

УДК 552.32: 551.73(571.61)

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (ПРИАМУРЬЕ): ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

© 2007 г. А. А. Сорокин*, А. Б. Котов**, Е. Б. Сальникова**, Н. М. Кудряшов***,
В. П. Ковач**

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

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

***Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Поступила в редакцию 17.01.2006 г.

Проведены комплексные геохронологические (U-Pb метод по циркону), геохимические и изотопно-геохимические исследования магматических пород Пиканского и Уньинского массивов, расположенных в пределах восточного сектора Монголо-Охотского складчатого пояса. В составе Пиканского массива выделены две разновозрастных ассоциации: среднеордовикская (468 ± 4 млн. лет) габбро-тоналитовая высокоглиноземистая и позднесилурийская-раннедевонская (415 ± 7 млн. лет) гранодиорит-гранитовая. Для лейкократовых гранитов Уньинского массива установлен позднеордовикский (454 ± 5 млн. лет) возраст. Предполагается, что и Пиканский, и Уньинский массивы представляют собой “чужеродные блоки” – отторженцы континентального обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса, тектонически “помещенные” в структуру складчатого пояса на последних этапах его формирования.

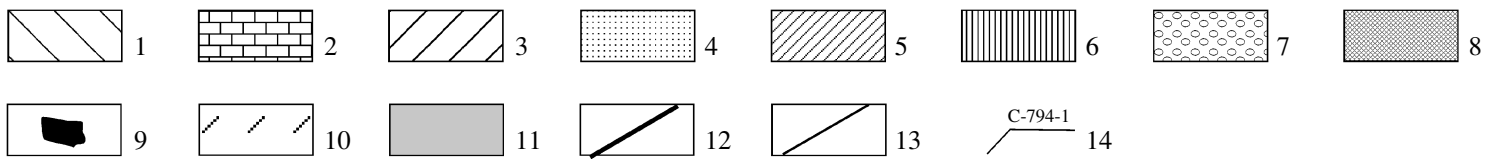
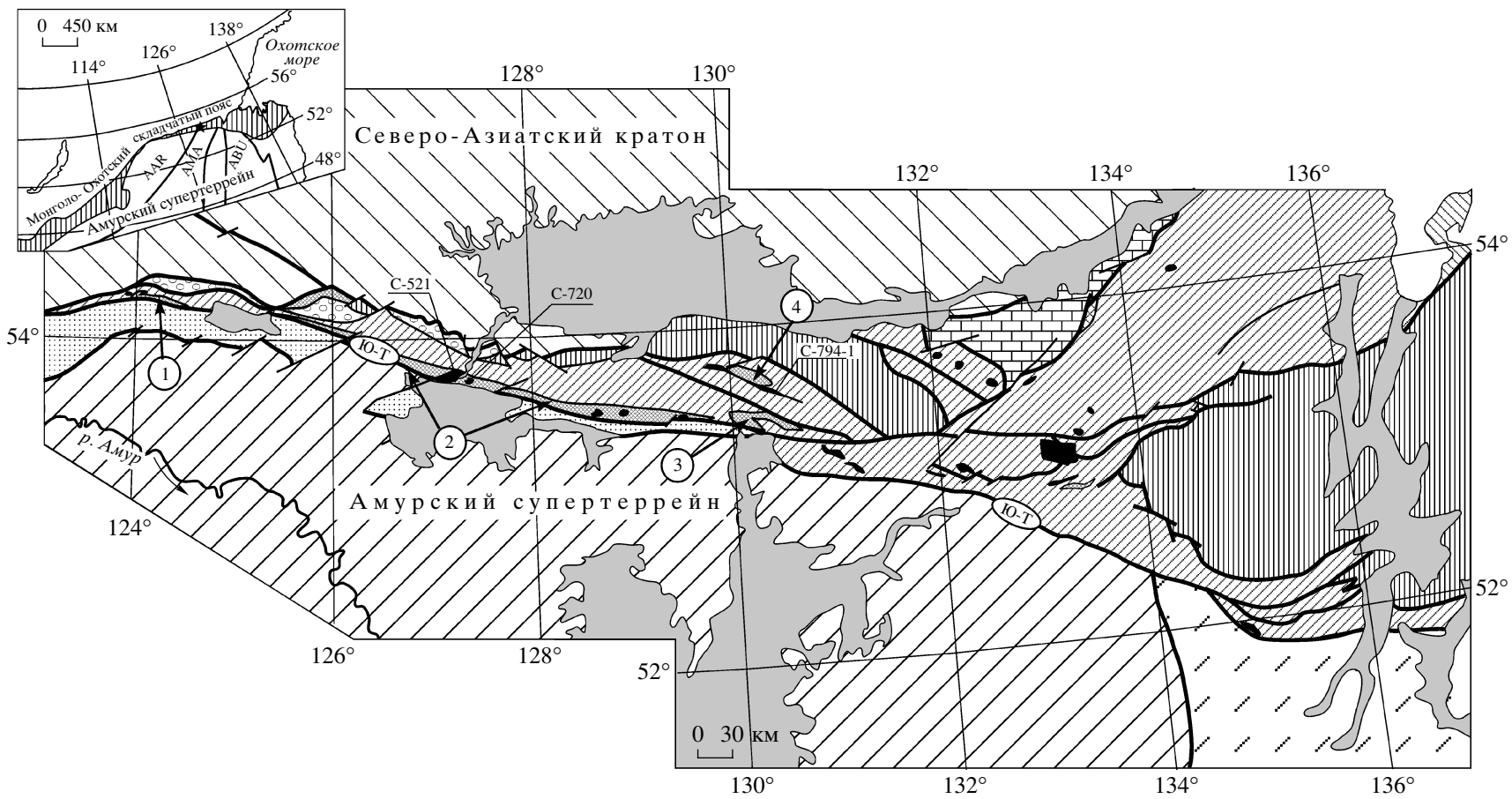
Ключевые слова. Монголо-Охотский складчатый пояс, геохронология, U-Pb метод, ранний палеозой, граниты, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский складчатый пояс, который в виде узкой прерывистой полосы прослеживается от Охотского моря до Центральной Монголии на расстояние более чем 3000 км, является одним из главных структурных элементов Центральной и Восточной Азии (рис. 1). Согласно современным тектоническим моделям (Парфенов и др., 1999; Nokleberg et al., 2001; Парфенов и др., 2003 и др.), этот пояс рассматривается в качестве реликта океанического пространства, закрывшегося в позднем палеозое – раннем мезозое в результате смыкания Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента (супертеррейна). Несмотря на то, что проблемам строения и тектонической эволюции Монголо-Охотского складчатого пояса в геологической литературе уделяется достаточно много внимания (Кузьмин, 1985; Зоненшайн и др., 1990; Натальин, 1991; Натальин, Борукаев, 1991; Парфенов и др., 1999; Nokleberg et al., 2001; Парфенов и др., 2003 и др.), многие кардинальные вопросы его формирования до сих пор не решены, что в первую очередь обусловлено дефицитом геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических данных. В частности, на сегодняшний день практически отсутствуют дан-

ные о возрасте выделяемых в структуре пояса офиолитовых ассоциаций. Кроме того, лишь в последние годы появились геохронологические данные, свидетельствующие об активном характере развития обрамляющих пояс континентальных блоков в среднем и позднем палеозое (Сорокин, Дриль, 1998; Казимировский и др., 2000; Казимировский и др., 2002; Сорокин и др., 2002; Козлов и др., 2003). Получены геохронологические свидетельства присутствия в пределах восточного сектора пояса позднепалеозойских гранитоидных ассоциаций, формирование которых, скорее всего, связано с развитием периферических частей магматических дуг, расположенных вдоль структур его обрамления (Сорокин и др., 2003).

В то же время история формирования Монголо-Охотского складчатого пояса, по крайней мере, его восточного сектора, не может быть реконструирована без выяснения природы пиканского магматического комплекса. К этому комплексу большинство геологов (Геология зоны БАМ, 1988; Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999 и др.) относят многочисленные интрузии (Крестовский, Пиканский, Дугдинский и др. массивы), сложенные ультрабазитами, габб-



ро и диоритами при подчиненной роли гранитоидов, которые в виде узкой прерывистой полосы трассируют границу складчатого пояса и его обрамления, а также Уньинский массив, расположенный в осевой части Джагдинского террейна (рис. 1). Пространственная сопряженность интрузий пиканского комплекса с разломами породила широко распространенное представление о трещинном характере их внедрения, при этом в его составе выделялось до четырех интрузивных фаз (Геология зоны БАМ, 1988; Мартынюк и др., 1990 и др.).

Достоверные сведения о возрасте пиканского комплекса до недавнего времени, к сожалению, отсутствовали; большинство исследователей условно относили его к среднему, среднему – позднему или позднему палеозою (Кириллова, Турбин, 1979; Парфенов 1984; Геология зоны БАМ, 1988; Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999). При этом Л.М. Парфенов и Б.А. Натальин (Парфенов, 1984; Натальин, 1986) полагали, что массивы этого комплекса являются фрагментами офиолитовых ассоциаций, а М.И. Кузьмин (1984) относил их к островодужной габбро-тоналитовой ассоциации, хотя ни первый, ни второй вариант не были подкреплены геохимическими данными. Такие данные (Сорокин, Дриль, 1998; Сорокин, Дриль, 2002), а также результаты геохронологических исследований некоторых массивов пиканского комплекса (Сорокин и др., 2003), появились лишь в последние годы. Они свидетельствуют о том, что в состав этого комплекса включены генетически разные и разновозрастные образования. В частности, Крестовский и Дугдинский массивы сложены кумулятивными и однородными габброидами и представляют собой фрагменты офиолитовых ассоциаций, что подтвердило точку зрения Б.А. Натальина, основанную на структурных исследованиях (Натальин, 1986). Совершенно иное происхождение имеют породы Пиканского и Уньинского массивов (рис. 1), данные о возрасте

и тектоническом положении которых приведены в настоящей статье.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пиканский массив расположен в пределах Тукурингского террейна восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса в бассейне реки Зeya (рис. 1). Он вытянут в субширотном направлении более чем на 80 км от р.Уркан (правый приток р. Зeya) на западе до верховий р.Тында (бассейн р. Дeп, левый приток р. Зeya) на востоке. Ширина массива достигает 10 км.

На современных геологических картах Пиканский массив показан как тектонический клин в зоне Южно-Тукурингского разлома – структурной границы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления (Геологическая карта Приамурья..., 1999). Это согласуется с мнением Г.В. Ициксон о тектонической природе границ массива (см. обзор в (Кириллова, Турбин, 1979)), хотя существует представление об интрузивном характере его контактов с вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями Монголо-Охотского складчатого пояса (Кириллова, Турбин, 1979; Зубков, Вольский, 1984). В составе Пиканского массива авторами выделяются две ассоциации пород: высокоглиноземистая габбро-тоналитовая и гранодиорит-гранитовая. Большая часть массива сложена породами высокоглиноземистой габбро-тоналитовой ассоциации, которые прорваны небольшими по размеру телами гранитоидов гранодиорит-гранитовой ассоциации.

Наиболее распространенными породами высокоглиноземистой габбро-тоналитовой ассоциации являются роговообманковые и клинопироксен-роговообманковые габбро, горнблендиты, кварцевые диориты и тоналиты.

Главные минералы пород этой ассоциации представлены роговой обманкой и плагиоклазом; в кварцевых диоритах и тоналитах отмечаются

Рис. 1. Схема расположения палеозойских гранитоидных и габбро-гранитоидных ассоциаций восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Составлена по (Геологическая карта..., 1999).

1–4 – структуры обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса: 1 – южная окраина Северо-Азиатского кратона; 2 – террейн пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона (нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения); 3 – северная окраина Амурского супертеррейна; 4 – террейн континентальной окраины Амурского супертеррейна (среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения); 5 – 6 – террейны в составе Монголо-Охотского складчатого пояса, сложенные флишеидными, вулканогенными, кремнистыми образованиями: 5 – среднего и верхнего палеозоя, 6 – нижнего мезозоя; 7 – грубообломочные верхнеюрские отложения молассовых впадин; 8 – пространственно совмещенные или нерасчлененные палеозойские метагаббро офиолитовых и пост-офиолитовых комплексов; 9 – палеозойские гранитоиды; 10 – аккреционный комплекс восточной окраины Амурского супертеррейна; 11 – кайнозойские отложения; 12 – главные разломы; 13 – второстепенные разломы; 14 – места отбора образцов для геохронологических исследований с указанием их номера.

Цифры в кружках – массивы, традиционно относимые к пиканскому комплексу: 1 – Крестовский, 2 – Пиканский, 3 – Дугдинский, 4 – Уньинский. Ю-Т – Южно-Тукурингский разлом. На врезке приведена схема террейнового районирования южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса (Парфенов и др., 1999). Звездочкой указано положение массивов позднепалеозойских гранитоидов. Террейны Амурского супертеррейна: ААР – Аргунский, АМА – Мамынский, АБУ – Буреинский.

кварц и биотит. В горнблендитах роговая обманка образует изометричные, иногда вытянутые кристаллы. В полевошпатовых разновидностях этих пород отмечается небольшое количество основного плагиоклаза (№ 50–60) (до 10%), который выполняет интерстиции между призматическими выделениями амфибола. Структура горнблендитов и плагиогорнблендитов – бластопанидиоморфнозернистая. В роговообманковых габбро, кварцевых диоритах и тоналитах доля плагиоклаза увеличивается до 40–60%, а его состав отвечает андезину (№ 35–45). Количество роговой обманки соответственно уменьшается с 50–60% в габбро до 15–20% в кварцевых диоритах и тоналитах. В последних появляется кварц (до 20%) и биотит (до 5%). Структура этих пород, как правило, бластогипидиоморфнозернистая. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, апатитом, цирконом и сфеном.

Породы гранодиорит-гранитной ассоциации сложены плагиоклазом (35–65%), калиевым полевым шпатом (30–35%), кварцем (30–35%) и биотитом (до 8%). Плагиоклаз (№ 20–25) образует удлиненные призматические кристаллы размером до 1 мм, обычно интенсивно серицитизированные и пелитизированные. Калиевый полевой шпат представлен таблитчатыми зернами размером до 1–2 мм с элементами микроклиновой решетки. Кварц присутствует как в виде отдельных неправильных выделений размером до 1 мм, так и агрегатов мелких зерен. Биотит представлен отдельными чешуйками или их скоплениями. Акцессорные минералы – циркон, апатит и ильменит. Структура пород катакластическая, бластогипидиоморфнозернистая, участками – микрографическая.

Уньинский массив расположен в осевой части Джагдинского террейна на водораздельной части рек Унья, Бом, Тукси и слагает центральную часть хребта Джагды (рис. 1). В плане этот массив имеет вид “изогнутого веретена” протяженностью более 20 км при ширине до 5 км. В строении массива доминируют габброиды при подчиненном значении горблендитов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов и лейкогранитов, взаимоотношения между которыми не установлены. Вмещающими массив породами являются нижнепермские вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения с пластами известняков. При этом одни исследователи указывают на прорывание гранитоидами фаунистически охарактеризованных нижнепермских отложений, другие – на исключительно тектонические контакты между ними, а также на наличие будинированных тектонических блоков гранитов и габброидов среди нижнепермских сланцев (см. обзор в (Мартынюк и др., 1990)). На основании личных наблюдений авторы поддерживают вторую точку зрения.

Горнблендиты практически полностью сложены роговой обманкой и лишь в полевошпатовых разновидностях, переходных к меланократовым диоритам, появляется некоторое количество основного плагиоклаза (№ 50–60) (до 8–15%), который выполняет интерстиции между призматическими выделениями амфибола. Структуры горнблендитов и плагиогорнблендитов – катакластическая, бластопанидиоморфнозернистая.

Главными минералами диоритов и кварцевых диоритов являются плагиоклаз (№ 35–45) (50–60%), роговая обманка (15–30%), кварц (3–15%) и биотит (до 15%). Плагиоклаз представлен удлиненными (до 1–1.5 мм) кристаллами, как правило, интенсивно серицитизованными. Роговая обманка образует длиннопризматические (до 1 мм) кристаллы, частично замещается биотитом. Биотит обычно чешуйчатый (до 0.5 мм по короткой оси). Среди акцессорных минералов отмечаются магнетит, апатит, циркон и сфен. Структура диоритов и кварцевых диоритов в большинстве случаев катакластическая и бластогипидиоморфнозернистая.

Граниты и лейкограниты сложены плагиоклазом – олигоклазом (№ 20–25) (35–40%), кварцем (25–30%), калиевым полевым шпатом (25–30%) и биотитом (до 3%). Плагиоклаз образует широко таблитчатые (1.5–2 мм) кристаллы, практически нацело серицитизированные и пелитизированные. Калиевый полевой шпат представлен таблитчатыми (до 2 мм) кристаллами микроклина, обычно трещиноватыми, с пертитовыми вростками плагиоклаза. Кварц развит в виде неправильных зерен и их агрегатов размером от 0.1 до 1 мм. Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен и ильменит. Структура гранитов и лейкогранитов – катакластическая.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследования химического состава пород проводилось с использованием методов 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). Для рентгено-флуоресцентного анализа гомогенизация порошковой пробы выполнялась путем сплавления с боратным флюсом – метаборатом лития в высокочастотной печи при температуре 1050–1100°C. 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. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 3–10%.

U-Pb геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. С.-Петербург) и Институте геологии КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U осуществлялось по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). В ИГГД РАН определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%, уровень холостого опыта за период исследований не превышал 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. В ГИ КНЦ РАН изотопные исследования выполнены на масс-спектрометре МИ-1201-Т. Ошибка определения U/Pb отношений составила 0.7%, холостое загрязнение не превышало 0.1–0.2 нг Pb и 0.05 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам “PbDAT” и “ISOPLOT” (Ludwig, 1991; Ludwig, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976).

Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические исследования. Для выделения Sm и Nd использована методика А.Б. Котова и др. (Котов и др., 1995), близкая к методике, приведенной в работе (Richard et al., 1976). Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Изотопные составы Sm, Nd, Rb и Sr измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарта La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.51144 ± 10 ($n = 12$). Изотопные отношения Sr нормализованы к отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Средневзвешенное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Sr стандарте SRM-987 за период измерений составило 0.710248 ± 8 ($n = 12$). Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.5\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.05\%$ (2σ). Уровень холостого опыта – 0.05–0.2 нг Sm, 0.1–0.5 нг Nd, 0.01–0.05 нг Rb и 0.3–0.7 нг Sr.

При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные зна-

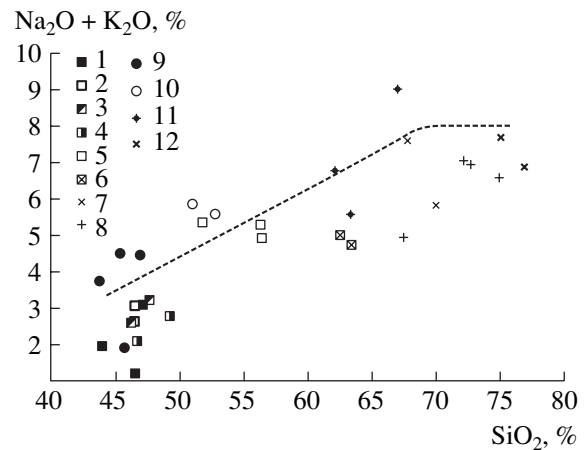


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ для пород Пиканского (1–7) и Уньинского (9–12) массивов. 1–7 – среднеордовикская габбро-тоналитовая ассоциация: 1 – горнблендиты, 2 – плагиоклазосодержащие горнблендиты, 3 – крупнозернистые лейкократовые габбро, 4 – габбро, 5 – габбро-диориты, 6 – кварцевые диориты, 7 – тоналиты; 8 – позднесилурийско-раннедевонские граниты, гранодиориты; 9 – горнблендиты, габбро, 10 – диориты, 11 – кварцевые диориты, гранодиориты, 12 – лейкограниты. Пунктир – линия раздела нормальных и субщелочных пород.

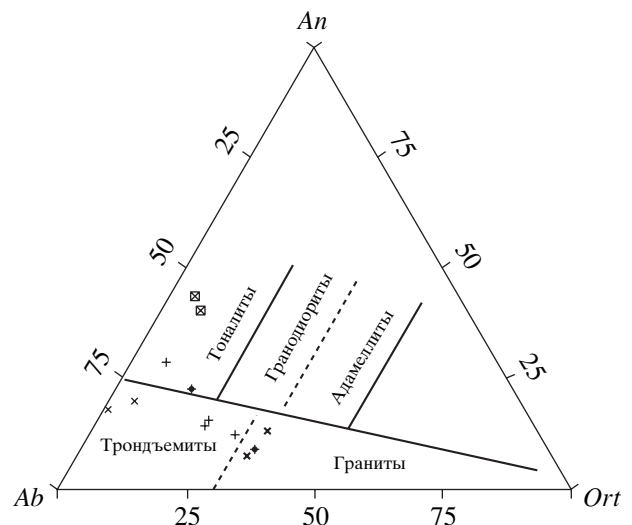


Рис. 3. Диаграмма Ab – An – Ort (O'Connor, 1965) для гранитоидов Пиканского и Уньинского массивов. Усл. обозначения см. на рис. 2.

чения CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$). При расчете двухстадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$ (Liew, Hofman, 1988) принята среднекоровая величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

Таблица 1. Химический состав представительных образцов Пиканского массива

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	C-430.10	C-430-7	C-403	C-400	C-430-3	C-411	C-813	C-404	C-401
SiO ₂	45.19	45.71	45.08	45.16	44.85	45.31	46.28	47.86	49.88
TiO ₂	1.05	1.77	1.43	1.43	0.40	0.52	0.66	0.54	1.42
Al ₂ O ₃	10.01	14.46	17.70	18.41	20.81	21.42	21.93	22.26	20.45
Fe ₂ O ₃ *	15.09	12.22	10.77	11.69	7.99	7.25	9.16	6.93	8.86
MnO	0.27	0.19	0.19	0.19	0.13	0.11	0.12	0.13	0.18
MgO	13.43	8.41	7.66	5.99	8.79	6.79	4.87	4.72	2.67
CaO	10.97	11.03	11.82	11.22	9.98	13.43	10.79	11.32	6.68
Na ₂ O	0.94	2.43	2.47	2.76	2.25	1.93	2.67	2.63	4.52
K ₂ O	0.31	0.68	0.20	0.32	0.38	0.20	0.58	0.18	1.08
P ₂ O ₅	0.32	0.31	0.07	0.13	0.10	0.05	0.06	0.04	0.51
П.п.п.	2.26	2.98	2.54	2.64	4.13	2.94	2.99	3.27	3.64
Сумма	99.84	100.19	99.93	99.94	99.81	99.95	100.10	99.88	99.89
Ga	23.6	23.2	18.2	19.9	17.3	18.8	17.4	20.8	22.5
Li	33	34	9	5	79	4	–	15	18
Rb	11.4	13.8	1.9	2.3	5.6	2.1	5.5	2.5	10.7
Cs	0.52	0.52	0.19	0.25	0.40	0.21	0.82	0.21	1.22
Sr	186	194	938	579	1446	759	914	990	590
Ba	164	165	61	111	124	82	127	93	337
Pb	3.4	3.4	5.2	5.1	25	3.8	12	4.8	5.7
La	36.53	36.10	2.44	5.64	4.88	2.43	2.61	9.64	13.44
Ce	87.86	84.76	5.96	17.50	11.27	6.43	5.89	28.45	33.34
Pr	11.19	11.09	0.86	3.05	1.55	1.00	0.69	4.52	4.49
Nd	43.47	44.82	4.08	15.65	6.54	5.00	2.90	20.66	19.89
Sm	9.02	8.77	1.08	4.42	1.45	1.41	0.66	4.98	4.32
Eu	1.98	1.99	0.80	1.70	0.64	0.70	0.48	1.60	1.87
Gd	8.53	8.28	1.23	4.95	1.52	1.58	0.64	5.59	4.43
Tb	1.29	1.26	0.18	0.79	0.24	0.25	0.10	0.82	0.61
Dy	7.01	7.10	1.04	4.32	1.37	1.46	0.60	4.81	3.21
Ho	1.38	1.43	0.21	0.95	0.28	0.30	0.13	0.97	0.61
Er	4.05	4.03	0.57	2.64	0.79	0.85	0.36	2.74	1.68
Tm	0.54	0.55	0.07	0.35	0.12	0.11	0.05	0.38	0.22
Yb	3.56	3.58	0.48	2.31	0.76	0.74	0.32	2.52	1.34
Lu	0.53	0.53	0.07	0.33	0.12	0.11	0.05	0.37	0.20
Y	38	39	5.3	25	8.1	8.9	4.7	26	17
Th	14.70	14.23	0.11	0.24	1.32	0.13	0.19	0.24	0.45
U	0.74	0.75	0.02	0.05	1.21	0.04	0.06	0.09	0.18
Zr	280	260	10.3	41.4	140	19.7	14.2	55.6	119
Hf	2.29	2.32	0.36	1.56	1.21	0.61	0.32	2.12	2.62
Nb	17	17	0.5	2.9	2.0	1.1	0.8	4.0	8
Ta	1.27	1.28	0.23	0.30	0.78	0.20	0.15	0.36	0.56
Zn	98	102	48	89	54	118	64	89	89
Cu	70	77	22	50	16	56	30	33	16
Co	42	45	18	36	49	42	27	41	16
Ni	113	114	51	35	59	89	28	67	15.6
V	287	302	114	251	126	167	216	250	158
Cr	254	265	317	213	122	325	131	188	46
Sc	25	27	21	47	8.7	25	12	32	15

Таблица 1. Окончание

№	10	11	12	13	14	15	16	17
№ обр.	C-521	C-429-2	C-430-6	C-416	C-407-1	C-407	C-720	C-717
SiO ₂	61.10	61.99	66.38	68.60	66.11	70.78	71.39	73.56
TiO ₂	0.34	0.36	0.26	0.46	0.53	0.38	0.36	0.15
Al ₂ O ₃	18.65	19.22	17.58	15.05	15.75	14.59	14.28	14.50
Fe ₂ O ₃ *	4.49	3.17	2.16	4.00	5.03	3.34	2.69	1.86
MnO	0.06	0.05	0.03	0.06	0.06	0.08	0.06	0.04
MgO	2.47	2.40	1.10	1.61	1.83	0.69	0.66	0.40
CaO	5.60	6.17	3.45	2.51	3.37	1.60	2.05	1.82
Na ₂ O	4.18	4.22	7.52	5.36	4.32	4.21	4.75	4.51
K ₂ O	0.84	0.53	0.08	0.49	0.62	2.84	2.21	2.08
P ₂ O ₅	0.11	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.11	0.08
П.п.п.	1.99	1.62	1.29	1.75	2.12	1.15	1.27	0.74
Сумма	99.83	99.83	99.94	99.98	99.84	99.76	99.84	99.75
Ga	18.2	21.5	17.9	16.3	–	16.7	14.6	13.9
Li	12	14	9	6	–	9	–	–
Rb	12.2	7.8	1.0	4.8	–	42	29	23
Cs	0.96	0.42	0.10	0.33	–	1.93	1.50	0.31
Sr	917	950	250	460	480	270	246	439
Ba	202	197	107	172	–	747	572	1038
Pb	3.4	6.3	9.5	13	–	14	15	17
La	4.99	5.64	3.21	7.05	–	17.63	22.27	23.10
Ce	11.09	12.77	7.05	15.94	–	36.68	41.78	47.28
Pr	1.38	1.66	1.00	1.92	–	4.14	4.65	5.05
Nd	5.65	6.69	4.70	7.40	–	15.88	16.68	18.33
Sm	1.07	1.28	1.10	1.46	–	3.10	2.92	2.99
Eu	0.49	0.54	0.50	0.60	–	1.07	0.87	0.83
Gd	0.98	1.12	1.00	1.21	–	2.90	2.44	2.21
Tb	0.13	0.15	0.13	0.17	–	0.44	0.38	0.35
Dy	0.61	0.73	0.68	0.94	–	2.37	2.12	1.74
Ho	0.11	0.13	0.12	0.19	–	0.49	0.47	0.35
Er	0.32	0.38	0.31	0.55	–	1.48	1.26	0.93
Tm	0.04	0.05	0.04	0.08	–	0.20	0.17	0.13
Yb	0.27	0.35	0.23	0.53	–	1.46	1.06	0.81
Lu	0.04	0.05	0.03	0.08	–	0.22	0.17	0.13
Y	3.1	3.9	3.2	4.1	–	13.2	15.9	13.4
Th	0.63	0.49	0.13	0.90	–	0.91	2.95	3.93
U	0.26	0.29	0.06	0.43	–	0.29	0.36	0.94
Zr	120	120	180	160	140	280	188	132
Hf	0.52	0.92	0.95	2.88	–	3.25	3.718	2.88
Nb	0.9	1.7	0.8	1.7	–	9	6.8	6.5
Ta	0.31	0.22	0.25	0.16	–	0.63	0.52	0.35
Zn	31	35	20	48	–	36	31	32
Cu	36	5.7	5.9	22	–	8.4	3.4	5.0
Co	12	12.6	6.4	9.3	–	4.3	3.2	1.4
Ni	61	42	25	20	–	13	9	8.2
V	51	67	50	58	–	27	19	5.0
Cr	69	130	154	85	–	74	65	118
Sc	5.4	4.2	3.8	5.4	–	5.0	3.0	1.5

Примечания. Оксиды даны в мас. %, элементы в ppm. Прочерк – нет данных. 1–13 – среднеордовикская габбро-тоналитовая ассоциация: 1–2 – горнблендиты, плагиоклазсодержащие горнблендиты; 3–4 – габбро, 5–9 – лейкократовые габбро, 10–13 – кварцевые диориты, тоналиты; 14–17 – позднесилурийские гранодиориты, граниты.

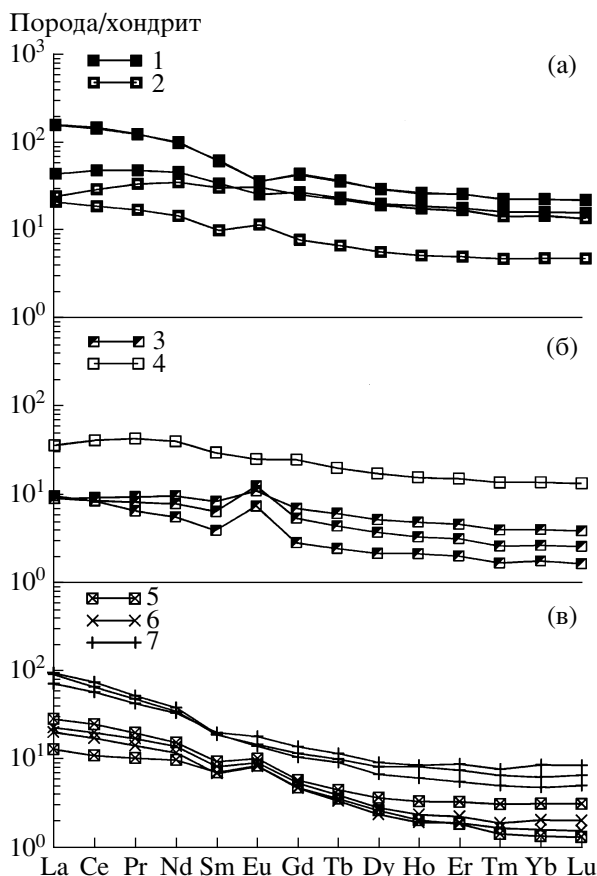


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов в породах Пиканского массива: а–б – среднеордовикская габбро-тоналитовая ассоциация: горнблендиты (1), плагиоклазсодержащие горнблендиты (2), лейкократовые габбро (3), габбро (4); в – среднеордовикская габбро-тоналитовая ассоциация: кварцевые диориты (5), тоналиты (6) и позднесилурийско-раннедевонские, гранодиориты (7).

Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995).

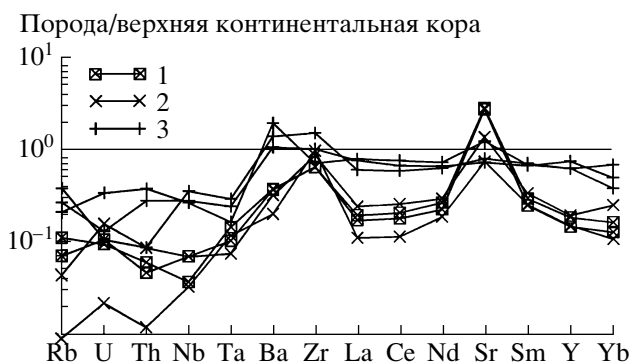


Рис. 5. Спайдердиаграммы для пород Пиканского массива.

1 – 2 – среднеордовикская габбро-тоналитовая ассоциация: 1 – кварцевые диориты, 2 – тоналиты; 3 – позднесилурийско-раннедевонские граниты, гранодиориты. Состав верхней континентальной коры по (Taylor, McLennan, 1985).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Пиканский массив. Породы габбро-тоналитовой ассоциации Пиканского массива характеризуются низкой и нормальной общей щелочностью: величина $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ редко превышает 3% в горнблендитах и габброидах, 5% – в габбро-диоритах и 6% – в кварцевых диоритах и тоналитах, за исключением единичных образцов, затронутых процессами альбитизации. При этом отчетливый рост щелочности происходит пропорционально увеличению кремнекислотности (табл. 1, рис. 2). Кроме того, характерными особенностями пород этой ассоциации являются низкие содержания K_2O , редко превышающие 1%, и достаточно высокие содержания MgO (>1%) и CaO (>2.5%) в кварцевых диоритах и тоналитах.

На классификационной диаграмме $\text{Ab} - \text{An} - \text{Ort}$ фигуративные точки средних и кислых по составу членов габбро-тоналитовой ассоциации Пиканского массива образуют компактное “облако”, которое располагается в поле тоналитов и трондьмитов и вытянуто вдоль ребра $\text{Ab}-\text{An}$ (рис. 3). Яркой отличительной особенностью пород габбро-тоналитовой ассоциации является высокая глиноземистость, что выражается как в абсолютных количествах Al_2O_3 (табл. 1), так и соответствующих коэффициентах. В частности, индекс ASI в тоналитах превышает 1.2, что позволяет относить эти породы к перглиноземистым. Высокая глиноземистость пород хорошо коррелируется со значительными содержаниями Sr (до 1500 ppm), что обусловлено избытком в породах плагиоклаза.

Наиболее высокий уровень концентраций редкоземельных элементов свойствен для горнблендитов, при этом отмечается слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.8-7.0$) и отрицательная Eu-аномалия $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.68-0.70$ (рис. 4а). В плагиоклазсодержащих разновидностях горнблендитов графики распределения REE выполаживаются ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.7-4.3$) и появляется слабая положительная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1-1.3$), которая сохраняется и в лейкократовых габбро ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.4-2.2$) (рис. 4б).

В кварцевых диоритах и тоналитах габбро-тоналитовой ассоциации Пиканского массива уровень содержаний LREE возрастает, в связи с чем характер распределения REE становится более дифференцированным ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.1-12.5$) при сохранении слабой положительной Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.3-1.4$) (рис. 4в). В целом этим породам свойствен отчетливый дефицит большинства литофильных элементов, содержания которых значительно ниже, чем в верхней континентальной коре (за исключением Zr и Sr) (рис. 5).

Гранодиориты и граниты Пиканского массива характеризуются низкой и нормальной общей

Таблица 2. Химический состав представительных образцов Уньинского массива

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	C-559-5	C-561-1	C-561-2	C-561-5	C-561-6	C-559-2	C-561-8	C-561-9	C561-12	C794-1	C-794-2
SiO ₂	45.67	43.77	45.34	46.86	50.94	52.66	62.06	66.99	63.29	75.01	76.85
TiO ₂	1.15	2.80	2.88	1.93	1.49	0.86	0.79	0.47	0.99	0.19	0.11
Al ₂ O ₃	10.65	14.53	14.35	15.23	16.68	18.78	15.83	15.70	17.29	12.75	12.20
Fe ₂ O ₃ *	10.48	14.08	13.75	10.82	9.86	6.33	4.92	3.55	6.41	2.07	1.55
MnO	0.16	0.22	0.24	0.19	0.17	0.03	0.08	0.05	0.08	0.03	0.01
MgO	15.02	6.82	6.51	7.49	4.64	4.90	2.76	0.75	1.72	0.50	<0.05
CaO	10.94	9.24	8.17	9.02	6.63	6.94	4.68	1.51	1.09	0.97	2.04
Na ₂ O	1.15	1.18	1.43	1.57	4.32	3.81	5.09	4.89	1.28	4.30	3.57
K ₂ O	0.75	2.54	3.04	2.87	1.53	1.74	1.67	4.11	4.27	3.38	3.29
P ₂ O ₅	0.52	0.51	0.67	0.42	0.48	0.24	0.19	0.16	0.11	0.05	0.03
П.п.п.	2.01	2.69	2.12	2.35	2.24	2.84	1.34	1.30	2.68	0.61	0.17
Сумма	98.50	98.38	98.50	98.78	98.99	99.14	99.41	99.51	99.21	99.87	99.81
Ga	12.0	21.1	–	–	7.65	19.6	19.7	14.1	–	13.1	12.9
Li	6	6	8	10	6	6	4	2	12	4	–
Rb	11.9	79	64	56	23.1	31	51	79	84	45	38
Cs	0.41	1.06	–	–	–	2.39	0.85	–	–	1.71	0.34
Sr	67	129	–	80	403	470	410	284	162	144	194
Ba	152	617	640	600	221	890	320	759	800	1193	557
Pb	0.8	1.9	–	–	–	3.5	8	–	–	10	6
La	16.60	18.20	–	–	12.70	14.70	29.50	59.10	–	32.70	22.92
Ce	43.70	42.80	–	–	25.40	32.40	73.80	119.00	–	79.93	50.94
Pr	6.34	7.03	–	–	3.53	4.16	11.80	14.20	–	6.86	4.92
Nd	28.20	29.70	–	–	11.80	17.20	46.50	46.30	–	22.21	17.25
Sm	5.76	6.96	–	–	2.59	3.12	9.64	9.37	–	3.40	2.64
Eu	1.29	2.15	–	–	0.78	1.15	1.99	1.31	–	0.76	0.48
Gd	4.87	7.80	–	–	1.72	2.61	8.98	5.97	–	3.03	1.78
Tb	0.76	1.31	–	–	0.28	0.41	1.35	1.02	–	0.42	0.28
Dy	4.40	7.25	–	–	1.37	1.91	7.24	5.13	–	2.10	1.24
Ho	0.89	1.40	–	–	0.31	0.40	1.35	0.94	–	0.41	0.28
Er	2.31	4.07	–	–	0.77	0.91	4.02	2.41	–	1.19	0.79
Tm	0.39	0.62	–	–	0.12	0.16	0.60	0.41	–	0.16	0.11
Yb	2.12	3.56	–	–	0.85	0.81	7.39	2.22	–	1.01	0.76
Lu	0.33	0.51	–	–	0.12	0.13	0.50	0.29	–	0.16	0.13
Y	28	43	43	28	21	15	38	33	44	11	10
Th	1.59	0.75	–	–	4.99	3.47	3.39	26.5	–	11.38	10.99
U	0.50	0.19	–	–	1.66	0.40	1.00	3.70	–	0.77	1.17
Zr	76	177	139	160	226	80	116	274	293	165	97
Hf	0.95	0.69	–	–	3.59	1.48	0.94	7.02	–	1.57	2.16
Nb	9	8	9	7	8	6	16	18	16	5.9	3.1
Ta	<0.5	0.39	–	–	<0.3	<0.5	0.60	0.96	–	0.37	0.19
Zn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	15	4
Cu	–	–	–	–	–	–	–	–	–	9	7
Co	59	45	36	32	14	18	23	4	10	2	1
Ni	180	53	53	100	26	37	21	10	37	8	8
V	230	320	310	270	60	190	150	20	–	12	7
Cr	1300	64	–	–	68	90	52	64	–	68	82
Sc	47	42	–	–	–	17	24	–	–	4.4	1.6

Примечания. Оксиды даны в мас. %, элементы в ppm. Прочерк – нет данных. 1–4 – горнблендиты, габбро; 5–6 диориты; 7–9 – кварцевые диориты, гранодиориты; 10–11 – лейкократовые граниты.

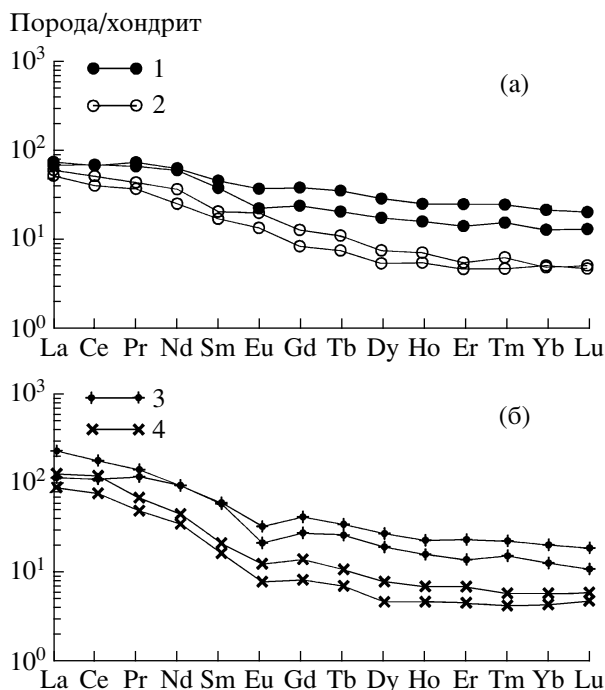


Рис. 6. Графики распределения редкоземельных элементов в породах Уньинского массива. 1 – горнблендиты, габбро, 2 – диориты, 3 – кварцевые диориты, гранодиориты, 4 – лейкограниты. Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995).



Рис. 7. Спайдердиаграммы для пород Уньинского массива. 1 – лейкограниты, 2 – кварцевые диориты и гранодиориты. Состав верхней континентальной коры по (Taylor, McLennan, 1985).

щелочностью: величина $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ не превышает 7% (табл. 2, рис. 2). На классификационной диаграмме $\text{Ab} - \text{An} - \text{Ort}$ составы этих пород, за исключением единственного образца, отвечают трондьемитам (рис. 3). Они характеризуются достаточно высокой глиноземистостью, но сравнительно меньшей, чем диориты и тоналиты габбро-тоналитовой ассоциации (табл. 1). Значения индекса ASI, рассчитанные для этих пород, находятся в интервале 1.02–1.13, что позволяет относить их к слабонерглиоземистым.

Рассматриваемые породы умеренно обогащены легкими редкоземельными элементами ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 8.2\text{--}14.2$), содержания которых превышают “хондритовый уровень” в 70–100 раз (рис. 4в). Следует подчеркнуть, что в отличие от тоналитов габбро-тоналитовой ассоциации, величина $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в данном случае увеличивается с ростом кремнекислотности пород, что обеспечивается как ростом содержаний легких лантаноидов, так и падением содержаний тяжелых лантаноидов. Eu-аномалия в породах гранодиорит-гранитовой ассоциации не проявлена ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.94\text{--}1.0$).

В целом состав гранитоидов гранодиорит-гранитовой ассоциации Пиканского массива приближается к составу верхней континентальной коры (рис. 5), хотя в определенной степени деплетирован в отношении Rb, U, Th, Nb, Ta и тяжелых редкоземельных элементов. При этом уровень накопления в них литофильных элементов существенно выше, чем в кварцевых диоритах и тоналитах габбро-тоналитовой ассоциации.

Уньинский массив. Породы повышенной основности Уньинского массива (горнблендиты, плагиогорнблендиты, меланодиориты) по соотношению SiO_2 и суммарной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.5\text{--}6.0\%$) относятся к субщелочным породам (табл. 2; рис. 2). Гранитоиды этого массива представлены лейкократовыми гранитами ($\text{SiO}_2 = 75.0\text{--}76.8\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.9\text{--}7.7\%$), кварцевыми диоритами ($\text{SiO}_2 = 62.1\text{--}63.3\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.5\text{--}6.7\%$) нормальной щелочности. Исключение составляет единственный образец гранодиорита ($\text{SiO}_2 = 66.9\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9.0\%$), характеризующийся наибольшими вторичными преобразованиями (рис. 2). Для них свойственны умеренные значения индекса ASI = 0.93–1.03, а на классификационной диаграмме $\text{Ab} - \text{An} - \text{Ort}$ точки их составов располагаются в поле гранитов, приближаясь к полю трондьемитов (рис. 3).

Для горнблендитов Уньинского массива характерно практически не дифференцированное распределение редкоземельных элементов ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3.5\text{--}5.3$) со слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.72\text{--}0.88$) (рис. 6а). В гранитоидах этого массива отмечается отчетливое преобладание легких лантаноидов над средними ($(\text{La}/\text{Eu})_n = 10.2\text{--}11.4$) и практически не дифференцированный спектр распределения REE в интервале Dy–Lu ($(\text{Eu}/\text{Yb})_n = 1.7\text{--}2.2$), а также умеренно выраженная отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.5\text{--}0.7$) (рис. 6б). Примечательно, что графики распределения редкоземельных элементов для всех образцов Уньинского массива полностью комплементарны друг другу, при этом с увеличением кремнекислотности происходит уменьшение содержаний тяжелых лантаноидов и общего уровня содержаний REE. В целом состав гранитоидов Уньинского

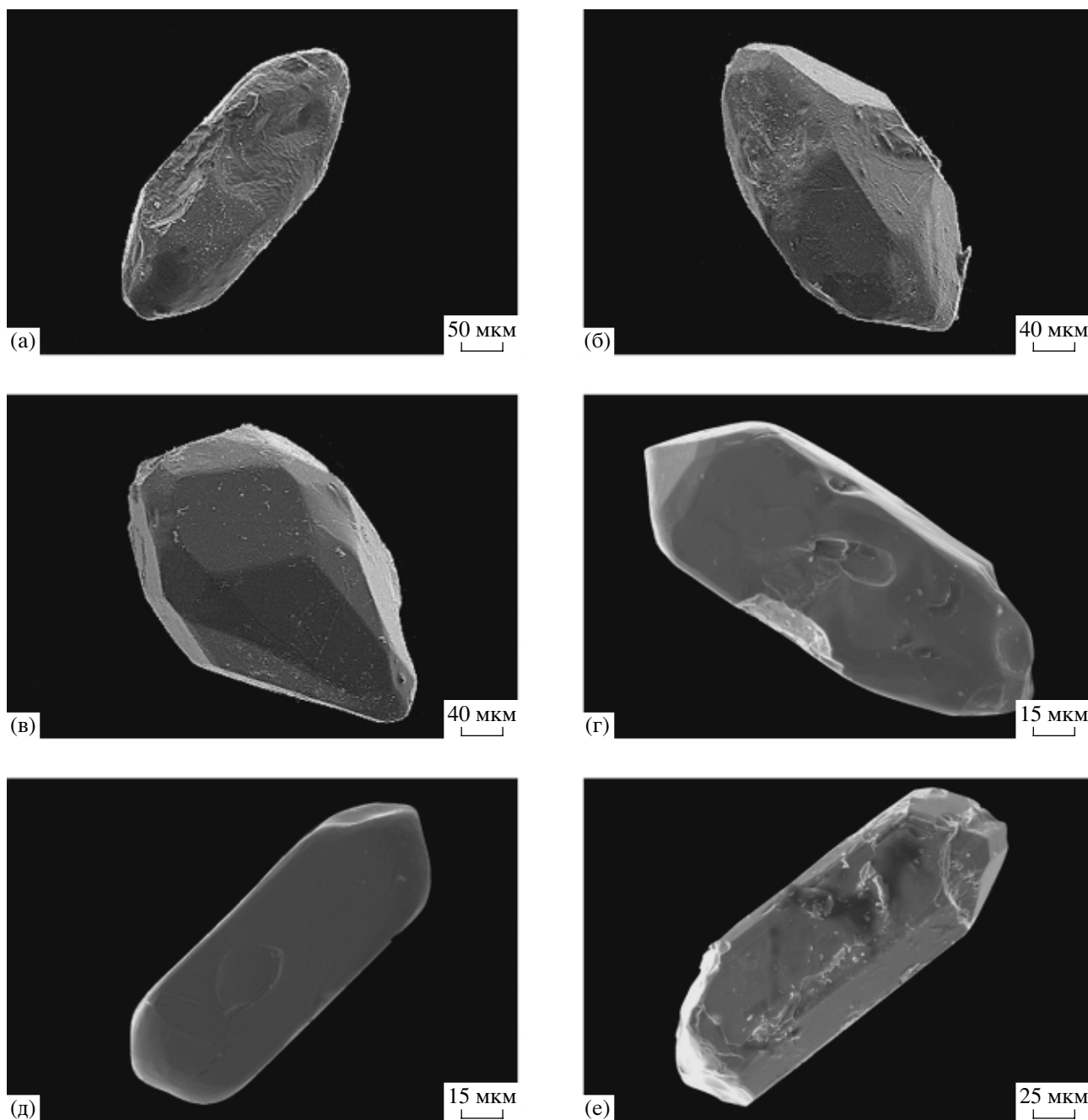


Рис. 8. Микрофотографии циркона из среднеордовикских кварцевых диоритов (обр. С-521) габбро-тоналитовой ассоциации (а–в) и позднесилурийско-раннедевонских биотитовых гранитов (обр. С-720) Пиканского массива (г–е). Выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1420 В.И. Палажченко (ИГиП ДВО РАН), ускоряющее напряжение 15 кВ.

массива соответствует составу верхней континентальной коры, за исключением отчетливого дефицита Nb и Ta (рис. 7).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Кварцевые диориты Пиканского массива. Для геохронологических исследований габбро-тона-

литовой высокоглиноземистой ассоциации Пиканского массива использован амфиболовый кварцевый диорит (обр. С-521), отобранный непосредственно в пределах створа Зейской ГЭС (рис. 1). Циркон, выделенный из этих пород, представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматической и дипирамидальной формы гиацинтового габитуса (рис. 8 А–В) светло-розового цвета,

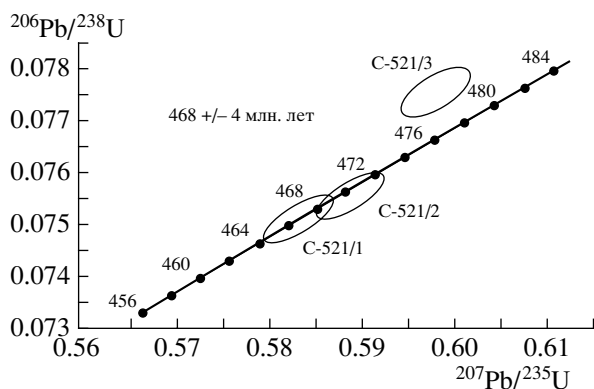


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевых диоритов (обр. С-521) габбро-тоналитовой ассоциации Пиканского массива. Номера фракций соответствуют таковым в таблице 3.

основными элементами огранки которых являются грани призмы {100}, дипирамиды {101}, {103} и пирамиды {111}, {101}, {103}. Поверхности граней отдельных кристаллов корродированы. Для внутреннего строения кристаллов циркона характерно отсутствие зональности и присутствие многочисленных твердофазных и газожидких включений. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 450 мкм; $K_{удл} = 1.0-2.1$.

Для U-Pb изотопных исследований использованы три навески наиболее прозрачных кристаллов циркона, отобранные из размерных фракций >150 мкм и <85 мкм (№ 1, 2, 3; табл. 3). Точки изотопного состава циркона из фракции <85 мкм (№ 1, 2; табл. 3) располагаются на конкордии, а циркон из более крупной фракции (>150 мкм) (№ 3, табл. 3) характеризуется обратной дискордантностью U/Pb отношений (рис. 9). Среднее значение возраста, рассчитанное по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, для двух фракций циркона с конкордантными U/Pb отношениями, составляет 468 ± 4 млн. лет, а средняя величина возраста, рассчитанная для этих фракций по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 471 ± 10 млн. лет. Обратная дискордантность циркона из фракции >150 мкм может быть обусловлена особенностями изотопного состава свинца и урана во включениях рудного минерала, присутствующих в изученном цирконе.

Морфологические особенности циркона из амфиболового кварцевого диорита позволяют сделать вывод о его кристаллизации из расплава. Следовательно, значение возраста 468 ± 4 млн. лет, полученное для фракций с конкордантными U/Pb отношениями, может быть принято в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации кварцевых диоритов габбро-тоналитовой высокоглиноземистой ассоциации Пиканского массива.

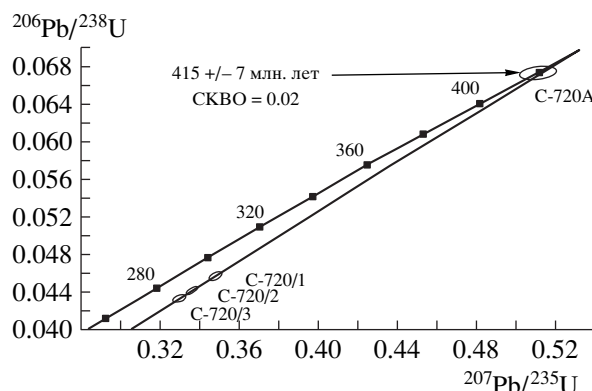


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотитовых гранитов (обр. С-720) Пиканского массива. Номера фракций соответствуют таковым в таблице 3.

Граниты Пиканского массива. Образец для геохронологических исследований пород гранодиорит-гранитовой ассоциации Пиканского массива (обр. С-720) отобран из вытянутого в субширотном направлении интрузивного тела биотитовых гранитов протяженностью около 200 м и мощностью 40–45 м, расположенного на водоразделе рек Пикан и Алгая (рис. 1) и прорывающего породы габбро-тоналитовой ассоциации. Акцессорный циркон этих гранитов представлен в основном прозрачными идиоморфными короткопризматическими слабозональными (в иммерсионной жидкости) кристаллами желтоватого цвета, иногда со сглаженными ребрами ($K_{удл} = 2-3$) (рис. 8г–е).

Первоначально для U-Pb изотопного датирования были использованы три навески цирконов наилучшей сохранности, отобранные из размерных фракций <75 мкм, 75–120 мкм и >120 мкм (№ 4–7, табл. 3), которые характеризуются дискордантными U/Pb отношениями. Для уменьшения степени дискордантности циркон из наиболее крупной фракции (>120 мкм) был подвергнут аэроабразивной обработке (Krogh, 1982) с удалением около 70% вещества (№ 7, табл. 3). Как видно на рис. 10, точка изотопного состава циркона после аэроабразивной обработки располагается на конкордии. В целом точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию (рис. 10), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 415 ± 7 млн. лет, а нижнее – близко к нулю (СКВО = 0.02).

Судя по морфологическим особенностям, изученный циркон имеет магматическое происхождение, что дает все основания интерпретировать оценку возраста 415 ± 7 млн. лет, полученную по верхнему пересечению дискордии с конкордией, как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для рассматриваемых гранитов.

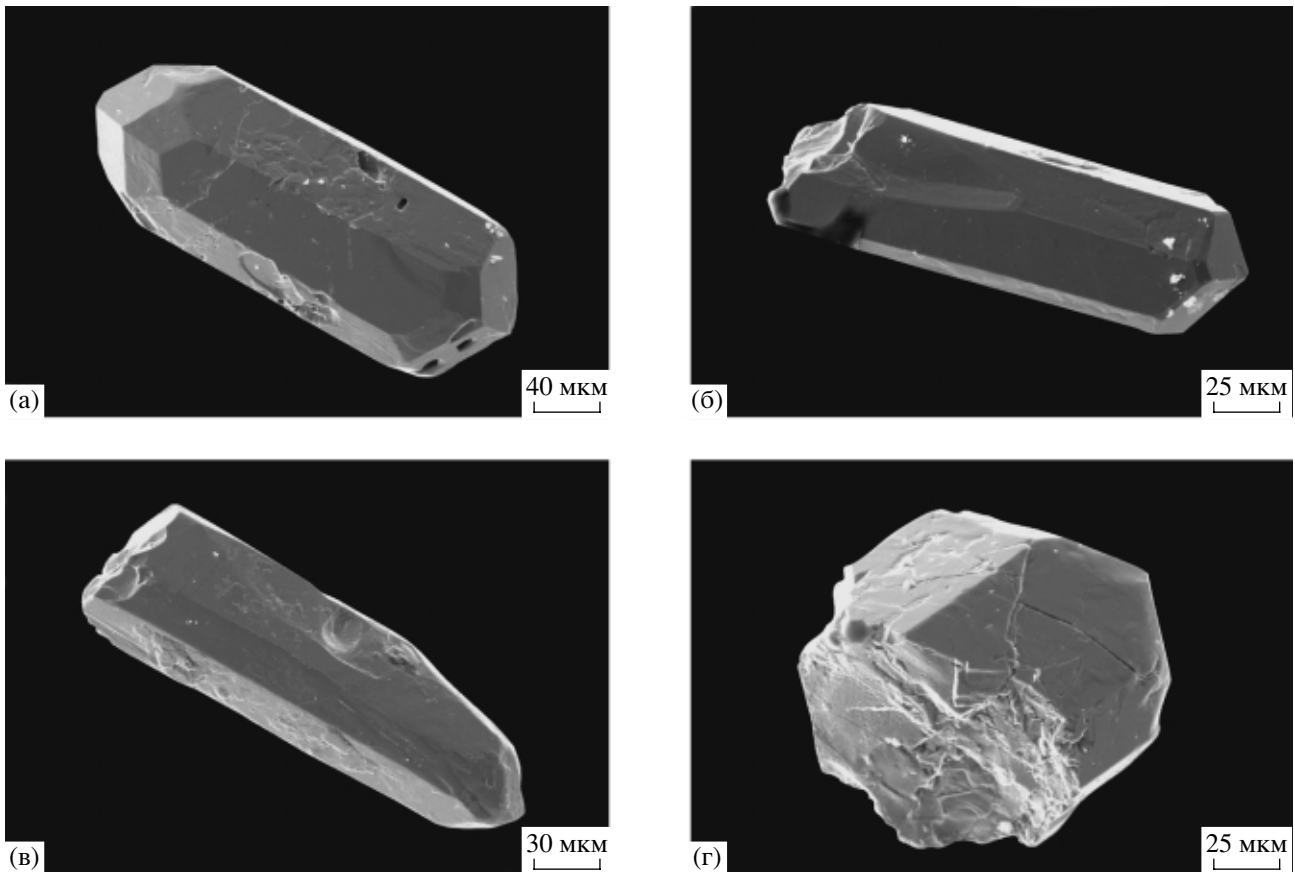


Рис. 11. Микрофотографии циркона из лейкократовых гранитов Уньинского массива (обр. С-794-1). Выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1420 В.И. Палажченко (ИГиП ДВО РАН), ускоряющее напряжение 15 кВ.

Лейкократовые граниты Уньинского массива.

Для геохронологических исследований Уньинского массива была отобрана серия проб из всех главных разновидностей слагающих его пород. Но, к сожалению, необходимое для изотопного датирования количество циркона было выделено только из лейкократовых биотитовых гранитов (обр. С-794-1) (рис. 1). Акцессорный циркон, выделенный из этих гранитов, образует прозрачные и полупрозрачные трещиноватые дипирамидально-призматические кристаллы цирконового габитуса (рис. 11) коричневатого цвета. Ребра граней призмы {100} и дипирамиды {101} сглажены; $K_{удл} = 2-3$. Внутреннее строение кристаллов однородное – без видимых в иммерсионной жидкости включений и зональности.

U-Pb изотопные исследования выполнены для трех навесок наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов цирконов, отобранных из размерных фракций <50 мкм, 50–75 мкм и >100 мкм (№ 8–10, табл. 3). На диаграмме с конкордией (рис. 12) точки изотопного состава проанализированных фракций циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соот-

ветствует возрасту 454 ± 5 млн. лет, а нижнее – близко к нулю (СКВО = 0.21). При этом точка изотопного состава цирконов из наиболее крупной фракции попадает на конкордию.

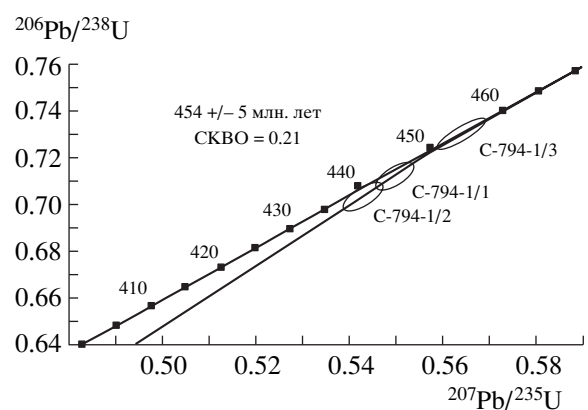


Рис. 12. Диаграмма с конкордией для цирконов из лейкократовых гранитов Уньинского массива (обр. С-794-1). Номера фракций соответствуют таковым в таблице 3.

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из амфиболовых кварцевых диоритов и биотитовых гранитов Пиканского массива и лейкократовых биотитовых гранитов Уньинского массива

№	№ обр./№ фракции	Размер фракции, мкм, навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Амфиболовый кварцевый диорит Пиканского массива (обр. С-521)													
1	С-521/1	<85, 0.50	26.7	364	5693	0.05637 ± 6	0.0653 ± 1	0.0751 ± 1	0.5835 ± 9	0.77	467 ± 2	467 ± 2	467 ± 2
2	С-521/2	<85, 0.48	25.6	344	3447	0.05656 ± 6	0.0662 ± 1	0.0755 ± 1	0.5892 ± 12	0.76	469 ± 2	470 ± 2	474 ± 2
3	С-521/3	>150, 0.83	16.5	213	1357	0.05594 ± 9	0.0618 ± 1	0.0775 ± 2	0.5981 ± 12	0.67	481 ± 2	476 ± 2	450 ± 3
Биотитовый гранит Пиканского массива (обр. С-720)													
4	С-720/1	>120, 3.6	24.4	492	1017	0.06924 ± 13	0.1704 ± 3	0.04574 ± 9	0.3474 ± 21	0.48	288 ± 2	302 ± 2	416 ± 13
5	С-720/2	75–120, 2.6	22.9	444	452	0.08703 ± 8	0.2155 ± 2	0.04417 ± 2	0.3353 ± 25	0.81	279 ± 2	294 ± 2	414 ± 9
6	С-720/3	<75, 1.6	23.0	365	164	0.14343 ± 14	0.3589 ± 3	0.04332 ± 12	0.3290 ± 26	0.48	273 ± 2	289 ± 2	416 ± 16
7	С-720/4	30% абразии от фр. >120, 1.9	42.3	429	190	0.13135 ± 13	0.4087 ± 3	0.06733 ± 26	0.5117 ± 51	0.47	420 ± 3	420 ± 3	417 ± 36
Лейкократовый биотитовый гранит Уньинского массива (обр. С-794-1)													
8	С-794-1/1	<50, 4.6	57.7	773	1365	0.06652 ± 6	0.1375 ± 1	0.07112 ± 8	0.5491 ± 21	0.77	443 ± 3	444 ± 3	452 ± 6
9	С-794-1/2	50–75, 6.1	62.0	844	1610	0.06498 ± 4	0.1356 ± 1	0.07029 ± 11	0.5435 ± 11	0.81	438 ± 3	441 ± 3	455 ± 4
10	С-794-1/3	>100, 6.0	50.6	673	2185	0.06257 ± 4	0.1266 ± 1	0.07230 ± 12	0.5640 ± 16	0.89	454 ± 3	454 ± 3	454 ± 4

Примечания. Геохронологические исследования цирконов из пробы С-521 выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, из проб С-720 и С-794-1 в Геологическом институте Кольского НЦ РАН. * – значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели (Stacey, Kratens, 1975). Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Таблица 4. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимических исследований гранитоидов Пиканского и Уньинского массивов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса

Образец	Возраст, млн. лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Пиканский массив														
Среднеордовикская габбро-тоналитовая ассоциация														
C-521	468	1.03	5.08	0.1227	0.512720 ± 10	1.6	6.0	722	715	34.3	940	0.1057	0.704070 ± 5	0.7034
C-416	468	4.00	17.70	0.1364	0.512725 ± 4	1.7	5.3	840	775	104	134	2.1963	0.711790 ± 7	0.6971
Позднесилурийская гранодиорит-гранитовая ассоциация														
C-407	415	3.15	16.59	0.1148	0.512542 ± 8	-1.9	2.5	939	968	44	211	0.6051	0.708060 ± 7	0.7045
C-720	415	3.34	19.36	0.1045	0.512430 ± 8	-4.1	0.8	1006	1104	30	272	0.3296	0.705080 ± 24	0.7031
Уньинский массив														
C-561-9	454	9.10	50.10	0.1097	0.512255 ± 2	-7.5	-2.4	1312	1406	92.7	247	1.0855	0.713400 ± 10	0.7064
C-794-1	454	3.34	21.20	0.0954	0.512355 ± 5	-5.5	0.4	1025	1175	51	120	1.3069	0.713920 ± 12	0.7055

Примечания. C-521- амфиболовый кварцевый диорит; C-416 – тоналит; C-407 и C-720 – биотитовый гранит; C-561-9 – гранодиорит, C-794-1 – лейкократовый биотитовый гранит.

Морфология кристаллов циркона, использованных для геохронологических исследований, указывает на его магматическое происхождение. Другими словами, полученный по верхнему пересечению дискордии с конкордией возраст 454 ± 5 млн. лет отражает возраст кристаллизации лейкократовых гранитов Уньинского массива.

Rb-Sr И Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

Помимо U-Pb датирования гранитоидов Пиканского и Уньинского массивов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, были также проведены Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические исследования, результаты которых представлены в табл. 4.

Как следует из табл. 4, изученные породы по особенностям изотопного состава Nd и Sr относятся к трем группам. Первая из них включает среднеордовикские кварцевые диориты и тоналиты Пиканского массива с положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = +5.3 \dots +6.0$, сравнительно молодыми величинами $T_{Nd}(DM) = 0.7-0.8$ млрд. лет ($T_{Nd}(DM-2st) = 0.7-0.8$ млрд. лет) и низкими значениями начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.6971-0.7034$. Вторая группа представлена гранитоидами позднесилурийской-раннедевонской гранодиорит-гранитовой ассоциацией указанного массива, для которых характерны $\epsilon_{Nd}(T) = +0.8 \dots +2.5$, $T_{Nd}(DM) = 0.9-1.0$ млрд. лет ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.0-1.1$ млрд. лет) и $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.7031-0.7045$. И, наконец, к третьей группе относятся позднеордовикские лейкограниты Уньинского массива с отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = -2.4 \dots -0.4$, более древними величинами $T_{Nd}(DM) = 1.0-1.3$ млрд. лет ($T_{Nd}(DM-2st) = 1.2-1.4$ млрд. лет) и умеренно высокими значениями начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.7055-0.7064$. В целом гранитоиды Пиканского и Уньинского массивов можно сопоставлять соответственно с $\epsilon(+)$ и $\epsilon(-)$ гранитами по (Коваленко и др., 1996; Коваленко и др., 1999). При этом по изотопному составу Nd изученные гранитоиды отвечают рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии (Коваленко и др., 1999; Ярмолук и др., 1999, Ярмолук и др., 2001; Коваленко и др., 2003).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В первую очередь следует напомнить, что ранее все массивы, сложенные преимущественно габбро при подчиненной роли средних и кислых пород и расположенные в пределах Янканского, Тукурингрского и Джагдинского террейнов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, в геологической литературе относились к пиканскому комплексу (Геология зоны БАМ, 1988; Мартынюк и др., 1990; Геологическая карта..., 1999 и др.). В результате планомер-

ных исследований этого комплекса удалось установить, что Крестовский массив Янканского террейна и Дугдинский массив Тукурингрского террейна являются ничем иным, как фрагментами офиолитовых ассоциаций и генетически связаны с ассоциирующими с ними вулканогенными толщами восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Натальин, 1886; Сорокин, Дриль, 1998; Сорокин, Дриль, 2002).

Геохимические особенности всех пород Пиканского и Уньинского массивов, а именно обогащенность легкими редкоземельными, крупноионными литофильными элементами, определенный дефицит некоторых высокозарядных элементов (например, Nb и Ta), указывают на то, что наиболее вероятной обстановкой их формирования является обстановка активной континентальной окраины. В частности, по характеру распределения литофильных элементов породы Пиканского массива имеют много общего с высокоглиноземистыми магматическими комплексами Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформированными в зонах субдукции. Из этого следует, что и Пиканский, и Уньинский массивы имеют совершенно иную природу, нежели упомянутые выше Крестовский и Дугдинский офиолитовые массивы.

Обратимся к изотопно-геохимическим данным. Формирование $\epsilon(-)$ -гранитов Уньинского массива можно связать с переработкой пород континентальной коры, которые имели в среднем позднепротерозойский Nd модельный возраст. Это могли быть как породы континентальной коры позднепротерозойского возраста, так и смесь пород ювенильной континентальной коры раннепалеозойского возраста и пород более древней континентальной коры, вероятно, раннепротерозойского возраста. Однако следует напомнить, что данный массив расположен в осевой части Монголо-Охотского складчатого пояса, где выделяется серия аккреционных клиньев (Nokleberg et al., 2001). Поэтому консолидированной континентальной коры протерозойского возраста в пределах этого сегмента пояса быть не может. Учитывая это обстоятельство, для объяснения происхождения гранитоидов Уньинского массива можно предложить две модели:

1. Рассматриваемые гранитоиды входят в состав фрагментов континентальных окраин, "помещенных" в структуру Монголо-Охотского складчатого пояса в результате сравнительно молодых (например, мезозойских) латеральных перемещений.

2. Формирование рассматриваемых гранитоидов действительно связано с переработкой пород континентальной коры со средним позднепротерозойским Nd модельным возрастом, при этом источником этого древнего корового материала

могли служить осадки континентального склона. Однако, принимая во внимание, что становление Уньинского массива произошло в позднем ордовике, а самые древние осадки континентального склона датируются силуром, эта модель не может быть реализована.

Для $\epsilon(+)$ гранитоидов Пиканского массива можно предположить иные модели образования:

1. Зарождение расплавов, родоначальных для среднеордовикских кварцевых диоритов и тоналитов Пиканского массива, скорее всего связано с плавлением источника, образованного при смешении пород субдуцируемой океанической коры и осадочного материала, отражающего усредненный состав континентальной коры в областях его сноса. Именно примесь последнего могла обусловить более древний модельный возраст этих пород по сравнению с возрастом их кристаллизации.

2. Наиболее вероятным механизмом формирования позднесилурийских-раннедевонских $\epsilon(+)$ гранитов Пиканского массива является плавление "смешанного" источника, состоящего из пород ювенильной континентальной коры раннепалеозойского (среднеордовикского) возраста и пород более древней континентальной коры, вероятно, протерозойского возраста или продуктов ее разрушения.

Для разработки тектонического сценария происхождения рассматриваемых массивов отметим, что их контакты с вмещающими породами имеют тектонический характер. Более того, возраст пород этих массивов оказался более древним, чем наиболее древние фаунистически охарактеризованные палеоокеанические отложения Монголо-Охотского складчатого пояса, относимые к силуру и девону (Парфенов и др., 1999). В этой связи можно предположить, что рассматриваемые массивы принадлежат к фрагментам континентального обрамления складчатого пояса, тектонически помещенными в его современную структуру в результате сравнительно молодых, например, позднемезозойских движений, когда проявлялись интенсивные продольные перемещения вдоль Монголо-Охотской сутуры. Это предположение согласуется с упомянутым выше мнением Г.В. Ициксон (см. обзор в ст. Г.Л. Кирилловой, М.Т. Турбина (1979)) о тектонической природе границ Пиканского массива.

Подтверждением данного тектонического сценария могут служить результаты сравнительно недавних геохронологических исследований палеозойских магматических комплексов Аргунского террейна, являющегося южным обрамлением Монголо-Охотского складчатого пояса. В частности, в пределах северо-восточного фланга этого террейна были выявлены массивы гранитов с возрастом 467 ± 5.5 и 472 ± 2 млн. лет (U-Pb метод по циркону) – (Сорокин и др., 2002; Соро-

кин и др., 2004). Не исключено, что последние, вместе с раннеордовикскими гранитами Мамынского террейна, являются составными частями некогда единой магматической дуги, фрагменты которой вполне могли быть перемещены в структуру Монголо-Охотского складчатого пояса, как предполагается в работе (Sengor, Natal'in, 1996). Такие перемещения могли осуществиться по системе сдвигов, на определяющее значение которых в формировании орогенных поясов Центральной Азии впервые указали Б.А.Натальин и Дж.Шенгер (Натальин, 1991; Натальин, Борукаев, 1991; Natal'in, 1993; Sengor, Natal'in, 1996). С другой стороны, эти широкомасштабные сдвиговые перемещения логично вписываются и в другие известные модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999; Парфенов и др., 2003; Nokleberg et al., 2001).

ВЫВОДЫ

1. В современной структуре восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса присутствуют массивы, сложенные интрузивными породами раннепалеозойского возраста – Пиканский и Уньинский. В строении Пиканского массива одноименного комплекса выявлены две разновозрастных ассоциации: среднеордовикская (468 ± 4 млн. лет) габбро-тоналитовая высокоглиноземистая и позднесилурийско-раннедевонская (415 ± 7 млн. лет) гранодиорит-гранитовая. Для лейкократовых гранитов Уньинского массива получен возраст 454 ± 5 млн. лет.

2. Предполагается, что Пиканский и Уньинский массивы представляют собой тектонические отторженцы – фрагменты континентального обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса, тектонически помещенные в его структуру на заключительных этапах его формирования.

3. Породы Пиканского и Уньинского массивов, традиционно относимые к пиканскому комплексу, по своим геохимическим особенностям существенно отличаются от пород других массивов этого комплекса. Если Крестовский и Дугдинский массивы представляют собой фрагменты офиолитовых ассоциаций и тесно связаны с ассоциирующими с ними вулканогенными комплексами Монголо-Охотского складчатого пояса, то Пиканский и Уньинский массивы, исходя из геохимических особенностей слагающих их пород, скорее всего принадлежат к магматической дуге, сформированной в обстановке активной континентальной окраины. Эти данные ставят вопрос о необходимости пересмотра "объемов" пиканского комплекса, поскольку в его составе оказались объединенными генетически разнородные образования.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-64810, 05-05-65347, 05-05-65128, 06-05-64989, 07-05-00147), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского пояса: от палеоокеана к континенту” и “Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах”, Президиума ДВО РАН (грант № 06-I-ОНЗ-115).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 135 с.
- Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т. 1. 443 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1. 328 с.
- Зубков В.Ф., Вольский А.С.* Геологическая карта региона БАМ/Ред. Зубков В.Ф. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандимирова Г.П.* Сравнительная геохимия и возраст палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 990–1002.
- Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В.* Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 11. С. 973–989.
- Кириллова Г.Л., Турбин М.Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Коррообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.* Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. 2003. Т. 11. № 3. С. 227–254.
- Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П.* Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2003. № 3. С. 408–424.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 97–108.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- 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.
- Натальин Б.А.* Офиолиты джагдинского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Офиолиты восточной окраины Азии. Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1986. С. 69–71.
- Натальин Б.А.* Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б.* Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–97.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов 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. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Сорокин А.А., Дриль С.И.* Первые данные о вещественном составе Дугдинского массива офиолитов (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления/Материалы II Всерос. металл. совещания. Иркутск, авг. 25–28, 1998. Иркутск: Сангай, 1998. С. 394–395.
- Сорокин А.А., Дриль С.И.* Янканский офиолитовый комплекс Монголо-Охотского складчатого пояса: петрология и геодинамическая позиция // Тихоокеанская геология. 2002. № 6. С. 46–60.
- 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., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. и др.* Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 6. С. 807–812.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь и др.* Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 414–424.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др.* Этапы формирования и источники щелочногранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–380.

- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Jakobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Krogh T.E.* Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
- Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1988. V. 98. P. 129–138.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* V. 88. № 542. 1991. 35 p.
- McDonough W.F., Sun S-s.* The composition of the Earth // *Chemical Geology.* 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.
- Natal'in B.A.* History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *Island Arc.* 1993. № 2. P. 15–34.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.Y.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Department of the Interior, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1626, 2001. 122 p.
- O'Connor J. T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof Paper 525-B. 1965. P. 79–84.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth and Planet. Sci Lett.* 1976. V. 31. P. 269–278.
- Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* *Peleotectonics of Asia: fragments of a synthesis/The tectonic evolution of Asia.* Cambridge University Press. 1996. P. 486–640.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* *The continental crust: Its composition and evolution.* Blackwell Scientific Publ., 1985. 312 p.

*Рецензенты А.В. Маслов,
Г.Ю. Шардакова, В.В. Ярмолюк*