

УДК 551.24.031

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ КОМПЛЕКСОВ ОСНОВАНИЯ ТАГИЛЬСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

© 2010 г. Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, В. И. Маегов, Н. И. Тристан,  
член-корреспондент РАН А. В. Маслов, Е. В. Пушкарев, О. П. Лепихина

Поступило 19.01.2010 г.

Позднеордовикско-девонские интрузивные, вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы Тагильской палеоостроводужной системы слагают одноименный террейн, протягивающийся более чем на 700 км на восточном склоне Среднего и Северного Урала. На основании геохимических и минералогических данных, а также результатов изучения изотопного состава раннепалеозойских вулканитов многие исследователи [1–4] высказывали ранее мнение о наличии в фундаменте Тагильской палеоостроводужной дуги блоков допалеозойских пород, но до последнего времени эти предположения не имели прямых доказательств. В результате настоящего исследования удалось идентифицировать фрагменты допалеозойского основания Тагильской палеоостроводужной системы в районе п. Кытлым (Средний Урал) и показать, что в их состав входят как метаморфические, так и магматические образования вендского возраста.

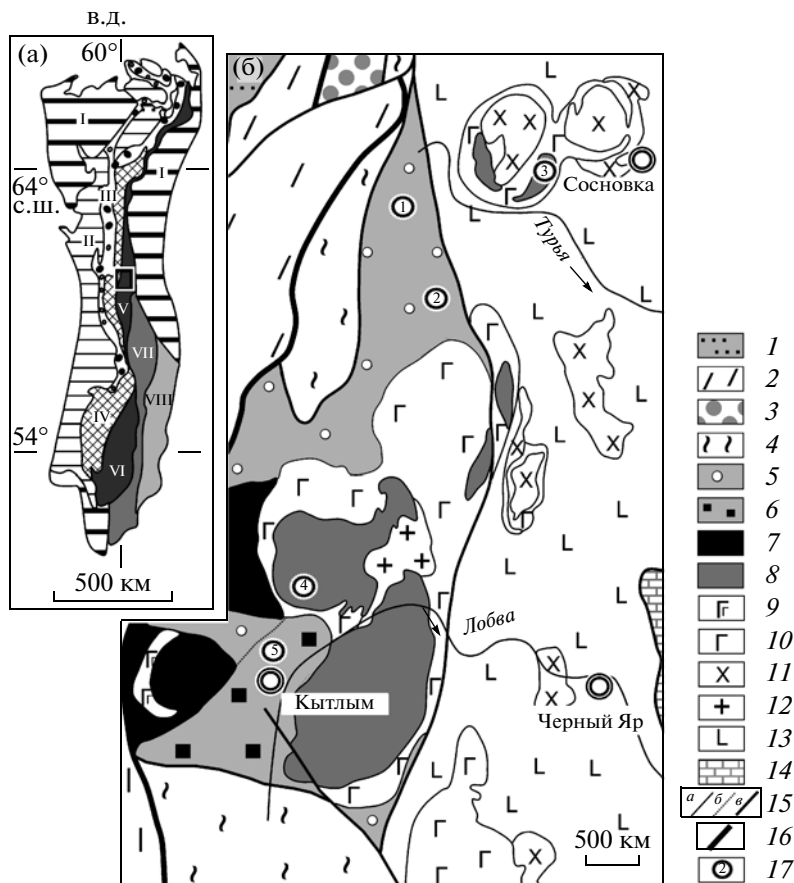
Тагильский террейн сложен позднеордовикско-девонскими вулканическими формациями, типичными для островных дуг – базальт-риолитовой, базальт-андезит-дацитовой, базальт-андезитовой, абсарокит-шошонитовой и умеренно-щелочной базальт-андезит-дацитовой. Каждой из перечисленных формаций соответствует комагматичная ей интрузивная. Наиболее древние вулканические и интрузивные образования закартированы в краевых частях террейна, более молодые – в его центральной части. На западной периферии террейна известны крупные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы, объединяемые в Платиноносный пояс Урала и окруженные в разной степени метаморфизованными толщами. Ранее считалось, что протолитом для последних служили позднеордовикско-раннесилурийские вулканиты и гранитоиды [5, 6] и что породы Платиноносного пояса имеют палеозойский возраст. Получен-

ная недавно для пород дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса в пределах Кытлымского массива вендская ( $551 \pm 32$  млн. лет) Sm–Nd-датировка [7] предполагает внесение существенных корректив в традиционную трактовку возрастного положения ультрабазитов и габброидов Платиноносного пояса Урала и вмещающих их пород, тем не менее она нуждается в подтверждении на более представительном уровне. В этой связи нами исследована Sm–Nd- и Rb–Sr-систематика габброидов Кытлымского и Княсьпинского массивов Платиноносного пояса и обрамляющих их метаморфических пород белогорского комплекса (рис. 1), краткая характеристика которого приведена в работах [5, 6].

В состав Кытлымского и Княсьпинского массивов входят несколько крупных ассоциаций [8]: дунит-клинопироксенит-тылаитовая (“эпидунитовый комплекс”); сухогорская – оливиновых габбро; серебрянская – амфибол-пироксен-анортитовых габбро; габбро-нориты; гранитоиды. Петрология и геохимия пород Кытлымского массива подробно описаны в монографии [8] и других публикациях. Силурийский возраст габбро-норитов ( $428 \pm 7$  млн. лет) достаточно хорошо обоснован [9]. Для пород дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Конжаковского блока Кытлымского массива получена, как указывалось выше, вендская датировка ( $551 \pm 32$  млн. лет) [7]. Между тем достоверных данных о возрасте оливиновых габбро Кытлымского массива до настоящего времени не существовало, хотя был установлен [10] вендский возраст ( $561 \pm 28$  млн. лет) аналогичных по составу образований из расположенного севернее Кумбинского массива.

Нами изучены оливин-клинопироксеновые габбро Кытлымского массива (обр. 8638, с южного отрога горы Серебрянский Камень, в 5.5 км севернее устья руч. Катышер) и оливиновые габбро-нориты Княсьпинского массива (обр. 8542-1, в 8.5 км западнее п. Сосновка). Это низкотитанистые высококальциевые породы (табл. 1), составы которых характерны для дунит-клинопироксенит-габбровой серии Платиноносного пояса Урала. Низкие концентрации Zr, Ti и Nb и высо-

*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого  
Уральского отделения Российской Академии наук,  
Екатеринбург  
ОАО “Уральская геологосъемочная экспедиция”,  
Екатеринбург*



**Рис. 1.** Обзорная схема (а) и схема геологического строения района Кытлымского гранит-ультрабазит-габбрового массива (б) (составлены по материалам Г.А. Петрова, Г.А. Ильясовой, Н.И. Тристан и В.И. Маекова). I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII – мегазоны: III – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская. Контуром показан изученный район. 1 – кварциты, мусковит-кварцевые и углеродистые сланцы (велсовская и ишеримская свиты, верхний рифей); 2 – слюдисто-кварцевые сланцы, метавулканиты с прослоями мраморизованных известняков (пальничинская и хомасьинская свиты, средний ордовик); 3 – меланжевый комплекс зоны Главного Уральского разлома; 4 – зеленые сланцы по базальтам, вулканогенно-осадочным породам, углеродистые сланцы (вуйская свита, средний–верхний ордовик?); 5, 6 – метаморфиты белогорского комплекса: 5 – эпидотовые и гранатовые амфиболиты, эпидот-амфиболовые и гранат-слюдисто-амфиболовые ортогнейсы, 6 – гранатовые амфиболиты и амфибол-слюдистые парагнейсы с гранатом, ставролитом, кордиеритом и силлиманитом; 7 – дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовый комплекс; 8 – оливиновые и амфибол-клинопироксен-анортитовые габбро; 9–11 – силурийские интрузивные комплексы: 9 – псевдолейцитовые и битовнитовые тылаиты, 10 – габбро-нориты, 11 – диориты, кварцевые диориты и гранодиориты; 12 – раннедевонские граниты иовского комплекса; 13 – позднеордовикско-силурийские вулканиды Тагильского террейна; 14 – девонские терригенно-карбонатные отложения; 15 – границы стратиграфические и интрузивные (а), фациальные (б), тектонические нарушения (в); 16 – Главный Уральский разлом; 17 – места отбора образцов на определение абсолютного возраста и их номера: 1 – эпидот-гранат-мусковит-амфиболовые плагиогнейсы (обр. 4), 2 – апогаббровые амфиболиты (обр. 2228), 3 – оливин-двупироксеновое габбро (обр. 8542-1), 4 – оливиновое габбро (обр. 8638), 5 – амфибол-гранат-двуслюдяные плагиогнейсы (обр. 2288-5).

кие – Sr и Ba, а также преобладание в составе редких земель элементов цериевой группы отличают данные образования от океанических базальтов и сближают с островодужными магматитами. Из указанных образцов были выделены минеральные фракции пироксенов, оливинов, плагиоклазов и магнетитов, использованные совместно с соответствующими валовыми составами, для Sm–Nd-изотопных исследований. В результате получены Sm–Nd-эволюционные зависимости (табл. 2, рис. 2),

определяющие для обр. 8638 возраст  $550 \pm 25$  млн. лет (СКВО = 0.057,  $Nd_i = 0.512260 \pm 0.000029$ ), а для обр. 8542-1 –  $542 \pm 25$  млн. лет (СКВО = 1.4,  $Nd_i = 0.512316 \pm 0.000027$ ).

По данным [5], белогорский гнейсово-амфиболитовый комплекс представлен метаморфизованными позднеордовикско-раннесилурийскими вулканидами, вмещающими ультрабазит-габбровые тела Кытлымского массива. В результате проведенных нами исследований состав белогор-

**Таблица 1.** Представительные химические анализы габброидов и метаморфитов основания Тагильской палео-островодужной системы

Компонент	Обр. 4	Обр. 2228	Обр. 2288-5	Обр. 8542-1	Обр. 8638
SiO <sub>2</sub>	75.60	48.90	72.80	49.90	43.10
TiO <sub>2</sub>	0.22	1.59	0.35	0.58	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.40	16.00	13.60	18.30	15.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	6.43	0.70	3.72	6.70
FeO	2.67	6.18	2.53	6.73	6.96
MnO	0.08	0.16	0.08	0.16	0.19
MgO	0.57	5.50	1.35	6.11	8.59
CaO	2.78	10.80	0.71	10.30	16.30
Na <sub>2</sub> O	3.82	2.42	4.98	3.18	1.11
K <sub>2</sub> O	0.72	0.11	1.58	0.56	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.09	0.06	0.03
П.п.п.	0.45	2.15	0.61	0.05	0.51
Сумма	100.16	100.31	99.67	99.62	99.82
Rb	12.74	4.36	10.85	3.55	1.13
Ba	109.70	34.81	385.38	60.30	13.58
Sr	85.19	443.02	41.02	257.10	559.30
La	2.98	6.34	7.28	7.86	1.36
Ce	8.71	15.99	18.02	21.61	3.77
Pr	1.40	2.42	2.55	3.19	0.62
Nd	6.68	11.50	11.74	14.85	3.18
Sm	2.05	3.50	3.34	3.63	0.96
Eu	1.51	1.30	1.10	0.83	0.34
Gd	2.61	4.51	2.84	3.96	1.00
Tb	0.53	0.83	0.41	0.69	0.16
Dy	4.27	5.46	2.33	4.54	1.01
Ho	1.09	1.20	0.49	0.97	0.20
Er	3.70	3.46	1.51	2.73	0.50
Tm	0.62	0.53	0.25	0.39	0.07
Yb	4.45	3.44	1.82	2.45	0.45
Lu	0.71	0.53	0.34	0.37	0.07
Y	43.44	36.80	14.96	28.63	5.29
Zr	40.45	29.59	8.46	37.13	5.87
Hf	1.67	0.31	0.29	1.47	0.31
Nb	1.04	2.41	2.13	0.90	0.17
Ta	0.09	0.17	0.09	0.07	0.02
Th	0.76	0.42	1.11	0.31	0.04
U	0.35	0.23	0.16	0.12	0.03
Cr	39.78	12.76	10.72	238.40	113.40
Ni	6.53	30.62	6.97	64.91	53.27
Co	5.43	61.90	2.68	53.62	42.18
V	17.60	912.18	14.70	430.60	460.50

Примечание. Образцы 4, 2228 и 2288-5 – метаморфические образования белогорского комплекса: обр. 4 – эпидот-гранат-мусковит-амфиболовый плагиогнейс, обр. 2228 – апогаббровый плагиоклазовый амфиболит, обр. 2288-5 – амфибол-гранат-двуслюдяной гнейс; образцы 8542-1, 8638 – оливковые габбро Кытлымского и Княсьпинского массивов соответственно. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) определены методом “мокрой химии” в лаборатории Уральского государственного горного университета (Екатеринбург), аналитик Н.В. Пенкина. Содержания элементов-примесей (г/т) определены под руководством Ю.Л. Ронкина методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), аналитики О.П. Лепихина, Г.С. Лепихина.

**Таблица 2.** Параметры Sm–Nd-ID-TIMS-изотопных систем оливиновых габбро Кытлымского и Княсьпинского массивов, гнейсов и амфиболитов белогорского комплекса

Материал	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$
	ppm					
Оливиновое габбро, Кытлымский массив (обр. 8638)						
Плагиоклаз	0.307	1.85	0.1003	0.0005	0.512622	0.000014
Магнетит	0.482	1.60	0.1825	0.0009	0.512920	0.000015
Валовая проба	1.10	3.50	0.1889	0.0009	0.512940	0.000011
Клинопироксен	2.10	6.19	0.205	0.0010	0.513000	0.000012
Оливин-двупироксеновое габбро, Княсьпинский массив (обр. 8542-1)						
Плагиоклаз	0.787	4.80	0.0986	0.0005	0.512668	0.000014
Валовая проба	1.537	6.08	0.1528	0.0008	0.512861	0.000009
Магнетит	0.321	1.20	0.1617	0.0008	0.512881	0.000012
Пироксены + оливин	3.86	11.8	0.198	0.0010	0.513021	0.000009
Эпидот-гранат-мусковит-амфиболовый плагиогнейс, белогорский комплекс (обр. 4)						
Мусковит	0.499	2.75	0.1095	0.0005	0.512609	0.000015
Валовая проба	2.19	6.82	0.1942	0.0010	0.512914	0.000013
Плагиоклаз	0.481	1.40	0.2074	0.0010	0.512988	0.000016
Амфибол + гранат	12.37	29.70	0.2516	0.0013	0.513149	0.000012
Эпидот	11.61	26.80	0.2619	0.0013	0.513173	0.000011
Апогаббровый амфиболит, белогорский комплекс (обр. 2228)						
Плагиоклаз	1.09	4.16	0.1588	0.0008	0.512917	0.000012
Валовая проба	2.07	6.45	0.1940	0.0010	0.513057	0.000013
Амфибол	2.47	7.27	0.2052	0.0010	0.513089	0.000012

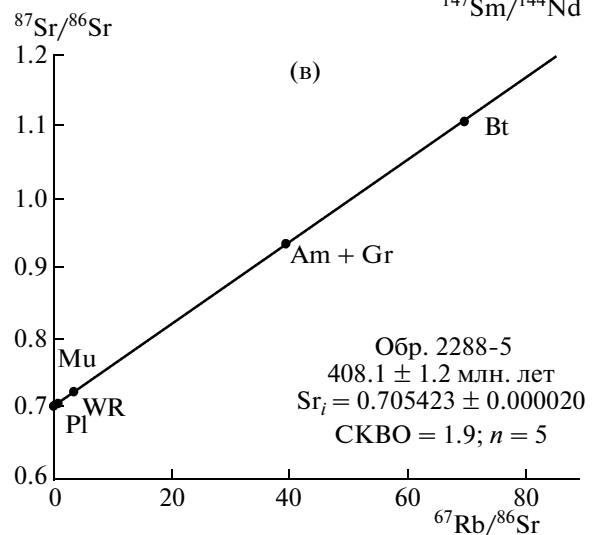
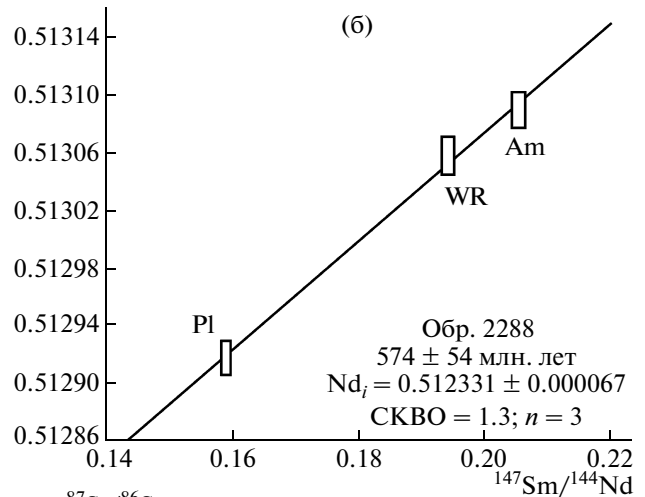
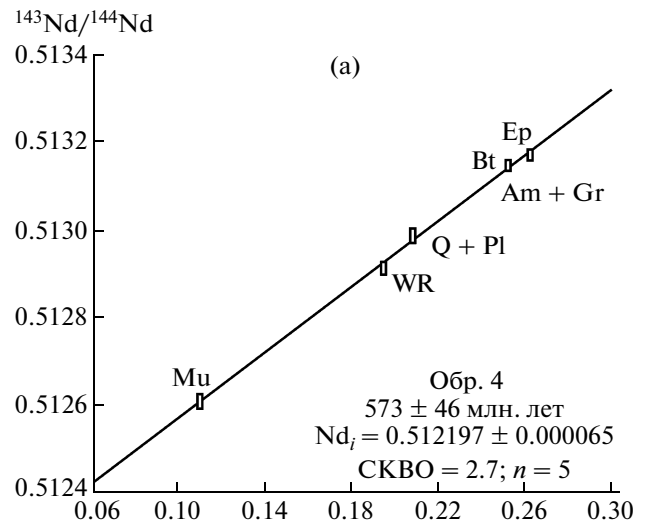
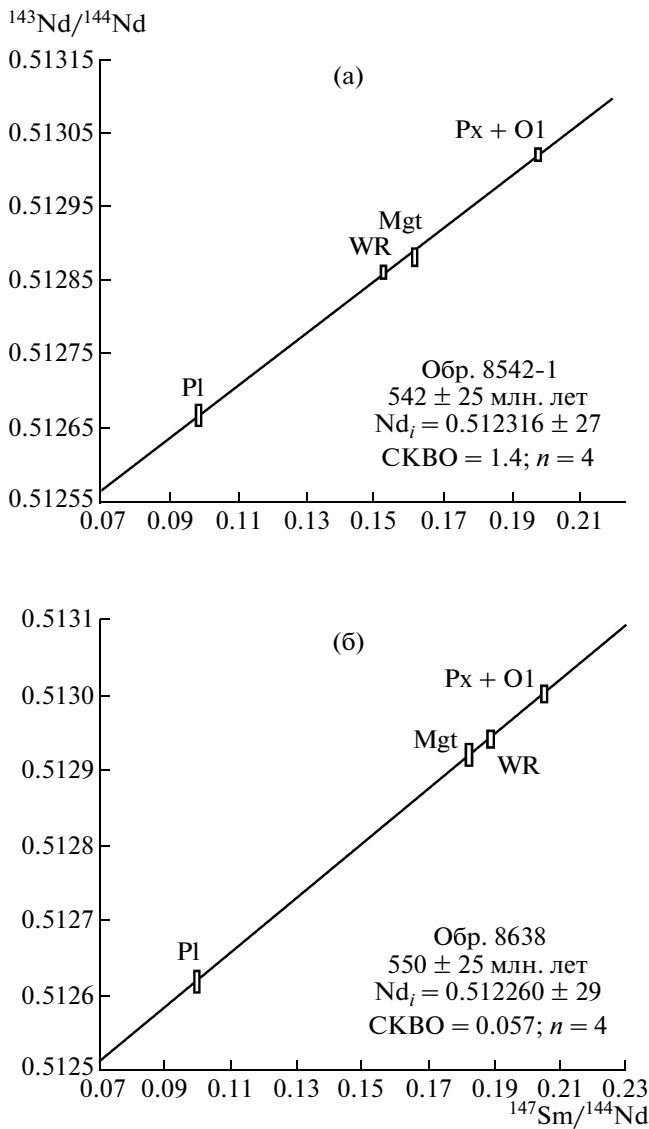
Примечание. Определение соответствующих содержаний и изотопных отношений осуществлялось методом изотопного разбавления (ID) с использованием смешанного трассера  $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$  и последующим масс-спектрометрическим анализом с помощью мультколлекторного твердофазного (TIMS) анализатора Finnigan MAT-262 в статическом режиме. Изотопные отношения Nd нормировались к величине  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Воспроизводимость измеренных отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  контролировалась по изотопному стандарту La Jolla. Погрешности определения отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , установленные по воспроизводимости измерений стандартов BCR-2, не превышали  $\pm 0.5\%$  ( $2\sigma$ ).

ского комплекса существенно уточнен. Сейчас в него включаются не только амфиболиты и плагиогнейсы, но также двуслюдяные и биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы с гранатом, кордиеритом, ставролитом, жедритом и силлиманитом. Все породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Для установления возраста белогорского комплекса нами исследованы представительные образцы из главных типов слагающих его образований: эпидот-гранат-мусковит-амфиболовые плагиогнейсы – обр. 4 (истоки р. Нижняя Оленья, в 1.2 км юго-западнее вершины горы Паленая), апогаббровые амфиболиты – обр. 2228 (1 км севернее вершины горы Валенторская Сопка, в 4 км на северо-запад от устья р. Войм) и амфибол-гранат-двуслюдяные гнейсы с кордиеритом, силлиманитом и ставролитом – обр. 2288-5 (юго-восточный отрог хребта Катышор, в 2.5 км севернее п. Кытлым). Апогаббровые амфиболиты – уме-

ренно-титанистые высококальциевые породы (см. табл. 1), наиболее четко отличающиеся от океанических базальтов низкими содержаниями Zr и высокими Sr. От офиолитовых габбро рассматриваемые образования отличают низкие концентрации Cr (12.76 г/т) и высокие V (912 г/т), что свидетельствует о кристаллизации их из глубоко-дифференцированных магм. Гнейсы также не похожи на метаморфизованные вулканиты и плагиограниты позднеордовикско-раннесилурийской базальт-риолитовой формации – для них характерны более высокие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (0.7–1.58%) и Rb (> 10 г/т). По сравнению с океаническими базальтами гнейсам белогорского комплекса присущи более высокие содержания K, Rb, Ba и низкие Zr и Hf.

Из обр. 4 были выделены фракции мусковита, граната с амфиболом, эпидота и кварца с плагиоклазом, которые совместно с образцом породы в целом датированы Sm–Nd-методом, что позво-



**Рис. 2.** Sm–Nd-эволюционные зависимости для оливиновых габбро Княспинского (а) и Кытлымского (б) массивов. Pl – плагиоклаз, Mgt – магнетит, Px – пироксен, Ol – оливин, WR – порода в целом. Здесь и на рис. 3 – размеры прямоугольников пропорциональны погрешностям  $\pm 2\sigma$  по осям абсцисс и ординат.

лило установить для плагиогнейсов возраст  $573 \pm \pm 46$  млн. лет ( $СКВО = 2.7$ ,  $Nd_i = 0.512197 \pm \pm 0.000065$ ) (табл. 2, рис. 3). По фракциям амфибола, плагиоклаза и породе в целом для обр. 2288 получена Sm–Nd-изохрона, наклон которой на графике в координатах  $^{147}Sm/^{144}Nd-^{143}Nd/^{144}Nd$  определяет возраст апогаббровых амфиболитов в  $574 \pm 54$  млн. лет ( $СКВО = 1.3$ ,  $Nd_i = 0.512331 \pm \pm 0.000067$ ). Изучение Rb–Sr-изотопной систематики обр. 2288-5 и его минеральных составляющих (биотит, мусковит, плагиоклаз, амфибол и гранат) выявило соответствующую эволюционную зависимость, характеризующуюся возрастом

**Рис. 3.** Sm–Nd- и Rb–Sr-данные для эпидот-гранат-мусковит-амфиболовых плагиогнейсов (а), апогаббровых амфиболитов (б) и амфибол-гранат-двуслудяных гнейсов (в) белогорского комплекса. Mu – мусковит, Am – амфибол, Gr – гранат, Bt – биотит. Остальные обозначения см. рис. 2.

**Таблица 3.** Rb–Sr-ID-TIMS-изотопная систематика амфибол-гранат-двуслюдяного гнейса белогорского комплекса (обр. 2288-5)

Материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
	ppm					
Плагиоклаз	2.38	73.70	0.0933	0.00047	0.70596	0.000024
Валовая проба	16.60	63.90	0.749	0.0037	0.70978	0.000026
Мусковит	33.40	27.90	3.46	0.02	0.72554	0.000045
Амфибол + гранат	87.40	6.45	39.20	0.20	0.93409	0.000061
Биотит	94.90	3.95	69.40	0.35	1.10696	0.00006

Примечание. Концентрации и изотопный состав Rb и Sr определены масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID) с помощью твердофазного анализатора (TIMS) Finnigan MAT-262.

$408.1 \pm 1.2$  млн. лет при СКВО = 1.9 и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.705423 \pm 0.000020$  (табл. 3, рис. 3).

Таким образом, нами установлен вендский (550–540 млн. лет) возраст гомогенизации Sm–Nd-системы оливиновых габбро Кытлымского и Княсьпинского массивов Платиноносного пояса Урала, что в известной степени согласуется с результатами Sm–Nd-изотопного датирования [7] дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Конжаковского блока Кытлымского массива. Sm–Nd-датировки 2 образцов метаморфических пород белогорского комплекса также отвечают венду (573–574 млн. лет). Rb–Sr-изотопная систематика ( $408.1 \pm 1.2$  млн. лет) четко (СКВО = 1.9) определяет ранний девон, фиксируя, по всей видимости, хорошо известное и широко проявленное в пределах всего Уральского складчатого пояса тектоно-метаморфическое событие [11 и многие последующие работы].

Формирование пород белогорского комплекса, по нашему мнению, могло быть связано с появлением в венде крупной астенолинзы на границе коры и мантии, с возникновением термальной аномалии и связанного с ней метаморфизма в земной коре. Последующее за этими событиями плавление мантийного материала и внедрение расплавов привело к образованию дунит-клинопироксенит-габбровых массивов, фрагменты которых в настоящее время входят в состав Платиноносного пояса Урала. Считается, что в позднем рифее на рассматриваемой нами территории существовал Протоуральский палеоокеан, имевший пассивные и активные окраины [12]. Закрытие его произошло, по всей видимости, в позднем венде–кембрии и привело к формированию Тиманского (Кадомского) орогена [13]. Позднерифейские и вендские вулканогенные и интрузивные островодужные образования хорошо изучены и датированы в пределах выступов допалеозойского фундамента западнее Главного Уральского разлома на Полярном и Южном Урале [13, 14].

Можно предположить, что формирование метаморфитов белогорского комплекса и дунит-

клинопироксенит-габбровых интрузий Прото-Платиноносного пояса также происходило в конвергентной обстановке, скорее всего в области задугового растяжения. Возможно, что область мантийной конвекции, проявившаяся в венде в обстановке активной континентальной окраины, после отмирания палеозоны субдукции не прекратила своего существования и, будучи погребенной под Тиманским горным сооружением, в поздневендско-раннекембрийское время продуцировала гранитные батолиты (Мань-Хамбо, Илья-Из и другие), а в позднем кембрии–раннем ордовике привела к континентальному рифтогенезу и раскрытию Уральского палеоокеана. Заложение в позднем ордовике палеозоны субдукции, над которой в силуре сформировалась Тагильская палеоостроводужная система, положило начало следующему этапу истории дунит-клинопироксенит-габбровых массивов, вновь оказавшихся в надсубдукционной обстановке. В позднеордовикско-раннедевонское время происходили тектоническое перемещение, метаморфическая переработка и выжимание горячего твердoplastичного материала [15] в верхнюю кору, в обстановку аккреционной призмы позднеордовикско-раннедевонской островной дуги [4], что сопровождалось генерацией и внедрением габброидных и гранитоидных расплавов.

Принимая во внимание изложенные выше аргументы, можно предполагать, что ареал распространения допалеозойских ультрабазитов, габброидов и метаморфических пород в западной части Тагильского террейна значительно шире, чем это считается в настоящее время. По всей видимости, изученные нами комплексы являются фрагментами древнего цоколя Тагильской палеоостроводужной системы, существование которого доказывается, как минимум нео- и мезопротерозойскими Sm–Nd-модельными возрастными ( $T_{DM} = 545–1280$  млн. лет, наиболее представительная группа – около 620 млн. лет) силурийских базальтов и андезитов [2] и “унаследованными” доменами цирконов с U–Pb-возрастами

1690–1824,  $1239 \pm 14$ , 549–573 млн. лет в габброидах Тагило-Баранчинского и Волковского массивов на Среднем Урале [1]. Таким образом, с учетом полученных данных Тагильский террейн можно рассматривать как фрагмент палеозойской островодужной системы, развивавшейся на гетерогенном протерозойском основании.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Программ ОНЗ РАН № 10 и № 2 и гранта РФФИ 09–05–00911.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснобаев А.А., Беа Ф., Феритатер Г.Б., Монтеро П. // ДАН. 2007. Т. 413. № 6. С. 785–790.
2. Розен О.М., Журавлев Д.З. В сб.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН; филиал “Гео”, 2004. Т. 2. С. 111–114.
3. Смирнов В.Н., Фадеичева И.Ф., Иванов К.С. // ДАН. 2008. Т. 422. № 6. С. 807–810.
4. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. // Геотектоника. 2003. № 2. С. 75–86.
5. Ефимов А.А., Яковлева О.М. В сб.: Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 135–144.
6. Феритатер Г.Б., Бородина Н.С., Осипова Т.А., Шардакова Г.Ю. // Зап. ВМО. 2002. Ч. 131. № 3. С. 1–22.
7. Попов В.С., Беляцкий Б.В. // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
8. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиновый массив. М.: Недра, 1967. 340 с.
9. Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobayev A.A. // Mem. Geol. Soc. London. 2006. V. 32. P. 443–448.
10. Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепухина О.П. В сб.: Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 110–113.
11. Edwards R.L., Wasserburg G.L. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 389–404.
12. Пучков В.Н. В сб.: Проблемы тектоники центральной Азии. М.: Геос, 2005. С. 309–342.
13. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. D.G. Gee, V. Pease. Eds. // London. Geol. Soc. Mem. 2004. V. 30. 255 p.
14. Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Карякин Ю.В. // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81–85.
15. Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. // Геотектоника. 1993. № 3. С. 4–46.