

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА  
ФОРМИРОВАНИЯ ЛУКИНДИНСКОГО ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА  
(юго-восточное обрамление Сибирской платформы)**

**И.В. Бучко, А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук\*, А.Э. Изох\***

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, ул. Б. Хмельницкого, 2, Россия*

*\* Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Для Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива в Селенгино-Становом супертеррейне юго-восточного обрамления Сибирской платформы, который ранее считался докембрийским,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по плагиоклазу установлен раннепермский возраст ( $285 \pm 7.5$  млн лет). Основными петрохимическими особенностями пород интрузива в процессе кристаллизационной дифференциации являются увеличение содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  с уменьшением  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  при слабых вариациях и низких количествах  $\text{TiO}_2$ . Геохимические особенности ультрабазит-базитов заключаются в незначительном преобладании LREE над HREE при величине отношения  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.0\text{--}8.2$ . Деpletionированность пород Лукиндинского массива в отношении LILE (за исключением Sr и Ba), а также REE и HFSE позволяет предполагать, что становление изучаемого массива происходило в обстановке активной континентальной окраины.

*Расслоенные интрузивы, ультрабазит-базиты, петрология, геохимия, изотопное датирование.*

**GEOCHEMICAL FEATURES AND GEODYNAMIC SETTING OF FORMATION  
OF THE LUKINDA DUNITE-TROCTOLITE-GABBRO MASSIF  
(southeastern framing of the Siberian Platform)**

**I.V. Buchko, A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, and A.E. Izokh**

The Lukinda dunite-troctolite-gabbro massif in the Selenga-Stanovoy superterrane on the southeastern framing of the Siberian Platform was earlier considered Precambrian. The performed  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the massif plagioclase yielded an Early Permian age ( $285 \pm 7.5$  Ma). The main specific petrochemical features of the intrusion rocks during their crystallization differentiation are an increase in  $\text{SiO}_2$  and  $\text{CaO}$  contents and a decrease in  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  content, with  $\text{TiO}_2$  content remaining low and showing minor variations. A specific geochemical feature of the Lukinda massif ultrabasic-basites is a slight domination of LREE over HREE, with  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.0\text{--}8.2$ . The depletion of the massif rocks in LILE (except for Sr and Ba), REE, and HFSE suggests that the massif formed on an active continental margin.

*Layered intrusions, ultrabasic-basites, petrology, geochemistry, isotope dating*

**ВВЕДЕНИЕ**

Юго-восточное обрамление Сибирской платформы является ареной широкого проявления мантйного магматизма, представленного разнообразными по формационной принадлежности и петролого-геохимическим особенностям ультрабазит-базитовыми интрузивами. Среди них в первую очередь следует упомянуть габбро-анортозитовые массивы Джугджурской и Каларской ассоциаций, по своей площади достигающие сотни квадратных километров. В Селенгино-Становом и в Джугджуро-Становом супертеррейнах распространены многочисленные мелкие и средние по размерам расслоенные ультрабазит-базитовые массивы, типичными примерами которых являются Лукиндинский и Лучинский (дунит-троктолит-габбровые), Ульдегитский (габбровый), Кенгурак-Сергачинский (габбро-анортозитовый), Веселкинский (перидотит-вебстерит-габбровый), Петропавловский (перидотит-габбро-монцоидиоритовый), Хорогочинский (габбро-анортозитовый) и др. Согласно существовавшим вплоть до недавнего времени представлениям, абсолютное их большинство относилось к раннему докембрию. Однако в последние годы в результате проведенных исследований удалось показать, что значительная часть ультрабазит-базитовых массивов имеет не раннедокембрийский, а палеозойский и мезозойский возрасты [Ларин и др., 2002, 2003; Бучко, 2007, 2008, 2009а,б, 2010]. В совокупности с результатами изотопно-геохимических и геохронологических исследований гранитоидов и метаморфических образований [Ларин и др., 2002, 2003, 2005, 2006; Сальникова и др., 2006; Глебовицкий и др., 2008; Глебовицкий, Котов, 2009] это требует переосмысления основных возрастных рубежей и геодинамических режимов в юго-восточном обрамле-

нии Сибирской платформы. Поставленную задачу затруднительно решить без получения данных о возрасте и петролого-геохимических особенностях ключевых геологических объектов указанного региона.

К таким объектам принадлежит Лукиндинский расслоенный ультрабазит-базитовый интрузив. В значительной степени это объясняется тем, что он является петротипическим для одноименного комплекса, а в схемах корреляции геологических комплексов и региональных геологических картах [Геологическая карта..., 1984; Мартынюк и др., 1990] к нему отнесен целый ряд массивов как в Селенгино-Становом, так и Джугджуро-Становом супертеррейнах [Милай, 1970].

По Лукиндинскому массиву проводились петрологические работы, а также исследования по выявлению медно-никелевого и платинометалльного оруденения [Балькин и др., 1986; Медь-никеленосные..., 1990; Платиноносность..., 1995]. Моделированием с использованием метода геохимической термометрии определен вероятный состав исходного расплава и условия его кристаллизации [Лавренчук и др., 2002]. Опубликованы единичные данные по REE, которые не охватывают всего разнообразия пород [Мехоношин и др., 1993; Бучко, Кудряшов, 2005]. В статье приведены результаты геохимических исследований Лукиндинского расслоенного дунит-троктолит-габбрового массива. С учетом геохимических и новых данных о возрасте становления интрузива обсуждены геодинамические обстановки его формирования.

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лукиндинский массив расположен в самой восточной части Селенгино-Станового супертеррейна в верховьях р. Бол. Ольдой. Он имеет очертания вытянутого в широтном направлении эллипсоидального тела протяженностью 16 км при ширине до 3.0—5.5 км (рис. 1, 2). Массив отнесен к перидотит-пироксенит-габбровой формации [Магматические формации..., 1979], а по набору ассоциирующих пород к дунит-троктолит-габбровому типу этой формации [Балькин и др., 1986].

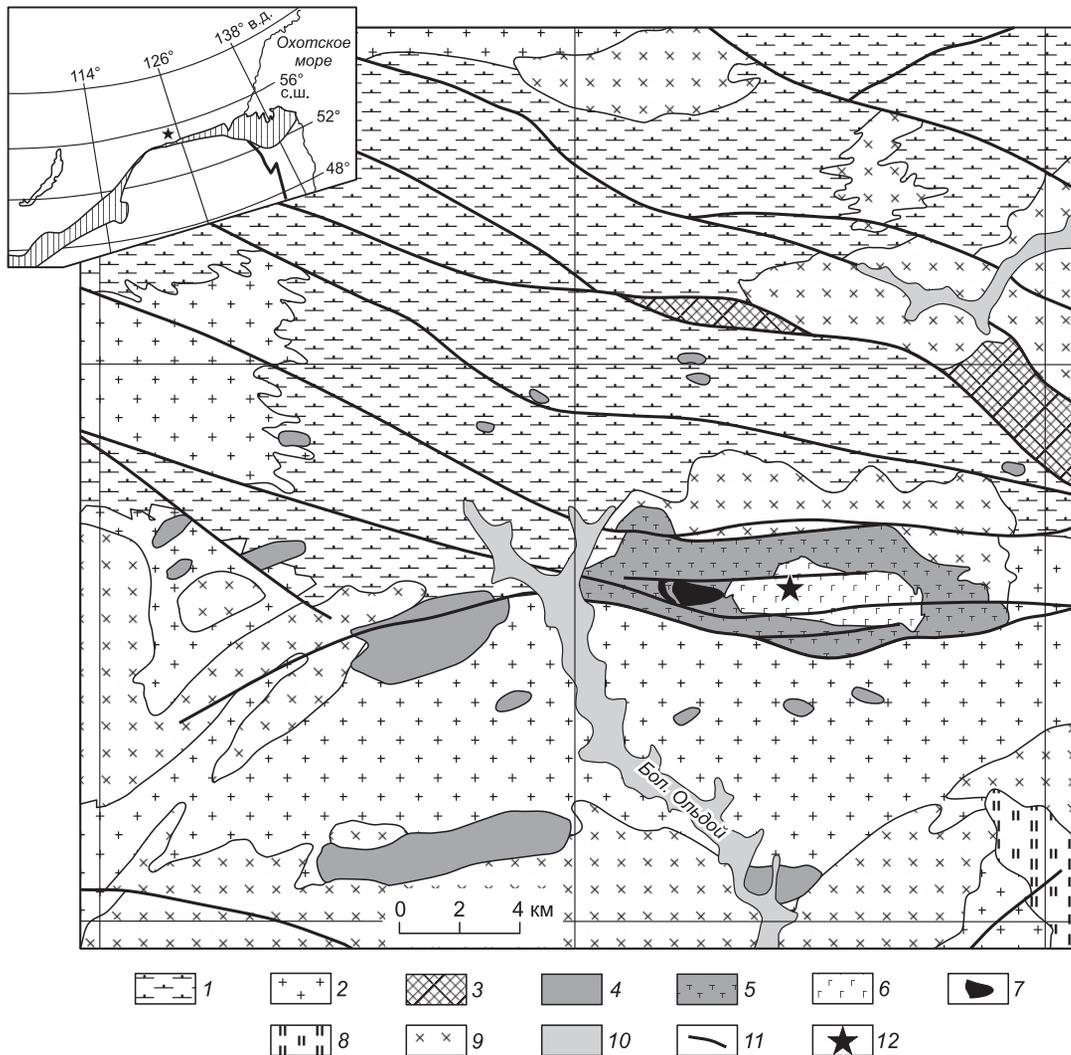
Породы плутона прорывают или имеют тектонический контакт с амфиболитами джигдалинской свиты предположительно неoarхейского возраста [Милай, 1970] и интродуцируются биотит-роговообманковыми гранитами, относимыми к тукурингскому комплексу, для которых получены мезозойские определения абсолютного возраста [Ларин и др., 2002, 2003]. Краевая фация сложена такситовыми мелагногаббро и пироксенитами, обогащенными магнетитом. Возраст габбро-анортозита (обр. С-3-84) из верхней расслоенной серии, отобранного из керна скважины с глубины 84 м, при расчете по плато составляет  $285 \pm 7.5$  млн лет (69 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ ) [Бучко и др., 2009б].

Тектоническими нарушениями интрузив разбит на серию блоков, в различной степени эродированных, что затрудняет реконструкцию его внутреннего строения и объясняет различную ориентировку первично-магматических структур в соседних участках (см. рис. 2). В целом расслоенность имеет относительно крутые падения ( $20\text{—}40^\circ$ ) к северу, северо-востоку; в восточной части массива — субгоризонтальная или пологая ( $5\text{—}15^\circ$ ). Массив сложен дунитами, перидотитами, троктолитами, оливиновыми габбро, пироксенитами, габбро, габброноритами, анортозитами. Преобладают троктолиты и оливиновые габбро. Жильная фация представлена мелкозернистыми габбро, габброноритами, габбро-долеритами, пироксенитами, а также их пегматоидными разностями.

Изучение распределения пород в массиве позволило установить следующие закономерности. Западная, центральная и юго-западная его части сложены расслоенной серией троктолитов и оливиновых габбро при подчиненном количестве плагиодунитов, плагиоперидотитов и анортозитов. В западной части массива установлены тонкие хромититовые прослои в дунитах, их мощность составляет первые сантиметры, а протяженность как минимум 150—180 м. При этом здесь же вскрывается отдельный дунитовый блок, имеющий тектонические контакты с породами расслоенной серии (см. рис. 1, 2). Наблюдаются ксенолиты дунитов в троктолитах. В последнем варианте контакт довольно резкий, «спаянный», но без ороговикования, катаклаза и каких-либо следов контактово-метасоматических преобразований. Подобные ксенолиты ранних кумулятов нередко наблюдаются в расслоенных интрузивах, что свидетельствует о неоднократном поступлении расплавов в камеру [Изох и др., 1990].

У всех исследователей, занимавшихся изучением Лукиндинского массива, не вызывает сомнения факт генетической общности всех его слагающих пород [Щека, 1969; Балькин и др., 1986; Бучко, Кудряшов, 2005]. В составе интрузива выделены нижняя (анортозит-дунит-троктолитовая) и верхняя (пироксенит-габбро-габброноритовая) расслоенные серии, внутри которых минералогическое и петрографическое их единство выступает наиболее отчетливо [Балькин и др., 1986].

Западная и юго-западная более эродированные части плутона сложены нижней расслоенной серией дунитов с прослоями троктолитов, оливиновых габбро и анортозитов. Они сменяются верхней расслоенной серией, представленной габбро (в том числе титаномagnetитовым), габброноритами с маломощными прослоями пироксенитов и анортозитов.



**Рис. 1. Схема расположения Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового расслоенного массива, составленная по материалам авторов и [Милай, 1970; Геологическая карта..., 1984].**

1 — амфиболовые габбро, амфиболиты и кристаллические сланцы верхнеархейской (?) джигдалинской свиты; 2 — позднеархейские гранитоиды; 3 — образования верхнепротерозойской джелтулакской серии; 4 — расслоенные габброиды лукиндинского комплекса; 5—7 — породы Лукиндинского массива: 5 — нижняя расслоенная серия (анортзит-дунит-троктолитовая), 6 — верхняя расслоенная серия (пироксенит-габбронорит-габбровая), 7 — дуниты; 8, 9 — юрские интрузии: 8 — мелкозернистые лейкократовые граниты, 9 — сиениты, щелочные граниты; 10 — четвертичные отложения; 11 — разломы; 12 — место взятия пробы для изотопно-геохронологических исследований. На врезке заштрихованная область — Монголо-Охотский складчатый пояс. Звездочкой отмечено положение Лукиндинского массива.

Анализируя разрез Лукиндинского массива, можно сделать вывод о ритмичной расслоенности выделенных серий (рис. 3). При этом основания ритмов сложены меланократовыми, а их верхние части — лейкократовыми породами. В работе представлены результаты геохимических исследований Лукиндинского массива.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследования химического состава пород проводились с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) и ICP-MS (Ga, Ge, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc) в ИМГРЭ РАН (г. Москва). Для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась гомогенизация порошковой пробы сплавлением с боратным флюсом — метаборатом лития в высокочастотной печи при температуре 1050—1100 °С. Измерения осуществлялись на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности анали-

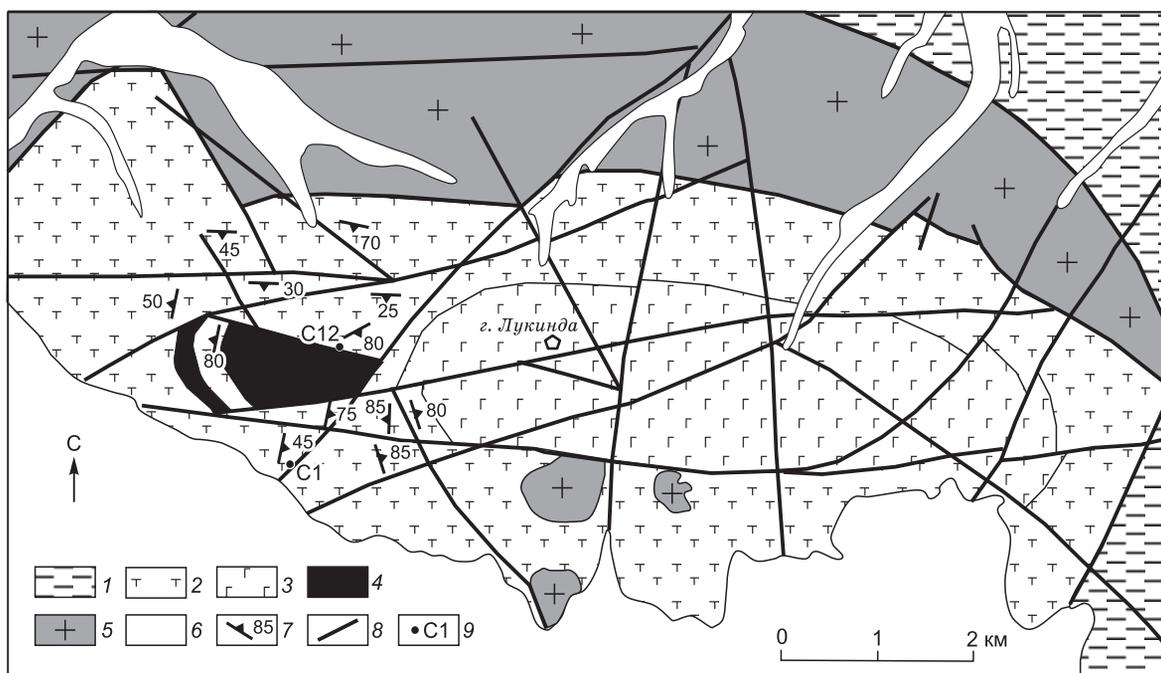


Рис. 2. Схема геологического строения Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива, составленная по материалам авторов с учетом [Балыкин и др., 1986].

1 — неoarхейские амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы, гнейсограниты; 2—4 — породы лукиндинского комплекса: 2 — нижняя расслоенная серия (троктолиты и оливиновые габбро с прослоями дунитов и анортозитов), 3 — верхняя расслоенная серия (габбро и габбронориты с прослоями пироксенитов и анортозитов), 4 — дуниты, плагиодуниты; 5 — мезозойские граниты тукурингского комплекса; 6 — четвертичные отложения; 7 — элементы залегания трахитоидности и полосчатости; 8 — тектонические нарушения; 9 — скважины и их номера.

тических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой печи MULTIWAVE. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Точность анализа составляла 3—10 отн. %.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Петрографические и минералогические особенности пород

**Дуниты и оливиниты** установлены в западной части массива как в виде самостоятельного блока, так и в виде маломощных прослоев среди троктолитов и плагиодунитов. Преобладают среди данной группы пород плагиодуниты, кумулусный парагенезис в которых представлен изометричными в различной степени серпентинизированными зернами оливина (90—95 %) и черных или буровато-коричневых хромшпинелидов или магнетита, довольно равномерно распределенных в массе породы. Иногда в породах отмечаются плагиоклаз и клинопироксен, выполняющие интерстициальные промежутки между зернами оливина [Балыкин и др., 1986]. Следует отметить, что практически постоянно в данных породах наблюдаются в небольшом количестве сульфиды — пирротин, халькопирит и пентландит.

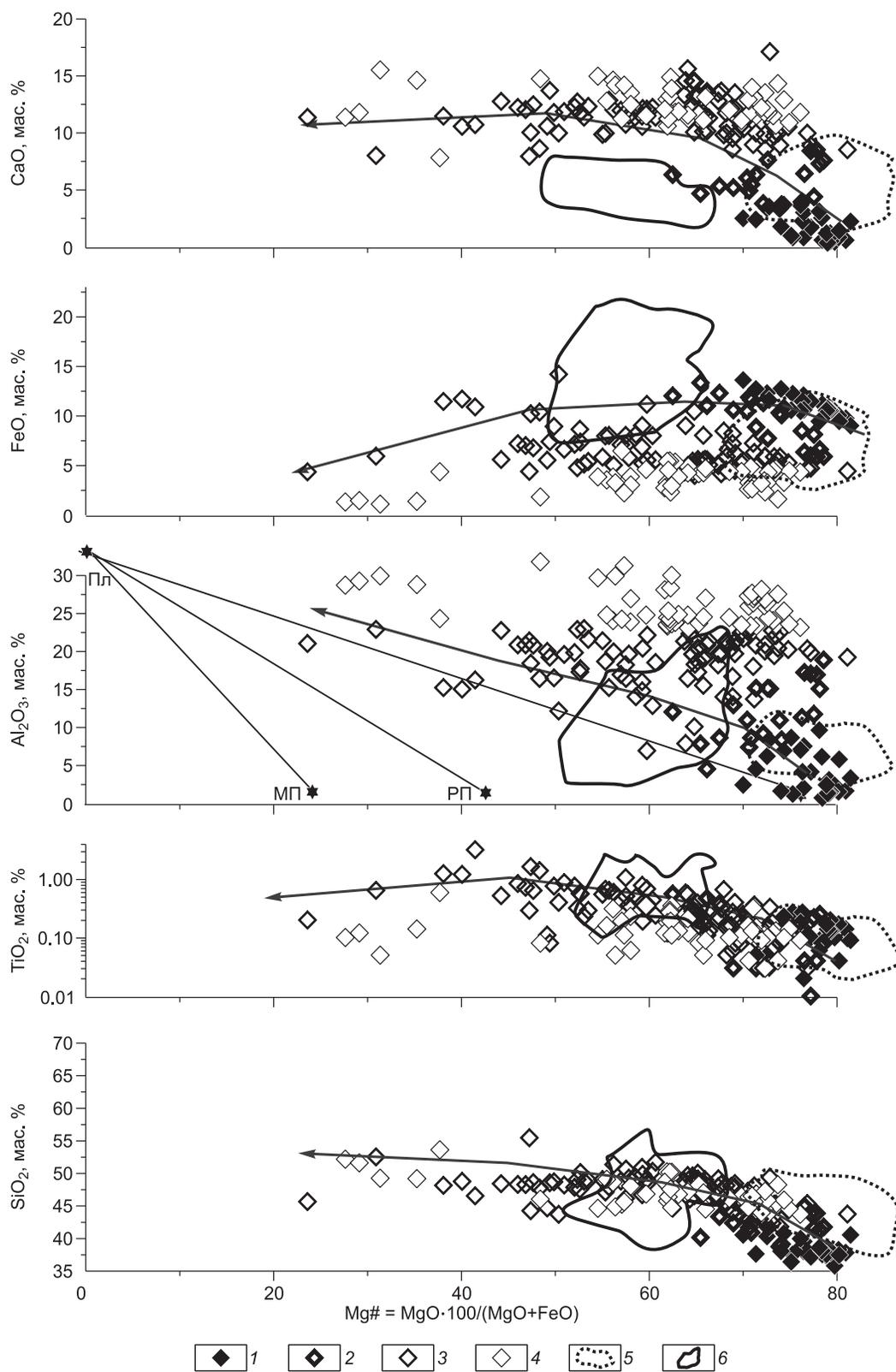
**Троктолиты** являются преобладающим типом пород нижней расслоенной серии, среди которых наиболее широко развиты лейкотроктолиты с квазиэвтектическими соотношениями оливина (20—30 %) и плагиоклаза (70—80 %). В отличие от дунитов оливин в описываемых породах имеет «лапчатые» формы зерен, расположенных среди пластинчатых кристаллов плагиоклаза. Клинопироксен образует отчетливо ксеноморфные выделения по отношению к оливину и плагиоклазу, при этом его содержания обычно не превышают 3—5 %. Широко развиты коронарные структуры на контакте оливина и плагиоклаза, чаще всего двузональные (Ол)-РП-Ам-(Пл)\*. Это может свидетельствовать о повышенном давлении при кристаллизации базитового расплава [Шарков и др., 2004]. С троктолитами тесно ассоциируют оливи-

\* Ол — оливин, РП — ромбический плагиоклаз, Ам — амфибол, Пл — плагиоклаз, МП — моноклинный пироксен.



**Рис. 3. Разрез Лукиндинского интрузива по скв. С3 (А) и изменение состава пород по одному из ритмов (Б).**

1 — дуниты; 2 — плагиодуниты; 3 — троктолиты; 4 — оливиновые габбро; 5 — габбро; 6 — лейкогаббро; 7 — анортозиты; 8 — диоритовые порфириды; 9 — граниты; 10 — вкрапленность сульфидов; 11 — места отбора образцов на минералогические и геохимические исследования; 12 — образцы с повышенными содержаниями суммы ЭПГ (г/т).



**Рис. 4. Петрохимические вариационные диаграммы для пород Лукиндинского массива.**

1 — ультрабазиты; 2 — пироксениты; 3 — габброиды; 4 — анортозиты; 5, 6 — поля перидотитов, по [Ревердатто и др., 2008]: 5 — мантийных, 6 — коровых. Стрелками показаны тренды дифференциации.

Таблица 1.

## Химический состав пород

Компонент	L1	C3-148.7	C3-153	C3-339.2	C3-245	C3-339	C3-346	C3-314	C3-385	C3-90	C3-113	C3-6.8	C3-7.2	C3-6.9
	Нижняя расслоенная серия									Верхняя расслоенная серия				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	37.77	36.37	39.08	40.72	41.96	42.64	43.64	46.47	49.92	37.96	42.74	44.46	44.58	44.64
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.15	0.13	0.23	0.38	0.14	0.4	0.13	0.18	0.1	0.08	0.09	0.11	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.61	8.62	8.34	6.89	8.95	17.98	12.13	27.63	28.44	13.59	22.7	26.98	29.65	20.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.73	10.55	10.06	10.85	10.43	7.22	14.18	2.61	2.06	8.66	4.4	4.67	3.82	6.59
MnO	0.14	0.16	0.16	0.18	0.13	0.12	0.17	0.06	0.02	0.1	0.05	0.07	0.05	0.11
MgO	42.13	32.39	29.24	31.96	28.46	18.01	14.56	6.47	2.31	28.74	12.41	9.19	4.64	14.46
CaO	0.56	0.96	3.68	3.69	5.35	8.95	9.97	13.97	13.27	5.33	11.37	13.11	14.95	10.55
Na <sub>2</sub> O	1.28	0.3	0.3	0.3	1.22	0.9	0.94	1.31	3.09	0.64	1.42	0.3	0.91	0.91
K <sub>2</sub> O	0.03	0	0.06	0.05	0.14	0.1	0.14	0.1	0.12	0.07	0.21	0.04	0.07	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0.03	0.03	0.03	0.09	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
П.п.п.	5.3	9.74	8.45	4.56	3.12	3.66	2.68	1.24	0.49	4.72	4.61	0.94	1.24	1.63
Сумма	98.69	99.27	99.53	99.46	100.22	99.75	98.85	100.02	99.93	99.93	100.01	99.88	100.05	100
Cs	—	—	0.39	0.01	0.07	0.24	3.92	0.26	0.03	0.22	0.55	—	< 0.002	—
Rb	—	—	0	1	2	1	2	0	1	1	6	—	0	—
Sr	—	—	10	42	294	510	326	129	706	176	393	—	553	—
Ba	—	—	10	13	55	46	45	32	65	21	64	—	37	—
Ga	—	—	12	2	6	11	11	7	13	8	9	—	13	—
La	—	—	0.34	0.73	2.47	1.2	1.23	0.75	1.78	0.52	0.96	—	1.30	—
Ce	—	—	0.76	1.38	5.44	2.79	2.74	1.65	3.58	1.07	1.64	—	2.82	—
Pr	—	—	0.10	0.32	0.87	0.32	0.37	0.21	0.48	0.16	0.23	—	0.37	—
Nd	—	—	0.45	1.85	4.44	1.29	1.63	0.92	2.21	0.71	1.11	—	1.56	—
Sm	—	—	0.10	0.6	1.13	0.34	0.41	0.21	0.52	0.12	0.25	—	0.35	—
Eu	—	—	0.05	0.17	0.46	0.31	0.29	0.11	0.4	0.13	0.26	—	0.32	—
Gd	—	—	0.10	0.73	1.23	0.27	0.42	0.21	0.49	0.15	0.28	—	0.33	—
Tb	—	—	0.02	0.14	0.22	0.04	0.06	0.03	0.08	0.03	0.04	—	0.05	—
Dy	—	—	0.13	0.89	1.13	0.22	0.36	0.21	0.42	0.12	0.22	—	0.28	—
Ho	—	—	0.03	0.21	0.24	0.06	0.07	0.04	0.09	0.04	0.05	—	0.06	—
Er	—	—	0.09	0.49	0.54	0.12	0.18	0.12	0.21	0.1	0.09	—	0.15	—
Tm	—	—	0.02	0.08	0.09	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	—	0.02	—
Yb	—	—	0.11	0.49	0.53	0.1	0.18	0.15	0.17	0.09	0.11	—	0.12	—
Lu	—	—	0.02	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	—	0.02	—
Y	—	—	0.47	5.03	5.3	1.4	1.49	0.85	2.09	1	1.16	—	1.12	—
Th	—	—	0.11	0.11	0.12	0.05	0.15	0.04	0.08	0.03	0.06	—	0.07	—
U	—	—	0.01	0.02	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	—	0.02	—
Zr	—	—	2	15	9	5	6	8	6	4	5	—	5	—
Hf	—	—	0.1	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	—	0.1	—
Nb	—	—	0.2	0.4	0.6	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.2	—	0.4	—
Ta	—	—	0.02	0.08	0.11	0.09	0.03	0.02	0.12	0.1	0.06	—	0.03	—
Zn	—	—	69	41	58	12	69	58	12	49	30	—	29	—
Cu	—	—	234	96	53	125	56	165	15	122	25	—	1245	—
Co	—	—	146	107	73	22	72	122	10	86	39	—	73	—
Ni	—	—	1574	1055	812	312	757	1651	38	989	382	—	1998	—
Sc	—	—	< 1	12	9	2	< 1	< 1	2	4	2	—	< 1	—
V	—	—	104	< 0.02	< 0.02	< 0.02	55	50	14	7	< 0.02	—	18	—
Cr	—	—	12627	1391	709	433	4748	5332	68	3183	380	—	883	—
(La/Yb) <sub>N</sub>	—	—	2.1	1.0	3.2	8.2	4.7	3.5	7.1	3.9	5.9	—	7.1	—
Eu/Eu*	—	—	1.6	0.8	1.2	3.0	2.1	1.6	2.4	3.0	3.0	—	2.8	—

Лукиндинского массива

C3-55	C1080-1	C1080	C1080-5	C1080-3	C1080-4	C1080-2	C9-28.8	C2-605	C2-588
Верхняя расслоенная серия									
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
45.01	47.05	47.37	47.79	48.21	48.24	48.52	53.56	48.39	52.47
0.09	0.85	1.02	0.76	0.72	0.84	0.64	0.59	0.23	0.64
30.07	18.34	18.35	19.81	20.83	20.82	20.79	24.29	19.66	22.86
4.04	8.48	8.89	7.11	6.98	7.17	6.75	4.34	4.46	5.91
0.02	0.13	0.14	0.11	0.11	0.11	0.1	0.08	0.1	0.11
2.92	8.63	8.54	7.82	6.23	6.18	6.22	2.66	10.13	2.68
15.34	11.73	11.75	12.26	12.02	12.21	12.45	7.81	13.49	7.99
1.66	2.4	2.47	2.62	2.96	2.61	2.7	4.14	2.03	6.09
0.07	0.14	0.12	0.16	0.19	0.16	0.2	0.75	0.08	0.47
0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.22	0.03	0.3
0.61	2.37	1.54	1.69	1.79	1.56	1.22	0.64	1.25	0.42
99.84	100.23	100.29	100.21	100.14	100.01	99.68	99.08	99.85	99.94
0.02	0.44	0.14	0.62	0.09	0.19	0.13	—	—	0.01
1	1	1	2	8	2	2	—	—	3
462	513	483	479	583	553	570	—	—	3303
34	89	86	83	172	84	140	—	—	2863
11	16	16	15	14	15	17	—	—	20
0.93	2.36	2.07	2.22	3.43	2.4	2.75	—	—	7.26
1.99	5.52	5.21	5.06	7.92	5.63	6.57	—	—	15.77
0.23	0.84	0.84	0.75	1.09	0.81	1.01	—	—	2.16
0.95	4.16	4.49	3.79	5.5	4.37	5.25	—	—	9.63
0.19	1.26	1.51	1.15	1.46	1.24	1.57	—	—	1.66
0.27	0.78	0.83	0.72	0.78	0.74	0.82	—	—	1.01
0.22	1.57	1.82	1.37	1.96	1.71	1.84	—	—	1.31
0.04	0.26	0.32	0.23	0.27	0.24	0.30	—	—	0.16
0.2	1.73	2.03	1.47	1.84	1.67	1.95	—	—	0.78
0.05	0.35	0.43	0.30	0.36	0.31	0.41	—	—	0.14
0.13	0.95	1.15	0.79	1.01	0.89	1.08	—	—	0.31
0.01	0.13	0.17	0.11	0.11	0.09	0.16	—	—	0.03
0.09	0.79	0.96	0.68	0.8	0.74	0.93	—	—	0.18
0.01	0.12	0.14	0.10	0.09	0.08	0.13	—	—	0.02
1.16	7.90	9.49	6.76	8.91	7.96	9.04	—	—	3.07
0.03	0.12	0.03	0.11	0.09	0.11	0.07	—	—	0.03
0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	—	—	0.01
4	25	24	19	45	15	23	—	—	18
0.1	0.7	0.8	0.6	0.7	0.6	0.8	—	—	0.5
0.3	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	1.1	—	—	1.1
0.07	0.05	0.05	0.04	0.02	0.03	0.05	—	—	0.05
76	61	65	53	40	34	56	—	—	67
2028	55	55	64	65	39	49	—	—	29
63	42	43	39	27	27	35	—	—	14
2395	108	121	97	60	45	84	—	—	12
2	22	28	20	21	21	16	—	—	< 1
< 0.02	183	197	140	118	136	157	—	—	79
485	282	338	288	170	136	285	—	—	14
7.0	2.0	1.5	2.2	2.9	2.2	2.0	—	—	27.3
4.0	1.7	1.5	1.7	1.4	1.5	1.5	—	—	2.0

Примечание. 1 — дунит; 2—5 — плагиодуниты; 10 — троктолиты; 6, 11 — плагиовестерит; 7, 14, 16—22 — габбро; 8, 9, 12, 13, 15 — габбро-анортозиты, анортозиты; 23, 24 — вмещающие кристаллические сланцы. Оксиды даны в мас. %, элементы — в г/т. Прочерк — нет данных.

новые габбро, отличающиеся более высокими содержаниями ксеноморфного по отношению к оливину и плагиоклазу клинопироксена и коричневой роговой обманки. **Анортозиты** отмечены на участках контрастной расслоенности в прослоях различной мощности. Среди анортозитов преобладают оливинсодержащие разновидности, иногда обогащенные хромшпинелидами (до 10 %).

Следует отметить следующие особенности изменчивости состава оливина и плагиоклаза в нижней расслоенной серии: наиболее магнезиальный оливин свойствен дунитам, в то время как более основной по составу плагиоклаз — троктолитам и анортозитам. Закономерное незначительное повышение железистости оливина в ряду дунит—троктолит—анортозит согласуется с моделью кристаллизационной дифференциации. В то же время более низкая основность плагиоклаза в плагиодунитах объясняется его кристаллизацией из остаточного интеркумулусного расплава, а в троктолитах и анортозитах — этот минерал являлся ранней минеральной фазой [Балыкин и др., 1986].

Пироксенит-габбро-габброноритовая серия пород слагает вершину гольца Лукинда и его северный, северо-восточный и восточный склоны и характеризуется меньшей изменчивостью количественных соотношений породообразующих минералов, но более широкими вариациями их составов. Оливин и пироксены обладают более высокой железистостью по сравнению с минералами из пород нижней расслоенной серии: Ол ( $f = 21.0—28.6$ ), МП ( $f = 18.1—33.1$ ), РП ( $f = 27.5$  %), в то время как плагиоклаз представлен преимущественно лабрадором ( $An_{45-60}$ ). Хромшпинелиды в данной группе пород отсутствуют, сменяясь низкотитанистым магнетитом и ильменитом. Все породы этой серии обладают близким идиоморфизмом плагиоклаза, пироксенов и оливина. Интеркумулусный парагенезис представлен оторочками буровато-коричневой роговой обманки вокруг рудных минералов, реже — пироксенов.

Из анализа петрографических особенностей пород Лукиндинского массива и выделения кумулусных парагенезисов по разрезу порядок кристаллизации расслоенной серии представлен в следующем виде: оливин + хромшпинель → оливин + плагиоклаз → оливин + плагиоклаз + клинопироксен → оливин + плагиоклаз + клинопироксен + ортопироксен. Интеркумулусный парагенезис представлен бурым амфиболом, магнетитом и ильменитом. При этом для нижней расслоенной серии типичны оливиновые и оливин-плагиоклазовые кумуляты, а для верхней — оливин-плагиоклаз-пироксеновые кумуляты, в том числе обогащенные магнетитом и ильменитом [Лавренчук и др., 2002].

### Петрохимические и геохимические особенности пород

По соотношению суммы щелочей и  $SiO_2$  породы расслоенной серии Лукиндинского массива относятся к нормальному ряду. Основными петрохимическими особенностями ультрабазитов нижней расслоенной серии являются их высокая глиноземистость и магнезиальность при низких содержаниях кальция (табл. 1). В то же время для габброидов этой серии характерны недосыщенность кремнеземом (до 44 %) при относительно низких содержаниях  $Al_2O_3$  и высоких  $MgO$  (см. табл. 1), а для анортозитов — более высокие содержания  $SiO_2$ , умеренные  $Al_2O_3$  и  $CaO$ , что согласуется с более кислым составом плагиоклаза. К наиболее общим петрохимическим особенностям пород верхней расслоенной серии следует отнести более низкую магнезиальность ультрабазитов и их плагиоклазовых разновидностей и более высокую глиноземистость анортозитов ( $Al_2O_3$  до 30.07 мас. %). В целом для пород Лукиндинского массива установлены низкие содержания (мас. %) оксидов титана ( $TiO_2 < 0.64$ ), фосфора ( $P_2O_5 < 0.30$ ) и щелочей ( $Na_2O + K_2O < 0.99$ ) (см. табл. 1). Такие особенности составов свойственны надсубдукционным высокоглиноземистым базальтам [Изох и др., 1998].

Касаясь соотношений петрогенных компонентов относительно магнезиальности (рис. 4), необходимо подчеркнуть, что ультрамафиты, пироксениты, габброиды и анортозиты образуют дискретные поля, хотя в целом в соответствии с основными тенденциями в процессе кристаллизационной дифференциации (с уменьшением  $Mg\#$ ) в породах наблюдается увеличение  $SiO_2$ ,  $CaO$ , уменьшение  $FeO_{общ}$  при практически постоянных  $TiO_2$  (см. рис. 4).

Как отмечалось выше, интрузив ритмично расслоен. Анализ изменений содержания петрогенных элементов в отдельных ритмах (см. рис. 3) показывает их скачкообразный характер. Так, в пределах одного метра (интервал 339—340 м) установлено два микроритма, каждый из которых начинается либо плагиодунитами, либо троктолитами и заканчивается соответственно лейкогаббро или анортозитами. В каждом микроритме установлено закономерное снижение содержания  $TiO_2$ ,  $MgO$  и увеличение  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  от низов микроритма к верхам. При этом более резкие изменения содержаний петрогенных элементов наблюдаются в наиболее раннем ритме, породы которого обладают большей магнезиальностью.

Одной из основных геохимических особенностей пород Лукиндинского массива является их обедненность редкоземельными элементами, при этом содержания REE не превышают 10-кратных хондритовых норм (рис. 5). Для дунитов и плагиодунитов характерны слабодифференцированные графики распределения лантаноидов при величине отношения  $(La/Yb)_N = 1.0—3.2$  в нижней расслоенной серии до  $(La/Yb)_N = 3.9$  в верхней (см. рис. 5, табл. 1). Дунитам нижней расслоенной серии с минимальными со-

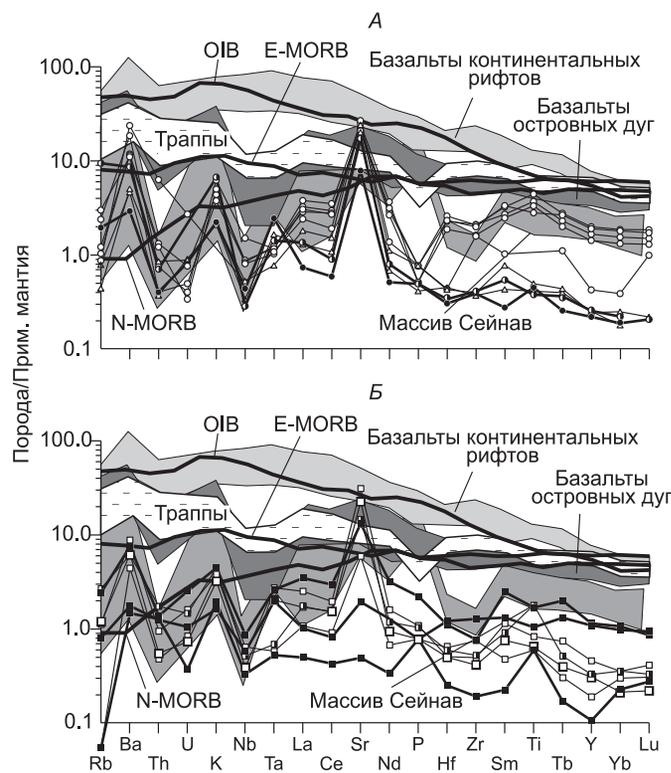
**Рис. 5. Нормированные по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995] спектры распределения редкоземельных элементов в породах Лукиндинского массива.**

Поля типичных составов базальтов островных дуг, траппов и континентальных рифтов даны по [Великославинский, Глебовицкий, 2005]; составы N-MORB, E-MORB, OIB — по [Sun, McDonough, 1989]. *А* — породы верхней расслоенной серии: 1 — ультрабазиты, 2 — пироксениты, 3 — габброиды, 4 — анортозиты; *Б* — породы нижней расслоенной серии: 5 — ультрабазиты, 6 — пироксениты, 7 — габброиды, 8 — анортозиты.

держаниями  $Al_2O_3$  свойствен отчетливый минимум европия ( $Eu/Eu^* = 0.8$ ), в то время как для плагиоклазовых разновидностей как нижней, так и верхней серий установлен его максимум ( $Eu/Eu^* = 1.2—3.0$ ). Габброиды нижней расслоенной серии характеризуются слабо дифференцированным спектром REE ( $(La/Yb)_N = 4.7$ ) при отчетливо выраженной положительной аномалии европия ( $Eu/Eu^* = 2.1$ ). Близкие параметры (соответственно 1.5—5.9 и 1.4—3.0) установлены для базитов верхней серии. Обращают на себя внимание устойчивые различия в содержаниях редкоземельных элементов в габбро-анортозитах разных серий. Так, в габбро-анортозитах нижней серии несколько понижены содержания LREE ( $(La/Yb)_N = 3.5$ ) и европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = 1.6$ ) относительно аналогичных пород верхней расслоенной серии ( $(La/Yb)_N = 7.0—7.1$ ,  $Eu/Eu^* = 2.8—4.0$ , см. рис. 5, табл. 1).

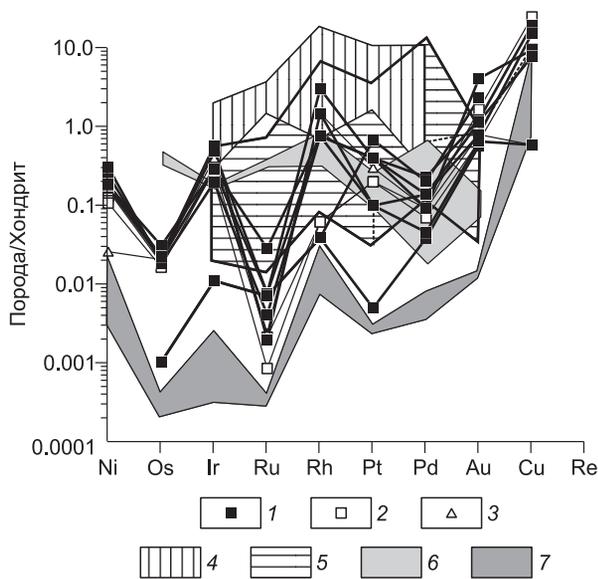
Кроме отмеченного выше обеднения пород Лукиндинского массива редкоземельными элементами основными их геохимическими особенностями являются отчетливая деплетированность их в отношении большинства крупноионных литофилов

(за исключением Sr и Ba), а также высокозарядных элементов (рис. 6, см. табл. 1). Им же свойственна умеренная обогащенность тугоплавкими элементами группы железа (Ni, Cr) по сравнению с легкоплавкими членами этой группы (Sc, V, Co) (см. табл. 1). Несмотря на установленные общие закономерности распределения редких элементов в породах Лукиндинского массива для ультрабазитов нижней расслоенной серии в целом характерны более низкие содержания Sr, Ba и высокие Ni,



**Рис. 6. Нормированные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] спектры распределения малых элементов в породах Лукиндинского массива.**

Поля типичных составов базальтов островных дуг, базальтов континентальных рифтов даны по [Великославинский, Глебовицкий, 2005]; составы N-MORB, E-MORB, OIB — по [Sun, McDonough, 1989]. *А*, *Б* — породы верхней и нижней расслоенных серий соответственно. Усл. обозн. см. на рис. 5.



**Рис. 7.** Распределение содержаний элементов платиновой группы, Ni, Au, Cu, Re в породах Лукиндинского массива, нормированных по хондриту C1 [Donough, Sun, 1995].

Для сравнения показано распределение этих элементов в платиноносных расслоенных интрузивах, в хромититах и офиолитах. 1 — дуниты (родиевый тип); 2 — габброиды (платиновый тип); 3 — анортозиты (родиевый тип); 4 — Бушвельд, по [Maier, Barnes, 1999]; 5 — Стиллиуотер, по [Barnes, Naldrett, 1985]; 6 — хромититы Австрии, по [Malitch et al., 2001]; 7 — офиолиты Омана, по [Lorand, Juteau, 2000].

Sr относительно аналогов из верхней серии (см. табл. 1). Аналогичные закономерности можно наблюдать для габброидов и анортозитов из разных серий.

Изучение распределения элементов платиновой группы, нормированных по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995], в сульфидизированных ультра-

мафитах и габброидах Лукиндинского массива позволило установить преобладание содержаний Rh над Pt и Pd (рис. 7) с отношением  $Rh/Rh^* = 3.7\text{—}28.9$  ( $Rh^* = (Ru + Pt)/2$ ).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На петрохимических диаграммах точки составов ультрабазитов и базитов образуют общие тренды, что может свидетельствовать об их принадлежности к единой магматической серии. В то же время нельзя обойти вниманием факт того, что в основании нижней расслоенной серии установлены дуниты с тонкими прослоями хромититов мощностью первые сантиметры. Данное обстоятельство позволяет предполагать для этих дунитов наиболее раннюю кумуляцию оливина и хромита в отличие от дунитов в ассоциации с троктолитами, где происходило осаждение оливина совместно с плагиоклазом.

Геохимические особенности габброидов, а также соотношения в них  $TiO_2\text{—}10\cdot MnO\text{—}10\cdot P_2O_5$ ,  $TiO_2\text{—}K_2O$ , используемые в дискриминационных диаграммах, основанных на тенденциях поведения этих макрокомпонентов при фракционировании базальтовых расплавов в различных геодинамических обстановках, показывают, что базиты Лукиндинского массива наиболее близки к базальтам вулканических дуг. По низким содержаниям  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и  $TiO_2$  (см. табл. 1), свойственным породам массива, они ближе всего к типичным островодужным перидотит-троктолит-габбровым интрузивам ЦАСП [Изох и др., 1998].

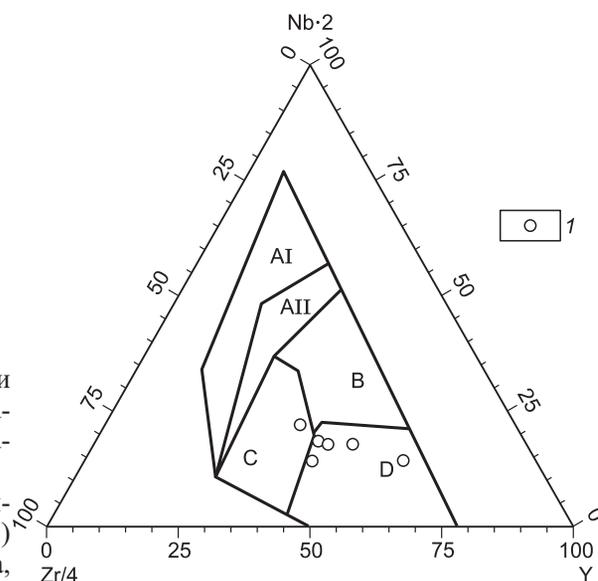
Анализ содержаний и распределения редкоземельных элементов в породах Лукиндинского массива показал их низкий уровень. При этом во всех породах установлено преобладание LREE над HREE с отношением  $(La/Yb)_N = 1.5\text{—}8.2$  и европиевая аномалия, обусловленная фракционированием плагиоклаза от отрицательной в высокомагнезиальных плагиодунитах ( $Eu/Eu^* = 0.8$ ) до ярко выраженной положительной ( $Eu/Eu^* = 4.0$ ) в анортозитах (см. табл. 1).

Спектры распределения редких элементов в породах из разных серий Лукиндинского массива характеризуются общими низкими уровнями относительно известных типов базальтов (см. рис. 6). Несмотря на это, устанавливается некоторое обогащение ультрабазитов и базитов крупноионными литофилами, особенно Ba и Sr, что вызвано вхождением этих элементов в состав плагиоклазов. В то же время наблюдается некоторое деплетирование базитов в отношении высокочарядных элементов Th, U и Nb, что может быть обусловлено либо присутствием Ti-содержащих оксидов в источнике, либо субдукционной компонентой. Характер распределения малых элементов близок таковому базальтов островных дуг, от которых отличается значительно более низкими значениями всех элементов, за исключением Sr, что как раз и типично для кумулятов островодужных базальтов.

Близость спектров распределения REE и малых элементов в ультрабазитах и базитах из разных серий Лукиндинского массива позволяет рассматривать их как дифференциаты единого родоначального расплава, несмотря на наблюдаемые иногда фазовые взаимоотношения дунитов и троктолитов. Следует отметить, что по распределению редких элементов породы изучаемого интрузива близки аналогам из массива Сейнав, образовавшегося в субдукционной обстановке [Леднева и др., 2000; Леднева, 2000], от которого отличаются более высокими содержаниями Sr и низкими HFSE. Некоторое обогащение пород легкими лантаноидами может быть объяснено как результат метасоматоза мантийного клина водными

**Рис. 8.** Дискриминационная диаграмма  $Y-Nb \cdot 2-Zr/4$  для пород Лукиндинского массива.

Поля составов даны по [Pearce, Kann, 1973]: AI — внутриплитные щелочные базальты; AII — внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеитовые базальты; B — обогащенные срединно-океанические базальты (E-тип MORB); C — базальты вулканических дуг и внутриплитные базальты; D — нормальные срединно-океанические базальты (N-тип MORB). I — породы Лукиндинского массива.



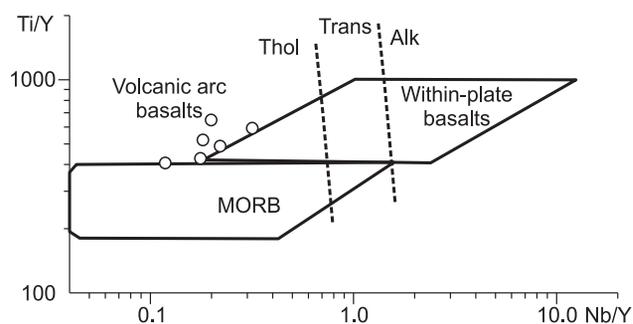
высокалияевыми флюидами с высокими содержаниями LILE и низкими HFSE, отделенными при дегидратации субдуцирующей океанической литосферы [Балашов, 1976; Кокс и др., 1982].

Спектры распределения нормированных по хондриту CI элементов платиновой группы (см. рис. 7) практически идентичны таковым в офиолитах Омана, от последних они отличаются значительно более высокими значениями (табл. 2, 3). Эти результаты хорошо согласуются с анализом диаграммы распределения высокозарядных элементов  $Y-Nb \cdot 2-Zr/4$  (рис. 8) в базитах верхней расслоенной серии Лукиндинского массива, фигуративные точки составов которых расположены в поле базальтов срединно-океанических хребтов. Несколько иная картина наблюдается при интерпретации диаграммы  $Nb/Y-Ti/Y$  (рис. 9). Здесь фигуративные точки составов пород Лукиндинского массива попадают в поле толеитов островных дуг, что хорошо согласуется с особенностями соотношения петрогенных компонентов.

Для оценки геодинамических условий образования расслоенных массивов помимо геохимических данных важное значение имеют оценки возраста кристаллизации расслоенной серии. Как уже отмечалось, возраст габброидов расслоенной серии Лукиндинского массива составляет  $285 \pm 7.5$  млн лет (по  $^{39}Ar/^{40}Ar$  методу) [Бучко и др., 2009б], что отвечает ранней перми. Этот возраст, с одной стороны, близок к времени формирования Ангаро-Витимского батолита в Забайкалье. Его образование одни авторы связывают с внутриплитным магматизмом [Ярмолюк и др., 2000; Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010], а другие — с постколлизийным этапом [Цыганков и др., 2010]. Близкий возраст получен для Номгонского троктолит-анортозит-габбрового интрузива ( $256 \pm 21$  млн лет, Sm-Nd метод), с которым связано малосульфидное медно-палладий-платиновое оруденение. Пояс расслоенных массивов этого типа прослеживается в восточном направлении вдоль Монголо-Охотской сутуры вплоть до Жарчинского массива в Забайкалье [Изох и др., 1998] и, возможно, далее на восток.

Связь Лукиндинского массива с внутриплитными образованиями не согласуется с полученными нами результатами геохимических исследований. Следует отметить, что расслоенные массивы, имеющие надсубдукционные геохимические особенности, встречаются не только в субдукционных геодинамических обстановках, но характерны для разновозрастных крупных изверженных провинций, связанных с глубинными мантийными плюмами [Добрецов и др., 2010]. Они установлены для кембро-ордовикского рубежа Центрально-Азиатского складчатого пояса [Изох и др., 2005], для пикродолеритов раннепермского в связи с Таримским плюмом [Chunming Han et al., 2006] и для периферийных районов Эмейшаньской крупной изверженной провинции [Изох и др., 2005]. Это объясняется воздействием только теплового источника от плюма без существенного привноса вещества на надсубдукционную литосферную мантию.

Полученная оценка возраста габбро-анортозитов Лукиндинского массива соответствует позднепалеозойскому этапу ультрабазит-базитового магматизма юго-восточного обрамления Сибирской плат-



**Рис. 9.** Дискриминационная диаграмма  $Ti/Y-Nb/Y$  для пород Лукиндинского массива.

Поля составов даны по [Pearce, 1982]: within-plate basalts — внутриплитные базальты, volcanic-arc basalts — базальты вулканических дуг, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, Thol — толеитовая серия, Trans — переходная серия, Alk — щелочная серия. Усл. обозн. см. на рис. 8.

Таблица 2. Содержание благородных металлов и элементов-примесей в породах Лукиндинского массива

№ п/п	№ пробы	Характеристика породы	Лаборатория	г/т										%				
				Pt	Pd	Ir	Rh	Os	Ru	Au	Ag	Co	Ni	Cu	Cr			
1	СЗ-5.8	Среднезернистые актинолитизированное лейкогаббро с халькопиритом, пирротином (до 10 %)	1	0.40	0.125	0.22	0.098	0.010	0.0054	0.17	2.98	0.011	0.251	0.232	0.073			
			2	<0.01	0.018	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	0.15	16	—	—	—	—			
			3	—	0.02	—	—	—	—	—	0.13	1.3	0.01	0.2	0.5	0.1		
			4	0.038	0.062	—	0.0018	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—		
2	СЗ-8.06	Среднезернистые габбро с полосчатым распределением сульфидов (до 10 %)	1	0.40	0.05	0.13	0.098	0.010	0.02	0.57	3.52	0.010	0.175	0.113	0.067			
			2	0.028	0.006	<0.01	<0.01	0.003	<0.01	0.24	0.33	—	—	—	—			
			3	—	0.003	—	—	—	—	0.35	1.3	0.010	0.2	0.3	0.1			
3	СЗ-20	Среднезернистый анортозит с редкой вкрапленностью сульфидов и хромита	1	0.30	0.05	0.18	0.19	0.010	0.0017	0.11	2.63	0.008	0.027	0.007	0.095			
			2	<0.01	0.29	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	0.10	47	—	—	—	—			
			3	—	0.011	—	—	—	—	0.03	0.01	0.002	0.03	0.005	0.1			
4	СЗ-339	Полосчатая порода, представленная дунитом, троктолитом, анортозитом с сульфидами (10 %)	1	0.40	0.075	0.13	0.39	0.015	0.0054	0.16	2.52	0.020	0.187	0.093	2.7			
			2	<0.01	0.6	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	0.16	0.22	—	—	—	—			
			3	0.048	0.003	—	—	—	—	0.01	0.12	0.015	0.1	0.1	1			
5	А-29/5	Дунит с редкой вкрапленностью сульфидов, хромита (1—5 %)	1	0.10	0.075	0.09	0.098	0.009	0.0029	0.11	0.78	0.025	0.320	0.182	2.14			
			2	<0.01	0.23	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	0.03	9.1	—	—	—	—			
			3	—	—	—	—	—	—	—	0.05	0.1	0.3	1	>1			
6	А-29/7	Дунит с прослоями хромита мощностью 1—3 см	1	0.20	0.20	0.09	0.098	0.008	0.0038	0.6	2.75	0.021	0.350	0.119	3.0			
			2	0.68	0.11	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	0.32	120	—	—	—	—			
			3	—	—	—	—	—	—	0.64	0.17	0.07	1	0.7	>1			
7	А-31	Дунит с прослоями (1—5 мм) хромита, сульфидов (1 %)	1	0.10	0.038	0.09	0.19	0.013	0.0036	0.14	1.63	0.020	0.175	0.027	4.64			
			2	<0.01	0.021	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	0.08	3.7	—	—	—	—			
			3	0.008	0.008	—	—	—	—	0.08	—	0.1	1	0.1	>1			
8	А-32/1	Дунит с вкрапленностью хромита (3 %), сульфидов (1 %)	1	0.10	0.025	0.26	0.19	0.011	0.0014	0.09	2.17	0.016	0.195	0.007	0.59			
			2	<0.01	0.032	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	0.08	4.1	—	—	—	—			
			3	—	0.03	—	—	—	—	0.03	—	0.007	1	0.03	0.7			
9	А-150/2	Крупнозернистое оливковое габбро с вкрапленностью сульфидов (5—7 %)	1	0.20	0.05	0.13	0.008	0.008	0.0015	0.23	4.28	0.016	0.112	0.295	0.47			
			2	<0.01	0.26	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	0.07	4.2	—	—	—	—			
			3	—	—	—	—	—	—	0.03	0.7	0.03	0.2	0.7	0.07			
10	10/1	Дунит с хромитом	1	0.20	0.038	0.09	0.008	0.009	0.0006	0.09	4.55	0.019	0.161	0.114	1.38			
			2	<0.01	0.22	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	0.17	5.3	—	—	—	—			
			3	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.1	0.3	0.5	1			

Примечание. Анализы выполнены: 1 — атомно-абсорбционный анализ, АмурКНИИ ДВО РАН (г. Благовещенск); 2 — метод инверсионной вольтамперометрии, лаборатория № 504 фирмы Техноаналит ЛТД, ТПУ (г. Томск); 3 — спектральный скантационный анализ, ИГХ СО РАН (г. Иркутск); 4 — атомно-абсорбционный анализ, ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Прочерк — не определялось.

Таблица 3. Содержания S, Cu, Ni, Se и ЭПГ в сульфидсодержащих габброидах офиолитов Омана, по [Lorand, Juteau, 2000]

№ образца	S	Cu	Ni	Se	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
	%	г/т			мг/т						
HM88	0.136	88	236	—	<b>0.2</b>	<b>1.2</b>	<b>0.2</b>	<b>4</b>	<b>3</b>	<b>1.9</b>	<b>2</b>
HM78	0.94	1218	328	1.5	—	< 0.3	1	< 1	2	5	2
HM82	1.59	1026	31	3.4	< <b>0.1</b>	<b>0.14</b>	<b>0.28</b>	<b>0.96</b>	<b>2.3</b>	<b>4.4</b>	<b>1.7</b>
HM86	4.06	1470	425	1.5	< <b>0.1</b>	< <b>0.1</b>	< <b>0.1</b>	<b>1.2</b>	<b>4.8</b>	<b>6.9</b>	<b>1</b>
HM10	1.35	1270	298	2	< <b>0.1</b>	< <b>0.1</b>	< <b>0.1</b>	<b>1.01</b>	<b>5.17</b>	<b>4</b>	<b>3.4</b>

Примечание. Анализы выполнены X-RAY методом (г. Торонто, Канада). Жирным шрифтом выделены анализы, выполненные методом ICP-Ms (Франция).

формы. Этот этап по времени совпадает с формированием Селенгинского вулканоплутонического пояса и Ангаро-Витимского батолита. По существующим геодинамическим построениям [Парфенов и др., 2003] данный пояс связан с трансформным разломом вдоль границы континент—океан и в начале своего развития сопровождался субдукцией под окраину континента. Учитывая возраст гранитоидов, синхронных с формированием Селенгинского пояса (320—290 млн лет, U-Pb метод по циркону [Ярмолюк и др., 1997]), возраст пород Лукиндинского массива ( $285 \pm 7.5$  млн лет) и его геохимические характеристики, есть все основания полагать, что становление изучаемого массива связано с одним из субдукционных этапов развития активной континентальной окраины Сибирской платформы.

#### ВЫВОДЫ

1. Лукиндинский дунит-троктолит-габбровый массив ритмично расслоен. Его основными петрохимическими особенностями являются увеличение  $\text{SiO}_2$ , CaO, уменьшение  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  при практически постоянных  $\text{TiO}_2$  с уменьшением Mg#.

2. Геохимическая близость пород верхней и нижней ритмично расслоенных серий позволяют предполагать их генетическое родство.

3. Основными геохимическими особенностями пород Лукиндинского массива являются отчетливая деплетированность их в отношении большинства крупноионных литофилов (за исключением Sr и Ba), а также редкоземельных и высокозарядных элементов. Им же свойственна умеренная обогащенность тугоплавкими элементами группы железа (Ni, Cr) по сравнению с легкоплавкими членами этой группы (Sc, V, Co), что характерно для базитов зон субдукции, образовавшихся в обстановке активной континентальной окраины.

4. Возраст габбро-анортозитов Лукиндинского массива ( $285 \pm 7.5$  млн лет) отвечает пермскому этапу ультрабазит-базитового магматизма Селенгино-Станового супертеррейна и соответствует времени формирования Селенгинского вулканоплутонического пояса. Это позволяет предполагать, что становление ритмично расслоенного ультрабазит-базитового массива связано с одним из этапов развития этого пояса и происходило в обстановке активной континентальной окраины.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (гранты 09-I-ОНЗ-09, 09-II-СО-08-007).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 267 с.
- Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И.** Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск, Наука, 1986, 200 с.
- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.** Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.
- Бучко И.В., Кудряшов Н.М.** Геохимические особенности расслоенных 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., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.** Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Докл. РАН, 2007, т. 413, № 5, с. 651—654.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Изох А.Э., Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.** Возраст и происхождение раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (8), с. 754—768.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.** Пермотриасовый этап ультрамафит-мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тектоника и глубинное строение востока Азии. Шестые Косыгинские чтения: доклады Всероссийской конференции, Хабаровск, 20—23 января 2009 г. Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 2009а, с. 160—163.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В.** Первые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические данные для габбро-анортозитов Лукиндинского массива (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Т. 1. Вып. 7. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009б, с. 46—47.

**Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.Э., Яковлева С.З.** Триасовый этап ультрамафит-мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (11), с. 1489—1500.

**Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А.** Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Докл. РАН, 2005, т. 401, № 2, с. 213—216.

**Геологическая карта региона БАМ. Лист N-51-Б. М-б 1:500 000** // Ред. Л.П. Карсаков. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

**Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М.** Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области, Восточная Сибирь // Петрология, 2008, т. 16, № 6, с. 627—656.

**Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д.** Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника, 2009, № 4, с. 3—15.

**Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

**Додин Д.А.** Платинометалльные месторождения России. СПб., Наука, 2000, 754 с.

**Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П.** Происхождение ультраосновных пород в дифференцированных массивах Монголии // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск, Наука, 1990, с. 84—99.

**Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А.** Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

**Изох А.Э., Поляков Г.В., Хоа Чан Чонг, Балыкин П.А., Фьонг Нго Тхи.** Пермотриасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 942—951.

**Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж.** Интерпретация изверженных горных пород. М., Недра, 1982, 414 с.

**Лавренчук А.В., Балыкин П.А., Бородина Е.В.** Состав исходного расплава и мантийного субстрата Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива Становой складчатой системы // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 1. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2002, с. 114—119.

**Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю.** Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 395—399.

**Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Саватенков В.М.** Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 253—257.

**Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Бучко И.В.** Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, т. 2, с. 19—22.

**Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Анисимова И.В.** Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. РАН, 2006, т. 409, № 2, с. 222—226.

**Леднева Г.В.** Геохимия, условия и механизм формирования пород расслоенных дунит-клинопироксенит-габбровых серий (на примере массива Сейнав, Олюторская зона, Корякия) // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М., Научный мир, 2000, с. 31—63.

**Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И.** Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 477—505.

**Магматические горные породы. Основные породы. Т. 3.** / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М., Наука, 1985, 488 с.

**Магматические формации СССР. Т. 1** / Ред. О.А. Богатиков. Л., Недра, 1979, 319 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, 215 с.

**Медь-никеленосные** габброидные формации складчатых областей Сибири / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Наука, 1990, 237 с.

**Мехоношин А.С., Богнибов В.И., Ломоносова Е.И.** Редкоземельные элементы и петрогенезис ультрабазит-базитовых массивов юга Сибири // Геология и геофизика, 1993, т. 34(2), с. 43—49.

**Милай Т.А.** Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР м-ба 1:200 000. Серия Становая. N-51-X. М., Мингео СССР, 1970, 56 с.

**Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

**Платиноносность** ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / Под ред. Г.В. Полякова, В.И. Богнибова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1995, 151 с.

**Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А.** Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких—сверхвысоких давлений // Геология и геофизика, 2008, т. 49, № 2, с. 99—119.

**Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В.** Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология, 2004, т. 12, № 6, с. 632—655.

**Щека С.А.** Петрология и никеленосность дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., Наука, 1969, 133 с.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997, № 5, с. 18—32.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

**Barnes S.J., Naldrett A.J.** Geochemistry of J-M (Howland) Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis Adit Area I. Sulfide chemistry and sulfide-olivine equilibrium // Econ. Geol., 1985, v. 80, № 3, p. 627—645.

**Chunming Han, Wenjiao Xiao, Guochun Zhao, Wenjun Qu, Andao Du.** Re-Os dating of the Kalatunke Cu-Ni deposit, Altay Shan, NW China and resulting geodynamic implications // Acta Petrol. Sinica, 2006, v. 22, p. 163—170.

**Lorand J.P., Juteau T.** The Haymiliyah sulphide ores (Haylayn Massif, Oman Ophiolite): in-situ segregation of PGE-poor magmatic sulphides in a fossil oceanic magma chamber // Mar. Geophys. Res., 2000, № 21, p. 327—349.

**Maier W.D., Barnes S.J.** Platinum-group elements in silicate rocks of the Lower, Critical and Main Zones at Union section, Western Bushveld Complex // J. Petrol., 1999, v. 40, № 3, p. 1648—1670.

**Malitch K.N., Melcher F., Muhlhans H.** Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath, Austria // Miner. Petrol., 2001, № 73, p. 247—277.

**McDonough W., Sun S-S.** The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, Is. 3—4, p. 223—253.

**Pearce J.A.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. Wiley, Chichester, 1982, p. 525—548.

**Pearce J.A., Cann J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, p. 290—300.

**Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basin. Geol. Soc. Sp. Publ. № 42. Blackwell Scientific Publ. 1989, p. 313—346.

*Рекомендована к печати 31 мая 2011 г.  
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию 3 ноября 2010 г.,  
после доработки — 14 апреля 2011 г.*