

**ВОЗРАСТ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
РАЙОНА ОЗЕРА БИВЕР ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИКА):
SM-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ**

вед. инженер Б.В.БЕЛЯЦКИЙ¹, канд. геол.-мин. наук А.В.АНДРОНИКОВ²

¹ – ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: bbelyatsky@mail.ru

² – Факультет геологических наук, Университет Мичигана, США, e-mail: andron@umich.edu

Используя самарий-неодимовую изотопную систематику мантийных ксенолитов, представленных в различной степени деплетированными шпинелевыми и гранат-шпинелевыми лерцолитами из мезозойских щелочно-ультраосновных тел оазиса Джетти (Восточная Антарктика), авторы попытались оценить возраст геологических событий, сформировавших верхнюю литосферную мантию северной части гор Принс-Чарльз, и реконструировать эволюцию мантийных резервуаров. Модельный возраст изученных ксенолитов свидетельствует, что ранняя дифференциация мантийных источников в этом регионе произошла не позднее 4,2 млрд лет назад и в дальнейшем верхняя мантия развивалась как истощенный литофильными компонентами резервуар вплоть до рубежа 2,5 млрд лет, когда термальная эрозия и частичное плавление мантии привели к изменению Sm/Nd отношения в отдельных участках мантии. Последующие геологические события, проявленные в коровом сегменте данного региона, не нашли отражения в мантийной эволюции, что свидетельствует о большей консервативности верхней мантии и стабильности условий, существовавших вплоть до коллизии континентов (Индии и Восточной Антарктики) и формирования протерозойских подвижных поясов 1,1 млрд лет назад. Это событие проявлено в изотопной систематике практически всех изученных ксенолитов и отражает общее обогащение верхнемантийных горизонтов (возможно, за счет субдукции океанической литосферы) и отделение источника ксенолитов от мантийного деплетированного резервуара с образованием прожилковой мантии. Дальнейшая эволюция мантии связана с развитием рифтовой системы ледника Ламберта, которое сопровождается щелочно-ультраосновным магматизмом и отражается в изотопной систематике породообразующих минералов изученных ксенолитов.

Ключевые слова: верхняя мантия, изотопы, ксенолиты, модельный возраст, изохронный возраст, Восточная Антарктида.

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные мантийные ксенолиты встречаются в различных щелочных основных и ультраосновных изверженных породах и представляют собой важнейший источник информации о природе верхней мантии, мантийных процессах, о давлениях и температуре на различных мантийных уровнях [20, 32]. Ключом к пониманию эволюции мантии (последовательности изменений состава верхней мантии) во времени является оценка возраста различных процессов, воздействовавших на породы верхней мантии. Глубинные ксенолиты представляют собой природные образцы мантийного вещества различных горизонтов верхней мантии и должны содержать информацию об эволюции состава верхней мантии как во времени, так и в пространстве. Наиболее надежным способом для изучения временных характеристик вещества является изучение изотопных (радиогенных) систем ксенолитов и их породообразующих минералов. Такие ксенолиты, если они незначительно подверглись процессам вторичного изменения и воздействия вмещающей магмы, могут обладать памятью о всей длительной истории эволюции верхней мантии.

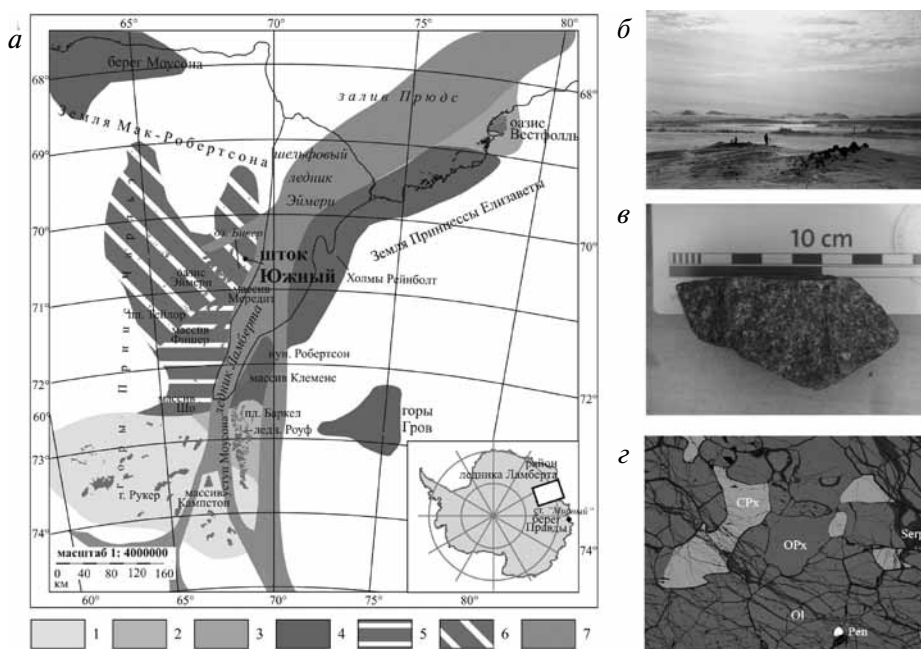


Рис. 1. Упрощенная схема тектонического районирования гор Принс-Чарльз – шельфового ледника Эймери (составлена Михальским Е.В. по [52] с дополнениями). Темным цветом залиты выходы горных пород, геологические границы вне пределов обнажений проведены условно.

а: 1–2 – архейско-палеопротерозойская Рукерская провинция (1 – Рукерская область, 2 – Ламбертская область), 3 – неархейский блок оазиса Вестфолль, 4–6 – мезопротерозойско-раннепротерозойская Рейнерская провинция (4 – неклассифицированные территории, 5 – Фишерская область, 6 – Биверская область), 7 – мезозойско-кайнозойская рифтовая система ледника Ламберта – шельфового ледника Эймери – залива Прудс

б: внешний вид штока Южный (фото Лайба А.А.)

в: типичный образец мантийного ксенолита гомогенного шпинелевого лерцолита

г: микрофотография в обратно-отраженных электронах ксенолита гомогенного шпинелевого лерцолита: cpx – клинопироксен; орх – ортопироксен; ol – оливин; pen – пентландит; серп – серпентин по оливину

Шпинель и шпинель-гранатовые лерцолитовые нодулы, представляющие образцы литосферной верхней мантии с глубин 40–80 км [1, 10, 12, 16], были обнаружены в серии мезозойских щелочно-ультраосновных тел оазиса Джетти в северной части гор Принс-Чарльз в Восточной Антарктике (рис. 1, [2–6, 10, 17]). Недавно полученные оценки возраста калий-аргоновым методом по валовым пробам для этих магматических пород свидетельствуют, что время внедрения магмы варьировало в пределах 105–129 млн лет [25]. Мантийные ксенолиты оазиса Джетти были достаточно полно охарактеризованы как геохимически на уровне валовых проб (главные петрогенные окислы, состав следовых элементов) и порообразующих минералов, так и петрологически (оценка температуры и давления сосуществующих минеральных парагенезисов, окислительно-восстановительного потенциала, флюидонасыщенности и состава мантийного флюида) [12, 14, 27], тем не менее о времени формирования этих минеральных парагенезисов, а также преобразовании под воздействием различных метасоматических агентов, как и времени собственно формирования сублитосферной мантии под Восточно-Антарктическим щитом, известно очень мало. Наиболее геохронологически значимую информацию

обычно несут породообразующие минералы ксенолитов, в частности клинопироксен и гранат [32], но далеко не всегда количество этих минералов в конкретном мантийном нодуле оказывается достаточным для изотопного анализа необходимой точности. Поэтому мы для получения возрастных оценок использовали данные по изотопному составу породообразующих минералов и валовые пробы, применяя комплексный подход при реконструкции эволюции мантии данного региона, включающий изохронные и модельные построения на основании данных изотопной самарий-неодимовой систематики лерцолитовых нодул оазиса Джетти.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Регион гор Принс-Чарльз может быть условно подразделен на две части — северную и южную. Северная часть гор Принс-Чарльз представляет собой часть мезопротерозойского гранулитового пояса [52, 33], протягивающегося от Земли Эндерби на западе до островов Роер на востоке (рис. 1). Породы, развитые на этой территории, входят в состав Рейнерского комплекса, детально изученного и описанного в пределах Земли Эндерби [48]. К гранулитовому поясу с севера и юга примыкают несколько архейских кратонных блоков, представленных Нейпирским комплексом Земли Эндерби [48], оазиса Вестфолль [43, 46] и Рукерским террейном южной части гор Принс-Чарльз [51, 52].

Северная часть гор Принс-Чарльз сложена главным образом породами гранулитовой фации метаморфизма — орто и парагнейсами, которые интродуцированы массивами син- и постметаморфических чарнокитов, а также многочисленными кембрийскими пегматитовыми жилами [52, 42, 30, 50]. Время мезопротерозойского метаморфизма до сих пор точно не определено. Rb-Sr изотопное датирование ортогнейсов северной части гор Принс-Чарльз дает оценку возрасту метаморфизма около 1000 млн лет [52]. Цирконы высокометаморфизованных гнейсов Рейнерского комплекса кристаллизовались 960–980 млн лет назад [19], что совпадает с возрастом чарнокитов уступа Моусона (954–985 млн лет; [54]). Интенсивное переуравновешивание всех изотопных систем K-Ar, Rb-Sr, U-Pb на рубеже палеозоя (500–550 млн лет назад) сопровождалось внедрением многочисленных пегматитовых жил [52].

Архейские породы южной части гор Принс-Чарльз слагают гранито-гнейсовый фундамент [28, 51, 52, 39]. Породы фундамента прорваны архейскими плутонами гранитоидов в горах Байлисс, Рукер, Раймилл и Стинир. К настоящему моменту существует только несколько возрастных определений для этих пород, основанных на валовых Rb-Sr изохронных определениях, в диапазоне 2700–2800 млн лет для гранито-гнейсов [52], что близко уран-свинцовым возрастам цирконов — 3000–3200 млн лет [34, 39]. Архейский гранито-гнейсовый фундамент перекрывается метаосадочными породами, вероятно, позднеархейского или раннепротерозойского возраста. Все эти породы секутся дайками метатолеитов, по составу сходных с толеитовыми дайками оазиса Вестфолль, чей возраст оценивается как 1380 ± 7 млн лет на основании уран-свинцового датирования магматических цирконов [47, 35]. Незначительные по мощности дайки и жилы гранитов и пегматитов раннепалеозойского возраста — 500–550 млн лет [50] наблюдаются в северной оконечности южной части гор Принс-Чарльз.

Проявления щелочного магматизма известны в центральной части Восточно-Антарктического щита начиная со среднего протерозоя — ультрамафические лампрофиры оазиса Вестфолль [21, 8] и до кайнозоя — калиевые трахибазальты северной части гор Принс-Чарльз [46, 13]. В поздней юре — раннем мелу щелочные ультрамафические магмы внедрились в породы рамы в оазисе Джетти, образуя вытянутую на сорок километров цепочку штокообразных, дайковых интрузивных тел и силлов [7, 9, 17]. Внедрение этих магм, вероятно, было связано с образованием в настоящее время существующей рифтовой системы ледника Ламберта-Эймери

**Упрощенная до-кайнозойская геологическая история центральной части
Восточно-Антарктического щита (по [52, 42, 35, 50, 40, 39])**

Геологическое событие	Время (млн лет назад)
Образование древнейшей, начальной литосферы в регионе	3930
Внедрение магм, позднее превращенных в ортогнейсы	3800–3750
Коровая дифференциация, метаморфизм, анатексис и внедрение древнейших гранитоидов	3750–3100
Внедрение тоналитов (генерация новой фельзитической коры) и мафических интрузий, формирование древнейших осадков в южной части гор Принс-Чарльз	3200–3000
Интенсивные деформации D1, высоко-градиентный метаморфизм (900–980 °С; 7–10 kbar; низкое PH ₂ O), общее переуравновешивание всех изотопных систем. Высокотемпературный метаморфизм, который может быть связан с присутствием больших объемов основных магм в основании земной коры. Все ранее существовавшие текстурные и структурные особенности стираются	± 3100
Деформации D2, продолжение высокоградиентного метаморфизма	2900
Внедрение гранитных интрузий на Земле Эндерби и РСМ (частичное формирование новой фельзитической коры). Деформации D3, переуравновешивание изотопных систем. Низкоградиентный гранулитовый метаморфизм (650–700 °С; 5–8 kbar; высокое PH ₂ O)	2500–2400
Внедрение толеитовых даек (включая высоко-Mg лайки холмов Вестфолль и южной части гор Принс-Чарльз)	2350
Формирование первичной коры в регионах протерозойского мобильного пояса	2000–1800
Внедрение ультрамафических лампрофиров на холмах Вестфолль	(1750–1380)?
Отделение фельзитических расплавов от коры, которая была сформирована 1800 млн лет назад, образование стратифицированной протерозойской коры	± 1500
Внедрение долеритовых даек на холмах Вестфолль и в южной части гор Принс-Чарльз	1380
Внедрение кислых и основных вулканитов, связанных с существованием вулканических дуг в центральной части гор Принс-Чарльз. Формирование вулканогенно-осадочных пород (массив Фишер). Развитие активных континентальных окраин	1300
Образование новой мафической коры и ее переплавление, которое привело к образованию фракционированных магм в верхней коре	1200-1000
Широко проявленная деформация и воздымание центральной части Восточно-Антарктического щита. Зеленосланцевый метаморфизм (южная часть гор Принс-Чарльз и массив Фишер) и гранулитовый метаморфизм в северной части гор Принс-Чарльз	± 1000
Широкое развитие широтной складчатости, гранулитовый метаморфизм переходных фаций (750 °С; 7–8 kbar), внедрение долеритовых даек, которые на сегодняшний день представлены только реликтами	960
Локальный зеленосланцевый метаморфизм (400–500 °С), локальная складчатость. Региональное охлаждение коры до 250–300 °С в течение 50 млн лет	550–500
Внедрение даек щелочных оливиновых базальтов в северной части гор Принс-Чарльз	504
Внедрение даек лампроитов в южной части гор Принс-Чарльз и Земли Эндерби	460–413
Внедрение даек долеритов и камптонитов в оазисе Джетти	320–310
Внедрение субщелочных даек в южной части оазиса Джетти	260–240
Внедрение щелочно-ультраосновных магм в оазисе Джетти	130–105

(рис. 1). Начальные стадии формирования этой системы были генетически связаны с ранними этапами распада восточной Гондваны [25, 4, 5]. Мезозойские щелочные ультрамафиты содержат значительное количество верхнемантийных ксенолитов, образцы мантийных нодулей одного из штокообразных тел оазиса Джетти – тело Южное и послужили объектами настоящего исследования.

Принципиальная схема тектонотермальной эволюции центральной части Восточно-Антарктического щита приведена в табл. 1.

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Детальное петрографическое описание и результаты геохимических исследований образцов лерцолитовых нодулей из тела Южного представлены в ряде публикаций [10, 12, 14, 27] и позволяют подразделить изученные образцы на три группы:

1. Шпинелевые лерцолиты, сложенные породообразующими минералами гомогенного состава, без видимых реакционных взаимоотношений между индивидуальными минералами (группа гомогенных шпинелевых лерцолитов).

2. Шпинелевые лерцолиты с хорошо проявленными реакционными взаимоотношениями породообразующих минералов, которые в свою очередь характеризуются широкими вариациями состава (группа негомогенных шпинелевых лерцолитов).

3. Негомогенные шпинель-гранатовые лерцолиты, несущие все признаки типичных негомогенных лерцолитов и содержащие крупные зерна граната, которые частично или полностью замещены келифитовой оторочкой.

Все лерцолитовые ксенолиты оазиса Джетти представляют собой высокомагнезиальные ультраосновные породы ($MgO = 34,5 - 43,2 \%$; табл. 2), сходные по составу с мантийными перидотитами из других континентальных регионов [20].

Таблица 2

Средний химический состав изученных лерцолитовых нодулей оазиса Джетти

Окисел	HSL		ISL		ISGL	
	среднее	σ	среднее	σ	среднее	σ
	$n = 7$		$n = 6$		$n = 11$	
SiO ₂	41,52	0,516	42,03	1,310	42,36	1,263
TiO ₂	0,02	0,021	0,14	0,088	0,15	0,110
Al ₂ O ₃	1,16	0,302	2,53	0,421	2,93	0,468
Cr ₂ O ₃	0,52	0,137	0,30	0,080	0,27	0,086
Fe ₂ O ₃	1,97	0,193	2,04	0,542	1,98	0,358
FeO	6,22	0,183	5,99	0,402	6,26	0,277
MnO	0,17	0,038	0,12	0,020	0,14	0,023
MgO	44,80	0,371	39,50	1,153	38,47	1,502
CaO	1,06	0,201	2,45	0,525	2,72	0,315
Na ₂ O	0,06	0,029	0,19	0,068	0,24	0,120
K ₂ O	0,04	0,047	0,08	0,054	0,11	0,163
P ₂ O ₅	0,02	0,010	0,03	0,013	0,05	0,069
ППП	2,12	0,585	4,20	0,738	4,43	2,213
Сумма	99,68	0,318	99,57	0,599	100,14	0,522
FeO _t	8,00	0,319	7,83	0,706	8,05	0,376
Mg#	92,77	0,229	92,16	0,515	91,62	0,399
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,32	0,027	0,34	0,084	0,32	0,061

Обозначения: HSL – гомогенный шпинелевый лерцолит; ISL – негомогенный шпинелевый лерцолит; ISGL – негомогенный шпинель-гранатовый лерцолит; среднее – среднее содержание соответствующего окисла в вес. %, σ – стандартное отклонение, n – количество образцов;

$Mg\# = 100(Mg/Mg+Fe)$, $FeO_t = FeO + 0,9Fe_2O_3$

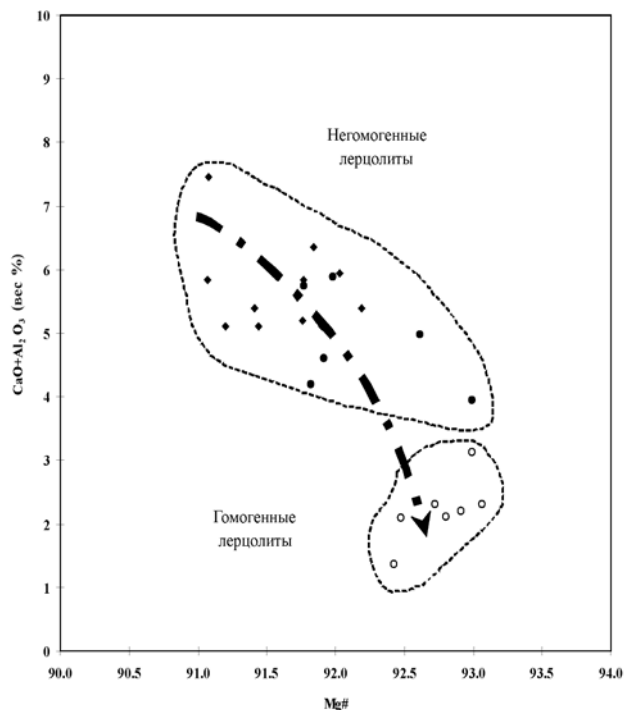


Рис. 2. Диаграмма зависимости состава $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ от магнезиальности $\text{Mg}\#$ изученных лерцолитовых ксенолитов

Отчетливо выделяются две группы пород: негомогенные лерцолиты (шпинелевые и шпинель-гранатовые), которые представляют собой слабоистощенные относительно базальтоидных компонентов породы (или неистощенные), тогда как гомогенные шпинелевые лерцолиты деплетированы этими компонентами. Стрелка на рисунке показывает направление прогрессивной деплетации пород при возрастании степени их рефракционности. Ромбы – негомогенные шпинель-гранатовые лерцолиты; кружки – шпинелевые лерцолиты (залитые – негомогенные; незалитые – гомогенные)

На основании особенностей химического состава можно выделить две группы лерцолитовых нодулей среди изученных образцов [10, 12, 14, 24, 27] (рис. 2):

- породы, сильно обедненные базальтовыми компонентами (CaO , Al_2O_3 , Na_2O), представленные гомогенными шпинелевыми лерцолитами;
- породы, содержащие значительные количества этих компонентов, – неистощенные лерцолиты, представленные негомогенными шпинелевыми и шпинель-гранатовыми лерцолитами.

Одновременное присутствие ксенолитов различных геохимических групп в одном и том же интрузивном теле свидетельствует о негомогенной структуре верхней мантии, опробованной щелочными ультрамафитовыми магмами. Этот верхнемантийный разрез, вероятно, может содержать как области, подвергшиеся значительному воздействию различных внутримантийных процессов, так и сохранившие до какой-то степени свой первичный состав.

Измерения изотопного состава лерцолитовых нодулей и минеральных монокластических фракций проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме регистрации ионных токов изотопов. В течение всего периода работ (1996–1999 гг.) было выполнено более 120 анализов

изотопного состава неодима международного стандарта La Jolla, и средняя измеренная величина составила $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511852 \pm 4(2\sigma)$ при использовании для нормализации отношения $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,241570$. Величина лабораторного загрязнения (холостой опыт) не превышала 0,03 нг для Nd и 0,01 нг для Sm, что обеспечивало возможность проведения измерений изотопного состава с необходимой точностью из навесок образцов от 0,5 до 1,5 г. Соотношение интенсивности измеряемых сигналов изотопов неодима образец/холостой для большинства изученных образцов находилось в интервале 500–1000 и не требовало введения поправок в измеренный изотопный состав Nd образца на изотопный состав холостого, но в отдельных случаях при соотношении ~ 100 такая поправка вводилась. Детальное описание особенностей использованной аналитической методики дано в работах [18, 44]. Расчет возрастов и построение изохрон осуществлялось с использованием программы ISOPLOT [36].

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА К РЕШЕНИЮ ПОСТАВЛЕННОЙ ЗАДАЧИ

Для всех дальнейших построений мы принимаем гипотезу, что верхняя мантия является по своим геохимическим параметрам комплементарным резервуаром по отношению к земной коре, т.е. предполагается, что верхняя мантия и кора являются дифференциатами существовавшего когда-то в прошлом единого геохимического резервуара – первичной мантии. Этот комплементарный резервуар, вероятно, развивается в соответствии с эволюцией земной коры, и такое развитие, выражавшееся в различных тектонотермальных событиях, должно было отразиться (запечатлеться) и в изотопном составе верхнемантийных пород. Исходя из такой точки зрения, возраст литосферной мантии должен быть сходным с возрастом коры, если только более поздние события, связанные с фанерозойской тектонической активизацией региона, полностью не переработали верхнемантийный резервуар. Минералого-петрологический контроль состава мантийных ксенолитов мог бы служить косвенным доказательством отсутствия такой переработки мантийных пород. Выполненные исследования химического состава мантийных ксенолитов оазиса Джетти и их породообразующих минералов свидетельствуют, что большинство изученных ксенолитов обладает всеми признаками первичного состава [14, 24, 27].

Широко проявленные процессы истощения мантийных пород и экстракции мантийных расплавов сопровождалась или дополнялись мантийным метасоматозом, что должно было приводить к соответствующему изменению изотопного состава мантийных пород. Мы попытались выявить такие изменения на основании самарий-неодимовой систематики мантийных ксенолитов и их породообразующих минералов. Однако небольшие размеры самих мантийных ксенолитов (редко превышающие 10–20 см в диаметре) и, соответственно, незначительные объемы мономинеральных фаз чрезвычайно осложняют возможность выявления возрастных взаимосвязей между различными лерцолитовыми ксенолитами. Несмотря на то, что во вмещающем пикрите ксенолиты могут находиться в непосредственной близости на расстоянии сантиметров, исходно они могут быть производными различных уровней (глубин) верхней литосферной мантии. Поэтому, даже когда удается выделить достаточное для анализа количество минеральных фаз, изохронные построения ограничиваются духточечными трендами для каждого индивидуального образца ксенолита (клинопироксен+ортопироксен), и весьма сомнительно, чтобы такие зависимости несли реальную возрастную информацию [45]. Тем не менее в статье [11] была сделана попытка геохронологической интерпретации полученных Sm-Nd изотопных данных по ксенолитам на основании корреляции изотопных возрастов лерцолитов с известными тектонотермальными событиями в Восточной Антарктике. Было показано, что главные тектонотермальные события,

воздействовавшие на коровые породы, также отразились и в изотопном составе верхнемантийных ксенолитов. При этом возрастов, сопоставимых с внедрением вмещающих ксенолиты щелочно-ультраосновных расплавов (табл. 1), на основании изотопного состава изученных мантийных ксенолитов получить не удалось, что, видимо, может определяться быстрым подъемом ксенолитов к поверхности и отсутствием достаточного времени для перестройки изотопных систем ксенолитов под воздействием транспортирующих магм. На этом основании был сделан вывод о том, что изотопный состав мантийных ксенолитов отражает основные черты, типичные для верхней мантии, подстилающей регион гор Принс-Чарльз [11].

Мы попытались выделить возрастную информацию из изотопного состава ксенолитов и связать ее с реальными событиями в верхней мантии, используя модельные Sm-Nd возрасты (T_{DM}) ксенолитов и их породообразующих минералов как начальное приближение для выделения гомогенных групп и дальнейших построений. Как видно из таблицы 1, тектонотермальная эволюция региона насыщена разнообразными событиями, многие из которых сопровождалась реорганизацией изотопных систем мантийных пород. Память о различных событиях могла сохраниться и в сегодняшнем изотопном составе изученных ксенолитов. Используя Sm-Nd T_{DM} модельные возрасты ксенолитов из мезозойских щелочно-ультраосновных пород оазиса Джетти, а также модельные возрасты породообразующих минералов из этих ксенолитов, мы попытались выделить отдельные возрастные группы пород. Затем для каждой из выделенных групп мы построили линейные тренды в изохронных координатах и вычислили «изохронный возраст». Если модельные возрасты ксенолитов совпадали с изохронными, то мы предполагали, что в этом случае они несут информацию о реальном геологическом событии, действовавшем на верхнемантийные породы. Такая интерпретация, безусловно, субъективна, так как мы в действительности не знаем ни точного положения в мантийном разрезе каждого изученного ксенолита, ни их пространственных и генетических взаимоотношений (оценка мантийных глубин, с которых вынесены изученные перидотиты, колеблется от 40 до 80 км [24, 27]). С другой стороны, все изученные образцы были отобраны в пределах одного небольшого по площади интрузивного тела, которое можно рассматривать как тонкую и протяженную «помпу», пересекающую литосферу. Это предполагает, что мы имеем дело только с одним мантийным блоком, имеющим вариации состава по глубине, но подвергшимся одним и тем же тектоническим событиям, чья интенсивность менялась в разрезе рассматриваемой области верхней мантии.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Очевидно, что вариации значений модельного Sm-Nd T_{DM} возраста позволяют даже без применения методов математической статистики выделить ряд возрастных интервалов, к которым принадлежит большинство изученных ксенолитов (рис. 3). Вместе с тем несколько ксенолитов оказались за пределами выделенных возрастных групп, но их количество не позволяет пока придавать им какой-либо региональный смысл, и рассматривать их в дальнейших построениях мы не будем. Изотопный Sm-Nd состав изученных мантийных ксенолитов оазиса Джетти приведен в табл. 3.

Группа I представлена двумя валовыми образцами ксенолитов и тремя мономинеральными фракциями ортопироксена (табл. 3 и 4). Образцы данной группы имеют вычисленные Sm-Nd T_{DM} модельные возрасты, которые варьируют от 2406 до 2524 млн лет и образуют линейный тренд в изохронных координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, соответствующий возрасту 2438 ± 220 млн лет (рис. 4 а). Необходимо отметить, что оценки модельных возрастов и изохронного возраста для данной группы находятся в хорошем согласии. Вычисленные первичные изотопные составы для данной группы в единицах эpsilon ($\epsilon_{Nd}(T) = \epsilon_{Nd}(0) - (Q_{(Nd)} f_{Sm/Nd}(T)$ согласно [23] изменяются от +2,37 до +2,66, если принимать за возраст образования ксено-

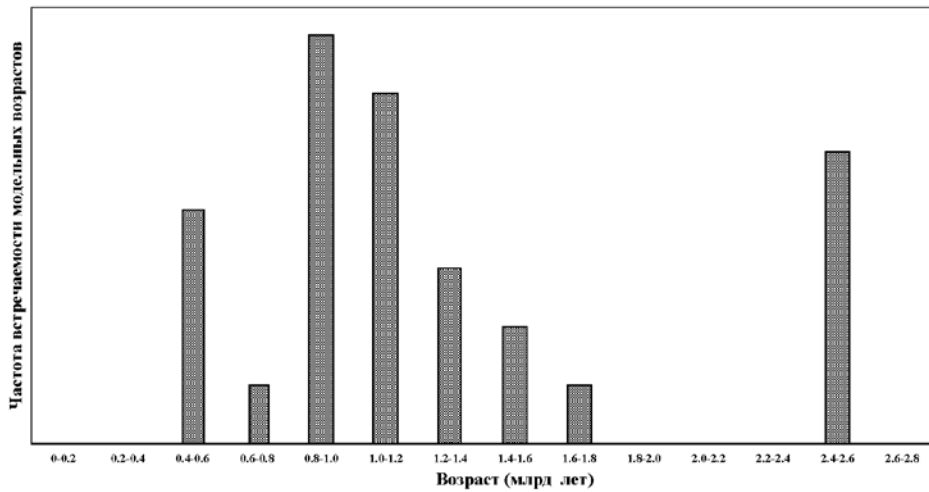


Рис. 3. Распределение вычисленных модельных Sm-Nd (T_{DM}) возрастов для лерцолитовых ксенолитов и их породообразующих минералов

Таблица 3

Sm-Nd изотопный состав мантийных ксенолитов оазиса Джетти

Образец/минерал	Группа	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$
D-3 O _{px}	I	0,043	0,255	0,10245	0,511279 ± 26
D-13-2 O _{px}		0,060	0,227	0,16052	0,512195 ± 53
D-12-1 O _{px}		0,030	0,111	0,16152	0,512179 ± 73
U-37		0,249	0,910	0,16510	0,512274 ± 15
U-N2		0,300	1,257	0,14433	0,511900 ± 13
U-N1	II	0,226	0,876	0,15605	0,512519 ± 8
U-12		0,103	0,410	0,15214	0,512451 ± 10
D-6		0,128	0,676	0,11442	0,512188 ± 58
D-12		0,141	0,864	0,09793	0,512089 ± 15
U-9 O _{px}		0,040	0,133	0,15739	0,512500 ± 28
D-3	III	0,091	0,610	0,08998	0,512138 ± 30
D-5		0,423	1,720	0,14877	0,512541 ± 19
D-15		0,232	0,839	0,16713	0,512700 ± 10
D-28		0,491	2,212	0,13424	0,512474 ± 15
D-13		0,097	0,596	0,09834	0,512173 ± 22
D-12 O _{px}		0,029	0,150	0,11683	0,512396 ± 24
U-24	IV	0,381	2,342	0,09836	0,512337 ± 14
U-25		0,739	4,095	0,10917	0,512379 ± 19
U-9		0,118	0,550	0,12979	0,512531 ± 10
D-13 O _{px}		0,015	0,067	0,13375	0,512539 ± 69
SN-N24 O _{px}		0,082	0,338	0,14583	0,512606 ± 68
D-14-1		0,330	1,160	0,17190	0,512778 ± 25
U-9 C _{px}	V	0,515	3,786	0,12935	0,512728 ± 12
D-3 C _{px}		0,687	4,924	0,08431	0,512657 ± 19
D-13 C _{px}		0,650	5,244	0,07496	0,512594 ± 10
D-14 C _{px}		0,145	0,938	0,09316	0,512616 ± 33
D-30 C _{px}		1,169	4,083	0,17302	0,512845 ± 25

Обозначения: O_{px} – ортопироксен, C_{px} – клинопироксен.

Концентрации Sm и Nd в *10⁻⁶ г/г (ppm). Погрешность изотопного состава неодама $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствует измеренной в опыте

Сравнение рассчитанных Sm-Nd возрастов для изученных магнитных ксенолитов

Образец	Группа	T _{DM} Sm-Nd (млн. лет)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd начальное	ε _{Nd} (T) CHUR	Изохронный Sm-Nd возраст (млн.лет)	ε _{Nd} (T) CHUR	СКВО	ε _{Nd} (0) CHUR
D-3 O _{px}	I	2408	0,509653	2,47	2438 ± 200	2,83	2,95	-26,47
D-13-2 O _{px}		2425	0,509629	2,59		2,65		-8,60
D-12-1 O _{px}		2524	0,509491	2,42		2,03		-8,91
U-37		2406	0,509656	2,66		2,79		-7,06
U-N2	II	2507	0,509514	2,37	1090 ± 120	1,91	1,83	-14,36
U-N1		1389	0,511116	4,93		3,38		-2,28
U-12		1441	0,510962	4,29		2,31		-3,84
D-6		1303	0,511209	4,93		2,69		-8,74
D-12	III	1253	0,511280	5,05	1140 ± 150	3,00	7,76	-10,67
U-9 O _{px}		1435	0,511022	4,66		2,93		-2,54
D-3		1078	0,511528	5,46		6,31		-9,19
D-5		1169	0,511400	5,30		5,13		-1,85
D-15	IV	1043	0,511578	5,60	925 ± 82	5,97	0,71	1,68
D-28		1086	0,511517	5,50		5,94		-3,16
D-13		1125	0,511412	5,34		5,33		-9,03
D-12 O _{px}		1015	0,511618	5,66		6,33		-4,68
U-24	V	933	0,511735	5,87	374 ± 95	5,77	3,45	-5,83
U-25		967	0,511686	5,78		5,31		-5,01
U-9		933	0,511734	5,87		5,80		-2,09
D-13 O _{px}		959	0,511697	5,81		5,53		-1,89
SN-N24 O _{px}	V	979	0,511669	5,78	374 ± 95	5,43	0,71	-0,59
D-14-1		963	0,511691	5,82		5,93		1,75
U-9 Cpx		584	0,512233	6,81		4,98		1,79
D-3 C _{px}		469	0,512398	7,13		5,76		0,41
D-13 C _{px}	V	505	0,512346	7,04	374 ± 95	5,00	3,45	-0,82
D-14 C _{px}		552	0,512279	6,51		7,74		2,77
D-30 C _{px}		594	0,512222	6,87		5,21		4,08

Примечание: в таблице приведены оценки возраста ксенолитов относительно истощенной мантии (по модели) — «T_{DM} Sm-Nd», а также соответствующий начальный изотопный состав неодиима (абсолютный и в единицах ε относительно изотопного состава хондритового резервуара — CHUR): «¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd начальное» и «ε_{Nd}(T)», рассчитанный изохронный возраст для выделенных групп образцов — «изохронный Sm-Nd возраст (млн лет)» и параметры изохрон («СКВО» — средний квадрат взвешенных отклонений, «ε_{Nd}(T)» — первичный изотопный состав неодиима), а также измеренный изотопный состав ксенолитов и породообразующих минералов в единицах ε_{Nd}(0) — «ε_{Nd}(0) CHUR».

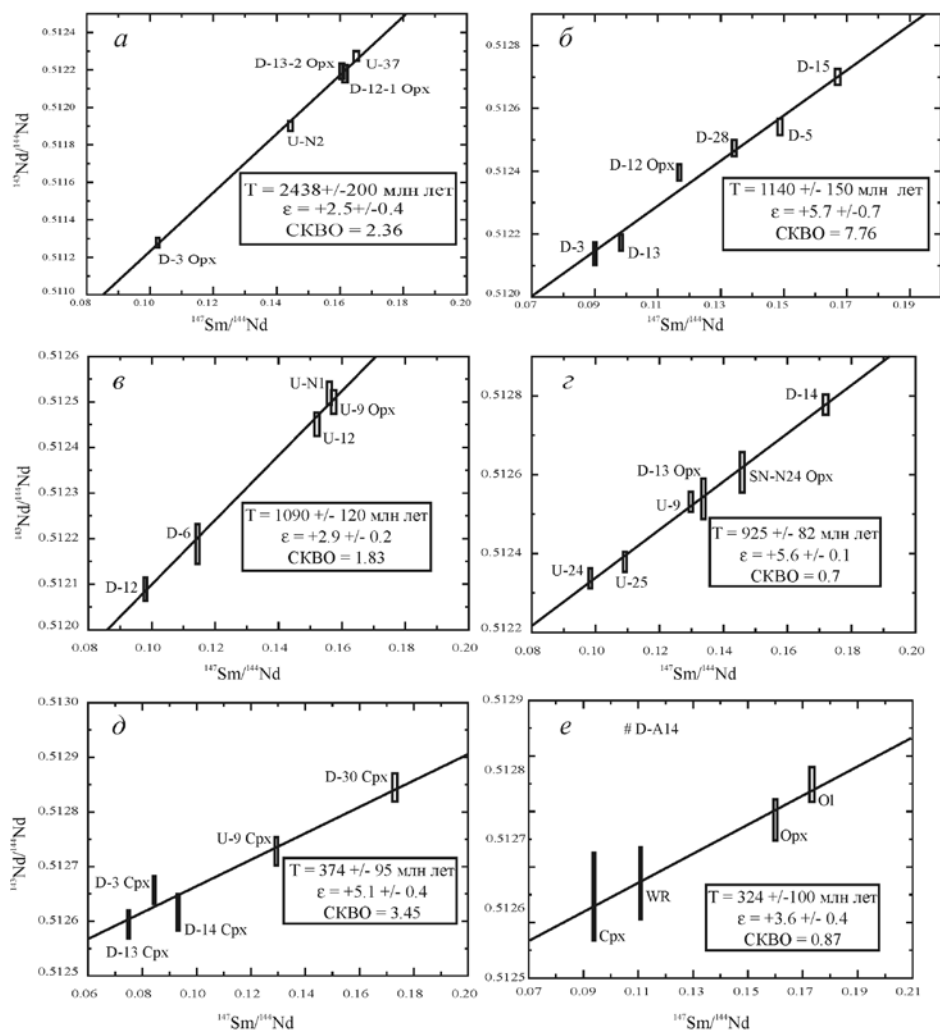


Рис. 4. Sm-Nd изохронные диаграммы для мантийных ксенолитов оазиса Джетти

Размер символов соответствует измеренным ошибкам изотопного состава, приведенным в табл. 3, номера образцов и групп соответствуют табл. 3. А – изохронная диаграмма для «древнейших» ксенолитов оазиса Джетти (Группа I, T_{DM} возраст соответствует 2400–2520 млн лет); Б – диаграмма для образцов ксенолитов Группы II (Sm-Nd T_{DM} возраст 1250–1440 млн лет); В – Sm-Nd диаграмма для образцов ксенолитов Группы III (модельный Sm-Nd возраст T_{DM} 1015–1170 млн лет); Г – Sm-Nd изохрона для образцов ксенолитов Группы IV (T_{DM} от 930 до 980 млн лет); изохроны на диаграммах Б–Г соответствуют основному событию (коллизия, складчатость, гранулитовый метаморфизм) формирования подвижных мезопротерозойских поясов в регионе 1 млрд лет назад (T_{DM} мантийных ксенолитов от 1400 до 950 млн лет); Д – Sm-Nd изохрона для клинопироксенов из лерцолитовых нодулей, соответствующая рифтогенному этапу развития мантии данного региона (Группа V, T_{DM} соответствуют 470 – 600 млн лет); Е – внутренняя Sm-Nd изохрона для образца мантийного ксенолита шпинелевого лерцолита DA-14: cpx – клинопироксен, орх – ортопироксен, ol – оливин, wr – валовая проба

литов модельные оценки, и от +1.91 до +2.83, если использовать изохронный возраст, и находятся в хорошем соответствии друг с другом.

Группа II представлена 4 валовыми образцами ксенолитов и одной монофракцией ортопироксена (табл. 4). Образцы данной группы характеризуются модель-

ными возрастами Sm-Nd T_{DM} в пределах 1253–1441 млн лет и образуют линейный тренд (рис. 4 б), соответствующий существенно более молодой оценке возраста (1090 ± 120 по сравнению со средним модельным возрастом 1364 ± 83 млн лет). Это может указывать на определенное неравновесие Sm-Nd изотопной системы, проявленное в образцах данной группы. Величины первичного изотопного состава $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируют в интервале $+4,29 \div +5,05$ при T, соответствующем модельным возрастам ксенолитов, и $+2,61 \div +3,39$ при T, равном изохронному возрасту.

Группа III представлена пятью валовыми образцами ксенолитов и одной мономинеральной фракцией ортопироксена. Sm-Nd T_{DM} модельные возрасты для этих образцов находятся в интервале 1015 и 1169 млн лет (табл. 4). Образцы данной группы определяют линейный тренд с наклоном, соответствующим возрасту 1140 ± 150 млн лет (рис. 4 в), что находится в хорошем соответствии со средним модельным возрастом для этой группы (1092 ± 56 млн лет), а также с изохронным возрастом, полученным для образцов группы II (1090 ± 120 млн лет). Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируют незначительно: от $+5,35$ до $+5,66$ (T – модельный) или от $+5,13$ до $+6,33$ (при изохронном возрасте).

Группа IV состоит из 4 валовых образцов и 2 мономинеральных фракций ортопироксена. Sm-Nd TDM для всех образцов данной группы образуют компактный кластер (933–979 млн лет) со средним значением 956 ± 19 млн лет (табл. 4). А на изохронной диаграмме эти образцы образуют изохрону с возрастом 925 ± 82 млн лет (рис. 4 г), что хорошо согласуется как с полученными модельными возрастными, так и с валовой изохроной 910 ± 210 млн лет, полученной в работе [11]. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ находятся в узком интервале $+5,78 \div +5,87$ (T – модельный) и $+5,31 \div +5,93$ (изохронный возраст).

Группа V состоит из монофракций клинопироксена 5 различных образцов ксенолитов, которые имеют модельные возрасты от 469 до 584 млн лет (табл. 4) при среднем значении модельного возраста для этой группы 528 ± 51 млн лет. Наклон линейного тренда, образованного этими клинопироксенами на диаграмме в изохронных координатах, соответствует возрасту 374 ± 95 млн лет (рис. 4 д), что согласуется с данными [11]. Однако клинопироксены большинства изученных ксенолитов испытали частичное плавление, затронувшее прежде всего внешние части зерен минералов [14], и без сепарации центральных и внешних частей зерен и их последующего раздельного анализа полученную линию нельзя рассматривать как реальную изохрону.

Древнейший изотопный возраст, определенный для пород центральной части Восточно-Антарктического щита, записан в изотопной памяти циркона из ортогнейсов архейского Нейпирского комплекса Земли Эндерби и соответствует величине 3930 млн лет [52, 50] (табл. 1). Это время рассматривается как начало формирования древнейшей первичной литосферы в регионе [52, 50]. На сегодняшний день получен ряд и еще более древних датировок цирконов из пара- и ортогнейсов этого же комплекса, достигающих величин 4,2 млрд лет [29], и, хотя происхождение этих цирконов до конца не ясно, можно предположить, что дифференциация первичного единого мантийного резервуара началась в этом регионе 4,2 млрд лет назад. С другой стороны, древнейший изохронный возраст, полученный нами для мантийных ксенолитов оазиса Джетти, соответствует 2438 млн лет, что свидетельствует о том, что в изотопной систематике изученных мантийных пород отсутствует информация о литосферной тектонотермальной истории за длительный, более чем 1,5 млрд лет, период времени. В то же время, как видно из табл. 1, этот период времени был насыщен разнообразными геологическими событиями для региона Восточной Антарктики: внедрение толеитовых магм 3,8 млрд лет (позднее трансформированных в ортогнейсы), мафических интрузий 3,0–3,2 млрд лет и высокомагнезиальных толеитов 2,4 млрд лет назад очевидно

привело к полной перестройке изотопных систем верхней мантии. Такие существенные тектонические события, как деформации D1 (около 3,1 млрд лет), D2 (2,9 млрд лет) и D3 (2,4–2,5 млрд лет назад), сопровождавшиеся гранулитовым метаморфизмом коровых пород и глобальным переуравновешиванием их изотопных систем и практически полным уничтожением всех существовавших до этих событий структур и текстур (табл. 1), также должны были приводить к перекристаллизации верхнемантийных пород и переуравновешиванию их изотопных систем, пусть и частичному. Поскольку изотопные анализы выполнены для небольшого количества мантийных образцов и их представительность для характеристики верхней мантии данного региона, вероятно, не очень велика, то трудно ожидать, что действительно древние, ранне-среднеархейские возраста будут получены при анализе небольшого количества мантийных ксенолитов.

Тем не менее примечательно, что возраст, сопоставимый со временем проявления деформаций D3, отражается как в модельных, так и изохронных возрастах изученных мантийных ксенолитов (2438 ± 200 млн лет, табл. 4). Возможно, это тектонотермальное событие замаскировало информацию обо всех более ранних событиях, имевших место в мантии. Поэтому можно сказать, что это событие соответствовало времени последней вспышки активности, такой активности, которая привела к полному преобразованию верхней мантии с возможным истощением и рекристаллизацией мантийных пород и соответствующим изменением их Sm/Nd отношений. Это частичное плавление верхней мантии, сопровождавшееся изменением Sm/Nd отношений, могло бы быть связано с магматическими событиями, которые привели к внедрению высокомагнезиальных магм 2350 млн лет назад в оазисе Вестфолль и в южной части гор Принс-Чарльз [37, 38, 35]. Таким образом, время 2,4–2,5 млрд лет может рассматриваться как время мощной дифференциации верхнемантийного резервуара под регионом гор Принс-Чарльз, которая привела к генерации высокомагнезиальных магм и совпала по времени с одним из этапов гранулитового метаморфизма коровых пород.

Среди изученных ксенолитов полностью отсутствуют такие, которые бы имели возрасты (как модельные, так и изохронные) в интервале от 2,4 до 1,8 млрд лет, и следующий за выборкой с возрастом 2,4 млрд лет представительный набор ксенолитов имеет модельный возраст от 1,4 млрд лет и моложе (табл. 4, рис. 3). Такое распределение модельных Sm-Nd T_{DM} возрастов, очевидно, указывает на то, что после эпизода тектонотермальной активности и мантийной деплетации 2,4–2,5 млрд лет назад был долгий период, в течение которого отсутствовали серьезные нарушения мантии. Такое геологическое «затишье», но менее длительное также проявляется в почти полном отсутствии возрастных определений для коровых пород для периода 2,4–2,2 млрд лет назад. Возможно, после 2,4 млрд лет в течение, по крайней мере, 400–500 млн лет режим стабильной платформы превалировал в регионе и затем сменился только в средне-позднепротерозойское время. Результаты определения P - T условий равновесий мантийных парагенезисов свидетельствуют, что в течение определенного времени P - T режим в регионе соответствовал стабильным платформенным условиям [14, 27], но временные рамки существования этого режима были до сих пор не определены.

Sm-Nd T_{DM} модельные возрасты ксенолитов группы II древнее, чем изохронные (1364 ± 83 и 1090 ± 120 млн лет соответственно), тогда как для ксенолитов группы III модельные и изохронные возраста сходны (1092 ± 56 и 1140 ± 150 млн лет соответственно). Такое различие между модельными и изохронными возрастными для ксенолитов группы II должно указывать, что модельные возрасты этих ксенолитов не отражают какого бы то ни было реального события, а, скорее, являются результатом смещения изотопного состава и поэтому не имеют геологического смысла. Мантийные породы, показывающие эти возрасты, могли быть

образованы ранее, возможно 2,4 млрд лет назад, но их изотопные системы были частично переуравновешены наложенным обогащением, соответствующим событию, которое могло иметь место 1,1 млрд лет назад. Мантийные ксенолиты группы III, модельные и изохронные возрасты которых практически совпадают (около 1,1 млрд лет), по возрасту идентичны изохронной оценке возраста образцов группы II (1090 ± 120 млн лет), что указывает на то, что время около 1,1 млрд лет было временем существенной перестройки изотопных систем и частичного обогащения мантийных пород. Аналогичное предположение высказал Дж.Шератон [49, 50], рассматривая событие 1,1–1,0 млрд лет назад как наиболее значительное для Восточной Антарктики и сопоставляя его с коллизией Индийского и Восточно-Антарктического щитов во время протерозойской стадии амальгамации Гондванского суперконтинента. Однако компрессионные напряжения, связанные с началом дрефта Индийского и Восточно-Антарктического щитов навстречу друг другу, должны были начать свое воздействие на данный регион задолго до собственно коллизии, что могло привести к образованию широтного протерозойского могильного пояса 2,0–1,8 млрд лет назад (табл. 1).

Образцы ксенолитов, составляющие выделенную группу IV, характеризуются полным совпадением модельных Sm-Nd T_{DM} и изохронного Sm-Nd возрастов (956 ± 19 млн лет и 925 ± 82 млн лет соответственно), что должно иметь определенный смысл. Наиболее вероятно, в этом случае мы имеем дело с событием, воздействие которого полностью перестроило изотопные системы изученных образцов. Полученные возрастные оценки совпадают с периодом нового корообразования в Восточной Антарктике, а также со временем формирования широко распространенной широтной складчатости и гранулитового метаморфизма (табл. 1, [52, 42, 53]). Вероятно, такое широкое преобразование всей литосферы должно было быть обусловлено вспышкой глобальной постколлизийной тектонической и магматической активности в данном регионе. Необходимо отметить также, что получено только несколько изученных образцов, которые имеют модельные возрасты T_{DM} моложе, чем 0,9 млрд лет, и что молодые возрасты получены только для образцов группы V, которые представлены мономинеральными фракциями клинопироксена (см. ниже). Таким образом, временной рубеж около 0,9 млрд лет должен рассматриваться как критическая точка в процессе полного отделения изученного верхнемантийного домена от деплетированного мантийного резервуара.

Группа V изученных мантийных образцов, представленная фракциями клинопироксена и описанная в работе [11], примечательна существенным расхождением между Sm-Nd T_{DM} модельными возрастaми (528 ± 51 млн лет) и изохронным (374 ± 95 млн лет). Такое расхождение указывает, что модельные возрасты являются, скорее всего, следствием смещения изотопных характеристик. Принимая во внимание, что маловероятно, чтобы изученный разрез верхней мантии представлял собой деплетированный резервуар 500 млн лет назад, модельный возраст 528 млн лет, очевидно, не несет никакого геологического смысла. Необходимо иметь в виду, что клинопироксен в большинстве изученных мантийных ксенолитов Восточной Антарктики имеет внешнюю губчатую кайму вокруг первичного неизмененного ядра [41], которая, вероятно, образовалась благодаря частичному плавлению внешних зон пироксена. Однако проанализированные фракции клинопироксена представляли собой целые зерна, т.е. внешние измененные зоны и внутренние неизмененные не были разделены. Так что, очевидно, измеренный изотопный состав монофракций клинопироксена представляет собой простую смесь из изотопного состава, присущего собственно клинопироксену и, вероятно, сохраненного в центральных ядерных частях изученных зерен, и изотопного состава приобретенного при образовании пористых оболочек. Изохронный возраст в таком случае также вряд ли будет соответствовать какому-нибудь реальному геоло-

гическому событию, а сама линия тренда будет определяться пропорциональным смещением вещества с различным изотопным составом (ядро + кайма), представленным в различных долях в изученных фракциях пироксена. Вместе с тем для одного из изученных ксенолитов шпинелевых лерцолитов (D-A14) была получена Sm-Nd изохрона (рис. 4 е) по породообразующим минералам (клинопироксен, ортопироксен, оливин) и валовому образцу, которая соответствует возрасту 324 ± 100 млн лет ($\epsilon_{Nd} = +3,6$). Это может свидетельствовать о том, что на этом рубеже все-таки было геологическое событие, чье воздействие на вещество мантии привело, по крайней мере, к частичному уравниванию самарий-неодимовой системы мантийных минеральных парагенезисов, если не во всем объеме верхней мантии, то, во всяком случае, на локальном уровне. Таким событием могло бы быть заложение и начало развития палеорифтовой системы ледника Ламберта-Эймери в палеозойское время. В этом случае изохрона для пироксеновых монофракций (группа V), вероятно, также отражает это событие [11].

Почти все изученные образцы ксенолитов являются производными обогащенного мантийного источника с $\epsilon_{Nd}(0)$, варьирующим от -26 до $+4$ (при этом большинство оценок попадают в интервал $-8 \div -2$). Однако оценки первичного изотопного состава $\epsilon_{Nd}(T)$ показывают, что продолжительное время верхняя мантия под изучаемым регионом представляла собой деплетированный (обедненный) резервуар. Древнейший модельный возраст Sm-Nd TDM для изученных ксенолитов из оазиса Джетти соответствует 3826 млн лет, тогда как наиболее молодой 848 млн лет (оба эти образца не попадают в какую-либо из рассмотренных возрастных групп, но они определяют возрастные пределы для развития деплетированного мантийного резервуара в регионе). Для того чтобы прояснить возможный геологический смысл полученных Sm-Nd T_{DM} модельных датировок, данные, которые были в согласии с изохронными оценками, были нанесены на эволюционную диаграмму для Sm-Nd изотопной системы [22] (рис. 5). Sm-Nd T_{DM} модельные датировки и величины первичного изотопного состава $\epsilon_{Nd}(T)$ изученных ксенолитов образуют на диаграмме три основных возрастных ноды: около 3,8 млрд лет ($\epsilon_{Nd}(T) = 0,6$), около 2,5 млрд лет ($\epsilon_{Nd}(T) \sim 2,5$) и вытянутое поле с возрастными, варьирующими от 1,2 до 0,9 млрд лет ($\epsilon_{Nd}(T) = 5-6$). Для того чтобы связать эти ноды, необходимо провести линию через точку, соответствующую возрасту 2,5 млрд лет (рис. 5). Эта линия может рассматриваться как эволюционный тренд, отражающий мантийную эволюцию от момента отделения мантии (деплетации) от хондритового однородного резервуара (CHUR) и до момента, когда широко проявленное обогащение окончательно не отделил источник ксенолитов от этого деплетированного резервуара.

Линия эволюции изотопной системы, соединяющей ноды 3,8 млрд лет и 2,5 млрд лет, пересекает линию CHUR в точке, примерно соответствующей возрасту 4,2 млрд лет. В этом случае можно предположить, что с момента аккреции Земли как планеты (4,56 млрд лет назад [31]) и до 4,2 млрд лет мантия в данном регионе развивалась аналогично CHUR, а 4,2 млрд лет назад произошла первая дифференциация этого резервуара (линия A-B на рис. 5). Эта дифференциация и частичная деплетация первичного мантийного резервуара могли обусловить последующее внедрение в образующуюся первичную жесткую литосферу магм, позднее преобразованных в ортогнейсы (табл. 1). Предполагается, что это событие имело место 3,8 млрд лет назад [52], однако U-Pb изотопные возраста цирконов из этих ортогнейсов соответствуют 3930 млн лет, а для некоторых — 4,2 млрд лет [52, 50, 29]. Эти значения возраста чрезвычайно близки (если не сказать, что совпадают) оценке времени первичной дифференциации CHUR.

С этого времени развитие изотопной системы обедненного мантийного резервуара шло вдоль линии B-C (рис. 5) вплоть до рубежа в 2,5 млрд лет. Хотя множество тектонотермальных событий произошло в течение этого пе-

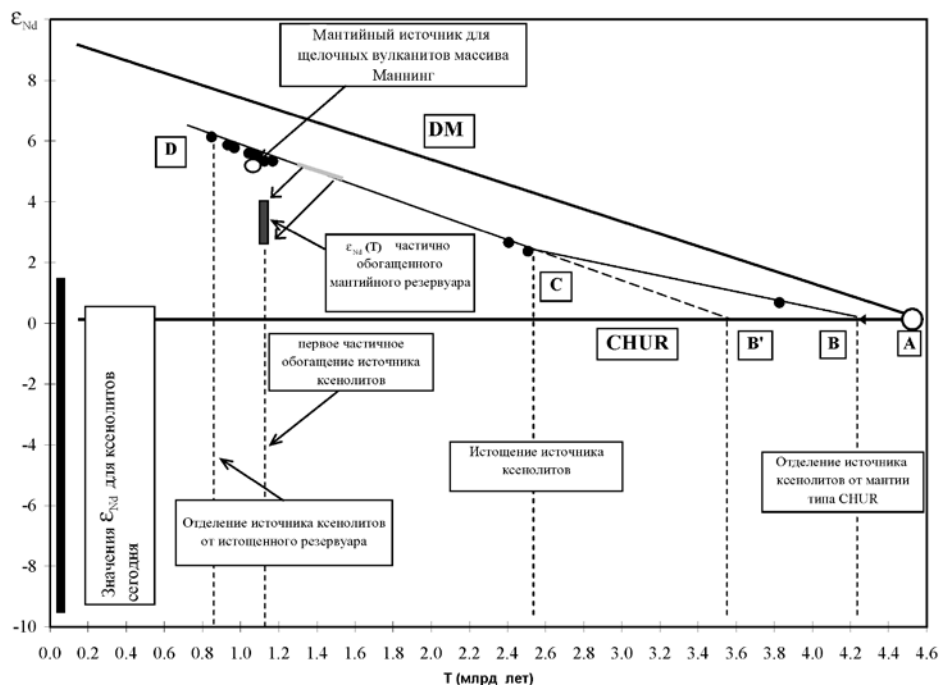


Рис. 5. Sm-Nd эволюционная диаграмма, характеризующая развитие изотопной систематики верхней мантии района оазиса Джетти

DM – деплетированная мантия; CHUR – хондритовый однородный резервуар; залитые кружки – Sm-Nd изотопный состав изученных мантийных ксенолитов, соответствующий модельному времени TDM. Точка «А» – принимаемое время аккреции Земли (линия А–В – эволюция первичного резервуара типа CHUR); «В» – время первого этапа дифференциации первичного мантийного резервуара; «В'» – предполагаемое время первой дифференциации первичного резервуара (см. детали в тексте); «С» – время сильной дополнительной деплетации эволюционировавшего вдоль линии В–С источника мантийных ксенолитов; «D» – время мощного процесса обогащения (субдукция, мантийный метасоматоз) мантийного источника ксенолитов и его окончательного отделения от деплетированного мантийного резервуара. Интервал времени 1,5–1,2 млрд лет следует рассматривать как время первого существенного частичного обогащения источника ксенолитов в результате деятельности мантийных процессов, связанных с начальными стадиями коллизии Индийского и Восточно-Антарктического щитов (детали в тексте)

риода, очевидно, что ни одно из них не отразилось в смене траектории эволюции Sm-Nd изотопной системы. Тектонотермальное событие 2,5 млрд лет назад отразилось в частичном формировании новой фельзитической коры, внедрении высокомагнезиальных толеитовых магм, широко проявленных деформациях и гранулитовом метаморфизме (табл. 1). Внедрение высокомагнезиальных толеитовых магм было следствием частичного плавления мантийного источника, которое обусловило и изменение Sm/Nd отношений мантийных пород. С этого времени эволюция изотопных систем дополнительно истощенно резервуара идет уже вдоль линии C–D (рис. 5).

Поскольку большинство модельных датировок Sm-Nd T_{DM} изученных ксенолитов древнее 0,9 млрд лет, можно предположить, что это было время первого исчерпывающего обогащения изученного мантийного разреза, что привело к глобальной перестройке изотопных систем и полному отделению мантийного источника изученных ксенолитов от деплетированного мантийного резервуара. Этот возраст соответствует времени полной литосферной перестройки и формирования

новой коры в Восточной Антарктике [53]. В работе [13] было высказано предположение, что в это же время мантийный источник кайнозойских калиевых магм северной части гор Принс-Чарльз (массив Маннинг), который по своему составу близок изученным ксенолитам, становится литосферным. Первичный изотопный состав $\epsilon_{Nd}(T)$ щелочных вулканитов массива Маннинг практически совпадает с изотопными характеристиками изученных ксенолитов с соответствующими модельными возрастными T_{DM} (рис. 5), что может служить дополнительными аргументом в пользу того, что эти базальтоиды были образованы из мантийного источника с изотопным составом, сходным с составом изученных ксенолитов.

Можно рассмотреть и альтернативную модель эволюции верхней мантии региона, если не придавать значения модельному возрасту одного из изученных ксенолитов 3628 млн лет. В этом случае эволюционный тренд развития изотопного состава мантии мог бы соответствовать линии $B'-D$, что предполагает развитие мантийного резервуара как хондритового CHUR (рис. 5) до рубежа 3,6 млрд лет назад. Однако, как уже говорилось выше, внедрение древнейших магм, вероятно сформированных из мантийного источника, по составу сходного с CHUR, имело место, по крайней мере, 3,9 млрд лет назад (или ранее). А это означает, что к рубежу в 3,6 млрд лет мантийный резервуар должен был испытать определенную дифференциацию и, следовательно, не мог соответствовать по составу резервуару типа CHUR.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя все вышесказанное, на основании данных об изотопном составе мантийных ксенолитов оазиса Джетти мы можем сформулировать некоторые выводы о составе и развитии мантии Восточно-Антарктического кратона. Модельные возрасты изученных мантийных нодулей свидетельствуют, что дифференциация мантийного вещества первичного резервуара, который по составу был сходен с модельным хондритовым недеференцированным резервуаром, произошла в Восточно-Антарктическом регионе около 4,2 млрд лет назад. Это привело к образованию обедненного литофильными элементами мантийного резервуара — деплетированной мантии, который развивался без существенных преобразований вплоть до рубежа 2,4–2,5 млрд лет назад. Древнейший полученный для мантийных пород изохронный возраст 2438 ± 220 млн лет отражает время дифференциации ранее обедненного (4,2 млрд лет назад) мантийного резервуара в результате частичного плавления и образования фельзической коры. Эти события сопровождались сильными деформациями существовавшей к тому времени коры, гранулитовым метаморфизмом и переуравновешиванием изотопных систем. С этого времени и до рубежа 1,1 млрд лет назад литосферная мантия региона не испытывала серьезных пертурбаций, по крайней мере таких, которые бы сохранились в изотопной «памяти» самарий-неодимовой системы мантийных пород и их породообразующих минералов. Столь длительный тектонический «покой», возможно, соответствовал преобладанию в регионе режима стабильной платформы, что также нашло свое отражение в $P-T$ характеристиках некоторых верхнемантийных ксенолитов [15, 26, 27]. Относительное тектоническое спокойствие было типичным для всего региона Восточной Антарктики вплоть до 2000 млн лет назад, когда начал формироваться широтный мезопротерозойский мобильный пояс [52, 33], что предположительно являлось наиболее ранним отражением возросших компрессионных напряжений, связанных с началом дрейфа Восточно-Антарктического и Индийского щитов навстречу друг другу. Однако, поскольку пока мы не получили сопоставимые датировки для мантийных пород, можно предположить, что это событие не сильно проявилось на верхнемантийном уровне, ограничиваясь преимущественным воздействием на кору, воз-

можно, из-за того, что мантийные породы в это время были не столь жесткими (вязко-пластичными) по сравнению с коровыми породами.

Катастрофические события на рубеже 1,1 млрд лет назад находят свое отражение в изотопных характеристиках верхнемантийных пород и представлены тремя изохронными датировками — 1140, 1090 и 925 млн лет. Эти возрасты могут отражать, соответственно, время начального этапа коллизии, максимального коллизийного напряжения и собственно коллизии континентальных блоков, а также постколлизийные деформации, складчатость и вспышку тектонотермальной активности в регионе. Все эти события привели к обогащению верхней мантии и ее сепарации от обедненного мантийного резервуара. Это не исключает того, что этот резервуар мог быть также дополнительно обогащен во время панафриканской орогении, имевшей место 550–450 млн лет назад. Однако это такие события, которые не фиксируются Sm-Nd изотопной систематикой валовых проб изученных ксенолитов. Некоторые следы влияния этого события сохранились в изотопном составе мантийных клинопироксенов, но смешанный состав самих мономинеральных фракций не позволяет точно оценить возраст этого события.

Все эти построения основываются на рассмотрении особенностей состава и эволюции только одного мантийного домена в пределах Восточно-Антарктического региона, который был опробован мезозойской щелочно-пикритовой магмой. Как показано в работе [12], по крайней мере два домена существовало в верхней мантии региона гор Принс-Чарльз и второй домен сильно отличался по химическому и минеральному составу от изученного нами. Поэтому разумно предположить, что эти домены должны отличаться и по изотопному составу, а возможно, и по истории своего развития. Но очевидно, что для доказательства этого предположения требуется дальнейшее изучение мантийных производных региона и, прежде всего, их детальная геохронологическая привязка и корреляция на основе современных методов изотопной геохимии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андроников А.В. Минералы глубинного происхождения из щелочно-ультраосновных пород Восточной Антарктиды // Геолого-геофизические исследования в Антарктике. Л.: ПГО Севморгеология. 1987. С. 48–53.
2. Грикуров Г.Э., Орленко Е.М., Федоров Л.В. Щелочно-ультраосновные породы района озера Бивер (Восточная Антарктида) // Труды САЭ. 1980. Т. 70. С. 87–99.
3. Егоров Л.С. Некоторые петрологические, геохимические и генетические особенности гипабиссальных щелочно-ультраосновных пород на примере польценит-щелочнопикритового комплекса оазиса Джетти (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Геохимия. 1994. № 1. С. 24–39.
4. Курицин Р.Г., Гринсон А.С., Дун Цзунь Ин. Рифтовая зона ледника Ламберта как возможная щелочно-ультраосновная провинция в Восточной Антарктиде // ДАН СССР. 1988. Т. 299. С. 944–947.
5. Курицин Р.Г., Грикуров Г.Э. Строение рифтовой зоны ледника Ламберта // Труды САЭ. 1980. Т. 70. С. 75–86.
6. Лайба А.А., Андроников А.В., Егоров Л.С., Федоров Л.В. Штокообразные и дайковые тела щелочно-ультраосновного состава в оазисе Джетти (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Геолого-геофизические исследования в Антарктике. Л.: ПГО Севморгеология, 1987. С. 35–46.
7. Михальский Е.В., Лайба А.А., Сурина Н.П. Ламбертская провинция щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород в Восточной Антарктиде: характеристика вещественного состава и особенности петрогенезиса магматических комплексов // Петрология. 1998. Т. 6. С. 512–527.
8. Михальский Е.В., Беляцкий Б.В., Андроников А.В., Грачев А.Ф. Дайки протерозойских лампрофиров оазиса Вестфолль, Восточная Антарктида // Петрология. 1994. Т. 2. С. 587–600.

9. Михальский Е.В., Лайба А.А. Дайки основных пород субщелочного ряда в оазисе Джетти (Восточная Антарктида) // Антарктика. Доклады комиссии. М.: Наука. 1990. Вып. 29. С. 56–66.
10. Andronikov A.V. The first study of upper mantle inclusions from the Prince Charles Mountains, East Antarctica // Recent Progress in Antarctic Earth Science. Tokyo: Terrapub, 1992. P. 163–171.
11. Andronikov A.V., Beliatsky B.V. Implication of Sm-Nd isotopic systematics to the events recorded in the mantle-derived xenoliths from the Jetty Peninsula, East Antarctica // Terra Antarctica. 1995. Vol. 2. P. 103–110.
12. Andronikov A.V., Sheraton J.W. The redox state of lithospheric upper mantle beneath the East Antarctic Shield // Terra Antarctica. 1996. Vol. 3. P. 39–48.
13. Andronikov A.V., Foley S.F., Beliatsky B.V. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systematics of the East Antarctic Manning Massif alkaline trachybasalts and the development of the mantle beneath the Lambert-Amery rift // Mineralogy and Petrology. 1998a. Vol. 63. P. 243–261.
14. Andronikov A.V., Foley S.F., Melzer S. Mantle xenoliths from the Jetty Peninsula area (East Antarctica): samples of thermally eroding lithosphere on the flanks of the Lambert-Amery Rift // Ext. Abst. 7th Int. Kimb. Conf., Cape Town. 1998b. P. 20–22.
15. Andronikov A.V., Foley S.F. Trace element and Nd-Sr isotopic composition of ultramafic lamprophyres from the East Antarctic Beaver Lake area // Chemical Geology. 2001. Vol. 175. P. 291–305.
16. Andronikov A.V. Spinel-garnet lherzolite nodules from alkaline-ultrabasic rocks of Jetty Peninsula (East Antarctica) // Antarctic Science. 1990. Vol. 2. P. 321–330.
17. Andronikov A.V., Egorov L.S. Mesozoic alkaline-ultrabasic magmatism of Jetty Peninsula // Gondwana Eight: Assembly, evolution and dispersal. Rotterdam, Brookfield, Balkema, 1993. P. 547–558.
18. Beliatsky B.V., Vinogradova L.G., Krymsky R.S., Levsky L.K. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic dating of the Zabytoe wolframite-rare metal deposit, Primor'e // Petrology. 1994. Vol. 2. P. 243–250.
19. Black L.P., Harley S.L., Sun S.-S., McCulloch M.T. The Rayner Complex of East Antarctica: complex isotopic systematics within a Proterozoic mobile belt // J. Metam. Geology. 1987. Vol. 5. P. 1–26.
20. Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. Belrin: Springer Verlag, 1980. 262 p.
21. Delor C.P., Rock N.M.S. Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (East Antarctica): primitive magmas of deep mantle origin // Antarctic Sci. 1991. Vol. 3. P. 419–432.
22. De Paolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
23. De Paolo D.J. Neodymium isotope geochemistry (an introduction). Berlin: Springer-Verlag, 1988. 187 p.
24. Foley S.F., Glaser S.M., Andronikov A.V. Non-cratonic garnet peridotites from rifted continental settings in Vitim, Siberia (Baikal Rift) and East Antarctica (Lambert-Amery Rift) // Ext. Abst. 7th Int. Kimb. Conf., Cape Town. 1998. P. 217–219.
25. Foley S.F., Andronikov A.V., Melzer S. Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland // Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 74. P. 361–384.
26. Foley S.F., Andronikov A.V., Melzer S. Petrology, geochemistry and mineral chemistry of ultramafic lamprophyres from Jetty Peninsula area of the Lambert-Amery Rift, Eastern Antarctica // Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 74. P. 361–384.
27. Foley S.F., Andronikov A.V., Jacob D.E., Melzer S. Evidence from Antarctic mantle peridotite xenoliths for changes in mineralogy, geochemistry and geothermal gradients beneath a developing rift // Geochem. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 3096–3120.
28. Grew E.S. Geology of the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarctic geoscience – symposium on Antarctic geology and geophysics. University of Wisconsin Press. 1982. P. 473–478.5–453.
29. Harley S.L., Black L.P. A revised Archaean chronology for the Napier Complex, Enderby Land, from SHRIMP ion-microprobe studies // Antarctic Science. 1997. Vol. 9. P. 74–91.

30. *Hand M., Scrimgeour I., Stwe K., Arne D., Wilson C.J.L.* Geological observations in high-grade mid-Proterozoic rocks from Else Platform, northern Prince Charles Mountains region, East Antarctica // *Austral. J. Earth Sci.* 1994. Vol. 41. P. 311–329.
31. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 139–155.
32. *Jones R.A.* Strontium and neodymium isotopic and rare earth element evidence for the genesis of megacrysts in kimberlites of southern Africa // *Mantle Xenoliths*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd. 1987. P. 711–724.
33. *Kamenev E.N.* Structure and evolution of the Antarctic Shield in Precambrian // *Gondwana Eight: Assembly, evolution and dispersal*. Rotterdam, Brookfield, Balkema, 1993. P. 141–152.
34. *Kovach V.P., Beliatsky B.V.* Geochemistry and age of granitic rocks in the Ruker granite-greenstone terrain, southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Abst. VI Int. Symp. Antarctic Earth Sci.*, Tokyo, NIPR. 1991. P. 321–326.
35. *Lanyon R., Black L.P., Seitz H-M.* U-Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. Vol. 115. P. 184–203.
36. *Ludwig K.R.* ISOPLOT for MS-DOS: a plotting and regression for radiogenic isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 2.11 // *U.S. Geological Survey Openfile Report*, 88–557, 1990. 34 p.
37. *Mikhalsky E.V., Andronikov A.V., Beliatsky B.V.* Mafic igneous suites in the Lambert rift zone // *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Tokyo: Terrapub, 1992. P.173–178.
38. *Mikhalsky E.V., Andronikov A.V., Beliatsky B.V., Kamenev E.N.* Mafic and ultramafic igneous suites in the Lambert-Amery rift zone // *Gondwana Eight: Assembly, evolution and dispersal*. Rotterdam, Brookfield, Balkema, 1993. P. 541–546.
39. *Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Sheraton J.W., Roland N.W.* Two distinct Precambrian terranes in the Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints // *Gondwana Research*. 2006. Vol. 9. P. 291–309.
40. *Mikhalsky E.V., Sheraton J.W.* Association of dolerite and lamprophyres dykes, Jetty Peninsula (Prince Charles Mountains, East Antarctica) // *Antarctic Science*. 1993. Vol. 5. P. 297–307.
41. *Mukasa S.B., Andronikov A.V.* Trace element and Sm-Nd and Rb-Sr isotopic evidence for the incipient melting of clinopyroxene in lherzolite xenoliths of the Jetty Peninsula area, East Antarctica // *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*. 1999. Vol. 80. S379.
42. *Munksgaard N.C., Thost D.E., Hensen B.J.* Geochemistry of Proterozoic granulites from northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Antarctic Sci.* 1992. Vol. 4. P. 59–69.
43. *Oliver R.L., James P.R., Collerson K.D., Ryan A.B.* Precambrian geologic relationships in the Vestfold Hills, Antarctica // *Antarctic geoscience – symposium on Antarctic geology and geophysics*. University of Wisconsin Press, 1982. P. 435–444.
44. *Ovchinnikova G.V., Beliatsky B.V., Vasiljeva I.M., Levsky L.K., Grachev A.F., Arana N. and Mitjavilla J.M.* Sr-Nd-Pb isotopic systematics of the mantle source of basaltic rocks beneath Canary Islands // *Petrology*. 1995. Vol. 3. P. 121–154.
45. *Richardson S.H., Erlank A.J., Hart S.R.* Kimberlite-borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 75. P. 116–128.
46. *Sheraton J.W.* Geochemistry of mafic igneous rocks of the Northern Prince Charles Mountains, Antarctica // *J. Geol. Soc. Australia*. 1983. Vol. 30. P. 295–304.
47. *Sheraton J.W., Collerson K.D.* Archaean and Proterozoic geological relationships in the Vestfold Hills – Prydz Bay area, Antarctica // *BMR J. Austral. Geol. Geoph.* 1983. Vol. 8. P. 119–128.
48. *Sheraton J.W., Offe L.A., Tingey R.J., Ellis D.J.* Enderby Land, Antarctica – an unusual Precambrian high grade metamorphic terrane // *J. Geol. Soc. Australia*. 1980. Vol. 27. P. 1–18.
49. *Sheraton J.W., Tingey R.L., Black L.P., Oliver R.L.* Geology of the Bungler Hills area, Antarctica: implications for Gondwana correlations // *Antarctic Sci.* 1993. Vol. 5. P. 85–102.
50. *Sheraton J.W., Tindle A.G., Tingey R.J.* Geochemistry, origin and tectonic setting of granitic rocks of the Prince Charles Mountains, Antarctica // *AGSO J. Austral. Geol. Geoph.* 1996. Vol. 16. P. 345–370.

51. *Tingey R.J.* The geological evolution of the Prince Charles Mountains - an Antarctic Archaean cratonic block // Antarctic geoscience – symposium on Antarctic geology and geophysics. University of Wisconsin Press, 1982. P. 455–464.
52. *Tingey R.J.* The regional geology of Archean and Proterozoic rocks in Antarctica // The Geology of Antarctica. Oxford: Clarendon Press, 1991. P. 1–73.
53. *Yoshida M.* Precambrian tectonothermal events in East Gondwanian crustal fragments and their correlation (IGCP-288) // Japan Contributions to the IGCP. Tokyo: IGCP National Committee Japan, 1992. P. 51–62.
54. *Young D.N., Black L.P.* U-Pb zircon dating of Proterozoic igneous charnockites from the Mawson Coast, East Antarctica // Antarctic Sci. 1991. Vol. 3. P. 205–216.

B.V.BELIATSKY, A.V.ANDRONIKOV

SM-ND ISOTOPIC AGE ESTIMATIONS FOR MANTLE XENOLITHS FROM THE BEAVER LAKE AREA (EAST ANTARCTICA)

Using Sm-Nd isotope data on mantle xenoliths and mineral separates thereof from the East Antarctic Jetty Peninsula area, authors try to estimate the timing of various events affected lithospheric mantle beneath the northern Prince Charles Mountains and probable evolution way of the mantle reservoir. Sm-Nd TDM model ages for the studied xenoliths suggest that the first differentiation of the mantle reservoir took place ca. 4.2 Ga, and thence upper mantle developed as depleted residual reservoir till ca. 2.5 Ga (isochron age 2438 ± 200 Ma) when thermal erosion and mantle depletion changed Sm/Nd ratio of the rocks. During the subsequent period of time, probably till the generation of the Proterozoic mobile belt ca. 2.0 Ga, the regime of stable platform could predominate in the region. The upper mantle was more „conservative“, and stable conditions therein existed till ca 1.1 Ga when the collision between the Indian and East Antarctic Shields occurred. This event was recorded in Sm-Nd isochron ages of the xenoliths from the very beginning of the collision (1140 ± 150 Ma) through the intermediate and probably the most severe stages of the collision (1090 ± 120 Ma) till postcollisional deformation, folding and granulite metamorphism (925 ± 82 Ma). That was probably accompanied or immediately followed by general enrichment of the upper mantle horizons as a result of the influence of submerging slab of oceanic lithosphere. The time of ca 0.9 Ga is considered to be the timing of the total enrichment and complete separation of the xenoliths source from the depleted mantle reservoir. Younger tectonothermal events such as related to Panafrican Orogeny were also reflected in partial resetting of the isotopic systems but at lesser extent.

Keywords: upper mantle, isotopes, xenoliths; model age; isochron age; East Antarctic.