

## Золото в морской воде докембрийских океанов: применимость к формированию золоторудных месторождений

Во время осадконакопления и диагенеза морские углеродистые отложения адсорбируют золото из морской воды и оно входит в осадочный пирит начиная с 3,5 млрд лет. Золотом были обогащены воды мезо- и неоархейских океанов в несколько раз больше по сравнению с современными океанами. Содержание Au в водах океанов уменьшилось, особенно после действия глобального окислительного события в палеопротерозое, и затем медленно снова возрастало в неопротерозое (от 800 до 520 млн лет). В архее и протерозое содержание золота в морской воде коррелируется со временем распространения высокомагнезиальных базальтов, коматиитов и черных сланцев в зеленокаменных поясах. Возрастание в земной атмосфере кислорода комбинируется с низким фоном золота в коматиитах и Mg- базальтах, которые ранее были причинами обогащения морской воды золотом. Этим подтверждается также отсутствие или незначительное распространение месторождений золота в период 1600–800 млн лет, которое может быть объяснено низкими уровнями содержания золота в морской воде океанов в течение этого возрастного периода.

*Ключевые слова:* золото в докембрийской морской воде, протерозойское размещение месторождений Au, базальты, коматииты.

S. I. TURCHENKO (IPGG RAS)

## Gold in the seawater of Precambrian oceans: application to Au deposits formation

Oceanic carbonaceous deposits adsorb gold from seawater during sedimentation and diagenesis, and Au has formed part of sedimentary pyrite starting from 3.5 Ga. Water of the Meso- and Neoarchean oceans contained several times more Au than modern oceans. Au grade in the water of the oceans decreased, particularly after a global oxidative event in the Paleoproterozoic, and then slowly increased again in the Neoproterozoic (from 800 to 520 Ma). In the Archean and Proterozoic, the Au grade in the seawater is correlated with the time of the distribution of high-Mg basalts, komatiites and black shales in greenstone belts. Oxygen increase in the Earth's atmosphere is combined with a low Au background in komatiites and Mg basalts, which previously enriched the seawater with gold. This is also indicated by the absence or insignificant amount of gold deposits in the period of 1600–800 Ma, which can be explained by low Au grade in the water of the oceans during this age period.

*Keywords:* Au in Precambrian seawater, Proterozoic distribution of Au deposits, basalt, komatiite.

*Как цитировать эту статью:* Турченко С. И. Золото в морской воде докембрийских океанов: применимость к формированию золоторудных месторождений // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 78. – С. 76–81.

**Введение.** За последние 50 лет исследования о происхождении золоторудных месторождений были сосредоточены на трех главных источниках Au: фельзитовые магмы; высвобождение Au из глубинной коры (15–20 км) во время метаморфизма пород в условиях зеленосланцевой и нижней части амфиболитовой фаций; из мантии. Золото из осадочных пород, особенно углеродистых сланцев, недавно стало рассматриваться как альтернативный источник для некоторых месторождений Au [19, 21]. В этих моделях источником Au была морская вода или же растворимые комплексы Au и абсорбция его на органике, гидроксиды Fe, Mn и глинах

при росте сингенетического или диагенетического пирита [24].

**Золото в осадочном пирите как источник сведений о его содержании в морской воде и растворимые химические соединения Au.** Экспериментальные и природные наблюдения показывают, что следовые элементы (СЭ) и Au абсорбируются из морской воды во время роста пирита под влиянием диагенеза пород на морском дне. Уровень обогащения СЭ контролируется количеством пирита и количеством СЭ в морской воде [9, 14]. Эти исследования показали, что при постоянном количестве пирита в сланцах

(1–4 вес. %) состав СЭ в осадочном пирите пропорционален порядку его содержания в породе и, соответственно, концентрации СЭ в морской воде. Концентрация СЭ в пирите осадочного генезиса положительно коррелируется с составом глобальной океанической воды, при этом СЭ в пирите на 5–8 порядков выше, чем в сосуществующей морской воде. Например, содержание Au в осадочном пирите из басс. Кариоко в Венесуэле (313 ppb) по отношению к воде современного океана (0,02 ppb) [16] дает фактор концентрации, равный 107 для Au в осадочном пирите по сравнению с морской водой. Таким образом, анализируя содержание Au в осадочном пирите в любое время истории развития Земли, можно указать порядок его концентрации в морской воде с течением времени. Однако необходимо отметить, что различные осадочные области могли иметь разные условия химизма и значение фактора 107 нельзя принимать как абсолютно точное для разных участков Земли. Р. Р. Лэрджи и соавторы [20] установили, что процессы диагенеза не повлияли на изменения порядка значений содержания СЭ в осадочном пирите. Однако метаморфизм, который являлся причиной перекристаллизации пирита и превращения его в пирротин, мог сопровождать изменения в концентрации СЭ, включая золото.

Существовало очень мало данных, но все же предполагалось, что содержание Au в океанах прошлого было глобально однородным в каком-либо временном интервале. Вместе с тем, современные исследования показали, что, например, в северной части Тихого океана средние значения содержания Au в морской воде составляют 0,03 ppb с ранжированием от 0,01 до 0,06 ppb [16]. Эти данные также показали слабое различие в содержаниях этого элемента между глубинными и мелководными частями океана, хотя в прибрежных частях достигали обычных значений в 0,04 ppb, и золото присутствует либо в растворе, либо как наночастицы. К. К. Фэнклер и Дж. М. Эдмонд [15] сравнили содержание Au в океанических профилях Северной Атлантики и Севера Тихого океана и нашли мало различий, ранжируемым от 0,01 до 0,03 ppb. Как было установлено этими авторами, постоянство содержания Au в водах океанов существовало на протяжении 1000 лет, и оно оказалось меньше для одних элементов – Mo 760, As 39, Se 26, Cu 5 тыс. лет, и больше для других – Co 340, Hg 350 и Te 100 лет. Более высокие концентрации Au в морских водах наблюдались все же вблизи континентальных границ и особенно в речных системах по сравнению с открытым океаном [3].

В гидротермальных рудообразующих флюидах Au присутствует преимущественно в виде

растворимых ионов и представлено в морской воде смесями растворимых комплексных соединений, коллоидов, наночастиц, адсорбированных на глинах, или как Au-органические комплексы. Ранние исследования были сфокусированы на хлоридных комплексах золота, например: AuCl<sub>4</sub> и AuCl<sub>2</sub> как главных химических соединениях в океанах [18], но более поздние термодинамические исследования показали, что именно AuOH(H<sub>2</sub>O) является стабильным веществом в современном окисленном океане [25]. В речных системах Au переносится в виде суспензированного и коллоидного состояния [3]. Для сравнения, канадские реки имеют концентрацию Au от 2 до 4700 ppb, а с воды океанов – Au около 0,02 ppb [15]. Реки, дренирующие золоторудные провинции, имеют наивысшие концентрации Au. Н. А. Чибисов [6] отметил средние содержания Au в 10 ppb в р. Колыма, дренирующей Колыма-Индибирскую Au-рудную провинцию и выносящей около 4 т Au в год в Северный Ледовитый океан. Золото переносилось в виде частиц суспензии размером ≤ 20 до 30 μm, которые отлагались в дельте реки и на шельфе океана. Эти наблюдения показывают, что реки, дренирующие рудные районы, переносят частицы золота чаще, чем растворимые соединения Au. Это означает, что большая часть золота, поступающая в океаны реками, отлагается на континентальных шельфах и в граничных бассейнах, и только коллоидные и растворимые соединения золота поступают в воды открытых океанов.

**Вклад золота в океанические воды гидротермами морского дна.** Ранние исследования показали, что поток следовых элементов из рек – преобладающий источник элементов в морской воде океанов. Однако небольшое количество элементов, в частности Au, Mn, Fe, Li и Rb, имеют доминирующий вклад из гидротерм рифтовых хребтов дна океанов [12]. Поток металлов из гидротерм морского дна не очень понятен, так же как и является ли гидротермальная активность морского дна сетью источников элементов. Особенно это не ясно для золота, по которому очень мало данных. Измерения потока флюидов на 21° с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия [15] показали значения 7 и 50 ppb Au для двух различных образцов. Эти авторы отметили, что гидротермальные флюиды морского дна обогащены в 1000 раз больше, чем морская вода. Другие работы также показали значения металлов от 50 до 1400 ppb во флюидах черных курильщиков. В таких местах современного морского дна и в древних сульфидных месторождениях, образованных в подобных обстановках, Au обычно концентрируется в сульфидах (пирите) и варьрует по содержанию от

0,02 до 28 ppm Au [13]. Частицы коллоидного пирита, халькопирита и марказита могут содержать небольшое количество Au и входить в состав железистых осадков, которое было измерено местами вдоль Срединно-Атлантического хребта и составляло по содержанию от 8 до 20 г/т золота [5]. Сродство Au с сульфидами и его относительно высокое содержание в полях вокруг сульфидных месторождений подтверждает, что большая часть Au осаждается в пределах или вокруг мест черных курильщиков. И лишь небольшая его часть распространяется в океан, где коллоидные формы Au абсорбируются на органическом веществе.

**Содержание золота в первично осадочном пирите и осадочных формациях докембрия.** Исследования Д. Д. Грегори и др. [10] показали, что высокий уровень осадочного пирита в черных сланцах (более 4 %) ведет к уменьшению золота в индивидуальных зернах пирита по сравнению с породами, содержащими малое количество пирита. Обогащение пирита золотом в черных сланцах архея и его минимальное обогащение в аналогичных породах позднего палеопротерозоя и неопротерозоя может быть показано на глобальных примерах. Концентрация золота в морских бассейнах, вероятно, варьировала и могла происходить, как было показано выше, из разных источников. Данные по содержанию Au в пирите из различных бассейнов осадконакопления, образованных в одно и то же время, демонстрируют, что концентрации золота в них сходны. Например, пириты из позднеархейских сланцев Западной Австралии (басс. Хамерсли, горы Макрэй в кратоне Пилбара с возрастом 2540 млн лет) и Южной Африки (басс. Трансвааль, формация Науга возраста 2521 млн лет в кратоне Каапвааль) дают значения Au в пиритах 50 и 86 ppb, соответственно [16]. Надо отметить, что кратоны Пилбара и Каапвааль в позднем архее могли составлять единый суперкратон Ваалбара, согласно А. В. Смирнову и др. [23]. В среднем протерозое концентрации золота в осадочном пирите имеют минимальные значения [16], наблюдаются в сланцах басс. Макартур (Австралия) с возрастом 1640 млн лет (8 ppb) и сравнимы с 13 ppb из пирита формации Сатка (1550 млн лет) на Южном Урале. Позднее начинается возрастание значений содержания золота в осадочном пирите от 25 до 70 ppb Au, как в сланцах пояса Белт на западе США с возрастом 1470 млн лет или формации Велкери басс. Мак-Артур в Австралии – 1360 млн лет. Ближе к возрастной границе с неопротерозоем содержание Au в пирите глинистых сланцев достигает 160 и до 580 ppb, как и в пирите формации Лиллиан Центральной Австралии (1040 млн лет) и Южном Китае в формации Мейданг

(980 млн лет). Приведенные примеры показывают главные тенденции в содержаниях золота в пирите осадочных пород для разных периодов докембрийского времени при его возрастании в породах неопротерозоя, хотя бывают и исключения.

**Контроль концентрации Au в морской воде из разных его источников.** Главный контроль глобальных концентраций Au в морской воде осуществляется исходя из: содержания Au в породах континентального источника, который эродируется и выносит Au в океан; отношения растворимого Au к его частицам и адсорбированного Au в морской воде; концентрации Au в флюидах из гидротермальных источников морского дна; концентрации кислорода в атмосфере, воздействующего на окислительную эрозию континентальных источников Au; химических условий в океане, контролирующих растворимость комплексов Au (pH, Eh, температура, соленость, окисление) и биопродуктивности в океане, определяющей образование пирита при сульфатредукции, осаждающей Au на пирите и органике во время седиментации углеродистых илов на морском дне.

Первичным источником СЭ и Au в морской воде является континентальная эрозия, и эти элементы транспортируются в океаны речными системами в растворимой и коллоидной формах, в виде суспензированных частиц или ветровой пыли [12, 15]. Таким образом, вариации в составе и содержании Au в эродируемых породах должны иметь первичный контроль над содержанием Au в воде океанов. Большинство коровых породных типов имеют содержание Au в среднем менее 2 ppb, за исключением таких пород как углеродистые сланцы, коматииты и базальты заостроводужных бассейнов, насыщенные серой, континентальные флуд-базальты и породы расслоенных интрузий, в которых содержание Au достигает 50 ppb [17]. Вдобавок к коровым породам некоторые широко распространенные типы рудных месторождений могут быть источником Au при их эрозии. В условиях восстановления железистых вод архейских океанов гидротермальные потоки жерл черных курильщиков могли выносить больше Au по сравнению с современными ситуациями. Активные жерла черных курильщиков периодов подводно-морского вулканизма архея могли реализовать обстановки выноса Au в виде растворимых комплексов Au(HS)<sub>2</sub> в неокисленный океан и таким образом производить высокий уровень растворимого Au в морской воде вокруг жерл подводных вулканов и черных курильщиков.

Временной период максимального содержания Au в осадочном пирите (> 500 ppb) между 3000 и 2500 млн лет совпадает с возрастом проявления максимального

коматиитового вулканизма, например, на Балтийском щите [2], развитием орогенических золоторудных месторождений и массивных вулканогенных (серноколчеданных) сульфидных месторождений. Общее возрастание содержания Au в морской воде в палеопротерозое (2500–1600 млн лет) и его последующее уменьшение в средней части протерозоя (1600–1200 млн лет) отвечало вначале пикам распространения мафических пород рифтов, а в последующее время формированию осадочных эпикратонных бассейнов. Толеиты (высокомагнезиевые базальты), обычные в рифтах палеопротерозоя, могли содержать достаточное количество Au и быть потенциальным источником Au для морской воды в палеопротерозое. Временной интервал от 1600 до 1200 млн лет был периодом низких значений содержания Au в осадочном пирите (< 50 ppb), когда редко формировались золоторудные месторождения.

**Связь концентраций золота в морской воде с формированием золоторудных месторождений, характером атмосферы и океанической оксигенацией.** Высокий уровень Au в морской воде мезо- и неархея соответствует большим периодам Au рудообразования в эпикратонных осадочных бассейнах и зеленокаменных поясах. Период низких значений содержания Au в морской воде в среднем протерозое соответствовал по времени отсутствию проявления Au-рудных месторождений. Новый подъем высоких содержаний Au в морской воде отвечал второму периоду возрастания количеств золоторудных месторождений в осадочных породах. Это может объясняться двумя причинами: эрозией сформированных золоторудных провинций или источниками Au из соответствующих по времени золоторудных месторождений. Оба эти предположения возможны, так как образование золоторудных месторождений соответствует формированию их металлогенических провинций. Хотя это и не совсем так, поскольку по возрастным данным формирование извлекаемого золота в месторождениях часто бывает моложе, чем возраст вмещающих пород. Например, недавняя публикация [4] показала полигенную природу золоторудного месторождения Майское в Северной Карелии. В этой работе свинцово-изотопное исследование подтвердило архей-палеопротерозойский возраст мантийно-корового источника оруденения в Куоляярвинской провинции Карелии. Петрологическое изучение и Rb-Sr возрастные определения синрудных метасоматических изменений вмещающих пород (1460 млн лет) дали их неопротерозойский возраст, а Re-Os определение возраста перекристаллизованного золота [1] показало его девонский (390 млн лет) возраст. Также, например,

черные сланцы периода 2900–3000 млн лет басс. Витватерсранд в Южной Африке, вмещающие осадочно-морские пириты [11] со значениями содержания Au в 790 ppb, залегают в слоях стратиграфически более нижних по сравнению с главным золотоносным рифом бассейна. Поэтому поздняя эрозия месторождений золота в данном случае не могла привести к его высокому содержанию в морском осадочном пирите.

Термодинамическое моделирование [25] подтвердило, что растворение Au в архейских водах происходило при разложении соединений  $Au(HS)_2$ , в то время как в более окисленном фанерозойском океане более стабильным соединением было  $Au(OH)(H_2O)$ . В глубоководных архейских океанах преобладали железистые воды с преобладающими количествами растворимых  $Fe_2^+$  ионов [8]. Водосодержащие сульфидные соединения и железистые воды при взаимодействии образовывали пирит. Поскольку водные Au-сероводородные соединения стабильны только в слабоокисленных и кислотных условиях pH, а Au-гидроксильные соединения растворимы в восстановительных условиях pH, требуемых для железистых вод, то глубоководные океаны даже в стороне от гидротермальных жерловых фаций, вероятно в архее, имели значительные количества растворимого Au. Однако эпизодические явления оксигенации в архейской атмосфере могли происходить и в период 3,2–2,5 млрд лет до ее глобализации [7]. Эти пульсы оксигенации могли быть короткими, но достаточными для действия химических процессов в океанах. Так, в мало- и среднеглубинных частях архейских океанов происходило восстановление водных соединений железа, которое вызывало его осаждение, и образовывались осадочные железорудные формации (BIF). Таким способом в архее образовывались локальные океанические бассейны, в частности близконтинентальные граничные бассейны, где Au концентрировалось в виде  $Au(HS)_2$  соединений. Таков, вероятно, был сценарий образования басс. Витватерсранд в Южной Африке, который вмещает значительные накопления Au в период 2900–3000 млн лет. Возможно, таким же мог быть сценарий в басс. Хамерсли в Австралии периода 2700–2500 млн лет, где возрастание содержаний Au в пирите наблюдается в формации Виттенум, ассоциирующее с пульсами атмосферной оксигенации [7, 10] и отложением железорудных пород.

Пульсы атмосферной оксигенации могли также вести к окислительной эрозии обогащенных Au коматиитов и сульфидной минерализации, содержащей золото, результатом чего было возрастание уровня растворимого Au в морской воде позднеархейских океанов. Раннее глобальное окислительное событие на Земле показало незначительное

количество сульфатов в близповерхностных регионах океанов, но с преобладающим серным соединением  $H_2S$  в глубоководных частях океанов [22].

**Заключение.** Содержание Au в осадочном пирите достаточно хорошо отвечает его количеству в морской воде разных временных периодов. Отмечено, что морские воды архейских океанов были обогащены Au по сравнению с современными. Но это обогащение уменьшилось в палеопротерозое и вновь поднялось в позднем неопротерозое. Глобальные совпадения в периодичных тенденциях в докембрии между содержаниями Au в морской воде и отложением железорудных формаций подтвердило, что это явление руководствовалось вариациями оксигенации в системе атмосфера – океан. Содержание Au в морской воде океанов было связано с его источниками при континентальной эрозии провинций, содержащих золоторудные месторождения. Золото из морской воды океанов отлагалось вместе с органическим веществом илов и входило в состав сингенетического и диагенетического пирита. Илы в последующем литифицировались и становились Au-обогащенным источником для золоторудных месторождений. Отсутствие значимых золоторудных месторождений, например, образованных в период миллиарда лет (от 1600 до 800 млн лет) может быть объяснено низким уровнем содержания Au в морской воде океанов, что привело к отложению бедных золотом источников, таких как углеродистые сланцы.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0153-2019-0001.

1. Бушмин С. А. Изохронный Re-Os возраст золота жильного золотокварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) / С. А. Бушмин, Б. В. Беляцкий, Р. Ш. Крымский, В. А. Глебовицкий, А. К. Буйко, Е. В. Савва, С. А. Сергеев // Докл. РАН. – 2013. – Т. 448, № 1. – С. 76–79.

2. Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере Балтийского щита). – Л.: Наука, 1989. – 143 с.

3. Некрасов И. И. Геохимия, минералогия и генезис месторождений золота. – М.: Наука, 1996. – 344 с.

4. Турченко С. И., Гороховский Б. М. Полигенная природа золоторудного месторождения Майское (Северная Карелия): геологические и изотопные свидетельства // Регион. геология и металлогения. – 2018. – № 74. – С. 43–48.

5. Черкасов Г. А. Геохимия металлоносных осадков областей рудообразования в океане // Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки в океане / ред. И. С. Грамберг, А. И. Айнемер. – СПб.: Недра, 1992. – С. 138–142.

6. Чибисов Н. А. Миграция золота в водах рек, дренирующих Колыма-Индибирский регион // Гео-

логия и полезные ископаемые Якутской АССР. – 1964. – Т. 6. – С. 112–128.

7. Anbar A. D., Duan Y., Lyons T. W. et al. A whiff of oxygen before the great oxidation event? // Science. – 2007. – Vol. 317. – P. 1903–1906.

8. Canfield D. E., Poulton S. W., Knoll A. H. et al. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry // Science. – 2008. – Vol. 321. – P. 949–952.

9. Gregory D. D., Meffre S., Large R. R. Comparison of metal enrichment in pyrite framboids from a metal-enriched and metal-poor Estuary // American Mineralogist. – 2014. – Vol. 99. – P. 633–644.

10. Gregory D. D., Large R. R., Halpin J. A. et al. The chemical conditions of the late Archean Hamersley basin inferred from whole rock and pyrite geochemistry with  $\delta^{33}S$  and  $\delta^{34}S$  isotope analyses // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2015. – Vol. 149. – P. 223–250.

11. Guy B. M., Beukes N. J., Gutzmer J. Paleoenvironmental controls on the texture and chemical composition of pyrite from non-conglomeratic sedimentary rocks of the Mesoarchean Witwatersrand Supergroup, South Africa // South African Journal of Geology. – 2010. – Vol. 113. – P. 195–228.

12. Elderfield H., Schultz A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean // Earth and Planetary Science Letters. – 1996. – Vol. 24. – P. 191–224.

13. Hannington M. D., de Ronde C. D., Petersen S. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems // Economic Geology. – 2005. – Vol. 100. – P. 111–141.

14. Huerta-Diaz M. A., Morse J. W. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1992. – Vol. 56. – P. 2681–2702.

15. Falkner K. K., Edmond J. M. Gold in seawater // Earth and Planetary Science Letters. – 1992. – Vol. 98. – P. 208–221.

16. Johnson K. S. Chemical Sensor Group // The Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI): [Website]. URL: <http://www.mbari.org/chemsensor/summary.html> (дата обращения: 8.04.2019).

17. Keays R. R., Scott R. B. Precious metals in ocean-ridge basalts; implications for basalts as source rocks for gold mineralization // Economic Geology. – 1976. – Vol. 71. – P. 705–720.

18. Krauskopf K. B. The solubility of gold // Economic Geology. – 1951. – Vol. 46. – P. 858–870.

19. Large R. R., Maslennikov V. V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia // Economic Geology. – 2007. – Vol. 102. – P. 1233–1267.

20. Large R. R., Halpin J. A., Danyushevsky L. V. et al. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution // Earth and Planetary Science Letters. – 2014. – Vol. 389. – P. 209–220.

21. Pitcairn I. K., Teagle D. A. H., Craw D. et al. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand // Economic Geology. – 2006. – Vol. 101. – P. 1525–1546.

22. Planavsky N. J., McGoldrick P., Scott C. T. et al. Widespread iron-rich conditions in the mid-Proterozoic ocean // Nature. 2011. – Vol. 477. – P. 448–451.

23. Smirnov A. V., Evans D. A. D., Ernst R. E. et al. Trading partners: tectonic ancestry of southern Africa and western Australia, in Archean supercratons Vaalbara and Zimgarn // Precambrian Research. – 2013. – Vol. 224. – P. 11–22.

24. Tomkins A. G. A biogeochemical influence on the secular distribution of orogenic gold // Economic Geology. – 2013. – Vol. 108. – P. 193–197.

25. Vlassopoulos D., Wood S. A. Gold speciation in natural waters: I. Solubility and hydrolysis reactions of

gold in aqueous solution // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1990. – Vol. 54. – P. 3–12.

1. Bushmin S. A., Belyatskiy B. V., Krymskiy R. Sh., Glebovitskiy V. A., Buyko A. K., Savva E. V., Sergeev S. A. The isochronous Re-Os age of gold in the gold-quartz gold deposit Mayskoye (North Karelia, Baltic Shield). *Doklady Rossijskoj Akademii Nauk*. 2013. Vol. 448. No. 1, pp. 76–79. (In Russian).

2. Vrevskiy A. B. Petrologiya i geodinamicheskie rezhimy razvitiya arkhayskoy litosfery (na primere Baltijskogo shchita) [Petrology and geodynamic regimes of the development of the Archean lithosphere (on the example of the Baltic Shield)]. Leningrad. 1989. 143 p.

3. Nekrasov I. I. Geokhimiya, mineralogiya i genesis mestorozhdeniy zolota [Geochemistry, mineralogy and genesis of gold deposits]. Moscow. 1996. 344 p.

4. Turchenko S. I., Gorokhovskiy B. M. Poligennaya priroda zolotorudnogo mestorozhdeniya Mayskoe (Severnaya Kareliya): geologicheskie i izotopnye svidetel'stva. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2018. No. 74, pp. 43–48. (In Russian).

5. Cherkasov G. A. Geochemistry of metal-bearing sediments in ore formation areas in the ocean. *Hydrothermal sulfide ores and metal-bearing sediments in the ocean*. Eds. by I. S. Gramberg, A. I. Aynemer. St. Petersburg. 1992. Pp. 138–142. (In Russian).

6. Chibisov N. A. Gold migration in the waters of rivers draining the Kolyma-Indigirka region. *Geology and minerals of the Yakut Autonomous Soviet Socialist Republic*. 1964. Vol. 6, pp. 112–128. (In Russian).

7. Anbar, A. D., Duan, Y., Lyons, T. W. et al. 2007: A whiff of oxygen before the great oxidation event? *Science*. 317. 1903–1906.

8. Canfield, D. E., Poulton, S. W., Knol, A. H. et al. 2008: Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Science*. 321. 949–952.

9. Gregory, D. D., Meffre, S., Large, R. R. 2014: Comparison of metal enrichment in pyrite framboids from a metal-enriched and metal-poor Estuary. *American Mineralogist*. 99. 633–644.

10. Gregory, D. D., Large, R. R., Halpin, J. A. et al. 2015: The chemical conditions of the late Archean Hamersley basin inferred from whole rock and pyrite geochemistry with  $\delta^{33}\text{S}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  isotope analyses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 149. 223–250.

11. Guy, B. M., Beukes, N. J., Gutzmer, J. 2010: Paleoenvironmental controls on the texture and chemical

composition of pyrite from non-conglomeratic sedimentary rocks of the Mesoproterozoic Witwatersrand Supergroup, South Africa. *South African Journal of Geology*. 113. 195–228.

12. Elderfield, H., Schultz, A. 1996: Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Earth and Planetary Science Letters*. 24. 191–224.

13. Hannington, M. D., de Ronde, C. D., Petersen, S. 2005: Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Economic Geology*. 100. 11–141.

14. Huerta-Diaz, M. A., Morse, J. W. 1992: Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56. 2681–2702.

15. Falkner, K. K., Edmond, J. M. 1992: Gold in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*. 98. 208–221.

16. Johnson, K. S. Chemical Sensor Group. *The Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI)*: [Website]. URL: <http://www.mbari.org/chemsensor/summary.html> (8.04.2019).

17. Keays, R. R., Scott, R. B. 1976: Precious metals in ocean-ridge basalts; implications for basalts as source rocks for gold mineralization. *Economic Geology*. 71. 705–720.

18. Krauskopf, K. B. 1951: The solubility of gold. *Economic Geology*. 46. 858–870.

19. Large, R. R., Maslennikov, V. V., Robert, F. et al. 2007: Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*. 102. 1233–1267.

20. Large, R. R., Halpin, J. A., Danyushevsky, L. V. et al. 2014: Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution. *Earth and Planetary Science Letters*. 389. 209–220.

21. Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., Craw, D. et al. 2006: Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. *Economic Geology*. 101. 1525–1546.

22. Planavsky, N. J., McGoldrick, P., Scott, C. T. et al. 2011: Widespread iron-rich conditions in the mid-Proterozoic ocean. *Nature*. 477. 448–451.

23. Smirnov, A. V., Evans, D. A. D., Ernst, R. E. et al. 2013: Trading partners: tectonic ancestry of southern Africa and western Australia, in Archean supercratons Vaalbara and Zimgarn. *Precambrian Research*. 224. 1–22.

24. Tomkins, A. G. 2013: A biogeochemical influence on the secular distribution of orogenic gold. *Economic Geology*. 108. 193–197.

25. Vlassopoulos, D., Wood, S. A. 1990: Gold speciation in natural waters: I. Solubility and hydrolysis reactions of gold in aqueous solution *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 54. 3–12.

Турченко Станислав Иванович — гл. науч. сотрудник, доктор геол.-минерал. наук, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия. <turchsi@mail.ru>

Turchenko Stanislav Ivanovich — Chief Researcher, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia. <turchsi@mail.ru>