

**ВОЗРАСТ Cu-Mo-(Au)-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНИЯ
И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БОРГУЛИКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(Верхнее Приамурье)**

В.И. Сотников, А.А. Сорокин*, В.А. Пономарчук, В.О. Гимон, А.П. Сорокин*

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

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

Боргуликанское рудное поле расположено в пределах западной части Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса, в составе которого выделяется широкий спектр магматических образований: верхнеамурский гранит-гранодиоритовый (140—134 млн лет), бурундинский монцодиорит-гранодиоритовый (130—127 млн лет), талданский андезитовый (127—123 млн лет) комплексы. Здесь проявлены также наложенные комплексы: раннемеловой галькинский трахибазальт-риолитовый (119—115 млн лет) и позднемеловой трахибазальт-трахиандезитовый (97—94 млн лет). Для порфировых интрузивов, прорывающих талданский вулканический комплекс, с которыми ассоциирует Cu-Mo-(Au) оруденение, получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки: ранние (темные) „предрудные“ кварцевые монцодиоритовые порфириды — 125.8 ± 0.7 (матрикс) и 125.2 ± 1.8 (вкрапленники биотита) млн лет; поздние (кремовые) „синрудные“ кварцевые монцодиоритовые порфириды — 122.6 ± 0.7 млн лет (по биотиту). По возрастному положению в общей схеме развития раннемелового магматизма Умлекано-Огоджинского пояса кварцевые монцодиоритовые порфириды соответствуют уровню проявления вулканитов талданского комплекса, с которыми они тождественны по многим петрогеохимическим характеристикам. Вместе с последними монцодиоритовые порфириды, очевидно, являются членами единой вулканоплутонической ассоциации.

Cu-Mo-(Au)-порфировое оруденение, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование, Боргуликанское рудное поле, Приамурье.

**PORPHYRY Cu-Mo-(Au) MINERALIZATION: THE AGE AND RELATIONSHIP
WITH IGNEOUS ROCK COMPLEXES OF THE BORGULIKAN ORE FIELD
(upper-Amur region)**

V.I. Sotnikov, A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, V.O. Gimon, and A.P. Sorokin

The Borgulikan ore field is localized in the west of the Umlekan-Ogodzha volcanoplutonic belt made up of various igneous (upper-Amur granite-granodiorite (140–134 Ma), Burunda monzodiorite-granodiorite (130–127 Ma), and Taldan andesite (127–123 Ma)) and superposed (Early Cretaceous Gal'ka trachybasalt-rhyolite (119–115 Ma) and Late Cretaceous trachybasalt-trachyandesite (97–94 Ma)) complexes. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of porphyry intrusions breaking through the Taldan volcanic complex and associated with Cu-Mo-(Au) mineralization yielded the following ages: early (dark) “pre-ore” quartz monzodiorite porphyrites — 125.8 ± 0.7 Ma (groundmass) and 125.2 ± 1.8 Ma (biotite phenocrysts); late (creamy) “syn-ore” quartz monzodiorite porphyrites — 122.6 ± 0.7 Ma (biotite phenocrysts). In age and many geochemical features the quartz monzodiorite porphyrites are close to the Taldan complex volcanics. Both of these rocks seem to belong to the same volcanoplutonic association.

Porphyry Cu-Mo-(Au) mineralization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, Borgulikan ore field, Amur region

ВВЕДЕНИЕ

Пространственная приуроченность многих рудных объектов к Монголо-Охотскому складчатому поясу выявлена достаточно давно (см. обзор в [Зоненшайн и др., 1976, 1990; Зорин и др., 1998; Гордиенко, Кузьмин, 1999]). Однако вопросы связи процессов рудообразования с конкретными магматическими комплексами в пределах рассматриваемого региона во многих случаях носят декларативный характер. Это обусловлено явным дефицитом надежных возрастных оценок для месторождений, а иногда и для магматических комплексов, с которыми гипотетически связывается оруденение.

Типичным примером таких объектов являются месторождения и рудопроявления (Cu-Mo-(Au) — Боргуликан, Au-Ag — Пионер, Покровка, Желтунак, Буринда и др.), расположенные в южном обрамлении восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса в пределах Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса мелового возраста. В последние годы в результате планомерных геохронологических исследований удалось установить дискретный характер формирования магматических комплексов указанного вулканоплутонического пояса [Козырев и др., 2002; Sorokin, Ponomarchuk, 2002; Сорокин и др., 2003, 2004а]. Совершенно закономерным является вопрос о связи оруденения с вполне конкретными магматическими образованиями определенного возрастного уровня. Такая задача была решена для

Боргуликанского Cu-Mo-(Au)-порфирового рудного поля, и эти материалы в предварительном виде были опубликованы ранее [Сотников и др., 2005].

ПОЛОЖЕНИЕ БОРГУЛИКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ РЕГИОНА

Боргуликанское рудное поле, находящееся в 25 км к западу от г. Зeya, расположено в пределах западной части Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса, иногда выделяемой в качестве Умлеканской зоны (рис. 1, 2). По существующим представлениям этот пояс протягивается в субширотном направлении вдоль южного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, накладываясь на разновозрастные структуры северных окраин Аргунского и Мамынского террейнов [Геология..., 1988; Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999]. Предполагается, что эти массивы, вместе с Буреинско-Цзямусинским, объединились в конце палеозоя, образовав единый микроконтинент Амурия [Зоненшайн и др., 1990], или Амурский супертеррейн [Парфенов и др., 1999, 2003].

В строении фундаментов Аргунского и Мамынского террейнов выделяются архейский, нижнепротерозойский и средневерхнепротерозойский-нижнекембрийский структурные этажи [Геология..., 1988; Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999;], хотя они не подтверждены изотопными методами. Вдоль северных окраин указанных террейнов широко распространены силурийские, девонские и нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения Ольдойского и Гага-Сагаянского „прогибов“, обычно рассматриваемые как фрагмент [Зоненшайн и др., 1990] или террейн пассивной континентальной окраины [Парфенов и др., 1999, 2003]. Палеозойские интрузивные образования представлены ордовикскими, позднедевонскими, раннепермскими гранитовыми и габбро-диорит-гранодиорит-гранитными ассоциациями, для которых в последние годы получены надежные геохронологические данные [Сорокин и др., 2002, 2004a]. На докембрийские и палеозойские образования наложены нижнемезозойские

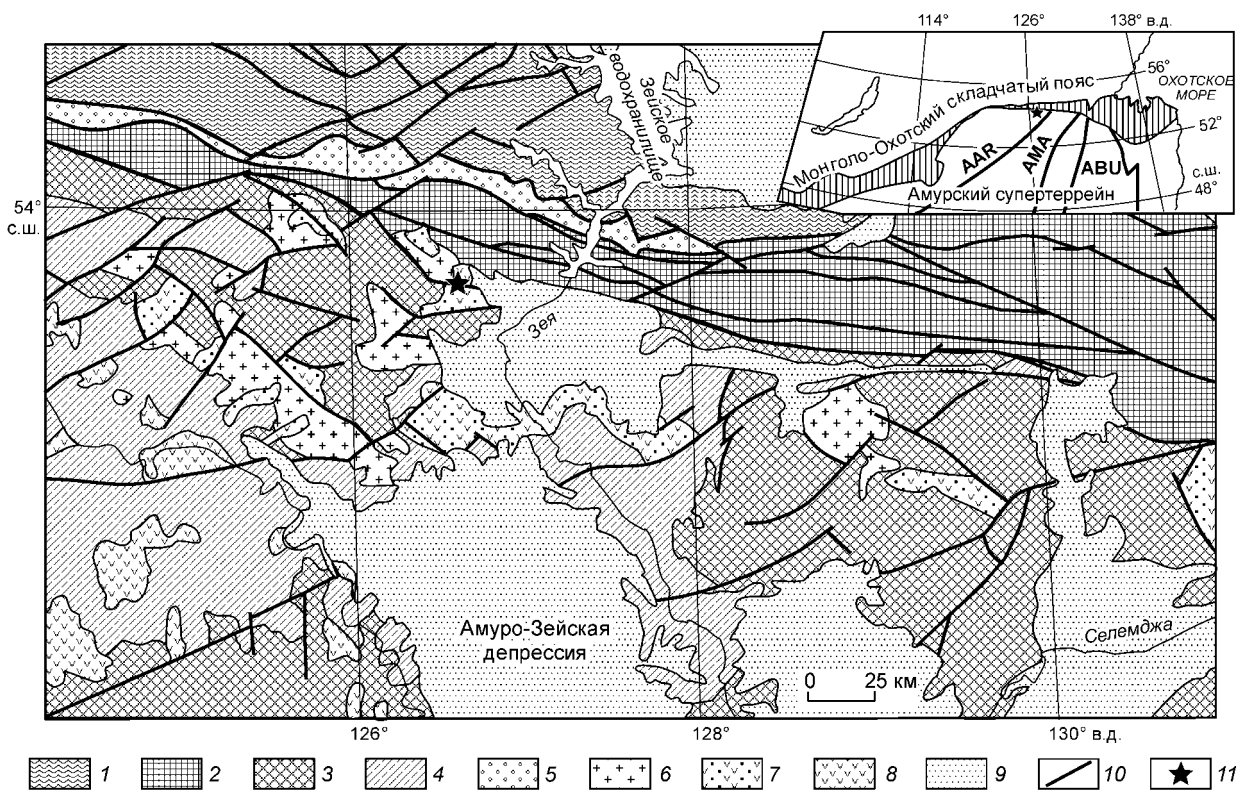


Рис. 1. Геологическая схема Верхнего Приамурья. Составлена по [Геологическая карта..., 1999] с изменениями.

1 — южная окраина Сибирского кратона; 2 — палеозойские океанические образования Монголо-Охотского складчатого пояса; 3 — мезозойские метаморфические и интрузивные комплексы Амурского супертеррейна; 4 — юрские флишеидные отложения Верхнеамурского и Зeya-Депского палеобассейнов; 5 — верхнеюрско-нижнепермские конгломераты; 6 — раннемезозойские интрузивные комплексы; 7, 8 — вулканические комплексы Умлекано-Огоджинского (7) и Большехинганского (8) поясов; 9 — кайнозойские рыхлые отложения Амуро-Зейской депрессии; 10 — основные разломы, 11 — положение Боргуликанского рудного поля.

На врезке приведено схематическое террейновое районирование южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса. Террейны Амурского супертеррейна: ААР — Аргунский, АМА — Мамынский, АБУ — Буреинский, по [Парфенов и др., 1999].

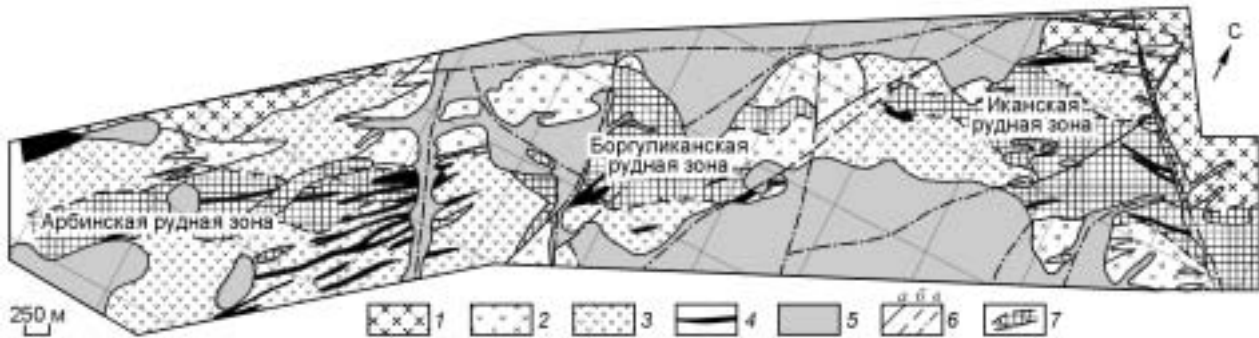


Рис. 2. Геологическая схема Боржуликанского рудного поля. Составлена по [Васильев и др., 2000; Гирфанов и др., 2001] с изменениями.

1 — раннемеловые „предрудные“ кварцевые монцодиоритовые порфириты; 2 — раннемеловые „синрудные“ кварцевые монцодиоритовые порфириты; 3 — раннемеловые вулканические андезиты, дациандезиты, дациты; 4 — раннемеловые субвулканические андезиты, дациандезиты, дациты; 5 — кайнозойские рыхлые отложения; 6 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые, в — скрытые под чехлом рыхлых отложений; 7 — контур метасоматически измененных пород — предполагаемых рудных зон.

флишоидные комплексы Верхнеамурского прогиба, раннемеловой Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс, а в восточной части — мощный чехол кайнозойских рыхлых отложений [Геологическая карта..., 1999; Геология..., 1988; Мартынюк и др., 1990].

В составе Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса до недавнего времени выделялся широкий спектр магматических образований: раннемеловой (или позднеюрско-раннемеловой) гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский) комплекс, раннемеловой габбро-монцодиорит-гранодиоритовый (буриндинский) комплекс, а также вулканические и субвулканические комплексы — талданский, керакский, галькинский. Исследования последних лет [Козырев и др., 2002; Sorokin, Ponomarchuk, 2002; Сорокин и др., 2003, 2004] внесли определенные коррективы в схему расчленения западной части Умлекано-Огоджинского пояса, которые выразились в упразднении керакского вулканического и субвулканического комплексов, пересмотре взаимоотношений, уточнении формационной принадлежности некоторых комплексов, определении возрастного уровня их формирования. В настоящее время последовательность магматических комплексов западной части Умлекано-Огоджинского пояса представляется в следующем виде: раннемеловой гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский) — 140—134 млн лет; раннемеловой монцодиорит-гранодиоритовый (буриндинский) — 130—127 млн лет; раннемеловой андезитовый (талданский) — 127—123 млн лет. Более поздние образования, а именно, раннемеловой трахибазальт-риолитовый (галькинский) комплекс — 119—115 млн лет и позднемеловой трахибазальт-трахиандезитовый комплекс — 97—94 млн лет, по нашему представлению, отвечают не завершающей стадии развития пояса, а являются наложенными [Сорокин и др., 2003, 2004].

Вулканы талданского комплекса в пределах рудного поля представлены разностями от андезитов до дацитов, среди которых выделяются эффузивная, пирокластическая и субвулканическая фации [Гирфанов и др., 2001]. Прорывающие их интрузивные образования, которые относились к буриндинскому комплексу, представлены порфировидными мелкозернистыми биотит-роговообманковыми кварцевыми монцодиоритами („главная фаза“), слагающими относительно крупный массив за пределами рудного поля, и биотит-роговообманковыми кварцевыми монцодиоритовыми порфиритами („порфировая фаза“), к которым и приурочено оруденение [Гирфанов и др., 2001]. По геологическим взаимоотношениям выделяются два этапа проявления кварцевых монцодиоритовых порфиритов: „предрудные“ с темной основной массой и „синрудные“ с кремовой основной массой. В каждом этапе они представлены штокообразными телами и прорывающими их дайками.

Прожилково-вкрапленное Cu-Mo-(Au) оруденение в Боржуликанском рудном поле (см. рис. 2) приурочено к цепочке сложно построенных порфировых интрузивов, прорывающих вулканы раннемеловой талданского комплекса и вытягивающихся вдоль крупного Боржуликанского разлома ВСВ ориентировки. Предшествующими многолетними работами, краткий анализ которых приведен в [Васильев и др., 2000; Гирфанов и др., 2001], в пределах рудного поля выявлены три рудные зоны (рудопроявления): Арбинская (протяженностью около 4 км при ширине 0.5—1 км), Боржуликанская (0.9 × 2.5—55 км) и Иканская (1.3 × 0.4—0.6 км). Рудная минерализация локализуется в пределах зон гидротермально измененных порфиритов и вмещающих их вулканитов: кварц-калишпат-биотитовых метасоматитов, пропилитов (альбит-эпидот-актинолитовая ассоциация), кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов (с

пиритом, рутилом и иногда турмалином), аргиллизитов. Гипогенная рудная минерализация представлена минеральными ассоциациями: магнетит-борнит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-молибденитовая, пирит-халькопирит-галенит-блеклая руда-сфалеритовая. По наиболее изученным Иканской и Боргуликанской рудным зонам средние содержания составляют: 0.16—0.31 % Cu; 0.005 % Mo; 0.43—0.47 г/т Au [Васильев и др., 2000].

Здесь следует отметить важный момент. Как было упомянуто выше, в результате геологических и геохронологических исследований [Козырев и др., 2002; Сорокин и др., 2003; 2004, а, б] установлено, что интрузивные породы буриндинского комплекса имеют более древний возраст, чем вулканиты талданского комплекса и, следовательно, не могут их прорывать. В этой связи можно предполагать, что оруденение связано либо со становлением интрузивных образований, комагматических вулканитам, либо с более молодым комплексом. Решению этой задачи и посвящена данная статья.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом (ИГХ СО РАН, Иркутск), а элементов-примесей — рентгенофлуоресцентным (Sr, Zr, Nb) (ИГХ СО РАН, Иркутск) и методом ICP MS (PЗЭ, Sc, Ga, Ge, Rb, Cs, Ba, Pb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U) (НИИ химии при Ленинградском государственном университете, С.-Петербург) с относительной погрешностью 3—10 %. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления их с металлом лития в высокочастотной печи при температуре 1050—1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре СРМ-25. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний элементов-примесей методом ICP MS осуществлялось с помощью методики кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Element-II в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование выполнено в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск) по методике, опубликованной в работах [Пономарчук и др., 1998; Шевченко и др., 2000], с использованием масс-спектрометра МИ-1201В. Принимая во внимание возможное присутствие ксеногенных минералов, приводящих, в конечном счете, к изотопно-геохронологической неоднородности [Пономарчук и др., 2004], осуществлялось изотопное датирование отдельных минеральных фаз (полевых шпатов, биотитов), а также основной массы. Отбор производился под бинокулярной лупой из фракции 0.25—0.15 мм измельченного образца, при этом в выборку включались зерна без видимых признаков ксеногенности. Коррекция полученных данных выполнялась стандартным методом с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций.

При обработке аргон-аргоновых спектров авторы базировались на рекомендациях, приведенных в работах [Fleck et al., 1997; Gustafson et al., 2001].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БОРГУЛИКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Исследованные в данной работе кварцевые монцодиоритовые порфириды представлены породами, в которых порфиоровые выделения составляют до 40—50 % объема. Среди вкрапленников, размером от 0.5 до 7—10 мм, преобладает плагиоклаз № 40-55, постоянно присутствуют роговая обманка и биотит. Иногда отмечаются выделения кварца до 1—1.5 мм. Вкрапленники представлены идиоморфными и обломочными зернами. Изредка встречаются округлые и оплавленные зерна плагиоклаза и кварца с реакционной мелкозернистой каймой. Для большинства вкрапленников плагиоклаза характерны интенсивная трещиноватость зерен и их серицитизация. Основная масса полнокристаллическая (размер зерен от 0.01 до 0.04 мм) преимущественно калишпат-кварцевого состава с присутствием плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Содержание калишпата заметно возрастает в основной массе более поздних „синрудных“ (кремовых) кварцевых монцодиоритовых порфиритов (обр. АМ-64), которые относительно ранних „предрудных“ (темных) порфиритов (обр. АМ-60) характеризуются повышением количества K_2O (табл. 1). В то же время для них характерно некоторое снижение MgO и большинства элементов-примесей (Rb, Cs, Zr, Hf, U, Th, Se, REE). Среди аксессуарных минералов в породах преобладает магнетит (до 1—1.5 %) и апатит (0.5—1 %), присутствует циркон (до 0.5 %).

Рассматриваемые породы представлены субщелочными умеренно- и высокоглиноземистыми образованиями, по величине отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.4—2.2$ принадлежащими к калиево-натриевой серии. Составы наиболее типичных образцов кварцевых монцодиоритовых порфиритов двух этапов приведены в табл. 1. Породы характеризуются отчетливо дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов $(\text{La}/\text{Yb})_n = 16.7—33.0$ и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.79—0.93$ (рис. 3). Анализ спайдер-диаграмм свидетельствует об обогащении кварцевых

Таблица 1. Химический состав представительных образцов вулканитов талданского комплекса и кварцевых монцодиоритовых порфиритов Боргуликанского рудного поля

Компонент	К-68	К-290-1	С-703	СН-703	С-812	АМ-60	АМ-62	АМ-64	АМ-65
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	60.94	63.15	61.60	60.90	60.89	61.86	56.89	62.45	60.17
TiO ₂	0.59	0.56	0.67	0.61	0.60	0.76	0.81	0.55	0.68
Al ₂ O ₃	15.14	15.76	15.67	15.61	15.56	15.08	15.34	15.56	15.57
Fe ₂ O ₃	5.08	4.93	5.89	6.12	6.08	6.79	6.75	4.87	7.21
MnO	0.08	0.08	0.12	0.12	0.17	0.05	0.14	0.06	0.08
MgO	3.15	3.26	4.26	4.12	4.16	4.87	6.11	3.52	4.42
CaO	4.51	3.66	5.47	5.24	5.32	1.60	5.70	2.89	3.46
Na ₂ O	3.65	3.77	3.98	3.91	3.94	4.21	3.69	3.61	3.99
K ₂ O	2.95	3.17	1.67	1.67	1.48	2.67	2.19	3.08	1.78
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.19	0.17	0.17	0.33	0.35	0.22	0.28
П.п.п	3.71	1.67	1.31	1.42	1.58	1.61	1.75	2.98	2.03
Сумма	99.96	100.17	100.83	99.88	99.90	99.83	99.72	99.79	99.67
Ga	19.1	19.9	17.2	—	21.0	20.6	18,1	18,4	18,6
Rb	92,9	82,8	63,9	—	81,4	103,5	62,9	79,9	53,7
Cs	3.37	5.16	6.10	—	7.20	9.68	5.19	3.84	2.4
Sr	507	662	560	512	489	439	930	720	790
Ba	769	665	638	650	670	363	876	716	404
Cu	—	—	—	—	—	288	68.1	75.5	190
Pb	34.4	23.1	23.8	—	23.0	24.2	16.2	20.7	14.1
Zn	—	—	—	—	—	162	150.5	58.5	100.5
La	28.40	33.80	23.40	—	24.84	42.82	39.23	29.76	30.94
Ce	53.90	63.60	49.00	—	53.92	87.21	90.55	64.28	70.11
Pr	6.90	7.79	5.67	—	6.04	8.88	9.75	6.96	7.81
Nd	22.80	25.6	21.90	—	24.20	33.72	37.48	26.10	29.15
Sm	3.92	4.05	4.24	—	4.84	5.85	6.38	4.73	5.19
Eu	0.98	0.99	1.02	—	1.19	1.44	1.78	1.25	1.36
Gd	3.16	3.23	3.52	—	4.03	4.83	4.90	3.50	3.94
Tb	0.45	0.46	0.52	—	0.66	0.61	0.65	0.46	0.54
Dy	2.30	2.34	2.85	—	3.33	3.04	3.05	2.11	2.53
Ho	0.40	0.41	0.51	—	0.69	0.52	0.56	0.37	0.44
Er	1.20	1.16	1.58	—	1.80	1.49	1.58	0.98	1.11
Tm	0.18	0.18	0.26	—	0.28	0.21	0.22	0.15	0.16
Yb	1.01	1.02	1.61	—	1.97	1.15	1.33	0.90	0.98
Lu	0.16	0.16	0.27	—	0.30	0.21	0.20	0.15	0.14
Y	12.0	12.3	16.8	—	16.7	17.5	16.8	11.4	13.2
Th	13.0	15.6	6.80	—	7.37	10.55	8.88	8.94	4.96
U	3.95	4.00	2.13	—	2.14	2.86	1.93	1.88	1.13
Zr	139	151	147	140	127	187	161	134	132
Hf	2.81	2.82	3.65	—	3.88	2.25	2.77	1.48	1.30
Nb	4.0	1.0	2	—	7.7	8.3	5.8	5.7	5.3
Ta	0.42	0.50	0.2	—	0.68	0.52	0.41	0.42	0.33
Sc	12.9	9.93	16.9	—	16.3	25.4	19.7	10.8	14.5

Примечание. Оксиды даны в мас.%, элементы — в г/т, прочерк — нет данных. 1—5 — вулканиты раннемелового талданского комплекса; 6—9 — кварцевые монцодиоритовые порфириты Боргуликанского рудного поля: 6, 7 — „предрудные“ с темной основной массой (6 — штокообразные тела, 7 — дайки), 8, 9 — „синрудные“ с кремовой основной массой (8 — штокообразные тела, 9 — дайки). Образцы (каменный материал) с индексом „К“ предоставлены ФГУП „Амургеология“.

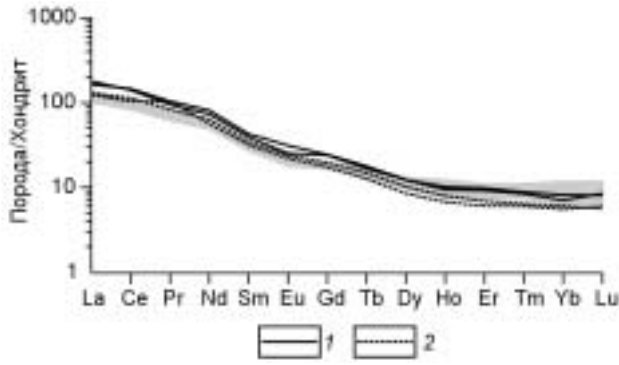


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в кварцевых монцодиоритах Боргуликанского рудного поля.

1 — „предрудные“ кварцевые монцодиоритовые порфириды (обр. АМ-60, АМ-62); 2 — „синрудные“ кварцевые монцодиоритовые порфириды (обр. АМ-64, АМ-65). Затененное поле — составы андезитов талданского вулканического комплекса (составлена по данным авторов, в том числе приведенных в табл. 1). Состав хондрита, по [McDonough, Sun, 1995].

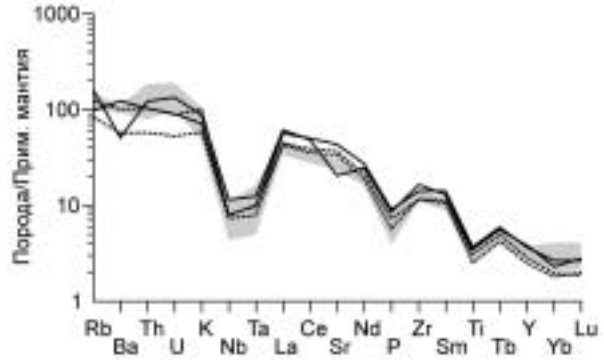


Рис. 4. Спайдер-диаграмма для кварцевых монцодиоритов Боргуликанского рудного поля.

Усл. обозн. см. на рис. 3. Состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

монцодиоритов в отношении Rb, Ba, K, Th, U, LREE при отчетливом дефиците Nb, Ta, P, Ti, HREE (рис. 4). Весьма показательно практически полное соответствие на этих диаграммах распределения

литофильных элементов в кварцевых монцодиоритах и андезитах талданского комплекса. Отличия, выражающиеся прежде всего в вариациях содержаний щелочных, щелочноземельных элементов, а также U, Th, LREE, в кварцевых монцодиоритах обусловлены гидротермальными преобразованиями последних.

Для ранних кварцевых монцодиоритов с темной основной массой (обр. АМ-60) были получены следующие $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки: для матрикса — 125.8 ± 0.7 (по плато) и 125.3 ± 1.6 (по изохроне) млн лет; по вкрапленнику биотита — 125.2 ± 1.8 (по плато) и 124.8 ± 0.9 (по изохроне) млн лет (табл. 2, рис. 5). Эти значения находятся в полном соответствии с оценками возраста, полученными ранее для вулканитов талданского комплекса в интервале 127—123 млн лет как по плато, так и в изохронном варианте (см. табл. 2, рис. 5). По вкрапленникам плагиоклаза ранних кварцевых монцодиоритов (обр. АМ-60), испытывавшего, очевидно, интенсивные динамические преобразования и серицитизацию, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст составляет 121.8 ± 1.9 (плато) и 121.3 ± 2.9 (изохрона) млн лет (см. табл. 2, рис. 5). Практически аналогичные возрастные оценки — 122.6 ± 0.7 (плато) и 122.9 ± 1.7 (изохрона) млн лет получены и для биотита более поздних кварцевых монцодиоритовых порфиридов (обр. АМ-64) с кремовой (за счет калиевого полевого шпата) основной массой. С их формированием связывается основной рудно-метасоматический этап.

Таким образом, возрастное положение предрудных кварцевых монцодиоритовых порфиридов Боргуликанского поля (126—125 млн лет) в общей схеме развития раннемелового магматизма западной части

Таблица 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканитов талданского комплекса и кварцевых монцодиоритовых порфиридов Боргуликанского рудного поля

Порода	Образец	Минерал	Возраст по всем ступеням, млн лет	Расчет по плато		Расчет по изохроне		
				Возраст*, млн лет	Выделенный ^{39}Ar , %	Возраст*, млн лет	СКВО	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$
Андезит	К-290-1	Плагиоклаз	116.5	122.9 ± 1.2	84	125.4 ± 4.2	1.9	290 ± 10
	С-703	Матрикс	122.7	127.3 ± 1.2	59	125.4 ± 1.1	0.6	298 ± 2
Кварцевый монцодиоритовый порфирит („предрудный“)	АМ-60	»	125.2	125.8 ± 0.7	58	125.3 ± 1.6	0.5	299 ± 7
	»	Биотит	129.1	125.2 ± 1.8	78	124.8 ± 0.9	0.7	302 ± 14
	»	Плагиоклаз	122.7	121.8 ± 1.9	70	121.3 ± 2.9	2.2	311 ± 25
Кварцевый монцодиоритовый порфирит („синрудный“)	АМ-64	Биотит	121.3	122.6 ± 0.7	78	122.9 ± 1.7	0.5	294 ± 30

* Возраст рассчитан с доверительным интервалом $\pm 2\sigma$.

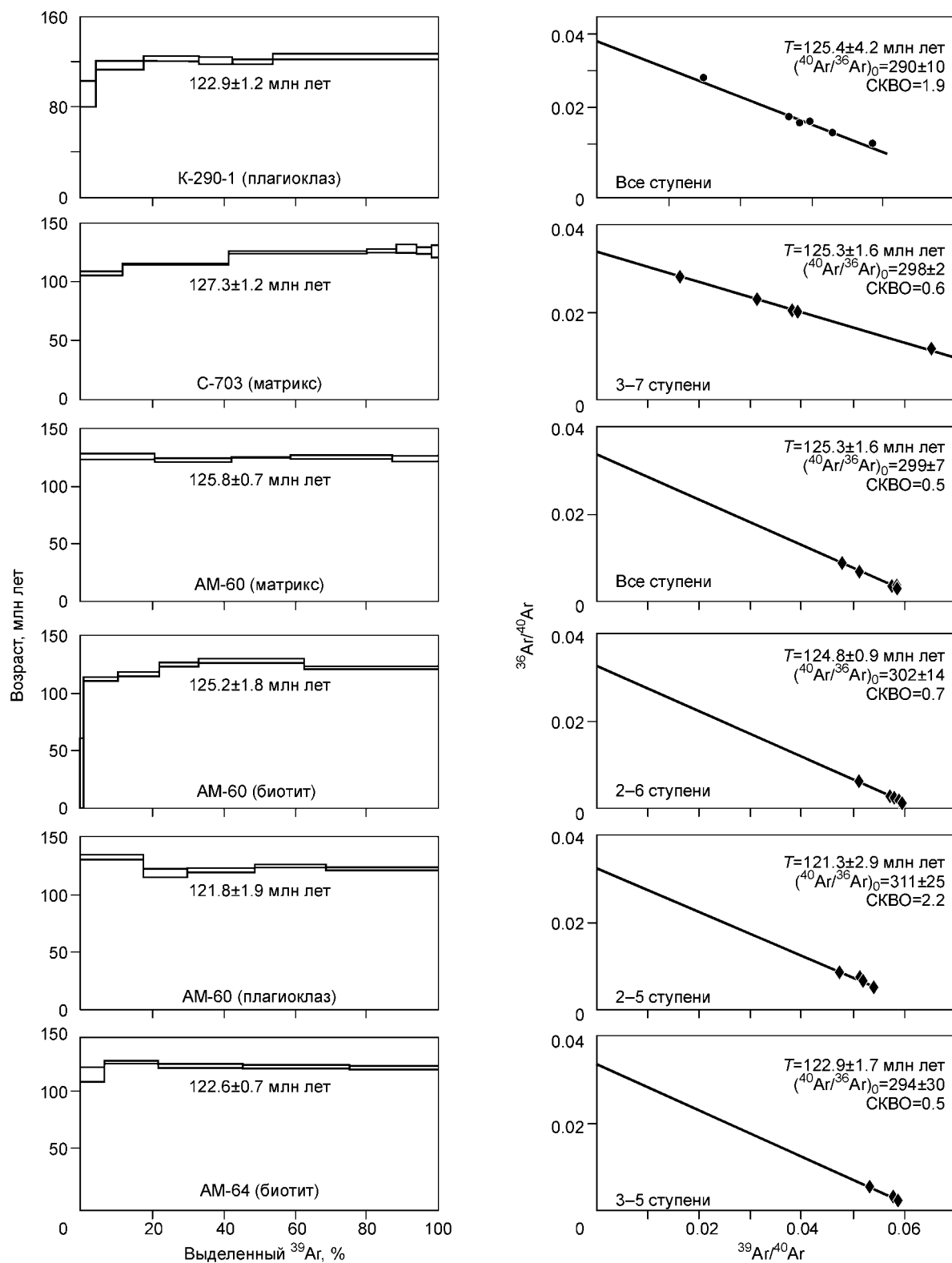


Рис. 5. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и изохронные диаграммы для вулканитов талданского вулканического комплекса и кварцевых монцодиоритов Боргуликанского рудного поля.

Номера образцов соответствуют номерам в тексте и табл. 1, 2.

Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса соответствует уровню талданского вулканического комплекса (127—123 млн лет). Возраст внедрения „рудоносных“ кварцевых монцодиоритовых порфириров и, очевидно, сопряженного с ними процесса серицитизации — 123—122 млн лет находится в своеобразной „вилке“ между возрастными талданского андезитового (127—123 млн лет) и галькинского трахибазальт-риолитового комплексов (119—115 млн лет), но ближе к первому.

Реконструкция геодинамической обстановки формирования Боргуликанского рудного поля неразрывно связана с проблемой выяснения происхождения мезозойского магматизма Восточной Азии в целом, которая является предметом острых дискуссий. Л.П. Зоненшайн одним из первых предложил два возможных варианта геодинамической позиции мезозойских магматических комплексов, расположенных к югу от Монголо-Охотской сутуры: над зоной субдукции или в связи с деятельностью „горячей точки“ [Зоненшайн и др., 1990]. Именно эти варианты существовали в качестве доминирующих до настоящего времени [Ярмолюк и др., 1995; 2000; Коваленко и др., 1999; Гордиенко и др., 2000; Моисеенко, Сахно, 2000]. Помимо них А.И. Ханчук предложил альтернативную модель формирования мезозойского магматизма — в обстановке трансформной окраины [Ханчук, Иванов, 1999]. Решение указанной проблемы связано с надежными корреляциями геологических событий, однако, пока еще достоверность таких корреляций не обоснована надежными геохронологическими данными и в основном определяется формационным сходством магматических комплексов в разных частях этой гигантской территории. Это является предметом исследований самого ближайшего времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили конкретизировать представления о „месте“ магматических комплексов Боргуликанского рудного поля, в том числе кварцевых монцодиоритовых порфириров, с которыми связывается основной рудно-метасоматический этап, в общей схеме раннемелового магматизма западной части Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса. По представлению авторов, кварцевые монцодиориты не принадлежат буриндинскому комплексу, а вместе с вулканическими породами талданского являются членами единой вулканоплутонической ассоциации, возраст которой оценивается интервалом 127—123 млн лет. На это указывают результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований, а также тождественность химического состава пород. Формирование „рудоносных“ кварцевых монцодиоритовых порфириров и проявление процессов гидротермальной проработки имело место на завершающих этапах становления этой ассоциации, но раньше, чем произошло становление галькинского трахибазальт-риолитового комплекса (119—115 млн лет).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64238, 05-05-64242 и 03-05-64533), грантов Минобрнауки РФ РНП. 2.1.1.702 и Президента РФ для поддержки ведущих научных школ РФ № НШ-1573.2003.5, интеграционного проекта СО и ДВО РАН (ИП-72 и 04-2-0-00-022) и программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту“.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д., Лужнов В.Л., Данилов А.П.** Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск, Изд-во „Зея“, 2000, 168 с.
- Геологическая карта** Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000. Объяснительная записка. СПб.; Благовещенск; Харбин, 1999, 135 с.
- Геология** зоны БАМ, Т. 1 / Ред. Е.А. Козловский, Л., Недра, 1988, 443 с.
- Гирфанов М.М., Гагаев А.Н., Дмитренко В.С., Рыбалкин М.Н., Соколова Н.С.** Золото-молибден-медно-порфиновые проявления Боргуликанского рудного поля // Руды и металлы, 2001, № 5, с. 52—60.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.** Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1545—1562.
- Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень.** Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1655—1669.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.** Глобальная тектоника, магматизм, металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.; т. 2, 334 с.
- Зорин Ю.А., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М., Рутштейн И.Г.** Геодинамика Забайкальского сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса и распределение рудных провинций золота // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления (Матер. II всерос. металлогенич. совещ., Иркутск, август 25—28, 1998). Иркутск, 1998, с. 257—258.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

Козырев С.К., Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Зейская. Лист N-51-XXIV. Объяснительная записка. СПб., 2002, 196 с.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, ПГО “Даль” МГ СССР. 1990, 215 с.

Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый магматизм и минералогия Амурской мегаструктуры. Благовещенск, АмурКНИИ, 2000, 160 с.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.

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.Д., 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.

Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, ⁴⁰Ar-³⁹Ar, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (1), с. 55—64.

Пономарчук В.А., Сотников В.И., Берзина А.Н. Изотопно-геохронологическая неоднородность гранит-порфиров Жирекенского Cu-Mo-порфирового месторождения (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2004, № 6, с. 679—683.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Докл. РАН, 2002, т. 387, № 3, с. 382—386.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Воропаева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 2, с. 3—6.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь, Журавлев Д.З., Ян Пин, Сун Гуйхуа, Гао Лиминг. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология, 2004а, т. 12, № 4, с. 414—424.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004б, т. 12, № 6, с. 38—54.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Гимон В.О. Возрастные рубежи формирования Cu-Mo-порфировых месторождений в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 4, с. 522—525.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1635—1645.

Шевченко Д.О., Пономарчук В.А., Манойлов В.В. Пакет макросов Excel для обработки аргон-аргоновых данных // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты (Матер. науч. конф., Москва, 15—17 ноября 2000 г.). М., ГЕОС, 2000, с. 408—411.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

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

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 15—32.

Gustafson L.B., Orquera W., McWilliam M., Castro M., Olivares O., Rojas G., Maluenda J., Mendez M. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // Econ. Geol., 2001, v. 96, p. 325—350.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A. Umlekan-Ogodzha Early Cretaceous magmatic belt (North margin of the Amurian superterrane): duration of magmatism // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, v. 66, Spec. Issue, p. A728.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. № 42. Blackwell Sci. Publ., 1989, p. 313—346.

*Рекомендована к печати 28 декабря 2005 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
14 июня 2005 г.*