

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОЛОМИТОВ В ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕРЕБРЯНСКОЙ СЕРИИ КВАРКУШСКО-КАМЕННОГОРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

М. Т. Крупенин

Изучение состава и последовательности отложений серебрянской серии венда Среднего Урала (обнажения по рекам Межевая Утка, Серебряная, Усьва) показывает присутствие триады доломит–вулканиты основного состава–красный гематитовый алевролит для отложений танинской и койвинской, отчасти керносской свит [1, 6, 7 и др.]. Ассоциация доломитов с пиллоу лавами, туффитами и гематитовыми породами позволяет предполагать, что процессы вулканической деятельности оказывали иногда благоприятное воздействие на режим карбонатообразования [4]. Эксгалиционная деятельность, сопровождавшая вулканизм, вероятно, способствовала созданию локальных зон с повышенными температурными условиями, ростом концентраций катионов кальция и магния, насыщенности придонных зон углекислотой. Участие вулканических эксгалиций в процессе карбонатакопления в серебрянское время подтверждается не только присутствием миндалекаменных базальтов, но и некоторыми литологическими особенностями доломитов: повышенной степенью окремнения карбонатных слоев (наличие кремневых линз, кварцевых прожилков), присутствием тонкорассеянного гематита в карбонатных породах, придающего кремовый или розовый цвет, прожилками и гнездами миграционного шунгита в ассоциации с пиритом, а также наличием зон эпигенетической гематитизации, кокардовых и гнездовых текстур с гематит-кварц-карбонатным выполнением [4].

Данные по химическому составу (СРМ-18, ИГГ УрО РАН, аналитики Н.П. Горбунова, В.В. Власов, Г.С. Неупокоева) карбонатных и ассоциирующих с ними вулканогенно-терригенных пород из разрезов среднего течения р. Усьва позволяют дать количественную оценку роли пирогенного и эксгалитивного компонентов в осадконакоплении. Материалом послужили карбонатные и глинистые породы танинской, койвинской и керносской свит серебрянской серии, а также сланцы федотовской свиты басегской серии верхнего рифея и красноцветные сланцы чернокаменской свиты сylvицкой серии из разрезов в среднем течении р. Усьва. Песчаные породы серебрянской серии, по данным петрографических исследований [1], не имеют заметной примеси вулканогенного материала, за исключением обломков полевых шпатов и появле-

ния полевошпат-кварцевых песчаников с обильным глинистым цементом (по химическому составу приближающихся к граувакковым) в керносской свите. Тонкозернистые породы (алевролиты и глинистые сланцы), по данным Б.Д. Аблизина [1], представлены преимущественно гидрослюдой с переменным количеством хлорита, реликтами гидратированных чешуек биотита и мусковита, в некоторых случаях характеризуются присутствием обломков полевых шпатов (кислых-средних плагиоклазов и микроклина), а также примесью тонкодисперсного гематита, количество которого может в отдельных случаях достигать рудных концентраций [5]. Такой состав глинистых пород не противоречит присутствию камуфлированной пирокластике, преобразованной процессами гальмиролиза и литогенеза. Алевролиты и глинистые сланцы с вулканогенным материалом, как правило, имеют специфическую “пеструю” окраску. Они представлены ярко-зелеными (с фисташковым оттенком), коричневыми (с шоколадным оттенком), красными, розовыми разностями, отличающимися по цвету от фоновых разновидностей серым разных оттенков (до черных низкоуглеродистых алевросланцев бутонской свиты). Пестроцветные алевропелиты более характерны для койвинской свиты, а также для некоторых горизонтов в танинской и керносской свитах, содержащих, кстати, и прослой карбонатных пород. Из исследований в областях активного вулканизма известно, что пирокластический (пепловый) материал может составлять значительную долю тонкозернистых осадков, поскольку накапливается геологически мгновенно [2]. Однако обнаружение его до сих пор представляет собой сложную задачу для литологии, поскольку тонкозернистый пепловый материал испытывает изменения как сразу после осаждения, так и при последующем диа-катагенезе, в силу высокой химической неустойчивости. Для оценки роли пирокластического материала в составе тонкозернистых пород в качестве дополнительных критериев возможно использование петрохимических модулей, наиболее подробная сводка и анализ которых имеется у Я.Э. Юдовича [12].

Алевропелиты серебрянской серии в рамках современной схемы химической классификации относятся к сиаллитам. По величине гидролизатного модуля (ГМ) от 0.32 в керносской до 0.44 в та-

Таблица 1. Химический состав карбонатных пород Серебрянской серии (среднее течение р. Усьва)

| № пробы | Свита (кол-во проб) | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ (общ.) | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | ППП | P ₂ O ₅ | Сумма | $\frac{MgO}{CaO}$ |
|-------------------|---------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--|-------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------|-------------------------------|--------|-------------------|
| Us-105-6 | R ₃ fd | 39.70 | 0.012 | 0.77 | 0.78 | н.о. | 0.071 | 11.89 | 19.82 | н.о. | 0.11 | 26.90 | 0.56 | 100.06 | 0.60 |
| Us-108-10a | V ₁ tn | 24.36 | 0.585 | 5.08 | 4.91 | н.о. | 0.241 | 11.80 | 21.33 | н.о. | 1.02 | 29.60 | 0.35 | 98.93 | 0.55 |
| Us-108-10b | V ₁ tn | 18.39 | 0.700 | 4.62 | 4.94 | н.о. | 0.201 | 12.92 | 22.61 | н.о. | 0.76 | 33.60 | 0.43 | 98.74 | 0.57 |
| Us-108-10i | V ₁ tn | 22.10 | 0.190 | 3.49 | 2.77 | н.о. | 0.236 | 13.97 | 21.87 | н.о. | 0.94 | 33.97 | 0.10 | 99.54 | 0.64 |
| Us-108-10j | V ₁ tn | 27.76 | 1.155 | 7.58 | 9.52 | н.о. | 0.289 | 10.83 | 17.00 | н.о. | 0.83 | 24.30 | 0.74 | 99.26 | 0.64 |
| Us-108-11 | V ₁ tn | 40.22 | 0.653 | 4.32 | 8.84 | н.о. | 0.303 | 8.18 | 15.53 | н.о. | 0.32 | 21.80 | 0.26 | 100.17 | 0.53 |
| Us-108-12 | V ₁ tn | 21.75 | 0.089 | 2.30 | 3.01 | н.о. | 0.334 | 13.97 | 23.88 | н.о. | 0.11 | 34.10 | 0.55 | 99.54 | 0.59 |
| Us-111-3 | V ₁ kv | 4.49 | 0.044 | 1.08 | 1.08 | н.о. | 0.168 | 18.94 | 29.54 | н.о. | 0.25 | 42.70 | 0.09 | 98.30 | 0.64 |
| Us-111-12 | V ₁ kv | 4.31 | 0.043 | 1.18 | 1.05 | н.о. | 0.175 | 18.69 | 29.69 | н.о. | 0.33 | 44.20 | 0.13 | 99.66 | 0.63 |
| Us-111-14 | V ₁ kv | 4.47 | 0.026 | 0.89 | 0.92 | н.о. | 0.122 | 19.38 | 29.85 | н.о. | 0.19 | 43.10 | 0.57 | 98.94 | 0.65 |
| Us-113-1 | V ₁ kv | 5.40 | 0.024 | 0.84 | 0.97 | н.о. | 0.212 | 20.10 | 27.22 | н.о. | 0.14 | 44.10 | 0.22 | 99.00 | 0.74 |
| Us-114-4 | V ₁ kr | 8.09 | 0.078 | 1.46 | 3.02 | н.о. | 0.215 | 18.51 | 25.43 | н.о. | 0.44 | 41.80 | 0.03 | 99.04 | 0.73 |
| Us-114-5 | V ₁ kr | 10.90 | 0.073 | 1.65 | 3.31 | н.о. | 0.254 | 16.88 | 24.47 | н.о. | 0.48 | 41.10 | 0.03 | 99.11 | 0.69 |
| Us-119-4 | V ₁ kv | 16.87 | 0.005 | 0.39 | 1.00 | н.о. | 0.181 | 18.31 | 24.29 | н.о. | 0.04 | 37.90 | 0.20 | 98.98 | 0.75 |
| Us-114-6 | V ₁ kr | 7.59 | 0.087 | 1.84 | 2.94 | н.о. | 0.242 | 17.44 | 21.43 | н.о. | 0.56 | 40.80 | 0.03 | 92.93 | 0.64 |
| Us-114-8a | V ₁ kr | 6.69 | 0.030 | 0.76 | 2.40 | н.о. | 0.310 | 18.09 | 23.05 | н.о. | 0.03 | 41.30 | 0.21 | 92.66 | 0.62 |
| Mediana | | 13.88 | 0.08 | 1.56 | 2.86 | | 0.23 | 17.16 | 23.47 | | 0.32 | 39.35 | 0.22 | 99.02 | 0.70 |
| Ю. Урал* | R(439) | 1.5 | 0.02 | 0.3 | 0.2 | 0.4 | 0.03 | 21.5 | 29.6 | 0.06 | 0.08 | 46.2 | 0.018 | 99.91 | 0.73 |
| Ю. Урал карб-сил* | R(69) | 43.7 | 0.1 | 1.9 | 0.5 | 1.2 | 0.05 | 11.8 | 19.6 | 0.19 | 0.48 | 20 | 0.034 | 99.55 | 0.60 |
| Известняк** | | 7.08 | 0.03 | 0.88 | 0.8 | 0.92 | 0.13 | 1.13 | 47.82 | 0.47 | 0.53 | 39.84 | 0.1 | 99.71 | 0.02 |
| Конкреция** | | 30.47 | 0.38 | 8.95 | 6.68 | 20.11 | 1.57 | 3.55 | 5.16 | 0.97 | 1.1 | 20.72 | 0.73 | 100.4 | 0.69 |
| Конкреция** | | 18.65 | 0.27 | 6.28 | 1.16 | 4.45 | 0.46 | 7.27 | 27.38 | 0.62 | 1.37 | 32.01 | 0.37 | 100.29 | 0.26 |
| Сланцы сер | V ₁ (23) | 61.84 | 0.77 | 17.90 | 6.98 | 6.28 | 0.05 | 2.05 | 0.32 | 1.28 | 3.75 | 3.60 | 0.14 | 99.34 | |
| Сланцы шок | V ₁ (30) | 61.69 | 0.72 | 17.93 | 7.54 | 6.79 | 0.06 | 2.05 | 0.31 | 1.25 | 4.08 | 3.48 | 0.14 | 99.44 | |

н.о. – не опр.; * – доломиты рифея [10]; карб-сил – карбонатно-силикатная порода; ** – карбонатолиты мел-палеогенового флиша Украинских Карпат [12]; сланцы сер – глинистые сланцы серые; сланцы шок – глинистые сланцы коричневого с шоколадным оттенком.

Таблица 2. Корреляционная матрица основных химических компонентов доломитов серебрянской серии (р. Усьва)

| | MgO | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | K ₂ O | CaO | TiO ₂ | V | Cr | MnO | Fe _{общ.} | ППП |
|--------------------------------|------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|--------------------|-------|
| MgO | 1.00 | -0.68 | -0.92 | -0.39 | -0.41 | 0.92 | -0.68 | -0.72 | -0.41 | -0.46 | -0.67 | 0.96 |
| Al ₂ O ₃ | | 1.00 | 0.53 | 0.19 | 0.84 | -0.53 | 0.97 | 0.76 | 0.33 | 0.46 | 0.86 | -0.58 |
| SiO ₂ | | | 1.00 | 0.39 | 0.26 | -0.89 | 0.51 | 0.62 | 0.45 | 0.36 | 0.51 | -0.96 |
| P ₂ O ₅ | | | | 1.00 | -0.13 | -0.33 | 0.14 | 0.27 | 0.68 | -0.03 | 0.01 | -0.44 |
| K ₂ O | | | | | 1.00 | -0.31 | 0.76 | 0.58 | 0.20 | 0.15 | 0.65 | -0.31 |
| CaO | | | | | | 1.00 | -0.56 | -0.69 | -0.39 | -0.46 | -0.54 | 0.93 |
| TiO ₂ | | | | | | | 1.00 | 0.81 | 0.22 | 0.55 | 0.91 | -0.59 |
| V | | | | | | | | 1.00 | 0.01 | 0.64 | 0.75 | -0.70 |
| Cr | | | | | | | | | 1.00 | -0.55 | 0.08 | -0.53 |
| MnO | | | | | | | | | | 1.00 | 0.67 | -0.36 |
| Fe _{общ.} | | | | | | | | | | | 1.00 | -0.57 |
| ППП | | | | | | | | | | | | 1.00 |

нинской свитах они являются типичными нормоциаллитами [12] (ГМ = 0.36–0.48). По ряду петрохимических модулей возможно сравнение изучаемых глинистых пород с федотовской свитой басегской серии верхнего рифея Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория и типичными платформенными образованиями – рифейскими глинистыми сланцами бакальской свиты Башкирского мегантиклинория. Для последних характерен более высокий ГМ (0.47), пограничный с суперциаллитами (ГМ = 0.49–0.55), являющимися продуктом активного химического выветривания. Следовательно, алевропелиты серебрянской серии являются менее химически зрелыми, не прошедшими интенсивную гидролизацию при выветривании. Важно отметить, что часть проб глинистых пород, отобранных в разрезах с потоками пиллоу лав, имеет содержание MgO выше 3% что позволяет относить их к псевдоциаллитам, т.е. породам, содержащим то или иное количество вулканогенного (пирогенного) компонента. Однако, медианные значения MgO в глинистых сланцах разных свит находятся на уровне 1.91–2.44%, что объясняется высокой дисперсией содержаний MgO. В координатах НКМ-ФМ (нормированной щелочности – фемического модуля) большинство проб глинистых пород серебрянской серии попадает в область минерального парагенеза хлорит-гидрослюда-монтмориллонит, что отражает присутствие камуфлированной пирокластике в составе алевропелитов. Максимальные значения ФМ также отмечаются для разрезов с пиллоу лавами в танинской и койвинской свитах. К этим же разрезам приурочены тела карбонатных пород.

Для оценки роли эксгальционного материала во вмещающих терригенно-глинистых отложениях возможно использование критерия эксгальтивности Н.М. Страхова (Fe + Mn)/Ti. Применение этого модуля основано на предположении, что железо и марганец имеют преимущественно вулканогенный, а титан – седиментогенный источник; значения модуля более 25 указывают на присутствие эксгальционного материала [10]. Из выборки гли-

нистых пород по разрезам среднего течения р. Усьва, отобранных в отложениях серебрянской серии, выделены группы серых сланцев (43 пробы) и пестроцветных (зеленых и коричнево-красных, 30 проб). Наиболее высокий критерий эксгальтивности (20–21) имеют красные алевропелиты койвинской свиты из ассоциации с пиллоу-лавами и прослоями доломитов. Средние значения для групп серых и пестроцветных сланцев составляют, соответственно 10 и 12. Алюминиевый модуль Бострёма Al/(Al+Fe+Mn) рассматривается в качестве индикатора эксгальтивного материала, если его значение не превышает 0.4 [13]. В отдельных гематитовых сланцах койвинской свиты он снижается до 0.39, маркируя эксгальтивный компонент, в серых сланцах он во всех свитах составляет 0.57–0.71.

По химическому составу среди доломитов из вулканогенно-терригенных отложений танинской, койвинской и керносской свит можно выделить 2 группы (табл. 1): кремнистых (SiO₂ – 18–40%) и низкокремнистых (SiO₂ – 4–16%). Кремнистые доломиты содержат заметное количество кремнезема в виде линз кремня и прожилков кварца, доля глинозема повышенная (Al₂O₃ – 2.30–5.08%). Низкокремнистые доломиты имеют невысокую долю глинозема (Al₂O₃ – 0.39–1.96%). Повышенные содержания свободного кремнезема (включения кремня и кварца) в данном случае не могут быть связаны с перераспределением биогенного кремнезема, поскольку в отложениях венда не известны кремнескелетные организмы. Поэтому можно предполагать хемогенную природу кремнезема. Кремнистые доломиты являются нестехиометричными: отношение MgO/CaO составляет 0.55–0.63, тогда как в низкокремнистых – 0.62–0.75 (при отношении в стехиометричном доломите 0.71). Корреляционная матрица для данной совокупности доломитов (табл. 2), кроме очевидных сильных связей CaO и MgO с п.п.п. и отрицательной с SiO₂, показывает достаточно устойчивую связь железа с Al₂O₃ и TiO₂ (0.86 и 0.91 соответственно). Причиной этого может быть как вхождение железа в состав биотита (что частично подтверждается корреля-

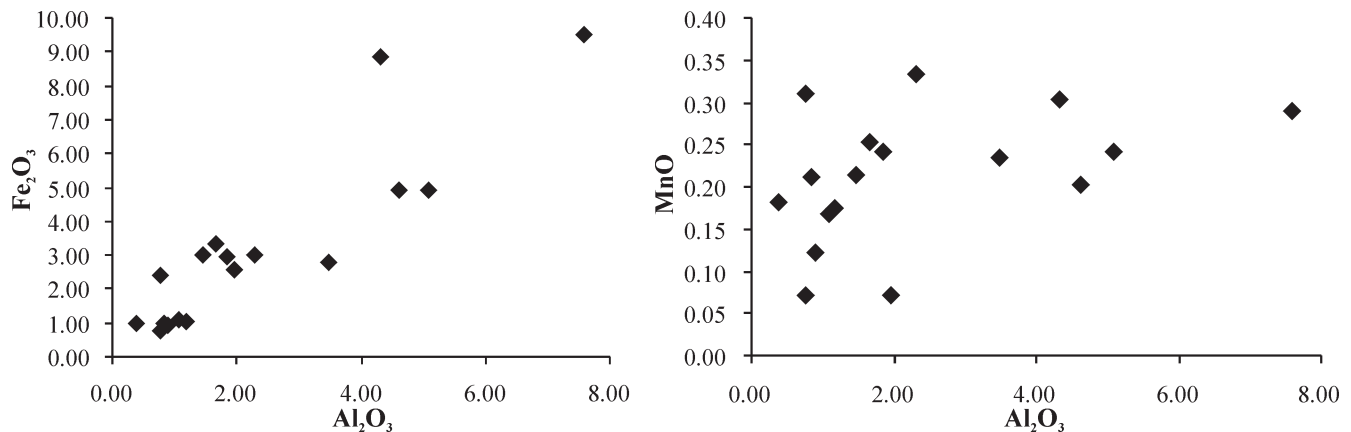


Рис. 1. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$ и $\text{MnO--Al}_2\text{O}_3$ для доломитов серебрянской серии.

ляцией Fe_2O_3 и K_2O на уровне 0.65), так и сорбция тонкошелуячатого гематита глинисто-сланцистым веществом. Особенно следует отметить, что у MnO не существует выраженной корреляции с каким-либо элементом, даже с железом корреляция не более 0.67. Это определяется, возможно, именно эксгалитивной природой марганца в доломитах. Повышенные концентрации марганца в доломитах (средние концентрации $\text{MnO} = 0.213$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.86$ при максимальных значениях данных окислов соответственно 0.335 и 8.56%) не объясняется примесью терригенно-глинистого компонента в доломитах (рис. 1). Концентрации MnO и Fe_2O_3 в доломитах выше, чем в сланцах (медианы этих компонентов для зелено-шоколадных сланцев серебрянской серии соответственно 0.05 и 7.54%, см. табл. 1), что нетипично для платформенных карбонатных образований. Для сравнения в табл. 1 приведены средние анализы доломитов и карбонатно-силикатных пород рифейского разреза Башкирского мегантиклинория (по данным [11]), показывающие низкие концентрации марганца (0.03–0.05%) не только в чистых доломитах, но и в карбонатно-глинистых породах. Более высокие содержания MnO характерны, к примеру, для карбонатных пород мел-палеогенового флиша Украинских Карпат (см. табл. 1). Последние содержат выборки с повышенными концентрациями MnO (0.47–1.57%), но, как правило, это не чистые карбонаты, а песчано-алевролитовые разности с высоким содержанием кремнезема и глинозема (соответственно 20–38 и 1–9%). В относительно чистых от терригенной примеси доломитах концентрация MnO не превышает 0.13%. Отложения терригенно-карбонатного флиша сформировались при разрушении вулканогенно-осадочных пород, привносящих марганец. Кроме того, большинство из них имеют конкреционную природу, не образуют пластовых тел [12], т.е. не являются собственно осадочными образованиями. Известно, что карбонатные марганцевые руды часто представлены имен-

но конкрециями [8]. Фундаментальный обзор распределения марганца в различных породах земной коры, выполненный Н.А. Григорьевым [3] на основе использования многочисленных данных Н.М. Страхова, А.Б. Ронова по палеозойским карбонатам Русской платформы показал, что наиболее низкие концентрации Mn (менее 0.077%) сосредоточены в основной массе карбонатных пород (76.96%), а содержания 0.077–0.23% Mn присутствуют лишь в 19.24% карбонатов. По мнению Н.М. Страхова [9] высокие концентрации марганца характеризуют “околоочаговые вулканогенно-осадочные руды”. Таким образом, содержания MnO на уровне 0.2–0.3%, характерные для доломитов серебрянской серии, не являются типичными для осадочных карбонатных пород.

Доломиты изученных разрезов имеют повышенные значения критерия эксгалитивности Н.М. Страхова (от 8 до 274 при среднем 54), также как и гематитовые туфоалевролиты (от 8 до 21). Эти значения указывают на присутствие эксгалитивного материала в их составе. Модуль Бострёма в доломитах изменяется от 0.19 до 0.46 (медиана – 0.36), что не противоречит привнесу эксгалитивного компонента при карбонатонакоплении. Кроме того, значительно пониженные значения алюмокремниевого модуля относительно гидролизатного (0.17 против 0.43) также указывают на присутствие вулканогенного материала в карбонатных образованиях.

Показанные нами для доломитов серебрянской серии петрохимические особенности (высокая кремнистость, аномально высокие концентрации марганца) подкрепляют ранее полученный вывод о возможной связи карбонатонакопления в локальных зонах активизации эксгалитивной вулканогенной деятельности и подвергают сомнению вывод о связи хемогенных доломитов с постгляциальными событиями на фоне резкого потепления климата в венде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 138 с.
2. *Головенко В.К.* Особенности диагностики первично пелитоморфных вулканогенно-осадочных отложений // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М.: Недра, 1975. С. 94.
3. *Григорьев Н.А.* Распределение марганца и марганцевых минералов в верхней части континентальной коры // Уральский геологический журнал. 2006. № 3. С. 65–80.
4. *Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г.* Карбонатные породы в разрезах серебрянской серии бассейна р. Усьвы (северная часть Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория) // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 114–119.
5. *Курбацкая Ф.А., Чайковская Е.В.* Железные руды вендской спарагмитовой формации Среднего Урала // Вестник Пермского университета. Геология. Вып. 3. Пермь: ПГУ, 1994. С. 55–69.
6. *Младших С.В.* Верхний докембрий Среднего и Северного Урала // Келлер Б.М., Чумаков Н.М. (Ред.) Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. С. 125–142.
7. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХI. Свердловск: Изд-во УТГУ, 1989.
8. *Рабинович С.Д.* Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1971. 264 с.
9. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
10. *Страхов Н.М.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 492 с.
11. *Урасина Л.П., Другалева Т.А., Смолин П.П.* Главнейшие магнетитовые месторождения. М.: Наука, 1993. 157 с.
12. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
13. *Bostrom K.* The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. № 2. P. 148–243.