

УДК 550.93:552.3(571.1)

ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КЕНГУРАК-СЕРГАЧИНСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (СЕЛЕНГИНО-СТАНОВОЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

© 2008 г. И. В. Бучко*, А. А. Сорокин*, Е. Б. Сальникова**, А. Б. Котов**, А. М. Ларин**,
А. П. Сорокин*, С. Д. Великославинский**, С. З. Яковлева**

* Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 22.03.2007 г., получена после доработки 04.06.2007 г.

В статье приведены результаты геохимических и геохронологических исследований Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона. Геохимические особенности пород этого массива сближают их с автономным анортозитом ("massif type anorthosite"). Установлено, что возраст массива составляет 1866 ± 6 млн. лет, U-Pb метод по циркону. Внедрение Кенгурак-Сергачинского массива скорее всего происходило в постколлизивной обстановке – одновременно с формированием гигантского Южно-Сибирского постколлизивного магматического пояса (1.87–1.84 млрд. лет), протягивающегося вдоль юго-западного обрамления Сибирского кратона.

Ключевые слова. Габбро-анортозиты, геохимия, геохронология, U-Pb метод, южная окраина Сибирского кратона.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов южного обрамления Сибирского кратона широко распространены разнообразные по формационной принадлежности и петролого-геохимическим особенностям расслоенные ультрабазит-базитовые и габбро-анортозитовые массивы, наиболее крупными из которых являются Кенгурак-Сергачинский, Нюкжинский, Лукиндинский, Веселкинский, Лучинский и Ильдеусский (рис. 1). К габбро-анортозитовым массивам относятся Кенгурак-Сергачинский и Нюкжинский, которые, согласно традиционным представлениям (Геологическая карта..., 1984; 1999; Козак и др., 2000; Мартынюк и др., 1990), рассматриваются как неотъемлемая часть докембрийского фундамента. Однако эта точка зрения до сих пор не подкреплена надежными геохронологическими данными. Более того, в последнее время получены изотопные свидетельства более молодого возраста значительной части геологических комплексов южного обрамления Сибирского кратона, ранее считавшихся докембрийскими (Ларин и др., 2000, 2001, 2003; Бучко и др., 2005; Бучко, Кудряшов, 2005), что определяет необходимость в проведении геохронологических и геохимических исследований реперных ультрабазит-базитовых и габбро-анортозитовых комплексов этого региона с целью опре-

деления их "места" в истории его геологического развития.

Первые шаги в этом направлении уже сделаны. Так, для Веселкинского расслоенного перидотит-вебстерит-габбрового массива, расположенного в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна, установлен позднеюрский возраст (Бучко и др., 2005, 2007а). Кроме того, получены данные о раннемезозойском возрасте Лучинского дунит-троктолит-габбрового массива Джугджуро-Станового супертеррейна (Ларин и др., 2003; Бучко и др., 2007б). В данной статье приведены результаты геохронологических, петрологических и геохимических исследований Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива Могочинского террейна Селенгино-Станового супертеррейна.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Кенгурак-Сергачинский (Кенгуракский) габбро-анортозитовый массив располагается в междуречье Бол. Ольдоя и верхний Уруши (рис. 2). В его геологическом строении преобладают габбро-анортозиты и, кроме этого, отмечаются габбро, анортозиты и, реже, клинопироксениты. Первичные структурно-текстурные особенности слагающих массив пород, такие как направленное

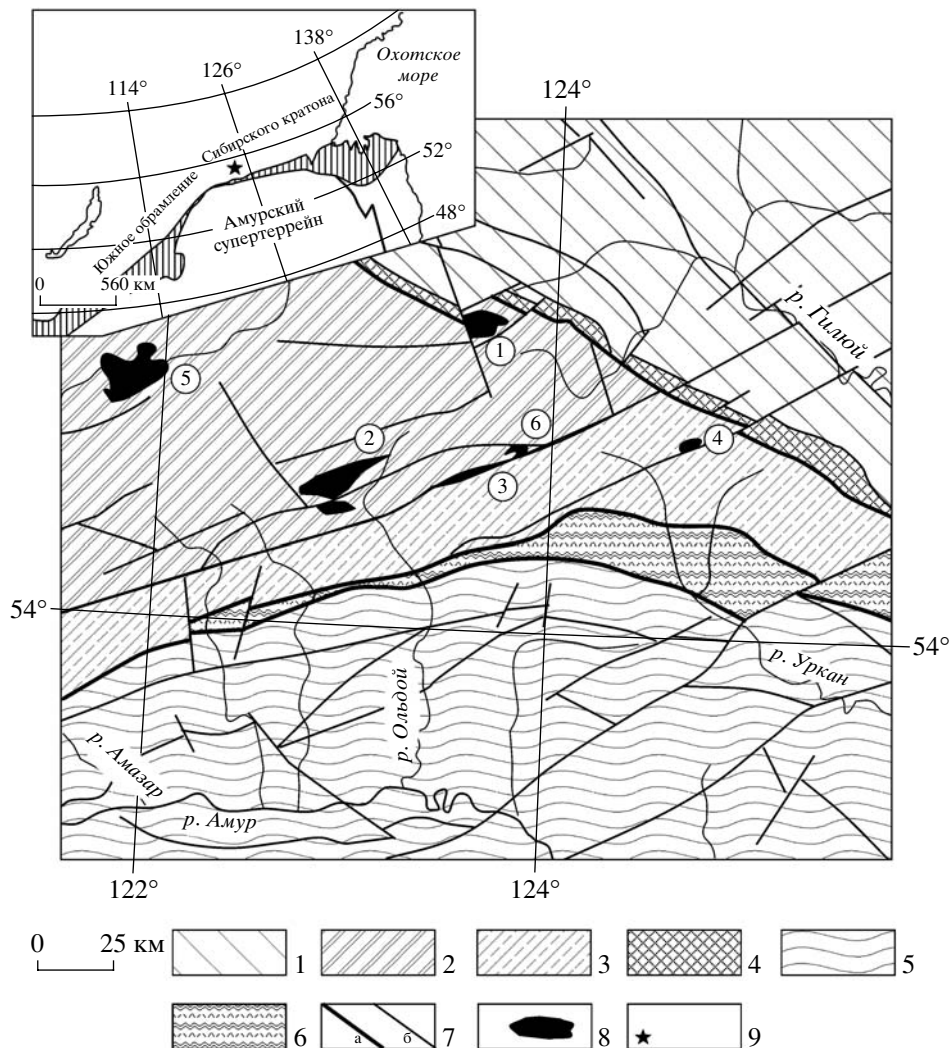


Рис. 1. Схема расположения мафитовых и ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового супертеррейна. Составлена по (Геологическая карта..., 1984; 1999; Козак и др., 2000; Мартынюк и др., 1990)

1 – Джугджуро-Становой супертеррейн; 2–3 – Селенгино-Становой супертеррейн: 2 – Могочинский террейн, 3 – Урканский террейн; 4 – Желтулакская шовная зона; 5 – Амурский супертеррейн; 6 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 7 – тектонические нарушения: а – главные; б – второстепенные; 8 – расслоенные массивы; 9 – Кенгурак-Сергачинский массив. Цифры на схеме – массивы: 1 – Лукиндинский, 2 – Кенгурак-Сергачинский, 3 – Монгольский, 4 – Веселкинский, 5 – Нюкжинский. Заштрихованная область на врезке – Монголо-Охотский складчатый пояс.

изменение зернистости, лейкократовости и полосчатые текстуры, указывают на его первичную расслоенность. Контакты пород массива с вмещающими раннедокембрийскими образованиями могочинской серии тектонические (Геологическая карта..., 1984; 1999; Козак и др., 2000; Гаврикова и др., 1991). Сведения о соотношениях Кенгурак-Сергачинского массива с окружающими его раннедокембрийскими (?) гранитоидами имеют противоречивый характер; описаны как факты прорывания гранитоидами пород массива, так и присутствия ксенолитов гранитоидов в такситовых габбро (Козак и др., 2000). Вплоть до настоящего времени сведения о возрасте пород данного массива отсутствовали. Согласно существующим

представлениям они вместе с метаморфическими породами могочинской серии условно относятся к раннему архею (Геологическая карта..., 1984; 1999; Козак и др., 2000).

Габбро и габбро-анортозиты Кенгурак-Сергачинского массива сложены лабрадором (An_{55-60}) и моноклинным пироксенном, по которому развиваются актинолит, а также уралитовая и сине-зеленая роговая обманка. В кварцсодержащих габбро отмечаются крупные чешуи первичного биотита. Акцессорные минералы указанных пород представлены титано-магнетитом, апатитом и сфеном. Анортозиты связаны с габбро и габбро-анортозитами постепенными переходами. Они сложены преимущественно лабрадором (An_{50-60}).

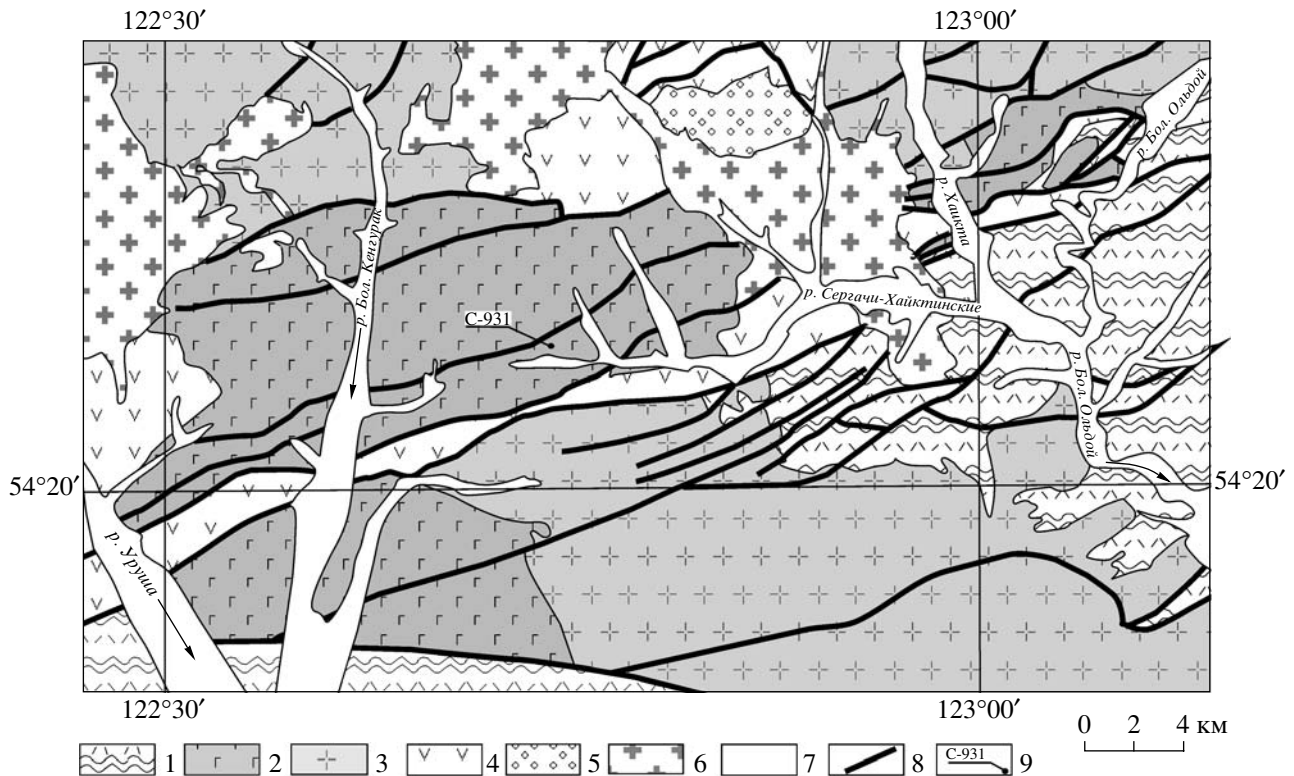


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива. Составлена по (Геологическая карта..., 1999; Козак и др., 2000). 1 – условно раннедокембрийские кристаллосланцы и гнейсы; 2 – породы Кенгурак-Сергачинского массива: пироксениты, габбро, габбро-анортозиты, анортозиты; 3 – условно раннепротерозойские плагиограниты, кварцевые сиениты; 4 – позднепермские вулканогенные образования: трахиандезиты, андезиты, риолиты; 5 – средне-верхнеюрские песчаники, алевролиты; 6 – позднеюрские кварцевые диориты, граниты, граносиениты; 7 – кайнозойские рыхлые отложения; 8 – тектонические нарушения; 9 – место отбора образца для геохронологических исследований.

Среди аксессуарных минералов анортозитов отмечаются апатит, титано-магнетит и циркон. Все породы Кенгурак-Сергачинского массива испытали структурно-метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и более поздние наложенные низкотемпературные изменения. В наибольшей степени изменению подверглись пироксениты вплоть до полной утраты первичного минерального состава и структур.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Изучение химического состава пород проводилось с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) и ICP-MS (Be, Rb, Sr, Li, Cs, Th, U, Zr, Ta, Nb, Hf, REE, Sc, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, W, Pb, Bi, Mo).

Рентгено-флуоресцентный анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Гомогенизация порошковой пробы осуществлялась путем сплавления с метабора́том лития при температуре 1050–1100 градусов. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности аналитических линий

корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Анализ химического состава образцов методом ICP-MS проводился в Институте аналитического приборостроения РАН (г. С.-Петербург). Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе “PlasmaQuad” фирмы “VG Elemental” в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору фирмы “Matthew Johnson”. Относительная погрешность определений составляет 3–10 %.

Выделение аксессуарного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U осуществлялось по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb – 0.32 ± 0.11 аем).

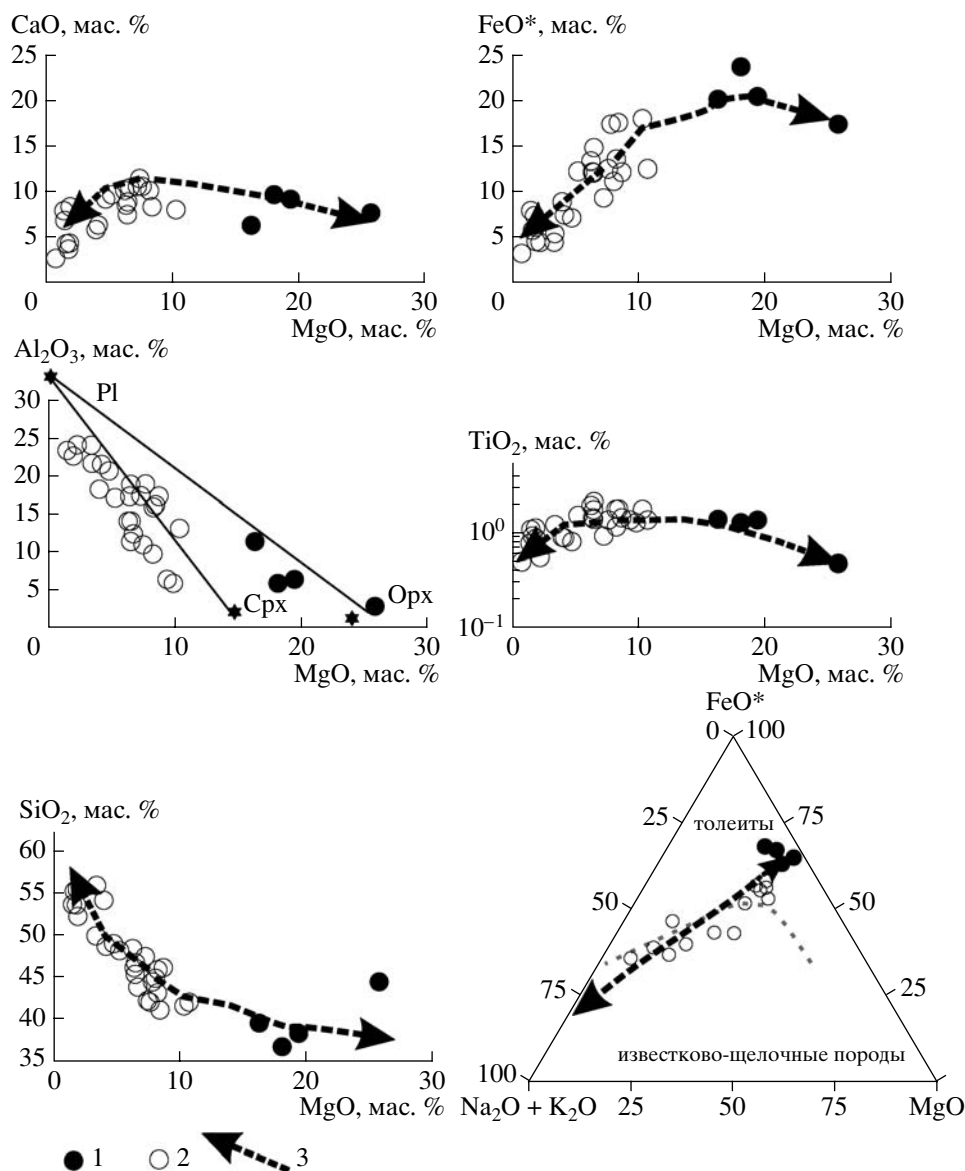


Рис. 3. Петрохимические особенности Кенгурак-Сергачинского массива. 1 – пироксениты, 2 – габбро, габбро-анортозиты, анортозиты; 3 – тренды эволюции составов пород габбро-анортозитовой ассоциации.

Обработка экспериментальных данных проводилась по программам "PbDAT" и "ISOPLOT" (Ludwig, 1991, 1982, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975).

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

На петрохимических диаграммах точки составов пород Кенгурак-Сергачинского массива образуют единые тренды (рис. 3), что может свидетель-

ствовать об их принадлежности к единой магматической серии. Для них характерно увеличение содержаний SiO_2 (до 50%) и Al_2O_3 (до 24.2%), снижение FeO^* (до 4.5%), CaO (до 4.67%) при переходе от пироксенитов к анортозитам, что свойственно для комплексов повышенной глиноземистости (Великославинский и др., 1978; Дмитриев и др., 2000; Магматические горные..., 1985; Шарков, 1980; Шарков, 1983). Рассматриваемым породам присущи относительно умеренные содержания TiO_2 , как в пироксенитах (до 1.39%), так и в габброидах (до 1.45%), а также содержания CaO (до 11.3%) и повышенные – K_2O (до 0.8%) в габбро-анортозитах и анортозитах (табл. 1). В целом по особенностям химического состава и, в частно-

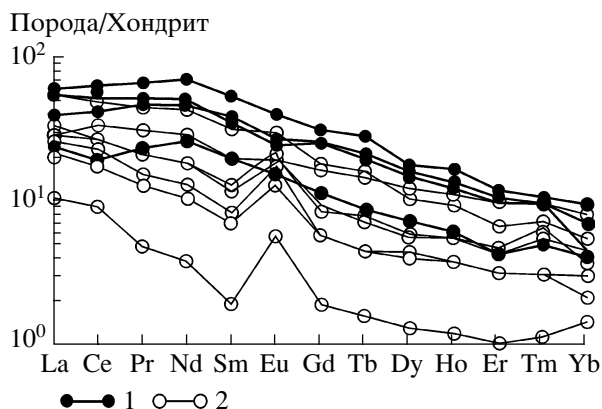


Рис. 4. Распределение REE в породах Кенгурак-Сергачинского массива. 1 – пироксениты, 2 – габбро, габбро-анортозиты, анортозиты. Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995).

сти, по соотношению $MgO-Al_2O_3$ (рис. 3) породы габбро-анортозитовой ассоциации Кенгурак-Сергачинского массива принадлежат Орх-Р1 тренду. При этом наиболее ранними дифференциатами исходного базальтоидного расплава вероятнее всего являлись пироксенитовые кумуляты, что могло приводить к смещению состава первичного магматического расплава в сторону высокоглиноземистого базальта и массовому выделению плагиоклаза, что привело к образованию анортозитов (Emslie, Hegner, 1993).

Спектры редкоземельных элементов во всех типах пород массива слабо и умеренно дифференцированы ($La/Yb_{(n)} = 4-12$; табл. 1, рис. 4). Наиболее высокие содержания РЗЭ наблюдаются в пироксенитах и заметно снижаются в габбро и анортозитах,

что связано с их накоплением в клинопироксене и соответственно с уменьшением содержаний последнего от меланократовых к лейкократовым разностям. В этом же направлении изменяется характер Eu-аномалии: от отрицательной ($Eu/Eu^* = 0.76-0.94$) до положительной ($Eu/Eu^* = 2.0-3.0$), что обусловлено отсутствием плагиоклаза в пироксенитах и его накоплением в габброидах и анортозитах.

Породы Кенгурак-Сергачинского массива деплетированы по большинству некогерентных элементов (табл. 1, рис. 5) и, особенно, по HFSE: Zr (4–38 ppm), Nb (1–3 ppm), Hf (0.1–2.4 ppm), Ta (0.01–1.16 ppm). Исключение составляют только Ва и Sr, содержания которых возрастают от пироксенитов к габброанортозитам: Ва от 25–98 до 450 ppm, и Sr от 132–517 до 1260 ppm. Низкие содержания характерны и для совместимых элементов: Ni (18 – 55 ppm), Co (12–60 ppm), Cr (6–70 ppm). Относительное обогащение наблюдается только для V (до 445 ppm). Характерной особенностью габбро-анортозитов являются отрицательные Zr-Hf и Nb-Ta аномалии (рис. 5), что позволяет предполагать участие литосферного источника в генезисе этих пород. Геохимическое сходство пироксенитов, габброидов и анортозитов позволяет предполагать их генетическое родство и рассматривать их как продукты внутрикамерной дифференциации. При этом по геохимическим особенностям габбро-анортозиты в целом близки к автономным анортозитам или “massif-type anorthosite” (Ashwal, 1993).

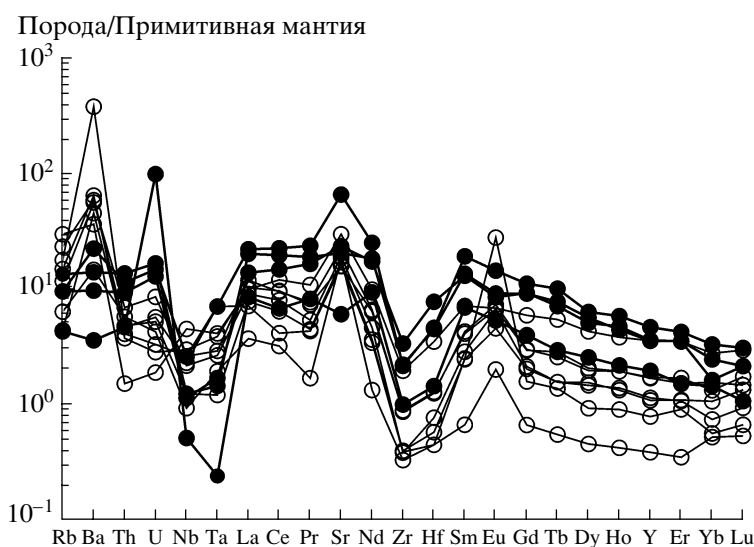


Рис. 5. Распределение редких элементов в породах Кенгурак-Сергачинского массива. Состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Усл. обозначения см. на рис. 4.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива

Образец	i-76/2	76/1	75/9	75/11	68	69/40	69/24	69/8	69/17	C-931/1
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	36.78	38.36	39.58	44.50	42.08	45.94	46.18	48.94	49.03	49.96
TiO ₂	1.29	1.37	1.39	0.48	1.37	1.16	1.45	0.56	0.81	0.21
Al ₂ O ₃	6.00	6.52	11.53	2.95	19.06	16.01	17.47	24.23	20.78	24.18
Fe ₂ O ₃	23.81	20.54	20.24	17.49	12.60	13.65	12.24	4.54	7.24	4.56
MnO	0.27	0.28	0.33	0.35	0.05	0.16	0.16	0.06	0.10	0.08
CaO	9.75	9.26	6.39	7.76	7.55	6.99	6.31	2.17	4.67	11.33
MgO	18.00	19.32	16.19	25.67	10.65	8.18	8.61	10.77	9.28	3.29
Na ₂ O	0.58	0.36	1.05	0.20	2.48	2.36	3.33	4.38	3.83	3.07
K ₂ O	0.53	0.26	0.87	0.08	1.09	0.78	0.29	0.64	0.81	0.28
P ₂ O ₅	2.43	1.14	1.11	0.41	0.02	0.16	0.17	0.13	0.14	0.03
П.п.п.	0.73	0.43	1.21	0.26	1.65	3.09	2.33	2.88	3.18	3.09
Сумма	100.17	97.84	99.90	100.15	98.60	98.48	98.54	99.30	99.87	100.08
Cs	1.65	1.06	0.35	1.10	0.43	0.28	0.18	0.29	0.31	0.05
Rb	9	6	6	3	19	9	3	7	15	4
Sr	358	517	1260	132	565	333	462	368	321	298
Ba	98	68	156	25	254	448	316	391	409	102
Ga	13	15	19	9	17	15	17	17	15	14
La	13.83	9.52	15.18	5.86	6.84	7.08	8.18	6.24	5.36	2.57
Ce	34.84	26.25	39.97	12.10	21.31	17.14	16.84	14.24	11.40	5.72
Pr	5.22	4.56	6.53	2.27	300	2.03	2.13	1.49	1.24	0.47
Nd	24.85	23.40	3400	12.70	13.38	8.66	8.97	6.29	4.96	1.82
Sm	6.02	5.78	8.51	3.08	3.17	1.91	1.83	1.28	1.10	0.30
Eu	1.54	1.43	2.42	0.90	1.15	1.23	1.13	1.10	0.77	0.34
Gd	5.45	5.52	6.63	2.39	3.54	1.80	1.77	1.28	1.22	0.40
Tb	0.84	0.77	1.09	0.32	0.59	0.28	0.31	0.17	0.17	0.06
Dy	4.17	3.77	4.68	1.90	3.18	1.46	1.53	1.09	1.15	0.34
Ho	0.73	0.78	0.96	0.36	0.63	0.32	0.32	0.23	0.22	0.07
Er	1.71	1.70	2.05	0.73	1.69	0.74	0.82	0.52	0.53	0.17
Tm	0.27	0.25	0.28	0.13	0.26	0.14	0.16	0.08	0.08	0.03
Yb	1.22	0.81	1.64	0.72	1.38	0.77	0.66	0.37	0.53	0.26
Lu	0.16	0.16	0.23	0.08	0.22	0.11	0.13	0.07	0.10	0.04
Y	16.27	16.46	21.34	8.97	16.33	7.75	7.87	5.24	4.99	1.78
Th	1.16	0.79	0.97	0.40	0.13	0.32	0.35	0.59	0.41	0.49
U	0.35	0.27	0.31	2.06	0.04	0.06	0.07	0.18	0.11	0.09
Zr	25	38	24	11	22	10	10	4	5	4
Hf	1.4	2.4	1.4	0.5	1.1	0.4	0.4	0.2	0.2	0.1
Nb	1	1	2	1	3	2	2	2	1	1
Ta	0.06	0.07	0.29	0.01	0.17	0.16	0.12	0.11	0.05	0.08
Zn	136	119	139	87	69	106	106	33	43	24
Cu	21	31	15	16	116	417	293	46	37	15
Co	60	61	42	46	45	59	54	12	17	21
Ni	25	25	22	18	25	443	491	33	55	36
Sc	52	59	25	19	32	17	19	7	12	6
V	382	445	458	282	308	171	153	52	63	31
Cr	24	31	15	6	95	169	223	71	121	35

Примечания. 1–4 – пироксениты; 5–10 – габбро, габбро-анортозиты, анортозиты. Оксиды даны в масс.%, элементы – в ppm.

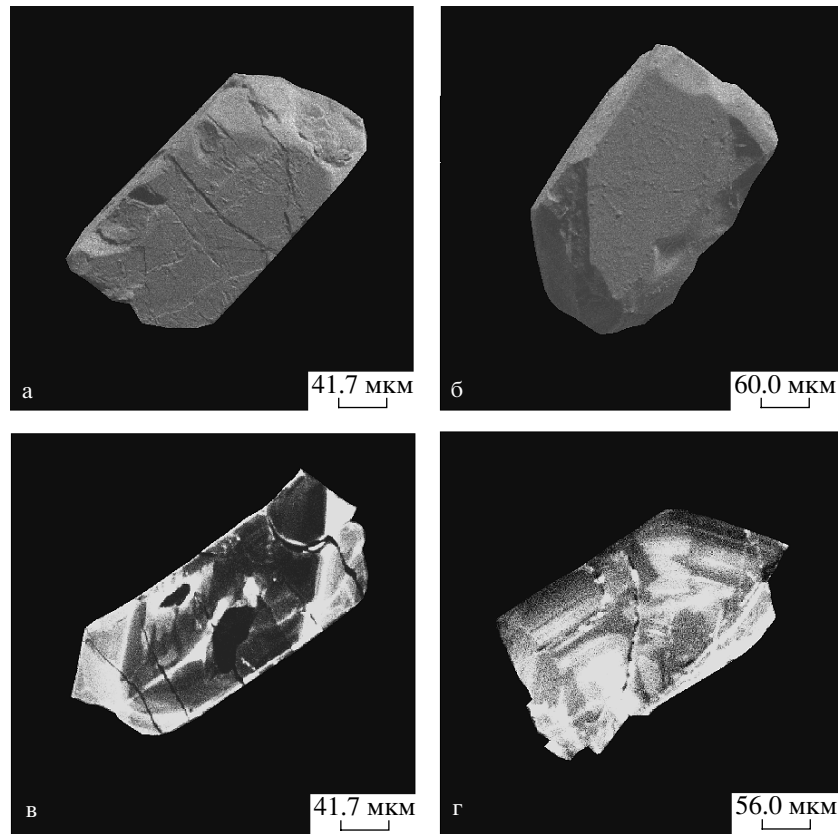


Рис. 6. Микрофотографии циркона из анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива (обр. С-931): а–б – выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ55 (ускоряющее напряжение 20 кВ); в–г – на сканирующем электронном микроскопе CamScan в режиме катодолуминесценции.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb геохронологические исследования выполнены для анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива (обр. С-931). Акцессорный циркон, выделенный из образца С-931, представлен прозрачными, реже полупрозрачными кристаллами призматического облика и их обломками, насыщенными пылевидными включениями. Кристаллы идиоморфны и огранены комбинацией призмы {100} и дипирамид {111} и {201} (рис. 6, а–б). Окраска кристаллов изменяется от сиреневой до темно-сиреневой и коричневатой. Циркон характеризуется пониженной люминесценцией. Для внутреннего строения кристаллов циркона характерна секториальность и грубая зональность (рис. 6, в–г).

U-Pb изотопные исследования (табл. 2) проведены для четырех микронавесок наиболее прозрачных кристаллов циркона, предварительно подвергнутых аэробразивной обработке (Krough, 1982). Как видно на рис. 7, точки изотопного состава изученного циркона образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией

отвечает возрасту 1866 ± 6 млн. лет, а нижнее – 329 ± 78 млн. лет (СКВО = 1.5). Морфологические особенности кристаллов циркона из анортозитов указывают на его магматическое происхождение. В связи с этим есть все основания рассматривать значение возраста 1866 ± 6 млн. лет, полученное по верхнему пересечению дискордии, как наиболее точную оценку возраста становления Кенгурак-Сергачинского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические особенности пород Кенгурак-Сергачинского массива не оставляют сомнений в том, что они являются членами единой габбро-анортозитовой ассоциации. Они характеризуются умеренным обогащением LILE относительно хондрита C_1 и примитивной мантии и, напротив, деплетированы в отношении некоторых HFSE и элементов группы железа, что свойственно автономным анортозитам (Богатиков, 1979; Богатиков и др., 1984) или “massif type anorthosite” (Ashwal, 1993).

Несмотря на то, что по содержанию редких элементов анортозиты и габбро-анортозиты

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива (обр. С-931)

№ п/п	Размер фракции, мкм, и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
1	>100, 13 зер., коричн., А 50%	–	U/Pb = 2.9		3831	$0.1123 \pm \pm 1$	$0.2435 \pm \pm 1$	$4.480 \pm \pm 14$	$0.2893 \pm \pm 9$	0.92	$1727 \pm \pm 5$	$1638 \pm \pm 5$	$1837 \pm \pm 2$
2	<100, 50 зерен, сирен., А 50%	0.41	64.2	174	9939	$0.1135 \pm \pm 1$	$0.2307 \pm \pm 2$	$4.947 \pm \pm 15$	$0.3162 \pm \pm 9$	0.91	$1810 \pm \pm 5$	$1771 \pm \pm 5$	$1855 \pm \pm 2$
3	>100, 6 зерен, коричн., А 20%	–	U/Pb = 2.7		4330	$0.1133 \pm \pm 2$	$0.2241 \pm \pm 1$	$5.034 \pm \pm 12$	$0.3222 \pm \pm 6$	0.66	$1825 \pm \pm 4$	$1800 \pm \pm 4$	$1853 \pm \pm 3$
4	>100, 9 зерен, сирен., А 40%	–	U/Pb = 2.3		357	$0.1143 \pm \pm 8$	$0.2419 \pm \pm 6$	$5.168 \pm \pm 38$	$0.3280 \pm \pm 13$	0.38	$1847 \pm \pm 14$	$1829 \pm \pm 7$	$1868 \pm \pm 12$

Примечания. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kratens, 1975); прочерк – навеска циркона не определялась; коричн., сирен. – окраска циркона; А 40% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона. Все ошибки приведены на уровне 2σ. Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после точки.

Кенгурак-Сергачинского массива близки к анортозитам и габброидам каларского комплекса, принадлежащего к анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации (АМСГ)

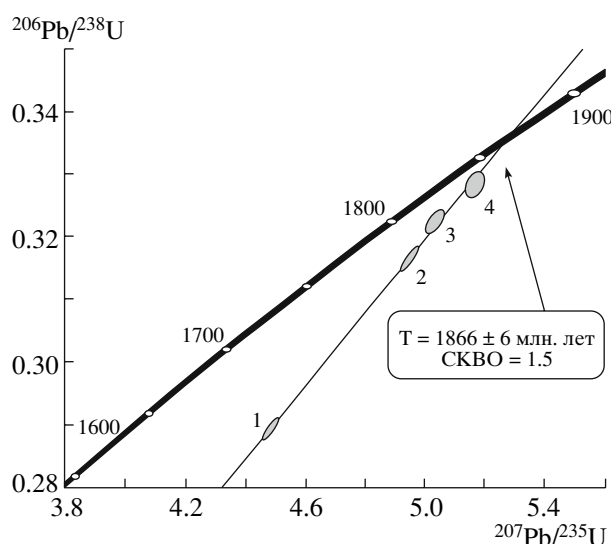


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов из анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива (обр. С-931). Номера фракций соответствуют номерам в таблице 2.

(Ларин и др., 2006а, б), отсутствие в этом массиве высокожелезистых и обогащенных калием фельзитических пород с геохимическими характеристиками “восстановленных гранитов типа рапакиви” по (Frost, Frost, 1997) с высокими содержаниями HFSE и F не позволяют относить рассматриваемый массив к данной ассоциации. В то же время по внутреннему строению, а также химическому и минеральному составу пород Кенгурак-Сергачинский массив наиболее близок к габбро-анортозитовому комплексу Тете (1025 ± 79 млн. лет) неопротерозойского гранулитового пояса Замбези, который является одним из типичных представителей автономных анортозитов или “massif type anorthosite” (Evans et al., 1999).

Касаюсь оценки возраста, полученной для Кенгурак-Сергачинского массива, необходимо отметить следующее. Проблема “места” ультрамафит-мафитовых массивов южного обрамления Сибирского кратона в общей истории его геологического развития является предметом острых дискуссий. При этом лишь в последние годы стали появляться данные о химическом составе пород этих массивов, а также данные об их возрасте, полученные современными методами (Бучко, 2005; Бучко и др., 2005, 2006а, 2006б, 2007а, б; Бучко, Кудряшов, 2005; Ларин 2004; Ларин и др.,

2003, 2006а, б; Неймарк и др., 1992; Сальникова и др., 2004; Суханов, Журавлев, 2002). Сейчас уже стало очевидным, что ультрамафит-мафитовые комплексы рассматриваемого региона существенно различаются по минеральному и химическому составу и возрасту. Так в настоящее время наиболее древние значения возраста (2.62 млрд. лет), соответствующие позднему архею, получены для каларского комплекса, принадлежащего АМСГ ассоциации и расположенного в зоне сочленения Алданского щита и Джугджуро-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона (Сальникова и др., 2004; Ларин и др., 2006а). Существенно более молодой – раннепротерозойский возраст (1.74 млрд. лет) имеют анортозиты джугджурского комплекса Улкан-Джугджурской АМСГ ассоциации юго-восточной окраины этого супертеррейна (Неймарк и др., 1992; Larin et al., 1997).

Таким образом, представленные в настоящей статье результаты геохронологических исследований Кенгурак-Сергачинского массива являются четкими свидетельствами проявления раннепротерозойского базитового магматизма в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона. При этом важно отметить, что между проявлением гранулитового метаморфизма Могочинского блока этого супертеррейна (1873 ± 8 млн. лет) (Гаврикова и др., 1991) и внедрением изученного массива (1866 ± 6 млн. лет), не затронутого метаморфизмом гранулитовой фации, существовал незначительный разрыв во времени, что позволяет сделать предположение о постколлизии природы Кенгурак-Сергачинского массива. На это указывает также и то, что возраст массива соответствует возрасту гигантского Южно-Сибирского постколлизии магматического пояса ($1.88\text{--}1.84$ млрд. лет), прослеживающегося по юго-западному обрамлению Сибирского кратона от Енисейского кряжа до Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита (Эволюция южной..., 2006; Донская и др., 2002; 2005; Ларин и др. 2006б).

Необходимо подчеркнуть, что для многих автономных анортозитов ("massif-type anorthosite") характерна приуроченность к коллизионным поясам, где имело место лобовое столкновение континентов (Пристановой, Гренвилл, Замбези, Восточные Гаты и др. пояса), и для которых типичен НТ/НР метаморфизм (до гранулитовой фации). Их тектоническое положение обычно определяется как постколлизии, а возрастной интервал между проявлением метаморфизма и внедрением анортозитов, как правило, составляет от нескольких млн. лет до 30 млн. лет.

Пояса плутонов габбро-анортозитового или анортозит-чарнокитового типов имеют глобальное распространение и формировались в возраст-

ном интервале от 2.7–2.6 и до 0.6–0.5 млрд. лет. В настоящее время можно выделить несколько главных импульсов их формирования: 2.7–2.6; 1.9–1.7; 1.0–0.9 и 0.60–0.55 млрд. лет (Ларин, 2004). Все эти импульсы имеют общепланетарный характер и связаны с периодами "сборки" суперконтинентов. Именно с этими событиями сопряжено формирование трансконтинентальных поясов анортозит-чарнокитовых и габбро-анортозитовых интрузий. После палеопротерозойской коллизии (~1.9–1.8 млрд. лет), когда закрылись малые океанические бассейны, время жизни которых составляло 200–300 млн. лет, образовалась сеть коллизионных складчатых поясов, спаявших мелкие архейские кратоны. Однако в ходе этого глобального события был образован не единый суперконтинент, а два – Нина и Атлантика (Rogers, 1996; Condie, 2002). С этой эпохой связано формирование мелких разрозненных габбро-анортозитовых плутонов, к которым относится и Кенгурак-Сергачинский массив.

Следует отметить, что в конце неопротерозоя не был сформирован единый суперконтинент. В течение венда и начала кембрия происходило замыкание "миниокеанов", образовавшихся в ходе начальных фаз распада Родинии (~800–750 млн. лет назад), что привело в кембрии к смыканию Западной и Восточной Гондваны в результате панафриканского (бразильского) орогенеза с образованием нового крупного континентального массива Гондваны (Unrug, 1996; Лобковский и др., 2004). В это же время заканчивалась последняя фаза распада Родинии – фрагментация материков Лавразийской группы (Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2002). Поэтому в материках Гондванской группы мы видим коллизионные орогены с поясами анортозит-чарнокитовых и габбро-анортозитовых плутонов, а в материках Лавразийской группы они совершенно отсутствуют (Ларин, 2004).

ВЫВОДЫ

1. Кенгурак-Сергачинский габбро-анортозитовый массив, расположенный в пределах Могочинского террейна Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона, сложен породами, которые представляют собой генетически родственную ассоциацию пироксенитов, габброидов и анортозитов.

2. Породы Кенгурак-Сергачинского массива характеризуются незначительным обогащением крупноионными литофильными элементами относительно хондрита C_1 и примитивной мантии и, напротив, деплетированы в отношении некоторых высокозарядных элементов, элементов группы железа, что сближает их с автономными анортозитами ("massif-type anorthosite").

3. Оценка возраста, полученная для Кенгурак-Сергачинского массива (1866 ± 6 млн. лет), является первым свидетельством проявления раннепротерозойского основного магматизма в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона.

4. Внедрение Кенгурак-Сергачинского массива скорее всего происходило в постколлизийной обстановке – одновременно с формированием гигантского Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (1.87–1.84 млрд. лет), протягивающегося вдоль юго-западного обрамления Сибирского кратона.

Авторы выражают искреннюю признательность чл.-корр. РАН Е.В. Склярову за конструктивные замечания к рукописи. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 04-05-64810, 05-05-65128, 05-05-65347, 06-05-64989, 06-05-3901) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры” и “Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах”, Программ фундаментальных исследований ДВО РАН (грант №№ 06-I-ОНЗ-115, 05-III-A-08-015).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатиков О.А.* Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.
- Богатиков О.А., Летников Ф.А., Марков М.С., Суханов М.К.* Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 246–271.
- Бучко И.В.* Состав исходного расплава и мантийного субстрата Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 23. № 1. С. 85–92.
- Бучко И.В., Кудряшов Н.М.* Геохимические особенности расчлененных массивов восточной части Западно-Станового террейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 95–109.
- Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А. и др.* Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 4. С. 514–518.
- Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // Докл. РАН. 2006 а. Т. 407. № 4. С. 502–505.
- Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А. и др.* Первые данные о возрасте и геохимии пород Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология. 2006 б. Т. 25. № 2. С. 15–23.
- Бучко И.В., Изох А.Э., Сальникова Е.Б. и др.* Петрология Позднеюрского ультрамафит-мафитового Веселкинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Петрология. 2007а. Т. 15. № 3. С.
- Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др.* Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Доклады РАН. 2007б. Т. 413. № 5. Р. 651–654.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др.* Анортозит-рапакивигранитная формация. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др.* Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
- Геологическая карта региона БАМ. Лист N–51-Б. Масштаб 1:500000 // Ред. Карсаков Л.П.. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
- Дмитриев Л. В., Силантьев С. А., Плечова А. А.* Сравнение базальтового магматизма в условиях разной скорости спрединга на примере Срединно-Атлантического хребта (САХ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3. Электронная версия
- Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др.* Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 663–667.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П.* Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Козак З.П., Давыдов А.С., Вахтомин К.Д. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. второе. Сер. Становая. Лист N–51-XVI. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
- Ларин А.М.* Типизация и тектоническое положение рапакивигранитсодержащих магматических ассоциаций // Материалы международной научной конференции “Геология и металлогения ультрамафит-мафических и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей”, 10-е чтение А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 351–354.
- 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. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* 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., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr,

- Рb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 253–257.
- 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.* Раннепротерозойские коллизионные и пост-коллизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2006б. Т. 14. № 5. С. 3–15.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- Магматические горные породы. Основные породы/Ред. Шарков Е. В. М.: Наука, 1985. Т. 3. 488 с.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.* Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО “Дальгеология”, 1990. 215с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В. и др.* U-Pb возраст анортозитов Джугджура // *Докл. РАН*. 1992. Т. 323. № 3. С. 514–518.
- Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др.* Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2004. Т. 12. № 3. С. 3–11.
- Суханов М.К., Журавлев Д.З.* Sm-Nd изотопный возраст Каларского чарнокит-анортозитового комплекса (Восточное Забайкалье) // *Геохимия*. 2002. № 8. С. 898–902.
- Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
- Шарков Е.В.* Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.
- Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии/Ред. Скляр Е.В. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2006. 367с.
- Ashwal L.D.* Anorthosites. Springer-Verlag, Berlin, 1993. 422 p.
- Condie K.C.* The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity // *J. Afr. Earth Sci.* 2002. V. 35. P. 179–183.
- Emslie R.F., Hegner E.* Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada // *Chemical Geology*. 1993. V. 106. P. 279–298.
- Evans R.J., Ashwal L.D., Hamilton M.A.* Mafic, ultramafic, and anorthositic rocks of the Tete Complex, Mozambique: petrology, age, and significance // *S. Afr. J. Geol.* 1999. V. 102. № 2. P. 153–166.
- Frost C.D., Frost B.R.* Redused rapakivi-type granites: the tholeiite connection // *Geology*. 1997. V. 25. P. 647–650.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Krogh T.E.* Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P.637–649.
- Larin A.M., Amelin Yu.V, Neymark L.A., Krymsky R.Sh.* The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *An. Acad. Bras. Ci.* 1997. V. 69. № 3. P. 295–312.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–557. 1991a. 64p.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991b. 35p.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. № 1a. 49 p.
- McDonough W., Sun S-s.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.
- Rogers J.J.W.* A history of continents in the past three billion years. *The Jour. geol.* 1996. V. 104, № 1. P. 91–107.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Research*. 2002. V. 5. № 1. P. 5–22.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Supercontinents in earth history // *Gondwana Research*. 2003. V. 6. № 3. P. 357–368.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcomission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Sp. Pub. 1989. № 42. 1989. P. 313–346.
- Unrug R.* Assembly of Gondwanland // *Episodes*. 1996. V. 19. P. 11–20.

Рецензенты Е.В. Скляр, М.А. Семихатов