

К.Б. Десятов

ISSN 0016-853X

Номер 4

Июль - Август 2006



ГЕОТЕКТОНИКА



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

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



“НАУКА”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2006

Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе ТАТСЕЙС-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию <i>В. А. Трофимов</i>	3
История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля <i>В. Ю. Глебовский, В. Д. Каминский, А. Н. Минаков, С. А. Меркурьев, В. А. Чилдерс, Дж. М. Брозина</i>	21
Проблема вихревых движений в “твердых” оболочках Земли и их роли в геотектонике <i>Е. Г. Мирлин</i>	43
Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования <i>М. Ю. Хотин, М. Н. Шапиро</i>	61

Хроника

39-ое Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета при ОНЗ РАН <i>Ю. В. Карякин</i>	90
К 70-летию Сергея Васильевича Руженцева	95

Contents

No. 4, 2006

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

Deep CMP Seismic Surveying along the Tatseis-2003 Geotraverse across the Volga-Ural Petroliferous Province <i>V. A. Trofimov</i>	3
Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as Inferred from Geohistorical Analysis of the Anomalous Magnetic Field <i>V. Yu. Glebovsky, V. D. Kaminsky, A. N. Minakov, S. A. Merkur'ev, V. A. Childers, and J. M. Brozena</i>	21
The Problem of Vortical Movements in the Solid Earth and Their Role in Geotectonics <i>E. G. Mirlin</i>	43
Ophiolites of the Kamchatsky Mys Peninsula, Eastern Kamchatka: Structure, Composition, and Geodynamic Formation Conditions <i>M. Yu. Khotin and M. N. Shapiro</i>	61

Chronicle

The 39th Tectonic Conference of the Interagency Tectonic Committee, Division of Earth Sciences, Russian Academy of Sciences <i>Yu. V. Karyakin</i>	90
Sergei Vasil'evich Ruzhentsev (on His 70th Birthday)	95

Сдано в набор 06.04.2006 г.	Подписано к печати 06.06.2006 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Цифровая печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.	Уч.-изд. л. 12.0	Бум. л. 6.0
	Тираж 314 экз.	Зак. 1441		

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

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

УДК 550.34/551.242.51(470.415)

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОВ-ОГТ НА ГЕОТРАВЕРСЕ ТАТСЕЙС-2003, ПЕРЕСЕКАЮЩЕМ ВОЛГО-УРАЛЬСКУЮ НЕФТЕГАЗОНОСНУЮ ПРОВИНЦИЮ

© 2006 г. В. А. Трофимов

Институт геологии и разработки горючих ископаемых, Москва, 117312, ул. Вавилова, 25, корп. 1

Поступила в редакцию 26.12.2005 г.

В работе изложены задачи, методика, основные результаты глубинных сейсмических исследований МОВ-ОГТ по геотраверсу, пересекающему с северо-запада на юго-восток Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию и названному “Татсейс-2003”. Он имеет протяженность более 1000 км и путем отработки дополнительного профиля увязан с известным геотраверсом “Уралсейс-95”. Главной задачей этих работ являлось изучение особенностей строения осадочного чехла и земной коры Северо-Татарского свода, Казанско-Кажимского прогиба, Котельнического свода и юго-восточной части Московской синеклизы в сравнении с нефтеносным Южно-Татарским сводом.

Примененные технико-методические средства (телеметрические станции, мощные вибраторы, 12-километровая расстановка, кратность – 60, длина записи – 20 с), проектирование, основанное на анализе геолого-геофизических материалов, специальная обработка данных обеспечили получение высокоинформативных сейсмических временных разрезов, обеспечивающих решение поставленных геологических задач.

Главным научным и практическим результатом проведенных исследований является установление связей нефтеносности осадочного чехла со строением земной коры и верхней мантии, что имеет фундаментальное значение, может свидетельствовать о значительной роли глубинных факторов в формировании месторождений углеводородов и после подтверждения выявленных признаков в других районах использоваться в практике нефтепоисковых работ.

Обоснован тектонический характер наклонных отражателей в земной коре и верхней мантии. Показано, что субвертикальные динамические аномалии обусловлены реальными геологическими образованиями. Предложен комплекс исследований для объяснения их природы.

Запланированные на геотраверсе глубинные сейсмические исследования свою задачу выполнили полностью. Вместе с тем, полученные результаты позволяют обосновать ряд рекомендаций по направлениям и методике дальнейших исследований. Целесообразно проведение обобщающих научно-исследовательских работ, направленных на взаимоувязку геотраверсов “Уралсейс-95” и “Татсейс-2003”, получение единого профиля от Урала до Московской синеклизы с последующей комплексной интерпретацией данных, а также обобщение результатов ранее проведенных глубинных сейсмических исследований МОВ-ОГТ.

ВВЕДЕНИЕ

Глубинными сейсмическими исследованиями МОВ-ОГТ, целенаправленно проводящимися с 1993 г. в нефтяных районах Республики Татарстан, а затем и в других регионах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, было показано, что под крупными нефтяными месторождениями на временных разрезах наблюдаются интенсивные динамические аномалии [14 и др.]. Хотя природа этих аномалий достоверно не была определена, сам факт их наличия показал принципиальную возможность создания методики прогнозирования крупных месторождений углеводородов на основе глубинной сейсморазведки МОГТ и послужил обоснованием проведения по-

добных исследований на территории Кировской, Самарской, Оренбургской, Тюменской областей, Республик Башкортостан, Удмуртии, а также их расширения в Татарстане. Однако в связи со спецификой планирования геологоразведочных работ отработанные региональные профили располагались в пределах одного отдельно взятого административного образования (или лицензионного участка) не всегда оптимально и в ряде случаев не увязывались с профилями на соседних территориях. Это затрудняло или делало невозможным проведение сравнительных характеристик крупных тектонических элементов, нефтеносных и слабоизученных земель.

размещения нефтяных месторождений с особенностями строения земной коры. В результате должны были быть оценены перспективы нефтеносности этих крупных тектонических элементов и выявлены территории, перспективные для нефтепоисковых работ.

ПОЛОЖЕНИЕ GEOTRAVERCA

Геотраверс, общей протяженностью более 1000 км, прошел по территории Нижегородской и Кировской областей, республик Марий-Эл, Татарстан и Башкортостан¹. В связи с тем, что значительная часть профиля проходит по Южно-Татарскому и Северо-Татарскому сводам, а также для удобства последующего изложения и возможных ссылок нами было предложено отработанному геотраверсу дать наименование "Татсейс-2003".

В юго-восточной части, в районе Стерлитамака, путем корректировки профиля VIII (ОАО "Башнефтегеофизика") он увязан с геотраверсом "Уралсейс", что в дальнейшем позволит иметь цельную информацию по профилю общей протяженностью порядка 1600 км, от Урала до Московской синеклизы. Для более уверенной интерпретации данных предусматривалась увязка геотраверса "Татсейс-2003" дополнительными профилями "рассечками" со сверхглубокими скважинами: Воротиловской, Миннибаевской, Гуймазинской, а также комплексирование сейсморазведочных наблюдений с электроразведочными, гравиметрическими и атмогеохимическими.

МЕТОДИКА СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Методика сейсморазведочных наблюдений на геотраверсе определялась, в первую очередь, характером поставленных задач. Так, для изучения глубинного строения земной коры более приемлемы расстановки с большими удалениями возбуждение-прием. В то же время для детального изучения палеозойского осадочного чехла, для выявления возможных связей его строения и нефтеносности с особенностями строения консолидированной земной коры требуется применение плотных систем с небольшими расстояниями между пунктами приема. Таким образом, система наблюдений должна быть достаточно универсальной и обеспечивать равномерное изучение разреза в необходимом диапазоне глубин. При этом учитывалась относительно невысокая степень дифференциации докембрийских образова-

ний по акустическим свойствам и высокий уровень помех на больших временах, в том числе кратных волн, связанных с горизонтами осадочного чехла.

Отсюда следовало, что расстояние между пунктами приема не должно превышать максимального, применяемого в регионе при изучении горизонтов палеозоя, а кратность профилирования не должна быть меньше, чем при стандартных наблюдениях. С учетом изложенного и опыта сейсморазведочных работ в Татарстане и на сопредельных территориях была выбрана следующая методика: система наблюдений – асимметричная; длина расстановки – 12000 м; количество активных каналов – 240; максимальное удаление возбуждение-прием – 10000 м; расстояние между пунктами приема – 50 м; расстояние между пунктами возбуждения – 100 м; кратность – 60. В качестве регистрирующей аппаратуры использовалась телеметрическая система INPUT/OUTPUT SYSTEM TWO. Длина полезной записи составила 20 с, шаг квантования – 4 мс.

Вследствие проложения профиля через разрабатываемые нефтяные месторождения, где развитая густая сеть коммуникаций, применение взрывных источников было невозможным. Было решено использовать мощные сейсмические вибраторы Нemi-50 с максимальным толкающим усилием 23 т. Они применялись в группе из 5–6 штук на базе 50–55 м; на каждом пункте возбуждения обрабатывалось 5–8 воздействий. Параметры свип-сигнала, уточненные в ходе опытных работ, были следующими: начальная частота – 14 Гц, конечная – 70 Гц, длительность свип-сигнала – 20 с. В целом можно отметить, что примененные технико-методические средства обеспечили получение кондиционных материалов, что явилось основой решения поставленных геологических задач.

Для достижения максимальной информативности результатов региональных сейсморазведочных работ большое значение имеет оптимизация проложения профиля. Предложенное при обосновании постановки работ положение геотраверса отображало лишь его принципиальный характер. С целью повышения информативности были собраны и проанализированы материалы магнитных и гравиметрических съемок, данные дешифрирования аэрокосмических снимков, особенности структуры фундамента, размещения нефтяных месторождений. В качестве основного принципа корректировки проложения геотраверса принято следующее: профиль должен пересечь наиболее контрастные положительные и отрицательные аномалии потенциальных геофизических полей, крупные нефтяные месторождения, а также аномалии, выявленные в результате дешифрирования аэро- и космоснимков.

¹ Работа выполнена в рамках Госконтракта с МПР РФ. Полевые наблюдения производились ОАО "Татнефтегеофизика". Научно-методическое сопровождение работ и обработка данных осуществлялись ФГУП ИГиРГИ.

Из-за условий местности и других причин фактическое проложение профиля от рекомендованного отличается, в некоторых случаях, существенно. Так, из-за запретов землепользователей не удалось пройти через интенсивный магнитный максимум, расположенный в пределах Ромашкинского месторождения. В дальнейшем необходимо изучить возможность отработки специальной расщетки для изучения этой аномалии. В целом же руководство полевой партии и исполнители работ сделали все возможное для оптимального проложения геотраверса.

Значительная потеря информации при региональных работах может быть связана с крупными естественными преградами. Так, отработанный геотраверс пересек р. Кама у пос. Камские поляны, где расстояние между крайними пикетами на противоположных берегах составляло 6 км (с учетом большого количества стариц на левом берегу и заболоченности подступов к реке). Применение здесь используемой на профиле методики отстрела привело бы к полной потере информации на этом участке. Поэтому при форсировании Камы было [17] предложено трансформировать систему наблюдений во фланговую с минимальным выносом ПВ, равным 6 км, чтобы расположить приемную расстановку и пункты возбуждения на разных берегах. Максимальное удаление взрыв-прибор здесь составило 22 км (с учетом кривизны профиля). На обоих берегах отработано по 60 дополнительных ПВ с шагом 100 м. Предложенная трансформация системы наблюдений позволила получить информацию о глубоких (5 с и более) отражающих границах в земной коре.

Таким образом, целенаправленный подход к выбору методики полевых работ и применяемых технических средств, а также комплексный анализ геолого-геофизических материалов для оптимизации проложения геотраверса позволяют получить кондиционные полевые материалы и тем самым создают основу для решения поставленных геологических задач.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Обработка сейсморазведочных материалов производилась на вычислительной технике Sun Microsystem с использованием обрабатывающего комплекса FOCUS.

Процесс обработки подразделялся на два этапа:

1) получение временных разрезов с длиной записи 4 с для обеспечения максимальной геологической информативности в интервале регистрации отражений от границ в осадочном чехле и в верхней части кристаллического фундамента;

2) получение временных разрезов с длиной записи 20 с для изучения глубинного строения земной коры.

Первый этап включал в себя процедуры, обычно применяемые в нефтяной сейсморазведке. Однако, исходя из регионального характера поставленных задач, упор делался на повышение соотношения сигнал/помеха. В связи с этим параметры процедур выбирались более мягкие, чем обычно применяемые для достижения высокой разрешенности записи.

Получение кондиционных разрезов на временах до 20 с, когда уровень полезного сигнала чрезвычайно низок, обуславливало применение жесточайшего редактирования исходных записей, исключение из графа обработки деконволюции по полевому материалу и понижение частот полосовых фильтров.

В целом примененные граф и приемы обработки обеспечили получение кондиционных временных разрезов и, на этой основе, решение главной задачи – выявление связей глубинного строения земной коры со строением и нефтеносностью осадочного чехла.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕФТЕНОСНОСТЬ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Геотраверс пересекает в северо-западном направлении Волго-Камскую (Волжско-Камскую) антеклизу и составляющие ее структуры I порядка: Южно-Татарский и Северо-Татарский своды, разделенные Сарайлинской седловиной, Казанско-Кажимский прогиб, Котельнический свод и входит в Московскую синеклизу (см. рис. 1). По имеющимся данным абсолютные отметки поверхности фундамента изменяются в основном от –1.5–1.6 км на сводах до –2–2.5 км в прогибах; максимальное его погружение (до 5–6 км и более) предполагается на юго-восточном окончании профиля. Наиболее высокое положение фундамента отмечено на Воротиловском выступе, где одноименной сверхглубокой скважиной фундамент вскрыт на отметке –415 м.

Состав и свойства пород, слагающих фундамент, наиболее полно изучены в Татарстане, где более двадцати скважин вскрыли архейско-нижнепротерозойский комплекс на глубину от нескольких сотен метров до 4 км, а также на сопредельной территории Башкортостана, где Гуймазинская скважина № 2000 была пробурена до глубины 4042 м. По данным Б.С. Ситдикова [11], выделены следующие типы кристаллических пород:

– регионально метаморфические, представленные в основном высокоглиноземистыми гней-

Скорость продольных волн (V_p) в породах кристаллического фундамента по данным ВСП в сверхглубоких и параметрических скважинах Татарстана [13]

Тектоническая приуроченность	Номер скважины	Интервал глубин от поверхности фундамента, м	V_p , м/с
Восточный борт Мелекесской впадины	2223	0–557	6480
	2216	0–700	6670
Баганинский прогиб	663	0–480	6070
Западный склон Южно-Татарского свода	2217	0–596	6240
	20015	0–543	6180
	2092	0–271	6300
Восточный и юго-восточный склоны Южно-Татарского свода	2880	0–191	6200
	20013	0–220	6200
	20011	0–760	6250
		760–1640	6590
Зона Сулинского разлома	20006	0–673	6010
Северный и северо-восточный склоны Южно-Татарского свода	20005	0–257	6270
	183	0–156	5800
	966	56–310	5800
	678	0–672	5890
Зона Прикамского разлома	578	0–102	5400
Сводовая часть Южно-Татарского свода	20000	0–508	5710
		508–2467	6120
	20002	0–310	6200
	20009	0–180	5600
		180–3172	6200
Северо-Татарский свод	206	0–235	6500
Казанско-Кажимский прогиб	205	0–254	6040

сами и кристаллическими сланцами, калийсодержащими амфибол-плагиоклазовыми гнейсами, а также амфиболитами;

– ультраметаморфические, представленные в основном мигматитами по различным гнейсам, гранитоидным жилам и гранито-гнейсам;

– локально метаморфические, включая катаклазиты, милониты, низкотемпературные метасоматиты;

– магматические, не подвергавшиеся региональному метаморфизму.

В Нижегородской области Воротиловской сверхглубокой скважиной, пробуренной в своде одноименного выступа до глубины 5374 м, по фундаменту пройдено 4824 м. Он представлен [2] архейскими и нижнепротерозойскими образованиями. По составу пород и характеру метамор-

физма авторы той же работы условно выделяют две толщи. Верхняя сложена однообразными амфиболовыми, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с линзами амфиболитов, среди которых встречаются перидотиты и горнбледиты. Гнейсы, амфиболиты и другие породы местами мигматизированы и гранитизированы. В составе нижней толщи среди кристаллических пород преобладают биотит-амфиболовые гнейсы с линзами амфиболитов и основных кристаллических сланцев. Присутствуют линзы кварцитов и кварцито-гнейсов, биотит-дистен-силлиманит-гранатовых гнейсов, кальцифиров и диопсид-скаполитовых пород. Значительный объем нижней части разреза занимают микроклиновые двуслюдяные граниты и гранито-гнейсы. Кристаллические породы прорваны дайками долеритов и габбродолеритов.

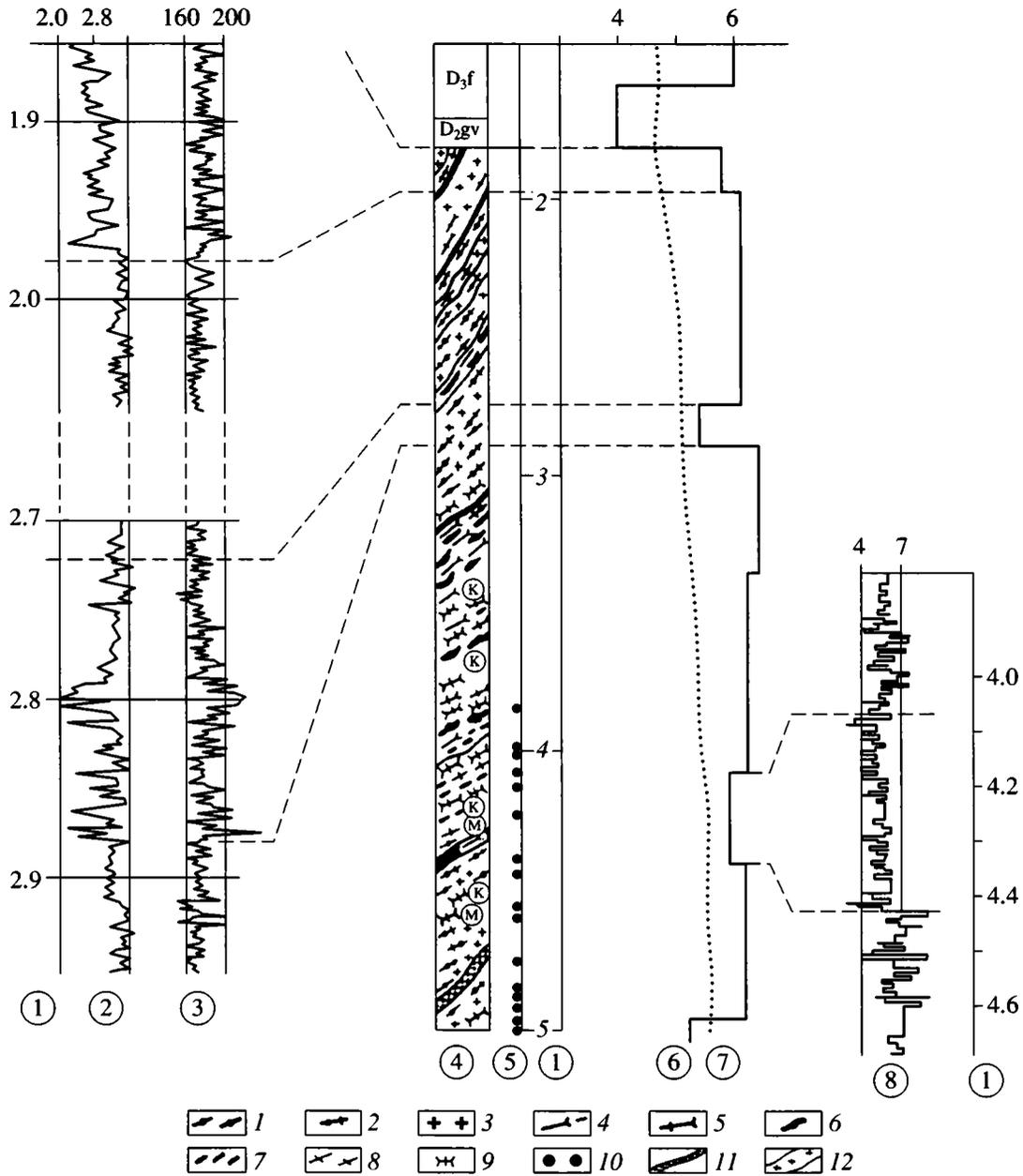


Рис. 2. Скорости распространения продольных волн в разрезе кристаллического фундамента (Новоелховская сверхглубокая скв. 20009, Республика Татарстан) [13]

Цифры в кружках: 1 – шкала глубин, км; 2 – диаграмма плотности по ГГК-П, г/см^3 ; 3 – диаграмма интервального времени по АК, мкс/м; 4 – литологическая колонка (данные Н.Е. Галдина: 1 – гранат-биотит-плаггиоклазовые, гранат-биотит-силлиманит-кордиерит-плаггиоклазовые гнейсы и кристаллические сланцы; 2 – те же породы, мигматизированные; 3 – граниты, гранитизация; 4 – биотит-гиперстен-плаггиоклазовые, двупироксен-плаггиоклазовые гнейсы и кристаллические сланцы; 5 – те же породы, мигматизированные; 6 – магнетит-биотит-пироксен-амфибол-плаггиоклазовые гнейсы и кристаллические сланцы; 7 – биотит-плаггиоклазовые гнейсы лейкократовые; 8 – те же породы, мигматизированные; 9 – диафориты, катаклазиты, милониты; 10 – катаклаз, милонитизация, буква к в кружке; 11 – дайка перидотита; 12 – дайка габбро-диабазы, буква м в кружке); 5 – битумопроявления; 6 – график пластовой скорости, по данным ВСП, км/с; 7 – график средней скорости, км/с; 8 – график детального распределения скорости по АК, км/с

Скорости распространения продольных волн в верхней части фундамента, по данным ВСП, изменяются от 5400 м/с в зоне Прикамского разлома до 6670 м/с в Мелекеской впадине и, как было

отмечено нами ранее [13], практически не зависят от состава пород. Гораздо большее влияние на упругие свойства оказывает их тектоническая нарушенность.

На территории Татарстана определенная зависимость в распределении скоростей намечается, если сгруппировать по тектоническим элементам скважины, вскрывшие фундамент на значительную глубину. Так, в пределах Мелекеской впадины скорости оказались максимальными (6480–6670 м/с), в центральной части Южно-Татарского свода – минимальными (5710 м/с). На западном, восточном и юго-восточном склонах Южно-Татарского свода они имеют промежуточные значения (6180–6270 м/с) с относительным их понижением в зонах разломов (обычно до 6010–6070 м/с, а в скважине № 548 – до 5400 м/с). Интересно отметить, что вершина Северо-Татарского свода характеризуется более высокой скоростью (6500 м/с в скв. 206-Ципья) по сравнению с Южно-Татарским (таблица).

По данным акустического каротажа основные закономерности изменения скорости по разрезу кристаллического фундамента в Новоелховской сверхглубокой скважине № 20009, выявленные вертикальным сейсмопрофилированием, сохраняются, но ее дифференцированность более значительна (рис. 2). Так, понижение скоростей в интервалах развития трещиноватых, катаклазированных, милонитизированных пород, по данным акустического каротажа, выделяется более уверенно и согласуется с результатами плотностного каротажа. Как показали материалы ВСП и сейсморазведки МОГТ, именно с такими интервалами связано образование интенсивных отраженных волн [13].

Акустические свойства фундамента в Воротиловской СГС охарактеризованы по данным АКШ [2].

В интервале 1752–2400 м скорость продольных волн (V_p) варьирует в пределах 4–6 км/с; обладающее значение – 4.7–5.3 км/с.

В интервале 3270–4220 м, представленном нарушенными внедрением даек породами, скорость варьирует в пределах 5.0–6.2 км/с. Преобладающее значение – 5.5 км/с.

В интервале 4220–5250 м V_p наиболее высокая – 5.8 км/с.

Как видно из приведенных данных, разрез фундамента Воротиловского выступа, как и в Татарстане, дифференцирован по акустическим свойствам. Однако, в отличие от геологов Татарстана, авторами работы [2] эта дифференциация объясняется наличием в разрезе нескольких литологических разностей с различными скоростными характеристиками.

Осадочный чехол представлен в основном палеозойскими и рифейско-вендскими отложениями. Последние, называемые некоторыми исследователями промежуточным комплексом, развиты на

северо-западном и юго-восточном окончаниях геотраверса, а также в Казанско-Кажимском авлакогене, но в районе его пересечения профилем ранее не фиксировались.

Мощность рифейско-вендских отложений изменяется от нуля до, ориентировочно, 4–5 км в районе Стерлитамака. Они представлены красноцветными преимущественно грубозернистыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками и гравелитами с прослоями конгломератов, алевролитов и глин. На юго-восточном склоне Южно-Татарского свода и восточном окончании Жигулевско-Оренбургского свода (Оренбургская область) эта толща по значениям скорости распространения продольных волн подразделяется на две пачки: нижнюю, характеризующуюся скоростью 4700–5100 м/с, и верхнюю, со скоростью 4400–4800 м/с. На северо-восточном склоне Южно-Татарского свода распределение скоростей более сложное. От поверхности этой толщи и от границ внутри нее регистрируются отражения, в ряде случаев достаточно хорошо прослеживающиеся по площади.

Палеозойский комплекс представлен отложениями девонской, каменноугольной и пермской систем. Разрез в основном карбонатный, высокоскоростной. С имеющими подчиненное (по мощности) значение терригенными отложениями девона, нижнего (яснополянский надгоризонт) и среднего (верейский горизонт) карбона связано образование регионально выдержанных отражающих горизонтов, соответственно, Д, У, В (см. рис. 7). К поверхности нижнепермских отложений приурочена отражающая граница К.

Геотраверс “Татсейс-2003” пересекает как крупные, так и небольшие зоны нефтегазоаккумуляции, а также слабоизученные территории Волго-Камской антеклизы и Московской синеклизы, где нефтегазоносность не установлена.

В пределах района исследований продуктивным в нефтеносном отношении является палеозойский комплекс отложений. В девонско-пермском разрезе известно шесть литолого-стратиграфических нефтегазоносных комплексов: девонский терригенный, девонско-турнейский карбонатный, нижнекаменноугольный терригенный, визейско-верхнекаменноугольный терригенно-карбонатный, нижнепермский карбонатный, верхнепермский карбонатно-терригенный. Здесь выделяются зоны с доказанной промышленной нефтегазоносностью, а также прогнозно-перспективные. Основные разведанные запасы нефти сосредоточены в юго-восточной части геотраверса, где он пересекает крупнейшую зону нефтегазоаккумуляции, связанную с Южно-Татарским сводом.

В пределах Южно-Татарского свода наиболее крупными нефтяными месторождениями являются Ромашкинское и Новоелховское, приуроченные к наиболее приподнятой его части.

Основные горизонты разработки связаны с терригенным девонем. Над ними выявлено множество самостоятельных залежей в каменноугольных отложениях, приуроченных к локальным поднятиям. Всего в пределах Ромашкинского месторождения выявлено более 400 залежей нефти в 16 стратиграфических горизонтах [8, 18].

На юго-восточном склоне Южно-Татарского свода геотраверс пересек крупные Сабанчинское, Туймазинское, Серафимовское месторождения. Они являются многопластовыми, но основным горизонтом разработки является преимущественно терригенный девон.

На западном склоне Южно-Татарского свода более широко развиты залежи нефти в каменноугольных отложениях, приуроченные к локальным поднятиям вдоль валлообразных структур. Залежи нефти в терригенном девоне связаны здесь с малоамплитудными локальными поднятиями.

Далее к северо-западу геотраверс "Татсейс-2003" проходит по месторождениям юго-восточного склона Северо-Татарского свода, где запасы углеводородов значительно меньше, чем на Южно-Татарском своде. Регионально нефтеносны здесь девонские терригенные отложения. В каменноугольных отложениях залежи нефти приурочены к тектоно-седиментационным поднятиям. К Кукморской вершине Северо-Татарского свода приурочены небольшие месторождения в девонских отложениях.

В пределах Казанско-Кажимского авлакогена небольшие притоки нефти были получены на Сырьянской структуре в северной части Кировской области и в скважине № 1-Илеть на территории Республики Марий-Эл [3]. Последнее нефтепроявление для проведенных глубинных сейсмических исследований особенно важно, так как Илетская площадь расположена недалеко от геотраверса.

На территории Котельнического свода и восточного борта Московской синеклизы залежи нефти не обнаружены; нефтепроявления не отмечались.

О ПРИРОДЕ ОТРАЖАЮЩИХ ГРАНИЦ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ

При выполнении интерпретации данных глубинной сейсморазведки МОВ-ОГТ вопрос о природе сейсмических границ в земной коре является одним из центральных, от решения которого зависят основные результаты проведенных иссле-

дований. Решению этой фундаментальной проблемы посвящены труды Е.В. Каруса, Е.А. Козловского, О.Л. Кузнецова, Ю.И. Кузнецова, В.С. Ланева, Ю.Г. Леонова, В.Д. Нартиковой, В.Н. Николаевского, Н.И. Павленковой, В.М. Рыбалки, В.А. Трофимова, В.И. Шарова и многих других ученых. Изучение природы сейсмических границ в земной коре является одной из основных задач проводящегося в ряде районов мира сверхглубокого бурения. Так, в работе [7] М.В. Минц с соавторами на основе анализа данных ГСЗ и МОВ в районе Кольской сверхглубокой скважины и петрофизических параметров вскрытых скважиной горных пород отмечают:

1) скорости V_p для пород гнейсо-амфиболит-магматитового фундамента Печенгской депрессии практически не зависят от степени насыщенности разреза амфиболитами: значения 6.1–6.2 км/с зафиксированы на участках разреза, где их содержание не превышает первых процентов, и там, где ими образовано до 50% разреза;

2) упругие свойства пород различного состава с глубиной выравниваются;

3) начиная с некоторой глубины, фактором, определяющим изменение упругих свойств пород с глубиной, становится напряженное состояние горных пород;

4) приуроченность зарегистрированных по МОВ отражающих площадок к интервалам дополнительных тектонических напряжений, определенных на основании анализа некоторых технологических аспектов бурения; и, на этой основе, связь пологих сейсмических границ с особенностями современного напряженного состояния горных пород в земной коре; в соответствии с этим сейсмические границы могут быть связаны с неотектоническими и современными тектоническими процессами;

5) возможность существования "фантомных" (т.е. проявляющихся в определенный период и затем исчезающих) сейсмических границ, не имеющих вещественного выражения в геологической среде.

На основе этих и других изложенных в работе фактов авторы делают важнейшие выводы о том, что размещение субгоризонтальных отражающих границ в северо-восточной части Балтийского щита контролируется не вещественными характеристиками коры, т.е. не границами тех или иных пород, а скачкообразными возрастаниями уровня напряженного состояния горных пород. Отсюда вытекают два следствия:

- во-первых, о широких возможностях изучения земной коры геофизическими методами, в первую очередь, сейсморазведкой с тектонофизических позиций;

• во-вторых, о неоправданности глубинных сейсмических построений, в которых “слои” рассматриваются как вещественно индивидуализированные геологические объекты.

В обобщающих работах академика Ю.Г. Леонова [4–6 и др.] обосновывается тектоническая природа отражений. Из других механизмов формирования отражений в сейсмически расслоенной нижней коре, как отмечает Ю.Г. Леонов, все-речь могут рассматриваться два из них: во-первых, насыщение нижней коры пластовыми магматическими телами мантийного происхождения... и, во-вторых, эффект повышенного содержания воды и флюидов. Однако в ходе последующих рассуждений Ю.Г. Леонов их не противопоставляет, а рассматривает как дополняющие один другой и делает вывод о том, что в образовании нижнекоровых глубинных надвигов ведущую роль играет триада теснейшим образом взаимосвязанных процессов: повышенный флюидопоток, метаморфизм и тектоническое течение вещества.

Многочисленными данными глубинной сейсморазведки убедительно показано, что в тектоническом строении платформ заметное место принадлежит разрывам листрической формы. Листрические разломы уже в течение многих десятилетий известны в каменноугольных бассейнах. Как отмечает Ю.Г. Леонов, листрические, выполаживающиеся вниз разрывы могут быть разного масштаба и присутствовать на любых уровнях. Если разрыв выходит из области хрупких деформаций и попадает в область пластических течений, он приобретает характер вязкого разрыва и, выполаживаясь, может сливаться с горизонтами пластического течения.

В работе [1] также говорится о разномасштабном листрическом раскалывании всей литосферы платформ и ее отдельных частей вплоть до самых приповерхностных слоев. Иерархия листрических разломов определяется, прежде всего, глубиной проникновения их субгоризонтальных частей в тектоносферу.

Большое внимание изучению природы сейсмических границ в фундаменте было уделено в Татарстане, который благоприятен для решения этой проблемы благодаря изученности. Здесь пробурено более 25 скважин, вскрывших архейско-нижнепротерозойские образования на глубину от нескольких сот метров до 4 км; во всех этих скважинах проведен расширенный комплекс геолого-геофизических исследований, в том числе АК, ГГК-П, ВСП; через все эти скважины проложены сейсмические профили МОГТ. Проведенное сопоставление данных сейсморазведки и результатов анализа керн и шлама, данных ГИС и

ВСП по сверхглубоким и специальным скважинам Татарстана [13] показало, что с разделами толщ разного петрографического состава, например, с прослоями очень плотных магнетитсодержащих пород, может быть связано образование отраженных волн. Но их интенсивность невысока, прослеживаемость на временных разрезах фрагментарна.

Основную же роль в формировании волновой картины играют границы, связанные с интенсивной динамической переработкой пород, с зонами дробления, катаклаза, милонитизации, что позволяет сделать вывод о тектонической природе этих границ. На временных разрезах они проявляются обычно в виде осей синфазности с выполаживающейся вниз (листрической) формой, что в соответствии с расчетами и экспериментальными данными В.Н. Николаевского [9, 10] может свидетельствовать о развитии нарушений в обстановке тангенциального сжатия.

Наклонные участки отражателей обычно выделяются менее уверенно; с увеличением крутизны они фиксируются уже не в виде осей синфазности, а по традиционным признакам прогнозирования разломов: смещениями и флексуобразными изгибами отражающих горизонтов, субвертикальными зонами резкого изменения интенсивности записи.

Сравнительно более интенсивные субгоризонтальные участки отражателей имеют различную протяженность, располагаются на разных глубинных уровнях и образуют видимую на сейсмических разрезах картину расслоенности земной коры. По результатам инклинометрии Новоелховской скважины № 20009 интервалы резкого изменения наклона ствола скважины соответствуют выявленному в фундаменте субгоризонтальным и наклонным отражателям, на что впервые обратил внимание И.Х. Кавеев (1991 г.). Эти отражатели являются, видимо, границами раздела разнонапряженных толщ [13]. Вероятно, вывод о тектонической природе границ в верхней части фундамента, основанный на сопоставлении фактических данных бурения и геофизических исследований, имеет в ряду других аргументов определенный вес в пользу аналогичной природы и нижних горизонтов земной коры.

ИССЛЕДОВАНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ; ПРИНЦИПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Волновое поле на полученных по геотраверсу “Татсейс-2003” временных разрезах по сравнению с ранее отработанными в этом регионе профилями глубинного МОГТ носит качественно новый по геологической информативности харак-

щение – в юго-восточном направлении. Вместе с тем, в начале профиля (в интервале 0–60 км) на временах 2–4 с наблюдаются наклонные оси противоположного направления (см. рис. 3–5), что, вероятно, объясняется влиянием Урала.

Субвертикальные динамические аномалии

Наличие субвертикальных динамических аномалий отмечается во многих районах и многими исследователями. Однако вопрос об их природе остается открытым. Одни склонны их относить к технологическим помехам, возникшим (или неподдавленным?) при обработке данных. Другие считают, что подобные аномалии отображают строение геологической среды, вероятные зоны разломов, трещиноватости, деструкции.

По результатам глубинных исследований МОВ-ОГТ в Волго-Уральской провинции такие аномалии впервые были выявлены в 1993 г. в Татарстане на региональном профиле 7 в районе Карлинских дислокаций, а затем на региональных профилях 039411 и 039511 [14 и др.]. Они представляли собой небольшие по латерали (1–2 км) сужающиеся вниз субвертикальные зоны высокой интенсивности записи. Как правило, они начинались вблизи кровли фундамента и прослеживались в глубь земной коры, достигая в ряде случаев наклонных или субгоризонтальных отражателей на больших глубинах, иногда до 15–20 км.

Субвертикальные аномалии, в некоторых случаях очень интенсивные, выделяются и на геотраверсе, например, в интервале профиля 382–383 км (рис. 6, см. рис. 3) и др. Для правильной интерпретации данных глубинной сейсморазведки принципиальное значение имеет выяснение природы этих аномалий. Поэтому данному вопросу мы уделили большое внимание. Прежде всего, отметим, что их характеристики по сравнению с описанными ранее практически не изменились. Обычно они выделяются в интервале 1–3 с, 1–4 с, но в некоторых случаях прослеживаются до 6–7 с. При большой временной мощности лучше видно смыкание субвертикальных динамических аномалий с наклонными отражателями.

Сравнение амплитудно-частотных спектров, полученных непосредственно по аномалиям и по вмещающей толще, показывает, что в одних случаях частотный состав записи почти не отличается; в других – на аномалии запись более низкочастотная, почти монохроматическая.

На некоторых наиболее ярко выраженных субвертикальных динамических аномалиях нами дополнительно был проведен анализ сейсмограмм и разрезов неполнократного суммирова-

ния. В результате с достаточно высокой степенью уверенности был сделан вывод о том, что на сейсмических временных разрезах субвертикальные динамические аномалии отображают реальные геологические тела. Об этом же свидетельствуют полученные нами ранее результаты анализа неустойчивости гравитационного поля (метод НГП) и содержания микроэлементов в почвах.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены доказательства существования субвертикальных геологических тел. Но что они собой представляют, пока не ясно. Высказанное ранее [14] предположение о том, что они являются субвертикальными зонами трещиноватых, нарушенных пород, наиболее вероятно, но пока не доказано. Необходимы дополнительные исследования. В будущем было бы целесообразно пробурить две специальные скважины (или углубить имеющиеся): одну в пределах субвертикальной динамической аномалии, вторую – рядом с ней, провести в них расширенный комплекс геолого-геофизических и геохимических исследований и сравнительный мониторинг.

И вторая сторона проблемы: если мы определились с тем, что субвертикальные динамические аномалии отражают реально существующие геологические образования, то необходима разработка приемов, улучшающих их выделение на временном разрезе. Вообще же вопрос о технологии выделения субвертикальных аномалий в будущем требует специального рассмотрения.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ СВЯЗЬ СО СТРОЕНИЕМ И НЕФТЕНОСНОСТЬЮ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Как уже говорилось выше, выявленные в средней части земной коры в районе нефтяных месторождений западного склона Южно-Татарского свода динамические аномалии послужили основанием для расширения глубинных сейсмических исследований в нефтяных регионах, но должного объяснения они не получили. К пониманию проблемы приблизили исследования МОВ-ОГТ в Самарской области [15, 16], которые показали приуроченность месторождений Жигулевского вала к глубинному взбросо-надвику. Настоящими же исследованиями на геотраверсе “Татсейс-2003” взбросо-надвиговая природа тектонических границ показана со всей очевидностью. Возникновение же наблюдавшихся ранее объемных аномалий может быть объяснено возможной регистрацией волн от плоскостей (или, правильнее, поверхностей) разломов, когда профиль прохо-

ству (или плотности) наклонных отражателей в земной коре, в интервале профиля 400–570 км могут быть открыты небольшие нефтяные месторождения.

В районе предполагаемого выхода наклонного отражателя в верхнюю часть фундамента, по горизонтальным осадочного чехла выделяются разрывные нарушения, наиболее крупное из них – на 557 км профиля. Привлечение результатов региональных работ, ранее проведенных в этом районе, показало, что это нарушение трассируется по площади в субмеридиональном направлении, соответствует Вятской системе дислокаций и коррелируется с изменениями магнитного и гравитационного поля. Воспроизведение временного разреза по этому участку геотраверса в более крупном масштабе показывает, что тектоническое нарушение представляет собой флексуру, осложненную разрывами (рис. 7). Плоскость нарушения имеет наклонный характер, но в осадочном чехле она более крута, чем в глубинных частях земной коры.

Понимая, что вопрос о связи строения осадочного чехла с глубинной тектоникой является большим, важным и заслуживающим отдельного рассмотрения, отметим еще один интересный факт. В юго-восточной части геотраверса, где, вероятно, вследствие влияния Урала наблюдается смена направлений наклонов отражателей на противоположный, отмечаются резкие изменения и в строении нефтяных месторождений. Так, на Туймазинском месторождении крутым является юго-восточный склон, а на Серафимовском, расположенном юго-восточнее границы смены наклонов, – северо-западный.

Возвращаясь к характеристике строения консолидированной земной коры и верхней мантии, констатируем, что столь разительные их отличия под нефтяными месторождениями Южно-Татарского и Северо-Татарского сводов от северо-западных территорий, наличие под этими месторождениями глубинных литрических разломов, уходящих своими корнями в земную кору и верхнюю мантию, позволяют, во-первых, сделать вывод о значительной роли глубинных факторов в формировании нефтяных месторождений. Во-вторых, ставить вопрос о целесообразности использования выявленных особенностей в качестве критериев оценки перспективности слабоизученных территорий и поисков крупных скопленений углеводородов.

Так, пользуясь этими критериями, можно вполне обоснованно провести западную границу Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (по

геотраверсу это примерно 570-й километр) и оптимизировать планирование нефтепоисковых работ.

Рассмотрим теперь субвертикальные динамические аномалии и обусловившие их геологические образования. Как уже говорилось, наиболее вероятно, что они представляют собой субвертикальные зоны нарушенных, трещиноватых пород. Эти зоны обычно имеют ширину по профилю 1–3 км. В юго-восточной части профиля они проникают на глубину 7–10 км, а в некоторых случаях – до 15 км (интервалы профиля 91–93 км, 382–383 км и др.). В северо-западной части профиля (Московская синеклиза, Котельнический свод) картина иная: субвертикальные аномалии здесь развиты гораздо шире и глубина их проникновения в земную кору сравнительно больше и может достигать 20 и более километров. Степень их контрастности по отношению к вмещающей среде различна и, вероятно, связана с относительным разуплотнением пород в субвертикальных зонах. Интересным фактом является приуроченность наиболее контрастных аномалий к северному (382–383 км) и южному (296–298 км) бортам Нижнекамского прогиба Камско-Кинельской системы.

Анализ пространственного размещения субвертикальных динамических аномалий показал их наличие под большинством пересеченных геотраверсом месторождений. Так, они выделены под Усень-Ивановским, Серафимовским, Ромашкинским, Новоелховским, Сарапалинским, Шереметьевским, Шийским (Среднекирменский и Малокирменский участки) месторождениями. Менее уверенно или с некоторым смещением – под Туймазинским, Нижнеуратьминским и Субханкуловским месторождениями. Не выделяются эти аномалии под Сабачинским и Урятьминским месторождениями, что может быть связано не только с их отсутствием, но и с тем, что аномалии имеют небольшие размеры по латерали и профиль через них просто не прошел.

То есть определенная связь размещения нефтяных месторождений с субвертикальными динамическими аномалиями намечается: такие аномалии наблюдаются в пределах месторождений или в непосредственной близости от них. Но означает ли это, что если есть аномалии, то есть и месторождение? Конечно, нет. Иллюстрацией этому является северо-западная часть профиля, где аномалии очень сильны, но нефти нет. Возможно, наличие аномалий является необходимым, но не достаточным условием. Для формирования же месторождения должен иметь место весь вышеуказанный комплекс факторов, в том числе наличие этих аномалий. Поэтому при оценке перспектив территорий и при поисковых работах наличие суб-

вертикальных динамических аномалий, видимо, следует учитывать как дополнительный признак.

Таким образом, в результате выполненного анализа установлена связь размещения нефтяных месторождений с глубинным строением земной коры и верхней мантии. Вероятно, после подтверждения выявленных закономерностей в других районах их будет возможно использовать в практике нефтепоисковых работ, в оценке перспектив крупных территорий. Вместе с тем, уже сейчас по результатам выполненных на геотраверсе работ можно наметить участки, перспективные для постановки дальнейших исследований.

Прежде всего, это отмеченный выше Ключ-Тулбеньский участок. Интересным также представляется участок, названный нами Кукморским, расположенный на территории Республики Татарстан, несколько южнее Кукмора. Здесь наблюдаются интенсивные наклонные отражатели, к которым в интервале 382–383 км на времени 6–7 с примыкает субвертикальная динамическая аномалия.

Восточная часть Башкортостана к слабоизученным не относится, но здесь развита мощная толща рифейско-вендских отложений, о перспективах изучения которой также позволяют сказать полученные по геотраверсу результаты.

Обращают на себя внимание следующие факты:

1) наличие в интервале 0–92 км ($t_0 = 1.7\text{--}3.5$ с) очень интенсивных отражений, связанных с рифейскими отложениями (см. рис. 3, 5);

2) подход к подошве рифейского комплекса глубинных наклонных отражателей юго-восточного восстания, а также противоположного;

3) гораздо меньшая нефтеносность палеозойского осадочного чехла в районе развития рифейско-вендских отложений, где открыто только небольшое Усень-Ивановское месторождение. Для сравнения: рядом, но за пределами развития додевонского комплекса расположены Серафимовское, Туймазинское, Субханкуловское месторождения.

В соответствии с разрабатываемой нами концепцией формирования нефтяных месторождений путем восходящей миграции по нефтеподводящим каналам, которые, как свидетельствуют результаты глубинной сейсморазведки МОВ-ОГТ, представляют собой наклонные отражатели с возможным сочетанием в некоторых районах с субвертикальными нарушенными зонами, пересекаемая геотраверсом мощная рифейско-вендская толща может играть роль экрана. Т.е., возможно, нефть следует искать под этим экраном. Упомянутое же выше Усень-Ивановское месторождение располо-

жено в районе субвертикальной аномалии, где изолирующие свойства покрывки были нарушены.

В настоящее время пока невозможно сказать, какие именно отложения являются покрывкой. Но использовать высказанное предположение в качестве рабочей гипотезы поисков нефти в рифейских отложениях и в подстилающей толще фундамента имеет смысл. Поэтому в этом районе (и других подобных) следует провести детальные тематические исследования, основанные на переработке и переинтерпретации данных сейсморазведки и скважинных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги выполненной работы, констатируем:

1. Отработан уникальный профиль, пересекающий Волго-Уральскую нефтегазосную провинцию и имеющий протяженность более 1000 км. В результате получены высокоинформативные материалы, свидетельствующие о правильности постановки задач и проектировании работ, об оптимальности примененных технических средств и методических приемов.

2. Главным научным и практическим результатом проведенных исследований является установление связей нефтеносности осадочного чехла со строением земной коры и верхней мантии, что имеет фундаментальное значение, может свидетельствовать о значительной роли глубинных факторов в формировании месторождений углеводородов и после подтверждения выявленных признаков в других районах использоваться в практике нефтепоисковых работ.

3. Обоснован тектонический характер наклонных отражателей в земной коре и верхней мантии. Показано, что субвертикальные динамические аномалии обусловлены реальными геологическими образованиями. Предложен комплекс исследований для объяснения их природы.

4. Запланированные на геотраверсе глубинные сейсмические исследования свою задачу выполнили полностью. Вместе с тем, полученные результаты позволяют обосновать ряд рекомендаций по направлениям и методике дальнейших исследований. Основными из них являются:

1) Оработка по методике глубинной сейсморазведки МОВ-ОГТ региональных профилей:

- через Московскую синеклизу;
- через Казанско-Кажимский прогиб;

а также профиля-“рассечки” для увязки геотраверса “Татсейс-2003” со сверхглубокими скважинами на Южно-Татарском своде.

2) Проведение опытно-методических работ, направленных на совершенствование изучения глубинного строения земной коры и выявление природы регистрируемых аномалий, а именно:

– разработка и внедрение методики трехмерных глубинных сейсмических исследований;

– опробование трехкомпонентных сейсмических исследований с увеличенной до 60 с (для продольных волн) длиной записи;

– бурение специальных параметрических скважин на субвертикальные динамические аномалии и на наклонные отражатели с последующим мониторингом геофизических и геохимических параметров.

3) Проведение обобщающих научно-исследовательских работ, направленных на:

– взаимоувязку геотраверсов “Уралсейс-95” и “Татсейс-2003”, получение единого профиля от Урала до Московской синеклизы и последующую комплексную интерпретацию данных;

– обобщение результатов ранее проведенных глубинных сейсмических исследований МОВ-ОГТ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Листрическая тектоника платформ // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 4. С. 501–504.
2. Глубокое бурение в Пучеж-Катунской импактной структуре / Научные редакторы В.Л. Масайтис, Л.А. Певзнер. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 392 с.
3. “Дикая кошка” в Марий-Эл дала нефть // Нефть и капитал. 2002. № 11. С. 45–46.
4. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
5. Леонов Ю.Г. Строение литосферы в отраженных волнах // Геотектоника. 1994. № 4. С. 85–88.
6. Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.
7. Минц М.В., Колтаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской скважины) // Геотектоника. 1987. № 5. С. 62–71.
8. Муслимов Р.Х. Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов в пополнении резервов УВ-сырья в XXI веке // Международная научно-практическая конференция “Прогноз нефтегазоносности фундамента молодых и древних платформ”. Казань: Изд-во Каз. ун-та, 2001. С. 61–63.
9. Николаевский В.Н. Волноводы земной коры // Природа. 1987. № 11. С. 54–60.
10. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
11. Ситдииков Б.С. Петрографический состав и геологическое строение докембрийских образований в разрезе параметрической Миннибаевской скважины 20000 // Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы. Казань: Татарское кн. изд-во, 1980. С. 21–37.
12. Трофимов В.А. Структуры горизонтального сжатия на территории Татарстана и северной части Оренбургской области // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 4. С. 476–479.
13. Трофимов В.А. Сейсморазведка МОГТ при изучении строения докембрийского фундамента востока Русской плиты. М.: Недра, 1994. 90 с.
14. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования – шаг к пониманию процесса формирования крупных месторождений углеводородов // Состояние и перспективы использования геофизических методов для решения актуальных задач поисков, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых: Материалы научно-практической конференции. Октябрьский, 1999. С. 28–30.
15. Трофимов В.А. Региональные сейсморазведочные работы в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 2004. № 12. С. 42–47.
16. Трофимов В.А., Романов Ю.А., Хромов В.Т. Результаты глубинных сейсмических исследований МОВ-ОГТ в Самарской области // Нефтегазовая геология, освоение ресурсов и запасов углеводородов: Сборник научных трудов к 70-летию ИГиРГИ. М.: ИГиРГИ, 2004. С. 197–216.
17. Трофимов В.А., Хуснимарданов Н.М., Трофимов А.В. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Воротиловская СГС-Пижма-Яранск-Мари-Турек-Кукмор-Альметьевск-Стерлитамак // Георесурсы. Казань, 2004. № 1(15). С. 35–36.
18. Юсупов Б.М., Веселов Г.С. Размещение нефтяных месторождений Татарии. М.: Наука, 1973. 128 с.

Рецензенты: Ю.А. Волож, Ю.Г. Леонов

Deep CMP Seismic Surveying along the Tatseis-2003 Geotraverse across the Volga–Ural Petroliferous Province

V. A. Trofimov

*Institute of Geology and Exploitation of Combustible Fuels, ul. Vavilova 25, korp. 1, Moscow, 117312 Russia
e-mail: vatgeo@yandex.ru*

Abstract—The objective, methods, and main results of deep CMP seismic surveying along the Tatseis-2003 geotraverse are discussed. This geotraverse crosses the Volga–Ural petroliferous province from the northwest to the southeast for more than 1000 km and is linked with the well-known Uralseis-95 geotraverse by an additional profile. The main objective of this surveying was to study the structure of sedimentary cover and the Earth's crust as a whole in the North Tatar Arch, Kazan–Kazhim Trough, Kotel' nich Arch, and the southeastern Moscow Syncline in comparison with the petroliferous South Tatar Arch. The applied technology (telemetric stations, powerful vibrators, a 12-km spread, a common midpoint fold of 60, and a recording time of 20 s), the planning of seismic exploration with consideration of the available geological and geophysical information, and special processing of the data—all this provided the high-quality time sections that allowed solution of the geologic problems. The main scientific and applied results of the investigations are establishment of the links between petroleum resource potential of the sedimentary cover and the structure of the Earth's crust and upper mantle. These data are of basic importance and testify to the considerable role of deep factors in the formation of hydrocarbon fields. After these factors are tested in other regions, the revealed indications may be used in petroleum exploration. The tectonic nature of inclined reflectors in the Earth's crust and upper mantle is substantiated. It is shown that the near-vertical dynamic anomalies are caused by real geologic bodies. A complex of investigations is proposed for their further interpretation. The deep seismic surveying along the geotraverse fulfilled its task completely. At the same time, the results obtained allow recommending lines of further research and their methods. It would be expedient to perform generalizing scientific research aimed at coordinating the Uralseis-95 and Tatseis-2003 geotraverses in order to develop a common profile from the Urals to the Moscow Syncline, provide complex interpretation of these data, and integrate the results of the previously performed deep CMP seismic surveying.

УДК 551.242.2(268)

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОИСТОРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

© 2006 г. В. Ю. Глебовский¹, В. Д. Каминский¹, А. Н. Минаков¹,
С. А. Меркурьев², В. А. Чилдерс³, Дж. М. Брозина³

¹*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1, Россия*

²*Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН им. А.Н. Пушкова, 191023, Санкт-Петербург, Мучной пер., 2, Россия*

³*Naval Research Laboratory, Code 7421, 4555 Overlook ave., SW, Washington, D.C. 20375, USA*

Поступила в редакцию 14.09.2005 г.

В результате увязки материалов старых и современных российских и американских аэромагнитных съемок, созданы новая сводная база данных и карта графиков аномального магнитного поля Евразийского бассейна (ЕБ). Проведен геосторический анализ магнитных данных. Он включал: идентификацию линейных магнитных аномалий (ЛМА) вдоль каждого профиля, вычисление положения полюсов вращения для относительного движения Северо-Американской и Евразийской плит, анализ изменения скоростей спрединга во времени и пространстве, а также палеорекострукции. Построена схема ключевых магнитных изохрон кайнозойской последовательности (24, 20, 18, 13, 6, 5, 2а) в пределах всего ЕБ. В западной половине бассейна она хорошо согласуется с недавно опубликованной [16]. В восточной его половине магнитные изохроны впервые детально определены и прослежены вплоть до шельфа моря Лаптевых. Установлены основные стадии раскрытия ЕБ. Каждая из этих стадий характеризуется разными скоростями и степенью асимметрии раскрытия бассейна. Обнаруженные различия прослежены вдоль простирания хребта Гаккеля. Выявлены закономерности в перемещениях полюса раскрытия ЕБ на отдельных стадиях его формирования. По гравиметрическим данным выявлена граница перехода континент–океан, отвечающая линии первичного раскола плит в исследуемом регионе. Обсуждаются причины различий, установленных в структуре потенциальных полей и рельефе дна по разные стороны от хребта Гаккеля. На основе анализа полученных материалов, а также новых опубликованных данных, сделаны выводы об особенностях формирования дна исследованной акватории на основных этапах раскрытия бассейна и уточнены схемы его эволюции. Результаты исследования хорошо увязываются с глобальной геодинамикой плит в Северной Атлантике и прилегающих арктических акваториях.

ВВЕДЕНИЕ

Глубоководный Евразийский бассейн (ЕБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) включает хребет Гаккеля с прилегающими глубоководными котловинами Нансена и Амундсена. Он ограничен шельфовыми областями Гренландии, острова Элсмир, Баренцева моря и моря Лаптевых, а также хребтом Ломоносова. Постоянный ледовый покров и суровые природные условия ограничивают возможности проведения сейсмических методов исследований на арктической акватории, поэтому основными экспресс-методами ее регионального изучения являются магнитометрический и гравиметрический. Причем, при изучении эволюции дна СЛО, как и других океанических акваторий, аэромагнитные съемки по-прежнему остаются наиболее информативными.

Результаты еще самых первых аэромагнитных съемок [31] выявили различный характер аномального магнитного поля (АМП) по разные стороны хребта Ломоносова. Оказалось, что поле ЕБ СЛО имеет сходство с полями Атлантического и Тихого океанов, в то время как в Амеразийском бассейне оно существенно отличается от “типично океанического” облика. Толчком к прояснению природы и истории формирования исследуемого региона явилось появление первой, построенной вручную, сводной карты магнитных аномалий ЕБ [7]. В дальнейшем, по мере появления новой информации о магнитном поле СЛО, и ее обобщения с результатами старых аэромагнитных исследований различными авторами публиковались все новые карты АМП, как, например [8, 9, 23, 40, 43, 45], и другие.

Наиболее полной из всех существующих сводных карт АМП СЛО, доступной Мировому геологическому сообществу исследователей, стала международная цифровая карта магнитных аномалий Арктики, Северной Атлантики и прилегающих континентальных областей, созданная по инициативе Атлантического отдела Геологической службы Канады (Geological Survey of Canada – Atlantic-GSC-A) [44]. Она основана на результатах компиляции разнородной магнитометрической информации, накопленной в указанных регионах преимущественно Россией, США и Канадой до начала 1990-х гг. Уже к моменту опубликования карты стало ясно, что она имеет существенные недостатки в выборе уровня нормального поля и рисовке очертаний магнитных аномалий в области, закрытой российскими съемками. Основные достоинства и слабые стороны карты АМП, опубликованной GSC-A, рассмотрены в ряде работ [3, 5, 12, 26].

Для устранения выявленных недостатков, еще до выхода карты в свет (начиная с 1992 г.), были начаты работы по созданию ее уточненной версии. При этом, все ранее существующие первичные профильные российские магнитометрические данные, накопленные в СЛО вплоть до начала 1990-х гг., были оцифрованы и заново обработаны с учетом зарубежной (преимущественно американской) информации. Полученная в результате работ совместная российско-американская карта глубоководной части арктической акватории и соответствующий ей грид с размером ячейки 5×5 км [32] переданы в Национальный центр геофизических данных США (National Geophysical Data Center – NGDC) в 2005 г. По оценкам специалистов эта карта являлась на момент ее создания наиболее детальной из карт АМП глубоководной части СЛО.

Тем не менее, оказалось, что и эта карта может быть существенно улучшена в информационном отношении за счет притока новых высокоточных аэромагнитных данных. В период с 1993–2000 гг. Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ) провела серию площадных аэромагнитных и аэрогравиметрических съемок над архипелагом Земля Франца Иосифа с прилегающей акваторией (рис. 1). В 1998–1999 гг. Морская исследовательская лаборатория ВМФ США (Naval Research Laboratory – NRL) осуществила аналогичные площадные съемки в западной половине ЕБ, результаты которых были опубликованы в 2003 г. [16]. Новые российские и американские данные позволили, во-первых, значительно повысить степень изученности исследуемого региона и, во-вторых, скорректировать плановую привязку маршрутов старых аэромагнитных съемок 1970-х гг., путем их увязки с новой информа-

цией, использованной в качестве опорной [25]. Работа по обобщению и увязке всех аэромагнитных съемок, проведенных к настоящему времени в СЛО, была проведена во ВНИИОкеангеология. В результате были созданы новые сводная база магнитометрических данных и цифровая карта графиков АМП ЕБ, которые и послужили основой для геоисторического анализа.

Генеральные черты строения и эволюции ЕБ стали известны уже после анализа аномального магнитного, проведенного А.М. Карасиком [8–10]. Со временем, благодаря усилиям многих западных и российских исследователей, они были существенно уточнены. В частности, были уточнены кинематические характеристики раскрытия ЕБ на разных стадиях его формирования и предложены новые уточненные схемы эволюции его дна [16] и дна Мирового океана в целом [33, 34].

По мнению абсолютного большинства геологов и геофизиков ЕБ возник в кайнозойское время в результате разрастания океанического дна, за счет прироста океанической коры в осевой зоне хребта Гаккеля. При этом хребет Ломоносова, будучи ранее присоединенным к Евразийской плите, постепенно дрейфовал к востоку, пока не занял свое современное положение. Хребет Гаккеля, трассирующий осевую зону бассейна, является самой медленной частью глобальной системы срединно-океанических хребтов и поэтому имеет отличительные черты, характерные для ультрамедленного раскрытия. Формирование дна ЕБ происходило в несколько стадий на фоне инверсий геомагнитного поля, начиная с позднего палеоцена – раннего эоцена до настоящего времени. Существенное влияние на характер раскрытия бассейна оказывало взаимное перемещение литосферных плит в Северной Атлантике и прилегающих арктических бассейнах.

Обзор и анализ результатов предшествующих исследований показал, что, несмотря на существенный прогресс, достигнутый в последние годы в изучении геолого-геофизических характеристик исследуемого региона, оставался ряд основных нерешенных проблем, имеющих существенное значение при определении его строения и эволюции, а именно:

- отсутствовала надежная сводная цифровая карта графиков АМП на всю исследуемую акваторию, включающая в себя результаты высокоточных российских и зарубежных аэромагнитных съемок 1990–2000-х гг. (последняя российская аналоговая сводная карта была создана еще А.М. Карасиком около 30 лет назад и не опубликована);

- отсутствовала сводная цифровая карта идентифицированных осей линейных магнитных аномалий (ЛМА) – изохрон возраста океанического

Краткие сведения о методике геоисторического анализа. Основой для геоисторического анализа послужила новая сводная цифровая карта графиков АМП Евразийского бассейна, созданная в рамках данного исследования. Этот анализ, выполненный с использованием оригинального программного обеспечения, разработанного С.А. Меркурьевым [13], включал: построение модели магнитоактивного слоя, расчет модельного поля и его сопоставление с наблюдаемым, выделение магнитных изохрон и их оцифровку, расчеты угловых и линейных скоростей раскрытия бассейна, расчет полюсов вращения и линий дрейфа Северо-Американской и Евразийской плит.

Идентификация линейных магнитных аномалий. Идентификация магнитных аномалий осуществлялась вдоль каждого отдельно взятого профиля. Модели магнитоактивного слоя и расчет АМП от модели строились в предположении хрупкого раскола литосферы у постоянной оси спрединга и представляли собой горизонтальный пласт (рис. 2), состоящий из системы вертикальных призм, намагниченных в древнем геомагнитном поле и меняющем полярность в соответствии с выбранной шкалой инверсий [19]. Кроме этого в программе [13] была предусмотрена процедура сглаживания модельного поля по методике Тиссо-Патриа [38]. Это сглаживание позволяет учитывать наличие зоны переходной намагниченности между блоками прямой и обратной полярности, что особенно важно при моделировании магнитоактивного слоя, сформированного при медленных скоростях спрединга.

При оцифровке осей ЛМА за ось спрединговой аномалии принимался тот ее участок (точка максимального градиента), который соответствовал границе инверсионного блока модели. Каждая аномалия на профиле была проидентифицирована независимо от остальных. В то же время проводилось сопоставление результатов оцифровки и идентификации всех аномалий на каждом из профилей с соседними. В случае отсутствия корреляции в прослеживании одноименных осей ЛМА на соседних маршрутах производилась проверка и корректировка результатов идентификации по одиночным профилям. При оцифровке осевой аномалии учитывались также батиметрические данные, извлеченные из международного грида ИВСаО [30] и цифровой версии российской карты рельефа дна СЛО [14].

Работы по трассировке и определению возраста ЛМА были начаты с западной части ЕБ по двум причинам. Во-первых, благодаря исследованиям, проведенным американскими геофизиками [17], эта часть бассейна оказалась покрытой наиболее густой сетью магнитных профилей. Российских аэромагнитных данных здесь накоплено

значительно меньше. После взаимной увязки старых российских и зарубежных данных, проведенной нами с использованием высокоточной американской информации, достоверность и детальность карты АМП западной части ЕБ оказались более высокими чем в центральной и восточной [3, 26]. Во-вторых, сравнение карты магнитных изохрон, опубликованной зарубежными исследователями [16], с аналогичной картой, построенной независимо в рамках данной работы, подтвердило достоверность проведенной здесь идентификации ЛМА. Обе карты в генеральном плане оказались аналогичными.

В результате проведенной идентификации в западной части ЕБ были прослежены в деталях практически все ключевые ЛМА кайнозойской последовательности, начиная с 24-ой. Тем не менее, к наиболее достоверным из них, найденным также и в восточной половине бассейна, были отнесены лишь – 2а, 5, 6, 13, 18, 20 и 24 (рис. 3). При трассировке аномалий 21, 22 и 23 были встречены проблемы (см. ниже). Работа по их идентификации проводится с использованием более сложных моделей, учитывающих перескоки оси раскрытия.

Трассировка магнитных аномалий в восточной части ЕБ была затруднена. Основными причинами этого явились: слабая изученность значительной части глубоководных котловин Нансена и Амундсена, сопровождаемая, к тому же, низкой точностью плановой привязки и близостью полюса раскрытия бассейна. При приближении к полюсу раскрытия разновозрастные аномалии сливаются воедино и в условиях нестационарного ультрамедленного спрединга, особенно происходящего в период частых инверсий магнитного поля, могут существенно отличаться по форме от аномалий, вычисленных по упрощенным моделям.

Все перечисленные трудности, связанные с идентификацией ЛМА в восточной части ЕБ, были очевидны исполнителям работы еще до начала исследований. Именно поэтому итоги геоисторического анализа в западной половине бассейна были использованы в качестве дополнительной информации для облегчения прослеживания магнитных изохрон в его восточной половине, в первую очередь там, где расстояния между профилями особенно значительны. А именно, на первом этапе идентификации была построена схема теоретических осей ЛМА восточной половины исследуемого региона. Для этого осевая магнитная аномалия, соответствующая в плане оси современного хребта Гаккеля, была оцифрована. В дальнейшем она поворачивалась относительно полюса вращения в обе стороны (к востоку и к западу от хребта Гаккеля) до совпадения с осями ключевых магнитных аномалий в западной

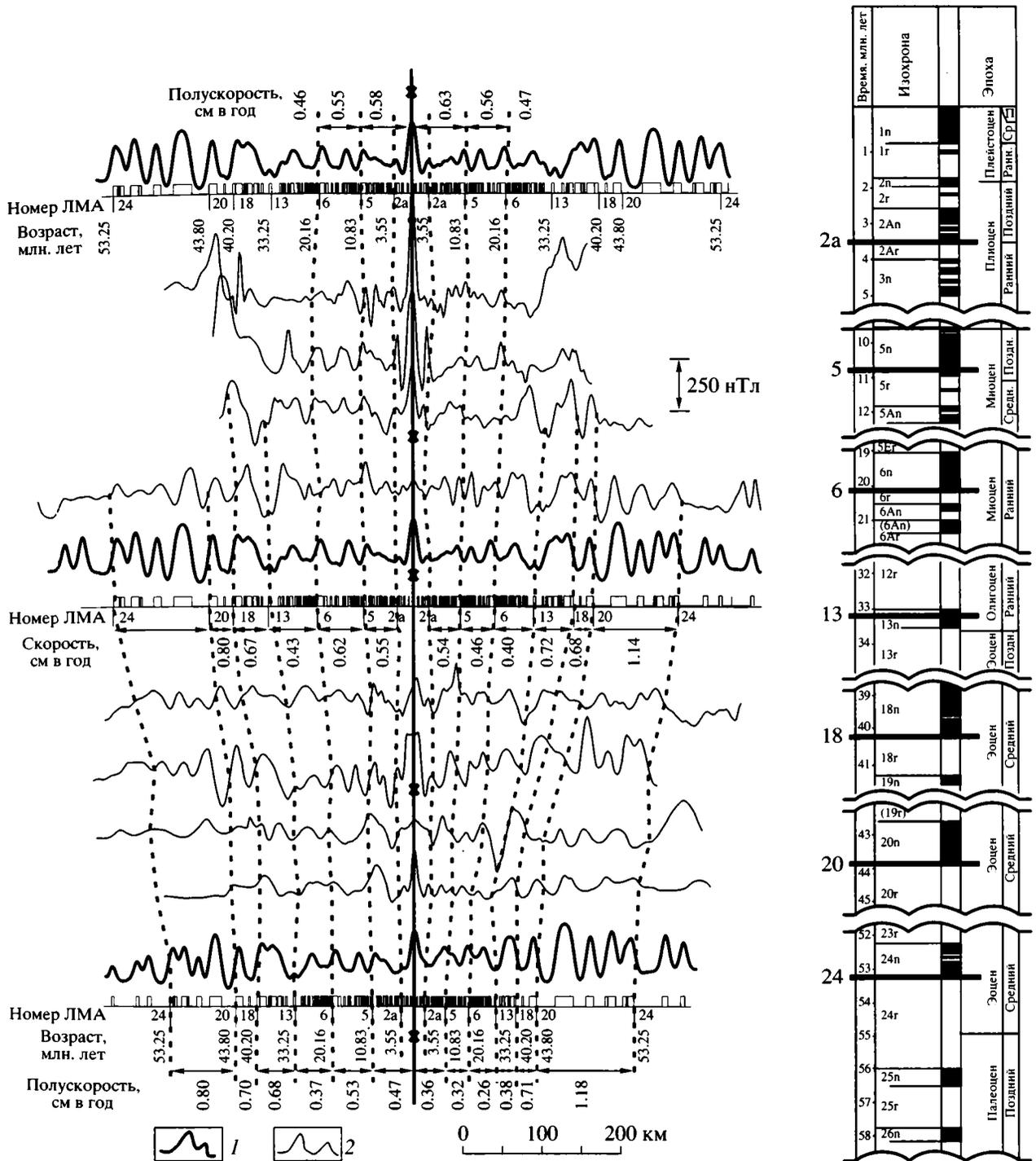


Рис. 2. Пример идентификации осей линейных магнитных аномалий (ЛМА)
 1 – модельное поле, 2 – наблюдаемое поле
 Номера аномалий соответствуют кайнозойской последовательности (2a–24)
 Возраст дан в млн. лет, в соответствии с магнитохронологической шкалой [19], представленной в правой части рисунка

половине ЕБ. При вращении использовались данные о полюсах раскрытия (рис. 4) и углах поворота, рассчитанные для этих аномалий все в той же западной части исследуемого региона (см. ниже).

Оказалось, что полученная в результате проведенных манипуляций схема теоретических осей ЛМА в восточной части ЕБ в генеральном плане достаточно хорошо соответствует реальной схе-

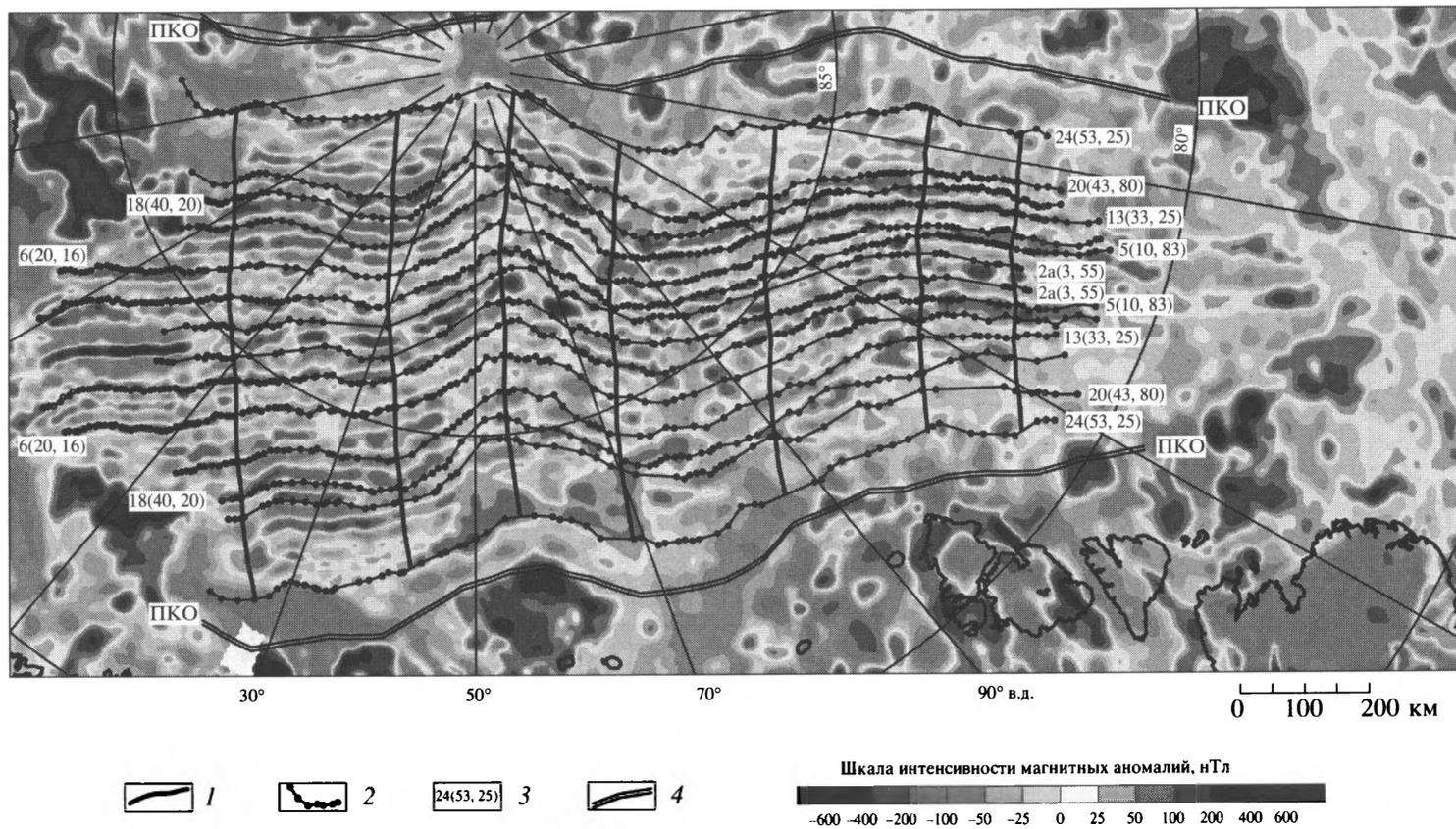


Рис. 3. Схема осей линейных магнитных аномалий (магнитных изохрон)

1 – линии дрейфа плит, 2 – оси идентифицированных аномалий (точками показано их положение на профилях), 3 – номер и возраст аномалии (в млн. лет) в соответствии с магнитохронологической шкалой [19], 4 – граница перехода континент–океан, определенная по гравиметрическим данным

наруживаются. В связи с этим в рамках данного исследования они были выявлены по гравиметрическим данным Международного Арктического гравиметрического проекта [<http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/agp/index.html>], а именно, по максимальным значениям градиента аномалий Буге, прослеженным вдоль бровки Евразийского шельфа и западного склона хребта Ломоносова. Конечный полюс вращения для границ ПКО рассчитывался так же как для магнитных изохрон.

На основании полученных полюсов вращения Евразийской и Северо-Американской плит были построены линии дрейфа, соединяющие сопряженные точки, расположенные по обе стороны относительно современной оси хребта Гаккеля (см. рис. 3). Углы поворота для левого и правого флангов хребта подбирались независимо [13].

Вдоль линий дрейфа сопряженных точек, расположенных на парных изохронах, была измерена разность их удаления от центра спрединга. Эта разность явилась общей оценкой степени асимметричности спрединга [29, 37]. Она была названа “генеральной асимметрией спрединга” и измерялась в километрах. Помимо этого измерялись расстояния между соседними изохронами по каждую сторону от оси хребта. Полученные величины позволили оценить разницу в приросте коры в котловинах Нансена и Амундсена на отдельных этапах их формирования, названную “стадийной асимметрией спрединга” (рис. 7).

Перечисленные выше операции позволили установить возрастные и кинематические характеристики разрастания океанического дна, отпечатавшиеся в магнитном поле. Таким образом, был получен набор данных, необходимых для построения схем эволюции ЕБ. Последовательное закрытие бассейна осуществлялось путем совмещения парных магнитных изохрон, начиная со 2-ой а (с возрастом 3.5 млн. лет) по 24-ую (53 млн. лет) [19], а также границ ПКО, расположенных по разные стороны от хребта Гаккеля. Помимо относительного движения Евразийской и Северо-Американской плит, анализировались особенности структуры современных потенциальных полей и рельефа дна, реконструированных на дивергентной границе в ключевые моменты эволюции исследуемой акватории.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Схема магнитных изохрон. Итоговая схема магнитных изохрон представлена на рис. 3. В качестве подложки использована карта магнитных аномалий, созданная в рамках настоящего исследования. В магнитном поле региона отчетливо

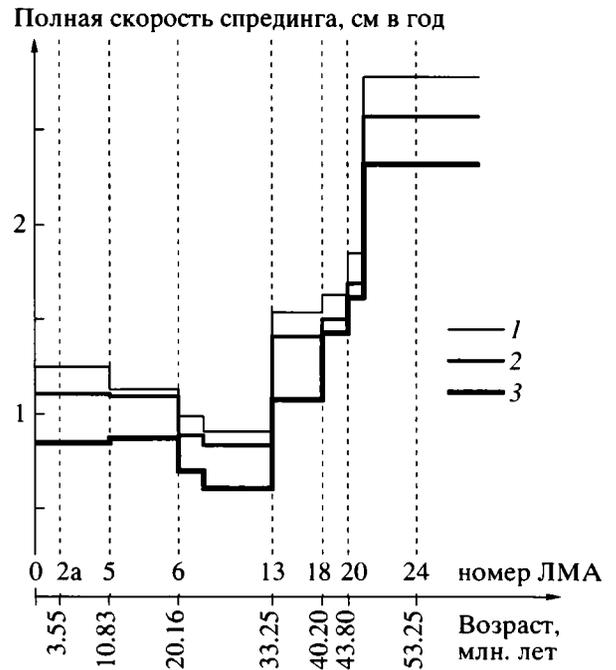


Рис. 6. Графики изменения средней полной скорости спрединга в западной (1), центральной (2) и восточной (3) части ЕБ

выделяются хребет Гаккеля и прилегающие к нему глубоководные котловины Нансена и Амундсена, хребет Ломоносова, а также плато Ермак и поднятие Моррис Джесуп, расположенные соответственно к северо-западу от архипелага Шпицберген и к северу от Гренландии.

Основные магнитные изохроны с возрастными от 3.5 до 53 млн. лет (аномалии 2а, 5, 6, 13, 18, 20 и 24) четко прослеживаются на всю длину бассейна, вплоть до широты 81° с.ш. Облик аномалий 21, 22 и 23, возникших в период времени около 53–44 млн. лет назад, заметно меняется вдоль хребта Гаккеля. В западной части акватории, ограниченной резким изгибом хребта (у 60° в.д.), они местами прослеживаются очень отчетливо в обеих глубоководных котловинах (Нансена и Амундсена), местами одна из них теряется или, наоборот, раздваивается в одной из котловин. При продвижении к востоку аномалии 21–23 начинают сливаться в длиннопериодные, отличающиеся от модельных. Еще дальше к востоку (двигаясь в сторону моря Лаптевых) они все более теряют облик обособленных спрединговых аномалий. Особенно ярко эта тенденция проявляется в котловине Нансена. В котловине Амундсена эти аномалии все же фрагментарно прослеживаются. Возможные причины отличия облика наблюдаемых аномалий 21–23 от модельных обсуждаются ниже.

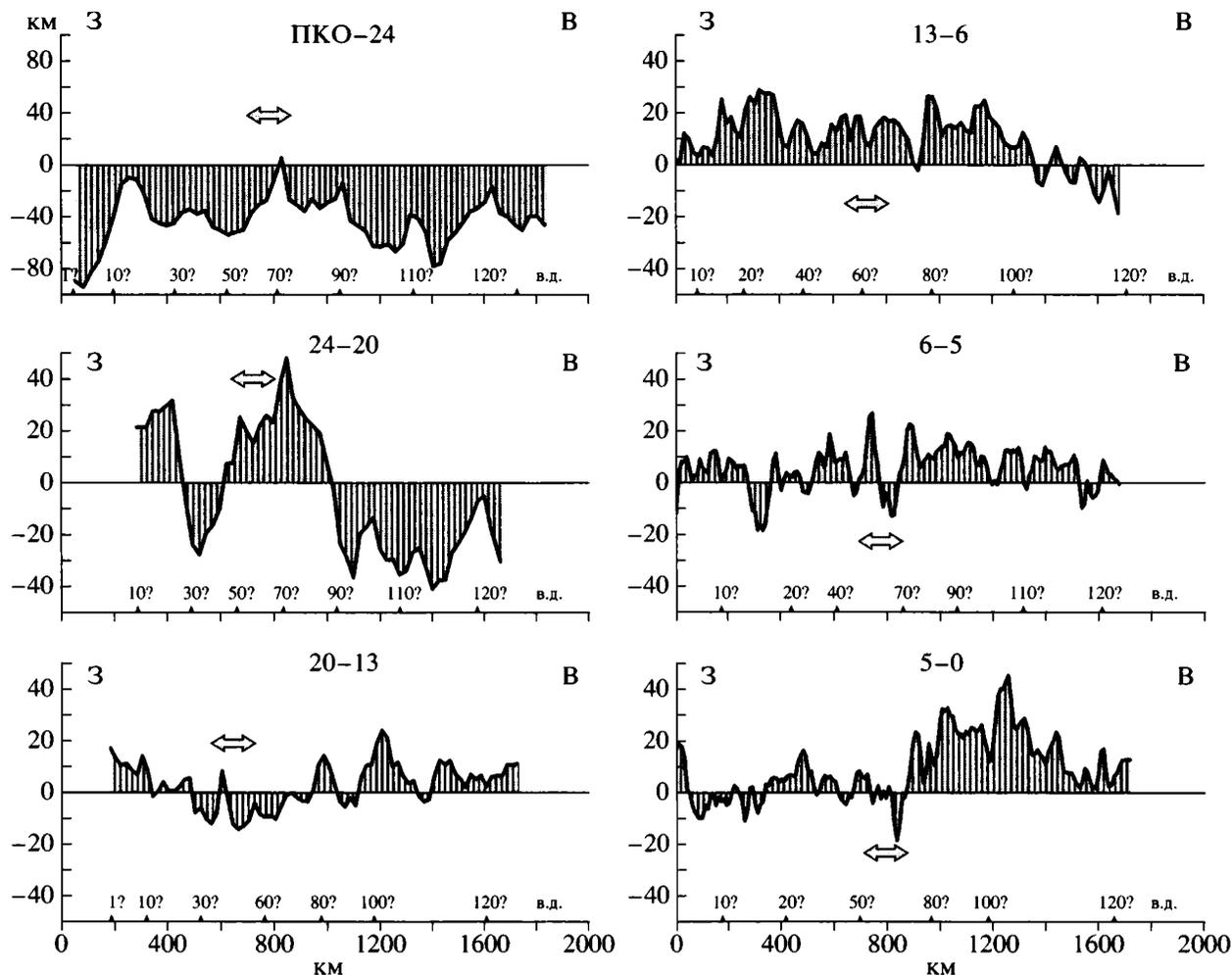


Рис. 7. Асимметрия спрединга вдоль оси раскрытия ЕБ на разных стадиях эволюции в км. Стрелками показана область наиболее значительного изгиба оси спрединга

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАСКРЫТИЯ БАСЕЙНА

Конечные полюса вращения. Положение опубликованных и определенных в рамках данного исследования конечных полюсов вращения показано на рис. 4.

Координаты полюса вращения для аномалии 2а с возрастом около 3.5 млн. лет определены с наибольшей погрешностью. Точность определения его Эйлеровой широты существенно ниже, чем более древних полюсов, что связано с чрезвычайно близким расположением изохрон. В то же время, достоверность его оценки косвенно подтверждается сейсмологическими данными [1, 2]. В соответствии с ними современный полюс раскрытия ЕБ расположен на широте 67–68° с.ш. (то есть близко к полюсу, определенному нами, для аномалии 2а).

Полюс вращения для аномалий 5, возникших около 10.83 млн. лет назад, практически точно совпал с полюсом, определенным В. Питманом и М. Тальвани для Северной Атлантики [39]. В то же время, он расположен значительно севернее полюса, рассчитанного А.М. Карасиком по результатам старых съемок, проведенных в ЕБ до 1974 г. [8] и, естественно, не обеспеченного достаточным количеством достоверных аэромагнитных данных.

Положение вычисленных нами полюсов для аномалий 5 и 2а отличается весьма незначительно, что может свидетельствовать об отсутствии перестроек в движениях Северо-Американской и Евразийской плит в период времени между 11 и 3.5 млн. лет назад.

Полюс вращения, определенный по аномалиям 6 (20 млн. лет), точно совпал с одновозрастным, рассчитанным Гейна с коллегами [24], и, подобно полюсу от аномалий 5, расположен к северу

по отношению к определенному ранее Л.А. Савостиным и А.М. Карасиком [41] без учета современных магнитометрических данных.

Оси аномалий 13 (33, 25 млн. лет) в ЕБ прослеживаются и поддаются совмещению лучше других. Несмотря на это, положения конечных полюсов вращения, полученные разными исследователями по этим магнитным аномалиям в Северной Атлантике, Норвежском море, а также в СЛО [8, 24, 42], имеют довольно значительный разброс по широте (см. рис. 4). В то же время все ранее и вновь рассчитанные полюса лежат примерно на одном и том же Эйлеровом меридиане. Выявленные закономерности указывают на то, что период времени 34–33 млн. лет назад был переломным в относительном перемещении плит.

Опубликованных ранее данных по полюсам вращения для аномалий 18 и 20 нами не обнаружено. Их взаимное расположение (в противоположные стороны по отношению к полюсу от аномалий 24) свидетельствует о нестабильности спрединга в период времени 53–40 млн. лет назад.

Полюс конечного вращения, полученный по совмещению аномалий 24 в ЕБ, заметно отличается от полюсов, рассчитанных для Норвежского моря и Северной Атлантики (см. рис. 4). Эти отличия свидетельствуют о том, что геометрия раскрытия ЕБ не может быть объяснена движением только Северо-Американской и Евразийской плит. Необходимо учитывать относительное перемещение Гренландской плиты, происходившее за счет раскрытия хребтов Рейкъянес в Северной Атлантике и Ран в Лабрадорском море, расположенных к северу от разломной зоны Чарли-Гиббс.

Полюс начального раскола плит в ЕБ был определен А.М. Карасиком и Л.А. Савостиным с коллегами [11, 15], путем совмещения батиметрических контуров бровки Евразийского шельфа и хребта Ломоносова. Полученные оценки представляются очень приблизительными. Несомненно, что в ходе эволюции бассейна, длившейся более 53 млн. лет, батиметрические очертания бровки Евразийского шельфа сильно изменились ввиду эрозионных процессов и мощного осадконакопления, в то время как конфигурация хребта Ломоносова изменилась менее значительно. В данной работе этот полюс рассчитывался с использованием предполагаемой границы начального раскола плит, определенной по гравиметрическим данным. Он расположен южнее всех остальных и совпадает с полюсом, рассчитанным Л.А. Савостиным и А.М. Карасиком [41] (см. таблицу к рис. 4) для аномалий 24. Следует отметить, что и наша оценка является приблизительной. Граница ПКО, определенная по гравиметрическим данным, может в деталях не соответствовать реальной гра-

нице раскола плит. Возникновению последней могут предшествовать растяжение и деструкция континентальной коры, образование террас, перескоки первично сформированной рифтовой зоны. На конфигурацию модельной границы влияют также параметры модели для расчета аномалий Буге и т.д.

Анализ взаимного расположения всех рассмотренных выше конечных полюсов раскрытия (см. рис. 4) позволяет сделать ряд выводов:

1. Все вновь рассчитанные полюсы расположены примерно вдоль одной линии, совпадающей с генеральным простиранием хребта Гаккеля, что свидетельствует об отсутствии значительных перестроек в латеральном (субширотном) движении плит в исследуемом бассейне;

2. Видимые различия в положении полюсов, рассчитанных по аномалиям с 24 по 13 в ЕБ, Северной Атлантике и Норвежском море, скорее всего связаны с перемещением Гренландии к северу (вдоль простирания современного хребта Гаккеля);

3. Разброс в полюсах вращения для аномалий 24, 20 и 18, а также трудности в прослеживании аномалий 21–23 могут свидетельствовать о нестабильном характере спрединга на начальном этапе раскрытия ЕБ, предположительно связанным с перескоками оси разрастания;

4. Положение полюсов, рассчитанных по аномалиям с 13 по 2А в ЕБ, Северной Атлантике и Норвежском море, подтверждает, что время формирования аномалии 13 стало переломным в движениях плит, ограничивающих ЕБ. Начиная с этого времени, геометрия раскрытия Арктического бассейна определялась движением всего двух плит. При этом полюс вращения постепенно смещался в южном направлении (в глубь Евразийского континента), что, по-видимому, свидетельствует о продвижении оси раскрытия.

Скорости спрединга. Характер изменения скорости раскрытия ЕБ, при постоянном уменьшении их абсолютных значений при приближении к полюсу (с запада на восток), в генеральном плане остается одинаковым на всем протяжении хребта Гаккеля (см. рис. 6). На начальном этапе раскрытия бассейна в раннем и среднем эоцене, около 53–44 млн. лет назад (во время аномалий 24–20) полные скорости спрединга были относительно высокими и составляли 2.2–2.7 см/год. В дальнейшем они довольно резко уменьшались и в олигоцене – начале миоцена (во время аномалий 13–6) достигли минимальных значений 0.5–0.9 см/год. И, наконец, в период с 20 млн. лет назад (время аномалии 6) по настоящее время скорости незначительно возросли, достигнув значений 0.7–1.2 см/год.

Следует отметить, что установленные закономерности в стадийности и изменении темпов раскрытия ЕБ хорошо согласуются с аналогичными параметрами спрединга на хребте Рейкьянес и в Лабрадорском море [4, 27].

Асимметрия спрединга. Анализ разницы в скоростях раскрытия по разные стороны от хребта Гаккеля на всем его протяжении, от Гренландии вплоть до шельфа моря Лаптевых, позволил выявить области асимметричной аккреции коры и возможных перескоков оси разрастания в ЕБ.

Графики стадийной асимметрии спрединга представлены на рис. 7. Извилистый характер графиков может быть связан не только с реальными особенностями раскрытия ЕБ, но и с погрешностями плановой привязки магнитных аномалий, а также их идентификации, за счет значительного упрощения при моделировании реальных процессов прироста земной коры. Тем не менее, выявляются следующие основные закономерности в изменениях асимметрии спрединга во времени и пространстве:

1. Характер асимметрии на ранних и поздних этапах формирования ЕБ генеральным образом отличается. Асимметрия раскрытия дна бассейна в период, предшествующий формированию аномалии 24, имеет отрицательный знак. Это означает, что ось этой аномалии в котловине Амундсена находится на большем удалении от границы ПКО, чем в котловине Нансена. Исключение составляет область резкого изменения простирания хребта Гаккеля на долготе около 70° в.д., где асимметрия отсутствует. Иными словами, на этапе первичного растяжения континентальной и начала формирования океанической коры, прирост морского дна в котловине Амундсена был больше чем в котловине Нансена, в среднем на 40 км;

2. В последующий период времени около 53–44 млн. лет назад (аномалии 24–20) характер асимметрии спрединга существенно изменился. В восточной половине ЕБ, восточнее 90° в.д. (рис. 7), она сохранила отрицательный знак, но вдвое уменьшилась по амплитуде. В западной половине асимметрия дважды меняет знак;

3. Основной отличительной особенностью асимметрии спрединга на более поздних этапах раскрытия ЕБ является резкое падение ее величины. В период формирования аномалий с 20 по 13 она при движении вдоль оси хребта Гаккеля попеременно меняет знак с положительного на отрицательный. В дальнейшем, вплоть до настоящего времени, она преимущественно положительна.

Результаты проведенного анализа позволяют сделать ряд выводов о возможных причинах выявленных различий в положении магнитных изохрон по разные стороны от хребта Гаккеля.

Помимо возможных генеральных различий в скорости перемещения плит, причиной асимметричного расположения ПКО и осей наиболее древних ЛМА по разные стороны от хребта Гаккеля могут являться периодические перескоки оси раскрытия.

Один из наиболее древних перескоков центра спрединга в период времени, предшествующий формированию аномалии 24 в сторону Евразийской окраины, по-видимому, произошел в западной половине котловины Амундсена. Зарубежные исследователи зафиксировали здесь сдвоенную аномалию 25 с возрастом около 56 млн. лет, расположенную между хребтом Ломоносова и аномалией 24 и, в то же время, отсутствующую в котловине Нансена [16]. Нам эту аномалию выделить не удалось из-за недостатка собственных аэромагнитных данных, но, тем не менее, полученные результаты учтены при интерпретации.

Резкие колебания кривой асимметрии относительно нулевой линии в период формирования аномалий 24–20 (см. рис. 7) также, по-видимому, связаны с перескоками сегментов оси раскрытия, но уже в сторону хребта Ломоносова. Именно эти перескоки привели к сложностям в идентификации аномалий 23–21. При использовании симметричной модели разрастания океанического дна количество аномалий, обнаруживаемых здесь в котловине Нансена, больше, чем в котловине Амундсена.

Идентификация мелких перескоков в восточной половине ЕБ и, особенно в котловине Нансена, оказалась затрудненной по двум причинам. Первая из них связана с тем, что при медленных и ультрамедленных скоростях раскрытия океанического дна, происходящего на фоне частых инверсий магнитного поля, аномалии от противоположно намагниченных даек сливаются воедино и становятся нераспознаваемыми. Вторая причина связана с экранирующим влиянием осадочного чехла. Средняя мощность осадков в восточной половине котловины Нансена составляет около 2–3 км, а в некоторых областях (к северу от прогиба Святой Анны) достигает 6–8 км [28]. Эти осадки поступают с шельфа Баренцева моря и с прилегающих островов. Они могут содержать в своем составе магнитные минералы и обломки горных пород, которые не только экранируют магнитные аномалии от фундамента, но и приводят к кардинальному изменению формы этих аномалий по сравнению с аномалиями, рассчитанными при моделировании.

Палеорекострукции Евразийского бассейна. Последовательное закрытие бассейна осуществлялось путем совмещения парных изохрон (см. рис. 3), расположенных по разные стороны от

хребта Гаккеля с использованием полюсов и углов вращения Евразийской и Северо-Американской плит (рис. 4). Сопоставление магнитных и гравитационных аномалий, а также рельефа дна по разные стороны от дивергентной границы этих плит на разных этапах раскрытия ЕБ позволило выявить ряд интересных закономерностей.

Применительно к магнитному полю наиболее интересны результаты его сопоставления на границе ПКО (рис. 8). В западной части границы раскола плит, к северу и северо-западу от Земли Франца Иосифа (ЗФИ), структура аномального магнитного поля кардинально отличается. На остальном протяжении этой границы магнитные аномалии Евразийского шельфа переходят на хребет Ломоносова без каких-либо смещений и искажений. Причины выявленных различий в магнитном поле к северу от ЗФИ требуют дальнейшего детального анализа. Наиболее вероятной из них, по-видимому, является изначально различное строение коры по разные стороны от ПКО. Если это так, то логично предположить, что линия первичного раскола плит в ЕБ унаследовала древнюю ослабленную или шовную зону, расположенную на стыке современного шельфа ЗФИ и хребта Ломоносова, и в дальнейшем продвинулась к востоку, разорвав однородную по строению континентальную кору. Первоначальная структура АМП к северу от ЗФИ могла также измениться за счет более поздних тектонических и магматических процессов, в том числе, связанных с северным дрейфом Гренландии и вздыманием (априфтом) Баренцевоморского шельфа.

Постепенное расхождение границ ПКО в разные стороны при приближении к современному морю Лаптевых, по-видимому, связано с тем, что в период формирования ЕБ земная кора этого региона испытала существенное растяжение [20].

На рис. 9А и 9Б приведены результаты сопоставления современных гравиметрических [<http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/agp/index.html>] и батиметрических [30] данных на дивергентных границах Северо-Американской и Евразийской плит с возрастными 33 и 53 млн. лет (ЛМА 13 и 24). Изобата 1600 м дает представление о конфигурации внешних границ современного Евразийского шельфа, шельфа Гренландии и западного склона хребта Ломоносова.

Обращают на себя внимание следующие особенности гравитационного поля, рельефа дна, а также взаимного расположения хребта Ломоносова и бровки Евразийского шельфа при последовательном закрытии ЕБ:

1. Наиболее значительные отличия в структуре гравитационного поля по обе стороны от оси раскрытия наблюдаются в период аномалии 24

(см. рис. 9А), т.е. в момент наиболее близкий к начальному раскрытию бассейна. Отличия наиболее заметны в центральной части бассейна в районе изгиба оси раскрытия (вблизи современного желоба Святой Анны) и прослеживаются далее, вплоть до континентального шельфа моря Лаптевых. В этом же районе, в восточной части ЕБ, как уже отмечалось, существенно затруднена идентификация ЛМА;

2. Глубины дна в котловине Нансена значительно меньше, чем в котловине Амундсена (см. рис. 9Б). Величина перепада глубин увеличивается при движении с запада на восток – от поднятий Моррис Джесуп и Ермак до шельфа моря Лаптевых. Особенно резко она нарастает, начиная с желоба Святой Анны. Причем тем больше, чем древнее ось раскрытия;

3. Батиметрические контуры хребта Ломоносова и Евразийского шельфа, а также древней оси раскрытия (аномалия 24) в генеральном плане соответствуют друг другу (см. рис. 9А, 9Б). Отличия наблюдаются на участке ЗФИ – море Лаптевых, где осадконакопление наиболее интенсивно.

Перечисленные выше закономерности свидетельствуют о значительно большей роли эрозионных процессов и осадконакопления в формировании современной структуры потенциальных полей и рельефа дна в котловине Нансена по сравнению с котловиной Амундсена. Именно эти процессы существенно изменили конфигурацию бровки Евразийского шельфа в восточной половине ЕБ, которая первоначально соответствовала очертаниям хребта Ломоносова. Мощные толщи осадков, накопившиеся у окраины котловины Нансена, явились причиной поднятия морского дна и изменений в структуре поля силы тяжести. Присутствие в осадках обломков магнитных пород – продуктов размыва траппового комплекса на ЗФИ, по-видимому, изменило и структуру АМП;

4. Появление в центральной части ЕБ батиметрических поднятий, окаймляющих современный хребет Гаккеля, отмечается со времени чуть ранее аномалии 13 (см. рис. 9Б). Как уже отмечалось, этот временной рубеж является пограничным между двумя основными этапами раскрытия бассейна, характеризующихся существенными изменениями в движениях плит, а, возможно, и в режимах аккреции коры;

5. Совмещение батиметрических контуров, ограничивающих поднятия Ермак и Моррис Джесуп относительно оси аномалии 13, показывает, что они смыкаются, образуя единое плато (см. рис. 9А, 9Б). При этом ось раскрытия упирается приблизительно в середину этого плато. При дальнейшем закрытии бассейна поднятие Моррис Джесуп полностью перекрывает плато Ермак, а

восточный (канадский) конец хребта Ломоносова также перекрывает эти структуры на ширину около 150–200 км. Этот вывод представляется чрезвычайно важным, он был учтен при построении схемы раскрытия бассейна;

6. Характерных для других типично океанических бассейнов протяженных гравитационных и магнитных аномалий, а также протяженных желобов ортогональных оси раскрытия на соответствующих картах не обнаруживается. Исключения составляют согласованные по местоположению интенсивные отрицательные аномалии Δg и (ΔT)_a, ограничивающие плато Ермак и поднятие Моррис-Джесуп;

7. Естественным продолжением котловины Амундсена в сторону острова Элсмир является долина, которая огибает батиметрическое поднятие, соответствующее западному окончанию хребта Ломоносова, и оканчивается седловиной, отделяющей ее от Американо-Гренландского бассейна. Наиболее древние из прослеженных нами магнитных изохрон с 24-ой по 18-ю, вблизи поднятия Моррис-Джесуп, изгибаются и также огибают окончание хребта Ломоносова (см. рис. 3).

Перечисленные в последних четырех пунктах особенности будут далее рассмотрены в сопоставлении с новейшими из опубликованных зарубежных данных, посвященных той же проблеме – истории формирования ЕБ.

В прежних работах (как, например, [33, 34]) хребет Ломоносова в начальный период раскрытия бассейна присоединялся к Евразийской окраине таким образом, что его западное окончание, а также плато Ермак и поднятие Моррис-Джесуп перекрывались друг с другом. Факт существования этого перекрытия либо не учитывался, либо считался не принципиальным, поскольку главенствовала точка зрения, что упомянутые поднятия имеют океаническую природу и сформированы под воздействием горячей точки [23].

Новые сейсмические данные и результаты сейсмогравитационного моделирования [22] показали, что плато Ермак и предположительно поднятие Моррис-Джесуп, которые схожи по всем известным геофизическим и геоморфологическим характеристикам, являются континентальными структурами. С учетом этого, а также результатов идентификации магнитных аномалий, опубликованных Дж. Брозина с соавторами [16] и полученными в рамках данного исследования, возраст океанического дна между рассматриваемыми поднятиями не превышает 34–35 млн. лет. Аномалии 13 являются наиболее древними в этом регионе. В то же время, в остальной части ЕБ повсеместно прослеживаются аномалии 24.

Вблизи западной половины хребта Ломоносова, как уже отмечалось, отмечены дополнительные магнитные аномалии 25 (с возрастом в 56 млн. лет) [16, 17]. Они прослежены в абиссальной равнине вблизи хребта и, подобно изохронам 24–20 (см. рис. 3), огибают его западный конец, уходя в направлении пролива Нейрес. Полученные результаты показали, что хребет Ломоносова начал отделяться от Баренцевской континентальной окраины чуть ранее 56 млн. лет назад. Если это так, то открытие ЕБ предшествовало открытию Норвежско-Гренландского бассейна (где аномалий с возрастом старше 24-ых не обнаружено) и на начальном этапе спрединга должно было быть связанным с открытием Лабрадорского моря. Связь могла осуществляться через залив Баффина и пролив Нейрес.

Наличие этой первичной связи, по мнению Дж. Брозина с коллегами [16], подтверждается двумя обстоятельствами. Во-первых, тем, что к моменту формирования аномалии 24 (53 млн. лет назад) между западным окончанием хребта Ломоносова и Евразийской окраиной уже сформировалась полоса морского дна шириной около 150 км, что на 60 км меньше, чем сформировалось между плато Воринг и Гренландией [21]. И, во-вторых, тем, что в целом в ЕБ сформировалось морского дна больше, чем должно было бы образоваться в том случае, если бы спрединг осуществлялся только через Норвежско-Гренландский бассейн. Добавим к этому, что сама конфигурация древних магнитных изохрон с 25-ой по 18-ю, изгибающихся в направлении пролива Нейрес, а также особенности рельефа дна и потенциальных полей подтверждают возможность древней связи между заливом Баффина и СЛО.

Суммируя вышесказанное, можно предположить, что первичный раскол континентальной коры в ЕБ произошел во время, предшествующее формированию аномалии 25, т.е. около или ранее 58 млн. лет назад (рис. 10). До начала рифтинга хребет Ломоносова был присоединен к Баренцевоморскому шельфу. Западное окончание хребта располагалось восточнее крупного континентального плато, включающего поднятия Ермак и Моррис-Джесуп. К востоку от плато проходила трансформная зона, которая была связана с проливом Нейрес. Эта зона, по-видимому, соответствовала интенсивным отрицательным магнитным аномалиям, ограничивающим ныне плато Ермак, поднятие Моррис-Джесуп. Обе эти структуры существовали в качестве единого поднятия вплоть до времени около 35 млн. лет назад, предшествующему образованию аномалии 13 (см. рис. 9Б). В море Линкольна (см. рис. 10А) при этом предположительно находилась древняя ось раскрытия, связывавшая хребет Гаккеля с проливом

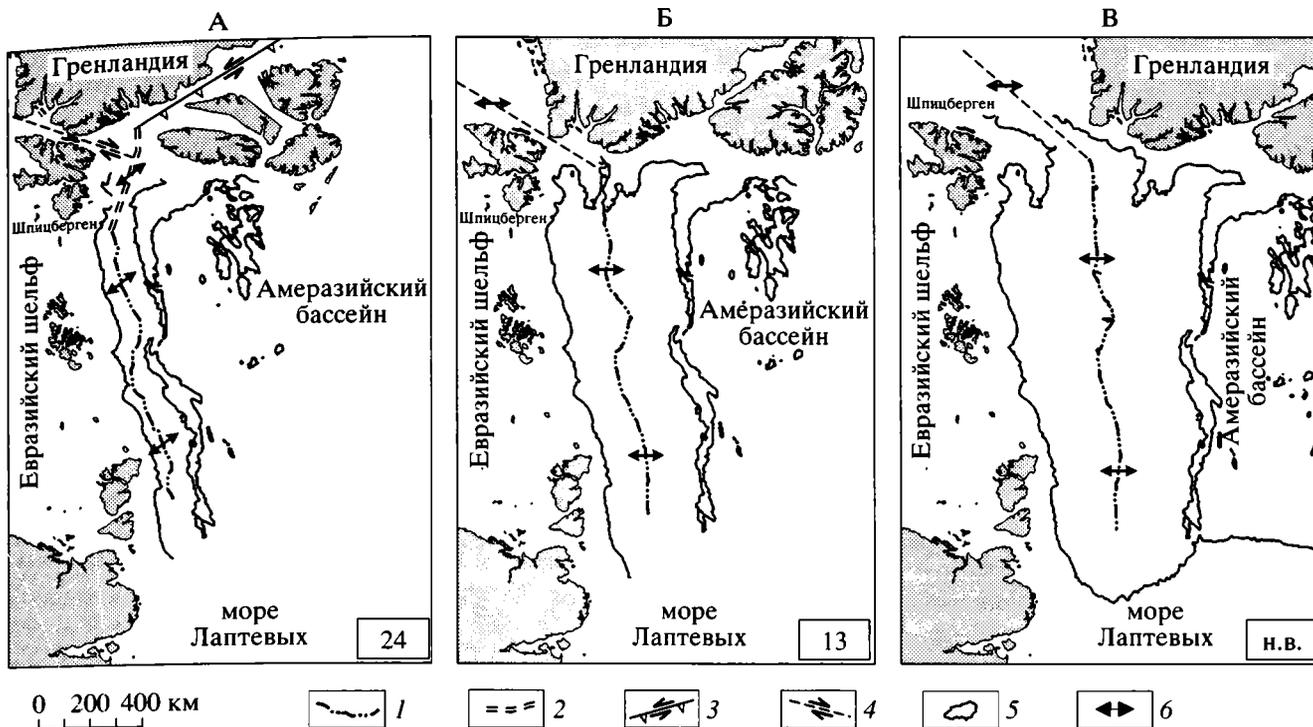


Рис. 10. Схемы раскрытия Евразийского бассейна в ключевые периоды его эволюции: А – около 53 млн. лет назад, аномалия 24; Б – около 32 млн. лет назад, аномалия 13; В – настоящее время

1 – выделенная по магнитным данным ось спрединга; 2 – предполагаемая ось спрединга; 3 – сдвиговая зона сжатия, соединяющая Евразийский бассейн с Баффиновым заливом и Лабрадорским морем; 4 – сдвиговая зона, соединяющая Евразийский бассейн с Норвежско-Гренландским бассейном; 5 – изобата 1600 м; 6 – направление спрединга. В западной части бассейна использованы схемы, приведенные в [16]

Нейрес и далее с заливом Баффина и Лабрадорским морем. Эта связь просуществовала вплоть до окончания спрединга в заливе Баффина.

Около 35 млн. лет назад между плато Ермак и поднятием Моррис Джесуп образовалась новая дивергентная граница плит, соединившая ЕБ с Норвежско-Гренландским бассейном (см. рис. 10Б и 10В). Эта граница стала основной по мере замедления и окончания разрастания дна Лабрадорского моря. По сейсмическим данным [22], а также данным В.И. Устрицкого [Тектоническая карта СЛО, не опубликована] появлению этой границы могло предшествовать значительное растяжение континентальной коры между Шпицбергенем и плато Ермак. Наличие существенных изменений в характере разрастания в указанное время (соответствующее формированию аномалии 13) имеет многочисленные подтверждения. Именно в это время изменились геометрия и скорость раскрытия бассейна. Скорость спрединга резко упала, полюс вращения прилегающих плит испытал заметное перемещение. Все последующие полюса начали перемещаться в глубь континента, что может свидетельствовать о начале продвижения оси хребта Гаккеля.

Наиболее существенное влияние на начальном этапе процесса формирования дна ЕБ и историю возникновения новой границы плит оказывало перемещение Гренландии к северу по отношению к Северной Америке. Как показывают реконструкции, Гренландия в процессе перемещения к северу, выступала в роли тупого клина, внедряющегося в пространство, подготовленное широтным растяжением в ЕБ. Сила сжатия, действующая на окружающие регионы (включая хребет Гаккеля), определялась скоростью продвижения этого клина, скоростями растяжения и геометрией плит в Северной Атлантике и в Лабрадорском море. Это перемещение оценивается в 200 км [16]. Оценка проведена по ширине зоны перекрытия плато Ермак хребтом Ломоносова при последовательном закрытии бассейна. Результаты проведенного выше анализа местоположения полюсов раскрытия также говорят о передвижении Гренландии. Положение полюсов вращения, определенных предшественниками [24, 39, 41, 42] по изохронам в Северной Атлантике в период с 56 до 35 млн. лет назад, существенно отличается от найденных нами при совмещении осей магнитных аномалий в ЕБ, затем начинают совпадать. Воз-

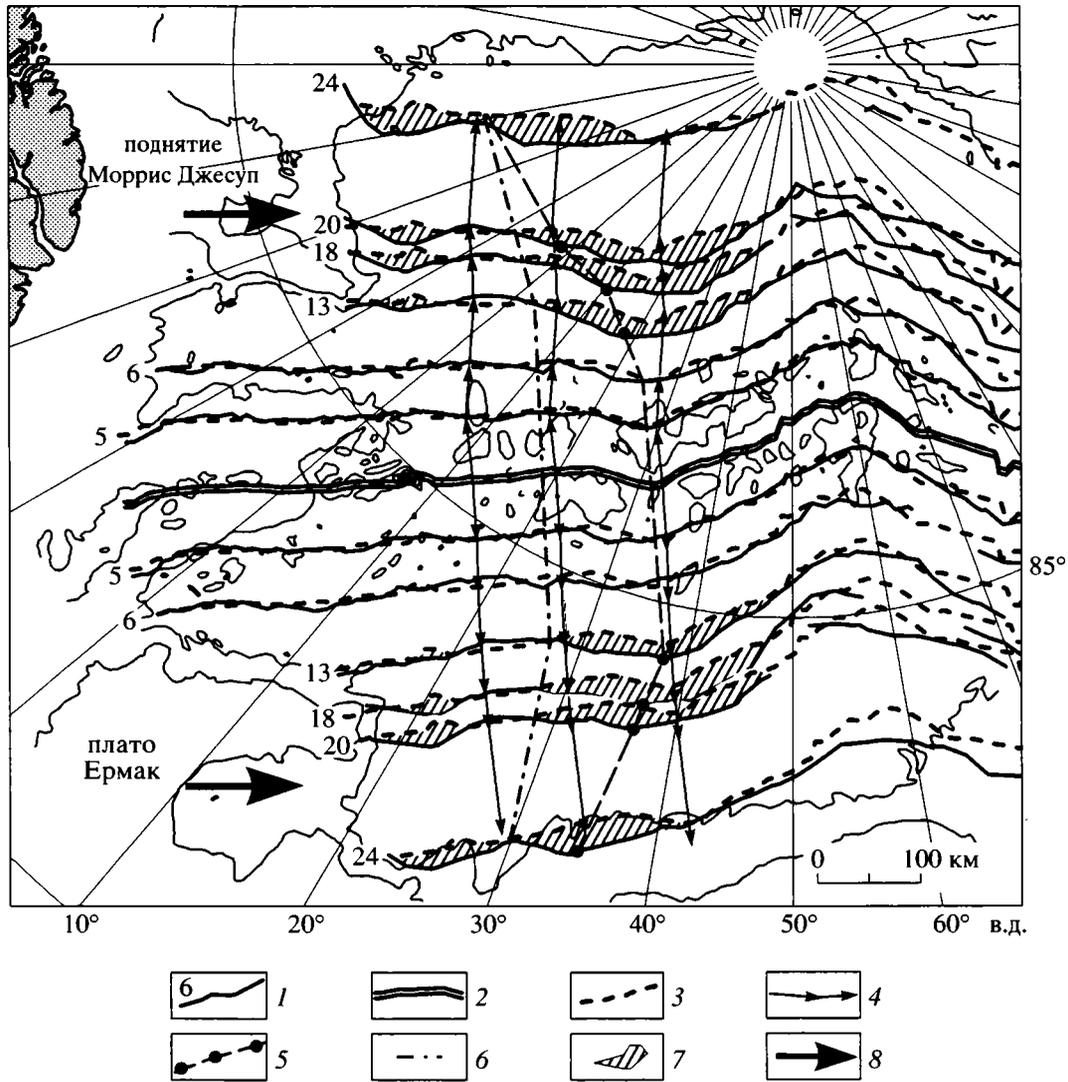


Рис. 11. Изменения конфигурации оси раскрытия западной части ЕБ во времени

1 – магнитные изохроны и их номера; 2 – современная ось спрединга; 3 – положения современной оси, спрединга, развернутой относительно соответствующего полюса раскрытия ЕБ, до наилучшего совпадения с магнитными изохронами; 4 – линии дрейфа Евразийской и Северо-Американской плит; 5 – линии, соответствующие точкам максимальной кривизны древней оси спрединга; 6 – линия, соответствующая началу области изменения конфигурации оси спрединга на начальном этапе раскрытия ЕБ по сравнению с современным; 7 – области расхождения конфигурации современной и древней оси спрединга; 8 – направление перемещения Гренландской плиты в период формирования ЛМА 24–13

возможным следствием давления Гренландии на ось раскрытия бассейна явилась значительная скорость разрастания океанического дна на начальной стадии спрединга.

По мнению Дж. Брозина с коллегами [16] внедрение Гренландии в ЕБ могло иметь важные последствия. Столкновение с хребтом Гаккеля могло стимулировать предполагаемый вулканизм, который сформировал высокоамплитудные магнитные аномалии на современных поднятиях Моррис Джесуп и плато Ермак. “Наползание” на дно бассейна должно было привести к его

сокращению (или поглощению). Упомянутые выше отрицательные аномалии магнитного поля и поля силы тяжести субширотного простирания, расположенные к юго-востоку от поднятий и ограничивающие область распространения спрединговых аномалий хребта Гаккеля, возможно, отмечают зону сокращения (или субдукции). Для проверки этих предположений нами был проведен анализ изменения конфигурации оси раскрытия ЕБ во времени. Современная ось хребта Гаккеля разворачивалась вокруг конечных полюсов вращения Северо-Американской и Евразийской

плит в обе стороны до наилучшего совмещения с парными изохронами. Были выявлены следующие закономерности (рис. 11). Установлено, что на первом этапе раскрытия ЕБ в период формирования аномалий с 24-ой по 13-ю, искривление оси спрединга было максимально и существенно менялось во времени. При этом точки максимальной кривизны, находящиеся на незначительном удалении от плато Ермак и поднятия Моррис Джесуп, постепенно продвигались к востоку, вдоль генерального простираия хребта Гаккеля на расстояние более 100 км. Аналогично, но на чуть меньшее расстояние, продвигаются и точки, соответствующие началу области заметного изменения конфигурации оси спрединга на начальном этапе раскрытия ЕБ (время формирования аномалий 24–13) по сравнению с современным. Отмечено также, что области расхождения конфигурации современной и древней оси спрединга (изохрон) располагаются все дальше на восток с уменьшением возраста изохрон. Позднее, в начале второго этапа (после времени формирования аномалии 13), искривление оси раскрытия резко уменьшилось и оставалось неизменным до настоящего времени. Точки максимальной кривизны в этот период времени стали совпадать с линиями дрейфа плит. Выявленные закономерности в изменении конфигурации древней оси раскрытия ЕБ, по-видимому, свидетельствуют о том, что в период времени между 53–33 млн. лет назад эта ось испытывала продольное сжатие, вызванное дрейфом Гренландии в северном направлении.

Итак, перемещение Гренландии закончилось около 35–33 млн. лет назад, ось раскрытия ЕБ оказалась связанной с Норвежско-Гренландским бассейном. При этом поднятие Моррис Джесуп и плато Ермак разделились (см. рис. 10). С этого момента Гренландия стала частью Северо-Американской плиты. Формирование дна ЕБ начало осуществляться вдоль всей его длины до шельфа моря Лаптевых относительно единой оси, расположенной ныне в рифтовой зоне хребта Гаккеля. Последний вывод однозначно подтверждается результатами анализа сейсмологических данных [2].

ВЫВОДЫ

На основании геоисторического анализа аномального магнитного поля, а также особенностей гравитационного поля и рельефа морского дна подтверждено, что формирование ЕБ происходило в результате медленного и ультрамедленного разрастания океанического дна в три основные этапа, отличающиеся по своим кинематическим характеристикам. Началу спрединга предшествовал период растяжения и рифтогенеза, связанно-

го с непрекращающимся раскрытием Северной Атлантики и Лабрадорского моря.

Подтверждено также, что до начала рифтогенеза хребет Ломоносова был присоединен к Баренцевоморскому шельфу. В дальнейшем он откололся от Евразии и начал отодвигаться от нее, пока не занял современного положения.

Разрастание дна Евразийского бассейна происходило на фоне инверсий геомагнитного поля, начинала примерно с 58 млн. лет тому назад. Его открытие предшествовало началу спрединга в Норвежско-Гренландском бассейне и, на начальном этапе, было связано с раскрытием Лабрадорского моря. Связь осуществлялась через пролив Нейрес и просуществовала до окончания спрединга в заливе Баффина.

История формирования обоих бассейнов была осложнена перемещением Гренландии к северу по отношению к Северной Америке, начавшемся около или чуть ранее 53 млн. лет назад. Это перемещение было вызвано началом раскрытия Северной Атлантики к северу от разломной зоны Чарли-Гиббс, происходившим одновременно с раскрытием Лабрадорского моря.

Гренландия, в процессе движения к северу, выступала в роли тупого клина, внедряющегося в пространство, подготовленное растяжением в Евразийском бассейне. При этом дно последнего, судя по изменению конфигурации магнитных изохрон во времени, подверглось сокращению (продольному сжатию) как минимум на 100 км. С момента начала спрединга в Евразийском бассейне крупное плато, объединяющее современные плато Ермак и поднятие Моррис Джесуп, являлось частью Евразийской окраины.

Перемещение Гренландии к северу вдоль простираия современного хребта Гаккеля закончилось около 35–33 млн. лет назад. Связь между осями раскрытия Лабрадорского моря и Евразийского бассейна прервалась. С этого момента Гренландия стала частью Северо-Американской плиты, а к северу от Норвежско-Гренландского бассейна образовалась дивергентная граница плит, расколовшая ранее единое плато на современные плато Ермак и поднятие Моррис Джесуп. В дальнейшем раскрытие Евразийского бассейна было связано с Северной Атлантикой и осуществлялось вдоль всей его длины до шельфа моря Лаптевых относительно единой оси, расположенной ныне в рифтовой зоне хребта Гаккеля.

Подтверждено, что основные этапы раскрытия отличались по кинематическим характеристикам. Анализ изменения линейных скоростей вдоль хребта Гаккеля позволил выявить асимметрию в скорости спрединга на разных его флангах,

особенно заметную на первом этапе эволюции (54–44 млн. лет назад), что может свидетельствовать о перескоке/перескоках оси разрастания (нестационарности спрединга). Отмечено также, что величина асимметрии возрастает при приближении к полюсу раскрытия. Основные этапы эволюции Евразийского бассейна по времени и кинематическим параметрам в генеральном плане достаточно хорошо согласуются с этапами раскрытия Северной Атлантики и прилегающих арктических акваторий.

Работа выполнена при финансовой поддержке INTAS (проект 0762).

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы благодарим своих коллег из отдела системных геолого-геофизических исследований ВНИИОкеангеология М.С. Корневу и А.А. Лихачева за помощь в увязке и идентификации магнитных аномалий, а также С.В. Степанова, М.В. Аверину, Л.В. Аплонову, А.А. Абельскую, Л.С. Рыбину за компьютерный дизайн. Мы выражаем искреннюю благодарность Г.П. Аветисову за конструктивные замечания по сути работы и редактирование текста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г.П. Геодинамика сейсмоактивных зон Арктического региона // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 52–62.
2. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. 183 с.
3. Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Маценков С.П. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 134–141.
4. Глебовский В.Ю., Карасик А.М., Меркурьев С.А., Процаенко С.В., Сочеванова Н.А. Особенности процесса разрастания Северной Атлантики по данным площадных гидромагнитных съемок на хребте Рейкьянес и в Исландской котловине // Электромагнитная индукция в Мировом океане. Часть 1. М.: Наука, 1990. С. 22–34.
5. Глебовский В.Ю., Маценков С.П. Повышение эффективности геологической интерпретации аномального магнитного поля океана путем автоматизации процесса составления сводных карт // Тезисы докладов IV межвед. конф. объектовой подсистемы “Океангеоресурсы”. Проблемы развития морских геотехнологий информатики и геоэкологии. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1991. С. 35.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
7. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофиз. методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 9–19.
8. Карасик А.М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974. С. 23–31.
9. Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 178–193.
10. Карасик А.М. Некоторые особенности геосторического анализа аномального магнитного поля в условиях медленного разрастания океанического дна (на примере Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана) // Магнитные аномалии океанов и глобальная тектоника. М.: Наука, 1981. С. 162–174.
11. Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Параметры движения литосферной плиты в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // ДАН СССР. 1983. Т. 273. № 5. С. 1191–1196.
12. Маценков С.П., Глебовский В.Ю., Даниэль Е.Д., Зайончек А.В., Каминский В.Д. Новая согласованная цифровая база данных по потенциальным полям и рельефу дна Арктической акватории. Теория и практика морских геолого-геофизических исследований // Материалы к юбилейной конференции “Российской морской геофизике 50 лет”. Геленджик: НИИОкеангеофизика, 1999. С. 160–161.
13. Меркурьев С.А. Программа расчета магнитного поля инверсионно-спрединговой модели (SPREAD) // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИЗМИРАН. ЭЛПО, 1991. 47 с.
14. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Карта масштаба 1 : 5000000. Главное управление навигации и океанографии МО РФ и Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. (ВНИИОкеангеология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999.
15. Савостин Л.А., Пучков П.А. К расчету положения полюсов относительного движения литосферных плит // Строение литосферных плит. М.: ИОАН им. П.П. Ширшова, 1979. С. 227–247.
16. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development // Geology. 2003. Vol. 31. № 9. P. 825–828.
17. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Forsberg R., Faleide J., Eldholm O. et al. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development // Eos. Trans. AGU. Fall Meet. Suppl. 2002. Vol. 83. № 47. P. F-1266.

18. *Bullard E.C., Everett J.E., Smith A.G.* The fit of the continents around the Atlantic // A symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1965. Vol. 1088. P. 41–51.
19. *Cande S.C., Kent D.V.* Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. № B4. P. 6093–6095.
20. *Chernyh A., Zayonchek A.* New view on the evolution of the Laptev Sea area // NGF Abstracts and Proceedings N 2. Arctic geology, hydrocarbon resources and environmental challenges. Polar environmental centre. Tromso, 23–26 May, 2004. P. 17–18.
21. *Eldholm O., Grue K.* North Atlantic volcanic margins: dimensions and production rates // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B2. P. 2955–2968.
22. *Engen O., Faleide J.I., Tsikalas F., Myhre A.M., Eldholm O.* Structure of the west and north Svalbard margins in a plate tectonic setting // ICAM-IV. Canada, Dartmouth. 2003. P. 40.
23. *Feden R.H., Vogt P.R., Fleming H.S.* Magnetic and bathymetric evidence for the “Yermak hot spot” northwest of Svalbard in the Arctic Basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 44. № 1. P. 18–38.
24. *Gaina C., Roest W.R., Muller R.D.* Late Cretaceous – Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. № 197. P. 273–286.
25. *Glebovsky V., Gurevich N., Likhachev A., Minakov A., Brozena J., Childers V., Merkouriev S.* Geochronology and kinematics of spreading in the Western Eurasia Basin // 4th International Conference on Arctic Margins. Sept. 30–Oct. 3. 2003. Dartmouth, Nova Scotia, Canada. 2003. P. 59–60.
26. *Glebovsky V.Yu., Kovacs L.C., Maschenkov S.P., Brozena J.* Joint compilation of Russian and US navy aeromagnetic data in the Central Arctic Seas // Polarforschung. ICAM III (International Conference on Arctic margins). Celle, Germany. 12–16. October, 1998. Vol. 1. 2000. P. 35–40.
27. *Glebovsky V.Yu.* Magnetic anomalies and the history of the Reykjanes Ridge seafloor spreading // IUGG. Abstracts Week A. XXI General Assembly. Boulder, Colorado. July 2–14 1995, P. A180.
28. *Gramberg I.S., Verba V.V., Verba M.L., Kos'ko M.K.* Sedimentary cover thickness map – sedimentary basins in the Arctic // Polarforschung, Jahrgang. ICAM III. Celle, Germany. 12–16 October 1998. Vol. II. 1999. P. 243–250.
29. *Hayes D.E.* Nature and implications of asymmetric seafloor spreading – different rates for different plates // Geol. Soc. Am. Bull. 1976. Vol. 87. P. 994–1002.
30. *Jakobsson M., Cherkis N., Woodward J., Macnab R., Coakley B.* New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers // Eos. Trans. AGU. 2000. Vol. 81. P. 89–96.
31. *King E.R., Zietz I., Alldredge L.R.* Magnetic data on the structure of the central Arctic region // Geol. Soc. Amer. Bull. 1966. Vol. 77. P. 619–646.
32. *Kovacs L.C., Glebovsky V.Yu., Maschenkov S.P., Brozena J.* New map and grid of completed magnetic anomalies from the Arctic Ocean // Eos. Trans. AGU. Fall Meet. Suppl. 2002. Vol. 83(47). P. F-1330.
33. *Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2002. Vol. 360. P. 333–358.
34. *Lawver L.A., Müller R.D., Srivastava S.P., Roest W.R.* / Eds. The opening of the Arctic. Bleil U., Thiede J. Arctic versus Antarctic geology. Amsterdam: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 29–62.
35. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. № 12. P. 3661–3697.
36. *McKenzie D.P., Davies D., Molnar P.* Plate tectonics of the Red Sea and East Africa // Nature. 1970. V. 226. P. 243–248.
37. *Müller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G.* Digital isochrons of the world's ocean floor // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. № B2. P. 3211–3214.
38. *Patriat Ph.* Reconstitution de l'évolution du système de dorsales de l'océan Indien par les méthodes de la cinématique des plaques. Paris: Inst. de Physique du Globe de Paris. Reproduit par Instaprint S.A., 1987. 308 p.
39. *Pitman W.C., Talwani M.* Sea-floor spreading in the North Atlantic // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83. P. 619–649.
40. *Riddihough R.P., Haines G.V., Hannaford W.* Regional magnetic anomalies of the Canadian Arctic // Can. J. Earth Sci. 1973. Vol. 10. № 2. P. 157–163.
41. *Savostin L.A., Karasik A.M.* Recent plate tectonics of the Arctic basin and of northeastern Asia // Tectonophysics. 1981. № 74. P. 111–145.
42. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. Vol. 88. P. 969–999.
43. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. № B7. P. 6323–6333.
44. *Verhoef J., Roest W.R., Macnab R., Arkani-Hamed J. et al.* Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and adjacent land areas. Geol. Surv. Canada. Open File 3125a. 1996.
45. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 1071–1089.

Рецензенты: Э.В. Шитлов, С.С. Драчев

Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as Inferred from Geohistorical Analysis of the Anomalous Magnetic Field

V. Yu. Glebovsky^a, V. D. Kaminsky^a, A. N. Minakov^a, S. A. Merkur'ev^b,
V. A. Childers^c, and J. M. Brozena^c

^a*All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean,
Angliiskii pr. 1, St. Petersburg, 190121 Russia
e-mail: gleb@vniio.niv.ru*

^b*Institute of Terrestrial Magnetism, the Ionosphere, and Radiowave Propagation (St. Petersburg Branch),
Russian Academy of Sciences, Muchnoi per. 2, St. Petersburg, 191023 Russia*

^c*Naval Research Laboratory, Code 7421, 4555 Overlook Ave. SW, Washington, DC 20375 USA*

Abstract—A new combined magnetic database and a magnetic-profile map are developed for the Eurasia Basin as a result of adjusting all available historical and recent Russian and American magnetic data sets. The geohistorical analysis of magnetic data includes several steps: identification of linear magnetic anomalies along each trackline, calculation of the Euler rotation pole positions for the relative motion of the North American and Eurasian plates, analysis of temporal and spatial variations in the spreading rate, and plate reconstructions. The pattern of key Cenozoic magnetic isochrons (24, 20, 18, 13, 6, 5, 2a) is constructed for the entire Eurasia Basin. In the western half of the basin, this pattern is consistent with a recently published scheme [16]. In its eastern half, magnetic isochrons are determined in detail for the first time and traced up to the Laptev Sea shelf. The main stages in the seafloor spreading are established for the Eurasia Basin. Each stage is characterized by a specific spreading rate and the degree of asymmetry of the basin opening. The revealed differences are traced along the Gakkel Ridge. Systematic patterns in wandering of the Eurasia Basin opening pole are established for particular stages. The continent–ocean transition zone corresponding to the primary rupture between plates is outlined in the region under consideration on the basis of gravimetric data. The nature of different potential fields and bottom topography on opposite sides of the Gakkel Ridge is discussed. The characteristic features of the basin-bottom formation at main stages of its evolution are specified on the basis of new and recently published data. The results obtained are in good agreement with plate geodynamics of the North Atlantic and the adjacent Arctic basins.

УДК 551.24

ПРОБЛЕМА ВИХРЕВЫХ ДВИЖЕНИЙ В “ТВЕРДЫХ” ОБОЛОЧКАХ ЗЕМЛИ И ИХ РОЛИ В ГЕОТЕКТОНИКЕ

© 2006 г. Е. Г. Мирлин

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, 125009, Москва, ул. Моховая, д. 11, корп. 2

Поступила в редакцию 19.12.2005 г.

Структуры земной коры, имеющие форму вихря или спирали, были открыты в первой трети XX века; с тех пор в различных геотектонических обстановках выявлены разномасштабные структуры сходного облика, однако они так и не получили адекватного геотектонического истолкования. Учитывая специфику вихревого движения, проанализирована эволюция структурной геометрии котловин Северной Атлантики, а также различных звеньев глобальной системы срединно-океанских хребтов. Показано, что при океанообразовании в “твердых” оболочках Земли происходят вихревые движения и образуются масштабно инвариантные рифтовые и спрединговые системы с тенденцией к вихреобразному закручиванию оси раздвига. Размеры этих систем меняются более чем на два порядка. Ряд геотектонических феноменов, сопровождающих океаногенез: сегментация океанского ложа и пассивных окраин континентов, складчатые деформации осадочного чехла в их пределах, тектоническая расслоенность океанской литосферы могут быть обусловлены вихревыми движениями разного ранга. Континентальные вихревые структуры также имеют чрезвычайно значительный диапазон размеров и приурочены к структурным комплексам различного возраста. В качестве примера рассмотрены вихревые структуры Средиземноморского пояса. Природа вихревых движений при едином физическом механизме их возникновения обусловлена динамикой различных по глубине внутренних оболочек. Движения данного типа могут осуществляться только в нелинейной и неравновесной среде; это означает, что теоретической основой будущей концепции, которая в настоящее время идет на смену тектонике плит, будет являться нелинейная термодинамика сильно неравновесной среды.

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря тектонике литосферных плит, утвердилось представление о том, что основным типом движения, определяющим строение и эволюцию литосферы, являются конвективные течения в мантии. Рассматривались различные физические варианты конвекции: считалось, что она является чисто тепловой, причем были предложены различные ее модификации [6, 26, 45]; затем были разработаны гравитационная [2], химико-плотностная [11] и термохимическая [13] модели циркуляции вещества в мантии. Однако при всех различиях физической основы конвекции общим для всех моделей является поступательно-вращательные конвективные потоки мантийного вещества, которые могут охватывать всю мантию, либо отдельно верхнюю и нижнюю ее части, либо образовывать несколько ячеек.

Важное геодинамическое значение придается другому типу движения – волновым и колебательным процессам различной природы и различного пространственно-временного масштаба: от микросейсм до волновых движений, обусловленных взаимодействием Земли с другими объектами Солнечной системы, в частности, колебательной эволюции системы Земля–Луна [1].

Однако из рассмотрения практически выпала роль еще одного типа движения: вихревого. Это выглядит как серьезный пробел в современных геотектонических доктринах, по крайней мере, по трем причинам. Во-первых, вихревые структуры литосферы были открыты уже достаточно давно: в первой трети XX века [35], и их наличие уже само по себе может указывать на присутствие перемещения вещества соответствующего типа. С тех пор в различных тектонических обстановках выявлены разномасштабные структуры сходного структурно-геометрического облика [3, 16, 23, 40 и др.]; тем не менее, разноранговые вихревые структуры так и не получили адекватного геотектонического истолкования.

Во-вторых, современные представления о свойствах внутренних (твердых) оболочек Земли дают веские основания предполагать, что в них возможно развитие вихревых движений, аналогичных тем, которые хорошо изучены во внешних оболочках нашей планеты: водной и воздушной, но, разумеется, в принципиально иных временных масштабах. Реальная геосреда, как показано М.А. Садовским и его школой [17], обладает блочно-иерархической структурой во всех пространственно-временных масштабах, нелинейна, энергетически активна, что придает ей свойства

текучести и “и она совсем не походит на укоренившуюся в нашем воображении земную твердь” [22]. Концепция нелинейной среды [33] и нелинейной геодинамики [19], наряду с представлениями о неравновесных термодинамических процессах в литосфере [5, 29], открывает широкие возможности для более глубокого истолкования природы многих геотектонических феноменов и является методологической базой для рассмотрения проблемы вихревых движений в оболочках Земли, которые принято считать “твердыми”.

Наконец, в-третьих, во всех вышеупомянутых моделях конвекции, в которых основным элементом является течение вещества с относительно невысокой вязкостью, по умолчанию предполагается, что эти потоки не сопровождаются возникновением вихревой компоненты, что по физическим соображениям является практически невероятным. Известно, что подавляющее большинство течений вязких жидкостей, которые происходят в природе (а конвективные течения рассматриваются именно в таком качестве), представляются собой именно вихревое движение [27]. Причиной возникновения вихрей в различных средах является гидродинамическая неустойчивость течений в них, а также динамическая неустойчивость поверхностей раздела с различными физическими свойствами [9, 24]. Следует ожидать, что указанные конвективные потоки также будут сопровождаться вихревыми процессами, хотя бы вследствие влияния неравномерности вращения Земли, периодическим взаимодействием ее с другими космическими объектами и, возможно, воздействием других факторов глобального, регионального и локального масштабов.

Совершенно очевидно, что в одной работе охватить все аспекты проблемы вихревых движений во внутренних оболочках Земли невозможно, и мы ограничились рассмотрением двух взаимосвязанных задач:

– анализ геотектонических феноменов (скорее всего, далеко не всех), природа которых остается спорной в рамках существующей парадигмы, но возникновение которых может быть обусловлено именно вихревыми движениями;

– анализ (на качественном уровне) возможной природы вихревых движений в “твердых” оболочках Земли с учетом современных представлений о свойствах геосреды.

Прежде чем перейти к рассмотрению конкретного материала отметим, что согласно определению вихревого движения, вовлеченные в него массы вещества перемещаются не только поступательно, но и испытывают закручивание, при этом малые объемы (частицы вещества) внутри вихрей кроме поступательного движения вращаются вокруг некоторой мгновенной оси [27]. Отсюда следует, что при наличии вихревого движе-

ния во внутренних оболочках Земли выявление свойственной ему специфики будет наиболее надежным, если имеются данные не только о современной геометрии структур, но и об изменении ее во времени. Это, в первую очередь, относится к образованию океанских впадин, благодаря тому, что имеется возможность проследить эволюцию их структурной геометрии. Что касается континентальной литосферы, то возможности для такого анализа более ограничены; отчасти он возможен для регионов, охваченных детальными палеомагнитными исследованиями. Современная кинематика блоков может быть установлена с помощью спутниковых геодезических систем GPS. В связи со сказанным мы более подробно рассмотрим различные геотектонические феномены, сопровождающие океаногенез, а затем перейдем к данным о вихревых структурах континентальной литосферы. Кроме того, уделим специальное внимание возможной природе мантийных “плюмов” с позиций вихревого движения.

ВИХРЕВЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПРИ ОКЕАНОГЕНЕЗЕ И ИХ ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА

Формирование океанских впадин сопровождаются разнообразными явлениями, возникновение которых может быть связано с вихревыми движениями [16]. Рассмотрим эти явления, а также возможную природу самих движений.

Эволюция структурной геометрии океанских впадин. Для нее свойственны две особенности: продвижение оси раздвига и ее закручивание. Продемонстрируем это на примере Северной Атлантики, которая представляет собой один из наиболее детально изученных регионов Мирового океана. В ее эволюции весьма отчетливо прослеживается продвижение оси раздвига с юга (от экваториальной области) на север, начиная с поздней юры. В раннем мелу (120 млн. лет) это продвижение продолжалось, в результате чего началось раскрытие Северной Атлантики к северу от Азорских островов. Однако это раскрытие осложнялось тем, что наряду с основным “стволом” раздвига от него ответвлялись побочные “ветви”, которые со временем отмирали. К ним относятся: трог Роколл, Бискайский залив, раскрытие которого сопровождалось вращением Иберийского полуострова, впадина Лабрадорского моря, а также котловины Поркьюпайн и Баффинова (рис. 1а). Ко времени следующего временного среза 90 млн. лет назад растяжение по всей вероятности прекратилось в Бискайском заливе, в трог Роколл и во впадине Поркьюпайн, но продолжалось в Лабрадорском море и, предположительно, в Баффиновой котловине (рис. 1б).

Характерно, что отделение Гренландии от Евразии началось около 60 млн. лет назад не вдоль уже

существовавших к тому времени континентальных рифтов, а значительно западнее: вдоль осевой линии срединно-океанских хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей и Мона. В это же время заложились спрединговые зоны к юго-востоку и северо-западу от глыбового хребта Ян-Майен, в результате чего он обособился в самостоятельную, небольшую по размеру континентальную литосферную плиту (рис. 1в).

К 40 млн. лет прекратился процесс океанообразования в Лабрадорском море и в Баффиновой котловине и продолжала отчетливо проявляться генеральная тенденция продвижения океаногенеза на север в результате отделения Гренландии от Евразии. Однако, как и на предыдущих этапах, продвижение оси раздвига было не простым. В данном случае оно было осложнено присутствием Ян-Майенской микроплиты и ее вращением против часовой стрелки вокруг полюса, расположенного в непосредственной близости от острова Ян-Майен. Это вращение сопровождалось формированием двух вихреобразных спрединговых систем. При этом продвижение северо-западной системы происходило субпараллельно генеральному направлению продвижения оси раздвига Северной Атлантики, т.е. примерно на север, а развитие юго-восточной ветви (в Норвежской котловине) отмечено продвижением, направленным почти навстречу ему (рис. 1г).

В период 40–20 млн. лет на месте Шпицбергенской сдвиговой зоны также вследствие продвижения оси раздвига в северном направлении сформировался срединно-океанский хребет Книповича. В результате развития указанных срединно-океанских хребтов (СОХ) тенденция закручивания продвигающейся генеральной зоны раздвига Северной Атлантики, наметившаяся на предыдущем этапе, получает свое отчетливое завершение (рис. 1д). Наконец, строение Северной Атлантики в современную эпоху (рис. 1е) наглядно демонстрирует итоги рассмотренной выше эволюции: развитие как основной зоны раздвига, так и второстепенных включает в себя их продвижение и одновременное закручивание. Благодаря этому океанский бассейн является не единым, а состоит из системы вихреобразных в плане впадин с океанской корой, имеющих различный размер, различный возраст и самостоятельную систему спрединга. Соответственно, кроме крупных континентальных массивов Евразии, Северной Америки и Гренландии, образовавшихся в результате океаногенеза, существует целая система “отторженцев” (по Ю.М. Пушаровскому): микроконтинентов и приподнятых блоков с субконтинентальной корой (Ян-Майен, Хаттон, Роколл и др.).

Рассмотренные основные тенденции в эволюции Северной Атлантики: продвижение оси и ее закручивание свойственны и другим спрединго-

вым бассейнам Мирового океана. При этом диапазон размеров вихревых систем чрезвычайно велик. Так, на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), конфигурация которого представляет собой вихрь протяженностью свыше 7000 км, располагаются микроплиты Хуан Фернандес и Пасхи, обрамленные отчетливо выраженными вихреобразными в плане спрединговыми зонами протяженностью 300–500 км (рис. 2). Их границами являются псевдоразломы, образовавшиеся при продвижении оси раздвига. Перегибающиеся оси спрединга (ПОС), проявленные в морфоструктуре гребня ВТП в виде удлинённых невысоких возвышенностей протяженностью от первых до первых сотен километров в области перекрытия, также могут быть отнесены к вихревым образованиям, поскольку обнаруживают отчетливые признаки вихреобразного закручивания при продвижении оси раздвига. В Индийском океане рифт Гаджура в совокупности с зоной спрединга Аденского залива, Аравийско-Индийским и Центрально-Индийским СОХ представляет собой гигантский вихрь, как бы вторгающийся в глубь Африканского континента и имеющий протяженность около 8000 км. Отчетливо проявлена тенденция к вихреобразному закручиванию Западно-Индийского СОХ вблизи тройного сочленения Родригес. Многие задуговые бассейны в переходной зоне от Тихого океана к Азиатскому континенту, образовавшиеся в результате растяжения, также представляют собой вихреобразные в плане спрединговые системы разного размера. В целом, количественные характеристики структурных систем такого типа в Мировом океане меняются более чем на два порядка, другими словами, вихри обладают масштабным самоподобием. Размеры образовавшихся при распаде Пангеи континентальных массивов также отличаются более чем на два порядка, хотя при более детальных исследованиях и микроконтиненты разделяются на отдельные блоки еще меньшего размера.

Разноранговые литосферные плиты и блоки также геометрически самоподобны, и тестирование их на принадлежность к фрактально организованному объектам дало положительный результат [44]. Возникновение элементов самоподобия в процессе эволюции литосферы несомненно является дополнительным указанием на то, что она представляет собой открытую, нелинейную динамическую систему, в которой происходят процессы самоорганизации [33] и в которой вполне возможно развитие разномасштабных вихревых движений. В пользу их свидетельствует также и неустойчивость океаногенеза: смещение во времени и в пространстве оси раздвига. Это, вероятно, отражает неустойчивость динамики конвективных потоков, что является важнейшим условием возникновения вихрей.

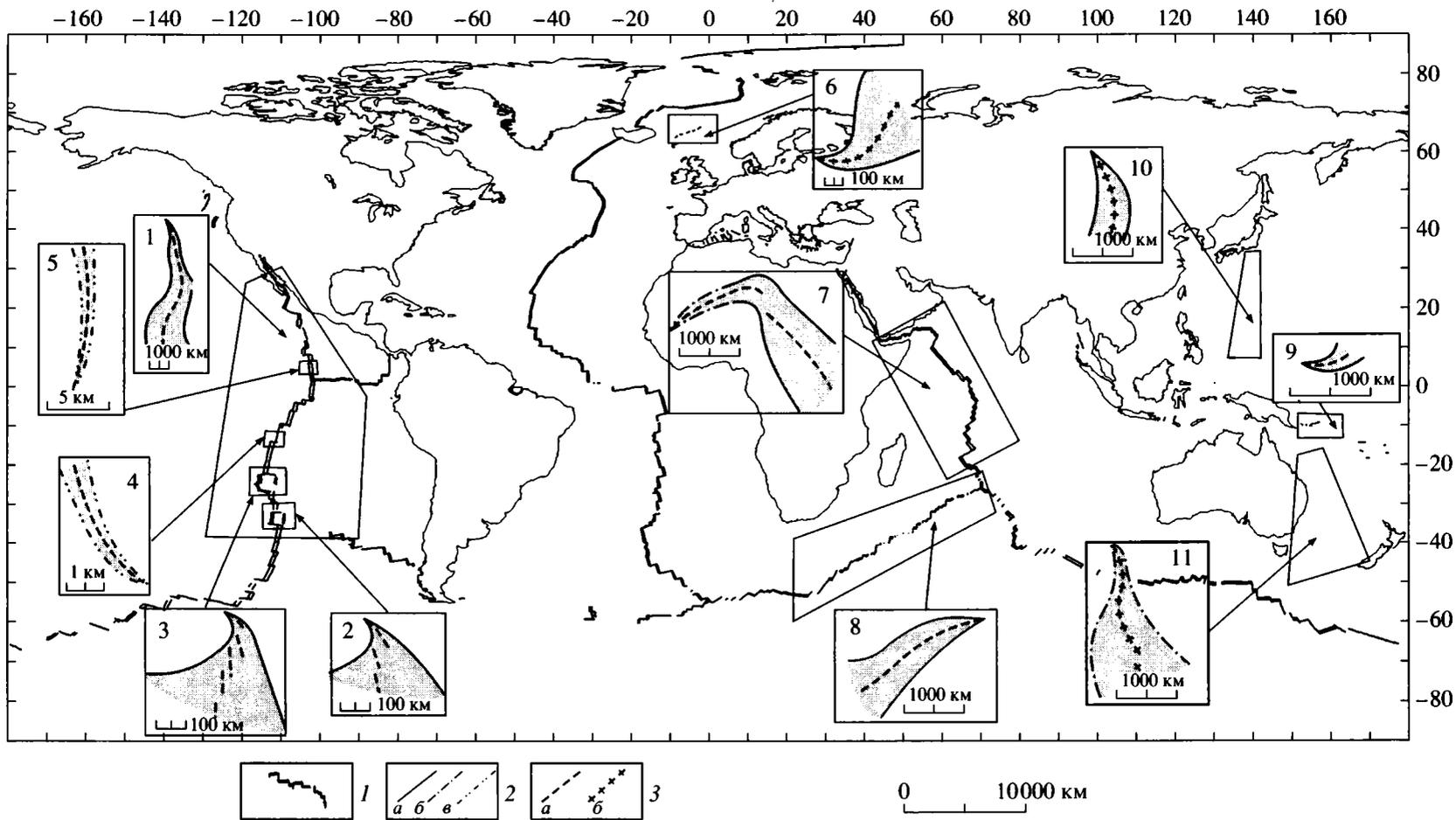


Рис. 2. Вихревые системы в Мировом океане: 1 – Восточно-Тихоокеанское поднятие; 2, 3 – зоны спрединга микроплит: 2 – Хуан Фернандес, 3 – Пасхи; 4, 5 – ветви перекрывающихся осей спрединга на гребне ВТП: 4 – близ 12°55' ю.ш., 5 – близ 5°30' с.ш.; 6 – Норвежская котловина; 7 – рифт Таджура, Аденский залив, Центрально-Индийский СОХ; 8 – Западно-Индийский СОХ; переходная зона от Тихого океана к Азиатскому континенту; 9 – Соломонова котловина; 10 – котловина Сикоку-Паресе Вела; 11 – Тасманово море.

1 – оси СОХ; 2 – ограничения вихревых систем: *а* – вдоль изохрон океанской коры и псевдоразломов, *б* – вдоль границы океан–континент, *в* – вдоль подножия осевых поднятий на гребне ВТП; 3 – оси спрединга: *а* – активного, *б* – отмершего

Рассмотрим возможную их природу. Гигантские различия в размерах океанских вихревых структур свидетельствуют о том, что при едином физическом механизме природа вихревых движений связана с динамикой существенно различных по глубине внутренних оболочек Земли. Так вихри глобального масштаба (размером многие тысячи км) могут быть обусловлены тем, что, по крайней мере, некоторые из оболочек вращаются вокруг центральной оси с различной скоростью и, следовательно, происходит их смещение друг относительно друга. К этому склоняются в настоящее время многие исследователи и это, действительно, выглядит вполне вероятным, учитывая различные физические характеристики оболочек: в особенности, их интегральную плотность и вязкость. Если имеет место, к примеру, дифференциальное вращение нижней и верхней мантии, верхней мантии и литосферы, то это, по существу, эквивалентно течению в мантии [28], которое, скорее всего, неустойчиво вследствие причин, указанных выше. Неустойчивость динамической поверхности раздела, которая возникает вследствие разной скорости вращения оболочек, порождает вихревую компоненту движения и, как следствие, тенденцию к вихреобразному закручиванию зон раздвига при распаде мегаконтинента.

Природу вихревой компоненты движения при образовании задуговых и междуговых спрединговых бассейнов западной и юго-западной окраины Тихого океана можно связать с самим процессом субдукции относительно древней, холодной и тяжелой литосферы Тихого океана под относительно легкую и горячую литосферу Евразии, как это имеет место в области сближения Тихоокеанской и Евразийской плит. Зона субдукции – это динамическая поверхность раздела, где доминирует сдвиг одной плиты относительно другой и, одновременно, сжатие. Такого рода явление, по существу, можно рассматривать как аналог теплого атмосферного фронта, в котором холодный и относительно тяжелый воздух “подныривает” (субдуцируется) под относительно легкий и теплый. Отметим, что взгляд на субдукцию как на своеобразный аналог атмосферного фронта не является абсолютно новым, и в геологической литературе такие сравнения уже проводились [3, 25]. Атмосферный фронт – это динамическая поверхность раздела масс с различными физическими характеристиками (как и зона субдукции, как и поверхность раздела между оболочками). Именно с атмосферными фронтами связано формирование вторичных атмосферных вихрей, которые возникают на участках искривления динамической поверхности раздела. Хотя, разумеется, речь идет о принципиально иных временных масштабах, физическая основа вихреобразования от этого не меняется: искривления и неустойчивость динамиче- ские границы раздела порождают вихревые движе-

ния как в атмосфере, так и в мантии в области сближения плит.

Вихревые движения, приводящие к формированию малых вихреобразных структур: перекрывающихся осей спрединга на гребне ВТП, могут быть обусловлены неустойчивостью потока вещества вдоль оси поднятия. Существование таких потоков постулируется на основе анализа структурного развития и интерпретации геофизических полей океанских рифтов. Характерно, что структурные формы, аналогичные ПОС, выявлены не только на быстро спрединговых СОХ в Тихом океане, но и на медленно спрединговых хребтах Рейкьянес и Кольбейнсей в Северной Атлантике, где присутствие потока вещества вдоль оси хребтов установлено с высокой надежностью [7].

Сегментация пассивных окраин континентов и океанского ложа. Разделение пассивных окраин и океанского ложа на сегменты разных порядков – явление, безусловно, глобального значения. Неоднократно обращалось внимание на то, что очертания в плане континентов (и, соответственно, океанов) имеют округлые формы. В плавные, закругленные контуры океанских впадин как бы вложена изломанная, ступенчатая геометрия, связанная с разноранговой сегментацией пассивных окраин континентов и океанского ложа. Весьма ярко эта особенность проявляется в конфигурации береговой черты западной, юго-западной и восточной Африки, восточной и юго-восточной Америки, в очертании южной Австралии – примеры можно было бы продолжить. Несомненно, что за этой геометрической “вложенностью” скрывается глубокий смысл. Действительно, прогресс в изучении физических характеристик твердых оболочек Земли привел к появлению такого понятия как “вложенность” процессов деформации, протекающих в этих оболочках [4]. Под вложенностью в общем случае понимается изменение механической модели среды, требуемое для описания изменений в коре и литосфере при переходе от одного пространственно-временного масштаба к другому. Как мы только что отметили, применительно к океанской литосфере вложенность просматривается уже на геометрическом уровне.

Рассмотрим это явление более детально на примере Мраморного моря. Этот регион особенно ценен с точки зрения рассматриваемой проблемы вихревых движений, поскольку в его пределах проведены измерения перемещения блоков методом спутниковой геодезии GPS, благодаря которым непосредственно наблюдаются два феномена, сопровождающие раскрытие любой океанской впадины: продвижение оси раздвига и ее закручивание.

Действительно, в соответствии с этими данными Анатолийская микроплита испытывает вра-

щательное вихреобразное движение относительно Евразийской плиты, что приводит к тому, что Северо-Анатолийский разлом (САР), который является границей плит, приобретает закругленные очертания (рис. 3а). В течение последних 10 млн. лет разлом продвигается в западном направлении, аналогично тому, как это происходит при расколе континентов. В районе Мраморного моря геодинамическая обстановка отвечает косому раздвигу, и происходит расщепление разлома на две ветви. Структурная геометрия впадины указывает на принадлежность ее к присдвиговым структурам растяжения типа pull-apart. Детальные геофизические исследования коры в пределах впадины позволили установить, что ветви САР не являются едиными, а также расщепляются на отдельные сегменты, диагональные и косые по отношению к генеральному простиранию. В результате образуются серии ромбовидных в плане впадин, имеющих меньшие размеры по сравнению с основной впадиной Мраморного моря. Возникают масштабно инвариантные ромбовидные структуры, четко прослеживаемые при переходе на все более крупный масштаб исследований (рис. 3б, 3в), что свидетельствует о фрактальном структурообразовании [15]. Вихреобразное вращение Анатолии сопровождается образованием сопряженных областей растяжения в южной и центральной частях Эгейского моря и сжатия – в его самой северной части (см. рис. 3а).

Детальные геофизические исследования границы океан–континент в некоторых регионах пассивных окраин Мирового океана (например, в Южной Атлантике) не только подтвердили сходную особенность структурной геометрии, но и выявили самоподобие ступенчатой конфигурации при переходе на более крупный масштаб исследования [15]. Многие из континентальных рифтов, которые традиционно рассматриваются как начальные стадии развития молодых океанов, также характеризуются изломанностью своих очертаний в плане и разделением на отдельные структурные сегменты [43]. При этом во многих из них обнаруживается кроме растяжения, перпендикулярного оси рифта, также и сдвиговая компонента, что позволяет отнести их к структурам типа pull-apart. В совокупности данные и о конфигурации континентальных рифтов, и о геометрии границы океан–континент позволяют сделать вывод о том, что раскол мегаконтинента Пангея произошел вдоль закругленных линий, которые, при рассмотрении их в более крупном масштабе имеют ступенчатую геометрию, хотя отчасти и унаследовали сутурные зоны фундамента. Отметим, что в рамках современной плитотектонической парадигмы вопрос о вложенности процессов деформации и о геометрической вложенности применительно к океаногенезу вообще не ставится; чаще всего исследователи

ограничиваются рассмотрением взаимоотношения структурных связей континентальных и океанских рифтовых зон [8].

Специфика вихревого движения позволяет пролить свет на природу данного явления. На рис. 4 сопоставлены структурные формы атмосферного циклонического синоптического вихря (а), океанского бассейна, образованного под воздействием вихревого движения (б), и океанского бассейна, образованного по плитотектонической модели (в). Если разделение континентов и последующая эволюция океанской впадины происходят под воздействием вихревого движения, линии раскрытия приобретают округлые очертания в соответствии с геометрией вихревого потока. Скорость поступательно-вращательного перемещения вещества в нем меняется от внутренней его части к внешней (см. рис. 4а). Это приводит к возникновению компоненты сдвига в литосфере и является причиной того, что на ранней – континентальной стадии раскрытия океанской впадины, континентальные рифты приобретают черты, свойственные структурам pull-apart. Линия первоначального раскрытия океанской впадины (а в последующем – пассивная окраина), хотя и сохраняет закругленные очертания в генеральном плане, разделяется на отдельные сегменты, т.е. становится изломанной, пилообразной. Геометрия этой сегментации обладает свойством самоподобия в силу фрактальных свойств среды, о которых уже упоминалось выше. Кроме того, изменение скорости внутри вихревого потока стимулирует возникновение динамических поверхностей раздела внутри него и, соответственно, вихревых структур меньшего масштаба, которые также могут влиять на конфигурацию линии раскрытия.

На стадии полного разрыва континентальной коры и формирования зон спрединга специфика вихревого движения: вращательные движения различных объемов вещества вокруг самостоятельных осей будет вызывать напряжения кручения во вновь формируемой тонкой океанской литосфере, что и является, по всей вероятности, основной причиной возникновения ее разноранговой структурной кулисности – сегментации.

Итак, и геометрическая закругленность контуров континентов, и разнопорядковая сегментация океанского ложа связаны со спецификой вихревого движения. Но если возникновение первого феномена описывается, по-видимому, движением вязкой жидкости (вихревой поток), то природа второго наилучшим образом может быть истолкована на основе моделей механики сплошной среды (реакция хрупкой и упругой литосферы на воздействие вихревого потока).

Тектоническая расслоенность океанской литосферы. Установлено широкое распространение этого явления, которому посвящена обшир-

компонента сжатия; и чем сильнее выражено это закручивание, тем интенсивнее будет сжатие, что не может не отразиться на строении земной коры. И в самом деле, в области замыкания исключительно сильно закрученных вихревых структур, обрамляющих микроплиты Пасхи и Хуан-Фернандес на гребне ВТП, выявлены подводные хребты, образовавшиеся в результате сжатия [34]. Сходные по природе деформации коры микроплиты Горда в Тихом океане проявлены в искривлении и укорочении полосовых магнитных аномалий, а также в распределении и характере сейсмичности [46]. Но особый интерес вызывают складчатые деформации в пределах пассивных окраин континентов, которые не укладываются в широко распространенные плитотектонические модели их эволюции, но вполне объясняются с позиций вихревого движения.

Пассивные окраины отражают переход от океана к континенту внутри литосферной плиты; они образуются в результате фрагментации континента в ходе континентального рифтогенеза, затем отодвигаются от дивергентной границы и со временем превращаются в регионы с весьма сильным прогибанием коры и накоплением мощных осадочных толщ. Они не являются границами плит, и само их название свидетельствует об относительной тектонической пассивности: доминирующим является интенсивное прогибание, а другие тектонические движения исключаются.

Таков, вкратце, плитотектонический подход к их формированию и строению, который признается большинством исследователей. Однако интенсивные геофизические исследования, проведенные в их пределах за последние десятилетия благодаря высокой перспективности на нефть и газ, выявили очевидные признаки складчатых деформаций в некоторых регионах пассивных окраин. Рассмотрим их на примере зон сочленения пассивного типа весьма хорошо изученного Норвежско-Гренландского бассейна [32, 36, 37], эволюцию которого с позиций вихревых движений мы рассматривали выше.

Вопреки ранее существовавшим представлениям о тектонической стабильности регионов, окружающих этот бассейн, в их пределах выявлены отчетливые признаки тектонических движений в течение неогена: как вертикальных, так и горизонтальных. Отчетливые признаки деформации сжатия осадочной толщи установлены в пределах атлантической окраины Норвегии, Фарерских, Британских и Шетландских островов и вдоль юго-западной окраины Баренцева моря; выявлены они также на восточной окраине Гренландии (рис. 5). В средней части окраины Норвегии они проявлены в виде локальных возвышенностей, обрамленных со всех сторон взбросами. Некоторые из них проявлены в рельефе дна.

Вдоль восточной части трансформного разлома Ян-Майен возвышенности характеризуются отчетливо выраженным эшелонированным расположением. Основываясь на соотношении мощностей в сейсмических разрезах и на данных бурения, было определено время деформаций, которое колеблется для различных возвышенностей от раннего миоцена до позднего эоцена. При этом формирование некоторых из положительных складчатых структур происходило в результате двух фаз деформаций.

Детальные сейсмостратиграфические исследования в трехмерной модификации одной из возвышенностей в пределах пассивной окраины Норвегии убедительно показали, что она сформировалась под влиянием тектонического сжатия, ориентированного перпендикулярно (или почти перпендикулярно) оси рифтинга, а затем и спрединга. При этом установлен и возраст сжимающих напряжений: они развивались непосредственно во время разделения континентов или синхронно с ним – около 55 млн. лет назад. Складчатые структуры, по мнению авторов исследования, могли возникнуть под влиянием компоненты сжатия и сдвиговой компоненты. Очевидно, что возникновение этой пары сил вполне согласуется с представлениями о вихревой природе спредингового бассейна: в период его начального раскрытия в области наиболее интенсивного закручивания вихревой структуры возникает и компонента сжатия, и компонента сдвига, что мы и наблюдаем в действительности.

В Восточной Гренландии складки и взбросы выявлены в северной части Земли Джемсона. Они имеют позднемиоценовый возраст и исследования последних лет показали, что складки имеют длину волны 5–10 км, при этом общее сжатие оценивается величиной около 1%. Эта величина согласуется с оценкой сжатия, выполненной на основе анализа эволюции положительных морфоструктур на западном склоне Норвегии. Кроме того, продолжение Гренландского трансформного разлома в пределы восточной Гренландии также сопровождается сжимающими напряжениями и складчатостью.

В пределах юго-западной окраины Баренцева моря выделяются три основных сегмента, где геодинамическая обстановка формирования окраины была различной (с юга на север): чисто сдвиговые дислокации вдоль разлома Сенья; косое сжатие в пределах окраины котловины Сорвстангет; сжатие и сдвиг вдоль зоны разломов Хорнсунд. Отметим, что это изменение геодинамической обстановки вдоль границы раскола континентов можно увязать со схемой раскрытия этой части океана по типу вихревого движения.

Обнаружение и изучение куполов в осадочном покрове, обусловленных тектоническим сжатием

ры), выявлены очень убедительные примеры структур континентальной земной коры, которые имеют в плане форму вихрей или спиралей. Широкое использование в геологической практике аэро- и космических фотоизображений земной поверхности повлекло за собой заметное увеличение числа выделенных вихревых структур, поскольку достаточно крупные из них успешно оконтуриваются на основе анализа результатов именно высотных съемок [10]. Выяснилось, что при чрезвычайно значительном диапазоне размеров (от десятков метров до сотен и тысяч километров) морфология вихрей обладает сходными чертами, а приурочены они к структурным комплексам разного возраста: от докембрийских до кайнозойских.

При интерпретации природы континентальных вихревых структур целесообразно исходить из того, что вихревая составляющая мантийной конвекции не только существенно влияет на процесс формирования океанских впадин, но и оказывает воздействие на континентальные части литосферных плит, вызывая в них сдвиговые напряжения. В целом, они, вероятно, проявлены менее отчетливо в силу гораздо большей мощности и реологической неоднородности континентальной литосферы по сравнению с океанской. Этот фактор и может рассматриваться в качестве основного для объяснения природы наиболее крупных вихревых структур континентальной литосферы. Дополнительное влияние, вероятно, оказывает и то обстоятельство, что блоки, движущиеся по поверхности Земли, имеют компоненту вращения, обусловленную ротацией самой планеты.

Наиболее распространенная точка зрения о природе континентальных вихрей обуславливает их возникновение сдвиговыми напряжениями и, как следствие, дифференциальными движениями и вращениями блоков земной коры. “Первооткрыватель” вихревых структур китайский геолог Ли Сы-Гуан выделял их, изучая конкретные обнажения, используя результаты высокоточных триангуляционных измерений (на примере смещения островов Японии, где оконтуриваются две вихревые структуры), а также проводя эксперименты с различными материалами [12]. Главный вывод его исследований состоял в том, что вихревые структуры обусловлены ротационным фактором: вращением основания. Предполагалось, что под слоем относительно пластичных пород должна существовать подложка, способная поворачиваться вследствие приложения пары сил. Деформации кручения, приложенные снизу к подошве коры, вызывают появление соответствующего поля напряжений. Однако сам по себе ротационный фактор обуславливает возникновение квазиконцентрических нарушений и для того,

чтобы они трансформировались в вихревые, необходимо наличие резких неоднородностей в распределении физико-механических свойств среды. Подвергаться вращению могут разноранговые блоки основания, соответственно, возникают и разномасштабные вихреподобные структуры. Само вращение блоков чаще всего связывается со сдвигами: наличие пары сил – динамопары обуславливает возникновение деформации кручения и, как следствие, их поворот [21].

Системам трещин и сколов, которые образуют в плане вихреподобную конфигурацию и которые наблюдаются в континентальной коре, свойственна масштабная инвариантность. Вихри с наименьшим поперечником – около 10 метров, выявлены в обнажениях осадочных пород, где их возникновение связывается с дифференциальными смещениями слоев. Вихревые структуры с поперечными размерами первые сотни км наблюдались в различных регионах: к северу от оз. Байкал, на Камчатке, Чукотке и других регионах Азиатского и Европейского континентов. В частности, в пределах континентальных областей вокруг Средиземного моря на основе структурного анализа было выделено три конвергентных вихревых структуры, при формировании которых вращение блоков происходило предположительно против часовой стрелки [40]. Одна из них – самая крупная находится в северо-западной Италии, а две другие – на западе и в центре Анатолийского полуострова. Выше говорилось о том, что движение Анатолийской микроплиты, определенное по данным GPS, характеризуется присутствием вихревой компоненты. Это полностью подтвердило сделанные ранее предположения о характере эволюции вихревых структур, основанные исключительно на структурных данных. Таким образом, на вихревой характер движений указывает не только структурно-геометрический анализ, но и непосредственные измерения направления и скорости смещений отдельных блоков коры.

Предполагается, что вихревые и спиральные структуры Средиземноморья образованы своего рода наклонными разломами или “геошвами”, разделяющими тектонические чешуи: блоки и пластины земной коры, надвинутые друг на друга по наклонным поверхностям. Если рассматриваемые вихреобразные структуры действительно формировались в результате спирально закрученного движения масс, то возникновение этих чешуй выглядит вполне закономерным именно в силу природы вихревого движения, поскольку оно должно сопровождаться сжатием в области закручивания вихря и надвиганием одного участка коры на другой. Этому способствует также очевидное различие в скоростях течения масс во внутренней и внешней частях вихревого потока.

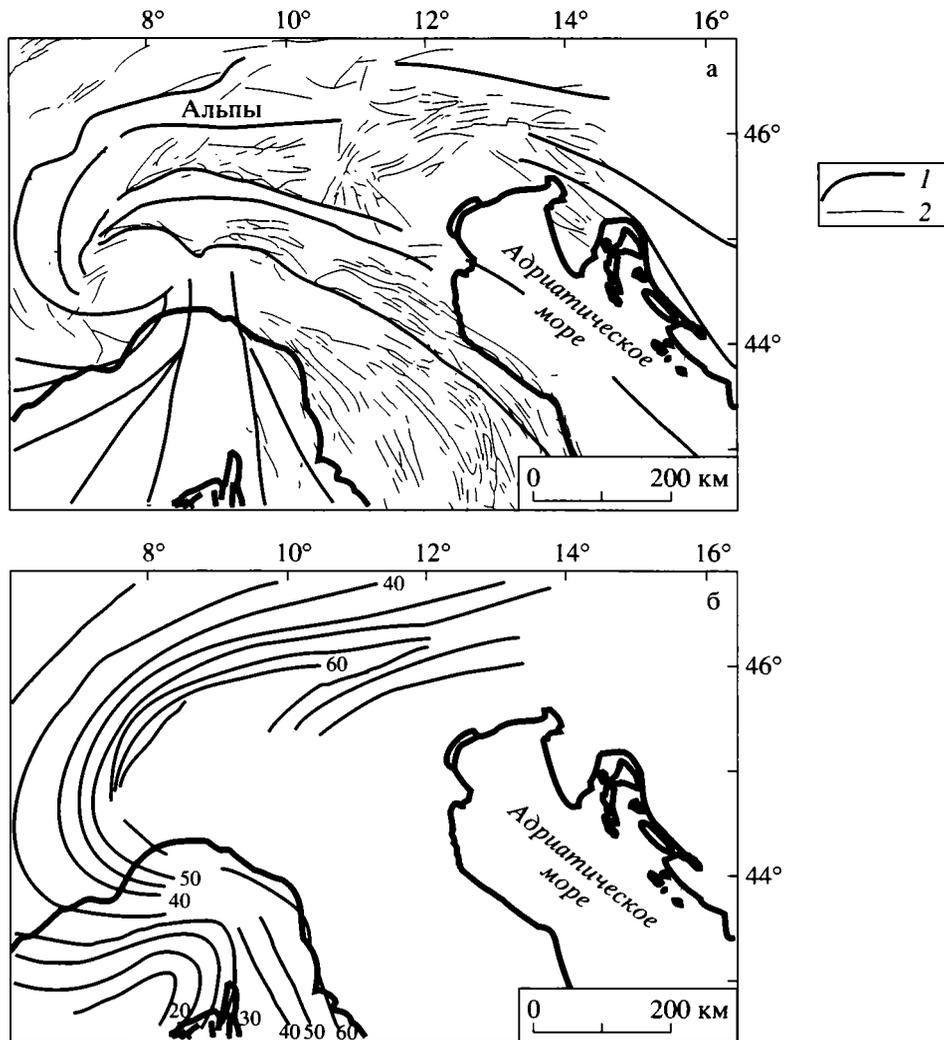


Рис. 6. Вихревая структура Сестри в Северо-Западной Италии
 а – расположение линеаментов: 1 – основных и 2 – второстепенных; б – изогипсы поверхности Мохо в км (по [40], с изменениями)

Для одной из упомянутых выше вихревых структур Средиземноморья, которая получила название Сестри, кроме структурной карты распределения в плане линеаментов и разломов (рис. 6а), была построена карта глубин поверхности Мохо (рис. 6б). Сопоставление их показывает, что контуры поверхностных и глубинных границ оказываются подобными, что является весомым подтверждением тому, что в формирование вихревой структуры было вовлечено и вещество мантии.

Существует точка зрения, что вихревые структуры Восточного Средиземноморского пояса сопряжены с гигантским мегасдвигом протяженностью многие тысячи километров, куда входят разломы и трещины разного порядка, образующие вихревые пучки и сгущения, а также квазилинейные морфоструктуры. Выделена вся эта система, имеющая в плане форму вихря, расширяющегося

на юго-запад, главным образом, на основе дешифрирования космоснимков; протягивается она от Анатолийского блока через весь Африканский континент до дельты Нигера и выходит к Гвинейскому заливу. Предполагается, что ее продолжением в Атлантическом океане служит система экваториальных трансформных разломов, а в Южной Америке – Амазонская котловина. Считается, что левосторонние сдвиговые смещения происходят в пределах этой системы, начиная с докембрия [39]. Указанный мегасдвиг, в свою очередь, входит в глобальную систему вихревых или спиральных геоструктур, формирование которых происходило в результате вращения отдельных литопластин против часовой стрелки. Области замыкания этих гигантских вихрей находятся в пределах Альпийско-Гималайского орогенического пояса, а также в приполярных регионах планеты [38].

ВИХРЕВЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

В сильно неравновесной нелинейной среде “твердых” оболочек Земли в процессе их развития, очевидно, могут возникать самые разнообразные динамически неустойчивые поверхности раздела. Соответственно, это порождает вихревые движения различной интенсивности. Если продолжить аналогию с процессами во внешних оболочках планеты, то в ее внутренних оболочках могут возникать исключительно интенсивные (разумеется, с учетом свойств среды) вихри – своего рода “смерчи” или “торнадо”. И в самом деле, среди литосферных плит Земли имеются небольшие плиты, угловая скорость вращения которых на порядок и более превышает скорость вращения остальных плит. Это позволяет предполагать, что они вращаются под воздействием весьма интенсивного вихревого движения. Чаше всего такие быстро вращающиеся (по геологическим меркам) плиты тяготеют к ослабленным, проницаемым зонам в коре и литосфере, где контактируют мантийные массы с различными физическими характеристиками, аналогично тому, как это наблюдается в зоне субдукции. Именно в таких зонах наиболее вероятно возникновение вихря с высокой скоростью вращения. Аналогичный вихрь в атмосфере (смерч) характеризуется весьма мощным вертикальным течением, которое как бы увлекает вещество, заставляя его подниматься снизу вверх. Если подобный механизм действует во внутренних оболочках, то под быстро вращающимися плитами следует ожидать наличие узкого столба глубинного, горячего и разуплотненного вещества с низкими сейсмическими скоростями. Рассмотрим под этим углом зрения некоторые наиболее яркие примеры.

Две типичные “горячие точки”, возникновение которых принято связывать с восходящими мантийными потоками: острова Исландии и Пасхи. Оба они тяготеют к тектоническим узлам: Исландия расположена на пересечении оси спрединга Срединно-Атлантического хребта и зоны поперечных разломов, а о. Пасхи – неподалеку от тройного сочленения ВТП с Чилийским поднятием. Как один, так и другой район характеризуется присутствием микроплит с очень высокими скоростями вращения. Ян-Майенская микроплита, расположенная к северу от Исландии, в период времени палеоцен – поздний миоцен имела скорость вращения около 3 град/млн. лет, а микроплита Пасхи вращается в настоящее время с еще большей скоростью – ~15 град/млн. лет [34]. В обоих районах имеются разрезы коры и мантии до глубин более 2000 км, построенные по данным сейсмотомографии и ориентированные в различ-

ных направлениях (рис. 7). Под Исландией выявлен довольно узкий субвертикальный канал, простирающийся до границы с нижней мантией, в котором скорости сейсмических волн существенно понижены. Под о. Пасхи в среднем и нижнем горизонтах верхней мантии также имеется канал с пониженными скоростями (хотя и не столь четкий, как под Исландией). Особенностью обоих разрезов является ярко выраженная стратификация верхней мантии: в вертикальном разрезе отчетливо выделяются горизонты с различными скоростями сейсмических волн. Из теории вихревого движения известно, что такие условия особенно благоприятны для формирования вихрей с интенсивным вращением. Отметим, что для объяснения магматизма Камчатского региона, а также некоторых регионов внутриплитного магматизма была предложена сходная гипотеза, стержнем которой является предположение о возникновении мощных вихревых движений в астеносфере и существовании “флюидо-магматических торнадо”, которые воздействуют на литосферу и вызывают формирование “горячих точек” [3].

Многие из них пространственно приурочены к пассивным окраинам континентов (например, траппы Декан, Кару, Феррар в регионах, примыкающих к Индийскому океану, Этендека, Парана, трога Бенуэ в регионах, примыкающих к Атлантическому океану), в связи с чем неоднократно высказывались предположения о причинной связи между “плюмами” и распадом мегаконтинента. Действительно, на стадии распада единого континентального массива могут возникать условия, благоприятные для возникновения рассмотренных выше интенсивно вращающихся вихрей и, соответственно, каналов подъема глубинного вещества в определенных местах линии раскола. Эта линия, как было рассмотрено выше, всегда имеет пилообразную конфигурацию, причем поле напряжений в противоположных частях зубцов этой “пилы” различно в связи со специфической вихревой движением. Для пояснения этого обратимся к рис. 4б, где на врезке показана ориентировка векторов напряжений для одной из сторон такого зубца в момент разделения континентального массива. Нетрудно видеть, что вихревая компонента, сопровождающая относительное движение континентальной плиты Б относительно плиты А, приводит к возникновению динамической поверхности, где преобладает пара сил: сдвига и сжатия. Эта ситуация сходна с динамикой зоны субдукции, где существуют условия для возникновения интенсивных вихрей. Обращаясь к реальным данным, можно видеть, что, по крайней мере, некоторые из упомянутых трапповых провинций (например, Этендека и трога Бенуэ) действительно приурочены к тем выступам береговой линии

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Во внешних оболочках Земли: атмосфере и гидросфере, наблюдается большое разнообразие вихревых движений, и они играют ключевую роль в их динамике. Приведенные факты, а также их интерпретация вполне убедительно свидетельствуют о том, что и во внутренних, “твердых” оболочках нашей планеты также наблюдается значительное разнообразие движений данного типа, и они играют столь же важную роль в динамике этих оболочек. Достаточно сказать, что две трети поверхности Земли: а именно океанская литосфера сформирована (и формируется в настоящее время) при непосредственном воздействии вихревых движений. Этот вывод принципиально важен для геотектоники, ибо он подтверждает упомянутые в начале статьи положения о свойствах среды, где протекают процессы, которые определяют структурный лик земной коры и которые невозможно свести к чисто механическим. Физическая суть этих процессов – предмет специального рассмотрения, выходящего за рамки настоящей статьи, однако важно подчеркнуть, что вихревые движения могут осуществляться только в сильно неравновесной и нелинейной среде. В свою очередь, это означает, что эпоха доминирования плитотектонической геотектонической парадигмы уходит в прошлое: ее основа – механика сплошной среды, в то время как основа будущей концепции – нелинейная термодинамика сильно неравновесной среды. И хотя для решения частных конкретных задач подход с позиции механики остается полезным, на повестке дня – переоценка роли литосферы как твердой и хрупкой оболочки, поскольку это не отвечает представлениям о текучести среды и о разноранговых вихревых движениях в “твердых” оболочках.

Пока трудно говорить о терминологической базе новой концепции; нами был предложен термин “фрактальная” тектоника вместо тектоники плит [14], с учетом того, что основные структурные линии литосферы и ее разделение на разнопорядковые фрагменты обладают свойством фрактальности (масштабной инвариантности). Однако, скорее всего, он не окончателен, и терминологическая база будет развиваться постепенно.

Вихревые процессы широко распространены и в живой, и в неживой природе. Становится весьма актуальной задача объединения усилий специалистов по “твердой” Земле со специалистами в области динамики атмосферы и океана для построения общей концепции динамики оболочек нашей планеты и их взаимодействия.

Автор выражает глубокую признательность академику Д.В. Рундквисту за постоянную поддержку.

Работа выполнена при содействии гранта по поддержке ведущих научных школ НШ-99.2003.5, а также программы фундаментальных научных исследований Президиума РАН “Мировой океан: геология дна, геодинамика, биология моря и экология”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авсюк Ю.Н.* Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13–22.
2. *Артюшков Е.В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 9. С. 3–18.
3. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского общественного фонда “Наука – для Камчатки”, Камчатского государственного педагогического университета, 2004. 297 с.
4. *Гольдин С.В.* Физика “живой” Земли // Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука, 2003. 310 с.
5. *Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.* Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
6. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 300 с.
7. *Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
8. *Казьмин В.Г., Борисова И.А.* О структурных связях континентальных и океанских рифтовых зон Атлантического типа // Геотектоника. 1992. № 6. С. 80–98.
9. *Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С.* Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 264 с.
10. *Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. М.: Наука, 1989. 190 с.
11. *Кеонджян В.П., Монин А.С.* О контрационной конвекции в земной мантии // ДАН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 78–81.
12. *Ли Сы-гуан.* Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М.–Л.: Госгеолтехиздат, 1958. 130 с.
13. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 610 с.
14. *Мирлин Е.Г.* От тектоники плит к фрактальной тектонике // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 1. С. 71–74.
15. *Мирлин Е.Г.* Фрактальное структурообразование на различных стадиях формирования океанской литосферы: предпосылки, примеры, проблемы // Океанология. 2005. Т. 45. № 6. С. 1–12.
16. *Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Суцевская Н.М.* Вихревые спрединг-системы в литосфере и верх-

- ней мантии океанов // Докл. РАН. 2005. № 4. С. 507–510.
17. Николаев А.В. Черты геофизики XXI века // Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука, 2003. 310 с.
 18. Пейве А.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. и др. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с. (Труды Геологического института АН СССР; Вып. 343).
 19. Пуцаровский Ю.М. Нелинейные геодинамические эффекты в развитии земной коры Атлантического океана // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. 191 с.
 20. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
 21. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. 591 с.
 22. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. 1982. № 12. С. 3–18.
 23. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наукова думка, 1972. 181 с.
 24. Солдатенко С.А. Синоптические вихри в атмосфере и океане // Соровский образовательный журнал. 1989. № 2. С. 78–84.
 25. Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях. М.: Роскомнедра, Госкомнедра Украины, Геокарт, МАНПО, 1994. 256 с.
 26. Трубицын В.П., Бобров А.М. Эволюция структуры мантийной конвекции после распада суперконтинента // Физика Земли. 1993. № 9. С. 27–37.
 27. Физический энциклопедический словарь. Вихревое движение. М.: Советская энциклопедия, 1983. 928 с.
 28. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Университет. Книжный дом, 2005. 560 с.
 29. Шаров В.И. Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород (к проблеме смены парадигмы сейсмологии) // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 5. С. 121–127.
 30. Armijo R., Flerit F., King G., Meyer B. Linear elastic fracture mechanics explains past and present evolution of the Aegan // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 217. P. 85–95.
 31. Armijo R., Meyer B., Navarro S. et al. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? // Terra Nova. 2002. Vol. 14. № 2. P. 80–86.
 32. Boldreel L.O., Andersen M.S. Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses // Tectonophysics. 1998. Vol. 300. P. 13–28.
 33. Keilis-Borok V.I. Introduction: non-linear systems in the problem of earthquake prediction // Physics. Earth. Planet. Inter. 1990. Vol. 61. P. 1–7.
 34. Larson R.L., Searl R.C., Kleinrock M.C., Shouten H., Bird R.T., Naar D.F., Reisby R.I., Hooft E.E., Lasthiotakis H. Roller-bearing tectonic evolution of the Juan Fernandez microplate // Nature. 1992. Vol. 356. P. 571–576.
 35. Lee J.S. Some characteristic structural types in Eastern Asia and their bearing upon the problems of continental movements // Geol. Mag. LXVI. 1928. P. 422–430.
 36. Lundin E., Dore A.G. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the “passive” margins bordering the Norwegian-Greenland Sea // Marine and Petroleum Geology. 2002. Vol. 19. P. 79–93.
 37. Mjelde R., Iwasaki T., Shimamura H., Kanazawa T., Kodaira S., Raum T., Shiobara H. Spatial relationship between recent compressional structures and older high-velocity crustal structures; examples from the Voring Margin, NE Atlantic, and Northern Honshu, Japan // J. Geodynamics. 2003. Vol. 36. P. 537–562.
 38. Neev D., Hall J.K. A global system of spiraling geosutures // J. Geophys. Res. 1982a. Vol. 87. № B13. P. 10689–10708.
 39. Neev D., Hall J.K. The Pelusium megashear system across Africa and associated lineament swarms // J. Geophys. Res. 1982b. Vol. 87. № B2. P. 1015–1030.
 40. Neev D., Hall J.K. Mantle-produced counterclockwise vortices along the northern Mediterranean belt (a genetic hypothesis for the Alpine systems) // Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg. 1984. Vol. 56. P. 111–127.
 41. Ritsema J., Allen R.M. The elusive mantle plume // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 207. P. 1–12.
 42. Scotese C.R. Paleomap Project. <http://www.scotese.com> 2002.
 43. Sengor A.M.C., Natali'n B.A. Rifts of the world // Geol. Soc. Amer. Special Paper. 2001. Vol. 352. P. 389–482.
 44. Sornet D., Pisarenko V. Fractal plate tectonics // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30. № 3. P. 5–1–5–4.
 45. Turcott D.L., Oxburgh E.R. Finite amplitude convection cells and continental drift // J. Fluid. Mech. 1967. Vol. 28. P. 29–42.
 46. Wilson D.S. Deformation of the so-called Gorda plate // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B3. P. 3065–3075.

Рецензент: Ю.Н. Авсюк

The Problem of Vortical Movements in the Solid Earth and Their Role in Geotectonics

E. G. Mirlin

*Vernadsky State Geological Museum, Russian Academy of Sciences, Mokhovaya ul. 11, korp. 2, Moscow, 125009 Russia
e-mail: egm@sgm.ru*

Abstract—Crustal structural features having a vortical or spiral shape were discovered in the first third of the 20th century. Since then, such features of various ranks, but similar appearance, have been revealed in different geotectonic settings; however, an adequate tectonic interpretation has not been offered. With allowance for the specific character of vortical movement, the evolution of the structural geometry of the North Atlantic basins and different segments of the global system of mid-ocean ridges is considered in this paper. It is shown that vortical movements do take place in the solid Earth during ocean formation and create scale-invariant rifting and spreading systems, where the spreading axis tends to undergo whirling. The size of these systems differs by more than two orders of magnitude. Many geotectonic phenomena that accompany the formation of oceans, including segmentation of the ocean floor and passive continental margins, folding of the sedimentary cover at these margins, and tectonic delamination of the oceanic lithosphere, may be explained by vortical movements of different dimensions. In addition, the vortical structures on continents are variable in size and related to lithotectonic complexes of different ages. The vortical structural units of the Mediterranean Belt are considered as an example. Being driven by the same physical mechanism, the vortical movements depend on the dynamics of different geospheres. These movements are realized only in a nonlinear, nonequilibrium medium. Hence, only nonlinear and nonequilibrium thermodynamics will serve as a theoretical basis for a new concept, which is coming currently to take the place of plate tectonics.

УДК 551.242.2(571.66)

ОФИОЛИТЫ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ГЕДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2006 г. М. Ю. Хотин¹, М. Н. Шапиро²¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7²Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, Б. Грузинская, 10

Поступила в редакцию 16.05.2005 г.

Офиолиты Африканского блока полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) являются фрагментом аккреционной призмы, сформировавшейся в позднем мелу–эоцене на южной стороне Кроноцкой островной дуги в результате коллизии ее со Смагинским вулканическим поднятием, возникшим в постнеокомское время на субдуцирующей плите. На основе анализа всех существующих на сегодняшний день в литературе геологических, геохимических и палеомагнитных данных, установлено гетерогенное происхождение офиолитов, связанное с образованием в разных, последовательных во времени, геодинамических обстановках. Гетерогенное строение офиолитов отражает эволюцию не погрузившегося в зоне субдукции участка океанической литосферы от зарождения ее в спрединговом центре через трансформацию в условиях плюмзависимого формирования вулканического поднятия до включения в структуру Кроноцкой островной дуги, являющейся ныне составной частью аккреционной системы Камчатки. Реконструкция офиолитов, тектонически фрагментированных в аккреционной призме, позволяет установить в их составе производные океанического хребта (Оленегорский гипербазит-габбро-базальтовый массив), сопряженного с трансформным разломом и вулканогенно-осадочными образованиями Смагинского вулканического поднятия (чехол океанической коры), эксгумированный в процессе коллизии фрагмент литосферной мантии (Столбовской гипербазитовый массив), генетически связанный с развитием вулканического поднятия. В процессе заложения Кроноцкой островной дуги все эти элементы океанической коры были перекрыты турбидитными тефрогенными образованиями островодужного генезиса (пикежская формация), а также кварц-полевошпатовыми граувакками (формация пикежских песчаников), вошедшими в состав аккреционной призмы. Палеотектонические реконструкции, в целом, подтверждают петрологические выводы авторов о генетической комплементарности различных магматических комплексов и расшифровывают временную последовательность событий.

ВВЕДЕНИЕ

Восточные полуострова Камчатки: Шипунский, Кроноцкий и Камчатского Мыса – отличаются широким развитием палеоценовых и эоценовых вулкаников (эффузивов, туфов, тефроидов) островодужного типа, в связи с чем они рассматриваются как фрагменты Кроноцкой палеодуги [1, 13]. Командорские острова также нередко включаются в состав этой дуги. Наиболее древние вулканики Кроноцкой дуги – свита мыса Каменистого на Кроноцком полуострове – относятся к кампану–маастрихту [5] или даже к коньяк–сантонскому интервалу [24]. Преобладающие в этой зоне нижнепалеогеновые толщи дислоцированы сравнительно слабо: смяты в открытые брахискладки, осложненные многочисленными крутопадающими разломами.

Особое место в структуре Кроноцкой дуги занимает южная часть полуострова Камчатский Мыс,

или Африканский блок (по мысу Африка), где среди доплиоценовых образований резко преобладают интенсивно дислоцированные меловые (постнеокомские) глубоководные осадочно-вулканогенные комплексы [36], альпинотипные гипербазиты и фрагменты стратифицированного массива, сложенного гипербазитами, габброидами, диабазами и базальтами [4, 8, 9, 37, 38].

Эти компоненты Африканского блока хорошо сопоставляются с различными горизонтами океанической литосферы и поэтому рассматриваются как элементы офиолитовой ассоциации пород [15, 16, 49, 74].

Вместе с тем, основные члены этой ассоциации формировались, по мнению разных исследователей, в различных геодинамических обстановках [19, 25–31, 36, 39, 40]. Поэтому важно понять, является их объединение результатом развития некоторых глубинных тектоно-магматических

процессов, скажем, многостадийного формирования разреза океанической коры прошлого еще до начала островодужных процессов в этом районе Тихого океана, и тектонического совмещения генетически раличных, в том числе и по возрасту, породных ассоциаций. Либо они являются отражением стадий формирования собственно Кроноцкой дуги.

Наш первый шаг, направленный на решение этой задачи, – уточнение условий формирования основных групп магматических и осадочных пород южной части полуострова Камчатский Мыс – изложен в настоящей статье. Рассматриваемый район, в силу его относительной доступности и уникального положения на стыке Камчатки с Алеутской дугой, – один из наиболее посещаемых и изученных объектов на Камчатке. Вопросы становления офиолитов Камчатского Мыса обсуждались неоднократно (см. список литературы). Однако до сих пор исследователи не пришли к общепринятой схеме последовательности геодинамических событий, приведших к формированию этого интереснейшего объекта. Поэтому анализ имеющихся на сегодняшний день данных, главным образом, опубликованных в отечественной литературе, о строении офиолитов Камчатского Мыса будет полезен.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В современной структуре полуостров Камчатский Мыс выглядит как новейшее поднятие, с

трех сторон окруженное узким шельфом и крутым континентальным склоном Тихого океана и Берингова моря, а с четвертой, западной, – депрессией, заполненной плиоцен-четвертичными рыхлыми осадками, с крупными озерами Нерпичьим и Столбовым (рис. 1, верхняя врезка). На большей части территории полуострова плиоцен-четвертичные осадки образуют маломощный прерывистый, слабо деформированный чехол глин, песков и галечников марино-гляциального происхождения, а подстилающий его сильно деформированный фундамент сложен меловыми и палеоцен–эоценовыми комплексами. По строению фундамента полуостров делится на два блока: северный, **Столбовской**, сложенный палеоцен–эоценом, и южный, **Африканский**, который будет охарактеризован подробнее. Граница этих двух блоков достаточно точно локализуется под широтной долиной р. 2-й Перевальной на востоке до северного побережья оз. Нерпичье. Вероятно, эта граница обусловлена системой новейших правых сдвигов, продолжающих разрывы западного окончания Алеутской дуги [1, 15].

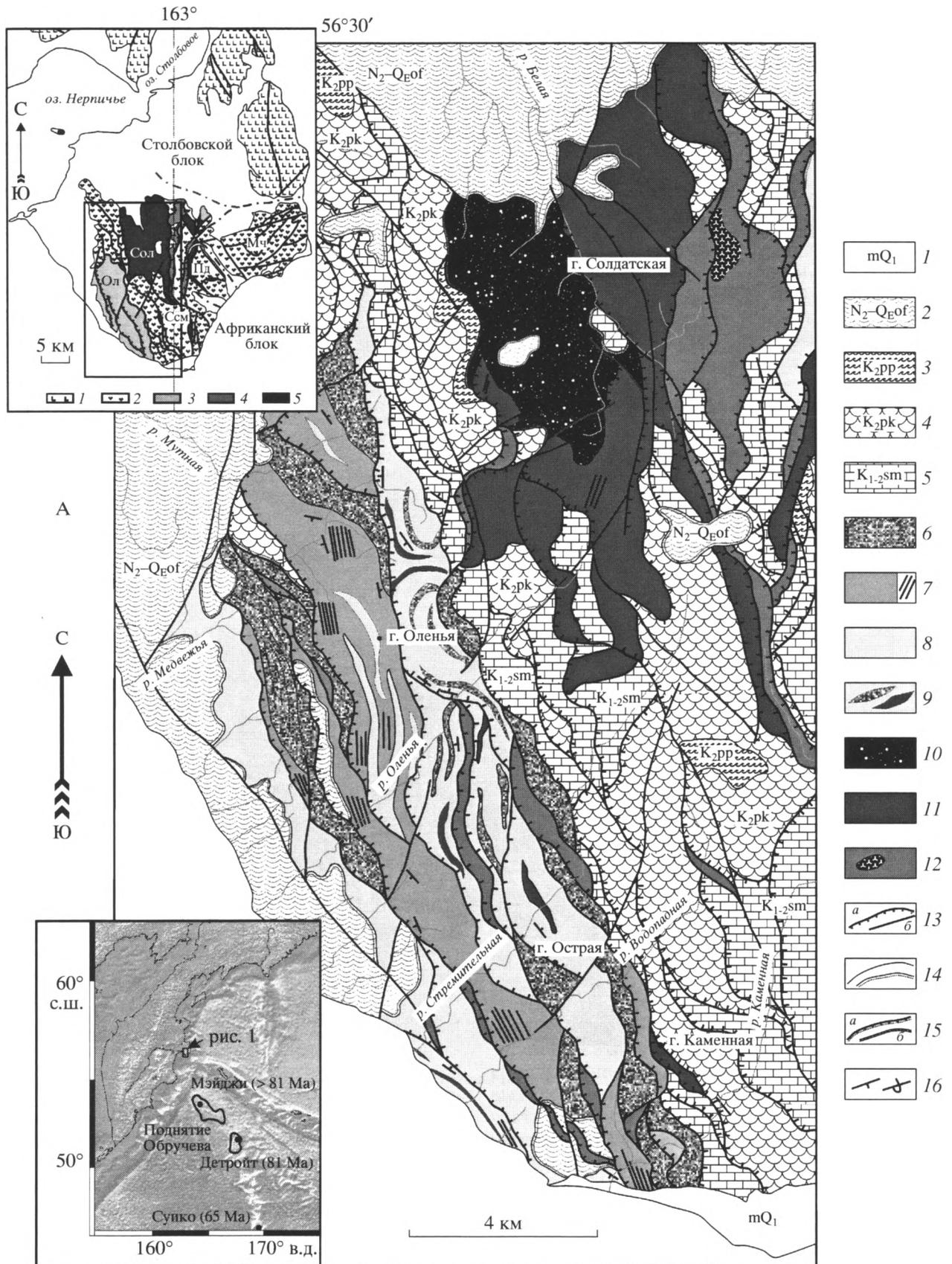
Структура Африканского блока очень сложна и определяется крупными разрывами. Наиболее древними из них, по всей видимости, являются относительно пологие (до 45°) надвиги северо-западного простираения с юго-западным или северо-восточным направлениями падения. С определенной долей условности Африканский блок делится на несколько составных частей (доменов), ограниченных крупными разрывами и поэтому также

Рис. 1. Схематизированная геологическая карта юго-западной части полуострова Камчатский Мыс (А) и схема тектоно-стратиграфического разреза породных комплексов, входящих в офиолитовую ассоциацию (Б), по данным [4, 14, 37, 38], с изменениями

Для А. 1 – морские четвертичные отложения; 2 – верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения ольховской свиты; 3–5 – африканская серия: 3 – пикежские песчаники (маастрихт?), 4 – пикежские зеленоцветные кремнистые тефроиды (сантон–кампан), 5 – смагинские красноцветные известково-кремнистые осадки и подушечные базальты (альб–сенومان); 6–9 – Оленегорский массив: 6 – базальты и диабазы, 7 – основные породы: а – изотропные мелко- и среднезернистые габбро, слоистые габбро с линзами габбро-анортозитов, габбро со структурами течения, линзами и шширами базальтов, б – крупные рои даек базальтов, диабазов и долеритов, 8 – разнотекстурные до пегматоидных диаллаговые кумулятивные габбро, 9 – включения в габбро: а – линзы и силлы базальтов в кумулятивных габбро, окруженные габбро-норитами и разнотекстурными габбро, б – ксенолиты, шширы, линзовидные горизонты гипербазитов в габбро, сопряженные с меланократовыми габбро, оливиновыми габбро, троктолитами, клинопироксенитами; 10–12 – Солдатский массив: 10 – кумулятивные дуниты, клинопироксеновые шпинелевые гарцбургиты, вебстериты, верлиты, пироксениты (поздняя стадия становления массива), 11 – рестигогенные гарцбургиты и дуниты (ранняя стадия становления массива), 12 – серпентинитовый меланж, содержащий останцы габбро и гранатовых амфиболитов; 13 – надвиги (а) и прочие разрывы (б); 14 – согласные стратиграфические границы (а) и границы несогласного налегания (б); 15 – а – стратиграфические границы, подорванные тектоническими нарушениями, б – “горячие” тектонические контакты, “залеченные” гранатовыми родингитами; 16 – направления падения слоев и других плоскостных текстур.

Верхняя врезка: Схема тектонического районирования южной части полуострова Камчатского Мыса: 1 – палеогеновые комплексы Столбовского блока; 2 – Африканская серия верхнего мела; 3 – гипербазит-габбро-базальтовые комплексы; 4 – серпентинитовый меланж; 5 – гипербазиты. Буквы на схеме: Ол – Оленегорский массив, Сол – Солдатский массив, Ссм – Смагинская структурная моноклинал, Пд – Пикежская зона дислокаций, Мч – Маячный блок.

Нижняя врезка: Положение рассматриваемого района на стыке Камчатки, Алеутской дуги и Императорского хребта. Для Б. *Фотографии к тектоно-стратиграфическому разрезу:* 1, 2 – шаровые базальты Оленегорского массива; 3 – “вертикальная” дайка базальтов, прорывающая “горизонтальные” слоистые габбро и габбро-анортозиты; 4 – интрузивное соотношение слоистых габбро и кумулятивных диаллаговых габбро-пегматитов (фото Г.Е. Некрасова)



Б

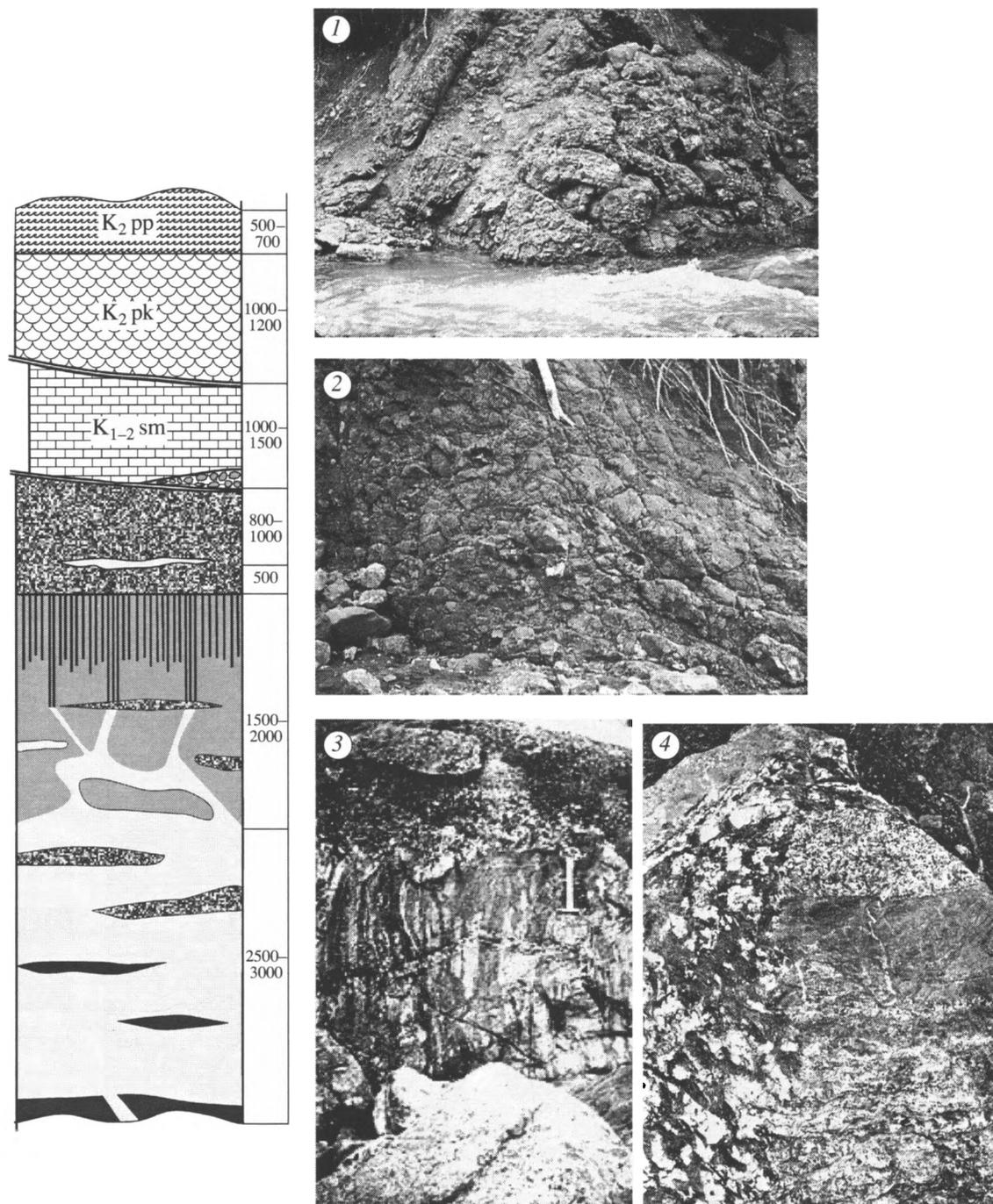


Рис. 1. Окончание.

называемых блоками (см. рис. 1, верхняя врезка). Наиболее четко выделяются Солдатский и Оленегорский массивы, Смагинская структурная моноклираль, Пикежская зона дислокаций и Маячный блок (в статье не рассматривается).

Солдатский гипербазитовый массив в основной своей части (см. рис. 1) сложен тремя ком-

плексами разных по составу, строению и происхождению гипербазитов. Большинство исследователей интерпретируют массив как серию тектонических пластин, осложненных серпентинитовыми протрузиями [3, 4, 18–20, 21, 28].

В восточной части Солдатского массива картируется залегающая в основании аллохтона на-

клоненная на запад многосотметровая по мощности тектоническая пластина серпентинит-гипербазитового меланжа (см. рис. 1). В этом меланже затерты отдельные массивы, блоки и глыбы слабо серпентинизированных перидотитов (до сотен метров в поперечнике), базальтов, габброидов (до первых километров), а иногда хлорит-эпидотовых сланцев и гранатовых амфиболитов (десятки метров) [4, 18, 28, 39].

Более западные части Солдатского массива сложены кумулятивными и реститогенными перидотитами, слагающими лежащие одна на другой пластины (слои?), имеющие каждая несколько сот метров видимой мощности. Кумулятивный характер перидотитов верхней пластины (слоя) петрографически отражен в пойкилитовых и коронарных структурах пород, связанных с поздними генерациями оливина, клинопироксена и хромовой шпинели [4, 8, 9, 37, 38]. К перидотитовым кумулятам относятся энстатитовые (с клинопироксеном) дуниты, клинопироксенсодержащие гарцбургиты, вебстериты, верлиты, оливиновые клинопироксениты. Указанные породы слагают линзы, штоковидные (дуниты), жиллообразные (клинопироксениты) и пластовые тела в массе гарцбургитов и клинопироксенсодержащих шпинелевых гарцбургитов или даже лерцолитов, с которыми часто (дуниты, вебстериты и пироксениты) имеют ровные отчетливые контакты [3, 4, 8, 9, 21, 37, 38]. Часто можно наблюдать “переслаивание” тел дунитов (мощность от десятков сантиметров до нескольких метров) и шпинелевых гарцбургитов. К дунитам приурочены шпирь хромититов.

За пределами Солдатского массива, в Пикежской зоне дислокаций, на горе Осыпь, описан постепенный переход гипербазитов к габбро [4]. В практически сплошном разрезе (менее 100 м мощности, так называемый “полосчатый комплекс”) шпинелевые гарцбургиты (1–2 м мощности), чередующиеся с дунитами, обогащенными хромитом в шпирях и вкрапленниках, вебстеритами и клинопироксенитами, вверх по разрезу сменяются полосчатыми мелко- и среднезернистыми габбро (до 50 м мощности).

Породы нижележащего реститогенного комплекса Солдатского массива представлены, в основном, шпинелевыми гарцбургитами, в разной степени (иногда довольно сильно) серпентинизированными. Относительно редко среди гарцбургитов с неясными взаимоотношениями залегают в виде отдельных пятен преимущественно оливинитовые, правильнее сказать, аподунитовые породы. Реститогенными перидотитами сложены практически все тектонические линзы и чешуи протрузий за пределами Солдатского массива. Эти комплексы пород вполне уверенно можно сопоставлять с абиссальными перидотитами совре-

менной океанической литосферы и офиолитовыми перидотитами [42, 53, 71, 73, 76, 77, 79].

Прямые данные о возрасте гипербазитов Солдатского массива весьма ограничены. К ним относятся, прежде всего, результаты абсолютного датирования пород кумулятивного комплекса Rb-Sr и Sm-Nd методами [12]. Результаты, опубликованные авторами, – 78 млн. лет по Rb-Sr и 93 млн. лет по Sm-Nd, к сожалению, не содержат данных об аналитических и инструментальных ошибках изотопных определений и не могут считаться вполне однозначными. Наши пересчеты опубликованных данных по программе “ИЗОПЛОТ” и по программе, используемой в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН, показывают, что результаты определений не устойчивы, а их погрешности чрезвычайно высоки. Величины ошибок датирования, особенно в Rb-Sr систематике, позволяют (В.И. Виноградов, ГИН РАН, устная консультация) эти данные полагать недостоверными. Тем не менее, полученные Sm-Nd изохроны дают предварительную возможность связывать становление изотопных систем в кумулятивных гипербазитах Солдатского массива со второй половиной мела (89–93 млн. лет).

Оленегорский массив сложен, в основном, гипербазит-габбро-базальтовым комплексом. Геология, петрография и некоторые черты геохимии пород Оленегорского блока описаны многократно [4, 8, 9, 11, 14–16, 20, 23, 37, 38, 39, 40]. Мы к этому добавим лишь то, что пока не получило достаточного освещения и анализа или не было опубликовано ранее.

Сверху вниз реставрированный по отдельным фрагментам в сопряженных тектонических чешуях разрез Оленегорского массива выглядит следующим образом (см. рис. 1, А, Б):

1. Горизонт шаровых и подушечных базальтов, пластовых диабазов с линзами, шпирями и пятнами амфиболовых и безамфиболовых габбро, преимущественно мелко- и среднезернистых (см. рис. 1, Б, фото 1, 2). Базальты, базальтовые порфириты и диабазы, как правило, афировые и, реже, мелкопорфировые породы. Внешние зоны “шаров” – это базальтовые порфириты с криптокристаллической основной массой. Порфиритовые выделения представлены хорошо ограненными, часто резорбированными вкрапленниками оливина, моноклинного пироксена (авгит) и плагиоклаза (лабрадор). Скопления более позднего плагиоклаза (лабрадор, андезин-лабрадор) создают гломеропорфиритовые сростки. Основная масса базальтов имеет часто лучистую, сноповидную, лучисто-дендритовую структуру за счет срастающихся игольчатых и волокнистых агрегатов моноклинного пироксена.

Предполагаемая мощность горизонта составляет не менее 1000 м. Его нижняя часть, не содержащая шаровых базальтов и сложенная только пластовыми диабазами и габбро-диабазами, вероятно, является переходной к нижележащим габброидам. Мощность переходного слоя, по-видимому, не превышает 300 м.

2. Горизонт диабазов и сменяющих их вниз по разрезу равномернозернистых габбро, насыщенный силлами и дайками базальтов и долеритов (так называемый слоистый дайковый комплекс). При полевых исследованиях удастся нанести на карту лишь отдельные, наиболее масштабные поля развития даек в этом комплексе, хотя они развиты в пределах всего массива в виде отдельных тел, групп даек и дайковых полей. Преобладающее простирание даек северо-западное, значительно реже наблюдаются субширотное и северо-восточное простирания. Их изначальное вертикальное залегание удается зафиксировать лишь в случаях пересечения дайками слоистых или полосчатых габбро (см. рис. 1, Б, фото 3). Когда “скрины” дайковых полей выполнены изотропным габбро, мощные (несколько метров) дайки невозможно отличить от силлов аналогичного состава. Силлы базальтов и диабазов картируются с большим трудом, поскольку в современной структуре большинство пород имеет вертикальное и близкое к нему залегание. Некоторые дайки содержат пятна с размытыми очертаниями и ксенолитоподобные выделения мелко- и среднезернистых габбро. Контакты даек и, вероятно, силлов с вмещающими габброидами повсеместно “горячие”. Иногда дайки имеют апофизы. Мощность горизонта, также достаточно условно, определяется примерно в 1000 м.

3. Горизонт тонко- и грубослоистых разнозернистых и часто разнотекстурных габбро-норитов, оливиновых габбро, клинопироксеновых габбро, амфиболовых и амфиболизированных габбро, лейкогаббро и габбро-анортозитов, содержащих линзы и шлиры анортозитов (см. рис. 1, Б, фото 3, 4). Амфиболизация пород, как правило, вторичная, хотя наблюдаются и собственно амфиболовые (более поздние ?) габбро. Чаще всего амфиболизация согласуется со “слоистостью” или полосчатостью пород горизонта, располагаясь в них отдельными линзами. В отдельных участках амфиболизации можно наблюдать ее “секущий” по отношению к слоистости характер.

Именно в составе этого горизонта описаны взаимоотношения габбро и базальтов, позволяющие говорить о явлениях так называемого “захоронения” базальтов в габбровом комплексе. Подобное, за исключением отдельных деталей, наблюдения мы находим у исследователей офиолитов

Омана, где сосуществование габбро и базальтов без закалочных явлений на их границах названо “ископаемые (погребенные) линзы расплава” (fossil melt lens) [46, 51, 69, 70]. Характерной особенностью взаимоотношений разнотекстурных габбро и базальтов (рис. 2, зарисовка и фото 1) является отсутствие “горячих” контактов и зон закалки между этими породами. Это можно объяснить только близостью температурных параметров проницающих в коровые горизонты расплавов при совместной кристаллизации так называемой “кристаллической каши” (габбровый кумулят родоначального расплава) и остаточного расплава, часть которого поднимается в более высокие горизонты коры. Разнотекстурные габбро (см. рис. 2, фото 2–4) вместе с линзами базальтов и диабазов, по всей видимости, слагают горизонт, занимающий переходное положение между горизонтами верхних габбро и слоистых габбро в основании горизонта параллельных даек. Тонкокристаллические габбро в этом горизонте и ниже него по разрезу сходны по облику и составу с базальтами и долеритами комплекса параллельных даек. Мощность горизонта оценивается приблизительно в 100–150 м. Мощность всего горизонта слоистых габбро ниже комплекса параллельных даек можно оценить очень приблизительно в 700–1000 м.

4. Горизонт массивных и пятнисто-полосчатых, часто пегматоидных, диаллаговых и оливиновых габбро с шлирами, линзами и включениями гипербазитов, троктолитов и меланократовых оливиновых габбро, брекчии гипербазитов с габбровым цементом, “теневые” брекчии гипербазитов, силлы и ветвящиеся дайки крупнозернистых габбро (см. рис. 1, Б, фото 4). Диаллаговые габбро состоят из удлиненных кристаллов моноклинного пироксена и таблитчатых, короткостолбчатых кристаллов основного плагиоклаза (лабрадор-битовнит). Комплекс пород описываемого горизонта наиболее распространен в общем объеме оленегорских габбро, и сводная мощность его, вероятно, достигает 3.5–4.0 км.

Как диаллаговые габбро, так и сопряженные с ними другие разновидности габброидов являются кумулятивными образованиями, имеющими с вышележащими породами оленегорского комплекса резкие интрузивные контакты, проявленные в виде сети ветвящихся жил, их апофиз и иных секущих образований неотчетливой морфологии (см. рис. 1, Б, фото 4). По положению в разрезе можно различить пегматоидные и крупнокристаллические габбро, согласные с общей “псевдослоистой” и полосчатой структурой горизонта, и пегматоиды – в виде секущих, ветвящихся, жиллообразных тел. В этом же горизонте отмечено значительное количество линз и силлоподобных тел базальтов, диабазов и долеритов, аналогичных

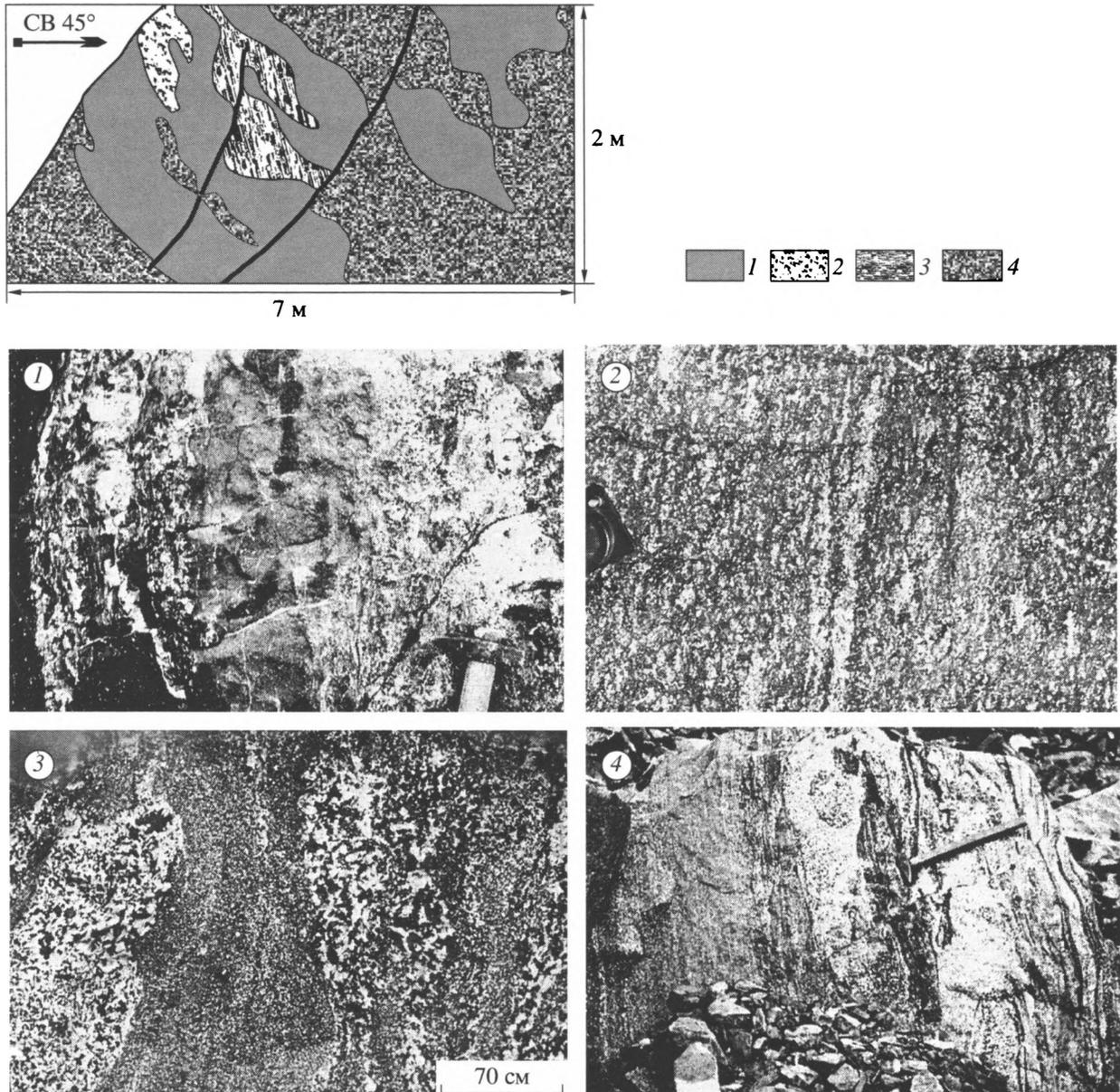


Рис. 2. Зарисовка обнажения на реке Стремительная и фотографии (Г.Е. Некрасов) разнотекстурных габбро и базальтов в горизонте захороненных (ископаемых) базальтов (fossil melt lens) в основании горизонта параллельных (слоистых) даек

К зарисовке: 1 – базальты тонкокристаллические с едва видимыми структурами течений; 2–4 – разнотекстурные и разноструктурные габбро от меланократовых мелкокристаллических до плагиоклазовых средне- и крупнозернистых. *Фотографии:* 1 – маленькая линза базальта в разнотекстурных габбро; 2 – полосчатое микрозернистое и тонкозернистое габбро с линзочками и жилками, обогащенными плагиоклазом; 3, 4 – пятнистые и пятнисто-полосчатые (разнотекстурные) преимущественно мелко- и среднезернистые иногда плагиоклазовые габбро

описанным выше. Мощность отдельных силлов достигает нескольких десятков метров. В силлах наблюдаются шпирь, линзоподобные обособления и пятна разнотекстурных габбро с размытыми очертаниями, подобные описанным выше. В нижней части разреза описываемого горизонта диаллаговые габбро и габбро-пегматиты, а также оливиновые кумулятивные габбро содержат зна-

чительное количество ксеногенных включений, линз, шпиров и просто ксенолитов гипербазитов, в том числе пироксенитов (рис. 3). Размеры наиболее крупных ксенолитов достигают 5×10 м. На фотографиях (см. рис. 3, фото 1–4) хорошо видна различная по интенсивности переработка гипербазитов габбровым расплавом вплоть до образования “теневых” ксенолитов или полного погло-

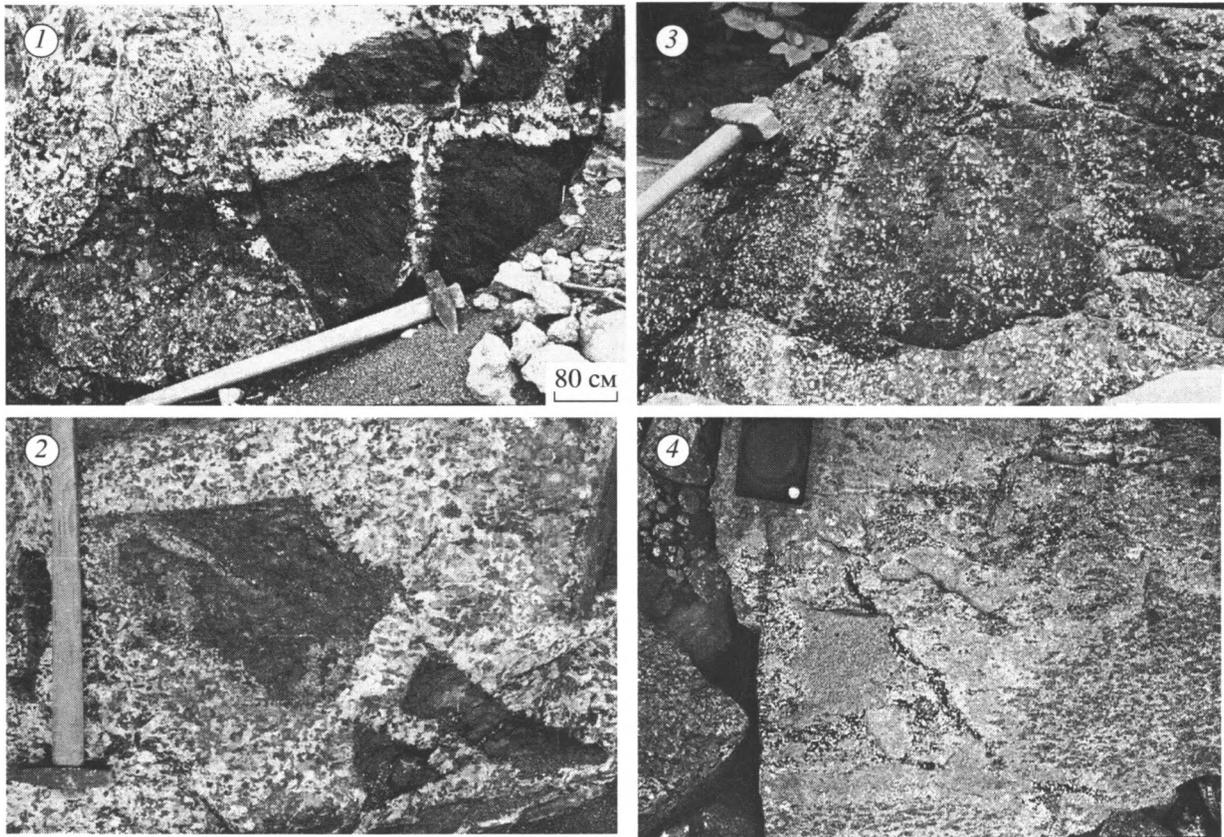


Рис. 3. Взаимоотношения диаллаговых габбро с ксенолитами гипербазитов (фото Г.Е. Некрасова)

1–4 – стадии переработки ксенолитов гарцбургитов и дунитов через плагиоклазовые перидотиты и троктолиты в темные габбровые брекчии с редкими остатками исходных перидотитов

шения их габбро с образованием разнотекстурных разновидностей последних.

Таким образом, в диаллаговых габбро появляются пятна и скопления неправильной формы троктолитов и оливиновых габбро, возникших по гарцбургитам, лерцолитам и серпентинизированным дунитам (вероятно, плагиоклазовые перидотиты также являются производными импрегнации гипербазитов габбровым расплавом). Частичная серпентинизация перидотитов происходила, вероятно, еще до импрегнации их габбровым расплавом. Пржилки диаллага, как правило, пересекают волокнистую структуру серпентинита, формируя на некоторых участках брекчиевидную, гнейсовидную и/или “очковую” текстуру пород. Постепенно, наряду с моноклинным пироксеном, в прожилках появляется плагиоклаз, быстро увеличивающийся в количестве. Полосчато-волокнистая ткань серпентинита сохраняется лишь в виде ксеноморфных или неправильных по форме реликтов, полностью замещенных вторичными минералами. Несомненно, формирование габбрового разреза происходило в несколько этапов, так или иначе разорванных во времени. В этой

связи необходимо более подробно рассмотреть амфиболовые разновидности габбро, содержащиеся в разрезе Оленегорского массива как наиболее поздние образования. Амфиболовые и пироксен-амфиболовые габбро и габбро-нориты – среднезернистые породы с полосчатой текстурой и офитовыми и пойкилитовыми структурами – сложены лабрадором, андезин-лабрадором (50–60%), гиперстеном и/или клинопироксеном (до 15%), роговой обманкой (30–40%), рудным минералом. Клинопироксен и бурая роговая обманка часто замещены голубовато-зеленым или бесцветным амфиболом с выделением лейкоксена. Оливин-амфибол-пироксеновое габбро – полосчатые породы с аллотриоморфнозернистыми и габбровыми (магматическими!) структурами. Плагиоклаз – лабрадор, лабрадор-битовнит (55–60%), оливин (5–7%), роговая обманка (5–8%), диаллаг (25%) – основные порообразующие минералы. Характерно, что первичная бледно-зеленая роговая обманка (вероятно, паргаситового ряда) и диаллаг сравнимы по степени идиоморфизма, т.е. кристаллизовались одновременно.

5. К самому основанию видимого разреза Оленегорского массива следует отнести горизонт гипербазитов (преимущественно гарцбургиты и лерцолиты, в меньшей степени дуниты), сильно серпентинированных, пересеченных пироксенитами, верлитами (ol – 85–88%, сrx – 10%), вебстеритами и сменяющими их вверх по разрезу троктолитами (ol – 50–55 – 65%, pl – 30–35 – 45%, сrx – 5–7 – 8–10%), а также оливиновыми габбро. Многочисленны включения, шпирь и линзы почти нацело серпентинизированных гипербазитов в “очковых” и полосчатых оливиновых габбро с ксеноморфными включениями серпентинитов. Аподунитовые гипербазиты (преимущественно в шпирях и линзах) сложены оливином (до 95%), рудными минералами (магнетит, титаномгнетит, реже ильменит – 5–7%) и единичными зернами клинопироксена. Слабо серпентинизированные лерцолиты состоят из магнезиального оливина ($Fe_{89.91}$) – 75–80%, диаллага – 8–12% и единичных зерен ортопироксена. Клинопироксен всегда ксеноморфен, часто содержит пойкилитовые включения оливина [8, 9]. Сильная серпентинизация пород, в целом, затушевывает кумулятивное сложение некоторых из них, очевидное при петрографических исследованиях. Горизонт прорван дайками и силлами клинопироксенового и двупироксенового габбро. Неполная вероятная мощность около 200–300 м. Скорее всего, горизонт представляет собой самые верхние слои корово-мантийной переходной зоны [51, 85, 87, 89]. В целом же оленегорские габброиды могут быть сопоставлены с третьим слоем разреза современной океанической коры [49, 50, 74].

Сводная расчетная мощность разреза Оленегорского массива, в том виде, в котором он впервые описан в настоящей работе, вероятно, достигает не менее 6 км, хотя можно с уверенностью говорить о его фрагментарности и далеко не полном составе.

Надежные данные о возрасте пород Оленегорского массива отсутствуют. Опубликованы [34] несколько K-Ar датировок валовых проб диабазов, соответствующих интервалу 122–144 млн. лет. В то же время датировка тем же методом монофракций клинопироксена и плагиоклаза из габбро соответствует 251 млн. лет. Указанные цифры, скорее всего, не соответствуют истинным возрастам пород, однако в какой-то степени отражают сложное и многоэтапное формирование Оленегорского массива.

К востоку от Солдатского массива, структурно в составе меланжевой пластины, упомянутой выше, обнажены несколько более мелких, чем Оленегорский массив, тектонических блоков габброидов, в одном из которых, в верховьях р. 1-я Ольховая, обнаружены [28, 39, 40] жилы и прожилки

мелкозернистых плагиогранитов в составе небольшого фрагмента дислоцированных амфиболовых габбро. Плагиограниты и плагиогранитпорфиры, в виде сети тонких жил и прожилков незначительной мощности (первые сантиметры – 1.5–2.0 м) и протяженности, прорывают мелкозернистые пироксеновые и амфиболсодержащие габбро и низкотитановые габбро-нориты. Плагиограниты содержат остроугольные ксенолиты габбро [39]. По данным М.В. Лучицкой и ее коллег (устное сообщение, Препринт ГИН РАН, 2005 г.), магматогенные цирконы, содержащиеся в плагиогранитном материале, на основании U-Pb SHRIMP датирования, имеют возраст 74.7 ± 1.8 млн. лет, что соответствует кампанскому времени. М.В. Лучицкая и ее соавторы объединяют габброиды и плагиограниты на р. 1-я Ольховая в единый комплекс, не сопоставляя его с Оленегорским массивом. Этот вывод базируется на сравнительно небольшом объеме геохимических данных, указывающих, по мнению авторов [39], на супрасубдукционную обстановку формирования этих пород.

В целом же гипербазит-габбро-базальтовый комплекс офиолитовой ассоциации Камчатского Мыса обладает большинством характерных признаков разреза океанической коры, сформированной в линейном центре спрединга. В качестве близкого аналога габброидов Камчатского Мыса, в том числе и по наличию в габбро фельзитовых жил, можно привести 1.5-километровый фрагмент габбрового разреза третьего слоя океанической коры, пройденного скважиной 735B (ODP, Leg 176) на юго-западе Индийского срединно-океанического хребта [49, 74].

Африканская вулканогенно-осадочная серия [36], обнажающаяся на юго-западе полуострова, в разделяющей Оленегорский и Солдатский массивы Смагинской структурной моноклинали, а также слагающая Пикежскую зону дислокаций и Маячный блок (находится за пределами публикуемой карты, см. рис. 1), состоит из трех породных ассоциаций. Фоновой для основного объема серии является *пикежская* ассоциация серо-зеленых пелитовых, алевритовых и, реже, псаммитовых, в той ли иной степени кремнистых тефроидов и туффитов с линзами и прослоями серозеленых силицитов и туфосилицитов. В некоторых обнажениях для этих пород характерна четкая, в большинстве случаев неградиационная слоистость. В тефроидах и туффитах среди литических обломков доминируют разнообразные базальты, андезито-базальты и вулканическое стекло, обломки моноклинного пироксена и средне-основного плагиоклаза. Эта ассоциация пород, несомненно, связанная с мощным источником пирокластики, т.е. с островной дугой, образует до 75%

всей вулканогенно-осадочной серии. Иногда она полностью доминирует в нижней части Смагинской моноклинали, но чаще резко преобладает в верхней части этой структуры, где первоначально была выделена нижняя толща пикежской свиты [37, 38], разрезы которой нередко начинаются со слоев гравелитов и конгломератов, обломочная часть которых представлена преимущественно базальтами оленегорского разреза. В пикежских разрезах [36] иногда встречаются линзы эффузивов, представленных плагиопорфировыми базальтами, андезито-базальтами и миндаляковыми андезитами, иногда с шаровой отдельностью. Мощность отдельных линз не превышает первых метров, чаще меньше. Радиоларии из силицитов пикежской ассоциации в большинстве случаев относятся к сантон-кампанскому временному интервалу [6, 7, 33].

Очень своеобразна другая, *смагинская*, породная ассоциация африканской серии [36], сложенная красно-бурыми железистыми аргиллитами (зачастую гиалокластического происхождения), красными яшмами, розовыми пелитоморфными известняками (как правило, переслоенными с яшмами) и линзами подушечных и пластовых базальтов. Известняки содержат планктонные фораминиферы и нанопланктон, а яшмы – радиоларии альб-сеноманского возраста [4–8, 33]. Отдельные блоки (слои) смагинской породной ассоциации образуют как самостоятельные (обычно мало-мощные) тектонические чешуи, так и олистолиты и олистоплаки в туффитовом матриксе, аналогичном по составу туффитам пикежской ассоциации. Эффузивы смагинской ассоциации, слагающие более 1/3 ее видимого объема, разнообразны по составу, но, в основном, представлены типичными толеитами. Калиевые щелочные базальты в составе формации были впервые обнаружены А.В. Федорчуком [30–32, 35]. При съемочных работах 1999 г. [4] выяснилось, что высококальциевые базальты и долериты слагают, главным образом, субвулканические силлы, залегающие практически согласно с напластованием вулканогенно-осадочных пород.

Следует обратить внимание на то, что породы смагинской ассоциации практически не содержат ни терригенного, ни пирокластического материала, – это либо чисто пелагические осадки, либо своеобразные гиалокластиты (красно-бурые аргиллиты), образованные при распылении базальтового расплава в придонных слоях воды [36]. Скорость накопления подобных аргиллитов неизвестна, но скорость накопления пелагических органогенных кремнистых и известковых илов, как правило, гораздо ниже скорости накопления тефроидных осадков островодужного генезиса. Очевидно, что на склонах дуги и в ближайших ее

окрестностях (преддуговой сегмент) накопление чисто пелагических осадков, не содержащих примеси пирокластики, происходить не может. Мы предполагаем, что зеленоцветные тефрогенные породы и туфосилициты пикежской ассоциации накапливались, главным образом, на подводных склонах и в шельфовой зоне Кроноцкой островной дуги, иногда переполняя глубоководный желоб. С другой стороны, красноцветные породы смагинской ассоциации (переслоенные кремни и известняки) накапливались не только на удалении от Кроноцкой дуги, но и задолго до ее заложения, в обстановке глубоководного (отсутствие пирокластики) базальтового вулканизма (эффузивы, субвулканы и гиалокластика). Такое рассмотрение происхождения породных ассоциаций африканской серии не исключает того, что отдельные горизонты пикежской ассоциации содержат олистолиты и олистоплаки ранее сформированных пород смагинской ассоциации.

Вблизи надвига, разделяющего Оленегорский массив и породы смагинской ассоциации, нередко встречаются линзы конглобрекчий, состоящих из обломков габброидов и диабазов в красноцветном (глинистом или карбонатном) цементе. Конглобрекчии в основании смагинской ассоциации, скорее всего, являются эдафогенными образованиями, связанными с разрушением и выведением на поверхность океанического дна некоторой части разреза нижней коры, что могло произойти, например, в зоне трансформного разлома.

На контакте Оленегорского массива с тефроидами пикежской ассоциации последние также нередко содержат крупные (метры) и мелкие (сантиметры) линзы брекчий, конгломератов и гравелитов, состоящих из обломков оленегорских базальтов и, реже, из обломков диалаговых габбро. Накопление этих гравелитов и конгломератов свидетельствует о расчлененном подводном тектоническом рельефе в процессе формирования пикежской тефроидной ассоциации.

Третья породная ассоциация африканской серии – венчающие ее кварц-полевошпатовые *пикежские песчаники* мощностью до 700 м. Это совершенно особый компонент разреза, и в большинстве описаний африканского офиолитового комплекса они, в лучшем случае, лишь упоминаются. Состав пикежских песчаников, рассмотренный в публикациях [17, 41 и др.], ясно говорит о том, что это продукты размыва континентальной коры, в составе которой преобладали граниты и метаморфиты разной степени глубинности, а также разнообразные измененные эффузивы и глинистые толщи. Ассоциация аксессуаров в этих породах типично сиалическая [17]. На местности выходы песчаников могут распознаваться простым поисковым радиометром по высокому фону

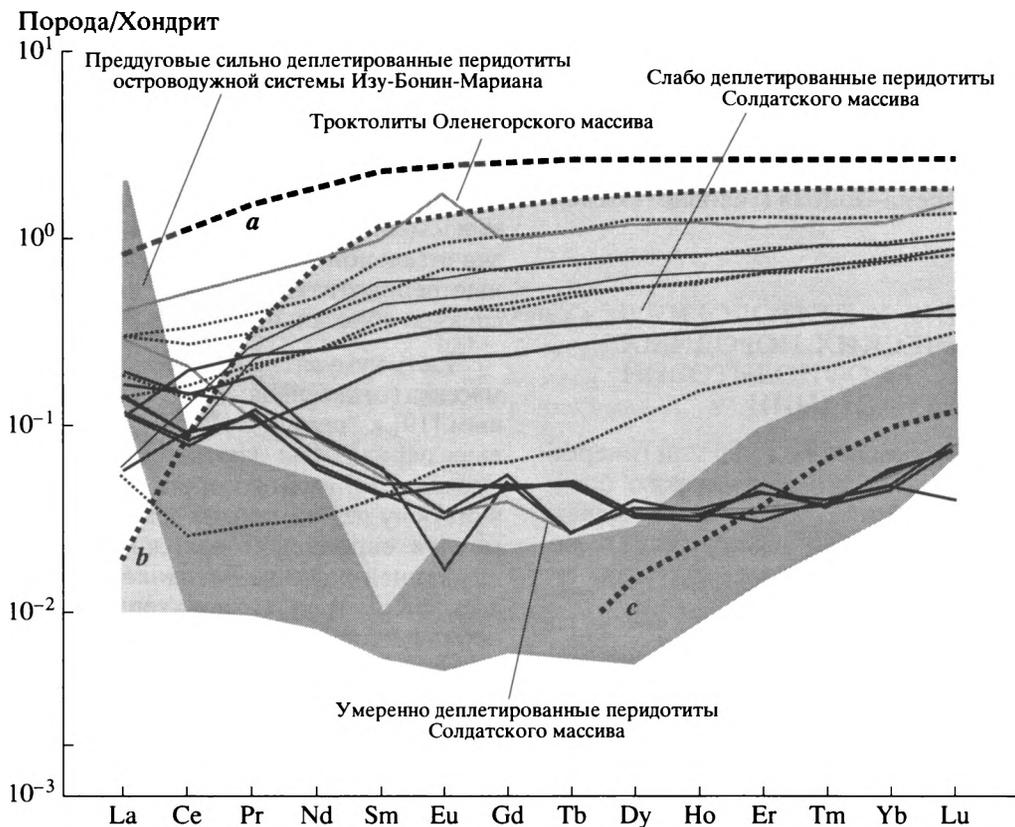


Рис. 4. Нормализованные к хондриту [88] содержания редкоземельных элементов (REE) в гипербазитах Солдатского и Оленегорского массивов (сплошные черные линии по [19] и темно-серые линии по [11, 28])

Для сопоставления нанесены: гипербазиты трансформа Гарретт (точечные тонкие линии) [75] (только образцы без Eu аномалии); гипербазиты трансформа, пересекающего трог Южно-Сандвичевой островодужной системы (сплошные тонкие линии) [81]; поле преддуговых гипербазитов Изу-Бонин-Марианской островодужной системы (темно-серое поле) [59, 80]. Для анализа на диаграмму нанесены расчетные составы остатков плавления при использовании модели фракционного плавления [75]: *a* – гипотетический первичный расплав, родоначальный для всех базальтовых составов трансформа Гарретт (толстая штрих-пунктирная линия); между точечными пунктирными линиями *b* и *c* – поле REE составов остаточных гарцбургитов (светло-серое поле) при разных степенях плавления: *b* – 5%, *c* – 30%

радиоактивности. Характерно высокое содержание как белой, так и темной слюды. Важно подчеркнуть, что по содержанию обломков метаморфитов, калишпата, слюд и сиалических аксессуаров пикежские песчаники заметно превосходят все другие песчаные толщи Камчатки, как меловые, так и кайнозойские. Питающая провинция этих песчаников до сих пор остается не известной. Практически все исследователи, картировавшие и изучавшие пикежские песчаники, отмечают согласное, с постепенным, но быстрым переходом залегание их на пикежских тейфроидах [4, 17, 36, 41]. Это дает основание очень приблизительно оценить мощность пикежской породной ассоциации от контакта с пикежскими песчаниками вверху до появления горизонтов, содержащих красноцветные породы смагинской ассоциации внизу, в 1.5 км.

Суммарная мощность вулканогенно-осадочных комплексов африканской серии ориентировочно оценивается в 3–3.5 км.

К сказанному следует добавить, что в отдельных блоках смагинской породной ассоциации из нескольких проб красноцветных и зеленоцветных аргиллитов были выделены радиолярии верхнего палеоцена – нижнего эоцена, в результате чего полоса конглобрекций, эффузивов и аргиллитов на границе с Оленегорским массивом была отнесена к особому каменскому комплексу [8, 34, 35]. В то же время известны находки палеогеновых радиолярий и за пределами этой зоны, в связи с чем в поле пикежской свиты рисуются мелкие тектонические клинья каменского комплекса. По-видимому, формирование аккреционной структуры Африканского блока продолжалось в течение всего кайнозоя, причем периоды интенсивных движений чередовались с периодами относительного покоя, когда мутьевыми и придонными осадками образовывался маломощный подводный чехол структуры. В процессе последовательного развития аккреционной структуры могли

возникать узкие тектонические клинья такого чехла. Очевидным примером может служить неширокая меридиональная чешуя относительно мелководных осадков тюшевской миоценовой серии к юго-востоку от Солдатского массива. Такой же может быть позиция более глубоководных осадков палеоцена–эоцена (условно – каменского комплекса).

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Опубликованные данные по геохимии гипербазитов, габбро и базальтов Африканского блока при комплексной их обработке позволили сделать некоторые петрологические и генетические выводы о рассматриваемых породных комплексах.

Наиболее дискуссионным является генезис гипербазитов Солдатского массива. Перидотиты, отнесенные нами к реститогенным, по данным А.Б. Осипенко и К.А. Крылова [19], Н.В. Цуканова, С.Г. Сколотнева и их коллег [11, 28] (рис. 4), имеют прогнутые в центральной части тренды составов редкоземельных элементов, сходные с трендами таковых же в перидотитах из преддуговых зон островодужных систем Изу-Бонин-Марианской [59, 80] и Южно-Сандвичевой [81]. Однако как видно из диаграммы, ни по уровню накопления редкоземельных элементов, ни по

форме их спектра реститогенные перидотиты Солдатского массива не совпадают с преддуговыми породами, поднятыми из западных стен глубоководных желобов указанных провинций. Поэтому супрасубдукционное происхождение солдатских перидотитов, как минимум, не очевидно. Однако понятно, что редкоземельный тренд, называемый иногда U-образным, характеризует в значительной степени деплетированные мантийные перидотиты, не известные среди широкого спектра абиссальных перидотитов океана.

Часть кумулятивных перидотитов Солдатского массива (отнесенная А.Б. Осипенко и К.А. Крыловым [19] к “перидотитам I типа”) и плагиоклазовые перидотиты (троктолиты) Оленегорского массива [28] имеют пологие, слабо наклоненные в сторону легких редких земель тренды REE с заметной европиевой положительной аномалией, выдающей наличие плагиоклаза (см. рис. 4). Похожие REE-тренды характерны для абиссальных перидотитов трансформного разлома Гарретт в системе Восточно-Тихоокеанского поднятия [45, 52, 75, 92] и в зоне разлома, пересекающего Южно-Сандвичеву супрасубдукционную систему [81]. Кумулятивные гипербазиты Камчатского Мыса, которые имеют полого наклоненные тренды REE с сильным обеднением LREE, можно сопоставить со спектрами REE в абиссальных перидотитах и некоторых офиолитах [42, 56, 71, 76–78, 83, 91].

На сходство перидотитов Оленегорского и Солдатского массивов с перидотитами, драгиро-

Рис. 5. Вариационные диаграммы соотношения SiO_2 , FeO^* , TiO_2 , Al_2O_3 и MgO (А) и диаграмма хромистость–магнетизм–спинелли (В) для перидотитов Оленегорского и Солдатского массивов полуострова Камчатского Мыса на основе данных [3–5, 8, 9, 11, 19–21, 28, 37, 38].

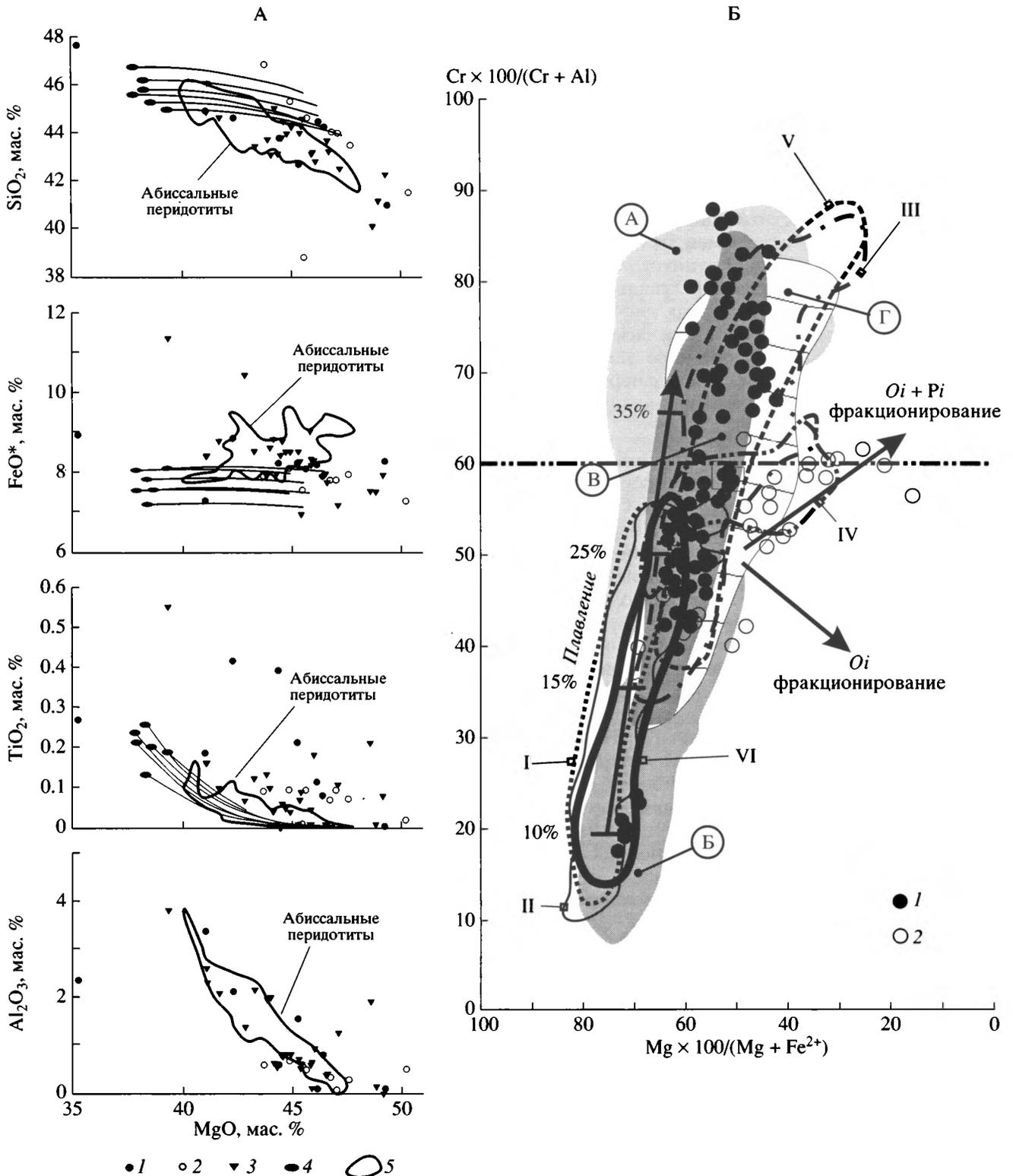
Среди нанесенных на диаграммы (А) составов есть гипербазиты, импрегнированные габбровым расплавом (оливиновые габбро, троктолиты и др.), но составы с содержанием MgO меньше 35 мас. % не показаны. Все анализы валовых составов пород на этих диаграммах и всех последующих в настоящей работе пронормированы к 100%, чтобы исключить вариабельность потерь при прокаливании.

(А). 1 – гипербазиты из габброидов Оленегорского массива и тектонических чешуй в его составе; 2 – гипербазиты из тектонических блоков и чешуй Пикеевской зоны дислокаций (см. текст); 3 – гипербазиты массива горы Солдатская (обе фазы становления массива). Отметим, что гипербазиты из Пикеевской зоны дислокаций имеют реперное значение, поскольку все они относятся к реститогенным. Для сопоставления на диаграмму нанесены ареалы составов (5) абиссальных перидотитов по [73, 75], рассчитанных из составов минеральных фаз и их модалных содержаний. Из тех же источников приведены расчетные составы примитивной мантии (4) по данным разных авторов и тренды остаточного мантийного вещества при выплавлении и экстракции базальтовых расплавов в условиях полибарического близ-фракционного плавления (1% захваченного расплава) при давлении 25 Кб.

(В). 1 – составы спинеллей из гарцбургитов и лерцолитов горы Солдатская; 2 – то же из гипербазитов, троктолитов, оливиновых габбро и диабазов Оленегорского массива и спинели второй генерации (пленки) из гарцбургитов массива горы Солдатская. Для сравнения фоном (сплошным и полосатым крапом) показаны ареалы составов спинеллей в различных комплексах альпийских офиолитовых ассоциаций (по Pober E., Faupl P. Geologische Rundschau. 1988. Vol. 77. Цитируется по [67]): А – подиформные хромититы (светло-серый); Б – лерцолиты (средне-серый); В – гарцбургиты (темно-серый); Г – ультраосновные кумуляты (полосатый). Для выяснения природы двух трендов в спинеллях из гипербазитов приведены ареалы составов спинеллей в: I – абиссальных перидотитах [48]; II – перидотитах разломной зоны Atlantis II [78]; III – перидотитах подводной горы Конической из Изу-Бонин-Марианской преддуговой зоны [80]; IV – гарцбургитах, Pl-дунитах, Amf-Pl-милонитизированных перидотитах, оливиновых габбро и дайковых феррогаббро из трансформного разлома Гарретт на Восточно-Тихоокеанском поднятии (EPR) по [45, 52, 75, 92]; V – преддуговых перидотитах из диапировых серпентинитовых подводных гор в Изу-Огазавара-Мариана преддуговой зоне [59]; VI – модернизированный ареал спинеллей в абиссальных перидотитах [78]. Горизонтальная штрих-пунктирная линия на уровне $\text{Cr}^\# = 60$ делит ареалы спинеллевых составов на производные абиссальных перидотитов и перидотитов, связанных с островодужными системами [48]. На модельном тренде частичного плавления – метки степеней плавления

ванными в зонах трансформных разломов и трогах срединных океанических хребтов Атлантического и Тихого океанов, впервые указал А.А. Пейве [21]. Этот вывод подтверждается анализом вариационных диаграмм гипербазитов (рис. 5, А). Гиперба-

зиты Камчатского Мыса сопоставлены нами с породами, состав которых рассчитан из минеральных фаз абиссальных перидотитов, с модельной мантией и с остатками от выплавления этих составов при близфракционном плавлении [71, 76].



На диаграммах хорошо видно разделение солдатских гипербазитов на две группы, реститогенную и кумулятивную, выделенные на основании геологических и петрографических данных. Наши построения, основанные на данных по продуобразующим элементам гипербазитов, в общем подтверждают выводы Яолинг Нью (Yaoling Niu) и его коллег о том, что абиссальные перидотиты не являются простыми остатками (реститами) при плавлении ювенильного мантийного вещества и удалении расплава [71, 76]. В определенной мере они “донасыщены” более поздним оливином и, вероятно, клинопироксеном. Часть реститогенных гипербазитов офиолитовой ассоциации Камчатского Мыса по содержанию MgO превосходит абиссальные перидотиты (см. рис. 5, А), указывая на высокую степень реститизации, что отражено в спектрах редкоземельных элементов (см. рис. 4), с одной стороны, и появлении дунитов – с другой. Вариации TiO₂ относительно MgO свидетельствуют об обогащении кумулятивных гипербазитов оливином, клинопироксеном и/или базальтовым компонентом (в общем) в процессе экстракции расплавов и/или взаимодействия их с перидотитами в диффузионных или каналлизированных (штоки дунитов) потоках [53, 54].

На диаграмме хромистость–магнезиальность шпинелей (см. рис. 5, Б) их составы образуют два отчетливых тренда, соответствующие Солдатскому и Оленегорскому массивам, что, в первом приближении, может быть названо мантийным и коровым трендами. Оленегорский (коровый) тренд в зоне значений хромистости 50–60 резко изгибается в сторону значительно меньшей магнезиальности шпинелей, что позволяет сопоставлять его с трендами составов шпинелей из перидотитов трансформных разломов [45, 52, 75, 92]. В этот тренд попадают и вторичные (пленочные) шпинели из солдатских гипербазитов [8]. Наименее хромистые шпинели из солдатских гипербазитов (мантийный тренд) отвечают наиболее глубокой лерцолитовой составляющей как альпийских офиолитов, так и абиссальных перидотитов. Надо сказать, что ареал составов шпинелей Солдатского массива [19, 20] совпадает, в основном, с полями составов шпинелей из перидотитов разломных зон, трансформов, преддуговых систем и кумулятивных перидотитов [67], однако выше значений Cr# ~75 ареалы составов значительно расходятся, что позволяет нам еще раз усомниться в правомерности отнесения реститогенных перидотитов Камчатского Мыса к производным супрасубдукционных зон.

Ареал составов шпинелей из перидотитов трансформного разлома Гарретт [75, 92] почти полностью совпадает с таковым же из перидотитов Оленегорского массива (см. рис. 5, Б). Составы

шпинелей из шпинелевых лерцолитов отражают низкие степени плавления исходных мантийных источников (<10%). Шпинелевые гарцбургиты и кумуляты, в том числе и дуниты, отражают более высокие степени плавления (15–20% и более). Положение поля дунитов на диаграмме 5, Б, характеризующее их как тугоплавкие перидотиты, позволяет полагать, что дуниты обоих массивов Камчатского Мыса сходны и являются не реститами, а кумулятами относительно примитивных расплавов.

Габброиды Камчатского Мыса по строению, составу и химии главных элементов (рис. 6) соответствуют габброидам разреза третьего слоя океанической коры, пробуренной по программе ODP (Leg 176) на юго-западе Индийского срединно-океанического хребта [49, 74]. Характерным для этого разреза, так же, как и для Оленегорского массива, является широкое распространение таких кумулятов, как двупироксеновое габбро, клинопироксеновое габбро, оливиновое габбро и троктолиты. Как мы видели выше, более двух третей оленегорского разреза являются кумулятами родоначального мантийного расплава, поднимавшегося в нижнекоровые горизонты и подвергнутого фракционной кристаллизации в процессе остывания. Соотношение во всех разновидностях кумулятов содержаний CaO и MgO (см. рис. 6, В) в первом приближении соответствует содержанию An в плагиоклазе и общей магнезиальности валовых составов, отражает кристаллизационное равновесие сосуществующих минералов (плагиоклаз, оливин, клинопироксен и ортопироксен). В то же самое время кумулятивное происхождение большинства пород разреза не противоречит тому вышеописанному нами факту, что некоторые кумуляты могут содержать и содержат то или иное количество захваченного базальтового расплава (см. рис. 6, В). Их генезис, вероятно, можно связать с отделением интерстициального расплава от субстрата, представленного так называемой кристаллической кашей (“crystal mush”), кристаллизовавшейся *in situ* [46, 49–51, 64, 69, 70, 74 и др.] и являющейся, по сути дела, габбровым кумулятом. Однако следует заметить, что обогащение некоторых кумулятов Fe-Ti окислами (магнетит, титаномагнетит) не связано напрямую с кристаллизационным равновесием общепородных составов, так как их кристаллизация понижает общую магнезиальность пород (в то время как магнезиальность оливина и пироксенов не меняется). Предполагается, что Fe-Ti окислы выпали из поднимающихся в верхние горизонты коры остаточных расплавов в результате температурных вариаций в нижней коре [46, 49, 74].

Обнаруженные в составе габброидов Камчатского Мыса плагиогранитные жилы и дайки [39]

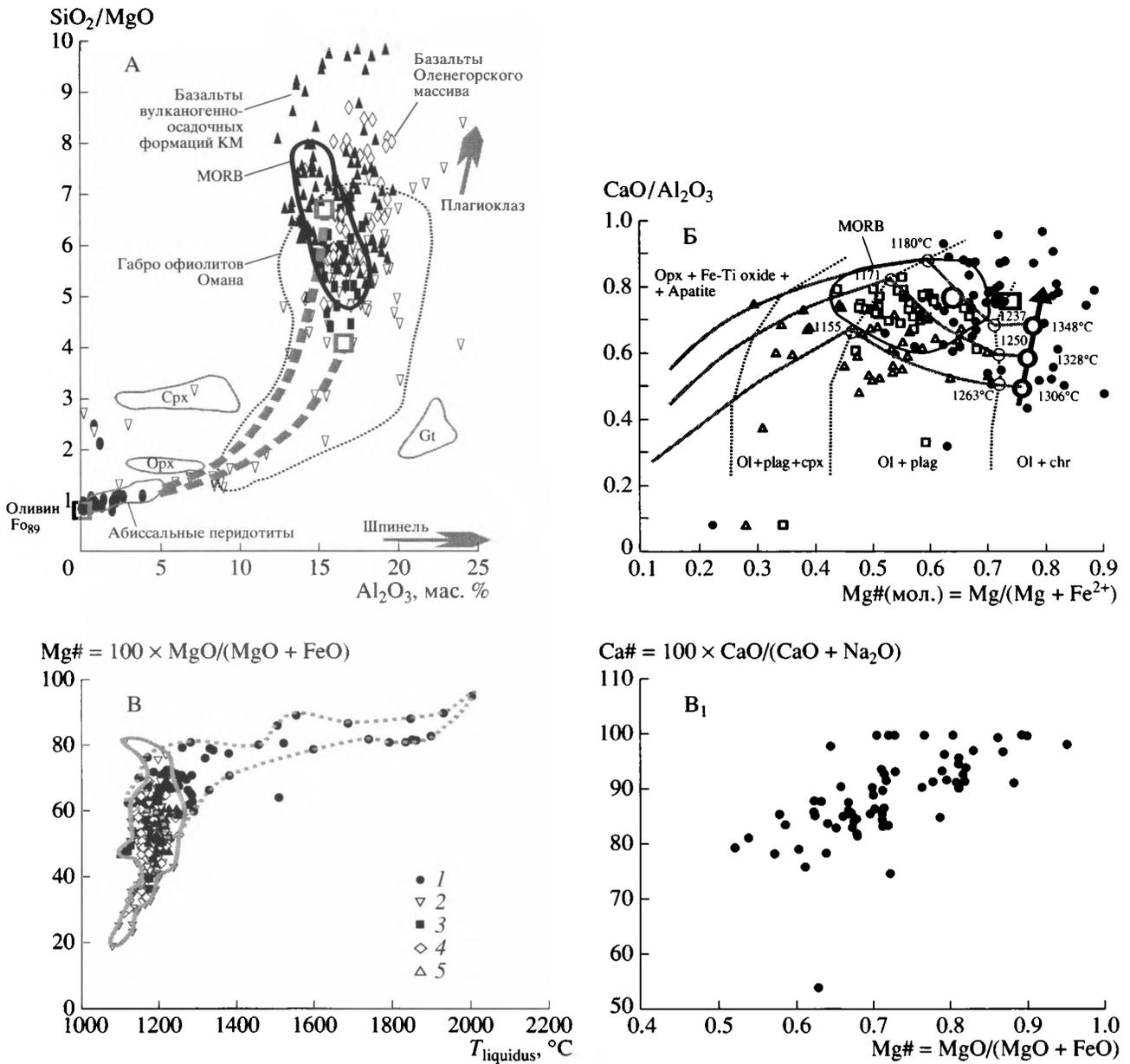


Рис. 6. Петрогенетические связи магматических породных комплексов офиолитов Камчатского Мыса в координатах: **А** – $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (мас. %), по [42], **Б** – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Mg\#}$ (мол.), по [74], **В** – Mg\# (мол.) – T_{liquidus} ($^{\circ}\text{C}$) = $1026e^{[0.01894 \cdot \text{MgO}(\text{мас. \%})]}$ и **В₁** – Ca\# (мол.) – Mg\# (мол.), по [74]

А. Породы Камчатского Мыса: перидотиты – черные эллипсы; оленегорские габбро – белые треугольники; базальты даек слоистого комплекса – черные прямоугольники; оленегорские диабазы и шаровые базальты – белые ромбы; эффузивы смагинской и пикежской формаций – черные треугольники. На диаграмму нанесены поля составов: орогенных, офиолитовых и абиссальных перидотитов; MOR-базальтов и габбро офиолитов Омана; клинопироксенов (Срх), ортопироксенов (Орх) и гранатов (Gt) в основных породах орогенных перидотитов. Диаграмма показывает кривые смешения между оливином (Fo_{89}) и средними составами MORB и габбро офиолитов Омана [42] – серые квадраты.

Б. Породы Оленегорского массива: габбро – черные кружки, дайки слоистого комплекса – белые квадраты, базальты и диабазы – белые треугольники. На диаграмму нанесен ареал составов базальтов срединно-океанических хребтов – тонкая черная линия; на черной стрелке, отражающей модельные составы, продуцируемые деконпрессионным плавлением, кружки с крестиками отвечают составам таких расплавов, экстрагированным, соответственно, снизу вверх, с различных глубин, соответствующих 10, 15 и 20% плавления исходного состава; толстые серые кривые – линии снижения ликвидуса в этих трех модельных расплавах при 1 кбар давления (по Вейверу и Лангмюру, 1990, цитируется по [74]); серый квадрат отражает (приблизительно) средний состав габброидов, серый кружок с X – состав расплава, родоначального для наиболее примитивного оливина (Fo_{84}) в кумулятивном габбровом разрезе Оленегорского массива.

В, В₁ – диаграммы, демонстрирующие различные тренды развития: 1 – кумулятивных габбро, базальтов; 2 – смагинских, 3 – пикежских, 4 – оленегорских, 5 – комплекса параллельных даек

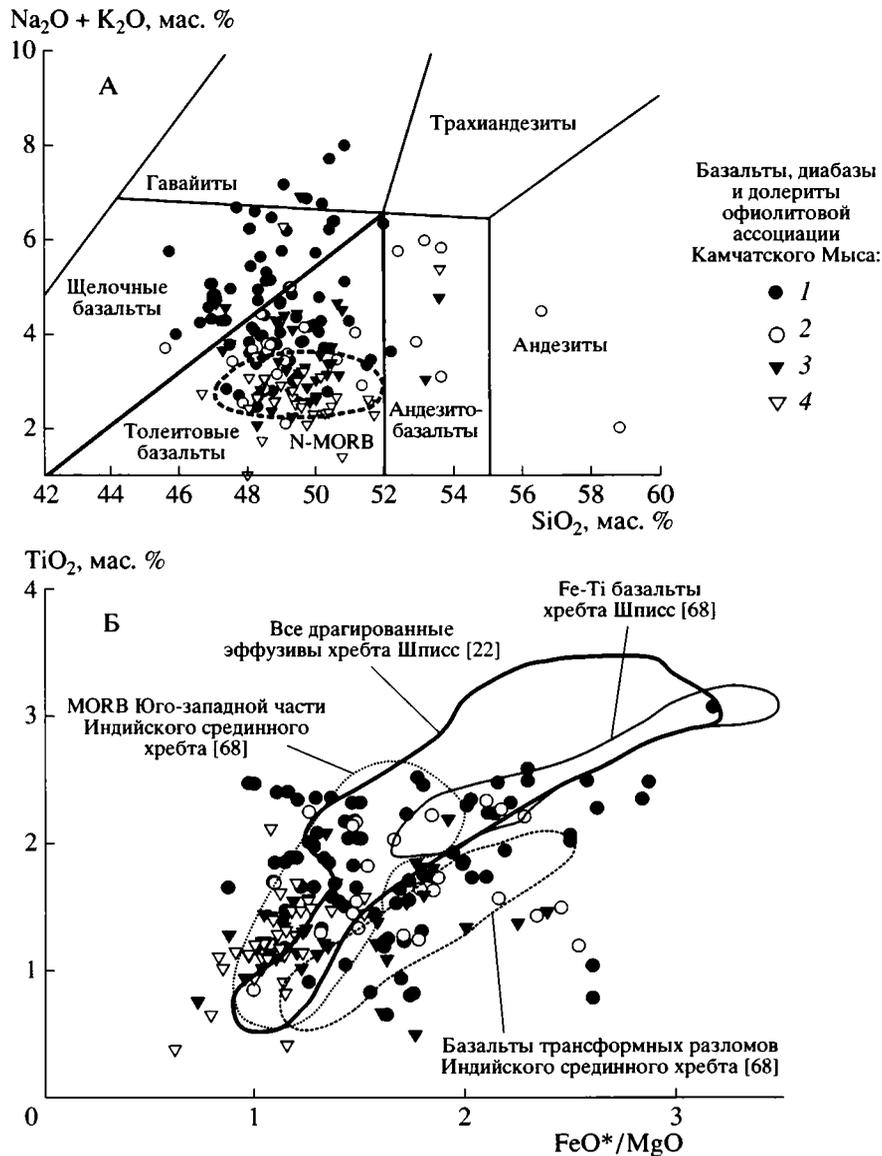


Рис. 7. Классификационная диаграмма К. Коха $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (мас. %) – **А** и соотношение $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (мас. %) – **Б** для базальтов (диабазов, долеритов) смагинской и пикежской формаций, оленегорских верхних эффузивов и даек слоистого комплекса, по данным [3, 4, 8, 23, 25–27, 31, 32, 35–38]

А. 1 – смагинские базальты; 2 – пикежские базальты; 3 – оленегорские базальты верхние; 4 – базальты и долериты дайкового комплекса

также делают весь габбровый разрез весьма похожим на разрез габбро в упоминавшейся уже скважине 735В [49, 74]. Происхождение фельзитовых жил в составе габбро, являющихся последней, наиболее поздней генерацией расплавов в этой части океанической коры, связывается исследователями с фракционированием Fe-Ti окислов, при котором происходит обогащение остаточного расплава SiO_2 и снижение содержания CaO. С последними стадиями проявления магматических процессов в габбровом слое океанической коры связывают и появление амфиболовых

габбро, а вслед за ними и фельзитовых жил как отражение пластических деформаций при высоких температурах [65, 74]. При этом для амфиболовых габбро характерна кристаллизация более основного плагиоклаза. Именно лабрадор-битовнит (An_{77-82}) отмечают исследователи [3, 39] в амфиболовых габбро Оленегорского массива и небольшого фрагмента габбро на р. 1-я Ольховая.

При сравнительном рассмотрении получает определенное решение и проблема низкого содержания TiO_2 (>0.6%) в валовых составах и клинопироксенах кумулятивных габброидов Камчат-

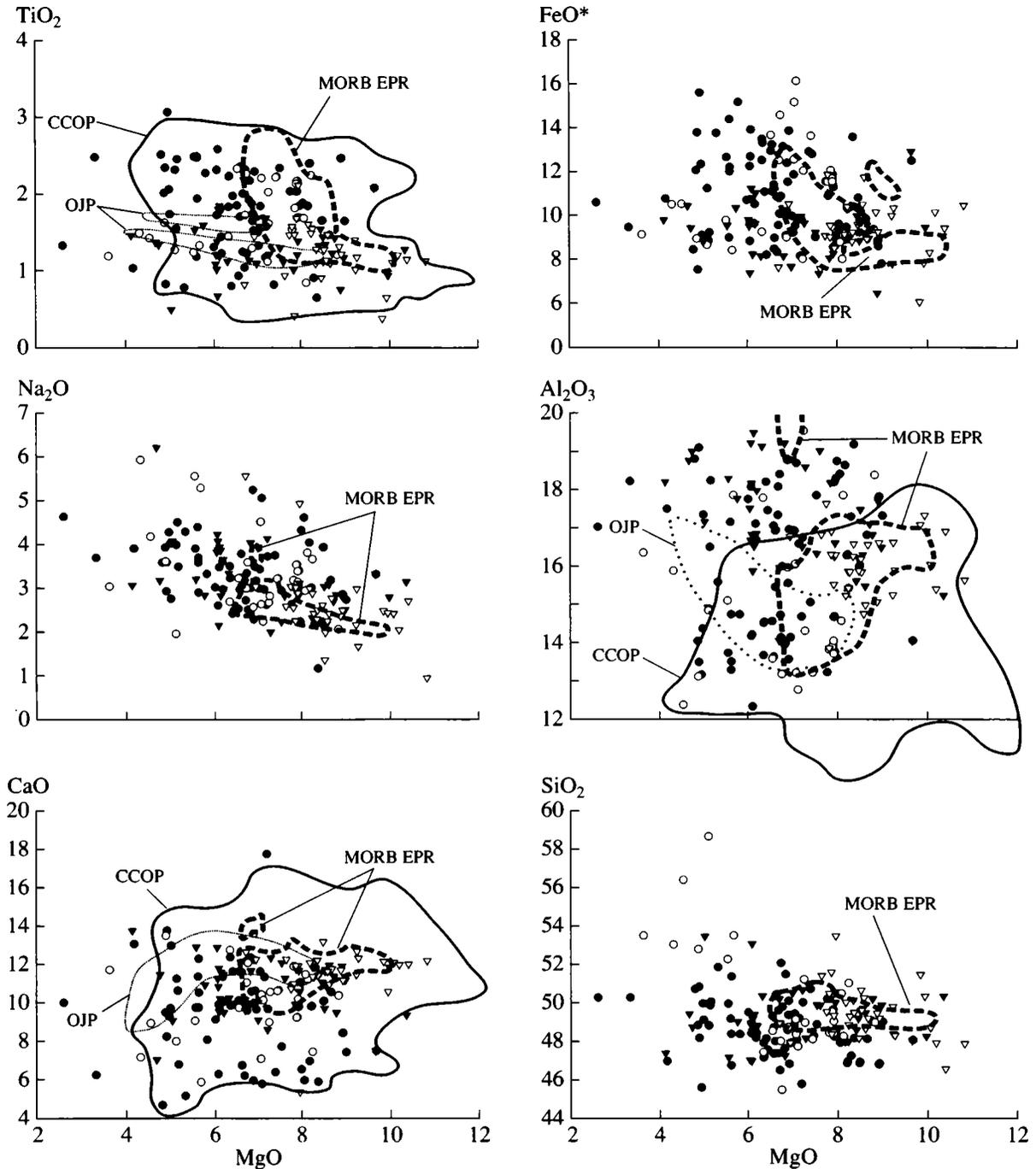


Рис. 8. Соотношение основных петрогенных оксидов с MgO (мас. %) для тех же групп пород, что и на рис. 7. Условные обозначения см. на рис. 7

На диаграммы для сопоставления и анализа нанесены: данные базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (EPR), по [50], а также ареалы составов позднемеловых базальтов, драгированных и пробуренных на Карибско-Колумбийском (CCOP) и Онтонг Джава (OJP) океанических плато, по [62, 63]. Для Карибско-Колумбийского плато взяты только составы с содержанием MgO (мас. %) до 12%. Следует отметить, что среди нанесенных составов пород Камчатского Мыса полностью отсутствуют бониниты и бонинитоподобные породы ($\text{SiO}_2 \neq 54\%$, $\text{TiO}_2 \neq 0.5\%$ [61])

ского Мыса, отнесенных ранее по этому показателю к островодужным [28, 39]. Суть дела петрологически состоит в том, что габбро с высоким содержанием TiO_2 , скорее всего, кристалли-

зовались из расплавов, в то время как низкие содержания титана характерны для типичных габбровых кумулятов. Для последних, кроме того, характерны высокая магнезиальность и широкие

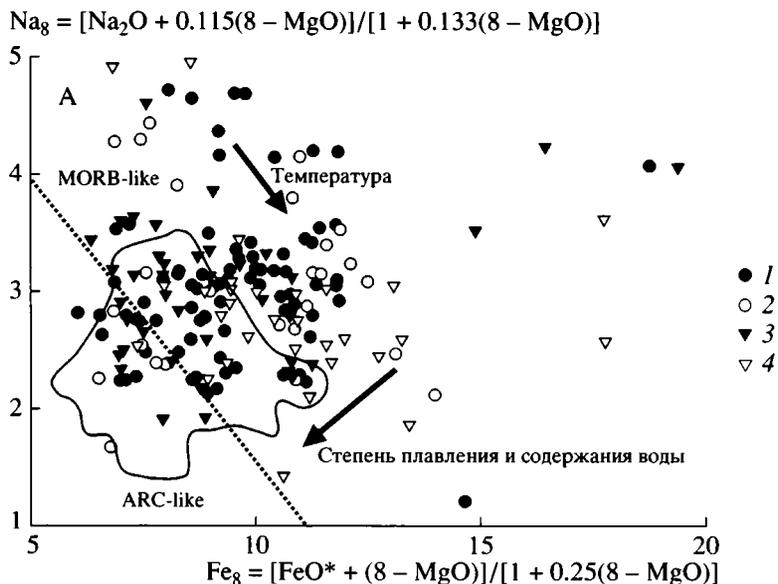


Рис. 9. Базальты Камчатского Мыса и систематика задуговых базальтов островодужных систем мирового океана в координатах Na_8 – Fe_8 , по [90]

Базальты, диабазы, долериты Камчатского Мыса: 1 – смагинские, 2 – пикежские, 3 – оленегорские, 4 – комплекса параллельных даек. В нанесенном на диаграмму ареале (тонкая линия) заключены составы задуговых базальтов основных островодужных систем, имеющих задуговые бассейны [90, фиг. 10]: Лау бассейн в Тонга-Лау островодужной системе, Манус бассейн в системе Новая Британия–Новая Ирландия, бассейн Марианна в одноименной островодужной системе и бассейн Скотия в Южно-Сандвичевой системе. Пунктирной линией ареал разделен на поля базальтов, подобных MORB (MORB-like), и островодужным (ARC-like). Породы с наименьшими степенями плавления и наименее водонасыщенные располагаются вдоль поля глобальных MORB. Основной массив составов базальтов Камчатского Мыса сдвинут в поле MORB составов. Направленность глубины магмогенерации и, соответственно, температурного роста (обратная корреляция Na_8 – Fe_8) и возрастания степени плавления и водонасыщенности (прямая корреляция Na_8 – Fe_8) показаны стрелками

вариации $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 6, Б). Из 67 образцов габбро, собранных в нашей компиляции, только в пяти содержание TiO_2 превышает 1%. Образцы с содержанием TiO_2 более 1% относятся к наименее магнезиальным расплавленным габбро верхних горизонтов Оленегорского разреза.

Приведенные в [39] редкоземельные спектры амфиболовых габбро на р. 1-я Ольховая и поздних плагиигранитных жил в них, на наш взгляд, по уровню содержаний REE и конфигурации их трендов отражают генетическую связь плагиигранитов с E-MORB и N-MORB эффузивами океана. Не исключено, что эти продукты остаточных, обогащенных SiO_2 , базальтовых расплавов кристаллизовались в габбровом слое океанической коры благодаря появлению водосодержащего (метеорного) флюида, способствовавшего обмену теплом между разными горизонтами коры в процессе ее остывания [65].

Геохимии базальтов Оленегорского массива (в том числе и комплекса параллельных даек) и эффузивам вулканогенно-осадочной африканской серии посвящены несколько работ [4, 8, 11, 16, 21, 25–27, 29–32, 35, 36, 40]. На диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (рис. 7, А) фигуративные точки ба-

зальтов дают широкое поле, соответствующее составам от океанических толеитов в низкощелочной области до гавайитов и муджиеритов – в высокощелочной. Составы пород дайкового и базальтового горизонтов Оленегорского массива почти полностью совпадают с ареалом N-MORB Восточно-Тихоокеанского поднятия [50]. Эффузивы дифференцированы от толеитов до андезитобазальтов и андезитов. Особую группу рассматриваемых пород составляют субщелочные и щелочные калиевые субвулканические базальты смагинской ассоциации [4, 25–28, 35].

Некоторыми исследователями выделялась особая Fe–Ti группа базальтов [31, 32, 35]. Сопоставление базальтов Африканского блока с широко известными Fe–Ti базальтами хребта Шписс в Южной Атлантике [22, 68] (см. рис. 7, Б) показывает, что только часть смагинских и пикежских эффузивов отвечает по составу ферробазальтам этого региона. В целом же можно говорить о Fe–Ti направленности кристаллизационной дифференциации вулканитов африканской серии, что отмечалось нами ранее [16].

По соотношению основных петрогенных окислов (TiO_2 и SiO_2) с MgO (в мас. %) (рис. 8) можно

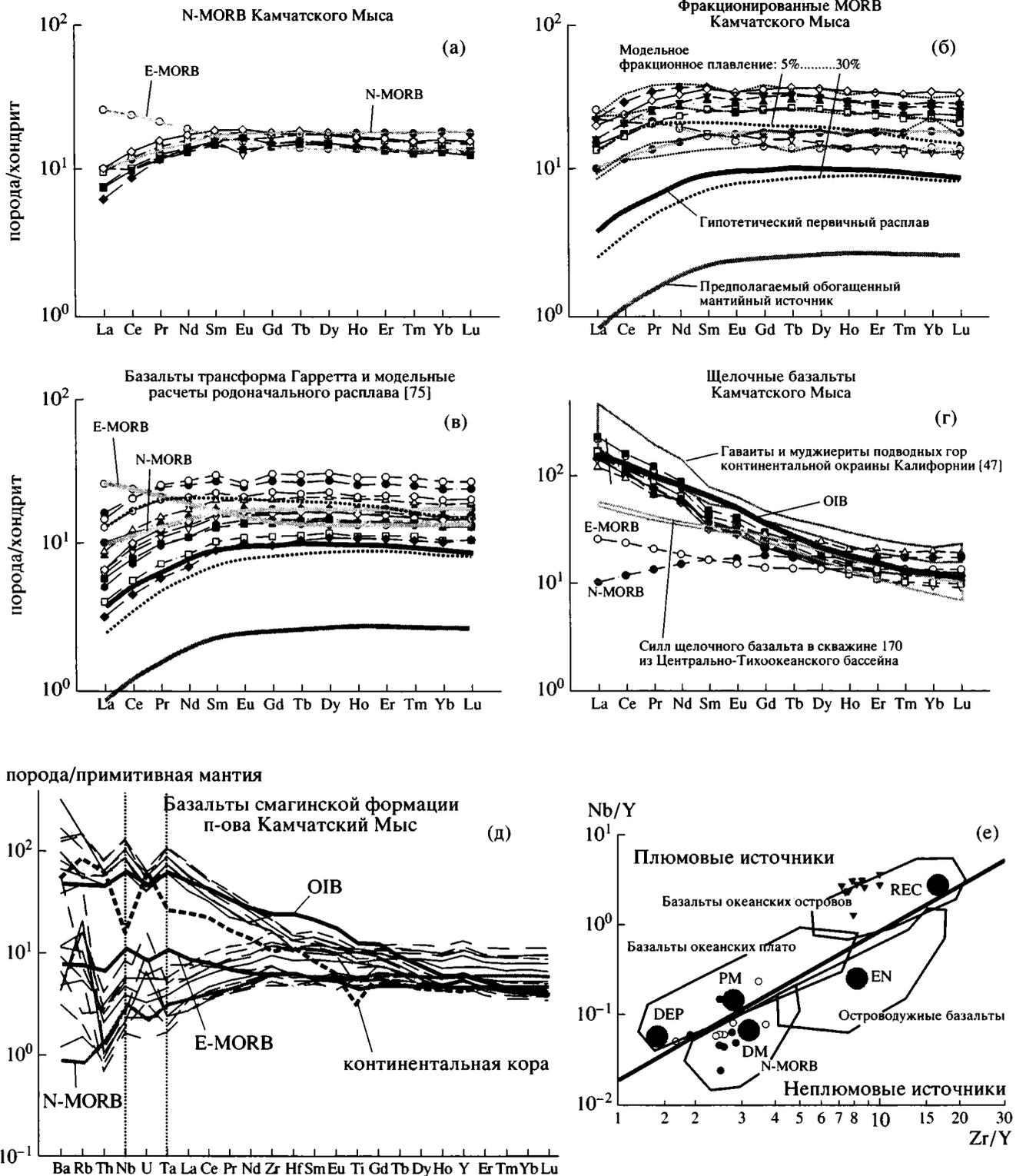
сказать с уверенностью об абсолютном отсутствии в составе рассматриваемых базальтовых комплексов бонинитов и бонинитоподобных пород [60, 61], предполагаемое присутствие которых в составе офиолитов Камчатского Мыса дало основание исследователям [19, 20, 28, 39, 40] поддерживать концепцию супрасубдукционного их происхождения. Основываясь на некоторых геохимических параметрах, таких как Zr/Y, Zr/Nb, La/Nb и других, А.В. Федорчук и Н.В. Цуканов [40] выделили группу базальтов в составе так называемого каменского комплекса (см. выше), возраст которого сочли палеоцен-эоценовым, и предположили их задуговое происхождение. Чтобы разобраться в этих предположениях, мы рассмотрели положение всех базальтов Африканского блока в систематике задуговых базальтов [90] (рис. 9), используемой многими геохимиками [64, 82 и др.]. Систематика эта основана на применении параметрических коэффициентов Na_8 и Fe_8 , предложенных в свое время Э. Клейн и Ч. Лангмюром. Следует заметить, что приведенный коэффициент Na_8 имеет прямую корреляцию с глубинами корового очага в осевых частях океанических хребтов и, соответственно, с мощностью коры, коэффициент Fe_8 – обратную корреляцию с осевыми глубинами хребтов [64].

Рассмотрение валовых составов базальтов Камчатского Мыса в этой систематике (см. рис. 9) показывает, в целом, несовпадение общих ареалов задуговых базальтов в основных современных островодужных системах мира и анализируемых нами. Частичное перекрытие ареалов позволяет говорить лишь о частичной конвергентной сходимости геохимических признаков: в каждый сегмент диаграммы попадают фигуративные точки всех четырех базальтовых комплексов Камчатского Мыса, в том числе и комплекса параллельных даек. Это, на наш взгляд, говорит о том, что ни одна из групп проанализированных базальтов не является задуговой по происхождению. Необходимо, как нам представляется, отдельное рассмотрение этой интересной проблемы.

В целом же вариационные диаграммы петрогенных элементов всех групп базальтов (см. рис. 8) в наибольшей степени сопоставляются с составами базальтов Карибско-Колумбийского океанического плато (кроме примитивных магнезиальных пикритовых базальтов, отсутствующих в нашей компиляции), сформированного деятельностью обширного по площади мантийного плюма позднемелового времени [62, 63, 66]. С другой стороны, такая геохимическая характеристика базальтовых комплексов исследуемых офиолитов позволяет нам рассматривать концепцию плюмзависимого [77, 78] происхождения базальтовых и связанных с ними породных комплексов, предположив, что

смагинская ассоциация формировалась в составе вулканического внутриплитного поднятия. В этой связи представляется петрологически весьма перспективным выяснение происхождения огромных масс свободного кремнезема и карбонатов, ассоциирующих со смагинскими базальтами. Однако, это – тема самостоятельного исследования.

Опубликованные Д.П. Савельевым [25–27] геохимические данные по базальтам Камчатского Мыса, которые в его стратиграфической схеме все вместе, в чередовании и переслаивании, относятся к разрезу смагинской свиты, дают нам основание рассмотреть геохимические параметры базальтов различных породных комплексов в предлагаемой нами схеме их стратификации. По составам редкоземельных элементов (рис. 10) можно выделить четыре группы базальтов: идентичные N-MORB (а), идентичные обогащенным базальтам океана (E-MORB) (б), фракционированные деплетированные D-MORB (б, в), которые сходны с базальтами трансформных разломов океана [45, 52, 75, 92] и деплетированными базальтами океанических островов (OIB) [55, 61, 84], а также щелочные базальты (г), сопоставимые по трендам REE с позднемеловыми щелочными базальтами центральных областей Тихого океана [57, 58]. N-MOR базальты (см. рис. 10а) по тем петрографическим характеристикам, которые приведены Д.П. Савельевым, с нашей точки зрения, являются верхними базальтами Оленегорского массива, точнее, тех фрагментов его верхнего горизонта (см. выше), которые обнажены в низовьях реки Каменной (см. рис. 1). К собственно смагинским базальтам на основании REE составов можно отнести другие три группы базальтов (см. рис. 10б, 10г): E-MORB (представленную всего лишь одним образцом), фракционированные D-MORB и щелочные базальты, представляющие субвулканическую фацию смагинских вулканитов. Приведенная на рис. 10д спайдер-диаграмма (мультиэлементная) для всех четырех рассмотренных групп базальтов показывает отчетливые Nb (в меньшей степени Ta) положительные аномалии, свидетельствующие о полном отсутствии во всех базальтовых составах надсубдукционной (островодужной) компоненты [72, 73, 82, 88]. Редкоземельные характеристики фракционированных базальтов позволяют провести сопоставление их с аналогами в трансформном разломе Гарретт [45, 52, 75, 92]. Кроме того, необходимо отметить, что деплетированные в той или иной степени базальты, в сочетании с N-MORB и щелочными базальтами, слагают изрядную часть вулканических островов в океане (OIB) [55, 61, 77, 84].



ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренные выше данные свидетельствуют о наличии в составе офиолитов Камчатского Мыса фрагментов нескольких магматических ассоциаций.

Во-первых, это Оленегорский массив, где реконструирован разрез океанической коры от габбро-гипербазитовых кумулятов через изотропные габбро, перекрывающие их диабазы и редуцированный слой параллельных даек на переходе

Рис. 10. Нормализованные к хондриту [88] содержания редкоземельных элементов (REE): а, б, г – в базальтах смагинской формации [25–27], в – базальты трансформала Гарретт [75], д – мультиэлементная (спайдер) диаграмма для тех же базальтов (нормализовано по примитивной мантии [88]) и е – положение составов базальтов Камчатского Мыса на классификационной диаграмме Nb/Y–Zr/Y Кента Конди [44].

На диаграммы (а–г) нанесены содержания N-MORB (черные кружки) и E-MORB (белые кружки). Отметим, что на диаграмме (б) только один образец соответствует E-MORB (обогащенный толеитовым базальтам океана). Кроме того, на эту диаграмму нанесены составы REE в базальтах Камчатского Мыса (тонкие линии), по [35]. На диаграмме (г) для сравнения нанесены поля составов гавайитов и муджеритов (темно-серая линия) подводных гор континентального склона Калифорнии [47] и составы силла щелочных базальтов с возрастом 97+/-2.5 млн. лет (светло-серая линия) из скважины 170 рейса 17 DSDP [57]. На диаграмму (в) нанесены базальты трансформального разлома Гарретт, рассекающего Восточно-Тихоокеанское поднятие [75]. На диаграммы (в, б) нанесены расчетные данные Яолинг Нью и Р. Хеккиана [75] составов REE по модели фракционного плавления для предполагаемого родоначального расплава ($Mg\# = 0.72$, в равновесии с мантийным оливином Fo_{90}), в то время как предполагаемый модельный мантийный источник модельного родоначального расплава приведен по [75] на рис. 5. На спайдер-диаграмме (д) нанесены тренды составов N-MORB, E-MORB, OIB (базальты океанских островов) и континентальной коры, по [72], нормализованные к составу примитивной мантии [88]. Точечным пунктиром выделены значения Nb и Ta. На диаграмме (е) [44]: PM – примитивная мантия, DM – малоглубинная деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EN – обогащенная компонента в мантии, REC – компонента рециклирующей мантии

к шаровым базальтам. Суммарная предполагаемая мощность этого разреза, скорее всего, превышает 6 км. N-MORB геохимические характеристики верхних породных комплексов оленегорского разреза (комплекс параллельных даек, диабазы и шаровые базальты) дополняют эту картину и позволяют полагать, что мы имеем дело с фрагментом океанической коры, сформированной в линейном спрединговом центре немногим раньше сеноманского времени. Ксенолиты перидотитов, описанные в нижней части разреза диаллаговых габбро, скорее всего, представляют собой отторженцы верхней части литосферной мантии в зоне корово-мантийного перехода.

Другие магматические комплексы, описанные выше, – гетерогенные (кумулятивные и реститогенные) перидотиты Солдатского массива и эффузивы смагинской ассоциации являются производными более поздних процессов.

Смагинские толеитовые эффузивы и субвулканы, с N-MORB и, преимущественно, с D-MORB геохимическими характеристиками, среди которых определенную роль играют щелочные базальты с характеристиками OIB, соответствуют представлениям о внутриплитном вулканическом поднятии, начавшем развитие в конце раннего мела (альб).

Формирование ккумулятивных перидотитов Солдатского массива по имеющимся (пока еще ограниченным и ненадежным данным) происходило близко по времени к смагинскому вулканизму (или немного позже). Часть реститогенных гипербазитов Солдатского массива также может быть связана с глубинными процессами под внутриплитным Смагинским поднятием, а какая-то их часть – с Оленегорским центром спрединга. Ни один из этих комплексов, по-видимому, не формировался в надсубдукционных условиях. В основе таких представлений лежат несколько фактов:

а) глубоководная, океаническая обстановка формирования пород смагинской ассоциации [36]; б) отсутствие среди базальтовых комплексов офиолитов Камчатского Мыса бонинитов и бонинитоподобных пород – индикаторов супрасубдукционных обстановок; в) отсутствие метасоматических преобразований гипербазитов Солдатского массива, что наблюдалось бы, будь они длительное время составной частью надсубдукционного мантийного клина.

Это значит, что основной объем магматитов офиолитовой ассоциации Камчатского Мыса был сформирован еще до заложения зоны субдукции и появления Кроноцкой островной дуги. Мы полагаем, что оленегорские шаровые базальты, пластовые диабазы и дайки слоистого комплекса, генетически связанные с оленегорским габбровым ккумулятивным комплексом, вместе с последним комплементарны ккумулятивным лерцолитам, гарцбургитам и оливинитам Оленегорского массива и реститогенным гипербазитам в нем же. Смагинские эффузивы генетически связаны с ккумулятивными гипербазитами Солдатского массива, но и с реститогенными гипербазитами в этом массиве тоже.

Диаграмма, на которую нанесены все магматические комплексы офиолитов Камчатского Мыса в координатах $SiO_2/MgO-Al_2O_3$ (см. рис. 6, А), дает основания для изложенных выше предположений. Ж.-Л. Бодинье и М. Годар [42] показали, что все альпинотипные, офиолитовые и абиссальные перидотиты комплементарны составу мантии с оливином, магнезиальность которого, в среднем, отражает форстерит-89 [42, 91]. Рассматриваемая диаграмма показывает, что составы главных магматических комплексов Африканского блока могли формироваться по двум трендам: а) ведущему от примитивной мантии (Fo_{89}) с образованием всего гипербазит-габбро-базальтового ком-

плекса оленегорского массива (спрединговый тренд) и б) ведущему к появлению пород смагинского вулканического поднятия от, вероятно, более деплетированных ($F_{0.90}$) перидотитов (плюм-зависимый тренд). Понятно, что вдоль каждого из трендов располагаются комплементарные образования. При этом выплавление эффузивов Смагинского вулканического поднятия по второму тренду сопровождается формированием гипербазитов, с одной стороны, дополнительно рестирированных (реститы Солдатского массива), с другой – насыщенных оливином и клинопироксеном пород кумулятивного комплекса и связанных с ними габбро [77]. Стало быть, совершенно очевидно, что и дуниты, и шпинелевые гарцбургиты присутствуют как в том, так и в другом комплексах, имея при этом показанные выше различия. Происхождение избыточного оливина трактуется исследователями [71, 76, 77, 87] как результат подъема и остывания мантийного расплава в зоне корово-мантийного перехода в термальном пограничном слое при сохранении солидус-ликвидусного равновесия расплава. При этом вариации составов и MORB, и абиссальных перидотитов согласуются с различными степенями плавления (~10–22%) мантии под срединно-океаническими хребтами. Только щелочные породы субвулканов могут свидетельствовать об очень малых степенях плавления в источнике [83].

Надо сказать, что геофизические и петрологические исследования осевого магматического очага срединно-океанических хребтов как в океанах, так и в офиолитовых комплексах (преимущественно, Оман) [46, 50, 51, 69, 70, 74] показали, что плавление первичного вещества литосферной или примитивной мантии приводит к появлению расплавленных линз и кумулятивной “кристаллической каши” габбро с тем или иным количеством интерстициального расплава в нижних горизонтах океанической коры [53, 54].

Оленегорский массив, как было показано, больше чем наполовину сложен кумулятивными породами, и подавляющая их часть – равновесные породы, имеющие положительную корреляцию по молекулярной магнезиальности и кальциевости (см. рис. 6, В₁). Однако анализ системы магнезиальность – температуры ликвидуса (см. рис. 6, В) для оленегорских кумулятов и базальтовых комплексов Оленегорского массива показывает существенное отличие их эволюционных трендов. Тем не менее, и породы расплавленных комплексов (дайки, шаровые базальты, погребенные линзы расплава), и породы кумулятов (троктолиты, клинопироксеновые габбро, оливиновые габбро, габбро-нориты, клинопироксеновые дуниты, верлиты и вебстериты) произошли из единого родоначального расплава.

Наиболее примитивный оливин в троктолите габбровых кумулятов с магнезиальностью 0.841 [8, обр. В-21/А] должен, по нашим расчетам, соответствовать расплаву с магнезиальностью 0.636, но это значительно меньшая величина, чем рассчитанная среднеарифметическая магнезиальность всего кумулятивного комплекса габбро – 0.716. Стало быть, выйти на состав родоначального расплава можно только пропорциональным сложением определенных объемов кумулятивных габбро, даек слоистого комплекса ($Mg\# = 0.553$) и верхних оленегорских базальтов и диабазов ($Mg\# = 0.551$) (см. рис. 6, Б). Несложные, хотя и спекулятивные по ряду причин расчеты дают для всех трех породных комплексов родоначальный расплав с магнезиальностью 0.639, довольно близкой к расчетной. Надо отметить, что средняя магнезиальность глобальных MORB составляет 0.55, что соответствует магнезиальности оленегорских даек и базальтов. Яолинг Нью и его коллеги, изучавшие габбровый разрез *in situ* в скважине 735В, рейс 176 [74], показали, что смешение 55–75% габбровых кумулятов с 25–45% базальтов расположенной поблизости разломной зоны Атлантис II приводит к составу исходного рассчитанного для габбровых кумулятов расплава с $Mg\# = 0.637$. Аналогичные расчеты на основе породных комплексов Оленегорского массива привели, как указано выше, к значению магнезиальности, равной 0.639.

Расплав с такой магнезиальностью должен иметь комплементарный рестит в источниковой области, для того чтобы соответствовать исходному составу мантии с форстеритом-89 (см. рис. 6, А). В нашем случае таким реститом могут являться перидотиты в составе кумулятивного комплекса Солдатского массива и перидотиты в ксенолитах Оленегорских габбро. Гарцбургиты этих спорадически распространенных в обоих массивах образований, по данным [19], содержат оливин с форстеритом-90, в среднем $F_{0.90.2}$. Авторы не приводят количественной оценки своей систематики, в том числе и объема ее, что не позволяет рассчитать объем экстракции первоначального расплава. По теоретическим построениям М. Вальтера [85], необходимо до 30% полибарического близфракционного плавления исходной примитивной мантии [85, табл. 1, колонка 8, $Mg\# = 89.3$] для получения рестита с перидотитами указанного выше состава.

Что касается другого магматического процесса, приведшего к формированию Смагинского вулканического поднятия (вулканогенно-осадочного чехла коры), то выше было показано (см. рис. 4), что редкоземельные характеристики гарцбургитов кумулятивного комплекса Солдатского массива и абиссальных перидотитов океана

в наибольшей степени совпадают. При этом оговоримся, что выше мы согласились с мнением Яолинг Нью [71, 72] о том, что абиссальные перидотиты океана в значительной степени (9–12%) донасыщены кумулятивным более железистым оливином (Fo_{85}) и, скорее всего, клинопироксеном тоже. Суть дела состоит в том, что после кристаллизации оливина в термальном пограничном слое, при дальнейшем подъеме и остывании расплава происходит насыщение его глиноземом. Продолжающееся охлаждение расплава приводит к реакции его с выпавшим ранее оливином и кристаллизации вторичных алюминиевых фаз на промежуточных стадиях подъема (Sr_x , Or_x , $Sp \pm Amf$). Это фиксируют пойкилобластовые структуры в кумулятивных гипербазитах. В зависимости от физического состояния интерстициального расплава (проникающие или канализированные поровые потоки) результатом реакции в любом случае является диффузное донасыщение перидотитов или формирование клинопироксенитовых и/или вебстеритовых слоев. Локализация расплава и высокое его содержание предполагают образование преимущественно клинопироксенитов в зоне корово-мантийного перехода. Переход от перидотитов к габбро и в Оленегорском массиве, и в Солдатском (гора Осыпь), как было показано, сопровождается силлами и дайками клинопироксенитов. К этому можно добавить, что, по данным [74], появление клинопироксена на солидусе начинается при температурах, не превышающих 1180°C и давлениях менее 2 кбар (для анализа см. рис. 6, В).

Данные расчетов по модели фракционного плавления (fractional melting), выполненные Яолинг Нью и Р. Хекинианом (см. рис. 4) на базе анализов образцов из трансформа Гарретт [75], показывают, что гипербазиты этого трансформа являются остатками очень высоких степеней плавления мантийного источника (20–25%) при экстракции расплава, равновесного с оливином Fo_{90} , который, просачиваясь в верхние горизонты литосферной мантии, оставляет в зоне просачивания и остывания оливин более железистый – Fo_{85} (в образцах кумулятов Камчатского Мыса – это оливин с $Fo = 83–85$, при средней магнезиальности кумулятов, равной 0.88–0.887), чем оливин гипербазитов, составляющих зону корово-мантийного перехода.

На рис. 10б редкоземельные тренды смагинских дифференцированных базальтов также совмещены с модельными построениями Я. Нью и Р. Хекиниана [75]. Указанные авторы приходят к выводу о том, что базальты трансформа Гарретт представляют дифференцированный в зависимости от степени плавления исходный расплав, более деплетированный по REE и другим элемен-

там, нежели N-MORB верхнего слоя океанической коры. Как полагают Я. Нью и Р. Хекиниан, такой деплетированный состав мог возникнуть только в области плавления однажды уже деплетированного источника в мантии (см. модельные данные на рис. 4). Из такого источника выплавлялся, по их расчетам, родоначальный расплав с магнезиальностью 0.720 (Fo_{90}), который в процессе подъема на коровые уровни мог сформировать Солдатские кумулятивные гипербазиты ($Mg\# = 0.88–0.887$) и смагинское вулканическое поднятие со средней магнезиальностью эффузивов 0.526. Комплементарный базальтам и мафическим кумулятам гипербазитовый рестит представлен в Солдатском массиве наиболее деплетированными гарцбургитами с магнезиальностью 0.915–0.919 [19]. Кроме того, какая-то часть кумулятивных габбро Оленегорского массива могла быть сформирована во время воздействия на океаническую кору мантийного плюма в сеноман-туронское время. Такой комплекс пород на данной стадии изученности рассматриваемых офиолитов мы выделить пока что не можем.

Формирование слоя кумулятивных клинопироксенсодержащих дунитов в зоне корово-мантийного перехода трактуется также инфильтрационно-интеграционной петрологической моделью Дж. Сухра [87], построенной на базе данных по офиолитам Бэй оф Айленд. Подъем расплавов из примитивной мантии мог осуществляться в результате декомпрессионного плавления в зонах спрединга, крупных трансформах, либо под воздействием головы плюма. Смагинские эффузивы, экстрагируясь из деплетированного источника и поднимаясь к поверхности океана, пересекая корово-мантийную границу и температурный пограничный слой, остывали и осаждали на путях своего продвижения оливин и клинопироксен, повторно насыщая литосферную частично истощенную мантию и формируя кумулятивные перидотиты. Помещение составов смагинских эффузивов на диаграмму К. Конди [44] в координатах $Nb/Y-Zr/Y$ (см. рис. 10е), дает нам основание полагать, что формирование смагинского вулканического поднятия было связано с плюмовым источником, охватившим как области примитивной мантии, так и деплетированную литосферную мантию. Реститогенные остатки этого плавления согласно нашей компиляции имеют среднюю магнезиальность 0.915, в то время как суммарная средняя магнезиальность слоя кумулятивных гипербазитов составляет 0.883. В модели Дж. Сухра [87], цитированной выше, кумулятивные гипербазиты формируются объединенными литосферной и астеносферной компонентами. Смагинские базальты, судя по диаграмме К. Конди, также

сформированы, вероятнее всего, гетерогенными компонентами.

Д.П. Савельев [25–27] связывает генезис щелочных базальтов Камчатского Мыса с Гавайской горячей точкой, начало деятельности которой относит к альб-сеноманскому времени, справедливо полагая, что редкоземельные составы смагинских щелочных базальтов (см. рис. 10г, 10д), если не по уровню, то по конфигурации редкоземельных трендов сходны со средним содержанием REE в островных внутриплитных базальтах Тихого океана (OIB). Поскольку и N-MORB, и дифференцированные MORB (D-MORB) составы смагинских базальтов на диаграмме К. Конди (см. рис. 10е) группируются вблизи средних составов как примитивной мантии, так и деплетированной, а щелочные базальты субвулканов ложатся в поле OIB, привлечение в вероятный источник всех этих составов и литосферной, и астеносферной компонент, возможное только с участием плюма, вполне оправдано. Однако наши исследования [86] показывают, что предполагаемый плюм не являлся Гавайской горячей точкой, поскольку она возникла и эволюционировала на Тихоокеанской плите, в то время как Смагинское вулканическое поднятие формировалось, скорее всего, на плите Кула, тогда как Кроноцкая дуга зародилась на Северо-Американской плите.

В свое время А. Принцхофер и К. Аллегр [83], предлагая модель последовательно интегрированного неравновесного плавления, пояснили ее применимость для расплавов, формирующих щелочные базальты, при степени плавления в источнике меньше 5%. Меньшие степени плавления не дают расплавам интегрироваться для продвижения вверх. Критическая фракция расплава, который может мигрировать от источника, названа авторами “пороговым просачиванием” и оценивается в 2–5% плавления. Вполне возможно, что такой подход корреспондирует с субвулканическим геологическим положением смагинских щелочных базальтов.

Заметим, что совмещение астеносферной и литосферной компонент в источнике генерации поднимающихся в разные горизонты коры расплавов могло осуществляться при помощи головы плюма, содержащей и ту, и другую компоненты [55, 77 и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕКТОНО- СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПОРОД АФРИКАНСКОГО БЛОКА

Тектоно-стратиграфический разрез Африканского блока включает нижнемеловые породы,

типичные для нормальных срединно-океанических хребтов (Оленегорский массив), смагинскую ассоциацию осадков и базальтов, сформированную в пределах активного вулканического поднятия (плато?) в середине мела, пикежскую тефроидную ассоциацию, связанную с островодужными вулканическими центрами (сенон–ранний эоцен?), и, наконец, маастрихтские? субаркозовые песчаники, имеющие континентальный источник. Кроме того, в структуре блока важную роль играют поздне меловые(?) кумулятивные и реститогенные гипербазиты, образующие крупные аллохтонные пластины и многочисленные протрузии.

Такое сочетание комплексов может иметь два истолкования: 1) Африканский блок в составе Кроноцкой островной дуги является тектонизированным останцом ее фундамента, образованным в процессе формирования субдукционной зоны. 2) В блоке отражена последовательная аккреция породных комплексов, формировавшихся в различных частях океана. Африканский блок является частью субдуцирующей плиты, которая не смогла погрузиться в зону субдукции. В этом случае мы можем говорить о коллизии островной дуги и вулканического поднятия. Если не придавать большого значения разрывам, разделяющим Оленегорский массив и африканскую серию, и считать что африканская серия также является нормальной стратиграфической последовательностью, то наблюдаемое сочетание крупных элементов тектоно-стратиграфического разреза можно принимать за прямое отражение хронологических событий: зарождение океанической плиты в центре спрединга–преобразование определенной ее части в процессе формирования вулканического поднятия–коллизия с островной дугой. В этом случае мы имеем сложно построенную, гетерогенную, но структурно единую офиолитовую ассоциацию, развитие которой связано с длительной эволюцией магматических очагов, создававших океаническую кору, и изменениями условий плавления мантии.

От представлений об Африканском блоке как фундаменте Кроноцкой дуги, которая возникла на месте вулканического плато, в свою очередь сменившего кору, произведенную срединным океаническим хребтом, мы, по-видимому, должны отказаться. Относя пикежскую породную ассоциацию к фундаменту Кроноцкой дуги, мы вынуждены искать мощнейший источник тефры, предшествовавший началу собственно кроноцкого вулканизма. Наконец, “загоняя” пикежские песчаники в фундамент меловой Кроноцкой дуги, мы лишь оттягиваем решение проблемы питающей провинции этих песчаников, не предлагая для такого решения ничего нового.

За исключением пикежских песчаников, главные компоненты Африканского блока, такие, как Солдатский гипербазитовый массив, Оленегорский габбровый массив, смагинская ассоциация базальтов с известняками и яшмами и пикежская туфово-кремнистая формация, отражают этапы становления океанической коры: зарождение в центре спрединга–плюмзависимое формирование вулканогенно-осадочного поднятия и связанная с ним переработка нижних горизонтов коры–погружение в зону субдукции. С такой точки зрения различные элементы строения Африканского блока могут рассматриваться как фрагменты гетерогенной офиолитовой ассоциации. Не лишне будет заметить, что формирование кумулятивного комплекса гипербазитов в связи с возникновением вулканического поднятия, т.е. увеличение суммарной магнезиальности части литосферной мантии в районе поднятия, возможно, явилось причиной того, что Африканский блок океанической плиты застрял над зоной субдукции, обладая повышенной плавучестью [78].

В настоящее время Африканский блок принадлежит зоне восточных полуостровов Камчатки, которые еще в конце миоцена были фрагментами внутриокеанического поднятия на месте Кроноцкой палеодуги, активной в конце мела, палеоцене и эоцене. В конце мела дуга поставляла в пределы призмы огромные массы туфов, а, начиная с эоцена, поднятие внешней дуги, сформированное на месте призмы, снабжало офиолитокластикой прогиб, отделявший внешнюю дугу от вулканической. Палеомагнитные данные [2] о палеосклонениях в эоцене восточных полуостровов Камчатки и Командор показывают, что дуга, по всей вероятности, имела субширотное простирание. Судя по взаимному расположению Столбовского и Африканского блоков, фронт дуги, где располагалась аккреционная призма, был обращен на юг, а зона субдукции наклонена на север. Это согласуется с представлениями о том, что в конце мела и палеоцене Кроноцкая дуга не смещалась на север.

Но в любом понимании строение и формирование Африканского блока отражает процессы, происходившие на границах океанических плит и над внутриплитными структурами. Было бы интересным связать кинематику этих плит с событиями, отраженными в структуре блока, попытаться понять, можно ли место формирования пород Оленегорского массива идентифицировать с каким-либо реальным срединно-океаническим хребтом (например, с хребтом Кула-Пацифик) и можно ли считать плюм, породивший смагинскую ассоциацию пород и кумулятивные гипербазиты, Гавайским мантийным плюмом. Решению этих вопросов в какой-то степени может способство-

вать рассмотрение кинематики Кроноцкой дуги [86], но это сложная проблема, выходящая за рамки настоящей статьи.

Авторы благодарят Г.Е. Некрасова, А.В. Ландера, Ю.Д. Пушкарева, В.И. Виноградова и М.И. Буякайте за существенную помощь и содействие в работе над статьей. Мы искренне признательны М.В. Минцу, А.Н. Конилову, А.А. Щипанскому и О.М. Розену за поддержку нашей работы и весьма полезные советы и рекомендации при обсуждении главных положений, выводов и всей статьи в целом. Мы благодарны С.В. Руженцеву и С.Д. Соколову, предложившим в процессе рецензирования конструктивную правку ранней версии настоящей статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / В.П. Зинкевич, Е.А. Константиновская, Н.В. Цуканов и др. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. *Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н.* Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–96.
3. *Бетхольд А.Ф., Квасов А.И., Семенова Д.Ф.* Геология, петрография и геохимия офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 78–84.
4. *Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Восточно-Камчатская серия, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 190 с.
5. *Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Восточно-Камчатская серия, листы N-57-XII, XVIII, N-58-VII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 187 с.
6. *Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Политов А.Г., Цуканов Н.В.* Среднемеловые (ап-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21–34.
7. *Вишневская В.С., Бернгард В.В.* Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 35–40.
8. *Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 196 с.
9. *Долматов Б.К.* Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: Геол. ин-т ДВО АН СССР, 1972. 24 с.
10. *Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.* Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.

11. Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Гедике К., Фрайтаг Р., Алексеев Д.В. Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит-ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский Мыс – предварительные результаты // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 170–191.
12. Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В. Возраст и изотопные особенности альпинотипных, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 385. С. 812–815.
13. 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.
14. Марков М.С. Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
15. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1972. № 4. С. 99–108.
16. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса // Геотектоника. 1977. № 6. С. 15–31.
17. Морозов О.А., Ростовцев Ю.В., Шапиро М.Н. Верхнемеловые песчаники полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) – продукты размыва континентальной коры: новые данные // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 3. С. 301–313.
18. Осипенко А.Б., Концлов А.Н., Савельев Д.П. и др. Петрология амфиболитов п-ова Камчатский Мыс (В. Камчатка) // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 421–448.
19. Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 138–158.
20. Осипенко А.Б., Новаков Р.М. Хромитовая минерализация в ультрамафитах п-ова Камчатский Мыс (Камчатка) // Записки Всесоюз. минер. общ-ва. 2002. № 2. С. 84–98.
21. Пейве А.А. Гипербазиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1987. № 2. С. 41–46.
22. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 277 с.
23. Пейве А.А., Казимиров А.Д. Основной магматизм полуострова Камчатский Мыс // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 41–57.
24. Разницын Ю.Н., Соколов С.Д., Цуканов Н.В., Вишневецкая В.С. Серпентинитовый меланж в структуре восточной части Кроноцкого п-ва (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1981. № 6. С. 934–938.
25. Савельев Д.П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 14–20.
26. Савельев Д.П. Внутриплитные вулканические образования в составе меловых океанических комплексов Восточной Камчатки // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы. РАН, 2004. 23 с.
27. Савельев Д.П. Меловые внутриплитные вулканы Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм // Геология и разведка. 2004. № 2. С.
28. Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Гедике К., Фрайтаг Р., Баранов Б.В., Алексеев Д.И. Новые данные о происхождении офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 2001. Т. 380. № 5. С. 652–655.
29. Федорчук А.В. Внутреннее строение офиолитов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 4. С. 944–947.
30. Федорчук А.В. Полигенетические офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1991. № 2. С. 14–28.
31. Федорчук А.В. Геохимические индикаторы горизонтальных перемещений океанических реликтов Камчатки // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 3. С. 662–666.
32. Федорчук А.В. Геохимические особенности океанических фрагментов Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1992. Т. 332. № 6. С. 1152–1157.
33. Федорчук А.В., Вишневецкая В.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ва Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.
34. Федорчук А.В., Карпенко М.И., Журавлев А.З. Возраст формирования офиолитов п-ова Камчатский Мыс // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 6. С. 1457–1460.
35. Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И., Савичев А.Т. Петрогеохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1710–1717.
36. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.
37. Хотин М.Ю. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1 : 200000. Серия восточно-камчатская. Лист О-58-XXXI. Объяснительная записка. М., 1977. 94 с.

38. Хотин М.Ю. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1 : 200000. Серия восточно-камчатская. Лист О-58-XXVI. Объяснительная записка. М., 1977. 97 с.
39. Цуканов Н.В., Лучицкая М.В., Сколотнев С.Г., Крамер В., Сейферт В. Новые данные о строении и составе габброидов и плагиогранитов из позднемелового офиолитового комплекса полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 2004. Т. 397. № 2. С. 1–4.
40. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 159–169.
41. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники на Восточной Камчатке // Литол. и полезн. ископ. 1973. № 5. С. 67–74.
42. Bodinier J.-L., Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. ELSEVIER, 2003. Vol. 2. P. 103–170.
43. Castillo P.R., Pringle M.S., Carlson R.W. East Mariana Basin tholeiites: Cretaceous intraplate basalts or rift basalts related to the Ontong Java plume? EPSL, 1994. Vol. 123. P. 139–154.
44. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. № 3–4. P. 491–504.
45. Constantin M. Gabbroic intrusions and magmatic metasomatism in harzburgites from the Garrett transform fault: implications for the nature of the mantle-crust transition at fast-spreading ridges // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. Vol. 136. P. 111–130.
46. Coogan L.A., Thompson G., MacLeod C.J. A textural and geochemical investigation of high level gabbros from the Oman ophiolite: implications for the role of the axial magma chamber at fast-spreading ridges // Lithos. 2002. Vol. 63. P. 67–82.
47. Davis A.S., Clague D.A., Bohron W.A., Dalrymple G.B., Greene H.G. Seamounts at the continental margin of California: A different kind of oceanic intraplate volcanism // GSA Bulletin. 2002. Vol. 114. № 3. P. 316–333.
48. Dick H.J.B., Bullen Th. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contr. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 86. P. 54–76.
49. Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // EPSL. 2000. Vol. 179. P. 31–51.
50. Flower M.F.J. Spreading-rate parameters in ocean crust: analogue for ophiolite? // Ophiolites and Oceanic Lithosphere. 1984. Geol. Spec. Publ. № 13. P. 25–40.
51. Godard M., Jousset D., Bodinier J.-L. Relationships between geochemistry and structure beneath a paleospreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 180. P. 133–148.
52. Hebert R., Bideau D., Hekinian R. Ultramafic and mafic rocks from the Garret Transform Fault near 13°30'S on East Pacific Rise: igneous petrology // EPSL, 1983. Vol. 65. P. 107–125.
53. Herzberg C. Geodynamic Information in Peridotite Petrology // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. № 12. P. 2507–2530.
54. Herzberg C. Partial Crystallization of Mid-Ocean Ridge basalts in the Crust and Mantle // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. № 12. P. 2389–2405.
55. Huang S., Regelous M., Thordarson T., Frey F.A. Petrogenesis of lavas from Detroit Seamount: Geochemical differences between Emperor Chain and Hawaiian volcanoes // G³. 2005. Vol. 6. № 1. P. 1–52.
56. Huot F., Maury R.C. The Round Mountain serpentinite melange, northern Coast Ranges of California: An association of backarc and arc-related tectonic units // GSA Bulletin. 2002. Vol. 114. № 1. P. 109–123.
57. Janney Ph.E., Castillo P.R. Basalts from the Central Pacific Basin: Evidence for the origin of Cretaceous igneous complexes in the Jurassic western Pacific // Journal of Geophysical Research. 1996. Vol. 101. № B2. P. 2875–2893.
58. Janney Ph.E., Castillo P.R. Geochemistry of Mesozoic Pacific mid-ocean ridge basalt: Constraints on melt generation and the evolution of the Pacific upper mantle // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. № B3. P. 5207–5229.
59. Ishii T., Robinson P.T., Maekaw H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamount in the Izu-Ogazawara-Mariana forearc, Leg 125 // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. Leg 125. College Station, Texas: 1992. Vol. 125. P. 445–485.
60. Ishikawa T., Nagaishi K., Umino S. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // Geology. 2002. Vol. 30. № 10. P. 899–902.
61. Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. ELSEVIER, 2003. Vol. 3. P. 594–660.
62. Kerr A.C. Oceanic Plateaus // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. ELSEVIER, 2003. Vol. 3. P. 537–565.
63. Kerr A.C., Marriner G.F., Tarney J. et al. Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, Chronological and Sr-Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis // Journal of Petrology. 1997. Vol. 38. № 6. P. 677–702.
64. Klein E.M. Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. ELSEVIER, 2003. Vol. 3. P. 433–463.
65. Koepke J., Feig S., Snow J. Late stage magmatic evolution of oceanic gabbros as a result of hydrous partial melting: Evidence from the Ocean Drilling Program (ODP),

- Leg 153 drilling at the Mid-Atlantic Ridge // *G³*. 2005. Vol. 6. № 2. P. 1–27.
66. *Larson R.L.* Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 547–550.
67. *Lee Yong Il.* Geotectonic significance of detrital chromian spinel: a review // *Geosciences Journal*. 1999. Vol. 3. № 1. P. 23–29.
68. *Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Erlank A.J.* Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the South-west Indian Ridge // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. Vol. 60. P. 437–451.
69. *MacLeod C.J., Yaouancq G.* A fossil melt lens in the Oman ophiolite: Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges // *EPSL*, 2000. Vol. 176. P. 357–373.
70. *Nicolas A., Poliakov A.* Melt migration and mechanical state in the lower crust of oceanic ridges // *Terra Nova*. 2001. Vol. 13. P. 64–69.
71. *Niu Y.* Mantle Melting and Melt Extraction Processes beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites // *Journal of Petrology*. 1997. Vol. 38. № 8. P. 1047–1074.
72. *Niu Y., Batiza R.* Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle // *EPSL*, 1997. Vol. 148. P. 471–483.
73. *Niu Y., Bideau D., Hekinian R., Batiza R.* Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly, ridge morphology, and ridge segmentation: a case study at the Mid-Atlantic Ridge 33–35°N // *EPSL*, 2001. Vol. 186. P. 383–399.
74. *Niu Y., Gilmore T., Mackie S., Greg A., Bath W.* Mineral Chemistry Whole-Rock Composition and Petrogenesis of Leg 176 Gabbros: Data and Discussion // *Proceedings of the ODP. Scientific Results / Eds. J.H. Natlabd, H.J.B. Dick, D.J. Miller, R.P. Von Herseu*. 2001. Vol. 176. Ch. 8. P. 1–60.
75. *Niu Y., Hekinian R.* Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Vol. 146. P. 243–258.
76. *Niu Y., Langmuir C.H., Kinzler R.J.* The origin of abyssal peridotites: new perspective // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Vol. 152. P. 251–265.
77. *Niu Y., O'Hara M.J.* Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics consideration // *Journal of Geophysical Research*. 2003. Vol. 108. № B4. P. ECV 5-1–5-19.
78. *Niu Y., O'Hara M.J., Pearce J.A.* Initiation of Subduction Zones as a Consequence of Lateral Compositional Buoyancy Contrast within the Lithosphere: a Petrological Perspective // *Journal of Petrology*. 2003. Vol. 44. № 5. P. 851–866.
79. *Palme H., O'Neill H.St.C.* Cosmochemical Estimates of Mantle Composition // *Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian*. ELSEVIER. 2003. Vol. 2. P. 1–38.
80. *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting // *Journal of Petrology*. 1998. Vol. 39. № 9. P. 1577–1618.
81. *Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T.* Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 36–53.
82. *Plank T., Langmuir Ch.H.* An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. Vol. 90. P. 349–370.
83. *Prinzhofer A., Allegre C.J.* Residual peridotites and the mechanisms of partial melting // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. Vol. 74. P. 251–265.
84. *Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.* Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // *Journal of Petrology*. 2003. Vol. 44. № 1. P. 113–140.
85. *Seyler M., Bonatti E.* Regional-scale melt-rock interaction in Iherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone (Atlantic Ocean) // *EPSL*, 1997. Vol. 146. P. 273–287.
86. *Shapiro M.N., Khotin M.Yu.* Late Cretaceous-Eocen evolution of the Kronotsky Arc // EOC. Transaction American Geophysical Union. 2004. Fall Meeting.
87. *Suhr G., Seck H.A., Shimizu N., Giinther D., Jenner G.* Infiltration of refractory melts into the lowermost oceanic crust: evidence from dunite- and gabbro-hosted clinopyroxenes in the Bay of Islands Ophiolite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. Vol. 131. P. 136–154.
88. *Sun S.-S., McDonough.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders & M.J. Norry*. Geol. Society Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
89. *Tartarotti P., Susini S., Nimis P., Ottolini L.* Melt migration in the upper mantle along the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic) // *Lithos*. 2002. Vol. 63. P. 125–149.
90. *Taylor B., Martinez F.* Back-arc basin basalt systematics // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. Vol. 210. P. 481–497.
91. *Walter M.J.* Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere // *Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian*. ELSEVIER, 2003. Vol. 2. P. 363–389.
92. *Wendt J.I., Regelous M., Niu Y., Hekinian R., Collier K.D.* Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific // *EPSL*, 1999. Vol. 173. P. 271–284.

Рецензенты: С.Д. Соколов, С.В. Руженцев

Ophiolites of the Kamchatsky Mys Peninsula, Eastern Kamchatka: Structure, Composition, and Geodynamic Formation Conditions

M. Yu. Khotin^a and M. N. Shapiro^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: av10533@comtv.ru*

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

Abstract—Ophiolites of the Afrika Mys Block of the Kamchatsky Mys Peninsula, eastern Kamchatka, are a fragment of an accretionary prism that formed in the Late Cretaceous–Eocene on the southern side of the Kronotsky island arc as a result of its collision with the Smagino volcanic uplift that arose at the post-Neocomian time on the subducting plate. On the basis of the geologic, geochemical, and paleomagnetic data available to date, it is established that ophiolites are heterogeneous in their origin and were formed in different geodynamic settings that changed progressively with time. The heterogeneous structure of ophiolites displays the evolution of a fragment of the oceanic lithosphere, which was not submerged into subduction zone, from its origination in the spreading center via transformation under conditions of the plume-related volcanic uplift to the involvement in the structure of the Kronotsky island arc, which is currently a constituent of the accretionary system of Kamchatka. The reconstruction of ophiolites tectonically fragmented in the accretionary prism allows recognition of (1) derivatives of an ocean ridge (ultramafic–gabbro–basaltic complex of the Mount Olen'ya Massif) conjugated with a transform fault and volcanosedimentary rocks of the Smagino volcanic uplift (cover of the oceanic crust) and (2) a fragment of the lithospheric mantle (ultramafic rocks of the Lake Stolbovoe Massif) exhumed in the process of collision and genetically related to the evolution of the volcanic uplift. In the course of evolution of the Kronotsky island arc, all these elements were overlapped by tephrogenic turbidites (Pikezh Formation) and quartz–feldspar graywackes (Pikezh Sandstone) that were involved in the accretionary prism as well. The paleotectonic reconstructions broadly support the petrologic conclusions about the complementary nature of different igneous complexes and ascertain the temporal sequence of events.

39-ое ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА ПРИ ОНЗ РАН

© 2006 г. Ю. В. Карякин

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

Поступила в редакцию 23.03.2006 г.

Очередное 39-ое Тектоническое совещание “Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли” было проведено Межведомственным тектоническим комитетом при ОНЗ РАН в период с 31 января по 3 февраля 2006 г. В организации совещания принимали участие Геологический институт РАН и Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. В работе совещания приняли участие более 300 ученых России и стран СНГ.

Совещание открыл председатель Межведомственного тектонического комитета академик Ю.Г. Леонов. С приветственным словом выступил декан геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова член-корреспондент РАН Д.Ю. Пушаровский. В соответствии с тематикой совещания приоритет был отдан докладам, посвященным активному тектогенезу осадочных бассейнов и континентальных окраин, коллизионным системам, внутриконтинентальному тектогенезу.

На пленарных заседаниях было заслушано 19 докладов.

В докладе Н.Л. Добрецова, А.А. Кирдяшкина, А.Г. Кирдяшкина и И.Н. Гладкова “Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния” было показано, что термохимические плюмы являются важнейшими регуляторами термохимической машины Земли. Они формируются на границе ядро–мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления на подошве нижней мантии. Проведено лабораторное моделирование термохимических плюмов, в результате которого были проанализированы тепло- и массообмен плюма при подъеме его от ядро-мантйной границы и оценены его основные параметры. Показано, что горячие точки, трактуемые авторами как проявление термохимических плюмов, обнаруживают большое разнообразие проявлений на поверхности Земли. Выделены три основных типа плюмов в зависимости от их расположения: 1) плюмы под океанической (Гавайский плюм) и континентальной (Восточно-Африканские плюмы) литосферой; 2) плюмы на

оси срединно-океанического хребта (Исландский); 3) плюмы вблизи срединно-океанического хребта (плюм Буве в районе тройного сочленения).

Доклад М.В. Минца посвящен обобщению результатов исследований вдоль региональных геотраверсов в технологии МОВ–ОГТ, пересекающих крупные тектонические структуры Северо-Американского, Австралийского и Восточно-Европейского кратонов. Получены принципиально новые данные о глубинном строении раннекембрийской коры и коро-мантийного раздела, структурных особенностях верхней части литосферной мантии. Эти данные свидетельствуют о повсеместной тектонической расслоенности раннекембрийской коры, которая образована сочетанием покровно-надвиговых и надвиго-подвиговых структурных ансамблей, сформированных как в архее, так и в палеопротерозое. Некоторые региональные геологические границы прослежены до основания коры и в отдельных случаях в мантийную область. Они могут быть проинтерпретированы как “следы” захороненных океанических плит, подвергавшихся субдукции в неоархее и палеопротерозое. Сочетание покровно-надвиговых и поддвиговых ансамблей образует характерные структуры типа “пасть крокодила”, где погружение в мантию фрагментов нижнекорых пластин сопровождается формированием чешуйчато-надвиговых структур в верхней части коры. В пределах Восточно-Европейского кратона автором впервые выделен особый тип палеопротерозойских внутриконтинентальных коллизионных орогенов, образование которых определялось сочетанием процессов плюмового и тектоноплитного типов.

А.М. Никишин показал наличие связи между суперконтинентальными циклами и циклами первого порядка эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Длительность таких циклов составляет 375 млн. лет. В эпохи максимального образования континетов (250, 625, 1000 млн. лет назад) наблюдается минимальное значение уровня океана, а в эпохи максимального распада континетов (75, 450, 810 млн. лет назад) – максимальное значение уровня океана первого порядка. Такой характер суперконтинентальной циклич-

ности, вероятно, характеризует постархейскую историю Земли.

Вопросы скоростной характеристики новейшего горообразования обсуждались В.Г. Трифоновым, А.Е. Додоновым, Е.В. Артюшковым, Д.М. Бачмановым, А.В. Миколайчуком, Ф.А. Вишняковым и А.А. Заршиковым. Рассмотрены параметры ускорения тектонического воздымания в Центральном Тянь-Шане и возможные причины этого процесса. Ускорение новейших восходящих движений Центрального Тянь-Шаня обосновывается изучением фаций и мощностей новейшей молассы, анализом ярусности рельефа и новейших структурных перестроек. Новейший орогенный комплекс представлен четырьмя сериями молассы: киргизской (олигоцен–средний миоцен), тяньшаньской (средний миоцен–верхний плиоцен), шарпылдакской (верхи плиоцена и эоплейстоцен) и плейстоцен-голоценовой. Фиксируется погружение киргизской и тяньшаньской серий вверх по разрезу. Скорости врезания для разных ярусов и подъярусов рельефа составили: 0.02–0.03 мм/год за время формирования нижней части киргизской серии, около 0.03 мм/год за время отложения всей киргизской серии, 0.05–0.08 мм/год за время отложения тяньшаньской серии, 0.5–0.7 мм/год за шарпылдакское время и до 2–3 мм/год в плейстоцене. Ускорение воздымания не было обусловлено только ускорением горизонтальных движений. Допускается, что один из главных механизмов ускорения воздымания связан с эклогитизацией коры каледонского и герцинского Тянь-Шаня. Разуплотнение мантии, сопровождавшееся понижением плотности граничащих с ней объемов коры в результате их теплового расширения, фазовых и вещественных преобразований, привело к интенсивному воздыманию горного сооружения. Исходные причины этого процесса могли начать действовать в ранние фазы новейшего тектогенеза.

Данные о тектонической позиции кристаллических комплексов подвижных поясов Центральной Азии на основе новых геологических и геохронологических исследований приведены в докладе И.К. Козакова, В.В. Ярмолюка, Е.Б. Сальниковой, В.П. Ковача, А.Б. Котова, А.М. Козловского. Кристаллические комплексы Центральной Азии представлены в раннекаледонской области мозаичного строения (раннекаледонский супертеррейн) и в линейных герцинских поясах. U-Pb геохронологические и Nd изотопные исследования показали, что формирование кристаллических пород в структурах Центральной Азии связано с процессами регионального метаморфизма, происходившего в позднем архее, раннем и позднем протерозое, венде и фанерозое. Архейские и нижнепротерозойские кристаллические комплексы представляют собой фрагменты древних платформ. В раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии представлены кристаллические комплексы, сфор-

мированные в венде (565–540 млн. лет) и раннем палеозое (510–480 млн. лет). Их становление связано с аккреционно-коллизийными процессами в ходе закрытия позднерифейского (~665 млн. лет) и вендского (~570 млн. лет) бассейнов с океанической корой. Становление кристаллических образований Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов происходило в интервалах 390–360 млн. лет и 220–230 млн. лет в ходе закрытия бассейнов с океанической корой тетичского ряда.

Мезокайнозойские аккреционно-коллизийные события в Центральной Азии охарактеризованы М.М. Бусловым, И. Дэ Граве, Д.А. Кохом и Е.В. Солобоевой. Установлено, что на южной окраине Евразии произошло несколько аккреционно-коллизийных событий, сформировавших внутриконтинентальные орогенные пояса. Они проявились в результате конвергенции и коллизии докембрийских микроконтинентов гондванского происхождения с Евразией и распространения деформаций на многие тысячи километров внутрь континента с ростом горных систем. За последние 55 млн. лет конвергенция Индийского континента к Евразии определяла геологическую, тектоническую и геодинамическую эволюцию Центральной Азии. Важным фактором в понимании тектоники и геодинамики Центральной Азии является дальнейшее воздействие этого события (расстояние более 4500 км от Гималаев до Байкала), которое реактивировало фундамент по “принципу домино” с передачей деформаций через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных в огромном количестве среди разновозрастных складчатых поясов Центральной Азии.

В докладе С.И. Шермана и В.А. Савитского “Вариации современной активности крупнейших разломов литосферы Центральной Азии” показано, что активизация консервативных в пространстве разломов литосферы происходит во времени геотектонические активизации даже в пределах кайнозоя. Для установления и оценки современной активизации разломов введены понятия количественный и магнитудный индексы сейсмической активности разломов, предложены алгоритмы их определения и продемонстрированы результаты тестирования на базе разломной тектоники и сейсмичности крупнейших разломов литосферы Центральной Азии. Использование по разработанным алгоритмам сейсмического мониторинга разломов вносит принципиально новые представления об их короткопериодной активизации и открывает пути к более углубленной оценке роли периодичности активизации разломов при разработке вопросов средне- и краткосрочного прогноза землетрясений или других со-

временных процессов, контролируемых активными разломами.

Полученные в последние годы новые данные о строении геологической среды многих нефтегазонных бассейнов позволили В.В. Харахинову сделать вывод о том, что внутриплитная тектоническая активность реализуется главным образом в зонах повышенной проводимости литосферы. В результате применения современных технологий геолого-геофизических (особенно сейсморазведочных) исследований и мощных интерпретационных систем в их пределах выявлены флюидо-проводящие структуры – проводники глубинной энергии и глубинного материала, по которым в верхние слои литосферы поступают флюидные потоки. Транспортировка глубинных флюидов в верхние слои земной коры обеспечивается флюидо-проводящими системами трех типов. Первый из них (субдукционно-обдукционный) контролируется листритами надвигового и/или сбросового типа. Второй (рифтогенный) тип формируется субвертикальными зонами дезинтеграции линейного, линейно-очагового и очагового характера. Третий (смешанный) тип флюидо-проводящих систем образуется при сочетании листритов и субвертикальных зон дезинтеграции. В зонах повышенной проницаемости литосферы активизируются не только тектонические процессы, приводящие к формированию нефтегазоконтролирующих структур, но и процессы нефтегазонакопления. На локальном уровне это выражается в виде повышенной нефтенасыщенности в пределах дезинтегрированных объемов нефтегазогеологической среды.

В докладе Е.В. Склярова и В.С. Федоровского “Синметаморфический магматический минглинг как индикатор коллапса раннепалеозойской коллизионной системы Западного Прибайкалья” рассмотрены тектонические и геодинамические аспекты механического смещения мантийных и коровых магм. Раннепалеозойские магматические смеси, обнаруженные недавно в Ольхонском регионе, имеют синметаморфическую природу, связаны с режимом коллизии и реализацией сопровождавшего ее сдвигового тектогенеза. По многим параметрам это новый тип минглинга. Его формирование отражает самые ранние эпизоды синорогенического коллапса коллизионного сооружения, а сам синметаморфический минглинг может рассматриваться как прямой индикатор такого коллапса. Показано, что условия для дренирования мантийных магм и их продвижения вверх по мощной, но гравитационно неустойчивой коллизионной коре обеспечивали многочисленные локальные структуры растяжения (пулл-апараты, трещины Риделя). Авторы предполагают: как только сдвиговый тектогенез становится активным участником коллизионного сценария, такая коллизионная система оказывается обре-

ченной на неизбежный распад, коллапс. В эту охваченную метаморфизмом и “пластифицированную” геологическую среду, в которой происходит выплавка гранита, впрыскиваются мантийные магмы. Их взаимодействие и приводит к возникновению структур магматического минглинга. Коллапс коллизионных систем реализуется в режиме растяжения, и магматический минглинг – прямое свидетельство этого.

На секционных заседаниях сделано более 50 докладов.

На основе интерпретационного анализа геолого-геофизических материалов Э.В. Шпиловым дана характеристика тектогенеза Западно-Арктической континентальной окраины Евразии в эпохи становления молодых океанических бассейнов. Акцентировано внимание на палеогеографических обстоятельствах и тектонических преобразованиях Баренцевоморской континентальной окраины в эпоху формирования Норвежско-Гренландского и Евразийского океанических бассейнов. Показано, что северо-западный сегмент окраины (архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и прилегающий шельф), находясь под воздействием двух взаимно перпендикулярных спрединговых геоструктур океана – хребтов Книповича и Гаккеля, испытывал неоднократные перестройки в течение кайнозоя. На это указывают данные о внутриплитном вулканизме (палеоген, неоген, квартал), развитие тектономорфных желобов (грабенов), современная аномальность геофизических свойств земной коры (в том числе тепловая и сейсмическая), специфические деформации пород осадочного чехла. В геодинамическом и тектоническом отношении проведенные исследования позволяют говорить о том, что структура Баренцевоморской окраины не оставалась “законсервированной” в кайнозое, а трансформировалась, реагируя на главные события в формирующихся океанических бассейнах, что запечатлено в геологическом строении осадочных комплексов, проявлениях магматизма, тектонических деформациях и физических параметрах пород.

Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии обсуждалась в докладе В.И. Сегаловича, Ю.А. Воложа, М.П. Антипова и О.А. Васильева. Интерпретация результатов гравитационной съемки методом полной геологической редукции показала, что эта феноменальная аномалия, обрамляющая с юга Прикаспийский осадочный бассейн, связана с раннепалеозойским вулканическим поясом, залегающим на глубине 8–12 км в осадочном чехле. Формирование этого пояса синхронно спредингу Уральского палеоокеана и могло быть обусловлено рифтингом на юге пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Вулканизм сопряжен с древней точкой тройного со-

членения. Ее след может быть заключен и в офиолитовых аллохтонах южной оконечности Урала.

В докладе М.Л. Сомина на основе новых данных показано, что глубоко метаморфизованные комплексы доюрского основания зон Передового и Главного хребта Большого Кавказа имеют не байкальский, как принято считать, а вариссийский возраст. Они сложены породами ордовика-нижнего карбона, метаморфизованными в начале позднего палеозоя. Эти комплексы, резко контрастные по литолого-формационным особенностям, типу ассоциирующих гранитоидов, термодинамическим условиям метаморфизма, сближены и наложены один на другой, формируя коллажно-аккреционную структуру основания. Структура альпийского Большого Кавказа, напротив, не коллажная, а когерентная, обладает существенно "вертикальным" структурным стилем; роль надвигов здесь сильно преувеличена. Отсутствие проявлений регионального метаморфизма в мезозойских толщах Большого Кавказа связано с иным характером и гораздо меньшим размахом горизонтальных тектонических движений по сравнению с вариссийской эпохой.

На Молодежной секции, пятый год успешно работающей в рамках Межведомственного тектонического комитета, было заявлено 28 тезисов молодых специалистов, которые были приняты в качестве 22 устных и 6 стендовых докладов. В результате было заслушано 12 устных сообщений и продемонстрировано 4 стендовых.

В докладе В.Е. Вержбицкого и М.Л. Коппа были приведены результаты мезоструктурных наблюдений в пределах плоской неотектонической террасы Южного Уралья, проведенных с целью изучения кинематики Южно-Уральского новейшего внутриплитного орогена. На основе анализа данных массовых замеров кинематически охарактеризованных трещин было показано, что новейшая структура изученного региона формировалась в условиях преобладающего субширотного сжатия и/или ассоциирующего с ним субмеридионального растяжения. Распределение осей региональных неотектонических напряжений согласуется с представлением о формировании Южно-Уральского новейшего орогена в результате внутриплитной коллизии Восточно-Европейской платформы и Центрально-Казахстанского блока.

В сообщении Р.В. Веселовского были представлены результаты обработки пилотной коллекции образцов даек и силлов (средне-позднерифейского (?) возраста), обнажающихся на северной окраине Сибирской платформы в долине р. Фомич. В частности, было установлено, что во время формирования изученных магматических тел Сибирская платформа находилась в приэкваториальной области и была развернута относительно современного положения на $\sim 30^\circ$ против

часовой стрелки. Полученные новые палеомагнитные данные могут способствовать решению вопроса о расположении Сибирского кратона в структуре позднепротерозойского суперконтинента Родиния.

В.Н. Войтенко и А.К. Худoley доложили результаты изучения локального деформационного поля надвиговых структур между Талассо-Ферганским разломом и Центрально-Таласским надвигом. Количественная оценка деформации проводилась методами, основанными как на изменении формы и ориентировки зерен, так и на изменении взаимного расположения центров зерен при деформации. Приведенные авторами результаты исследований по оценке локальных деформационных полей подтверждают, что они могут служить поисковыми признаками при картировании рудоносных или рудоконтролирующих разрывных структур.

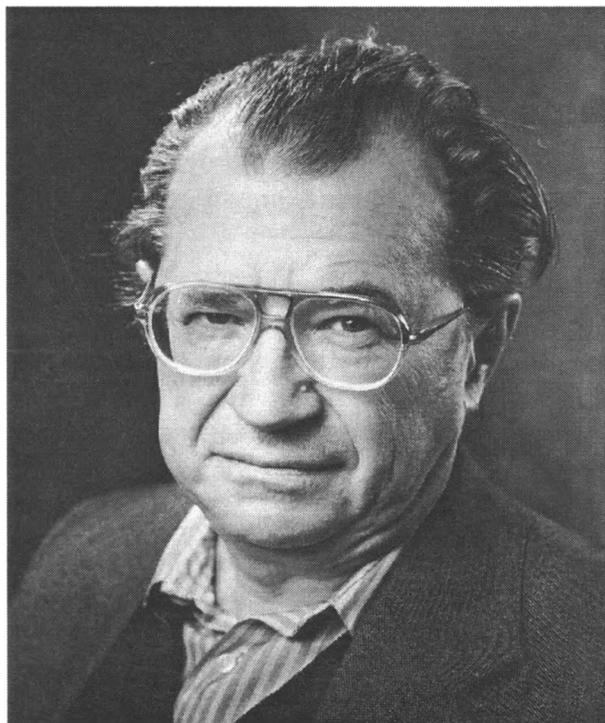
В сообщении Ф.И. Жимулева с соавторами были представлены новые данные о возрасте и тектонической обстановке эксгумации пород Кокчетавского метаморфического комплекса (Северный Казахстан), включающего породы высоких и ультравысоких давлений и рассматриваемого большинством исследователей как метаморфический меланж. На основе результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюдястых тектоносланцев было показано, что значительные объемы низкотемпературных тектонитов (образующих "матрикс" метаморфического меланжа) были сформированы в раннем ордовике, в диапазоне 490–480 млн. лет, в результате масштабного деформационного события. К этому же времени содержащиеся среди них блоки и чешуи высокобарических пород были выведены на верхнекоровые глубины.

Доклад А.Н. Минакова "Анализ асимметрии спрединга на хребте Гаккеля" был посвящен особенностям раскрытия Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. На основе анализа оригинальной цифровой карты магнитных аномалий, а также современных международных баз гравиметрических и батиметрических данных был проведен геосторический анализ аномального магнитного поля, включающий вычисление полюсов Эйлера, анализ скорости спрединга, а также реконструкции положения главных плит. Выявлены области асимметричной аккреции коры и возможных перескоков оси разрастания. Было, в частности, показано, что один из наиболее древних перескоков центра спрединга (в период времени, предшествовавший формированию аномалии 24) в сторону Евразийской окраины зафиксирован в западной половине котловины Амундсена. Здесь обнаружена сдвоенная аномалия 25, отсутствующая в котловине Нансена.

На стендовой сессии постерные доклады представили более 40 ученых.

В решении совещания отмечено, что большинство заслушанных докладов представляют собой результаты исследований, выполненных на мировом уровне. Львиная доля новых исследований, результаты которых представлены на совещании, были получены при финансовой поддержке РФФИ, что нашло отражение в материалах совещания. В целом совещание было проведено на высоком научно-организационном уровне, чему способствовала финансовая поддержка РФФИ,

Геологического института РАН, Геологического факультета МГУ, Федеральной целевой программы “Интеграция” и Программы Президиума РАН “Поддержка молодых ученых”. Совещание рекомендовало опубликовать наиболее яркие доклады в журнале “Геотектоника” (по представлению Оргкомитета МТК). Очередное 40-ое Совещание намечено провести в г. Москве в феврале 2007 г.

К 70-ЛЕТИЮ СЕРГЕЯ ВАСИЛЬЕВИЧА РУЖЕНЦЕВА

Исполнилось 70 лет выдающемуся ученому-тектонисту, лауреату Государственной премии Российской Федерации, главному научному сотруднику Геологического института РАН, профессору, доктору геолого-минералогических наук Сергею Васильевичу Руженцеву. Вся его творческая деятельность связана с Геологическим институтом, ярким представителем тектонической школы которой он является. Особенно большую роль в становлении С.В. Руженцева как геолога-тектониста сыграл академик А.В. Пейве, прививший ему мобилистское мировоззрение на процессы формирования тектонической структуры складчатых поясов Земли.

В процессе своих многолетних тектонических исследований на Урале, Памире, в Тянь-Шане, Монголии, Корякии, Забайкалье С.В. Руженцев внес огромный вклад в учение о тектонической расслоенности литосферы складчатых поясов, обосновав покровно-складчатое строение Урала, Памира, Центрально-Азиатского складчатого пояса. Им был разработан механизм тектонического расслоения верхних горизонтов земной коры этих поясов в результате формирования сорван-

ных тектонических покровов. Он показал, что в основе этого процесса лежат явления послонного латерального перераспределения горных масс, максимально проявленные на глубинных уровнях. В результате изучения Уральского складчатого пояса С.В. Руженцев создал кинематическую модель образования линейных поясов этого типа, сущность которой заключается в активном пододвигании крупных континентальных масс под прилежащие палеоокеанические структуры и выдавливании последних на палеоконтиненты, в уральском случае на Восточно-Европейскую платформу. Этот процесс, который сопровождался тектоническим расслоением земной коры, образованием меланжей и внедрением офиолитов, получил после работ С.В. Руженцева широкую известность в среде тектонистов как концепция “краевых офиолитовых аллохтонов”.

Трудно переоценить роль С.В. Руженцева в изучении Центрально-Азиатского складчатого пояса и выяснении его гетерогенности, обусловленной сложным сочетанием мозаичных аккреционных структур Палеоазиатского океана и микроконтинентов, с одной стороны, и линейных

коллизионных поясов океанов Палеотетиса, Мезотетиса и Тетиса, с другой. Под его руководством были созданы на основе палеомагнитных и геологических данных первые палинспастические реконструкции этого сложнейшего региона.

В последние годы С.В. Руженцев принимает активное участие в разработке фундаментальной геотектонической концепции об общей асимметрии Земли, распадающейся на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, и выяснении различий в их поверхностной и глубинной мантийной геодинамике.

В 1988 г. за цикл работ “Раннегеосинклинальные формации и структуры” С.В. Руженцеву была присуждена премия АН СССР им. Н.С. Шатского, а в 1995 г. за цикл работ “Тектоническая расслоенность литосферы” в составе группы ученых ГИН РАН – Государственная премия РФ. Им опубликовано более 220 работ, в том числе 9 монографий. Желаем Сергею Васильевичу крепкого здоровья, благополучия и новых творческих успехов.

Редколлегия журнала “Геотектоника”

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2007 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась во II полугодии 2006 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2007” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики академических организаций, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство по распространению средств массовой информации” (АРСМИ).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на I полугодие 2007 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АРСМИ при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117997, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

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