ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

ГРАНАТ-ФЕРРОСИЛИТ-ПИЖОНИТОВЫЕ ГРАНУЛИТЫ В ОБРАМЛЕНИИ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА СВЕТЛЫЙ БОР (СРЕДНИЙ УРАЛ) – ФРАГМЕНТ НИЖНЕКОРОВОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, ВЫВЕДЕННОГО НА ПОВЕРХНОСТЬ

Е. В. Пушкарев, И. А. Готтман

Динамотермальные метаморфические породы, соответствующие по минеральным равновесиям гранулитам умеренного и низкого давления, контактовым роговикам пироксеновой фации или диафторитам по ним (кытлымитам), являются непременным атрибутом строения многих дунитклинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала [3]. Такие породы формируют вокруг массивов высокотемпературные экзоконтактовые ореолы различной мощности. Представления о природе субстрата этих пород и механизмы формирования роговиков могут быть сведены к двум моделям: 1) роговики и гранулиты – это высокотемпературные экзоконтактовые породы, образовавшиеся на уровне окончательного становления гипербазит-габбровых тел по вмещающим их вулканогенно-осадочным породам Тагильской троговой зоны [7, 8]; 2) роговики и гранулиты – это динамотермальные метаморфические породы, преимущественно основного состава, "приваренные" к габбро-гипербазитовым телам на нижнекоровом уровне и выведенные вместе с ними на уровень эрозионного среза [3, 4]. В процессе этого выведения метаморфические породы вместе с габброидами и гипербазитами испытывают твердопластические деформации, перекристаллизацию и переуравновешивание минеральных парагенезисов, а в присутствии воды – диафторез амфиболитовой фации. Основные и ультраосновные породы, также как и окружающие их роговики и кытлымиты, чужды слабометаморфизованным вулканогенным и осадочным породам Тагильской островодужной зоны.

Следует отметить, что в отличие от гипербазитов и габброидов, формирующих массивы Платиноносного пояса Урала, обрамляющие их экзоконтактовые метаморфические породы изучены крайне слабо. Объективно это связано с неудовлетворительной обнаженностью контактовых зон массивов, а субъективно – с меньшим интересом исследователей к этому классу пород, хотя иногда они вмещают магнетитовые и медно-скарновые рудопроявления и месторождения. Нам кажется, что значение этих пород для определения P-T-fO₂условий становления ультраосновных и габбровых тел, интерпретации геодинамического режима их формирования и для целей геохронологии явно недооценено. Так, многочисленные определения изотопного возраста гипербазитов и габброидов Платиноносного пояса Урала [5-7, 10, 12, 13, 16-18 и др.], особенно с использованием U-Pb-метода датирования цирконов на ионном микроанализаторе SHRIMP-II, привели к появлению весьма неоднозначных данных, укладывающихся в интервал от 3 млрд. до 300 млн. лет. При этом весьма распространенным случаем является наличие нескольких популяций цирконов с разным возрастом в одной и той же пробе горной породы, а разбраковка их на сингенетические, преобразованные и ксеногенные, а также увязывание полученных возрастных интервалов с историей становления пород или массивов является делом сугубо субъективным, часто зависящим от научных пристрастий автора. Вполне вероятно, что часть цирконов могла быть заимствована магматическими породами из геологического окружения. В связи с этим, петрологическое и минералогическое изучение и геохронологическое датирование экзоконтактовых метаморфических пород могут дать новую и недостающую сейчас информацию об условиях и истории формирования массивов Урало-Аляскинского типа. В связи с этим, несомненный интерес представляют гранатферросилит-пижонитовые гранулиты, впервые обнаруженные в экзоконтактовом ореоле дунитклинопироксенитового массива Светлый Бор на Среднем Урале.

Массив Светлый Бор располагается в 20 км к северо-западу от города Качканар, в 3 км к юго-западу от деревни Косья и непосредственно примыкает с запада к Качканарскому габброклинопироксенитовому массиву, отделяясь от него узкой зоной динамотермальных метаморфических пород. Практически сразу же к северу-северозападу от него залегает еще один клинопироксенитдунитовый массив – Вересовый Бор (рис. 1). Геологическое положение и строение массива, состав слагающих его пород и минералов описаны в литературе [2, 7]. В плане массив имеет вытянутую форму (~7.5 × 4.5 км), совпадающую с вытянутым в меридиональном направлении невысоким увалом. Центральное ядро массива сложено в различной степени перекристаллизованными крупно- и среднезернистыми дунитами, с железистостью, ва-



Рис. 1. Схема геологического строения дунитклинопироксенитового массива Светлый Бор и положение изученных гранат-ферросилитпижонитовых гранулитов [2].

1 – вмещающие вулканогенные и метаморфические породы, 2 – дуниты, 3 – клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты, 4 – дайки горнблендитов, 5 – место отбора пробы Пе-934 гранат-ферросилит-пижонитовых гранулитов. Вдоль восточной рамки схемы изображены клинопироксениты Качканарского массива.

рьирующей в интервале f = 0.08-0.11. Дуниты секутся многочисленными жилами клинопироксенитов и дайками горнблендитов. Дуниты окружены узкой каймой оливиновых клинопироксенитов, максимальная мощность которых достигает 300-500 м на востоке и западе. Контакт между дунитами и клинопироксенитами внешней оболочки, согласно наблюдениям с поверхности и в разведочных горных выработках, резкий. Это подтверждается и быстрой сменой пород в делювиальных выходах. Западнее, среди метаморфических пород залегает обособленное субизометричное тело клинопироксенитов и горнблендитов размером до 1 км.

Контакты массива Светлый Бор с окружающими породами плохо обнажены. Предполагается, что западный контакт массива полого падает на восток, а восточный имеет также восточное, но более крутое падение, то есть в разрезе, как и многие другие ультраосновные массивы ППУ, Светлый Бор имеет форму асимметричного конуса. Динамотермальные метаморфические породы были изучены нами в восточном экзоконтакте массива. Здесь они представлены тонкополосчатыми пироксеновыми роговиками, варьирующими по составу от основных до средних и кислых пород, что зависит от доли модального кварца, количество которого иногда достигает 50-60%. Большим распространением пользуются тонкополосчатые амфиболиты, гранатовые амфиболиты. Часто встречаются гранат-биотитовые гнейсы, гранатовые кварциты, пироксен-графитовые кварциты, мусковит-гранатовые кварциты и другие породы. К сожалению, из-за плохой обнаженности установить взаимоотношения между этими разновидностями метаморфических пород трудно, в отдельных случаях они выглядят как переслаивание. В одном из обнажений на склоне вершины 350.6 м, в 2 км к северо-западу от деревни Косья, были обнаружены пироксен-гранатовые гранулиты. Породы имеют темный цвет, мелкозернистую структуру, тонкополосчатую текстуру, осложненную тонкими прослойками, обогащенными кварцем и кварцполевошпатовыми мигматитовыми обособлениями.

Породы состоят из ортопироксена, граната, темно-коричневого амфибола, непрозрачного рудного минерала, плагиоклаза, кварца и акцессорного апатита. Микроструктура пород гранобластовая (рис. 2). Соотношение темноцветных минералов с одной стороны, и плагиоклаза и кварца с другой, может варьировать от почти равных количеств, до существенного преобладания светлых минералов. Гранат образует порфиробласты овальной формы размером до 2-3 мм. Количество его в породе около 5%. Мелкие зерна граната образуют срастания с пироксеном и амфиболом и рудным минералом. Количество пироксена в породе может достигать 50%. В шлифе, обычно, присутствуют несколько более крупных порфиробластов пироксена, размером до 2-3 мм, но большая часть его представлена мелкими, 1-0.5 мм, ксеноморфными зернами и еще более мелкими зернами призматического габитуса. Изучение пироксена под микроскопом показало, что он обладает необычными оптическими свойствами. Цвет минерала в проходящем свете светло-буровато-зеленый, буровато-серый. Часть пироксена имеет однородное внутреннее строение, прямое погасание и типичный гиперстеновый плеохроизм от желтовато-розового по Np до зеленого по Ng. Двупреломление немного выше обычного для ортопироксена – до желтых и оранжевых цветов первого порядка. Другая часть зерен имеет тончайшее двойникование, практически полное отсутствие плеохроизма, прямое погасание и аномальные интерференционные окраски серовато-желтого цвета. Встречаются также зерна с типичными для ортопироксена серыми цветами интерференции, но с явно выраженным косым погасанием. Коричневый амфибол, количество которого в породе со-



Рис. 2. Микрофотография гранат-ферросилит-пижонитовых гранулитов. В центре порфиробласт граната. Ортопироксен и пижонит образуют ксеноморфные и призматические зерна с хорошей спайностью (темно-серые). Плагиоклаз – светлый. Рудный минерал – мелкие, непрозрачные идиоморфные зерна в основной ткани породы. Размер поля зрения – 5 × 3 мм. Николи II.

ставляет примерно 5–6%, обладает меньшим идиоморфизмом, чем пироксен, содержит большое количество рудных включений и распределен в виде полос, подчеркивая гнейсовидную текстуру породы. Плагиоклаз всегда более ксеноморфный по отношению к темноцветным минералам, имеет простые двойники, зональность отсутствует. В породе очень много мелкого рудного непрозрачного минерала (до 5%), который образует включения и срастания со всеми минералами гранулитов.

Изучение минералов на рентгеновском микроанализаторе Сатеса SX-100 (ЦКП "Геоаналит", ИГГ УрО РАН), показало, что все темноцветные минералы характеризуются очень высокой железистостью f = 0.76–0.95 (табл. 1). Гранаты представлены альмандинами с небольшой примесью спессартинового и пиропового компонентов и, примерно, с 20 мол. % кальциевого компонента. Гранаты характеризуются слабой прогрессивной зональностью с уменьшением содержаний кальция и марганца от ядра к кайме и с незначительным ростом железа и магния в этом же направлении. По составу они соответствуют гранатам амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма [14]. Наибольший интерес представляет состав пироксенов. Крупные порфиробласты образованы высокожелезистым ферросилитом (эвлитом, f = 0.81-0.82), содержащим около 0.6% Al₂O₃ и от 1 до 1.8% CaO. Проявляется слабая прогрессивная по температуре зональность, связанная с увеличением содержаний кальция от ядра к кайме. Более мелкие ксеноморфные и призматические зерна либо соответствуют железистому пижониту, либо являются продуктом распада пижонита с образованием тончайших пластинчатых сростков ферросилита и железистого авгита. Часто в одном зерне одновременно присутствуют и гомогенные участки, отвечающие по составу пижониту или ортопироксену, и участки с хорошо проявленным пластинчатым распадом пижонита на ортопироксен и авгит (рис. 3). Содержание CaO в пижоните варьирует от 2.5 до 8%, при средних содержаниях в интервале 3.4-4 мас. % СаО. Содержание СаО в распадном авгите не поднимается выше 17.5 мас. %. Пироксены явно образуют трехпироксеновую ассоциацию, которая отражает температуру образования парагенезиса. Амфибол по составу относится к ферропаргаситу или феррогастингситу с железистостью 0.83-0.84. Плагиоклаз представ-

Компоненты	Ферросилит							
SiO ₂	46.68	46.64	46.24	46.73	47.04	46.83	46.45	46.68
TiO ₂	0.1	0.15	0.08	0.17	0.15	0.13	0.08	0.1
$Al_2 \tilde{O}_3$	0.57	0.69	0.43	0.59	0.64	0.67	0.56	0.57
Cr_2O_3	0.01	0.0	0.07	0.02	0.01	0.03	0.0	0.01
FeO*	44.46	44.81	45.16	45.06	43.16	44.03	45.17	44.46
MnO	1.08	1.09	1.24	1.21	1.05	1.18	1.16	1.08
MgO	5.51	5.28	5	5.03	5.8	5.33	5.18	5.51
CaO	1.42	1.15	1.05	1.35	1.79	1.73	0.99	1.42
Na_2O	0.03	0.0	0.03	0.02	0.0	0.02	0.0	0.03
K ₂ O	0.0	0.0	0.02	0.01	0.0	0.0	0.01	0.0
Сумма	99.87	99.82	99.31	100.18	99.63	99.95	99.62	99.87
Fe/(Fe+Mg)	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82
		Ав	ГИТ			Пиз		
SiO ₂	48.37	48.19	48	48.12	47	46.83	47.17	47.09
TiO ₂	0.18	0.16	0.2	0.13	0.16	0.1	0.12	0.13
Al_2O_3	1.37	1.3	1.53	1.34	0.68	0.8	0.74	0.74
Cr_2O_3	0.02	0.0	0.07	0.07	0.01	0.01	0.0	0.0
FeO*	27.66	28.18	26.47	26.26	41.63	41.88	40.47	42.26
MnO	0.7	0.56	0.57	0.66	1.09	1.16	1.09	1.13
MgO	4.75	4.76	4.68	4.62	5.02	4.93	5.29	5.52
CaO	16.99	16.78	17.11	17.24	3.87	4.25	4.94	3.49
Na ₂ O	0.34	0.37	0.37	0.35	0.06	0.07	0.12	0.06
K ₂ O	0.0	0.01	0.01	0.02	0.0	0.0	0.01	0.01
Сумма	100.38	100.3	99.01	98.82	99.54	100.04	99.95	100.44
Fe/(Fe+Mg)	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82
		Амфибол			Гранат		Плагиоклаз	
SiO_2	39.36	39.37	39.52	37.11	36.95	36.73	36.89	62.96
TiO ₂	2.44	2.39	2.44	0.05	0.0	0.04	0.06	0.02
Al_2O_3	10.69	10.9	10.74	19.85	19.9	20.38	20.69	22.73
Cr_2O_3	0.0	0.07	0.07	0.02	0.03	0.04	0.0	0.0
FeO*	28.1	28.22	27.76	31.85	30.28	31.73	30.07	0.12
MnO	0.29	0.26	0.33	2.36	3.76	2.51	2.49	0.01
MgO	3.28	3.26	3.35	1.06	0.9	1.19	1.13	0.0
CaO	10.16	10.23	10.14	7.56	8.17	6.87	8.69	5.1
Na_2O	1.92	1.64	1.7					8.17
$K_2 O$	1.24	1.35	1.26					0.73
Сумма	97.49	97.69	97.29	99.89	100.03	99.49	100.07	99.85
Fe/(Fe+Mg)	0.83	0.83	0.83	0.94	0.94	0.94	0.94	An25

Таблица 1. Состав породообразующих минералов из гранат-ферросилит-пижонитовых гранулитов экзоконтактового ореола массива Светлый Бор

Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 (ЦКП "Геоаналит" ИГГ УрО РАН, аналитик: В.В. Хиллер). FeO* – все железо в виде FeO.

лен олигоклазом An₂₅. Он образует короткопризматические зерна с простыми двойниками. Рудный минерал, количество которого в породе достигает 3–5%, представлен сложными срастаниями ильменита, гематита и титаногематита (рис. 3), которые являются типичными минералами высокотемпературных гранулитовых комплексов. По особенностям минерального состава, изученные гранулиты соответствуют гранат-эвлитовым гранулитам и эвлизитам тараташского комплекса [9, 11]. Температура равновесия трехпироксеновой ассоциации ферросилит-авгит-пижонит, согласно пироксеновому термометру Лидсли [19], соответствует 850°С (рис. 4). С учетом влияния давления на область существования этой ассоциации, можно сделать вывод, что выявленный парагенезис пироксенов кристаллизовался в интервале 5–10 кбар, вероятно, около 6 кбар. Сходные оценки по давлению (около 6 кбар) получены по эмпирическому амфиболплагиоклазовому барометру Г.Б. Ферштатера [15]. Рассчитанные Р-Т-параметры соответствуют гранулитовой фации и сопоставимы с условиями образования гранулитов тараташского комплекса.

Химический состав пород весьма необычен (табл. 2). Они характеризуются существенными вариациями кремнезема от 48 до 62% SiO₂, что напрямую связано с долей модального кварца, без видимой корреляции с составом темноцветных минералов. Содержания магния и кальция в метаморфических породах значительно ниже по срав-



Рис. 3. Распад твердого раствора пижонита.

Светлые полосы – ортопироксен, темные – клинопироксен. Пироксен содержит включения плагиоклаза (темно-серые изометричные зерна) Светло-серое зерно – титаногематит. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE, Cameca SX-100, ЦКП "Геоаналит" ИГГ УрО РАН).

Таблица 2. Содержание петрогенных компонентов (мас. %) Rb и Sr (г/т) в гранат-пироксеновых гранулитах и биотитовых гнейсах из экзоконтактового ореола массива Светлый Бор

Компоненты	ПЕ-934	ПЕ-935	ПЕ-936	ПЕ-937
SiO ₂	55.88	48.68	62.08	72.56
TiO ₂	0.95	1.66	0.80	0.59
Al ₂ O ₃	13.25	13.84	13.24	11.36
Fe ₂ O ₃	3.52	1.16	1.05	2.65
FeO	13.15	17.85	10.30	1.95
MnO	0.30	0.29	0.24	0.07
MgO	1.35	2.67	1.14	2.09
CaO	5.40	8.40	5.49	3.11
Na ₂ O	3.55	3.47	3.46	2.43
K ₂ O	0.37	0.38	0.35	1.29
P_2O_5	0.44	0.32	0.34	0.15
ппп	1.32	1.79	1.03	2.43
Сумма	99.48	100.50	99.51	100.67
Fe/(Fe+Mg)	0.87	0.80	0.84	0.53
Rb	Не обн.	Не обн.	Не обн.	13
Sr	259	521	273	410

ПЕ-934 – гранат-ферросилит-пижонитовый гранулит, ПЕ-935 – двупироксеновый гранулит, ПЕ-936 – гранат-двупироксеновый гранулит, ПЕ-937 – биотитовый гнейс. Анализы выполнены рентгенфлюоресцентным методом на приборах VRA-30, CPM-18, EDX-900HS в ЦКП "Геоаналит" ИГГ УрО РАН (руководитель – член-корр. РАН С.Л. Вотяков). Закисное железо определено методом мокрой химии.

ЕЖЕГОДНИК-2009, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, 2010



Рис. 4. Диаграмма Энстатит–Волластонит–Ферросилит, используемая в качестве пироксенового термометра для давления 5 кбар [19].

пироксены гранат-ферросилит-пижонитовых гранулитов экзоконтактового ореола массива Светлый Бор, 2 – состав ортопироксенов из архейских железистых кварцитов и эвлизитов тараташского комплекса [9, 11]. Тонкими сплошными линиями нанесены изотермы. Пунктирные линии ограничивают области, запрещенные для существования пироксеновых парагенезисов с участием пижонита для давления 5 кбар и 10 кбар.

нению с магматическими породами сходной меланократовости. Гранулиты богаты железом, максимальные суммарные содержания которого в виде FeO достигают 18-19 мас. %. По составу изученные гранулиты не соответствуют ортопородам и, вероятно, представляют собой метаморфизованные железистые осадки. Гранулиты близки по химическому составу к высокожелезистым гранат-пироксеновым амфиболитам, подстилающим габбро-нориты восточно-хабарнинского комплекса в Хабарнинском аллохтоне на Южном Урале [1], что является еще одним связующим звеном, объединяющим истории формирования дунитклинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса и восточно-хабарнинского комплекса на Южном Урале.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые, в экзоконтактовом метаморфическом ореоле дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала обнаружены гранат-ферросилит-пижонитовые гранулиты умеренного давления. Образование пород соответствует параметрам гранулитовой фации P = 6-7 кбар, T = 850°C. Мы предполагаем, что метаморфические породы представляют собой фрагмент нижнекоровых образований, выведенных на уровень современного эрозионного среза вместе с ультраосновными породами массива Светлый Бор. Состав граната и ортопироксена (эвлита) аналогичен составу минералов из эвлизитов архейского тараташского комплекса на Южном Урале. Субстратом для формирования пироксен-гранатовых гранулитов послужили, скорее всего, железистые осадки, также как и в тараташском комплексе. По химическому составу описанные гранулиты близки к высокожелезистым гранат-пироксеновым параамфиболитам из основания Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале.

Авторы выражают признательность сотрудникам ЦКП "Геоаналит" ИГГ УрО РАН (Руководитель член-корр. РАН С.Л. Вотяков) за выполненные аналитические работы по определению состава горных пород и минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09–05–00911-а, Программ ОНЗ РАН № 2 (09-Т-5–1011) и № 10 (09-Т-5–1019)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. Высокожелезистые гранатовые параамфиболиты в подошве Хабарнинского офиолитового аллохтона на Южном Урале // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 1. С. 93–98.
- Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Тр. Геол. Комитета, Новая серия, Вып. 62. СПб., 1913. 694 с.
- 3. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы

Урала и проблема офиолитов. М: Наука, 1984. 232 с.

- 4. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектонометаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31–39.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др. U-Рь данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 4. С. 512–516.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И. Новые U-Pb (SHRIMP II) данные по циркону из щелочных тылаитов Косьвинского Камня: изотопный возраст горячего меланжа Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2008. Т. 423, № 2. С. 243–247.
- Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.
- Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 275 с.
- Ленных В.И., Петров В.И. Эвлизиты, магнетитгиперстеновые породы и магнетитовые кварциты Южного Урала // Петрология и железорудные месторождения Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. 119–136.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. АН. 2009. Т. 427, № 1. С. 101–105.
- Панков Ю.Д. Геология, петрография и генезис месторождений магнетитовых кварцитов // Петрология и железорудные месторождения Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 87–122.
- Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунитклинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 1. С. 104–109.
- 13. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., и др. Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2003. Т. 388, № 3. С. 373–377.
- 14. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклазроговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 195–218.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., и др. Изотопно-геохронологические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 539–558.
- 17. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., et al. Recycling of the continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia// Terra Nova. 2001. V. 13, № 6. P. 407–412.
- Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobayev A.A. U-Pb Silurian age for a gabbro of the Platinumbearing Belt of the Middle Urals (Russia): evidence for beginning of closure of the Uralian Ocean // Memoirs Geol. Soc. London. 2006. V. 32. P. 443–448.
- 19. *Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 477–493.

ЕЖЕГОДНИК-2009, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, 2010