

УДК 550.4:552.43 (571.56)

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ДВУХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГРУПП ПАРААВТОХТОННЫХ ЧАРНОКИТОВ НИМНЫРСКОГО БЛОКА (АЛДАНСКИЙ ШИТ)

© 2012 г. И. С. Седова, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, Л. М. Саморукова

Поступило 21.03.2012 г.

Алданский щит – одна из крупнейших чарнокитовых провинций России, которая характеризуется многократным проявлением высокоградного метаморфизма [1–3]. Только в палеопротерозое уверенно выделяются два таких события 2450 и 1960 млн лет назад [3], которые завершаются формированием рассматриваемых здесь групп параавтохтонных чарнокитов. Древнейшее же событие имеет возраст 3225 млн лет [4]. В то же время в центральной части щита [5] и в западной его части (Олекминской гранит-зеленокаменной области) [6] известны синхронные палеопротерозойские аллохтонные гранитоиды. Иными словами, в рассматриваемом регионе имеется возможность исследовать геохимические черты гранитоидов в месте зарождения магматических очагов.

В пределах Нимнырского блока Алданского щита была выявлена сложная последовательность геологических событий, которая в условиях гранулитовой фации привела к формированию полимигматитов, эндербито- и чарнокитогнейсов, а также двух разновозрастных групп чарнокитов [1, 7, 8]. Эндербито- и чарнокитогнейсы, образующие обширные поля небулитов, формировались за счет разного по составу протолита в результате инфильтрационной гранитизации при участии глубинного флюида, обогащенного  $\text{CO}_2$ . Обе генерации чарнокитов возникали в результате диатексиса преимущественно чарнокитогнейсов и мигматитов, а также миграции расплавов в сдвиговые зоны [3, 8]. Первая из них, ch1, располагается в поле чарнокитогнейсов, вторая, ch2, – в поле небулитов и мигматитов с лейкосомой Lc4, с участками ch1. Ассоциация минералов Qtz + Pl + Kfs + Bt + Orp + (Ilm + Zrn + Ap + Mnz + Grt) в обеих группах одинакова, а значения модаляного и химического состава близки друг к другу (табл. 1). Только содержание MgO несколько выше в поздних чарнокитах (табл. 2). Близки и величины со-

держания нормативов в системе Ab–Ort–Qtz (табл. 1). Преобладающими разновидностями в обеих группах являются граниты высокой и ультравысокой калиевой щелочности [9]. В то же время концентрации ряда малых элементов, особенно REE, значительно различаются. Целью настоящей работы является выявление особенностей состава чарнокитов двух указанных групп и причины их различия.

Для поздних чарнокитов по сравнению с ранними характерно более высокое содержание V, Cr, Co, Ga, Rb, Sr, Nb, U, Ta, Pb, особенно Y, Th, и более низкое – Ba (табл. 2), что прослеживается по значениям отношений величин среднего содержания элементов в породах указанных групп (рис. 1а, линия 3). Для ch2 характерны также значимо более высокие концентрации REE, особенно легких и средних, превышающие в 2.5–3.5 раза концентрации соответствующих элементов в ранних чарнокитах (рис. 1б, линия 3). Эти различия для конкретных образцов видны на рис. 2: для ch1 относительно ch2 характерен более низкий уровень концентраций REE, более пологие (отрицательные) наклоны линий спектров, причем наклон в интервале La–Sm более крутой и более пологий на участке Gd–Lu, переходящий в положительный для пяти образцов из шести в интервале Tm–Lu. Эти различия отчетливо видны и по средним значениям отношений  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  (табл. 2) и  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$ ,  $\text{Gd}_N/\text{Lu}_N$ ,  $\text{Tm}_N/\text{Lu}_N$  (табл. 1). Существенны различия и в величинах Eu/Eu\*. В ch2 они отрицательные во всех образцах и ниже 0.65, тогда как в ch1 они больше 0.75, а в четырех образцах из шести – больше 1. Устанавливается отрицательная связь между Eu-аномалией и содержанием REE, не превышающим 400 ppm (рис. 3). Эта закономерность известна и для чарнокитов и лейкократовых гранитов многих районов. Имеются существенные различия в значениях некоторых отношений, обусловленные отличиями в специфике обстановки формирования этих групп. Так, от ch1 к ch2 наблюдается значимое уменьшение отношений K/Rb, Eu/Eu\*, Zr/Nd, Sr/Y, Th/Nd, Th/Ce и увеличение отношений Th/U, La/Yb (табл. 2).

Таблица 1. Характеристики исследуемых групп пород

Минерал, параметр	Группа пород			
	chgn (30)	ch1 (13)	ch2 (10)	grn(ch2) (6)
<b>Модальный состав исследуемых групп пород, мас. %</b>				
Qtz	25	28	27	32
Pl	39	34	33	35
Kfs	23	30	29	26
Bt	11	7	10	7
Orx	2	1	1	
<b>Нормативный состав (среднее <math>\pm</math> стандартное отклонение, мас. %)</b>				
Qtz	29 $\pm$ 8	29 $\pm$ 6	29 $\pm$ 4	32 $\pm$ 4
Ort	34 $\pm$ 8	38 $\pm$ 5	39 $\pm$ 5	35 $\pm$ 4
Ab	37 $\pm$ 7	33 $\pm$ 4	32 $\pm$ 4	33 $\pm$ 5
<b>Приведенный коэффициент вариаций, %</b>				
$V^*$ оксидов	43	33	30	34
$V^*$ ТЕ	72	30	29	34
$V^*$ REE	58	52	33	53
<b>Отношение малых элементов</b>				
$La_N/Sm_N$	7.28 $\pm$ 1.76	10.36 $\pm$ 1.03	7.69 $\pm$ 1.91	9.08 $\pm$ 3.60
$Gd_N/Lu_N$	6.12 $\pm$ 4.74	4.18 $\pm$ 2.44	11.47 $\pm$ 3.43	5.99 $\pm$ 3.92
$Tm_N/Lu_N$	1.17 $\pm$ 0.26	0.88 $\pm$ 0.15	1.09 $\pm$ 0.02	0.94 $\pm$ 0.28

Примечание. В скобках указано количество проб для групп пород.  $V^*$  – сумма коэффициентов вариаций содержания каждого элемента, деленная на число элементов: 11 – для оксидов, 15 – для малых элементов (ТЕ), 14 – для REE.

Протолитом для ранних чарнокитов являются чарнокитогнейсы, среди которых они обычно расположены и нередко имеют с ними двойственные соотношения: постепенные переходы сменяются в отдельных участках секущими контактами, наблюдаются перемещенные тела чарнокитов, о чем можно судить по локально возникающей ориентировке минералов параллельно контактовой поверхности. Чарнокитогнейсы по соотношению  $K_2O$  и  $SiO_2$  относят к высококалиевым и ультравысококалиевым (шошонитовым) гранитоидам. Они возникают по эндербитогнейсам, которые, в свою очередь, образуются по базитам (sch), ортопироксеновым (Orxgn) и гранатсодержащим (Grtgn) гнейсам и относятся (как и предшествующие им эндербитогнейсы) к трем сериям: базитовой, глиноземистой и серии ортопироксеновых гнейсов, что и определяет особенности их состава. Так, содержание Са уменьшается как в ряду: sch  $\rightarrow$  Orxgn  $\rightarrow$  Grtgn (7.13  $\rightarrow$  4.15  $\rightarrow$  2.56), так и в ряду соответствующих эндербито- (3.71  $\rightarrow$  3.46  $\rightarrow$  2.81) и чарнокитогнейсов (1.87  $\rightarrow$  1.61  $\rightarrow$  1.64), причем в последних различия сокращаются. Уменьшается в этих сериях и величина ASI.

Малые элементы в чарнокитогнейсах, развитых по всем указанным разновидностям пород, дают широкие вариации (табл. 1 и 2). Спектры со-

держания REE имеют крутой отрицательный наклон в области легких редкоземельных элементов (LREE), более пологий – в области средних (MREE) и тяжелых (HREE), переходящий в двух образцах в положительный начиная с Ho, так что отношение Ho/Lu превышает 1.

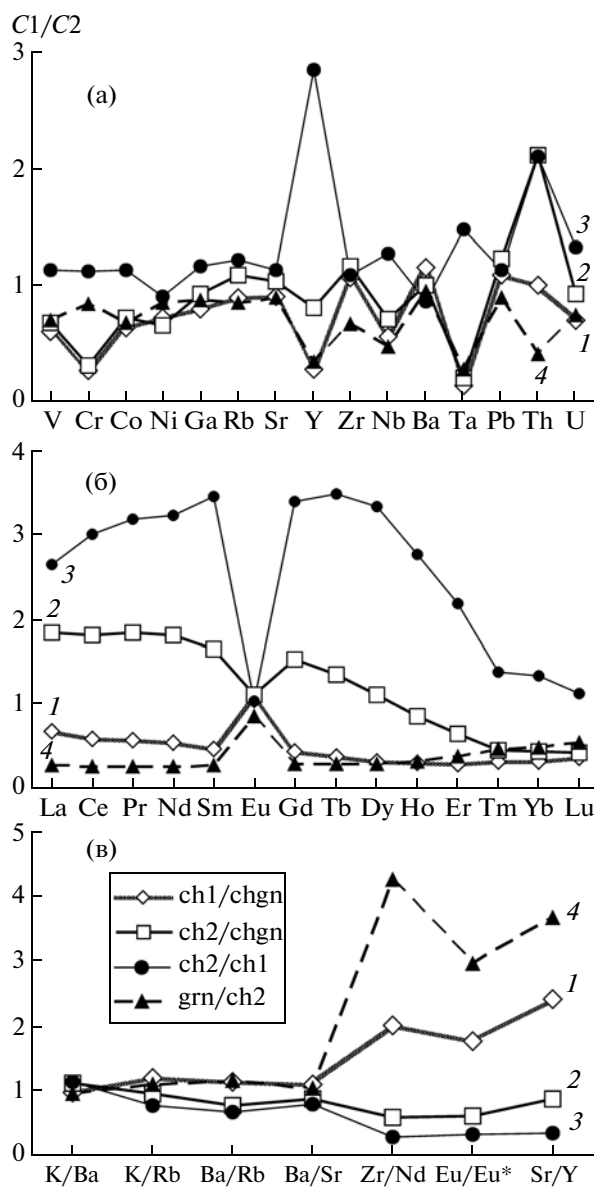
Чарнокитогнейсы по сравнению с чарнокитами характеризуются более существенными вариациями составов. В табл. 1 представлены значения суммы коэффициентов вариаций ( $V^*$ ) для оксидов, малых элементов (ТЕ) и REE, деленные на количество элементов в каждой группе. Отчетливо падение этих величин в ряду: chgn  $\rightarrow$  ch1  $\rightarrow$  ch2, что свидетельствует о возрастании однородности пород во времени. При формировании ранних чарнокитов (ch1) по чарнокитогнейсам происходят закономерные и ожидаемые изменения: наряду с уменьшением количества  $Fe^*$ , Mg, Са идет параллельное уменьшение содержания Cr, V, Co, Ni, MREE и HREE на фоне возрастания Si, K, Ba.

Поздние чарнокиты (ch2) в изученных нами случаях также возникают за счет чарнокитогнейсов. Направленность изменений концентраций для многих элементов такая же, как и при образовании ранних чарнокитов (табл. 2, рис. 1), причем степень их изменения при образовании чарнокитов ch1 и ch2 для таких элементов, как Si, Ti, Al,

Таблица 2. Среднее содержание оксидов (мас. %), малых элементов (ppm) и их отношения

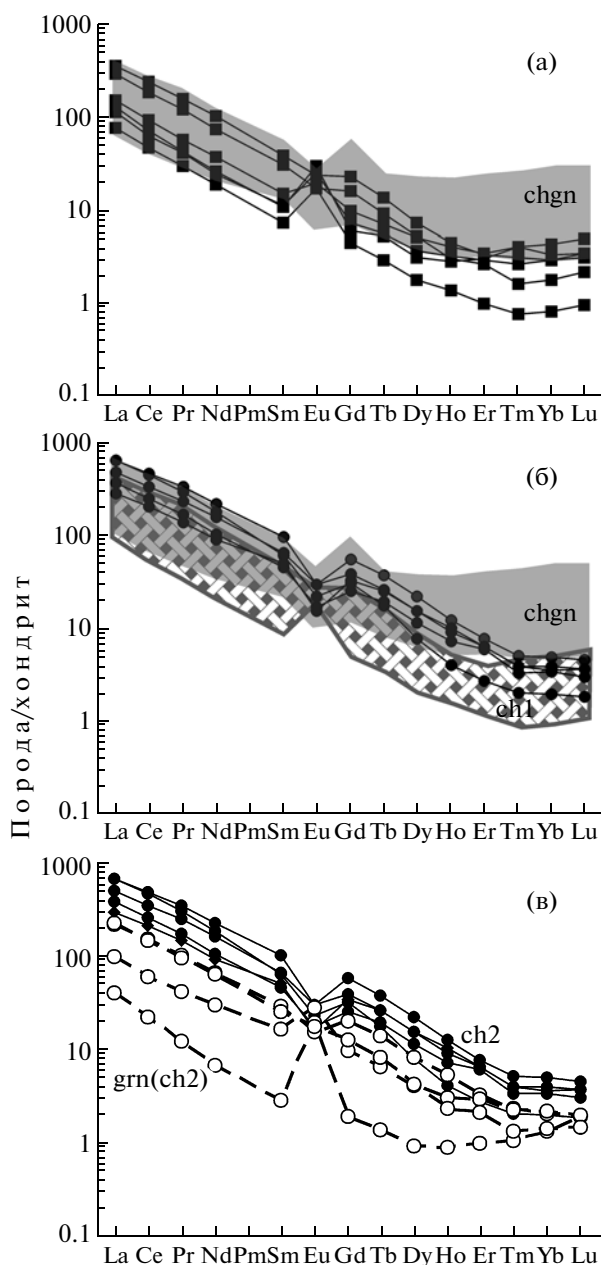
Оксид, элемент, отношение	Группа пород							
	chgn (30/9)		ch1 (13/6)		ch2 (10/5)		grn(ch2) (6/4)	
	<i>x</i>	$\sigma$	<i>x</i>	$\sigma$	<i>x</i>	$\sigma$	<i>x</i>	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	69.06	2.85	70.70	2.99	70.55	1.84	72.84	2.49
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.23	0.39	0.18	0.40	0.22	0.22	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.46	1.21	14.99	2.23	14.47	0.91	13.34	0.82
FeO*	3.59	1.43	2.07	0.54	2.37	0.62	2.00	0.58
MnO	0.06	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01
MgO	1.11	0.66	0.53	0.22	0.71	0.29	0.48	0.14
CaO	1.76	0.66	1.57	0.50	1.46	0.39	1.25	0.31
Na <sub>2</sub> O	3.48	0.63	3.36	0.40	3.23	0.36	3.53	0.61
K <sub>2</sub> O	4.70	1.15	5.52	0.74	5.61	0.74	5.11	0.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.09	0.08	0.08	0.10	0.06	0.05	0.04
П.п.п.	0.25	0.22	0.35	0.16	0.34	0.20	0.45	0.38
ASI	1.04	0.11	1.04	0.09	1.03	0.08	0.98	0.06
#Fe	65.52	8.90	69.31	10.50	66.00	7.00	69.53	6.08
V	36.4	24.5	22.0	6.5	25.0	8.4	17.5	3.8
Cr	46.7	69.2	12.9	1.5	14.6	2.9	12.4	2.8
Co	5.46	2.67	3.48	0.67	3.97	0.50	2.72	0.97
Ni	10.08	5.29	7.27	1.34	6.62	0.44	5.64	0.64
Ga	21.7	6.7	17.3	2.0	20.2	1.3	17.8	2.4
Rb	169	65	151	32	185	22	157	26
Sr	211	76	193	25	220	57	197	18
Y	21.2	14.0	6.0	1.9	17.3	6.8	6.0	3.6
Zr	248	110	265	103	290	107	194	28
Nb	17.68	15.39	9.87	3.70	12.58	9.14	6.05	5.68
Ba	960	244	1114	182	970	222	923	198
Ta	1.56	3.48	0.22	0.11	0.33	0.19	0.09	0.00
Pb	26.6	10.7	29.0	4.2	33.0	5.6	27.9	7.5
Th	32.3	26.9	32.4	28.1	68.6	24.2	18.7	20.1
U	2.42	2.26	1.70	0.88	2.26	0.95	1.30	0.70
LREE	308.2	135.0	191.8	124.6	567.1	193.9	155.1	102.7
MREE	21.51	8.03	10.21	5.09	31.07	9.64	10.01	5.33
HREE	4.10	3.64	1.32	0.51	2.25	0.70	0.98	0.33
Eu/Eu*	0.83	0.54	1.49	0.59	0.52	0.08	1.55	1.01
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	56.5	39.1	83.8	54.6	157.3	103.3	83.8	58.8
K/Rb	261	67	321	46	257	19	287	70
K/Ba	44	12	44	10	50	11	49	10
Rb/Sr	0.94	0.72	0.79	0.18	0.89	0.26	0.79	0.10
Ba/Rb	6.6	3.1	7.7	2.0	5.2	3.5	6.2	2.7
Ba/Sr	5.56	1.49	5.87	1.36	4.51	0.75	4.75	1.38
Th/U	14.7	9.1	18.2	9.2	34.8	15.3	15.8	9.6
Sr/Y	15.3	14.3	37.4	23.3	13.8	3.5	51.0	46.0
Zr/Nd	5.7	2.6	11.6	6.4	3.5	1.6	14.9	15.5

Примечание. В скобках указано количество анализов: на оксиды – числитель, на малые элементы – знаменатель; *x* и  $\sigma$  – среднее и стандартное отклонения. LREE – сумма концентраций La, Ce, Pr, Nd; MREE – Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho; HREE – Er, Tm, Yb, Lu.



**Рис. 1.** Отношения концентраций одноименных элементов (а, б) и их отношений (в) в сравниваемых группах пород ( $C1/C2$ ): ранних и поздних чарнокитов к чарнокитогнейсам (ch1/chgn, линия 1 и ch2/chgn, линия 2), поздних чарнокитов к ранним (ch2/ch1, линия 3) и гранитов к поздним чарнокитам (grn/ch2, линия 4) для малых элементов (а), REE (б) и их отношений (в).

Ca, Na, V, Cr, Ni, Zr, Ta, практически одинакова. В то же время для других элементов, а именно для Ga, Rb, Sr, Nb, Ba, U и особенно для Y и Th, степень преобразования состава исходных чарнокитогнейсов более существенна, когда формируются ch1, о чем свидетельствует расположение линий 1 и 2 на рис. 1а. Направленность изменения Rb, Sr (рис. 1а, линии 1 и 2), LREE и из MREE Sm,



**Рис. 2.** Нормированные на хондрит концентрации REE для ранних чарнокитов, ch1, (а), поздних чарнокитов, ch2, (б) и гранитов, развитых по чарнокитам grn(ch2) вместе с исходными для них чарнокитами ch2 (в).

Поле чарнокитогнейсов (а, б) показано серым цветом с индексом chgn, а поле ранних чарнокитов – решеткой с индексом ch1.

Gd, Tb, Dy (рис. 1б, линии 1 и 2) в двух группах чарнокитов относительно chgn явно противоположная. Прослеживается значимое обеднение этими элементами ch1 и их накопление при формировании ch2. Разнонаправленно ведут себя и средние значения таких отношений, как K/Ba, K/Rb, Ba/Rb, Ba/Sr, Zr/Nd, Eu/Eu\*, Sr/Y (рис. 1в, линии 1 и 2).

Приведенный материал свидетельствует о том, что при формировании ранних чарнокитов имел место существенный вынос большинства элементов, который происходил параллельно с плавлением и мобилизацией чарнокитогнейсов, о чем свидетельствуют геологические соотношения пород. Принципиально в образовании поздних чарнокитов могли участвовать в качестве протолита все более ранние образования, в том числе анатектические мигматиты с лейкосомой Lc4 и ранние чарнокиты, но проанализированные нами образцы возникали за счет чарнокитогнейсов. Их основным свойством является близость к чарнокитогнейсам, более значительная, чем у ранних чарнокитов, исключая LREE и MREE. Поздние чарнокиты могли формироваться при 75–85%-м плавлении чарнокитогнейсов в условиях открытой системы, что подтверждается для ряда малых элементов численным моделированием равновесного плавления (batch melting).

Завершая характеристику особенностей состава рассмотренных групп гранитоидов, отметим возрастание однородности пород при формировании параавтохтонных гранитоидов и по главным, и по малым элементам, а также по соотношениям величин содержания нормативных минералов в системе Ab–Qtz–Or и “стирание” зависимости состава конечных членов серий гранитообразования от состава протолита.

В поздних чарнокитах (ch2) довольно часто по отдельным зонам происходят их “лейкократизация” и иногда фельдшпатизация, в результате чего исчезает ортопироксен, уменьшается количество биотита и появляются крупные кристаллы ильменита. Иногда эти породы, обозначенные grn(ch2), имеют признаки перемещения. Поздние чарнокиты ch2 принадлежат к гранитам и монцонитам, а также преимущественно к шошонитовой серии (8 обр. из 10), граниты grn(ch2) – к гранитам шошонитовой (4 обр.) и высококалийевой (2 обр.) серий. Интервал SiO<sub>2</sub> в первых – 68–73%, а во вторых – 69–75%; соответственно интервал K<sub>2</sub>O 5–7 и 5–5.5%, ASI – 0.90–1.2 и 0.88–1.05, #Fe 55–76 и 60–76%. Таким образом, при развитии гранитов по чарнокитам уменьшается содержание Al, намечается тенденция увеличения Si и уменьшения Mg, в остальном разновидности близки друг к другу. На диаграммах связи SiO<sub>2</sub> с TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO и CaO они образуют единые тренды. В объединенной группе пород Si имеет значимые отрицательные связи с Ti, Fe, Mg, Al, Ca и P; Fe имеет положительную корреляцию с Mg; K связан отрицательно с Na и положительно с Ti, Fe, Mg, что не характерно для других групп.

Коэффициенты вариаций содержания малых элементов и REE не превышают 29 и 33% в ch2, в grn(ch2) они выше, табл. 1. Чарнокиты ch2 от гра-

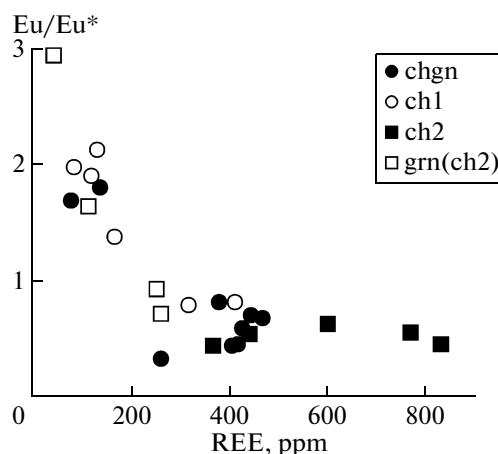


Рис. 3. Диаграмма  $Eu/Eu^*$ –REE для чарнокитогнейсов (chgn), ранних и поздних чарнокитов (ch1 и ch2) и гранитоидов, развитых по поздним чарнокитам (grn(ch2)).

нитов grn(ch2) отличают параллельность спектров и более высокий уровень концентраций REE. В гранитах появляются положительные аномалии Eu и происходит изменение наклона спектра HREE на положительный в их области (рис. 2в). Характерно, что при близости величин содержания главных оксидов значимые различия зафиксированы для REE, Y, Th, содержание которых ниже в гранитах (табл. 2).

Отмеченные выше единые тренды SiO<sub>2</sub> с главными оксидами для ch2 и grn(ch2) позволяют считать, что граниты образовались на конечных стадиях кристаллизации расплава или в результате позднемагматических преобразований чарнокитов в условиях возрастающей подвижности воды. Однако поведение малых элементов, увеличение отношений K/Rb и Zr/Nd, а также уменьшение, хотя и незначительное, отношений Rb/Sr, La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> свидетельствует, скорее, в пользу позднемагматических преобразований, причем направленность изменения этих отношений говорит о возрастании кислотности среды минералообразования (при близких P, T-параметрах) в этих процессах [10, 11]. Подтверждением являются также исчезновение ортопироксена из ассоциации и возрастание железистости.

Таким образом, разновозрастные группы диатектических чарнокитов обнаруживают значительное сходство в содержании главных элементов, основного числа малых элементов и REE начиная с Ho. Обе группы чарнокитов относительно чарнокитогнейсов обеднены когерентными V, Cr, Co, Ni, а также Y, Nb, Ta и HREE, что может быть связано с обогащением ими реститов, остающихся на месте зарождения чарнокитовых магм. В то же время LREE и MREE, исключая Ho, а также Rb, Sr, Th накапливаются в поздних чарнокитах,

тогда как ранние чарнокиты обеднены ими. Противоположные тенденции изменения отношений K/Rb, Ba/Rb, Ba/Sr, Zr/Nd, Eu/Eu\* и Sr/Y также свойственны этим группам пород. Так, относительно ch<sub>2</sub> и более 1 для ch<sub>1</sub>. Возможность выноса/привноса HREE и LREE при ультраметаморфизме обсуждается в ряде работ [12–15]. При формировании поздних чарнокитов, по-видимому, решающую роль сыграли процессы парциального плавления высокой степени, что подтверждается расчетным геохимическим моделированием состава расплавов. Особенности же редкоземельного состава ранних чарнокитов (ch<sub>1</sub>) обусловлены в значительной степени взаимодействием генерирующейся магмы с флюидным потоком, который и определил высокую подвижность LREE. Подтверждением этого является и сходство в поведении LREE и MREE, Rb, Sr, Nb, Th для ch<sub>1</sub> и grn(ch). Последние возникали за счет поздних чарнокитов при постметаморфических процессах с участием флюида.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 09–05–00485).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Другова Г.М., Вапник Е.А. В кн.: Эволюция раннеархейской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. С. 23–56.
2. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г. и др. // Стратиграфия. Геологические корреляции. 2012. Т. 20. № 2. С. 27–57.
3. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г. и др. // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 700–706.
4. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г. и др. ДАН. 2010. Т. 431. № 6. С. 797–801.
5. Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П. и др. // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 97–108.
6. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.
7. Sedova I. S., Krylov D. P., Glebovitsky V. A. // Precamb. Res. 1993. V. 114. P. 431–451.
8. Седова И.С., Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. В кн.: Метаморфические образования докембрия Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 10–20.
9. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Наука, 1985. 511 с.
10. Коржинский Д.С. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. Тр. I Конф. по околорудному метасоматизму. М.: Недра, 1966. С. 7–15.
11. Жариков В.А. // Геология руд. месторождений. 1967. Т. 9. № 5. С. 75–89.
12. Петрова З.И. Геохимия гранулитогнейсовых комплексов: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1990. 52 с.
13. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов Каннского и Шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГММ СО РАН, 1993. 223 с.
14. Конди К.С., Ален П. Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224–249.
15. Friend C.R.L. // Nature. 1981. V. 294. P. 550–552.