

Куренков

ISSN 0016-853X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1999



ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пущаровский

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

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 1999 Ноябрь–Декабрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

Э. Бонатти (Италия), А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*
A.A. Mossakovsky – *Coeditor*
V.S. Burtman – *Secretary*

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука/Интерпериодика"

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 1999

Эволюция тектонических условий анортозитового магматизма Алданского щита <i>М. З. Глуховский, В. М. Моралев</i>	3
Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя по палеомагнитным данным <i>В. Э. Павлов, И. Галле</i>	16
Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива <i>С. Ю. Колодяжный</i>	29
Параметры состояния литосферы и тектоника плит в архее <i>М. В. Милиц</i>	45
Тектоническая предыстория Московской синеклизы в рифее <i>В. Г. Николаев</i>	59
Геотермический режим и особенности тектонического развития бассейнов Западного Средиземноморья <i>Е. В. Вержбицкий, В. Г. Казьмин</i>	66
Поздне меловые-третичные деформации Чукотского полуострова и происхождение бассейна Хоуп и надвигового пояса Геральда (Чукотское море) <i>Б. А. Натальин</i>	76
Авторский указатель за 1999 г.	94

Contents

No. 6, 1999

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

Evolution of the Tectonic Setting of Anorthosite Magmatism in the Aldan Shield <i>M. Z. Glukhovskii and V. M. Moralyev</i>	3
Paleomagnetically Derived Reconstruction of the Relative Positions of Siberia and Laurentia in the Terminal Mesoproterozoic <i>V. E. Pavlov and I. Galle</i>	16
Structural Assemblages and Kinematics of the Koikar Shear Zone, Karelian Massif <i>S. Yu. Kolodyazhnyi</i>	29
Lithospheric State Parameters and Plate Tectonics in the Archean <i>M. V. Mints</i>	45
Tectonic Evolution of the Moscow Syncline in the Riphean <i>V. G. Nikolaev</i>	59
Geothermal Regime and Specific Features of the Tectonic Evolution of the Western Mediterranean Basins <i>E. V. Verzhbitskii and V. G. Kaz'min</i>	66
Late Cretaceous-Tertiary Deformations in the Chukotka Peninsula: Implications for the Origin of the Hope Basin and the Herald Thrust Belt (Chukchi Sea) <i>B. A. Natal' yin</i>	76
Author Index, 1999	94

УДК 551.24/552.32(571.5)

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АНОРТОЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА АЛДАНСКОГО ЩИТА

© 1999 г. М. З. Глуховский, В. М. Моралев

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

Поступила в редакцию 05.11.98 г.

Новые геолого-геохимические и геохронологические данные по раннедокембрийским образованиям Алданского щита свидетельствуют о существовании здесь трех разновозрастных магматических комплексов, содержащих анортозиты, что впервые позволяет рассмотреть проблему эволюции тектонических условий их формирования. Петрогенезис наиболее древних раннеархейских анортозитов автономного и стратиформного типов контролируется процессами магматической дифференциации высокоглиноземистой базитовой магмы, реализующимися в локальных короткоживущих очагах в обстановке нестабильного геодинамического режима плюм-тектоники. Петрогенезис более молодых позднеархейских анортозитов определялся теми же факторами, но в условиях, переходных к тектонике плит, обусловивших локализацию расслоенных массивов габбро-анортозитов в пределах сублинейных зон, секущих сиалические ядра (террейны). Становление наиболее крупных раннепротерозойских массивов автономных анортозитов происходило в конце периода смены режима тектоники плюмов режимом тектоники плит. Родоначальная магма этих анортозитов имела смешанную (корово-мантийную природу), а ее зарождение и эволюция осуществлялись в крупных центрах магмогенерации в условиях интенсивного термотектогенеза, определявшего возникновение теплового гравитационного течения в горизонтальном слое и формирование глубинных надвигов с анортозитами во фронтальной части.

ВВЕДЕНИЕ

К одной из отличительных особенностей докембрийской истории Земли относится формирование таких специфических магматических комплексов, как автономные анортозиты и связанные с ними породы широкого спектра – от ультраосновных до кислых [9, 10, 43]. Велик и возрастной диапазон проявления анортозитов – от архея до позднего протерозоя. Очевидно, что анортозиты являются показателями особых термотектонических условий, которые были характерны для ранних стадий становления континентальной коры в ходе ее необратимого развития [36, 37].

Несомненные успехи в изучении полихронных анортозитов Алданского щита [1, 3–5, 8–11, 13, 15, 20, 24, 29, 30, 31, 33, 35–37, 39, 42–44 и др.] позволяют впервые рассмотреть проблему тектонической эволюции анортозитового магматизма, так как свидетельствуют о существовании в пределах щита трех возрастных комплексов анортозитов: ранне- и позднеархейского, а также раннепротерозойского. Это дает возможность путем сравнительного анализа геологического положения и геохимических характеристик исследуемых комплексов пород выявить основные тенденции, отображающие некоторые черты тектонической эволюции анортозитового магматизма, хорошо согласующиеся с нуклеарной концепцией формирования раннедокембрийской континентальной коры в режиме тектоники плюмов [14–20]. Напом-

ним, что в соответствии с этой концепцией Алданский щит является составной частью Алдано-Станового и Олекмо-Витимского нуклеаров, а также межнуклеарной области, располагающейся между ними (рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АНОРТОЗИТОВ

Раннеархейские анортозиты Алданского щита тесно связаны с супракрустальными гранулитогнейсовыми сериями, раннеархейский возраст которых доказан многочисленными изотопными датировками [23, 49, 52, 53], хотя в последние годы появляется все больше данных об их существенной переработке в раннем протерозое [27, 28, 32]. Они отмечаются во многих местах распространения этих серий, но геологически и петрогеохимически охарактеризованы с разной степенью детальности только в четырех пунктах. Первый расположен на севере Алданского щита, на левобережье р. Унга-Киерги (одного из правых притоков р. Алдан, берущих начало на Суннагинском хребте) [38]; второй – на юго-западе щита, на левом берегу р. Олекмы выше устья руч. Курульта [5, 23]; третий – также в юго-западной части щита, в верховьях р. Куранах (правом притоке р. Амедичи) [26], и четвертый – на крайнем юго-западе региона на р. Талакит (левом притоке р. Калар) [19]. Первые три пункта локализованы в структурах

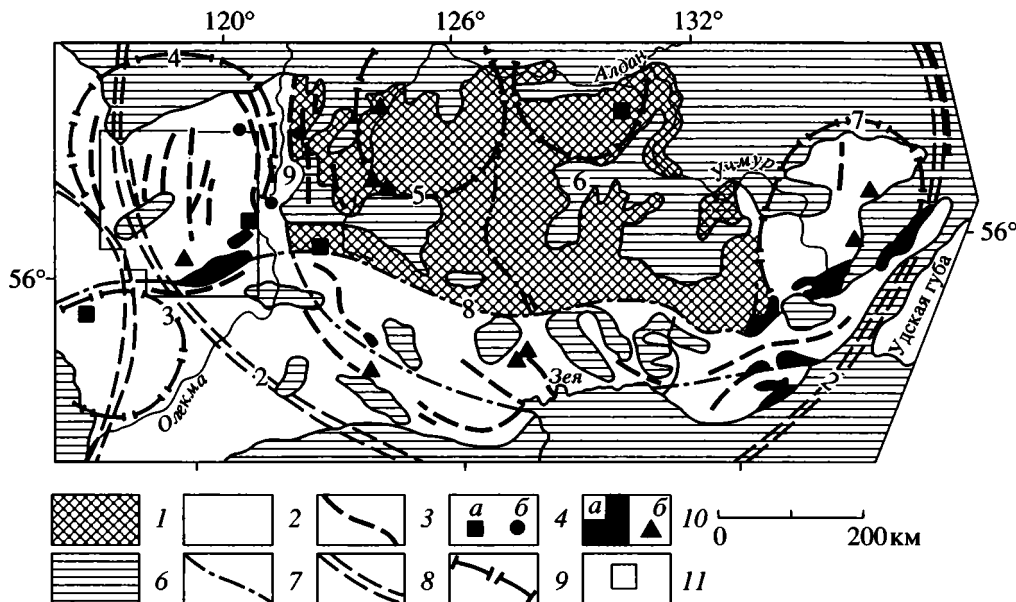


Рис. 1. Схема строения Алданского щита и размещения анортозитов.

1 – область преимущественного развития гранулитовых инфра- и супракрустальных комплексов раннего архея; 2 – области развития позднеархейских зеленокаменных шовных структур и широкого проявления позднеархейско-раннепротерозойских процессов термотектогенеза (регрессивного метаморфизма, мигматизации и гранитообразования); 3 – оси зеленокаменных шовных структур (трогов); 4, 5 – проявления анортозитового магматизма; 4 – раннеархейского (а) и позднеархейского (б), 5 – раннепротерозойского: а – автономного, б – стратиформного типов; 6 – нерасчлененные фанерозойские образования, платформенного чехла и гранитоидные массивы; 7 – разломы; 8, 9 – условные границы: 8 – нуклеаров, 9 – крупных гранитогнейсовых овалов (куполов); 10 – контур рисунка 2. Наименование структурных элементов, упомянутых в тексте (цифры на рисунке): 1 – Олекмо-Витимский и 2 – Алдано-Становой нуклеары; 3 – Каларский, 4 – Чарский, 5 – Центрально-Алданский, 6 – Суннагинский, 7 – Маймаканские гранитогнейсовые овалы (купола); 8 – Становой и 9 – Нюкжа-Амгинский разломы.

Алдано-Станового, а четвертый – Олекмо-Витимского нуклеаров (см. рис. 1).

В геологическом отношении анортозиты р. Унга-Киерги располагаются в зоне гнейсового окаймления Суннагинского эндербитового купола. Взаимоотношения их с вмещающими образованиями не изучены. Они представлены лейкократовыми породами, состоящими из плагиоклаза с примесью граната и двух пироксенов, химический состав которых известен (таблица).

Информация об анортозитах р. Олекмы более полна [5, 23, 49]. Они располагаются в краевой части Чарского гранитогнейсового овала в пределах реликтового поля гранулитового комплекса (Курультинский блок), сохранившегося в ходе позднеархейской – раннепротерозойской эпохи регрессивного метаморфизма и гранитизации (рис. 2, см. рис. 1). Здесь среди биотит-гранатовых силлиманитсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев супракрустального комплекса архея залегает согласная линза (200 × 60 м) мезо- и, реже, лейкократовых двупироксен-роговообманковых кристаллических сланцев и амфиболитов иногда с гранатом. Габбро-анортозиты (см. таблицу) в этой линзе слагают прослой мощностью от 15 см до не-

скольких метров с нечеткими контактами. По трем фракциям циркона из одной пробы амфиболитов, ассоциирующих с габбро-анортозитами, был получен сначала дискордантный возраст раннего гранулитового метаморфизма – 3460 ± 16 млн. лет, а затем, после дополнительного изучения десяти фракций циркона, – 3200 ± 52 млн. лет [5, 7, 23, 49].

Анортозиты р. Куранах сосредоточены в зоне Станового разлома, чуть севернее его главного шва, в полосе диафторированных гнейсов и кристаллических сланцев супракрустальной нижнеархейской зверевской серии. Эти образования вмещают субпластовые тела метаморфизованных пироксенитов с обильными (вплоть до рудных концентраций) включениями апатита, магнетита и ильменита, а также габброидов, амфиболитов и автономных анортозитов (сеймский комплекс по [26]). Мощность этих тел от первых метров до 30–40 м, протяженность – 2–7 км. Многие тела габброидов обнаруживают признаки дифференциации и содержат иногда горизонты анортозитов мощностью более 5 м. Сведений о петрогеохимическом составе стратиформных и автономных анортозитов и ассоциирующих с ними пород р. Куранах не приводится [26].

Составы разновозрастных анортозитов и связанных с ними пород Алданского щита (окислы в %, редкие элементы в г/т)

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
колич. анализов	3	5	1	2	1	6	3	4	4	1
SiO ₂	52.60	46.73	46.61	48.56	49.93	49.21–58.83	54.56	69.60	73.90	59.50
TiO ₂	0.90	1.65	0.71	0.86	0.54	0.16–1.51	0.15	0.66	0.26	0.81
Al ₂ O ₃	22.75	15.80	21.13	14.92	23.00	20.44–28.58	27.85	14.70	13.96	17.45
Fe ₂ O ₃	2.15	5.22	9.47**	12.71**	1.55		0.16	2.18	1.84**	0.75
FeO	4.15	7.29			5.55	1.93–8.47*	1.59	2.45		6.00
MnO	0.11	0.21	0.13	0.20	0.13	0.03–0.14	0.01	0.09	0.02	0.10
MgO	2.40	6.75	6.35	8.34	4.70	0.69–4.36	0.34	0.69	0.44	1.74
CaO	8.30	9.27	13.17	12.07	9.76	6.29–12.85	9.97	1.95	0.86	4.30
Na ₂ O	4.65	3.80	2.12	2.16	3.09	2.90–5.36	4.80	2.60	2.76	3.11
K ₂ O	1.60	2.38	0.25	0.12	0.75	0.58–1.62	0.55	4.88	5.90	5.94
P ₂ O ₅	0.39	0.81	0.06	0.06	He обн.	0.03–0.37	0.02	0.20	0.06	0.30
Rb	19	49	5	1	He опр.	15–48	7	173	235	125
Sr	848	644	120	100	»	404–1025	535	215	122	150
Ba	740	730	28	29	»	180–639	322	858	1306	725
Y	29	61	15	18	»	7–18	2	55	47	11
Zr	211	310	52	48	»	45–78	3	508	254	164
Ni	22	40	145	147	»	12–63	34	20	15	9
La	35	88	1.92	1.97	»	6–16	8	95	117	240
Ce	66	163	5.71	6.04	»	13–32	11	150	169	560
Nd	38	91	4.94	5.47	»	5–16	4.2	44	68	210
Sm	9.6	21	1.69	1.90	»	0.95–3.45	0.71	13.17	12	34
Eu	2.1	4.3	0.64	0.74	»	0.54–1.56	0.75	2.18	1.28	1.10
Gd	5.5	14.5	2.30	2.62	»	0.88–2.81	0.61	9.91	6.42	15
Er	2.3	6.6	1.87	2.07	»	0.36–1.75	0.25	5.87	4.22	2.30
Yb	1.8	5.0	1.83	1.95	»	0.33–1.43	0.14	3.33	3.84	0.90

Примечание. 1–5 – раннеархейские анортозиты (1, 3, 5) и метабазиты (2, 4) Талакитского купола (1, 2) [19], Курультинского блока (3, 4) [49], Сунагинского купола (5) [37]; 6 – позднеархейские анортозиты (пределы содержания) [5]; 7 – раннепротерозойские анортозиты Каларского массива; 8–10 – раннепротерозойские гранитоиды Кодарского комплекса (8), аляскинские граниты (9), гиперстенсодержащие гранодиориты (10). * Все железо в форме FeO и ** – в форме Fe₂O₃. Все окислы в пересчете на сумму 100%. Не обн. – не обнаружено; не опр. – не определено.

В отличие от вышеописанных проявлений, раннеархейские анортозиты р. Талакит в геологическом и петрогеохимическом отношении изучены наиболее полно [19]. Они структурно связаны с Талакитским эндербитовым куполом, расположенным на юго-восточной окраине Олекмо-Витимского нуклеара. Этот купол сохранился не полностью и представляет собой лишь часть древней структуры, выступающей в поле позднеархейских–раннепротерозойских мигматитов и гранитогнейсов амфиболитовой фации (древнестановой комплекс), замещающих гранулитовые образования купола и формирующих в свою очередь еще более крупный (250 × 200 км) Каларский гранитогнейсовый овал сложного строения [14]. Таким образом, лишь

ядро Талакитского купола, а также северный, северо-западный и западный секторы его окаймления оказались не затронутыми процессами регрессивного метаморфизма и гранитизации. Ядро купола имеет сложное строение и длительную историю развития. Изначально оно было образовано раннеархейской эндербит-базитовой ассоциацией пород интراكрустального комплекса (низкокальциевые эндербиты с меланократовыми включениями пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев – реликтов базитовой протокоры). Этот комплекс пород сохранился лишь в виде разновеликих фрагментов, которые с трудом распознаются среди резко преобладающих более поздних эндербитов нормальной и повышенной щелочности (чарно-

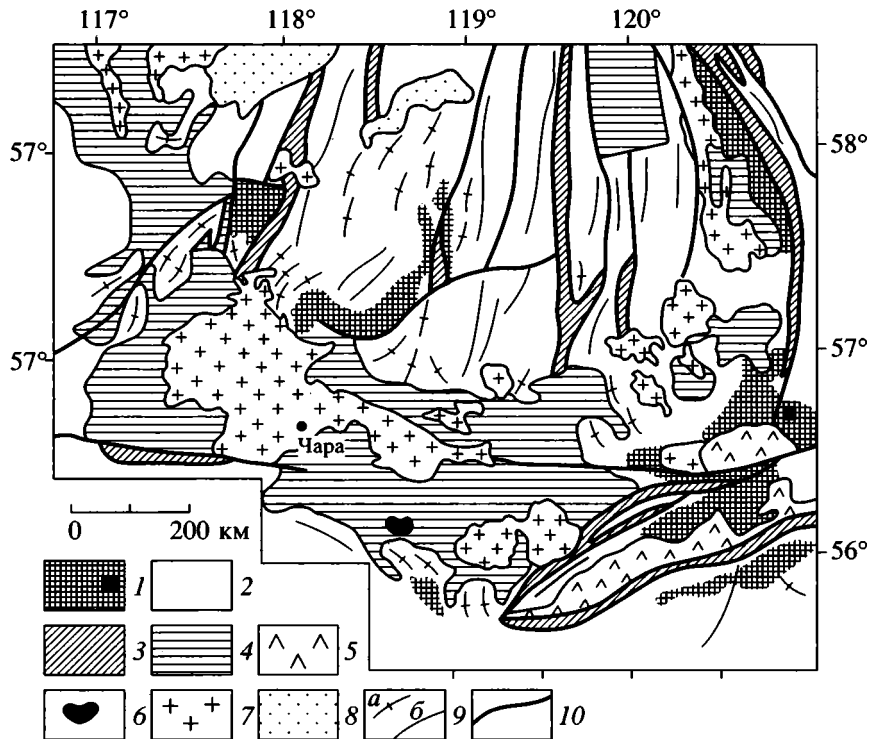


Рис. 2. Схема геологического строения Чарского гранитогнейсового овала (без фанерозойских образований) (см. рис. 1). 1 – поля развития нерасчлененных раннеархейских гранулитовых инфра- и супракрустальных комплексов и ассоциирующихся с ними небольших тел анортозитов (выделены вне масштаба в виде черного квадрата); 2 – области развития кристаллических образований раннего архея, регрессивно метаморфизованных в позднем архее и раннем протерозое в условиях амфиболитовой фации, позднеархейских и раннепротерозойских мигматитов, гранитогнейсов и гранитоидов; 3 – позднеархейские зеленокаменные шовные структуры (троги); 4 – осадочные породы удоканской серии нижнего протерозоя (Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб); 5–7 – раннепротерозойские: 5 – анортозиты Каларского массива, 6 – габбро и анортозиты Чинейского массива, 7 – рапакивиподобные граниты кодарского комплекса; 8 – верхнепротерозойские отложения платформенного чехла; 9 – структурные элементы гранитогнейсовых куполов (а) и валов (б); 10 – разломы.

китов). Эти гранитоиды замещают не только породы интراكрустального комплекса, но и пронизывают всю супракрустальную серию пород, которые, слагая в основном окаймление купола, встречаются и в его ядре в виде провесов кровли.

Супракрустальные образования представлены биотитовыми гнейсами с кордиеритом, силлиманитом и гранатом, которые чередуются с редкими и маломощными слоями мраморов, кальцифиоров и кварцитов, а также с многочисленными согласными пластообразными телами (силлами) метабазитов (двупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев) и анортозитов. Последние состоят из плагноклаза № 45–60 (до 90%) с примесью пироксенов, амфибола и магнетита (до 10%). Мощность таких тел от первых метров до нескольких десятков и первых сотен метров. Всего в пределах ядра Талакитского купола были выявлены пять пластовых тел анортозитов. Непосредственных соотношений между метабазитами и анортозитами выявить не удалось. Судя по всему они слагают изолированные одно от другого тела, в отличие от ана-

логичных пород Курультинского блока и части тел габброидов р. Куранах, где установлены все признаки магматического расслоения. Из этого факта вытекает вывод о двух генетических типах проявлений раннеархейских анортозитов – стратиформном (курультинский тип) и автономном (талакитский тип), к которому относится и ряд тел на р. Куранах.

Возраст гранитоидов Талакитского купола определяется на основании их сопоставления с радиологически охарактеризованными подобными же породами других районов Алданского щита. Время формирования низкокальциевых эндербитов оценивается в 3.5–3.6 млрд. лет, а чарнокитов 3.2–3.3 млрд. лет [28, 34, 46, 53]. Из этого следует, что время образования пород супракрустальной серии и ассоциирующихся с ними метабазитов и анортозитов укладывается в интервал между этапом наиболее раннего гранитообразования и этапом формирования эндербитов нормальной щелочности и чарнокитов, завершающим становление эндербитового купола (т.е. между 3.5 и 3.2 млрд. лет). Это заключение хорошо согласуется с приведенными

выше данными о возрасте метабазитов и анортозитов Курультинского блока (3.2–3.4 млрд. лет). Кроме того, по всем этим данным раннеархейские анортозиты и связанные с ними породы Алданского щита можно отнести к наиболее древним комплексам из всех известных на других щитах. Например, самые ранние автохтонные анортозиты Канадского щита – комплекса Ривер Велли в провинции Гренвилл – имеют возраст 2560 ± 155 млн. лет [50]; анортозиты и ассоциирующие с ними амфиболиты, образующие мощные пластовые тела среди гнейсов района Фискенассет Западной Гренландии, – 2850 ± 100 и 2795 ± 11 млн. лет [48], а анортозиты Мессина пояса Лимпопо на юге Африки – около 2.7 млрд. лет [42].

Позднеархейские анортозиты связаны с расчлененными массивами сложного строения [5]. Это Нелюкинский и Тунгурчаканский массивы, а также интрузивы амнуннактинского комплекса. Большая часть их приурочена к тектоническим швам Алдано-Станового нуклеара, контролирующим размещение позднеархейских зеленокаменных трогов (см. рис. 1). Нелюкинский массив габбро, в котором анортозиты занимают не более 10% объема, прорывает метавулканы и метасадочные породы Субганского зеленокаменного трога в зоне дугового Ньюжа-Амгинского разлома. Возраст метагаббро-диоритов этого массива, по данным Sm-Nd изохронного метода равен 2919 ± 50 млн. лет [51]. Близкий возраст имеют породы амнуннактинского комплекса и Тунгурчаканского массива в зоне Тунгурчинского зеленокаменного пояса. Плутоны амнуннактинского комплекса состоят из ультраосновных, основных, средних пород и ассоциирующих с ними метагаббро-анортозитов, а также тоналитов и трондjemитов. Возраст этих пород около 3000 млн. лет установлен U-Pb-методом по цирконам и Pb-Pb, Sm-Nd методами по породам в целом, а время их метаморфизма оценивается в 2767 ± 116 млн. лет [52]. Возраст метагаббро-диорит-тоналит-трондjemитового Тунгурчаканского массива, с которым связаны плагиоклазиты, составляет 3000 ± 3 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) [41].

Раннепротерозойские анортозиты получили наиболее широкое развитие в пределах Алдано-Станового нуклеара. Они относятся к двум генетическим типам: автономному и стратиформному. Анортозиты первого типа слагают крупнейший в мире Каларский массив и ряд других разновеликих сближенных массивов хр. Джугджур общей площадью более 12000 км². Изолированно от них располагается Верхнеларбинский массив (30 × 10 км) в верховьях Верхней Ларбы, в пределах Ларбинского гранулитового блока.

Автономные анортозиты Алданского щита всегда вызывали наибольший интерес в связи с уникальными размерами массивов, неоднознач-

ностью и сложностью трактовки их возраста, генезиса и тектонической природы. Долгое время эти анортозиты относились к архею, хотя уже давно имелись и некоторые геологические предпосылки, свидетельствующие об их раннепротерозойском возрасте [13]. Лишь в последнее время появились радиологические данные, позволяющие отнести автономные анортозиты Алданского щита к раннему протерозою более уверенно (2.2–1.7 млрд. лет) [29, 35].

Основная часть массивов автономных анортозитов контролируется Становым разломом и его ветвями, и только Верхнеларбинский массив располагается в зоне влияния Ньюжа-Амгинского дугового разлома – одного из главных структурных элементов Алдано-Станового нуклеара. Массивы автономных анортозитов, связанные со Становым разломом, сосредоточены в двух районах, представляющих собой тектонические узлы сопряжения (структурный парагенез) этого линейного элемента с крупными гранитогнейсовыми овалами длительного (архей-ранний протерозой) развития: Чарским (200 × 140 км) на западе и Маймаканским (190 × 135 км) на востоке [14] (см. рис. 1, 2). С Чарским овалом связан Каларский массив, а с Маймаканским – массивы Джугджурской группы. Это по существу новый взгляд на тектоническое положение массивов автономных анортозитов в кольцевых структурах и линейных элементах Алдано-Станового нуклеара, находящихся в парагенетической связи [14]. Чарский овал был давно выделен Л.И. Салопом [40] (см. рис. 2) и изучен наиболее полно [14]. В его пределах отмечаются реликты раннеархейских гранулитовых комплексов с разновозрастными анортозитами (см. выше), располагающихся в полях позднеархейско-раннепротерозойских гранитоидов, формирующих в свою очередь гранитогнейсовые купола и валы второго поколения. Характерной чертой этого овала является также концентрическое расположение зеленокаменных рифтогенных структур и других тектонических зон, контролирующих размещение разновеликих тел габбро с анортозитами позднего архея, речь о которых шла выше. С длительным (2.6–1.9 млрд. лет) раннепротерозойским этапом развития Чарского овала связывается не только ареальная гранитизация, мигматизация, регрессивный метаморфизм гранулитового цоколя, прогрессивный метаморфизм пород, слагающих позднеархейские зеленокаменные трог и горизонты основания нижнепротерозойской терригенно-карбонатной удоканской серии, но и формирование Каларского массива анортозитов и рапакивиоподобных гранитов кодарского комплекса [14, 20].

Каларский массив, которому в плане сопутствует гравитационный максимум в 30–35 мГал, имеет вместе с погребенной частью форму пластины, вытянутой вдоль субширотного Станового разлома. Протяженность этой пластины – 200 км,

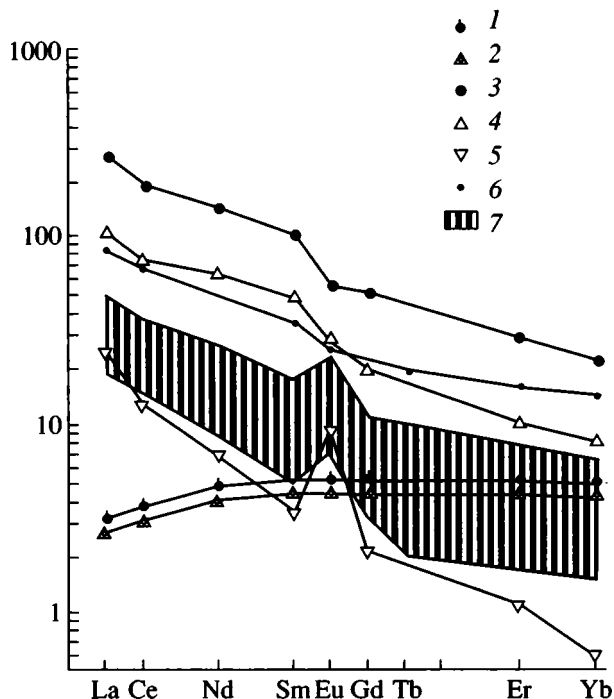


Рис. 3. Нормированные по хондриту средние содержания редкоземельных элементов в метабазах и анортозитах Талакитского купола и в других анортозитах Алданского щита.

1 – метабазиты и 2 – анортозиты Курультинского блока; 3 – метабазиты и 4 – анортозиты Талакитского купола; 5 – автономные анортозиты Каларского массива; 6 – анортозиты закалочной части Геранского массива [44]; 7 – поле стратиформных позднерхейских анортозитов Алданского щита [5].

ширина до 80 км, мощность – 8–10 км [24]. Она плавно погружается в северном направлении к центру Чарского овала. Предполагают, что гравитационный максимум Каларского массива отражает его первичную расслоенность и наличие в нижней его части мощного (около 1 км) слоя габбро и габбро-анортозитов [24, 39]. Существует, однако, и другой вариант интерпретации гравитационного максимума, согласно которому предполагается, что нижняя часть пластины сложена рестиновыми эклогитами [15]. О реальности такого предположения свидетельствует постоянная ассоциация анортозитов, кристаллизующихся при $P = 5.5$ кбар и $T = 1300^\circ\text{C}$ [3, 4], с высокобарическими гранулитами ($P = 964$ кбар и $T = 1100^\circ\text{C}$), а иногда и с эклогитами ($P = 9–11$ кбар, $T = 785–810^\circ\text{C}$) [8].

Раннепротерозойские анортозиты второй группы (стратиформные) тесно связаны с разновеликими массивами и интрузивными телами габброидов, слагая незначительную часть их объемов. Большинство массивов и тел рассредоточено во внешней наиболее подвижной и проницаемой зоне Алдано-Станового нуклеара – Джугджуро-Становой

области. Это Чинейский, Лучанский, Лукиндинский, Ильдеусский массивы [47], дайки и малые тела гекунданского комплекса, прорывающие эффузивы раннепротерозойской элгетейской свиты [5]. Во внутренней части нуклеара в пределах Унгринского тектонического шва в полосе протяженностью 150 и шириной до 30 км (Унгринский клин) располагаются четыре массива габбро-амфиболитов и метадиоритов. Наиболее крупный из них, где обнаружены анортозиты, – Усть-Унгринский (30 × 10 км). Анортозиты слагают тонкие горизонты (0.8–2 м), чередующиеся с габбро и метадиоритами, имея с ними постепенные переходы. Возраст магматических пород унгринского комплекса оценивается в 2037 ± 20 млн. лет [5, 6].

Во внутренней части нуклеара, в среднем течении р. Алдан, кроме этого, выявлены мелкие изолированные тела и маломощные жилы плагиоклазитов с возрастом 1962 ± 5 млн. лет (U-Pb изохрона по цирконам [5]), которые секут раннеархейские тоналито-гнейсы Центрально-Алданского гранитогнейсового купола.

Как видно, стратиформные анортозиты по масштабности проявления значительно уступают автономным анортозитам, которые, в соответствии с этим, можно рассматривать в качестве главных индикаторов тектонического режима раннепротерозоя.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМА ПЕТРОГЕНЕЗИСА АНОРТОЗИТОВ

Раннеархейские анортозиты, независимо от их типа, стратиформного или автономного, по сравнению с анортозитами других возрастов обогащены Ti, Mg и Fe при различных вариациях в содержании как этих, так и всех других элементов, исключая Al.

По сравнению с анортозитами Талакитского купола, слагающими автономные тела, стратиформные анортозиты Курультинского блока более основные, содержат меньше количество Sr, Ba, Y и Zr и обогащены Ni (см. таблицу). Они также отличаются меньшими величинами суммы РЗЭ при относительно низком содержании легких РЗЭ (рис. 3). Метабазиты, ассоциирующие с анортозитами Талакитского купола, отличаются от метабазитов Курультинского блока большими содержаниями суммы щелочей и Ti и меньшей магнезиальностью. Они, как и анортозиты, содержат меньшее количество Sr, Ba, Y и Zr, обогащены РЗЭ (см. рис. 3).

Анализ петрогеохимических особенностей пород раннеархейской анортозит-метабазитовой ассоциации показывает, что анортозиты и метабазиты в каждом выделенном типе близки по степени дифференцированности редкоземельных элемен-

тов (La_N/Yb_N), равной в среднем 12.97 у анортозитов и 11.78 у метабазитов Талакитского купола и, соответственно, 0.70 и 0.68 – Курультинского блока. В обоих случаях анортозиты отличаются от метабазитов меньшей суммой РЗЭ, а также отсутствием европиевой аномалии (среднее $Eu/Eu^* = 0.89$ и 0.998 , соответственно), столь характерной для пород подобного типа (см. рис. 3). Кроме того, анортозиты Талакитского купола по содержанию и характеру распределения РЗЭ обнаруживают определенные черты сходства с некоторыми разновидностями габбро-анортозитов гор Адирондак провинции Гренвилл Канадского щита [56] и породами закалочной зоны Геранского массива автономных анортозитов Алданского щита [42–44] (рис. 4, см. рис. 3). Как полагают, в двух последних случаях эти разновидности анортозитов отражают состав родоначальной магмы. Обратная корреляция между Sr и Yb и прямая – между Eu/Sm отношениями и содержанием Al_2O_3 (рис. 5) в породах анортозит-метабазитовой ассоциации свидетельствует об особых условиях петрогенезиса, которые способствовали отделению плагиоклаза при кристаллизации магм, имеющих высокоглиноземистый состав [2]. Об этом же говорят закономерное положение фигуративных точек этих пород на тренде эволюции остаточного расплава на диаграмме Nd-Eu_# (см. рис. 4) и субпараллельное распределение РЗЭ в анортозитах и метабазитах (см. рис. 3). Геодинамический режим выплавления пород анортозит-базитовой ассоциации Талакитского купола определялся путем анализа отношений в них титана, циркония, иттрия и стронция [19] на соответствующих диаграммах [54]. Этот режим протекал в условиях, когда уже существовала эмбриональная континентальная кора и в очаге магмогенерации создавалась возможность кристаллизационной дифференциации расплава с отделением плагиоклаза.

Таким образом, геологические и петрогеохимические данные свидетельствуют о различных условиях образования анортозитов и ассоциирующихся с ними пород Талакитского купола и Курультинского блока. Петрогенезис анортозитов и метабазитов Талакитского купола был связан с разделением остаточного расплава, отделившегося в глубинном очаге вследствие дифференциации родоначальной высокоглиноземистой магмы, образованной при относительно низкой степени частичного плавления коровомантийного материала. Об этом свидетельствует характер спектра распределения РЗЭ (см. рис. 3). Происхождение стратиформных метаанортозитов Курультинского блока осуществлялось в ходе кристаллизационной дифференциации магматического расплава уже после его внедрения [5]. Генерация этого расплава, судя по распределению РЗЭ (см. рис. 3), происходила при более высокой степени частичного плавления.

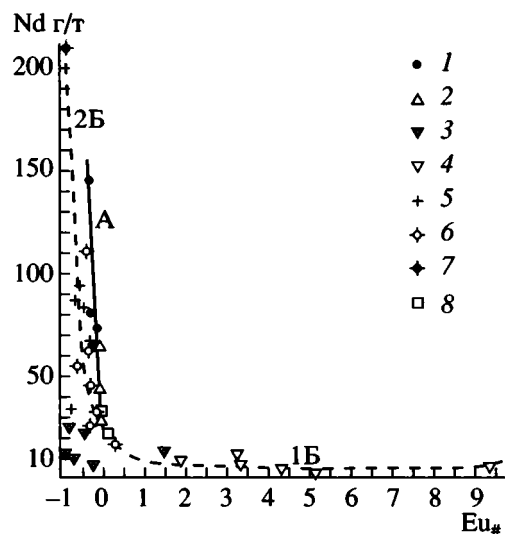


Рис. 4. Диаграмма Nd-Eu_# [55] для разновозрастных анортозитов Алданского щита и связанных с ними пород $Eu_{\#} = (NEu/[NSm + NGd] \times 0.5)$. 1, 2 – раннеархейские метабазиты (1) и анортозиты (2) Талакитского купола; 3 – позднеархейские анортозиты [5]; 4–7 – раннепротерозойские автономные анортозиты Каларского массива с использованием данных [44] (4) и гранитоиды: аляскинтовые (5), рапаквивиподобные (6), пироксенсодержащие (7); 8 – габбро-анортозиты гор Адирондак как эталон магм, родоначальных для анортозитов [56]. Линии на диаграмме – тренды эволюции: остаточного расплава для пород Талакитского купола (А), кумулата (1Б) и остаточного расплава (2Б) для комплементарного комплекса анортозитов Каларского массива и связанных с ними гранитоидов.

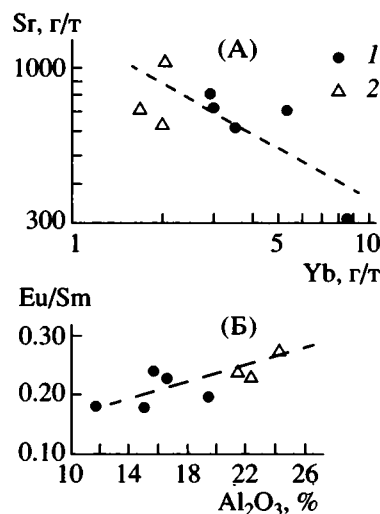


Рис. 5. Диаграммы Sr-Yb (А) и $Eu/Sm-Al_2O_3$ (Б) [2] для метабазитов (1) и анортозитов (2) Талакитского купола.

Вероятно, с разнообразием условий магмогенерации можно связать чрезвычайно широкий диапазон содержаний петрогенных, редких и редкоземельных элементов в позднеархейских

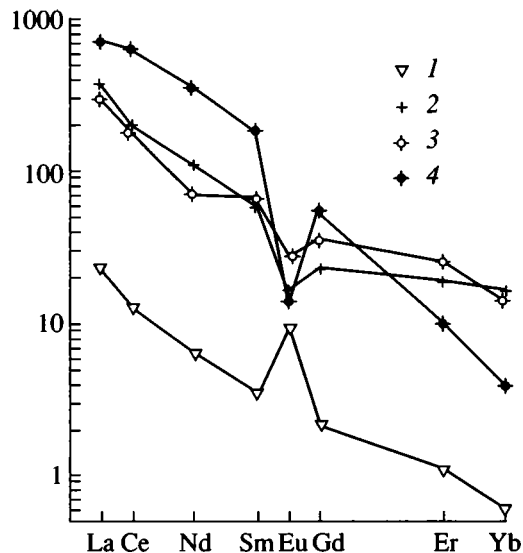


Рис. 6. Нормированные по хондриту средние содержания редкоземельных элементов в раннепротерозойских автономных анортозитах Каларского массива и связанных с ними гранитоидах.

1 – анортозиты; 2 – аляскинские граниты; 3 – рапакивиподобные граниты кодарского комплекса; 4 – гиперстенсодержащие гранодиориты.

стратиформных анортозитах, рассредоточенных на большой площади Алдано-Станового нуклеара (см. таблицу). По максимальным содержаниям и дифференцированности РЗЭ ($La_N/Yb_N = 7.48-12.6$) они приближаются к раннеархейским анортозитам, отличаясь от последних все же меньшей суммой РЗЭ и положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 1.54-1.81$) (см. рис. 3), типичной для кумулятивных анортозитов. И действительно, по минимальным содержаниям РЗЭ позднеархейские анортозиты очень близки к автономным анортозитам раннего протерозоя, кумулятивная природа которых не вызывает сомнений. Однако на диаграмме эволюции магматических расплавов (см. рис. 4) фигуративные точки позднеархейских стратиформных анортозитов группируются в поле неопределенности вдоль изогнутой линии тренда, попадающей на отрезок, характеризующий разделение родоначальной магмы на кумулат и остаточный расплав. В отличие от них распределение точек анортозитов раннего архея и раннего протерозоя более четкое и следует, соответственно, линиям эволюции остаточного расплава и кумулата. Это позволяет предполагать в первом случае существование кумулата как одного из продуктов внутрикамерной дифференциации родоначальной магмы для раннеархейской анортозит-базитовой ассоциации, скорее всего, скрытого на глубине в очаге магмогенерации (Талакитский тип анортозитов); а во втором – остаточного рас-

плава, кумулат которого представлен раннепротерозойскими анортозитами. Последние обладают высокой степенью дифференцированности (в среднем $La_N/Y_N = 37.98$) и большим значением европиевого максимума ($Eu/Eu^* = 3.50$) (см. рис. 3), что отличает эти кумулятивные образования от более ранних анортозитов, имеющих другую генетическую природу. Другим компонентом элементарного ряда кумулат – остаточный расплав, по всей видимости, являются разновозрастные с автономными анортозитами (2.0–1.7 млрд. лет) рапакивиподобные граниты кодарского и улканского комплексов [20]. Тела этих гранитов располагаются вблизи или на некотором удалении от массивов анортозитов, как правило, к северу от последних (см. рис. 2). Продуктами кристаллизации остаточного расплава, кумулатами которого являются породы, богатые плагиоклазом, могут быть раннепротерозойские гиперстенсодержащие гранодиориты и аляскинские граниты внутренней части Алдано-Станового нуклеара, так как по характеру распределения РЗЭ и других элементов они так же, как и рапакивиподобные граниты, элементарны анортозитам (рис. 6, см. рис. 4 и таблицу). Все эти обстоятельства свидетельствуют о возможности выделения элементарных магматических комплексов, формирующихся в глобальную эпоху раннепротерозойского термотектогенеза [20, 33]. Этими процессами был охвачен докембрийский суперконтинент, располагавшийся в приэкваториальном горячем поясе, что, помимо прочих данных [14, 20], подтверждается и расчетами по материалам палеомагнитных исследований Джугджурского и Сехтагского массивов автономных анортозитов Алданского щита [31]. Из этих расчетов видно, что во время формирования анортозитов раннего протерозоя Алданский щит располагался в зоне экватора между 18° ю.ш. и 18° с.ш.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Раннеархейские анортозиты Алданского щита относятся к наиболее древним образованиям подобного типа, известным на древних щитах. Вещественный (метабазиты) и структурный (эндербитовые купола), парагенезис, а также петрогеохимические особенности пород анортозит-метабазитовой ассоциации свидетельствуют о связи условий их образования с чередующимися геодинамическими режимами, типичными для ранних этапов эволюции эндербитовых куполов – следов мантийных струй [16, 19]. Анортозиты и связанные с ними метабазиты формировались только в тех случаях, когда на фоне часто меняющихся режимов сжатия и растяжения возникали обстановки кратковременного относительного динамического равновесия, определявшие возможность дифференциации родоначальной магмы либо в глубоких магматических очагах (талакитский тип анортозитов), либо в уже

внедренных магматических телах (курультинский тип анортозитов). К этому надо добавить, что формирование раннедокембрийской литосферы протекало, по всей видимости, в условиях интенсивной дегазации и дегидратации первичной мантии. Отсюда можно предполагать и высокую водонасыщенность родоначальных магм, обладавших в связи с этим высокой способностью к дифференциации даже в небольших объемах и в короткие интервалы времени относительной тектонической стабилизации. Необходимо также подчеркнуть, что разнообразие состава и условий петрогенезиса анортозитов, так же, как и других комплексов, формирующих эндербитовые купола, отражает, кроме того, глубинные и латеральные неоднородности мантии и нижней коры в разных нуклеарах и частях последних.

Образование позднеархейских анортозитов в составе стратифицированных интрузивов габброидов, локализованных в зонах сублинейных разломов, можно связывать с заключительными этапами эпохи плюм-тектонического режима, которые характеризовались формированием зеленокаменных поясов и сопряженных с ними гранитогнейсовых овалов и куполов ремобилизованного фундамента. Об этом свидетельствует структурная связь гранит-зеленокаменных поясов позднего архея с крупными концентрически-кольцевыми элементами нуклеарной тектоники – внешними зонами нуклеаров и крупными гранитогнейсовыми овалами типа Чарского (см. рис. 2). Все это говорит о слабой степени кратонизации коры на заключительных этапах плюм-тектонического режима, которая относительно полностью консолидировалась лишь к началу раннего протерозоя. Именно к этому времени в приэкваториальном поясе началась аккреция сиалических ядер в крупную континентальную массу первой Пангеи, кора которой обладала уже достаточной мощностью, жесткостью и способностью к радиоактивной термогенерации, а также экранированию термофлюидных потоков.

Этот вывод имеет принципиальное значение для построения тектонической модели образования раннепротерозойских анортозитов и связанных с ними гранитов типа рапакиви, которые относятся к тектонически разобщенным комплементарным комплексам. Основным вариантом этой модели, разработанный на примере Алданского щита и Алдано-Станового нуклеара, был опубликован ранее [20, 33]. В соответствии с этой моделью породы тектонически разобщенных комплементарных комплексов формировались за счет разделения родоначальной кварцево-диоритовой магмы по механизму фильтр-прессинга [21]. Очаги этой магмы зарождались в протоастеносферном слое в основании континентальной коры. Этот слой генерировался за счет частичного плавления верх-

ней мантии и нижней гранулит-базитовой коры в условиях экранирующего влияния сиалической оболочки нуклеара. В ходе тектонической эволюции кумулятивная анортозитовая “каша” в результате гравитационного течения горизонтального слоя выдавливалась в верхние горизонты литосферы по системе пологого глубинного надвига, во время как комплементарные граниты внедрялись в кору, маркируя тем самым ход движения этого слоя от внутренних частей нуклеара к его краям.

Эта модель хорошо увязывается с более ранними представлениями о Становом гранулит-анортозитовом поясе как глубинном надвиге [11, 25]. Она подтверждается плитообразной формой Каларского массива, полого наклоненного к северу и ассоциирующего с высокобарическими породами, а также обосновывает закономерное по отношению к анортозитам пространственное размещение комплементарных гранитов типа рапакиви. Вместе с тем эта модель не объясняла механизм гравитационного течения горизонтального слоя с анортозитовой “кашей”, не учитывала структурную связь анортозитов с крупными гранитогнейсовыми овалами и ряд других факторов. В настоящее время появилась возможность предполагать, что потеря устойчивости вышеуказанного слоя и его гравитационное течение в сторону тектонически ослабленной и более проницаемой зоны могло осуществляться в результате превышения критического градиента температур, обусловленного длительным нагревом снизу и охлаждением сверху, со стороны радиоактивно разогретой континентальной коры, служившей тепловым экраном. Эта модель теплового гравитационного течения (разработанная для условий локального подтока тепла в осевой зоне СОХ и возникающего при этом горизонтального градиента температур [22]) может быть применена и для объяснения механизма движения анортозитовой “каши” в горизонтальном слое. Структурная связь раннепротерозойских анортозитов с гранитогнейсовыми овалами, которые можно рассматривать как геологические производные таких потоков, позволяет говорить об очаговом характере развития процессов генерации высокопластичного слоя и магм, родоначальных для тектонически разобщенных комплементарных комплексов. В пределах Алдано-Станового нуклеара можно выделить три центра такой генерации: Чарский, Маймаканский и Центральнo-Алданский. Два первых соответствуют выделенным гранитогнейсовым овалам, а последний совпадает с внутренней частью Алдано-Станового нуклеара. С ним не связаны какие-либо крупные массивы анортозитов. На отрезке Станового разлома, который сопряжен с этим центром, и южнее него выжимание анортозитовой “каши” в верхние горизонты литосферы произошло лишь частично (Верхнеларбинский массив), хотя здесь

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

спорадически встречаются блоки пород высокобарических комплексов [25]. По всей видимости, это было связано с дефицитом теплового потока, недостаточного для достижения критического градиента температур, в отличие от Чарского и Маймаканского центров магмогенерации. Косвенным доказательством этого служит широкое развитие процессов высокотемпературного диафтореза и гранитизации в пределах этих центров, в отличие от Центрально-Алданского, где архейские гнейсовые комплексы гранулитовой фации не подверглись регрессивному метаморфизму, а тепловое воздействие привело лишь к нарушению изотопных систем [32]. Между тем о существовании погребенных анортозитов во внутренней части Алдано-Станового нуклеара свидетельствуют находки ксенолитов анортозитов в мезозойских щелочных интрузивах Алданского щита [45]. Не исключено также, что жилы плагиоклазитов в среднем течении р. Алдан, речь о которых шла выше, могут представлять собой выплавки скрытых на глубине анортозитов, мобилизованных в ходе интенсивных процессов раннепротерозойского термотектогенеза.

Проведенный ранее анализ пространственно размещения массивов автономных анортозитов в глобальной системе нуклеаров [20] может свидетельствовать о том, что сиалические ядра докембрийского суперконтинента к концу архея выступали в качестве более или менее изометричных террейнов с достаточно зрелой и мощной континентальной корой. В одних случаях эти террейны находились в тесном коллизионном соприкосновении друг с другом, в других разделялись существенно мафическими или эндербит-базитовыми межнуклеарными комплексами. На рубеже архея и раннего протерозоя под воздействием мощных глобальных процессов термотектогенеза, инициированных, с одной стороны, перестройкой глубинной геодинамической системы конвекции от одноярсной к двуярсной, а с другой – экранирующим влиянием континентальной коры, началось взаимодействие архейских террейнов в режиме, близком к тектонике плит. По этой причине большинство поясов с автономными анортозитами, ассоциирующими с высокометаморфизованными комплексами, располагаются в краевых частях нуклеаров (террейнов) и реже внутри них в зонах дуговых сдвиго-надвиговых разломов (анортозиты Анабарского щита) [14]. По всей видимости, пояса высокобарического метаморфизма с анортозитами (типа Джугджуро-Станового) можно отнести к своеобразным зонам коллизии, в которых осуществлялся вывод на высокие уровни литосферы больших масс частично раскристаллизованных кумулятивных расплавов и ассоциирующих с ними магм.

Приведенные данные показывают, что характер проявлений анортозитового магматизма на Алданском щите в раннедокембрийское время не оставался постоянным, а закономерно эволюционировал в соответствии с изменением тектонических условий петрогенезиса. Ведущим процессом формирования анортозитов в раннем архее являлся механизм дифференциации родоначальной магмы базитового состава, который реализовался в условиях нестабильного геодинамического режима плюм-тектоники, характеризующегося отсутствием длительно существующих однонаправленных стрессов (нелинейная геодинамика). Возможность достаточно интенсивного развития процессов магматической дифференциации, несмотря на неблагоприятную геодинамическую обстановку, очевидно, определяется тем, что выплавление базитовых магм, часто повышенной глиноземистости, происходило из недеплетированного и богатого водой (и летучими) мантийного материала. Эти факторы определили особенности геологии и петрогеохимии раннеархейских анортозитов, широко распространенных в древнейших комплексах в тесной ассоциации с метабазитами, но всегда в виде небольших тел с признаками расслоенности либо без них.

Петрогенезис позднеархейских анортозитов в значительной мере контролировался теми же факторами, что и раннеархейских, однако локализация их в сублинейных зонах свидетельствует о формировании в условиях, переходных от плюм-тектонического режима к режиму, близкому к тектонике жестких плит и террейнов. Что же касается раннепротерозойских анортозитов Алданского щита и, по всей видимости, протерозойских анортозитов других областей, то их формирование осуществлялось также в переходный период от одного тектонического режима к другому, когда, с одной стороны, наблюдались активные взаимодействия плит, сопровождавшиеся процессами погружения и эксгумации нижней коры, а с другой, – продолжали работать механизмы плюм-тектоники, обеспечивавшие возникновение градиенте температур, превышавших иногда критические параметры. Источником анортозитов в это время явились уже магмы немантийного, а смешанного – корово-мантийного (гибридного) происхождения. При этом оказалось подавленным значение процессов магматической дифференциации и ведущую роль в эволюции родоначальной магмы приобрели стрессовые воздействия (типа фильтр-прессинга).

Благодарности. Авторы благодарят Г.Н. Баженову за представленные в их распоряжение образцы анортозитов Каларского массива для аналитических исследований и В.И. Пузанова за организацию и помощь в проведении полевых исследований Талакитского купола.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Проект № 97-05-65083.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженова Г.Н.* Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 85–99.
2. *Балашов Ю.А.* Геохимия редких элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
3. *Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Ленников А.М.* Геология и условия образования Джугджурского массива по данным термобарогеохимии // Тихоокеан. геология. 1992. № 5. С. 104–117.
4. *Бердников Н.В., Карсаков Л.П.* Термобарогеохимические исследования докембрийских комплексов Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 34–42.
5. *Березкин В.И., Смелов А.П.* Малоизвестные анортозиты Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 3. С. 101–112.
6. *Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Дук В.Л. и др.* Изотопный возраст Унгринского магматического комплекса Алданского щита // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 1. С. 206–209.
7. *Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Другова Г.М. и др.* U-Pb возраст гранулитов Курультинского комплекса (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. С. 949–952.
8. *Бирюков В.М., Бирюков Е.В., Косыгин Ю.Н.* Высокобарический метаморфизм в габбро-анортозитовых комплексах (на примере Каларского массива) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 362–367.
9. *Богатиков О.Н.* Анортозиты. М.: Наука, 1979. 231 с.
10. *Богатиков О.А., Летников Ф.А., Марков М.С., Суханов М.К.* Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 246–271.
11. *Богданова Н.Г.* Строение Геранского анортозитового массива (Алданский щит, Становой хребет) // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 112–147.
12. *Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
13. *Быховер В.Н., Лаврович Н.Н.* Новые данные о Каларском массиве анортозитов (Восточная Сибирь) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 2. С. 17–26.
14. *Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 215 с.
15. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Тектоническое положение и петрогенезис анортозитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1988. № 4. С. 37–43.
16. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
17. *Глуховский М.З., Моралев В.М.* Горячий пояс ранней Земли и современная глубинная геодинамика по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 3–10.
18. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
19. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Пузанов В.И.* Тектоническая эволюция архейских эндербитовых куполов Алданского щита // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–14.
20. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К.* Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.
21. *Грин Т.Х.* Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // М.: Мир, 1968. С. 228–255.
22. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦОИГГМ СО РАН, 1994. 300 с.
23. Древнейшие породы Алдано-Станового щита: Путеводитель Междунар. геол. экскурсии. Проект МПКК № 280 “Древнейшие породы Земли” / Отв. ред. В.А. Рудник. Л.: Изд-во ИГиГД АН СССР, 1989. 260 с.
24. *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р., Балк Т.В.* Глубинное строение Каларского габбро-анортозитового массива по гравиметрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 130–133.
25. *Карсаков Л.П.* Тектоническая позиция глубинных гранулитов и особенности строения нижних горизонтов земной коры // Тектоника Сибири. Т. III. Новосибирск: Наука, 1980. С. 69–73.
26. *Карсаков Л.П., Роганов Г.В.* Сейсмический интрузивный комплекс расслоенных габброндов и его рудоносность // Тихоокеан. геология. 1995. № 1. С. 99–110.
27. *Ковач В.П., Котов А.Б., Сальников Е.Б.* Nd-изотопная систематика гранитоидов и супракрустальных пород центральной части Алданского щита: этапы формирования, изотопная структура и характер роста континентальной коры в раннем докембрии // Наука о земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения: Тезисы конференции РФФИ. М.: Научный мир, 1997. С. 87.
28. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М. и др.* Раннепротерозойские граниты северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 1993. №2. С. 15–21.
29. *Ленников А.М.* Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.

30. *Лутц Б.Г., Баженова Г.Н.* Анортозит-мангеритовые серии пород докембрия Анабарского и Алданского щитов // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 235–241.
31. *Михайлов Н.П., Кравченко С.Н., Панских Е.Н.* О палеомагнитной характеристике анортозитовых массивов Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 50–56.
32. *Моралев В.М., Глуховский М.З., Банковская Э.В., Петрова З.И.* Изотопное датирование метабазитов архея Алданского щита Rb-Sr-методом и проблема раннепротерозойского термотектогенеза // Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 15–20.
33. *Моралев В.М., Глуховский М.З., Суханов М.К.* Тектонически разобщенные комплементарные комплексы (на примере раннего протерозоя Алданского щита) // Докл. АН. 1992. Т. 327. № 2. С. 104–109.
34. *Морозова И.М., Другова Г.М., Богомолова Е.С. и др.* Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского района // Изотопная геология и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7–22.
35. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З.* Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура // Докл. АН. 1992. Т. 323. № 3. С. 514–518.
36. *Павловский Е.В.* Тектонические аспекты проблемы анортозитов // Геотектоника. 1967. № 5. С. 68–89.
37. *Павловский Е.В.* Проблема анортозитов и гранитов рапакиви (тектонический аспект) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 5. С. 3–18.
38. *Попов Н.В., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И.* Петрохимия архейских метавулканитов Суннагинского блока Алданского массива. Препринт № 10. Новосибирск: Изд-во Ин-та Геологии и геофизики СО АН СССР, 1989. 25 с.
39. *Роганов Т.В., Карсаков Л.П.* Апатитоносность раннего докембрия Алдано-Станового щита. Хабаровск: Изд-во ДВО АН СССР, 1991. 96 с.
40. *Салон Л.И.* Два типа структур докембрия, гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46. Вып. 4. С. 5–30.
41. *Сальникова Е.В., Котов А.Б., Немчин А.А. и др.* О возрасте Тунгурчаканского массива (Олекминская складчатая область, Алданский щит) // Докл. АН. 1993. Т. 331. №3. С. 356–358.
42. *Суханов М.К.* Сравнительный анализ формаций автономных анортозитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 7. С. 3–18.
43. *Суханов М.К., Богданова Н.Г., Ляпунов С.М., Ермолаев Б.В.* Геохимия редкоземельных элементов формации автономных анортозитов // Геохимия. 1990. № 2. С. 184–194.
44. *Суханов М.К., Ваганов П.А.* О генетических взаимоотношениях кислых и основных пород в Каларском чарнокит-анортозитовом массиве // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 17–31.
45. *Угрюмов Н.А.* Соотношение кристаллических комплексов архея с “базальтовым” слоем земной коры на Алданском щите // Тектоника Сибири. Т. X. Новосибирск: Наука, 1981. С. 112–118.
46. *Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г., Ризванова Н.Г., Морозова И.М.* О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранито-гнейсовый ареал) // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 526–529.
47. *Щека С.А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1996. 133 с.
48. *Henderson P., Fishlock S.J., Laul J.C. et al.* Rare Earth element abundances in rocks and minerals from the Fiskenaeset complex, West Greenland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 30. № 1. P. 37–49.
49. *Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V.A.* Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // Precambrian Res. 1998. V. 91. № 4. P. 333–363.
50. *Martignole J.* Tectonic setting of anortositic complexes of the Grenville province, Canada // Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust / Ed. Daniel Demaiffe. Un Libre de Bruxelles, 1996. P. 3–18.
51. *Nemchin A.A.* Evolution of the Aldan Shield, Eastern Siberia // 7 Int. Conf. in Geochronology and Isotope Geology. Abstr. Vol. 25. Canberra, 1990. P. 70.
52. *Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al.* Late Archean intrusive complexes in Olekma granite-greenstone terrain (Eastern Siberia) // Precamb. Res. 1993. Vol. 62. № 5. P. 453–472.
53. *Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadagaard H., Smelov A.P.* The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precamb. Res. 1992. Vol. 54. № 2–4. P. 195–210.
54. *Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic Implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic Rocks // Contr. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
55. *Pedersen R.B., Maplas J., Falloon J.* Petrology and geochemistry of gabbroic and related rocks // Proceedings of the ocean drilling programm. Scientific. Result. 1996. Vol. 147. P. 3–19.
56. *Simmons E.C., Hanson G.N.* Geochemistry and Origin of Massif-Tipe Anortosites // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. Vol. 66. P. 119–135.

Рецензент: В.И. Коваленко

Evolution of the Tectonic Setting of Anorthosite Magmatism in the Aldan Shield

M. Z. Glukhovskii and V. M. Moralyev

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

New geological and geochemical data on the Early Precambrian formations of the Aldan shield indicate the existence of three non-coeval magmatic complexes with anorthosites within it, which makes it possible for the first time to study the evolution of the tectonic settings of their formation. The petrogenesis of the oldest Early Archean massif-type and stratiform anorthosites is controlled by the differentiation of high-alumina basic magma in local short-lived chambers under the conditions of unstable plume-tectonic geodynamic regime. The petrogenesis of younger Late Archean anorthosites was governed by the same factors but in a setting transitional to plate tectonics, responsible for the emplacement of layered gabbro-anorthosite massifs within the sublinear zones cross-cutting sialic nuclei (terranes). The largest Early Proterozoic bodies of massif-type anorthosites were formed at the end of the transitional period between plume and plate tectonics. The parent magma of these anorthosites had a mixed (crustal-mantle) origin. Its inception and development took place in large magma chambers in a setting of intense thermal tectogenesis, which was responsible for the formation of a horizontal thermal gravity flow and deep thrusts with anorthosites in their frontal sections.

УДК 551.248.2(571.5)

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВЗАИМНОГО ПОЛОЖЕНИЯ СИБИРИ И ЛАВРЕНТИИ В КОНЦЕ МЕЗОПРОТЕРОЗОЯ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 1999 г. В. Э. Павлов¹, И. Галле²

¹ Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

² Парижский институт физики Земли, Национальный центр научных исследований, Париж, Франция

Поступила в редакцию 12.11.98 г.

В настоящей работе представлены данные палеомагнитных исследований пород малгинской свиты Учуро-Майского района (юго-восток Сибирской платформы), формирование которых происходило в конце среднего рифея (позднего мезопротерозоя). Полученный результат полностью удовлетворяет палеомагнитным критериям надежности [58] и при сравнении с палеомагнитными определениями, сделанными по близким по возрасту породам Лаврентии, подтверждает возможность того, что Сибирь и Лаврентия являлись частями единого континента. Существование связи между Сибирью и Лаврентией требует, однако, пересмотра полярности позднепротерозойских палеомагнитных направлений Лаврентии и Гондваны, что согласуется с новыми результатами, полученными Дж. Парком [42] и Д. Кларком и П. Шмидтом [21, 48]. Палеомагнитное определение, полученное нами по малгинской свите, подтверждает возможность расположения Сибирского кратона вблизи современных северных и северо-восточных границ Лаврентии, как это предполагалось в работах П. Хоффмана, К. Конди и О.М. Розена и С. Пелешаты [23, 29, 43], однако, в отличие от реконструкций, предложенных этими авторами, наши данные требуют того, чтобы Сибирь была повернута к северным и северо-восточным территориям Лаврентии своей юго-юго-восточной стороной. Этот результат замечательно согласуется с недавней реконструкцией Р. Рэйнберда с соавторами [46], построенной с учетом новых изотопных данных, полученных при изучении верхнерифейских пород Учуро-Майского района.

ВВЕДЕНИЕ

Лавинообразное накопление, по выражению И. Диела [26], “взрыв” новых геологических результатов (для обзора см. [25, 47]), глобальная корреляция мезопротерозойского гренвильского орогенеза и неопротерозойских рифтовых систем привели к практически одновременно постулированию рядом авторов [24, 29, 38] существования Мезо-Неопротерозойского суперконтинента Родиния. При этом предполагалось, что центральная часть этого суперконтинента была образована Лаврентией, с востока и севера к ней примыкали Сибирь и Восточная Гондвана (Индийский, Австралийский и Восточно-Антарктический кратоны), с юга и запада – Балтика, Южно-Американский и Африканские кратонные блоки.

В последние 3–4 года гипотеза о существовании Родинии привлекала на свою сторону все большее число сторонников и к настоящему моменту превратилась, по сути дела, в историко-геологическую и тектоническую (суб)парадигму, с позиций которой объясняются все важнейшие события позднепротерозойской и раннепалеозойской истории: формирование Гондваны [30, 57], образование Тихого океана [24], великие докембрийские оледенения [54], пониженная частота ин-

версий магнитного поля Земли [55], ранневендский эволюционный скачок [25], “взрыв жизни” на рубеже протерозоя и палеозоя [39] и т.д.

Методическая и аппаратная революция, прошедшая в палеомагнетизме в 80-х годах, имела своим следствием появление новых высококачественных палеомагнитных определений. Анализируя палеомагнитные данные, имевшиеся к тому времени для Лаврентии и Восточной Гондваны, К. Пауэлл с соавторами [45] показали, что они хорошо согласуются с предложенной реконструкцией суперконтинента для интервала времени 1050–720 млн. лет.

Однако при всей привлекательности этой гипотезы нельзя не признать, что ее обоснование не является достаточно твердым. Особенно ярко это проявляется на примере Сибири, где предложенные геологические палеорекострукции прямо противоречат одна другой [23, 43], а палеомагнитные определения, удовлетворяющие современным требованиям, крайне малочисленны. При этом обоснованное подтверждение или опровержение вхождения Сибири в состав Родинии имело бы важное значение для доказательства ее существования.

“Ядром” этой проблемы является вопрос о том, входили ли Сибирь и Лаврентия в протерозое в состав единого континента и, если да, то каково было их взаимное положение. Возможно, впервые этот вопрос был детально рассмотрен в работе [51], авторы которой, опираясь на некоторые черты сходства между древнейшими образованиями Лаврентии и Сибирской платформы, высказали предположение о том, что последняя в результате рифтогенеза была отчленена от западного края Лаврентии в позднем протерозое. Такое же взаимное расположение Сибири и Лаврентии принимал Дж. Пайпер [44] в своей реконструкции позднепротерозойского суперконтинента, опиравшейся, в значительной степени, на полученные к тому времени палеомагнитные данные.

К. Скотиз и У. МакКерроу [50], исходя из палеоклиматических и палеомагнитных данных, также полагают, что в позднем докембрии Сибирь и Лаврентия входили в состав единого континента, однако в своей реконструкции они помещают Сибирь к востоку от Гренландии.

На основе выполненной корреляции древних складчатых поясов и магматических зон Северо-Американской и Сибирской платформ П. Хоффман и К. Конди и О.М. Розен [23, 29] делают вывод о том, что Сибирь была присоединена к северной части Лаврентии, однако, если в реконструкции П. Хоффмана Сибирь обращена к Лаврентии своей северной частью, то К. Конди и О. М. Розен приводят доводы в пользу того, что Сибирь была развернута приблизительно на 60° против часовой стрелки относительно первого варианта.

В своей работе 1996 г. С. Пелешаты [43] приводит данные стратиграфических исследований венд-кембрийских отложений Северной Сибири, которые, по его мнению, подтверждают реконструкцию П. Хоффмана и указывают на раннекембрийское время разделения Сибирской и Северо-Американской платформ.

Результаты выполненных недавно изотопно-геохронологических исследований позднепротерозойских силлов и цирконов из верхов уйской серии Учуро-Майского района [46] накладывают существенные ограничения на возможные реконструкции взаимного положения Лаврентии и Сибири. Авторы этой работы указывают на то, что полученные ими новые результаты могут быть согласованы с уже имеющимися данными в том случае, если предположить, что Сибирская платформа была обращена к северным территориям Лаврентии своей южной частью.

Таким образом, к настоящему времени предложено несколько в той или иной мере обоснованных альтернативных реконструкций, описывающих взаимное положение рассматриваемых континентальных блоков в позднем протерозое. Прямым и естественным путем тестирования этих реконструкций является сравнение палеомагнитных ре-

зультатов, полученных по разновозрастным позднепротерозойским объектам Северо-Американского и Сибирского кратонов. Используемые объекты должны удовлетворять следующим требованиям: во-первых, их возраст должен быть определен с максимально возможной для этого временного интервала точностью и, во-вторых, результаты, полученные по этим объектам, должны максимально удовлетворять палеомагнитным критериям надежности [58]. Следует отметить, что, если для позднего протерозоя Северо-Американской платформы к настоящему времени получено уже несколько десятков палеомагнитных полюсов, жесткая селекция которых позволит выделить те из них, которые будут удовлетворять названным требованиям, то соответствующая база для сравнения для Сибирской платформы крайне ограничена.

Одним из наиболее подходящих сибирских объектов для решения поставленной задачи являются, по-видимому, породы малгинской свиты Учуро-Майского района. Малгинская свита была одним из первых на территории СССР докембрийских объектов, изученных палеомагнитным методом [18]. Как показали последующие исследования, полученные уже тогда результаты можно было использовать для приблизительной оценки положения Сибирской платформы в конце среднего рифея.

В дальнейшем были выполнены более детальные работы [5, 9], в процессе которых использовалась методика пошагового размагничивания образцов пилотной коллекции с последующей чисткой всей коллекции при выбранном оптимальном режиме. В ходе этих исследований, помимо малгинской свиты, были подробно изучены средне- и верхнерифейские отложения тотгинской, ципандинской, нерюенской, игниканской, кандыкской и устькирбинской свит. Однако в печати были опубликованы только конечные результаты этих работ без представления детальных данных, позволяющих судить об их надежности. Следует отметить, что, исходя из современных требований к точности и надежности выделения компонент намагниченности, результаты, приведенные в работах [5, 9], нуждаются в уточнении, поскольку при их получении детальным магнитным чисткам была подвергнута только часть коллекции, а метод главных компонент [31] при расчете направления компонент намагниченности не использовался.

В настоящей работе представлены результаты новых исследований пород малгинской свиты, выполненных на основе современных методик с использованием передовой палеомагнитной аппаратуры.

ГЕОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ

Учуро-Майский разрез рифея по своей полноте, изученности, охарактеризованности палеонтологическими остатками, слабой измененности и довольно хорошей обнаженности пород и прочим данным

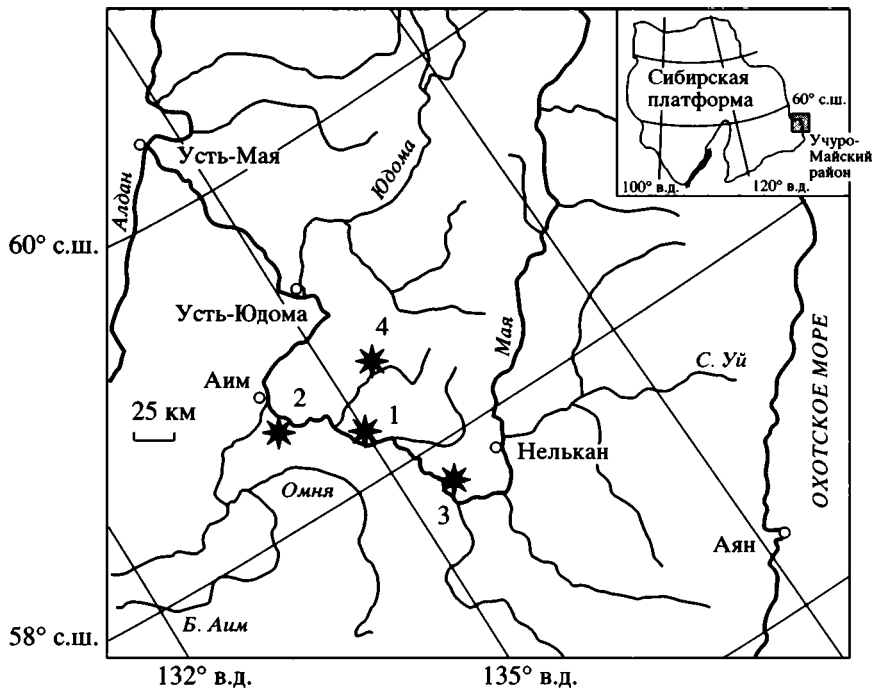


Рис. 1. Географическое положение изученных разрезов.

Изученные обнажения отмечены звездочками: 1 – Эмелекен, 2 – Селия, 3 – Хаахар, 4 – Ингили. На врезке показано географическое положение района работ.

является одним из лучших рифейских разрезов мира. Здесь на территории в несколько сотен тысяч квадратных километров на поверхность выходят нижне-, средне- и верхнерифейские породы, отделенные от нижележащих архейских и раннепротерозойских образований и от вышележащих венд-кембрийских комплексов крупными региональными несогласиями [17].

В структурном отношении Учуро-Майский регион состоит из двух крупных районов, разделенных региональным Нелькано-Кыллахским надвигом: Учуро-Майской плиты, являющейся частью Сибирской платформы, и Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоны, входящей в состав Верхояно-Колымской складчатой системы. В составе Учуро-Майского рифея выделяют пять осадочных серий: нижнерифейскую учурскую, среднерифейские айчанскую и керпыльскую, верхнерифейские лахандинскую и уйскую [15]. Керпыльская серия наиболее широко распространена в пределах рассматриваемой территории и включает в себя (снизу вверх) силикостратическую тоттинскую и преимущественно карбонатные малгинскую и ципандинскую свиты.

В настоящей работе представлены результаты палеомагнитных исследований пород малгинской свиты, выходящих на поверхность на территории Учуро-Майской плиты в долинах рек Мая (обнажения Хаахар, Эмелекен, Селия) и Ингили (обнаже-

ние Ингили). Изученные обнажения (рис. 1) находятся на расстоянии от 30 до 80 км одно от другого.

Породы малгинской свиты, изученные нами в долине р. Ингили, участвуют в строении крутопадающего (углы падения 60–90°) западного крыла Ингилийской структуры, возникшей 640–680 млн. лет назад [15] при внедрении крупного щелочно-ультраосновного массива. В обнажениях Хаахар, Эмелекен и Селия породы залегают практически горизонтально.

В изученных обнажениях малгинская свита представлена пестроцветными (красными, зелеными, зеленовато-серыми, палевыми) тонкоплитчатыми глинистыми известняками, переходящими иногда в верхней части разреза в разной степени битуминозные известняки и доломиты. В нижней части свиты часто встречаются линзы и невыдержанные пласты эндокластических плоскогалечных конгломерато-брекчий. Мощность свиты в изученных разрезах меняется от 40 до 110 м.

Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследований производился относительно равномерно вдоль разрезов свиты с интервалом 1–2.5 м. В данной работе представлены результаты исследований около 120 ориентированных образцов.

Формирование керпыльских отложений, как это следует из анализа результатов палеонтологических, литостратиграфических и изотопно-геохроно-

логических исследований [1–4, 6–8, 11, 12, 15–17, 20, 32–34, 40, 52], происходило в пределах временного интервала 1200–1000 млн. лет назад. Возраст малгинской свиты ограничен снизу двумя Pb–Pb изохронными датировками. Одна из них – для ципандинской свиты – была опубликована в 1976 г. [2] и составляет 980 млн. лет. Другая получена недавно для возрастного аналога ципандинской свиты из Туруханского разреза – сухотунгусинской свиты – 1035 ± 60 млн. лет [40].

Для подстилающей малгинскую тоттинской свиты известно более десятка K–Ar определений по глаукониту, образующих, в общем, правильный ряд значений, возрастающих вниз по разрезу от 970 до 1170 млн. лет. Следует отметить, что датировки этих глауконитов были сделаны более четверти века назад, с использованием методик, не отвечающим современным требованиям к такого рода исследованиям, и поэтому должны рассматриваться как ориентировочные. Тем не менее имеющиеся данные позволяют достаточно уверенно ограничить время формирования малгинской свиты интервалом 1100–1000 млн. лет.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ

Лабораторные палеомагнитные исследования и первичная обработка результатов выполнялись в Палеомагнитных лабораториях Института общей и прикладной геофизики (г. Мюнхен) и Института физики Земли (г. Париж) в соответствии со стандартной методикой [19, 22, 27, 31, 36].

Сравнение результатов чистки переменным магнитным полем и температурной магнитной чистки, выполненных на “пилотной” коллекции, показало значительно более высокую эффективность последней при выделении компонент естественной остаточной намагниченности. Поэтому все образцы были подвергнуты детальной температурной чистке, которая выполнялась, в большинстве случаев, до температур $685\text{--}690^\circ\text{C}$. Число шагов чистки составляло обычно не менее 15, в ряде случаев детальность чистки еще более увеличивалась. Для размагничивания образцов использовались специальные немагнитные печи TSD-2 производства компании Shonstedt. Измерения остаточной намагниченности производились на криогенных магнитометрах фирм 2G Enterprises и STF. Все лабораторные процедуры выполнялись в помещении, экранированном от внешнего магнитного поля. Величина естественной остаточной намагниченности изученных пород изменяется в пределах $3 \times 10^{-3}\text{--}20 \times 10^{-3}$ А/м, причем красочные разности в целом более магнитны. Магнитная восприимчивость составляет обычно $(20\text{--}150) \times 10^{-6}$ СИ.

Магнитная чистка. В подавляющем большинстве изученных образцов естественная остаточ-

ная намагниченность включает в себя две компоненты: менее стабильную, разрушение которой обычно полностью завершается к температурам $300\text{--}350^\circ\text{C}$, и характеристическую (ChRM), с гораздо более высокими максимальными разблокирующими температурами (рис. 2А, 2В–2Д). Направление менее стабильной компоненты часто близко к направлению современного геомагнитного поля в районе работ. Характеристическая компонента имеет либо восточное склонение и умеренное отрицательное наклонение, либо западное склонение и умеренное положительное наклонение. Поведение естественной остаточной намагниченности в процессе температурной чистки указывает на то, что основными носителями намагниченности являются две магнитные фазы: одна из них с максимальными разблокирующими температурами, близкими точке Кюри магнетита, другая – с максимальными разблокирующими температурами, соответствующими точке Кюри гематита (см. рис. 2Л, 2Р, 2П). Выполненные ранее детальные магнито-минералогические исследования пород малгинской свиты [13] подтверждают, что главными магнитными минералами в них действительно являются магнетит и аутигенный гематит. Среди изученных образцов встречаются также и такие, где за намагниченность отвечает только один из названных магнитных минералов (см. рис. 2И, 2К, 2М, 2О). Важно отметить, что, как это видно на рис. 2Б и 2Е, направления “магнетитовой” и “гематитовой” составляющих характеристической компоненты практически не различаются. Статистический анализ подтверждает этот вывод.

Анализ векторных распределений. Распределение векторов характеристической компоненты намагниченности показано на рис. 3. В каждом из изученных обнажений присутствуют группы векторов прямой и обратной полярности со средними направлениями, различающимися на угол, статистически не отличимый от 180° (табл. 1).

Несмотря на то что залегание пород в обнажении Ингили существенно отличается от залегания пород в других изученных обнажениях, средние направления характеристической компоненты во всех разрезах практически одни и те же в древней системе координат и, очевидно, различны в современной (рис. 4А и 4Б). Это означает, что выделенная компонента успешно проходит тест складки на региональном уровне.

Двадцать семь галек, отобранных из конгломерато-брекчии из нижней части обнажения Селия, были использованы для выполнения теста галек. В процессе температурного размагничивания поведение естественной остаточной намагниченности этих галек было практически такое же, как и при размагничивании других образцов малгинской свиты, с тем лишь отличием, что “магнетитовая” составляющая ChRM заметно преобладала

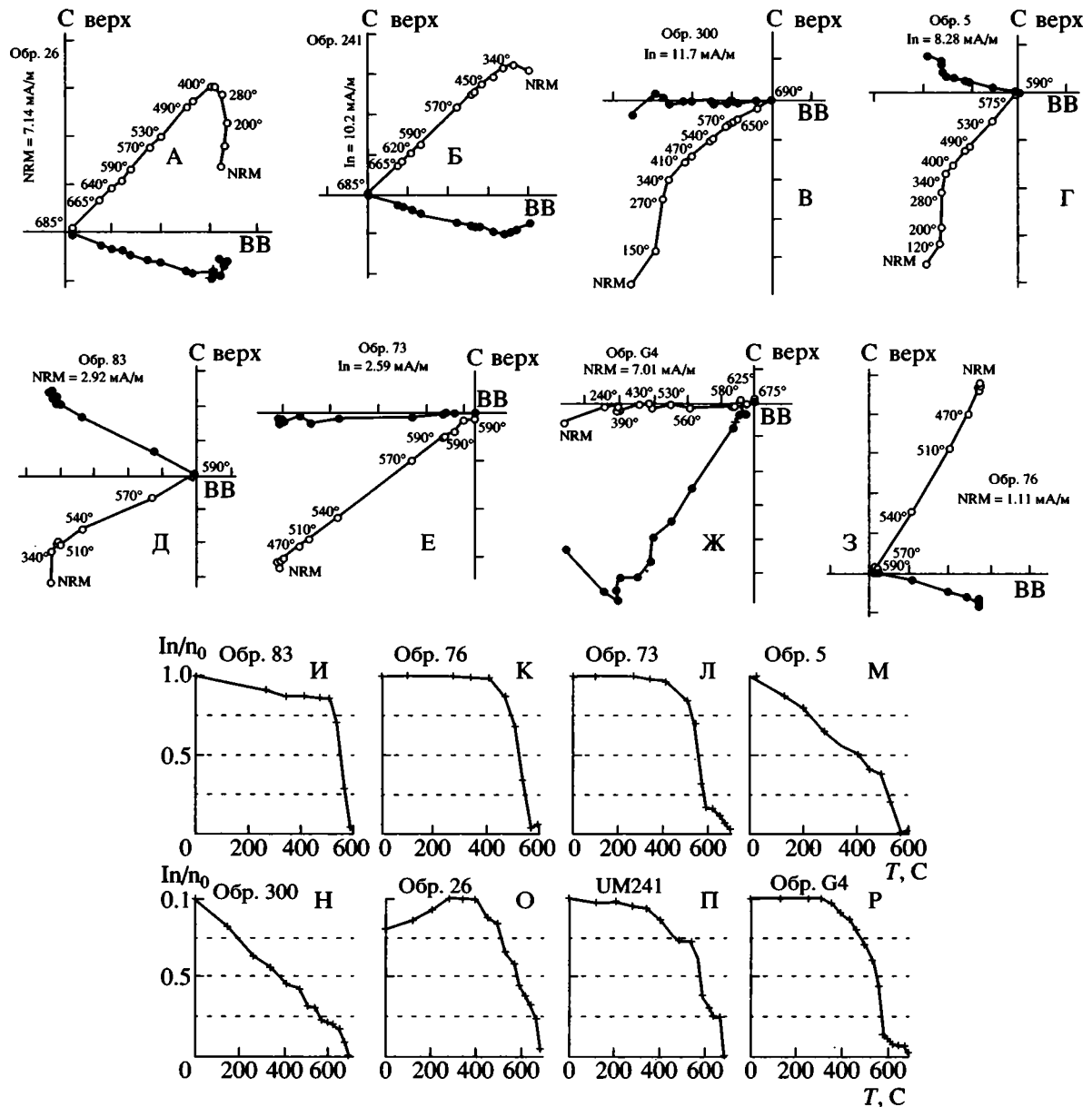


Рис. 2. Диаграммы Зийдвервельда типичных образцов (А–З) и характер изменений величины их естественной остаточной намагниченности (И–Р) в процессе температурного размагничивания.

Залитые кружки обозначают проекции векторов на горизонтальную плоскость, открытые кружки – проекции векторов на вертикальную плоскость. Диаграммы даны в стратиграфической системе координат.

(см. рис. 2Ж). Однако такое поведение довольно обычно для образцов из нижней части обнажения Селия. Только в нескольких образцах галек можно было наблюдать несколько более сложное, чем обычно, поведение естественной остаточной намагниченности в температурном интервале 580–680°C, связанное, вероятно, с некоторой задержкой в образовании “гематитовой” составляющей ChRM. Векторы высокотемпературной компоненты отчетливо присутствуют в 25 гальках, хаотически распределены (см. рис. 4В) и дают нормализо-

ванную величину вектора-результанта, равную 0.190, что существенно меньше критической величины 0.321 [22], превышение которой указывает на вероятное присутствие в рассматриваемой совокупности векторов некоторой систематической компоненты. Несмотря на то что изученные гальки состоят из пород нижней части малгинской свиты, полученный положительный результат может быть распространен также на вышележащие породы свиты, поскольку, во-первых, они содержат ту же (по направлению) характеристи-

ческую компоненту и, во-вторых, по своим литологическим и магнито-минералогическим характеристикам существенно не отличаются от пород нижней части свиты.

Таким образом, положительные результаты тестов галек, складки и обращения, так же, как близость направлений ChRM в удаленных обнажениях и совпадение направлений “магнетитовых” и “гематитовых” составляющих намагниченности, свидетельствуют в пользу того, что выделенная характеристическая компонента намагниченности образовалась во время или вскоре после формирования пород малгинской свиты.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеомагнитный полюс малгинского времени, рассчитанный исходя из полученного направления характеристической намагниченности, располагается в юго-восточном секторе Тихого океана и имеет координаты 25° ю.ш. и 230° в.д. Это означает, что рассматриваемый регион находился в малгинское время примерно под 25° ю.ш. и был развернут относительно меридиональной сетки приблизительно на 100° против часовой стрелки.

Оценка надежности результата. Существует несколько схем, позволяющих более или менее формально подойти к оценке надежности палеомагнитных результатов [14, 35, 58 и др.]. Все эти схемы предложены известными исследователями и опираются в той или иной степени на схожие критерии. Каждая из этих схем имеет свои достоинства и недостатки, поэтому для оценки результата, полученного в настоящей работе, мы решили применить наиболее популярную из них – схему Р. Ван дер Ву [58], в которой, в зависимости от того, отвечает или нет данное палеомагнитное определение последовательно рассматриваемым критериям, оно получает оценку Q_v по семибальной шкале. Чем выше оценка, тем выше надежность палеомагнитного определения. Попробуем оценить надежность нашего результата по схеме Ван дер Ву.

1. Возраст исследуемых пород достаточно хорошо определен.

Вопрос сводится к тому, насколько хорошо определен возраст малгинской свиты и что такое для среднего рифея “хорошо определенный возраст”. Вероятно, точность определения возраста 20 млн. лет не может быть выбрана в качестве граничной при определении качества определения возраста докембрийских пород, как это делается Д.М. Печерским и А.Н. Диденко [14] для более молодых образований. В мировой практике известны точечные изотопные определения возраста докембрийских объектов с точностью не хуже первых миллионов лет (при этом не всегда яс-

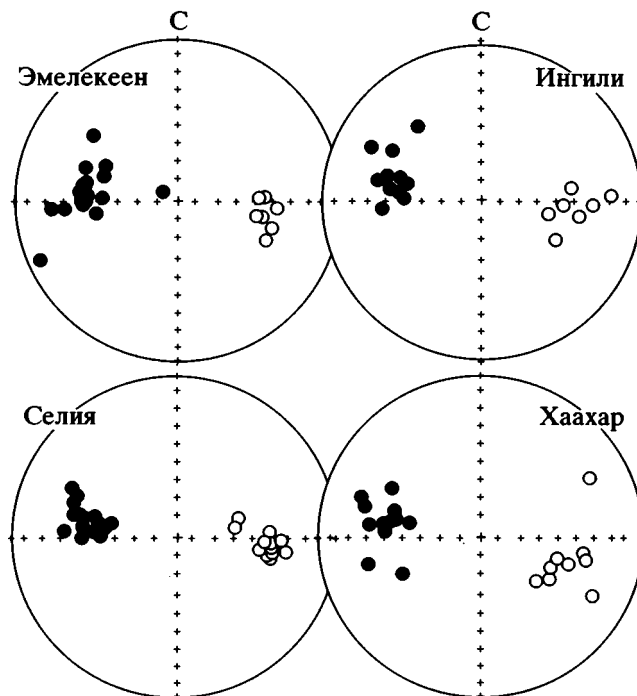


Рис. 3. Характер распределения векторов характеристической компоненты в обнажениях Эмелекеен, Селия, Хаахар и Ингили.

Залитые кружки обозначают проекции векторов на нижнюю полусферу, открытые кружки – проекции векторов на верхнюю полусферу. Стереогаммы даны в стратиграфической системе координат.

но, что отражают приводимые оценки – истинную точность определения возраста или аппаратную погрешность), однако оценку длительности интервалов времени в докембрии практически никогда не удастся сделать с точностью лучше, чем несколько десятков миллионов лет. Малгинская свита принадлежит к числу докембрийских объектов Сибири, наиболее хорошо привязанных к шкале времени.

Вероятно, объективно ответить на вопрос, соответствует ли полученный результат первому критерию Р. Ван дер Ву, невозможно – оценка –1 или 0 в данном случае сильно зависит от личной позиции исследователя.

2. Результат основывается на более чем 25 образцах, при этом кучность векторов больше 10 и величина угла доверия меньше 16° – полученное определение полностью отвечает этому критерию (см. табл. 1).

3. Выполнены детальные лабораторные исследования с использованием подробной магнитной чистки и компонентного анализа – полученное определение полностью отвечает этому критерию.

4. Надежность палеомагнитного определения подтверждается положительными результатами

Таблица 1. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы

Обнажение	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат				Тест обращения		Координаты палеомагнитного полюса		
		D	I	K	α_{95}	D	I	K	α_{95}	γ	γ_c	Φ	Λ	dp/dm
Эмелекеев $\varphi = 58.3^\circ \lambda = 135.0^\circ$														
Нормальная полярность	7	99.3	-44.3	92.8	6.3	99.3	-44.3	92.8	6.3					
Обратная полярность	16	275.5	42.3	66.7	4.5	275.5	42.3	66.7	4.5	3.4	7.8	-24.5	233.3	2.7/4.3
Сумма	23	96.6	-42.9	73.9	3.5	96.6	-42.9	73.9	3.5					
Хаахар $\varphi = 57.6^\circ \lambda = 135.4^\circ$														
Нормальная полярность	9	104.2	-42.0	17.1	12.8	105.0	-41.8	17.8	12.6					
Обратная полярность	12	278.7	39.4	30.7	8.0	278.8	39.4	30.4	8.0	4.9	13.7	-25.4	229.0	4.9/8.1
Сумма	21	101.0	-40.5	23.7	6.7	101.4	-40.5	24.0	6.6					
Селия $\varphi = 58.7^\circ \lambda = 134.1^\circ$														
Нормальная полярность	12	93.4	-44.8	44.3	6.6	93.4	-44.8	44.3	6.6					
Обратная полярность	15	282.1	42.6	62.1	4.9	282.1	42.6	62.1	4.9	6.7	7.8	-25.9	231.3	3.1/5.0
Сумма	27	98.3	-43.7	50.2	4.0	98.3	-43.7	50.2	4.0					
Ингвли $\varphi = 58.5^\circ \lambda = 135.5^\circ$														
Нормальная полярность	7	191.6	-61.1	39.9	9.7	94.6	-40.2	31.1	11.0					
Обратная полярность	11	8.5	52.1	33.5	8.0	287.0	40.8	34.4	7.9	9.4	12.6	-26.0	228.1	4.6/7.6
Сумма	18	9.5	55.6	33.9	6.0	102.2	-40.7	31.5	6.3					
Среднее по обнажениям	4	113.1	-51.2	33.6	8.5	99.8	-41.9	1139.3	2.7			-25.5	230.4	$A_{95} = 2.5$

Примечание к таблицам 1 и 2: φ , λ – широта и долгота места отбора проб; N – число образцов; D, I, K, α_{95} – характеристики фишеровского распределения: склонение и наклонение, кучность и радиус круга доверия соответственно; γ – угловое расстояние между средними векторами прямой и обратной полярности; γ_c – критическое угловое расстояние; Φ , Λ , A_{95} – широта, долгота и радиус круга доверия палеомагнитного полюса; dp/dm – величины полуосей овала доверия.

полевых тестов – приведенный в работе результат опирается на положительный результат тестов галек и складки.

5,а. Исследуемые геологические объекты расположены на территориях, тектоническая позиция которых (принадлежность к тому или иному кратону, тектоническому блоку и т.п.) четко установлена.

Изученные разрезы малгинской свиты расположены на восточном склоне Алданского щита в пределах Учуро-Майской плиты, являющейся составной частью Алданского геоблока Сибирской платформы. Ряд исследователей [19, 60] высказывали предположение о том, что Сибирский кратон как единое жесткое образование возник в результате амальгамации Алданского, Анабаро-Оленекского и других геоблоков в конце позднего докембрия – начале кембрия. Однако близость положения однозростных среднерифейских палеомагнитных полюсов, полученных по породам

юго-востока, северо-запада и юго-запада Сибирской платформы [10], так же, как отсутствие внутри платформы явных следов вендско-кембрийской коллизии и очевидное сходство геологического строения и истории развития рифейских разрезов, расположенных в различных частях Сибирской платформы, подтверждают скорее альтернативную точку зрения, согласно которой Сибирская платформа (возможно, в несколько иной конфигурации, чем в настоящее время) к началу рифея уже была консолидирована. Это обстоятельство дает основание для отнесения палеомагнитного результата, полученного по малгинской свите, ко всей Сибирской платформе. Значительная удаленность одних изученных разрезов от других гарантирует от ошибок, связанных с возможным учетом локальной тектоники.

5,б. Хороший структурный контроль.

Это требование в данном случае подразумевает наличие надежной полевой информации, необ-

ходимой для восстановления исходного (додеформационного) положения исследуемых геологических объектов. Породы малгинской свиты обладают хорошо выраженной слоистостью. Это позволяет для каждого из опробованных слоев произвести замеры элементов залегания, необходимые для определения направления выделенной компоненты намагниченности в древней (додеформационной) системе координат. Как уже отмечалось выше, залегание пород в трех изученных разрезах (Хаахар, Селия и Эмелекеен) практически не нарушено, тогда как в разрезе Ингили возможность использования обычной при палеомагнитных исследованиях модели дислокации пород (вращение слоев вокруг горизонтальной оси) подтверждается отсутствием каких-либо геологических указаний на более сложные дислокации, с одной стороны, и близостью средних палеомагнитных направлений, полученных по разрезу Ингили и по другим изученным разрезам, с другой.

6. Наличие в изученных объектах векторов прямой и обратной полярности, различающихся (статистически) на угол, равный 180° – полученный результат полностью удовлетворяет этому критерию.

7. Отсутствие сходства положения полученного палеомагнитного полюса с положением более молодых полюсов – малгинский палеомагнитный полюс находится на заметном удалении от всех более молодых полюсов Сибирской платформы и, в частности, от палеомагнитных полюсов, полученных для верхнерифейских свит Учуро-Майского региона [9].

Таким образом, согласно схеме Р. Ван дер Ву, малгинский палеомагнитный полюс имеет высшую оценку надежности, соответствующей параметру Q_v , равному 6 или 7.

Выбор полярности. Общий подход к выбору полярности палеомагнитных направлений для древних пород состоит в использовании принципа минимальных перемещений, требующего, чтобы из двух возможных положений полюса в качестве северного выбиралось то из них, которое наименее удалено от наиболее близкого по возрасту одноименного надежно установленного палеомагнитного полюса. При сравнении последовательности фанерозойских северных палеомагнитных полюсов Сибири с рифейскими палеомагнитными полюсами Учуро-Майского района (рис. 5) кажется очевидным, что в качестве северных следует принять полюсы, расположенные в центральной и западной частях Тихого океана. К такому же выводу пришли М. Сметарс с соавторами [53], выполнившие недавно подробный анализ сибирских палеомагнитных данных и предложившие кривую кажущейся миграции полюса для позднего протерозоя и палеозоя Сибирской платформы.

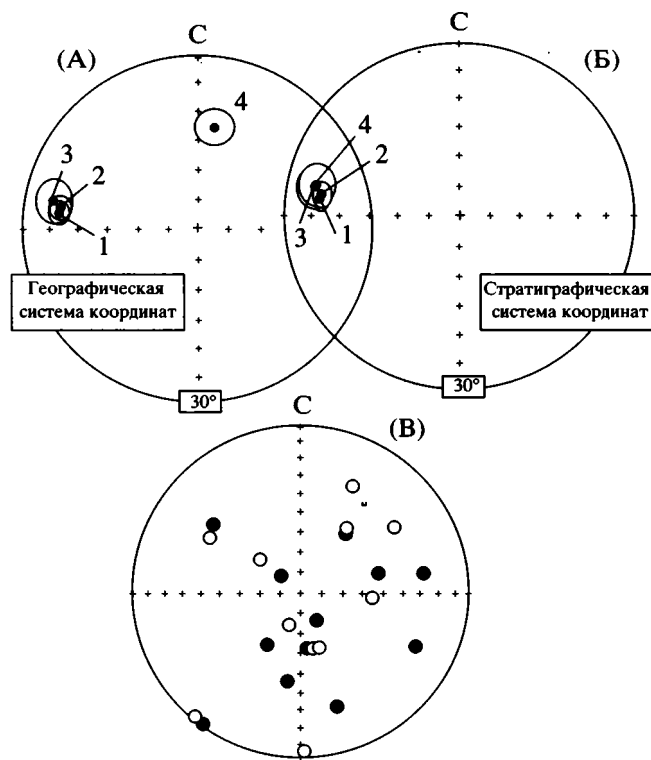


Рис. 4. Распределение векторов намагниченности: А, Б – средние направления характеристической намагниченности пород малгинской свиты из обнажений Эмелекеен (1), Селия (2), Хаахар (3), Ингили (4) и их круги доверия в географической (А) и в стратиграфической (Б) системах координат; В – распределение векторов характеристической намагниченности галек из конгломерато-брекчий из нижней части разреза Селия.

Согласно этой кривой, мы и выбираем полярность полученных палеомагнитных направлений.

Несмотря на то что число надежных палеомагнитных полюсов, на основе которых построена кривая М. Сметарса с соавторами, ограничено (особенно, если принять во внимание длительность рассматриваемого интервала времени), предложенная траектория кажущейся миграции полюса хорошо аргументирована и на настоящий момент наиболее полно отражает имеющиеся палеомагнитные данные о характере горизонтальных перемещений Сибирской платформы в позднем докембрии и палеозое. Сделанный выбор предполагает, что векторы восточного склонения и отрицательного наклона отвечают прямой полярности геомагнитного поля, тогда как векторы западного склонения и положительного наклона соответствуют его обратной полярности. С учетом полученных данных это означает, что Сибирская платформа в малгинское время находилась в субтропических и умеренных широтах Южного полушария и была повернута к северу своей современной восточной стороной. Следует, однако, отметить, что, поскольку в последовательности имеющихся палео-

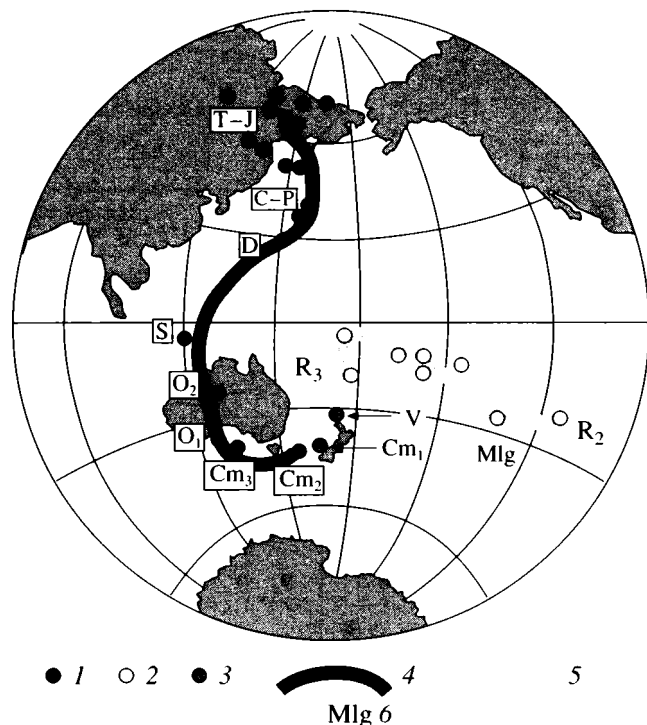


Рис. 5. Сравнение последовательности фанерозойских северных палеомагнитных полюсов Сибири с рифейскими палеомагнитными полюсами Учуро-Майского района.

1, 2 – тренды палеомагнитных полюсов: 1 – средне-позднерифейский Учуро-Майского района, 2 – фанерозойский Сибири; 3–6 – палеомагнитные полюсы: 3 – фанерозойские Сибири, 4 – средне-позднерифейские Учуро-Майского района [10], 5 – венда и раннего кембрия [53] Сибири, 6 – малгинской свиты.

магнитных полюсов присутствуют значительные перерывы (наиболее длительный из которых, позднерифейский–ранневендский, соответствует интервалу времени не менее 100–120 млн. лет), принятый выбор полярности не следует рассматривать как безусловный и окончательно доказанный.

Выбор палеомагнитных полюсов Лаврентии.

К настоящему времени известно более трех десятков палеомагнитных полюсов Лаврентии, относящихся к периоду времени 1100–1000 млн. лет.

Таблица 2. Палеомагнитные полюсы Лаврентии

Возраст, млн. лет	Палеомагнитный полюс			Источник
	Ф	Λ	A ₉₅	
1090–1100	–37.5°	7.9°	14.5°	[59]
1050–1075	–24.3°	356.8°	12.0°	[59]
1020–1050	–5.8°	358.0°	–	[28, 45]

Примечание: см. Примечание к табл. 1.

К. Пауэл с соавторами и А. Вэйл с соавторами [45, 59] выполнили жесткую селекцию этих данных, выбирая только те, которые наиболее полно соответствуют современным критериям надежности. Сгруппировав эти полюсы по временным интервалам, получаем средние палеомагнитные полюсы, приведенные в табл. 2.

Несмотря на относительно большое количество имеющихся по Северной Америке качественных палеомагнитных определений, траектория кажущейся миграции полюса для позднего докембрия Лаврентии в настоящее время не может считаться окончательно установленной. Это связано главным образом с неравномерным распределением полученных палеомагнитных полюсов по временным интервалам. Более того, новые результаты, полученные Дж. Парком, Дж. Меертом и Р. Ван дер Ву [37, 41, 42] по породам вендского возраста указывают на то, что в конце позднего докембрия Лаврентии испытывала быстрый дрейф из приэкваториальной области к южному полюсу, после чего к концу кембрия снова вернулась в низкие широты. Исходя из этих данных, Дж. Парк [42] предложил новую кривую кажущейся миграции полюса для позднего докембрия Лаврентии. Согласно этой кривой, палеомагнитные полюсы, рассматривавшиеся ранее как южные, являются на самом деле северными полюсами и наоборот. Такая интерпретация, однако, влечет за собой важные следствия, состоящие, в частности, в том, что, как указывается в работах [37, 45], возникает необходимость либо кардинальным образом пересмотреть классическую конфигурацию Родинии, либо изменить полярность гондванских додевонских палеомагнитных направлений. Отметим, что в том случае, если оба эти варианта оказываются неприемлемыми, полностью разрушается палеомагнитное доказательство существования Родинии [45], а вместе с ним ставится под сомнение и сама гипотеза позднепротерозойского суперконтинента.

На возможность иной, чем это обычно принято, интерпретации полярности додевонских палеомагнитных направлений Гондваны указывали более 20 лет назад П. Шмидт и У. Моррис [49]. Новые высококачественные результаты, полученные недавно по среднепалеозойским породам северо-восточной Австралии [21], подтверждают эту гипотезу. Однако изменение полярности додевонских палеомагнитных направлений Гондваны, как отмечает П. Шмидт [48], с необходимостью влечет за собой (при условии реальности существования Родинии) изменение полярности палеомагнитных направлений позднего докембрия Лаврентии, что замечательно согласуется с предложением Дж. Парка [42]. Таким образом, полученные к настоящему времени данные дают серьезное основание считать, что приведенные в табл. 2 полюсы являются северными, а это в свою

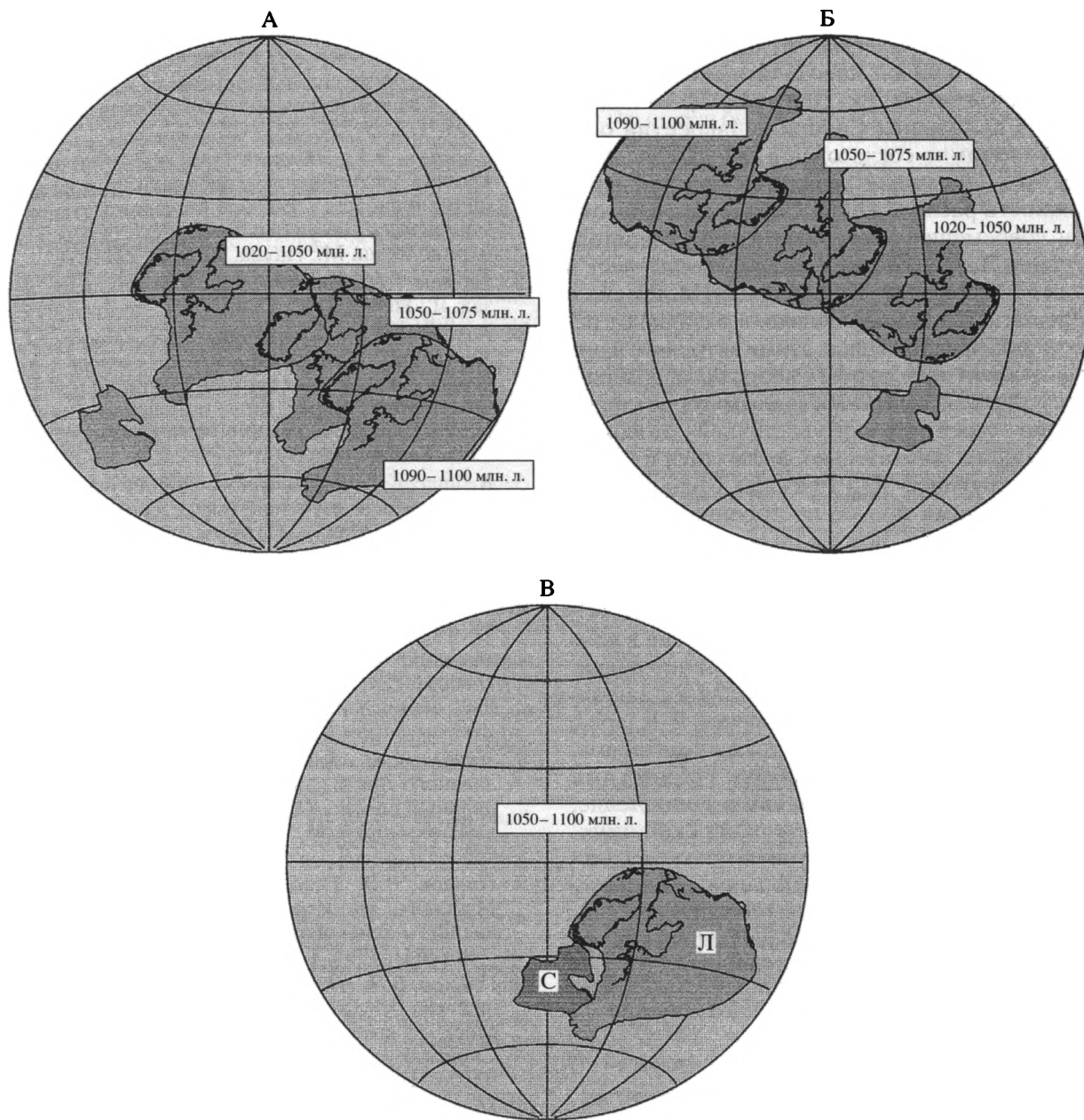


Рис. 6. Палеоширотные положения Сибири и Лаврентии 1000–1100 млн. лет назад: А – при выборе полярности позднепротерозойских палеомагнитных направлений Лаврентии согласно Дж. Парку [42]; Б – при традиционном выборе полярности; В – палеекструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в малгинское время.

Буквами С и Л на рисунке отмечены Сибирь и Лаврентия соответственно.

очередь означает, что в интервале времени 1100–1000 млн. лет Лаврентия находилась в Южном полушарии, перемещаясь при этом из умеренных широт в приэкваториальные (рис. 6А).

Взаимное положение Сибири и Лаврентии. Определение взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя существенным образом зависит от выбора полярности палеомагнитных направлений. Исходя из наших данных, мы можем утверждать, что в том случае, если су-

ществующая на этот счет до последнего времени точка зрения [45, 56] оказалась бы справедлива, Сибирь и Лаврентия ни в какой конфигурации не могли бы быть объединены в единый континент, какой бы из возможных палеомагнитных полюсов Лаврентии мы не взяли. Расстояние, разделяющее в этом случае самые ближние точки этих кратонов, составляло бы даже при самой благоприятной оценке не менее 500 км (см. рис. 6Б).

Напротив, в том случае, если мы принимаем выбор полярности палеомагнитных направлений, следующий из кривой кажущейся миграции полюса, предложенной Дж. Парком [42], то палеоширотные положения Сибири и Лаврентии оказываются взаимно согласованными (см. рис. 6А). При этом полученный результат подтверждает возможность расположения Сибирского кратона вблизи современных северных и северо-восточных границ Лаврентии, как это предполагалось в работах П. Хоффмана, К. Конди и О. М. Розена и С. Пелешаты [23, 29, 43], однако, в отличие от реконструкций, предложенных этими авторами, наши данные требуют того, чтобы Сибирь была повернута к северным и северо-восточным территориям Лаврентии своей юго-юго-восточной стороной. Этот результат замечательно согласуется с недавней реконструкцией Р. Рэйнберда с соавторами [46], исходившими при ее построении из новых изотопных данных, полученных при изучении верхнерифейских пород Учуро-Майского района.

Предлагаемая нами реконструкция (см. рис. 6В) взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя позволяет гармонично соединить наши палеомагнитные результаты с данными Дж. Парка, П. Шмидта и У. Морриса, Д. Кларка, П. Шмидта и Д. Кларка, М. Сметарса с соавторами, А. Вэйла с соавторами и Р. Рэйнберда с соавторами [21, 42, 46, 48, 49, 53, 59]. Отметим в заключение, что для тестирования предложенной реконструкции крайне необходимо получить новые надежные палеомагнитные данные по венду и нижнему кембрию Сибири, которые позволят окончательно разрешить вопрос о полярности рифейских палеомагнитных направлений Сибири.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят директора Института общей и прикладной геофизики (г. Мюнхен) Г. Соффеля и директора Парижского Института физики Земли В. Куртийо, предоставивших возможность выполнить термомагнитную чистку образцов на аппаратуре палеомагнитных лабораторий этих институтов, Р. Энкина (Геологическая служба Канады), безвозмездно передавшего пакет созданных им компьютерных палеомагнитных программ, а также рецензентов Г.З. Гурария и В.М. Моралева за их конструктивную критику. Реконструкции палеогеографического положения Лаврентии и Сибири выполнялись с использованием программы GMAP, созданной Т. Торсвиком и М. Сметарсом.

Работы были проведены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 98-05-65082.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Особенности распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 397–425.
2. Герлинг Э.К., Искандерова А.Д. Свинцово-изотопное датирование карбонатных пород и его применение для установления ранних этапов метаморфизма // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 224–231.
3. Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. С. 49.
4. Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Е.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Состав изотопов стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
5. Комиссарова Р.А., Осипова Э.П. Результаты палеомагнитного изучения пород среднего рифея – кембрия р. Мая // Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 14–23.
6. Крылов И.Н. Строматолиты рифея и венда СССР. М., 1975. 243 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 274).
7. Наймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.А., Гороховский Б.М. Уран-свинцовый возраст изверженных пород Улканского грабена юго-востока Алданского щита // Докл. АН. 1992. Т. 324. С. 92–96.
8. Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. Восточная часть Алданского щита и Юдомо-Майский миогеосинклинальный прогиб // Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 293–305.
9. Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // Докл. АН. 1994. Т. 336. № 4. С. 533–537.
10. Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый довод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее // Физика Земли. 1997. № 6. С. 42–55.
11. Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Фациально-экологическая структура микробиоты деревнинской свиты: верхний рифей, Туруханское поднятие, Сибирь // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1995. Т. 5. № 3. С. 435–460.
12. Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение окремненных микрофоссилий: Сухотунгусинская свита Туруханского поднятия // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 3–28.
13. Петрова Г.Н., Багин В.И., Павлов В.Э. Магнитная минералогия осадочных толщ Учуро-Майского гипостратотипа рифея // Физика Земли. 1987. № 2. С. 69–76.
14. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: Наука, 1995. 297 с.
15. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия протерозойских строматолитов

- тов. Статья 1: Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 492–513.
16. Семихатов М.А., Раaben М.Е. Динамика глобального разнообразия протерозойских строматолитов. Статья 2: Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1996. Т. 2. № 1. С. 24–50.
 17. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. С. 213.
 18. Сидорова Э.П. Палеомагнитные исследования синийских и кембрийских отложений в долине р. Мая // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965. С. 304–309.
 19. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. С. 312.
 20. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. С. 225.
 21. Clark D.A. New Permian, Silurian and Devonian poles from the Lolworth-Ravenswood block, North Queensland – implications for the Paleozoic APWP of Gondwana land // Abstracts. 8th Scientific Assembly of IAGA with ICMA. Uppsala, 1997. P. 53–54.
 22. Collinson D. Paleomagnetism. Cambridge: Cambridge University press, 1980. P. 521.
 23. Condie K.C., Rosen O.M. Laurentia-Siberia connection revisited // Geology. 1994. Vol. 22. P. 168–170.
 24. Dalziel I.W.D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991. Vol. 19. P. 598–601.
 25. Dalziel I.W.D. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics; review, hypothesis, environmental speculation // Geological Society of America Bulletin. 1997. Vol. 109. № 1. P. 16–42.
 26. Dalziel I.W.D., Lawver L.A. Plumes and the dynamics of the supercontinental fragmentation // Eos. Transactions. American Geophysical Union. Vol. 76. № 46. Suppl. 1995. P. 172.
 27. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.
 28. Henri S.G., Mauk F.J., Van der Voo R. Paleomagnetism of the Upper Keweenawan sediments: the Nonesuch Shale and Freda sandstone // Can. J. Earth Sci. 1977. Vol. 14. P. 1128–1138.
 29. Hoffman P.F. Did the break-out of Laurentia turn Gondwana inside-out? // Science. 1991. Vol. 252. P. 1409–1412.
 30. Hoffman P.F. Rodinia, Gondwanaland, Pangea, and Amasia; alternating kinematic scenarios of supercontinental fusion // Eos. Transactions. American Geophysical Union. 1992. Vol. 73. № 14. Supplement. P. 282.
 31. Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.
 32. Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: riphean succession from Northwestern Siberia (Anabar massif, Turukhansk uplift) // American Journal of Science. 1995. Vol. 295. P. 823–850.
 33. Knoll A.H., Semikhatov M.A. The genesis and time distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructure // Palaios. 1998. Vol. 13. P. 407–421.
 34. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krinsky R.Sh. The origin of the 1.72–1.73 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia: Inference from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // An. Acad. Brazil Ci. 1997. Vol. 63. № 3. P. 295–312.
 35. Li Z.X., Powell C.McA. Late Proterozoic to Early Paleozoic paleomagnetism and the formation of Gondwanaland / Eds Findlay et al. // Gondwana 8: Assembly, evolution and dispersal. Rotterdam. Netherlands, A.A. Balkema. P. 9–21.
 36. McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 103. P. 725–729.
 37. Meert J.G., Van der Voo R., Payne T.W. Paleomagnetism of the Catocin volcanic province: Vendian-Cambrian apparent polar wander path for North America // Journal of Geophysical research. 1994. Vol. 99. № B3. P. 4625–4641.
 38. Moores E.M. Southwest US – East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis // Geology. 1991. Vol. 19. P. 425–428.
 39. Moores E.M. Neoproterozoic oceanic crustal thinning, emergence of continents and origin of Proterozoic ecosystem: a model // Geology. 1993. Vol. 21. P. 49–52.
 40. Ovchinnikova G.V., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Belyatskii B.V., Vasilieva I.M., Levskii L.K. U-Pb systematics of Pre-Cambrian Carbonates: the Riphean Sukhaya Tunguska formation in the Turukhansk uplift, Siberia // Lithology and Mineral Resources. 1995. Vol. 30. № 5. P. 477–487.
 41. Park J.K. Did Laurentia pass over the south pole during earliest Cambrian time? // Current Res. Part E. Geol. Surv. Can. Pap. 1992. Vol. 92-1E. P. 11–22.
 42. Park J.K. Paleomagnetic constraints on the position of Laurentia from middle Neoproterozoic to Early Cambrian times // Precambrian research. 1994. Vol. 69. P. 95–112.
 43. Pelechaty S.M. Stratigraphic evidence for the Siberia-Laurentia connection and Early Cambrian rifting // Geology. 1996. Vol. 24. № 8. P. 719–722.
 44. Piper J.D.A. The precambrian paleozoic record: the case for the Proterozoic supercontinent // Earth and Planetary Science Letter. 1982. Vol. 59. P. 61–89.
 45. Powell C., Li Z., McElhinny M., Meert J., Park J. Paleomagnetic constraints on timing of Neoproterozoic break-up of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana // Geology. 1993. Vol. 21. P. 889–892.
 46. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean supracrustal rocks from south-east Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection.
 47. Rogers J.W. A history of continents in the past three billion years // Journal of Geology. 1996. Vol. 104. № 1. P. 91–107.
 48. Schmidt P.W., Clark D.A. Late Proterozoic and Late Paleozoic reconstructions: Rodinia to Pangaea // Abstracts.

- 8th Scientific Assembly of IAGA with ICMA. Upsala, 1997. P. 54.
49. Schmidt P.W., Morris W.A. An alternative view of the Gondwana Paleozoic apparent polar wander path // Canadian Journal of Earth Sciences. 1977. Vol. 14. P. 2674–2678.
50. Scotese C.R., McKerrow W.S. Revised world maps and introduction // Eds McKerrow W.S., Scotese C.R. / Paleozoic paleogeography and biogeography. Geological Society of America. 1990. Memoir 2. P. 1–21.
51. Sears J.W., Price R.A. The Siberian connection case for Precambrian separation of the North America and Siberia cratons // Geology. 1978. Vol. 6. P. 557–561.
52. Semikhatov M.A. General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR // Soviet Scientific Rev. Sect. G: Geol. Rev. N.Y.: Harwood, 1991.
53. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // Earth Science Reviews. 1998. Vol. 43. P. 1–24.
54. Torsvik T., Lohmann K., Sturt B. Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia; paleomagnetic constraints // Geology (Boulder). 1995. Vol. 23. № 8. P. 727–730.
55. Torsvik T., Meert J.G. Superchrones and supercontinents // Eos. Transactions. American Geophysical Union. 1995. Vol. 76. № 46. Suppl. P. 172.
56. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia // Earth Science Reviews. 1996. Vol. 40. P. 229–258.
57. Unrug R. Laurentia and Salvador–Congo; keystone cratons in late Proterozoic break-up of Rodinia and assembly of Gondwana supercontinents // Abstracts with Programs. Geological Society of America. 1992. Vol. 24. № 7. P. 115.
58. Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus oceans. Cambridge Univ. Press, 1993. 411 p.
59. Weil A., Van der Voo R., McNiocail C., Meert J. The proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma // Earth Planetary Science Letters. 1998. Vol. 154. P. 13–24.
60. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of USSR: A plate tectonics synthesis // Ed. Page B.M. American Geophysical Union. Geodynamics series 1990. Vol. 21. P. 242.

Рецензенты: Г.З. Гурарий, В.М. Морале

Paleomagnetically Derived Reconstruction of the Relative Positions of Siberia and Laurentia in the Terminal Mesoproterozoic

V. E. Pavlov* and I. Galle**

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

**Paris Institute of Earth Physics, National Center of Scientific Research, Paris, France

The paper discusses the results of paleomagnetic studies of rocks from the Malga Formation of the Uchur-Maya region (southeastern Siberian craton) that were formed in the terminal Middle Riphean (Late Mesoproterozoic). The obtained data are completely consistent with the criteria of paleomagnetic data reliability [58] and, being compared with paleomagnetic determinations for approximately coeval rocks from Laurentia, support an assumption that Siberia and Laurentia represent fragments of a single continent. The inferred connection between Siberia and Laurentia requires, however, a revision of the polarity of the Late Proterozoic paleomagnetic directions in Laurentia and Gondwana, which complies with the latest data obtained [21, 42, 48]. Paleomagnetic data, which we obtained for the Malga Formation, confirm an assumption that the Siberian craton could be located near the modern northern and northeastern Laurentian boundaries [23, 29, 43]. However, in contrast to the reconstructions suggested by these authors, our data indicate that Siberia was turned toward the northern and northeastern margins of Laurentia by its south–southeastern side. This is in excellent agreement with the recent reconstruction [46] based on new isotopic data on the Upper Riphean rocks of the Uchur-Maya region.

УДК 551.243(575.1)

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ И КИНЕМАТИКА КОЙКАРСКОЙ ЗОНЫ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА

© 1999 г. С. Ю. Колодяжный

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 15.06.98 г.

В работе рассматриваются структурно-кинематические парагенезы Койкарской зоны сдвиговых деформаций, расположенной в центральной части Карельского массива вдоль западного крыла Онежской синклинали. В строении зоны участвуют гранитогнейсы раннего архея и позднеархейские гранит-зеленокаменные образования, составляющие фундамент Карельского массива, а также вулканогенно-осадочные породы раннепротерозойского чехла. Койкарская зона сдвиговых деформаций является долгоживущим нарушением с существенно сдвиговой кинематикой. В процессе ребольского (AR_2) тектоно-метаморфического цикла в пределах зоны развиваются объемные левосдвиговые перемещения. В раннем протерозое структура испытывает ремобилизацию и приобретает правосдвиговую кинематику. Протерозойские структуры развиваются в значительной мере унаследованно от более древнего структурного плана. Структурные парагенезы Койкарской зоны характерны для зон сдвиговых деформаций. Их составными элементами являются системы сопряженных конических складок, главных и вторичных сдвигов Риделя, диагональные складки и сдвиговые дуплексы, структуры вращения и асимметрично построенные структурные формы. Предлагается выделять особый тип морфоструктур зон сдвиговых деформаций – купольно-сдвиговые структуры. Их формирование связано с объемными сдвиговыми деформациями, охватывающими породы фундамента и чехла, с развитием горизонтально-продольного течения горных масс, которое локально трансформируется в зоны продольного нагнетания. В пределах последних возникают условия для трехмерных деформаций с появлением вертикальной составляющей перемещений, ответственной за формирование куполообразных структур. Предполагается, что в областях сплошного развития чехла аналогами не вскрытых морфоструктур этого типа являются брахиформные складки, образующие закономерные кулисные системы и, видимо, связанные с активной сдвиговой тектоникой подстилающих комплексов.

ВВЕДЕНИЕ

Опыт геологических исследований показывает, что интенсивные структурные преобразования земной коры часто локализованы в протяженных объемных зонах концентрированного проявления хрупких и хрупко-пластических деформаций. Такого рода структуры рассматривались как линейментные зоны, зоны тектонического течения или смятия [6, 8, 11, 16]. В англоязычной литературе для соответствующих структур существует термин “зона сдвига” (shear zone), который применяется к широким зонам объемных складчато-разрывных деформаций независимо от их ориентировки в пространстве и имеет механо-физический смысл [22, 23, 25, 29, 30, 32]. В русском переводе представляется наиболее удачным использовать понятие “зона сдвиговых деформаций” (противопоставляется термину “сдвиг” в геологическом смысле), так как оно характеризует механизм формирования структур, позволяет рассматривать прогрессивное развитие деформаций с позиций сдвигового тектонического течения горных масс, а также имеет под собой мощную экспериментальную и фак-

турную базу, обосновывающую закономерные структурные парагенезы, рисунки и кинематические индикаторы сдвиговых зон [2, 7, 8, 12, 23–27, 29–32].

Изучение кинематики зон сдвиговых деформаций составляет одну из сложнейших задач структурной геологии и имеет большое значение для геодинамических реконструкций. Теория структурно-парагенетического анализа и концепция структурных рисунков, разработанные А.В. Лукьяновым, иллюстрируют чрезвычайно сложное строение нарушений данного типа с развитием субсинхронных кинематически взаимосвязанных разно ориентированных складок, надвигов, сдвигов и сбросо-раздвиговых структур [7, 8]. Мезо- и микроструктуры тектонитов зон сдвиговых деформаций (сланцеватость, кренуляционный кливаж, С-S структуры и др.) проявляют еще более сложные пространственные соотношения, характеризуются пересечением линейно-плоскостных структурных элементов, но являются при этом единым в геомеханическом смысле. Основанием для объединения такого рода структур в единый парагенез является их корреляция по типам тектонитов, по кинематическо-

му (единство перемещения) или динамическому (единство поля напряжений) признакам [8, 12].

В настоящее время накоплен огромный материал по кинематическим индикаторам зон сдвиговых деформаций. Важнейшими достижениями в этой области являются представления о региональных структурных рисунках, вторичных сдвигах Риделя, С-S структурах, трещинах скальвания и отрыва, асимметричных и сопряженных складках, а также деформациях в неоднородных средах [2, 8, 12, 18, 21, 23–25, 29–32]. Было также показано, что для структурных зон с преобладанием деформации простого сдвига (не коаксиальная деформация) важнейшими кинематическими индикаторами являются направление вращения геологических тел, а также степень асимметрии структурных рисунков различного масштаба [22, 25]. Однако в каждом конкретном случае геологи сталкиваются с новыми формами структурно-кинематических парагенезов, с их разноранговой масштабной организацией, требующими дальнейшего совершенствования методики их изучения. Особую сложность представляют случаи, когда формируются долгоживущие зоны сдвиговых деформаций, последовательно проникающие в разновозрастные структурно-вещественные комплексы с различной реологией (например, из складчато-метаморфического фундамента в породы перекрывающего чехла) [21, 26–28].

В последнее время были выявлены зоны сдвиговых деформаций в краевых частях Карельского массива Балтийского щита [1, 4]. В настоящей работе к структурам этого типа предлагается отнести Койкарскую зону дислокаций, развитую в центральной части Карельского массива вдоль западного крыла Онежской синклинали (рис. 1, А). Детальные структурные исследования в районе пос. Гирвас, а также анализ картографических материалов позволили выявить для данной зоны структурно-кинематические парагенезы и предложить модель их развития.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Койкарская зона издавна привлекала внимание геологов в связи с рудоносностью кварцевых конгломератов и рассматривалась в качестве составного элемента Онежско-Сегозерской системы дислокаций [3, 5, 10, 17, 19]. Данная структура имеет крутое залегание и субмеридиональное простирание; прослеживается более чем на 100 км при ширине от 4 до 10 км (см. рис. 1, А, В). В ее строении участвуют гранитогнейсы раннего архея и позднеархейские (лопийские) вулканогенно-осадочные и интрузивные образования, составляющие фундамент Карельского массива, а также вулканогенно-осадочные породы раннепротерозойского чехла. Все комплексы пород пронизаны линзовидно-петельчатой системой крутопадающих разрывов – зон рассланцевания и бластомилонитизации,

вдоль которых отмечается тектоническое перемещение линз разновозрастных образований. В целом зона наследует простирание лопийского зеленокаменного трога.

Структурный облик Койкарской зоны многие исследователи объясняли глыбовыми перемещениями архейского фундамента либо магматогенными причинами, которые привели к формированию грабен-синклиналей и локальных дислокаций, осложняющих в целом полого залегающие породы протерозойского чехла [5, 10]. В.С. Войтовичем было обосновано широкое развитие пликативных деформаций чехольного комплекса, связанных со взбросовыми и взбросо-сдвиговыми нарушениями конформных простиранию зоны [3]. При этом автор отмечал, что вертикальные амплитуды перемещений вдоль разрывов составляют первые десятки метров, тогда как горизонтальные смещения вдоль многих сместителей достигают 300 м. Последующими структурными работами в Онежско-Сегозерском районе было выявлено три этапа деформаций ребольского (AR₂) и от четырех до шести этапов позднекарельского (PR₁) тектонических циклов [9, 17]. Как правило, в установленной последовательности этапов деформации ранние складчатые структуры реконструируются как северо-восточные, а более поздние – имеют северо-западную ориентировку. Некоторыми исследователями был отмечен также факт перманентности процессов структурообразования, что обосновывается соотношениями сланцеватости с лопийскими интрузивными породами и широким развитием конседиментационных складок и разрывов в протерозойских породах [3, 9].

Структурный рисунок Койкарской зоны имеет ярко выраженный линейный линзовидно-петельчатый облик. Разновозрастные комплексы пород в пределах зоны в значительной степени линейаризованы, но при этом сохраняются элементы кулисного и диагонально-асимметричного расположения линзовидных тел, складчатых структур и вязких разрывов высокого порядка (см. рис. 1, В). Картографический облик структурного рисунка может быть отнесен к категории миндалевидной виргации, свойственной зонам сдвиговых деформаций (по [8, 12]). В северной части Койкарской зоны широко развиты кулисно расположенные крупные линзовидные структуры, сложенные лопийскими зеленокаменными и раннеархейскими гранитогнейсовыми породами. Тектонические линзы, образующие закономерные системы дуплексов, по [33], часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими сдвиговыми нарушениями. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформна их ограничению.

Раннепротерозойские вулканогенно-осадочные образования в северной части зоны образуют диагонально и конформно ориентированные к простиранию зоны узко сжатые синклинали. В южной части зоны складки в породах чехла выполня-

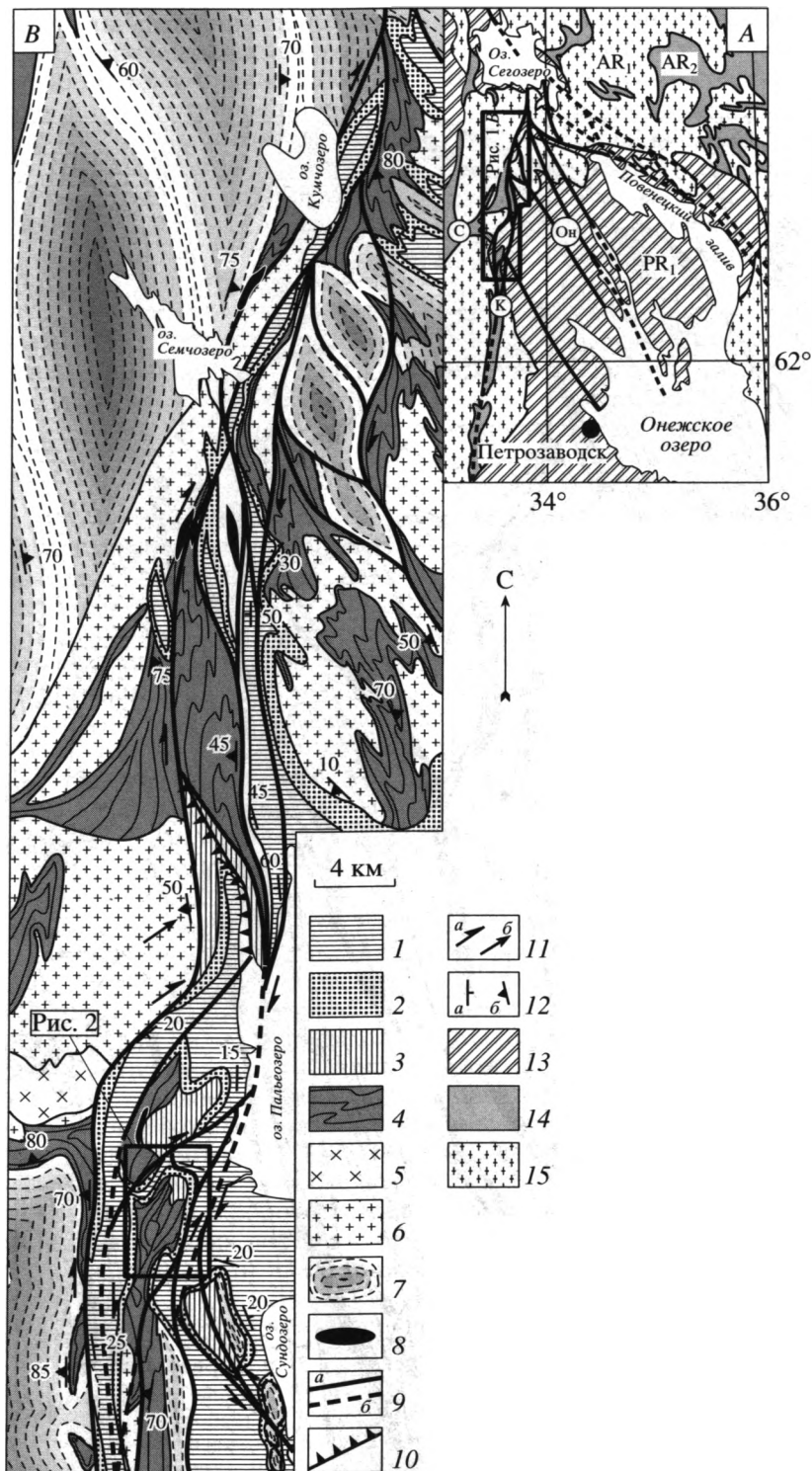
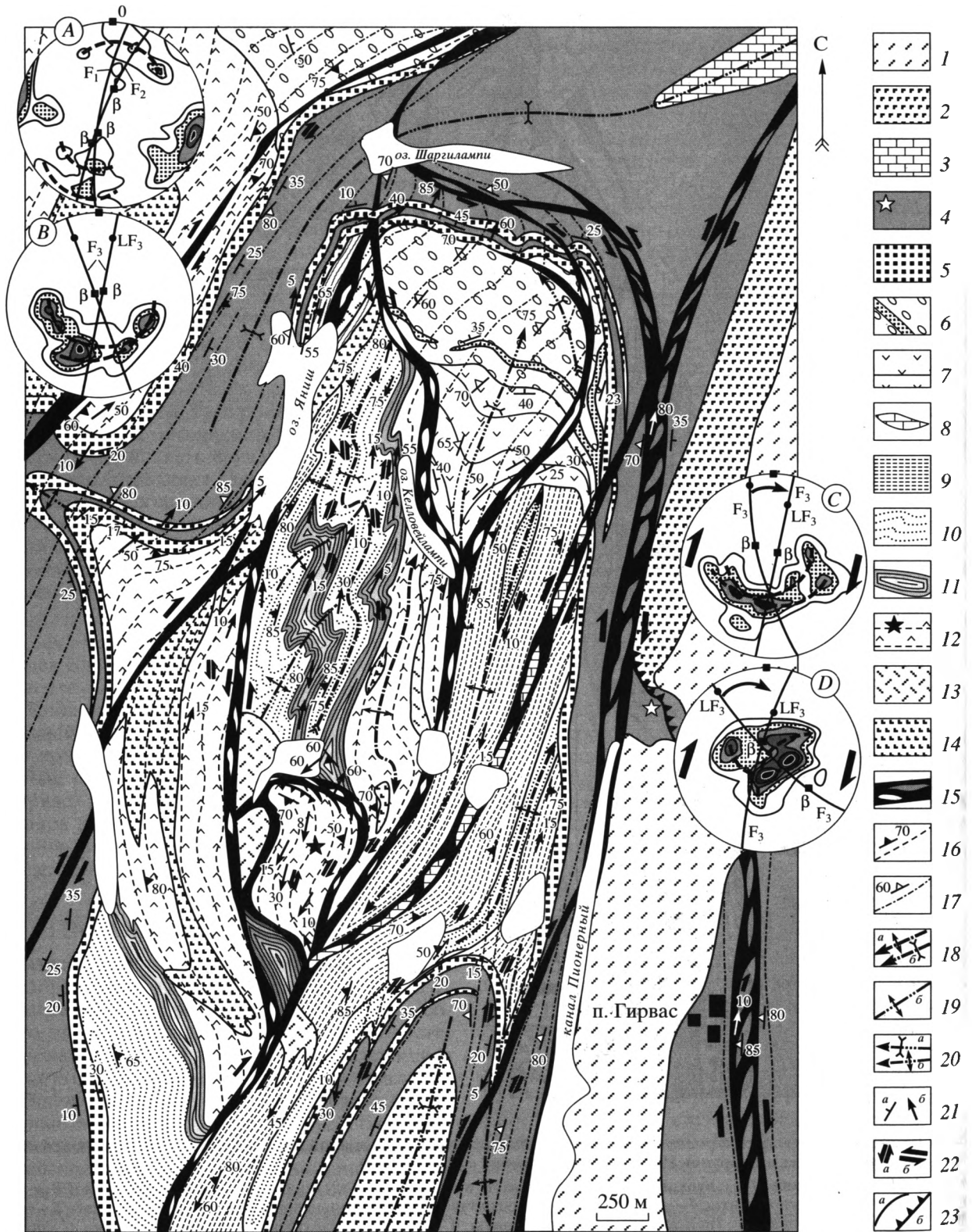


Рис. 1. Схема геологического строения Койкарской зоны сдвиговых деформаций (B) и ее местоположение (A) (составлены с использованием материалов ПГО "Севзапгеология" и [3, 9, 17, 19]).

На схеме B: 1, 2 – ятулий (PR₁): вулканогенно-осадочные (1) и терригенные (2) породы; 3 – сумий-сариолий (PR₁): андезитобазальты и конгломераты; 4–6 – лопий (AR₂): 4 – осадочно-вулканогенные породы, 5 – габбро-диориты, 6 – граниты; 7 – мигматизированные гнейсы AR₁; 8 – ультрабазиты; 9 – сдвиговые нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – взбросо-надвиги; 11 – направления перемещения горных масс: а – сдвиговые, б – тангенциальные; 12 – элементы залегания слоистости (а) и сланцеватости (б). На схеме A: 13 – нижнепротерозойские породы; 14 – лопийские (AR₂) зеленокаменные образования; 15 – гранитогнейсы AR₁. Буквенные обозначения: С – Семченский зеленокаменный трог, К – Койкарская зона, Он – Онежская система нарушений.



живаются, а средние углы падения слоистости составляют 15° – 20° . Протерозойские породы образуют здесь кулисную систему брахиподобных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются лопийские зеленокаменные породы и гранитогнейсы раннего архея (см. рис. 1, В). Выходы архейских образований в этих структурах принято рассматривать как выступы фундамента, связанные с разломно-блоковой тектоникой [9, 13, 15, 17]. Центральную позицию среди этих структур занимает Койкарский выступ, в пределах которого были проведены детальные структурно-парагенетические исследования (рис. 2).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Койкарская структура представляет собой брахиподобную антиклиналь, в ядре которой выходят лопийские зеленокаменные образования и перекрывающие их со структурно-метаморфическим несогласием нижнепротерозойские породы сумийского и сариолийского надгорizontов. На всех этих комплексах с четким угловым несогласием залегают ятулийские вулканогенно-осадочные образования, образующие крылья антиклинали и округлую периклиналь, подчеркивающую крутое (45°) погружение структуры к северу (см. рис. 2).

В стратиграфическом разрезе лопийских образований, несмотря на некоторые расхождения во взглядах разных авторов, в целом, принято выделять следующие толщи (снизу вверх): 1) коматииты, базальты, часто с подушечными и миндалекаменными текстурами, туфы основного состава (более 500 м); 2) полимиктовые конгломераты, андезиты, туфы андезитов (около 100 м); 3) туфы различной размерности андезиодацитового и дацитового состава (около 200 м); 4) тонкое переслаивание графитоидных сланцев, песчаников, силицитов с горизонтами кислых туфов и доломитов (более 300 м) [9, 13, 15]. Осадочно-вулканогенные породы прорваны субвулканическими телами габбро-диабазов и дацитов. Весь комплекс лопийских пород интенсивно дислоцирован и рассланцован в условиях

зеленосланцевой фации метаморфизма. Слоистость и сланцеватость обычно конформны и имеют крутое залегание.

В северо-восточной части Койкарской антиклинали лопийские образования с резким угловым и структурно-метаморфическим несогласием перекрываются андезитобазальтовыми лавами сумийского надгорizontа. На породах сумия с угловым несогласием порядка 10° залегают глыбовые полимиктовые конгломераты сариолия с вулканомиктовым цементом. В конгломератах отсутствует четкая слоистость и сортировка обломков, представленных угловатыми глыбами гранитогнейсов, мигматит-гранитов и подстилающих метаморфизованных лопийских пород. В нижней части разреза отмечен горизонт аркозовых песчаников мощностью 5–9 м. Сумийско-сариолийские породы метаморфизованы весьма слабо и лишь по отдельным зонам рассланцованы и превращены в зеленые сланцы.

Породы ятулийского надгорizontа залегают с резким угловым несогласием на сумийско-сариолийских либо непосредственно на лопийских образованиях. В основании разреза отмечается базальный горизонт кварцевых конгломератов и гравелитов мощностью от 15 до 40 м. Выше залегает толща континентальных базальтов (мощность 100–150 м), испытавших слабые зеленокаменные и краснокаменные (гематитизация пустот) преобразования [14]. В нижней части разреза базальтов отмечается горизонт кварцевых гравелитов и кослоистых песчаников; в средней – развит силл габбро-диабазов. Базальтовую толщу с несогласием перекрывают карбонатно-терригенные породы, развитые в северо-восточной части района [3]. Высокая степень дифференцированности осадков ятулия, их незначительная мощность, внутриформационные несогласия и конгломераты, признаки мелководности осадков (знаки ряби, корочки окисления на поверхности слоев), а также гематитизация базальтов свидетельствуют о платформенных условиях формирования пород. Вместе с тем в ятулийских осадках отмечены признаки проявления конседиментационных складчато-разрывных

Рис. 2. Схема геологического строения Койкарской антиклинали. Составлена с использованием материалов [3, 9, 15, 17]. (См. рис. 1)

1 – четвертичные отложения; 2–5 – ятулий (PR₁): 2 – силл габбро-диабазов, 3 – карбонатно-терригенные породы, 4 – базальты (звездочка – вулканическая постройка), 5 – кварцевые конгломераты и песчаники; 6 – сариолийские полимиктовые конгломераты с маркирующим горизонтом песчаников (PR₁); 7 – сумийские андезитобазальты (PR₁); 8–14 – лопийские образования (AR₂): 8 – доломиты, 9 – графитистые сланцы, песчаники, силициты, 10 – сланцы по туфам андезитов и дацитов, 11 – полимиктовые конгломераты, андезиты, туфы, 12 – коматииты, базальты и их туфы (звездочка – Койкарский вулкан), 13 – дациты, 14 – габбро-диабазы; 15 – сдвиговые зоны рассланцевания с линзами различных пород; 16, 17 – элементы залегания сланцеватости (16) и кливажа скальвания (17); 18–20 – простирания осевых поверхностей складок F₁ (18), F₂ (19) и F₃ (20): а – антиклиналей, б – синклиналей; 21 – элементы залегания слоистости (а) и линейности удлинения (б); 22 – направления перемещений вдоль сдвиговых зон мезо-микроуровня (а) и макроуровня (б); 23 – геологические границы (а) и надвиги (б).

A–D – стереографические равноплощадные проекции на нижнюю планисферу полюсов сланцеватости и слоистости: A – сланцеватость лопийских пород, 128 замеров, изолинии 3–5–10–18–20%; B – слоистость сумийских пород, 48 замеров, 2–4–6–10–15%; C – слоистость сариолийских пород, 46 замеров, 1–5–12–15%; D – слоистость ятулийских пород, 143 замера, 1–2–5–7–10–15%. Буквенные обозначения: F₁, F₂ и F₃ – осевые плоскости складок первой, второй и третьей генерации, LF – их геометрические шарниры, β – ост складчатости.

структур, среди лавовых полей базальтов выявлены реликты вулканической постройки трещинного типа, что свидетельствует об активном тектоническом режиме данной области в ятулийское время [3, 14].

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

В Койкарской антиклинали можно выделить три основных структурно-формационных комплекса: 1) фундамент, сложенный лопийскими породами, 2) сумийско-сариолийские образования, составляющие промежуточный комплекс, и 3) ятулийские осадочно-вулканогенные породы чехла. Структурно-кинематические парагенезы изучались отдельно в каждом из этих комплексов с последующей их корреляцией. В целом было выявлено три парагенеза структур, из которых первые два связаны с лопийскими породами фундамента, а последний является единым (сквозным) для всех комплексов.

Структурные парагенезы фундамента. Структурными исследованиями Ю.В. Миллера [9] было показано, что лопийский комплекс Койкарской антиклинали имеет складчато-линзовую структуру, состоящую из тектонических разновеликих линз, внутри которых отмечаются фрагменты ранних линейных складок F_1 , осложненных асимметричными складками F_2 (см. рис. 2). Ранние складки представляют собой сильно сжатые изоклинальные структуры субмеридионального (ССВ 10°) простирания. Параллельно их осевым поверхностям развита минерализационная сланцеватость S_1 , занимающая конформное положение по отношению к слоистости. В плоскости сланцеватости развиты будинаж-структуры, минеральная линейность и линейность удлинения деформированных включений (галеков, миндалин, лавовых подушек). Морфология сланцеватости в различных породах меняется от несовершенной и линзовидно-петельчатой – в массивных базальтах и интрузивных породах – до хорошо развитой композиционной минерально-плоскостной – в туфах и сланцах. Композиционная сланцеватость и минерально-агрегатная линейность сформированы серицитом, хлоритом, клиноцоизитом, актинолитом, альбитом и кварцем, что свидетельствует о формировании структур ранней генерации в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Статистическая обработка замеров ориентировки плоскостей сланцеватости на стереографической проекции позволяет выделить два основных поля концентрации полюсов S_1 – в восточном и западном сегментах сетки, с распределением точек по дуге большого круга (см. рис. 2, А). Это характеризует складки F_1 как цилиндрические структуры. В северном и южном сегментах проекции отмечается ряд полей с рассеиванием полюсов по дугам малых кругов с центрами вращения (оси складчатости β), локализованными в единой плоскости в позици-

ях, близких к вертикальным. Такой структурный узор позволяет реконструировать единую плоскость наложенной складчатости F_2 (простирание ССВ 20°), а также предполагать, что складки второй генерации имеют коническую морфологию и образуют сопряженную систему пликтивных форм. Это подтверждается и наблюдениями за мелкими складками этой генерации. В западном борту оз. Келловейлампи, в скальном обнажении, представленном в трех срезах, были выявлены асимметричные складки течения F_2 левого рисунка в плане (рис. 3, А, В). Шарниры складок погружаются к северу (верхняя часть обнажения) и к югу (нижняя часть), а в целом образуется сопряженная система складок, интерференция которых приводит к формированию колчановидных складчатых структур, шарниры которых параллельны линейности удлинения.

Шарниры мелких складок F_2 имеют различный наклон к горизонту и на стереографической проекции рассеиваются вдоль плоскости, поверхность которой повернута против часовой стрелки на 10° по отношению к полученной геометрически осевой плоскости складок второй генерации (см. рис. 3, С и 2, А). Этот факт объясняется более интенсивным вращением мелких структурных форм по отношению к крупным в поле объемных левосдвиговых перемещений. Крупные складчатые структуры F_2 имеют также левый рисунок с подворотом коротких крыльев против часовой стрелки под различными углами от структуры к структуре (см. рис. 2). Складки расположены диагонально-кулисно, образуя рисунок, свойственный зонам сдвиговых деформаций с левосдвиговой кинематикой.

Сопряженные и колчановидные складки конической морфологии, как правило, образуются при пластических не коаксиальных сдвиговых деформациях при условии, что плоскость, подверженная деформациям, изначально находилась под большими углами к плоскости сдвига [21, 23]. В рассматриваемом случае сдвиговые деформации и связанные с ними складки F_2 наложены на структуры F_1 . Учитывая, что общее простирание Койкарской зоны сдвига субмеридиональное (ССВ 10° – 15°), можно предположить, что начальная ориентировка складок первой генерации значительно отклонялась от плоскости сдвига и была, по-видимому, северо-восточной. Из этого следует, что ранние структуры испытали интенсивные вращения вокруг субвертикальной оси против часовой стрелки, что отвечает условиям левого сдвига.

Со складками второй генерации связаны разнообразные мезо- и микроструктурные формы: поверхности делимости различного генезиса, зонки сдвига высокого порядка, структуры вращения и кинк-зоны. Они хорошо обособлены в относительно слабо деформированных породах; с нарастанием деформации происходит их полная линейзация и

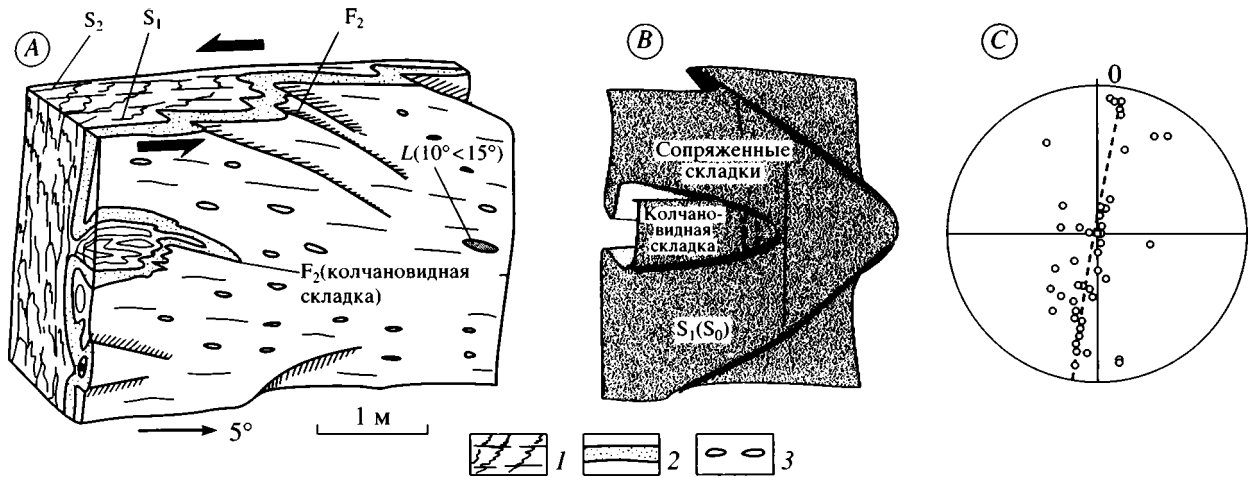


Рис. 3. Система сопряженных и колчановидных складок F_2 в сланцах лопия: А – реконструкция обнажения в виде блок-диаграммы; В – объемная реконструкция складок по поверхности сланцеватости S_1 ; С – стереографическая проекция ориентировки шарниров складок F_2 (нижняя планисфера).

1 – апотуфовые сланцы; 2 – силициты; 3 – минерально-агрегатная линейность. Буквы на схеме: S_0 – слоистость, S_1 – сланцеватость, S_2 – кливаж скальвания, F_2 – складки второй генерации, L – линейность удлинения.

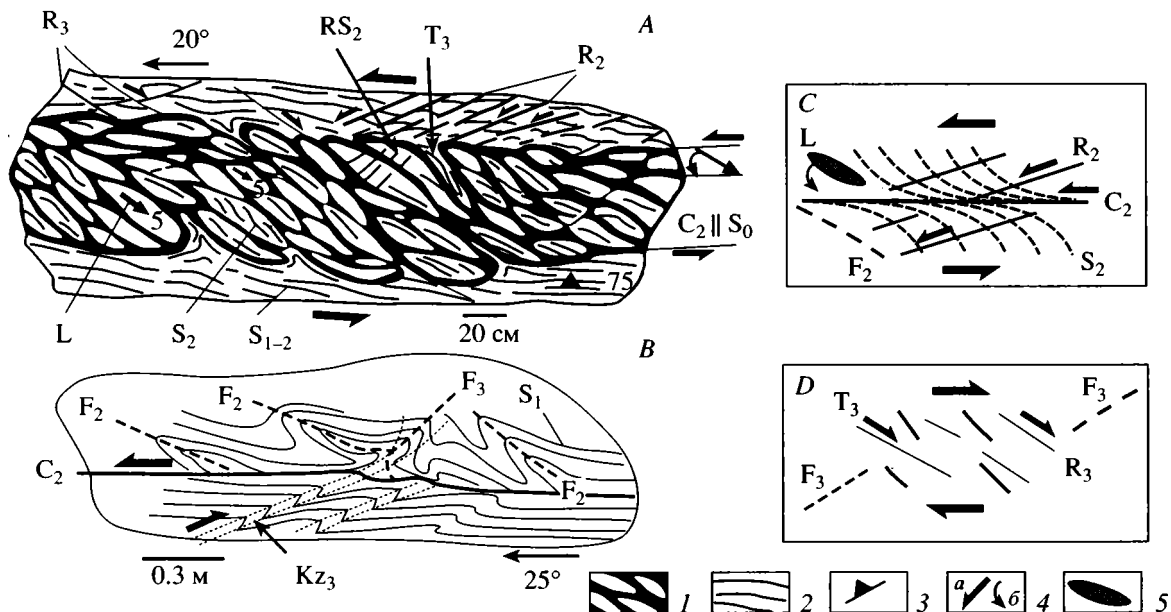


Рис. 4. Сочетание структурных парагенезов второй и третьей генераций в лопийских породах: А, В – зарисовки обнажений в плане; С, D – схемы соотношений структур в парагенезах второй (С) и третьей (D) генераций.

1 – деформированные шаровые базальты; 2 – апотуфовые сланцы; 3 – ориентировка сланцеватости; 4 – направления сдвиговых смещений (а) и вращения структур (б); 5 – линейность удлинения. Буквы на схемах: S_0 – слоистость, S_1 – сланцеватость, S_2 – сланцеватость – кливаж скальвания, F_2 , F_3 – складки второй и третьей генераций, C_2 – главные зоны сдвига, R_2 , R_3 – вторичные зонки сдвига Риделя (кренуляционный кливаж) второй и третьей генераций, Т – трещины отрыва, RS – структуры вращения, Kz – кинк-зоны, L – линейность удлинения.

слияние в одну плоскость, близкую к поверхности S_1 , что затрудняет диагностику данных структур. Наиболее полные структурно-кинематические парагенезы второй генерации были отмечены в слабо тектонизированных шаровых базальтах в районе тектонизированной вулканической постройки (Койкарский вулкан) (см. рис. 2). В одном из случаев был выяв-

лен маломощный лавовый поток шаровых базальтов с деформированными подушками, длинные оси которых ориентированы полого и диагонально к простиранию слоя, образуя линейность удлинения L (рис. 4, А). Параллельно удлинению подушек развита слабо минерализованная сланцеватость S_2 , которая, проникая за пределы лаво-

вого потока во вмещающие апотуфовые сланцы, испытывает загиб против часовой стрелки и сливается с композиционной сланцеватостью S_1 , имеющей субпослойную ориентировку. Линейность удлинения подушек также испытывает вращение от диагонального к конформному положению по мере приближения к контактам потока. Вдоль последних развиты бластомилонитовые зонки срыва – главные плоскости сдвига C_2 . Во вмещающих туфосланцах и базальтах развиты диагональные вторичные сдвиговые зонки Риделя (R_2) с левосдвиговыми смещениями и морфологией кренуляционного кливажа (см. рис. 4, А). В целом, рассмотренная совокупность линейно-плоскостных элементов образует многократно описанный в литературе структурно-кинематический, в данном случае – левосдвиговой парагенез C-S тектонитов [25, 30, 32]. Эта структурная ассоциация может быть дополнена диагональными асимметричными складками течения F_2 , располагающимися кулисно по отношению к плоскостям главного сдвига C_2 , что было отмечено в близлежащих выходах сланцев (см. рис. 4, В). В схематизированном виде парагенез структур второй генерации изображен на рисунке 4, С.

В рассмотренных обнажениях были отмечены элементы слабо выраженного структурно-кинематического парагенеза третьей генерации с правосдвиговой кинематикой (см. рис. 4, А, В). К таковым относятся наложенные разреженные сколовые зонки сдвига R_3 , трещины отрыва и отслаивания T_3 , а также кинк-зоны и асимметричные складки F_3 , секущие и сминающие сдвиги и складки второй генерации. Эти структуры, с одной стороны, проявляют элементы хрупких деформаций, с другой, – имеют признаки пластического течения. Зонки отслаивания и отрыва в базальтах часто сопровождаются пластичным затеканием вмещающих сланцев, кинк-зоны сколовой природы по простиранию нередко трансформируются в складки течения (см. рис. 4, А, В). Эта ассоциация структур может рассматриваться как начальная стадия развития объемных правосдвиговых перемещений, предшествующая формированию главных плоскостей сдвига С (см. рис. 4, D).

Полно развитые и совершенные структурно-кинематические парагенезы третьей генерации весьма распространены и развиваются в значительной мере унаследованно по более ранним плоскостным структурам (рис. 5, А). При этом вдоль плоскостей ранних левых сдвигов C_2 направление перемещения полярно меняется, – структуры преобразуются в правые сдвиги C_3 . Это подчеркивается присдвиговым подворотом вторичных сдвиговых зонок (кренуляционного кливажа) R_2 и правосдвиговыми складками течения F_3 , развитыми вдоль плоскостей концентрированного сдвига. Характерно также развитие сигмоидальных структур вращения (RS_3) мелких будин по часовой стрелке, что отражает вращательный момент в поле правосдвиго-

вых перемещений (см. рис. 5, А). Вдоль поверхностей раннего кренуляционного кливажа R_2 , судя по сигмоидальным загибам сланцеватости, отмечаются небольшие левосдвиговые перемещения, отражающие кинематику структур второй генерации (см. рис. 5, В). Поверхности R_2 часто подвояются конформными, но иногда секущими их зонками, проявляющими, с одной стороны, признаки минерализованного кливажа, с другой, – левосдвиговых сколов (см. рис. 5, А). Эти структуры, по видимому, представляют собой унаследованно развивающиеся антитетические микросдвиги третьей генерации, смещения вдоль которых связаны с вращением междвиговых литонов по часовой стрелке (сдвиг типа “домино”). В структурном парагенезе третьей генерации они занимают позицию кливажа-сланцеватости S_3 (см. рис. 5, С).

Рассмотренная выше структурная ситуация является характерной. Статистическая обработка замеров ориентировки сдвиговых зонок типа С, R и S отражена на диаграмме, на которой показана смена в кинематике второй и третьей генерации, а также отмечен факт вращения по часовой стрелке плоскостей R_2 и S_2 (см. рис. 5, D). Результатом такого вращения, отмечаемым также в обнажениях по постепенному подвороту диагональных сдвиговых зонок к поверхностям C_3 , является переориентировка структур в одну плоскость.

Структуры третьей генерации часто осложнены наложенными на них сдвиговыми пликативно-дизъюнктивными формами, имеющими аналогичную кинематику и плоскостную ориентировку. Плоскости главных сдвиговых зонок C_3 при этом испытывают смятие в асимметричные складки правого рисунка либо осложнены сигмоидальными структурами вращения (рис. 6, А). При этом отмечается появление новые плоскостей сдвига, секущих все более ранние структуры. Тем не менее нет никаких оснований выделять наложенные структуры в обособленный парагенез, – их развитие связано с непрерывностью (перманентностью) процесса правосдвигового тектонического течения, с отмиранием и блокировкой одних структур и зарождением новых, а также со сложным чередованием в пространстве и времени складчатых и разрывных дислокаций.

В лопийских сланцах часто отмечаются сопряженные системы кинк-зон (Kz_3), кинематические пары которых образуют системы продольного (по простиранию сланцеватости) сжатия (см. рис. 6, А, В). В совокупности со структурами правого сдвига типа системы “домино”, представляющими собой структуры продольного удлинения, эти формы образуют динамопары чередующихся по простиранию сегментов сжатия и растяжения (см. рис. 5, А и 6, А). Это свидетельствует о том, что объемные сдвиговые деформации в лопийских породах обуславливают общее продольное тектоническое течение, развивающееся с разной скоростью, в результате чего в пределах зоны те-

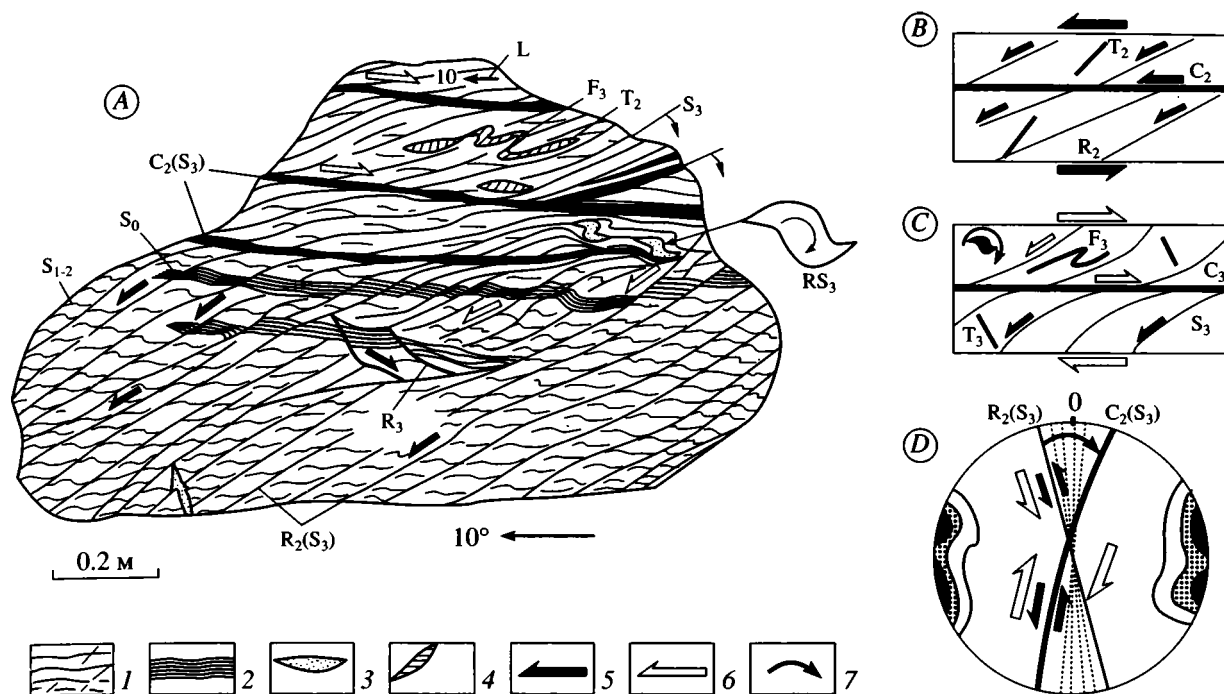


Рис. 5. Унаследованное развитие структур третьей генерации по структурам второго этапа деформации в сланцах лопья: *A* – вид обнажения в плане; *B*, *C* – схемы соотношений структур в парагенезах второй (*B*) и третьей (*C*) генераций; *D* – стереографическая проекция на нижнюю планисферу полюсов главных (C_2 , C_3) и вторичных (R_2 , S_3) сдвиговых зон: 32 замера, изолинии – 6–10–28%.

1 – апотуфовые сланцы; 2 – графитистые сланцы; 3 – силициты; 4 – жилы кварца; 5, 6 – направления сдвиговых смещений второго (5) и третьего (6) этапов деформации; 7 – направления вращения структур. Буквы на схемах – см. рис. 4.

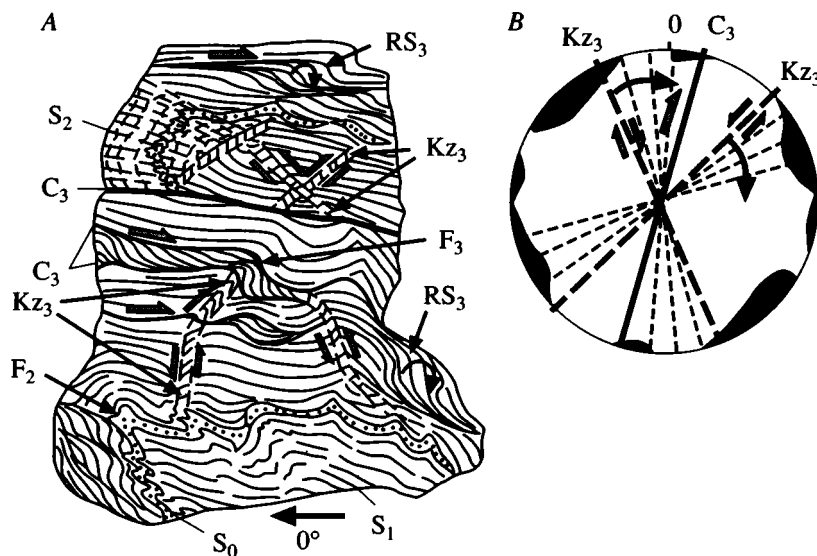


Рис. 6. Соотношения структур третьей генерации и сопряженные системы кинк-зон в сланцах лопья; *A* – вид обнажения в плане; *B* – стереографическая проекция на нижнюю планисферу полюсов осевых плоскостей кинк-зон (Kz_3): 34 замера, 12–30%.

Условные обозначения см. на рис. 5. Буквенные обозначения см. на рис. 4.

чения формируются области оттока и нагнетания. Важной кинематической характеристикой продольного течения для структур третьей генерации является связанный с ними момент враще-

ния по часовой стрелке. Это хорошо видно и на стереографической проекции, где вокруг максимумов концентрации полюсов осевых плоскостей кинк-зон развиты асимметричные поля рассеива-

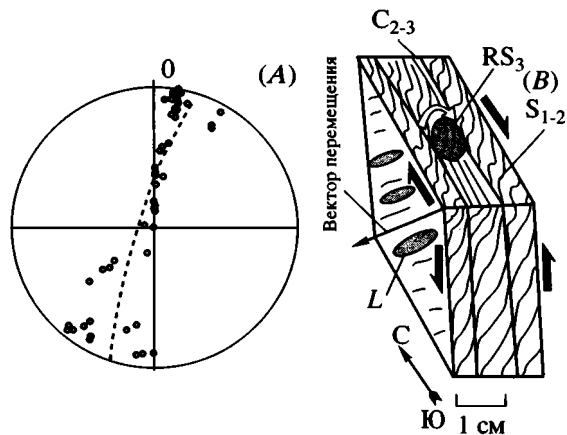


Рис. 7. Стереографическая проекция на нижнюю планисферу ориентировки линейности удлинения в лопийских образованиях (А) и соотношение линейности (L – удлинение галек) с вектором перемещения (В). Условные и буквенные обозначения см. на рис. 4.

ния, вытянутые по ходу часовой стрелки (см. рис. 6, В). Пересечение вращающихся плоскостей образует субвертикальную линию – ось вращения (см. рис. 5, D и 6, В).

Рассматривая картографический структурный рисунок лопийского комплекса в ядре Койкарской антиклинали, можно отметить много общего в его морфологии с мезо- и микроструктурами, описанными выше. Крупные тектонические линзы образованы сочетанием зон интенсивного расщепления и разлинзования пород, имеющих север-северо-восточное и север-северо-западное простирания (см. рис. 2). Из них первая система сопоставима с зонами главного сдвига (С) и соответствует общему простиранию Койкарской зоны. Смещения вдоль этих зон, судя по структурам тектонитов, отражают смену левосдвиговой кинематики на правосдвиговую. Нарушения север-северо-западного простирания, как правило, соответствуют левым сдвигам и, видимо, являются аналогами вторичных сдвиговых зон Риделя (R_2), выявленных в микроструктурах второй генерации. Обе системы нарушений срезают складки F_1 ; со складками второй генерации они формировались субсинхронно: в одних случаях срезают их, в других – сами испытывают смятие. Вместе с тем, эти разрывы проникают в нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы, что позволяет рассматривать их как долгоживущие структуры унаследованного развития. По-видимому, крупные тектонические линзы изначально сформировались как система дуплексов растяжения – линз, образованных левосдвиговыми зонами C_2 и R_2 . В условиях последующих правосдвиговых смещений система переродилась в дуплексы сжатия с вращением линз по часовой стрелке (модель сдвига “домино”).

Важную характеристику кинематики крупных тектонических линз дает анализ структурного пове-

дения линейности удлинения деформированных галек и других включений. На стереографической проекции линейность этого типа рассеивается вдоль плоскости, соответствующей главному направлению сдвигообразования (ССВ 10°) (рис. 7, А). В пределах тектонических линз эта закономерность проявляется в пологой ориентировке траекторий линейности в их центральных частях и постепенном ее погружении (до вертикального положения) в областях выклинивания линзовидных тел (см. рис. 2). Известно, что линейность удлинения отражает результирующее направление тектонического перемещения (результирующий эллипсоид деформации [25]). Этот факт подтверждается и наблюдениями, сделанными в областях выклинивания линз, где часто фиксируется соответствие круглого положения линейности с результирующим вектором перемещения, выявленного по смещениям в горизонтальных и вертикальных срезах (см. рис. 7, В). Таким образом, в продольном разрезе тектонических линз фиксируются элементы концентрически организованных траекторий перемещения.

В целом в породах фундамента развиты структуры объемных сдвиговых деформаций, повторяющиеся в высокой степени подобия на разных масштабных уровнях. Левосдвиговые парагенезы структур генерации сменяются, с унаследованием плоскостных элементов, правосдвиговыми структурно-кинематическими парагенезами третьей генерации.

Структурные парагенезы сумийско-сариолийского комплекса. Андезитобазальтовые лавы сумия и конгломераты сариолия слагают крупную складчато-линзовую структуру в районе северного замыкания Койкарской антиклинали (см. рис. 2). Разрывы, ограничивающие линзу, имеют сквозное развитие: прослеживаясь в лопийские образования, имеют кинематические признаки сдвиговых структур третьей генерации, выявленной в лопийском комплексе. В целом слабо метаморфизованные протерозойские породы в этих зонах преобразованы в бластомилониты зеленосланцевой фации, идентичные тектонитам в лопийских образованиях. В породах сумия и сариолия фиксируются две системы сопряженных складок конической морфологии, осевые плоскости которых образуют острый угол (см. рис. 2, В, С). Складки не пересекаются, что видно на карте: сжатия в южной части линзы субмеридиональная складка (в породах сумия) по направлению к северу плавно угасает и в поле сариолийских конгломератов затухает почти полностью, сменяясь складкой север-северо-западного простирания (см. рис. 2). Кливаж осевой плоскости отсутствует, но во всем объеме линзы развит кливаж разлома, представляющий собой мелкие зонки складывания, которые имеют аналогичную ориентировку с плоскостями C_3 в лопийских породах. Траектория кливажа скалывания в пределах линзы испытывают сигмоидальный загиб,

указывающий на момент вращения по часовой стрелке (см. рис. 2).

Таким образом, сумийско-сариолийские образования обнаруживают во многом сходную с лопийским комплексом складчато-линзовую структуру. Развитые в них конические складки свидетельствуют о проявлении сдвиговых деформаций. Факт сопряженности складок указывает на большой угол между плоскостью сдвигообразования и поверхностями, сминаемыми в складки. Очевидно, на начальном этапе формирования структуры сдвиговые деформации вдоль крутопадающих поверхностей в фундаменте отражались в полого залегающих сумийско-сариолийских породах, приводя к развитию сопряженных складок. В последующем комплекс был пронизан сдвигами, в результате чего сформировалась линзовидная структура, унаследованно отраженная от линзовых структур фундамента. Характер вращения этой линзы, а также тип тектонитов и кинематика сдвиговых зон позволяет коррелировать данный структурный парагенез со структурами третьей генерации.

Структурные парагенезы чехла. Вулканогенно-осадочные породы ятулийского чехла слагают крылья Койкарской антиклинали и залегают с несогласием либо на сумийско-сариолийских образованиях, либо непосредственно на породах лопийского фундамента (см. рис. 2). Базальная поверхность контакта и слоистость ятулийских пород образуют субизометричную пликативную структуру. На стереографической проекции полюса этих поверхностей рассеиваются в пределах концентрического поля, отражающего структурный узор куполообразной структуры (см. рис. 2, *D*). Вместе с тем отмечается две полосы концентрации полюсов вдоль малодуговых траекторий, что соответствует двум системам, по-видимому, сопряженных складок конической морфологии, осложняющих морфоструктуру. Осевые плоскости этих складок составляют острый угол (55°), который более чем в два раза превышает угол между сопряженными складками в сумийско-сариолийских породах (см. рис. 2, *B*, *C*, *D*). Система складок северо-восточного (ССВ 15°) простирания имеет субвертикальную ось складчатости и, в целом, конформна простиранию Койкарской зоны сдвиговых деформаций. Складки северо-западного направления осложняют крылья Койкарской антиклинали, имеют относительно пологую ось складчатости и занимают диагональное положение в общей структуре зоны (см. рис. 2).

Относительно слабо метаморфизованные и полого залегающие слои ятулийских пород расщепляются разветвленной системой крутопадающих зон сдвиговых деформаций, ширина которых порой превышает 200 м (см. рис. 2). В их пределах породы интенсивно расщеплены и разлинзованы, превращены в альбит-биотит-хлоритовые (по базальтам) и серицит-кварцевые (по терригенным породам) бластомилониты. По отношению к общему

простиранию Койкарской зоны данные нарушения образуют системы конформных и диагональных структур. Некоторые из них прослеживаются в породы сумийско-сариолийского и лопийского комплекса, осложняя контакты сдвиговыми смещениями. В северо-западном замыкании Койкарской антиклинали крутопадающие сдвиговые зоны, развитые в лопийских породах, в месте пересечения с контактом ятулийских пород секут его и, вместе с тем, расщепляются на ряд субпослойных надвигов – базальных срывов чехла (см. рис. 2). В разрезе такая структура имеет вид пальмового дерева.

Во внутренней структуре конформных нарушений отмечается закономерный структурно-кинематический парагенез правосдвиговых пластических деформаций (рис. 8, *A*). По пространственной ориентировке и набору структурных форм, по вещественному составу тектонитов и кинематическому признаку данный парагенез сопоставим со структурами третьей генерации, развитыми в лопийском комплексе. Сочетание главных сдвиговых зон (C_3) и вторичных сдвигов Риделя (R_3) обуславливает линзовидную структуру зон (см. рис. 8, *A*). Длинные оси тектонических линз обычно имеют субгоризонтальное положение, а размеры линзовидных тел вдоль этих осей варьируют от первых сантиметров до десятков метров. Процессы пластических деформаций в пределах зон многократно подновлялись, о чем свидетельствуют складки течения, осложняющие эпидотовые и кварцевые жилы трещин отрыва T_3 .

Система диагональных нарушений представлена антитетическими сдвиговыми зонами с левосдвиговой кинематикой. Их смесители, имея чаще крутое положение, нередко приспособляются к поверхности слоистости ятулийских пород, расслаивая чехольный комплекс. В принятой системе классификации диагональные сдвиги, по-видимому, соответствуют вторичным антитетическим сдвигам типа X_3 [30, 32]. На стереографической проекции полюса плоскостей нарушений этой системы образуют поле в юго-западном сегменте полусферы (см. рис. 8, *B*). Для максимума концентрации полюсов построена средняя плоскость X_3 . Два асимметричных хвоста полей рассеивания указывают на тенденции вращения этих структур по часовой стрелке и некоторого выположивания – приспособления к поверхностям слоистости. Построенная на этой же проекции средняя плоскость конформных сдвигов (C_3) определяет поверхность, к которой происходит вращение структур X_3 . По всей видимости, такая ситуация соответствует развитию объемных правосдвиговых деформаций с вращением структур по принципу “домино”.

За пределами зон сдвиговых деформаций ятулийские породы дислоцированы слабо: локально развит кливаж разлома, простирание которого, в целом, подчинено простиранию главных сдвиговых

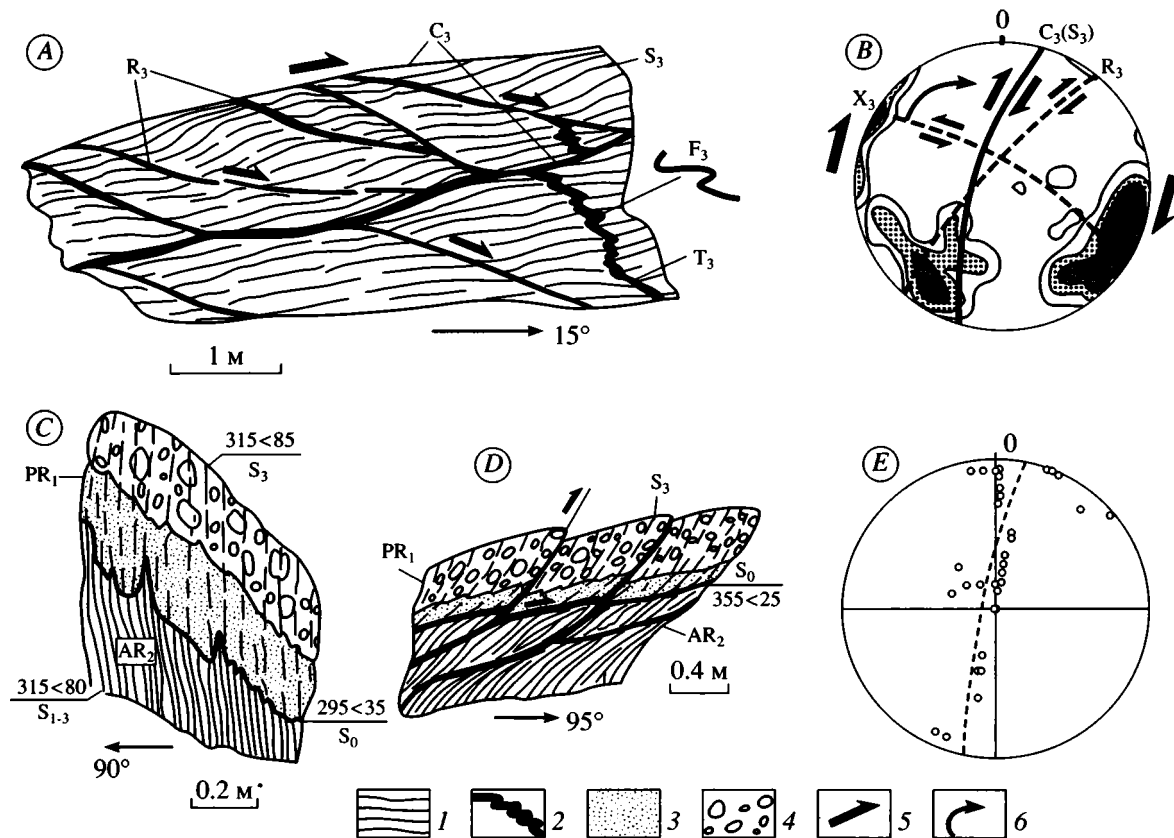


Рис. 8. Структуры третьей генерации в ятулийских породах: А – фрагмент обнажения зоны сдвиговых деформаций (план); В – стереографическая проекция на нижнюю планисферу полюсов главных (C_3) и вторичных (R_3 – X_3) сдвиговых зон: 84 замера, изолинии 3–6–10–15–20%; С, D – кливаж скальвания, секущий контакты ятулийских и лопийских пород; E – стереографическая проекция ориентировки линейности удлинения в породах ятулия (нижняя планисфера). 1 – сланцы; 2 – кварц-эпидотовые жилы; 3, 4 – ятулийские песчаники (3) и конгломераты (4); 5, 6 – направления сдвиговых перемещений (5) и вращения (6). Буквы на схемах – см. рис. 4.

зон C_3 . Часто отмечается сквозное проникание ятулийского кливажа в лопийские породы, где он сливается с конформно ориентированными с ним плоскостными структурами третьей генерации (см. рис. 8, С). Иногда такие соотношения осложнены послойными срывами (см. рис. 8, D).

Линейность удлинения в ятулийских породах проявлена слабо. В зонах повышенной деформированности изначально округлые гальки конгломератов приобретают явное удлинение (соотношения длинной и короткой осей от 2 : 1 до 3 : 1) в плоскости кливажа. На стереографической проекции линейности ятулийских пород обнаруживается та же тенденция, что и линейность лопийского комплекса, – рассеивается вдоль плоскости север-северо-восточного простирания (см. рис. 8, E). Этот факт свидетельствует о том, что и в породах чехла сдвиговое тектоническое течение реализуется по траекториям, имеющим в продольном сечении (по простиранию сдвигов) концентрическое строение.

Приведенные выше данные позволяют выделить единый тип деформации, приводящей к ремобилизации ранних структур в породах фундамента и прогрессивному структурообразованию в поро-

дах чехла. В структурно-кинематическом отношении он соответствует объемным сдвиговым деформациям с правосдвиговой кинематикой. Вязкие сдвиги в пределах чехла наследуют простирания нарушений фундамента и являются, таким образом, сквозными и “просвечивающими” сквозь призму осадков. Складчатая структура ятулийского комплекса, по-видимому, начинала формироваться с некоторым опережением по отношению к разрывам: сдвиговые деформации фундамента вдоль крутопадающих сместителей, перекрытых полого залегающим чехлом, отразились в образовании сопряженной системы диагональных и конформных складок чехла. Результатом взаимодействия сдвиговой тектоники фундамента и чехла, по-видимому, явилась куполообразная структура – Койкарская антиклиналь, модель развития которой приводится ниже.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОЙКАРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Объемная модель современной структуры Койкарской антиклинали, судя по морфологии базальной поверхности чехла, плавно облегающей

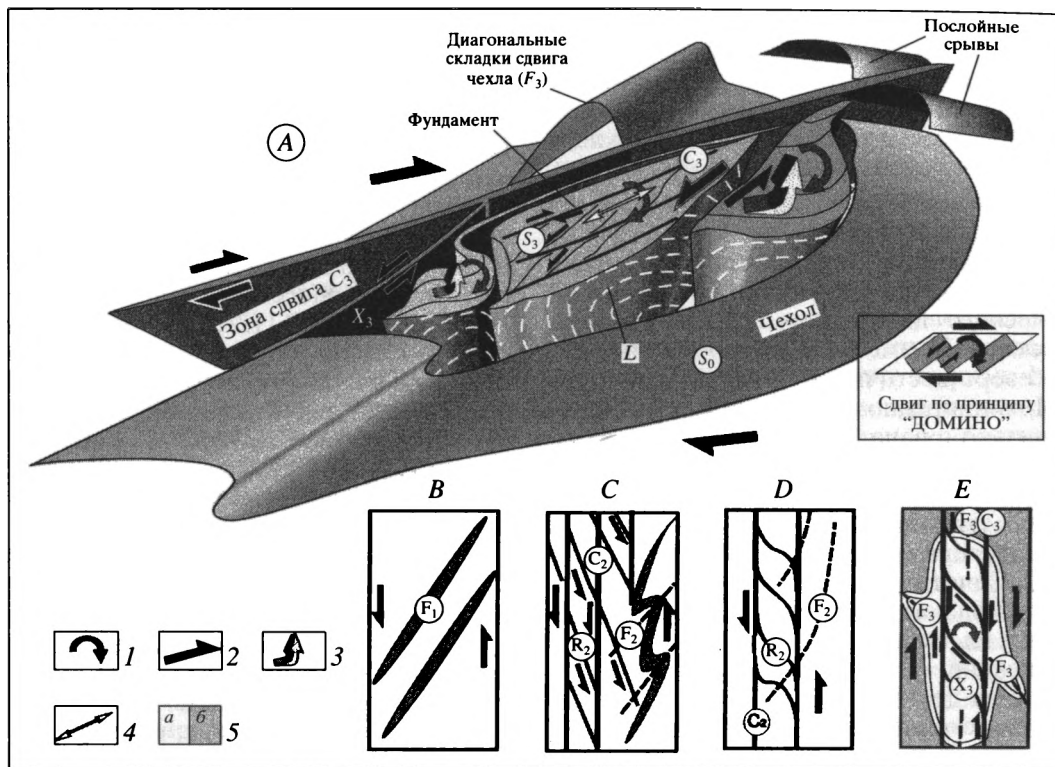


Рис. 9. Объемная модель Койкарской куполо-сдвиговой структуры (А) и этапы ее формирования (В–Е) (пояснения см. в тексте).

1–4 – стрелки, указывающие направления вращения (1), сдвиговых (2) и вертикальных составляющих (3) перемещений, удлинения (4); 5 – фундамент (а) и чехол (б) на схеме Е. Буквенные обозначения см. на рис. 4.

пликативный выступ фундамента, иллюстрирует ее куполообразный облик (рис. 9, А). Структура несколько нарушена рассекающими ее сдвигами и оперяющими их субслойными срывами. Отмечается система диагональных складок чехла, ориентированных в соответствии с объемными правосдвиговыми перемещениями. Породы лопийского фундамента в ядре Койкарской антиклинали образуют кулисную систему линзовидных тел (дуплексов сжатия), вращающихся по часовой стрелке в поле правосдвиговых смещений. Такого типа деформация соответствует сдвигу по принципу “домино”. Она с высокой степенью подобия повторяется в структурах мезо- и микроуровней, отражая объемный характер сдвиговых деформаций. Как было показано выше, результатом этой деформации является общее продольное тектоническое течение горных пород, что приводит к появлению локальных областей латерально-продольного растяжения и нагнетания. В пределах последних возникают условия для трехмерных деформаций [20]. Концентрические траектории линейности удлинения, отражающие направление тектонического течения вещества в пределах линзовидных тел, по-видимому, также связаны с локальными вариациями полей напря-

жения в условиях продольного течения (см. рис. 9, А). Не исключен, впрочем, и вариант развития шарнирных взбросо-сдвиговых смещений, что и обуславливает появление концентрически замкнутых контуров траекторий перемещения.

Учитывая сумму имеющихся данных, можно предположить, что формирование Койкарской куполообразной структуры является результатом комплексного взаимодействия ряда факторов: 1) объемные сдвиговые деформации с преобладающим горизонтально-продольным перемещением горных масс, 2) одновременное развитие деформации сдвига в породах фундамента и чехла, 3) развитие трехмерной деформации в структурах типа дуплексов сжатия, с появлением вертикальной составляющей перемещений, 4) вращение линзовидных тел вокруг субвертикальной оси, 5) концентрически организованные траектории тектонического течения. Во многом сходные факторы были выявлены путем математического анализа трехмерных складок, развитых в пределах Плато Аппалачи в западной Пенсильвании [24]. Для этих структур было также отмечено кулисообразное расположение и сопутствующее им развитие системы сопряженных складок. Эти признаки наблюдаются и в данном случае в масштабе всей Койкарской зоны сдвиговых дефор-

маций. Структуры типа Койкарской антиклинали, видимо, есть смысл относить к своеобразному типу купольно-сдвиговых структур, развитие которых обусловлено сложным взаимодействием пород метаморфического фундамента и чехла в условиях сдвиговых деформаций.

Последовательность развития структурных парагенезов в пределах Койкарской купольно-сдвиговой структуры представляется в следующем виде. В позднем архее в процессе ребольского тектоно-метаморфического цикла формируется система линейных складок F_1 , имеющих в современных координатах северо-восточную ориентировку (см. рис. 9, В). Можно предполагать, что их образование было связано с начальными этапами деформации сдвига. Последующее развитие деформаций с левосдвиговой кинематикой приводит к появлению асимметричных складок F_2 , продольных сдвигов S_2 и диагональные нарушения Риделя R_2 (см. рис. 9, С). Сочетание последних обуславливает появление складчато-линзовой структуры, которая развивалась синхронно со складчатостью и с взаимоналожением складчатых и разрывных структур друг на друга (см. рис. 9, D). В раннем протерозое происходит смена в кинематике сдвиговых зон, — левый сдвиг сменяется правым (см. рис. 9, E). При этом плоскостные структурные элементы древних структур наследуются молодыми, фундамент продолжает испытывать пластические сдвиговые деформации в режиме ремобилизации. Достоверно можно утверждать, что протерозойские сдвиговые деформации начали проявляться после накопления сумийско-сариолийского переходного комплекса (возможно, и раньше), который образует складчато-линзовую структуру промежуточной морфологии между структурами фундамента и ятулийского чехла. Развитые в переходном комплексе сопряженные складки отличаются от ятулийских меньшим углом между осевыми поверхностями сопряженных складчатых систем (см. рис. 2, В–D). Это объясняется тем, что сдвиговые деформации с вращательным моментом в сумийско-сариолийских породах проявлялись еще до накопления ятулийского чехла и продолжались в том же режиме после его формирования. В конечном итоге в результате комплексного взаимодействия пород фундамента и чехла в поле сдвиговых деформаций формируется Койкарская купольно-сдвиговая структура.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ структурного рисунка Койкарской зоны в сопоставлении с рассмотренными в работе структурно-кинематическими парагенезами Койкарской антиклинали позволяет выявить у них много общего. Развитие в пределах зоны системы дуплексов, диагональные и конформные сопряженные складки, главные и вторичные сдвиговые нарушения, сопоставимые с рассмотренными вы-

ше, указывают на единство процессов структурно-кинематических преобразований на всем ее протяжении (см. рис. 1, В).

По структурно-кинематическим парагенезам Койкарская зона во многом сходна с описанными в литературе зонами сдвиговых деформаций, развитыми в породах метаморфического фундамента и перекрывающего его чехла. К таковым относятся сдвиговые зоны Армориканского массива, Западной Мессеты в Марокко, а также сдвиги Иберийской арки [12, 22, 26–28]. Как показывает опыт полевых и экспериментальных исследований, характерными структурами зон сдвиговых деформаций являются конические сопряженные и колчановидные складки, главные и вторичные сдвиги Риделя, С-S структуры и структуры вращения, полого ориентированная линейность удлинения, диагональные складки чехла и системы дуплексов, асимметрично организованные морфо-структуры и структурные рисунки [22, 23, 25, 29, 30, 32, 33]. Этот далеко не полный перечень охватывает структуры, являющиеся важнейшими кинематическими индикаторами. Их совокупность составляет структурные парагенезы Койкарской зоны, что, собственно, и позволяет рассматривать данную структуру как зону сдвиговых деформаций.

Методика структурного анализа нуждается в дальнейшем совершенствовании: выявлении новых структурно-кинематических типов и расшифровке их пространственного взаимодействия. На основании изложенного в работе материала предлагается выделять купольно-сдвиговые структуры как особый тип морфо-структур зон сдвиговых деформаций. В рассмотренном случае они имеют протерозойский возраст, дискордантно наложены на различные структуры фундамента и образуют кулисно расположенные системы, сочетающиеся со сдвиговыми нарушениями. Начальным условием развития этих форм является наличие складчато-метаморфического фундамента и полого залегающего чехла. Объемные сдвиговые деформации, охватывающие одновременно эти два комплекса, обуславливают общее преобладающее горизонтально-продольное течение горных масс, которое локально трансформируется в зоны продольного нагнетания. В пределах последних возникают условия для развития трехмерной деформации [20, 24] с появлением вертикальной составляющей перемещений, ответственной, в данном случае, за формирование куполообразных структур. В областях нагнетания формируются также тектонические линзы — дуплексы сжатия, вращение которых вокруг субвертикальной оси также является дополнительным фактором этого процесса. Возможность развития такого рода структур была обоснована путем математического анализа трехмерных складок, развитых в пределах Плато Аппалачи [24]. Не исключено, что в областях сплошного развития чехла аналогами нескрытых купольно-сдвиговых структур являются брахи-

формные складки, образующие закономерные кулисные системы. Изучение этих структур в целях выявления "слепых", но активных в процессе эволюции платформ зон сдвиговых деформаций имеет большое значение для геодинамических построений.

Другим важным аспектом данной работы является расшифровка кинематической истории развития Койкарской зоны сдвиговых деформаций. Было показано, что для этой структуры свойственно формирование сопряженных систем различно ориентированных складок и разрывов, которые часто трактуют как результат нескольких этапов деформации [17]. Нужно отметить, что геометрический подход к выделению структурных парагенезов в условиях деформации сдвига следует применять осторожно, так как в этом случае в рамках единого деформационного процесса структуры не имеют постоянной ориентировки в пространстве и испытывают непрерывное вращение с разной скоростью. Асимметрично организованные структурные рисунки и сопряженные структуры часто имеют ложный облик наложенных полискладчатых форм.

Для структурных парагенезов Койкарской зоны важнейшим корреляционным признаком является их кинематика. В целом можно выделить два основных структурно-кинематических типа сдвиговых деформаций, связанных с позднеархейскими левосдвиговыми и раннепротерозойскими правосдвиговыми перемещениями. На протерозойском этапе данная зона развивалась, в значительной мере наследуя лопийский зеленокаменный трог. Вопрос, в чем состоит причина изменения кинематики данной зоны, остается открытым. Весьма вероятно, что это связано не со сменой ориентировки внешних полей тектонических напряжений, а с вращением всей Койкарской зоны по отношению к ним. Такое допущение предполагает высокую степень объемной подвижности и значительное изменение первичного облика и формы всего Карельского массива. Если это так, то Койкарскую зону следует рассматривать во взаимодействии с другими системами нарушений, в частности, с зонами северо-западного транскарельского простиранья. Кинематическая характеристика, а также информация о направлении вращения этих сопряженных структур могут значительно дополнить наши представления о геодинамике Карельского массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Койкарская структура представляет собой зону сдвиговых деформаций с горизонтально-продольным вертикально-плоскостным тектоническим течением горных масс. Данная зона является долгоживущим нарушением с существенно сдвиговой кинематикой. Ранние периоды ее развития связаны с ребольским тектоно-метаморфи-

ческим циклом; на этом этапе в пределах зоны развиваются объемные левосдвиговые перемещения. В раннем протерозое структура испытывает ремобилизацию и приобретает правосдвиговую кинематику. Протерозойские структуры развиваются в значительной мере унаследованно от более древнего структурного плана.

2. Составными элементами структурных парагенезов Койкарской зоны являются системы сопряженных конических складок, главных и вторичных сдвигов Риделя, диагональные складки чехла и сдвиговые дуплексы, структуры вращения и асимметрично построенные структурные формы.

3. Важными структурными элементами Койкарской зоны являются купольно-сдвиговые структуры, которые предлагается выделять как особый тип морфоструктур зон сдвиговых деформаций. Их формирование связано с объемными сдвиговыми деформациями, охватывающими одновременно породы метаморфического фундамента и чехла, с развитием горизонтально-продольного течения горных масс, которое локально трансформируется в зоны продольного нагнетания. В пределах последних возникают условия для развития трехмерной деформации с появлением вертикальной составляющей перемещений, ответственной за формирование куполообразных структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 96-05-64412 и 99-05-65366).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
2. Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.
3. Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.
4. Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны // Геотектоника (в печати).
5. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 230 с.
6. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
7. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 136).
8. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
9. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.

10. Новикова А.С., Чахмачев В.Г. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4. С. 22–31.
11. Паталаха Е.И. Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 167 с.
12. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
13. Робонен В.И., Рыбаков С.И. Вулканизм в протерозое Карелии. Лопийский этап // Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 15–18.
14. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
15. Светова А.И. Койкарская вулканическая постройка. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 75–82.
16. Структура линейментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. 216 с.
17. Сыстра Ю.И. Тектоника карельского региона. Санкт-Петербург: Наука, 1991. 176 с.
18. Талицкий В.Г. Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде // Геотектоника. 1998. № 2. С. 93–105.
19. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1966. 360 с.
20. Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.
21. Berthe D., Brun J.P. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 127–133.
22. Choukroune P., Gapais D., Merle O. Shear criteria and structural symmetry // Journal of Structural Geology. 1987. Vol. 9. № 5/6. P. 525–530.
23. Cobbold P.R., Quinquis H. Development of sheath fold in shear regimes // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1, 2. P. 119–126.
24. Fletcher R.C. Three-dimensional folding of an embedded viscous layer in pure shear // Journal of Structural Geology. 1991. Vol. 13. № 1. P. 87–96.
25. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review. Ottawa: Geological survey of Canada, 1991. Paper 90–17. 72 p.
26. Jegouzo P. The South Armorican shear zone // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1, 2. P. 39–47.
27. Pique A., Jeannette D., Michard A. The Western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1, 2. P. 55–61.
28. Ponce de Leon M.I., Choukroune P. Shear zone in the Iberian Arc // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1, 2. P. 63–68.
29. Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1, 2. P. 83–99.
30. Ramsay J.R., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press, 1987. P. 309–700.
31. Riedal W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // Zentbl. Miner. Geol. Palaeont. Abh. B. 1929. P. 354–368.
32. Shimamoto T. The origin of S-C mylonites and a new fault-zone model // Journal of Structural Geology. 1989. Vol. 11. № 1, 2. P. 51–64.
33. Swanson M.T. Extensional duplexing in the York Cliffs strike-slip fault system, southern coastal Maine // Journal of Structural Geology. 1990. Vol. 12. № 4. P. 499–512.

Рецензенты: В.С. Федоровский, В.Н. Шолпо

Structural Assemblages and Kinematics of the Koikar Shear Zone, Karelian Massif

S. Yu. Kolodyazhnyi

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

This paper examines the structural–kinematic assemblages of the Koikar shear zone, which is situated in the center of the Karelian massif along the western limb of the Onega syncline. The zone consists of Lower Archean granite gneisses and Upper Archean granite–greenstone rocks, which make up the basement of the Karelian massif, and volcanic–sedimentary rocks of the Lower Proterozoic cover. The Koikar shear zone is a long-lived deformation structure dominated by shear kinematics. In the course of the Rebolian (AR@2) tectono-metamorphic cycle, the zone experienced three-dimensional left-lateral motions. In the Early Proterozoic, the zone underwent remobilization and acquired right-lateral kinematics. Proterozoic structures were largely inherited from the pre-existing structural fabric. The structural assemblages of the Koikar zone are typical of shear zones. Their components are systems of conjugate cone folds, principal and secondary Riedel shears, diagonal folds of the cover, shear duplexes, rotation structures, and asymmetrically built structural features. A special type of shear zone morphostructure is proposed: domal shear structure. Structures of this type are produced by three-dimensional shear deformations involving basement and cover rocks and horizontal longitudinal rock-mass flow, which is locally transformed into longitudinal injection zones. The latter zones provide conditions for bulk deformations with a vertical component, which is responsible for the emergence of domal structures. Presumably, the analogues of unexposed morphostructures of this type in areas with a continuous sedimentary cover are brachyform folds that form regular en echelon systems and are apparently related to the active shear tectonics of the underlying complexes.

ПАРАМЕТРЫ СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ В АРХЕЕ

© 1999 г. М. В. Минц

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

Поступила в редакцию 19.05.98 г.

Параметры состояния литосферы Земли в архее охарактеризованы на основе данных геологической летописи. Симатический и сиалический сегменты архейской коры сформированы к рубежу 3.9–3.8 млрд. лет. Физико-географические условия земной поверхности к этому времени были близки современным: температуры на несколько десятков градусов выше современных, глубоководные океанические бассейны омывали участки высокостоящей континентальной суши с расчлененным рельефом. Размеры раннеархейских “континентов” первоначально были относительно невелики, но быстро увеличивались. К рубежу 3.3–3.0 млрд. лет мощность килевидной литосферы под наиболее крупными кратонами (> 0.5 млн. км²) достигала 150–200 км. Мощность и распределение температур в континентальной коре и в субконтинентальной литосферной мантии и температуры нисходящих мантийных потоков были близки современным. Архейские континенты, по крайней мере к 3.0 млрд. лет, характеризовались жесткостью, сопоставимой с жесткостью современных континентальных плит. Ультрамафит-мафитовый состав “океанических” сегментов литосферной оболочки и низкий уровень температур на поверхности Земли должны были обеспечивать переменный характер плавучести “океанических” сегментов, необходимый для их вовлечения в мантийную конвекцию. К рубежу 3.8 млрд. лет вершины вулканических построек в океанах располагались ниже уровня водной поверхности, чем определялась гидратация пород океанической литосферы. Эти оценки позволяют предполагать функционирование тектоники плит с 3.9–3.8 млрд. лет, за исключением внутриконтинентальных процессов, которые уверенно распознаются лишь с рубежа 3.1–2.9 млрд. лет.

ВВЕДЕНИЕ

В отечественной литературе, начиная с работ Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [11], понятие “геодинамика используется в широком смысле и включает как общую, или глобальную, геодинамику, так и частную геодинамику, построенную на основе тектоники плит” (с. 3). Оба раздела геодинамики тесно взаимосвязаны, но принципиально отличаются объектами и методами исследований. Для первого более удачно наименование “глубинная геодинамика”, которое используется Н.Л. Добрецовым и А.Г. Кирдяшкиным [7]. Главным объектом глубинной геодинамики является планета в целом, основное внимание уделяется “подкоровым процессам, происходящим на границе литосфера–астеносфера в активных зонах Земли, и на границе верхняя–нижняя мантия и нижняя мантия–ядро” [7, с. 5]. Объектами второго раздела геодинамики являются тектоносфера Земли и прежде всего те ее части, которые доступны непосредственному наблюдению и изучению. Раздел удобно именовать “геодинамикой тектоносферы”. Основные геодинамические модели, отвечающие этому разделу, получили название “тектоники плит” и “горячих точек” [63]. Для второй модели используются и другие наименования: “тектоника плюмов” [63] и “тектоника горячих полей” [10, 12].

Возможность анализа раннедокембрийских процессов в рамках моделей тектоники плит и горячих точек далеко не очевидна. С теоретической точки зрения, представления о своеобразии геодинамики архея опираются на признаки принципиально иного, чем в настоящее время, теплового состояния планеты в ранние периоды геологической истории Земли.

В статье рассмотрены оценки параметров состояния архейской тектоносферы Земли, полученные в геологической летописи. На этой основе охарактеризованы возможности проявления в архее тектонических процессов, рассматриваемых в рамках актуалистического подхода в соответствии с моделями тектоники плит и тектоники плюмов.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ

При характеристике тектоники плит выделяют основные “постулаты”, “базовые идеи” и т.п. [7, 24, 31, 33]. Термин “базовые модели”, использованный в работе “Геодинамические реконструкции” [2], представляется мне наиболее удачным. Моделью тектоники плит не определены какие-либо временные границы ее применимости. В принципе она может быть использована для характеристики как прошлых, так и будущих событий в эволюции Земли. В следствие того, что

модель разработана на основе исследований современных геологических процессов, в ее описание введены моменты, обязательность которых для тектоники плит прошлой или будущей Земли не очевидна.

Поэтому необходимо сформулировать характеристики базовых моделей таким образом, чтобы придать им, возможно, более общий характер:

1. Земля концентрически расслоена и состоит из металлического ядра и силикатной оболочки, образованной внешней тектоносферой и подтектонической мантией. Тектоносфера в свою очередь делится на литосферу и астеносферу. Литосфера, включающая кору и верхнюю часть верхней мантии, характеризуется относительно высокой вязкостью. Она подстилается астеносферой, отличающейся пониженной вязкостью. Мощность литосферы достигает 400 км, астеносферы варьирует от 60 до 400 км.

2. Источником энергии тектонических процессов является непрерывно создаваемое глубинное тепло планеты, независимо от природы его составляющих.

3. Главным механизмом движения планетного вещества, является конвекция – плотностная (тепловая) и, возможно, химико-плотностная. Перепад температур между глубинами и поверхностью планеты обеспечивается низкой температурой последней, которая определяется космическими причинами и диссипацией глубинного тепла через внешние оболочки планеты – гидросферу и атмосферу.

4. Тектонические процессы в жесткой холодной литосфере являются следствием вовлечения некоторых из ее сегментов в конвективные перемещения пластичного вещества горячей подлитосферной мантии.

5. По особенностям участия в конвекции выделяются два типа литосферных сегментов (плит): первого (симатического или океанического) типа, обладающие знакопеременной плавучестью относительно подлитосферной мантии и второго (сиалического или континентального) типа с постоянной положительной плавучестью.

Последнее положение нуждается в пояснении. Участием океанических плит в конвекции определяется их временный (эмерджентный) характер: они возникают и наращиваются за счет дифференциации и охлаждения мантийного вещества в восходящих горячих струях, обладают в момент появления положительной плавучестью, горизонтально перемещаются вдоль поверхности планеты, отодвигаясь от места выхода восходящей струи и теряя плавучесть по мере охлаждения вплоть до принятия ею отрицательных значений, затем вовлекаются в погружающиеся потоки мантийного вещества и постепенно вновь разогреваются, частично гомогенизируясь в мантии. При этом не важно, как именно происходит погружение – посредством субдукции или как следствие формирования

мощных пакетов обдущированных пластин или иным способом. Возникновение и наращивание континентальных плит определяется экстракцией легкоплавких и геохимически некогерентных компонентов из горных пород океанических сегментов и их фиксацией в континентальной коре Земли. Постоянная положительная плавучесть холодных континентальных плит определяется низкой средней плотностью вещества коры и подкоревой литосферы относительно конвектирующей подлитосферной мантии. Близкая характеристика модели тектоники плит предложена японскими исследователями [58, 60].

Граничные условия модели тектоники плит могут быть сформулированы следующим образом:

1. Вовлечение мантийного вещества во всем объеме или только в верхней мантии или даже в части объема верхней мантии в конвективные движения. (Это условие реализуется при определенном уровне разогрева земных недр и существовании холодного верхнего погранслоя. Мантийная конвекция непосредственно проявляется в латеральных перемещениях литосферных плит.)

2. Дифференциация мантийного вещества в ходе конвекции, сопровождающаяся отделением относительно легкоплавких парциальных расплавов от конвектирующей мантии, при кристаллизации которых должны формироваться низкоплотные породы. (В настоящее время теоретически и эмпирически показано, что при распределении температур в мантии, отвечающем условиям конвекции, в поднимающихся потоках мантийного вещества по мере подъема и приближения к поверхности обязательно происходит парциальное плавление, а в некоторых, наиболее горячих, струях плавление может достигать весьма высокой степени – до 50% при образовании коматититовых расплавов.)

3. Низкая температура поверхности является также условием кристаллизации парциальных мантийных расплавов и формирования за их счет и за счет потерявшей пластичность части мантийного рестила жесткой внешней оболочки планеты – литосферы.

4. Переменный характер плавучести части сегментов литосферной оболочки, необходимый для ее вовлечения в мантийную конвекцию, и стабильная положительная плавучесть других сегментов литосферы, обеспечивающая появление и наращивание континентов и необратимость эволюционных изменений.

5. Существование гидросферы, чем определяется возможность гидратации пород океанической литосферы. В современной Земле стабильной положительной плавучестью обладает литосфера континентального типа. В рамках модели тектоники плит наращивание континентальной литосферы непосредственно связано с повторным плавлением пород погружающейся в мантию в процессе субдукции гидратированной океа-

нической литосферы. Поэтому, вне зависимости от того, каким способом были созданы наиболее ранние фрагменты континентальной литосферы, это условие является необходимым для функционирования тектоники плит.

Эволюция тектонических процессов и геодинамических обстановок в рамках модели тектоники плит (“эволюция тектоники плит”) определяется эволюцией параметров планеты: теплового режима, особенностей конвекции, тепловых и вещественных неоднородностей недр, роста континентальных литосферных сегментов за счет сокращения океанических. *Необратимый характер вещественной эволюции литосферы и глубинных оболочек Земли* в значительной степени определяется перманентным ростом континентальных плит. В отсутствие этого процесса конвекция в силикатной мантии имела бы чисто тепловой характер, несмотря на временные эффекты, связанные с частичным разделением мантийного вещества при парциальном плавлении, так как при последующем погружении “океанических” плит вещество океанической коры снова было бы так или иначе перераспределено в мантии, перемещаемой конвективным круговоротом. Единственным следствием подобного перемешивания могло стать создание вещественных мантийных неоднородностей, а эволюция силикатного вещества Земли пошла бы по совершенно иному пути.

В соответствии со смыслом базовых моделей, *геодинамическая модель тектоники плит характеризует современное, прошлое и будущее состояния Земли при условии сохранения соответствия этого состояния базовым моделям.* При этом размеры, количество и взаимное расположение плит могут варьировать в широких пределах. Минимальным количеством и максимальными размерами плит характеризуются периоды формирования суперконтинентов (“Пангей”), когда число плит может сокращаться до двух. Максимальное количество плит, в принципе, не ограничено. Подчеркнем, что в сформулированных выше базовых моделях не участвуют в явном виде ни понятия геодинамических обстановок, ни представления о магматических или метаморфических процессах, ни упоминания о многих других явлениях и процессах, модели которых согласуются с базовыми моделями тектоники плит, но отнюдь не заменяют и не исчерпывают их.

К настоящему времени зарубежные и отечественные исследователи раннего докембрия, многие из которых до последнего времени с большой осторожностью оценивали возможность тектоно-плитных реконструкций раннедокембрийской эволюции, находят все больше доказательств функционирования в раннем докембрии геодинамических механизмов тектоники плит. Возможности такого подхода к интерпретации раннедокембрийских комплексов обстоятельно рассмот-

рены К.С. Конди [13, 43], Ч.Б. Борукаевым [1], Г.М. Друговой, В.А. Глебовицким и др. [10], В.Е. Хаиным и Н.А. Божко [33], О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым [29], М.В. Минцем и др. [21], А.М. Гудвином [51], а также в тематических сборниках [37, 69].

МОДЕЛЬ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК

Первоначально, начиная с У. Моргана [63], термином “плюм-тектоника” (“тектоника плюмов”) обозначали явления, связанные с изолированными восходящими струями горячего мантийного вещества (плюмами или плюмажами). Выходы этих струй к поверхности фиксируются проявлениями специфического магматизма горячих точек или горячих пятен. Согласно У. Моргану, формирование и эволюция плюмов происходит вне прямой связи с мантийной конвекцией и определяются стационарными и относительно долгоживущими термальными аномалиями в нижней мантии. Эти представления получили развитие в работах Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [10, 12], а затем теоретические и экспериментальные обоснования в работах Н.Л. Добрецова и А.Г. Кирдяшкина [7]. В недавних работах японских исследователей [50, 58, 60] развиты представления о мантийных потоках глобального ранга, как восходящих, так и нисходящих (“суперплюмах”). Они рассматривают “горячие точки” в качестве проявления струй высоких порядков, отделяющихся от восходящих суперплюмов по мере их приближения к поверхности. В свою очередь в монографии Н.Л. Добрецова и А.Г. Кирдяшкина в качестве “суперплюмов” рассматриваются крупные восходящие (но не нисходящие!) потоки мантийного вещества, зарождающиеся на границе ядра и нижней мантии в определенной связи с процессами тепловой конвекции [8]. При приближении этих струй к земной поверхности они могут ветвиться, образуя струи (плюмы) более высоких порядков, результатом активности которых является магматизм горячих точек и горячих полей. Близкая картина была продемонстрирована результатами численного моделирования мантийной конвекции при участии фрагментов плавучей континентальной литосферы, проведенного В.В. Рыковым и В.П. Трубициным [26]. Согласно интерпретации этих авторов, континенты играют роль своеобразных “тепловых клапанов”, определяющих возникновение новых восходящих потоков в мантии преимущественно под континентами. Такие вновь возникающие потоки могут рассматриваться в качестве плюмов, а их дальнейшая эволюция или отмирание зависят от целого ряда условий. Модель согласуется с первоначальными идеями У. Моргана о возможности перерождения “горячих точек” в континентальные рифты [63].

Различное использование и толкование терминов вносит путаницу. Ниже будут использоваться

термины “горячие точки” и “горячие поля”, в понимании которых существует единство. “Плюмы” также будут упоминаться в понимании У. Моргана, Л.П. Зоненшайна и Н.Л. Добрецова с коллегами.

Реальные геологические объекты, фиксирующие размещение горячих точек, представлены проявлениями внутриплитного магматизма в пределах океанических (толеиты, щелочные базальты и щелочные кислые лавы океанических островов) и континентальных плит (толеиты траппов, щелочные граниты, ультраосновные-щелочные комплексы, карбонатиты, кимберлиты). Уникальные проявления верхнемелового коматитового вулканизма, который может быть связан с функционированием Галапагосской горячей точки, сосредоточены в пределах Карибского бассейна и территории Восточной Пацифики близ побережья Коста-Рики и Колумбии (о. Горгона [49], о. Кюра-сао, фрагменты офиолитовых комплексов Никоя-Тортугал и Ромерал [36]). Предполагается, что с активностью мантийных плюмов связаны проявления траппового магматизма. Согласно У. Моргану [63], с эволюцией плюмов продуцирующих трапповый магматизм, связано зарождение и развитие континентальных рифтов, последующий раскол континентов и заложение молодых океанических структур.

Вместе с тем, гипотеза мантийных плюмов постоянно критикуется О.Г. Сорохтиным. Наиболее существенное возражение связано с тем, что из вулканов, ассоциируемых с горячими точками, изливаются щелочные базальты. При этом известно, что магмы щелочных базальтов являются относительно “холодными” расплавами (1100–1200°C), возникающими при минимальной степени плавления мантийного вещества. Соответствующие условия возможны на глубинах 80–90 км. При высоких температурах, существенно превышающих солидус мантийного вещества, которые следовало ожидать исходя из идеи “горячих точек” должны были выплавляться пикритовые базальты или коматиты. Согласно О.Г. Сорохтину и С.А. Ушакову [29], специфический внутриплитный магматизм, связываемый с “горячими точками” или “горячими полями”, проявляется “только тогда, когда в литосферной оболочке возникают сквозные трещины, дренирующие верхние слои астеносферы и заполняемые поступающими из них расплавами”.

Важная роль в формировании специфических составов внутриплитных магм, особенно таких, как кимберлитовые и карбонатитовые расплавы, связывается также и с затягиванием в мантию осадков в процессе субдукции океанической литосферы. Их “усвоением” может определяться формирование своеобразных “вторично оплодотворенных” мантийных пород – источников “обогащенных” расплавов [30, 71]. Эта версия представляет особый интерес в связи с тем, что изверженные породы горячих точек сохраняют свои геохимические особенности и после совмещения их со струк-

турами срединно-океанических хребтов (толеиты обогащенного типа). В этом случае предположение о минимальном уровне парциального плавления пород мантийного источника для объяснения их геохимической специфики дополняется признанием специфического характера мантийного источника.

В тектонической жизни современной Земли, роль геологических процессов, рассматриваемых в рамках модели горячих точек, заметно уступает роли процессов, отвечающих модели тектоники плит. Однако при обращении к наиболее ранним стадиям геологической истории многие исследователи предполагают противоположные соотношения, вплоть до признания процессов, связанных с мантийными плюмами, в качестве единственного механизма формирования древнейшей земной коры и литосферы в целом [5, 32].

ОЦЕНКИ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АРХЕЙСКОЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Согласно теоретическим оценкам, в той или иной степени учитывающим разнообразные источники энергии (радиоактивный распад, энергия аккреции и гравитационной дифференциации планетного вещества, энергия приливного торможения) теплогенерация в архейской мантии и тепловой поток через поверхность планеты превышали современный уровень в 2–7 раз [13, 29, 40]. Тепловое состояние мантии регулируется как уровнем теплогенерации и вкладом других источников энергии, так и условиями и особенностями теплопереноса и диссипации тепла через поверхность планеты. Особенно эффективным регулятором теплового режима является конвекция, возникающая по мере достижения определенного уровня прогресса и соответствующего снижения вязкости мантийного вещества. В современной Земле основная часть теплового потока через поверхность Земли связана с океаническими пространствами. В более ранние периоды геологической истории эта доля была еще выше – согласно расчетам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова [29], за 4.0 млрд. лет геологической истории Земли через кору океанического типа было потеряно около 90% всего полученного Землей тепла. Таким образом, оценки, свидетельствующие о высоком уровне генерации тепла в недрах Земли, не являются сами по себе свидетельством столь же значительных температурных отличий ранней и современной Земли.

Современные представления о распределении разновозрастных пород в континентальной коре и о неизменности объема Земли свидетельствуют о постепенно-прерывистом росте континентальной коры в истории Земли. При этом преобладающая часть “плавучей” континентальной коры не вовлекалась в мантийный кругооборот. Скорость роста континентальной коры на порядок ниже скорости океанического корообразования. В соответствии

с этим, на поверхности планеты в архее были первоначально размещены ограниченные по размерам “континентальные ядра”. На остальной части поверхности формировалась мафическая кора, фрагменты которой сегодняшнему наблюдению не доступны.

Ниже рассматриваются данные геологической летописи, позволяющие оценить, в какой мере граничные условия модели тектоники плит выполнялись на ранних стадиях геологической эволюции Земли.

Теоретические модели эволюции литосферы Земли позволяют получить приблизительные оценки термодинамических параметров раннедокембрийской литосферы, значительно варьирующиеся в зависимости от содержания моделей и принимаемых их авторами граничных условий, таких как степень гетерогенности аккреции космического вещества, эволюция теплового режима ранней Земли. С другой стороны, многие параметры состояния раннедокембрийской литосферы могут быть оценены эмпирически. Важнейшими параметрами древнейшей коры и литосферы являются их мощность, состав, соотношения силикатного (“континентального”) и мафического (“океанического”) компонентов, латеральные размеры обособленных фрагментов литосферы “континентального” и “океанического” типов, распределения температур, особенности флюидных потоков. Знание этих параметров создает основу для эмпирической оценки ограничений актуалистического подхода к анализу геологических процессов в архее и в раннем докембрии, в целом.

Состояние земной поверхности. Приемлемость актуалистического метода для исследований таких геологических процессов, как осадконакопление, вулканизм и т.п., для любых этапов геологической истории давно уже не подвергается сомнению. Использование этого метода применительно к раннему докембрию оказалось возможным после того, как был установлен раннеархейский возраст древнейших зеленокаменных поясов – геологических структур, в которых сохранились слабо метаморфизованные, в том числе принадлежащие пренит-пумпеллитовой фации, осадочно-вулканогенные разрезы.

Особенности пород, слагающих разрезы зеленокаменных поясов, позволяют оценить *физико-географические условия* раннеархейской земной поверхности. Наличие в основании разреза древнейшего пояса Исуа (3.9–3.8 млрд. лет [67]) коматитовых и толеитовых пиллоу-лав и хемогенных осадков, представленных породами полосчатой железисто-кремнистой формации, свидетельствует о существовании к этому времени обширных и глубоких водных бассейнов. Этим обстоятельством зафиксирована важнейшая особенность земной поверхности: *наличие гидросферы*. Согласно К. Конди [13], слоистые кремнистые, сидеритовые, сульфидоносные, карбонатные и железистые осад-

ки, отлагающиеся в современных океанах, идентичны этим породам в архейских зеленокаменных разрезах, что должно свидетельствовать о близких свойствах современной и архейской морской воды. К аналогичному заключению пришел О.М. Розен [25], анализируя особенности литогенеза на ранней Земле.

Оценки температур воды в архейских морских бассейнах получены в результате изучения кислородно-изотопных отношений. Эти отношения в глинистых сланцах нижней части разреза пояса Барбертон (Южная Африка) указывают на температуры порядка 70°C [57]. Близкая оценка (около 100°C) получена при изучении изотопного состава кислорода первичных и вторичных минералов подушечных лав коматитов и толеитов того же разреза [27]. Согласно этим оценкам, *температуры поверхности раннеархейской Земли* составляли примерно 70–100°C, что мало отличается от современных условий.

Соотношения уровня воды и высоты вулканических построек в океанах – следующий параметр, характеризующий физико-географические особенности земной поверхности в архее. Этими соотношениями определяется, в частности, возможность или невозможность гидратации океанической коры. Значение этого параметра состоит в том, что гидратированность коры непосредственно определяется водонасыщением потоков, формирующихся при дефлюидизации океанической литосферы при ее погружении в мантию. В свою очередь именно участием водного флюида определяется возникновение водонасыщенных магм островодужного и окраинно-континентального типов. Сошлемся на результаты исследований древнейшего комплекса пород, близких по составу породам современной океанической коры, в пределах зеленокаменного пояса Барбертон (Южная Африка). Согласно данным М.Дж. де Вита и Р.А. Харта [47], в разрезе этого пояса размещены комагматичные мафит-ультрамафитовые пиллоу-лавы (3.48–3.49 млрд. лет), известные как офиолитовый комплекс Джеймстаун, которые были надвинуты на вулканический террейн островодужного типа спустя 45 млн. лет после их формирования. Ранние метаморфические преобразования пород, минералогия метаморфических минералов, температуры метаморфизма и степень гидратации пород идентичны таковым в продуктах гидротермальных систем, функционирующих в спрединговых зонах современных океанов. Эти и подобные данные свидетельствуют о том, что не только накопление мафит-ультрамафитовых вулканитов, сосредоточенных ныне в зеленокаменных поясах, происходило в подводных условиях, но и соответствующие вулканические аппараты также находились ниже уровня поверхности воды. С долей условности эти оценки могут быть перенесены к уровню 3.9–3.8 млрд. лет, опираясь на наличие метаморфизованных пиллоу-лав в пределах пояса Исуа (Гренландия) [61].

Из последнего заключения следует и другой вывод: уже в раннем архее существовали крупные понижения земной поверхности, заполненные водой – аналоги современных океанов. Говоря об аналогии этих бассейнов с современными океанами, мы имеем здесь в виду как географическое, так и геологическое содержание этого термина: водные пространства значительной глубины (не менее 1.5–2.0 км), которая в силу ограничений, налагаемых изостазией, не может быть достигнута в случае эпиконтинентальных бассейнов. Значительные глубины бассейнов осадконакопления следуют и из участия мощных толщ пиллоу-лав и осадков турбидитового типа в разрезах зеленокаменных поясов. В свою очередь подобные глубины в условиях реальных уклонов рельефа земной поверхности указывают и на значительные латеральные размеры этих бассейнов.

Геохронологическими исследованиями зафиксировано появление в геологической летописи пород серогнейсовых ассоциаций 3.9–3.8 млрд. лет назад и наиболее ранних проявлений гранулитового метаморфизма – 3.65–3.60 млрд. лет назад. Следовательно, в начале раннего архея существовали и участки континентальной коры, которые в той или иной степени могут рассматриваться в качестве прообраза современных континентов.

Существует значительное количество седиментологических данных, показывающих, что относительная высота материков над уровнем моря менялась весьма незначительно, начиная уже с 3.7 млрд. лет назад. Главным свидетельством являются особенности состава прибрежных терригенных морских отложений, прослеживаемых во всей летописи осадконакопления, включая архейские зеленокаменные пояса [13]. Исследования зеленокаменных поясов в пределах архейского кратона Пилбара (Зап. Австралия) позволили выявить угловое стратиграфическое несогласие отделяющее зеленокаменный разрез группы Варравуна (3.46 млрд. лет) от подстилающей части разреза, прорванной гранитоидами с возрастом 3.5 млрд. лет. Эти соотношения указывают на существование высокостоящей континентальной суши (и соответственно континентальной коры, мощность которой не уступала современной), подвергавшейся глубокой денудации с появлением гранитоидов на уровне эрозионного среза по меньшей мере к 3.5 млрд. лет [39].

Абсолютные и относительные размеры континентов и океанов поддаются более приближенным оценкам. Несмотря на расхождения в оценках скорости роста континентальной коры, практически всеми исследователями принимается, что формирование континентальной коры происходило прерывисто-постепенно, в том числе, и на раннедокембрийском этапе геологической истории. В пользу этой оценки, в первую очередь, свидетельствуют весьма ограниченные размеры древнейшей коры в составе современных континентов

[13, 14, 43]. Существующие оценки условий возникновения первых “континентальных ядер” сосредоточены, в основном, вокруг пяти вариантов: 1 – “ядра”, или “острова” сиалической коры были сформированы в результате дифференциации полностью расплавленных участков мантии, появлению которых могли способствовать удары крупнейших метеоритов и высокое содержание воды в первичном мантийном веществе [33]; 2 – формирование наиболее древней континентальной коры происходило за счет преобразования более ранней мафит-ультрамафитовой коры под воздействием тектонических процессов, связанных с притоком тепла и флюидов из мантии [5, 14, 22, 29]; 3 – формирование древнейшей коры в результате вторичного плавления гидратированной мафит-ультрамафитовой коры океанического типа, погружавшейся в мантию по мере нарастания ее мощности в результате “торошения” или иных процессов, отличающихся от современной субдукции [18, 29, 47]; 4 – формирование древнейшей тоналит-трондьемит-гранодиоритовой коры в результате частичного плавления гидратированной мафит-ультрамафитовой океанической коры, непосредственно связанного с субдукцией современного типа, но с несколько иными термальными характеристиками [59]; 5 – формирование гранит-мигматитовых комплексов тоналит-трондьемит-гранодиоритового типа в результате гранитизации ранее сформированных симатических или сиалических пород под воздействием расплавов и водных флюидных потоков, генерируемых в связи с субдукцией современного типа [21]. Перечисленные концепции согласуются в том, что первоначально размеры континентов были малы и со временем постепенно возрастали.

Понятия “большие” и “малые” размеры в отношении древнейших континентов остаются относительными. С тем, чтобы оценить их сопоставимость с размерами континентов, “пригодных” для участия в процессах тектоники плит, можно использовать признаки и масштабы проявления внутриконтинентальных процессов. В рамках конвективных и плюмовых моделей предполагается, что поднимающиеся струи нагретого мантийного вещества, достигая холодной поверхности планеты, преобразуются в латеральные потоки. При этом взаимодействие “плавучей” континентальной литосферы и восходящей струи, исходя из общих соображений, может происходить двояко – континентальный фрагмент может сохранить устойчивость и подвергнуться воздействию восходящей струи или переместиться под воздействием латерального потока и “избежать” существенных преобразований под воздействием восходящей струи. Очевидно, что тот или иной вариант взаимодействия в значительной степени должен определяться размерами континентального фрагмента: первый вариант вероятен при значительных, второй – при малых размерах. Высказанное соображение под-

тверждается результатами численного моделирования мантийной конвекции при участии фрагментов плавучей литосферы [26]. Иными словами, степень проявления внутриплитных процессов может рассматриваться как качественный показатель относительных размеров континентов. Вместе с тем, использование этого критерия затруднено неоднозначностью интерпретаций части геологических данных, относящихся к раннему архею. Фактически единственным показателем возникновения стабильных континентальных фрагментов значительного размера, не зависящим от интерпретационных проблем, является формирование внутриконтинентальных осадочных бассейнов. Наиболее древними образованиями подобного рода являются бассейны Понгола Витватерсранд и Вентерсдорп в пределах Каапваальского кратона в Южной Африке, сформированные 3.1–2.9 млрд. лет назад и заполненные слабо деформированными вулканогенно-осадочными отложениями. Поперечные размеры Каапваальского кратона по оценке М. де Вита и Р.А. Харта [47] к этому времени превышали 1000 км (длина Японской дуги). *Следовательно, рубеж 3.1 млрд. лет, приблизительно соответствующий границе среднего и позднего архея, фиксирует появление континентальных образований, сопоставимых по своим размерам и стабильности с современными континентами [48].*

Достоверные фрагменты древнейшей мафит-ультрамафитовой коры сохранились только в разрезах зеленокаменных поясов, подобно тому, как фрагменты коры домезозойских океанов сохранились в сутурах и тектонических пластинах покровно-складчатых поясов.

Итак, геологическая летопись свидетельствует о существовании уже в раннем архее “континентов” и “океанов” с корой соответствующих типов. Фрагменты каких-либо иных древнейших коровых образований (например, анортозитовой коры) отсутствуют. Поэтому, хотя возможность существования коры подобного типа не может быть исключена, предположения о ее существовании остаются гипотетическими.

Оценки мощности и температурных вариаций в архейской континентальной коре. Выше отмечено, что признаки высокого стояния суши раннеархейского континента (3.5 млрд. лет), фрагменты которого сохранились в пределах кратона Пилбара (Австралия), свидетельствуют о близкой современной мощности континентальной коры этого континента [39]. Более точные оценки могут быть получены на основе данных о Р-Т параметрах и флюидном режиме метаморфизма горных пород. Особенности распределения температур в верхних уровнях коры охарактеризованы данными о параметрах метаморфизма зеленокаменных ассоциаций гранит-зеленокаменных областей. Среднему и нижнему уровням континентальной коры отвечает формирование двух

типов высокотемпературных ассоциаций: гранулитовых ассоциаций гранулито-гнейсовых поясов и гранито-гнейсовых ассоциаций гранит-зеленокаменных областей.

Гранулитовые ассоциации. Наиболее высокие значения Р-Т параметров в архейской континентальной коре установлены в результате исследования пород гранулитовой фации, образующих гранулито-гнейсовый пояс. Исследования двух последних десятилетий показали, что гранулитовый метаморфизм не является специфическим архейским феноменом, а проявляется в течение всей геологической истории Земли. Наиболее значительные по размерам гранулито-гнейсовый пояс принадлежат ранне- и поздне-протерозойскому этапам геологической истории [52, 53, 68].

Имеющиеся данные свидетельствуют об отсутствии существенных различий в уровне параметров гранулитового метаморфизма разновозрастных гранулито-гнейсовых поясов от раннего архея до мезозоя и кайнозоя [19, 20, 52, 53, 62]. Принимая гранулито-гнейсовые ассоциации в качестве фрагментов сечений нижней коры, можно рассматривать оценки условий метаморфизма этих ассоциаций в качестве характеристики Р-Т параметров нижней коры во время высокотемпературного метаморфизма в интервале глубин от раздела кора–мантия до ~15–20 км. Породы в основании разрезов поясов в тех случаях, когда в их строении участвуют син- или преметаморфические тела мафит-ультрамафитов, могут рассматриваться в качестве наиболее глубоких коровых ассоциаций, которые первоначально размещались около коро-мантийной границы.

Результаты выполненного автором совместно с А.Н. Кониловым обобщения данных о Р-Т параметрах формирования гранулитовых ассоциаций различного возраста позволяют выделить *два типа разрезов коры в ареалах гранулитового метаморфизма. Первый отвечает нормальной и утоненной коре (25–40 км). Высокие и ультравысокие температуры (до 1050°C) установлены в наиболее глубоких разностях гранулитов этого типа. Температуры в верхней части таких сечений коры (до глубин 10–15 км) составляли 750–800°C. Второй тип соответствует утолщенной коре (50–55 км). Он характеризуется умеренно высокими температурами в нижней коре (от 700–800°C около раздела кора-мантия и до 650–700°C в верхней части нижней коры).*

Соответственно могут быть выделены два типа гранулитового метаморфизма: ГМ1 и ГМ2. “Внутренний”, отвечающий собственно области гранулитового метаморфизма температурный градиент в нижней коре непосредственно во время гранулитового метаморфизма варьирует в пределах 5–10°C/км. Температуры в соответствующих сечениях верхней коры должны быть высокими, равно как и значения Т/Р. Температурный градиент в

верхней коре в подобных случаях варьирует от 25°С/км (ГМ1) до 100–120°С/км (ГМ2). Мощность коры в ареалах гранулитового метаморфизма находится в пределах 40–55 км (архей и ранний протерозой) и 25–55 км (поздний докембрий и фанерозой). Единственное “возрастное” различие областей коры в условиях гранулитового метаморфизма, фиксируемое имеющимися данными, состоит в признаках более существенного утонения фанерозойской и позднепротерозойской коры в наиболее высокотемпературной области [20, 62]. По-видимому, это различие является указанием на относительные ограничения процессов утонения коры в раннем докембрии, что могло быть связано с относительно меньшими размерами и ограниченной стабильностью древнейших континентов.

Особенности флюидного режима гранулитового метаморфизма также не зависят от возраста метаморфизма. Его основной характеристикой является “сухой” характер метаморфических флюидов, в составе которых преобладает CO₂, участвуют CH₄ и N₂. С понижением температур метаморфизма в составе флюида появляется водяной пар, роль которого остается малозначительной [8, 42].

В пределах *гранит-зеленокаменных областей* гранитоидные и гранит-мигматитовые комплексы образуют преимущественно купольные структурные формы. Купола, образованные реоморфизованными гранит-мигматитовыми или гранито-гнейсовыми ассоциациями, деформируют толщи зеленокаменных поясов. Это имеет место и в тех случаях, когда геохронологические исследования указывают на более раннее формирование гранитоидных пород по сравнению с зеленокаменными породами поясов.

Метаморфизм пород центральных частей *зеленокаменных поясов* является реликтовым относительно метаморфизма периода куполообразования: условия формирования ассоциаций прениит-пумпеллитовой фации подобны условиям проявления зеленокаменного метаморфизма современных разрезов океанической коры. Максимальный уровень последующего метаморфизма достигался в наиболее узких частях межкупольных синформ. Такой характер метаморфической зональности свидетельствует о латеральной неоднородности тепловых полей в коре в обстановке куполообразования. В организации тепловых потоков при формировании итоговых структур гранит-зеленокаменных областей определяющую роль играл теплоперенос поднимавшимися “всплывавшими” гранито-гнейсовыми и гранит-мигматитовыми куполами. После их размещения в пределах верхней коры и при последующем охлаждении формировалась латеральная метаморфическая зональность в структурах зеленокаменных поясов: от высокой амфиболитовой фации в краевых частях поясов в непосредственном контакте с куполами до реликтовой прениит-пумпеллитовой фации в

центральных частях зеленокаменных синформ. Сохранение “докупольных” низкотемпературных ассоциаций в центральных частях синформ свидетельствует о достаточно низкотемпературном “фоне” на соответствующем уровне коры. Особенности метаморфических парагенезисов свидетельствуют также о том, что глубинность формирования зональных метаморфических ассоциаций зеленокаменных поясов не превышала 10–15 км. В целом область размещения куполов, по-видимому, охватывает интервал глубин от 18–20 до 6–8 км. Соответственно “корни” куполов, т.е. область реоморфизма, располагались глубже – в пределах нижней коры. Приведенные оценки свидетельствуют о значительной латеральной неоднородности температур коры в периоды куполообразования: локальные значения температурных градиентов варьировали от 10–15 до 40–50°/км.

Гранито-гнейсовые ассоциации, участвующие в строении гранит-зеленокаменных областей, принадлежат типу “серых гнейсов”, среди которых преобладают гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации. Минеральный состав этих пород свидетельствует об их формировании из расплавов при температурах 650–700°С с участием водного флюида. Модели образования этих пород можно разделить на две группы по предполагаемым соотношениям гранит-зеленокаменных областей и гранулит-гнейсовых ассоциаций, которые либо связаны общим происхождением, но принадлежат разным уровням глубинности (1), либо сформированы в различных геодинамических обстановках и совмещены в результате тектонических процессов (2). Не обсуждая существа моделей, отметим, что охарактеризованные выше особенности распределения температур в областях гранулитового метаморфизма “не оставляют места” для формирования протяженных по вертикали объемов серых гнейсов в тех же разрезах коры. Это должно рассматриваться как *свидетельство латеральной разобщенности областей гранулитового метаморфизма и проявлений интенсивного гранитообразования в пределах гранит-зеленокаменных областей*. Вероятность латеральной разобщенности исходных обстановок формирования зеленокаменных (осадочно-вулканических, в том числе островодужного типа) и гранулит-гнейсовых (парагнейсовых) ассоциаций отмечалась рядом авторов [13, 34].

Достоверных оценок давлений при минералообразовании и соответственно мощности “серо-гнейсовой” коры в период ее формирования получить не удастся из-за отсутствия в составе пород гранат-содержащих ассоциаций. По косвенным оценкам и расчетам мощность тоналит-трондьемитовой коры могла достигать 30–35 км. По сообщению В.А. Глебовицкого, Л. Котовой исследованы “серогнейсовые” парагенезисы, соответствующие давлениям 13–14 кбар (глубины до 40–43 км) при температурах не более 700°С. Степень прогрева коры буффе-

рировалась процессами парциального плавления при участии водного флюида. Соответственно, при формировании тоналит-гранодиоритовых ассоциаций температуры никогда не достигали уровня гранулитовой фации. (Это заключение, естественно, не противоречит возможности позднейшего наложения гранулитового метаморфизма на ранее сформированные гранит-зеленокаменные ассоциации.)

Оценки мощности и температурных вариаций в архейской субконтинентальной мантии. Источником информации для оценки мощности и состояния субконтинентальной мантии древнейших кратонов являются геофизические данные об особенностях современной литосферы и данные о составе и возрасте ксенолитов в изверженных породах, сформированных в глубинах литосферы, а также о возрасте реликтовых минералов и мантийных включений в минералах этих пород.

Очевидным свидетельством высокого уровня прогрева архейской мантии считается присутствие ультраосновных лав (коматиитов) в разрезах зеленокаменных поясов. Температура выплавления сухих коматиитовых расплавов (при содержании в расплавах 27–30% MgO) составляет примерно 1600°C [65], что примерно на 250–350°C выше температур выплавления толеитов в пределах современных срединно-океанических хребтов (от 1270 до 1340°C). Для коматиитов с 33% MgO температуры достигают 1800°C [64]. Однако исследования наименее измененных коматиитов показывают, что они, возможно, содержали до 3–4% магматической воды. Эти оценки перекликаются с представлениями о более высоком, чем ныне, содержании воды в архейской мантии. Если это верно, то коматиитам с подобными содержаниями воды и MgO порядка 25% должны были отвечать ликвидусные температуры 1320–1350°C [46]. С другой стороны, подобные условия могли быть реализованы в пределах зон субдукции при погружении гидратированной океанической литосферы при условии погружения более горячей плиты, по сравнению с фанерозойской субдукцией [35]. Таким образом, представления о том, что присутствие коматиитов в архейских зеленокаменных поясах указывает на особенно высокотемпературный режим архейской мантии, несомненно, преувеличены. Более того, принимая высокие ликвидусные температуры коматиитов, нет причин распространять эти оценки на всю архейскую мантию. Согласно А.М. Гудвину [51], превышение среднего уровня температур в мантии на 200°C против современного должно было привести к хаотической конвекции и сделало бы невозможным сохранение континентальной коры. Это заставляет предполагать, что архейская мантия была в среднем на 100°C горячее современной [40], а “перегретые” области мантии были относительно невелики по объему. Действительно, доля коматиитов в вулканогенной части разрезов зеленокаменных поясов, в том числе

наиболее древних, не превышает 10%, лишь в единичных случаях достигая 20–30% [46]. С другой стороны, участие в разрезах зеленокаменных поясов как коматиитовых, так и толеитовых, извещково-щелочных и незначительных количеств щелочных лав указывает на тепловую неоднородность архейской, в том числе и раннеархейской, мантии.

Наиболее полные данные получены для Каапваальского кратона. Мантийные ксенолиты в кимберлитах образованы метаморфизованными перидотитами и эклогитами. Алмазы с перидотитовыми включениями имеют возраст 3.3–3.2 млрд. лет [38]. Следовательно, к этому времени литосферный “киль” под формирующимся Каапваальским кратоном достигал мощности 150–200 км [47, 70]. Сходство С-изотопных соотношений в этих алмазах и в породах зеленокаменного пояса Барбертон рассматривается как указание на формирование литосферного “киля” за счет субдуцированной мафит-ультрамафитовой коры, фрагменты которой сохранились в пределах зеленокаменного пояса [47, 55]. Согласно результатам интерпретации данных о распределении скоростей сейсмических волн в области Каапваальского кратона, мощность современной литосферы достигает 350 км при ее сокращении в отдельных участках до 170–220 км. Вариации мощности литосферы коррелируются с расположением тектонических структур на поверхности, что рассматривается как свидетельство унаследованности наблюдаемых вариаций мощности литосферы, возникших при объединении архейских литосферных блоков различной мощности [47].

Подобные же данные получены из ксенолитов в кимберлитовых трубках Сибири – возраст пород, вынесенных из литосферы, составляет 3.3–3.0 млрд. лет [23]. Ксенолиты литосферы Далдынского блока представлены двупироксен-гранатовыми и гранат-скаполит-циозит-плагноклазовыми гранулитами (последние, вероятно, представляют собой метакarbonаты), сформированными при температурах 800–950°C в интервале давлений от 8 до 13 и более кбар. Ксенолиты в трубках сопредельных блоков представлены двупироксен-гранат-амфиболовыми, плагноклаз-гранат-ортопироксен-кварцевыми кислыми гранат-силлиманитовыми гранулитами и клинопироксеновыми амфиболитами [3, 15, 72]. В отличие от данных по кратону Каапвааль, где включения непосредственно заключены в алмазах, эти данные скорее указывают на захват ксенолитов с подкоровых глубин, что не позволяет однозначно судить о мощности архейской литосферы Сибирского кратона, достигающей в настоящее время 150–200 км [4]. Данные о возрасте литосферы, подстилающей архейский кратон Каапвааль, остающиеся пока уникальными, дают основания предполагать, что мощная литосфера, образованная ультрамафитами и эклогитами, была сформирована под континентами к

концу среднего архея – 3.3–3.0 млрд. лет назад. По мнению Х. Хельмштедта [54], в пользу “субдукционной” модели формирования архейской субконтинентальной литосферы свидетельствует наличие в кимберлитах мантийных ксенолитов, образованных эклогитами корового типа и гроспидитами с признаками преобразований в условиях океанического дна, а также изотопные характеристики минеральных включений в алмазах и изотопно-легкий состав углерода эклогитовых алмазов, унаследованные от осадочных пород.

Оценки мощности и температурных вариаций в архейской океанической литосфере. Возможность получения эмпирических оценок параметров архейской океанической литосферы проблематичны. Более определенные цифры могут быть даны для океанической коры, фрагменты которой сохранились в разрезах зеленокаменных поясов. Они образованы толеитовыми и коматиитовыми пиллоу-лавами, особенности которых указывают на формирование морских бассейнов в удалении от каких-либо континентальных образований.

Оценки, опирающиеся на исследования разрезов зеленокаменных поясов, указывают на повышенную мощность архейской океанической коры, по сравнению с корой последующих периодов. Согласно Е.Г. Нисбету и К.М. Фаулеру, эта кора имела, в среднем, коматиитовый состав и мощность около 15 км [66]. С другой стороны, формирование мощных толеит-коматиитовых разрезов могло быть результатом активности плюмов. В таком случае эти разрезы, мощность которых, по оценкам М. Клооса [41] и К. Конди [44, 45], могла достигать 20–30 км, следует отождествлять с разрезами океанической плато. При этом отсутствие достоверных офиолитов в архее не позволяет определенно решить, были ли эти плато включены в океаническую кору нормальной мощности, которая оказалась уничтоженной при последующих событиях. Значительная роль коматиитов позволяет предполагать повышенные температуры архейской океанической коры.

Оценки плотности архейской океанической коры значительно варьируют. В большинстве случаев предполагается, что она имела повышенную плотность относительно современной коры – за счет коматиитов. Однако М. де Вит и Р.А. Харт на основе данных по зеленокаменным поясам предполагают обратные соотношения. По их расчетам, древняя океаническая кора включавшая до 25% ультрамафитов, была на 95% гидратирована, содержание воды в соответствующих породах составляет от 2 до 16 объемных процентов. Средняя плотность гидратированной коры невысокая – около 2.67 г/см³ [47].

Эмпирические оценки мощности архейской океанической литосферы отсутствуют. Разброс теоретических оценок ее мощности и температур значителен. Так, согласно упоминавшейся работе Е.Г. Нисбета и К.М. Фаулера, мощность литосфе-

ры составляла примерно 60 км при температуре астеносферы около 1700°C [66]. Расчеты М. Клооса указывают на то, что базальт-коматиитовые плато подстилались литосферной мантией мощностью порядка 100 км [41]. Напротив, расчеты О.Г. Сорохина и С.А. Ушакова [29] указывают на малую мощность океанической литосферы в архее – менее 30 км. При этом температура астеносферы, по их оценке, была на 400–500°C выше современной, достигая 1700–1900°C. Эта оценка представляется завышенной, так как в этом случае океаническая кора была бы полностью образована коматиитами. Подобные температуры в астеносфере, по-видимому, имели ограниченное распространение и были непосредственно связаны с проявлениями коматиитового вулканизма.

АРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВНУТРИПЛИТНОГО ТИПА

Эффузивные и субвулканические породы архейского возраста, сосредоточенные в зеленокаменных поясах, принадлежат четырем петрохимическим сериям: ультраосновной (коматиитовой), толеитовой, известково-щелочной и щелочной. Преобладают породы основного состава, принадлежащие толеитовой и известково-щелочной сериям [13, 45]. Доля коматиитов в среднем не превышает 10% от общего объема вулканитов в разрезах архейских поясов [46]. Наименее распространены породы субщелочного и щелочного состава (щелочные базальты, трахиандезиты, трахиты, лейцитовые трахиты). Наиболее древние (около 3.2 млрд. лет) трахиты и трахиандезиты известных в пределах формации Шонгецихт в верхней части разреза пояса Барбертон, Южная Африка [13]. Геохимические типы вулканитов без принципиальных затруднений сопоставляются с соответствующими породами “базовых” геодинамических обстановок [13, 45]. Отчетливо преобладают типы, характерные для обстановок океанического спрединга, внутриокеанических плато, островных дуг и активных окраин. Исключение составляют лишь коматииты, достоверные аналоги которых в недавней истории Земли крайне редки. Их появление связывается с горячими точками [36, 49].

Наиболее древнее проявление магматизма во внутриконтинентальной области связано с осадочным бассейном Понгола в пределах Каапваальского кратона (3.1–2.9 млрд. лет [48, 56]). Лавы, участвующие в строении вулканогенно-осадочного разреза, представлены бимодальной серией, включающей континентальные толеитовые базальты и риолиты, чем определяется рифтогенный характер вулканогенной ассоциации [56].

Проявления магматизма, которые принято связывать с плюмами или горячими точками, такие как ультраосновные–щелочные комплексы центрального типа, карбонатиты и кимберлиты,

в архее не известны. Равным образом отсутствуют достоверные проявления траппового магматизма.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Подведем итоги предпринятого обзора и попытаемся оценить степень правомерности предположений о возможности и масштабах функционирования в архее тектоно-плитных механизмов и проявлений тектоники плюмов.

1. Большинство современных исследователей тектоники архея принимают представления о высокой степени разогрева земных недр уже к раннему архею. Высказываются точки зрения об особо активных тепловых процессах в архейской мантии, следствием чего могла быть или интенсивная неупорядоченная многоячейковая конвекция или преобладание процессов, описываемых моделью горячих точек (или плюм-тектоники, если понимать этот термин в соответствии с первоначальным смыслом). Прямым отражением конвективных процессов в мантии являются латеральные перемещения литосферных плит. Однако существующими методами непосредственно подтвердить или опровергнуть предположение о подобных перемещениях в архее невозможно. Тем не менее, *существование в архее латеральных напряжений* уверенно доказывается широким развитием тектонических покровов. Такие покровы представлены структурными ансамблями гранулит-гнейсовых поясов, роль тектонических покровов в строении зеленокаменных разрезов также доказана во многих случаях.

2. Активные магматические процессы сопровождались дифференциацией мантийного вещества и отделением от мантии относительно легкоплавких низкоплотных пород, сформировавших к рубежу 3.9–3.8 млрд. лет мафический и сиалический сегменты архейской коры.

3. Можно утверждать, что во многих отношениях физико-географические условия земной поверхности в раннем архее были близки современным. Температуры на поверхности были на несколько десятков градусов выше современных. В раннем архее уже существовали глубоководные океанические бассейны, омывавшие участки высокостоящей континентальной суши. Расчлененность рельефа древнейших континентов определялась их высоким стоянием и интенсивными процессами механической денудации. Температуры земной поверхности обеспечивали кристаллизацию парциальных расплавов, включая наиболее кислые. Близкие современным температуры поверхности при одновременном существовании гидросферы, очевидно, свидетельствуют о подобных же современным условиям диссипации глупинного тепла.

4. Размеры раннеархейских “континентов” первоначально были невелики, но быстро увеличивались. К рубежу 3.3–3.0 млрд. лет мощность килевидной континентальной литосферы под наиболее крупными кратонами достигала 150–200 км, а площадь кратонов превышала 0.5 млн. км² (1000 или более километров в поперечнике). Мощность и распределение температур в субконтинентальной литосферной мантии были близки современным. К 3.1–2.9 млрд. лет на поверхности Каапваальского кратона, а также, возможно, и в пределах других кратонов, скрытых ныне под чехлом древних платформ, появились первые эпиконтинентальные осадочные бассейны.

5. Имеющиеся оценки свидетельствуют также и о близких современным мощностях и распределениях температур в архейской континентальной коре. Их вариации непосредственно связаны с формированием отдельных фрагментов коры в различных геодинамических обстановках. Подчеркнем, что приведенные в статье оценки параметров состояния коры относятся к стадиям активных процессов корообразования, относительная кратковременность протекания которых четко фиксируется геохронологическими данными. Латеральное распределение областей формирования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций и областей гранулитового метаморфизма и эпизодичность проявления соответствующих процессов не позволяют согласиться с расчетными моделями, предполагающими перманентное и повсеместное размещение в основании архейской коры гранулитов и частично расплавленных пород [28].

6. Согласно приведенным оценкам, к 3.0 млрд. лет архейские “континенты” в отношении таких параметров, как глубинное строение и распределение температур были подобны современным. Это позволяет сделать следующий важный вывод о том, что температуры в нисходящих мантийных потоках в это время также были подобны современным. Из этого в свою очередь следует, что архейские континенты по крайней мере к 3.0 млрд. лет характеризовались жесткостью, также отвечающей значениям этого параметра для современных континентальных плит.

7. Температуры воды в океанах и условия диссипации глубинного тепла также были близки современным. Эти оценки, а также существование “холодной” килевидной литосферы под архейскими кратонами позволяют заключить, что температуры в пределах погружающихся в мантию фрагментов океанической литосферы были достаточно низкими, существенно не отличающимися от современных, по крайней мере, при их погружении под “континенты”.

8. Ультрамафит-мафитовый состав “океанических” сегментов литосферной оболочки и низкий

уровень температур на поверхности Земли, в принципе, должны были обеспечивать переменный характер плавучести “океанических” сегментов литосферной оболочки, необходимый для ее вовлечения в мантийную конвекцию. Впрочем, знание оценок только лишь этих параметров не позволяет сделать заключение о характере механизмов погружения “океанической” литосферы (субдукционный или какой-либо иной).

9. Проявление стабильной положительной плавучести архейских “континентов” достоверно установлено с 3.9–3.8 млрд. лет.

10. К рубежу 3.8 млрд. лет на Земле была сформирована гидросфера. Вершины вулканических построек в океанах, образованные в процессе извержений основных и ультраосновных лав, располагались ниже уровня водной поверхности, чем обеспечивался высокий уровень гидратации пород океанической литосферы.

11. Практически все типы магматических проявлений, связываемых с горячими точками современной Земли (плато-базальты, щелочные породы, кимберлиты, карбонатиты) отсутствуют в архее или представлены весьма ограниченными проявлениями в верхнем архее.

Приведенные оценки свидетельствуют о том, что выдвигаемые предположения о существенных отличиях состояния земной поверхности и температур континентальной коры и литосферы в раннем архее и в настоящее время существенно преувеличены. Имеющиеся к настоящему времени эмпирические оценки состояния верхних оболочек Земли вполне позволяют предполагать функционирование тектоники плит с 3.9–3.8 млрд. лет, за исключением внутриконтинентальных процессов, которые уверенно распознаются лишь с рубежа 3.1–2.9 млрд. лет. Из этого утверждения не следует, что проявления архейской и современной тектоники плит в полном объеме совпадали. Вопрос о специфике архейской (как и далее протерозойской) тектоники плит требует дальнейшего обсуждения. Однако на основании проведенного анализа можно утверждать, что применение известных методов реконструкций тектоно-плитных обстановок при разработке моделей архейской эволюции является, безусловно, оправданным. В свою очередь, суждение о специфике тектоники плит в различные периоды геологической истории (об эволюции тектоники плит) может быть получено именно в результате последовательных палеогеодинамических реконструкций.

С другой стороны очевидно, что магматизм, связанный с горячими точками современного типа, равно как и проявления внутриплитного магматизма, свойственные ранним стадиям континентального рифтогенеза, не характерны или вообще отсутствовали в наиболее ранний период геологической истории Земли [7, 13, 16, 17]. Единственное

исключение представляют собой коматититы, появление которых зафиксировано в геологической летописи от раннего докембрия до верхнего мела. Иными словами, модель магматизма горячих точек лишь со значительными ограничениями может рассматриваться в качестве актуалистической основы для исследования магматических плюмов, предполагаемых для наиболее ранних стадий геологической истории.

Автор благодарен Д.В. Рундквисту, О.М. Розену и В.Я. Гольтвегеру за обсуждение проблемы и конструктивную критику. Автор искренне благодарен Межрегиональному Центру “ГЕОКАРТ” за финансовую поддержку работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
2. Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований) / Гл. ред. В.А. Уиксов. Л.: Недра, 1989. 278 с.
3. *Герасимчук А.В., Серенко В.П.* Состав и петрофизическая характеристика комплексов фундамента Далдын-Алакитского региона // Сов. геол. 1988. № 11. С. 74–80.
4. Глубинная структура территории СССР / Ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская. М.: Наука, 1991. 222 с.
5. *Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 213 с.
6. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 286 с.
7. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
8. *Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
9. *Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Кицул В.И., Савельева Т.Е., Седова И.С., Семенов А.П.* Высокоградентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.
10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
11. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 190 с.
12. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 3–13.
13. *Конди К.С.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
14. *Кратц К.О., Хильтова В.Я., Вревский А.Б., Запольнов А.К., Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б., Мануйлова М.М., Платунова А.П.* Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л.: Наука, 1980. 164 с.
15. *Лутиц Б.Г.* Петрология глубинных зон земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.

16. Магматические горные породы: Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с.
17. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
18. *Мак-Грегор В.Р.* Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия // Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 131–156.
19. *Милиц М.В.* Термальная структура коры в областях гранулитового метаморфизма: геодинамические следствия // Доклады РАН, 1999. Т. 368. № 5.
20. *Милиц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный Мир, 1996. 287 с.
21. *Милиц М.В., Пастухов В.Г., Гусев Г.С., Моралев В.М., Песков А.И., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Глуховский М.З., Конилов А.Н., Паталаха Е.И., Раевский А.Б., Фонарев В.И., Хворова Г.П., Щербаков И.Б.* Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М.: Геокарт, 1994. 503 с.
22. *Моралев В.М., Глуховский М.З.* Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы // Доклады АН СССР. 1985. Т. 284. № 2. С. 427–431.
23. *Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М., Серенко В.П., Спеицус Ц.В., Шулешко И.К.* Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах Якутских кимберлитов // Доклады РАН. 1993. Т. 327. № 3. С. 374–378.
24. Новая глобальная тектоника / Ред. Л.П. Зоненшайн, А.А. Ковалев. М.: Мир, 1974. 471 с.
25. *Розен О.М.* Литогенез на ранней Земле (состав осадков и областей размыва, условия экзогенеза) // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984. Вып. 9. С. 73–89.
26. *Рыков В.В., Трубицин В.П.* Трехмерная модель мантийной конвекции с движущимися континентами // Вычислительная сейсмология. 1995. Т. 27. С. 21–41.
27. *Смит Х.С., О'Нил Дж.Р., Эрланк А.Дж.* Изотопный состав кислорода минералов и горных пород и характер химического изменения подушечных лав зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М.: Мир, 1987. С. 147–172.
28. *Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.* Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты: Издания ГИ КНЦ РАН, 1996. 144 с.
29. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Природа тектонической активности Земли. М.: ВИНТИ, 1993. 292 с.
30. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Дрейф континентов в геологической истории Земли // Жизнь Земли. Строение и эволюция литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 5–37.
31. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 376 с.
32. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
33. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
34. *Шемакин В.М., Глебовицкий В.А.* Архейские зеленокаменные пояса Северной Америки (геология и геохронология) // Общ. и регион. геология, геология морей и океанов, геол. картирование: обзорная информация. М.: Издание АОЗТ "Геоинформ-марк", 1997. Вып. 1. 42 с.
35. *Allegre C.A.* Genesis of Archean komatiites in a wet ultramafic subducted plate // Komatiites. Allen & Unwin. London: 1982. P.495–500.
36. *Alvarado G.E., Denyer P., Sinton C.W.* The 89 Ma Tortugal komatiitic suite, Costa Rica: implications for a common geological origin of the Caribbean and East Pacific region from a mantle plume // Geology. 1997. V. 25. № 5. P. 439–442.
37. Archean crustal evolution / K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. 520 p.
38. *Boyd F.R., Gurney J.J., Richardson S.H.* Evidence for a 150–200 km thick Archean lithosphere from diamond-inclusion thermobarometry // Nature. 1985. V. 315. P. 387–389.
39. *Brick R., Thornet J.R., McNaughton N.J., Smith J.B., Barley M.E., Savage M.* Record of emergent continental crust c. 3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia / Nature. 1995. V. 375. P. 574–577.
40. *Campbell I.H., Jarvis G.T.* Mantle convection and early crustal evolution // Prec. Res. 1984. V. 26. P. 15–56.
41. *Cloos M.* Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins island arcs, and seamounts // Geol. Soc. Am. Bull. 1993. V. 105. P. 715–737.
42. *Collerson K.D., Fryer B.J.* The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust // Contrib. Miner. Petrol. 1978. V. 67. P. 1151–1167.
43. *Condie K.C.* Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Pergamon Press, 1989. 476 p.
44. *Condie K.C.* Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones / Early Precambrian Basic Magmatism. Glasgow: Blackie Publ, 1990. P. 40–55.
45. *Condie K.C.* Greenstones through time // Archean crustal evolution. Amsterdam–Lausanne–N/Y/Oxford–Shannon–Tokyo: Elsevier, 1994. P. 85–120.
46. *de Wit M.J., Ashwal L.D.* Greenstone belts: what are they? // South Afr. Journ. Geol. 1995. V. 98. № 4. P. 505–520.
47. *de Wit M.J., Hart R.A.* Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling // Lithos. 1993. V. 30. P. 309–335.
48. *de Wit M.J., Roering C., Hart R.J., Armstrong R.A., de Ronde C.E.J., Green R.W.E., Tredoux M., Peberdy E., Hart R.A.* Formation of an Archean Continent // Nature. 1992. V. 357. P. 553–562.
49. *Echeveria L.M.* Komatiites from Gorgona Island, Colombia // Komatiites. London: George Allen and Unwin, 1982. P. 199–209.
50. *Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H.* Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // Jour. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 4–23.

51. *Goodwin A.M.* Precambrian geology. London: Academic Press, 1991. 666 p.
52. *Harley S.L.* The origin of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Mag.* 1989. V. 126. P. 215–247.
53. *Harley S.L.* Proterozoic granulite terranes // Proterozoic crustal evolution. Amst.–N.Y.–Tokyo: Elsevier, 1992. P. 301–359.
54. *Helmstaedt H.* Archean whole Earth tectonics: contributions from studies of surface rocks and the kimberlite mantle sample // *Precambrian'95*. Montreal: 1995. P. 276.
55. *Helmstaedt H., Schulze D.J.* Southern African kimberlites and their mantle sample—implication for Archean tectonics and lithosphere evolution // *Geol. Soc. Austr.* 1989. V. 14. P. 358–422.
56. *Henger E., Kröner A., Hofmann A.W.* Age and isotope geochemistry of the Archaean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, southern Africa: a case for crustal contamination of mantle-derived magma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 70. P. 267–279.
57. *Knauth L.P., Lowe D.R.* Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Onverwacht Group, Transvaal, South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 41. P. 209–222.
58. *Kumazawa M., Maruyama S.* Whole earth tectonics // *Jour. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. № 1. P. 81–102.
59. *Martin H.* The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust, comparison with modern processes // *Lithos.* 1993. V. 30. P. 373–388.
60. *Maruyama S.* Plume tectonics // *Jour. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
61. *Maruyama S., Masuda T., Appel P.* The earliest records on oceanic and continental crusts from 3.8 Ga accretionary complex, Isua, Greenland // 29th Inter. Geol. Congress, Abstracts. Kyoto: 1992. V. 1/3. P. 5.
62. *Mints M.V., Konilov A.N.* Thermal structure of the crust during granulite metamorphism: petrological speculations and geodynamic implications // *Proceedings of the International Symposium "Origin and Evolution of Continents"*, 13–14 October 1997, Tokyo. Mem. Nat. Inst. Polar Res., Spec. Issue. 1999. № 54. P. 137–156.
63. *Morgan W.J.* Deep mantle convection and plate motions // *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. V. 56. P. 203–213.
64. *Nisbet E.G.* The young Earth. London: Allen and Unwin, 1987. 402 p.
65. *Nisbet E.G., Cheadle M.J., Arndt N.T., Bickle M.J.* Constraining of the potential temperature of the Archean mantle: a review of the evidence from komatiites // *Lithos.* 1993. V. 30. P. 291–307.
66. *Nisbet E.G., Fowler C.M.R.* Model for Archean plate tectonics // *Geology.* 1983. V. 11. № 7. P. 376–379.
67. *Nutman A.P., Friend C.R., Kinny P.D., McGregor V.R.* Anatomy of an Early Archean gneiss complex: 3900 to 3600 Ma crustal evolution in southern West Greenland // *Geology.* 1993. V. 21. P. 405–418.
68. *Percival J.A.* Archean high-grade metamorphism // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 357–410.
69. Proterozoic crustal evolution (K.C. Condie – ed.). Amsterdam: Elsevier, 1994. 537 p.
70. *Richardson S.N., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W.* Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature.* 1984. V. 30. P. 198–200.
71. *Ringwood A.E.* Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chemical Geology.* 1990. V. 82. P. 187–207.
72. *Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberia craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

Рецензент: В.Е. Хаин

Lithospheric State Parameters and Plate Tectonics in the Archean

M. V. Mints

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

Lithospheric state parameters of the Earth are characterized on the basis of geochronological data. The simatic and sialic segments of the Archean crust were formed by 3.9–3.8 Ga. The Earth's surface physiography was similar to nowadays: temperatures were several tens of degrees higher than at present, and deep oceanic basins bounded segments of emergent continental areas with rugged topography. The Early Archean "continents" were originally small but rapidly increasing in size. Approximately 3.3–3.0 Ga, the carinate lithosphere beneath the major cratons (> 0.5 million km²) was up to 150–200 km thick. The thickness and temperature distribution within the continental crust and subcontinental lithospheric mantle as well as the temperature of descending mantle flows were close to those at present. At least 3.0 Gy ago, the Archean continents were characterized by rigidity comparable to that of the present-day continental plates. The mafic-ultramafic composition of the "oceanic" segments of the lithosphere and the low temperatures of the Earth's surface probably gave rise to a varying buoyancy of the "oceanic" segments that was necessary for drawing them in mantle convection. By 3.8 Ga, the summits of volcanic edifices in the oceans remained below sea level, which accounts for the hydration of rocks in the oceanic lithosphere. These assumptions suggest that plate tectonics is under way since 3.9–3.8 Ga, with the exception of intracontinental processes, which can be confidently recognized not earlier than 3.1–2.9 Ga.

УДК 551.24(470.3)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ В РИФЕЕ

© 1999 г. В. Г. Николаев

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

Поступила в редакцию 14.05.95 г.

На основании геофизических и буровых материалов рассматривается положение и состав глубоко погруженных горизонтов осадочного чехла Московской синеклизы. Выделен ниже-среднерифейский комплекс, в котором, кроме осадочных отложений, присутствуют интрузивные образования, и показано его распространение на территории синеклизы. Высказано предположение о существовании мощного размыва на рубеже 1200–1300 млн. лет и начале авлакогенного этапа развития со среднего рифея.

Московская синеклиза всегда вызывала огромный интерес у отечественных геологов. Более или менее хорошо изучены верхние горизонты осадочного чехла вплоть до венда. Сложнее обстоит дело с нижними, рифейскими, горизонтами чехла, поскольку они малодоступны для прямого изучения из-за глубокого залегания. В пределах Московской синеклизы уже давно выделены рифейские авлакогены [11, 13, 17 и др.]. В дальнейшем было составлено много схем расположения и глубин этих авлакогенов [3, 8, 20 и др.]. Вещественный состав и стратиграфия рифейских комплексов, включая нижний, описаны в целой серии работ [6, 7, 10 и др.]. Вместе с тем многие вопросы строения и состава рифейских отложений в Московской синеклизе до сих пор остаются спорными или открытыми.

За последние 5–6 лет в Московской синеклизе были проведены сейсмические работы МОГТ, позволившие уточнить глубины фундамента и внутреннее строение наиболее погруженных горизонтов чехла в авлакогенах [5, 19 и др.]. Кроме того, была произведена переинтерпретация старых профилей КМПВ, позволившая получить иную картину строения низов чехла в центральной части Московской синеклизы [4]. Эти данные и просмотр буровых материалов дают возможность попытаться оценить состав, строение и структуру рифейских комплексов Московской синеклизы. Поскольку существуют разногласия по поводу наименования рифейских авлакогенов, будут использоваться названия, применяемые Т.В. Владимировой и др. [5] для новой карты фундамента региона, хотя, как будет показано ниже, глубины поверхности кристаллического фундамента на ней не всегда соответствуют действительности. В связи с тем, что строгая стратиграфическая шкала рифея для Московской синеклизы не принята из-за малого количества данных, для корреляции горизонтов

будет использована шкала Е.М. Аксенова [2], обобщившего огромный материал по рифею Восточно-Европейской платформы.

Некоей идеей, давшей направленность работе, служат слова М.В. Муратова, написанные почти 25 лет назад: “Следует отметить, что в составе фундамента древних платформ участвуют во многих случаях интрузивные комплексы изверженных пород значительно более молодого возраста, чем сам фундамент, в который они внедрены. Такие интрузивные породы позднепротерозойского (рифейского) возраста известны во многих местах...” [12, с. 36].

Сейсмические профили МОГТ, проведенные в западной части Московской синеклизы, показывают, что поверхность кристаллического фундамента располагается на 500–1000 м глубже, чем она проводилась ранее. На профиле 029302, пересекающем Крестцовский авлакоген (рис. 1), горизонт IV отвечает кровле рифейских отложений, а горизонт III – примерно соответствует поверхности среднего рифея. Это подтверждается при сопоставлении с разрезом скв. Молоховская Р-1, где вскрыто около 1000 м средне-верхнерифейских отложений, представленных преимущественно песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов, выше горизонта III – сероцветными, а ниже – красноцветными. Этот разрез характеризуется $V_{пл}$ от 3000 до 3500 м/с.

Ниже на глубинах 2500–2800 м прослежен отражающий горизонт II. Примерно на этом уровне ранее по КМПВ проводилась поверхность фундамента, выраженная хорошей преломляющей границей с $V_r = 5700–6700$ м/с. Площади, где $V \approx 5700–6000$ м/с, совпадают с площадями, на которых прослежен горизонт II МОГТ. Комплекс, заключенный между горизонтом II и поверхностью фундамента, имеет $V_{пл} = 4500$ м/с, что свидетельствует либо о насыщенности его карбонатными

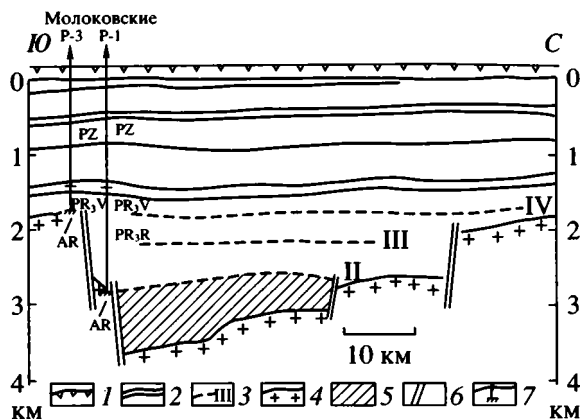


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез через Крестцовский авлакоген по профилю 029302 (по Ю.Б. Коновальцеву, 1995 г.).

1 – дневная поверхность; 2–4 – отражающие горизонты: 2 – внутри палеозоя – венда, 3 – по рифею; IV – поверхность рифея, III – приблизительно кровля среднего рифея, II – поверхность осадочно-магматической толщи нижнего? рифея, 4 – поверхность кристаллического фундамента (архейско-раннепротерозойского); 5 – осадочно-магматическая толща нижнего рифея; 6 – разрывные нарушения; 7 – глубокие скважины, вскрывшие кристаллический фундамент (P-1 расположена в 2.5 км к западу от профиля). Местоположение профиля см. на рис. 5.

породами, либо о присутствии магматических образований. Наличие в скв. Молоково-1 кварцевых порфиров мощностью в несколько метров, залегающих над фундаментом, представленным мигматитами, позволяет предположить последнее. Другое проявление магматической деятельности в низах чехла отмечается в Крестцовских скважинах, где среди красноцветных песчаников

и кварцито-песчаников выше фундамента вскрыты дайки диабазов и диабазового порфирита мощностью 42 и 20 м соответственно. Их изотопный возраст ~1300 млн. лет (K-Ag-метод), что соответствует низам среднего рифея [2]. Ю.Б. Коновальцев (1995 г.), на основании положения Крестцовских и Молоковских скважин в одной структурной зоне (Крестцовский авлакоген), наличия в этих скважинах магматических пород в низах чехла, выделяет вулканогенно-осадочную толщу. С ним следует согласиться по поводу выделения толщи, но, учитывая, что магматические породы представлены все-таки интрузивами, называть ее правильнее осадочно-магматической.

На временных разрезах осадочно-магматическая толща выделяется достаточно четко. В качестве примера приведен профиль, полученный экспедицией № 2 “Спецгеофизики” на западе Московской синеклизы (рис. 2). В ее верхней части прослеживается слоистый горизонт, изредка прерываемый хаотическими участками. В средней части, наоборот, преобладает хаотическая запись с единичными отражающими площадками. Причем наблюдаются как горизонтальные, так и наклонные отражения. В самой нижней части толщи опять выделяется тонкий пакет отражений, повторяющий конфигурацию поверхности фундамента. Геологическая интерпретация приведенного профиля может быть такова: верхняя часть представляет собой осадочный горизонт, сложенный плотными породами, скорее всего, песчаниками или кварцитами, прорванный дайками; в средней части широко развиты силлы магматических пород, обрамленные слабдеформированными отложениями. Деформации происходили во время внедрения силлов. Очень характерным является объект под пикетом 195 на



Рис. 2. Фрагмент временного разреза по профилю ОГТ 029301 через Крестцовский авлакоген, иллюстрирующий наличие горизонтальной слоистости в осадочно-магматической толще (I), заполняющей максимальные погружения поверхности кристаллического фундамента (Ф). Местоположение профиля см. на рис. 5.

глубине 1.8 с. Хорошо видно, как блок с хаотической записью шириной около 4 км и мощностью около 0.1 с обрамляется достаточно четкими отражениями, которые на границе блока имеют наклоны 10–15°, а в сторону от него выполаживаются. Снизу этот блок ограничен горизонтальными отражениями. Именно так выглядят внедренные магматические тела на временных разрезах в хорошо изученных бурением районах [15]. Аналогичная картина штрихового поля наблюдается и на других профилях, пересекающих разные районы Московской синеклизы.

Недавно Е.В. Васина [4] провела переинтерпретацию группы профилей КМПВ, покрывающих центральную часть Московской синеклизы. В результате переобработки были построены геолого-геофизические разрезы, один из которых по профилю Кубенка–Кузнецово приведен на рис. 3.

На профиле выделяются осадочные отложения венда–палеозоя, характеризующиеся скоростями от 3.0 до 4.7–5.0 км/с. Кристаллический фундамент, сложенный деформированными и метаморфизованными образованиями архея–раннего протерозоя, имеет значения скорости 6.0 км/с и выше. Новая граница поверхности фундамента располагается намного ниже старой. Разница составляет от 2.5 до 4.0–5.0 км, т.е. на столько увеличивается мощность чехольного комплекса. Между вендом и фундаментом прослежены три слоя, которые по их скоростным характеристикам нельзя отнести к кристаллическому фундаменту, хотя именно по кровле верхнего слоя проводилась раньше поверхность фундамента, что видно на Любимской площади. Верхний слой характеризуется интервалом скоростей 4.8–5.4 км/с и может быть сложен осадочными породами верхнего рифея¹. Песчаники, алевролиты этого возраста вскрыты Любимскими скв. 3 и 6. Скв. Любимская-7, которая на рис. 3 пересекла верхнюю границу верхнего слоя, остановлена в терригенных отложениях венда, что противоречит предложенной интерпретации. Такое несоответствие может быть вызвано прежде всего неточностью положения геофизической границы либо ошибкой в определении возраста пород, так как он устанавливался только на основании литологического сходства с фаунистически охарактеризованными разрезами. Однако первый вариант кажется более предпочтительным. Следует отметить, что скв. Лежская на забое под кембрием вскрыла габбро-диабаз, а рифейские и вендские осадочные толщи в ней отсутствуют.

Средний слой имеет интервал скоростей 5.4–6.0 км/с, а нижний – 5.8–6.0 км/с. Это свидетельст-

¹ Стратиграфическая привязка слоев дается условно, поскольку прямые геологические данные, особенно для двух нижних слоев, отсутствуют.

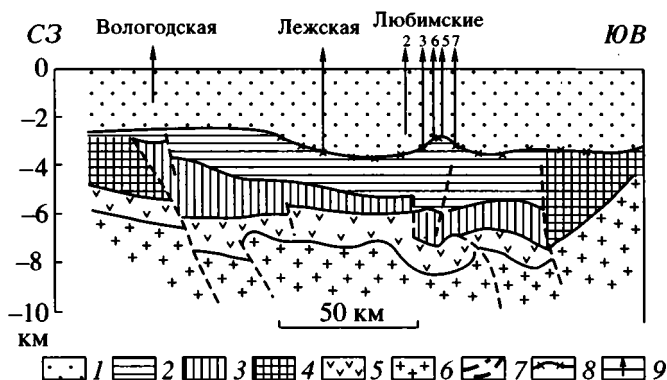


Рис. 3. Геологическая интерпретация сейсмического разреза по профилю КМПВ Кубенка–Кузнецово (по [4]).

1 – осадочные отложения венда–кайнозоя; 2 – комплекс отложений верхнего рифея со скоростями 4.8–5.4 км/с; 3 – комплексы верхнего и среднего рифея нерасчлененные; 4 – осадочно-магматические образования: 4 – среднего рифея со скоростями 5.4–6.0 км/с, 5 – нижнего рифея (или нарушенные слои кристаллического фундамента) со скоростями 5.8–6.0 км/с; 6 – кристаллический фундамент (архейско-раннепротерозойский) со скоростями 6.2–6.4 км/с; 7 – разрывные нарушения; 8 – кровля фундамента в старой интерпретации; 9 – скважины. Местоположение профиля см. на рис. 5.

ует о наличии в составе слоев магматических или карбонатных пород. Е.В. Васина [4] предполагает, что нижний слой сложен нарушенными и раздробленными породами фундамента и даже отличается наличием тектонических пластин фундамента, надвинутых одна на другую. Однако довольно трудно представить себе 1.0–1.5 км дробленой толщи, тем более, что к западу и востоку от профиля Кубенка–Кузнецово проходят параллельные ему II и III профили МОГТ, где поверхность фундамента проводится примерно на тех же глубинах, а нижняя часть чехла имеет достаточно хорошие отражения, свидетельствующие об осадочном характере слоев.

На одном из участков профиля III “Спецгеофизика” отработан весь комплекс геофизических методов: сейсморазведка МОГТ, электроразведка МТЗ, грави- и магниторазведка и в результате построена согласованная физико-геологическая модель (рис. 4) [16]. Северо-западная часть профиля пересекает наиболее прогнутые структуры центральной части Московской синеклизы, а юго-восточная часть – характеризует ее южный борт, проходит через Решминский выступ и далее к Токмовскому своду.

Электроразведка МТЗ дала возможность достаточно уверенно выделить границу кристаллического фундамента, слабо прослеживаемую в сейсмическом поле. Поверхность фундамента на кривых электропроводности фиксируется резкой сменой градиента изменения электропроводности с

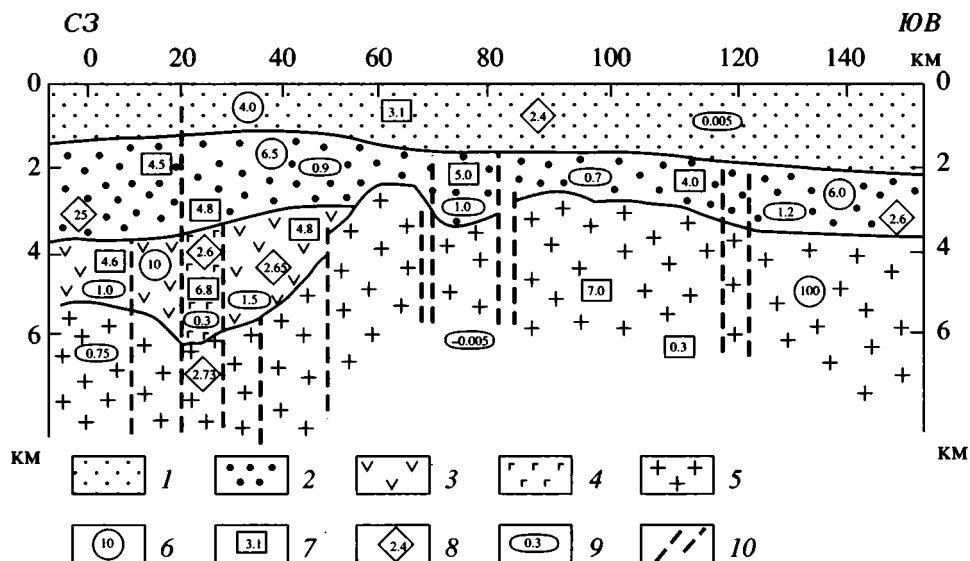


Рис. 4. Фрагмент согласованной физико-геологической модели регионального пересечения Московской синеклизы, по [16].

1–3 – комплексы чехла: 1 – кайнозой, мезозой, палеозой, 2 – осадочный венд, верхний и средний рифей, 3 – средний-нижний рифей; 4 – предполагаемое интрузивное тело ранне-среднерифейского возраста; 5 – архейско-раннепротерозойский фундамент; 6–9 – значения: 6 – интервальных продольных сопротивлений, 7 – интервальных скоростей распространения продольных волн, в км/с, 8 – плотности пород, г/см³, 9 – намагниченности пород; 10 – зоны тектонических нарушений. Местоположение профиля см. на рис. 5.

глубиной. Кроме того, комплекс фундамента имеет повышенные значения плотности (до 2.73 г/см³) и скоростей (до 7.0 км/с). Глубина поверхности фундамента колеблется от –6.0 до –2.5...–3.0 км. В наиболее прогнутых частях поверхность фундамента находится на 1.0–1.5 км глубже, чем проводилась ранее.

В чехле выделяются два верхних слоя, по своим геофизическим характеристикам отвечающих осадочным отложениям. Они же по волновой картине обладают горизонтально-слоистой структурой. В районе пикетов 0–60, где поверхность фундамента наиболее погружена, прослежен слой, по своим геофизическим параметрам отличающийся как от вышележащих слоев чехла, так и от кристаллического фундамента. Значения интервальных продольных скоростей составляет 4.6–4.8 км/с, а плотность пород достигает 2.65 г/см. Эти параметры отвечают комплексам, состоящим из кварцитов, карбонатов с присутствием эффузивных и интрузивных образований, но неметаморфизованным. В районе пикетов 20–30 наблюдается высокоскоростная (6.8 км/с) и высокоомная аномальная зона, ограниченная субвертикальными разломами. Форма зоны, ее геофизические характеристики, отсутствие “следов” объекта в наблюдаемом гравитационном поле, что говорит о различном составе пород в аномальной зоне и кристаллическом фундаменте, – все это позволяет предположить наличие здесь интрузивного тела, прорвавшего нижний комплекс чехла почти до его поверхности.

Таким образом, различные геофизические методы, в том числе при комплексном анализе, свидетельствуют о распространении под существенно осадочным чехлом Московской синеклизы высокоскоростного нижнего слоя чехла, сложенного плотными осадочными породами с внедренными в них магматическими образованиями.

Наличие ниже-среднерифейских отложений в пределах Московской синеклизы отмечалось многими авторами [7, 9 и др.]. Они представлены кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, красновато-коричневыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, с маломощными дайками диабазов и диабазовых порфиритов в нижней части (крестцовская свита), имеющих абсолютный возраст от 1345 до 1245 млн. лет (K–Ar-метод) [7]. Выше залегает сероцветная терригенная толща, представленная в основном тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, из которых выделены комплексы микрофоссилий, датирующих вмещающие породы средним рифеем. Такие толщи вскрыты в Бологоевской, Рослятинской и других скважинах.

Очень важным является разрез скв. Коноша-1, где вскрыты кварцевые песчаники лилового, вишнево-бурого цветов мощностью 147 м. Они отнесены к континентальной песчано-аргиллитовой формации нижнего рифея [6] и сопоставляются по литологическому составу с юлово-ишимской свитой Среднего Поволжья и надеждинской свитой Камско-Бельского авлакогена. Возраст песчаников в

скв. Коноша определен К–Аг-методом в 1700 млн. лет [11], хотя, вероятно, он несколько одревнен. Следует отметить, что скв. Коноша расположена не в прогибе фундамента, а практически в своде Кубенского структурного носа, где поверхность фундамента расположена на отметках –1.0 км [5].

Осадочные породы, подвергнутые метаморфизму, вскрыты в скв. Рыбинская-2 (доломитизированные мраморы с прослоями кварцитов) и скв. Пошехонская (сланцы, а по петрографическому анализу – слабо метаморфизованные первично осадочные породы с остатками органического и углистого вещества). Калий-аргоновым методом возраст мраморов определен в 1400 млн. лет, а сланцев по биотиту – 1510 ± 40 и по мусковиту – 1570 ± 30 млн. лет, т.е. они могут быть отнесены к нижнему рифею, хотя калий-аргоновый метод может давать существенные ошибки в определении возраста. Слабый метаморфизм этих осадочных пород может быть объяснен их положением либо в зоне разлома, либо вблизи контактов с магматическим телом.

Несколькими скважинами в пределах центральной части Московской синеклизы (Лежская, Урдомская-2, Великоустюгская-1 и др.) вскрыты габбро и габбро-диабазы, относимые ранее к кристаллическому фундаменту. Нижние границы этих пород нигде не вскрыты, датировок их к настоящему времени не существует. Правда, у этих интрузивных образований есть существенная особенность. Породы кристаллического фундамента, относимые к архею–раннему протерозою, подвержены высоким степеням метаморфизма вплоть до гранулитовой и представлены гнейсами, амфиболитами, мигматитами или менее метаморфизованными гранитоидами. Габбро и габбро-диабазы сохраняют свою первичную структуру и практически не раздроблены. Только иногда, когда на основных породах залегает кора выветривания (например, скв. Лежская), 5–10 м габбро-диабазов подвержены интенсивному выветриванию и местами в них замещены первичные минералы. Кроме того, единичные датировки основных интрузивов Московской синеклизы (Крестцовские скважины) и геохронологический возраст этих же пород в соседних регионах показывают время их формирования не древнее 1500–1600 млн. лет. Все это позволяет предполагать, что основные породы, вскрытые на границе чехла и фундамента, должны быть отнесены к раннему рифею и, учитывая вышеизложенные геофизические данные, включены в состав нижнего осадочно-магматического чехла. Необходимо обратить внимание на то, что габбро и габбро-диабазы в скважинах расположены на бортах авлакогенов (рис. 5), тогда как на удалении от бортов под чехлом вскрываются высокометаморфизованные породы архея–раннего протерозоя.

Таким образом, высокоскоростной комплекс, выделяемый по геофизическим данным, должен быть датирован как ранний–средний рифей. Верхняя его граница определяется условно, так как в связи с глубоким положением не хватает фактического материала. По возрасту и литологическому составу ниже-среднерифейский комплекс Московской синеклизы соответствует кырпинской серии (надеждинская, калтасинская, арланская свиты) Приуралья и иотнию (салминская, солозерская свиты) и субиотнию юго-запада Балтийского щита, представленными красноцветными песчаниками, кварцитами, алевролитами с подчиненными прослоями доломитов и мергелей, прорванными интрузиями, дайками и силлами габбро-диабазов с возрастом от 1200 до 1600 млн. лет, определенным К–Аг-, U–Pb- и Rb–Sr-методами [2, 7 и др.].

На приведенной схеме распространения ниже-среднерифейского осадочно-магматического комплекса (см. рис. 5) он занимает наиболее прогнутые части Московской синеклизы от юго-западной (Валдайский и Крестцовский грабены) до северо-восточной части (Рослятинский и Великоустюгский грабены). Судя по геофизическим данным, комплекс резко меняет мощность от первых сотен метров до 1–2 км, причем иногда прослеживается над выступами кристаллического фундамента. Практически везде комплекс ограничен разломами, ограничивающими также осадочные толщи среднего-верхнего рифея, т.е. авлакогены более позднего времени. Сейчас практически невозможно провести фациальный анализ ниже-среднерифейских осадочных образований. Однако, учитывая общую закономерность распространения комплекса по площади, можно предположить более широкое его распространение в прошлом. Об этом говорит, в частности, наличие осадочной части комплекса на поднятии фундамента (район скв. Коноша); близко расположенные Ладожская и Онежская впадины; прослеживающиеся на геофизических разрезах выходы верхних частей комплекса за пределы грабеновых структур (см. рис. 2). Если это предположение верно, то надо каким-то образом объяснить современное распространение комплекса. Естественно признать наличие мощного размыва на рубеже примерно 1300–1200 млн. лет, т.е. где-то в низах среднего рифея, в результате которого комплекс сохранился в наиболее прогнутых частях и только в единичных случаях на поднятиях фундамента. Размыву подверглись отложения комплекса мощностью до 1 км. Это означает, что территория Московской синеклизы в конце раннего–начале среднего рифея на протяжении первых десятков миллионов лет испытывала поднятие (или находилась в состоянии высокого стояния).

Ниже-среднерифейский осадочно-магматический комплекс характеризует, скорее всего, квази-платформенный этап развития территории, кото-

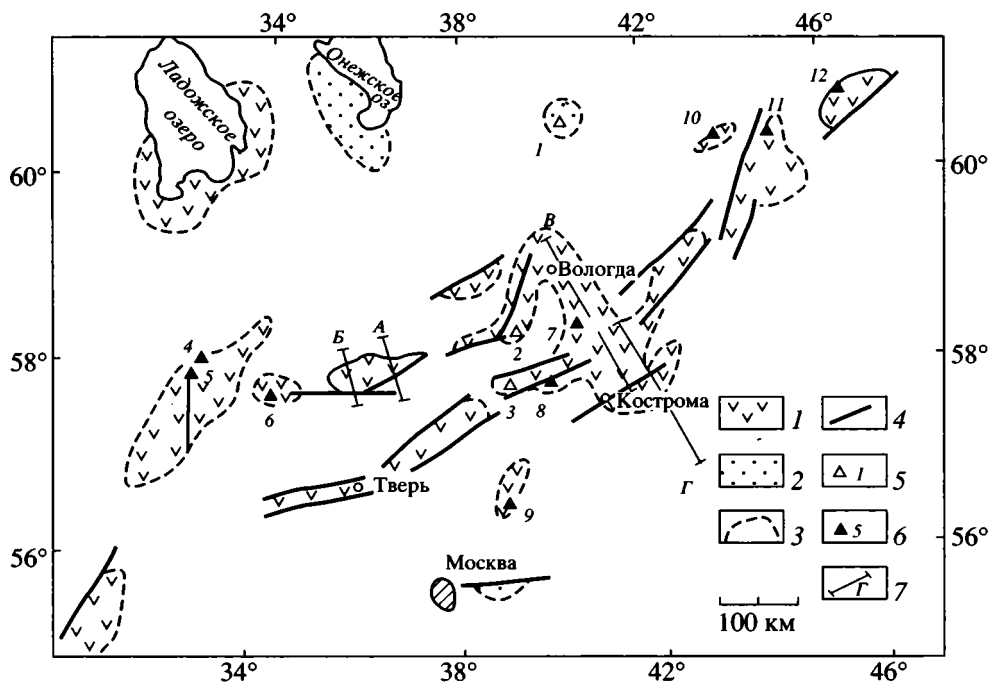


Рис. 5. Схема распространения ниже-среднерифейского осадочно-магматического комплекса в Московской синеклизе.

1 – вулканогенно-осадочные образования; 2 – осадочные образования; 3 – предполагаемые границы распространения комплекса; 4 – разломы; 5, 6 – скважины, вскрывшие: 5 – осадочные образования комплекса (1 – Коноша, 2 – Пошехонская, 3 – Рыбинская-2), 6 – магматические образования (4 – Крестцы-1, 5 – Крестцы-2, 6 – Бологоевская, 7 – Лежская, 8 – Урдомская-2, 9 – Переяславль-Залесская, 10 – Тарногская, 11 – Бобровская, 12 – Великоустюгская); 7 – профили, приведенные в статье: А – рис. 1, Б – рис. 2, В – рис. 3, Г – рис. 4.

рый описывали Р.Е. Айзберг и Р.Г. Гарецкий [1]. Он имеет много общего с готской и дальсандской эпохами Балтийского щита в Юго-Западной Швеции, где происходило дробление фундамента, блоковые движения, магматическая активность, в результате которых формировалась сходная по литологии и мощностям толща. Правда, в Московской синеклизе отсутствуют (вернее, пока неизвестны) гранитоиды платформенного типа, приуроченные к этим этапам. Средне-позднерифейский этап развития Московской синеклизы может быть отнесен к авлакогенному, когда формировались глубокие прогибы, заполненные осадочными образованиями, а магматическая активность прекратилась. Эти два этапа относятся к доплитному периоду развития территории Московской синеклизы.

Аналогичные ниже-среднерифейские комплексы, включающие осадочные и вулканоплутонические породы, распространены и в других районах Восточно-Европейской платформы: Мезенской синеклизе, Волго-Уральской области, Волыно-Оршанской впадине, Рязано-Саратовском и Днепровско-Донецком авлакогенах [8, 14, 18 и др.]. Они отмечаются не только в погруженных районах Русской плиты, но и на щитах: уже упоминавшиеся Ладожский и Онежский грабены южного склона Бал-

тийского щита, Овручский грабен на севере Украинского щита и т.д.; т.е., если учесть предполагающийся мощный разрыв 1300–1200 млн. лет назад, ниже-среднерифейские комплексы покрывали практически всю территорию Восточно-Европейской платформы в виде относительно маломощного пласта (1–2 км). Формирование авлакогенов с накоплением мощных осадочных толщ началось после этапа высокого стояния платформы не ранее среднего рифея. Однако эта гипотеза требует дальнейшей проверки.

Автор благодарит Н.И. Сычкина, С.И. Филина, Л.А. Певзнера и В.И. Горбачева за помощь в сборе фактического материала. Работа выполнена в рамках и при поддержке РФФИ, грант № 98-05-64979.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Общие особенности доплитных и плитных этапов развития древних платформ // Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника. 1981. С. 166–186.
2. Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... докт. геол.-мин. наук в виде науч. доклада. Спб.: ИГГД, 1998. 106 с.

3. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1987. 152 с.
4. *Васина Е.В.* Глубинное строение центральной части Московской синеклизы по данным переинтерпретации сейсмических материалов КМПВ на основе двухмерно-неоднородной модели среды: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1997. 18 с.
5. *Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // *Геотектоника*. 1997. № 3. С. 31–40.
6. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы / Под ред. Иголкиной Н.С. Л.: Недра, 1981. Т. 296. 224 с.
7. Геология и нефтегазоносность Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.В. Бронгулеева. М.: Изд-во МГУ, 1985. 288 с.
8. *Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.Б.* Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое // *Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы*. Фонды "Наука России". М.: Геоинвекс, 1994. С. 5–36.
9. *Золотов А.Н.* Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982. 240 с.
10. История развития и минерагения чехла Русской платформы / Под ред. Старицкого Ю.Г. Л.: Недра, 1981. Т. 308. 224 с.
11. *Клевцова А.А.* Об основных чертах истории развития Русской платформы в рифее // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1971. № 7. С. 11–19.
12. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
13. *Островский М.И.* Основные этапы формирования и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. М., 1970. 106 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 81.)
14. Рифей и венд Белоруссии / Под ред. А.С. Махнача. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
15. Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Ч. Пейтона. В 2-х частях. М.: Мир, 1982. 846 с.
16. *Смильцев Н.П.* Новый подход к комплексной интерпретации геофизических данных // *Геофизика*. 1997. № 6. С. 3–7.
17. *Солонцов Л.Ф., Островский М.И., Аксенов Е.М., Фрухт Д.Л.* Современное представление о палеоструктуре и перспективах нефтегазоносности рифея и венда Московской синеклизы. М., 1970. С. 22–34. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 94.)
18. Структура платформенного чехла Европейского севера СССР / Под ред. В.А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.
19. *Федоров Д.Л., Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н.* Среднерусский авлакоген–тектонический трансфер в системе Прикаспийской и Баренцевоморской нефтегазоносных впадин // *Отечественная геология*. 1996. № 2. С. 50–61.
20. *Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д.* Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. Спб.: ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.

Рецензенты: В.М. Моралев, Ю.Г. Леонов

Tectonic Evolution of the Moscow Syncline in the Riphean

V. G. Nikolaev

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

Based on geophysical and drilling data, the structure and composition of deep horizons of the Moscow Syncline's sedimentary cover are discussed. The Early–Middle Riphean complex, which includes not only sedimentary, but also intrusive rocks, has been recognized, and its spatial distribution in the syncline is described. It is suggested that a deep scour occurred 1200–1300 Ma ago and the aulacogen development commenced in the Middle Riphean.

УДК 551.24/550.361(4-015)

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

© 1999 г. **Е. В. Вержбицкий, В. Г. Казьмин**

Институт океанологии РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 06.04.98 г.

Активная фаза рифтогенеза в Алжиро-Прованском бассейне, по геотермическим данным, началась в начале–середине олигоцена 34 ± 3 млн. лет назад, что согласуется с другими геолого-геофизическими данными. Высокий тепловой фон (81 мВт/м^2) и тонкая (45 км) литосфера свидетельствуют в пользу образования Алжиро-Прованского бассейна вследствие растяжения и спрединга дна. Одновременное образование задуговых бассейнов в Западном и Восточном Средиземноморье в олигоцене (Алжиро-Прованский, Эгейский, Киликийский, или Аданский) связывается с изменением кинематической обстановки в зоне конвергенции Африки и Евразии. Для Тирренского моря выполнен с использованием геотермических данных расчет скоростей раздвижения (спрединга?) в осях раздвижения (Маньяги, Вавилов, Марсили). Установленные таким образом скорости: 1.4 см/год (Маньяги), около 3 см/год (Вавилов) и 5.7 см/год (Марсили) близко совпадают со скоростями, вычисленными по результатам глубоководного бурения. Смещение осей раздвижения с северо-запада на юго-восток и одновременное увеличение скорости раздвижения может свидетельствовать об ускорении “отката” Африканской плиты (т.е. об увеличении угла ее наклона в Калабрийской зоне субдукции) в связи с блокировкой субдукции мощной осадочной толщей Ионической котловины.

ВВЕДЕНИЕ

По современным представлениям, бассейны Восточного и Западного Средиземноморья имеют разное происхождение. В то время, как Восточное Средиземноморье является, в основном, реликтом Мезогеи (ветви океана Тетис, раскрывшейся в раннем мезозое [11, 12, 47]), Западное Средиземноморье образовано двумя неогеновыми задуговыми бассейнами: Алжиро-Прованским и Тирренским [3, 33, 41].

Несмотря на большой объем геолого-геофизических исследований, многие вопросы происхождения и истории бассейнов Средиземного моря остаются неясными. Так, точно не известен возраст литосферы Левантийской и Ионической котловин Восточного Средиземноморья. Геологические данные позволяют лишь ограничить его весьма широкими рамками: от позднего триаса до конца раннего мела. В отдельной работе [6] мы попытались уточнить возраст литосферы этих котловин, используя данные теплового потока. Было установлено, что спрединг океанского дна (раскрытие Мезогеи) происходил в поздней юре и длился, по крайней мере, до 140 млн. лет тому назад.

В этой статье делается попытка проанализировать данные теплового потока Алжиро-Прованской котловины и Тирренского моря (котловины Вавилова и Марсили), чтобы выяснить, насколько история бассейнов Западного Средиземноморья, установленная по результатам сейсмических ис-

следований и бурения, подтверждается геотермическими исследованиями. Наиболее важным направлением статьи является выяснение времени раскрытия Алжиро-Прованского бассейна и скорости раскрытия Тирренской глубоководной котловины.

АЛЖИРО-ПРОВАНСКИЙ БАССЕЙН

Алжиро-Прованский бассейн состоит из Алжиро-Прованской котловины и прилегающих к ней Лигурийского, Балеарского и Альборанского морей, а также Лионского и Валенсийского заливов (рис. 1). Балеарское море отделено от Алжиро-Прованской котловины Балеарскими островами. Алжиро-Прованский бассейн окружен горной системой Альпийского складчатого пояса: на европейском побережье – северными Апеннинскими, Западными Альпами, хребтами Каталонии и Бетских Кордильер, а на африканском побережье – горными массивами Эр-Рифа и Телль-Атласа.

По комплексу геолого-геофизических данных, образование Алжиро-Прованского бассейна относят к олигоцену–миоцену [40]. В олигоцене направление движения Африканской плиты по отношению к Евразии изменилось с меридионального на северо-западное [14], что привело к образованию зон субдукции в Западном Средиземноморье. В тылу зоны субдукции вследствие рифтогенеза и спрединга произошло отделение континентальных блоков Северной Сицилии, Кабильских мас-

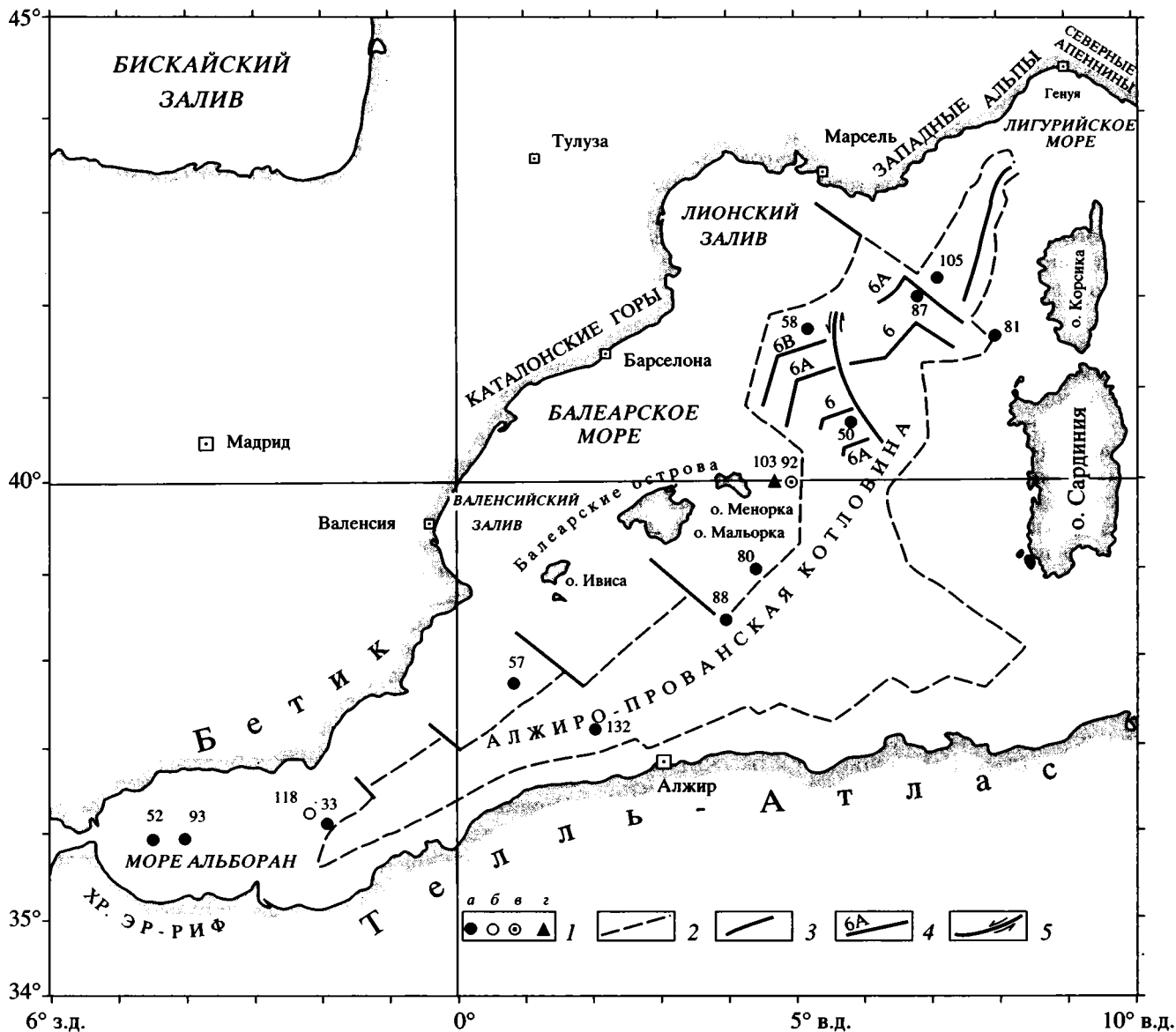


Рис. 1. Карта геотермической изученности Алжиро-Прованской котловины.

1 – точки измерений теплового потока и его плотности в мВт/м², по: а – [27], б – [2, 39], в – [32], з – [28]; 2 – границы океанической коры, по [21, 43]; 3 – разломы; 4 – линейные магнитные аномалии (6, 6А, 6В), по [21]; 5 – сдвиги.

сивов, Корсики и Сардинии, бывших до того частью Европы. В результате образовались неогеновые задуговые бассейны.

Алжиро-Прованская котловина, согласно геолого-геофизическим данным [40], подстилается корой океанического типа (см. рис. 1). На это указывает сейсмический разрез кристаллической части коры. Слой 2 характеризуется скоростями продольных волн 5.2–5.4 км/с, слой 3А – скоростями 6.7 км/с. Граница Мохоровичича ($V_p = 8$ км/с) зафиксирована на глубине 8–10 км от поверхности дна, мощность консолидированной коры около 5 км, что близко к средней мощности океанской коры. Мощность осадочного слоя ($V = 4.1–5.0$ км/с)

достигает 5 км, причем мессинские эвапориты имеют, по данным глубоководного бурения, мощность до 2 км [31].

В Алжиро-Прованской котловине выделены линейные магнитные аномалии 6, 6А и 6В (см. рис. 1), соответствующие позднеаквитанскому и раннебурдигальскому времени (23.5–19 млн. лет), в течение которого в результате спрединга (~3 см/год) сформировалась океаническая кора. В это же время Сардиния (повернувшись против часовой стрелки на 25°) и Корсика заняли современное положение [21].

Положительные региональные гравитационные аномалии в свободном воздухе (до 100 мГал)

и аномалии Буге (до 200 мГал) [9, 45] в Алжиро-Прованской котловине и драгировки толеитовых базальтов [21] также указывают на океанский характер литосферы.

В районе Алжиро-Прованской котловины известно 12 измерений теплового потока, полученных с помощью погружных термоградиентографов [18, 27, 32], и одно измерение в скважине 372 глубоководного бурения [28]; девять из них превышают средний мировой уровень (60 мВт/м²), четыре значения ниже этого уровня – 33, 50, 57 и 58 мВт/м² (см. рис. 1).

Вариации измеренного теплового потока в районе Алжиро-Прованской котловины могут быть обусловлены топографией дна, контрастностью тепло- и теплопроводности пород осадочного чехла [8] и фундамента, быстрым перемещением осадочных масс и другими причинами. Влияние всех этих искажающих факторов может снижаться при оценке средней региональной величины теплового потока вследствие различных условий измерений.

Рассчитанная средняя величина теплового потока Алжиро-Прованской котловины составляет 81 ± 27 мВт/м². В непосредственной близости от скважины DSDP 372 были выполнены специальные исследования теплового потока и получено значение 92 ± 10 мВт/м² [32] (см. рис. 1). Эта величина с точностью 10% совпадает с рассчитанной выше средней величиной. Необходимо отметить, что среднее значение примерно вдвое выше, чем в глубоководных котловинах развитых океанов (40 мВт/м²), указывая на сравнительную молодость Алжиро-Прованской котловины.

В российской-испанской экспедиции на НИС “Академик Николай Страхов” (17-й рейс, октябрь 1993 г.) в восточной части Альборанского моря, примыкающей к Алжиро-Прованской котловине на юго-западе, было выполнено 27 определений теплового потока, среднее его значение составило 118 ± 4 мВт/м² [2, 39]. Поскольку это более чем на 30% превышает среднее значение теплового потока (81 мВт/м²), определенное для Алжиро-Прованской котловины, мы не использовали его в наших расчетах. Скорее всего, значение 118 мВт/м² связано с более молодой, чем Алжиро-Прованская котловина, Альборанской структурой.

Можно оценить средний возраст литосферы Алжиро-Прованской котловины по средней величине теплового потока 81 ± 27 мВт/м², используя решение уравнения теплопроводности для геотермической (кристаллизационной) модели образования океанской литосферы [16, 19, 22, 24, 38, 44, 49]:

$$q = \frac{\lambda_1 T_a}{\sqrt{\pi a t}} = K / \sqrt{t}, \quad (1)$$

где q – мккал/см² с, тепловой поток; $\lambda_1 = 7.5 \times 10^{-3}$ кал/см² с °С, коэффициент теплопроводности

вещества литосферы; $T_a = 1350^\circ\text{C}$, температура астеносферы; $a = 7.8 \times 10^{-3}$ см²/с, коэффициент температуропроводности вещества мантии; t – млн. лет, возраст литосферы.

Подставляя в уравнение (1) эти параметры и среднее значение теплового потока в Алжиро-Прованской котловине, получим:

$$t = \frac{\lambda_1 T_a^2}{\pi a q^2} = K^2 / q^2 = 11.5^2 / q^2 \cong 34 \pm 3 \text{ млн. лет.}$$

Как было отмечено выше, возраст океанской литосферы Алжиро-Прованской котловины, установленный по имеющимся здесь магнитным аномалиям 6.6А и 6В, составляет 23.5–19 млн. лет, т.е. примерно на 10–15 млн. лет меньше, чем возраст дна, полученный по геотермическим данным. При расчете среднего геотермического фона котловины мы использовали данные теплового потока, измеренного как на океанической, так и на утоненной континентальной коре (см. рис. 1), имеющей малую радиогенную составляющую гранитного слоя. Поэтому можно предполагать, что возраст, рассчитанный по геотермическим данным, отражает время начала утонения континентальной литосферы, т.е. время начала рифтогенеза. Это предположение неплохо согласуется с геологическими данными. В раннем олигоцене Сардино-Балеарский блок был еще присоединен к Европе. Об этом, в частности, говорят находки речной гальки, принесенной с хребтов Каталонии и Пиренеев [26].

Время рифтогенеза, отделившего Сардино-Балеарский блок от континента, хорошо датировано бурением и сейсмическими исследованиями в Валенсийском и Лионском заливах, т.е. на пассивной окраине Алжиро-Прованского бассейна. Синрифтовые отложения имеют здесь средне-позднеолигоценный (28–30 млн. лет), а пострифтовые – раннемиоценовый возраст [41]. С учетом точности расчета по геотермическим данным (34 ± 3 млн. лет) совпадение оценок возраста рифтогенеза можно считать удовлетворительным.

Из общего уравнения теплопроводности можно получить выражение, устанавливающее связь между временем остывания океанической литосферы и ее мощностью [5, 16, 37, 50]:

$$H_l = (T_s / T_a) \sqrt{\pi a t}, \quad (2)$$

здесь H_l – км, мощность литосферы; $T_s / T_a = 1200 / 1350^\circ\text{C}$, отношение температур солидуса и ликвидуса базальтов мантии; $a = 7.8 \times 10^{-3}$ см²/с, коэффициент температуропроводности вещества мантии; t – млн. лет, возраст литосферы.

Для возраста 34 млн. лет средняя мощность литосферы центральной части Алжиро-Прованского бассейна получается равной

$$H_1 = (1200/1350) \sqrt{\pi a t} = 7.8 \sqrt{t} \cong 45 \text{ км},$$

что согласуется с величиной, независимо определенной по сейсмологическим данным и равной 40 км [46].

ТИРРЕНСКИЙ БАССЕЙН

Тирренский бассейн с трех сторон обрамляется сложно построенными континентальными блоками: Корсикано-Сардинским на западе, Апеннинским на северо-востоке и Сицилийским на юге. Одним из наиболее дискуссионных вопросов в геологии Тирренского моря остается вопрос о природе коры в его глубоководной (глубже 3000 м) впадине (рис. 2). Развитая здесь тонкая (5–6 км) кора, по данным глубоководного бурения, сложена базальтами [31, 33], по составу близкими к базальтам ложа океанов. Здесь, однако, отсутствуют четко выраженная ось спрединга и линейные магнитные аномалии, поэтому механизм формирования коры остается невыясненным. В качестве возможных способов образования рассматривался “рассеянный (диффузный) спрединг” [23], т.е. наращивание коры в нескольких короткоживущих раздвигих, или очень большое (в 4–5 раз) утонение континентальной коры, сопровождавшееся базальтовым магматизмом [5, 13]. Обе концепции, по сути дела, сходны, так как предполагают сильное растяжение континентальной коры, ее раскалывание и интенсивное внедрение и излияние базальтовой магмы.

Внутреннее строение глубоководной впадины неоднородно. Она включает большое количество блоков, возможно, континентальной природы и участки, сложенные базальтовой новообразованной корой [30]. Одним из таких участков является котловина Марсили шириной примерно 80 км на крайнем юго-западе впадины. Другая котловина – Вавилова отделена от котловины Марсили перемычкой с более мощной (до 16 км) корой (ор. cit.). Возможно, и в самой котловине Вавилова распространение базальтового ложа не сплошное, хотя достоверная информация об этом отсутствует.

Особое место в проблеме происхождения Тирренского моря принадлежит крупным подводным вулканам – Маньяги, Вавилов и Марсили, расположенным в пределах глубоководной впадины. Эти овалы формы подводные вулканы с субмеридиональными длинными осями рассматривались как оси рассеянного спрединга [48]. В то же время состав вулканитов (щелочные и субщелочные базальты, известково-щелочные лавы [15, 42, 43]) значительно отличается от магнезиальных толеитов ложа глубоководной впадины

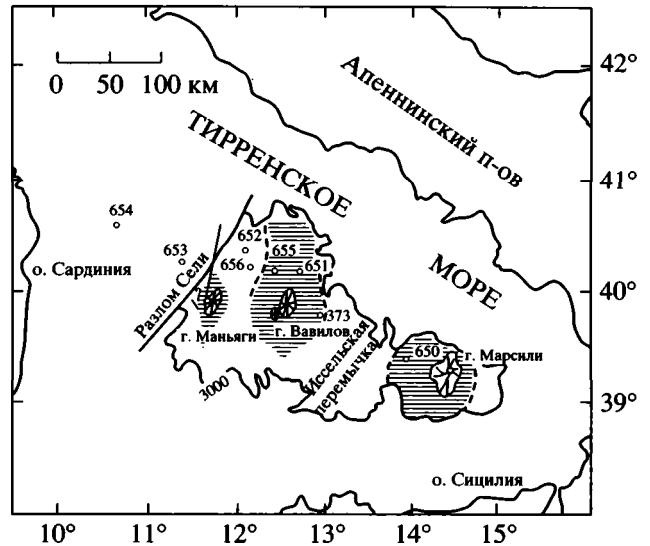


Рис. 2. Участки глубоководной котловины Тирренского моря (глубже 3400 м), возможно, с новообразованной базальтовой корой (заштриховано).

Кружки с номерами – скважины глубоководного бурения.

[20]. Было высказано предположение [13], что рассматриваемые подводные вулканы сходны с осевыми вулканическими хребтами Афара. Последние сформировались вдоль осей раздвижения после того, как активный раздвиг прекратился или, во всяком случае, резко замедлился. Как и в Тирренском море, вулканиты осевых хребтов Афара отличаются от более ранних базальтов повышенной щелочностью и дифференцированным составом. Высказанное предположение можно подтвердить, используя данные о возрасте базальтового ложа в котловине Вавилова и возрасте самого вулкана Вавилов. По данным глубоководного бурения [34], возраст базальтов, установленный К-Аг методом в районе осевой зоны котловины (скв. 651, см. рис. 2), 3.0 и 2.6 млн. лет. Примерно в 22 км западнее (скв. 655) возраст базальтов равен уже 4.3 млн. лет. Известно также определение 7.2 ± 0.9 млн. лет, полученное на восточной окраине котловины в скважине 373 [20]. Хотя точность последнего определения из-за сильной изменчивости пород невелика, все же можно считать, что возраст базальтового ложа котловины, т.е. время активного раздвижения (спрединга?), приходится на интервал 2.6–7.0 млн. лет.

На самом вулкане Вавилов датированы молодые вулканические конусы в его гребневой части. Возраст базальтов, установленный К-Аг методом, 0.37 ± 0.10 млн. лет и < 0.12 млн. лет, т.е. средне- или позднеплейстоценовый [42]. В базальтах нижней части вулкана есть линзы карбонатных илов, содержащих позднеплейстоценовую микрофауну (ор. cit.). Анализ магнитных аномалий [29]

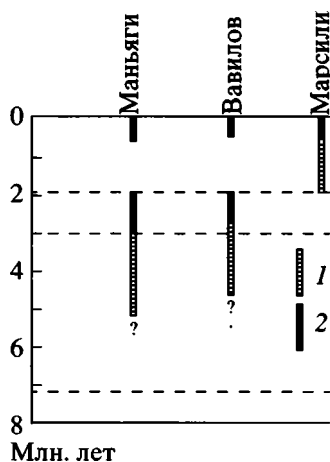


Рис. 3. Хронология событий в осях раздвижения в глубоководной впадине Тирренского моря.
1 – спрединг; 2 – развитие осевых вулканов.

показал, что молодые привершинные излияния происходили в эпоху Брюннес (0–0.78 млн. лет), а основное тело вулкана формировалось во время доолдувайского интервала эпохи Матуяма (2.02–2.64 млн. лет). Таким образом, вулкан сформировался в течение двух фаз – в позднем плиоцене и среднем–позднем плейстоцене после завершения спрединга в котловине Вавилова.

Аналогичные соотношения, по-видимому, характерны и для вулканов Маньяги и Марсили.

Скорости раздвижения в осях Маньяги, Вавилова и Марсили глубоководной впадины Тирренского моря по величинам теплового потока

q	t	t_1	d	V	$V_{\text{ср}}$
Ось Маньяги					
117	12.9	9.9	34	0.35	0.68
155	7.3	4.3	27	0.63	
185	5.2	2.2	23	1.05	
Ось Вавилова					
203	5.6	3.1	40	1.3	1.52
237	3.9	1.3	32	2.46	
162	8.2	5.6	57	1.02	
176	7.0	4.4	50	1.14	
221	4.4	1.8	30	1.66	
Ось Марсили					
193	3.7	2.9	63	2.17	2.84
202	3.4	2.6	73	2.81	
267	1.9	1.1	39	3.54	

Примечание: q – тепловой поток, в мВт/м²; t – возраст дна, в млн. лет; t_1 – время раздвижения, в млн. лет; d – расстояние от оси спрединга, в км; V – полускорость спрединга, в см/год; $V_{\text{ср}}$ – средняя полускорость спрединга, в см/год.

Для лав вулкана Маньяги известны К-Аг определения $2.7\text{--}3.0 \pm 0.2$ млн. лет [43], т.е. этот вулкан древнее вулкана Вавилова. Палеомагнитные данные позволяют предполагать и более поздние проявления вулканической активности в эпохи Матуяма и Брюннес – 2.02–2.64 и 0–0.78 млн. лет [29]. Природа основания вулкана не известна. Если предполагать, что он также связан с осью раздвижения, то активный раздвиг в последней должен был прекратиться до 3 млн. лет.

С вулканом Марсили положение более ясное. Бурение в краевой части котловины Марсили (скв. 650) вскрыло базальты, перекрытые карбонатными осадками с возрастом около 1.87 млн. лет. Следовательно, возраст подстилающих базальтов – конец позднего плиоцена. В вершинной части вулкана Марсили известны лавы с возрастом < 0.2 млн. лет [43]. Вулкан сложен базальтами с нормальной намагниченностью, т.е. его формирование не вышло за пределы эпохи Брюннес [29]. Таким образом, спрединг в котловине Марсили происходил в конце плиоцена–начале плейстоцена (2.0–0.8 млн. лет), а сам вулкан сформировался позднее. Этапы развития осей раздвижения в глубоководной котловине Тирренского моря суммированы на рис. 3.

Используя приведенные данные, можно оценить скорости раздвижения в котловине Вавилова и Марсили. Ширина базальтового ложа в котловине Марсили около 80 км (см. рис. 2). Оно было сформировано между 2 и 0.7–0.8 млн. лет, т.е. в течение 1.2 или 1.3 млн. лет (таблица). Скорость спрединга должна была составлять примерно 6.1 см/год (полускорость около 3 см/год). Возможно, что скорость была несколько меньшей, так как время начала образования вулкана точно не известно. Если считать, что вулкан Марсили начал формироваться около 0.4 млн. лет тому назад, т.е. одновременно с последней вспышкой вулканизма на вулкане Вавилов, то скорость спрединга окажется равной 5 см/год, а полускорость, соответственно, 2.5 см/год.

Для котловины Вавилова можно дать достаточно точную оценку скорости спрединга. Расстояние между скважиной 651 и скважиной 655 на самой оси раздвижения равно 22 км, а разность в возрасте коры составляет 1.7 млн. лет (4.3–2.6 млн. лет). Полускорость спрединга, соответственно, составляла 1.3 см/год, полная – 2.6 см/год. Значительно меньшую величину получим, измеряя скорость спрединга между осью раздвижения и скважиной 373. Расстояние здесь примерно 32 км, а временной интервал с учетом возможной ошибки в определении возраста базальта (7.2 ± 0.9 млн. лет) может составлять от 3.7 (6.3–2.6 млн. лет) до 5.5 млн. лет (8.1–2.6 млн. лет). Даже при минимальном значении этой величины мы все же получим значение полускорости, равное 0.87 см/год. Вероятно, справедливо предположение, что древние базальты сква-

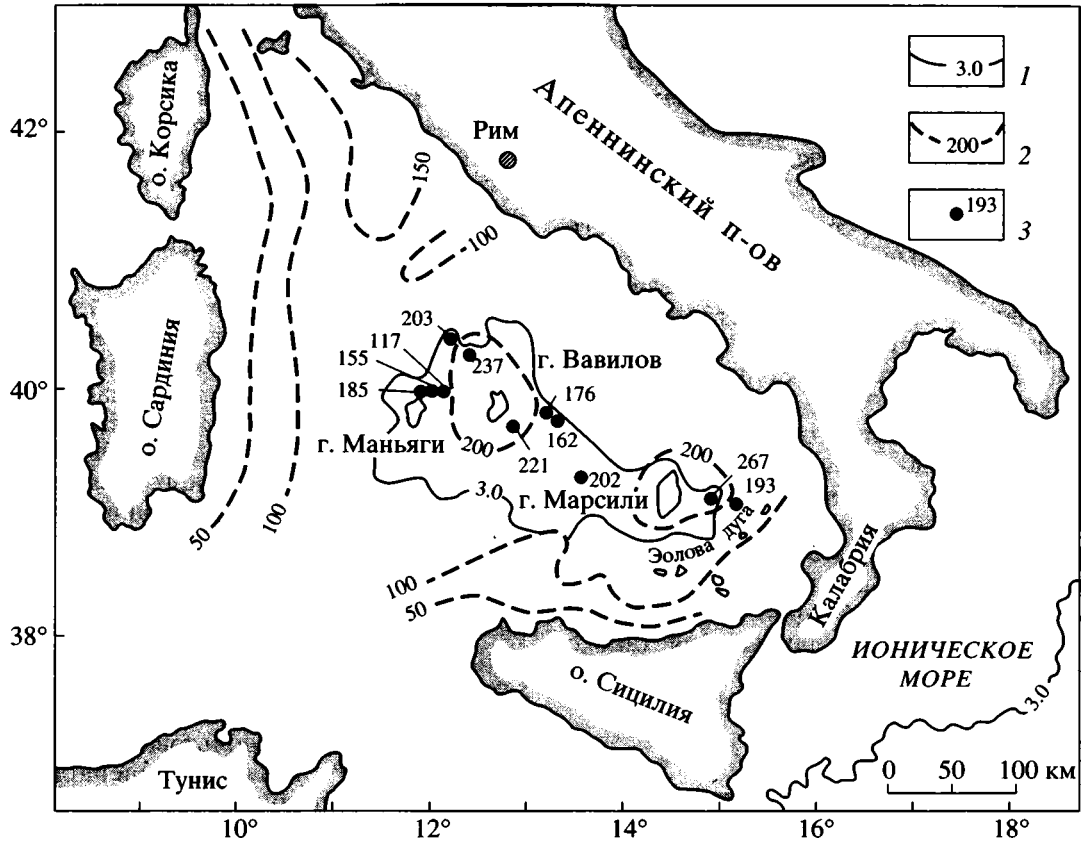


Рис. 4. Карта геотермической изученности Тирренского моря.

1 – изобаты, в км; 2 – изолинии плотности теплового потока, в мВт/м², по [25]; 3 – точки измерений теплового потока, в мВт/м², использовавшиеся при расчетах.

жины 373 накапливались еще до начала спрединга [13]. Как показали результаты бурения на пассивной Корсикано-Сардинской окраине глубоководной впадины Тирренского моря, синрифтовые комплексы отвечают интервалу от верхов тортона до низов плиоцена. Таким образом, излияния древнейших базальтов, обнаруженных в скважине 373, совпадают по времени с эпохой рифтогенеза, предшествовавшей спредингу. Спрединг же, происходивший в раннем-позднем плиоцене, характеризовался полускоростью 1.3 см/год.

Интересно сопоставить приведенные выше расчеты с данными по тепловому потоку Тирренского моря [7, 10, 17, 25].

Для трех осей раздвижения в Тирренском море (Маньяги, Вавилова, Марсили) были построены по формуле (1) теоретические кривые зависимости величины теплового потока от возраста дна, исходя из кристаллизационной модели формирования литосферы в осях спрединга [5]. Эти кривые с достаточной точностью описывали реальное распределение величин теплового потока на флангах соответствующих осей, что подтверждало спрединговую природу литосферы в котлови-

нах Вавилова и Марсили. Была также сделана попытка определить скорость спрединга. Для этого по значениям теплового потока в отдельных точках определялся теоретический возраст литосферы. Делением расстояния от оси спрединга на теоретический возраст литосферы в данной точке определялась скорость спрединга. Полученные значения сравнивались со скоростями, рассчитанными для точек, в которых возраст коры был определен глубоководным бурением. В этих расчетах не были учтены некоторые данные по возрасту базальтового ложа в котловине Вавилова и данные палеомагнитного анализа по горам Маньяги, Вавилова и Марсили, опубликованные после выхода статьи. Кроме того, в расчетах возраст осей раздвижения принимался нулевым.

Ниже приводится расчет скоростей спрединга с учетом внесенных поправок. Расчет производился по той же методике, что и в ранее опубликованной работе [5], но с учетом возраста оси спрединга, составляющего для осей Маньяги примерно 3, Вавилова – 2.6, а для оси Марсили – около 0.8 млн. лет. Для вычисления возраста выбирались значения теплового потока, наиболее близкие к

теоретической кривой остывания литосферы, которые приведены на рис. 4. Возраст литосферы рассчитывался по формуле (1) при $K = 9-11.5$. Время раздвижения определялось как разность между полученным возрастом и возрастом оси спрединга. Полученные результаты представлены в приведенной выше таблице.

Как видно из таблицы, средние полускорости спрединга, рассчитанные по геотермическим данным, очень близки к вычисленным по результатам глубоководного бурения. Для котловины Вавилова, где полускорость спрединга установлена бурением наиболее точно (1.3 см/год), отклонение составляет менее 17%. Еще лучше совпадение результатов для котловины Марсили: по результатам бурения полускорость спрединга здесь 2.5–3.0 см/год, а по геотермическим данным – 2.84 см/год. Надежность геотермических расчетов для котловин Вавилова и Марсили позволяет принять как достаточно достоверную и оценку полускорости раздвижения для оси Маньяги 0.68 см/год. Геологические данные для такого расчета отсутствуют.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Расчет возраста литосферы Алжиро-Прованской котловины геотермическим методом дал цифру 34 ± 3 млн. лет. Учитывая геологическую информацию [40], можно считать, что полученный возраст отражает время рифтогенеза, т.е. сильного утонения континентальной литосферы и подъема компенсирующего выступа астеносферы. Как и предполагалось [4], геотермическая эволюция бассейнов с сильно утоненной континентальной литосферой близка к эволюции бассейнов с новообразованной океанской литосферой. Это положение справедливо, очевидно, лишь для тех случаев, когда континентальная литосфера утоняется настолько значительно, что дальнейшее утонение может привести к ее разрыву и началу спрединга. Как показывают наблюдения на пассивных окраинах, речь идет об утонении в 3–5 раз. В континентальных рифтах со сравнительно мощной континентальной корой (утонение $\beta \approx 1.2$) закономерность остывания литосферы, описанная выше, будет сильно осложнена поступлением радиогенного тепла и другими факторами.

Как отмечалось ранее, для другого задугового бассейна Средиземного моря, Эгейского, геотермические расчеты также дали возраст, близкий к началу рифтогенеза, – 30 млн. лет [6]. Этот результат интересен еще и потому, что он достаточно убедительно подтверждает одновременность образования задуговых бассейнов в Восточном и Западном Средиземноморье.

Уже давно высказывалось предположение о связи образования Алжиро-Прованского бассейна с изменением вектора сближения Африки и Ев-

разии в олигоцене [14]. Одновременность образования задуговых бассейнов также и в Восточном Средиземноморье (Эгейский бассейн, Киликийский бассейн к северу от Кипра и его наземное продолжение – Аданский или Сейханский, бассейн) [6] является, с нашей точки зрения, дополнительным аргументом в пользу такого дополнения. Соответствующая реконструкция с использованием “Палеогеографического атласа Северной Евразии” [35] дана на рис. 5.

Для Тирренского моря удалось выполнить расчеты скорости спрединга по величинам теплового потока и сравнить полученные результаты с имеющимися геологическими данными. Существенно новым в этих расчетах явилось то, что для трех известных осей спрединга удалось установить время прекращения активного раздвижения и перехода к формированию над ними шитовых вулканов (Маньяги, Вавилова, Марсили). С учетом этих данных средняя скорость спрединга, рассчитанная по геотермическим данным, оказалась близкой к полученной по данным глубоководного бурения [34]. Различия в оценках не превышают 17%. Очевидно, оценки скорости спрединга по геотермическим данным достаточно надежны и могут быть эффективно использованы в бассейнах с корой океанского типа, где линейные магнитные аномалии отсутствуют. Последнее, как в случае Тирренского моря, характерно и для ситуации, когда раздвижение идет из нескольких короткоживущих и быстро сменяющих одна другую осей.

Интересен и другой аспект полученных результатов. В последовательно возникавших осях спрединга Маньяги–Вавилова–Марсили скорость раздвижения нарастала. Для оси Маньяги она составляла 1.2 см/год, для оси Вавилова – 2.6–3.0 см/год, а для оси Марсили – 5–6 см/год. Таким образом, в начальный период раскрытия глубоководной впадины скорость раздвижения соответствовала минимальной для срединно-океанских хребтов, затем она возросла до уровня медленноспрединговых и, наконец, быстроспрединговых хребтов. В чем причина такого ускорения темпа раскрытия задугового бассейна, остается предметом предположений. Если предполагать, что раскрытие обусловлено эффектом отката (rollback) погружающейся в зоне субдукции Африканской плиты [13], то можно говорить об убыстрении темпа погружения и увеличения угла ее наклона. Возможно, плита начинает быстрее “тонуть” в мантии в связи с тем, что мощная осадочная толща Ионического бассейна все сильнее блокирует субдукцию в Калабрийской дуге.

Другая возможная причина – возрастающее влияние выступа астеносферы под Тирренским морем. Высокий уровень астеносферного поднятия [36] может приводить к его “растеканию” в силу гравитационной неустойчивости. В сочетании со снижением вязкости коры и мантийной части литосферы в результате прогресса, создающим

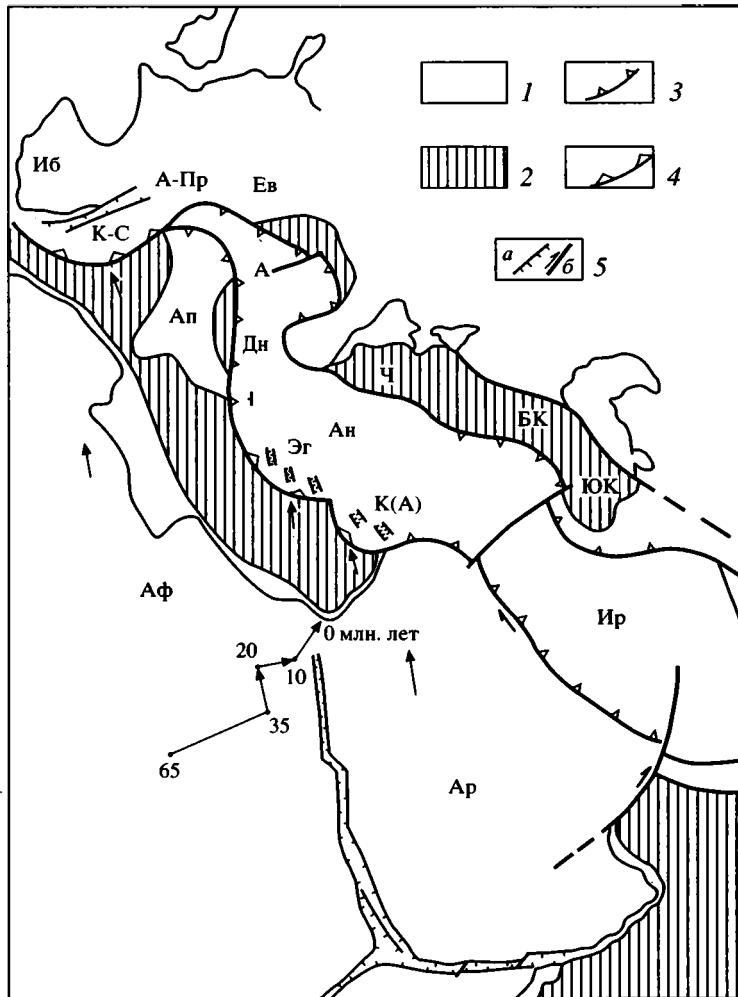


Рис. 5. Реконструкция Средиземноморского бассейна на 30 млн. лет.

1 – континентальные блоки; 2 – глубоководные бассейны; 3 – фронт надвига; 4 – зона субдукции; 5 – сброс (а), сдвиг (б). Стрелками показано направление движения Африканской плиты относительно Евразийской в олигоцене. Показана также траектория движения Африки относительно Евразии за последние 65 млн. лет [14].

А – Альпы; Ан – Анатолия; Ап – Апулия; А-Пр – Алжиро-Прованский бассейн; Ар – Аравия; Аф – Африка; БК – Большой Кавказ; Дн – Динариды; Ев – Европа; Иб – Иберия; Ир – Иран; КС – Корсика-Сардиния; бассейны: К(А) – Киликийский (Аданский); Ч – Черноморский; Эг – Эгейский; ЮК – Южно-Каспийский.

условия для вязкого течения [1], такой процесс может способствовать ускорению раздвига. Как подчеркивает Артюшков (op. cit.), растяжение реализуется в том случае, когда оба или один из обрамляющих рифтовую зону литосферных блоков имеет возможность отодвигаться. В случае Тирренского моря такая возможность имеется у Калабрийского блока, смещающегося в сторону Ионического бассейна.

ВЫВОДЫ

1. Геотермические данные свидетельствуют об олигоценовом (34 ± 3 млн. лет) возрасте Алжиро-Прованского бассейна. Сопоставление с геологической информацией позволяет коррелиро-

вать этот возраст с эпохой рифтогенеза, предшествовавшей началу спрединга. Подтверждается вывод, полученный ранее для Восточного Средиземноморья, о том, что величины теплового потока в задуговых бассейнах отражают термическую эволюцию литосферы с момента ее сильного утонения (рифтогенеза).

2. В глубоководной впадине Тирренского моря по геотермическим данным рассчитаны скорости раздвижения (спрединга?) для трех осей: Маньяги, Вавилова и Марсили. Они равны, соответственно, 1.4, 3.0 и 5.7 см/год и близки к скоростям, рассчитанным по данным глубоководного бурения. Оценка скорости раздвижения по величинам теплового потока эффективна для бассейнов, где нет линейных магнитных аномалий. Увеличение скорости

раздвижения от древних осей к молодым может свидетельствовать об ускорении "отката" (rollback) Африканской плиты, т.е. об увеличении угла ее наклона в Калабрийской зоне субдукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 454 с.
2. *Басов И.А., Богданов Н.А., Комас М. и др.* Современные осадки, тепловой поток и гравитационное поле в Альборанском море (Западное Средиземноморье) // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 2. С. 229–234.
3. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Чехович В.Д. и др.* Тектоническая карта Средиземного моря. М.: Институт литосферы РАН, Роскартография, 1994.
4. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 132 с.
5. *Вержбицкий Е.В., Золотарев В.Г., Сборщиков И.М.* Тепловой поток в задуговых бассейнах (на примере Тирренского моря) // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 6. С. 1005–1014.
6. *Вержбицкий Е.В., Казьмин В.Г.* Геотермический режим и генезис литосферы бассейнов Восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1998. № 3. С. 51–58.
7. *Вержбицкий Е.В., Сборщиков И.М., Шиловский П.П.* Тепловой поток и геология Тирренского моря // Океанология. 1988. Т. 18. Вып. 4. С. 639–643.
8. *Живаго А.В.* Проявления соляной тектоники в поверхностных слоях донных отложений Средиземного моря. М.: Наука, 1994. 60 с.
9. Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. 207 с.
10. *Золотарев В.Г., Сочельников В.В., Кондюрин А.В., Чжу Р.Н.* Результаты измерения теплового потока в Индийском, Атлантическом океанах и Средиземном море // Теоретические и экспериментальные исследования геотермического режима акваторий. М.: Наука, 1991. С. 167–176.
11. История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. 156 с.
12. *Казьмин В.Г.* Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14–23.
13. *Казьмин В.Г.* К проблеме образования Тирренского моря // Геотектоника. 1990. № 3. С. 88–97.
14. *Савостин Л.А., Сибуэ Ж.К., Зоненшайн Л.П. и др.* Мезо-кайнозойская кинематика литосферных плит, обрамляющих океан Тетис (от Атлантики до Памира) // История Тетис / Ред. А.С. Монин и Л.П. Зоненшайн. М.: Изд-во ИОАН СССР, 1987. С. 7–20.
15. *Сборщиков И.М., Альмухамедов А.И.* Подводные вулканы Тирренского моря – свидетели раскрытия задугового бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 66–77.
16. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
17. *Хуторской М.Д., Городницкий А.М., Гольмшток А.Я., Сочельников В.В., Кондюрин А.В.* Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря // Геотектоника. 1986. № 5. С. 116–123.
18. *Хэньель Р.* Критический обзор измерений теплового потока в морских и озерных осадках // Тепловое поле Европы / Под ред. Чермака В. и Рибакха Л. М.: Мир, 1982. 376 с.
19. *Anderson R.N.* 1980 update of heat flow in the East and Southeast Asian Seas // The tectonics and geologic evolution of Asian and Island. Wash.: D.C., 1980. Geophys. Monogr. Ser. Vol. 23. P. 319–326.
20. *Barbery F., Bizouard H., Capaldi G. et al.* Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain // Init. Rep. DSDP. 1978. Vol. 42. P. 509–514.
21. *Burrus J.* Contribution to geodynamic synthesis of the Provencal Basin (North-Western Mediterranean) // Mar. Geol. 1984. Vol. 55. № 314. P. 271–290.
22. *Carlson R.L., Johnson H.P.* On modeling the thermal evolution of the oceanic upper mantle: An assessment of the cooling plate model // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B2. P. 3201–3214.
23. *Cochran J.R.* Galf of Aden: Structure and evolution of a young ocean basin and continental margin // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. № 1. P. 263–287.
24. *Davies E.E., Lister C.R.B.* Fundamentals of ridge crest topography // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 21. P. 405–413.
25. *Della Vedova B., Pellis G., Foucher J.P., Rehault J.P.* Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea // Mar. Geol. 1984. Vol. 55. P. 271–290.
26. *Durand-Delga M.* Ouvertures oceaniques de Mediterranee occidentale et dislocation des chaines alpines / Ed. F.C. Wezel // Sedimentary Basins of Mediterranean Margins. C.N.R. Italian Project of Oceanography. Bologna: Tecnoprint, 1981. P. 415–431.
27. *Erickson A.J., Simmons G., Ryan W.B.F.* Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean Sea // Intern. Symp. on the struct. hist. of the Mediterranean basins. 1977. P. 263–280.
28. *Erickson A.J., Von Herzen R.P.* Down-hole temperature measurements. Deep Sea Drilling Project, leg. 43A // Init. Rep. DSDP. 1978. Vol. 42. Pt. 1. P. 857–871.
29. *Faggion O., Pinna E., Savelli C., Shreider A.A.* Geomagnetism and age study of Tyrrhenian seamounts // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 123. P. 915–930.
30. *Finetti I., De Ben A.* Geophysical study of the Tyrrhenian opening // Boll. geofis. Teoret. Appl. 1986. Vol. 28. № 110. P. 75–155.
31. *Hsu K., Montadert L., Bernoulli D. et al.* Initial Reports of the DSDP. Wash.: D.C, 1978. Vol. 42. 1078 p.
32. *Hutchinson R.P., Von Herzen R.P., Loudon K.E. et al.* Heat flow in the Balearic and Thyrrhenian Basins, Western Mediterranean // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. № B1. P. 685–701.
33. *Kastens K., Mascle J., Auroux C. et al.* ODP scientific party: Proceedings of the Ocean Drilling Program. Pt. A. // Init. Rep. DSDP. 1987. Vol. 107. Sites 650/656: Tyrrhenian Sea. P. 1–1005.
34. *Kastens K.A.J., Mascle C., Auroux C. et al.* Proc. ODP scientific Results. Colledge Station. TX. 1990. Vol. 107. 772 p.

35. *Natapov L.M., Baluchovsky A.N., Bocharova N.Yu. et al.* Paleogeographic reconstructions of Eurasia in the Late Cretaceous and Cainozoic // 5-th Zonenshain Conf. Plate Tect.: Abstr. Kiel, Germany: GEOMAR, 1995. P. 161.
36. *Panza G.P.* Structure of the lithosphere–asthenosphere system in the Mediterranean region // *Ann. Geophysical.* 1984. Vol. 2. № 2. P. 137–138.
37. *Parker R.L., Oldenburg D.W.* Thermal model of ocean ridges // *Nature. Phys. Sci.* 1973. Vol. 242. P. 137–139.
38. *Parsons B., Sclater J.C.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. № 5. P. 803–827.
39. *Polyak B.G., Fernandez M., Khutorskoy M.D. et al.* Heat flow in the Alboran Sea; Western Mediterranean // *Tectonophysics.* 1996. Vol. 263. P. 191–218.
40. *Rehault J.P., Boillot G., Mauffret A.* The Western Mediterranean Basin geological evolution // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 55. № 3/4. P. 447–477.
41. *Rehault J.P., Boillot G., Mauffret A.* The Western Mediterranean Basin // *Geological Evolution of the Mediterranean Basin.* Springer, 1985. № 4. P. 101–130.
42. *Robin C., Calantoni P., Genesseeux M., Rehault J.P.* Vavilov seamount: a mildly alkaline quaternary volcano in the Tyrrhenian basin // *Marine Geology.* 1987. Vol. 78. № 1/2. P. 125–136.
43. *Selli R., Lucchini F., Rossi P.L., Savelli C., Del Monte M.* Dati geologici, petrochimici e radiometrici sui vulcani centro-tirrenici // *Giorn. Geol.* 1977. Vol. 42. № 1. P. 221–246.
44. *Stein C.A., Stein S.* Constraint on Pacific midplate swells from global depth-age and heat flow-age models // *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism. Geophys. Monogr. Ser. Ed. M.S. Pringle et al.* 1993. Vol. 77. P. 53–76.
45. *Suhadolc P., Panza G.F.* Physical properties of the lithosphere–asthenosphere system in Europe from geophysical data // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 176. № 1/2. P. 123–135.
46. *Suhadolc P., Panza G.P.* The European-African collision and its effects on the lithosphere-asthenosphere system // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 146. P. 59–66.
47. *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123. № 1/4. 315 p.
48. *Verzhbitsky E.V., Sborshchikov I.M.* Heat flow and spreading rate in back-arc basins: The example of the Tyrrhenian Sea // *J. Geodynamics.* 1988. Vol. 10. P. 85–91.
49. *Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N.* Heat flow in back-arc basin of the Western Pacific // *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins.* Wash.: D.C., 1977. M. Ewing Ser. Vol. 1. P. 137–185.
50. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickness of the plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25. P. 305–312.

Рецензенты: Б.Г. Поляк, А.Л. Книппер

Geothermal Regime and Specific Features of the Tectonic Evolution of the Western Mediterranean Basins

E. V. Verzhbitskii and V. G. Kaz'min

Oceanology Institute, Russian Academy of Sciences, Krasikova ul. 23, Moscow, 117218 Russia

According to the data on heat-flow parameters, the active phase of rifting in the Algiers–Provencal basin started in the Early–Middle Oligocene, 34 ± 3 Ma, and this correlates with other geological and geophysical data. The high background heat-flow values (81 mW/m^2) and thin (45 km) lithosphere indicate that the Algiers–Provencal basin was formed by extension and sea floor spreading. Contemporaneous formation of back-arc basins in the western and eastern Mediterranean during the Oligocene (Algiers–Provencal, Aegean, Cilician, or Adana) is connected with the change in the kinematic conditions in Africa–Eurasia convergence zone. For the Tyrrhenian Sea, the rate of spreading was calculated from heat-flow data for the three axes of spreading (Magnaghi, Vavilov, and Marsili). The rates of spreading received: 1.4 cm/year (Magnaghi), about 3 cm/year (Vavilov), and 5.7 cm/year (Marsili), are very close to the rate values calculated from deep sea drilling data. The south-eastward shift of the axes of spreading with a simultaneous acceleration of spreading may indicate the acceleration of the rollback of the African plate (i.e., an increase in its dip angle in the Calabrian subduction zone), in the context of blocking the subduction by the thick sedimentary strata of the Ionian basin.

УДК 551.243(265.2)

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ-ТРЕТИЧНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЧУКОТСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАССЕЙНА ХОУП И НАДВИГОВОГО ПОЯСА ГЕРАЛЬДА (ЧУКОТСКОЕ МОРЕ)

© 1999 г. Б. А. Натальин

*Стамбульский технический университет, Стамбул, Турция
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Владивосток*

Поступила в редакцию 15.07.98 г.

На севере Чукотского полуострова и на его шельфе выявлен простирающийся в северо-восточном направлении правосторонний сдвиг Чегитунь-Лисбурн, вдоль которого осуществлялась передача смещения от зоны растяжения северо-западного крыла к располагающейся на том же крыле зоне сжатия. На Чукотке разлом представлен Ратхатским и Ныныкинским правыми сдвигами. Зона растяжения выражена сбросами северо-западного простириания, определяющими структуру третичного бассейна Хоуп, и сбросами севера Чукотского полуострова. Зоне сжатия соответствуют надвиги полуострова Лисбурн Аляски и гряды Геральда в Чукотском море. Охарактеризованная кинематическая система была активна в эоцен-олигоцене, но, возможно, образовалась еще в позднем мелу. Формирование ее связано с поздней стадией орогенического коллапса земной коры, утолщенной в ходе образования Берингоморской ороклинали.

ВВЕДЕНИЕ

Район Берингова пролива и прилегающие акватории Берингова и Чукотского морей представляют собой сложный структурный узел, в котором сочленяются позднекомовая Южно-Ашойская сутура Чукотки и лежащая на ее простириании позднеюрско-раннемеловая сутура Кобук северной Аляски (рис. 1). К узлу вплотную подходит раннемеловой складчато-надвиговой пояс хр. Брукса, не имеющий явного продолжения на территории Чукотки. Чукотский складчатый пояс здесь выклинивается. Этот район имеет большое значение для корреляции структур Чукотки и северной Аляски, которые имеют много общего в геологическом строении [2, 7, 8, 10, 23]. Расшифровка деталей такой корреляции в значительной мере осложняется тем, что в середине мела район подвергся растяжению [22, 32], в результате которого сформировались метаморфические купола Чукотка и Сьюард, где к поверхности были подняты метаморфические породы амфиболитовой и гранулитовой фаций, изначально залегавшие на глубинах около 25 км [17, 20]. Существовал и более поздний эпизод растяжения – в конце мела – начале третичного периода, образовавший бассейн Хоуп в Чукотском море [26, 42].

Особенностью района является существование расположенных почти под прямым углом складчато-надвиговых поясов – Брукса и Геральда. Одной из первых попыток объяснения этой необычной геометрии было привлечение гипотезы Берингоморской ороклинали или Чукотского синтаксиса [11, 38, 40], согласно которой надвиговые пояса

Брукса и Геральда представляют собой единый резко изогнутый надвиговой пояс. Этому противоречат указания на то, что надвиговые пояса имеют разный возраст – пояс Брукса был сформирован к концу альба, а в поясе Геральда в надвиги вовлечены и среднемеловые отложения [25, 26, 31, 34]. В статье предлагается модель формирования и структурного сочленения этих поясов, основанная на выявлении системы сбросов северо-западного простириания, связанных с зоной правосторонних сдвигов северо-восточного простириания на севере Чукотского полуострова и прослеживании этих структур на основании геофизических данных на шельфе Чукотского моря.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПОЛУОСТРОВОВ ЧУКОТКА И СЬЮАРД

На большей части северной половины Чукотского полуострова распространены метаморфические породы амфиболитовой фации (рис. 2). Вдоль побережья Чукотского моря они обрамлены палеозойскими терригенно-карбонатными отложениями, которые лишь у контактов с глубоко метаморфизованными породами затронуты метаморфизмом зеленосланцевой фации. Меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса залегают с несогласием в основании, а комагматичные им гранитоиды прорывают метаморфический комплекс [6, 12]. К северу, в Чукотском море, выявлен Южно-Чукотский прогиб [5] или прогиб Хоуп [26], выполненный мезозойско-третичными отложениями. Предполагается, что его формирование было обусловлено

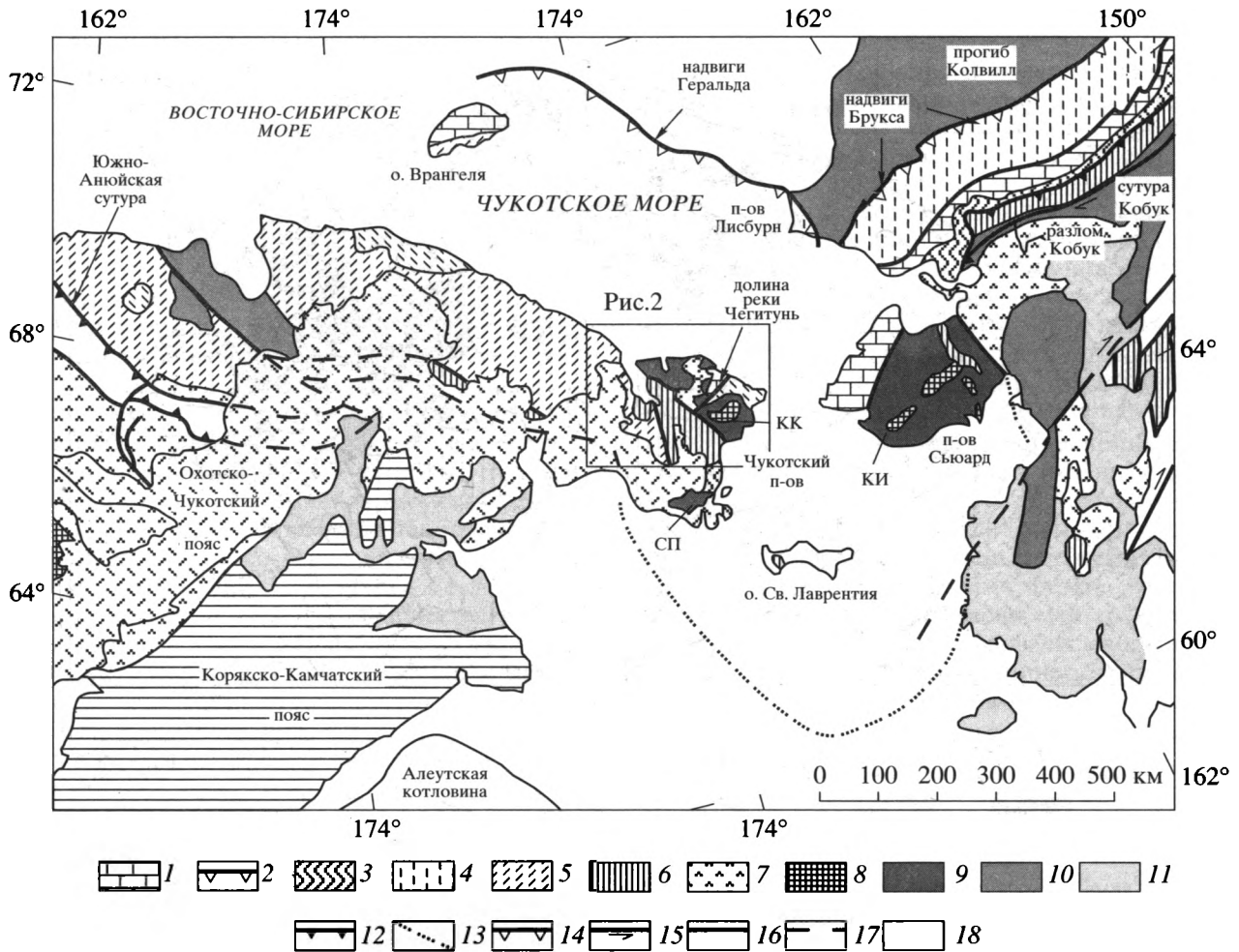


Рис. 1. Схема главных тектонических единиц Чукотки и северной Аляски. Буквами обозначены: КИ – купол Киглуайк, КК – Кооленский купол, СП – Сеньявинское поднятие.

1 – ордовикско-нижнедевонские шельфовые карбонатные осадки (Новосибирская карбонатная платформа), залегающие на докембрийском фундаменте блока Беннетт-Барровия [39]; 2 – девонско-каменноугольные глубоководные отложения активной окраины (задуговой бассейн) блока Беннетт-Барровия; 3 – девонско-каменноугольный аккреционный комплекс; 4 – средне-верхнепалеозойские отложения, залегающие на среднепалеозойском (франклинском) фундаменте (субтеррейны Северный склон, Этдикот, Де Лонг [34]); 5 – Чукотская складчатая система, пассивная окраина; 6 – юрско-раннемеловые аккреционные комплексы; 7 – юрско-раннемеловые островодужные комплексы; 8–9 – меловые метаморфические комплексы: 8 – амфиболитовой и гранулитовой фаций в ядрах гранито-гнейсовых куполов, 9 – амфиболитовой и зеленосланцевой фаций на крыльях куполов; 10 – меловые прогибы; 11 – кайнозойские впадины; 12 – мезозойские сuture; 13 – предполагаемое сочленение сuture; 14 – надвиги; 15 – сдвиги; 16 – разломы недифференцированные; 17 – разломы предполагаемые; 18 – водное пространство.

процессом растяжения, вызванного правосторонним смещением по разлому Кобук [42]. В гряде Геральда, обрамляющей прогиб на северо-востоке, преобладающими структурами являются надвиги с перемещениями в северо-восточном направлении [26, 42].

Метаморфические породы полуостровов Чукотка и Сьюард часто рассматриваются в качестве докембрийского фундамента срединного массива [1, 6, 15, 16], основания Чукотской складчатой системы [9, 10] или террейна Сьюард, определенного как метаморфизованная пассивная континентальная окраина [37]. Недавние исследования показали,

что метаморфический комплекс имеет гетерогенное строение, и среди участвующих в нем пород, по видимому, присутствуют палеозойские шельфовые терригенно-карбонатные породы, породы девонской магматической дуги и аккреционного комплекса; кроме того, не исключено присутствие докембрийских пород [20, 39]. Установление на Чукотке переходных зон между глубоко метаморфизованными породами и неметаморфизованными породами обрамления, представленными палеозойскими терригенно-карбонатными осадками, интерпретировано как свидетельство мезозойской ремобилизации докембрийского метаморфического

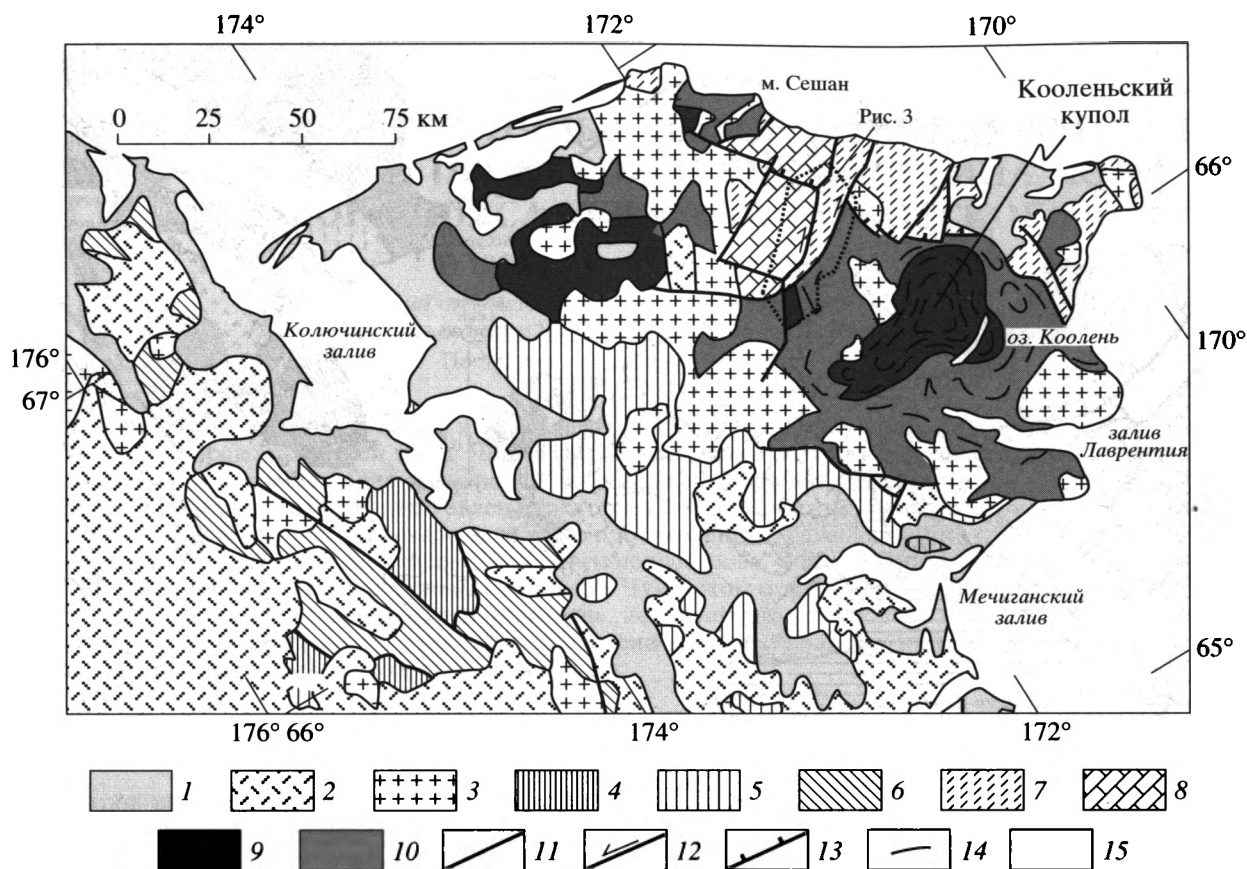


Рис. 2. Схема геологического строения севера Чукотского п-ова (составлена по [4] с изменениями автора).

1 – кайнозойские осадки; 2 – меловые вулканиты; 3 – меловые гранитоиды; 4 – юрско-раннемеловые офиолиты; 5 – триасово-юрские осадочные и вулканогенные толщи Колючинско-Мичиганского прогиба; 6 – триасовые осадки Чукотской складчатой системы; 7 – девонско-нижнекаменноугольные осадки; 8 – ордовикско-нижнедевонские шельфовые карбонаты; 9–10 – меловые метаморфические комплексы: 9 – амфиболитовой и гранулитовой фаций в ядрах гранито-гнейсовых куполов, 10 – амфиболитовой и зеленосланцевой фаций на крыльях куполов; 11 – разломы; 12 – сдвиги; 13 – сбросы; 14 – простирации структур; 15 – водное пространство.

комплекса [3, 9], вызвавшей формирование Кооленского купола [9]. С его поздней стадией развития связаны внедрения раннемеловых гранитоидов, а структурные соотношения, наблюдаемые на Чукотке, были интерполированы на имеющий сходное строение купол Киглуайк полуострова Сьюард [9, 10, 14].

Дальнейшие исследования показали, что в ядре купола Киглуайк метаморфизм верхней ступени амфиболитовой и гранулитовой фаций, сопровождающая его деформация и гранитоидный магматизм произошли в интервале 105–91 млн. лет (U-Pb возраст цирконов и монацита [17, 18]), с остыванием до температуры 350° в интервале 83–84 млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст слюды) [21, 33]. Близкие даты были получены для метаморфических пород амфиболитовой фации Кооленского купола – U-Pb возраст монацита из пегматитов, образованных за счет частичного плавления в ходе метаморфизма и сопровождающей его дефор-

мации составляет 104 млн. лет, а возраст монацита из прорывающих недеформированных гранитов определен в 94 млн. лет. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст слюды из метаморфических пород варьирует от 92 до 95 млн. лет [20].

Образование Кооленского и Киглуайкского метаморфических куполов было объяснено меридианальным растяжением Берингоморского шельфа и прилегающих районов Чукотки и Аляски, которое вызвано откатыванием оси мелового глубоководного желоба (trench roll-back model) [22, 32]. Основанием для такого предположения явилась меридианальная ориентировка линейности растяжения на крыльях купола Киглуайк. В ядре и на южном склоне Кооленского купола линейность растяжения в метаморфических породах также имеет северные и северо-западные простирации, а кинематические критерии указывают на перемещения вдоль линейности в южном и юго-восточном направлениях [20]. В целом это согла-

суется с предложенной моделью, однако последующие исследования на северном крыле Кооленского купола, новые изотопные датировки и региональный тектонический анализ позволили предложить иную модель, основанную на: 1) прогрессивном омоложении изотопных датировок, коррелируемом с направлением тектонической транспортировки; 2) последовательном вращении линейности растяжения по часовой стрелке на Чукотке и против часовой стрелки на полуострове Стюард; 3) западных направлениях смещений, указываемых самой молодой линейностью; 4) сходстве кинематике смещений в Кооленском и Киглуайкском куполах при корректировке вращения линейности [35, 36]. Согласно такой модели, растяжение было вызвано орогеническим коллапсом утолщенной континентальной коры. Утолщение происходило в ядре Берингово-морской ороклинали, начавшей свое формирование сразу же после коллизии Чукотско-Аляскинского блока с Азией вдоль Южно-Ануйской сутуры. Тектоническая транспортировка в ходе растяжения осуществлялась с запада на восток, что следует из ориентировок линейности разных возрастов, скорректированных палинспастической реконструкцией ороклинали. Важно подчеркнуть, что земная кора перед и в ходе начальных стадий мелового растяжения имела мощность около 45–50 км [18, 22]. Ее утонение до 30 км является совокупным результатом как мелового, так и поздне-мелового-третичного растяжения.

СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КООЛЕНЬСКОГО КУПОЛА

Палеозойские отложения на севере Чукотского полуострова, обрамляющие северный склон Кооленского купола, интерпретировались в качестве чехла Эскимосского массива и рассматривались как непрерывная стратиграфическая последовательность, начинающаяся средним ордовиком и завершающаяся средним карбоном [6, 12]. Исследования в долине реки Чегитунь показали, что структурные стили ордовикско-нижнедевонских отложений с одной стороны и девонско-среднекаменноугольных с другой, а также седиментационные условия их формирования слишком различны, поэтому предложено выделить здесь две тектонические единицы Танатапскую и Чегитуньскую [35, 36] (рис. 3).

Танатапская единица протягивается вдоль контакта с метаморфическим комплексом. Она представлена филлитами, углеродистыми сланцами, тонкоритмичными турбидитами, в том числе и карбонатным, линзами тонкослоистых глубоководных известняков с эйфельской фауной, редко туфами и лавами липаритов и базальтов танатапской свиты, тонкослоистыми известняками и филлитами икычуренской свиты, содержащими

живетскую фауну, и нижнекаменноугольными известковистыми песчаниками, филлитами, турбидитами и мелководными известняками [12, 13]. Осадочные структуры и бедность органическими остатками указывают на относительно глубоководные условия формирования в бассейне с ограниченной водной циркуляцией, соседствующим с магматической дугой [35, 36]. Судя по появлению мелководных фаций в карбоне, бассейн был близок к заполнению. Практически повсеместно породы метаморфизованы и обнаруживают ясно выраженную сланцеватость (S_{11}) и минеральную линейность (L_{11}), а метаморфизм пород не превышает зеленосланцевой фации. Танатапская единица была многократно деформирована.

Чегитуньская тектоническая единица сложена мелководными известняками, в том числе рифовыми, возраст которых варьирует от среднего ордовика до раннего девона [12, 13]. Лишь верхнесилурийские отложения представлены черными глинистыми сланцами, отмечающими резкое углубление бассейна, связанное с заложением по соседству того бассейна, в котором сформировались породы Танатапской единицы. Метаморфических преобразований в Чегитуньской единице не обнаружено, а деформации вызвали образование простых складок и крутопадающих разломов.

Северное крыло Кооленского купола сложно биотитовыми, биотит-мусковитовыми, биотит-амфиболовыми с гранатом и силлиманитом гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами и известково-силикатными породами (рис. 3). Последние преобладают на верхних структурных уровнях. Близ контакта с палеозойскими отложениями присутствуют минеральные парагенезисы зеленосланцевой фации (тремолит, мелкозернистый биотит и мусковит), развивающиеся по минералам амфиболитовой фации. Повсеместно рост минералов зеленосланцевой фации осуществлялся синкинематически, наследуя структурный каркас, созданный деформацией в условиях амфиболитовой фации.

ДЕФОРМАЦИИ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВОМУ-ТРЕТИЧНОМУ РАСТЯЖЕНИЮ

В деформации Танатапской единицы выделены три принципиальных эпизода. Первый привел к формированию лежащих складок F_{11} , сланцеватости S_{11} и линейности растяжения и минеральной линейности L_{11} . Хорошо развитая сланцеватость и линейность указывают на высокую степень деформации пород, которая практически исключает восстановление первичной стратиграфической последовательности. Сланцеватость S_{11} деформирована в ходе последующих эпизодов деформаций, но в целом имеет преимущественные северо-восточные простирания, параллельные контакту

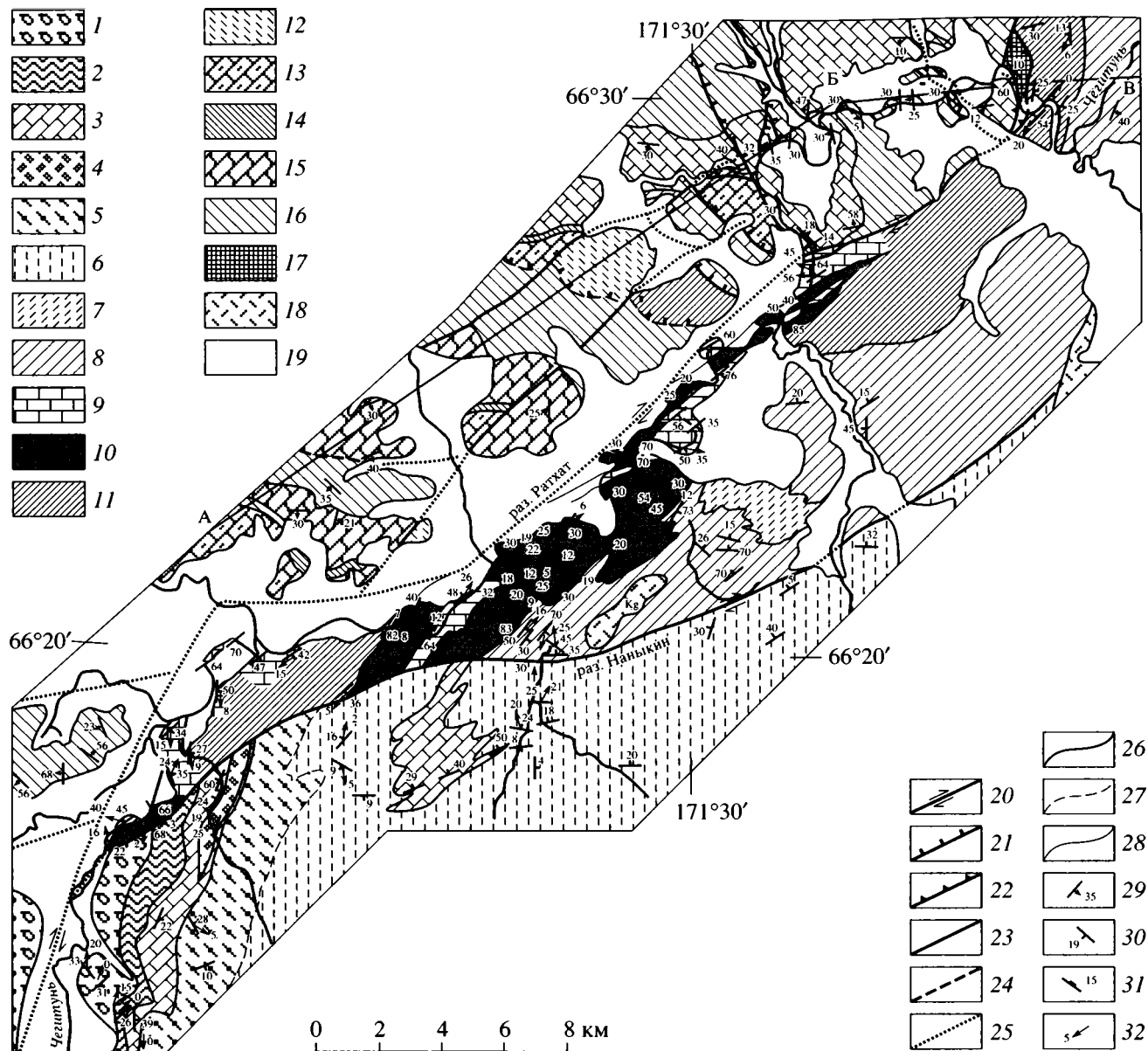


Рис. 3. Геологическая карта долины р. Чегитунь (составлена с использованием данных В.Ф. Недомолкина [12], Х. Торо и Д. Амато).

1–6 – образования северного склона Кооленьского купола: 1 – кварц-полевошпатовые очковые гнейсы, 2 – биотит-гранатовые гнейсы, 3 – мраморы, 4 – кварциты, 5 – биотит-гранатовые кристаллические сланцы, 6 – мраморы и известково-силикатные сланцы и гнейсы; 7–11 – образования Танатапской тектонической единицы: 7 – нижнекаменноугольные известняки и филлиты, 8 – известняки и мраморы среднедевонской танатапской свиты, 9 – известняки и мраморы среднедевонской танатапской свиты, 10 – филлиты, сланцы и известняковые турбидиты танатапской свиты, 11 – танатапская свита неразделенная; 12–17 – образования Чегитуньской тектонической единицы: 12 – нижнедевонские известняки, 13 – верхнесилурийские известняки и доломиты, 14 – нижнесилурийские глинистые сланцы, 15 – верхнеордовикские известняки, чегитуньская свита, 16 – среднеордовикские известняки и доломиты иссетенской свиты, 17 – катаклазированные карбонаты; 18 – меловые гранитоиды; 19 – кайнозойские отложения; 20 – сдвиги; 21 – сбросы; 22 – надвиги; 23–25 – разломы: 23 – неразделенные, 24 – предполагаемые, 25 – скрытые; 26 – геологические контакты; 27–28 – контакты: 27 – предполагаемые, 28 – скрытые; 29 – слоистость; 30 – сланцеватость S_{11} и S_{1h} ; 31 – кливаж S_{21} ; 32 – линейность L_{1h} и L_{1l} .

с метаморфическим комплексом (рис. 3). Линейность L_{11} имеет пологие погружения или субгоризонтальна. Кинематические индикаторы указывают на смещения в южном направлении.

Две $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки возраста мусковита, сланцеватости S_{11} , составляют 121 и 117 млн. лет [35, 36], что соответствует времени коллизии Чукотско-Североаляскинского блока с Азией вдоль

Южно-Анойской сутуры [10]. Примечательно, что следов более ранних деформаций в Танатапской и в Чегитуньской единицах или в породах северного крыла Кооленского купола не обнаружено. Примечательно также, что смещение материала в ходе первого этапа деформаций Танатапской единицы осуществлялось параллельно простиранию главных стратиграфических единиц и границе с Кооленским куполом.

Второй этап деформаций Танатапской единицы привел к образованию лежащих складок, осевым поверхностям которых параллелен кливаж S_{21} , а в северной половине изученного района и сланцеватость, подчеркнутая слюдястыми минералами. Шарниры складок F_{21} имеют северо-восточные простирания, в целом параллельные шарнирам складок F_{11} . Складки F_{21} асимметричны и обладают устойчивой вергентностью, указывающей на смещения в юго-восточном направлении. Непосредственно датировать возраст второго этапа деформаций не удалось. Оценка их возраста произведена на основании сходства кинематических особенностей этих деформаций и деформаций северного крыла Кооленского купола.

В породах амфиболитовой фации северного крыла Кооленского купола хорошо проявлены сланцеватость S_{1h} и линейность L_{1h} . В региональном плане сланцеватость S_{1h} имеет западные и северо-западные пологие падения, согласующиеся с купольным строением метаморфического комплекса (рис. 3). Местами наблюдались отклонения, связанные с вовлечением сланцеватости S_{1h} в более поздние складки. Минеральная линейность L_{1h} ориентирована меридианально (рис. 3) и часто представляет надежные кинематические индикаторы, указывающие на смещения в южном направлении. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст слюд сланцеватости S_{1h} составляет 108 и 105 млн. лет [35], что существенно моложе возраста сланцеватости S_{11} Танатапской единицы.

Последующие складки F_{2h} на северном крыле Кооленского купола, определенные по вовлечению в них сланцеватости S_{1h} и линейности L_{1h} , имеют метровые размеры. Шарниры их ориентированы в северо-восточном направлении. Складки F_{2h} сопровождаются сланцеватостью, подчеркнутой мусковитом, датировать которую, к сожалению, не удалось. Сходные складки той же вергентности наблюдались в ядре и на южном склоне Кооленского купола [20].

Таким образом, деформации второго этапа в Танатапской единице соответствуют либо деформациям первого, либо второго этапов в глубоко метаморфизованных породах Кооленского купола. Из общих предположений, более вероятна их корреляция с деформациями второго этапа. Устойчивые южные и юго-восточные смещения в пределах северного и южного крыльев Коолен-

ского купола, а также его ядра свидетельствуют о том, что Кооленский купол формировался в условиях деформации простого сдвига, когда однонаправленное смещение висячего крыла вдоль серии пологих сбросов привело к подъему пород, которые по петрологическим данным образовались на средних уровнях земной коры [20]. Южные смещения в современных координатах или восточные с учетом палинспастической реконструкции Берингоморской ороклинали по кинематике резко отличны от более поздних структур, установленных на северном обрамлении Кооленского купола.

СТРУКТУРЫ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО-ТРЕТИЧНОГО РАСТЯЖЕНИЯ

Северное крыло Кооленского купола, Танатапская и Чегитуньская тектонические единицы отделены друг от друга соответственно Ныныкинским и Ратхатским разломами северо-восточного простирания. Они срезают литологические единицы, выделенные в Танатапской единице и на северном крыле Кооленского купола (рис. 3). Ныныкинский разлом разделяет комплексы пород с весьма различной степенью метаморфизма. Предполагается, что смещения по Ратхатскому разлому привели к исчезновению краевых осадочных фаций Танатапского бассейна, что свидетельствует о значительной амплитуде смещений вдоль разломов.

Сами зоны разломов плохо обнажены. Там, где это видно, планарные структуры зон (сколы, трещины, зоны катаклазитов) имеют крутые или умеренные падения, что находится в контрасте с более пологими падениями планарных структур, сформировавшихся в ходе первого и второго этапов деформации Танатапской единицы. С другой стороны, наклон планарных структур зон разломов обычно согласуется с общим наклоном планарных структур более ранних этапов деформации, что было использовано для реконструкции ориентировки плоскости Ратхатского разлома (рис. 4).

Зоны Ныныкинского и Ратхатского разломов сложены катаклазитами и брекчированными породами. Их видимая ширина не превышает первых десятков метров. Сланцеватости S_{1h} , S_{11} и S_{21} вовлечены в катаклаз и брекчирование. Изучение мелких структур (штрихов и борозд скольжения, сколов Риделя, изменения характера смещений при изменении ориентировки зон разломов) показывает (рис. 4В), что Ныныкинский и Ратхатский разломы представляют собой правые сдвиги.

В Танатапской единице установлены открытые складки, в которые вовлечена сланцеватость

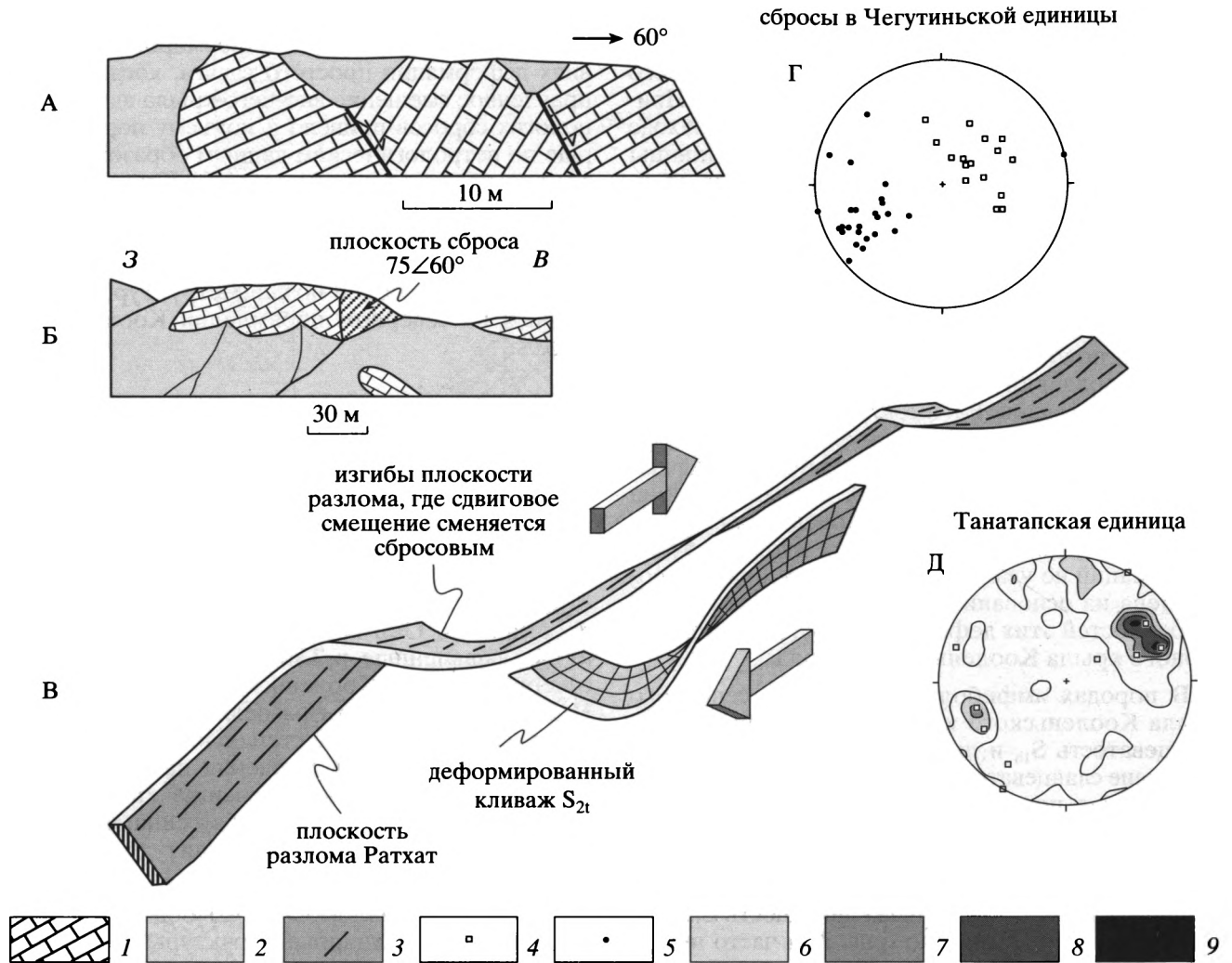


Рис. 4. Структуры поздне мелового-раннетретичного растяжения. Буквами на рис. обозначены: А – зарисовка обнажения, иллюстрирующего вращение блоков известняков чегутинской свиты между наклоненными на северо-восток сбросами; Б – отпрепарированная плоскость сброса (зарисовка обнажения); В – реконструированная плоскость Ратхатского разлома; Г – стереограмма ориентировок сбросов в Чегутинской тектонической единице; Д – стереограмма ориентировок систем сближенных трещин, грубого кливажа и даек в Танатапской тектонической единице.

1 – известняки и доломиты (для А и Б); 2 – осыпь (для А и Б); 3 – ориентировка штрихов скольжения (для В); 4 – штрихи скольжения (для Г) и полюса даек (для Д); 5 – плоскости сбросов (для Г); 6–9 – плотности концентрации полюсов систем трещин (для Д): 6 – более 2%, 7 – более 4%, 8 – более 5%, 9 – более 6%.

S_{2t} и все более ранние структурные формы. Шарниры этих складок обычно ориентированы в соответствии с региональным падением сланцеватости S_{1t} и S_{2t} (обе имеют северо-восточные региональные простирания), а асимметричный профиль складок свидетельствует о правосторонних смещениях в плоскости региональной ориентировки S_{1t} и S_{2t} . Эти складки широко распространены, следовательно, можно предполагать, что Танатапская единица была затронута объемной правосторонней сдвиговой деформацией, которая по сходству кинематики и возрастным соотношениям с другими структурами осуществлялась синхронно с формированием Ратхатского и Ныныкинского правых сдвигов.

Другими важными структурами в Танатапской единице являются системы трещин северо-западного простирания (нередко открытых) (рис. 4Д), которые местами выглядят как грубый кливаж. К трещинам иногда приурочены дайки кислого состава (рис. 4Д), свидетельствующие о том, что Танатапская единица испытывала растяжение в северо-восток-юго-западном направлении. Ориентировка систем трещин и даек, позволяет полагать, что их образование также связано со смещениями по Наныкинскому и Ратхатскому правым сдвигам. В.Ф. Недомолкин зарисовал дайки кислого состава северо-западного простирания в глубоко метаморфизованных породах северного крыла

Кооленского купола [12]. По-видимому, внедрение этих даек также контролировалось формированием зон растяжения в зонах правосторонних сдвигов.

В Чегитунской единице установлена система хорошо выраженных сбросов северо-западного простирания, круто и умеренно наклоненных в северо-восточном направлении (рис. 4А, 5). Плоскости сбросов хорошо обнажены и местами контролируют формы рельефа (рис. 4Б). Эти разломы обычно представлены плоскостями скольжения с прекрасно выраженными штрихами и бороздами, аккреционными ступенями, месяцеобразными трещинами растяжения, субперпендикулярными плоскостям скольжения и быстро выклинивающимися вглубь пород крыльев разлома. Эти кинематические критерии указывают на смещения по падению. Редко зоны сбросов представлены маломощными (десятки сантиметров) зонами катаклизитов, между которыми заключены ненарушенные блоки карбонатных пород. Лишь на отрезке широтного течения р. Чегитунь встречается зона тектонических глин видимой мощностью около 60 м, ориентированная параллельно сбросам. В пределах Чегитунской единицы мощные зоны "милонитизации" (по-видимому, тектонических глин) отмечали М.М. Орадовская и А.М. Обут [13] северо-западнее района наших работ.

В.Ф. Недомолкин закартировал систему северо-западных разломов практически на всей территории Чегитунской единицы [12]. И хотя информация о кинематике смещений и ориентировке плоскостей разломов им не дана, легко заметить, что все закартированные разломы обладают одинаковой особенностью – более молодые породы находятся в северо-восточных крыльях разломов (рис. 3 и 5). Это полностью соответствует тому, что наблюдалось в изученных сбросах северо-западного простирания.

Сбросы северо-западного простирания образуют кинематическую пару с Ратхатским правым сдвигом. Они не имеют явного продолжения в пределах Танатапской единицы, хотя, упоминаемые ранее системы открытых трещин и даек северо-западного простирания, являются родственными им структурами. Анализ имеющихся среднемасштабных геологических карт на территорию Чукотского полуострова показал, что Ратхатский и Ныныкинский разломы не имеют значимого продолжения к юго-западу (рис. 2). Вместе с тем, на космических снимках выявлены линеаменты северо-восточного простирания, располагающиеся на продолжении установленных в долине р. Чегитунь разломов [30]. Линеаменты совпадают с поясом сейсмичности, а решение очагов землетрясения указывает на правосторонний сдвиговый характер деформаций [30]. Современные движения скорее всего являются результатом реактивации

ослабленной зоны, контролируемой на северо-востоке Ныныкинским и Ратхатским разломами. Основная же активность разломов относится к более ранним эпизодам тектонической истории.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что на севере Чукотского полуострова присутствует система падающих к северо-востоку и простирающихся в северо-западном направлении сбросов, сопряженных с простирающимися к северо-востоку правыми сдвигами. Устойчивая ориентировка плоскостей сбросов отражает однонаправленное смещение висячих крыльев к северо-востоку. Это направление растяжения коренным образом отличается от направления растяжения, свойственного средне-позднемеловому эпизоду растяжения. Сопряженные со сбросами Ныныкинский и Ратхатский разломы не имеют продолжения к юго-западу. Скорее всего на севере Чукотского полуострова мы наблюдаем окончание этой сдвиговой зоны (рис. 2).

Отсутствие коррелятных отложений не позволяет точно определить возраст сбросов и сдвигов. Наиболее молодые структуры, на которые наложены эти деформации (сланцеватость S_{1b}) имеют возраст 103 млн. лет. На южном склоне Кооленского купола слюды, подчеркивающие ту же сланцеватость S_{1b} , имеют и более молодые $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста – 92–95 млн. лет [20]. С учетом этого возраст Ратхатского и Ныныкинского сдвигов, а также сопряженных сбросов должен быть моложе приведенных дат.

БАССЕЙН ХОУП И ПРОДОЛЖЕНИЕ НИНЫКИНСКОГО И РАТХАТСКОГО СДВИГОВ

Бассейн Хоуп или Южно-Чукотский бассейн имеет северо-западное простирание и располагается к северу от побережья Чукотского полуострова [5, 25, 26]. Прямые геологические данные о возрасте осадочного выполнения бассейна отсутствуют. Лишь на восточном замыкании бассейна близ устья р. Кобук бурением установлено, что наиболее древними породами являются эоценовые туфы, конгломераты и базальты, залегающие выше деформированных палеозойско-меловых пород [29, 42]. Учитывая данные бурения, сейсмического профилирования и сведения о геологическом строении прилегающих районов Аляски, большинство американских исследователей предполагают, что осадочное выполнение восточной части бассейна Хоуп включает только кайнозойские отложения [29, 41, 42]. Некоторые исследователи допускают присутствие среди осадков бассейна самых верхов мела [25, 27]. Оценки русских геологов отличаются. В частности, Я.И. Полькин помимо кайнозойских отложений предполагает наличие и практически всего разреза мела [5]. Для данной статьи особое значе-

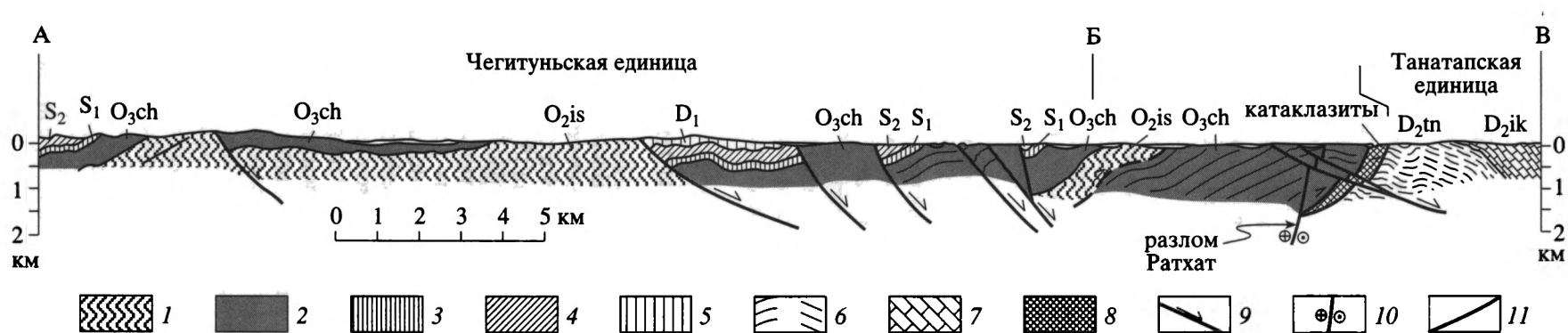


Рис. 5. Геологический разрез. Положение разреза см. на рис. 3.

1 – среднеордовикская иссетенская свита (O_{2is}); 2 – верхнеордовикская чегитуньская свита (O_{3ch}); 3 – нижнесилурийские глинистые сланцы (S_1); 4 – верхнесилурийские известняки (S_2); 5 – нижнедевонские доломиты (D_1); 6 – среднедевонская танатапская свита (D_{2tn}); 7 – среднедевонская икьчуренская свита (D_{2ik}); 8 – катаклазиты; 9 – сбросы; 10 – правый сдвиг; 11 – прочие разломы.

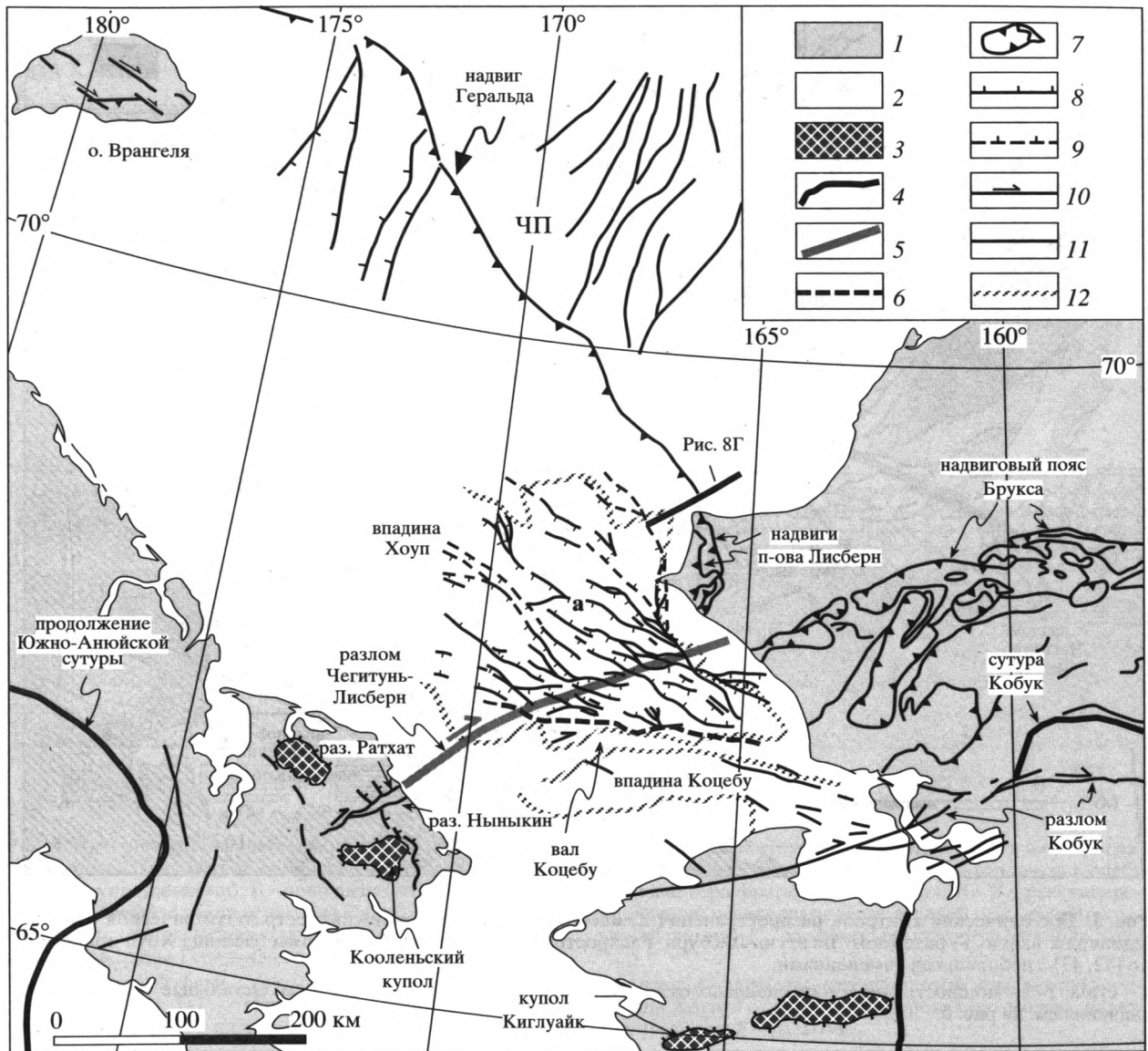


Рис. 6. Структурная схема поверхности акустического фундамента бассейна Хоуп и положение разлома Чегитунь-Лисбурн. Структура бассейна Хоуп дана по данным [42, 43]. Надвиги гряды Геральда и пояса Брукса изображены по данным [25, 34]. Разломы Чукотской платформы (ЧП) показаны по данным [41]. Буквой "а" помечен разлом, обсуждаемый в тексте.

1 – суша; 2 – водное пространство; 3 – ядра гнейсовых куполов мелового возраста; 4 – мезозойские сутуры; 5 – разлом Чегитунь-Лисбурн; 6 – зона разломов Коцебу; 7 – надвиги; 8 – сбросы; 9 – сбросы; 10 – сдвиги; 11 – разломы недифференцированные; 12 – изогипсы 1 с.

ние имеет восточная часть бассейна, для которой принимается американская схема.

Восточная часть бассейна Хоуп состоит из двух впадин: Коцебу (на юго-востоке) и Хоуп (на северо-западе), разделенных валом Коцебу ([42], рис. 6). Максимальная мощность осадков во впадине Хоуп достигает 5.8 км. В истории бассейна выделено три эпизода [42]. В раннем палеогене (эоцен-олигоцене), а возможно, уже в позднем мелу, сформировалась система полуграбенов, прости-

рающихся в северо-западном направлении. Грабены заполнялись континентальными, озерными и, возможно, прибрежно-морскими осадками. Этот эпизод сопровождался излияниями базальтов (40 и 42 млн. лет). На ранний миоцен приходится стадия термального погружения ниже уровня моря и накопление толщ осадков, нивелирующей неровности фундамента. На средний миоцен приходится стадия реактивации ранних разломов и формирование системы ориентированных в северо-западном направлении грабен. Последние обильны во

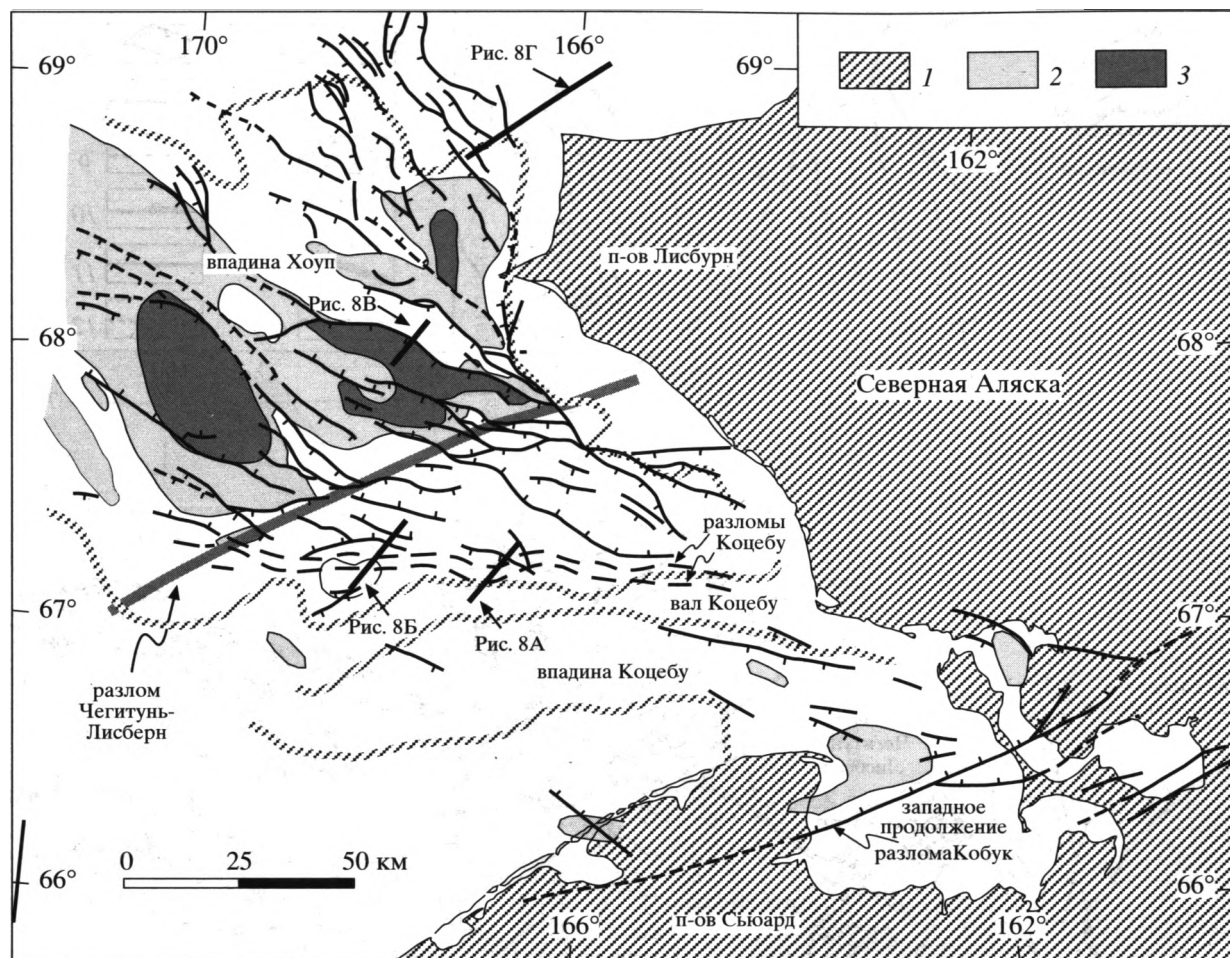


Рис. 7. Тектонический контроль распространения нижней олигоцен-эоценовой сейсмостратиграфической единицы (единица 1 на рис. 8) разломом Чигитунь-Лисбурн. Распространение единицы 1 и разломы бассейна Хоуп приведены по [42, 43] с небольшими изменениями.

1 – суша; 2–3 – мощность эоцен-олигоценных отложений: 2 – более 1 км; 3 – более 3 км. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

впадине Хоуп и отсутствуют во впадине Коцебу (рис. 6 [29, 42, 43]). Как следует из седиментационных схем Р. Толсона [42], вал Коцебу контролировал седиментацию на миоценовом и более позднем этапе эволюции бассейна Хоуп (рис. 7).

Касаясь различий раннепалеогенового и миоценового эпизодов деформаций, Р. Толсон отмечает [42], что простирания миоценовых разломов в большей степени отклоняются к северо-западу. Ряд выявленных разломов сопровождается “цветковыми” структурами, плоскости сместителя могут менять направление падения вдоль простирания и знак смещения. Все это интерпретировалось как свидетельство сдвиговой компоненты смещения. В целом образование бассейна Хоуп было объяснено, как связанное с правосторонним смещением по широтному разлому Кобук.

Анализ данных, использованных Р. Толсоном [42, 43], а также сейсмических профилей, любез-

но предоставленных А. Гранцом, позволил выявить некоторые особенности структуры бассейна Хоуп, которые указывают на более сложный путь эволюции.

Как уже отмечалось, впадина Коцебу деформирована в меньшей степени, чем впадина Хоуп. Вдоль северного склона вала Коцебу протягивается система сближенных разломов субширотного простирания, которая в региональном плане является южным ограничением грабенов (разлом Коцебу на рис. 6 и 7), широко распространенных во впадине Хоуп. Большинство этих разломов имеют крутые падения и в центральной части зоны представляют собой сбросы, интерпретированные как анти-тетические ([42], рис. 8А). Западнее та же зона разломов обнаруживает более сложный характер смещений и ориентировка плоскостей разломов не столь устойчива (рис. 8Б). Изменение знака вертикальных смещений и ориентировок плоско-

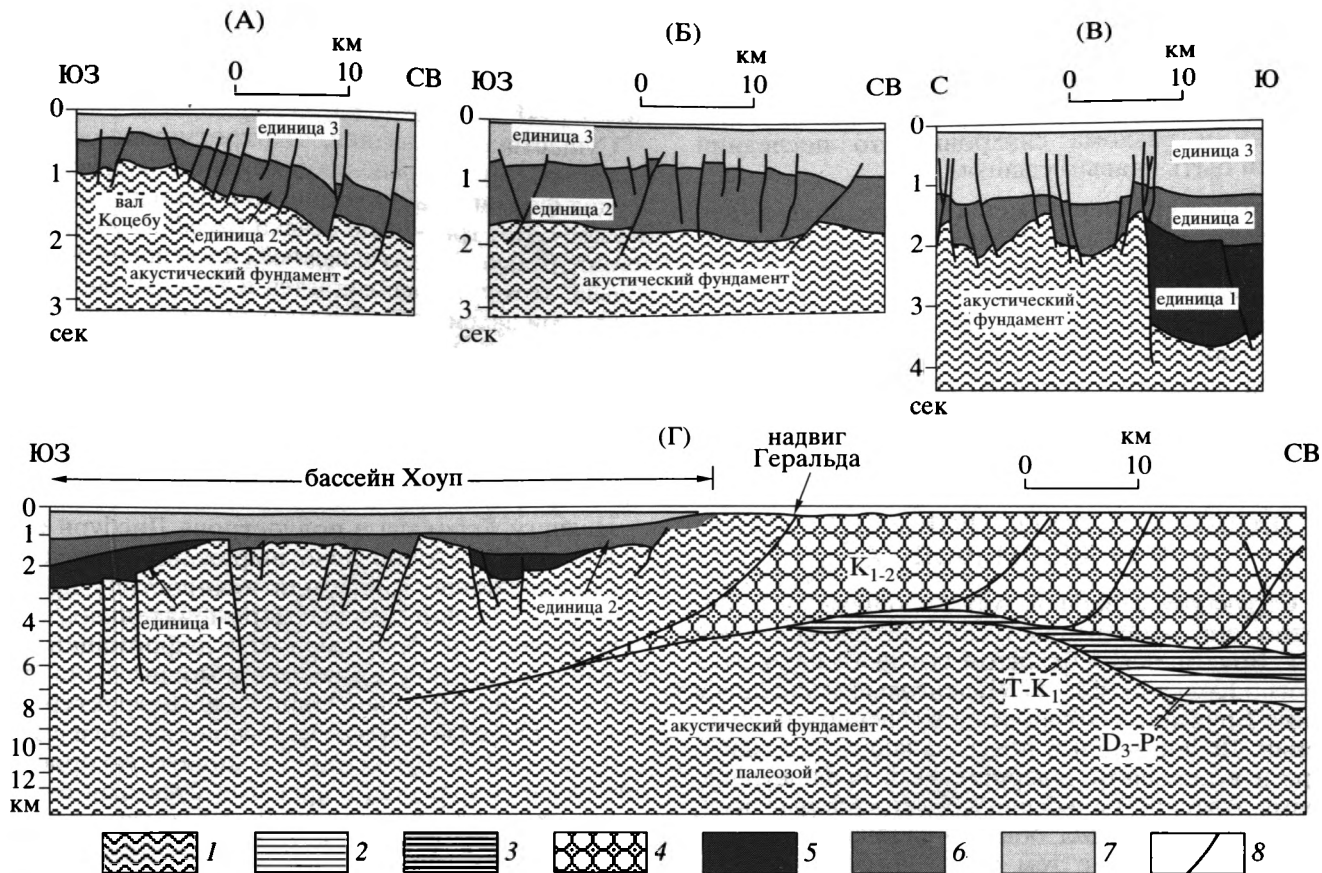


Рис. 8. Интерпретированные сейсмические профили, характеризующие структуры бассейна Хоуп и надвига гряды Геральда. Положение профилей показано на рис. 6 и 7. Буквами на рис. обозначены: А – зона разломов Коцебу (по [42] с упрощениями); Б – зона разломов Коцебу (интерпретация автора фрагмента профиля 024); В – реактивированный в среднем миоцене разлом (“а” на рис. 6 и 7), контролировавший осадконакопление нижней сейсмостратиграфической единицы (эоцен-олигоцен) бассейна Хоуп (по [42] с упрощениями); Г – соотношение структур бассейна Хоуп и надвигов гряды Геральда (по [41] с упрощениями).

1 – акустический фундамент; 2 – верхнедевонско-пермский комплекс; 3 – триасово-нижнемеловой комплекс; 4 – меловой комплекс; 5–7 – сейсмостратиграфические единицы бассейна Хоуп: 5 – эоцен-олигоценовая (возможно, включает верхи мела), 6 – нижне-миоценовая; 7 – средний миоцен-плиоценовая; 8 – разломы.

стей при движении вдоль простирания типично для сдвигов или же для разломов с шарнирными смещениями [44].

Продолжение позднемелового-раннетретичного разлома Кобук, протягивающегося в широтном направлении более чем на 450 км к западу показывает ([24], рис. 1), что он не имеет прямой связи с зоной разломов Коцебу. В юго-восточной части впадины Коцебу установлен крупный разлом (рис. 6, 7), протягивающийся на северное побережье полуострова Сьюард, который определен как западное продолжение разлома Кобук [29, 42]. Этот разлом, по-видимому, был ответствен за раскрытие наиболее крупного грабена во впадине Коцебу [29].

Разломы, определяющие структуру акустического фундамента впадины Хоуп, большая часть которых имеет среднемиоценовый возраст, при

общих северо-западных простираниях имеют отчетливый излом, где простирания разломов меняются на широтные и северо-восточные (рис. 6 и 7). Примечательно, что разломы этого направления ограничивают депрессии, выполненные эоцен-олигоценовыми отложениями запечатанные раннемиоценовыми осадками (рис. 8В). Излом в простираниях разломов можно интерпретировать как свидетельство наличия в фундаменте ослабленной зоны (разлома) или же разлома (рис. 6 и 7), активного в раннепалеогеновый эпизод тектонической эволюции бассейна Хоуп, и реактивированного в миоцене. Примечательно, что этот предполагаемый разлом лежит на простирании Ратхатского и Ныныкинского правых сдвигов северной части Чукотки (рис. 6). Данное обстоятельство можно использовать для определения кинематики разлома впадины Хоуп, намеченного по излому простираний. Другим критерием может быть

то, что полуграбен, ограниченный с севера разломом "а" (рис. 6) и выполненный эоцен-олигоценными осадками, подходит к предполагаемому разлому под острым углом. Если образование полуграбена и разлома синхронно, то последний должен быть правым сдвигом.

Исходя из вышеизложенного, предполагается, что наиболее ранними структурами впадины Хоуп были простирающийся в северо-восточном направлении разлом, который в дальнейшем будет называться Чегитунь-Лисбурн, и приуроченные к нему грабены. Более поздними структурами являются среднемиоценовые грабены северо-западного простираения и ограничивающий их с юга разлом Коцебу.

НАДВИГИ ПОЛУОСТРОВА ЛИСБУРН И ГРЯДЫ ГЕРАЛЬДА

Структуру северной Аляски определяет широко ориентированный складчато-надвиговый пояс Брукса, перед фронтом которого находится прогиб Колвилл (рис. 1). Надвиговые смещения в поясе Брукса ориентированы в северном направлении. Деформации в поясе начались в поздней юре и в основном завершились в предальбское время. Аптско(?)-альбские и более молодые осадки прогиба Колвилл обычно запечатывают надвиги, но вместе с тем сами они вовлечены в складки и нарушены более поздними надвигами, имеющими те же направления смещений. Постальбские деформации по интенсивности уступают позднеюрско-раннемеловым. Величина горизонтального сокращения для первых оценивается в 10–15 км, тогда как вторая по некоторым оценкам достигает 200 км [34].

На полуострове Лисбурн надвиги ориентированы в меридиональном направлении. В них вовлечены палеозойские и мезозойские отложения, из которых самые молодые имеют альбский возраст [25, 31, 34]. Амплитуда смещений оценивается в 12 км [41], что намного уступает амплитуде смещений в поясе Брукса. Надвиги полуострова Лисбурн прослежены на шельфе Чукотского моря как надвиговый пояс Геральда (рис. 1, 6). Большинство исследователей полагают, что возраст надвигов Геральда и полуострова Лисбурн позднемеловой–раннетретичный [25, 31, 41, 42]. Наиболее весомым аргументом в пользу этого предположения является тот факт, что надвиги Геральда срезают структуры, связанные с формированием надвигового пояса Брукса [25, 31]. Последние развиты в пределах прогиба Колвилл и его продолжения в Чукотском море и представлены системой ориентированных в широтном направлении складок. В них помимо средне-меловых пород вовлечены и верхне-меловые [25]. На западе надвиги Геральда приобретают крутые падения, и здесь для них предполагается сдвиговая компонента смещения [41]. В этом рай-

оне надвиги Геральда срезают меридиональные разломы Чукотской платформы (рис. 6), которые нарушают раннемеловые, поздне-меловые и даже раннетретичные осадки [41].

Существуют указания, что третичные осадки бассейна Хоуп определяют верхний возрастной предел формирования надвигов Геральда [28, 34]. Вместе с тем третичные осадки бассейна Хоуп налегают только на юго-западный склон поднятия Геральда, которое располагается в тылу надвигов, а не на сами надвиги. Кроме того, ни один из опубликованных сейсмических профилей не дает оснований полагать, что третичные сбросы бассейна Хоуп пересекают надвиги Геральда (рис. 8Г). Общий структурный рисунок позволяет предполагать, что сбросы на глубине сливаются с поверхностью надвига.

Надвиги Геральда и полуострова Лисбурн составляют достаточно явно выраженный пояс и его продолжение к югу или юго-востоку представляет большой интерес. Примечательно, что воздействие этих более молодых деформаций на западную часть пояса Брукса, где можно было бы ожидать наложение меридиональных структур на широтные, не обнаружено. Поздние надвиги в западной части хр. Брукса имеют широтную ориентировку и сопряжены с правыми сдвигами северо-западного простираения [31]. Эти структуры не соответствуют режиму широтного сжатия, которое можно было бы предполагать как результат режима, сформировавшего надвиги на полуострове Лисбурн.

ОБСУЖДЕНИЕ

Пространственная близость, сходство ориентировки и возрастные ограничения позволяют коррелировать структуры растяжения северной части Чукотского полуострова и бассейна Хоуп. При этом остается неясным, какому эпизоду растяжения бассейна Хоуп, раннетретичному или среднемиоценовому, соответствуют структуры, наблюдаемые на Чукотке.

Сопряженность сбросов севера Чукотки с Ратхатским и Ныныкинским правыми сдвигами позволяет наметить кинематическую пару и связать структуры растяжения с присдвиговыми деформациями. Структура бассейна Хоуп указывает на то, что Ратхатский и Ныныкинский правые сдвиги, возможно, имеют значительное протяжение и пересекают весь бассейн как разломная зона Чегитунь-Лисбурн. Эта зона является ограничением области накопления наиболее древней, эоцен-олигоценной, сейсмостратиграфической единицы бассейна Хоуп, а индивидуальные, ограниченные сбросами впадины, выполненные образованиями этой единицей, ориентированы по отношению к разлому Чегитунь-Лисбурн под острым углом, кинематически соответствующему право-

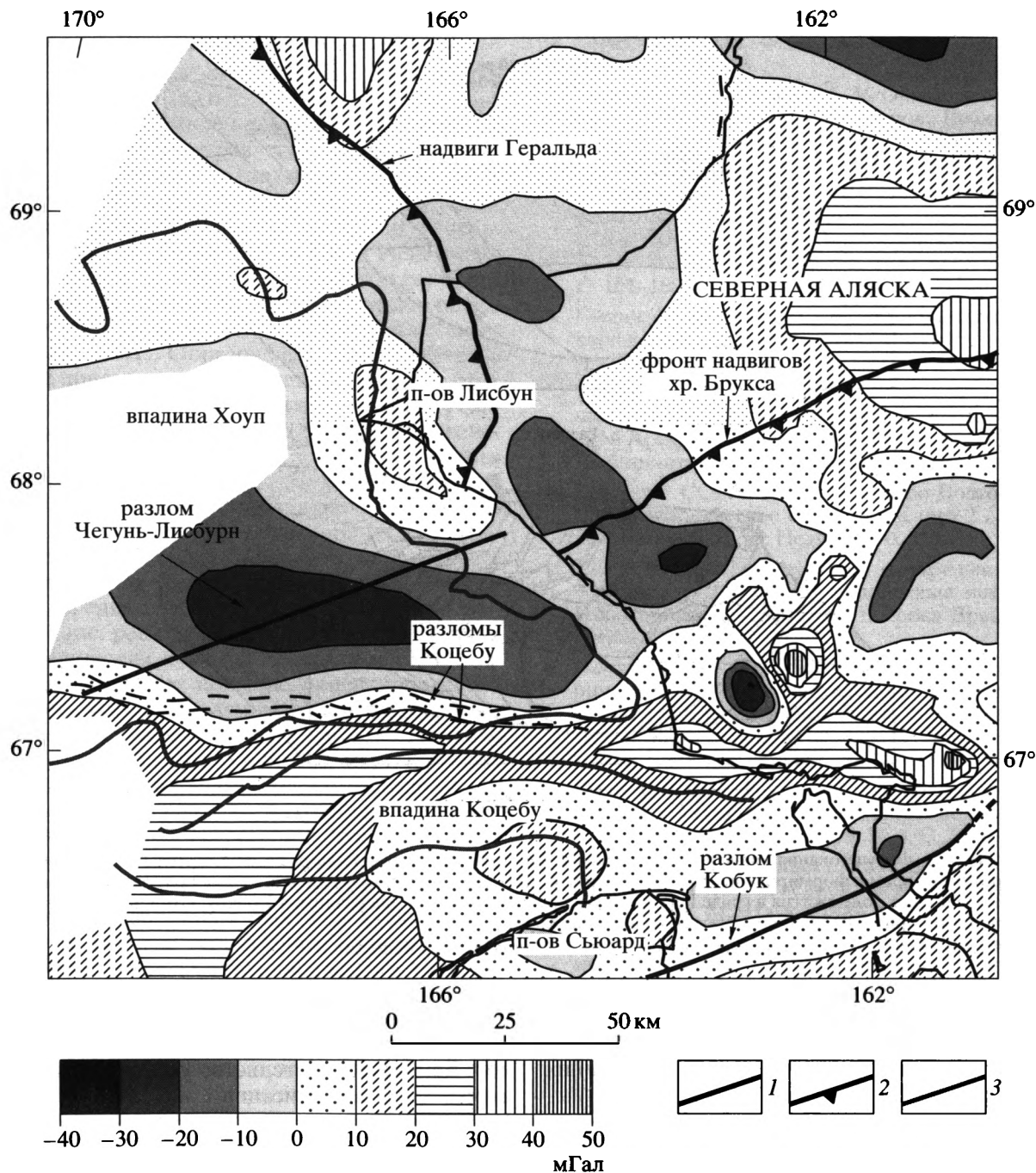


Рис. 9. Изостатически скомпенсированные гравитационные аномалии (по [19]) на стыке разлома Чегитунь-Лисбурн, надвигового пояса хр. Брукса и надвигового пояса полуострова Лисбурн-гряды Геральда.

1 – правые сдвиги; 2 – надвиги; 3 – границы впадин.

сторонним смещениям по разлому. Суммируя изложенное, можно сделать вывод о том, что ранняя стадия тектонической эволюции бассейна Хоуп определялась правосторонними смещениями по разлому Чегитунь-Лисбурн и образованием связанных с ним структур растяжения, предоставившим место для накопления осадков.

Разлом Чегитунь-Лисбурн не имеет явного продолжения как на юго-запад во внутренние районы Чукотского полуострова, так и на северо-восток в пределы прогиба Колвилл. Кинематическое смещение по слепо оканчивающемуся правому сдвигу Чегитунь-Лисбурн нуждается в компенсации, и в качестве зоны подобной компенсации на-

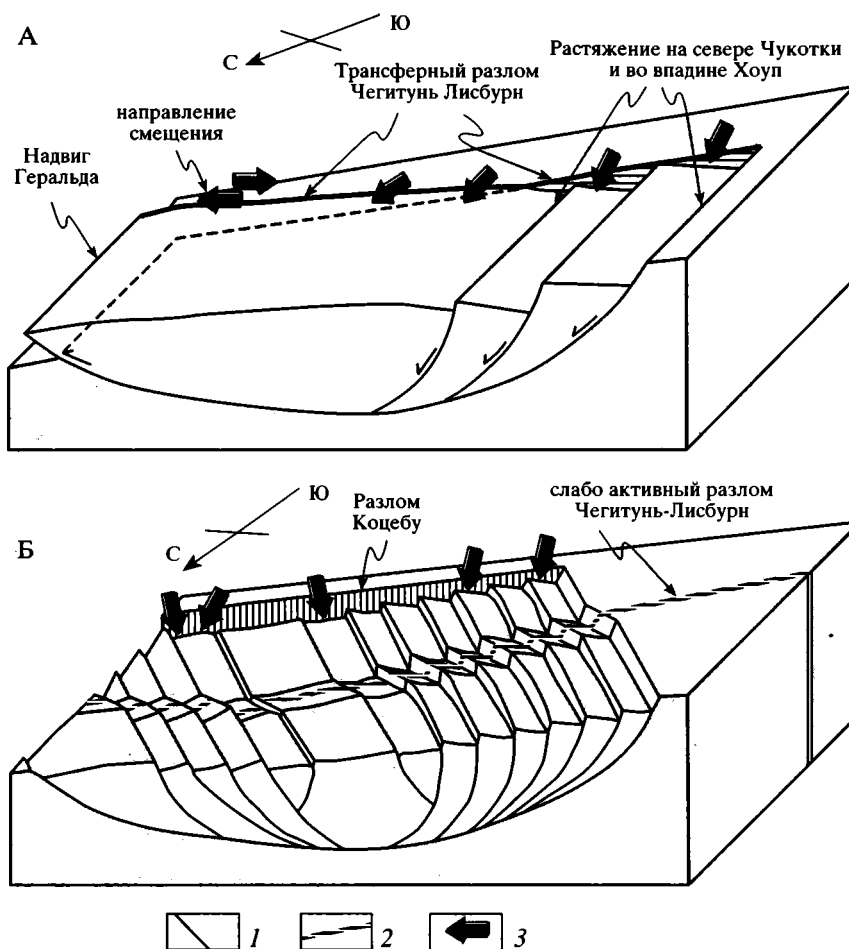


Рис. 10. Модель формирования трансферного разлома Чегитунь-Лисбурн и зоны разлома Коцебу. А – поздний мел-раннетретичное время: формирование разлома Чегитунь-Лисбурн и передача смещения от зоны растяжения на севере Чукотского п-ова к зоне сжатия в гряде Геральда; Б – средний миоцен: зона разломов Коцебу, компенсирующая смещения по разно ориентированным сбросам во впадине Хоуп.

1 – активные разломы; 2 – слабо активные разломы; 3 – направления смещений.

иболее приемлемы надвиги Геральда и полуострова Лисбурн. Возраст надвигов соответствует возрасту разлома Чегитунь-Лисбурн и ранних структур растяжения в бассейне Хоуп. Этот вывод подкрепляется тем фактом, что на полуострове Лисбурн надвиги сопряжены с малоамплитудными правосторонними сдвигами северо-восточного простирания [31], т.е. сдвигами той же ориентировки, что и сдвиг Чегитунь-Лисбурн. Если принять предлагаемую модель, то можно не ожидать продолжения надвигов Лисбурн на юг и юго-восток. Это находится в соответствии с тем, что структуры, сходные со структурами полуострова Лисбурн, в западной части хр. Брукса отсутствуют. Примечательно, что структуры растяжения, связанные с разломом Чегитунь-Лисбурн, практически не развиты в юго-восточном крыле разлома. Во всяком случае впадина Коцебу, где также присутствуют отложения нижней сейсмо-стратиграфической единицы, деформирована

очень слабо. На севере Чукотки сбросы имеют однородные северо-восточные падения сместителей. Данное обстоятельство указывает на то, что вторая зона компенсации смещений по разлому Чегитунь-Лисбурн располагается на юго-западе и характеризуется однонаправленными северо-восточными смещениями.

Характер гравитационного поля на западе северной Аляски в основном определяется кайнозойскими осадочными бассейнами (рис. 9, [19, 29]). Тем не менее, можно заметить, что надвигам Лисбурн соответствуют положительная и отрицательная изостатически скорректированные аномалии [19], которые имеют резкое окончание на траверсе разломов Коцебу. Разлом Чегитунь-Лисбурн затушеван отрицательной аномалией, связанной со впадиной Хоуп, но в районе его предполагаемого северо-восточного окончания можно видеть замыкание положительной аномалии и

смещение отрицательной аномалии, связанных с надвигами Лисбурн (рис. 9).

Таким образом, в эоцен-олигоцене существовала кинематическая система, включающая зону растяжения, представленную простирающимися в северо-западном направлении сбросами, зону сжатия, представленную надвигами Геральда и полуострова Лисбурн, и правосторонний сдвиг Чегитунь-Лисбурн, простирающийся в северо-восточном направлении (рис. 6, 10А). Разлом Чегитунь-Лисбурн представляет собой трансферный разлом [44], вдоль которого осуществлялась передача смещения из зоны растяжения к зоне сжатия (рис. 10А). Образование данной системы наиболее приемлемо объясняется ее связью с поздней стадией орогенического коллапса утолщенной коры, образовавшейся в ядре Берингово-морской ороклинали [35, 36]. Судя по имеющимся данным, северная половина Чукотского п-ова, п-в Сьюард, западная часть прогиба Колвилл и центральная часть Чукотского моря с конца альба представляли собой поднятую территорию. Это указывает на то, что, несмотря на начавшийся еще в середине мела (108 млн. лет) орогенический коллапс, реализовавшийся в формировании метаморфических куполов полуостровов Чукотки и Сьюард за счет широтно ориентированного растяжения, рассматриваемый район сохранял относительно поднятое стояние. С другой стороны, Северо-Чукотский прогиб и шельф моря Бофорта характеризуются мощными толщами позднемеловых и третичных осадков, синхронных с процессом растяжения [26]. Возникший "топографический" склон, вероятно, способствовал смене направления смещений в ходе орогенического коллапса.

Миоценовая эволюция бассейна Хоуп осуществлялась в сходном структурном плане. Миоценовые сбросы имеют отчетливое южное окончание, совпадающее с разломом Коцебу. Этот разлом по типу принадлежит к трансферным, но в отличие от разлома Чегитунь-Лисбурн, вдоль него осуществлялась компенсация смещения по имеющим одинаковое простираение, но наклоненным в разные стороны сбросам (рис. 10Б).

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда национальных научных исследований США (EAR-93170087-005), а также группой GloTec Совета по научным и научно-техническим исследованиям Турции. Я благодарен Х. Торо и Д. Амато за помощь в проведении полевых работ и обсуждение различных аспектов статьи и А. Гранцу за предоставление возможности работы с сейсмическими профилями бассейна Хоуп и многочисленные ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белый В.Ф.* К вопросу о жесткой структуре Восточной Чукотки и Аляски // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1964. Вып. 17. С. 40–48.
2. *Богданов Н.А., Тильман С.М.* Общие черты развития палеозойских структур острова Врангеля и западной части хребта Брукса (Аляска) // *Складчатые области Евразии*. М.: Наука, 1964. С. 219–230.
3. *Гельман М.Л.* Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР // *Метаморфические комплексы Востока СССР*. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1973. С. 161–180.
4. Геологическая карта СССР и прилегающих акваторий. М-6 1 : 2500 000 / Под ред. Д.В. Наливкина. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1983. 12 л.
5. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга и Ю.А. Погребницкого. Л.: Недра, 1984. 280 с.
6. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Ч. 1. Геологическое описание. Книга 2 / Под ред. И.Е. Дробкина. М.: Недра, 1970. 536 с.
7. *Каменева Г.И.* Структура центральной части о. Врангеля // *Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля*. Л.: Наука, 1975. С. 72–77.
8. *Натальин Б.А.* Тектоника и структурно-формационные комплексы нефтегазоносной провинции Северной Аляски // *Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока*. Хабаровск: Изд-во ДВО АН СССР, 1975. С. 3–14.
9. *Натальин Б.А.* Тектоническая природа метаморфического комплекса Чукотского полуострова // *Геология и геофизика*. 1979. № 6. С. 31–38.
10. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.
11. *Натальин Б.А., Парфенов Л.М.* Симметрия разломов Чукотки и Аляски // *Симметрия структур геологических тел*. М.: Изд-во Горн. ин-та. Вып. 1. С. 94–95.
12. *Недомолкин В.Ф.* Геология Эскимосского срединного массива. Автореф. дис. канд. геол. мин. наук. Владивосток: Президиум ДВО АН СССР, 1977. 16 с.
13. *Орадовская М.М., Обут А.М.* Стратиграфия, корреляция, палеогеография ордовикских и силурийских отложений на Чукотском полуострове // *Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова*. Новосибирск: Наука, 1977. С. 4–42.
14. *Парфенов Л.М., Карсаков Л.П., Натальин Б.А.* Древние сиалические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока // *Геология и геофизика*. 1979. № 2. С. 29–45.
15. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозойца севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
16. *Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф.* Кристаллический фундамент Эскимосского массива // *Советская геология*. 1976. № 10. С. 38–47.

17. *Amato J.M., Wright J.E., Gans P.B., Miller E.L.* Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Tectonics*. 1994. Vol. 13. P. 515–527.
18. *Amato J.M., Wright J.E.* Potassic mafic magmatism in the Kigluaik dome, northern Alaska: A geochemical study of arc magmatism in an extensional tectonic regime // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 8065–8084.
19. *Barnes D.F., Mariano J., Morin R.L., Roberts C.W., Jachens R.C.* Incomplete isostatic gravity map of Alaska // *Plafker G. and Berg H.C., eds., The geology of Alaska. The Geology of North America, Vol. G-1. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1994. Plate 9. 1 sh.*
20. Bering Strait Geological Field Party. Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 1997. Vol. 16. P. 713–729.
21. *Calvert A.T., Gans P.B., Amato J.M.* Diapiric ascent and cooling of a sillimanite gneiss dome revealed by ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology: the Kigluaik Mountains, Seward Peninsula, Alaska // *GSA Special Papers in press*.
22. *Dumitru T.A., Miller E.L., O'Sullivan P.B., Amato J.M., Hannula K.A., Calvert A.T., Gans P.B., 1995.* Cretaceous to recent extension in the Bering Strait region, Alaska // *Tectonics*. 1995. Vol. 14. P. 549–563.
23. *Fujita K., Cook D.B.* The Arctic continental margin of eastern Siberia // *Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F., eds., The Arctic Ocean Region. The geology of North America. Vol. L. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1990. P. 289–304.*
24. *Grantz A.* Strike-slip faults in Alaska // *Open-File Report 267. Department of Interior, U.S. Geological Survey, 1966. 82 p.*
25. *Grantz A., Wolf S.C., Breslau L., Johanson T.C., Hanna W.F.* Reconnaissance geology of the Chukchi Sea as determined by acoustic and magnetic profiling, in *W.L. Adkinson and M.M. Brosge, eds., Proceeding of the geological seminar on the North Slope of Alaska; AAPG, Pacific Section meeting. Los Angeles. California. 1970. P. F1-F28.*
26. *Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of Arctic continental margin of Alaska // *Grantz A., Johnson L., and Sweeney J. F. eds., The Arctic ocean region. The Geology of North America, Vol. L. Boulder, Colorado: Geological Society of America. 1990. P. 257–288.*
27. *Haimila N.E., Kirscher C.E., Nassichuk W.W., Ulmichek G., Procter R.M.* Sedimentary basins and petroleum resource potential of the Arctic ocean region // *Grantz A., Johnson L., and Sweeney J. F. eds., The Arctic ocean region. The Geology of North America, Vol. L. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1990. P. 503–538.*
28. *Jessup D.D.* Reconnaissance geology of the Chukchi Platform – west-central Chukchi shelf, offshore Alaska // *Ms. Thesis. Michigan State University. 1985. 99 p.*
29. *Kirscher C.E.* Interior basins in Alaska. In: *Plafker G. and Berg H.C., eds., The geology of Alaska. Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America. 1994. V. G-1. P. 469–493.*
30. *Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Koz'min B.M., Imaeva L.P.* Seismicity of the Bering Strait region: evidence for Bering block // *Geology*. Vol. 25. 1997. P. 979–982.
31. *Martin A.J.* Structure and tectonic history of the western Brooks Range, De Long Mountains and Lisburne Hills, northern Alaska // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1970. Vol. 81. P. 3605–3622.
32. *Miller E.L., Hudson T.L.* Mid-Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic-Early Cretaceous compressional orogen, Alaska // *Tectonics*. 1991. Vol. 10. P. 781–796.
33. *Miller E.L., Calvert A.T., Littie T.A.* Strain-collapsed metamorphic isograds in a sillimanite gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Geology*. 1992, Vol. 20. P. 487–490.
34. *Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T.* Geology of northern Alaska // *Plafker G. and Berg H.C., eds., The geology of Alaska. The Geology of North America, Vol. G-1. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1994. P. 49–140.*
35. *Natal'in B.A., Toro J., Amato J.* 1997. Paleozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, their structural history and relevance to the Mesozoic Tectonic evolution of the Arctic // *EOS. Transactions. American Geophysical Union. 1997. Vol. 78. № 46. P. F665.*
36. *Natal'in B.A., Toro J.* Bering Sea Orocline and the formation of the Koolen (Chukotka) and Kigluaik (Seward Peninsula) metamorphic core complexes // *6th Zonenshaine Conference on plate tectonics, Moscow, February 17–20, 1998 & Europrobe workshop on Uralides, Moscow, February 15–16, 1998. Programme & Abstracts. 1998. P. 74–75.*
37. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. and 21 others.* Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map // *U. S. Geological Survey Open-File Report 94-714. 1994. 3 sheets, scale 1 : 5 000 000; 2 sheets, scale 1 : 10 000 000, 221 p.*
38. *Patton W.W., Tailleir L.L.* Evidence in the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88. P. 1298–1304.
39. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Palaeotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The Tectonic Evolution of Asia, Cambridge: Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.*
40. *Tailleir I.L., Brosge W.P.* Tectonic history of Alaska // *Proceedings of the geological seminar on the North Slope of Alaska, American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section, 1970. P. E1-E19.*
41. *Thurston D.K., Theiss, L.A.* Geologic report for the Chukchi Sea planning area, Alaska; Regional geology, petroleum geology, and environmental geology // *Anchorage, Alaska: U.S. Minerals and Management Service OCS Report MMS 87-0046, 1987. 193 p.*
42. *Tolson R.B.* Structure, stratigraphy, tectonic evolution and petroleum source potential of the Hope Basin, south-

- ern Chukchi Sea, Alaska // Ph. D. Thesis, Stanford, California: Stanford University, 1987. 144 p.
43. Tolson R.B. Structure and stratigraphy of the Hope Basin, southern Chukchi Sea, Alaska // Scholl D.W., Grantz A., and Veddler J.G., eds., Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins; Beaufort Sea to Baja California, Houston: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series no. 6, 1987. P. 59–72.
44. Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. W. H. New York: Freeman and Company, 1992. 532 p.

Рецензенты: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин

Late Cretaceous-Tertiary Deformations in the Chukotka Peninsula: Implications for the Origin of the Hope Basin and the Herald Thrust Belt (Chukchi Sea)

B. A. Natal'yin

*Istanbul Technical University, Ayazaga 80626, Istanbul, Turkey
Institute of Tectonics and Geophysics, 65 Kim Yu Cheng St., Khabarovsk, 680063 Russia*

A NE-trending right-lateral Chegytun–Lisburne fault has been identified in the northern Chukotka Peninsula and the adjacent shelf. Along this fault, movement was transmitted from an extension zone on its northwestern limb to a compression zone on the same limb. Within the Chukotka Peninsula, the fault is represented by the Ratkhat and Nynykin right-lateral wrench faults. The extension zone is marked by NW-trending faults that define the structure of the Tertiary Hope basin and the faults, exposed in the northern Chukotka Peninsula. The compression zone is marked by thrusts on the Lisburne Peninsula in Alaska and the Herald Ridge in the Chukchi Sea. The discussed kinematic system was active during the Eocene–Oligocene, but probably arose as far back as the Late Cretaceous. The inception of this system was related to a late phase of the orogenic collapse of the crust thickened during the formation of the Bering Sea orocline.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 1999 г.

<i>Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г.</i> Геодинамическая история Охотско-Колымского региона	5	67–76
<i>Бабарина И.И.</i> Палеозойские деформации Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы, Узбекистан)	3	72–88
<i>Богданов Н.А., Гарвер Дж.И., Чехович В.Д., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Соловьев А.В., Коваленко Д.В.</i> Обстановки формирования флишоидно-олигостромового комплекса западного побережья Алеутской глубоководной впадины	5	52–66
<i>Буртман В.С.</i> Некоторые проблемы палеозойских тектонических реконструкций Центральной Азии	3	103–112
<i>Вержбицкий Е.В., Казьмин В.Г.</i> Геотермический режим и особенности тектонического развития бассейнов Западного Средиземноморья	6	66–75
<i>Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А.</i> Стрoение кряжа Карпинского	1	28–43
<i>Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляпуа А.И.</i> Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы	5	3–14
<i>Глуховский М.З., Моралев В.М.</i> Эволюция тектонических условий анортозитового магматизма Алданского щита	6	3–15
<i>Гоникберг В.Е.</i> Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы	3	89–102
<i>Диденко А.Н., Морозов О.Л.</i> Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан)	4	64–80
<i>Кашинцев Г.Л., Шрейдер А.А.</i> Тектоника, геодинамика и магматические провинции Индийского океана в мезозое	3	50–59
<i>Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б.</i> Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm–Nd изотопные данные	3	21–41
<i>Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л.</i> Палеомагнетизм и тектоника о-ва Карагинский	1	81–94
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива	6	29–44
<i>Константиновская Е.А.</i> Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана	5	15–34
<i>Копп М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К., Факиани Ф., Хафез А.</i> Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома	5	77–92

<i>Короновский Н.В., Демина Л.И.</i> Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм	2	17–35
<i>Крылов К.А., Лучицкая М.В.</i> Кислый магматизм в аккреционных структурах Корякии, Камчатки и Аляски	5	35–51
<i>Курчатов А.М., Баскина В.А., Бахтеев М.К., Моссаковский А.А.</i> Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов	1	64–80
<i>Ломизе М.Г., Захаров В.С.</i> Глобальная асимметрия в размещении островных дуг и распад Пангеи	2	3–16
<i>Милановский Е.Е., Милановский В.Е.</i> Основные этапы истории формирования ложа Индийского океана	1	44–63
<i>Миц М.В.</i> Параметры состояния литосферы и тектоника плит в архее	6	45–58
<i>Морозов Ю.А.</i> О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита	4	37–50
<i>Мухин П.А.</i> Геологическое строение архипелага Киклады вдоль траверса Эвия–Аморгос (Греция)	2	61–79
<i>Нагибина М.С.</i> Плюм-тектонические мезозойские структуры Монголии	4	21–36
<i>Натальин Б.А.</i> Позднемеловые–третичные деформации Чукотского полуострова и происхождение бассейна Хоуп и надвигового пояса Геральда (Чукотское море)	6	76–93
<i>Николаев В.Г.</i> Тектоническая предыстория Московской синеклизы в рифее	6	59–65
<i>Павлов В.Э., Галле И.</i> Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце Мезопротерозоя по палеомагнитным данным	6	16–28
<i>Пилипенко А.И.</i> Геологическое строение и деформации океанической коры в районе южной части разлома Оуэн (Индийский океан)	4	51–63
<i>Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.</i> Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана	3	60–71
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Линейность и нелинейность в геологии	3	42–49
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Юбилей Российской академии наук: 275 лет	3	3–4
<i>Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.</i> Геосферы мантии Земли	1	3–14
<i>Разницин Ю.Н.</i> Третий семинар по нелинейной геодинамике	2	94–96
<i>Руженцев С.В., Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н.</i> Геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли: сейсмоотографический аспект (постановка проблемы)	3	5–20
<i>Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В., Денисова Е.А., Будье Ф., Бош Д., Пучкова А.В.</i> Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале	2	36–60
<i>Талицкий В.Г.</i> Структурные парагенезы как результат процессов самоорганизации в деформируемой геологической среде	2	80–93

<i>Хераскова Т.Н.</i> Новые данные о строении Енисейского кряжа	1	15–27
<i>Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.</i> Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии	4	3–20
Памяти Чермена Бейбулатовича Борукаева (1936–1998)	1	95
Александр Александрович Моссаковский (к 70-летию со дня рождения)	5	93
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	5	95
Авторский указатель за 1999 г.	6	94

Сдано в набор 06.08.99 г.

Подписано к печати 04.10.99 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отг. 3.9 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 313 экз.

Зак. 3030

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

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

Генетика
Геоматнетизм и аэрономия
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Доклады Академии наук

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

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

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

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

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