

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕЮРСКОГО ВЕРЛИТ-ГАББРОВОГО ИЛЬДЕУССКОГО МАССИВА БРЯНТИНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

Представлены результаты исследования ультрабазит-базитовых комплексов позднеюрского верлит-габбрового формационного типа Брянтинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Основными геохимическими особенностями пород является слабое обогащение легкими лантаноидами, Rb, Ba, Sr и деплетирование в отношении Th, Nb, Ta. Геохимические особенности пород в совокупности с имеющимися геодинамическими реконструкциями позволяют предположить, что их формирование происходило в обстановке активной континентальной окраины.

Ключевые слова: расслоенные массивы; геохимия; геохронология; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод; субдукция; Джугджуро-Становой супертеррейн.

В геологическом строении Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона значительную роль играют ультрабазит-базитовые комплексы. При этом в структуре Брянтинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 1) установлено как минимум два их формационных типа: верлит-габбровый (Ильдеусский, Утанакский, Утугайский, Троицкий) и дунит-троктолит-габбровый (Лучинский и ряд более мелких массивов), возраст, структурное положение и происхождение которых дискусионны. Результаты геохронологических и геохимических исследований пород наиболее известного из перечисленных массивов – Лучинского – рассмотрены в статьях [1, 2]. Следует отметить, что вопросы геохимии, геохронологии, минералогии других массивов практически не были изучены, за исключением их геологического строения, кратко освещенного в исследованиях С.А. Щеки [3]. Учитывая то, что в последнее время получены данные о существенно более молодом возрасте значительной части геологических комплексов, традиционно считавшихся докембрийскими [4–10], возникла необходимость увязки процессов становления ультрабазит-базитовых комплексов с общей историей формирования региона. В этой связи обращает на себя внимание отсутствие до настоящего исследования надежных свидетельств позднеюрского этапа магматической активности в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна, в то время как в пределах Селенгино-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона этот этап представлен двумя массивами – Веселкинским и Петропавловским [11]. В настоящей работе рассматриваются геохимические особенности, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст и геодинамическая обстановка формирования Ильдеусского массива – первого верлит-габбрового интрузива Джугджуро-Станового супертеррейна Брянтинского блока, для которого установлен позднеюрский возраст.

Краткое геологическое строение ультрабазит-базитов. Наиболее крупным массивом верлит-габбрового формационного типа является *Ильдеусский* (рис. 1), состоящий из разрозненных выходов ультрабазит-базитов, занимающих площадь около 80 км², в среднем течении р. Брянта (рис. 1). В его составе преобладают верлиты, плагиоверлиты, перидотиты и их плагиоклазовые разновидности, а в подчиненном количестве отмечаются габброиды. Важно отметить рассло-

енность Ильдеусского интрузива, что выражается закономерным чередованием пород, отличающихся содержаниями темноцветных минералов. По геологическим наблюдениям установлены плавные переходы верлитов в плагиоверлиты и плагиоперидотиты. Кроме этого, наблюдается ритмичное чередование прослоев плагиоверлитов с прослоями перидотитов и верлитов. Мощность отдельных ритмов колеблется от нескольких см до 10 м. Широко распространены различные виды пироксенитов, их плагиоклазовых разновидностей, секущих тела ультрабазитов, что позволяет рассматривать их в качестве более поздних образований дайкового комплекса. Вещающими для исследуемых ультрабазит-базитов являются интенсивно гранитизированные амфиболиты и гнейсы неогаргейского (?) вулканогенно-осадочного комплекса и условно мезогаргейские (?) образования утугейской свиты, контакты с которыми ограничены разломами, сопровождаемыми зонами мономиктового серпентинитового меланжа, ореолами интенсивно рассланцованных и милонитизированных серпентин-тремолит-хлоритовых сланцев. Возраст Ильдеусского массива, согласно существующим геологическим построениям [12–14], считается раннепротерозойским, хотя, как показали проведенные изотопно-геохронологические исследования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, по плагиоклазу он значительно моложе.

Аналитические методы. Изучение химического состава пород проводилось методами РФА (основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb) в Институте геохимии 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 (г. Москва). Гомогенизация порошковой пробы для рентгено-флуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления с метаборатом лития в высокочастотной печи при температуре 1050–1100°. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности аналитических 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. %.

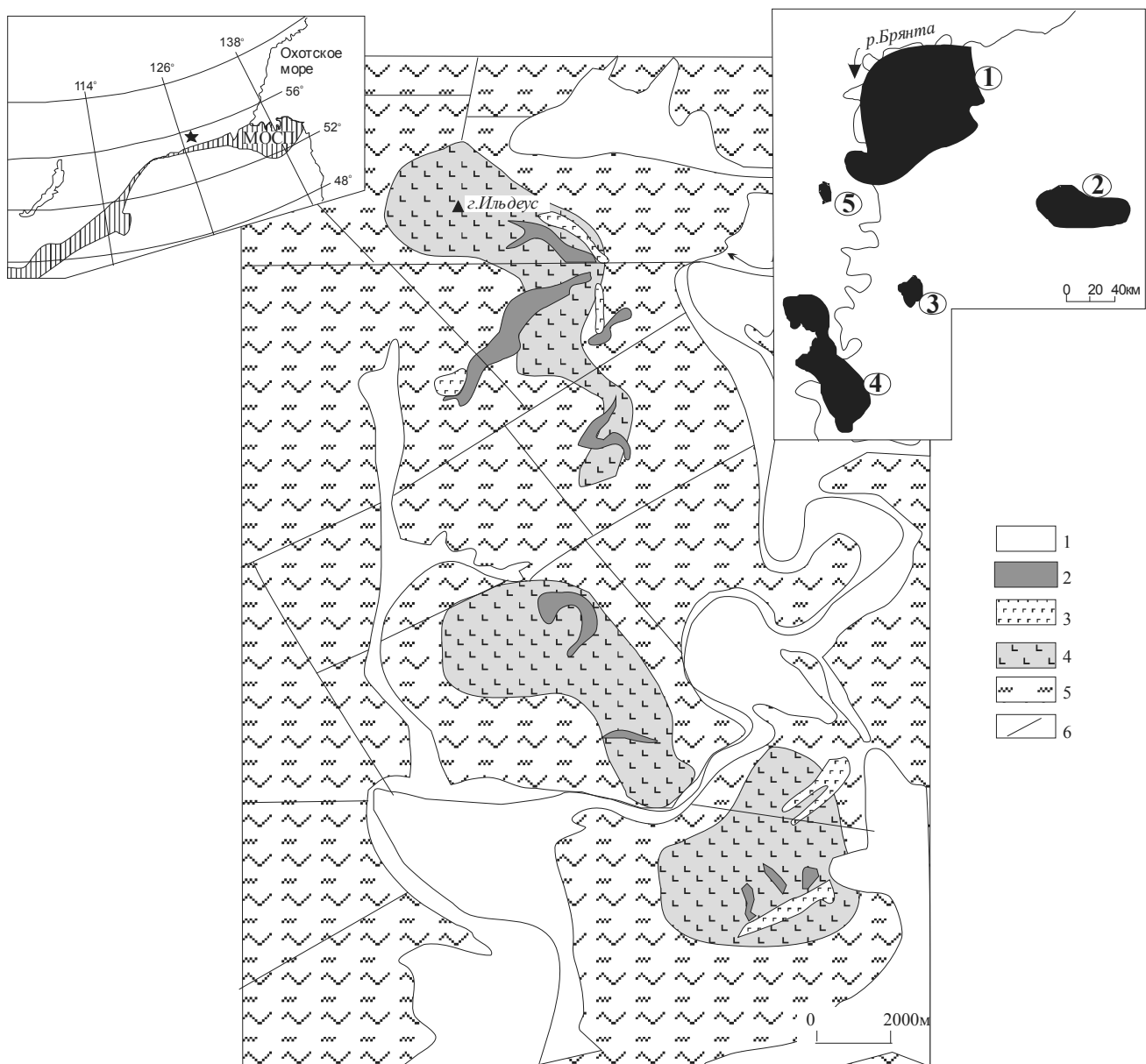


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ильдеусского массива (составлена по материалам авторов):
 1 – отложения четвертичного периода; 2–4 – породы Ильдеусского массива: 2 – пироксениты, вебстериты, ортопироксениты и их плагиоклазовые разновидности, габбронориты, 3 – габбро, 4 – верлиты, перидотиты и их плагиоклазовые разновидности;
 5 – интенсивно гранитизированные амфиболиты и гнейсы неархейского (?) вулканогенно-осадочного комплекса и условно мезоархейские (?) образования утугейской свиты; 6 – разрывные нарушения.
 На врезке справа обозначены ультрабазит-базитовые массивы Брянтинского блока: 1 – Лучинский; 2 – Утугейский; 3 – Утанакский; 4 – Ильдеусский; 5 – Троицкий. На врезке слева заштрихованная область – Монголо-Охотский складчатый пояс. Звездочкой отмечено положение Ильдеусского массива

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологическое исследование выполнено в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в работах [15, 16]. Изотопное датирование выполнено по монофракции плагиоклаза, отбор которой производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0,25–0,15 мм измельченного образца. Анализировавшиеся навески материала, совместно с мусковитом МСА-11 (K/Ar возраст – 313 млн лет) и биотитом LP-6 (возраст – 128,1 млн лет), используемые в качестве мониторов, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Затем пробы облучались в кадмированном

канале научного реактора ВВР-К типа Научно-исследовательского института ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0,5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl- SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5 400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1 \sigma$. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения на Ca, Cl, K, использовались следующие коэффициен-

ты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0,00073 \pm 0,000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Cl}} = 0,00032 \pm 0,000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0,0641 \pm 0,0001$. Перед измерениями производилась предварительная дегазация образцов при температуре 300°C . Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило $296,5 \pm 0,5$. При интерпретации возрастных спектров использовались критерии, предложенные в работах [17, 18].

Краткая петрографическая характеристика. *Дуниты и плагиодуниты* представляют собой темно-серые, средне- и крупнозернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой и венцовой микроструктурами. Они сложены оливином (до 90%) ($f = 28\%$), гиперстеном (3–5%) ($f = 25\%$), лабрадором (до 5%) (An_{56-57}), роговой обманкой, высокоглиноземистым пикотитом и рудными минералами. В породах отчетливо выражены кумулятивные структуры, при этом кумулюс слагают оливин и ортопироксен, а интеркумулюс – лабрадор. Более поздние диафорические преобразования плагиодунитов выразились в образовании паргаситовой или зеленой роговой обманки по ортопироксену, ассоциации серпентин-хризолит и вторичного магнетита по трещинам в оливине.

Верлиты и плагиоверлиты являются преобладающими образованиями массива. Это довольно свежие, темно-зеленые, серовато-зеленые массивные породы, состоящие из форстерита (до 50%) (с низкими содержаниями CaO , Na_2O , $f = 22-23\%$), диопсида (до 40%) ($\text{Wo}_{46-50}\text{En}_{43-48}$, Cr_2O_3 до 1,44%, $f = 21,1-23,4\%$), энстатита (до 7%) ($f = 25,1-25,9\%$) (табл. 3), лабрадора (до 5%) (An_{56-57}), герцинита (Cr_2O_3 до 18,67%) и магнетита. При количестве энстатита более 15–25% породы отнесены к перидотитам. Форстерит наблюдается в идиоморфных выделениях размером не более 1 мм, при этом довольно часто его мелкие зерна включены в диопсид. Вторым по распространенности минералом является клинопироксен двух генераций. Первая ранняя генерация установлена в виде мелких таблитчатых выделений, а вторая – более поздняя – пойкилобластами с включениями оливина, ортопироксена и клинопироксена I генерации, при этом размеры зерен минерала превышают 2 мм. Энстатит встречается редко: в кристаллах, близких к идиоморфным, величиной до 0,2 мм. Плагиоклаз в плагиоклазсодержащих верлитах занимает интерстиции между наиболее ранними силикатными минералами и образует овоидные скопления размером до 0,7 мм, представленные идиоморфными агрегатами величиной до 0,3 мм. Магнетит и шпинель, как и лабрадор, занимают межзерновое пространство между силикатами. Во всех породах присутствует вторичный магнетит, образование которого связано с серпентинизацией первичных силикатов.

Габброиды состоят из замещенного уралитовой роговой обманкой клинопироксена (до 30–60%) и плагиоклаза (до 40–70%).

Пироксениты сложены переменными количествами высокоглиноземистого диопсида (40–60%) и бронзита (40–60%). Следует отметить, что количество энстатитового минала в ортопироксенах варьирует от 76% в ортопироксенитах до 84% в вебстеритах. Широко представлены в ромбических и моноклинных пироксенах серии пластинчатых вrostков, возникающие в резуль-

тате субсолидусного распада высокотемпературных пироксеновых твердых растворов. Их ориентировка совпадает с плоскостью (100) клинопироксена. В пироксенитах наблюдаются единичные чешуйки биотита, рудные минералы.

Основные геохимические особенности пород ультрабазит-базитов. По соотношениям в породах *Ильдеусского массива* $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 2) можно отметить, что ультрабазиты и пироксениты интрузива соответствуют образованиям нормальной щелочности, в то время как фигуративные точки составов габброидов попадают в поле субщелочных разностей.

Обращает на себя внимание то, что состав дунитов, верлитов, роговообманковых перидотитов и их плагиоклазовых разновидностей характеризуется незначительными вариациями содержаний петрогенных компонентов (табл. 1). При этом для ультрабазитов установлены относительно невысокие содержания $\text{MgO} < 39,42$ (табл. 1). В то же время в процессе кристаллизации устанавливается повышение содержаний SiO_2 , CaO , FeO , TiO_2 , Na_2O при снижении магнезиальности от ультрабазитов через пироксениты к габброидам. Следует отметить, что наблюдается прямая зависимость количества CaO от Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , что связано с вхождением этих компонентов в состав плагиоклаза.

Как для ультрабазитов, так и для пироксенитов и габброидов установлены высокие содержания Ni , Cr и Co при относительно низких V и Ti .

Исследование распределения REE в ультрабазитах *Ильдеусского массива* показало их слабодифференцированный характер (рис. 3) при величине $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0,87-1,69$ и их общем содержании на уровне 2–4 хондритовых норм. Следует отметить, что для верлитов и роговообманковых перидотитов свойственны близкхондритовые количества европия с отношением $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,95-1,04$. С появлением в породах плагиоклаза наблюдается отчетливый европиевый максимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 3,27$). В то же время для данной группы пород отмечается обеднение крупноионными литофилами Rb , Sr и высокозарядными элементами Ta , Hf , Th при незначительном обогащении Ba , что хорошо отражено на спайдердиаграммах (рис. 4).

Обращает на себя внимание преобладание легких лантаноидов над тяжелыми $(\text{La}/\text{Yb})_n = 7,41$ при слабо выраженном европиевом минимуме ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,71$) в габброидах массива. При этом форма спектров распределения REE в базитах приближена к базальтам OIB (рис. 3). В то же время для данных пород установлено некоторое обогащение LILE такими, как K , Ba , Sr и деплетирование в отношении HFSE, прежде всего Nb , Ta , Hf (табл. 1).

Следует отметить, что дифференцированный спектр REE с отношением $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1,31-8,16$ принадлежит пироксенитам, в которых отмечаются максимальные содержания $\Sigma\text{REE} = 153-641$ ppm. Для данной группы пород характерен незначительный европиевый минимум $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,71-0,92$ (рис. 3), обогащение LILE: Rb , Ba , Sr и некоторое деплетирование в отношении HFSE: Nb , Ta , Hf , Th (табл. 1). В целом форма графиков пироксенитов совпадает с таковыми габброидов и соответствует обогащенным базальтам (рис. 3, 4), от которых отличается более высокими значениями редкоземельных элементов.



Рис. 2. Положение фигуративных точек составов пород Ильдеусского массива на диаграмме SiO₂ – Na₂O+K₂O:
1 – верлиты, плагиоверлиты; 2 – пироксениты; 3 – габброиды

Химический состав представительных образцов Ильдеусского массива

Т а б л и ц а 1

| Образец | 26 | a2-44 | i-346 | 2-260/3 | i345 | i343 | 1075/2 | a2-258 | i344 | 1018/3 | i350 | i350 | 432/4 | i342 | i349 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|---------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| SiO ₂ | 37,04 | 37,88 | 40,74 | 44,36 | 44,77 | 49,94 | 50,77 | 50,98 | 51,17 | 51,91 | 52,18 | 52,18 | 52,96 | 53,25 | 48,65 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,09 | 0,13 | 0,37 | 0,19 | 0,48 | 0,41 | 0,29 | 0,31 | 0,29 | 0,36 | 0,36 | 0,44 | 0,30 | 0,45 |
| Al ₂ O ₃ | 2,05 | 9,52 | 2,49 | 3,88 | 9,82 | 4,35 | 6,46 | 9,03 | 4,01 | 4,22 | 3,68 | 3,68 | 4,46 | 9,40 | 17,26 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,12 | 10,16 | 11,21 | 8,55 | 8,57 | 8,00 | 13,89 | 7,85 | 11,5 | 9,18 | 10,64 | 10,64 | 10,41 | 7,95 | 4,80 |
| MnO | 0,17 | 0,18 | 0,22 | 0,23 | 0,17 | 0,20 | 0,24 | 0,19 | 0,26 | 0,23 | 0,27 | 0,27 | 0,27 | 0,20 | 0,10 |
| MgO | 39,42 | 25,86 | 35,75 | 24,71 | 24,21 | 22,47 | 25,73 | 24,26 | 26,32 | 29,36 | 27,96 | 27,96 | 24,97 | 22,26 | 11,6 |
| CaO | 1,84 | 2,50 | 1,53 | 10,62 | 6,07 | 11,53 | 3,05 | 4,59 | 1,56 | 2,95 | 2,52 | 2,52 | 2,68 | 3,97 | 11,51 |
| Na ₂ O | 0,36 | 0,60 | 0,58 | 0,30 | 0,30 | 0,59 | 0,30 | 0,37 | 0,59 | 0,36 | 0,30 | 0,30 | 0,59 | 0,59 | 3,29 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,09 | 0,05 | 0,04 | 0,13 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,07 | 0,19 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| ппп | 8,27 | 10,41 | 4,55 | 5,33 | 4,00 | 3,72 | 0,40 | 0,94 | 0,44 | 0,22 | 0,42 | 0,42 | 2,94 | 1,81 | 1,83 |
| Сумма | 98,52 | 97,32 | 97,28 | 98,42 | 98,26 | 101,35 | 101,35 | 98,59 | 96,23 | 98,77 | 98,41 | 98,41 | 99,78 | 99,83 | 99,71 |
| Cs | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,38 | 0,06 | – | 0,04 | 0,01 | – | – | 0,02 | – | 0,27 | 0,08 |
| Rb | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 1 | – | 1 | 1 | – | – | 1 | – | 15 | 1 |
| Sr | 261 | 294 | 19 | 37 | 391 | 107 | – | 239 | 14 | – | – | 13 | – | 711 | 426 |
| Ba | 71 | 69 | 10 | 41 | 224 | 44 | – | 67 | 12 | – | – | 15 | – | 579 | 95 |
| La | 0,70 | 0,60 | 0,56 | 1,23 | 0,91 | 1,94 | – | 0,89 | 0,46 | – | – | 0,57 | – | 30,14 | 0,82 |
| Ce | 1,10 | 1,57 | 1,23 | 2,70 | 1,88 | 6,87 | – | 2,09 | 0,85 | – | – | 1,64 | – | 64,89 | 2,06 |
| Pr | 0,23 | 0,12 | 0,19 | 0,81 | 0,24 | 1,32 | – | 0,24 | 0,12 | – | – | 0,22 | – | 8,25 | 0,34 |
| Nd | 1,07 | 0,40 | 0,87 | 4,79 | 1,01 | 7,31 | – | 1,23 | 0,60 | – | – | 1,29 | – | 32,58 | 1,80 |
| Sm | 0,34 | 0,09 | 0,24 | 1,42 | 0,33 | 2,39 | – | 0,37 | 0,18 | – | – | 0,50 | – | 6,75 | 0,58 |
| Eu | 0,21 | 0,10 | 0,09 | 0,48 | 0,26 | 0,84 | – | 0,20 | 0,09 | – | – | 0,19 | – | 1,94 | 0,37 |
| Gd | 0,47 | 0,09 | 0,30 | 1,64 | 0,36 | 2,31 | – | 0,48 | 0,31 | – | – | 0,70 | – | 6,03 | 0,64 |
| Tb | 0,09 | 0,01 | 0,06 | 0,27 | 0,07 | 0,46 | – | 0,10 | 0,06 | – | – | 0,15 | – | 0,97 | 0,13 |
| Dy | 0,59 | 0,08 | 0,39 | 1,61 | 0,48 | 2,48 | – | 0,62 | 0,36 | – | – | 0,88 | – | 5,32 | 0,74 |
| Ho | 0,15 | 0,02 | 0,08 | 0,31 | 0,10 | 0,48 | – | 0,13 | 0,10 | – | – | 0,22 | – | 1,12 | 0,17 |
| Er | 0,41 | 0,03 | 0,30 | 0,87 | 0,30 | 1,34 | – | 0,43 | 0,33 | – | – | 0,65 | – | 3,00 | 0,43 |
| Tm | 0,07 | 0,01 | 0,05 | 0,12 | 0,05 | 0,19 | – | 0,07 | 0,06 | – | – | 0,11 | – | 0,47 | 0,07 |
| Yb | 0,48 | 0,05 | 0,23 | 0,66 | 0,22 | 1,01 | – | 0,43 | 0,36 | – | – | 0,76 | – | 2,51 | 0,32 |
| Lu | 0,09 | 0,01 | 0,05 | 0,10 | 0,04 | 0,16 | – | 0,07 | 0,06 | – | – | 0,11 | – | 0,38 | 0,05 |
| Y | 3,78 | 0,41 | 2,18 | 7,97 | 2,35 | 12,66 | – | 3,50 | 2,76 | – | – | 5,75 | – | 28,09 | 3,68 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|----|-------|------|------|------|------|------|---|------|------|----|----|-------|----|------|------|
| Th | <0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | – | 0,04 | 0,05 | – | – | 0,05 | – | 0,80 | 0,06 |
| U | <0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | – | 0,01 | 0,02 | – | – | 0,02 | – | 0,29 | 0,01 |
| Zr | 6 | 2 | 3 | 13 | 4 | 23 | – | 5 | 4 | – | – | 7 | – | 58 | 5 |
| Hf | 0,3 | 0,0 | 0,1 | 0,5 | 0,1 | 0,9 | – | 0,2 | 0,2 | – | – | 0,3 | – | 1,5 | 0,2 |
| Nb | 0,19 | 0,16 | 0,09 | 0,13 | 0,06 | 0,13 | – | 0,12 | 0,17 | – | – | 0,11 | – | 7,69 | 0,41 |
| Ta | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | – | 0,03 | 0,02 | – | – | 0,01 | – | 0,44 | 0,14 |
| Zn | 53 | 69 | 148 | 53 | 88 | 58 | – | 55 | 154 | – | – | 83 | – | 90 | 49 |
| Cu | 40 | 163 | 35 | 33 | 68 | 20 | – | 42 | 61 | – | – | 151 | – | 19 | 17 |
| Co | 55 | 97 | 114 | 71 | 79 | 47 | – | 49 | 80 | – | – | 81 | – | 25 | 49 |
| Ni | 567 | 1035 | 1413 | 708 | 668 | 374 | – | 398 | 750 | – | – | 878 | – | 64 | 228 |
| Sc | 26 | 4 | 13 | 32 | 15 | 42 | – | 24 | 26 | – | – | 36 | – | 19 | 14 |
| V | 134 | 4 | 22 | 84 | 6 | 123 | – | 87 | 87 | – | – | <0,02 | – | 127 | 44 |
| Cr | 2403 | 2944 | 2669 | 2250 | 1555 | 2750 | – | 1490 | 2603 | – | – | 1114 | – | 516 | 302 |

Примечание. 1–3 – дуниты, плагиодуниты; 4–5 верлиты, плагиоверлиты; 6–8 – оливиновые пироксениты; 9–13 ортопироксениты, вебстериты; 14 – габбро-пироксенит; 15 – габбро. Основные петрогенные компоненты приведены в мас.%, элементы-примеси – в г/т.

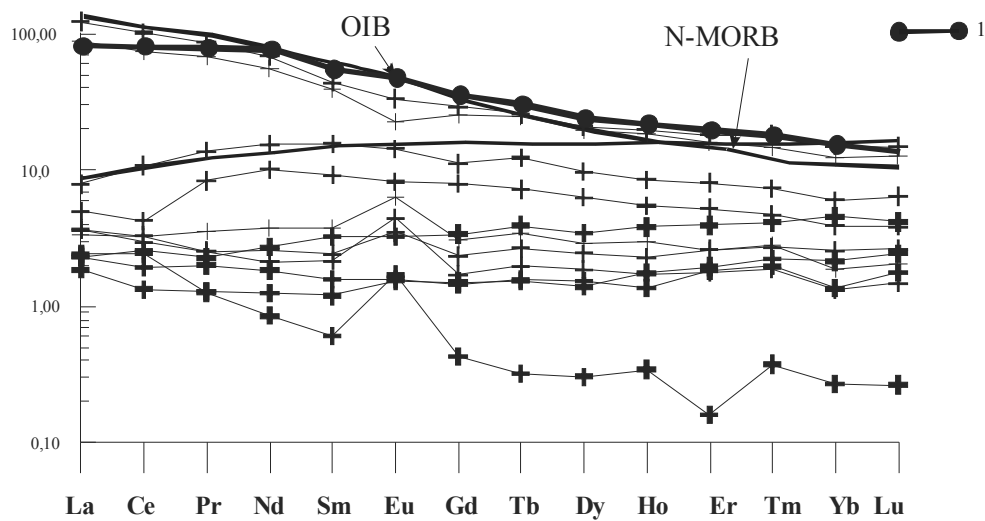


Рис. 3. Нормированные по хондриту C1 [19] спектры распределения REE в породах Ильдеусского массива. Состав N-MORB, OIB – по [20]. Условные обозначения см. на рис. 2; 1 – мезоархейские (?) образования утегуйской свиты

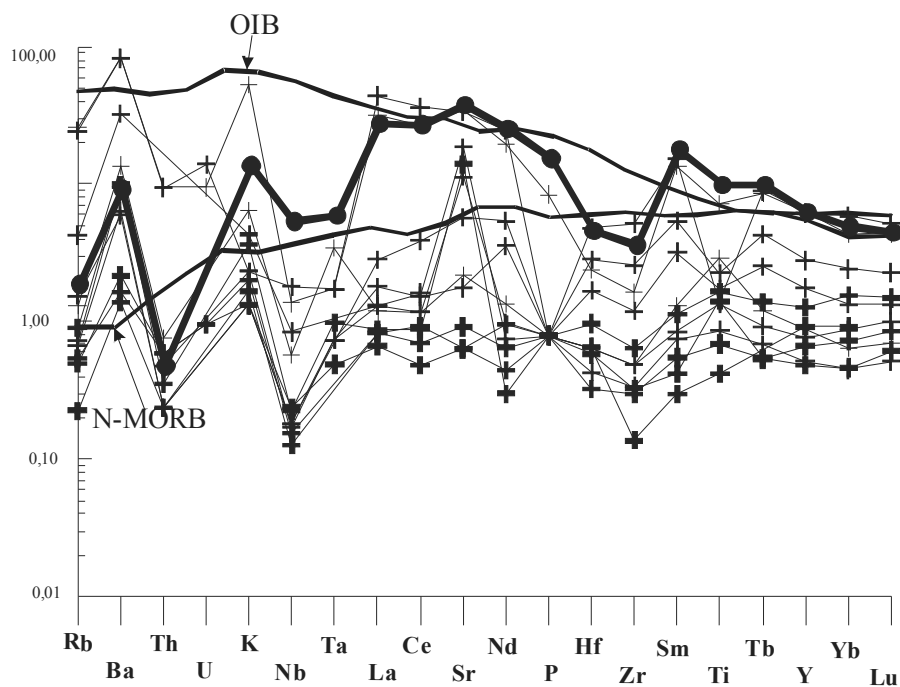


Рис. 4. Нормированные по примитивной мантии [19] спектры распределения малых элементов в породах Ильдеусского массива. Состав N-MORB, OIB – по [20]. Условные обозначения см. на рис. 2–3

Обращает на себя внимание закономерное увеличение содержаний большинства малых элементов от ультрамафитов через пироксениты к габброидам (см. рис. 3, 4).

В то же время по распределению малых и редкоземельных элементов ультрабазиты наиболее близки к нормальным океаническим базальтам, а габброиды и пироксениты – обогащенным базальтам океанических островов. Следует отметить, что базиты описываемого интрузива характеризуются близкими спектрами распределения редкоземельных и малых элементов с вмещающими интрузив мезоархейскими образованиями.

Геохронологические исследования пород Ильдеусского массива проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по мо-

нофракции плагиоклаза из плагиоверлита (образец а2/1).

На приведенном графике ступенчатого отжига (рис. 5) видно, что достаточно уверенно выделяется плато, рассчитанное по существующим методикам [17], соответствующее возрасту $154,7 \pm 3,7$ млн лет ($71\text{--}89\%$ выделенного ^{39}Ar). Более древняя оценка $185,7 \pm 3,9$ млн лет характеризует интегральный возраст (рис. 5, табл. 2) плагиоверлитов.

В то же время более молодое время кристаллизации плагиоклаза плагиоверлитов $126,7 \pm 9,5$ млн лет получено в изохронном варианте (СКВО = 2,6, начальное отношение $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 467 \pm 44$) (рис. 5).

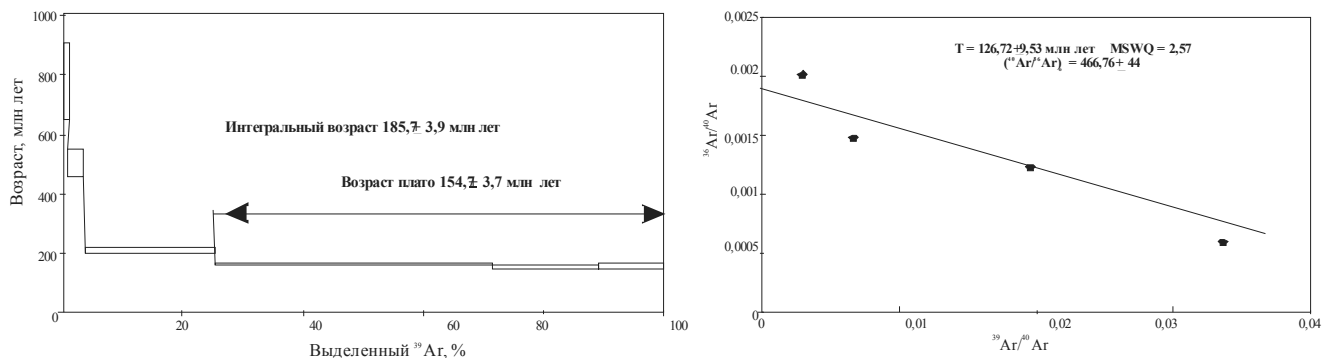


Рис. 5. Диаграммы изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по плагиоклазу (обр. А-2/1) при расчете по плато и в изохронном варианте

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологических исследований плагиоверлита (обр. А-2/1)

Т а б л и ц а 2

| Степень прогрева | Температура | +– | Возраст, млн лет | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | Кумулятивный ^{39}Ar , % |
|------------------|-------------|----|-------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|
| 1 | 500 | 1 | $778,9 \pm 127,7$ | $353,6 \pm 16,6$ | $0,132 \pm 0,1081$ | $6,19 \pm 5,268$ | $0,716 \pm 0,1001$ | $0,956 \pm 0,007$ |
| 2 | 600 | 1 | $504,4 \pm 44,4$ | $149,7 \pm 4,9$ | $0,127 \pm 0,0240$ | $21,6 \pm 1,7$ | $0,220 \pm 0,0282$ | $3,52 \pm 0,013$ |
| 3 | 750 | 1 | $209,6 \pm 7,7$ | $51,0 \pm 0,1$ | $0,043 \pm 0,0032$ | $28,3 \pm 0,1$ | $0,063 \pm 0,0041$ | $25,4 \pm 0,0$ |
| 4 | 875 | 1 | $160,1 \pm 4,5$ | $29,7 \pm 0,0$ | $0,019 \pm 0,0017$ | $28,3 \pm 0,1$ | $0,018 \pm 0,0023$ | $71,6 \pm 0,0$ |
| 5 | 1000 | 1 | $150,6 \pm 3,7$ | $31,5 \pm 0,1$ | $0,033 \pm 0,0034$ | $25,7 \pm 0,4$ | $0,029 \pm 0,0018$ | $89,2 \pm 0,0$ |
| 6 | 1130 | 1 | $157,5 \pm 10,0$ | $42,0 \pm 0,2$ | $0,033 \pm 0,0087$ | $24,8 \pm 0,2$ | $0,061 \pm 0,0053$ | $100,0 \pm 0,0$ |
| По всем ступеням | | | 185,73 | 3,91 | | | | |

Обсуждение результатов. Изучение особенностей распределения петрогенных компонентов в породах Ильдеусского массива позволяет установить повышение содержаний SiO_2 , CaO , FeO , TiO_2 , Na_2O при снижении магниальности от ультрабазитов через пироксениты к габброидам в процессе кристаллизации магматического расплава. При этом содержания $\text{MgO} < 39,42$ в ультрабазитах исключают их реститовую природу и наиболее характерны для пород расслоенных интрузивов. Следует отметить, что по содержаниям Ni , Co , Cr и V ультрабазиты Ильдеусского массива наиболее близки своим аналогам из расслоенных комплексов. Количества указанных элементов закономерно снижаются от ультрабазитов через пироксениты к габброидам при сохранении их общего высокого уровня.

Обращает на себя внимание характер распределения REE (рис. 3, 4) в ультрабазитах, который близок к производным нормальных океанических базальтов. В то же время габброиды и пироксениты Ильдеусского массива обладают близкими спектрами распределения редкоземельных и малых элементов с вмещающими их докембрийскими образованиями и приближаются к ОИВ. Невысокие отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ до 8,16 отражают

низкую степень фракционирования расплава. Установленная двойственность поведения редкоземельных и малых элементов в ультрабазитах и базитах может быть обусловлена расслоением магмы и, как следствие, накоплением в остаточном расплаве несовместимых элементов, которыми несколько обогащены габброиды. Поэтому обогащение LREE базитов Ильдеусского массива и соотношение в них $\text{Nb}^*2\text{-Y-Zr}/4$ (рис. 6), $\text{Ti}/\text{Y-Zr}/\text{Y}$ можно рассматривать как отражение их геодинамической природы, а именно как результат метасоматоза мантийного клина водными высококальциевыми флюидами с высокими содержаниями LILE и низкими HFSE, отделенными при дегидратации субдуцирующей океанической литосферы [22, 23].

Возраст плагиоверлитов Ильдеусского массива, установленный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по плагиоклазу, составляет $154,7 \pm 3,7$ млн лет, что позволяет выделить позднейший этап ультрабазит-базитового магматизма в пределах Брянтинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна.

Аналогичные петрохимические и геохимические особенности пород установлены и для ультрабазит-базитов Веселкинского и Петропавловского массивов, располо-

женных в пределах Селенгино-Станового супертеррейна. Габброиды изученных массивов характеризуются схожим распределением редкоземельных элементов, незначительно обогащены LREE, по сравнению с HREE, и обладают высокими содержаниями Rb (6–38 ppm), Ba (до 765 ppm), Sr (до 1341 ppm), при этом они существенно деплетированы Nb (0,63–7,48 ppm), Ta (0,02–0,55 ppm), Hf (0,33–2,89 ppm), Zr (22–190 ppm). Учитывая близкие значения возрастов этих массивов (154 ± 1 и 159 ± 1 , U-Pb метод по циркону), в пределах Селенгино-Станового супертеррейна был выделен позднерюрский этап ультрабазит-базитового магматизма [11].

Анализ геохимических особенностей базитов позднерюрского этапа ультрабазит-базитового магматизма как Джугджуро-Станового, так и Селенгино-Станового супертеррейнов, а именно повышенные концентрации

LREE, Rb, Ba, Sr и низкие – Th, Nb, Ta, дает возможность предположить, что их формирование связано с прекращением субдукции и последующим разрывом субдуцируемой пластины. В этом случае в образовавшуюся брешь поступило астеносферное вещество, что и привело к возникновению магм с двойственными геохимическими характеристиками. Об участии обогащенного источника могут свидетельствовать соотношения Ta/Yb-Th/Yb (рис. 7) и Sr/Y-Y. При этом последние аналогичные таковы в адакитах, образование которых, по мнению исследователей [25, 26], обусловлено открытием астеносферного окна, связанного либо с субдукцией, либо с разрывом субдуцируемой пластины в условиях аномально высокого температурного градиента и взаимодействием продуктов частичного плавления мантийных перидотитов с метасоматизированными растворами.

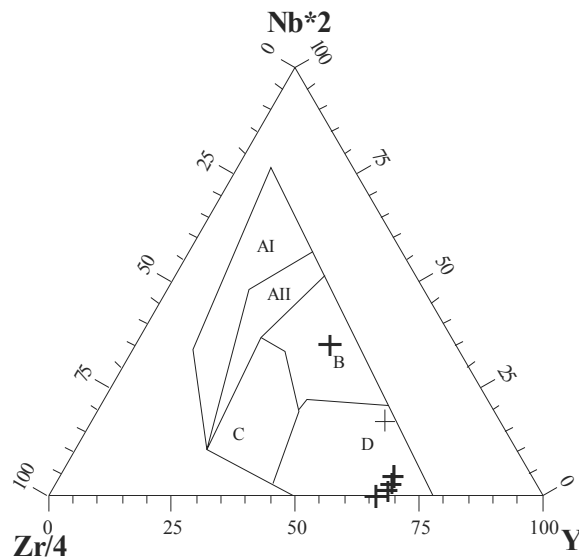


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для пород Ильдеуского и Лучинского массивов. Поля составов по [21]: внутриплитные известково-щелочные базальты – I, II; внутриплитные толеитовые базальты – II, C; обогащенные базальты – B; базальты срединно-океанических хребтов – D; базальты вулканических дуг – C, D

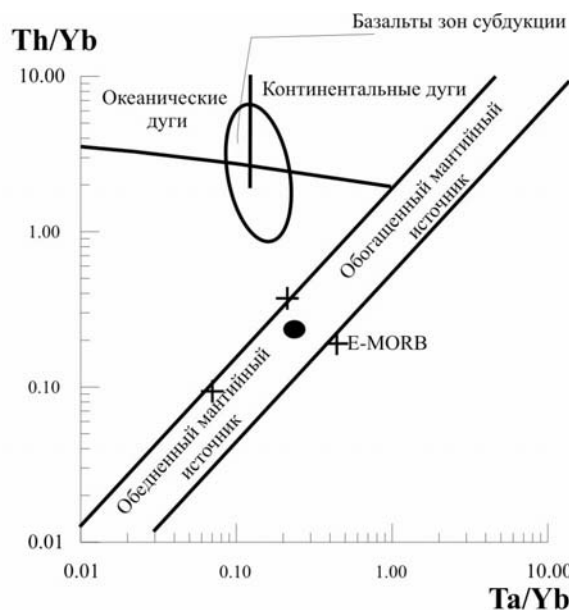


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы для пород Ильдеуского и Лучинского массивов. Поля составов по [24]

Обобщая все вышеприведенные данные, а также учитывая расположение изучаемых ультрабазит-базитов в пределах северного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, можно предположить, что их становление происходило на ранних стадиях субдукции Монголо-Охотского палеоокеана под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона в обстановке активной континентальной окраины.

В результате проведенных исследований для верлит-габбрового Ильдеусского массива Брянтинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна установлен позднеюрский возраст – $154,7 \pm 3,7$ млн лет, что позволяет выделить соответствующий этап ультрамафит-мафитового магматизма в пределах этой структуры. Возраст формирования этого интрузива совпадает с возрастом Веселкинского и Петропавловского массивов (154–159 млн лет) Селенгино-Станового супертеррейна, что может свидетельствовать об едином позднеюрском этапе проявления ультрамафит-мафитового

магматизма вдоль юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

Ультрабазиты массива по своим петрохимическим и геохимическим особенностям наиболее близки продуктам плавления астеносферного вещества. В то же время основными геохимическими особенностями базитов является преобладание LREE над HREE, некоторое обогащение крупноионными литофилами и их деплетирование в отношении высокозарядных элементов – Nb, Ta, Hf, что более характерно для внутриплитных образований. Установленная двойственность поведения REE и малых элементов в ультрабазитах и базитах может быть обусловлена расслоенностью массива и накоплением несовместимых элементов в остаточном расплаве.

В совокупности с общими геодинамическими реконструкциями территории можно предполагать, что формирование ультрабазит-базитов Ильдеусского массива может быть связано с открытием «астеносферного окна» в результате разрыва субдуцируемой пластины в обстановке активной континентальной окраины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Доклады РАН. 2007а. Т. 413, № 5. С. 651–654.
2. Бучко И.В., Сорокин А.А., Изох А.Э. и др. Возраст и происхождение раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2008. № 6. С. 754–768.
3. Шека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука. 1969. 134 с.
4. 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.
5. 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. 442–457.
6. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 4. С. 395–399.
7. Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. 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. 2005. Т. 2. С. 19–22.
8. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А. и др. Возраст и геохимические особенности позднеюрских ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового террейна южного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геология и геофизика. 2007б. № 12. С. 1321–1333.
9. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Этапы проявления ультрабазит-базитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ЧП Каталкина, 2009. Т. 1. С. 90–92.
10. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Высокотитанистые габброиды западной части Джугджуро-Станового супертеррейна: возраст и тектоническая позиция // Геохимия. 2010. № 6. С. 657–660.
11. Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А. и др. Возраст и геохимические особенности позднеюрских ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового террейна южного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геология и геофизика. 2007в. № 12. С. 1321–1333.
12. Геологическая карта региона БАМ. Лист N-52-A. Масштаб 1:500 000 / Ред. Б.Л. Годзевич. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
13. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.
14. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург; Благовещенск: Харбин, 1999. 135 с.
15. Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 55–64.
16. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 109–125.
17. Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. Vol. 41. P. 15–32.
18. Gustafson L.B., Orquera W., McWilliam M. et al. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // Econ. Geol. 2001. Vol. 96. P. 325–350.
19. McDonough W., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120, is. 3–4. P. 223–253.
20. 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. 1989. Pub. № 42. P. 313–346.
21. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // Earth and Planetary Science Letters. 1973. Vol. 19. P. 290–300.
22. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука. 1976. 267 с.
23. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
24. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Ed. by R.S. Thorpe. Andesites. Wiley, Chichester. 1982. P. 525–548.
25. Calmus T., Aguilion-Robles A., Maury R.C. et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: the role of slab melts // Lithos. 2003. № 66. P. 77–105.
26. Polat A., Keriich R. Magnesian andesites, Nb – enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. № 141. P. 36–52.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 6 апреля 2011 г.