

УДК 550.93:552.321.516(470.5)

## Sm–Nd-ВОЗРАСТ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ТЫЛАИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КЫТЛЫМСКОГО МАССИВА, ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА

© 2006 г. В. С. Попов, Б. В. Беляцкий

Представлено академиком В.И. Коваленко 01.11.2005 г.

Поступило 01.11.2005 г.

Платиноносный пояс Урала, который протягивается на 900 км в меридиональном направлении вдоль палеозойского Тагильского рифта, объединяет 14 сложно построенных плутонических массивов [1]. Восточные, преобладающие по площади, части этих массивов заняты габбро; тела собственно платиноносных дунитов и окружающих их клинопироксенитов примыкают к габброидным плутонам с запада. Геологические факты свидетельствуют о более позднем внедрении габбро по отношению к дунитам и клинопироксенитам, но генетические соотношения между дунитами, оливиновыми, магнетитовыми и плагиоклазсодержащими пироксенитами<sup>1</sup> – с одной стороны, и габбро и габброноритами – с другой, остаются предметом дискуссии. Одни авторы относят эти породы к самостоятельным магматическим ассоциациям [2], а другие – к единой ассоциации [3]. Неоднозначность трактовки в значительной мере обусловлена отсутствием надежных данных об изотопном возрасте ультрамафических и мафических пород. Если габбро вполне определенно датируются интервалом 430–415 млн. лет (силур), то имеющиеся фрагментарные сведения о возрасте предшествующих пород не поддаются однозначной интерпретации [4].

В настоящем сообщении приведены новые данные о Sm–Nd-возрасте клинопироксенсодержащих дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов, косьвитов (в том числе апатитовых) и тылаитов (в том числе псевдолейцитовых), развитых в Конжаковском и Косьвинском блоках

<sup>1</sup> Более ста лет назад Л. Дюпарк назвал магнетитовые клинопироксениты косьвитами (по горе Косьвинский Камень), а плагиоклазсодержащие клинопироксениты тылаитами (по горе Тылай). Эти термины используют и в настоящее время, особенно на Урале.

Московский государственный геологоразведочный университет

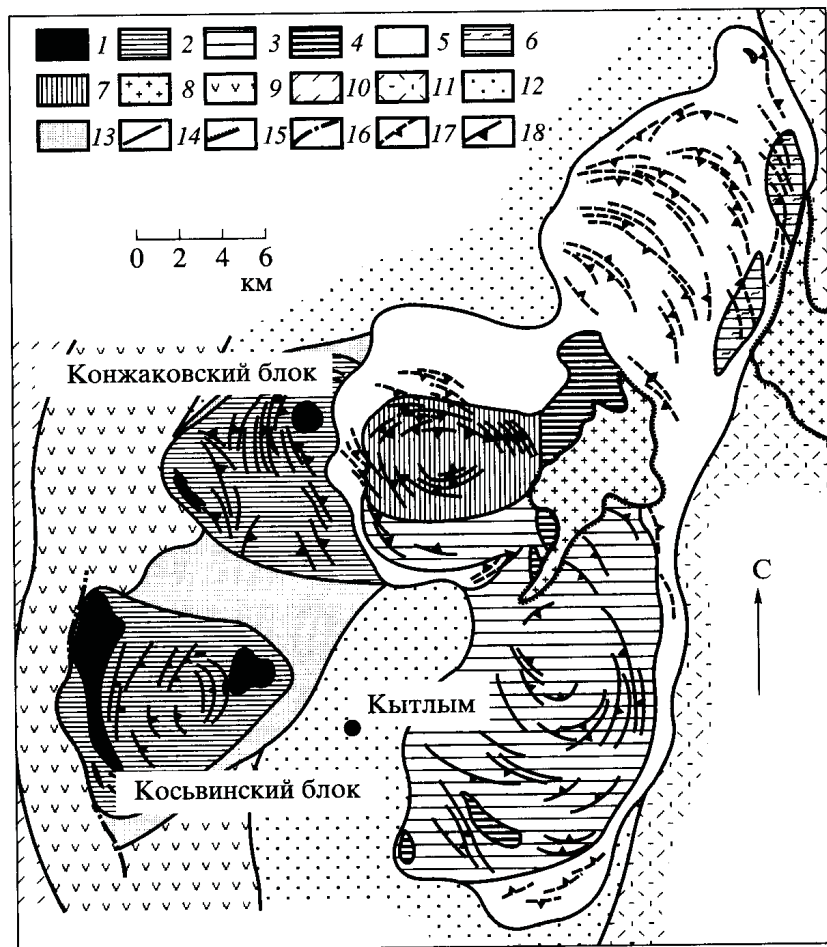
Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской Академии наук, Санкт-Петербург

Кытлымского массива (рис. 1). Полученные результаты существенно изменяют сложившиеся представления о времени и геодинамической обстановке формирования ультрамафических и мафических пород Платиноносного пояса Урала.

Для изотопных исследований были отобраны 20 представительных валовых проб перечисленных выше мафических и ультрамафических пород (две серии по 10 проб из Конжаковского и Косьвинского блоков). Две пробы апатитовых косьвитов, любезно предоставленных Е.В. Пушкаревым (ИГГ УрО РАН), были использованы для построения минеральной изохроны. Химические составы изученных образцов приведены в табл. 1, а результаты изотопных измерений – в табл. 2. Все проанализированные пробы демонстрируют общий положительный тренд в координатах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 2), который может быть аппроксимирован двумя прямолинейными отрезками с разным наклоном. Эти отрезки соответствуют двум изохронам, характеризующим 1) клинопироксенсодержащие дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, косьвиты и низкощелочные тылаиты Конжаковского и Косьвинского блоков с  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.17$  и 2) псевдолейцитовые тылаиты и апатитовые косьвиты Косьвинского блока с  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} < 0.16$  (рис. 3).

Семнадцать точек с отношением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.17$  (рис. 2) образуют эрохрону, которая соответствует возрасту  $531 \pm 50$  млн. лет;  $\text{Nd}_i = 0.512278 \pm 67$ ; СКВО = 9.1. Если из этой совокупности исключить пробу 4504 (тылаит, обогащенный плагиоклазом и амфиболом) и пробы 4514 и 4524 (перекристаллизованные крупнозернистые оливиновые клинопироксениты), см. рис. 2, то остальные 14 точек образуют изохрону с возрастом  $551 \pm 32$  млн. лет (поздний венд–ранний кембрий);  $\text{Nd}_i = 0.512252 \pm 43$ ; СКВО = 1.9 (рис. 3). Другие комбинации точек приводят к близким результатам, но с большей неопределенностью.

В области  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.18$  сводного графика (рис. 2) можно заметить отрезки прямых линий, объединяющих 3–4 точки петрографически одно-



**Рис. 1.** Схема геологического строения Кытлымского массива по [5]. Дунит-клинопироксенит-тылаитовая ассоциация Конжаковского и Косьвинского блоков: 1 – дуниты, 2 – оливиновые клинопироксениты, косьвиты, тылаиты; Сухогорский pluton: 3 – оливиновое габбро, 4 – останцы дунитов, верлитов и клинопироксенитов в габбро; Валенторский pluton: 5 – габбронориты, 6 – оливиновое габбро; 7 – амфиболовое габбро серебрянского типа; 8 – плагиограниты; 9 – метавулканы ордовика; 10 – метатерригенные породы ордовика; 11 – вулканы силура; 12 – метавулканы ордовика и силура, нерасчлененные; 13 – кытлымиты; 14–18 – структурные линии, отражающие залегание полосчатости и ориентировку минеральных зерен.

родных пород в узких интервалах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ; наклон этих отрезков отличается от общего тренда. Так, четыре точки высокомагнезиальных клинопироксенитов (серия *b*) соответствуют изохронному возрасту  $681 \pm 82$  млн. лет при  $\text{Nd}_i = 0.51205 \pm 12$ , а четыре точки клинопироксенитосодержащих дунитов, верлитов и пересекающих их клинопироксенитовых прожилков (серия *a*) –  $779 \pm 160$  млн. лет при  $\text{Nd}_i = 0.51193 \pm 23$ . Большая неопределенность оценок возраста и неправдоподобно низкие начальные отношения изотопов Nd приводят к выводу, что эти отрезки вряд ли имеют геохронологический смысл, а, скорее, являются результатом случайного расположения точек. Если это не так, то речь может идти лишь о более древних (позднерифейских) возрастах групп *a* и *b*.

Линия 2 на рис. 3 – это минеральная изохрона, построенная по 6 точкам (валовые пробы 400 и 401 апатитовых косьвитов, апатит и клинопирок-

сен, выделенные из этих проб). На ту же изохрону попадают две валовые пробы псевдолейцитовых тылаитов (4535 и 4544) и еще одна проба апатитового косьвита (4543). Добавление этих точек не меняет параметров минеральной изохроны, лишь незначительно увеличивая СКВО. Возраст оценивается как  $441 \pm 27$  млн. лет (поздний ордовик–ранний силур);  $\text{Nd}_i = 0.512371 \pm 24$ ; СКВО = 3.9 ( $440 \pm 27$  млн. лет, СКВО = 2.7 для 6 точек минеральной изохроны).

На рис. 4 в координатах  $t - \epsilon_{\text{Nd}}$  показаны линии развития изотопных составов Nd в породах и минералах, по которым рассчитаны изохроны 1 и 2, а также приведен модельный возраст предполагаемых мантийных источников. Поскольку начальные изотопные отношения лежат ниже линии деплетированной мантии DM [7] (примитивной мантии (PM) по иным представлениям [8]), следует полагать, что источником служила верхняя ман-

Таблица 1. Химический состав мафических и ультрамафических пород

Компонент	a		b		c		d		e	f
	4520	4522	4514	4524	4508	4542	4510	4526	4544	400
SiO <sub>2</sub>	49.40	47.60	48.73	50.66	44.11	44.21	45.96	45.20	46.18	46.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.02	4.72	1.65	1.76	6.31	3.91	5.83	7.77	8.67	5.18
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.60	0.22	0.22	0.72	0.91	0.33	0.73	0.72	1.10
FeO <sub>tot</sub>	6.34	8.15	9.26	6.64	15.84	15.50	11.62	13.04	12.47	12.27
MgO	26.84	19.97	22.78	19.94	13.68	16.40	20.70	15.10	14.62	12.58
CaO	16.02	18.70	17.03	20.45	18.68	18.54	14.92	17.23	14.41	18.81
Na <sub>2</sub> O	0.06	<0.05	0.07	0.12	0.37	0.21	0.32	0.60	1.50	0.52
K <sub>2</sub> O	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.07	0.08	0.93	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	0.27	2.38
Fe/Mg	0.13	0.23	0.23	0.19	0.65	0.53	0.31	0.48	0.48	0.55
Rb	0.46	0.55	0.66	0.43	1.25	0.07	0.27	0.07	110	5
Sr	8.87	17	28.4	52	130	77.1	130	530	940	490
La	0.17	0.3	0.31	0.097	1.03	1.66	0.65	2.65	14.5	26.43
Ce	0.41	1.84	0.64	1.16	2.97	5.86	1.78	8.23	32.9	57.71
Nd	0.39	2.85	1.31	2.31	4.07	6.21	2.2	9.51	22.5	36.27
Sm	0.21	1.06	0.54	0.9	1.5	2.15	0.95	2.96	5.16	7.63
Eu	0.057	0.43	0.2	0.29	0.48	0.64	0.35	0.99	1.59	2.05
Gd	0.17	1.26	0.65	0.84	1.62	1.9	0.98	2.74	4.26	6.41
Yb	0.073	0.55	0.27	0.31	0.6	0.66	0.48	0.72	1.16	1.13
Lu	0.019	0.095	0.051	0.037	0.1	0.095	0.085	0.11	0.2	0.17
Zr	4.3	11.4	4.6	5.17	9.32	14.8	5.17	30.4	56.5	36
Nb	0.11	0.07	0.098	<0.05	0.12	0.07	<0.05	0.054	1.06	1.6
Ni	450	190	310	210	240	220	360	190	220	208
Cr	2630	630	2100	1900	550	710	2370	680	790	321
V	35	200	99.6	59.2	380	450	150	370	290	542

Примечание. Состав пород: *a* – верлит (обр. 4520), прожилки клинопироксенита в дуните (обр. 4522); *b* – оливиновый клинопироксенит; *c* – магнетитовый клинопироксенит (косьвит); *d* – низкокалийевый тылаит; *e* – псевдолейцитовый тылаит; *f* – апатитовый косьвит. Конжаковский блок: обр. 4520, 4514, 4508, 4510; Косьвинский блок: обр. 4522, 4524, 4542, 4526, 4544, 400. Петрогенные оксиды, мас. % определены методом XRF; элементы-примеси, г/т методом ICP-MS в лаборатории ВСЕГЕИ; обр. 400 – данные Е.В. Пушкарева.

тия, обогащенная LREE, причем источник 2 был более обогащен по сравнению с источником 1. Модельный возраст источников зависит от принятого  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -отношения. На рис. 4 это отношение выбрано таким образом, чтобы оно несколько превышало величину  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в косьвитах и тылаитах, возникших в результате кристаллизации расплавов, связанных с данным источником. Если учесть, что  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  для PM (DM) = 0.2119, то оценка 1366 млн. лет при  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.20$  близка к максимально возможному модельному возрасту. Минимальный возраст при  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$  равен ~600 млн. лет. Таким образом, обогащенный источник рассматриваемых пород был образован в неопротерозое. При  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \sim 0.165$  начальные изо-

топные отношения для изохрон 1 и 2 попадают на одну линию развития Sm–Nd изотопной системы, и поздневендские-раннекембрийские и позднеордовикские-раннесилурийские породы формально можно рассматривать как производные одного обогащенного мантийного резервуара, который возник в позднем рифее около 750 млн. лет назад. Однако в низкощелочных косьвитах и тылаитах величина отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.17$  (рис. 2), что делает это предположение маловероятным. Скорее, 750 млн. лет – это величина, близкая модельному возрасту источника псевдолейцитовых тылаитов и апатитовых косьвитов, образованных ~440 млн. лет назад, а источник низкощелочных ультрамафических и мафических пород имеет более древний модельный возраст.

Таблица 2. Изотопные характеристики изученных образцов

Группа	Образец	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	Местоположение проб
a	4520	0.263	0.748	0.21239	0.513012	14	Седловина между Конжаковским Камнем и г. Тылай
a	4536	0.479	1.403	0.20643	0.512983	18	Северное плечо верховья р. Гаревая
a	4516	0.216	0.585	0.22303	0.513064	24	Западный склон Конжаковского Камня
b	4514	0.699	1.922	0.21999	0.513028	22	Там же
b	4505	0.682	1.823	0.22627	0.513069	19	Южный отрог г. Тылай (высота 1403.0 м)
b	4517	0.619	1.593	0.23491	0.513099	16	Западный склон Конжаковского Камня
c	4508	1.863	5.371	0.20969	0.513023	17	г. Тылай
d	4504	1.931	6.19	0.18857	0.512953	3	Южный отрог г. Тылай (высота 1403.0 м)
d	4510	0.999	2.791	0.21647	0.513023	6	г. Тылай
d	4540	1.473	4.4	0.20243	0.51298	23	Южный склон Конжаковского Камня
a	4522	1.301	3.56	0.22099	0.513057	4	Восточный склон Косьвинского Камня
b	4524	0.933	2.722	0.20718	0.512977	6	Там же
c	4542	3.331	10.84	0.18578	0.512923	23	Южный склон Косьвинского Камня
c	4525	3.668	12.9	0.17192	0.512874	5	Восточный склон Косьвинского Камня
d	4526	4.182	13.73	0.18419	0.512912	21	Фарковский увал
d	4531	2.764	9.386	0.17804	0.512903	20	Там же
d	4533	4.248	14.34	0.1791	0.512896	7	Там же
e	4535	5.349	22.63	0.14288	0.512786	2	Южный склон Косьвинского Камня
e	4544	7.436	31.62	0.14215	0.512777	3	Там же
f	400	7.341	34.49	0.12867	0.51274	4	Седловина между Косьвинским Камнем и Фарковским увалом
f	401	6.351	26.15	0.14862	0.512795	1	
f	4543	4.46	18.96	0.14223	0.51279	9	Южный склон Косьвинского Камня
g	400срх	6.027	24.13	0.15099	0.512826	3	Клинопироксен из обр. 400
g	401срх	7.107	27.1	0.15857	0.51281	7	Клинопироксен из обр. 401
h	400ар	64.52	368.8	0.10575	0.512674	4	Апатит из обр. 400
h	401ар	73.77	420.8	0.10599	0.512681	4	Апатит из обр. 401

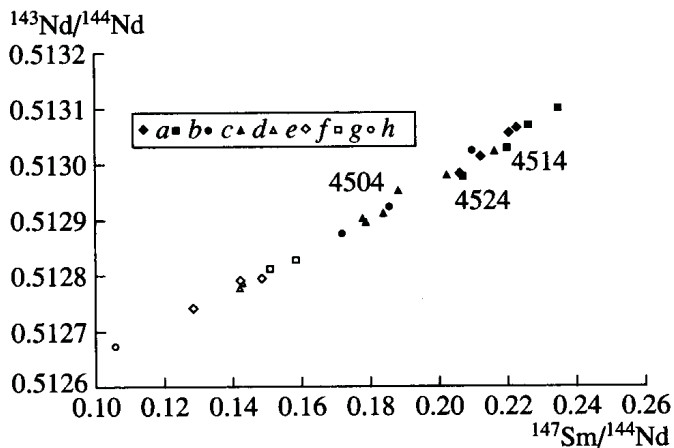
Примечание. Обозначения групп пород и минералов те же, что в табл. 1 и на рис. 2. 2σ – погрешность измерений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (в единицах последнего знака после запятой). Изотопные исследования выполнены Б.В. Беляцким в ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург на термоионизационном масс-спектрометре Triton (ThermoElectron) по стандартной методике. Изохроны рассчитаны с использованием программы Isoplot [6] при средней воспроизводимости анализов (2σ) 0.5% для отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и с учетом реальных погрешностей отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Некоторые геологические следствия. Низкощелочные породы дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива имеют Sm-Nd-возраст  $551 \pm 32$  млн. лет и, следовательно, были сформированы не только раньше силурийских габбро (415–430 млн. лет), но и до излияний позднеордовикских базальтов. Таким образом, дунит-клинопироксенит-тылаитовая ассоциация относится не к каледонскому (ордовик-ранний девон), а к кадомскому (венд-ордовик) тектономагматическому циклу, который знаменует переход от платформенного развития протоуралид к развитию палеозойского подвижного пояса. В свете этих данных становится более понятным петролого-геохимическое и ме-

таллогеническое сходство ультрамафитов и мафитов Платиноносного пояса Урала с аналогичными платиноносными ассоциациями, развитыми на кратонах [9]. В позднем венде-раннем кембрии на месте современного Платиноносного пояса, вероятно, существовал интрузивный пояс мафических и ультрамафических тел, рассекавший крупное сводовое поднятие. Эти тела залегали в верхней коре, но, возможно, еще не были размыты и обнажены на дневной поверхности того времени.

Подтверждена хронологическая обособленность псевдолейцитовых тылаитов и апатитовых косьвитов ( $441 \pm 27$  млн. лет) по отношению к ультрамафическим и мафическим породам с низ-

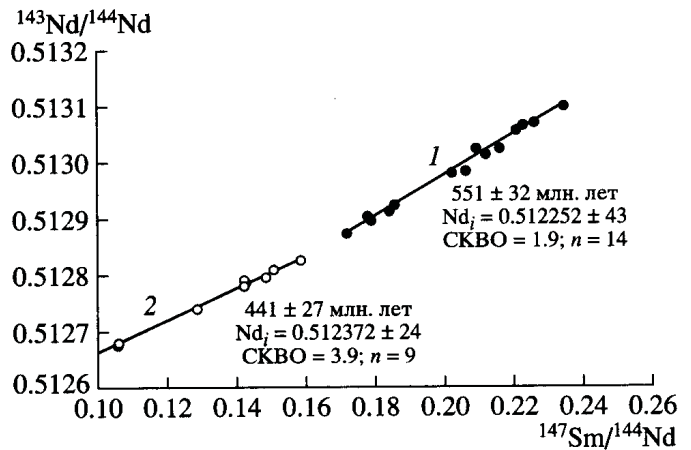




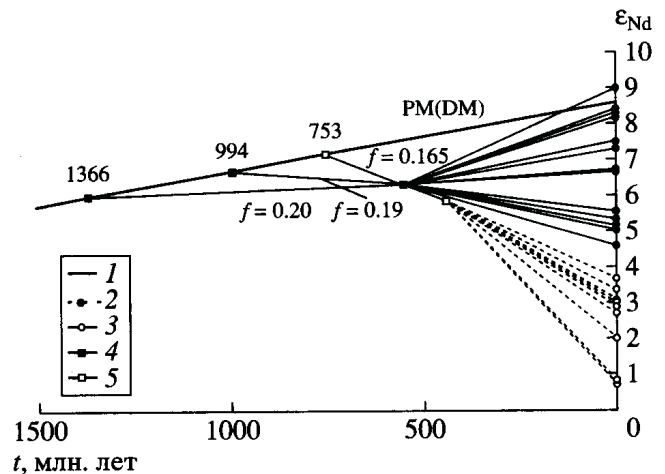
**Рис. 2.** Изотопные составы изученных пород и минералов в координатах  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . *a* – клинопироксенсодержащие дуниты, верлиты и клинопироксенитовые прожилки в дунитах; *b* – оливниновые клинопироксениты с  $\text{Fe}/\text{Mg} < 0.24$ ; *c* – магнетитовые клинопироксениты (косъвиты) с  $\text{Fe}/\text{Mg} > 0.42$ ; *d* – низкокальциевые тылаиты; *e* – псевдолейцитовые тылаиты; *f* – апатитовые косъвиты и содержащиеся в них *g* – клинопироксен и *h* – апатит. Числа на графике – номера проб (табл. 2), исключенных при расчете изохроны (1), см. рис. 3.

ким содержанием щелочных металлов и коррелятивных элементов-примесей (табл. 1). Обогащенные щелочными металлами и фосфором пироксениты и косъвиты обнажены на западном склоне Косъвинского Камня [10], где они слагают пластовые тела, конформные общей структуре Косъвинского блока. Судя по изотопным данным, эти тела были внедрены в более древние клинопироксениты и тылаиты почти одновременно с раскрытием позднеордовикского-раннесилурийского рифта, ось которого прослеживается в нескольких километрах восточнее [11]. Этот магматический эпизод можно рассматривать как начало каледонского рифтинга и одновременно как финальную стадию кадомского тектономагматического цикла. Не случайно, псевдолейцитовые тылаиты и апатитовые косъвиты оказываются разновозрастными с вишневогорским и ильменогорским миаскитами и карбонатитами [12].

Современная структура Кытлымского и других массивов Платиноносного пояса была окончательно сформирована после внедрения силурийских габбро в транспрессивной тектонической обстановке. При этом более древние дуниты, клинопироксениты и тылаиты были тектонически перемещены (выдавлены) на уровень современного денудационного среза и образовали вместе с габбро сложные структурные ансамбли (горячий меланж, по А.А. Ефимову [1]), а местами сохранились в виде реликтовых блоков на краях позднеордовикских-раннесилурийских базальтовых рифтов. Не исключено, что вертикаль-



**Рис. 3.** Sm–Nd-изохроны. См. пояснения в тексте.



**Рис. 4.** Эволюция изотопных составов Nd в координатах  $t$ – $\epsilon_{\text{Nd}}$  для пород и минералов, по которым были рассчитаны изохроны 1 и 2 (рис. 3), и модельный возраст их источников. 1 – примитивная мантия (PM) [8], соответствующая деплетированной мантии (DM) по [7]; 2 – точки на изохроне 1 (рис. 3), соответствующие группам пород *a*, *b*, *c*, *d*; 3 – точки на изохроне 2 (рис. 3), соответствующие группам пород *e*, *f*, *g*, *h* (см. рис. 2); 4 – линии развития модельных источников пород *a*, *b*, *c*, *d* с разным  $f = ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ; 5 – то же для пород *e*, *f*, *g*, *h*. Числа на линии PM (DM) – модельный возраст источников, млн. лет.

ная протяженность ультрамафических пород Кытлымского массива относительно невелика, как это предполагается О.К. Ивановым для Качканара [13], а корни этого и других массивов Платиноносного пояса сложены преимущественно силурийскими габбро. Последние, вероятно, служили и главным источником тепла, обеспечившего нагрев ультрамафитов, их пластическое течение и перекристаллизацию. Конформное залегание позднеордовикских-раннекембрийских и позднеордовикских-раннесилурийских пород Косъвинского

Камня подтверждает более позднее формирование этой структуры как единого целого.

Вопрос о том, какие породы первоначально вмещали главную массу дунитов, клинопироксенов и тылаитов, остается открытым. Обычно полагают, что это были кытлымиты – своеобразные полосчатые роговики, протолитом которых служили вулканические и вулканогенно-осадочные породы ордовика [1, 5]. Однако, если ультрамафиты имеют доордовикский возраст, то возможны два варианта: либо протолит роговиков является более древним, либо эти роговики возникли в результате термального воздействия силурийских габбро. Наличие даек и достаточно крупных тел габбро, прорывающих кытлымиты хребта Катышор, которые разделяют ультрамафиты Конжаковского и Косьвинского блоков (рис. 1), а также ряд других наблюдений позволяют отдать предпочтение второму варианту.

Деформации и метаморфизм ультрамафитов и габброидов Платиноносного пояса были многократными. Самый поздний эпизод, возможно, происходил в карбоне, что согласуется с вовлечением осадочных пород этого возраста в надвиговые перемещения на Полярном Урале [14]. Не исключено, что Rb-Sr-возраст псевдолейцитовых тылаитов Косьвинского Камня, равный  $340 \pm 22$  млн. лет [10], фиксирует именно этот завершающий эпизод.

Авторы признательны Е.В. Пушкарёву за предоставленные пробы и обсуждение затронутых в статье проблем, а также руководству и сотрудникам Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) за помощь в проведении изотопных исследований.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 04-05-64777).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов А.А. // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 31–39.
2. Малахов И.А. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. С. 51–64.
3. Ферштатер Г.Б. // Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
4. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др. // ДАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512–516.
5. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
6. Ludwig K.R. Isoplot/Ex. Ver. 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Publ. 2003. № 4. 70 p.
7. DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G. // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № B2. P. 2071–2088.
8. Попов В.С. // Зап. ВМО. 2003. Т. 132. № 4. С. 38–49.
9. Попов В.С. // Зап. ВМО. 2005. Т. 134. № 5. С. 1–18.
10. Пушкарёв Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др. // ДАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373–377.
11. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии, 2000. 276 с.
12. Чернышов И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. // Геохимия. 1987. Т. 25. № 3. С. 323–338.
13. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. ун-та, 1997. 327 с.
14. Руженцев С.В., Аристов В.А., Кучерина П.М. // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 802–805.