

УДК 550.4:552.5

## РАДИОАКТИВНЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕТАПЕЛИТАХ КАК ИНДИКАТОРЫ СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2003 г. А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, В. А. Бобров

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 22.12.2002 г.

Поступило 20.01.2003 г.

Относительно немобильные редкие элементы, включающие РЗЭ, Th и Sc, не фракционируются в процессах седиментации и диагенеза, и тонкообломочные породы унаследуют их концентрации от исходных пород в области эрозии [1–3]. Гомогенизирующий эффект осадочного процесса приводит к смешению продуктов выветривания при формировании глинистой фракции осадков, что обуславливает почти постоянный спектр распределения РЗЭ и устойчивый уровень концентраций других названных выше компонентов. Таким образом, типичные глинистые сланцы в отношении РЗЭ, а также Th и Sc являются индикаторами состава верхней континентальной коры, а геохимическая летопись осадочных пород позволяет проследить ее эволюцию [1, 3].

Цель настоящей работы – выявление особенностей распределения радиоактивных элементов (РАЭ) – U, Th, K, а также РЗЭ и Sc в метапелитах докембрийского разреза юго-западной окраины Сибирского кратона и на их основе анализ эволюции верхней континентальной коры в докембрии. Для оценки уровня содержания и характера распределения РАЭ в глинистых сланцах (метапелитах) проведено широкомасштабное опробование многочисленных разрезов разных стратифицированных уровней докембрийской верхней континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона (Енисейский кряж, Присаянье). Исходя из устойчивой корреляции между Th и легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ), особенно La и Ce, в осадочном процессе [1], использование наиболее представительных по содержанию РАЭ проб для анализа на РЗЭ позволило сделать корректные оценки и редкоземельного состава метапелитов.

Строение разреза и геохимическая характеристика терригенных пород. Наиболее полный и представительный разрез докембрия представлен на Енисейском кряже. Древнейшим здесь является канский гранулитогнейсовый комплекс, обнажающийся в его южном Ангаро-Канском блоке, с возрастом протолита 2.6–2.7 млрд. лет и испытавший гранулитовый метаморфизм ~1.9 млрд. лет назад [4–5]. Средний состав канского комплекса отвечает гранодиориту [5] и близок к среднему составу верхней континентальной коры [1]. Отличие состоит в том, что в сравнении с верхней корой гранулиты вследствие метаморфизма резко обеднены U и в меньшей степени Rb, а также изначально были обогащены инертными при метаморфизме несовместимыми элементами – Th, РЗЭ, Zr, Hf, а также Ba и Pb [5] (табл. 1). Последнее служит показателем повышенной степени зрелости – геохимической дифференцированности вещества верхнеархейской континентальной коры региона. Содержание Th заметно выше, а K близко к оценкам, принятым [6] для “гранитного” слоя коры. Геохимические особенности канского комплекса наиболее отчетливо проявлены в ортогнейсах дацит-риодацитового состава ( $Th\ 17.8 \pm 1.6\ г/т; n = 160$ ), преобладающих в верхней половине разреза, а также в высокоглиноземистых гнейсах – метапелитах, существенно обогащенных даже в сравнении со средним составом постархейского сланца (РААС) Th и ЛРЗЭ, но обедненных U и вследствие этого характеризующихся высокими отношениями Th/U,  $(La/Yb)_n$  и более низкими La/Th, Th/Sc и La/Sc (табл. 1). Характерным для них является и наличие отрицательной Eu-аномалии (рис. 1), свидетельствующей о вовлечении в осадочный процесс продуктов эрозии богатых калием кислых пород, обедненных европием [1]. Судя по петрогеохимическим параметрам породных ассоциаций, архейская кора такого типа распространена и в пределах Присаянского краевого выступа. Так, хайламинский гнейсовый

Объединенный институт геологии,  
геофизики и минералогии  
Сибирского отделения  
Российской Академии наук, Новосибирск

**Таблица 1.** Содержание (г/т) радиоактивных, редкоземельных элементов и скандия в докембрийских метапелитах окраинно-континентальных толщ Енисейского кряжа

| Возраст         | Серия, свита                      | <i>n</i>  | U<br>( $\bar{x} \pm \Delta x$ ) | Th<br>( $\bar{x} \pm \Delta x$ ) | K<br>( $\bar{x} \pm \Delta x$ ) | Th/U       | <i>n</i> | La      | Ce      | Eu       | Yb       | Sc      | (La/Yb) <sub>n</sub> | Eu/Eu*    | La/Th    | Th/Sc    | La/Sc    |
|-----------------|-----------------------------------|-----------|---------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|------------|----------|---------|---------|----------|----------|---------|----------------------|-----------|----------|----------|----------|
| PR <sub>2</sub> | Тасеевская                        | 15        | 5.4 ± 0.2                       | 14.5 ± 1.5                       | 3.5 ± 0.2                       | 3          | –        | –       | –       | –        | –        | –       | –                    | –         | –        | –        | –        |
|                 | Чингасанская                      | 58        | 4.0 ± 0.4                       | 18 ± 2.0                         | 3.3 ± 0.2                       | 4.8        | 5        | 63.4    | 121     | 1.9      | 3.2      | 17      | 13                   | 0.6       | 3.5      | 1.1      | 3.7      |
|                 | Тунгусикская                      | 288       | 3.6 ± 0.3                       | 16.2 ± 0.9                       | 3.1 ± 0.2                       | 4.4        | 4        | 46      | 88      | 1.7      | 4.2      | 20      | 7.4                  | 0.72      | 2.8      | 0.8      | 2.3      |
|                 | Сухопитская                       | 815       | 3.1 ± 0.2                       | 15.6 ± 0.8                       | 3.1 ± 0.2                       | 5.3        | 7        | 31      | 63      | 1.2      | 3.5      | 19      | 6                    | 0.65      | 2.0      | 0.9      | 1.6      |
| PR <sub>1</sub> | Тейская                           | 382       | 3.3 ± 0.3                       | 16.9 ± 0.7                       | 3.1 ± 0.2                       | 5.4        | 5        | 58      | 108     | 1.5      | 3.1      | 17      | 12                   | 0.55      | 3.4      | 1.0      | 3.4      |
|                 | Пенченгинская свита               | 160       | 3.2 ± 0.3                       | 15.6 ± 0.7                       | 2.9 ± 0.2                       | 5.1        | 3        | 42      | 83      | 1.5      | 2.9      | 17      | 9.4                  | 0.66      | 2.7      | 0.9      | 2.5      |
|                 | Хребта Карпинского свита          | 216       | 3.4 ± 0.2                       | 18.1 ± 0.8                       | 3.3 ± 0.2                       | 5.6        | 2        | 81      | 145     | 1.5      | 3.2      | 16      | 17                   | 0.43      | 4.5      | 1.1      | 5.0      |
|                 | Гаревская<br>Енисейская           | 65<br>146 | 2.8 ± 0.3<br>2.6 ± 0.3          | 17.6 ± 0.7<br>17.9 ± 0.9         | 3.3 ± 0.2<br>3.0 ± 0.2          | 6.5<br>7.0 | –<br>4   | –<br>47 | –<br>99 | –<br>1.2 | –<br>3.1 | –<br>18 | –<br>11              | –<br>0.47 | –<br>2.7 | –<br>1.0 | –<br>2.7 |
| AR <sub>2</sub> | Канская (метапелиты)              | 107       | 1.7 ± 0.15                      | 21.3 ± 1.7                       | 3.0 ± 0.2                       | 14         | 5        | 55      | 102     | 1.8      | 2.6      | 26      | 14                   | 0.66      | 2.6      | 0.8      | 2.1      |
|                 | Канский комплекс (средний состав) | 725       | 1.2 ± 0.3                       | 15.0 ± 1.3                       | 2.6 ± 0.2                       | 14         | 50       | 45      | 78      | 1.6      | 3.0      | 21      | 11                   | 0.8       | 3.0      | 0.7      | 2.1      |
|                 | Сланец постаршейский (РААС)       |           | 3.1                             | 14.6                             | 3.1                             |            |          | 38      | 80      | 1.1      | 2.8      | 16      | 9.2                  | 0.66      | 2.8      | 0.9      | 2.4      |

комплекс Бирюсинской глыбы по содержанию РАЭ (U 1.7 г/т; Th 16.5 г/т; K 2.6%, *n* = 72) соответствует таковым канского комплекса (см. табл. 1).

Раннепротерозойские стратифицированные отложения перекрывают архейское гранулитовое (Южно-Енисейский кряж) или гранулитогнейсовое (Присаянье) основания. К наиболее ранним существенно метаосадочным комплексам в Енисейском кряже авторы относят отложения енисейской и гаревской, а в Присаянье нижние горизонты неройской (алхадырская свита) и сублукской серий, к более поздним – соответственно породы тейской серии и туманшетской свиты [7]. Раннепротерозойский возраст (1880 ± 20 млн. лет) енисейской серии подтвержден U–Pb цирконометрией [4], по составу и радиогеохимическим признакам метапелитов с ней коррелируется гаревская серия Заангарья [7]. Верхний возрастной рубеж неройской и сублукской серий определяется секущими интрузиями редкометальных гранитов с U–Pb- и Pb–Pb-возрастом 1.77–1.75 млрд. лет [8]. Терригенные метаосадки и особенно метапелиты всех толщ характеризуются обогащенностью РАЭ и РЗЭ [7], сопоставимой с канским комплексом (табл. 1), что свидетельствует о геохимической зрелости эродируемых блоков коры, представленных породами архейского гранито-гнейсового основания. Раннепротерозойским терригенным толщам присущи все признаки окраинно-континентальных отложений, формирование которых происходило в энсиалических бассейнах рифтового типа.

Они являются составным элементом Ангарского складчатого пояса, вулканогенные комплексы которого по петролого-геохимическим параметрам сопоставимы с вулканогенными поясами андского типа [7]. Маркирующие окраинно-континентальную позицию пояса гранитоидные интрузии с возрастом 1870–1840 и ~1750 млн. лет отвечают постколлизонному и анорогенному этапам его развития [9]. Сформированные в пределах блоков зрелой континентальной коры гранитоиды характеризуются повышенной концентрацией РАЭ, легких лантаноидов (табл. 2) и ряда других некогерентных редких элементов.

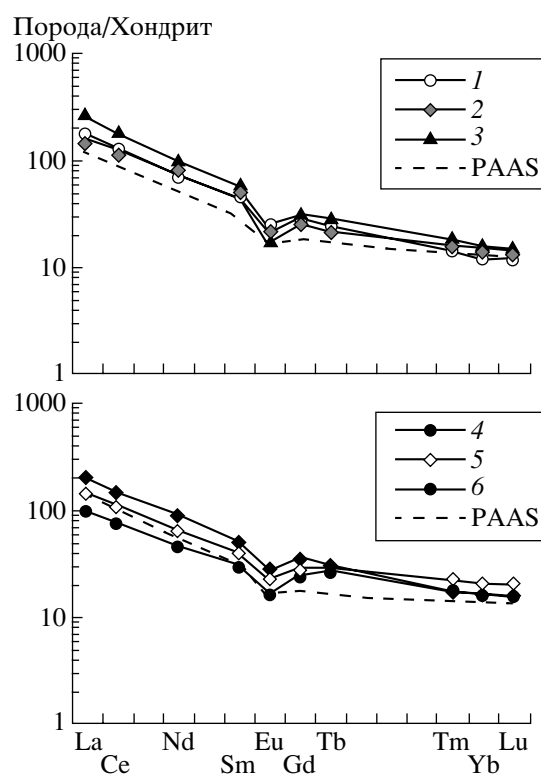
Позднепротерозойскому этапу развития Енисейского кряжа предшествовала эпоха континентального режима с пенеппенизацией и формированием кор выветривания. Рубеж раннего–позднего докембрия соответствовал субплатформенной стадии, когда в мелководных бассейнах накапливались высокоглиноземистые терригенные и глинисто-карбонатные отложения тейской и туманшетской серий.

Разрез позднепротерозойских толщ мощностью не менее 15 км наиболее широко и полно представлен в Енисейском кряже. Характерная его черта – это отчетливо выраженная цикличность, которая проявляется в закономерном чередовании отдельных литологических комплексов. Крупные циклы – формационные комплексы по существу соответствуют сериям – тейской, сухопитской, тунгусикской, чингасанской, тасеевской.

Циклы второго порядка соответствуют одному–двум литологическим комплексам – ассоциациям пород определенной фациальной обстановки осадконакопления. Цикличность отчетливо подчеркивается распределением РАЭ, концентрация которых, как правило, закономерно возрастает от нижнего алевроглинисто-псаммитового или карбонатно-алевроглинисто-псаммитового комплекса к глинистому, а затем падает к верхнему глинисто-карбонатному [10, 11]. РАЭ обычно имеют строго упорядоченное распределение в отложениях всех фациальных обстановок: их содержание увеличивается от грубообломочных пород к алевролитам и аргиллитам – глинистым сланцам [12].

В позднепротерозойском разрезе метапелитам также присущи повышенные концентрации РАЭ, особенно Th и K, в сравнении с PAAS (табл. 1). Ураном (до 10 г/т) предпочтительно обогащены углеродистые, а торием (до 19–22 г/т) – высокоглиноземистые метапелиты [10–13]. Наряду с U углеродистые сланцы в сравнении с ассоциирующими метапелитами концентрируют Li, Rb, Cu, Zn и V, а глиноземистые – элементы гидролизаты – Zr, Hf, PЗЭ, а также Li, Ba, Sr, Mn и Cr.

**Обсуждение результатов.** Главной особенностью метапелитов всего докембрийского разреза юго-западной части Сибирского кратона является их высокая ториеенность, превышающая среднее значение в PAAS. Это свидетельствует, во-первых, о размыве зрелого кристаллического основания, подобного Ангаро-Канскому и Бирюсинскому архейским выступам фундамента кратона, а во-вторых, последующем рециклировании терригенных осадков. Характерная черта эволюции состава метапелитов – рост концентраций U вверх по разрезу и относительное снижение Th и Th/U-отношения от архея и до конца позднего докембрия (табл. 1). Общее



**Рис. 1.** Редкоземельные спектры метапелитов. 1 – канская, 2 – енисейская, 3 – тейская (свита хр. Карпинского), 4 – сухопитская, 5 – тунгусикская, 6 – чингасанская серии. Построено по среднему составу.

снижение Th в разрезе противоположно тенденции, проявленной при доминирующем рециклировании осадков [3], следовательно, оно отражает некоторое изменение состава эродируемых блоков верхней коры во времени и все большее вовлечение в осадочный процесс фемического вещества. Рост концентраций U обусловлен пони-

**Таблица 2.** Содержание (г/т) радиоактивных и редкоземельных элементов в протерозойских гранитоидах Енисейского кряжа

| Гранитоиды, комплекс, возраст  | <i>n</i> | U<br>( $\bar{x} \pm \Delta x$ ) | Th<br>( $\bar{x} \pm \Delta x$ ) | K<br>( $\bar{x} \pm \Delta x$ ) | Th/U | <i>n</i> | La | Ce  | Eu   | Yb  | (La/Yb) <sub><i>n</i></sub> | Eu/Eu* |
|--|----------|---------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|------|----------|----|-----|------|-----|-----------------------------|--------|
| Позднепротерозойские (тейский комплекс, $T_{U-Pb} = 866 \pm 16$ млн. лет)  |          |                                 |                                  |                                 |      |          |    |     |      |     |                             |        |
| Среднее по породам комплекса   | 680      | 4.3 ± 0.3                       | 30 ± 1.1                         | 4.2 ± 0.2                       | 7.4  | 9        | 43 | 84  | 0.76 | 5.3 | 5.5                         | 0.31   |
| Микроклиновые порфи-робластические гранитоиды и гнейсограниты              | 182      | 5.4 ± 0.4                       | 40.6 ± 1.2                       | 4.5 ± 0.1                       | 8.0  | 4        | 45 | 91  | 0.55 | 6   | 5.2                         | 0.23   |
| Раннепротерозойские (таракский комплекс, $T_{U-Pb} = 1837 \pm 3$ млн. лет) |          |                                 |                                  |                                 |      |          |    |     |      |     |                             |        |
| Среднее по породам комплекса   | 210      | 3.4 ± 0.3                       | 40.4 ± 2.5                       | 3.9 ± 0.3                       | 12   | 9        | 65 | 131 | 0.73 | 3.2 | 14                          | 0.21   |
| Субщелочные микроклиновые (радиогеохимически аномальные) граниты           | 40       | 6.2 ± 0.9                       | 91 ± 5                           | 5.1 ± 0.3                       | 15   | 5        | 86 | 173 | 0.67 | 3.2 | 18                          | 0.14   |

жением метаморфизма алеврито-глинистых толщ и возрастающей долей в них миграционно-способных (легкоподвижных) и сорбционных форм U, связанных с глинистым и органическим веществом.

Для метапелитов всех стратиграфических уровней региона характерен однотипный, подобный таковому для РААС, спектр распределения РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ и отчетливой Eu-аномалией (рис. 1). Последняя, как известно [1–3], наиболее характерна для постархейских глинистых сланцев и обусловлена присутствием в детритовом материале продуктов эрозии натрий-калиевых гранитоидов, образование которых сопровождалось деплетированием  $\text{Eu}^{2+}$  за счет релитового плагиоклаза. Содержание РЗЭ в окраинно-континентальных метапелитах докембрийского разреза Енисейского кряжа заметно выше, чем в РААС (табл. 1, рис. 1), что в целом, как и в случае Th, может быть унаследовано от зрелого гранулитогнейсового кристаллического основания.

Выше уже указывалось на возможность использования данных о содержании Th, РЗЭ и Sc в тонкообломочных осадочных породах в качестве индикаторов химического состава и характера эволюции верхней континентальной коры. В рассматриваемом случае вполне обоснованно можно считать, что средний химический состав канского гранулитогнейсового комплекса соответствует среднему составу позднеархейской верхней коры рассматриваемого континентального блока [5]. Различия в содержании Th, РЗЭ и Sc и величинах  $(\text{La}/\text{Yb})_n$ - и  $\text{La}/\text{Th}$ -отношений между канским комплексом и вышележащими раннепротерозойскими метапелитами енисейской серии составляют около 5–20%. Они свидетельствуют о представительности оценок состава верхней коры по среднему составу метапелитов [1]. Прямая корреляция в метапелитах изученного разреза несовместимых элементов – La и Th и их обратная связь с совместимым Sc предопределяет некоторые вариации  $\text{La}/\text{Th}$ -,  $\text{Th}/\text{Sc}$ - и  $\text{La}/\text{Sc}$ -отношений (табл. 1), но они весьма незначительны и близки к таковым в РААС. Это служит показателем долговременного относительного постоянства состава и степени химической дифференцированности верхнекорového вещества.

Судя по статистически обоснованным оценкам среднего содержания U, Th и K в метапелитах, а также концентрациям РЗЭ и Sc в представительных их пробах (табл. 1) на фоне долговременной устойчивости редкоэлементных характеристик, фиксируются ряд рубежей резкого изменения состава. Существенным фактором эволюции состава метапелитов является увеличение вклада гранитоидного материала в области эрозии. Формирование ранне- и позднепротерозойских натрий-калиевых гранитоидов (таракский, тейский ком-

плексы), отличающихся максимальной концентрацией РАЭ, особенно Th, легких лантаноидов, высоким Th/U-отношением (7–15) и резко выраженной европиевой аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.14–0.21$  и  $0.23–0.31$ ) (табл. 2), предшествовало накоплению окраинно-континентальных терригенных толщ тейской (свита хр. Карпинского) и чинганской серий. Их базальные горизонты содержат явные продукты разрушения гранитов, а в глиноземистых метапелитах (свиты хр. Карпинского, лопатинская) происходит заметный рост содержания РАЭ. Метапелиты вышележащих толщ отчетливо обогащены в сравнении с метапелитами других уровней U, Th, K, легкими РЗЭ, обеднены Sc и отличаются большей величиной Eu-минимума и максимальными отношениями  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  (13–17),  $\text{La}/\text{Th}$  (3.5–4.5),  $\text{La}/\text{Sc}$  (3.7–5.0) (табл. 1, рис. 1). Однако, судя по тому, что в метапелитах позднепротерозойских серий (пенчегинская свита, сухопитская, тунгуская серии), залегающих выше свиты хр. Карпинского, произошло заметное снижение содержания РАЭ и легких лантаноидов, изменения в химическом составе верхней континентальной коры носили относительно кратковременный характер.

Отмеченная выше общая тенденция к снижению содержания Th во времени, очевидно, отражает вовлечение в область эрозии ювенильной мафической коры. Показательными в этом отношении являются тонкообломочные отложения сухопитской серии, представленные гемипелагитами и дистальными турбидитами, сформированными в более крупном глубоководном бассейне – в перикратонных прогибах и на континентальном склоне. В них содержание легких РЗЭ заметно ниже в сравнении с метапелитами других серий и РААС, а тяжелых РЗЭ и Sc – выше (табл. 1, рис. 1). Некоторый рост содержания тяжелых РЗЭ и Sc отмечается также в метапелитах тунгуской серии. Формирование осадков в том и другом случаях сопровождалось проявлением основного вулканизма, соответственно метапелитам этих двух серий присущи пониженные (6–7.4)  $(\text{La}/\text{Yb})_n$ -отношения в сравнении с породами других серий (11–17). Это может быть следствием как более глубоководных условий седиментации, где глинистое вещество обычно более обогащено тяжелыми РЗЭ [2], так и увеличением примеси базитового вещества в осадках. Последняя интерпретация подтверждается данными по изотопии Sr в карбонатах Туруханского района, коррелируемых с разрезами Енисейского кряжа. В них фиксируется уменьшение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в начале среднего и в первой половине позднего рифея, что свидетельствует об эксгумации в области эрозии преимущественно ювенильных коровых пород [14] и увеличении гидротермального потока Sr при возрастании активности срединно-океанических хребтов. Указанный период соответствует эпо-

хам существования Гренвильского и пост-Гренвильского океанов и суперконтинента Родиния. Установленное изменение состава метapelитов может являться следствием окраинного положения Енисейского кряжа в структуре суперконтинента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-65160).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
2. *Балашиов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Недра, 1976. 266 с.
3. *Cox R., Lowe D.R.* // *J. Sedimen. Res.* 1995. V. A65. № 1. P. 1–12.
4. *Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
5. *Ножкин А.Д., Туркина О.М.* Геохимия гранулитов // Тр. ОИГГМ СО РАН. 1993. В. 817. 223 с.
6. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 379–402.
7. *Ножкин А.Д.* // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1524–1544.
8. *Брынцев В.В.* Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяянья. Новосибирск: Наука, 1994. 184 с.
9. *Ножкин А.Д., Туркина О.М.* В кн.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы конф. Иркутск, 2002. С. 362–364.
10. *Ножкин А.Д., Кренделев Ф.П., Миронов А.Г.* В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 183–189.
11. *Злобин В.А., Куликов А.А., Бобров В.А.* В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 198–203.
12. *Ножкин А.Д., Гавриленко В.А.* Золото и радиоактивные элементы в полифациальных отложениях верхнего докембрия. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
13. *Nozhkin A.D.* In: Intern. symp. Black Shale Basins and Related Mineral Deposits. Novosibirsk, 1991. V. 2. P. 233–234.
14. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др.* // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.