

УДК 552.4:551.71/72(571.5)

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ МИГМАТИТОВ КУРУЛЬТИНО-НЮКЖИНСКОГО СЕГМЕНТА И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

© 2008 г. В. А. Глебовицкий*, И. С. Седова*, Д. И. Матуков**, Н. Г. Бережная**, Е. В. Толмачева**, Л. М. Саморукова *

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия; e-mail: vg@vg1404.spb.edu

**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского МПР

199106 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия;

e-mail: sergeev@mail.wplus.net

Поступила в редакцию 06.11.2006 г.

Получена после доработки 10.12.2007 г.

Кристаллические сланцы эльгаканской серии (р. Нюкжа) в результате объемного замещения были превращены в плагиогранитогайсы и гранитогайсы (Lc_1) и затем преобразованы в комплекс полимигматитов с последовательно развивающимися лейкосомами Lc_2 , Lc_3 , Lc_4 . После формирования покровно-надвиговой структуры, явившейся отражением коллизионных процессов, возникла новая генерация гранитных жил (Lc_5), а затем по зонам сдвиговых деформаций формировались тоналитогайсы Lc_6^{avt} и ветвистые мигматиты с лейкосомами Lc_6^{all} . С помощью SHRIMP-II были исследованы 4 типа (генерации) циркона из гранитогайсов Lc_1 . Для I типа (ритмично-зональные ядра) определен возраст 2960 и 3010 млн. лет, соотношенный с возрастом изверженного (преимущественно вулканогенного) протолита; для II и III типов установлен возраст 2703 млн. лет, соответствующий гранитизации в условиях амфиболитовой фации и формированию становых гранитогайсов. Это событие коррелируется с гранулитовым метаморфизмом и ультраметаморфизмом, проявленным на всей территории Джугджуро-Становой складчатой области. Наиболее распространенный IV тип циркона имеет возраст 1915 млн. лет, что соответствует метаморфизму, синхронному с формированием тектонических покровов, а следовательно, с коллизией Становой плиты и края Сибирского кратона. От I к IV типу цирконов установлено уменьшение содержаний REE, U, Th, а также Th/U отношения, исключая III тип, в котором отношении Th/U возрастает до значений >1 . Цирконы из Lc_5 имеют конкордантный возраст 139 млн. лет, сопоставимый с возрастом позднестановых гранитов. Изменения состава циркона из Lc_5 от более древних ядер к молодым каймам аналогичны указанным выше для циркона из Lc_1 . Конкордантный возраст цирконов из Lc_6^{avt} – 127–130 млн. лет. Th/U отношения в них возрастают от центра (<1) к краю (>1), что может свидетельствовать о появлении расплава в процессе формирования Lc_6^{avt} . По данным анализов 53 образцов пород (ICP MS) установлены различия в направленности (уменьшение/увеличение) и степени изменения содержания редких элементов в выделенных сериях гранитизации и мигматизации; рассмотрены корреляционные зависимости между содержаниями элементов и особенности состава рассматриваемых групп пород. Так, при развитии Lc_1 происходит их обогащение Rb, Sr, Ba, LREE, Th, Zr, Hf и обеднение Nb, Ta, U, HREE относительно субстрата. Лейкосомы мигматитов Lc_2 , Lc_3 и Lc_4 обедняются всеми указанными элементами, кроме LILE. Это связывается с инфильтрационной гранитизацией при объемном замещении и с парциальным плавлением при развитии лейкосом жильной формы с последующей мобилизацией расплавов вместе с реститами. Разнонаправленное поведение LREE и LILE необычно для анатектических процессов и не может быть смоделировано равновесным или неравновесным плавлением.

Проблема происхождения и возраста станового комплекса Джугджуро-Становой складчатой области юга Сибири разрабатывается уже более полувека. После фундаментальных исследований Д.С. Коржинского (1939), выделившего трансси-

бирский Саяно-Становой пояс предположительно протерозойского возраста, было произведено обобщение всех имеющихся тогда региональных геологических материалов и введено понятие названной выше крупной структуры (Судовиков и

др., 1965). Тогда же был выделен Пристановой пояс, как некоторая переходная зона между Алданским гранулитовым ареалом и собственно Джугджуро-Становой складчатой областью. Все супракрустальные и плутонические породы были сгруппированы в три комплекса: палеоархейский алданский, неоархейский становой и палеопротерозойский желтулакский. Интрузивные породы разного состава с преобладающим развитием гранитоидов были подразделены на множество комплексов и по геологическим соображениям сопоставлены по времени с супракрустальными толщами. Это подразделение ассоциаций пород сохранилось до настоящего времени, хотя оценки изотопного возраста и новые данные по изотопной геохимии, полученные в последние годы, существенно изменили представления о геохронологии этого региона, об истории его геологического развития и о геодинамических режимах эволюции. В первую очередь это касается гранитоидов, многие из которых считались раннедокембрийскими (Судовиков и др., 1965), но оказались мезозойскими (Ларин и др., 2000а, 2000б, 2001). Это относится не только к аллохтонным гранитоидам, но и к крупным параавтохтонным массивам, ранее включавшимся в позднестановой и тукурингский комплексы. К сожалению, геохронологической информации о становой гнейсовой серии, широко распространенной в пределах Джугджуро-Становой складчатой области, очень мало, а ее изучение имеет фундаментальное значение для понимания природы и эволюции этой области. Ограничить возраст становой серии можно датированием станových (древнестановых) гранитоидов, представленных преимущественно автохтонными телами, которые вслед за Д.С. Коржинским (1939) и Н.Г. Судовиковым с соавторами (1965) рассматривались как результат гранитизации гнейсовых толщ.

Целью настоящего исследования является анализ имеющихся данных по петрологии и геохимии станového комплекса, представленного на исследованной территории эльгаканской серией (гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации, образовавшиеся по ним мигматиты, а также автохтонные и параавтохтонные гранитоиды), и корреляция гранитизации и мигматизации, протекавших в условиях амфиболитовой фации, с известными событиями метаморфизма и магматизма, происходившими в смежных с исследуемым районом блоках Джугджуро-Становой складчатой области. Рассматривается западный, Курультино-Нюкжинский, сегмент этой области (рис. 1) на основании материала, собранного вдоль трассы БАМ по правому борту рек Средняя Ларба и Нюкжа (Седова, Глебовицкий, 1985), где распространены гранулиты Ларбинского, Нюкжинского и Курультинского блоков и гнейсы амфиболитовой фации эльгаканской серии (Московченко и др., 1985), коррелируемой со становой серией.

ГЕОЛОГИЯ

Эльгаканская серия, являющаяся объектом нашего исследования, судя по составу субстрата станových гранитогнейсов и полимигматитов, представлена главным образом ассоциацией основных и средних по составу кристаллических сланцев и амфиболитов, чем она существенно отличается от преимущественно гнейсовой иликанской серии, развитой в средней части Джугджуро-Становой складчатой области. В небольшом объеме в эльгаканской серии присутствуют гранатбиотитовые, иногда с силлиманитом, гнейсы.

Породы эльгаканской серии совместно с ларбинскими и нюкжинскими гранулитами и связанные с ними магматические породы пережили це-

Рис. 1. Схема тектонического строения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области. Составил А.М. Ларин.

1, 2 – неоархейская Олекминская гранит-зеленокаменная область: 1 – тоналит-трондьемит-гнейсовый комплекс, 2 – зеленокаменные пояса; 3 – наиболее древние, палеоархейские блоки Алданской гранулит-гнейсовой области; 4 – высокоградные метаморфические комплексы иенгского типа (высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, кварциты); 5 – раннепротерозойские супракрустальные комплексы Алданской гранулит-гнейсовой области; 6 – аллохтоны нижне-среднекорковых мафических гранулитов, эндербитов и чарнокитов в Джугджуро-Становой складчатой области и Становой сутурной зоне (В – Брятинский, Сн – Чогарский, Д – Джугджурский, Дм – Дамбукинский, К – Курультинский + Каларский, Л – Ларбинский, S – Сутамский, Т-С – Токско-Сиваканский, Z – Зверевский); 7 – становой комплекс; 8 – раннепротерозойские супракрустальные комплексы Селенгино-Станового супертеррейна; 9 – метаосадочные комплексы впадин удоканского типа; 10 – рифтогенные грабены (троги желтулакского типа); 11 – супракрустальные комплексы Патомского нагорья; 12 – платформенный покров Сибирского кратона; 13 – юрские отложения; 14 – складчатые структуры Центрально-Азиатского пояса; 15 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, рифты и наложенные впадины; 16 – Каларский массив автономных анортозитов (анортозиты, габброиды, иотуниты и чарнокиты; 2.63 млрд. лет); 17 – неоархейские гранитоиды; 18 – палеопротерозойские постколлизийные гранитоиды кодарского комплекса (1.88–1.87 млрд. лет); 19 – Джугджурский массив автономных анортозитов (анортозиты, габброиды, иотуниты и монзониты; 1.74 млрд. лет); 20 – улканский вулканоплутонический комплекс (граниты рапакиви, щелочные граниты и связанные с ними бимодальные вулканы; 1.73–1.70 млрд. лет), расслоенные мафит-ультрамафитовые плутоны различного возраста; 21, 22 – фанерозойские гранитоиды и щелочные породы Селенгино-Станового супертеррейна (21) и Джугджуро-Становой складчатой области (22); 23 – тектонические нарушения (а – разломы, б – надвиги).

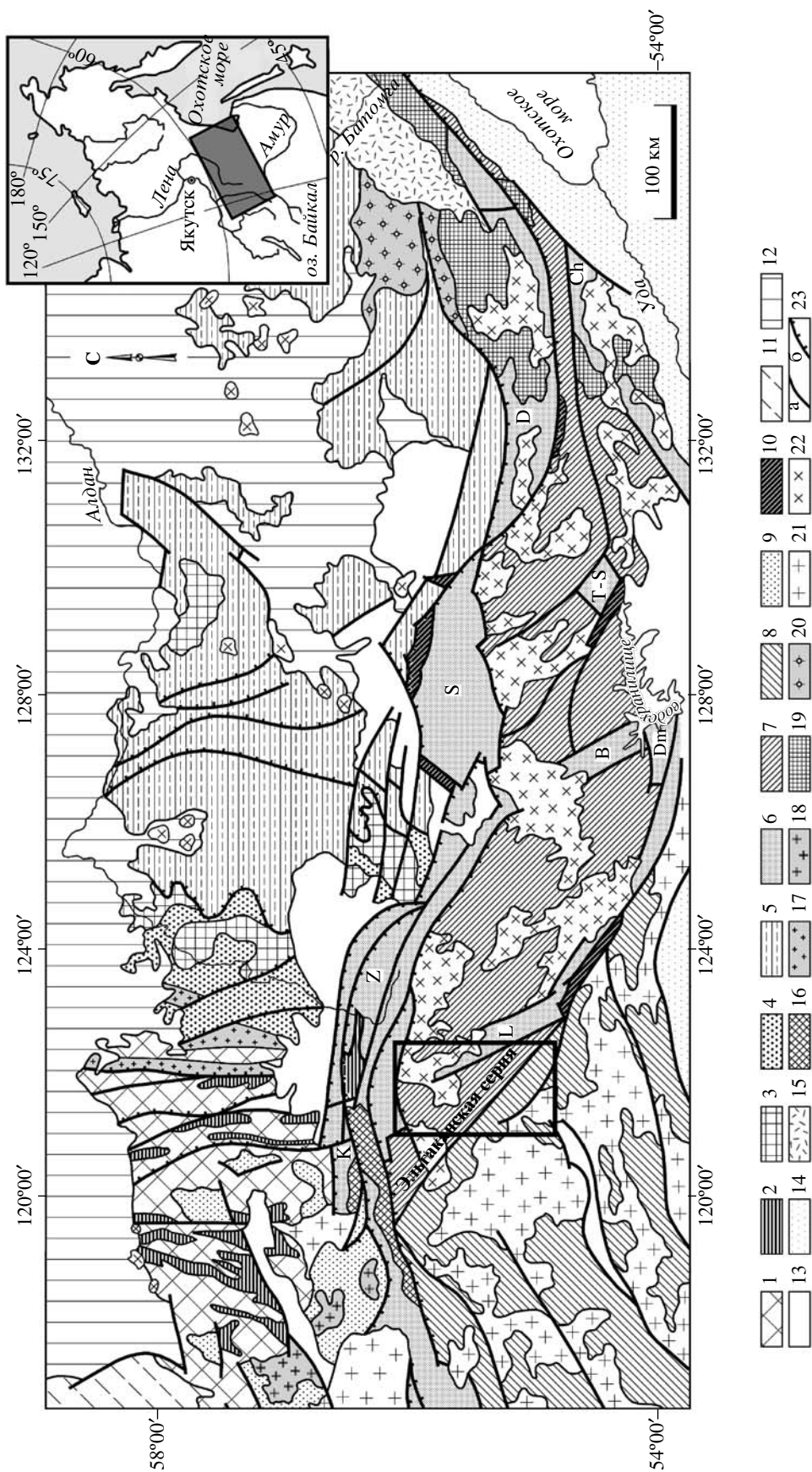


Таблица 1. Последовательность событий в породах эльгаканской серии в течение II и III тектонометаморфических циклов

Этапы деформаций	Структурные формы	Магматизм и ультраметаморфизм	Структурные соотношения
II цикл – амфиболитовая фация			
IID ₁	F ₁ , изоклинальные; S ₁ по ОП	Метаморфизованные габброиды Lc ₁ – <i>Bt</i> - и <i>Bt-Hbl</i> плагиогранито- гнейсы и гранитогнейсы Дайки диоритов, гранодиоритов, гранитов	Располагаются вдоль ОП F ₁
IID ₂	F ₂ , изоклинальные; S ₂ по ОП	Lc ₂ – лейкократовые <i>Bt</i> -плагио- граниты и граниты	Располагаются вдоль ОП F ₂
IID ₃	F ₃ , мелкие, в зонах сдвиговых деформаций; Fg ₃	Lc ₃ – <i>Bt</i> - (иногда с <i>Hbl</i>) тоналиты, плагиограниты, граниты	Располагаются по Fg ₃
IID ₄	F ₄ , изоклинальные; S ₄ по ОП; тектонические покровы	Lc ₄ – <i>Bt</i> -граниты (часто с <i>Grt</i>), пор- фиробласты <i>Kfs</i>	Располагаются вдоль ОП F ₄
IID ₅ и IID ₆	F ₅ и F ₆ , открытые и изокли- нальные	Lc ₅ – <i>Bt</i> -граниты, коррелируемые с позднестановыми гранитами	Располагаются вдоль ОП F ₅ и F ₆
III цикл – амфиболитовая фация			
IID ₁	N ₁ ; F ₁ ; S ₁	Метаморфизованные габбро, дио- риты, гранодиориты, граниты (дай- ки)	Располагаются вдоль N ₁ , S ₁ , по ОП F ₁
IID ₂ , IID ₃ , IID ₄	F ₂ , F ₃ , F ₄ , открытые складки, флексуры, связанные с зона- ми сдвиговых деформаций	Lc ₆ ^{avt} – <i>Bt-Hbl</i> , <i>Bt</i> -тоналиты, грано- диориты, граниты, автохтонные, переходящие в аллохтонные при мобилизации Lc ₆ ^{all} Lc ₇ – <i>Bt</i> -граниты	Располагаются вдоль зон сдвиговых деформаций, ОП F ₂ , S, разрывов

Примечание. Римскими цифрами перед D обозначены номера циклов, F₁–F₆ – последовательные генерации складок, S₁–S₄ – генерации кристаллизационной сланцеватости, N – надвиги, ОП – осевые поверхности складок, Fg – зоны сдвиговых деформаций (shear zones), Lc₁ – плагиогранитогнейсы и гранитогнейсы, Lc₂–Lc₇ – последовательные генерации лейкосом мигматитов.

лый ряд событий (деформации, метаморфизм, ультраметаморфизм), которые ранее были отнесены нами условно к неоархейскому и палеопротерозойскому тектонометаморфическим циклам (табл. 1). Породы Ньюжинского блока до событий, связанных с эльгаканской серией, претерпели метаморфизм и деформации гранулитовой фации, которые отнесены к I тектонометаморфическому циклу, а указанные выше более поздние события – ко II и III циклам (Седова, Глебовицкий, 1985, табл. 2). В последовательности событий, выделяемых в эльгаканской серии, ключевым является формирование тектонических покровов, представляющих собой пакеты изоклинальных складок и разделяющих их зон сдвиговых деформаций (shear zones), сохранивших пологое, почти горизонтальное залегание в верхней по течению р. Ньюжа части исследованного разреза. Им предшествуют по крайней мере три ге-

нерации складок (F₁–F₃), выделяемых на основании наблюдаемых соотношений плоскостных и линейных элементов строения толщ и соотношений между генерациями лейкосом мигматитов и гранитогнейсов, развитых по породам эльгаканской серии. Последующая эволюция связана с наложением складчатых деформаций на тектонические покровы (IID₅, IID₆), когда была сформирована наблюдаемая сейчас структура северо-западного простирания, прослеживающаяся вдоль западного борта долины р. Ньюжа. С III циклом связано повторное формирование покровно-надвиговой структуры (IID₁: N₁ и S₁), а затем проявление гранитизации (Lc₆^{avt}) и парциального плавления (Lc₆^{all}). Важно то, что совокупность эндогенных процессов, установленных

Таблица 2. Изотопные данные для цирконов из гранитоидов Lc₁ (обр. 1515д/1)

Номера точек	Тип циркона	Концентрации					Возраст, млн. лет		Disc, %	Изотопные отношения									
		²⁰⁶ Pb, %	U, ppm	Th, ppm	Th/U	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±, %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±, %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	q, %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±, %	Err corr
1.1	II	0.06	437	22	0.05	0.05	166	2364 ± 12	2712 ± 18	15	2.256	0.62	0.1866	1.10	11.40	1.20	0.4431	0.62	0.507
2.1	III	0.00	29	63	2.17	2.21	13.2	2703 ± 27	2650 ± 16	-2	1.920	1.20	0.1796	0.95	12.90	1.60	0.5209	1.20	0.790
3.1	I	0.01	846	194	0.23	0.24	366	2629 ± 12	2912 ± 4	11	1.986	0.54	0.2108	0.24	14.64	0.59	0.5035	0.54	0.914
4.1	I	0.01	1075	517	0.48	0.50	487	2730 ± 12	2874 ± 3	5	1.896	0.52	0.2059	0.21	14.97	0.56	0.5273	0.52	0.927
4.2	IV	0.06	208	12	0.06	0.06	61.1	1897 ± 11	2173 ± 19	15	2.922	0.66	0.1357	1.10	6.40	1.30	0.3420	0.66	0.516
4.3	I	0.04	184	57	0.31	0.32	85.9	2791 ± 15	2899 ± 6	4	1.845	0.68	0.2092	0.40	15.63	0.79	0.5418	0.68	0.861
5.1	III	0.21	56	98	1.66	1.79	29.4	3054 ± 27	2725 ± 23	-11	1.647	1.10	0.1880	1.40	15.71	1.80	0.6060	1.10	0.629
6.1	II	-	2515	260	0.10	0.11	952	2354 ± 10	2688 ± 7	14	2.269	0.51	0.1839	0.40	11.18	0.65	0.4408	0.51	0.787
7.1	IV	0.69	39	2	0.05	0.04	10.3	1728 ± 18	1844 ± 42	7	3.231	1.10	0.1127	2.30	4.78	2.60	0.3074	1.20	0.454
7.2	II	0.38	752	90	0.12	0.12	245	2068 ± 10	2625 ± 6	27	2.634	0.55	0.1771	0.34	9.23	0.64	0.3783	0.55	0.852
8.1	II	-	429	37	0.09	0.09	169	2440 ± 30	2620 ± 11	7	2.174	1.50	0.1764	0.69	11.19	1.60	0.4601	1.50	0.905
9.1	IV	0.30	18	0	0	0.01	5.4	1923 ± 26	1904 ± 42	-1	2.869	1.50	0.1166	2.30	5.59	2.80	0.3476	1.50	0.551
10.1	IV	0.15	38	0	0	0.01	11.1	1876 ± 20	1903 ± 32	1	2.956	1.20	0.1165	1.80	5.43	2.10	0.3377	1.20	0.575
11.1	IV	0.06	31	0	0	0.00	9.1	1900 ± 21	1889 ± 27	-1	2.916	1.30	0.1156	1.50	5.46	2.00	0.3427	1.30	0.644
12.1	III	0.07	50	114	2.28	2.36	22.8	2743 ± 22	2706 ± 13	-1	1.884	0.98	0.1859	0.79	13.59	1.30	0.5304	0.98	0.779
13.1	IV	1.65	7	0	0	0.01	2.12	1917 ± 42	1900 ± 100	-1	2.839	2.40	0.1163	5.80	5.55	6.30	0.3464	2.50	0.397
14.1	II	0.01	845	222	0.26	0.27	347	2518 ± 11	2762 ± 6	10	2.092	0.54	0.1923	0.39	12.67	0.67	0.4779	0.54	0.807
15.1	IV	0.15	16	1	0.06	0.03	4.92	1922 ± 28	1889 ± 50	-2	2.874	1.70	0.1156	2.80	5.54	3.30	0.3474	1.70	0.517
1.1.1	I	0.06	516	111	0.22	0.22	209	2490 ± 9	2759 ± 7	10	2.1209	0.43	0.1920	0.44	12.48	0.61	0.4715	0.43	0.699
1.2.1	I	0.02	526	356	0.68	0.70	213	2486 ± 16	2857 ± 7	13	2.125	0.78	0.2039	0.44	13.23	0.90	0.4706	0.78	0.872
1.3.1	I	0.01	2307	766	0.33	0.34	1070	2784 ± 7	2923 ± 5	5	1.8510	0.32	0.2124	0.29	15.82	0.43	0.5403	0.32	0.741

Таблица 2. Окончание

Номера точек	Тип циркона	Концентрации					Возраст, млн. лет		Disc, %	Изотопные отношения									
		$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	Th/U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	\pm , %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	\pm , %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	q, %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	\pm , %	Err corr
1.4.1	I	0.02	988	204	0.21	0.21	450	2740 ± 8	2982 ± 7	8	1.8878	0.37	0.2203	0.44	16.09	0.57	0.5297	0.37	0.646
1.5.1	II	0.01	1096	18	0.02	0.02	340	1989 ± 6	2552 ± 8	22	2.767	0.38	0.1694	0.47	8.44	0.60	0.3614	0.38	0.629
1.6.1	I	0.02	379	98	0.26	0.27	190	2964 ± 13	2945 ± 7	-1	1.7128	0.54	0.2152	0.42	17.32	0.68	0.5838	0.54	0.793
1.7.1	II	0.09	370	36	0.10	0.10	123	2104 ± 11	2552 ± 11	18	2.591	0.61	0.1694	0.64	9.02	0.88	0.3859	0.61	0.689
1.6.2	I	0.01	718	239	0.33	0.34	352	2914 ± 10	3000 ± 5	3	1.7495	0.41	0.2227	0.34	17.55	0.54	0.5716	0.41	0.773
1.6.3	II	0.10	227	41	0.18	0.19	81.9	2261 ± 14	2735 ± 12	17	2.380	0.73	0.1892	0.73	10.96	1.00	0.4201	0.73	0.707
1.8.1	I	0.00	289	25	0.09	0.09	139	2858 ± 17	3017 ± 9	5	1.792	0.75	0.2251	0.58	17.32	0.94	0.5579	0.75	0.792
1.8.2	I	0.03	1031	35	0.03	0.03	404	2420 ± 7	2819 ± 5	14	2.1952	0.35	0.1991	0.32	12.51	0.48	0.4555	0.35	0.736
1.9.1	IV	0.00	431	11	0.03	0.03	120	1804 ± 7	2080 ± 11	13	3.096	0.47	0.1287	0.64	5.73	0.79	0.3230	0.47	0.586
1.9.2	III	0.04	45	97	2.16	2.20	20.5	2723 ± 29	2703 ± 22	-1	1.902	1.3	0.1856	1.40	13.45	1.90	0.5257	1.30	0.696
1.9.3	II	0.02	569	67	0.12	0.12	210	2306 ± 8	2603 ± 7	11	2.3247	0.40	0.1746	0.44	10.36	0.59	0.4302	0.40	0.673
1.10.1	I	0.00	336	145	0.43	0.45	149	2689 ± 13	2842 ± 8	5	1.932	0.57	0.2019	0.52	14.41	0.77	0.5176	0.57	0.738
1.11.1	II	0.01	1230	79	0.06	0.07	523	2594 ± 7	2741 ± 4	5	2.0184	0.31	0.1899	0.25	12.97	0.40	0.4954	0.31	0.777
1.11.2	IV	1.60	79	3	0.04	0.04	23.8	1912 ± 21	1977 ± 79	3	2.896	1.2	0.1214	4.40	5.78	4.60	0.3453	1.20	0.271
1.12.1	I	-	1584	419	0.26	0.27	730	2768 ± 5	2976 ± 7	7	1.8645	0.24	0.2194	0.47	16.23	0.52	0.5363	0.24	0.452
1.12.2	III	0.02	382	133	0.35	0.36	144	2348 ± 10	2634 ± 14	11	2.276	0.53	0.1780	0.84	10.78	0.99	0.4393	0.53	0.535
1.12.3	IV	0.00	15	0	0.01	0.01	4.56	1946 ± 41	1872 ± 85	-4	2.838	2.4	0.1145	4.70	5.56	5.30	0.3524	2.40	0.457
1.13.1	II	0.00	959	301	0.31	0.32	375	2417 ± 6	2742 ± 5	12	2.1981	0.30	0.1900	0.30	11.92	0.43	0.4549	0.30	0.714
1.13.2	III	0.03	61	139	2.28	2.35	27.4	2709 ± 25	2696 ± 19	-1	1.914	1.1	0.1847	1.20	13.30	1.60	0.5224	1.10	0.689
1.13.3	IV	0.25	170	10	0.06	0.06	52.6	1974 ± 21	1931 ± 21	-2	2.791	1.2	0.1183	1.20	5.85	1.70	0.3583	1.20	0.712

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.38%. Поправка на обыкновенный свинец введена по измеренному ^{204}Pb . Err corr – коэффициент корреляции между отношениями $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. Disc – коэффициент дискордантности: $100(1 - (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$.

в районе, разделяется во времени формированием покровно-надвиговых систем.

МЕТАМОРФИЗМ

Данные по условиям метаморфизма ларбинского комплекса приводятся в работах (Кастрыкина, 1983; Шульдинер и др., 1983; Moskovchenko et al., 1993). Высокая магнезиальность граната (до 42% пирропа) в его парагенезисах с биотитом и силлиманитом или с ортопироксеном и биотитом позволила прийти к выводу о том, что температура пика метаморфизма превышала 850°C (Шульдинер и др., 1983). Так как гнейсы сильно диафторированы, условия их образования были рассчитаны методом TWEEQU по составам гомогенных центров зерен граната, ортопироксена и плагиоклаза и оказались близкими к равновесным: $T = 830^\circ\text{C}$ и $P = 9.5$ кбар. Близкие значения (860°C и 10 кбар) были получены для ассоциации двух пироксенов, граната, плагиоклаза и кварца в основных породах. Следует отметить, что именно из этих глиноземистых гнейсов был выделен циркон из зерен граната, давший возраст 2650 ± 20 млн. лет (Бибикова и др., 1984).

Эльгаканская серия станового комплекса на основной части территории метаморфизована в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (кианит-силлиманитовая фациальная серия) и регионально мигматизирована. Исследованный нами разрез эльгаканской серии слагает тектонические покровы и залегает под метаморфизованными в гранулитовой фации породами Ларбинского блока. Вместе с тем известно проявление зональности метаморфизма станового времени. В бассейне р. Нюкжа последовательно выделяются зоны ставролит-биотит-кианит-мусковитовой, гранат-кианит-биотит-мусковитовой, кианит-биотит-гранат-ортоклазовой и силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфаций (Кастрыкина, 1983). Возможно, что гранулиты Ларбинского блока были высокотемпературной частью этой зональности. Затем в течение III тектонометаморфического цикла породы были деформированы и метаморфизованы в условиях низкотемпературной амфиболитовой-эпидот-амфиболитовой фации. В неравномерно проявленных зонах бластомилонитизации происходила перекристаллизация обыкновенной роговой обманки, биотита, новообразование более кислого, чем первичный, плагиоклаза, мусковита и эпидота. В некоторых участках были проявлены процессы гранитизации и диатексиса.

ГРАНИТИЗАЦИЯ И МИГМАТИЗАЦИЯ

Исследование проводилось на объектах, где соотношения между продуктами гранитизации и мигматизации, а также разделяющими их магма-

тическими породами наблюдались непосредственно. В качестве раннего события выделяются процессы гранитизации эльгаканской серии с формированием комплекса становых гранито-гнейсов, позже неоднократно подвергавшихся анатектической мигматизации (табл. 1). Поэтому породы эльгаканской серии, по существу, являются полимигматитами, субстратом для которых служили биотитовые и амфиболовые гранито-гнейсы и гранодиоритогнейсы (Lc_1) с реликтами кристаллических сланцев и амфиболитов (рис. 2б). Иногда ранние лейкосомы (Lc_1)¹ ориентированы вдоль осевых поверхностей изоклиналильных складок F_1 в пачках амфиболитов с прослоями амфиболовых гнейсов (рис. 2а). Подобным образом локализованы лейкосомы второй генерации (Lc_2) (рис. 2в–2д), представляющие собой жилы биотитовых и амфиболовых, иногда гранатосодержащих гранитов (рис. 2г, 2д). Эти лейкосомы отделены от Lc_1 дайками диоритов, тоналитов и гранитов (рис. 2д, 2м). Лейкосомы третьей генерации (Lc_3) развиваются по секущим зонам (F_3) и в виде “амебовидных” пятен среди гранито-гнейсов и мигматитов (рис. 2в, 2е, 2ж, 2и). Лейкосомы Lc_4 образуют серии параллельных секущих жил гранитов различной мощности с четкими контактами (рис. 2в, 2ж). Жилы полосчатых гранитов (Lc_5), ориентированные вдоль осевых поверхностей открытых и изоклиналильных складок F_5 с полого залегающими шарнирами, наложенных на тектонические покровы, изгибаются, как и все более ранние образования, в прямые, в разной степени сжатые складки F_6 . Морфология тел этих гранитов, коррелируемых с позднестановыми, отображена на рис. 2з–2л. В большинстве случаев Lc_5 сильно деформированы (рис. 2и), иногда смяты многократно с образованием структур типа “замок в замке” (рис. 2л). Рассматриваемые лейкосомы представлены главным образом биотитовыми гранитами и лишь изредка содержат амфибол. Тела их неоднородны, обладают полосчатой текстурой, параллельной контактам.

Относимые к следующему, третьему, циклу условно раннепротерозойского возраста лейкосомы Lc_6^{avt} , представленные биотит-амфиболовыми гранитами и гранодиоритами, геологически четко отделены от всех предыдущих лейкосом (табл. 1). Их тела, имеющие нечеткие, расплывчатые контакты, ориентированы параллельно осевым поверхностям складок поздних генераций

¹ Здесь и далее Lc_1 – Lc_7 – обозначения последовательных генераций лейкосом мигматитов от ранних к более поздним. В случае необходимости вводится верхний индекс avt и all для разделения неперемещенных (Lc_6^{avt}) и сильно перемещенных жил Lc_6^{all}).

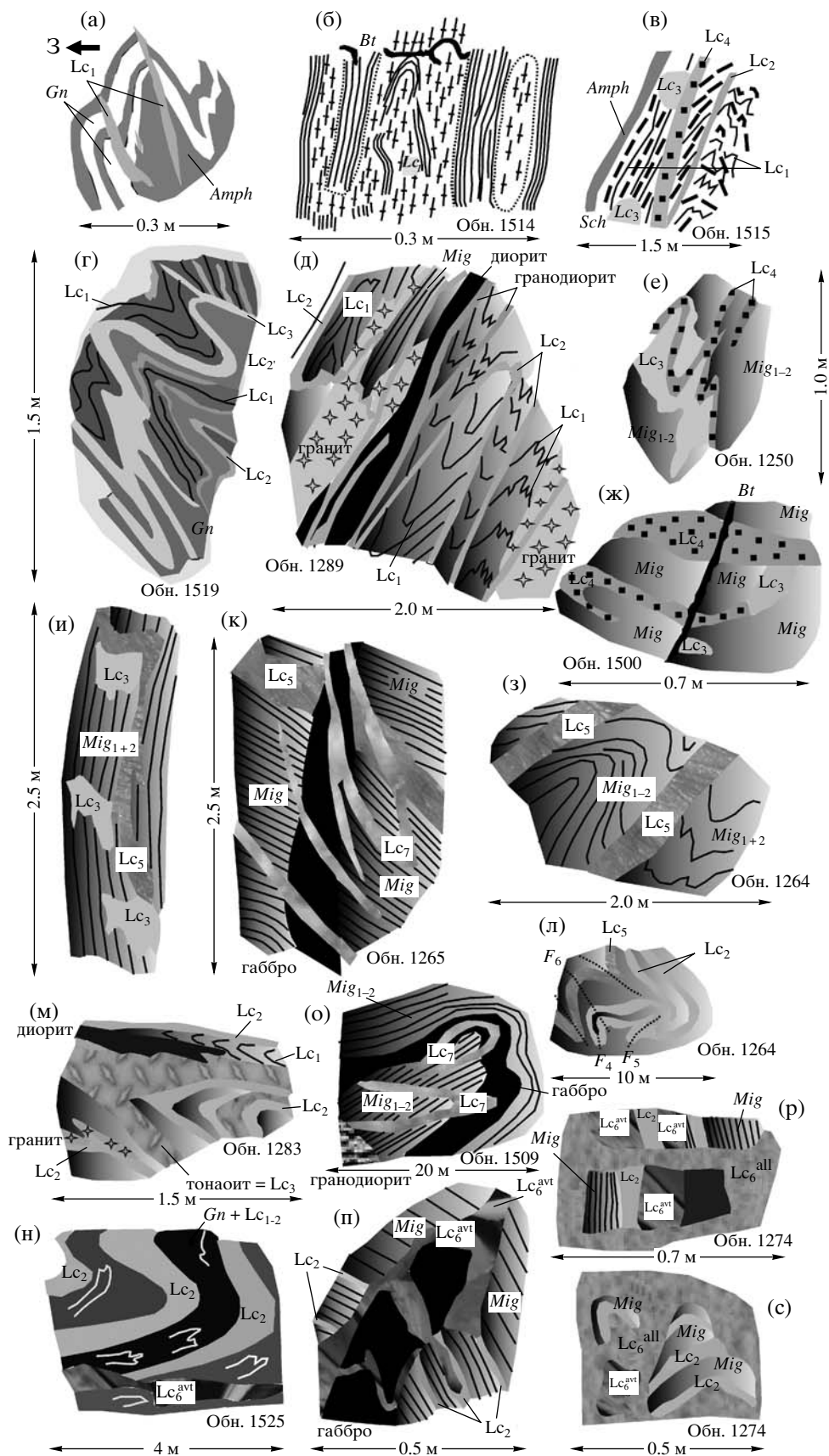


Рис. 2. Соотношение плагиигранитоogneйсов (Lc₁) и последующих генераций лейкосом мигматитов (Lc₂–Lc₇).
Объяснения см. в тексте. Gn – биотитовый и биотит-амфиболовый гнейс, Amph – амфиболит, Sch – кристаллический сланец базитового состава, Mig – мигматит, Bt – биотит.

(рис. 2н), а их появлению предшествует внедрение даек метаморфизованных габброидов, предварительно сильно деформированных (рис. 2о, 2п), диоритов, тоналитов и гранитов. Характерно развитие сетчатых мигматитов этой генерации (рис. 2п). Иногда эти граниты, испытавшие частичное плавление, приобретали значительную мобильность и образовывали сложные по форме интрузивные тела (Lc_6^{all} , рис. 2р) или эруптивные брекчии, в которых обломки всех предшествующих пород переориентированы (рис. 2с). Граниты Lc_6^{avt} и Lc_6^{all} секутся жилами лейкократовых гранитов Lc_7 с четкими, прямолинейными контактами (рис. 2к).

Таким образом, породы, возникшие в результате ультраметаморфизма, на основании геологических соотношений и с учетом морфологии их тел, удобно разделить на небулиты (Lc_1 и Lc_6^{avt}), образованные при объемном замещении исходных пород, послойные мигматиты с лейкосомами (Lc_2, Lc_4) и преимущественно ветвистые мигматиты (Lc_3, Lc_6^{all}). Гранитоиды, обозначенные как Lc_5 , образуют небольшие пластовые тела и птигматитовые жилы мощностью более 20 см.

Геологические соотношения, структурная позиция, петрографические особенности указанных групп пород свидетельствуют о разном способе их возникновения: преимущественно метасоматическом при развитии частичного плавления на завершающей стадии (Lc_1 и Lc_6^{avt}), анатектическом (Lc_2 и Lc_4) и диатектическом (Lc_3 и Lc_6^{all}). Ранее (Седова, Глебовицкий, 1984; Глебовицкий и др., 2006) были приведены доказательства того, что становые гранитогнейсы были результатом метасоматической гранитизации с последующим плавлением. Это близко к трактовке подобного явления в пределах Могочинского блока, расположенного западнее исследованного нами района (Гаврикова, Жариков, 1984). Такой процесс включает метасоматическую подготовку и парциальное плавление. Механизмы гранитообразования, в частности по породам основного состава, постоянно обсуждаются в литературе. Экспериментально показана возможность плавления подобных пород в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций и инфильтрационной гранитизации (Жариков, Ходоровская, 2006). Менее определенно происхождение гранитоидов Lc_5 , среди которых имеются тела анатектитов, возникшие при парциальном плавлении Lc_1 , иногда дифференцированные, и тела, перемещенные с более глубоких уровней (Глебовицкий, Седова, 1984; Седова, Глебовицкий, 1985). Генетически одинаковые группы пород оказались разными не

только по относительным возрастным соотношениям, но и по изотопному возрасту.

ВОЗРАСТ

Измерения возраста цирконов производились на ионном микрозонде высокого разрешения (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ МПР РФ. В качестве объектов изучения были взяты образцы становых автохтонных гранитогнейсов Lc_1 (небулиты), содержащих реликтовые полосы биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов (обр. 1515д/1, рис. 2в), гранитов из лейкосомы Lc_5 (1264а, рис. 2з), которые формировались после образования покровно-надвиговой структуры и коррелируются с позднестановыми гранитами, и перемещенных лейкосом Lc_6^{avt} (1274о, рис. 2р).

По морфологическим и текстурным признакам с учетом полученных возрастных значений и результатов исследований расплавных и флюидных включений выделяются четыре фазы (генетические типы) циркона из гранитогнейсов Lc_1 (обр. 1515д/1) (от древних к молодым):

1. Цирконы I фазы сохраняются в виде светлорозовых тонкозональных кристаллов призматического габитуса, окруженных тонкими светлыми более молодыми оболочками (рис. 3а–3г). Степень сохранности ядер меняется, при разрастании оболочки тонкая ритмичная зональность исчезает (рис. 3д). Размер зерен 150–250 мкм, коэффициент удлинения (K_y) 2–3. Толщина оболочек от 5 до 40 мкм. В тонкозональных ядрах содержание U 289–1096 ppm, Th – 23–544 ppm, Th/U отношение – 0.05–0.5, преимущественно >0.2, что характерно для магматических цирконов (Varva et al., 1999). Содержание U в оболочках 752 ppm, Th – 94 ppm, Th/U – 0.12 (табл. 2).

2. Цирконы II фазы – это замутненные коричневатые призматические и округленные кристаллы с черными метамиктными слабо зональными ядрами, окруженными светлыми оболочками различной толщины последующей генерации (рис. 3д–3ж). Содержания U и Th в ядрах колеблются в широких пределах (соответственно 227–2515 и 22–301 ppm), Th/U = 0.02–0.35.

3. Цирконы III фазы представлены бесцветными призматическими, слегка вытянутыми и изометрическими округленными (рис. 3д, 3е) зернами со сложным строением. В катодной люминесценции (КЛ) наблюдаются участки со следами зональности и секториального строения (рис. 3д, т. 1.13.2; рис. 3е, т. 1.9.2). Размеры кристаллов 70–400 мкм, $K_y = 2–3$. Содержание U равно 29–61 ppm, Th – 63–139 ppm, отношение Th/U – 1.66–2.28, что существенно отличает этот тип циркона от двух предыдущих.

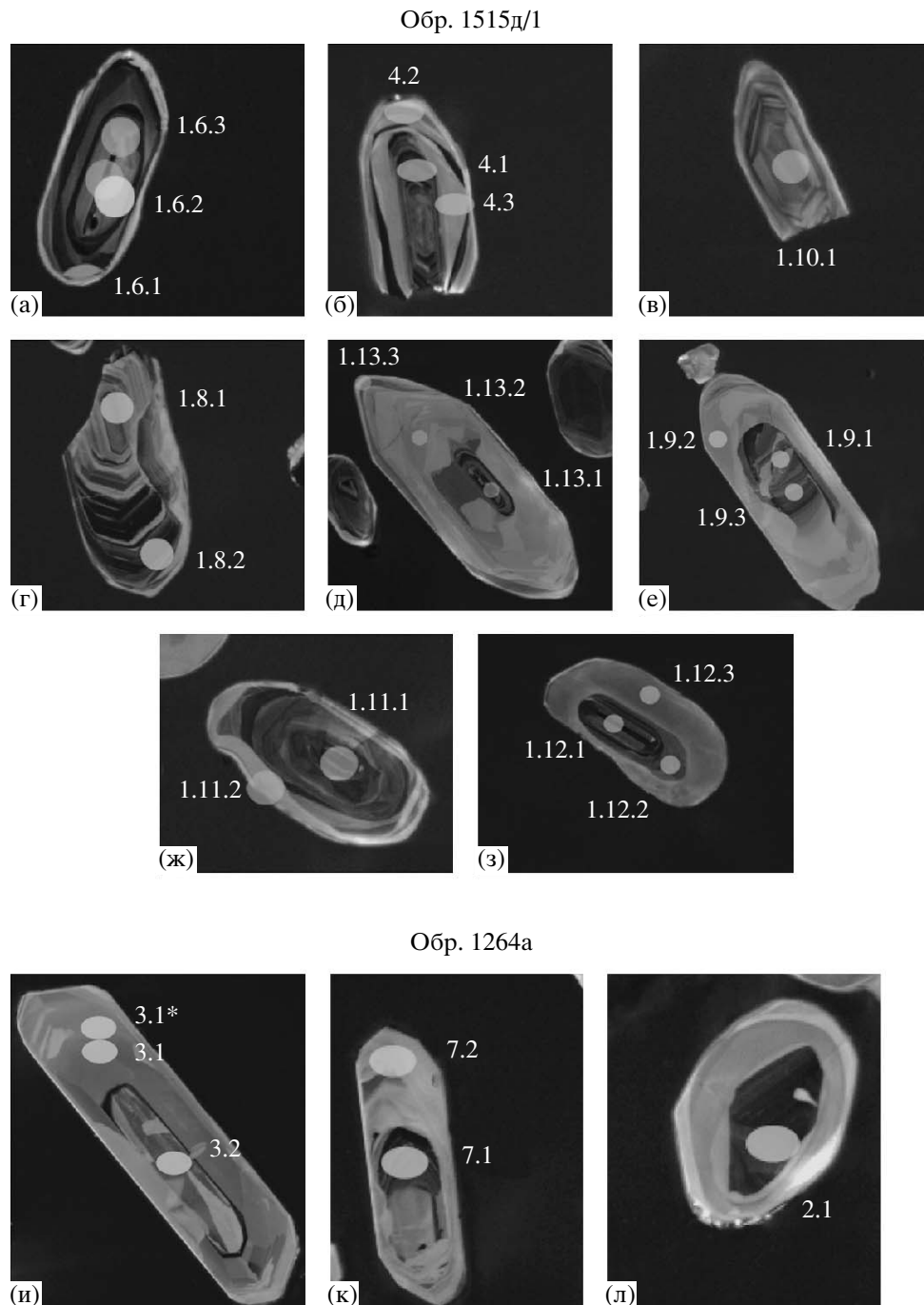


Рис. 3. Цирконы в катодно-люминесцентном изображении из (а–з) образцов плагиогранитоogneйса Lc_1 (обр. 1515д/1) и (и–л) гранита Lc_5 (обр. 1264а). Пронумерованы точки зондирования (см. табл. 2 и 3).

4. К IV фазе относятся самые молодые светлые в КЛ оболочки различной ширины, расположенные вокруг ядер циркона I и II фаз и оболочек III фазы (рис. 3б, 3д, 3ж, 3з). Иногда они полностью слагают крупные кристаллы и являются преобладающими в монофракции циркона. Размер бесцветных кристаллов 150–400 мкм, K_y – 2–3. В цирконе

IV фазы содержание U 7–431 ppm, Th 1–10 ppm, Th/U отношение очень низкое (0.01–0.06). Эти геохимические черты характерны для метаморфических цирконов высокотемпературной амфиболитовой фации (Varva et al., 1999).

Выделенные фазы (типы) цирконов имеют отчетливые геохимические различия. I и II типы

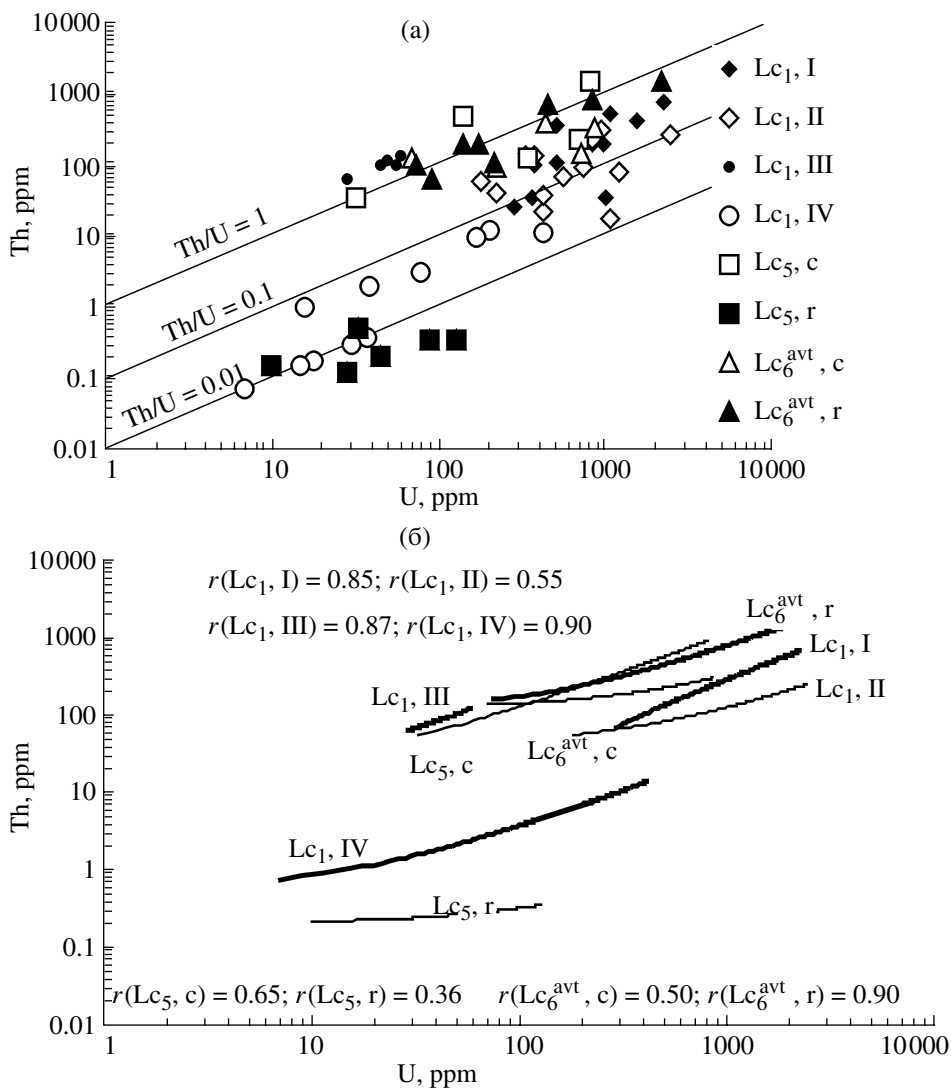


Рис. 4. Диаграмма Th–U для цирконов из образцов Lc₁ (1515д/1), Lc₅ (1264а), Lc₆^{avt} (1274о).

I, II, III, IV – фазы (типы) цирконов в Lc₁; c и r – ядра и краевые части цирконов из гранитов Lc₅ и Lc₆^{avt}. На диаграмме (4б) показаны линии трендов для указанных цирконов и коэффициенты корреляции (r), выделенные полужирным для уровня значимости 0.05.

цирконов имеют сходные содержания U и Th, с некоторой тенденцией к увеличению концентрации Th в I типе, и дают самостоятельные корреляционные тренды (рис. 4). От ядра (I тип) к краю зерна (IV тип, рис. 3б, т. 4.1–4.3) и от II к IV типу (рис. 3е, т. 1.9.3–1.9.1) намечается уменьшение содержания Th и U. III тип характеризуется более низким, чем в первых двух типах, содержанием U при умеренной концентрации Th, что определяет существенное возрастание Th/U отношений. IV тип отличается от первых двух более низкими содержаниями Th и U, причем в ряде образцов концентрация Th ниже предела чувствительности ме-

тода. Типы III и IV также образуют самостоятельные тренды (рис. 4).

Для первых трех типов (фаз) цирконов характерны значительная положительная Ce-аномалия и слабо отрицательная Eu-аномалия (рис. 5а). Цирконы I типа отличаются от цирконов II и III типов более высокими значениями отношения HREE/LREE. При тех же содержаниях LREE цирконы III типа имеют тенденцию к более низкому содержанию HREE по сравнению с цирконами I и II типов. В IV типе Ce- и Eu-аномалии отсутствуют и характерно существенное уменьшение содержаний REE, особенно HREE. В целом от I к III

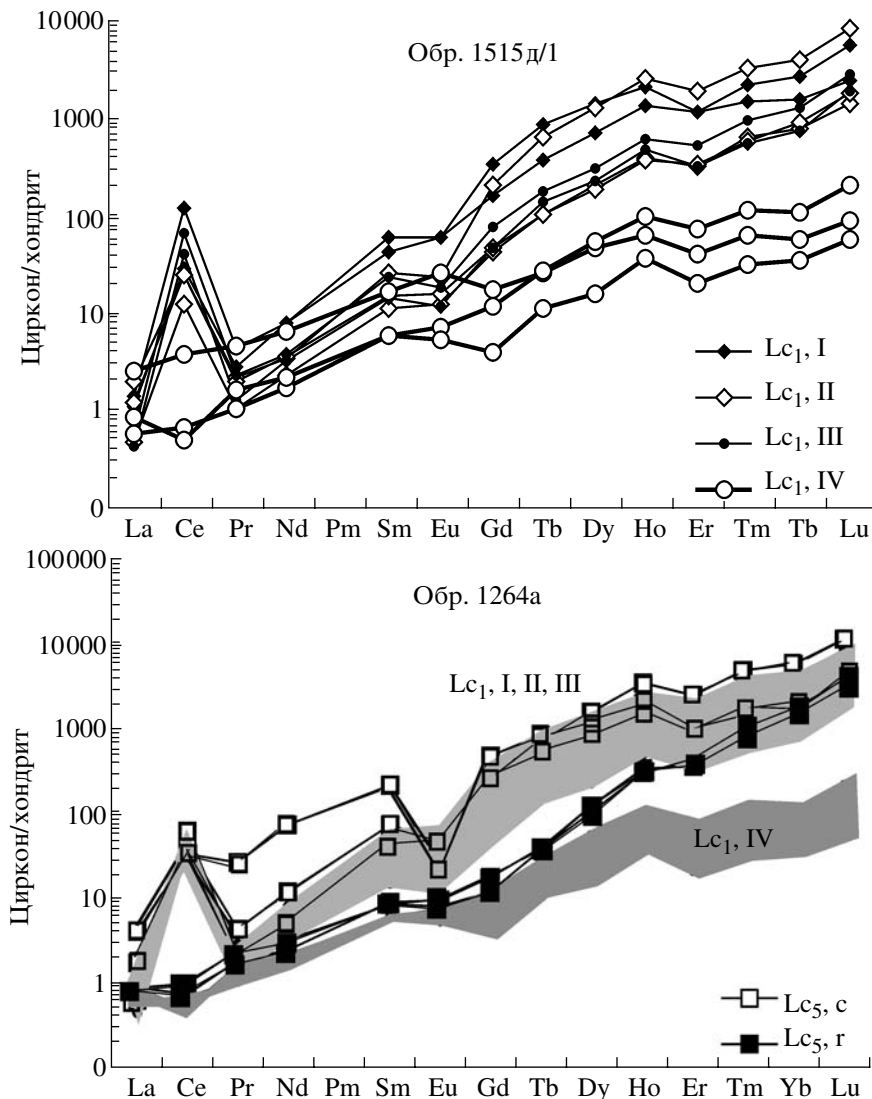


Рис. 5. Распределение нормированных на хондрит (Boynnton, 1984) содержаний REE в цирконах из (а) Lc₁ (обр. 1515д/1) и (б) Lc₅ (обр. 1264а).

Обозначения типов цирконов см. в подписи к рис. 4.

и особенно к IV типу последовательно уменьшаются концентрации HREE, LREE, Eu и $(La/Yb)_n$.

Цирконы из гранита Lc₅ (обр. 1264а) состоят из ядер, по-видимому чужеродных, и зональной оболочки (рис. 3и–3л). Можно отметить в целом значимо более высокую концентрацию Th в ядрах (35–1489 ppm) относительно оболочки (0.12–0.52 ppm) при более высокой концентрации U (ядра: 33–825 ppm, оболочки: 10–130 ppm, табл. 3). Th/U отношения выше в ядрах (0.38–3.57), чем в оболочках (0.15–0.52). Закономерное уменьшение содержания U, Th и Th/U от ядра к кайме установлено для ряда зерен (табл. 3, т. 6.1–6.2; 7.1–7.2), но не подтверждается для т. 3.2–3.1–3.1*. Что касается распределения REE, то, как и цирконы I и II типов из Lc₁ (рис. 5б), ранние цирконы из Lc₅

характеризуются положительной Ce-аномалией и отрицательной Eu-аномалией; поздние цирконы относительно ранних имеют более низкие содержания HREE и особенно LREE, приближаясь по распределению редких земель к IV типу цирконов из Lc₁ (отсутствие аномалий Ce и Eu, низкое содержание LREE), но отличаются от них более высокими значениями HREE.

Цирконы Lc₆^{avt} (обр. 1274о) состоят из ядер и более молодых оболочек. Содержания Th в ядрах 94–401 ppm, в оболочках 64–1553 ppm при близких вариациях U (ядра: 71–867 ppm, оболочки: 92–2233 ppm), с тенденцией возрастания значений Th/U от ядер к оболочкам (табл. 4). Соответственно указанные типы циркона имеют и разные тренды (рис. 4).

Таблица 3. Изотопные данные для цирконов из жильных гранитов Lc₅ (обр. 1264а)

Номер точки анализа	Тип циркона	Концентрации					Возраст, млн. лет	Изотопные отношения								Егг согг
		²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* ¹	±, %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* ¹	±, %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ¹	±, %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ¹	
3.1*	г	3.62	91	0.33	0.004	1.64	129 ± 4	49.50	3.3	0.042	52	0.118	53	0.0202	3.3	0.064
7.2	г	8.52	10	0.15	0.02	0.20	136 ± 11	47.00	7.8	0.069	79	0.200	79	0.0213	7.8	0.099
3.1	г	2.33	130	0.34	0.003	2.48	138 ± 3	46.20	2.5	0.044	30	0.133	30	0.0216	2.5	0.084
5.1	г	3.19	34	0.52	0.02	0.67	142 ± 6	44.90	4.4	0.047	64	0.144	64	0.0223	4.4	0.068
4.1	г	4.22	45	0.20	0.005	0.91	143 ± 4	44.50	2.7	0.047	32	0.146	32	0.0225	2.7	0.083
6.2	г	5.64	29	0.12	0.004	0.61	149 ± 6	42.80	4.4	0.045	67	0.144	67	0.0234	4.4	0.065
3.2	с	3.27	33	35	1.12	0.99	216 ± 6	29.33	3.0	0.051	37	0.238	37	0.0341	3.0	0.083
6.1	с	0.90	825	1489	1.87	24.90	221 ± 2	28.69	0.7	0.050	3.9	0.240	3.9	0.0349	0.7	0.184
7.1	с	0.23	343	127	0.38	10.30	222 ± 2	28.58	0.8	0.050	3.1	0.242	3.2	0.0350	0.8	0.248
1.1	с	0.01	143	493	3.57	42.00	1900 ± 14	2.92	0.8	0.113	0.9	5.330	1.2	0.3428	0.8	0.670
2.1	с	0.01	707	227	0.33	271.00	2376 ± 12	2.24	0.6	0.177	0.4	10.892	0.7	0.4456	0.6	0.865

Примечание. См. примечание к табл. 2. Ошибка калибровки стандарта 0.28%; с – ядра зерен циркона, г – оболочка.

Таблица 4. Изотопные данные для цирконов из лейкосомы Lc₆ (обр. 1274о)

Номера точек	Тип циркона	Концентрации					Возраст, млн. лет	Изотопные отношения								Егг согг
		²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	±, %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±, %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±, %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	
5.2	г	0.24	2233	1553	0.72	35.4	117.5 ± 0.6	54.24	0.5	0.0500	1.4	0.12	3.0	0.0184	0.5	0.172
3.1	г	3.70	74	100	1.39	1.2	117.9 ± 4.2	52.19	2.3	0.0707	6.8	0.10	57.0	0.0185	3.6	0.064
2.1	г	0.75	143	201	1.45	2.3	120.9 ± 2.0	52.42	1.6	0.0573	5.4	0.13	10.2	0.0189	1.7	0.167
4.1	г	0.43	845	859	1.05	13.9	122.1 ± 1.0	52.07	0.8	0.0498	2.3	0.12	4.0	0.0191	0.8	0.198
2.2	г	2.54	92	64	0.72	1.6	123.8 ± 4.1	50.25	2.0	0.0666	9.4	0.12	48.6	0.0194	3.4	0.069
1.2	г	1.84	217	109	0.52	3.7	124.1 ± 2.4	50.51	1.3	0.0527	6.4	0.10	31.7	0.0194	1.9	0.061
5.1	г	0.38	460	710	1.60	7.7	124.3 ± 1.3	51.19	1.0	0.0503	3.0	0.13	5.7	0.0195	1.1	0.188
1.1	г	0.78	174	201	1.19	3.0	128.4 ± 1.9	49.32	1.4	0.0528	4.9	0.13	10.1	0.0201	1.5	0.152
7.2	с	0.12	71	127	1.83	1.2	1254.4 ± 13.3	4.65	1.2	0.1108	1.7	3.25	2.1	0.2148	1.2	0.542
8.1	с	0.12	226	94	0.43	73.3	2059.2 ± 11.1	2.65	0.6	0.1564	0.6	8.06	1.0	0.3763	0.6	0.637
6.1	с	-0.02	723	141	0.20	265.6	2295.1 ± 7.9	2.34	0.4	0.1840	0.3	10.86	0.5	0.4276	0.4	0.800
7.1	с	-0.02	441	401	0.94	182.1	2530.9 ± 36.8	2.08	1.8	0.1829	0.4	12.14	1.8	0.4808	1.8	0.978
9.1	с	0.02	867	347	0.41	361.8	2552.4 ± 7.0	2.06	0.3	0.1925	0.3	12.88	0.4	0.4858	0.3	0.779

Примечание. См. примечания к табл. 2 и 3.

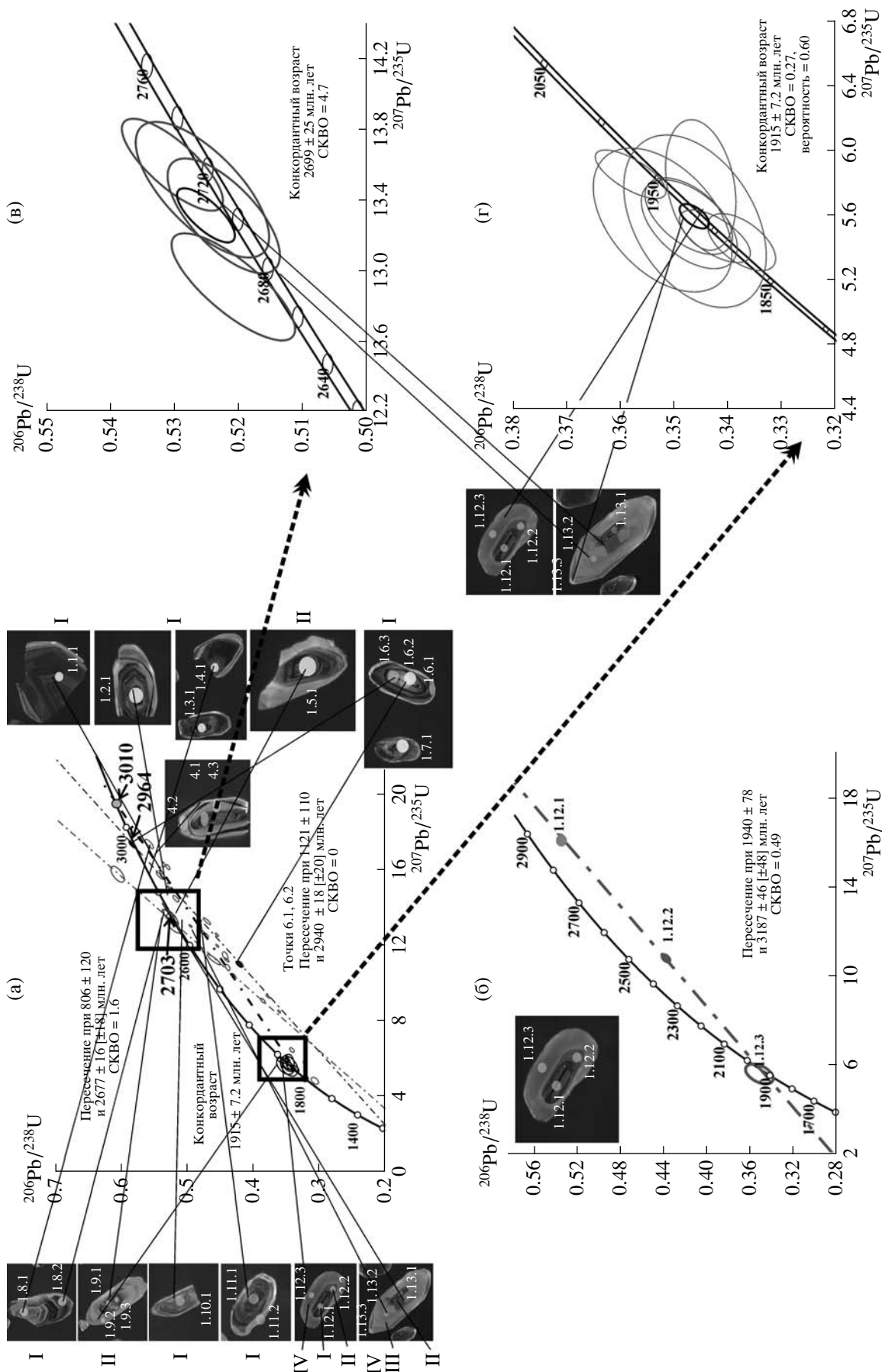


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из становых плагногранитоидов Le_1 (обр. 1515д/1). На рисунках приведены результаты расчета конкордантного возраста (в, г) и возраста, определенного по пересечению с конкордией (а, б). Выделенные жирным овалы – конкордантные значения для единичных зерен.

Выделенные на основании морфологии кристаллов, их внутреннего строения, особенностей геохимии (U, Th, REE) фазы циркона четко различаются по изотопному возрасту, определенному в обр. 1515-д/1 (гранитогнейс Lc₁) по более чем 50 точкам, в обр. 1264-а – по 12 точкам, в обр. 1274о – по 10 точкам. Нетрудно заметить, что точки изотопного состава цирконов гранитогнейса Lc₁ (обр. 1515д/1) на диаграмме (рис. 6) группируются в трех кластерах, отражая наличие по крайней мере трех существенных геологических событий, разделенных продолжительными временными интервалами.

Как и следовало ожидать, ритмично-зональные ядра (I тип) в основной своей массе имеют дискордантные значения изотопных отношений, которые не поддаются линейной аппроксимации с достаточной точностью. Для одного из цирконов I типа с минимальной степенью дискордантности 1% получен возраст ядра 2964 ± 13 млн. лет (рис. 6). По точкам 1.6.2, 1.12.1 и 4.1, отражающим разную степень изменения циркона с максимальным возрастом по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, построена дискордия, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 3010 ± 20 млн. лет. Это значение может быть соотнесено с возрастом протолита. Надо отметить, что точность данных определений невелика. Тем не менее эта оценка возраста достоверна в том смысле, что значимо отличается от возраста цирконов других типов.

Следующая группа точек вблизи конкордии на диаграмме (рис. 6) относится к цирконам II и III типов. Конкордантный возраст, рассчитанный по четырем близконкордантным точкам изотопного состава цирконов II типа, равен 2677 ± 16 млн. лет. По цирконам III типа получено конкордантное значение возраста 2703 ± 20 млн. лет. Оно может быть интерпретировано как время проявления метаморфизма и гранитизации (формирование становых гранитогнейсов). Обратим внимание на то, что разновозрастными оказываются цирконы, заметно отличающиеся друг от друга геохимически. При этом II тип по уровню концентрации REE, U и Th близок к I типу. Причиной этого является то, что II тип возник при непосредственном замещении древних ядер и унаследовал их геохимические черты, при этом его изотопные отношения отвечали новому геологическому событию. В отличие от цирконов этого типа, цирконы III типа образуют самостоятельные кристаллы.

Третья группа точек, сосредоточенных вблизи конкордии, относится к цирконам IV типа. Значение конкордантного возраста, рассчитанного по шести точкам состава цирконов с низкой степенью дискордантности ($\pm 1\%$), составляет 1915 ± 7 млн. лет (табл. 2, рис. 6). В данном случае наблюдается

довольно существенный разброс точек вдоль конкордии, и погрешность может быть сильно заниженной. Это возрастное значение, возможно, соотносится с развитием покровно-надвиговой структуры. Данное событие весьма существенно для исследованного региона потому, что этот тип циркона является преобладающим в образце 1515д/1. Еще одна особенность цирконов в этой пробе – отсутствие кайм с возрастом моложе 1915 ± 7 млн. лет.

Обратимся к результатам датирования жильных гранитов Lc₅, которые по геологическим данным предположительно сопоставляются с позднестановыми гранитами (табл. 3, рис. 7) и развивались после формирования покровно-надвиговой структуры в связи с наложенными на нее деформациями. Для длиннопризматических цирконов получены достаточно устойчивые значения возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в диапазоне 136–149 млн. лет. Эти вариации укладываются в ошибку индивидуальных измерений. Более сложная картина наблюдается для ядер. Три определения по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношению попадают в интервал 216–222 млн. лет. Два ядра имеют раннедокембрийский возраст. Причем датировка 1900 млн. лет характеризуется высокой степенью конкордантности, тогда как определение 2300 млн. лет сильно отклоняется от конкордии и не имеет геологического смысла. Вероятно, значения возраста длиннопризматических зерен отвечают времени кристаллизации гранита из расплава.

Данные по обр. 1274о (табл. 4, рис. 8) определенно свидетельствуют о том, что кристаллизация расплава в лейкосоме Lc₆^{av1} произошла в интервале времени 127–130 млн. лет, что согласуется с геологическими наблюдениями.

ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Главные элементы. Ранее нами была изучена петрохимия исходных пород и лейкосом мигматитов 7 генераций по данным 152 химических анализов пород (Глебовицкий, Седова, 1984; Седова, Глебовицкий, 1985, 1987). В настоящей работе при расчете средних составов учтены 27 новых анализов (табл. 5). В группу базитов включены неизмененные кристаллические ортосланцы (*Sch*), а в группу гранитизированных сланцев (*Sch**) – породы, претерпевшие в той или иной степени гранитизацию. Исходные базиты представлены амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами (редко с диопсидом), в которых содержание SiO₂ изменяется от 45 до 59 мас. % (в 26 образцах из 27). Не останавливаясь детально на особенностях их состава, отметим, что по соотношению Al₂O₃–(FeO* + TiO₂)–MgO они принадлежат к известково-щелочной серии. По классификации, основанной на соотношении суммы щелочей и SiO₂ (Классифи-

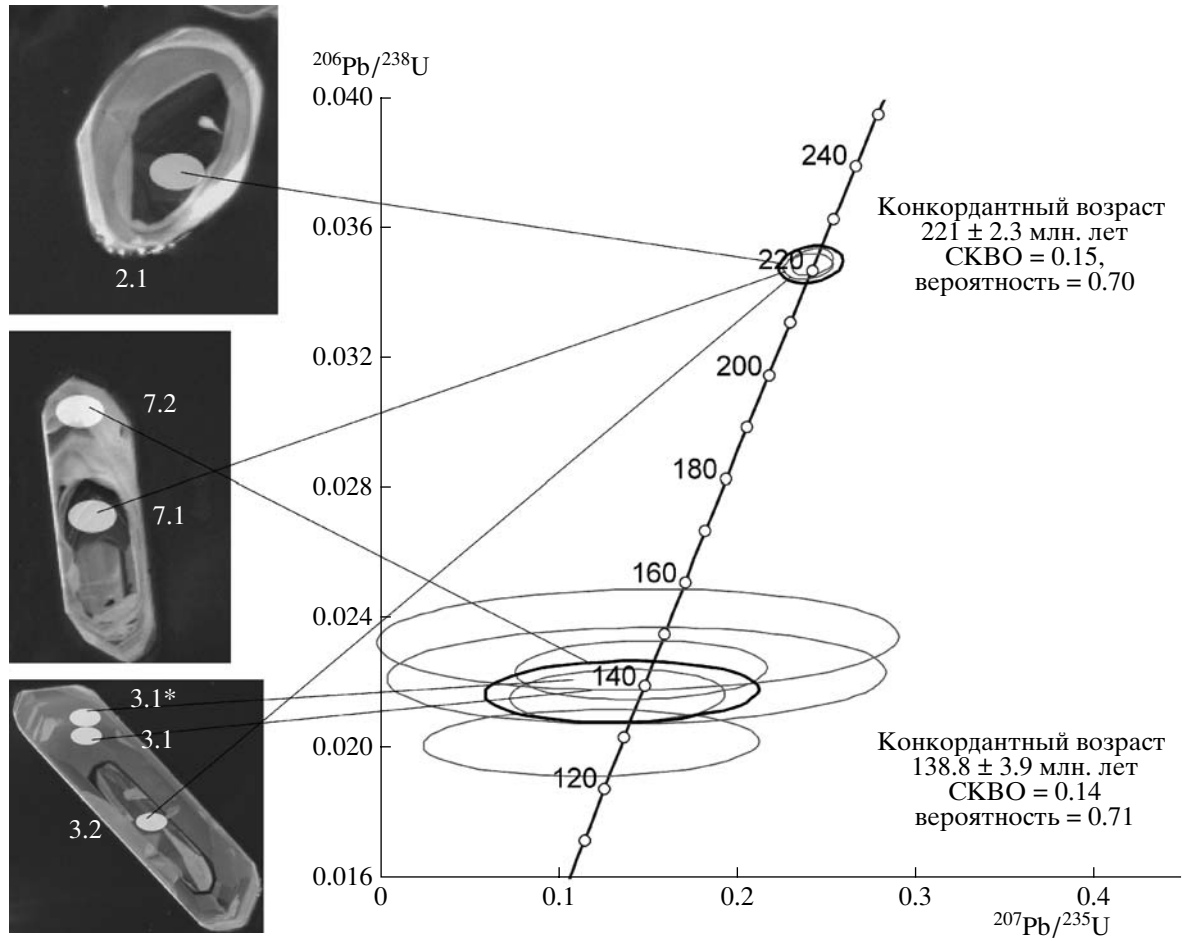


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Lc_5 (обр. 1264а). Выделены жирным овалы – конкордантные значения для единичных зерен.

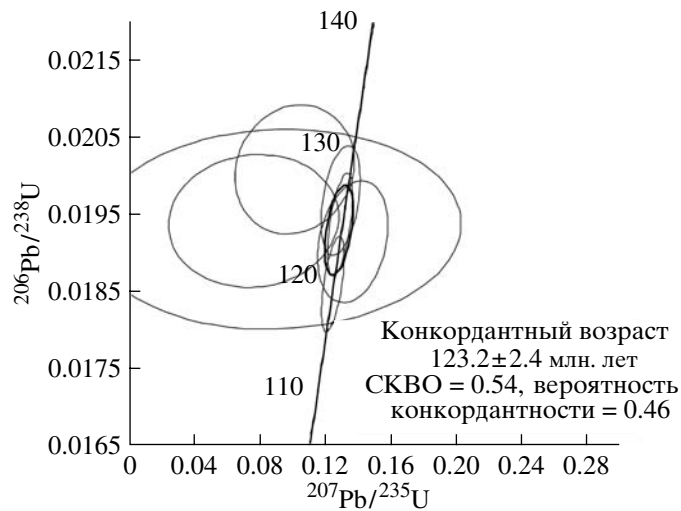


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из тоналитогнейса Lc_6^{avt} (обр. 1274а).

Таблица 5. Средние составы (мас. %) пород района среднего и нижнего течения р. Нюкжа

Оксиды	<i>Sch</i>	<i>Sch</i> *	<i>Mig</i>	Lc ₁	Lc ₂	Lc ₃	Lc ₄	Lc ₅	Lc ₆ ^{avt}	Lc ₆ ^{all}
	52.83 4.61	62.26 4.25	64.51 4.14	69.88 3.20	72.83 1.95	69.41 1.76	72.23 2.85	71.88 1.59	67.50 4.13	70.33 1.89
TiO ₂ x σ	1.09 0.58	0.65 0.22	0.60 0.20	0.39 0.24	0.18 0.10	0.25 0.11	0.19 0.13	0.28 0.21	0.40 0.17	0.33 0.13
Al ₂ O ₃ x σ	15.92 1.90	15.68 1.19	15.76 0.69	15.23 0.85	14.99 0.95	15.86 0.60	15.02 1.79	15.48 1.10	15.94 0.84	15.10 0.82
Fe ₂ O ₃ x σ	4.62 2.68	2.82 1.20	2.61 1.59	1.64 1.22	0.96 0.67	1.18 0.69	1.09 1.00	0.57 0.50	1.70 0.81	1.04 0.73
FeO x σ	5.72 1.32	3.75 1.05	3.02 0.98	1.79 0.68	1.08 0.39	1.51 0.66	1.22 0.70	0.91 0.36	1.95 0.76	1.49 0.62
MnO x σ	0.14 0.05	0.12 0.06	0.09 0.02	0.05 0.02	0.03 0.02	0.05 0.02	0.03 0.02	0.03 0.01	0.06 0.03	0.04 0.02
MgO x σ	4.91 2.32	2.66 1.21	1.99 0.87	1.01 0.43	0.48 0.27	0.90 0.69	0.43 0.24	0.37 0.12	1.47 0.94	0.75 0.32
CaO x σ	7.49 2.64	4.97 1.40	4.18 1.08	2.71 1.06	1.84 0.41	2.63 1.17	1.97 0.68	1.28 0.59	3.52 1.32	2.26 0.95
Na ₂ O x σ	3.44 1.04	3.88 0.57	4.28 0.51	4.16 0.51	4.13 0.63	3.70 0.80	4.14 0.85	4.54 0.86	3.97 0.42	3.63 0.36
K ₂ O x σ	1.96 0.85	1.91 0.77	2.13 0.61	2.43 1.32	2.56 1.59	3.60 2.44	2.90 1.53	3.71 1.05	2.60 1.26	3.87 1.32
P ₂ O ₅ x σ	0.34 0.29	0.25 0.23	0.20 0.13	0.11 0.10	0.05 0.03	0.06 0.02	0.05 0.04	0.06 0.03	0.11 0.08	0.08 0.03
П.п.п. x σ	1.82 0.83	1.17 0.53	1.00 0.32	0.82 0.46	0.56 0.26	0.55 0.18	0.58 0.36	0.51 0.19	0.80 0.37	0.74 0.30
Сумма x σ	99.87 0.72	100.11 0.39	100.04 0.40	99.97 0.67	99.44 0.65	99.59 0.76	99.56 0.58	99.59 0.54	100.02 0.70	99.67 0.67
<i>N</i>	27	21	9	26	20	8	14	14	23	17

Примечание. *N* – количество анализов, *x* – среднее, σ – стандартное отклонение. *Sch* и *Sch** – базиты и гранитизированные базиты, *Mig* – мигматиты, Lc₁ – плагиогранитогаейсы и гранитогаейсы, Lc₂, Lc₃, Lc₄ – лейкосомы второй, третьей и четвертой генераций, Lc₅ – граниты, слагающие небольшие пластовые и секущие тела в поле Lc₁, Lc₆^{avt} – тоналитогаейсы, Lc₆^{all} – гранитоиды в поле Lc₆^{avt}.

кация..., 1981), среди них преобладают базальты и трахибазальты (13 образцов из 27), менее распространены андезибазальты и трахиандезибазальты (9 обр.), андезиты (4 обр.) и дациты (1 обр). 63% проанализированных проб, для которых характерно параллельное возрастание K и Na, принадлежит к породам субщелочного ряда (Na₂O + K₂O > 4.5–8 мас. %). На диаграмме K₂O–SiO₂ 10 образцов попадает в поле пород шошонитовой серии, 6 – в поле высококалиевой серии, 11 – в поле нормально-калиевой серии (Ефремова, Стафеев, 1985). Железистость (Fe#) варьирует от 40 до 60%, степень окисленности Fe²⁺ (*f*₀) от 20 до 30%, ASI от 0.4 до 0.9, с максимумом проб в интервале 0.8–0.9. Корреляционные связи типичны для серий магматических пород основного–среднего состава: Si отрицательно коррелирует с суммой Ti + Mg + Fe* и Ca (рис. 9а), а также

с Fe³⁺, Fe²⁺, Mn, Mg, положительно – с Na, при отсутствии значимых связей с K, Ti, Al (рис. 9а).

Группа биотитовых, иногда с роговой обманкой, плагиогранитогаейсов и гранитогаейсов (Lc₁) объединяет разновидности, варьирующие по составу от тоналитов и трондьемитов до гранодиоритов и гранитов с преобладанием разновидностей с содержанием SiO₂ от 68 до 73 мас. % (табл. 6). По соотношениям *Ab–An–Or* наиболее распространены трондьемиты, тогда как тоналиты и граниты развиты приблизительно в равных количествах (табл. 6). С увеличением суммы щелочей возрастает роль K при уменьшении Na (коэффициент корреляции (*r*) K и Na равен –0.60). Большинство образцов по величине ASI попадает в интервал 0.9–1.2, с максимумом проб в интервале 1–1.1. Железистость (Fe#) варьирует преимущественно от 50 до 70%, *f*₀ от 10 до 40%, с макси-

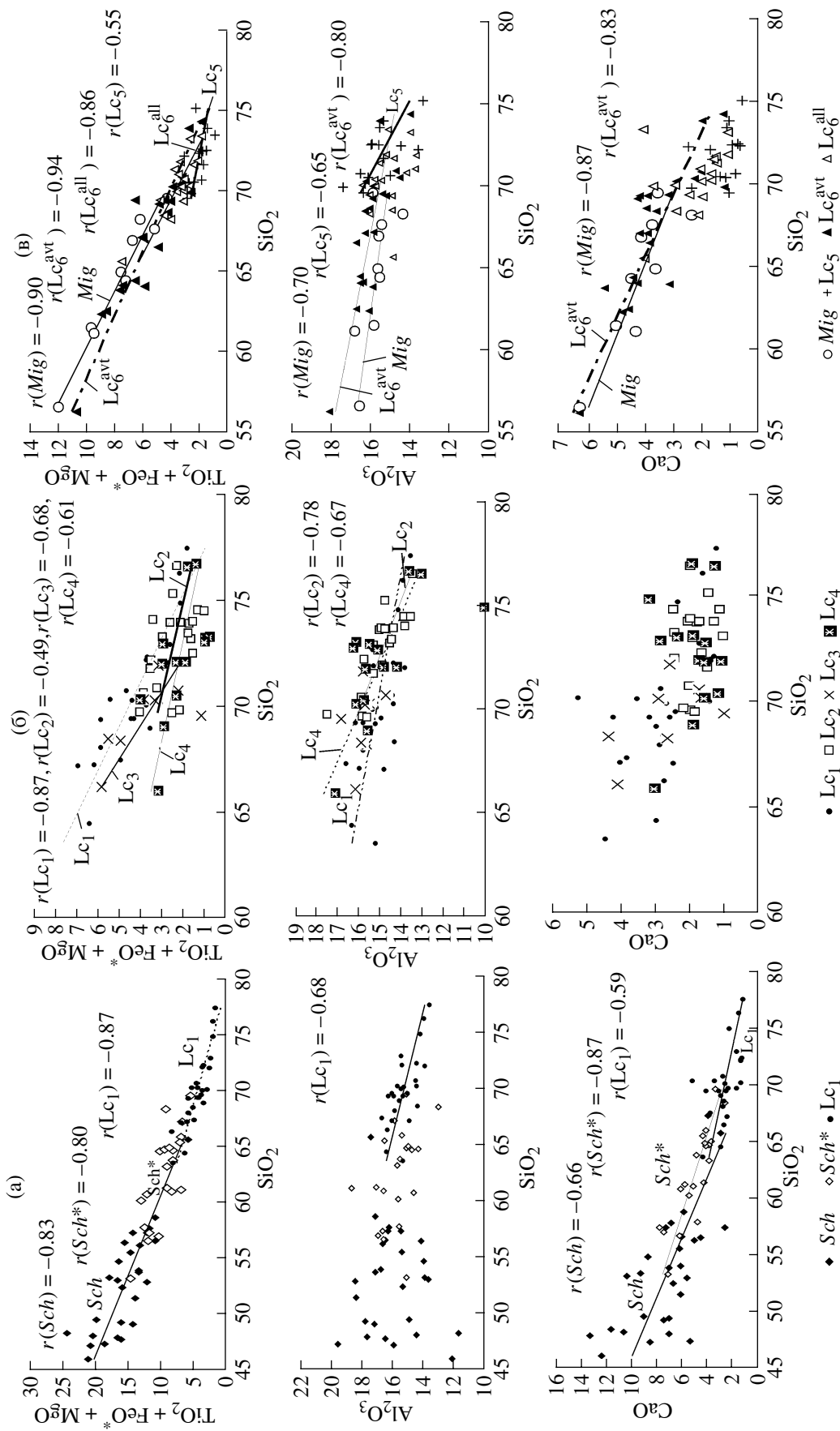


Рис. 9. Вариационные диаграммы для (а) кристаллических сланцев (*Sch*), гранитизированных сланцев (*Sch*^{*}), гранитогнейсов (Lc_1), лейкосом мигматитов Lc_2 , Lc_3 , Lc_4 ; (в) мигматитов (*Mig*), гранитов (Lc_5), тоналитогнейсов (Lc_6^{avt}) и лейкосом ветвистых мигматитов (Lc_6^{all}). Показаны значимые (при уровне значимости 0.05) коэффициенты корреляции (*r*) и линии трендов.

мумом проб в интервале 20–30%. Si отрицательно коррелирует с Ti + Mg + Fe*, Al и Ca (рис. 9а).

Лейкосомы Lc₂ всегда содержат SiO₂ более 68 мас. %, преобладают трондьемиты, но доля гранитов растет, а тоналитов уменьшается относительно Lc₁ (табл. 6). Связь K и Na отрицательная ($r = -0.58$). Наиболее распространенными являются породы с величиной ASI 1.0–1.1 и 1.2–1.3. По вариациям Fe# и f_0 рассматриваемые породы близки к Lc₁, но характеризуются меньшей мафичностью и увеличением доли разновидностей с более высокой суммой щелочей. Si отрицательно коррелирует с Al, Ti + Fe* + Mg (рис. 9б), а также с Fe²⁺ и Mg. Лейкосомы Lc₃ по особенностям состава аналогичны Lc₁, от Lc₂ отличаются большей мафичностью и меньшей кремнекислотностью. Lc₄ близки по многим параметрам к Lc₂, хотя в Lc₄ выше доля гранитов. В Lc₄ отсутствует значимая связь между K и Na, так же как и в предыдущей группе, и между Si и главными элементами, кроме Al (рис. 9б). Характерно равномерное распределение проб по трем интервалам ASI (1.0–1.1, >1.1–1.2, >1.2–1.3) и отчетливый максимум количества проб в интервалах с Fe# = 60–70% и $f_0 = 20–30\%$.

Граниты Lc₅ – наиболее лейкократовые из всех рассмотренных групп с вариациями SiO₂ от 69.5 до 73.83 мас. % и с долей гранитов до 71% (табл. 6). Величины ASI в них всегда более 1.0. Максимум проб приходится на интервал железистости 60–70%. Величины f_0 варьируют от 2 до 58%. Характерно отсутствие связей Si с другими элементами, кроме Al и Ti + Mg + Fe* (рис. 9в). Na и K связаны отрицательно ($r = -0.75$).

Группа Lc₆^{avt}, возникшая по мигматитам, плагиогранитогайсам и кристаллическим сланцам, по морфологии тел и особенностям состава наиболее близка к Lc₁ (табл. 5), но отличается более высокой долей тоналитов и большим количеством разновидностей с SiO₂ < 68 мас. % (табл. 6), что, вероятно, связано с невозможностью выделения группы промежуточных пород из-за постоянной перемежаемости разновидностей. В группе Lc₆^{avt} чаще, чем в Lc₁, встречаются амфиболсодержащие породы, вследствие чего одинаково распространены разновидности с ASI = 0.9–1.0 и 1.0–1.1. Fe# варьирует от 50 до 80%, f_0 от 20 до 30%. Si отрицательно связан с Ti + Mg + Fe*, Al, Ca (рис. 9в). Na и K также имеют отрицательную связь ($r = -0.74$). Lc₆^{all}, возникшие при дальнейшем преобразовании Lc₆^{avt}, более обогащены Si и K, имеют меньшую мафичность (табл. 5, 6) и большую долю гранитов. Железистость Lc₆^{all} варьирует преимущественно в интервале 50–70%, $f_0 = 10–30\%$, ASI – 0.9–1.1. Установлены отрица-

Таблица 6. Распределение проанализированных образцов (%) гранитоидов по содержанию SiO₂ и соотношению Ab–An–Or

Характеристики	Lc ₁ (26)	Lc ₂ (20)	Lc ₃ (8)	Lc ₄ (14)	Lc ₅ (14)	Lc ₆ ^{avt} (23)	Lc ₆ ^{all} (17)
< 68 мас. % SiO ₂	23		12	7		43	6
68–73 мас. % SiO ₂	65	40	88	57	79	48	82
> 73 мас. % SiO ₂	12	60		36	21	9	12
Тоналит, %	19	15	25	7	22	48	12
Трондьемит, %	39	50	25	29	7	4	
Гранодиорит, %	19					22	23
Кварцевый монзонит, %						9	
Гранит, %	23	35	50	64	71	17	65

Примечание. В скобках указано количество образцов.

тельные связи Si с Ti + Mg + Fe* и K с Na ($r = -0.53$). Не исключено, что наиболее кислые разновидности относятся к Lc₇.

Характер изменения базитов при гранитизации и формировании генераций лейкосом удобно проследить на вариационных диаграммах (рис. 9) и при сравнении средних содержаний главных элементов в группах пород. При образовании Lc₁ происходит последовательное возрастание Si, Na, K, убывание мафических элементов и P (табл. 5). Эта направленность сохраняется в Lc₂ и Lc₄ (не изменяются только содержания Na и K), но нарушается в Lc₃ (более высокая основность и возрастание содержания K). По средним содержаниям Si, Al, Fe²⁺, Mg последние близки к Lc₁, что обусловлено происхождением Lc₃ при мобилизации Lc₁. Формирование Lc₆^{avt} по базитам, мигматитам и Lc₁, а затем развитие Lc₆^{all} по Lc₆^{avt} сопровождается теми же изменениями состава, что и при развитии Lc₁ и Lc₂. Граниты Lc₅, часто располагающиеся в поле Lc₁, по сравнению с другими лейкосомами существенно обеднены Mg и Ca и обогащены щелочами.

Редкие элементы. Рассмотрим результаты изучения геохимии редких элементов, в том числе и редкоземельных, проанализированных методом ICP MS для 53 образцов пород. Из табл. 7 видны значительные вариации содержаний ряда элементов в группах пород и направленность изменения их содержаний в процессах ультраметаморфизма. В группе Lc₁ некоторые образцы характеризуются очень высокими величинами LREE (три образца из 11) и HREE (два образца), а также Eu, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, Zr. Как правило, это связано с обогащением пород аксессуарными минералами, в частности алла-

Таблица 7. Средние содержания (ppm) редких элементов в кристаллических сланцах (базитах) и развивающихся в них продуктах ультраметаморфизма района среднего и нижнего течения р. Нюкжа

Элементы	Sch (7)	Mig (3)	Lc ₁ (11)	Lc ₂ (9)	Lc ₃ (4)	Lc ₄ (5)	Lc ₅ (3)	Lc ₆ ^{avt} (6)	Lc ₆ ^{all} (3)
Li x	13.68	20.65	12.04	4.44	2.38	4.05	11.77	8.68	8.18
σ	8.41	12.26	6.94	2.46	1.72	2.28	10.88	4.18	3.38
Be x	1.31	1.58	1.15	1.10	1.44	1.04	2.2	1.2	1.75
σ	0.38	0.71	0.49	0.41	0.95	0.40	0.77	0.18	0.29
Cs x	1.06	1.28	1.14	0.62	0.54	0.94	0.56	0.72	1.00
σ	0.75	0.81	1.08	0.55	0.70	0.57	0.24	0.42	0.09
Rb x	50.0	59.8	57.0	51.4	73.8	76.6	50.4	39.6	88.1
σ	27.3	21.9	19.4	26.2	30.1	25.2	36.6	23.4	28.1
Ba x	551	631	1236	1699	6477	5463	1699	1043	1861
σ	300	79	668	522	8531	7653	670	484	262
Sr x	779	622	1223	1474	1534	1680	4812	1006	902
σ	245	237	713	1013	1439	988	1421	374	25
Pb x	7.12	7.47	9.35	9.82	12.25	12.17	11.08	7.87	13.53
σ	1.27	0.53	2.93	3.19	3.00	5.14	2.74	1.35	4.93
Ga x	18.7	19.9	16.5	13.8	13.8	13.4	18.1	16.2	16.5
σ	2.4	2.4	1.9	1.1	1.3	2.4	3.7	1.2	1.8
Sc x	25.5	9.3	3.6	0.7	0.8	1.3	0.9	5.0	4.9
σ	8.7	6.4	2.6	0.5	1.2	2.0	0.3	2.6	7.0
V x	194	109	51	20	17	18	24	45	40
σ	64	58	13	8	14	15	11	20	35
Cr x	93.70	27.35	11.06	4.58	3.68	2.25	4.97	16.58	15.84
σ	72.42	16.77	8.55	3.47	5.40	2.00	2.21	17.34	15.58
Co x	31.82	14.37	7.56	2.51	2.47	3.25	2.73	6.59	7.01
σ	12.95	5.92	2.71	1.12	2.62	2.65	1.17	3.52	7.11
Ni x	33.90	9.25	5.78	3.44	3.11	3.49	5.85	7.20	8.37
σ	17.86	2.97	3.42	2.37	2.87	1.05	5.80	5.66	6.65
Cu x	27.18	11.16	15.97	7.60	4.89	9.37	24.11	15.87	18.69
σ	22.72	7.73	12.74	3.76	1.31	8.26	2.09	14.15	23.18
Zn x	72.31	2.74	24.03	12.78	10.24	7.06	13.92	17.31	17.34
σ	45.57	5.85	29.84	19.74	17.60	6.85	1.70	12.75	14.59
Nb x	8.63	9.98	6.36	4.41	1.66	1.53	3.11	3.32	9.29
σ	6.06	5.43	6.94	6.10	1.85	0.93	2.02	0.86	5.31
Ta x	0.44	0.61	0.45	0.29	0.11	0.09	0.28	0.17	0.81
σ	0.37	0.23	0.61	0.27	0.06	0.02	0.10	0.04	0.49
La x	23.75	35.44	44.37	15.24	5.73	10.63	17.20	17.34	47.07
σ	17.24	12.86	36.24	11.27	4.57	13.35	4.85	11.45	46.08
Ce x	50.80	68.26	81.54	28.07	10.66	20.76	32.41	32.42	87.9
σ	33.23	27.39	71.71	21.53	10.15	24.79	8.29	19.59	85.76
Pr x	6.50	8.31	9.91	2.84	1.27	2.20	3.95	3.61	9.73
σ	4.13	3.71	10.74	2.02	1.21	2.81	1.16	2.14	9.44
Nd x	25.66	28.13	34.78	8.86	4.79	7.68	13.41	12.63	34.88
σ	15.47	12.14	41.82	5.64	4.64	10.11	3.99	7.05	33.43
Sm x	5.13	4.58	5.49	1.23	0.97	1.41	2.44	2.10	4.95
σ	2.47	2.13	7.62	0.62	0.78	1.51	0.62	0.82	4.22
Eu x	1.33	1.29	1.44	0.67	0.78	0.83	0.81	0.78	1.27
σ	0.42	0.41	1.45	0.15	0.34	0.27	0.13	0.20	0.58
Gd x	4.80	3.98	4.05	0.88	0.65	0.91	1.43	1.70	4.25
σ	2.00	2.14	5.52	0.41	0.61	1.04	0.43	0.71	3.91

Таблица 7. Окончание

Элементы	Sch (7)	Mig (3)	Lc ₁ (11)	Lc ₂ (9)	Lc ₃ (4)	Lc ₄ (5)	Lc ₅ (3)	Lc ₆ ^{avt} (6)	Lc ₆ ^{all} (3)
Tb x	0.69	0.50	0.50	0.10	0.09	0.13	0.15	0.22	0.51
σ	0.21	0.26	0.72	0.05	0.09	0.14	0.05	0.07	0.46
Dy x	3.97	2.35	2.25	0.40	0.37	0.51	0.53	1.04	2.35
σ	1.06	1.29	3.59	0.14	0.33	0.66	0.16	0.38	2.03
Ho x	0.78	0.41	0.37	0.07	0.07	0.09	0.09	0.20	0.38
σ	0.21	0.22	0.59	0.02	0.07	0.10	0.02	0.07	0.32
Er x	2.13	1.12	1.02	0.17	0.15	0.26	0.18	0.49	1.09
σ	0.49	0.58	1.77	0.08	0.15	0.25	0.03	0.21	0.90
Tm x	0.30	0.16	0.14	0.03	0.03	0.05	0.03	0.08	0.15
σ	0.08	0.09	0.21	0.01	0.02	0.04	0.01	0.03	0.11
Yb x	1.83	0.99	0.87	0.17	0.20	0.22	0.16	0.43	0.97
σ	0.56	0.59	1.58	0.06	0.20	0.23	0.04	0.17	0.74
Lu x	0.31	0.15	0.13	0.03	0.03	0.05	0.05	0.07	0.14
σ	0.09	0.09	0.20	0.01	0.02	0.05	0.002	0.02	0.09
Y x	21.46	12.02	10.35	1.74	1.87	2.50	2.234	5.36	11.40
σ	5.46	7.07	16.33	0.76	1.92	2.90	0.56	1.93	9.41
Zr x	154		244	114	65	60	104	104	129
σ	86		194	81	53	30	18	23	34
Hf x	3.93		6.77	2.66	1.71	1.70	2.73	2.62	3.74
σ	1.96		5.91	1.36	1.12	0.84	0.82	0.51	1.02
Th x	3.35	5.98	8.60	2.99	0.65	2.89	2.60	3.06	12.92
σ	4.19	1.87	8.84	2.84	0.44	2.86	0.95	2.71	7.63
U x	0.79	0.87	0.62	0.34	0.21	0.24	0.50	0.52	1.66
σ	0.58	0.69	0.60	0.30	0.07	0.11	0.22	0.33	0.63
REE x	127.99	155.69	186.86	58.77	25.81	45.73	72.83	73.11	195.63
σ	75.57	63.55	179.89	41.39	22.98	55.17	19.52	43.40	188.00
LREE x	111.86	144.74	176.10	56.24	23.42	42.68	69.42	68.10	184.53
σ	72.20	58.04	165.73	40.79	21.32	52.52	18.70	40.99	178.85
HREE x	14.80	9.66	9.32	1.85	1.61	2.22	2.60	4.23	9.83
σ	3.95	5.24	14.14	0.70	1.50	2.50	0.70	1.53	8.76
(La/Yb) _n x	9.62	27.32	73.33	67.58	22.38	32.33	75.99	27.62	29.14
σ	7.60	8.32	84.16	45.23	8.02	17.21	24.95	18.86	7.08
Eu/Eu* x	0.88	0.98	1.13	1.65	2.03	1.96	1.14	1.19	1.09
σ	0.15	0.17	0.31	0.59	0.66	0.68	0.13	0.13	0.47
Sm/Nd x	0.22	0.16	0.15	0.15	0.23	0.23	0.18	0.18	0.15
σ	0.05	0.01	0.02	0.04	0.05	0.06	0.02	0.04	0.02
Th/U x	4.05	9.94	13.99	9.87	3.43	8.19	5.41	5.09	7.39
σ	2.79	7.90	11.07	9.59	0.82	7.08	0.85	1.78	1.97
K/Rb x	382	270	409	528	630	444	590	441	424
σ	146	44	131	274	80	68	164	201	57
Rb/Ba x	0.098	0.093	0.059	0.029	0.022	0.032	0.027	0.043	0.047
σ	0.054	0.026	0.035	0.01	0.011	0.021	0.013	0.019	0.015
Rb/Sr x	0.063	0.119	0.057	0.047	0.064	0.054	0.012	0.042	0.098
σ	0.036	0.096	0.027	0.031	0.026	0.025	0.009	0.014	0.033

Примечание. В скобках указано количество анализов, x – среднее, σ – стандартное отклонение.

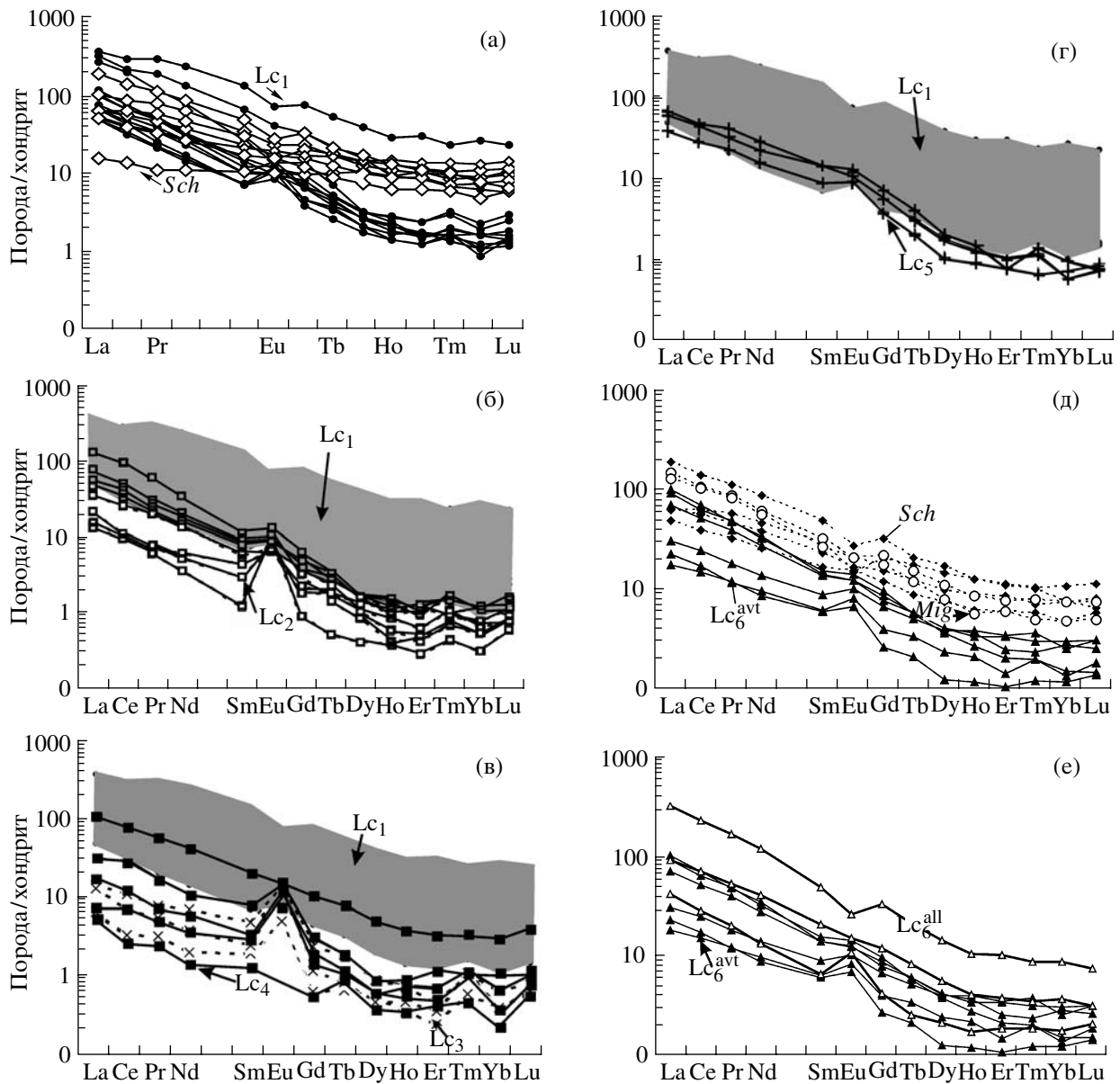


Рис. 10. Распределение нормированных по хондриту (Boynnton, 1984) содержаний REE в исследованных породах. Аббревиатуры групп пород см. на рис. 9. Серым цветом выделены поля Lc_1 .

нитом, сфеном, цирконом, апатитом. Об этом свидетельствуют оценки температур по Zr (Watson, Harrison, 1983), которые сильно варьируют, а в Lc_1 и Lc_2 явно завышены, достигая при содержании Zr в 260–570 ppm значений 840–890°C, что не соответствует условиям амфиболитовой фации и, скорее всего, связано с механическим захватом циркона из исходных пород. Отметим, что о возрастании или убывании того или иного элемента или их отношений для породы мы говорим только в том случае, если эти изменения значимы, что проверяется с помощью критерия Ван дер Вардена при принятом уровне значимости 0.05. При более низ-

ком уровне значимости мы отмечаем тенденции изменения.

Базиты имеют характерный для основных вулканитов спектр распределения REE: слабо дифференцированный с отсутствием Eu-аномалии (рис. 10а). В гранитогнейсах (Lc_1) степень фракционирования REE увеличивается (рис. 10а), возрастает La/Yb отношение и сумма LREE, а содержание HREE уменьшается; в 6 образцах из 11 $Eu/Eu^* > 1$. В лейкосомах анатектических мигматитов (Lc_2 , Lc_3 , Lc_4) уменьшаются содержания LREE и HREE и значения La/Yb, возрастают Eu/Eu^* и Sm/Nd (рис. 10б, 10в). Параллельно с возрастанием концентрации REE от базитов к

гранитогайсам (Lc_1) происходит накопление Th, Zr, Hf, тогда как в поздних лейкосомах наблюдается уменьшение их содержаний. Причем генерации лейкосом Lc_2 и Lc_4 близки по концентрациям этих элементов, а Lc_3 отличаются от них более низкими концентрациями указанных элементов. Иная направленность изменений средних содержаний характерна для группы LILE: в ряду $Sch \rightarrow Lc_1 \rightarrow Lc_2 \rightarrow Lc_3 \rightarrow Lc_4$ последовательно возрастают содержания Rb, Ba, Sr, Pb, убывают концентрации высокочargedных некогерентных (Nb, Ta, Y) и переходных (Co, Cr, Ni, V) элементов. Направленность изменений содержаний REE, Li, Be, Ba нарушается в Lc_3 .

Гранитные жилы Lc_5 , представленные всего тремя образцами, неоднородны: $(La/Yb)_n$ варьирует в интервале 53–103, $Eu/Eu^* = 1–1.3$, LREE = 48–85, HREE = 1.0–3.3 (рис. 10г). От всех остальных лейкосом их отличает высокое содержание Sr (табл. 7). Интересно, что эти граниты являются самыми лейкократовыми, наиболее кислыми и калиевыми породами, что существенно отличает их от Lc_6^{avt} . По средним содержаниям Nb, Zr, Hf, LREE, Eu граниты Lc_5 близки к Lc_6^{avt} , но в первых выше концентрация Rb, Ba, Sr, Ta и существенно ниже Co, V, Ni, Cr, HREE.

Продукты поздней, меловой, гранитизации (Lc_6^{avt}) развиваются по базитам, мигматитам и Lc_1 после формирования всех генераций лейкосом, а по ним в дальнейшем образуются Lc_6^{all} . Для Lc_6^{avt} характерен более низкий уровень концентраций REE относительно субстрата (рис. 10д). В ряду субстрат $\rightarrow Lc_6^{avt} \rightarrow Lc_6^{all}$ значения некоторых отношений изменяются следующим образом: $(La/Yb)_n - 10.5–42.6 \rightarrow 12.1–61.7 \rightarrow 24.3–37.3$, $Eu/Eu^* - 0.9–1.4 \rightarrow 1.1–1.4 \rightarrow 0.7–1.6$, $Sm/Nd - 0.13–0.21 \rightarrow 0.13–0.23 \rightarrow 0.13–0.16$. Спектры распределения REE для Lc_6^{avt} и Lc_6^{all} различаются: последние имеют более высокий уровень концентраций REE при близких значениях La/Yb отношения (рис. 10е). Отмечается сильное возрастание Nb и Ta в Lc_6^{all} по сравнению со всеми другими гранитоидами.

Чтобы получить представление об общей эволюции процессов гранитообразования, необходимо сравнить Lc_1 и Lc_6^{avt} , возникновение которых относится к началу указанных процессов и которые по морфологии развития имеют много общего. В проанализированных сериях Lc_1 развиваются по кристаллическим сланцам (*Sch*) основного–среднего состава (11 серий), а Lc_6^{avt} – по мигмати-

там (2 серии), гранитогайсам (Lc_1) (3 серии) и кристаллическим сланцам (*Sch*) (1 серия). Несмотря на существенные различия в составе субстрата, Lc_1 отличаются значительно от Lc_6^{avt} только более высокими содержаниями LREE и Rb (рис. 11), а также значениями La/Yb отношений. Намечается также тенденция более высоких содержаний Nb, Ta, Zr, Hf, Th, Y, Sr, Ba, HREE в Lc_1 по сравнению с Lc_6^{avt} (табл. 7). Характерно, что такие же закономерности поведения относительно малоподвижных элементов, кроме Ba и Th, отмечаются и в исходных породах, по которым развивались Lc_1 и Lc_6^{avt} , что может свидетельствовать об унаследовании продуктами гранитизации составов субстрата.

Перемещенные поздние граниты Lc_6^{all} по происхождению могут быть подобны генерациям лейкосом, скорее всего Lc_3 . Граниты Lc_6^{all} сходны по содержаниям главных элементов с Lc_3 (табл. 5), но существенно отличаются от них и от Lc_2 и Lc_4 более высокими содержаниями LREE, HREE, Eu, Y, Zr, Hf, Th, Ta, Nb, U, V, Co, Cr, Ni, Zn, низкими Ba, Sr при близких значениях Rb, Pb (табл. 7).

По содержаниям элементов в лейкосомах, нормированным на соответствующий субстрат, можно судить об интенсивности преобразований исходных пород на каждой стадии ультраметаморфизма. В табл. 8 приведены средние значения этих отношений для разных стадий указанных процессов и количество серий, в которых наблюдается уменьшение или увеличение содержаний элементов в продуктах ультраметаморфизма.

При развитии Lc_1 и Lc_6^{avt} по разным источникам выявлены однонаправленные значимые изменения содержаний ряда элементов, различающиеся степенью обогащения или обеднения. Так, устанавливаются более существенные приросты Ba и вынос V, Cr, Co, Ni, Li, HREE, Y при развитии Lc_1 по сравнению с Lc_6^{avt} . Для Rb, LREE, Eu, Zr, Hf, Th изменения содержаний разнонаправленные: выявлен значимый прирост указанных элементов в первом случае и вынос во втором.

Существенные различия в характере изменения содержаний элементов выявлены при сравнении серий гранитизации и парциального плавления: $Sch \rightarrow Lc_1$ и субстрат $\rightarrow Lc_2, Lc_3, Lc_4$ соответственно. Так, для LREE, Zr, Hf, Th изменения содержаний разнонаправленные: возрастают в первой серии и уменьшаются во второй. Для V, Cr, Co, Ni, Sc свойственны однонаправленные изменения содержаний: уменьшаются в обеих сериях, но более существенно при образовании Lc_1 .

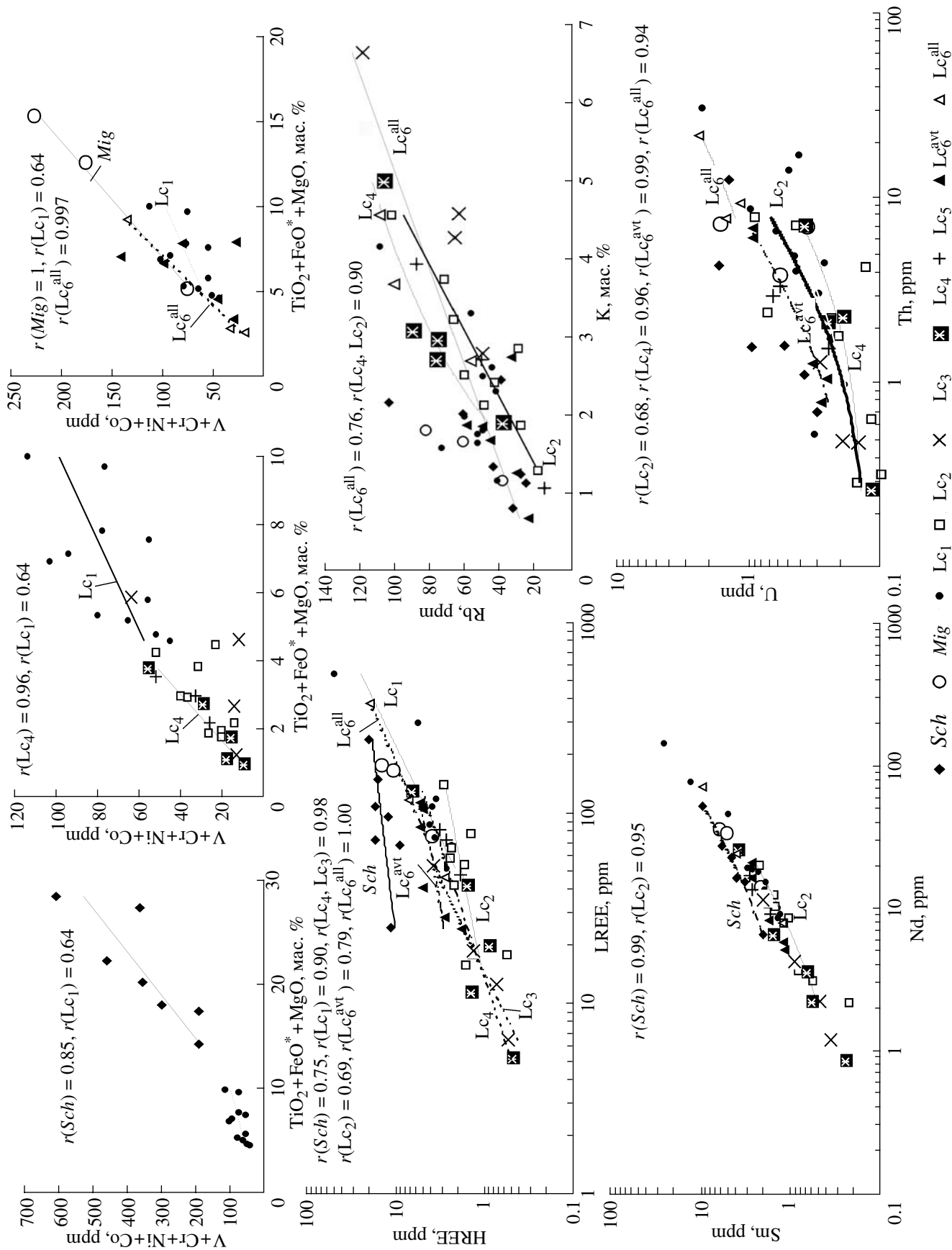


Рис. 11. Диаграммы $(V + Cr + Ni + Co) - (TiO_2 + FeO^* + MgO)$, HREE–LREE, Rb–K, Sm–Nd, U–Th для исследованных пород. Аббревиатуры групп пород см. на рис. 9. Приведены значимые r и линии трендов.

Для остальных элементов в жильных лейкосомах отмечается нерегулярность в изменении их концентраций (табл. 8). Сравнение серий субстрат $\rightarrow Lc_2, Lc_3, Lc_4$ и $Lc_6^{avt} \rightarrow Lc_6^{all}$ показывает также разнонаправленность изменений концентраций LREE, HREE, Eu, Zr, Hf, Th, U, Y, Nb, Ta, Cs: уменьшение в первых сериях и возрастание во второй. При однонаправленных изменениях уменьшение содержаний V, Cr, Co, Ni, Sc, Li и увеличение Rb, Ba, Pb более существенно в первых сериях.

Остановимся на рассмотрении только тех корреляционных зависимостей между содержаниями элементов в рассматриваемых группах пород, которые поддаются интерпретации. Сумма содержаний оксидов TiO_2, MgO, FeO^* , характеризующая мафичность (maf) породы, имеет тенденцию к положительной связи с суммой концентраций таких элементов, как V, Cr, Ni, Co, причем линии регрессии для каждой группы индивидуальные (рис. 11, табл. 9). Такой же характер имеют зависимости maf от HREE, Zr, Hf, проявленные в объединенной выборке $Lc_2 + Lc_4$. Скорее всего, это связано с тем, что в лейкосомах жильной формы циркон в основном заключен в биотите, в меньшей мере в гранате и роговой обманке, тогда как в других группах пород этот минерал расположен преимущественно на границе зерен. Подобные закономерности обнаружены и в других мигматитовых комплексах (Глебовицкий, Седова, 1998). Положительная связь P_2O_5 и LREE, проявленная почти во всех группах, свидетельствует о существенной концентрации легких редких земель в апатите. Характерно, что слабая (незначимая) положительная связь LREE–Si, свойственная базитам, в лейкосомах становится отрицательной, еще незначимой в Lc_1 и значимой в $Lc_2, Lc_3, Lc_4, Lc_6^{all}$, то есть в анатектических разновидностях. Как обычно, устанавливаются положительные связи K с Rb (рис. 11) и Ba, без значимых различий K/Rb и K/Ba отношений, но с тенденцией уменьшения K/Rb значений в Lc_4 , и увеличения K/Ba в базитах (табл. 7). Показательны положительные корреляции K–LREE, K–HREE в Lc_1 , K–LREE в Lc_2 , отсутствующие во всех других группах (табл. 9). Отмеченные выше аномально высокие содержания LREE в Lc_1 характерны для наиболее калиевых разновидностей. Только в этой группе положительные связи с K отмечены и для Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U. В отличие от интрузивных гранитоидов (Седова и др., 2004), в рассмотренных лейкосомах нет связи содержаний Sr и Eu ни с количеством нормативного плагиоклаза, ни с содер-

жением в нем анортита. Положительные тренды LREE–HREE, La–Yb, Sm–Nd отмечаются для всех сравниваемых групп, исключая Sch, Lc_2, Lc_6^{avt} (рис. 11). Положительные связи Y–HREE, U–Th и Th–LREE устойчивы во всех группах (табл. 9).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные в статье данные по геологии, петрологии и геохимии гранитогнейсов и мигматитов, возникших за счет пород эльгаканской серии, позволяют сделать определенные выводы об эволюции вещественного состава пород в процессе гранитизации и мигматизации, а данные по цирконометрии дают возможность установить время проявления этих процессов.

Протолитом рассмотренных ранних продуктов ультраметаморфизма послужила ассоциация изверженных пород, отвечающая известково-щелочной серии с заметным субщелочным уклоном (трахибазальты, трахиандезибазальты, иногда шошониты). Судя по наличию расплавных включений со стеклом в ранних генерациях циркона, существенная роль в этой серии принадлежала вулканитам (Глебовицкий и др., 2007).

Процессы гранитизации геохимически существенно отличаются от процессов, в которых главную роль играет парциальное плавление (мигматизация). Особенно ярко это отражается в поведении LREE, Zr, Hf, Th, которые накапливаются во время ранней гранитизации, тогда как в сериях мигматизации наблюдается последовательное обеднение этими элементами (табл. 7, 8). В обоих процессах происходит обеднение пород такими когерентными и переходными элементами, как V, Cr, Co, Ni, Sc, но при гранитизации вынос этих элементов осуществляется более интенсивно. Разновозрастные процессы мигматизации также различаются геохимически. Серии субстрат $\rightarrow Lc_2, Lc_3, Lc_4$ и $Lc_6^{avt} \rightarrow Lc_6^{all}$ показывают разнонаправленное изменение концентраций LREE, HREE, Eu, Zr, Hf, Th, U, Y, Nb, Ta, Cs: уменьшение их в первых сериях и возрастание во второй. В то же время уменьшение содержаний V, Cr, Co, Ni, Sc, Li и увеличение Rb, Ba, Pb более существенно в первых сериях. Особо следует отметить поведение Nb и Ta: устанавливается устойчивая тенденция к обеднению ими в процессе гранитизации и при раннем мигматитообразовании. В то же время при сильном фракционировании расплавов в процессе возникновения гранитов Lc_6^{all} происходит заметное обогащение этими элементами.

Таблица 8. Средние значения отношений содержаний элементов в продуктах ультраметаморфизма к исходному субстрату и характеристика направленности преобразований пород при процессах ультраметаморфизма

	V	Cr	Co	Ni	Sc	Li	Be	Cs	Rb	Sr	Ba	Pb	LREE	Eu	HREE	Zr	Hf	Th	U	Y	Nb	Ta
$Lc_1/Sch, x$	0.28	0.22	0.26	0.19	0.18	0.95	0.78	1.30	1.35	1.77	2.67	1.36	2.33	1.1	0.63	1.84	1.97	6.65	1.18	0.48	0.71	0.75
σ	0.15	0.19	0.18	0.14	0.18	0.19	0.37	1.11	0.44	0.98	2.22	0.55	1.79	0.83	0.86	1.24	1.45	7.74	1.18	0.75	0.75	1.13
$N_1, <1$	11	11	11	11	11	6	7	5	3	1	1	4	3	6	10	2	3	4	6	10	10	10
$N_2, >1$						5	4	6	8	10	10	5	8	5	1	9	8	7	5	1	1	1
$Lc_2/Lc_1, x$	0.41	1.06	0.32	0.60	0.62	1.8	1.17	0.68	0.89	0.99	1.60	1.02	0.46	0.69	0.40	0.54	0.52	0.56	0.86	0.35	1.10	1.69
σ	0.12	7	0.19	0.28	0.88	2.34	0.76	0.40	0.58	0.39	1.25	0.41	0.35	0.36	0.23	0.28	0.34	0.56	0.88	0.23	1.77	2.81
$N_1, <1$	9	2	9	8	8	3	5	8	6	4	3	4	8	7	9	9	7	8	6	9	8	2
$N_2, >1$				1	1	6	4	1	3	5	6	5	1	2			2	1	3		1	7
$Lc_3/Lc_1 + Mig, x$	0.34	0.88	0.34	0.75	0.18	0.30	1.26	0.56	1.42	2.55	12.1	1.24	0.17	0.67	0.23	0.27	0.17	0.11	0.30	0.24	0.26	0.38
σ	0.29	1.68	0.38	0.89	0.26	0.27	0.89	0.40	0.50	2.98	14.1	0.77	0.22	0.58	0.31		0.11	0.11	0.18	0.31	0.34	0.37
$N_1, <1$	8	7	7	6	8	8	4	6	2			3	8	6	8	6	6	8	8	8	7	7
$N_2, >1$		1	1	2		4	4	2	6	8	8	5		2							1	1
$Lc_4/(Lc_1 + Mig), x$	0.32	0.34	0.33	0.49	0.25	0.31	1.23	0.82	1.66	1.50	8.55	1.51	0.50	1.00	0.54	0.38	0.43	1.43	0.75	0.52	0.51	2.74
σ	0.21	0.47	0.25	0.22	0.41	0.17	0.99	0.56	0.48	1.10	10.8	0.69	0.84	0.55	0.77		2.59	2.59	0.66	0.68	0.48	3.88
$N_1, <1$	7	6	7	7	6	7	3	5	1	1	1	2	6	3	6	6	6	5	5	6	6	5
$N_2, >1$		1			1		4	2	6	6	6	5	1	4	1			2	2	1	1	2
$Lc_6^{av1}/(Lc_1 + Mig + Sch), x$	0.55	0.37	0.49	0.55	0.71	0.50	1.20	0.56	0.69	1.48	1.63	0.92	0.67	0.76	0.73	0.55	0.70	0.91	0.87	0.75	0.72	0.83
σ	0.11	0.39	0.14	0.32	0.23	0.16	0.67	0.25	0.14	1.11	1.36	0.17	0.47	0.34	0.55	0.15	0.40	0.76	0.55	0.56	0.59	0.65
$N_1, <1$	6	5	6	5	5	6	4	6	6	3	2	4	5	5	5	3	2	5	5	5	5	4
$N_2, >1$		1		1	1	2	2		3	4	4	2	1	1	1		1	1	1	1	1	2
$Lc_6^{all}/Lc_6^{av1}, x$	0.63	0.75	0.81	0.69	0.56	0.89	1.48	1.41	2.25	0.87	1.92	1.77	3.00	1.43	1.80	1.47	1.60	6.74	3.88	1.67	2.60	4.65
σ	0.49	0.66	0.61	0.32	0.75	0.35	0.33	0.53	0.56	0.28	0.80	0.32	4.21	0.78	1.45	0.45	0.76	9.25	3.62	1.00	1.17	2.22
$N_1, <1$	3	2	3	3	3	2		3		3			1	1	1					1	1	1
$N_2, >1$	1	2	1	1	1	2	4	4	4	1	4	4	3	3	3	3	3	4	4	3	3	4

Примечание. x – средние значения, σ – стандартные отклонения, N_1 и N_2 – количество серий, в которых наблюдается уменьшение (<1) или увеличение (>1) содержания данного элемента в продуктах ультраметаморфизма относительно субстрата. В проанализированных сериях субстратом для Lc_1 были кристаллические сланцы (Sch), для $Lc_2 - Lc_1$, для Lc_3 и $Lc_4 - Lc_1$ и мигматиты (Mig), для $Lc_6^{av1} - Lc_1$, мигматиты (Mig), для $Lc_6^{all} - Lc_1$, кристаллические сланцы (Sch), для $Lc_6^{all} - Lc_6^{av1}$.

Таблица 9. Коэффициенты парной корреляции (r) между некоторыми элементами для групп пород зоны ультраметаморфизма (среднее и нижнее течение р. Ньюкжа)

Коррелируемые элементы	<i>Sch</i>	Lc ₁	Lc ₂	Lc ₃	Lc ₄	Lc ₂ + Lc ₄	Lc ₅	Lc ₆ ^{avt}	Lc ₆ ^{all}
	Количество проб								
	7	11	9	4	5	14	3	6	3
	$r_{0.05}$								
	0.754	0.602	0.666	0.950	0.878	0.532	0.997	0.811	0.997
Maf–CoNiCrV	0.846	0.638	0.575	0.732	0.950	0.719	0.929	0.417	0.997
Maf–HREE	0.034	0.197	0.417	0.840	0.858	0.532	0.303	0.481	0.973
Maf–Zr	–0.500	0.577	0.053	0.964	0.704	0.253		–0.839	0.270
Maf–Hf	–0.477	0.370	0.467	0.950	0.817	0.594		–0.700	0.140
P ₂ O ₅ –LREE	0.740	0.720	0.697	0.752	0.967	0.820	0.884	0.720	0.950
SiO ₂ –LREE	0.503	–0.400	–0.805	–0.899	–0.875	–0.745	0.125	–0.271	–0.986
SiO ₂ –HREE	–0.040	–0.500	–0.526	–0.870	–0.828	–0.818	–0.297	–0.071	–0.974
K–Rb	0.600	0.627	0.899	0.955	0.897	0.868	0.995	0.400	0.943
K–Ba	0.715	0.927	0.789	0.872	0.023	0.130	0.942	0.871	0.077
K–LREE	0.544	0.691	0.661	–0.091	0.180	0.397	0.764	0.610	–0.767
K–HREE	0.504	0.623	0.385	–0.140	0.095	0.177	0.655	0.510	–0.729
LREE–HREE	0.745	0.898	0.696	0.997	0.980	0.770	0.988	0.790	0.998
La–Yb	–0.153	0.719	0.217	0.983	0.928	0.553	0.548	0.470	0.996
Sm–Nd	0.993	0.993	0.947	0.998	0.990	0.952	0.932	0.971	0.995
Y–HREE	0.914	0.999	0.858	0.999	0.999	0.977	0.990	0.900	0.998
U–Th	0.674	0.841	0.683	0.937	0.958	0.687	0.934	0.991	0.940
Ta–Nb	0.924	0.918	0.300	0.810	0.451	0.367	0.971	0.583	0.998
Ta–HREE	0.247	0.760	–0.060	0.752	0.231	–0.050	0.982	0.588	0.800
Ta–LREE	–0.236	0.818	–0.450	0.749	0.213	–0.249	0.942	0.026	0.765
Nb–HREE	0.464	0.943	–0.639	0.991	0.772	–0.185	0.999	0.752	0.764
Nb–LREE	0.063	0.919	–0.436	0.995	0.850	–0.201	0.995	0.645	0.726
Zr–HREE	0.324	0.981	0.455	0.997	0.538	0.150		0.235	0.482
Zr–Yb	–0.437	0.848	0.614	0.999	0.562	0.189		0.343	0.766
Zr–Y	0.119	0.902	0.609	0.997	0.525	0.173		0.347	0.537
Th–LREE	0.858	0.616	0.699	0.993	0.976	0.882	0.888	0.920	0.955

Примечание. Maf, мафичность, равна сумме содержаний TiO₂ + MgO + FeO*. LREE и HREE – сумма содержаний легких и тяжелых редких земель (без Eu). Жирным шрифтом выделены значимые (уровень значимости 0.05) коэффициенты корреляции, $r_{0.05}$ – значения коэффициентов корреляций, значимых для указанного количества проб в каждой группе.

Установленные корреляционные связи оказываются выдержанными в разных группах пород и определяются геохимической близостью коррелируемых элементов (например, K–Rb, K–Ba, Sm–Nd, Th–LREE, Y–HREE, табл. 9). Намечаются некоторые различия в характере связей элементов в выделенных группах пород, что определяется либо особенностями расположения циркона в породах (по границам зерен или в темноцветных минералах), либо характером преобладающих

процессов гранитообразования. При процессах объемного замещения базитов гранитогнейсами (Lc₁) в последних возникают новые связи: Ta–HREE, Ta–LREE, Nb–HREE, Nb–LREE, Zr–HREE, Zr–Yb, Zr–Y, K–HREE, K–LREE, отсутствующие в базитах (табл. 9). Эти связи исчезают впоследствии при парциальном плавлении, приводящем к формированию лейкосом Lc₂ и Lc₄, и наследуются частично лейкосомами Lc₃, которые в отличие от других лейкосом образуются при диатексисе.

Следует отметить, что, по сравнению с Lc_1 , в Lc_6^{avt} значимых корреляционных связей гораздо меньше, что может быть связано с нестабильностью, незавершенностью, кратковременностью и локальностью процесса объемного замещения, протекавшего параллельно с процессами плавления и реоморфизма. Кроме того, обе группы пород отличаются источниками: формирование Lc_6^{avt} происходило по Lc_1 с реликтами базитов, по мигматитам с лейкосомом Lc_2 , Lc_3 , Lc_4 , тогда как Lc_1 в рассматриваемом разрезе формировались только по базитам (*Sch*).

Не останавливаясь подробно на результатах геохимического моделирования, отметим, что для конкретных серий лейкосом, где известен источник, практически всегда можно добиться сходимости расчетных содержаний REE, преимущественно LREE, в расплаве с реальными, используя модели равновесного и неравновесного плавления (Allegre, Minster, 1978; Prinzhofer, Allegre, 1985; Sawyer, 1991). Несоответствие для HREE связано с присутствием в ряде образцов алланита, сфена и магнетита, которые не были учтены при расчетах. Данные по составу разных генераций циркона показали, что доля LREE, приходящаяся на цирконы разных типов, незначительна как в Lc_1 (0.02–0.002 мас. %), так и в Lc_5 (0.02–0.03 мас. %). Распределение HREE иное: в Lc_1 существенное количество этих элементов (8 мас. %) связано с цирконами I, II, III фаз и незначительное (0.4 мас. %) – с IV фазой. В Lc_5 доля HREE существенна в обоих выделяемых типах, но более значительна в раннем (19 и 6 мас. %). Все это свидетельствует о том, что к результатам моделирования по HREE следует относиться как к качественной оценке. Отметим, что некоторые редкие элементы (Zr, Hf, Th, Y, Ta, Nb) ведут себя аналогично либо LREE, либо HREE. Независимое поведение, как правило, обнаруживают элементы, геохимически близкие к K: Rb, Cs, Ba и Sr. Возрастание Rb в лейкосоме мигматитов на фоне падения LREE можно объяснить его привнесением, хотя в ряде случаев, как, например, при формировании Lc_5 , это может быть связано и с фракционированием расплава.

Обратимся к результатам исследования цирконов. Возраст цирконов I фазы, содержащих расплавные включения со стеклом, из Lc_1 (3010 млн. лет) отражает возраст протолита плагиогранито-нейсов, представленного вулканитами основного состава. Цирконы II и III фаз (2703 млн. лет), судя по присутствию в них включений раскрытых расплавов, CO_2 и иголок апатита (Глебовицкий и др., 2007), связаны с пиком метаморфизма и ультраметаморфизмом, соответствующим в исследуемом районе условиям высокотемпературной амфиболитовой фации, тогда как IV тип циркона (1915 млн. лет), наибо-

лее распространенный, отвечает, вероятно, наложенному метаморфическому процессу, температуры и давления которого не превосходили пиковых условий раннего метаморфизма. Спектры распределения REE также свидетельствуют об изменении условий кристаллизации разных типов циркона. Уменьшение содержания HREE (рис. 5) в цирконах III и особенно IV типов, в отличие от первых двух, может свидетельствовать о кристаллизации граната одновременно с цирконом или до него, что подтверждается находками включений граната в цирконе III и IV типов. Уменьшение содержания редких земель и Th/U отношения в каймах цирконов относительно ядер связывается с различными процессами – наложенным метаморфизмом или анатектическим плавлением (Varva et al., 1999; Zeck, Whitehouse, 1999; Rubatto et al., 2001; Скублов, 2005). Циркон III типа характеризуется спектром распределения REE, типичным для гранитоидов и лейкосом мигматитов (Belousova et al., 2002), но отличается высоким Th/U отношением (табл. 2, рис. 4). Это может свидетельствовать о специфических условиях кристаллизации циркона данного типа, в частности о высокой фугитивности кислорода, когда U (в шестивалентной форме) остается во флюиде (или сопутствующем расплаве). Цирконы оболочек из Lc_6^{avt} , по генетическим особенностям близкие к циркону III типа из Lc_1 , также имеют высокие отношения Th/U (>1, табл. 4, рис. 4). Каймы в цирконах из Lc_5 характеризуются более низким Th/U отношением по сравнению с цирконами III типа из Lc_1 и оболочками цирконов из Lc_6^{avt} , приближаются по значениям этого параметра к цирконам IV типа (Lc_1), а по REE занимают промежуточное положение между цирконом III и IV типов, но подобно последним не имеют Eu- и Ce-аномалий (рис. 4, 5). Такие особенности свойственны цирконам метаморфического происхождения, кристаллизовавшимся в отсутствие расплава (Hoskin, Schalteger, 2003; Rubatto et al., 2001; Rubatto, 2002). Для Lc_5 нет основания для такого предположения, как нет оснований для допущения о преобразовании циркона на позднематематической стадии. Скорее всего, проанализированные каймы ритмично зонального циркона возникли на ранней стадии кристаллизации гранита, до проявления фракционной кристаллизации, в процессе которой цирконы обогащаются REE, U и Th (Belousova et al., 2006)

Наши данные датирования цирконов оказываются хорошо сопоставимыми с ранее полученными результатами исследований гранулитовых комплексов Джугджуро-Становой складчатой области. Возраст изверженного протолита пород эльгаканской толщи, около 3 млрд. лет, указывает на то, что эти породы являются древнейшими

образованиями на исследованной территории. Это хорошо согласуется с определениями возраста главных этапов метаморфизма и с данными ниодимовой систематики, свидетельствующими о древнейшем континентальном корообразовании 2.9–3.1 млрд. лет назад (Котов и др., 1999). Древнейший в регионе гранулитовый метаморфизм (2812 ± 1 млн. лет) был установлен при изучении чарнокитов Курультинского блока (Сальникова и др., 2004б). Метаморфизм с возрастом 2703 млн. лет, с которым мы связываем массовую гранитизацию толщ эльгаканской серии, оказался синхронным с широко развитым на исследованной территории метаморфизмом гранулитовой фации, укладываемым в интервал времени 2647–2718 млн. лет: в Дамбукинском блоке – 2647 ± 3 млн. лет (Ларин и др., 2004), в Курультинском блоке – 2718 ± 20 млн. лет (Сальникова и др., 2004б), в Ларбинском блоке – 2650 млн. лет (Бибикова и др., 1984). Последнее определение получено по включению циркона в гранате из гранулитового парагенезиса, что не исключает значительно более молодого возраста метаморфизма. Возраст гранулитового метаморфизма немного превышает возраст внедрения (2638 ± 36 млн. лет) и последующего метаморфизма (2623 ± 20 млн. лет) анортозитов Каларского массива (Сальникова и др., 2004а; Ларин и др., 2004; Ларин и др., 2006а). Надо отметить, что в исследованном районе этот процесс протекал в условиях амфиболитовой фации, что свидетельствует о неоднородности архейского метаморфизма.

Наиболее распространенный IV тип циркона из гранитогеяса имеет конкордантный возраст 1915 млн. лет, что неплохо согласуется с последними данными о возрасте гранулитового метаморфизма Джугджуро-Становой складчатой области. Это метаморфическое событие хорошо прослеживается по всему Пристановому поясу, выявляется в пределах Дамбукинского (Котов и др., 1999; Ларин и др., 2004; Сальникова и др., 2004а, 2004б), Ларбинского и Могочинского (Гаврикова и др., 1991) блоков и сопровождается коллизией Джугджуро-Становой складчатой области и Сибирского кратона. В эльгаканской серии эти коллизионные процессы выразились в формировании покровно-надвиговой структуры, но сам наложенный метаморфизм проявлен здесь в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и, вероятно, связан со временем формирования желтулакского комплекса (Судовиков и др., 1965).

Граниты Lc₅, геологически сопоставимые с позднестановыми гранитами, оказались одновозрастными с ними и по данным цирконометрии. Но самым важным является то, что они оказались синхронными с мигматитами по иликанской серии станового комплекса (Ларин и др., 2006б). Это говорит о том, что в западной части Джугд-

журо-Становой складчатой области обнажены глубинные зоны, где в мезозое происходила генерация коровых гранитных магм. Об этом же свидетельствуют данные по мигматитам Lc₆.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-65128, 04-05-64156), а также гранта Президента РФ НШ-4732.2005.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 6. С. 1471–1474.
- Гаврикова С.Н., Жариков В.А. Геохимические особенности гранитизации архейских пород в Восточном Забайкалье // Геохимия. 1984. № 1. С. 26–49.
- Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С. Ультраметаморфизм амфиболитовой фации Станового комплекса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 2. С. 434–437.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С. Анатексис и формирование коровых магматических очагов: петрологические и геологические доказательства (Беломорская и Свекофенская провинции, Балтийский щит) // ЗВМО. 1998. № 4. С. 5–26.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Саморукова Л.М. Особенности поведения редких и редкоземельных элементов при гранитизации и мигматизации эльгаканского комплекса (Восточная Сибирь, река Нюкжа) // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 2. С. 231–234.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Возраст станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SHRIMP-II) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 3. С. 365–368.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород М.: Наука, 1985. 511 с.
- Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Гранитообразование по амфиболитам // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 339–357.
- Кастрыкина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 140–163.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. Ред. О.И. Богатиков, Н.П. Михайлов, В.И. Гоньшакова. М.: Недра, 1981. 159 с.
- Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового // Стратиграфия СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1. С. 349–366.
- Котов А.Б., Шемякин В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита: Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 6. С. 809–812.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы континентального корообразования в центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрография на ру-

- беже XXI века. Итоги и перспективы. Материалы второго Всероссийского петрографического совещания 27–30 июня 2000 г. Сыктывкар, 2000а. Т. 2. С. 61–62.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // *Петрология*. 2000б. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива Тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 4. С. 417–432.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 3. С. 1–19.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // *Петрология*. 2006а. Т. 14. № 1. С. 4–24.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // *Докл. АН*. 2006б. Т. 409. № 2. С. 222–226.
- Московченко Н.И., Семенов А.П., Верхало-Узкий В.Н. Гранулитовые комплексы Становой складчатой области // *Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления*. Л.: Наука, 1985. С. 121–144.
- Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2004а. Т. 12. № 3. С. 3–11.
- Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Метаморфическая история гранулитов Курультинского блока (Алданский щит): результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // *Докл. АН*. 2004б. Т. 398. № 2. С. 239–243.
- Седова И.С., Глебовицкий В.А. Пути развития ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1984. № 2. С. 46–60.
- Седова И.С., Глебовицкий В.А. Гранитообразование в условиях амфиболитовой фации в зоне развития пород станового комплекса // *Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления*. Л.: Наука, 1985. С. 92–121.
- Седова И.С., Глебовицкий В.А. Ультраметаморфизм и гранитообразование // *Эволюция раннеархейской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона*. Л.: Наука, 1987. С. 200–224.
- Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Геохимия гранитоидов Свекофенского тектонометаморфического цикла Северного Приладожья // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 4. С. 394–414.
- Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. 147 с.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
- Шульдинер В.И., Панченко И.В., Шульдинер И.С. Петрология метаморфических комплексов бассейна реки Нюкжи // *Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали*. Л.: Наука, 1983. С. 66–75.
- Allegre G.J., Minster J.F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 38. № 1. P. 1–25.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from Eastern Australian granitoids // *J. Petrol.* 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.
- Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies // *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.
- Moskovchenko N.I., Ovchinnikova G.V., Kastykina V.M. High-pressure granulites of East Siberia in terms of Archaean and Proterozoic evolution // *Precambrian Res.* 1993. V. 62. P. 473–491.
- Prinzhofer A., Allegre G.J. Residual peridotites and the mechanism of partial melting // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74. P. 251–265.
- Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 140. P. 458–468.
- Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*. 2002. V. 184. P. 123–138.
- Sawyer E.W. Disequilibrium melting and the rate of melt-presidium separation during migmatization of mafic rocks from the Greenville Front, Quebec // *J. Petrol.* 1991. V. 32. Part 4. P. 701–738.
- Varva G., Schmid R., Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 380–404.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature compositional effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.
- Zeck H.P., Whitehouse M.J. Herzian, Pan-African, Proterozoic and Archean ion-microprobe zircon ages for a Betic-Rif core complex, Alpine belt, W Mediterranean – consequences for its P-T-t path // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. № 2–3. С. 134–149.