

УДК 550.4

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛИТОВ ГЕРЦИНИД МОНГОЛЬСКОГО И ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ

© 2002 г. И. К. Козаков, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий,
Е. В. Бибикова, П. Я. Азимов, Т. И. Кирнозова

Поступило 11.03.2002 г.

Складчатые сооружения Центральной Азии по типу тектонического строения распадаются на две принципиально различные категории областей – мозаичные и линейные. К первым относятся главным образом байкальские и каледонские, ко вторым – герцинские и индосинийские складчатые системы [1]. Герцинские структуры Южной Монголии представляют собой сформировавшееся в карбоне коллизионное покровно-складчатое сооружение, с севера граничащее с каледонидами Центральной и Северной Монголии, с юга срезанное индосинидами Внутренней Монголии. Развитие герцинид укладывается в цикл Уилсона: раскрытие Южно-Монгольского палеоокеанического бассейна, формирование островных дуг и задуговых бассейнов, коллизия Северо-Азиатского и Южно-Гобийского континентальных массивов [2]. В этом процессе активная окраина расположена на севере (в современных координатах). Вдоль южного склона Монгольского и Гобийского Алтая развиты полиметаморфические комплексы. Полоса их выходов непосредственно приурочена к окраине Северо-Азиатского каледонского континента и протягивается на северо-запад через верховья рек Урунгу и Иртыш (Китай) в Восточный Казахстан, где они представлены в “иртышской зоне смятия” [3].

Полиметаморфические образования слагают тектонические чешуи шириной от первых до 15–20 км и протяженностью до 50–60 км (рис. 1), с севера ограниченные системой синметаморфических вязких разрывов, параллельных северо-западным структурам монометаморфических зеленосланцевых толщ палеозоя, с юга они срезаны субширотными зонами blastomylonitov, связанными с Булганским (Заалтайским) разломом. В пределах этих чешуй устанавливается проявление

регионального метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии, предшествующего зеленосланцевому. Наиболее типичны породы ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации по схеме фаций В.А. Глебовицкого [4]. Реликтовые парагенезисы более раннего метаморфизма отвечают условиям амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии (силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая и андалузит-гранат-биотит-мусковитовая субфации) [3]. Отнесение указанных метаморфических процессов к различным тектоно-метаморфическим циклам базировалось на следующих данных. Метаморфические процессы амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии сопряжены с самостоятельными структурными формами (изоклинальные складки, кристаллизационная сланцеватость, минеральная линейность), завершаются формированием зон кислотного выщелачивания, характеризующими регрессивную стадию метаморфизма, и внедрением гранитоидов калиевого ряда; в интервале между высоко- и низкоградиентным метаморфизмом происходит внедрение роев даек базитов (гашуннурский комплекс); с низкоградиентным метаморфизмом связано формирование главных картируемых складчатых структур (лежачие и в разной степени сжатые прямые складки северо-западного простирания), наложенных на ранние, синхронные с высокоградиентным метаморфизмом [3]. Наиболее ранние метаморфические процессы происходили в условиях предположительно гранулитовой фации, на что указывало присутствие включений гиперстенсодержащих пород среди гнейсов амфиболитовой фации пониженного давления. При этом были установлены лишь единичные реликты гиперстена и *PT*-условия образования этих парагенезисов не были определены.

Геохронологические исследования (U–Pb-метод) гранитоидов, сопряженных с процессами высоко- и низкоградиентного метаморфизма амфиболитовой фации, позволили дать оценку возраста проявления этих процессов: 385 ± 5 и 365 ± 4 – 371 ± 2 млн. лет соответственно [5]. Реликтовая

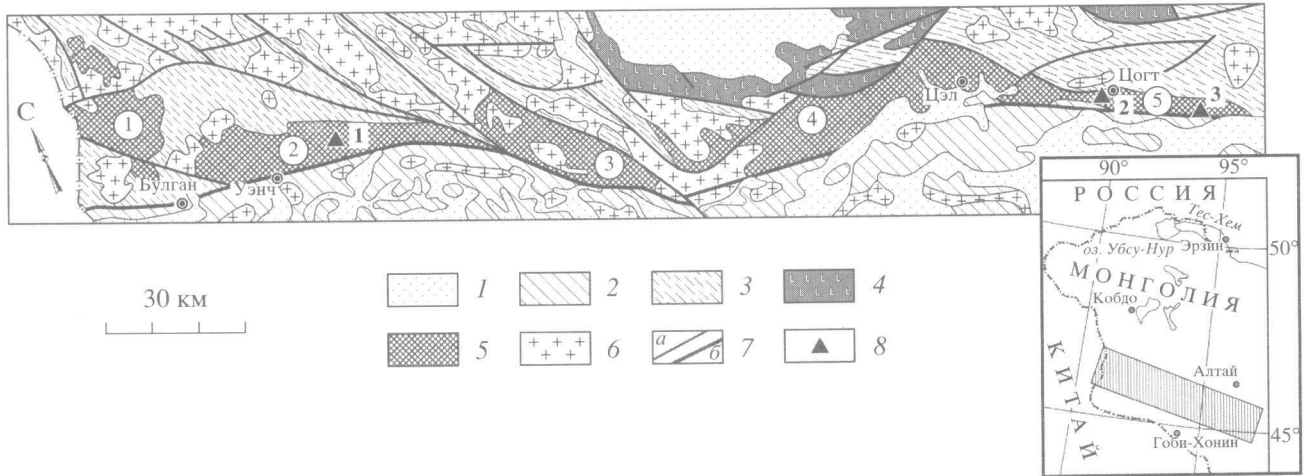


Рис. 1. Схема тектонического положения полиметаморфических комплексов Монгольского и Гобийского Алтая. 1 – мезо-кайнозойские наложенные впадины; 2 – герциниды Южно-Монгольской зоны; 3, 4 – каледониды (3 – поздние, 4 – ранние); 5 – полиметаморфические комплексы; б – массивы гранитоидов среднего–позднего палеозоя; 7 – разломы и тектонические границы (а), зона Булганского и Заалтайского разломов; 8 – точки опробования (1, 2 – синметаморфических гранитоидов по [5], 3 – гранулитов). Цифры в кружках – блоки: 1 – Булганский, 2 – Бодончинский, 3 – Барлагинский, 4 – Цэлский, 5 – Цогтский.

форма гранулитов, а также отсутствие интрузивных образований, синхронных с метаморфизмом гранулитовой фации, не позволяли определить его возраст. Проявление гранулитового метаморфизма связывалось с самостоятельным каледонским или герцинским циклом, а переработка гранулитов – с двукратным наложением метаморфизма амфиболитовой фации.

К настоящему времени породы с парагенезисами гранулитовой фации установлены только среди мигматизированных гнейсов амфиболитовой фации Цогтского блока, где они локализованы в “реликтовой” субмеридиональной структуре, в которой не проявлены наложенные деформации, сопряженные с региональным метаморфизмом дистен-силлиманитовой фациальной серии [3]. Неизмененные гранулиты с парагенезисом $P1 + Crx + Orx + Vt + Hbl \pm Qtz$ слагают центральные части небольших будин и линзообразных включений. Микронзондовые анализы минералов приведены в табл. 1. Вблизи краевых частей будин пироксены замещаются сине-зеле-

ной роговой обманкой, а на контактах с вмещающими гнейсами часто возникает новообразованный парагенезис граната с роговой обманкой. Следует подчеркнуть, что в будинах нет автономной ориентировки кристаллизационной сланцеватости или линейности по пироксенам и бурой роговой обманке, т.е. более ранние структурные формы, которые можно было бы связывать с проявлением самостоятельного цикла метаморфизма гранулитовой фации, не устанавливаются. *PT*-условия гранулитового метаморфизма определены методом TWEEQU [7] с использованием программы TWQ 2.02b и термодинамической базы данных Р. Бермана и Л.Я. Арановича [8]. Они составляют 870°C и 5.7 кбар (рис. 2), что согласуется с петрографическими наблюдениями (отсутствие граната в метабазитах с дупироксеновой ассоциацией). Полученные значения показывают, что гранулитовый метаморфизм, как и ранний наложенный на них метаморфизм амфиболитовой фации, относится к андалузит-силлиманит-

Таблица 1. Составы минералов гранулитов с парагенезисом $P1 + Crx + Orx + Vt + Hbl^*$

Минерал	Анализ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
Crx	1	50.84	0.21	2.05	12.86	0.53	12.10	20.52	0.00	0.41	99.51
P1	6	52.30	0.00	30.05	0.00	0.00	0.20	13.04	0.00	4.22	99.80
Hbl	7	43.55	1.97	11.05	15.66	0.18	11.60	11.12	1.05	1.60	97.78
Orx	11	49.99	0.15	1.54	28.99	1.07	16.79	1.02	0.00	0.00	99.54
Vt	14	36.61	4.15	15.29	18.57	0.00	12.07	0.00	8.77	0.51	95.97

* Здесь и далее символы минералов даны по Р. Кретцу [6].

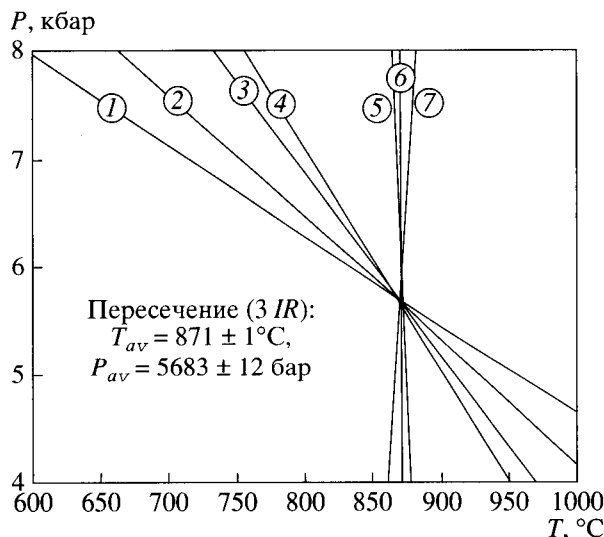


Рис. 2. *PT*-условия равновесия гранулитов, найденные методом TWEEQU. T_{av} и P_{av} характеризуют положение пересечений линий реакций между компонентами твердых растворов и минералами постоянного состава, а величины погрешностей – разброс точек пересечений. *IR* – число независимых реакций в системе. С учетом точности микрозондового анализа и термодинамических данных для *PT*-параметров гранулитового метаморфизма в Цогтском блоке следует принять значения 870°C и 5.7 кбар. Номера линий на рисунке соответствуют минеральным реакциям: 1 – $3\beta\text{-Qtz} + \text{Phl} + 3\text{Hd} + 3a\text{Orpx} = \text{Ann} + 3\text{An} + 3\text{En}$; 2 – $\beta\text{-Qtz} + \text{Di} + a\text{Orpx} = \text{An} + \text{En}$; 3 – $\beta\text{-Qtz} + \text{Hd} + a\text{Orpx} = \text{An} + \text{Fs}$; 4 – $3\beta\text{-Qtz} + 3\text{Di} + \text{Ann} + 3a\text{Orpx} = 3\text{An} + 3\text{Fs} + \text{Phl}$; 5 – $\text{En} + \text{Hd} = \text{Di} + \text{Fs}$; 6 – $\text{Ann} + 3\text{En} = \text{Phl} + 3\text{Fs}$; 7 – $\text{Phl} + 3\text{Hd} = \text{Ann} + 3\text{Di}$. Символом *aOrpx* обозначен ортопироксеновый минерал $\text{Al}_2^{\text{VI}}\text{Al}_2^{\text{IV}}\text{O}_6$ (“ортокорунд”).

товой фацальной серии A_3 – пониженного давления [4].

U–Pb-изотопно-геохронологические исследования были выполнены для акцессорных цирконов предположительно метаморфического генезиса из амфиболовых гнейсов с реликтами гиперстена. Результаты приведены в табл. 2 и на рис. 3. Для изотопных исследований выбраны прозрачные розовые цирконы различных размерных фракций двух типов. Цирконы первого типа представлены субидиоморфными коротко призматическими и удлинненными кристаллами. Цирконы второго типа округлые и призматические со сглаженными ребрами, что свидетельствует о проявлении процессов растворения и перекристаллизации. Короткопризматические субидиоморфные кристаллы оказались конкордантными, их возраст составляет 384 ± 2 млн. лет (ан. 1 в табл. 2). Призматические цирконы размерных фракций +53–75 и +53 (ан. 2 и 6 в табл. 2) конкордантны (дискордантность 1.4%) и субконкордантны (дискордантность 2.8%). Значения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в этих цирконах совпада-

ют, что свидетельствует о практическом отсутствии унаследованной компоненты, поэтому среднее значение по ним, составляющее 357.6 ± 5.7 млн. лет, является наиболее достоверной оценкой их возраста (рис. 3). Значение 384 ± 2 млн. лет можно связывать с высокоградиентным метаморфизмом, который в этой структуре на раннем этапе достигал уровня гранулитовой фации, а на более позднем – амфиболитовой и сопровождался мигматизацией. Эта оценка совпадает с полученной ранее для гранитоидов Цогтского блока (рис. 1), синхронных с высокоградиентным метаморфизмом амфиболитовой фации (385 ± 5 млн. лет) [5]. Значение 358 ± 5.7 млн. лет, по-видимому, фиксирует проявление повторного низкоградиентного метаморфизма, с которым связана переработка ранее сформированных метаморфических пород. Эта оценка близка к установленной по цирконам из гранитоидов, синхронных с низкоградиентным метаморфизмом в Бодончинском блоке (365 ± 4 – 371 ± 2 млн. лет) [5] (рис. 1). Цирконы второго типа дискордантны, что, с одной стороны, может быть связано с повторным метаморфизмом и более поздними нарушениями U–Pb-изотопной системы в ранней генерации цирконов, с другой – с присутствием унаследованной компоненты в более молодой популяции.

В целом полученные данные не позволяют связывать метаморфизм гранулитовой фации с самостоятельным тектоно-метаморфическим циклом и относить кристаллические образования, в которых он проявлен, к раннекаледонскому энсиалическому фундаменту складчатых сооружений палеозойского региона. В настоящее время установлено, что в раннекаледонской области мозаичного строения гранулитовый метаморфизм датирован поздним кембрием–ранним ордовиком [14]. Можно полагать, что формирование рассматриваемых гранулитов происходило в ходе становления высокоградиентной метаморфической зональности, возраст которой соответствует рубежу 385 ± 5 млн. лет. На первом этапе в глубинных сечениях *PT*-условия отвечали гранулитовой фации, а наложенные преобразования – амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фацальной серии, и изофаціальную мигматизацию можно связывать с выдавливанием гранулитов при формировании субмеридиональных прямых изоклинальных складок [3]. С этих позиций проявление процессов гранулитового и амфиболитового метаморфизма андалузит-силлиманитовой фацальной серии на рубеже раннего и среднего девона следует относить к различным этапам единого тектоно-метаморфического цикла. К самостоятельному же тектоно-метаморфическому циклу относится низкоградиентный метаморфизм, происходивший на рубеже позднего девона–раннего карбона. С этим метаморфизмом

Таблица 2. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов в пробе 5189-5

№ п.л.	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Возраст, млн. лет по отношениям		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{\text{a}}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{\text{a}}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	R_{ho}	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	+75, призм.	3.4	28.03	447.4	3400	0.05425 ± 6	0.1164 ± 1	0.4590 ± 11	0.0614 ± 1	0.87	384 ± 1	384 ± 2	382 ± 3
2	+53–75, призм.	2.5	32.96	560.6	1520	0.05370 ± 10	0.1173 ± 1	0.4171 ± 12	0.0563 ± 1	0.72	354 ± 1	353 ± 1	358 ± 5
3	+75, округл.	3.3	23.99	391.9	806.4	0.05507 ± 19	0.1229 ± 1	0.4274 ± 18	0.0563 ± 1	0.56	361 ± 1	353 ± 2	414 ± 8
4	+100, округл.	3.0	23.74	387.3	1656	0.05460 ± 10	0.1902 ± 1	0.4184 ± 13	0.0556 ± 1	0.74	355 ± 1	349 ± 1	396 ± 4
5	+100, призм.	3.8	29.34	544.1	6489	0.05405 ± 5	0.0970 ± 1	0.4031 ± 9	0.0541 ± 1	0.93	344 ± 1	340 ± 1	373 ± 2
6	+75, призм.	6.5	35.44	637.4	5780	0.05367 ± 4	0.1051 ± 1	0.4090 ± 9	0.0553 ± 1	0.91	348 ± 1	347 ± 1	357 ± 2
7	+53–75, округл.	2.3	28.61	458.1	753.6	0.05473 ± 17	0.1268 ± 1	0.4303 ± 19	0.0570 ± 1	0.54	363 ± 2	358 ± 1	401 ± 8
8	+53, округл.	3.6	30.29	530.9	3116	0.05560 ± 6	0.1228 ± 1	0.4244 ± 10	0.0554 ± 1	0.86	359 ± 1	347 ± 1	436 ± 3

Примечание. Изотопные исследования проводились по [9]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb-отношений составила 0.7%. Холостое загрязнение не превышало 0.5 нг Pb и 0.05 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [10] и ISOPLOT [11]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [12]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [13]. Все ошибки приведены на уровне 2σ. а) Изотопные отношения скорректированы на бланк и обычный свинец.

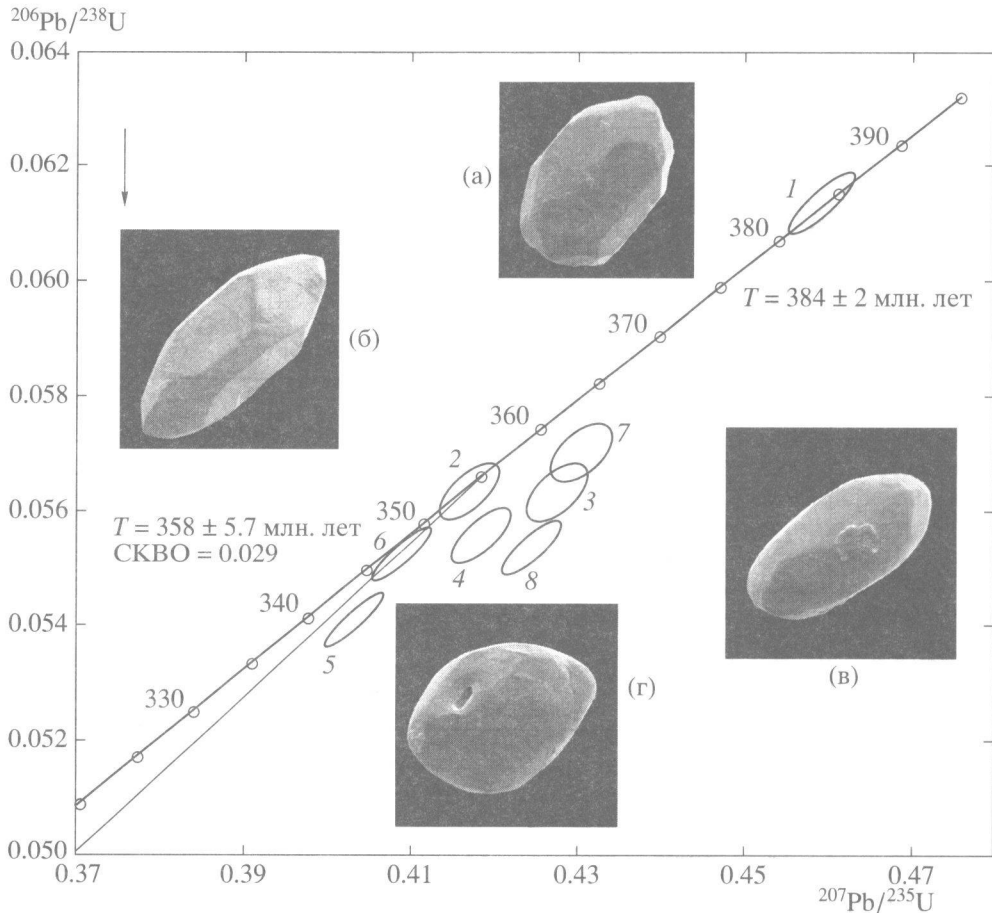


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 5189-5. Микрофотографии типовых цирконов различных размерных фракций (см. номера в табл. 2) выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 (ускоряющее напряжение 20 кВ). а – 1, б – 2, 6, в – 5, 7, г – 3, 4, 8.

связано становление внутренней структуры полиметаморфических образований Монгольского и Гобийского Алтая. При повторном низкоградиентном метаморфизме гранулиты были выведены до уровня низкотемпературной амфиболитовой фации зоны ставролита.

Полученные данные позволяют предложить следующую схему развития полиметаморфических образований южного склона Монгольского и Гобийского Алтая. Установленный возраст интервал 390–350 млн. лет проявления процессов метаморфизма в целом коррелируется с закрытием герцинского Южно-Монгольского океана и максимумом аккреционной тектоники [2]. Полиметаморфические комплексы формируются в активной окраине каледонского палеоконтинента. Проявление раннего высокоградиентного метаморфизма, достигающего уровня гранулитовой фации, может быть связано с коллизией континента и островной дуги. Можно предполагать, что повышенный тепловой поток, обеспечивший проявление высокоградиентного метаморфизма, связан с поддвижением срединного океанического

хребта под континентальную окраину. Перерыв в развитии метаморфических процессов и переход к низкоградиентному режиму на рубеже среднего и позднего девона в интервале 385–370 млн. лет может быть связан с заложением новой зоны субдукции, что фиксируется внедрением синкинематического габбро-плагиигранитного комплекса с возрастом 371 ± 2 млн. лет [3, 5]. Судя по незначительной ширине зоны высокотемпературного метаморфизма пониженного давления, а также по переходу к более низкотемпературному метаморфизму повышенного давления, можно предполагать, что ранняя зона субдукции имела относительно более крутой наклон. Наиболее поздние эпизоды в развитии метаморфических процессов на рубеже позднего девона–раннего карбона коррелируются с закрытием Южно-Монгольского океана в результате коллизии Северо-Азиатского и Южно-Гобийского континентальных массивов, что сопровождалось формированием покровно-складчатой структуры и завершилось становлением массивов посткинematических интрузивных гранитоидов.

Авторы приносят свою благодарность М.Д. Толкачеву и М.Р. Павлову за проведение микрозондовых исследований и Ю.В. Плоткиной за выполнение микрофотографий цирконов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 02-05-64208, 00-15-98475).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
2. Руженцев С.В., Поспелов И.И. // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.
3. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
4. Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с.
5. Бибикова Е.В., Курнозова Т.И., Козаков И.К. и др. // Геотектоника. 1992. № 2. С. 104–102.
6. Kretz R. // Amer. Miner. 1983. V. 68. P. 277–279.
7. Berman R.G. // Can. Miner. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
8. Berman R.G., Aranovich L.Y. // Contribs Mineral. and Petrol. 1996. V. 126. № 1/2. P. 1–24.
9. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
10. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS. Ver. 1.21. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
11. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS. Ver. 2.50. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-557. 1991. 64 p.
12. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
13. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
14. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. // Геотектоника. 2002. № 2.