лет; наибольшее их число группируется вокруг цифр 100 и 50–60 млн. лет, одно определение составляет 12 млн. лет. Примерно сходная картина отмечается по анализам гранитоидов: единичные определения дают возраст в 470 и 250 млн. лет, а основной пик падает на 50–60 млн. лет и порядка 100 млн. лет, хотя целая серия определений попадает в интервал от 100 до 200 млн. лет [32, 47, 48, 52]. Известно, что K/Ag метод характеризует не время образования пород, а “поверхность возраста метаморфизма”, особенно при региональной однородности данных K/Ag датирования [40, с. 97]. Представляется, что именно большинство определений, локализуемых в области значений 100 и 50–60 млн. лет, могут указывать на два крупных термальных события, с которыми связан метаморфизм этих пород.

Рубидий-стронциевое датирование пород Срединно-Камчатского массива дает неоднозначные результаты. По данным одних исследователей, выделяются две группы пород с возрастными 110–140 и 65–70 млн. лет, причем эти группы не совпадают с геологически выделяемыми нижним и верхним комплексами [6, 7]. Из этого делается вывод, что оба комплекса подвергались метаморфизму одновременно. Нетрудно заметить, что эти результаты весьма близки к результатам датирования K/Ag методом.

Другими исследователями тем же Rb/Sr методом по пробам кристаллических сланцев нижнего комплекса получена изохрона с возрастом 519 ± 23 млн. лет, рассматриваемая как возраст формирования вулканических пород [5]. По минералам ранней прогрессивной высокотемпературной стадии метаморфизма (амфиболитовая фация) получена цифра 324 ± 8 млн. лет, а по минералам поздней регрессивной стадии – 47.3 ± 0.2 млн. лет. Возраст метаморфизма верхнего комплекса оценивается как близкий к 68 млн. лет [5]. Существует одно определение возраста циркона из гнейсов нижнего метаморфического комплекса Pb/Pb методом, который оказался равным 1.3 млрд. лет [17].

В последние годы проведены первые Sm/Nd изотопные определения возраста пород Срединно-Камчатского массива. В.К. Кузьмин и Б.В. Бе-

ляцкий [16], проанализировавшие полученные данные по типовым разновидностям пород нижнего и верхнего комплексов, пришли к выводу о том, что время формирования протолита нижнего комплекса, представленного на 90–95% гнейсами и мигматитами, близко к 1 млрд. лет. Это подтверждается также определением возраста редких прослоев основных кристаллосланцев, который равняется 950 млн. лет. В случае их эффузивной природы возраст протолита будет идентичным, если же природа их интрузивная, то возраст вмещающих пород должен быть несколько древнее. Пробы основных и ультраосновных пород из верхнего метаморфизованного комплекса, а также из пластовых тел такого же состава в нижнем комплексе показывают возраст 500 млн. лет, что, по авторам, должно соответствовать времени внедрения этих магматических тел. В той же работе В.К. Кузьмин и Б.В. Беляцкий указывают, что М. Фаннинг проанализировал гранат-ставролит-биотитовые сланцы Срединно-Камчатского массива и получил значения $T_{dm} = 1.16–1.22$, $T_{dm_2} = 0.95–1.17$ млрд. лет и $\epsilon = -4.06$, что близко к результатам, приведенным выше [16]. Упомянутые выше исследователи считают, что полученные результаты позволяют говорить о существовании на Камчатке крупных блоков сиалической коры протерозойского возраста.

По породам верхнего метаморфизованного комплекса имеются также некоторые данные по определению возраста органических остатков. Так, палинологическая характеристика средней метатерригенной толщи верхнего комплекса отвечает девонскому–пермскому времени [4, 30, 31].

Ганальский массив метаморфических пород занимает одноименный хребет, служащий водоразделом между притоками р. Быстрой и р. Авачи. Протяженность его составляет 60 км при ширине около 20 км. На юге и западе он имеет тектонические ограничения, на востоке и севере перекрыт кайнозойскими вулканогенными образованиями. В его строении принимают участие также два разнородных комплекса – нижний метаморфический и верхний метаморфизованный. **Нижний метаморфический комплекс** Ганальского массива представлен преимущественно сильно метаморфизованными меланократовыми породами – амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, амфибол-пироксен-плаггиоклазовыми, эпидот-хлорит-биотит-амфибол-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами с отдельными прослоями биотит-плаггиоклазовых гнейсов и лейкократовых кристаллических сланцев. Меланократовые породы составляют 70–80% от общего объема нижнего комплекса [11, 22]. По своему химизму амфиболиты соответствуют океаническим базальтам – как абиссальным толеитам, так и толеитам океанических островов [27, 29]. Верхи разреза нижнего комплекса представлены переслаиванием

амфиболитов и амфиболовых сланцев с плагиогнейсами и отдельными прослоями кварцитов и мраморов. По химизму амфиболовые сланцы соответствуют островодужным образованиям [27]. Породы нижнего комплекса претерпели неоднородный и, вероятно, длительный метаморфизм. Некоторые исследователи считают, что первоначально породы были метаморфизованы в условиях эклогитовой и гранулитовой фаций и лишь затем были преобразованы в условиях амфиболитовой фации, а на сформированные породы наложились процессы фельдшпатизации, в результате которой образовались плагиогранито-гнейсы [11, 22]. Разброс данных при определениях радиологического возраста нижнего комплекса Ганальского массива так же велик, как и для Срединно-Камчатского массива, – от архея до мела [6, 8, 11, 18, 20, 21, 37, 48].

Сложная метаморфическая структура нижнего комплекса усугубляется развитием чешуйчато-надвиговых дислокаций, затрагивающих и верхний метаморфизованный комплекс. В целом по отношению к простирацию Ганальского хребта внутренняя структура метаморфических толщ является секущей – северо-западной, и лишь на севере простирация стануются северо-восточными. Этот разворот структур объясняется, возможно, унаследованностью северо-западных дислокаций от более древних структур [27]. Относительно более древний структурный план образован опрокинутыми на юго-запад сжатými складками и пологими зонами надвигов. Последующие дислокации создали несколько более простые складчатые формы.

Верхний метаморфизованный комплекс имеет с нижним только тектонические взаимоотношения [2] и, по современным данным, сам состоит из трех тектонических покровов [4, 28]. Нижнее положение занимает толща переслаивания кератофилов с черными филлитовидными сланцами и зелеными сланцами по туфам основного состава в верхней части разреза. Островодужный характер этих пород достаточно очевиден. Средний покров в самой нижней части сложен черными сланцами, а основная часть толщи представлена переслаиванием метатерригенных пород с зелеными сланцами по различным туфогенным породам. Верхний тектонический покров, до метаморфизма терригенно-кремнисто-вулканогенный, в настоящее время представлен переслаиванием разнообразных зеленых сланцев и кремнистых пород [11, 22, 26, 28]. По мнению А.В. Рихтера, в целом толщи (покровы) верхнего метаморфизованного комплекса Ганальского массива имеют аналоги в верхнем комплексе Срединно-Камчатского массива [28], что подкрепляет идею рассмотрения обоих массивов в качестве комплекса основания Западно-Камчатской микроплиты. Толщи, слагающие верхний комплекс, формируют струк-

туры меридионального направления, что резко отличает их от субширотных и частью куполовидных структур нижнего метаморфического комплекса. [22]. На площади распространения верхнего комплекса существуют два структурных плана. Для более древнего характерны опрокинутые на запад, вплоть до лежащих, складки и пологие надвиги с восточным падением сместителей. Более позднему структурному плану свойственны относительно широкие складки северо-западного простираения с северо-восточной вергентностью [27].

Как отмечалось, результаты радиологического определения возраста пород Ганальского массива еще более противоречивы, чем для Срединно-Камчатского. Определения К/Аг методом образцов из нижнего метаморфического комплекса показывают разброс цифр от 314 до 12 млн. лет при максимальной группировке определений вокруг 100–90 и 65 млн. лет. Амфиболиты нижнего комплекса были также датированы Аг/Аг методом [27]. По ним получены результаты 50.6 и 47.0 млн. лет. Все эти данные достаточно близки к результатам по Срединно-Камчатскому массиву и, вероятно, так же, как в первом случае, отражают возраст двух главных событий термальной истории. Определения Rb/Sr методом возраста плагиогранит-порфилов, прорывающих образования верхнего комплекса, дают цифру 487 млн. лет [11]. Подобные же породы Pb/Pb методом датированы 800 млн. лет. Цирконы из сланцеватого туфопесчаника верхнего комплекса датированы 1.4 млрд. лет [48].

Методом Pb/Pb по цирконам получены наиболее древние определения по Ганальскому массиву. Так, цирконы из плагиогранито-гнейсов, прорывающих породы нижнего комплекса, имеют возраст порядка 3 млрд. лет, так же, как и цирконы ранних генераций гранулитов. Цирконы ранних генераций из эффузивных пород верхнего комплекса имеют возраст 2.6 млрд. лет [20]. Последние определения резко контрастируют с тем возрастом верхнего комплекса, который принят на изданных геологических картах (поздняя юранный мел [8], и с мнением некоторых исследователей о поздне меловом возрасте этого комплекса, основанным на сопоставлении вулканогенных толщ с подобными же в Валагинском хребте, а также на Аг/Аг определениях по амфиболитам (50.6–47.0) и по прорывающим нижний комплекс габброидам и роговообманковым диоритам, показывающим значения в интервале 52–35 млн. лет [27, 28].

В целом проблема возрастной характеристики метаморфических и метаморфизованных комплексов Срединно-Камчатского и Ганальского массивов, а также их тектонической принадлежности является сложной, противоречивой и запутанной. Крайние точки зрения, основанные на ра-

диологических определениях возраста, трудно сопоставимы. Поэтому рассмотрим вопрос времени образования наиболее древних пород фундамента с общих позиций. Обращаясь к карте мощностей земной коры [38], нетрудно увидеть, что именно к области Срединно-Камчатского и Ганальского массивов приурочена максимальная мощность земной коры (около 40 км). Наземный профиль ГСЗ через Ганальский массив показывает, что гранитно-метаморфический слой в центральной части массива выходит на поверхность [2]. Подобные мощности земной коры характерны, в первую очередь, для областей с достаточно зрелой докембрийской сиалической корой. В связи с этим рассматриваемые выходы глубоко метаморфизованных пород, геофизически отождествляемые с гранитно-метаморфическим слоем, уходящим на значительные глубины, вряд ли могут сопоставляться с корой, сформированной в позднем мезозое, как это считают некоторые исследователи [7, 27, 28]. К этому все же следует добавить и, вероятно, неслучайное совпадение радиологических возрастов (конец среднего протерозоя), полученных различными методами (Pb-Pb, Sm-Nd), нижнего метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива, и раннепалеозойские возраста (Rb-Sr, Sm-Nd) метаморфизованных основных и ультраосновных магматических пород в пределах этого же массива [16, 17]. Следует особо подчеркнуть, что как позднепротерозойские, так и раннепалеозойские цифры, полученные Sm/Nd методом по основным и ультраосновным породам, могут считаться наиболее уверенными по самой сущности метода [39]. Естественно, встает вопрос о большом различии в возрасте пород Срединно-Камчатского и Ганальского массивов, однако появление данных о существовании многочисленных тектонических покровов в их пределах значительно облегчает восприятие этих смежных блоков глубоко метаморфизованных пород как сложного (композитного) террейна, составляющего основание Западно-Камчатской микроплиты.

МЕЗОЗОЙСКИЕ НЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ МИКРОПЛИТЫ

Метаморфические комплексы основания Западно-Камчатской микроплиты с юга и запада окружены значительными полями развития терригенных толщ, относимых по возрасту к раннему-позднему и позднему мелу. Несмотря на то, что большая часть контактов терригенной толщи с метаморфическими образованиями сорвана, в некоторых местах удается установить их несогласное залегание на метаморфизованных породах [24]. Терригенная толща характеризуется мо-

нотонным переслаиванием кварц-полевошпатовых песчаников и глинистых сланцев, причем в песчаниках отсутствует примесь туфогенного материала. Считается, что подобная толща могла сформироваться в пределах континентального склона и его подножья [44]. Судя по результатам геолого-съемочных работ, нерасчлененные нижне-верхнемеловые отложения нарастаются сходными терригенными толщами верхнего мела. Аналогичные породы встречаются и к западу от Срединного хребта, где они выходят в горстовых поднятиях среди молассовых толщ кайнозоя. Рассматриваемые меловые отложения достаточно интенсивно дислоцированы – для них характерны узкие субмеридионально ориентированные, опрокинутые на запад складки, осложненные конкордантными разрывами.

К западу и северо-западу от выходов кристаллических и метаморфических образований Срединного хребта Камчатки располагается прибрежная обширная зона, ширина которой изменяется от 200 до 120 км, а протяженность ее с юго-запада на северо-восток около 750 км. Ортографически она представляет собой холмистую равнину, в пределах которой выделяются только отдельные горные гряды с эрозионно выровненным рельефом. Морфологически Приохотская зона Камчатки заметно отличается от других районов полуострова. Геологически почти вся эта область занята кайнозойскими отложениями, которые подстилаются мезозойскими осадочными и вулканогенными образованиями.

Строение мезозойских комплексов на Западной Камчатке очень разнообразно. Их возрастной диапазон в разных районах этого региона изменяется от средней юры до позднего мела – маастрихта. Надо отметить, что породы мезозоя слагают разрозненные выходы – небольшие хребты и гряды, а также отдельные горы. Изучение строения кайнозойских толщ, которые окружают эти выступы, показывает, что последние представляют собой эрозионные окна, возникшие, скорее всего, в позднем миоцене. Сопоставление и корреляция этих разрозненных мезозойских разрезов представляет собой сложную задачу. Ниже приводятся некоторые примеры подобных разрезов.

В пределах Омгонского мыса породы мезозоя слагают три тектонических пластины юго-восточной вергентности. Нижняя сложена шаровыми и афировыми базальтами с прослоями кремней среднеюрского возраста, средняя – базальтами с шаровой отдельностью, переслаивающимися с кремнями позднеюрского возраста, и, наконец, третья – кремнистыми сланцами, аргиллитами и алевролитами берриаса – валанжина [51]. Эти пластины окружены широко распространенной сильно дислоцированной терригенной толщей, представленной алевролитами, аргиллитами, по-

лимиктовыми песчаниками. Время формирования этих отложений как по определениям микрофауны, так и по трековому датированию обломочных цирконов охватывает интервал от конца раннего мела до кампана включительно [10, 35].

Судя по составу базальтов, соответствующему океаническим толеитам [50], и по характеру залегания, эти среднеюрско-нижнемеловые образования являются, видимо, частью какой-то аккреционной призмы.

Кроме этого района, юрские кремнистые отложения были встречены на побережье в районе Паланы в сложной тектонической обстановке в виде олистоплак в олистостроме маастрихтского возраста. Также на побережье Западной Камчатки в районе Усть-Хайрюзово известны турбидиты аркозового и полимиктового состава нижнего мела, которые образуют отдельные тектонические пластины и линзы (рис. 3).

Наиболее широко в эрозионных окнах в пределах Западно-Камчатской микроплиты развиты вулканиды и терригенные породы среднего-верхнего мела. В целом в разрезах подобного типа, где преобладают вулканические образования, последние представлены как базальтами, так и риолитами, а также туфами со смешанным составом обломков. Судя по петрохимическим характеристикам этих пород, они напоминают контрастные надсубдукционные серии. В разрезах, в которых доминируют песчано-сланцевые толщи, иногда с флишoidalным характером переслаивания, отмечается присутствие океанических базальтов MORB типа.

Следует подчеркнуть, что контрастные серии надсубдукционных вулканидов Западной Камчатки не могут считаться значительно продвинутыми на запад частями тектонических покровов островодужных позднемеловых образований аккреционно-коллизийной области Восточных хребтов Камчатки или Олюторской зоны Южной Корякии, поскольку последние перемещались с востока вплоть до второй половины среднего эоцена [34], а вулканиды Западной Камчатки несогласно перекрываются палеоценовой молассой и, следовательно, не могут представлять собой части восточного аллохтона, как это считали некоторые исследователи [45].

Обычно меловые породы образуют отдельные тектонические пластины с хорошо выраженными зеркалами скольжения, которые залегают очень полого. Отмечается общая особенность – при приближении к Срединному хребту степень метаморфизма пород возрастает. В слоистых породах иногда наблюдаются изоклинальные дислокации. Так как эти тектонические формы обнажаются в разрозненных изолированных один от другого выходах, то очень трудно установить их первичную тектоно-стратиграфическую последовательность. Можно предполагать, что ме-

зозойские образования слагают пакеты субгоризонтальных тектонических пластин, вероятно, перемещенных с запада на восток. О характере их залегания в аккреционной призме под кайнозойской молассой на Западной Камчатке можно судить по сейсмоакустическим данным [11]. Отдельные сейсмопрофили, проведенные в пределах южной части прогиба, свидетельствуют о наличии в основании частично сnivelированной неровной поверхности с крупными поднятия и разделяющими их глубокими грабенами. Эти деформации развиты по пакетам тектонических пластин. В отдельных районах горизонтальные перемещения по надвигам в складчатом основании продолжались уже после начала накопления моласс вплоть до эоценового времени. Вертикальные разломы, ограничивающие грабены, в кайнозой также испытывали обновление.

Приведенные краткие описания строения мезозойских толщ, обнажающихся в эрозионных окнах на Западной Камчатке, показывают, что они резко отличаются от субаркозовых терригенных толщ, окаймляющих выступ метаморфического фундамента Западно-Камчатской микроплиты, которые представляют собой, скорее всего, образования ее пассивной окраины. Юрские и меловые породные ассоциации в этих эрозионных окнах характеризуют различные геодинамические обстановки – океанические, частью надсубдукционные и, возможно, рифтогенные. Для этих толщ характерна интенсивная дислоцированность и чешуйчато-надвиговое строение с преобладающей западной вергентностью. Все это послужило основанием для выделения Омгоно-Паланской аллохтонной зоны, возникшей в результате столкновения Западно-Камчатской и Охотоморской плит в конце маастрихта [3].

МОЛАССОВЫЙ КОМПЛЕКС ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Покровно-складчатая структура мезозойского вулканогенно-осадочного комплекса на значительной площади перекрыта кайнозойской молассой. Однако до ее формирования в позднем маастрихте–раннем дании в отдельных районах Западной Камчатки проявился кратковременный надсубдукционный вулканизм окраинно-континентального типа [43]. На Ухтолокском полуострове известково-щелочные вулканиды перекрываются гравелитами и грубообломочными конгломератами, песчаниками и алевролитами. При этом снос аркозового обломочного материала шел с запада. Его основным источником, вероятно, служили турбидитные образования среднего и позднего мела, которые формировались вдоль континентального склона Западно-Камчатской субконтинентальной микроплиты. С выступов

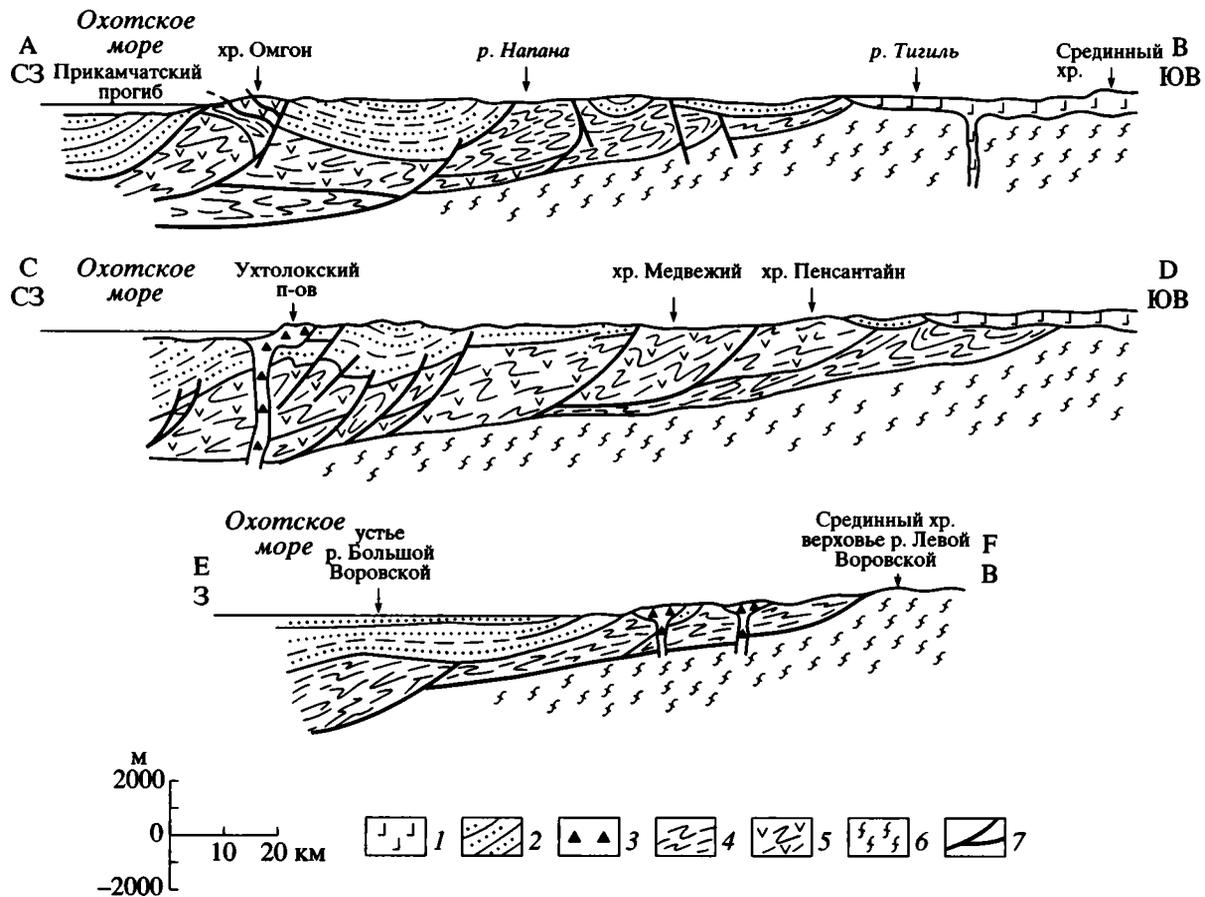


Рис. 3. Структурные разрезы Западной Камчатки. Положение разрезов показано на рис. 2.

1 – миоцен-раннечетвертичные вулканиты; 2 – кайнозойский осадочный чехол; 3 – датские надсубдукционные вулканиты; 4 – меловые (юрско-меловые?) терригенные комплексы пассивной окраины Западно-Камчатской микроплиты; 5 – юрско-меловые окраинноморские и меловые контрастные рифтогенные вулканические комплексы; 6 – метаморфические комплексы фундамента Западно-Камчатской микроплиты; 7 – разломы, надвиги.

суши на востоке в пределы мелководья поступали вулканомиктовые осадки [21]. Этим объясняется смешанный состав терригенных толщ низов осадочного чехла Западной Камчатки. В целом здесь формировались пресноводные и мелководные угленосные и паралические молассы, мощность которых в отдельных депрессиях достигает 4–5 км. После перерыва в осадконакоплении, продолжавшегося в раннем и первой половине среднего эоцена, мелководное морское осадконакопление захватило территорию всей Западной Камчатки [12, 42, 46]. В основании комплекса среднего эоцена прослеживается угловое несогласие. Выше него разрез сложен исключительно мелководными шельфовыми терригенными отложениями, накопление которых продолжалось вплоть до конца позднего миоцена. По данным бурения [39] был сделан вывод, что прогибание, сопровождавшееся полной компенсацией осадками, происходило не повсеместно: на поднятых блоках отложения верхов эоцена–олигоцена отсутствуют.

В целом по характеру структур кайнозойского чехла Западная Камчатка может быть разделена на три района. В ее южной части от мыса Лопатка до 54° с.ш. кайнозойские отложения имеют небольшую мощность, которая не превышает 2 км, и при этом разрез здесь начинается с олигоцена. Севернее пос. Озерновского располагается центриклинальное замыкание крупного прогиба, осевая зона которого находится западнее, в пределах Охотского моря. Здесь мощность кайнозойских толщ превышает 5 км. Севернее этого района и вплоть до 56° с.ш. широко развиты сближенные протяженные (от 30 до 70 км) линейные складки. Они часто разделены вертикальными разрывами. В пределах антиклинальных структур поверхность акустического фундамента располагается на глубине 1–3 км, а в синклинальных – 3–6 км. На юге района оси складок имеют северо-западное простирание, а на севере – строго меридиональное. Далее к северу строение кайнозойского осадочного чехла вновь меняется. Здесь распространены широкие (20–30 км) овальные мульды,

вытянутые на север, которые разделяются разломами и узкими (10–15 км) антиклинальными поднятиями. Мощность молассового комплекса в прогибах около 4–5 км.

СТРОЕНИЕ ДНА СОПРЕДЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Шельфовая зона к западу от Камчатки занята крупным осадочным прогибом, названным авторами Прикамчатским, который развивался над в целом сильно расчлененным и опущенным акустическим основанием (рис. 4). Прогиб прослеживается от Пенжинской губы до уровня Петропавловской поперечной зоны смятия и занимает узкую полосу акватории шельфа Охотского моря, расположенную между Камчаткой и Охотоморской плитой. Восточной границей бассейна служит Омгонский сдвиг. С юга прогиб ограничен Большерецким поднятием. На севере крупные трансформные разломы отделяют Прикамчатский бассейн от Гижигинского и впадины Тинро, а на западе также крупный коллизионный шов – от Охотоморской плиты.

Фундамент Прикамчатского прогиба образован уплотненными верхнемеловыми окраинно-морскими мезозойскими метаморфическими и океаническими комплексами. Интенсивная рифтогенная переработка континентальной коры в Шелиховском грабене обусловила сокращение ее мощности. Западнее береговой линии деструкция континентальной коры несколько выше, чем на суше, но значительно меньше, чем в рифтовых структурах Шелиховского грабена [1, 38].

Кайнозойская осадочная толща прогиба, мощностью до 7–9 км, разделена на шесть структурно-стратиграфических комплексов: палеоцен-эоценовый, олигоценовый, нижнемиоцен-среднемиоценовый, плиоценовый и плиоцен-четвертичный. Палеоцен-эоценовый комплекс слагает отдельные грабены. Мощность его варьирует от 0.2 до 1.2 км. На верхнемеловых отложениях комплекс залегает с угловым несогласием. Оligоценовый и нижнемиоцен-среднемиоценовый комплексы распространены в крупных грабенообразных прогибах меньшего ранга и образованы глубоководными, преимущественно кремнисто-глинистыми отложениями мощностью до 2 км. Эти комплексы сформированы в рифтовый этап развития Прикамчатского прогиба. Они характеризуются сложной разломно-блоковой тектоникой, развитием густой сети продольных и поперечных разрывных нарушений. Это линейные горсты и грабены, ориентированные в северо-восточном и северо-западном направлениях, расположенные параллельно береговой линии Камчатки. Углы наклона сейсмических рефлекторов в верхних горизонтах акустического основания изменяются от вертикальных до 40°. Магнитная съемка позволяет

предполагать, что вдоль разломов внедрялись высокомагнитные магматические тела (скорее всего, основного состава). Число даек в фундаменте Прикамчатского прогиба существенно превышает количество интрузий в пределах Охотоморской плиты. Горстовые поднятия, разделяющие грабеновые прогибы, имеют крупные размеры (100–150 × 20–40 км) и значительную высоту (до 2 км).

Среднемиоценовое пострифтовое опускание окончательно определило контуры Прикамчатского прогиба. Последующее наполнение его осадками происходило в условиях наращивания объемов средне- и верхнемиоценового комплекса. Складкообразующие движения конца этапа сформировали современный структурный план с широкими антиклиналями и синклиналями северо-западного и субмеридионального направлений. Интенсивность складчато-блоковых деформаций резко возрастает в дизъюнктивных зонах. Плиоценовый и плиоцен-четвертичный комплексы, сформированные в условиях обмеления бассейна, компенсируют опускание и почти субгоризонтальным чехлом венчают разрез прогиба. Только в зонах разломов распространены интенсивно дислоцированные породы, образуя блоково-складчатые формы. На западе Прикамчатский прогиб, занимающий шельфовую зону, ограничен крупным региональным коллизионным швом. Последний отделяет прогиб от Охотоморской литосферной плиты.

Охотоморская плита занимает практически всю площадь акватории Охотского моря, за исключением узких полос приконтинентальных окраин и Южно-Охотской глубоководной впадины. Она имеет гомогенное строение с общей мощностью коры от 20 до 25 км и характеризуется, по данным МОВ–ОГТ, трехъярусным строением. Верхний ярус – это осадочный чехол (мощность 1–2 км), сложенный в основном миоцен-четвертичными отложениями. Средний, мощностью до 10 км, со скоростями от 4.5 до 6.2 км/с, образован уплотненными осадками с силлами основных магматических пород. Нижний ярус характеризуется очень выдержанной мощностью порядка 15 км со скоростями от 6.5 до 7.8 км/с и, вероятно, представлен базальтами и их интрузивными аналогами. В целом разрез Охотоморской плиты сопоставим с разрезом поднятия Шатского, и его можно рассматривать как аналог океанического вулканического плато [38].

АСПЕКТЫ ГЕОДИНАМИКИ РЕГИОНА

Предваряя изложение взглядов авторов на некоторые аспекты геодинамики рассматриваемого региона, следует отметить, что бытовавшее долгое время представление о существовании Охотской платформы, которая включала Охото-

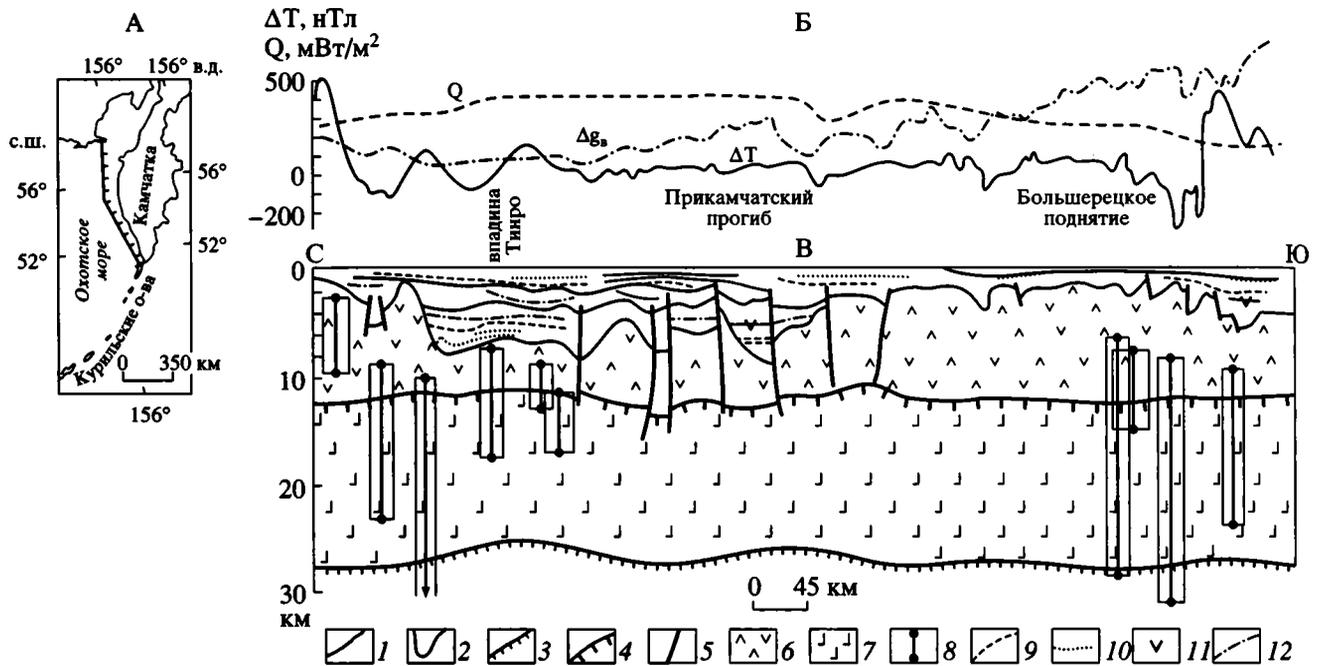


Рис. 4. Северо-Охотский геотраверс МОВ-ОГТ – А, Б, В.

1 – сейсмические границы в осадочной толще; 2, 3 – поверхности: 2 – консолидированного фундамента, 3 – Мохо; 4 – кровля базитового слоя; 5 – разрывные нарушения; 6 – консолидированный и 7 – базитовый слой; 8 – проекции положения верхних и нижних кромок срезов магнитных тел на линии геотраверса и в полосе до 100 км вдоль геотраверса; 9–12 – состав осадочной толщи (прогнозирование геологического разреза по данным С.Х. Шайяна, Л.М. Злобиной, Э.Г. Коблова, Р.Л. Буценко, Ю.Н. Самойленко, 1996); 9–11 – наличие в разрезе пород: 9 – песчаных, 10 – глинистых, 11 – вулканогенных; 12 – переслаивание в разрезе песчаных и глинистых пород.

Q – тепловой поток; ΔT – приращение общего вектора магнитного поля; Δg_b – аномальные значения поля силы тяжести в редукции Буге.

морский континентальный свод и Западную Камчатку с выступом на поверхность ее фундамента [24, 25, 43, 44], встречало возражения отдельных ученых [15, 33], полагавших, что Охотоморский блок и Западная Камчатка представляют собой отдельные структуры.

Выше уже подчеркивалось, что по геофизическим характеристикам в пределах региона выделяются три основных структурных элемента – Западно-Камчатская микроплита, Палано-Омгонский коллизионно-аллохтонный пояс и Охотоморская плита.

Западно-Камчатская микроплита представляет собой элемент с полно выраженной корой континентального типа. Кора имеет трехъярусное строение. В основании залегает метаморфический фундамент, образующий автохтон. На нем залегают тектонические пластины и бескорневые покровы, сложные вулканогенно-осадочными породами юрского-мелового возраста различной геодинамической природы. Судя по характеру деформаций, составу и соотношению с вышележащими молассами, перемещение покровов происходило с запада на восток. Здесь устанавливаются комплексы, указывающие на существование в меловое время как пространств с ти-

пично океанской [3, 35], так и континентальной корами, а также рифтогенных. Они заметно отличаются от вулканических и осадочных пород Восточных хребтов Камчатки, надвинутых на Срединно-Камчатский и Ганальский массивы с востока. Корнями мезозойских покровов Западной Камчатки послужил, по-видимому, пояс коллизионного сжатия, протягивающийся вдоль западного побережья полуострова.

Палано-Омгонский коллизионный пояс деформаций слагает акустическое основание Прикамчатского прогиба. По всем своим геофизическим характеристикам коллизионный пояс имеет сходство с вулканогенными образованиями. Вулканические комплексы на краю обломка океанической плиты Кула, а также структуры континентального склона были тектонически раздавлены при сближении Западно-Камчатской микроплиты с Охотоморской плитой. Во время коллизии этих плит, вероятно, происходили сложные процессы субдукции под Западно-Камчатскую плиту с проявлениями метаморфизма высоких давлений – низких температур. В позднем маастрихте развивалось перемещение тектонических покровов с западного края Западно-Камчатской плиты по

направлению на восток, вплоть до области поднятий Срединного хребта.

И, наконец, Охотоморская плита представляет океанское вулканическое плато, подвергшееся тектоническим давлениям с разных сторон. Общее сжатие привело к сводовому поднятию центральной части плиты и образованию крупных сдвигов как по ее обрамлению, так и пересекающих ее по диагонали с юга-запада на северо-восток. Коллизионный шов, вдоль которого, по данным МОВ-ОГТ [38], наблюдается резкая смена характера осадконакопления в осадочном чехле между Охотоморской плитой и Прикамчатским прогибом, видимо, представляет собой зону торцевого сочленения. Динамическая разгрузка вдоль зоны коллизии происходила по сдвигу.

Общая динамика движений террейнов и микроплит на западе Тихого океана в позднем мелу предполагается следующая (рис. 5). После присоединения Охотоморской плиты вместе с остатками плиты Кула с юга к Евразийской литосферной плите в раннем кампане (приблизительно на рубеже 80 млн. лет) началось перемещение Западно-Камчатской микроплиты с юго-востока на северо-запад. Она представляла собой обломок микроконтинента, который, видимо, полностью разрушился в конце мела-эоцене. В раннем маастрихте Западно-Камчатская плита, перемещавшаяся вдоль трансформного разлома на другом блоке плиты Кула, столкнулась с краем Охотоморской плиты. Блоки с океанической корой были частью общей зоны обрамления Охотоморской плиты, которая на юго-западе начинается от острова Хоккайдо, включая Южно-Охотскую глубоководную котловину. Она огибала плиту с юга на восток, в целом простираясь с юго-запада на северо-восток. После столкновения Западно-Камчатской микроплиты с Охотоморской плитой на первом этапе образовалась зона коллизии. К среднему маастрихту коллизия сменилась аккрецией и вся восточная часть Охотоморской плиты (Омгоно-Паланский пояс) была выдавлена на восток на Западно-Камчатскую микроплиту в виде тектонических покровов различной мощности. Шарьяжи перекрыли западную половину микроплиты и сгруппировались перед ее поднятой восточной частью, которая в современном рельефе образует Срединный хребет.

В конце маастрихта начал формироваться молассовый комплекс. Ему предшествовали излияния лав надсубдукционного типа дания – раннего палеоцена [19, 43]. Структура молассового комплекса усложнилась в раннем эоцене после приращения с востока к Западно-Камчатской микроплите террейнов Восточных хребтов. Оно сопровождалось поднятиями и деформацией основания молассового прогиба.

Предлагаемая работа была выполнена при содействии грантов РФФИ № 99-05-65578,

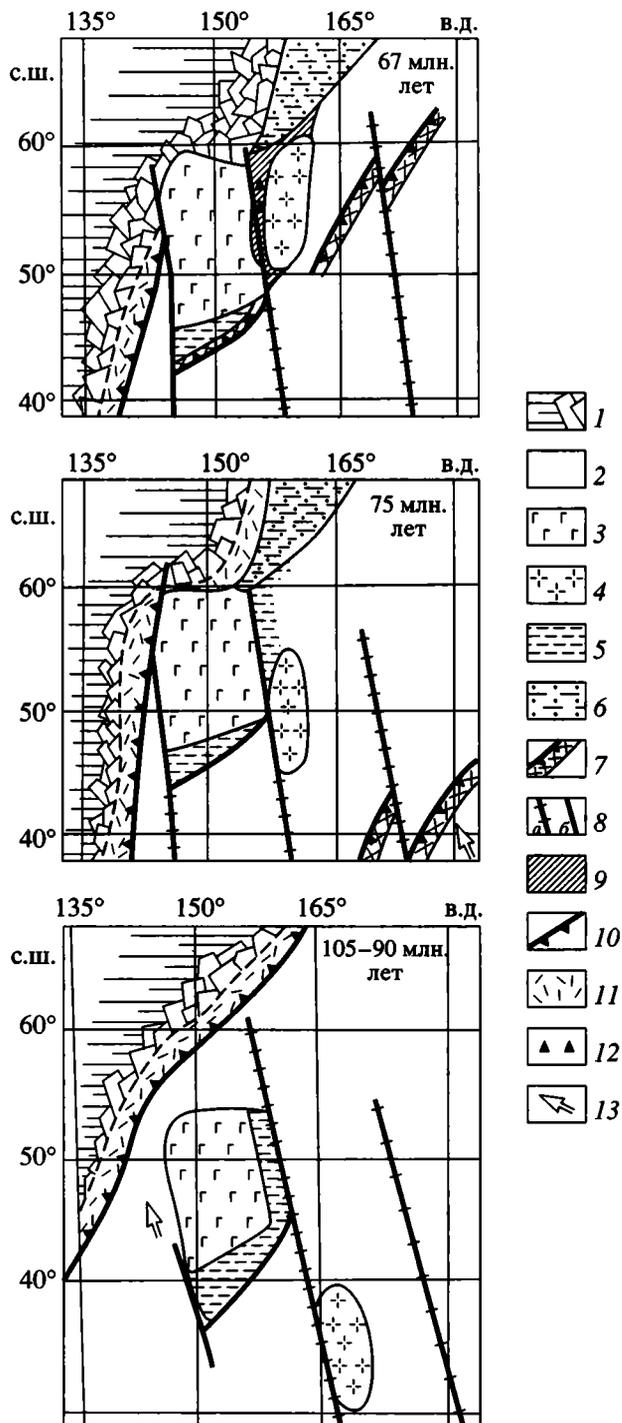


Рис. 5. Палеотектонические реконструкции Охотоморского региона.

1 - Евразийский континент; 2 - океанические области; 3 - Охотоморская плита; 4 - Западно-Камчатский микроконтинент; 5 - глубоководные котловины окраинных морей; 6 - Северо-Корякская аккреционно-коллизонная область; 7 - островные дуги; 8 - разломы: а - трансформные, б - прочие; 9 - Омгоно-Паланская зона; 10 - зоны субдукции; 11 - Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс; 12 - бимодальные вулканы Омгоно-Паланской зоны; 13 - направление перемещения литосферных плит.

00-15-98479 и федеральной программы “Мировой океан” Министерства промышленности, науки и технологий Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов М.Н., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 19–25.
2. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
3. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Коваленко Д.В., Соловьев А.В., Сухов А.Н., Леднева Г.В., Чернов Е.Е. Коллизионная тектоника Западно-Камчатской и Охотоморской микроплит // Материалы совещания: “тектоника неогена: общие и региональные аспекты”. М.: ГЕОС. 2001. Т. 1. С. 56–58.
4. Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканиды Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32–40.
5. Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др. Изотопный возраст гранатовых плаггиогранитов Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 2. С. 233–236.
6. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина И.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58–65.
7. Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb-Sr возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 5. С. 645–649.
8. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист N-56(57). Л., Петропавловск-Камчатский: ВСЕГЕИ, 1987.
9. Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 113 с.
10. Геология СССР. Т. 31. Ч. 1. Геологическое описание: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.
11. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
12. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Полянский Б.В., Федоров П.И. Геологические события раннего палеогена – их проявление во времени и пространстве. Нижний палеоген Западной Камчатки. М.: ГЕОС, 1997. С. 109–140.
13. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 1264 с.
14. Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты геологии Охотского моря // 27-ой Межд. геол. конгресс. Докл. 1984. Т. 6. Ч. II. С. 12–19.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
16. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В. Первые Sm-Nd изотопные определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // Симпозиум по геологии Камчатки. Тез докладов. Петропавловск-Камчатский: Камчатприродресурс, 1999. С. 35.
17. Кузьмин В.К., Чухонин А.П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 932–935.
18. Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57–69.
19. Леднева Г.В. Палеоценовый известково-щелочной магматизм Западной Камчатки (на примере м. Омгон) // Современные вопросы геотектоники: Материалы первой молодежной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика А.Л. Яншина. М.: Научный мир, 2001. С. 28–32.
20. Львов А.Б. Эволюция метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет) // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 261–271.
21. Львов А.Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 47–56.
22. Марков М.С. Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
23. Марченко А.Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: Наука, 1975. С. 234–246.
24. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) / Под ред. Гладенкова Ю.Б. М.: ГЕОС, 1997. 145 с.
25. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
26. Рихтер А.В. О структуре метаморфических толщ Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
27. Рихтер А.В. Строение метаморфических образований Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 28–58.
28. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
29. Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг на примере Ганальского хребта Камчатки // Геотектоника. 1973. № 4. С. 27–39.
30. Сиверцева И.А. О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. 1975. № 18. С. 141–145.
31. Сиверцева И.А., Смирнов А.И. О находке палеозойских спор в метаморфических отложениях Камчатки // Геология и геофизика. 1974. № 6. С. 126–128.
32. Сидорчук И.А., Ханчук А.И. Мезозойский глаукофан-сланцевый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 150–155.
33. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.

34. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской окраиной – кинематические и возрастные аспекты // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
35. Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В., Гарвер Дж.И. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники: Материалы первой молодежной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика А.Л. Яншина. М.: Научный мир, 2001. С.35–40.
36. Строение дна Охотского мор. М.: Наука, 1981. 178 с.
37. Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в Средне-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 63–70.
38. Тектоническая карта Охотоморского региона / Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.
39. Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Высочина О.В. К вопросу о геологическом строении и нефтегазоносности Колпаковского прогиба Западной Камчатки. Нефтегазоносные бассейны Западно-Тихоокеанского региона и сопредельных платформ: сравнительная геология и перспективы освоения // Первая международная конференция. ВНИГРИ: Тез. докл. С.-Петербург: ВНИГРИ, 1996. С. 95–96.
40. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 530 с.
41. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВО Наука, 1985. 138 с.
42. Шанцер А.Е., Гладенков Ю.Б., Олейник А.Э. История геологического развития и палеогеография Западно-Камчатского субрегиона в эоцене // Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 69–75.
43. Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 14. Вып. 6. С. 20–26.
44. Шапиро М.Н. Геосинклинальное развитие Камчатки во второй половине мела // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 54–108.
45. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
46. Шапиро М.Н., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Региональные угловые несогласия в кайнозое Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 47–60.
47. Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Допозднемезозойский фундамент Камчатской складчатой области и тектонические условия его формирования // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.
48. Эрлих Э.Н. Современная структура Камчатки и положение четвертичных вулканов // Вулканологический бюл. 1979. Т. 42. С. 13–43.
49. Sadwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Satellite Altimetry. Geosat-A. NASA. La Jolla, USA: Scripps Institution of Oceanography, 1995.
50. Soloviev A.V., Garver J.I., Lander A.V., Ledneva G.V. Accretionary complex related to Cretaceous Okhotsk-Chukotka subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // Eos. Transaction. American Geophysical Union. November 28. 2000. V. 81.
51. Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E. Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolaria from Omgon Range, Western Kamchatka // Ofioliti. 1999. V. 24(1). P. 31–42.
52. Watson B.F., Fujita K. Tectonic evolution of Kamchatka and the sea of Okhotsk and implications for the Pacific basin // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series / Ed. Howell D.G. Texas, USA: Houston. 1985. № 1. P. 333–348.

Рецензенты: Н.В. Короновский, С.Д. Соколов

On the Collision between the West-Kamchatka and Sea of Okhotsk Plates

N. A. Bogdanov and V. D. Chekhovich

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

Abstract—The subject of this paper is the tectonic structure of Western Kamchatka and the boundary structures between the peninsula and the Sea of Okhotsk plate. The region includes (westward) the Western Kamchatka microplate, the Palana-Omgon collision belt, the Kamchatka trough, and the Sea-of-Okhotsk plate (its sea portion). The basement of the Western Kamchatka microplate is composed of regionally and contact-wise altered metamorphic rocks of varying lithology. Their isotopic ages vary widely (from Precambrian to Eocene), and their internal structure is not yet adequately known. Thrust over the crystalline basement are oceanic rocks represented by oceanic sediments, volcanogenic siliceous rocks, and turbidites, the ages of which vary from Middle Jurassic to Late Cretaceous. The nappes and folds of the Mesozoic deposits are overlapped, with a distinct angular unconformity, by Cenozoic molasses. The shelf zone west of Kamchatka is occupied by the large Kamchatka trough filled with Cenozoic shallow-sea sediments, which are more than 3 km thick. In the west the Kamchatka trough borders, along a regional strike-slip fault, the Sea-of-Okhotsk plate. Geodynamic analysis suggests that the structures that had resided between the West Kamchatka microplate and the Sea-of-Okhotsk plate were crushed during their collision. Their rocks were moved as tectonic nappes to the east over the metamorphic basement. The accretion of the terrains of the Eastern ranges and peninsulas to the West-Kamchatka microplate from the east resulted in the subsequent deformation of the molasse trough.

УДК 551.242.2:550.836(268.3)

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ, ТЕКТОНИКА ДНА И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2002 г. Е. В. Вержбицкий

Институт океанологии РАН, 117851, Москва, Нахимовский просп., 36

Поступила в редакцию 21.01.2000 г.

Анализ данных теплового потока в районе Баренцевоморского палеорифта позволяет сделать вывод о том, что высокий геотермический фон региона (70 мВт/м^2) вызван не рифтогенными процессами, а обусловлен радиогенным теплом осадочного чехла. Определен глубинный (из мантии и фундамента) тепловой поток (50 мВт/м^2), подтверждающийся геологическими данными. Выполнено моделирование остывания литосферы палеорифта после внедрения в позднем девоне в тело Свальбардской плиты мантийного диапира. Оценки указывают на квазистационарный древний глубинный тепловой поток (70 мВт/м^2), который обусловлен одновременно процессом остывания астенолита и разогревом литосферы при ее прогибании под тяжестью накапливавшихся осадков 300–100 млн. лет назад.

Обоснована по геотермическим данным модель тектонической структуры Баренцевоморского палеорифта континентального (не океанического) генезиса. Рассчитана общая мощность литосферы региона (150 км), соответствующая толщине литосферы зон перехода от континента к океану. Определены мощности мантийного (125 км), базальтового (15 км) и гранитного (10 км) слоев, согласующиеся с сейсмическими и гравиметрическими данными.

Рассчитаны современные и палеотемпературы на границах осадочных комплексов двух геолого-геофизических профилей, пересекающих структуру палеорифта. Рассчитанные палеотемпературы хорошо согласуются с интервалом температур нефтегазогенерации ($70\text{--}180^\circ\text{C}$) и соответствуют триасово-юрским горизонтам, наиболее продуктивным в отношении образования углеводородов в регионе. Выполнено моделирование образования аномалии теплового потока, вызванной внедрением магматического расплава в осадочный чехол палеорифта в позднеюрское–раннемеловое время. Моделирование указывает на значительное увеличение (в среднем в 3.5 раза) палеотемператур в осадочном чехле в течение 5 млн. лет. Делается вывод о том, что широкое распространение месторождений газа в районе Лудловской перемычки связано со значительным (более 180°C) повышением палеотемператур вследствие внедрения горячей интрузии.

Эти геолого-геотермические методы могут быть использованы при предварительной оценке нефтегазоносности осадочных бассейнов.

Баренцево море (рис. 1) от Шпицбергена до Карского моря занимает практически всю территорию Свальбардской плиты [21], возраст которой датируется раннерифейским временем – 1500 млн. лет. Кора Свальбардской плиты по сравнению с примыкающим континентом утонена примерно в 1.5 раза и не превышает 35 км. Полный стратиграфический разрез осадочного чехла плиты включает отложения от верхнего силура–девона до триаса–нижней юры, перекрытые четвертичными и плиоцен-четвертичными осадками.

В структуре восточной части Баренцева моря выделяется позднедевонский Баренцевоморский палеорифт (см. рис. 1). Район Баренцевоморского палеорифта является одним из самых перспективных нефтегазоносных бассейнов Арктики России [11].

Баренцевоморский палеорифт протягивается с юга на север примерно на 1500 км (при ширине

300–600 км) через Южно-Баренцевскую и Северо-Баренцевскую впадины до континентального склона Северного Ледовитого океана. Он разделяется по простирацию на два сегмента Лудловским поднятием (Лудловской перемычкой), которое является звеном общей рифтовой системы Баренцевоморского региона [19, 26]. Кристаллическая кора в районе Баренцевоморского палеорифта характеризуется малой мощностью (25–30 км). В осевых частях палеорифта предполагается резкое утонение гранитного слоя, вплоть до полного выклинивания, и подъем границы Мохоровичича [13]. Существует также мнение, что фундамент палеорифта полностью состоит из палеоокеанической коры [1].

По сейсмическим данным, мощность осадочной толщи Баренцевоморского палеорифта велика и достигает 14–18 км и более. Верхнепермско-триасовые осадочные комплексы палеорифта

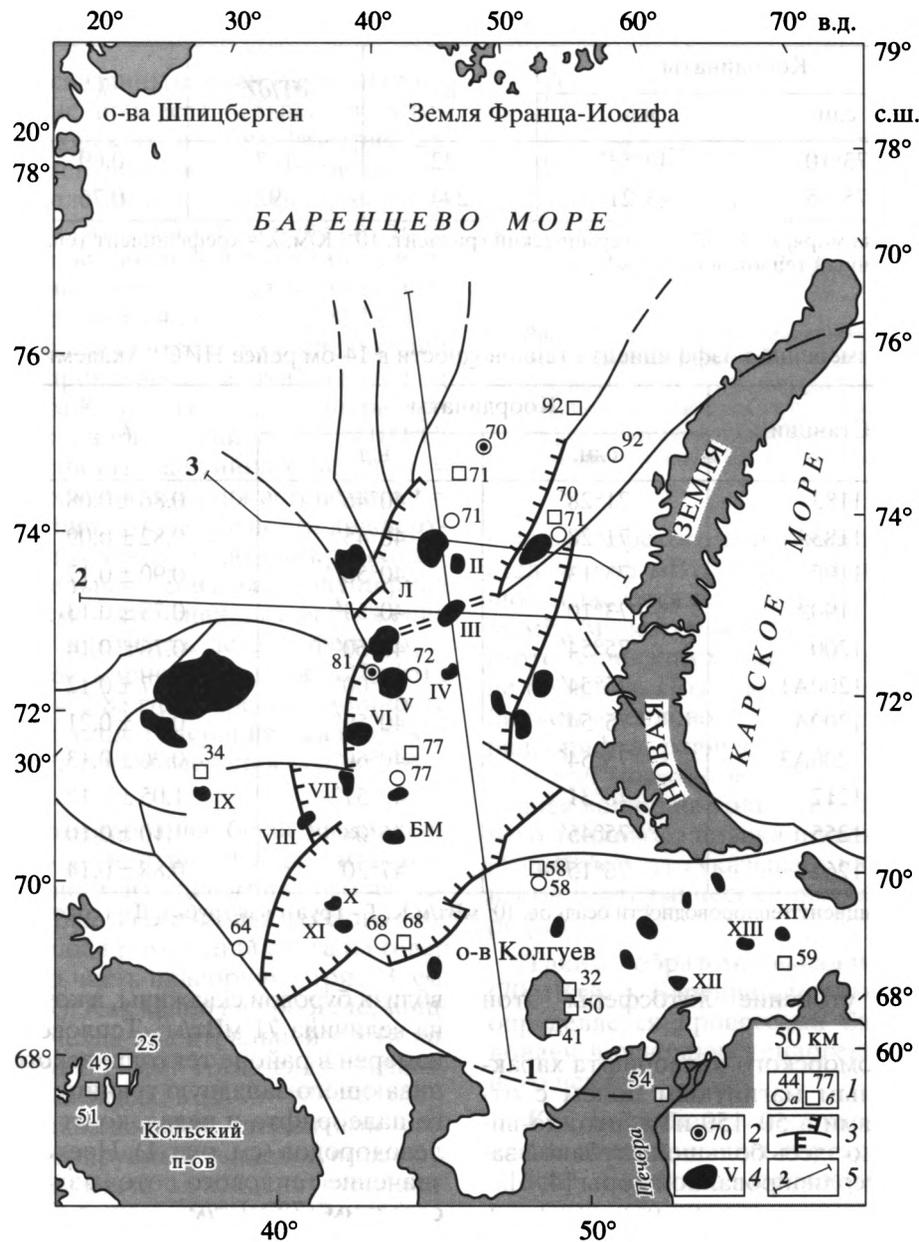


Рис. 1. Карта геотермической изученности восточной части Баренцевоморского региона.

1 – точки измерений плотности теплового потока, в мВт/м² [24]; а – погружными термоградиентографами, б – в буровых скважинах; 2 – то же в 14-ой рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов”; 3 – сбросы и сдвиги [21]; 4 – месторождения углеводородов [21]: I – Ферсмановское, II – Лудловское, III – Ледовое, IV – Бритвинское, V – Штокмановское, VI – Териберское, VII – Северо-надеждинское, VIII – Надеждинское, IX – Северо-Кильдинское, X – Северо-Мурманское, XI – Мурманское, XII – Поморское, XIII – Северо-Гуляевское, XIV – Приразломное; 5 – местоположение и номера геолого-геофизических профилей 1 (см. рис. 3), 2 (см. рис. 4), 3 (см. рис. 5). БМ – Баренцевоморский палеорифт; Л – Лудловская перемычка.

имеют наибольшую мощность (6–8 км) [21]. Они залегают на относительно маломощных (до 1 км) каменноугольно-пермских отложениях, ниже которых предполагается значительное увеличение мощности девонских карбонатов. Суммарные мощности (2–2.5 км) терригенных юрско-нижнемеловых комплексов наиболее выражены в районе Лудловского поднятия. Характерной особен-

ностью строения осадочного чехла палеорифта является его насыщенность магматическими интрузиями в нижне-среднедевонских, пермско-триасовых и юрских горизонтах [15, 27, 32, 34, 39].

Над Баренцевоморским палеорифтом зафиксированы положительные аномалии поля силы тяжести в редукции Буге порядка 50–100 мГал,

Таблица 1. Данные геотермических изтерений в 14-ом рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов”

Станция, N	Координаты		h	$\partial T/\partial Z$	λ	q
	с.ш.	в.д.				
1190	73°10′	40°53′	332	117	0.69	81 ± 8
1236	75°35′	43°21′	294	92	0.76	70 ± 7

Примечание. h – глубина моря, м; $\partial T/\partial Z$ – геотермический градиент, 10^{-3} К/м; λ – коэффициент теплопроводности осадков, 10^3 мВт/м.К; q – измеренный тепловой поток, мВт/м².

Таблица 2. Данные измерений коэффициента теплопроводности в 14-ом рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов”

№ п/п	Станции	Координаты		λ	Примечание
		с.ш.	в.д.		
1	1183	71°28′	40°46′	0.86 ± 0.08	Т
2	1183А	71°28′	40°45′	0.82 ± 0.09	Д
3	1190	73°13′	40°56′	0.90 ± 0.17	Т
4	1190А	73°10′	40°53′	0.78 ± 0.13	Д
5	1200	75°54′	40°60′	0.76 ± 0.14	Д
6	1200А1	75°54′	41°00′	1.17 ± 0.12	Т
7	1200А2	75°54′	40°59′	0.97 ± 0.21	Т
8	1200А3	75°54′	40°60′	0.76 ± 0.13	Д
9	1212	78°31′	40°57′	1.05 ± 0.12	Т
10	1255	75°45′	46°08′	1.10 ± 0.10	Д
11	1262	76°15′	47°30′	0.88 ± 0.14	Д

Примечание. λ – коэффициент теплопроводности осадков, 10^3 мВт/м.К; Т – грунтовая трубка; Д – геологический диоцерапель.

указывающие на утонение литосферы этой структуры [3, 23].

Район Баренцевоморского палеорифта характеризуется спокойным магнитным полем с отдельными аномалиями в 50–150 нТл, что, по-видимому, обусловлено здесь большой глубиной залегания кровли консолидированной коры [4, 6].

ТЕПЛОЙ ПОТОК И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ДНА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Распределение тепловых потоков в Баренцевоморском палеорифте (см. рис. 1) относительно спокойно. Их значения в целом всего на 10–20 мВт/м² больше, чем фоновый тепловой поток (54 мВт/м²), определенный в Кольской сверхглубокой скважине [24]. Отдельные высокие значения теплового потока в районе палеорифта (92 мВт/м²), скорее всего, вызваны процессами теплопереноса.

В 14-ом рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” нами было выполнено два измерения теплового потока и 11 измерений теплопроводности придонного слоя осадков (табл. 1, 2). Значение теплового потока, равное 70 мВт/м², измерено

вблизи буровой скважины, в которой зафиксирована величина 71 мВт/м². Тепловой поток 81 мВт/м² измерен в районе тектонического уступа, ограничивающего западную границу Баренцевоморского палеорифта и недалеко от месторождения углеводородов (см. рис. 1). Несколько повышенное значение теплового потока здесь по сравнению с соседним (72 мВт/м²) может быть связано с температурной рефракцией, обусловленной рельефом фундамента, увеличением мощности гранитного слоя коры и другими причинами. Величина измеренного коэффициента теплопроводности осадков в районе Баренцевоморского палеорифта мало изменяется с юга на север и в среднем составляет 1×10^3 мВт/м.К.

Фоновое (среднее) значение измеренного теплового потока в зоне Баренцевоморского палеорифта превышает среднепланетарное (60 мВт/м²) и составляет 70 ± 4 мВт/м². Высокое значение фонового теплового потока позволяет предполагать, что структура рифта не прошла стадию стабилизации, а находится лишь на определенной ступени термической эволюции. Выяснение справедливости такого вывода является крайне важным с точки зрения понимания температурных

условий генерации углеводородов и времени их образования.

В связи с вышесказанным нами было выполнено моделирование процесса остывания литосферы Баренцевоморского палеорифта (рис. 2). Для расчетов применялась модель нестационарного источника тепла, обусловленного рифтогенезом, внедрением в позднем девоне в тело Свальбардской плиты мантийного диапира и изостатическим прогибанием дна палеорифта под тяжестью накапливавшихся осадков [2, 8, 14, 18]. При моделировании использовались следующие параметры: теплопроводность мантийных пород $\lambda = 3.2 \times 10^3$ мВт/м.К; избыточная температура при внедрении мантийного диапира $\Delta T = 1100^\circ\text{C}$; температуропроводность мантийных пород $a = 7.8 \times 10^{-7}$ м²/с; время остывания астенолита $t = 375$ млн. лет; глубина от поверхности дна верхней ($h_1 = 15$ км) и нижней ($h_2 = 150$ км) кромки астеносферной модельной призмы; полуширина призмы $L = 100$ км; интенсивность растяжения литосферы $\beta = 2$; плотность астеносферы $\rho_a = 3.22$ г/см³; плотность мантии, равная 3.27 г/см³; плотность коры $\rho_c = 2.83$ г/см³; средняя мощность осадков $h = 16$ км; теплогенерация осадков $A = 1.4 \times 10^{-3}$ мВт/м³; теплогенерация гранита $A = 1.5 \times 10^{-3}$ мВт/м³.

В процессе моделирования была выполнена оценка глубинного (из мантии и фундамента) теплового потока в зоне Баренцевоморского палеорифта. Для этого был использован геолого-геофизический профиль, проходящий с юга на север через центральную часть палеорифта (рис. 3, см. профиль 1 на рис. 1). Как видно на профиле, мощность осадочного чехла в центральной части палеорифта составляет 15 км. Тогда для усредненной теплогенерации осадков (1.4×10^{-3} мВт/м³), создаваемой радиоактивными элементами осадочного чехла, генерируемый тепловой поток будет равен 20 мВт/м². Вычитая найденную величину из фонового теплового потока (70 мВт/м²), получим глубинный тепловой поток в осевой части палеорифта, равный 50 мВт/м². Для того чтобы выяснить соответствие полученного значения глубинного теплового потока всей зоне Баренцевоморского палеорифта, мы рассчитали величину теоретического глубинного теплового потока в зависимости от возраста палеорифта, используя соотношение, полученное эмпирически для среднего теплового потока континентальных геоструктур различного возраста [10]:

$$q = \frac{480 \times e^{(-1 + 0.28 \ln t)}}{\sqrt{t}}, \quad (1)$$

где q – тепловой поток, мВт/м², t – возраст дна, млн. лет. Из соотношения (1) следует, что современный глубинный тепловой поток литосферы при позднедевонском времени образования Ба-

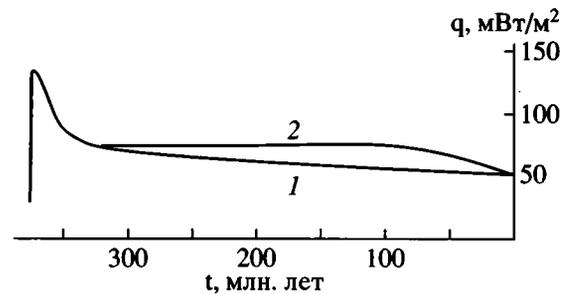


Рис. 2. Модельная кривая остывания литосферы Баренцевоморского палеорифта после внедрения 375 млн. лет назад в тело Свальбардской плиты мантийного диапира (1) и кривая остывания литосферы палеорифта с учетом ее прогибания под тяжестью накапливающихся осадков (2). q – тепловой поток, t – время.

ренцевоморского палеорифта (375 млн. лет) составляет 48 мВт/м². Полученное значение хорошо согласуется с глубинным тепловым потоком в 50 мВт/м², которая является найденным выше по геотермическим и сейсмическим данным в районе профиля. Поэтому мы приняли величину глубинного теплового потока Баренцевоморского палеорифта, равную 50 мВт/м², основополагающей при моделировании. Следует отметить, что данная величина только на 10 мВт/м² выше среднего теплового потока щитов древних платформ (40 мВт/м²), что указывает на низкий в настоящее время геотермический режим литосферы палеорифта.

Таким образом, высокий фоновый поток (70 мВт/м²) Баренцевоморского палеорифта не определяется процессами рифтогенеза, а обусловлен в основном теплогенерацией его осадочного чехла.

Как показывает моделирование (см. рис. 2), время возникновения геотермической аномалии в зоне Баренцевоморского палеорифта после подъема астенолита примерно на два порядка меньше времени ее остывания (кривая 1). Обе кривые, 1 и 2, иллюстрируют уменьшение глубинного (на кровле фундамента) теплового потока в зависимости от времени. Были выполнены оценки интегрального эффекта остывания литосферы палеорифта при ее прогибании с увеличением мощности накапливавшихся осадков (кривая 2). В интервале времени 300–100 млн. лет глубинный тепловой поток является квазистационарным (~70 мВт/м²), что обусловлено различной направленностью процессов остывания астенолита и разогревом литосферы при ее прогибании под тяжестью осадков, вызывающем, как показывает оценки, повышение теплового потока, приблизительно компенсирующее остывание литосферы. Далее, начиная со 100 млн., лет, кривая 2 приближается к значению современному глубинного теплового потока, равному 50 мВт/м², отражая

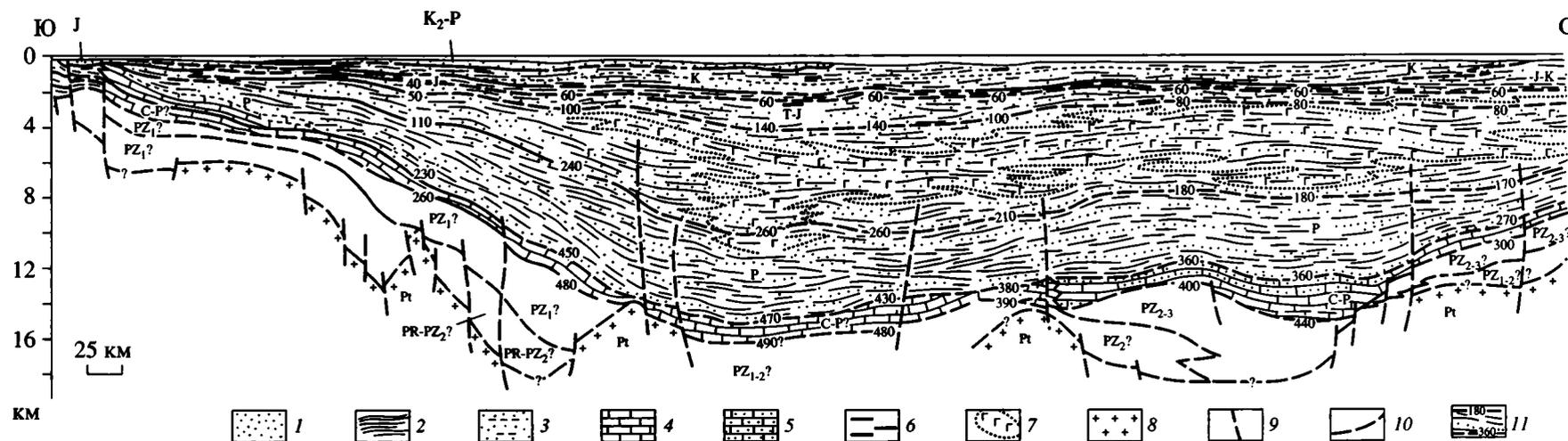


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль 1 вдоль центральной части Баренцевоморского палеорифта [21] и температуры осадочного чехла.

1 – песчаники; 2 – глины; 3 – глинистые песчаники, песчаные алевролиты; 4 – известняки; 5 – глинистые карбонаты; 6 – углистые прослои; 7 – вулканиты; 8 – докембрийский фундамент; 9 – разломы; 10 – геологические границы; 11 – температуры на литолого-стратиграфических границах осадочных комплексов различного возраста, рассчитанные по данным теплового потока, °С.

охлаждение коры и мантии. Результаты расчетов согласуются с историей погружения осадочных комплексов в районе Баренцевоморского палеорифта. Анализ данных бурения и сейсмических исследований относит завершающую фазу компенсированного погружения литосферы бассейна также ко времени ~100 млн. лет [33].

Как уже отмечалось выше, существуют две альтернативные точки зрения на строение литосферы Баренцевоморского палеорифта, которая рассматривается либо как континентальная, либо как океаническая. В частности, различная интерпретация одного и того же массива сейсмических и гравиметрических данных на профиле 2 (рис. 4, см. рис. 1) может привести к различной структуре коры, подстилающей дно палеорифта: (а) – с отсутствием гранитного слоя и (б) – с гранитным слоем, мощностью 8 км [5].

Выполненный выше расчет по формуле (1) глубинного теплового потока включает генерацию радиогенного тепла гранитного слоя (1.5×10^{-3} мВт/м³) [12, 22, 25, 35]. Для теплогенерации (1.4×10^{-3} мВт/м³) осадков, мощностью 16 км в центральной части профиля, и глубинном тепловом потоке в 50 мВт/м² приповерхностный тепловой поток разреза (а) без гранитного слоя составит 60 мВт/м², а разреза (б) с гранитным слоем – 72 мВт/м². Последняя величина очень близка фоновому значению в регионе, равному 70 мВт/м². Поэтому можно сделать следующий вывод. Растяжение литосферы в районе профиля не привело к полному выклиниванию гранитного слоя, а только к его утонению (в среднем до 10 км) по сравнению с бортами палеорифта (рис. 4б).

Таким образом, анализ геотермических данных указывает на континентальное строение литосферы Баренцевоморского палеорифта.

Глубинный тепловой поток (50 мВт/м^2), рассчитанный теоретически и определенный по сейсмическим и геотермическим данным, согласуется с результатами моделирования остывания Баренцевоморского палеорифта, что подтверждает позднедевонское время его образования, найденное по геологическим и магнитным данным [1, 21]. Поэтому можно рассчитать мощность литосферы региона, используя ее зависимость от возраста [10, 31, 36, 40]:

$$H_l = 1.6 \times 10^{-3} \sqrt{at}, \quad (2)$$

где H – мощность литосферы, км; $a = 7.8 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ – температуропроводность вещества литосферы; t – возраст литосферы, млн. лет.

Для времени образования Баренцевоморского палеорифта – 375 млн. лет мощность литосферы, определенная по формуле (2), составляет 150 км, что соответствует толщине литосферы зон перехода от континента к океану [38]. Учитывая вариации изменения мощности базальтового (10–20 км) и

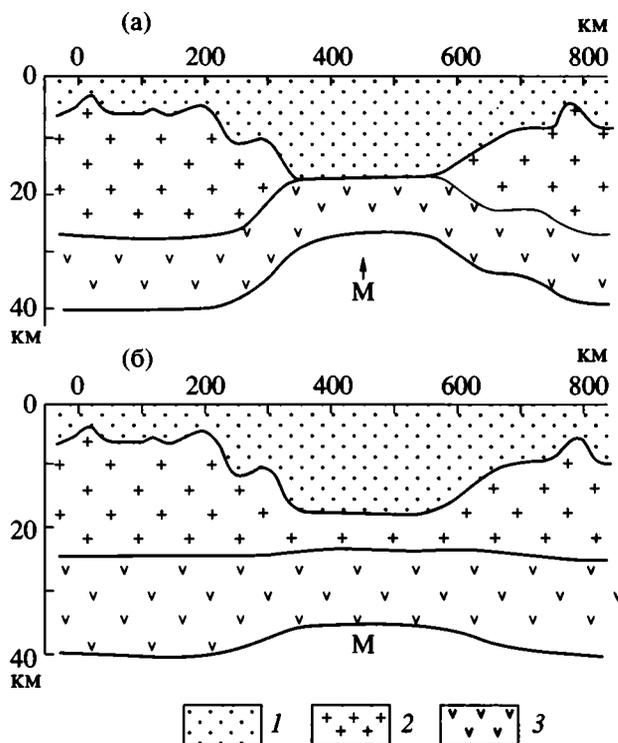


Рис. 4. Альтернативные разрезы земной коры по профилю 2 [5], выполненные по одному и тому же массиву сейсмических и гравиметрических данных: а – без гранитного слоя, б – с гранитным слоем. 1 – осадки; 2 – гранитный слой; 3 – базальтовый слой; М – граница Моховичича.

гранитного (10–20 км) слоев континентов, мы выполнили моделирование строения литосферы Баренцевоморского палеорифта. С этой целью было использовано соотношение (3) для стационарного теплового поля [17, 20, 28]:

$$q = \lambda \Delta T / \Delta Z + A \Delta Z, \quad (3)$$

где q – глубинный тепловой поток, мВт/м²; $\Delta T = 1200^\circ\text{C}$ – температура на подошве литосферы; $\lambda = 3.2 \times 10^3 \text{ мВт/м}\cdot\text{К}$ – теплопроводность вещества литосферы; ΔZ – толщина слоя литосферы, м; $A = 1.5 \times 10^{-3}, 0.46 \times 10^{-3}$ и $0.008 \times 10^{-3} \text{ мВт/м}^3$ – генерация радиогенного тепла соответственно для гранитного, базальтового и мантийного слоев.

Как показывает моделирование, литосфера общей мощностью 150 км, с базальтовым слоем в 15 км и гранитным слоем в 10 км, создает суммарный тепловой поток, равный 48 мВт/м^2 . Это хорошо согласуется с глубинным тепловым потоком (50 мВт/м^2), найденным выше по сейсмическим, геотермическим и геологическим данным, указывая на реальность данной модели и глубинного строения литосферы Баренцевоморского палеорифта. Следует отметить, что модель отражает усредненную структуру коры в пределах палео-

рифта, не учитывая раздробленность коры процессами рифтогенеза, вариации ее мощности по латерали и пр. В связи с этим можно предположить в осевой зоне палеорифта наличие фрагментарных безграницных “окон”.

В работе [37] приводится ряд сейсмических профилей, пересекающих структуру Баренцево-морского палеорифта, по которым получена информация о строении земной коры вплоть до границы М. Анализ этих профилей указывает на то, что гранитный слой палеорифта действительно раздроблен и фрагментарен. В то же время средние мощности гранитного и базальтового слоев коры составляют, соответственно, 10 и 15 км. Такие же значения мощностей данных слоев определены выше и в результате выполненного по геотермическим данным моделирования. Это независимо подтверждает корректность сделанной выше оценки глубинного теплового потока (50 мВт/м^2) Баренцево-морского палеорифта.

СОВРЕМЕННЫЕ И ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ПАЛЕОРИФТА

В зоне Баренцево-морского палеорифта открыто шесть крупных газовых и газоконденсатных месторождений (см. рис. 1) [21, 34]. Мурманское и Северо-Кильдинское газовые месторождения расположены в южной и юго-западной части Южно-Баренцевской впадины. Эти месторождения связаны с верхнеюрскими осадочными комплексами. Лунинское газовое месторождение обусловлено газогенерацией в нижнемеловых отложениях Северо-Баренцевской впадины, в районе ее сочленения с Адмиралтейским горстом.

Штокмановское (уникальное) и Лудловское газоконденсатные месторождения находятся вблизи Лудловского поднятия в северной части Южно-Баренцевской впадины. Эти месторождения связаны с верхнеюрскими осадочными комплексами. Ледовое газоконденсатное месторождение, расположенное также в районе Лудловского поднятия, сопряжено с нижнемеловыми осадочными породами.

Определенный глубинный тепловой поток (50 мВт/м^2) и выполненное моделирование остывания Баренцево-морского палеорифта, рассмотренные выше, позволяют оценить современные и палеотемпературы в осадочном чехле бассейна, что необходимо для выявления оптимальных зон нефтегазогенерации. Расчет современных температур в любой точке осадочного чехла можно выполнить по соотношению [28]

$$T = q\Delta Z/\lambda + A\Delta Z^2/2\lambda, \quad (4)$$

где T – температура слоя осадков; q – глубинный тепловой поток; ΔZ – мощность слоя осадков; λ –

теплопроводность осадков; A – теплогенерация в осадках.

При расчетах использовались следующие значения теплопроводности: $1.5 \times 10^3 \text{ мВт/м.К}$ при терригенных мезозойских осадках; $1.9 \times 10^3 \text{ мВт/м.К}$ для карбонатных палеозойских осадков; $2.9 \times 10^3 \text{ мВт/м.К}$ для базальтовых пластовых тел в осадочной толще; теплогенерация осадков = $1.4 \times 10^{-3} \text{ мВт/м}^3$ [24].

Расчеты современных температур выполнены для разрезов осадочного чехла двух геолого-геофизических профилей [21] (рис. 5, см. рис. 1, 3). Профиль 1 протягивается с юга на север примерно вдоль простирания структуры центральной части Баренцево-морского палеорифта. Профиль 3 пересекает северную часть палеорифта с запада на восток. Расчеты температур производились на границах выделенных на профилях основных литолого-стратиграфических комплексов. Оценка палеотемператур для любого осадочного горизонта (см. рис. 3, 5) легко выполняется по соотношению (4), где глубинный тепловой поток для данного времени определяется по кривой 2 на рис. 2.

Главная зона образования нефти в Баренцево-морском палеорифте – триасово-юрские осадочные комплексы. Известно, что процесс нефтегазогенерации связан с интервалом температур ($70\text{--}180^\circ\text{C}$) [7, 29, 30]. Рассчитанные палеотемпературы осадочного чехла региона хорошо согласуются с этим температурным интервалом и соответствуют указанным триасово-юрским горизонтам (см. рис. 3, 5). Это предполагает реальность предложенной выше модели структурного и теплофизического разреза литосферы и правильность оценок палеотемператур нефтегазообразования в осадочном чехле Баренцево-морского палеорифта.

В осадочном чехле Баренцево-морского палеорифта выделены аномальные сейсмические горизонты, отождествляемые с магматическими телами, что указывает на активную роль процессов рифтогенеза в формировании этой структуры [21]. Выделенные тела тяготеют к разломным зонам, приуроченным в плане к продолжениям тектонических нарушений Тимана и Новой Земли.

Большое число магматических тел зафиксировано в районе Лудловской перемычки, где открыты основные газоконденсатные месторождения, в частности, уникальное Штокмановское месторождение. Фрагменты таких тел хорошо видны на многих сейсмических профилях, пересекающих в субширотном и в субмеридиональном направлении Лудловскую перемычку. Это указывает на то, что данный район насыщен магматическими телами. Кроме того, на этих профилях зафиксирована сеть магмоподводящих каналов из астеносферы [21, 33, 34].

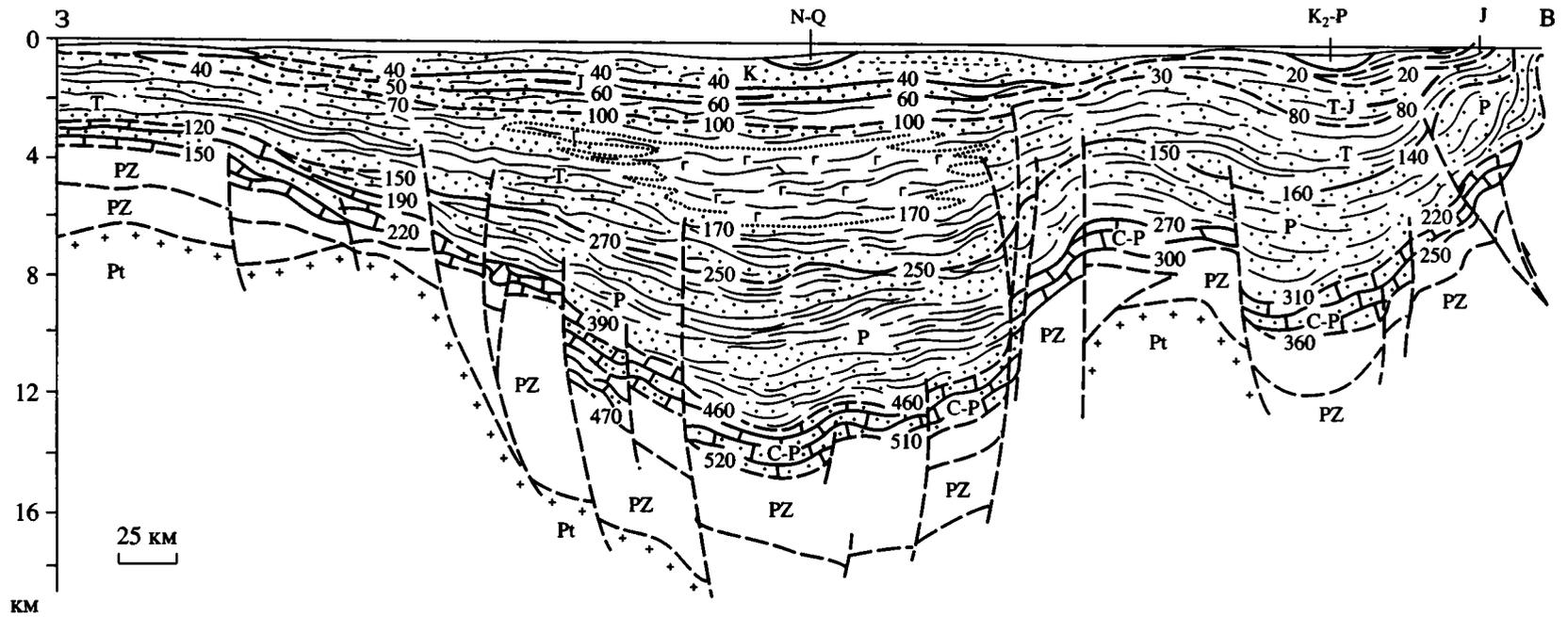


Рис. 5. Геолого-геофизический профиль 3 вкостростираия северной части Баренцевоморского палеорифта [21] и температуры осадочного чехла. Условные обозначения см. на рис. 3.

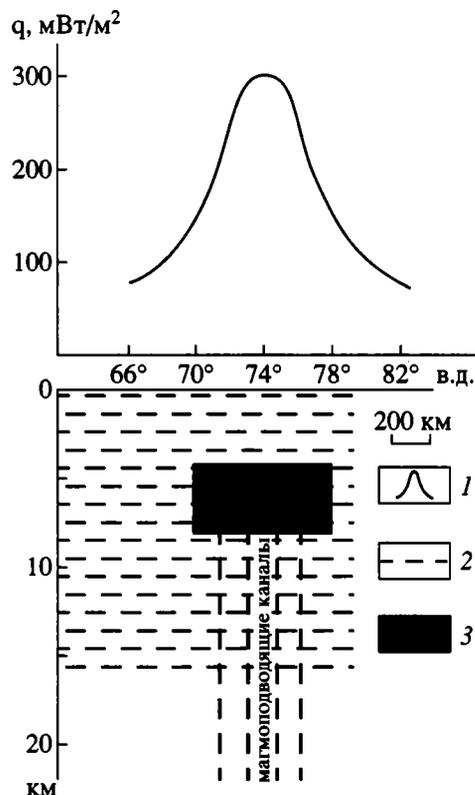


Рис. 6. Аномалия теплового потока, обусловленная внедрением в позднеюрское–раннемеловое время магматической интрузии в осадочный чехол Баренцево-морского палеорифта.

1 – геотермическая аномалия; 2 – осадки; 3 – модельное тело, аппроксимирующее магматическую интрузию.

Выделенные аномальные горизонты четко фиксируются в магнитном и гравиметрическом полях. Магматическая природа этих горизонтов была подтверждена результатами глубокого бурения, где в шламе скважины Лудловская-1 найдены диабазы. Абсолютный возраст диабазов (159–139 млн. лет), определенный K/Ar методом, предполагает синхронность их излияний со сходными по составу дайковыми комплексами Земли Франца Иосифа.

С учетом вышесказанного область высокой концентрации магматических тел была аппроксимирована в виде единой интрузии и было выполнено моделирование геотермической аномалии [9], возникшей вследствие внедрения в литосферу (осадочный чехол палеорифта) астеносферного магматического расплава (рис. 6).

Магматическая интрузия нарушает равновесное распределение температур в районе ее внедрения. Для расчета возникшей аномалии теплового потока нами применялась модель нестационарного источника тепла, вызванного интрузией [9, 14]. При расчете использовались следующие параметры: $\lambda = 3 \times 10^3$ мВт/м.К, теплопроводность

вмещающих пород; $\Delta T = 1100^\circ\text{C}$, избыточная температура при внедрении интрузии; $a = 7.5 \times 10^{-7}$ м²/с, температуропроводность вмещающих пород; $t = 150$ млн. лет, время внедрения интрузии; $h_1 = 5$ км и $h_2 = 10$ км, глубина от поверхности дна верхней и нижней кромки аномалообразующего тела; $L = 375$ км, полуширина тела; X – координата точки верхней кромки тела, $-L < X < L$.

Выполненное моделирование показало, что тепловой поток (а, следовательно, и палеотемпературы в осадочном чехле) после внедрения интрузии 150 млн. лет назад в интервале времени 1–5 млн. лет увеличился в среднем в 3.5 раза по сравнению с квазистационарным глубинным тепловым потоком (~ 70 мВт/м²) Баренцево-морского палеорифта (рис. 4). В интервале 5–30 млн. лет остывание интрузии привело к понижению геотермической аномалии, близкому к древнему глубинному тепловому потоку, а палеотемператур в осадочных слоях – к первоначальным значениям.

Штокмановское, Лудловское и Ледовое газоконденсатные месторождения приурочены к осевой зоне Лудловской рифтовой системы. Это согласуется с представлениями [16, 34], что широкое проявление генерации углеводородных газов в этом районе связано со значительным (более 180°C) повышением палеотемператур. Пик аномалии на рис. 6. Повышение палеотемператур обусловлено внедрением в осадочный чехол в позднеюрское–раннемеловое время интрузии основного состава.

Таким образом, в данной работе выполнен геолого-геотермический анализ трех основных процессов эволюции Баренцево-морского палеорифта: растяжение литосферы и внедрение в позднем девоне мантийного диапира, погружение литосферы вследствие осадконакопления, внедрение в осадочный чехол на границе юры и мела магматической интрузии. Все это позволяет сделать следующие выводы.

ВЫВОДЫ

1. На основе анализа распределения данных теплового потока в Баренцево-морском палеорифте рассчитан его фоновый тепловой поток (70 мВт/м²). Сделан вывод о том, что высокий геотермический фон региона не вызван процессами рифтогенеза, а обусловлен радиогенным теплом осадочного чехла. Определен глубинный (из мантии и фундамента) тепловой поток (50 мВт/м²), подтверждающийся результатами геологических исследований.

2. Выполнено моделирование процесса остывания литосферы Баренцево-морского палеорифта после внедрения в позднем девоне в тело Свальбардской плиты мантийного диапира. Оценки показывают, что в интервале времени

300–100 млн. лет древний глубинный тепловой поток (~ 70 мВт/м²) является квазистационарным, что связано с различной направленностью процессов остывания астенолита и разогрева литосферы при ее прогибании под тяжестью накопившихся осадков.

3. Обоснована по геотермическим данным модель тектонической структуры Баренцевоморского палеорифта континентального (не океанического) генезиса. Показано, что растяжение литосферы палеорифта не привело к полному выклиниванию гранитного слоя кристаллической коры, а только к его утонению (в среднем до 10 км). Рассчитана общая мощность литосферы региона (150 км), соответствующая толщине литосферы зон перехода от континента к океану. На основании данных геотермического моделирования определены мощности мантийного (125 км), базальтового (15 км) и гранитного (10 км) слоев литосферы палеорифта, что подтверждается данными сейсмических и гравиметрических исследований.

4. Рассчитаны современные и палеотемпературы на литолого-стратиграфических границах осадочных комплексов для геолого-геофизического профиля, протягивающегося с юга на север через палеорифт, и профиля вкрест простираения его структуры. Рассчитанные палеотемпературы хорошо согласуются с интервалом температур генерации углеводородов (70–180°C) и соответствуют триасово-юрским осадочным горизонтам, наиболее продуктивным в отношении нефтегазообразования в Баренцевоморском регионе.

5. Выполнено моделирование образования аномалии теплового потока, обусловленной внедрением магматической интрузии в осадочный чехол Баренцевоморского палеорифта в позднеюрско–раннемеловое время. Моделирование указало на значительное (в среднем в 3.5 раза) увеличение палеотемператур в интервале времени 1–5 млн. лет. Делается вывод о том, что широкое распространение газовых месторождений в регионе связано со значительным (более 180°C) повышением палеотемператур, обусловленным дополнительным разогревом осадочных пород вследствие внедрения горячей интрузии.

Разработанные в данной статье геолого-геотермические методы могут быть использованы при предварительной оценке нефтегазоносности осадочных бассейнов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К.* Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 58–76.
2. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
3. Баренцевоморская шельфовая плита. Л.: Недра, 1987. 263 с.
4. *Беляев И.И., Филин А.М.* Применение дифференциальной съемки для выделения вариаций и изучения тонкой пространственной структуры аномального магнитного поля в океане // Магнитное поле океана. М.: Наука, 1993. С. 25–37.
5. *Бурьянов В.Б., Журавлев В.А., Свистунов Ю.И.* Структура коры шельфа Баренцева моря по гравиметрическим данным // Геофизический журнал. 1989. Т. 11. № 2. С. 77–81.
6. *Валяшко Г.М., Филин А.М., Лукьянов С.В., Городничий А.М., Осипова И.Л.* Применение морских градиентометрических съемок и данных обсерваторий для изучения геомагнитных вариаций и картирования кровли магнитоактивного слоя в Баренцевом море // Электромагнитная индукция в Мировом океане. М.: Наука, 1990. С. 82–89.
7. *Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 137–142.
8. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 132 с.
9. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и генезис восточной части Баренцевоморского региона // Океанология. 2000. Т. 40. № 3. С. 448–455.
10. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и возраст океанической и континентальной литосферы (на примере Ионического и Адриатического бассейнов Средиземного моря) // Океанология. 2001. Т. 41. № 1. С. 132–137.
11. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Под ред. Гаврилова В.П. М.: Недра, 1993. 324 с.
12. *Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М.* Тепловой поток континентов. Киев: Наук. думка, 1982. 184 с.
13. *Граммберг И.С.* Баренцевоморский пермско-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 789–791.
14. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 243 с.
15. *Комарницкий В.М., Шипилов Э.В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // Докл. РАН. 1991. Т. 320. № 5. С. 1203–1206.
16. *Кунин Н.Я., Сафонов В.С., Луценко Б.Н.* Основы стратегии поисков месторождений нефти и газа (на примере Западной Сибири). Ч. 1. М.: Ассотгео, 1995. 134 с.
17. *Кутас Р.И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.
18. *Лобковский Л.И., Хаин В.Е.* Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28–39.
19. *Маловицкий Я.П., Мараханов В.И., Сенин Б.В.* Рифтогенез западной части Арктической континентальной окраины // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 4. С. 932–936.
20. *Моисеенко У.И., Смыслов А.А.* Температура земных недр. Л.: Недра, 1986. 180 с.

21. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. Карта и геолого-геофизические профили / Отв. ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Ин-т литосферы РАН, 1996. 94 с.
22. Павленкова Н.И. Эндогенные режимы и структура земной коры и верхней мантии // Структура и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 253–274.
23. Павлюк Н.И., Бойко Г.Е. Гравиметрическая характеристика и моделирование литосферы Баренцево-Карского региона // Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. М.: Недра, 1993. С. 159–176.
24. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Термическая эволюция литосферы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевоморской плиты // Изв. РАН. Физика Земли. 1998. № 4. С. 3–9.
25. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.
26. Сенин Б.В., Шпилов Э.В. Рифтовые системы и их роль в формировании геологической структуры Арктики // Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. М.: Недра, 1993. С. 146–159.
27. Сенин Б.В., Шпилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Кн. изд-во, 1989. 176 с.
28. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР. М.: ГИН ГУГК АН СССР, 1980. 150 с.
29. Соколов Б.А., Гусева А.Н. О возможной быстрой современной генерации нефти и газа // История нефти в осадочных бассейнах. Интерпринт. М.: МГУ, 1994. С. 48–56.
30. Троцюк В.Я. Прогноз нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1982. 201 с.
31. Хуторский М.Д. Особенности распределения теплового потока и его связь с тектоническим развитием регионов // Тепловой режим недр МНР. М.: Наука, 1991. С. 84–90.
32. Шпилов Э.В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника. 1990. № 1. С. 90–96.
33. Шпилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
34. Шпилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 87–88.
35. Chapman D.S., Pollak R.M. Global heat flow: a new look // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. № 28. P. 23–32.
36. Morgan P., Sass J.H. Review-Thermal regime of the continental lithosphere // J. Geodynamics. 1984. V. 1. P. 419–426.
37. Neprochnov Yu.P., Semenov G.A., Sharov N.V., Ylinemi J., Komminaho K., Luosto U., Heikkinen P. Comparison of the crustal structures of the Barents Sea and the Baltic Shield from seismic data // Tectonophysics. 2000. V. 321. P. 429–447.
38. Sclater J.G., Francheteau J. The Implication of Terrestrial Heat Flow Observations on Current Tectonic and Geochemical Models of the Crust and Upper Mantle of the Earth. Geophys. // J. R. astr. Soc. 1970. V. 20. P. 509–542.
39. Shipilov E.V., Mossur A.P. The Structure of the Sedimentary Section at Depth in the Arctic Region // International Geol. Rev. 1991. V. 33. P. 92–102.
40. Yoshii T. Regionality of group velocities of rayleigh waves in the Pacific and thickness of the plate // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 25. P. 305–312.

Рецензенты: Н.А. Богданов, А.С. Перфильев

Geothermal Regime, Seafloor Tectonics, and Hydrocarbon Generation Temperatures in the Eastern Part of the Barents Sea

E. V. Verzhbitskii

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract—Analysis of heat flow distribution in the Barents Sea paleorift area leads to the conclusion that the high geothermal background of the region (70 mW/m^2) is caused mostly by the radiogenic heat of the sedimentary cover rather than by rifting. The estimated deep (mantle and basement-derived) heat flow value (50 mW/m^2) is corroborated by geological data. The cooling of the lithosphere beneath the paleorift after the invasion of a mantle diapir into the Svalbard platform in the Late Devonian was simulated. The estimates suggest the existence of a quasi-stationary deep heat flow of 70 mW/m^2 derived from the cooling asthenolith and the simultaneous heating of the lithosphere sagging under sediment load in the time interval 300–100 Ma. The structural model of the Barents Sea paleorift, indicative of a continental (and not oceanic) origin was substantiated by geothermal data. The aggregate thickness of the lithosphere in the region, estimated at 150 km, corresponds to the lithospheric thickness of a transitional zone between the continent and the ocean. The estimated thicknesses of the mantle (125 km) and the basaltic (15 km) and granitic (10 km) layers agree well with seismic and gravity data. Modern and ancient temperatures at the boundaries of sedimentary complexes were calculated for two geological (interpreted from seismic data) cross sections of the paleorift. The calculated paleotemperatures agree nicely with the temperature interval of the oil window ($70\text{--}180^\circ\text{C}$) and correspond to the Triassic-Jurassic strata, the most productive source rocks in the region. Also, heat flow anomaly formation in response to the intrusion of an igneous body in the Ludlow saddle area during the Late Jurassic-Early Cretaceous was modeled. The model suggests a considerable (by 3.5 times on average) increase in paleotemperatures over the next 5 Ma. The conclusion is that the numerous gas fields in the Ludlow saddle area all result from a considerable (over 180°C) increase in paleotemperature triggered by a hot intrusion. These geological-deep methods are applicable for the preliminary appraisal of the petroleum potential of sedimentary basins.



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*