

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА КУРСКО-БЕСЕДИНСКОГО БЛОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

К. А. Савко, А. В. Самсонов\*, С. М. Пилюгин, Е. Б. Сальникова\*\*, Г. В. Артеменко\*\*\*

*Воронежский государственный университет,*

*\*Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН,*

*\*\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,*

*\*\*\*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины*

*Поступила в редакцию 2 марта 2009 г.*

**Аннотация.** Геохронологические исследования позволили реконструировать последовательность метаморфических событий для самых древних пород региона – гранулитов Курско-Бесединского блока Воронежского кристаллического массива. Возраст пикового высокотемпературного метаморфизма ( $T = 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 10\text{--}11$  кбар), датированный U-Pb изотопным методом по цирконам, составляет  $3277 \pm 33$  млн лет. Второй метаморфический эпизод – гранулитовый метаморфизм ( $T = 750\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 4,6\text{--}5,2$  кбар), датирован U-Pb изотопным методом по монацитам. Возраст кристаллизации метаморфических монацитов составляет  $2819 \pm 6$  млн лет.

**Ключевые слова:** докембрий, гранулиты, изотопный возраст, монацит.

**Abstract.** The metamorphic events sequence is revealed for the most ancient rocks of the region – granulite of the Kursk-Besedino Block (Voronezh Crystalline Massif). The peak UHT metamorphism age –  $3277 \pm 33$  Ma is determined by the U-Pb method by zircon. The second metamorphic event age – the granulite metamorphism ( $T = 750\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 4,6\text{--}5,2$  kb) revealed by the U-Pb isotopic method by monazite. The monazite crystallization occurred at  $2819 \pm 6$  Ma.

**Key words:** Precambrian, granulite, isotopic age, monazite.

### Введение

В последнее десятилетие активно проводятся исследования геодинамической эволюции земной коры раннего докембрия Восточно-Европейской платформы, в том числе Воронежского кристаллического массива (ВКМ) – северо-восточной части ее корового сегмента – Сарматии (рис 1). Достоверность этих реконструкций страдает от очень слабой геохронологической изученности докембрийских метаморфических комплексов, составляющих около 90 % объема древней коры ВКМ. Если для палеопротерозойских толщ, содержащих горизонты вулканических пород, существует несколько прецизионных изотопных датировок возраста по цирконам, то геохронологические исследования архейских метаморфических комплексов ВКМ представляет собой серьезную проблему. Это объясняется тем, что в своей истории метаморфический комплекс проходит через стадии осадконакопления, метаморфизма и имеет длительную постметаморфическую историю, включающую охлаждение,

декомпрессию, которые обусловлены выведением комплекса на дневную поверхность. К тому же метаморфизм может включать несколько термальных событий. Поэтому результаты изотопной геохронологии трудны для адекватной интерпретации.

В качестве инструмента для датирования возраста метаморфизма гранулитов Курско-Бесединского блока ВКМ нами был выбран монацит – акцессорный минерал, типичный для этих пород. Это обусловлено тем, что обломочный монацит, в отличие от циркона, не стабилен при P-T условиях выше зеленосланцевой фации [1; 2; 3]. Монацит при метаморфизме принимает участие в реакциях с другими минералами, например, с апатитом, алланитом, гранатом, ксенотимом и др. [4], то есть он кристаллизуется, растет и разлагается в результате метаморфических реакций. Это делает монацит незаменимым при геохронологическом датировании метаморфических событий.

Настоящее исследование представляет результаты изотопного датирования возраста метаморфизма по монациту самых древних пород ВКМ – гранулитов Курско-Бесединского блока.

© Савко К. А., Самсонов А. В., Пилюгин С. М., Сальникова Е. Б., Артеменко Г. В., 2009

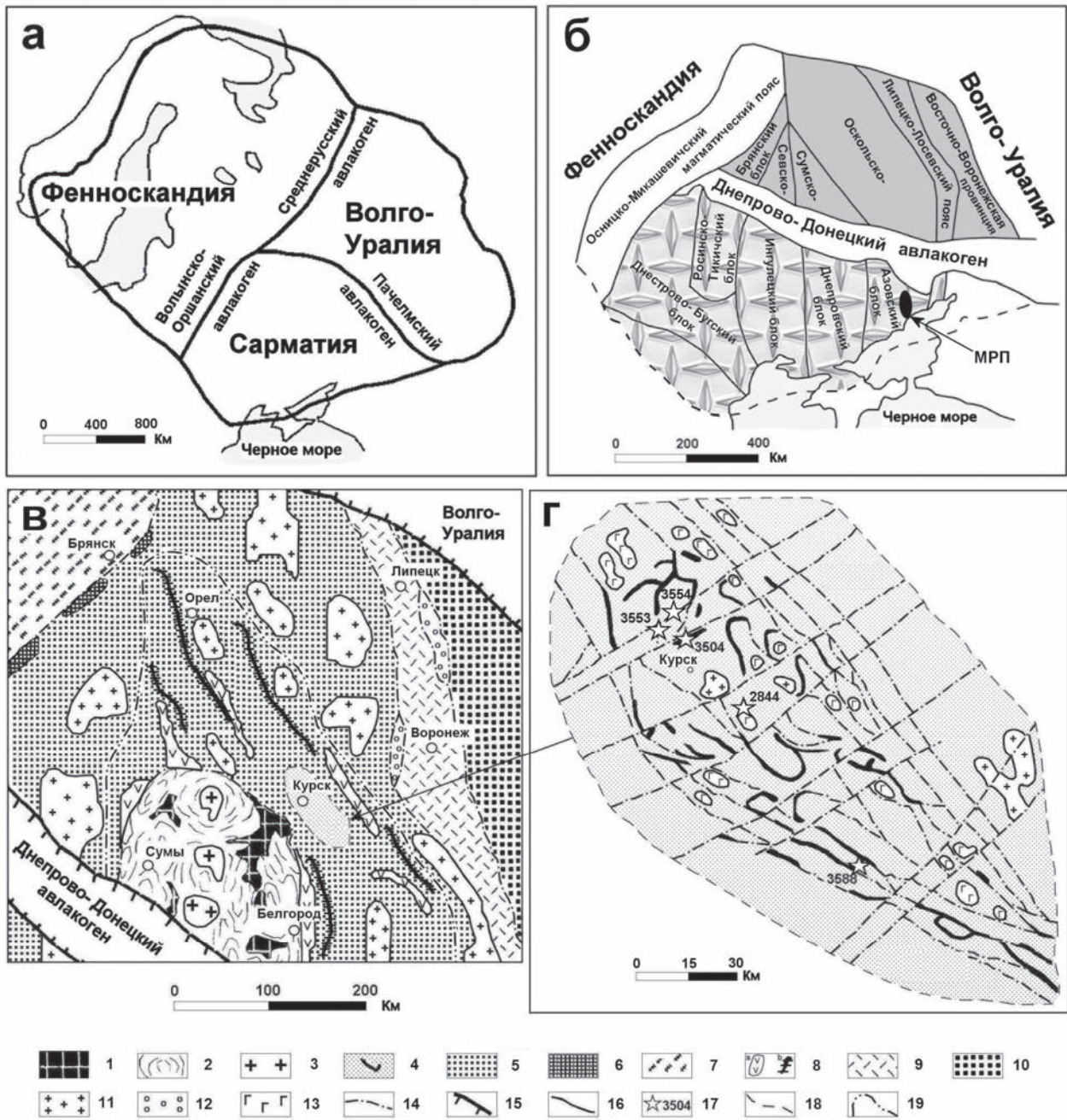


Рис. 1. А – Три кристаллических сегмента Восточно-Европейского кратона (Gorbatshev, Bogdanova, 1993). Б – Кристаллические домены Сарматии (Shchipansky, Bogdanova, 1996): Воронежский кристаллический массив (ВКМ) выделен темно-серым цветом; Украинский щит (УЩ) – заштрихован; МРП – Мариупольское рудное поле. В – Схема геологического строения Воронежского кристаллического массива (по Shchipansky, Bogdanova, 1996 с некоторыми изменениями). Г – Курско-Бесединский блок ВКМ (район исследования): 1–6 – Архей: зеленокаменные пояса (1); тоналит-трондьемитовые гнейсы и гранитоиды (2); поздне- и посттектонические гранитоиды (3); высокотемпературные метаморфические комплексы с железистыми формациями (4); полиметаморфические образования Обоянского комплекса (мигматиты и гнейсы с подчиненным количеством метабазитов), регрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации (5); мафитовые интрузии (по геофизическим данным) (6); 7–13 – Палеопротерозой: гранулиты с возрастом 2,1 млрд лет (7); вулканогенно-осадочные формации, в том числе: а) вулканогенные и осадочные породы и б) железисто-кремнистые формации (8); метаморфизованные вулканоплутонические комплексы (9); метаморфизованный терригенно-осадочный флишоидный комплекс (10); поздне- и посттектонические щелочные и полевошпатовые лейкократовые гранитоиды (11); полимиктовые конгломераты, осадочно-вулканогенные и терригенные породы (12); метагабброиды (13); 14 – зоны глубинных разломов; 15 – надвиговые зоны; 16 – геологические границы; 17 – местоположение скважин; 18 – границы Курско-Бесединского блока; 19 – район Курской магнитной аномалии

### Геологическая позиция

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) вместе с Украинским щитом (см. рис. 1а, б, в) представляет один из трех коровых сегментов (Сарматия) Восточно-Европейского кратона [5]. ВКМ (размером приблизительно  $600 \times 800$  км) относится к северо-восточной части Сарматии и был отделен в фанерозое от Украинского щита Днепровско-Донецким авлакогеном. На востоке Липецко-Лосевский вулканогенный пояс и Восточно-воронежская провинция разделяют ВКМ и Волго-Уральский коровый сегмент (рис. 1б, в). Согласно геохронологическим данным [6], в пределах ВКМ развиты различные архейские (от мезо- до неоархейских) и палеопротерозойские образования. Однако различия между ними, как и их границы, особенно в случае прогрессивно и регрессивно метаморфизованных пород, до сих пор еще в значительной степени не однозначны. Архейские породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, присутствуют в регионе в виде кристаллических блоков, состоящих из чередования (от 1–2 до 30–35 м мощностью) железистых пород (главным образом, магнетитовых кварцитов), метапелитов, метабазитов и метаультрабазитов. Эти блоки (реликты) выделяются среди мигматитов и гнейсов нерасчлененного обоянского архейского комплекса (рис. 1в, г), развитых в центральной части ВКМ (Оскольский домен) и метаморфизованных, преимущественно, в регрессивной амфиболитовой фации. Гранулитовый комплекс маркируется интенсивными магнитными аномалиями и был изучен, главным образом, буровыми скважинами глубиной 100–800 м.

В настоящее время в пределах ВКМ известно две гранулитовых области: Курско-Бесединский и Брянский блоки. Курско-Бесединский блок сложен биотитовыми, биотит-роговообманковыми плагиогнейсами с маломощными прослоями роговообманковых амфиболитов обоянского комплекса, часто мигматизированных и гранитизированных. В пределах гнейсовых полей на фоне общего мозаичного поля выделяются интенсивные положительные магнитные аномалии (Ушаковские, Кувшиновские, Будановские, Бесединские и др.) эллипсовидной, серповидной и полосовидной формы, сложенные комплексом разнообразных пород, претерпевших метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Они представлены шпинель-гранат-кордиерит-силлиманитовыми метапелитами и пироксен-кварц-магнетитовыми породами железисто-кремнистой формации [7; 8]. Интрузивные

образования Курско-Бесединского блока представлены габброидами и гипербазитами бесединского комплекса [9]. Эти породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и превращены в массивные и разгнейсованные метабазиты, отвечающие по минеральному составу норитам и габброноритам, а также метапироксениты, часто с новообразованным гранатом.

### Петрография и минералогия

Метапелитовые гранулиты Курско-Бесединского блока представлены средне- и крупнозернистыми лейкократовыми гнейсами светло-серой и серой окраски: массивными, неяснополосчатыми и полосчатыми. Структура гранобластовая, лепидогранобластовая и нередко порфиробластовая. Порфиробласты сложены гранатом, достигающим 1 см в диаметре. Основные минералы породы: кварц (20–25 %), кордиерит (до 25 %) и плагиоклаз (15–20 %). В различных количествах присутствует гранат (от 10 до 25 %) и ортопироксен (0–10 %), биотит (5–20 %) и шпинель (0–10 %), амфибол (0–5 %). Постоянно присутствует магнетит и пирит (до 3 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и монацитом.

Основные минеральные ассоциации: Qtz+Grt+Kfs+Pl+Crld+Sil+Spl+Bt+Mag (скв. 3550, 3503), иногда с Pm, Py (скв. 3554), и Qtz+Grt+Kfs+Sil+Orpx+Spl+Crld+Bt+Py+Mag (скв. 3553). Химический состав: SiO<sub>2</sub> – 70,98, TiO<sub>2</sub> – 0,37, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12,84, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,39, FeO – 3,38, MnO – 0,03, MgO – 0,97, CaO – 1,79, Na<sub>2</sub>O – 2,50, K<sub>2</sub>O – 6,30, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,16, SO<sub>3</sub> – 0,03, H<sub>2</sub>O – 0,13, п.п.п. – 0,39, сумма – 100,26.

Изучаемые образцы метапелитов содержат многочисленные реакционные структуры, а также структуры распада твердых растворов. Последние представлены структурами распада полевых шпатов (антипертиты, пертиты, мезопертиты), структурами распада магнетита в шпинели, а также ильменита в магнетите. Реакционные структуры следующие: пиритовые каймы вокруг шпинели, шпинелевые и кварцевые включения в гранате, кордиеритовые каймы вокруг шпинели и граната, включения магнетита в силлиманите, силлиманитовые каймы вокруг магнетит-ильменитовых вростков, кордиерит-силлиманитовые каймы вокруг сульфидных вростков, а также необычные хромшпинелевые каймы вокруг реликтовых зерен шпинели.

Зерна кордиерита крупные, неправильной формы, ксенобластовые. Чаще всего ассоциируют с кварцем, иногда образуют кварц-кордиеритовые

каймы вокруг порфиробластов граната и ортопироксена. Гранат бледно-розового цвета, субидиоморфный, округлый, реже неправильной формы, слабо трещиноватый. Границы зерен четкие, резкие, обычно неровные. По краям и межзерновым интерстициям минерал замещается биотитом, иногда вместе с амфиболом.

Ортопироксен буроватый, субидиоморфный, с заметным плеохроизмом, присутствует в виде зерен неправильной формы. По краям замещается грюнеритом и биотитом. Плагноклаз ксенобластовый с хорошо выраженным двойникованием. Минерал часто концентрируется в отдельных мелкозернистых равномернозернистых лейкократовых участках. Магнетит приурочен, в основном, к крупным кристаллам биотита и граната.

### Метаморфизм

Определение физико-химических условий метаморфизма гранулитов Курско-Бесединского блока ВКМ проводилось на основе анализа данных, полученных для железисто-кремнистых пород, а также ассоциированных с ними метабазитов, железисто-силикатных пород и метапелитов.

Для пироксенов из железистых кварцитов Курско-Бесединского блока характерны структуры распада твердых растворов. При реинтеграции ламелей орто- и клинопироксенов и матрицы зерен получены составы первичных пижонита:  $En_{24}, Fs_{62}, Wo_{14}$  и ферроавгита:  $En_{23}, Fs_{45}, Wo_{32}$ , которые впоследствии распались по двухступенчатой схеме на гиперстен и авгит. С использованием реинтегрированных составов первичного клинопироксена и пижонита были определены ультравысокие ( $\geq 1000$  °С) температуры кристаллизации этих пород [10].

В метапелитовых гранулитах Курско-Бесединского блока ВКМ присутствуют разнообразные структуры распада полевых шпатов: антипертиты, мезопертиты и пертиты. Определен состав первичных высокотемпературных полевых шпатов:  $Ab_{47}, An_{25}, Or_{28}$  – для зерен, содержащих антипертитовые;  $Ab_{50}, An_{11}, Or_{39}$  – мезопертитовые;  $Ab_{29}, An_6, Or_{65}$  – пертитовые структуры распада. При реинтеграции ламелей по первичным составам полевых шпатов были оценены температуры метаморфизма, которые составляют 960 °С–1050 °С.

Полученные температуры кристаллизации полевых шпатов из метапелитов ВКМ практически совпадают с данными для ассоциирующих с ними магнетитовых кварцитов и подтверждают ультравысокотемпературные условия пикового метамор-

физма гранулитов Курско-Бесединского блока ВКМ. На последующих низкотемпературных стадиях метаморфизма произошла кардинальная ретроградная переработка всех пород, в особенности метапелитов. В результате этого процесса свидетельства ультравысокотемпературного метаморфизма сохранились лишь в редких и относительно уникальных реликтах, как, например, пироксены со структурами распада в магнетитовых кварцитах и метабазитах и полевые шпаты со структурами распада в метапелитах.

Изучение реакционных структур в метапелитах и магнетитовых кварцитов показало, что в истории ВКМ (Курско-Бесединский гранулитовый блок) фиксируется, по крайней мере, три метаморфических (тектоно-термальных) события [10]: М1 – пиковый метаморфизм при  $T \geq 1000$  °С,  $P = 10 - 11$  кбар,  $D$  (глубина)  $\geq 36 - 38$  км; М2 – метаморфизм при  $T$  порядка 750 °С,  $P = 4,6 - 5,2$  кбар,  $D = 16 - 18$  км; М3 – ретроградный метаморфизм с  $T = 615$  °С,  $P = 3,5$  кбар,  $D = 12$  км.

Второе тектоно-термальное (метаморфическое) событие в истории региона (М2) фиксируется уже при заметно более низких температурах (750 °С) и на значительно меньшей глубине (16–18 км). Такой значительный разрыв в Р-Т параметрах метаморфизма может свидетельствовать также и о существенном интервале времени между пиком метаморфизма (условиями максимального погружения пород) и их последующим размещением на более высоком уровне. Свидетельства этого события (минералогические, петрологические и пр.) наиболее обильны в рассматриваемых породах, поскольку в это время произошла практически полная их перекристаллизация, и ранние минеральные ассоциации сохранились в редких реликтах, как, например, пироксены со структурами распада [10].

### Методика пробоподготовки и аналитических исследований

Выделение монацитов проводилось из штучных образцов керна весом 300–500 г. Дробление образцов до фракции 0,25 мм проводилось вручную. Вся раздробленная навеска после удаления самой мелкой (< 0,01 мм) фракции путем отмучивания подвергалась делению на плотностные фракции в бромформе ( $\rho = 2,88$  г/см<sup>3</sup>) и иодистом метилена ( $\rho = 3,3$  г/см<sup>3</sup>) с последующим делением на фракции по магнитной восприимчивости по стандартным методикам, принятым в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Отборка зерен монацита из тяжелой фракции иодистого метилена осуществлялась вручную под бинокляром.

Изучение внутреннего строения и выбор зерен монацитов для анализа проводился визуально в проходящем и отраженном свете под микроскопом в воздушной, спиртовой среде при увеличениях от 20 до 1200 раз. Параллельно с этим монациты изучались на электронном микроскопе. При высококонтрастном сканировании на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LV (ВГУ) изучалось внутреннее строение, и были получены изображения зональных монацитов. Составы монацитов определялись с помощью энергодисперсионной приставки Inca 250 (ВГУ, ИЭМ РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – 1 нА, локальная зона возбуждения 3–5 мкм, время набора спектра – 300 сек.

Геохронологические исследования были выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Разложение монацита и химическое выделение Pb и U проводились по модифицированной методике Т. Кроу [11]. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом или динамическом режиме с помощью электронного умножителя. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам «PbDAT» и «ISOPLOT» [12; 13]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [14]. Поправки

на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [15]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

### Монациты из метапелитовых гранулитов: петрография и Результаты U-Pb изотопных исследований

Монациты являются широко распространенным акцессорным минералом в метапелитовых гранулитах Курско-Бесединского блока. Они представлены зернами округлой, овальной и вытянутой формы размером от 10–20 до 100 мкм (рис. 2). Монациты встречаются, преимущественно, как включения в различных метаморфических минералах – чаще всего в гранате (рис. 2с–f), плагиоклазе (рис. 2а), шинели (рис. 2b). Иногда монациты образуют срастания с другими акцессорными фазами: ксенотимом, цирконом и рутилом (рис. 2с, d).

Монациты из гранулитов Курско-Бесединского блока по составу отличаются повышенными концентрациями иттрия, что характерно для высокотемпературных монацитов, а также лантана по отношению к церию (см. табл. 1). Крупные монациты (более 40 мкм в диаметре), как правило, имеют зональное строение, мелкие (10–20 мкм) обычно гомогенны (см. далее рис. 3). Зональность обусловлена высокими содержаниями Si и Th (хаттонитовой молекулы), примесями Ca и Sr (черали-

Таблица 1

Составы монацитов из метапелитовых гранулитов Курско-Бесединского блока ВКМ

Образец	3554/167					3554/143		
	Mnz 2	Mnz 3	Mnz 4	Mnz 10	Mnz 13	Mnz 1	Mnz 2	Mnz 3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31,18	29,61	30,25	31,27	30,34	29,16	23,91	18,79
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0,69	3,44	5,52
CaO	1,79	2	1,72	1,43	1,75	0,51	0,46	8,35
SrO	-	-	-	-	-	-	0,13	2,22
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,38	7,71	8,56	7,97	7,88	2,43	-	0,45
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,77	6,14	5,93	6,1	5,53	16,75	9,41	4,64
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,11	18,96	17,93	19,07	18,87	29,94	27,5	13,58
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	2,57	2,52	2,27	2,33	2,01	3,58	1,75
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,11	13,98	14,07	14,84	13,6	11,26	14,79	6,91
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	2,54	4,13	4	3,54	1,58	1,15	0
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	4,51	4,22	4,49	4,52	1,69	0,35	0,21
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	2,34	2,24	1,82	2,47	1,08	-	-
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,43	-	-	-	0,37	-	-
ThO <sub>2</sub>	1,52	1,45	1,48	1,26	1,69	2,84	13,71	25,22
UO <sub>2</sub>	5,01	5,3	4,5	2,91	4,35	0,28	0,35	-
PbO	1,82	1,33	1,85	2,89	2,17	0,93	1,6	1,77
Сумма	99,45	98,87	99,39	100,42	99,06	101,52	100,38	89,41

Примечание: прочерк – содержание компонента ниже чувствительности прибора

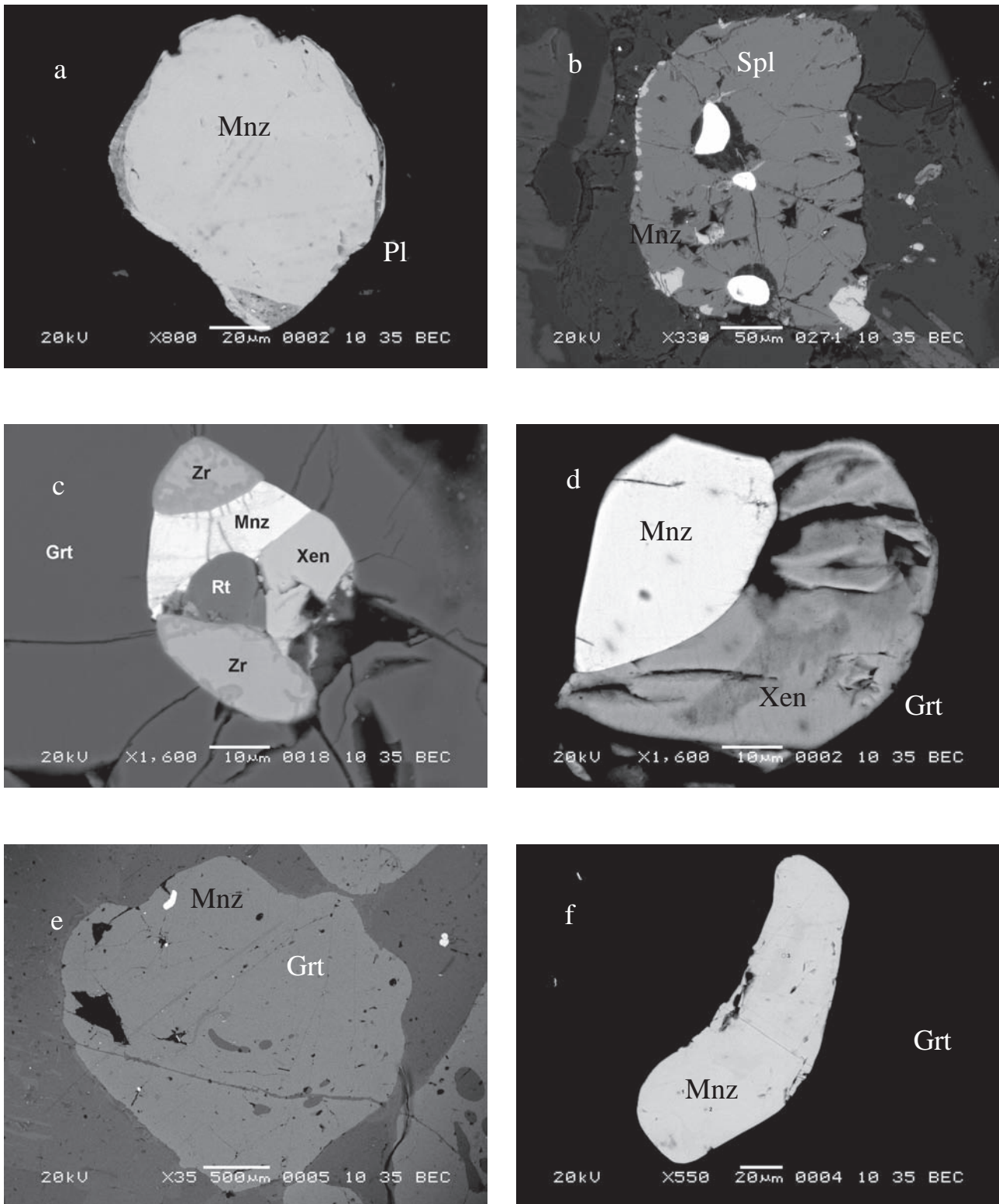


Рис. 2. Морфологические типы монацитов из метапелитовых гранулитов Курско-Бесединского блока ВКМ: а) крупное округлое зерно монацита с тонкой рероградной каймой в плагиоклазе, обр. 3554/143; б) включения монацита в шпинели, обр. 3554/143; в) срастания монацита, ксенотима, циркона и рутила в гранате, обр. 3554/167; д) срастание монацита и ксенотима – включение в гранате, обр. 3554/167; е) включение монацита в краевой части граната; ф) включение удлиненного зерна монацита в гранате, местоположение включения на рис. е, обр. 3554/167

товой молекулы) в краевых частях крупных зерен (рис. 3; табл. 1), а также вариациями концентраций урана и тория.

Для U-Pb изотопного анализа из пробы 3554/167 из размерной фракции -0,25 / + 0,10 мм были отобраны три микронавески, состоящие из 1-4 зерен монацита (табл. 2, рис. 4). Точки изотопного состава изученных зерен образуют линию регрес-

сии, верхнее пересечение которой соответствует возрасту 2822±41 млн лет (СКВО = 4,1, нижнее пересечение отвечает 681±990 млн лет) (рис. 4, табл. 2). При этом монацит двух микронавесок (№ 3 и 4) имеет конкордантное значение возраста 2819±6 млн лет (СКВО = 0,25, вероятность = 0,62), которое может быть использовано в качестве наиболее точной оценки возраста его кристаллизации.

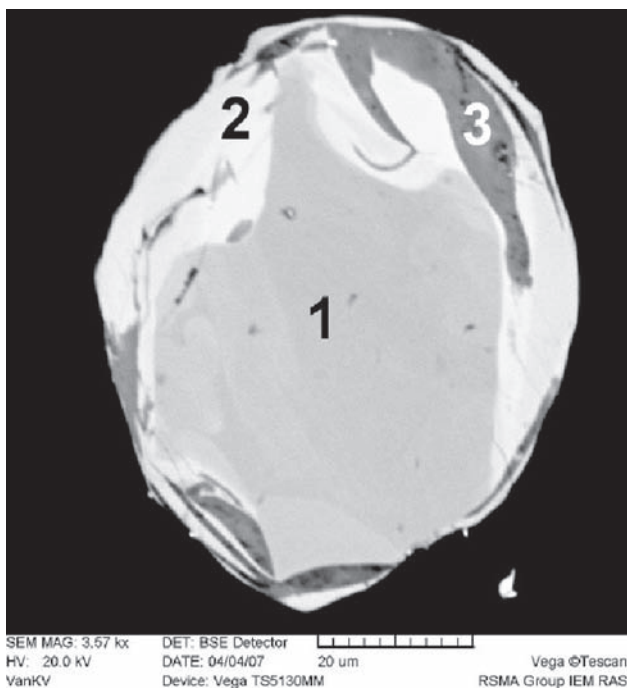


Рис. 3. Зональный монацит: 1 – центральная область имеет состав, характерный для монацитов из метапелитов Курско-Бесединского блока; 2 – участки с высокими содержаниями Si и Th (хагтонитовой молекулы); 3 – участки с высокими содержаниями Ca и Sr (чералитовой молекулы) и низкими суммами (см. табл. 2). Обр. 3554/143

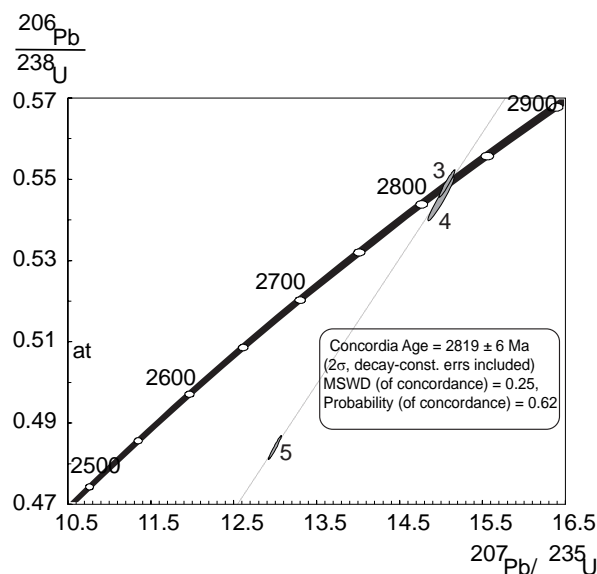


Рис. 4. Уран-свинцовая изохрона с конкордией по монациту из метапелитового гранулита. Курско-Бесединский блок ВКМ (скв. 3554, гл. 167,0 м, обр. 3554/167)

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопных исследований монацита из метапелитовых гранулитов Курско-Бесединского блока ВКМ (скв. 3554, гл. 167 м)

№	U/Pb*	Изотопные отношения						Rho <sup>b</sup>	Возраст, млн лет		
		<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
3	3554/167-1 (3 зерна)	0,41	20360	0,1991±1	3,9900±2	15,079±30	0,5492±11	0,96	2820±6	2822±6	2819±1
4	3554/167-2 (1 зерно)	0,10	2343	0,1996±4	19,747±1	15,007±127	0,5454±44	0,96	2816±24	2806±23	2823±4
5	3554/167-3 (4 зерна)	0,68	988	0,1947±1	2,2472±2	12,982±26	0,4835±10	0,97	2678±5	2543±5	2783±1

Примечания: \* – вес зерна монацита не определялся; <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; <sup>b</sup> – коэффициент корреляции отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U-<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам

### Обсуждение результатов

Монациты являются частью равновесной минеральной ассоциации, возникшей в результате второго метаморфического события Qtz+Grt+Kfs+Pl+Crd+Sil+Spl+Bt+Mag. Многие зерна монацитов присутствуют в виде включений в минералах, кристаллизовавшихся во время второго метаморфического события (гранат, плагиоклаз, цинковая шпинель). Исходя из этого, мы полагаем, что возраст  $2819 \pm 6$  млн лет отвечает второму метаморфическому событию M2 с параметрами  $T = 750$  °C,  $P = 4,6 - 5,2$  кбар [8]. Это подтверждается присутствием зональных монацитов, так как при температурах около 1000 °C зональность по U, Th и Pb должна быть «стерта» в результате активизации диффузионного обмена, так как температура закрытия U-Pb системы в относительно крупных монацитах может только немного превышать 750–800 °C [3].

Палеоархейский возраст ( $3277 \pm 33$  млн лет) гранулитов подтвержден пока единственной опубликованной геохронологической датировкой по циркону (U-Pb изохронный метод) из мигматизированного плагиогнейса [16] (скв. № 3588, глубина 262,5–265,8 м, см. рис. 1г). Рост новых зон в цирконе вокруг детритовых (или магматических) «ядер» отмечается только при возрастающих температурах в гранулитовой фации метаморфизма. Интенсивность роста нового циркона зависит от увеличения температуры метаморфизма и частичного плавления пород [3]. Таким образом, это значение ( $3277 \pm 33$  млн лет) может рассматриваться как верхний возрастной предел пикового метаморфизма M1. Возможность древнего гранулитового метаморфизма пород Курско-Бесединского блока подтверждается данными о длительной коровой предыстории их дометаморфического субстрата, на что указывают палеоархейские (3,78–3,43 млрд лет) Sm-Nd модельные возраста высоко метаморфизованных железистых кварцитов и метапелитов (табл. 3).

Таблица 3

Результаты изотопных Sm-Nd исследований пород Курско-Бесединского блока ВКМ

№ обр.	порода	Sm <sup>a</sup>	Nd <sup>a</sup>	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sup>b</sup>	±1 σ	T* (млн лет)	ε <sub>Nd</sub> (T)	T <sub>Nd</sub> (DM) <sup>c</sup> (млн лет)
		мкг/г							
99–179	гнейс гранат-биотитовый	1,32	6,34	0,1186	0,510996	2	2600	-5,9	3428
92–20	железистый кварцит	2,36	8,94	0,1500	0,511556	6	>3200	-1,9	3785

Примечания: изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре МИ-1201 АЕ в ИГЕМ НАН Украины, г. Киев; \* – возраст, предполагаемый для протолитов пород на основании данных по аналогичным объектам; а – содержания Sm и Nd определены методом изотопного разбавления; b – нормировано к отношению <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0,7219; во время измерений отношение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте Nd-ИГЕМ составляло  $0,512450 \pm 11$  (n = 80); c – модельный возраст рассчитан по отношению к DM с параметрами [17]

Полиметаморфическая история региона подтверждается также сопоставлением его с прилегающим Азовским блоком Украинского щита, который вместе с Оскольским доменом ВКМ (см. рис. 1б) входил в состав древнего континента Сарматии как единый докембрийский Оскольско-Азовский домен [5; 6]. В пределах Азовского блока в породах железисто-кремнистой формации также установлены пироксены со структурами распада твердых растворов. Ферроавгиты и пижониты из магнетитовых кварцитов кристаллизовались при  $T = 890 - 930$  °C и  $P = 9 - 10$  кбар (глубина  $\geq 33 - 35$  км). Эти значения соответствуют первому тектоно-термальному событию в регионе (M1). После охлаждения железистых пород до температур  $715 \pm 15$  °C произошел распад пижонита и ферроавгита (M2).

Третье метаморфическое событие (M3) в магнетитовых кварцитах Азовского блока маркируется широким развитием ретроградных гранат-амфиболовых кайм по магнетитам и пироксенам.

Геохронологические данные [18; 19] для Азовского блока свидетельствуют о трех тектоно-термальных (метаморфических) событиях с возрастом 3,45 млрд лет, 2,9–2,8 млрд лет и 2,3–2,2 млрд лет, что согласуется с полученными нами результатами.

### Выводы

Геохронологические исследования гранулитов Курско-Бесединского блока ВКМ позволили реконструировать последовательность метаморфических событий в длительной истории формиро-



вания коры региона. Пиковый высокотемпературный метаморфизм с температурами около 1000 °С и давлениями 10–11 кбар, зафиксированный по реликтовым структурам распада в пироксенах и полевых шпатах, был датирован U-Pb изотопным методом по цирконам (конкордия) в мигматизированных гнейсах [16]. Его возраст составляет 3277±33 млн лет.

Второй метаморфический эпизод – гранулитовый метаморфизм с параметрами около 750 °С, P = 4,6–5,2 кбар, в результате которого образовались наблюдаемые минеральные парагенезисы и реакционные структуры, – датирован U-Pb изотопным

методом по монацитам (конкордия), присутствующим как часть равновесной минеральной ассоциации Qtz+Grt+Kfs+Pl+Crd+Sil+Sp1+Bt+Mag. Возраст кристаллизации метаморфических монацитов составляет 2819±6 млн лет.

Третье метаморфическое событие – ретроградный метаморфизм с T = 615 °С, P = 3,5 кбар, фиксируемый по диффузионной зональности в гранатах, ретроградным коронарным структурам, – не нашло своего отражения в минералах с U-Pb изотопными системами, хотя в Азовском блоке оно датируется палеопротезойскими возрастами 2,3–2,2 млрд лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Suzuki K. Devonian history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan : constraints from Chime monazite ages of gneisses and granitoids / K. Suzuki, M. Adachi // J. Metam. Geol. – 1998. – V. 16. – P. 25–37.
2. Suzuki K. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites / K. Suzuki, M. Adachi, I. Kajizuka // Earth Planet. Sci. Lett. – 1994. – V. 128. – P. 391–405.
3. Rubatto D. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia / D. Rubatto, I. S. Williams, I. S. Buick // Contrib. Miner. Petrol. – 2001. – V. 140. – P. 458–468.
4. Spear F. S. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks / F. S. Spear, J. M. Pyle // Rev. Mineral. – 2003. – V. 48. – P. 1–63.
5. Gorbatshev R. Frontiers in the Baltic Shield / R. Gorbatshev, S. Bogdanova // Precambrian Res. – 1993. – V. 64. – P. 3–22.
6. Shchipsansky A. A. The Sarmatian crustal segment : Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen / A. A. Shchipsansky, S. V. Bogdanova // Tectonophysics. – 1996. – V. 268. – P. 109–125.
7. Полищук В. Д. Метаморфические комплексы фундамента бассейна Курской магнитной аномалии (КМА) / В. Д. Полищук, В. И. Полищук ; под ред. В. Б. Дагелайского, Л. П. Бондаренко // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. – Л. : Наука, 1978. – С. 131–155.
8. Савко К. А. Гранулиты Воронежского кристаллического массива : петрология и эволюция метаморфизма / К. А. Савко. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1999. – 130 с.
9. Чернышов Н. М. Гипербазиты КМА / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, С. М. Фролов. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1981. – 252 с.
10. Fonarev V. I. Exsolution textures of orthopyroxene and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif : evidence of ultrahigh-temperature metamorphism / V. I. Fonarev, S. M. Pilugin, K. A. Savko, M. A. Novikova // J. metamorphic Geol. – 2006. – V. 24. – P. 135–151.
11. Krogh T. E. A Low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination / Krogh T. E. // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1973. – V. 37. – P. 485–494.
12. Ludwig K. R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 / K. R. Ludwig // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. – 1991. – P. 88–542.
13. Ludwig K. R. User's manual for Isoplot Ex. Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel / K. R. Ludwig // Geochronol. Center Spec. Publ. – 1999. – № 1a.
14. Steiger R. H. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology / R. H. Steiger, E. Jager // Earth Planet. Sci. Lett. – 1977. – V. 36. – P. 359–362.
15. Stacey J. S. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J. S. Stacey, J. D. Kramers // Earth Planet. Sci. Lett. – 1975. – V. 26. – P. 207–221.
16. Артеменко Г. В. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) / Г. В. Артеменко, И. А. Швайка, Е. А. Татаринова // Геологический журнал. – 2006. – № 1. – С. 84–87.
17. Goldstein S. J. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material : implications for crustal evolution / S. J. Goldstein, S. B. Jacobsen // Earth Planet. Sci. Lett. – 1988. – V. 87. – P. 249–265.
18. Щербак Н. П. Возраст железорудных формаций Украинского щита / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, Е. Н. Бартницкий ; под ред. Е. В. Бибикина // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. – М. : Наука, 1993. – С. 14–26.
19. Shcherbak N. P. Age and evolution of the Early Precambrian continental crust of the Ukrainian Shield / N. P. Shcherbak, E. N. Bartnitsky, E. V. Bibikova, V. L. Boiko // Archean Geochemistry. The origin and evolution of the Archean continental crust. – Springer-Verlag. – 1984. – P. 235–250.

*К. А. Савко, А. В. Самсонов, С. М. Пилюгин, Е. Б. Сальникова, Г. В. Артеменко*

*К. А. Савко, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования, Воронежский государственный университет; тел.: (4732)226419; e-mail: ksavko@geol.vsu.ru*

*А. В. Самсонов, ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН, г. Москва; тел.: 89035246750; e-mail: samsonov@igem.ru*

*С. М. Пилюгин, ст. преподаватель кафедры полезных ископаемых и недропользования, Воронежский государственный университет; тел.: (4732)208626; e-mail: geosciense@narod.ru*

*Е. Б. Сальникова, ст. научный сотрудник ИГГД РАН, г. С.-Петербург; тел.: 89219184152; e-mail: salnikova@iggd.ru*

*Г. В. Артеменко, гл. научный сотрудник ИГМР НАН Украины, г. Киев; e-mail: gena.artem@gmail.com*

*K. A. Savko, Professor, Head of Chair of Mineral Deposits and Subsurface Using, Voronezh State University; tel.: (4732)226419; e-mail: ksavko@geol.vsu.ru*

*A. V. Samsonov, Senior Scientist IGEM RAS, Moscow; tel.: 89035246750; e-mail: samsonov@igem.ru*

*S. M. Pilugin, Senior Lecturer, Chair of Mineral Deposits and Subsurface Using, Voronezh State University; tel.: (4732)208626; e-mail: geosciense@narod.ru*

*E. B. Sal'nikova, Senior Scientist of IGGD RAS, St.-Petersburg; tel.: 89219184152; e-mail: salnikova@iggd.ru*

*G. V. Artemenko, Chief-Scientist of IGMR NAN, Ukraine, Kiev; e-mail: gena.artem@gmail.com*