

УДК 553.411:550.42:553.2

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА, РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ЗОЛОТОНАКОПЛЕНИИ В АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУРАХ ПРИДНЕПРОВЬЯ

Фомин Ю.А. , Заборовская Л.П. , Борисова Н.Н. , Кравчук З.Н.

Фомин Ю.А., канд. г.-м. н., ст. н. с., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», Киев, Украина, yaf1941@gmail.com
Заборовская Л.П., м.н.с., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», Киев, Украина, larisa-zaborovskaja@rambler.ru
Борисова Н.Н., вед. инж., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», Киев, Украина
Кравчук З.Н., вед. инж., ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», Киев, Украина

Рассмотрены признаки трёх этапов минерализации архейских золотопроявлений зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья (Украинский щит). С сольфатарно-фумарольной деятельностью вулканогенного этапа связано отложение первичных руд в пропилитах и вторичных кварцитах. Это золото-колчеданная и золото-медно-молибденовая (порфирирового типа) рудная минерализация. Влияние метаморфогенного этапа с точки зрения продуктивности объектов было несущественным и определялось интенсивностью регионального метаморфизма. С рециклированием вещества в течение позднего гидротермального этапа связано формирование промышленного оруденения в зонах амфиболовых метасоматитов и лиственито-березитов. Это золото-висмут-теллуриды, золото-железистые, золото-серебро-полиметаллические, а также малосульфидные золото-кварцевые руды.

Ключевые слова: архей, зеленокаменные пояса, золотое оруденение, теллуриды, сульфосоли, изотопный состав, Среднее Приднепровье, Украинский щит.

Введение

Участие процессов вулканизма, регионального метаморфизма и гидротермальной активизации в формировании архейских золоторудных месторождений Сурской и Чертомлыкской зеленокаменных структур Средне-Приднепровской гранит-зеленокаменной области, так или иначе, признается всеми исследователями [1-5]. Роль этих процессов, однако, в силу их сложности и пространственного совмещения остается не вполне выясненной – ранние проявления зачастую затушевываются или даже полностью уничтожаются поздними. Указанное обстоятельство затрудняет использование ряда современных методов исследования минерального вещества, в частности, термобарогеохимических и изотопных, или же приводит к противоречивым результатам, например, при сравнении полученных упомянутыми методами результатов с термодинамическими расчетами [3, 4], следствием чего может быть переоценка либо преуменьшение влияния тех или иных процессов. В то же время, сопоставление этих результатов с геологическим материалом свидетельствует о кажущемся характере противоречий и позволяет установить взаимовлияние и унаследованность всех процессов. Для

удобства разграничения вещественных отложений, связанных с указанными процессами, представляется целесообразным выделение в пределах исследуемых объектов трех этапов минералообразования, а именно: вулканогенно-осадочного, регионально-метаморфогенного и локального гидротермального с соответствующими минеральными сообществами.

Целью настоящей работы, является корректное, по возможности, соотнесение фактов, установленных комплексными (геолого-структурными, минералого-геохимическими, термобарогеохимическими и изотопными) исследованиями с заявленными выше (и признанными большинством исследователей) процессами трёх различных этапов, а также реконструкция на основе этих фактов условий формирования различных минеральных групп этих этапов.

Вулканогенно-осадочный этап

Вулканогенно-осадочное рудообразование пространственно и генетически связано с формированием конкской серии, имеющей сложный полифациальный, близкий к бимодальному состав. С точки зрения рудообразующих процессов важно отметить следующие особенности указанной серии. Вмещают оруденение преимущественно породы нижних частей разреза в участках весьма сложного переслаивания базит-гипербазитовых метазффузивов с прослоями метатиффов дацитового состава, а также парасланцев, кварцито-сланцев и железистых кварцитов с существенной карбонатной составляющей. Эти участки обычно имеют ритмичное строение, выразившееся в последовательной смене (снизу – вверх) туфогенных горизонтов карбонатными и магнетит- и (или) сульфид-содержащими с фациальными переходами в рамках карбонатной, окисной и сульфидной фаций [5]. Такие ритмы перемежаются покровными образованиями исходно толеитового (и местами коматиитового) состава. Другой характерной особенностью серии является наличие субвулканических даек и штоков, имеющих метадацит-плагиогранит-порфиновый состав. К ним, в частности, относятся Чкаловский массив Балки Широкой и группа даек Сергеевского месторождения и Балки Золотой [2, 4, 6].

Время становления конкской серии на основании изотопного (U-Pb) изучения цирконов из метатерригенных (кластогенных) пород, плагиогранитов Чкаловского массива и дайковых тел метадацит-порфиров солёновской свиты определяется цифрами от 3200-3160 [7] до 3170-3050 [1] млн. лет. Некоторое омоложение пиритовых руд восточного фланга Сергеевского месторождения (3042 млн. лет, Pb метод, устное сообщение Н.Я. Ященко), вероятно, связано с наложенными процессами, хотя и этот результат свидетельствует о мезоархейском, дометаморфическом, их формировании.

Процессы золотонакопления на этом этапе сводятся к формированию колчеданной (с золотом) минерализации как вполне завершенного генетического типа и различных золотосодержащих сульфидных проявлений в связи с сопровождавшей архейский вулканизм сольфатарно-гидротермальной активностью [1, 3, 5].

Колчеданная (сульфидная) минерализация изучена в пределах Сурской структуры [3, 5]. В аналогичных золотоносных провинциях мира оруденение такого типа установлено, например, в пределах пояса Абитибби на Канадском щите – месторождение Хорн [8]. Являясь одной из наиболее ранних, колчеданная минерализация представлена как сингенетическими, слоистыми обособлениями преимущественно в хемогенно-осадочных отложениях без существенных следов гидротермально-метасоматических изменений, так и эпигенетическими, линзо- и шпирообразными выделениями в туфогенно-осадочных породах, где она сопровождается ореолами околорудных метасоматитов карбонат-хлорит-серицитового состава и зонами сульфидной вкрапленности переменной мощности.

Сингенетические руды сложены в основном золотоносным пиритом-марказитом, в небольших количествах присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит. Будучи вулканогенно-осадочными продуктами, они обнаруживают связь, в том числе и геохимическую, с фаціальными условиями формирования вмещающих пород, иначе говоря, отражают вулканический, эксгаляционный, источник и осадочные условия осаждения вещества. Изотопный состав серы сульфидов (пирита-марказита) в ряду литофаций: карбонатной – сульфидной – туфогенной, последовательно сдвигается в пользу изотопа ^{34}S . Такая закономерность свидетельствует о нарастании в указанном фаціальном переходе восстановительных условий. Подтверждается она значимой отрицательной корреляцией (r) $\delta^{34}\text{S}$ с Mn (-0,56) родохрозитовой составляющей в карбонатах и такой же положительной связью $\delta^{34}\text{S}$ с Ti (0,67) и V (0,70), минералом-концентратором которых является ильменит хлоритовых туфосланцев, а также с Zn (0,55), который может изоморфно входить в состав темноцветных минералов. Золото накапливается преимущественно в породах хемогенного, железисто-кремнистого ряда в условиях сульфидной фации: в среднем 0,2 г/т по сравнению с 0,009-0,065 г/т в породах туфогенно-терригенного ряда. Установлена положительная корреляция: Au с типичными элементами вулканических эксгаляций – As (0,82) и Bi (0,65) и с Ni (0,54), характерным для вулканогенно-осадочных руд, Ni при этом обнаруживает сильную связь с Mn (0,61), а также между Ag, Cu и Sb (0,61-0,86), образующими типично сульфосольную ассоциацию. Серебро также связано с Co (0,68).

Эпигенетические руды представляют собой продукты разгрузки восходящих минерализованных газовой-гидротермальных растворов на путях их подъема. Они имеют более сложный состав. Кроме выше названных минералов здесь по трещинам в пирите развиваются самородный Bi, Sb-Bi и Sb сульфосоли Pb ряда кобеллит – козалит и блеклые руды (тетраэдрит) [9], которые, завершая рудный процесс, носят отчетливо наложенный характер. Геохимически такие руды описываются корреляционно устойчивой ассоциацией: Au, Cu, Zn, Pb, Ag, Bi, As, Sb, В, Со (0,48-0,87), связанной с сульфидообразованием и составляющей основу вулканогенных рудопроявлений. Вариации $\delta^{34}\text{S}$ пирита отражают фракционирование серы с некоторым ее утяжелением по мере интенсификации гидротермально-метасоматического процесса и перераспределения вещества в восстановительных условиях относительно закрытых систем.

Изотопные исследования [5, 6, 10, 11, 12], подтверждая проявление вулканогенно-осадочного минерогенеза, тем не менее, отражают влияние более поздних процессов. Так, дисульфиды Fe характеризуются довольно узким диапазоном значений $\delta^{34}\text{S}$ (‰), как в сингенетических рудах (-0,2...+3,1), так и в эпигенетических (+1,4...+5,2), что присуще колчеданным месторождениям всех регионов мира, независимо от их возраста, включая районы современного вулканогенно-осадочного сульфидообразования. Карбонаты изученных проявлений этого типа представлены Fe доломитом: значения $\delta^{13}\text{C}$ (0...-2,2 ‰), подтверждающие их первично-осадочную природу, возрастают с уменьшением в нем количества сидеритовой молекулы. Однако, $\delta^{18}\text{O}$ этого минерала (+10,8...+15,4 ‰) и изотопно-кислородное сравнение его с карбонатами слабо измененных Fe кварцитов и сланцев свидетельствуют о том, что даже в стратиформных рудах нельзя исключить проявления наложенных процессов. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ исходных карбонатов (кальцита, Fe доломита, сидероплезита) составляют (‰): -5,4...-0,5; +18,0...+23,9. Магнетит сланцев, вмещающих колчеданные руды, по изотопному составу кислорода (+2,4 ‰) вполне соотносится с диапазоном $\delta^{18}\text{O}$ магнетита Fe кварцитов и сланцев (+1,9...+8,5), но особенно он близок к магнетиту в Fe породах рудных участков (+0,6...+4,4; среднее по 5 пробам +2,6). При этом следует учитывать несомненно метаморфическую природу Fe кварцитов, а также тот факт, что изменение эдукта смещает значения $\delta^{18}\text{O}$ магнетита в пользу легкого изотопа.

Региональный метаморфизм накладывает известные ограничения и на результаты определения температурных условий колчеданного рудообразования, вместе с тем вода флюидов, выделенная из кварца и пирита колчеданных руд, при значительном разбросе

значений $\delta^{18}\text{O}$ (-7,1...-1,5 ‰) и δD (-75...+16 ‰) [3] в ряде образцов сохранила присущую вулканогенным термальным водам метеорную природу.

Золоторудные зоны в пропилитах-вторичных кварцитах. Речь идет о важнейших в промышленном отношении Au-Ag-Bi-Te рудах Сергеевского месторождения и Балки Золотой (Сурская структура), а также Au-Fe и Au-Ag-Pb-Zn рудах Балки Широкой (Чертомлыкская структура), относительно генезиса которых имеются расхождения, при том, что всеми исследователями признается их вулканогенное происхождение [1, 3, 6, 11]. Сюда же отнесем Au-Cu-Mo минерализацию, проявления которой распространены повсеместно, но промышленные концентрации встречены в Сурской структуре почти исключительно в связи с субвулканическими телами метадацит-порфиров и плагиогранит-порфиров. В зарубежных аналогах, например, в месторождениях Хемло, Поркьюпайн (Канадский щит) присутствие медно-молибденовой минерализации является обычным [1]. Вообще же тип золотоносных минерализованных зон характерен для многих золотоносных провинций архея [8].

Важнейшим признаком всех вулканогенных проявлений в пределах названных участков является широкое развитие метасоматитов формации пропилитов – вторичных кварцитов, связанных с сольфатарно-фумарольной деятельностью архейских вулканов. В зависимости от состава эдукта они представлены кварц-карбонат-альбит-хлорит-эпидот-клиноцоизитовыми с актинолитом, магнетитом и ильменитом (в базальтоидах) либо кварц-альбит-слюдистыми (серицит, биотит) с хлоритом и карбонатом (в метадацитах и плагиогранит-порфирах) парагенезисами. Этим метасоматитам присущи неравномерность проявления, крайне сложная морфология ореолов без видимой связи с локальной разрывной тектоникой (с хрупкими деформациями) и зональное строение, проявившееся в сочетании околожильных изменений с жильными обособлениями кварца и карбонатов (кальцита, доломита). Формационную принадлежность метасоматитов подтверждает систематический избыток в них алюминия (23-90 в молекулярном количестве), обнаруживаемый при пересчете силикатных анализов измененных кислых вулканитов на нормативно-минералогический состав [3]. Следует подчеркнуть, что эти метасоматиты, включая жильные их фации, несут отчетливые следы более позднего регионального метаморфизма [6].

Рудная минерализация, чаще непромышленная (содержание Au до 0,3-1,0 г/т), в синвулканических метасоматитах представлена широко и разнообразно. Золотоносность меланократовых метасоматитов (пропилитов) связана с вкрапленностью сульфидов – пирита, пирротина, халькопирита, обнаружено также самородное золото в геохимической ассоциации: Au, Cu, Ag, Zn, As, Te, Bi [1]. Интересно отметить наличие в составе магнетита

и ильменита из апобазитовых пропилитов примесей Bi (до 0,43%), Pb (до 0,19%), Co (до 0,09%), Ni, Au, Hg, Ag, Cu, Zn (до 0,04-0,02%) [12]. Наиболее характерной рудной минерализацией в лейкократовых, кварц-альбит-слюдистых метасоматитах (вторичных кварцитах) является вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита. Медно-молибденовые с золотом руды представлены кварцевыми жилами, прожилками и линейными штокверками, содержащими пирит, халькопирит, Re-содержащий молибденит, редко – галенит, самородное золото и образуют довольно сложную геохимическую ассоциацию: Au, Mo, Re, Cu, Pb, Bi, W, Mn. Часто они выходят за рамки ограничений субвулканическими фациями или составом эдукта, прослеживаясь в виде зон убогой, слабо золотоносной вкрапленности тонкого пирита. Связь их со становлением выше указанных субвулканических тел кислого состава подтверждается изотопным (Re-Os) возрастом молибденита (3128 млн. лет) [13], имеющего примитивный, т.е. близкий к метеоритному стандарту, изотопный состав серы (-0,9...+2,4‰).

Следует подчеркнуть, что зоны вкрапленного пирита, с пирротинном или без него, особенно широко распространены в метасоматически измененных, туфогенных и туфогенно-терригенных (иногда железисто-кремнистых) породах в области контактов с метавулканиками независимо от их состава. Часто они пространственно сопрягаются с колчеданными образованиями или, при смене состава эдукта, с участками медно-молибденовой минерализации, практически не отличаясь от последних. Важно отметить наличие зон такой вкрапленности на участках проявления Au-Fe, Au-Ag-Pb-Zn и Au-Ag-Bi-Te руд. Представляется возможным параллелизовать эти зоны с так называемыми «пиритовыми фальбандами», по всей вероятности, эманационного происхождения.

В изотопном отношении изучена сера пиритов. Выявлено, что пириты «фальбандов» и Cu-Mo штокверков почти не отличаются от колчеданного пирита (а также молибденита). Например, для пирита вкрапленных и Cu-Mo проявлений значения $\delta^{34}\text{S}$ (‰) равны: -1,5...+2,2; среднее по 26 пробам +0,5 и -0,4...+3,9; среднее по 14 пробам +1.2 соответственно. Тенденция изменения этих значений в ореолах синвулканического метасоматоза, при сравнении пирита околожилльных метасоматитов и центральных кварц-карбонат-сульфидных жильных обособлений, как статистически, так и в конкретных переходах, свидетельствует об относительном снижении в этом направлении количества тяжелого изотопа ^{34}S . В целом по выборкам сольфатарно-фумарольных проявлений изотопное соотношение серы пиритов от вмещающих метасоматитов к жильным образованиям варьирует в следующих пределах: -0,6...+3,6; среднее по 16 пробам

+1,25±0,12; и -2,9...+1,4; среднее по 22 пробам -0,2±0,11 соответственно. Указанная тенденция согласуется с представлениями о кислотной (и окислительной) направленности данных метасоматических процессов, во всяком случае, о принадлежности метасоматитов к стадии кислотного выщелачивания (по Д.С. Коржинскому). Содержание Au в пробах выборки также изменяется: от 0,01-0,1 г/т в околожильных метасоматитах до 0,1-1,0 г/т, т.е. на порядок выше, в жилах, особенно в зальбандах последних.

Изотопное сравнение синвулканических метасоматитов с эдуктом по углероду и кислороду карбонатов, а также по кислороду магнетитов показывает типичные для гидротермальных процессов результаты. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ доломита из туфов и жил Балки Широкой равны соответственно (‰): -5,2; +23,9 и -6,0...-4,2; +10,3...+10,5. При сравнении кальцита из подобных образований Балки Золотой получены аналогичные результаты: -5,4; +20,3 и -3,0; +10,7. Для магнетита и ильменита пропилютовой ассоциации в апобазитах Сергеевского участка $\delta^{18}\text{O}$ составляет -1,3...-0,9; среднее по 4 пробам - 1,2 ‰.

Первично вулканогенную (газово-термальную) природу имеет и сульфидно-сульфосольно-теллуридная минерализация, проявленная на всех участках [9, 14]. Для руд Чертомлыкской структуры характерны Sb-сульфосоли Pb, блеклые руды ряда тетраэдрит – фрейбергит, реже – буланжерит, фрейеслебенит в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, самородным Ag, электрумом и самородным Au, как низко-, так и высокопробным [6, 9, 11]. В рудах Сурской структуры группа сульфосолей представлена более разнообразно: Vi-сульфосоли Pb ряда козалит – канницарит, Sb-Vi сульфосоли Pb ряда кобеллит – козалит, блеклые руды – теннантит и тетраэдрит, обогащенные Hg. С сульфосолями ассоциируют самородный Vi, халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, самородное Au различной пробности, в том числе низкопробное с Hg, а также разнообразные теллуриды. Среди последних определены как теллуриды Ag, Au, Pb – гессит (иногда с Hg), сильванит, алтаит, петцит, так и теллуриды Vi ряда теллурувисмутит – пильзенит. Установленный комплекс минералов весьма характерен для вулканогенных месторождений разного возраста. Показательно в этом отношении сравнение минеральных парагенезисов в системе Au-Ag-Te руд Калгурли, связанных с архейским зеленокаменным поясом Йелгарн, Западная Австралия (аналог исследуемых нами структур) и Ватукоула – месторождение вулканогенного типа миоценового возраста, остров Фиджи [15]. Это сравнение показывает их практически идентичный состав.

Следует подчеркнуть, что исследование состава и взаимоотношений минералов тонких фаз имеет большое генетическое значение. Так, наличие в рудах сростков козалита с

самородным Ві, галенитом и гесситом, представляющих собой структуры распада твердых растворов, а также отклонение состава козалита в сторону сульфосолей канницаритового ряда позволяет предположить, что козалит и самородный Ві возникли на месте канницарита, который чаще всего образуется как продукт вулканических возгонок [9]. Об этом же свидетельствует близость во времени отложения сульфосолей, теллуридов Au-Ag, самородных Au, Ag и Ві, т.е. минералов, концентрирующих элементы эксгалаций – Ві, Sb, Hg, As, Te, а также очень характерная, постоянная связь этих минералов с Ag, Ві, Те-содержащим галенитом, вместе с которым они осаждались. На эту связь, как и на тенденцию завершения этими минералами рудного процесса в областях проявления разновозрастного вулканизма, указывали многие исследователи [15], которые подчеркивали, что формирование теллуридов в ассоциации с сульфосолями, самородными элементами и карбонатами характеризует заключительные стадии именно близповерхностного процесса, отличающиеся снижением концентрации серы и повышением окислительного потенциала. Это положение согласуется с приведенной выше интерпретацией изменения изотопного состава серы пирита в зонах сольфатарных метасоматитов.

Температура вулканогенного рудообразования может быть определена косвенно, в основном с использованием системы Au-Ag-Te [14, 15]. За верхний температурный предел ассоциации гессит-сильванит-петцит принята температура 315 ± 10 °C [15], причем, согласно экспериментальным данным, этот парагенезис не может быть равновесным с фазой Au, Ag, которая, в свою очередь, устойчива с гесситом и петцитом. Первый из названных парагенезисов проявлен достаточно широко, особенно в рудах Балки Золотой [14], второй же в чистом виде не встречен, хотя присутствует низкопробное золото, а в гессите отмечаются вроски (реликты?) сильванита. За нижний предел принята температура 145-155°C [15], ниже которой природный гессит неустойчив. Об условиях формирования полиметаллических руд Балки Широкой, так же косвенно, можно судить по присутствию в них фрейеслебенита, если принять его вулканогенную природу [9]. Экспериментально установлено [16], что температура отложения этого минерала изменяется в узком диапазоне, 275-220 °C, при относительно низком давлении небольших глубин.

Изотопный возраст, определенный по свинцу галенитов из рудопроявлений обеих структур, при широких вариациях (3000 млн. лет и меньше [1, 11], чаще всего дает максимальные значения, что, как будет показано ниже, соответствует времени проявления регионального метаморфизма. То есть, период вулканогенного рудоотложения (3128 –3042, но не позже 3000 млн. лет) хорошо согласуется с возрастом самой вулканогенной серии.

Регионально-метаморфический этап

Породы в пределах изученных зеленокаменных структур метаморфизованы в условиях зеленосланцевой (существенно хлоритовой) и эпидот-амфиболитовой (по Н.Л. Добрецову и др.), фаций, при этом степень изменения, обнаруживая зональность, усиливается от центральных частей структур к их границам [1]. По данным В.С. Монахова, в участках ослабления метаморфизма выявлены не только текстурно-структурные элементы вулканических пород разного состава, а также реликты исходных оливина, пироксена (в ультрабазитах) и кристаллизованного вулканического стекла (в кислых вулканитах). В местах усиления процесса среди сланцев (биотит-хлоритового состава) установлены роговообманковые амфиболиты.

Начальным преобразованием пород могло стать их так называемое «зеленокаменное» перерождение как следствие начавшихся процессов адвекции, которые выразились в прогибании коры под тяжестью преимущественно базитовых толщ и «всплывании» в прибортовых частях формирующихся структур более легких сиалических масс [2]. Максимум регионального метаморфизма совпал с максимальным проявлением адвективных движений, и, соответственно, наиболее сильным разогревом коры, пластическими и хрупкими деформациями, подъемом гранито-гнейсовых куполов и внедрением интрузий плагиогранитов и тоналитов обрамления. В частности, изотопный (U-Pb) возраст цирконов гранитоидных тел обрамления Сурской структуры составляет 3000-2950 млн. лет, что в точности совпадает с изотопным (K-Ar) возрастом метаморфической роговой обманки этой же структуры (3000-2960 млн. лет) [1, 2].

Последствия регионального метаморфизма заметны на всех изученных рудных участках. Так, проявления Балки Широкой пространственно связаны с весьма сложно построенной пачкой типично метаморфогенных пород. Среди них установлены кремнисто-карбонатные (доломит) и кварц-хлорит-мусковитовые (+ эпидот, биотит, магнетит, амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда, иногда тальк) парасланцы, а также магнетит-хлорит-карбонатные (сидероплезит-сидерит) железистые кварциты, переслаивающиеся с metabазитами альбит-хлоритовой субфации [6, 11]. Участки Сергеевский и Балка Золотая также характеризуются преимущественным развитием альбит-карбонат-эпидот-хлорит-биотитовых и карбонат-тальковых пара- и ортосланцев, а также хлорит-карбонатных (Fe-доломит) с магнетитом и пиритом кварцито-сланцев. Среди сланцев с постепенными к ним переходами достаточно широко проявлены апобазитовые амфиболиты [1, 4].

Условия метаморфизма оцениваются следующими данными. Температура и давление формирования плагиоклаз-роговообманковых амфиболитов Сергеевского месторождения, по соответствующему геотермометру [4], равны 530-500°C и $(4-6) \cdot 10^8$ Па. Сравнительный анализ диаграмм минеральных парагенезисов системы $\text{CaO} - \text{MgO} - (\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ и реальных тальксодержащих ассоциаций участка (в той же работе) дает основание полагать, что в присутствии кальцита тальк устойчив при температуре 430-380°C и давлении $(1-2) \cdot 10^8$ Па. Информативным оказывается и пирротин Сергеевского участка, который по содержанию Fe (46,65 - 49,06 атом. % [10]) соответствует типу метаморфогенного пирротина, сосуществовавшего с пиритом и халькопиритом и формировавшегося в интервале температур 600-420°C, при давлении порядка $1 \cdot 10^8$ Па. Температура, определенная для тех же образцов пирротина по диаграмме равновесия системы $\text{FeS} - \text{S}$, изменяется в пределах от 520 до 400° С. В двух образцах с равновесными пиритом и пирротинном значения $\delta^{34}\text{S}$ (‰) составляют: пирит $+2,6 \pm 0,17$ и $+5,5 \pm 0,5$; пирротин $+2,2 \pm 0,17$ и $+5,1 \pm 0,5$. В обоих сульфидных термометрах температура близка к 600°C. Для Fe кварцитов и сланцев Балки Широкой температура, установленная по изотопно-кислородным соотношениям ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) магнетита (+0,6...+2,3) и кварца (+10,4), варьирует в пределах 530-450°C. Приведенные результаты, полученные на основе разных методов исследования, укладываются в диапазон температуры (600-380°C) и давления ($6-1 \cdot 10^8$ Па), соответствующих условиям зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям.

Синвулканические рудно-метасоматические образования повсеместно испытали пластические и хрупкие дислокации, сопровождающие метаморфизм. Показательна в этом отношении зона Au-Ag-Pb-Zn руд Балки Широкой [6]. В всячем боку зоны среди пропилитизированных базитов залегают кварц-альбит-слюдистые с хлоритом породы – по сути вулканогенные метасоматиты фации вторичных кварцитов, связанные с пропилитами постепенными переходами и содержащие кварц-карбонатные жилы и прожилки с пиритом в зальбандах. Эти метасоматические породы отчетливо метаморфизованы, местами превращены в типично метаморфические сланцы. Жильные выделения рассланцеваны и будинированы в направлении, не совпадающем с ориентировкой жил.

Относящиеся к этому же проявлению рудные образования, в том числе метасоматиты, жильные и рудные минералы, также испытали метаморфизм [17]: рассланцевание, становление секущих жил, будинаж, деформации со смещением. Жильный кварц отчетливо структурирован сочетанием тонкой грануляции с системой трещин сланцеватости; некоторые из трещин проявляют весьма характерную для метаморфических процессов

микрочайчатость. Иногда межзерновые трещины выполнены пылевидным, как бы перетертым, силикатным и рудным веществом, оконтуривающим кварцевые гранулы; встречаются и более крупные зерна рудных минералов, напоминающие своей формой остроугольные или округленные обломки. Участками кварц буквально насыщен тонкими минеральными (силикатными) вростками. Флюидные включения в этом фрагменте определены Е.Е. Лазаренко как типично метаморфогенные. Размеры вакуолей (1-3, редко до 7 мкм) не позволяют исследовать их детально. Концентрируются они, в основном, около внутризерновых трещин, как следствие залечивания последних растворами. По-видимому, они имеют гетерогенный состав – газовый (CO₂) или жидкий. В относительно крупных (5-7 мкм) включениях можно различить жидкую, газовую и твердую (кристалл соли) фазы, что свидетельствует о возможном вскипании раствора, например, при резком падении давления. Отметим, что аналогичные (очень мелкие) флюидные включения встречаются на всех золотопроявлениях обеих изученных структур. Температура начала интенсивного газовойделения из проб метаморфизованного кварца и вмещающих его пород, определенная В.И. Блажко методом вакуумной декрипитации, фиксируется четко, увеличиваясь с глубиной от 380 до 500°C, что в целом отвечает названным выше фациям метаморфизма. Этот метод, кроме того, позволяет оценить степень эпитепимальной регенерации флюидной системы.

Изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) пирита +1,3...+2,7, среднее +2,0; арсенопирита -4,2 и +3,6; пирротина +3,0; сфалерита +0,5 и галенита +1,2 и +2,3, свидетельствующий о нарушении равновесия в системе сульфидов [18], подтверждает геологические наблюдения о дометаморфическом их происхождении. В противоположность вулканогенным метасоматитам, березиты, контролируемые на этом участке промышленное Au-полиметаллическое оруденение, влияния метаморфизма не обнаруживают.

Гидротермальный этап

Этап гидротермальной активизации отделен от ранних этапов весьма длительным перерывом минералоотложения, который проявлен геологически внедрением в жесткую кору отдельных штокообразных массивов щелочных гранитов с изотопным возрастом 2815-2700 млн. лет [7] и активизацией рудолокализирующих разрывных структур. Подтверждается он и возрастом промышленных золотоносных метасоматических зон. Определения последнего изотопно-свинцовым методом по галенитам дали широкий диапазон значений – от 3000 до 2550 млн. лет [1, 2]. В частности, выделенные нами из Au-Ag-Pb-Zn руд Балки Широкой галениты (3 образца) [6] показали модельный возраст 3000-2800 млн. лет (определения Д.Н. Щербака).

Сформировавшися в течение этого этапа руды весьма разнообразны в минералогическом и геохимическом и наиболее важны в промышленном отношении. Объединяет их устойчивая связь с линейными тектоногенными зонами и развитие в пределах этих зон гидротермально-метасоматических околорудно-изменённых пород – амфиболовых, хлорит-альбитовых метасоматитов и лиственито-березитов. Главные типы руд соответствуют перечисленным в составе золоторудных зон вулканогенной природы, за счёт переотложения которых они, очевидно, и сформировались. Морфология рудных тел, минералогический состав и зональность околорудных метасоматитов, а также состав руд достаточно подробно описан в наших более ранних работах [3, 5, 6, 11]. Здесь мы подчеркнем лишь признаки постметаморфической гидротермально-метасоматической активизации этих образований.

Прежде всего, отметим общую специфику околорудных изменений этого этапа. Исходные породы в таких ореолах, включая метасоматиты вулканогенного этапа, испытали ранние хрупкие деформации и преобразованы в альбит-карбонат-эпидот-хлоритовые с биотитом, кварцем и тальком (в случае ультрабазитового эдукта), по сути метаморфические со всеми выше описанными особенностями, сланцы. Метасоматиты гидротермального этапа накладываются на сланцы, наследуя полосчатость и сланцеватость исходных пород, и почти всегда имеют зональное строение. При этом в зависимости от интенсивности наложенного процесса обычно происходит разгерметизация метаморфогенных флюидных включений и регенерация минерального вещества с формированием новой флюидной системы. Состав метасоматитов гидротермального этапа на разных участках может быть различным.

Au-Ag-Bi-Te тип руд в амфиболовых метасоматитах характерен для проявлений золота Сурской структуры. Наиболее распространены здесь кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты, рассматриваемые как поисковый критерий таких комплексных руд не только в названной структуре, но и в некоторых золоторудных районах Западной Австралии и Финляндии [3, 4, 10]. По составу золотопроявления Сурской структуры наиболее близки месторождению Хемло в Канаде. Зональность околорудных ореолов здесь, например, на Сергеевском месторождении, обычно выражена довольно отчетливо со сложно-полосчатым повторением зон: внешней – хлоритолитовой, промежуточной – актинолит-тремолитовой с хлоритом, карбонатом, кварцем, тальком, серицитом и внутренней – кальцит-кварцевой.

Лиственито-березиты и альбит-хлоритовые метасоматиты количественно и качественно уступают амфиболовым метасоматитам, причём по минералогическому составу, строению и зональности они сходны. В лиственито-березитах широко развиты кварц-карбонат-серицитовые парагенезисы, в альбитовых метасоматитах – хлорит и альбит; редкие

выделения образует актинолит-тремолитовый амфибол. То есть, отличия заключаются, по сути, в количественном соотношении главных минералов. Указанные парагенезисы присущи некоторым месторождениям Канады и Бразилии.

Au-Fe и *Au-Ag-Pb-Zn* типы руд в *лиственито-березитах* характерны для Чертомлыкской структуры. Зарубежными аналогами являются месторождения Вубачикве (Южно-Африканский щит) и Хоумстейк (Канадский щит). Поздний метасоматоз на объектах Балки Широкой максимально проявлен в метабазит-кварцитово-сланцевой пачке, которая характеризуется резкой фациальной неоднородностью и интенсивной тектонической нарушенностью. Оба типа руд и околорудных метасоматитов детально описаны нами ранее [6, 11]. Кроме того, сравнение березитов с золото-полиметаллическим оруденением гидротермального этапа с аналогичной минерализацией в пропилитах-вторичных кварцитах вулканогенной природы подробно рассмотрено в работе [17].

Коротко остановимся на зональности гидротермальных березитов. Внешней зоной (фактически эдуктом) здесь служат пропилитизированные базиты и залегающие среди них кварц-альбит-слюдистые с хлоритом и магнетитом (+ ильменит) метасоматиты, которые связаны с прослоями парапород и дацитовых туфов и содержат кварц-карбонатные жилы и прожилки с пиритом в зальбандах. Метасоматиты, как уже отмечалось, превращены в типично метаморфические сланцы, жилные выделения рассланцеваны и будинированы в направлении, не совпадающем с ориентировкой жил. В кварце внешних частей зоны со следами хрупких деформаций как раз и обнаружены включения, разгерметизированные сухими трещинами, а также мелкие (не более 3 мкм) включения метаморфогенной природы. Эпидот и клиноцоизит здесь сохраняются в виде полуразложенных реликтов, тогда как хлорит начинает проявлять активные границы, альбит образует регенерированные лейсты, а магнетит, наряду с реликтами, новообразованные метакристаллы. Собственно березиты (промежуточная зона) также имеют унаследованный кварц-карбонат-слюдистый с сульфидами состав, но слюды здесь несут более отчетливые следы регенерации – серицит преобразуется в мусковит, в участках повышенной железистости (вблизи горизонтов железистых кварцитов) появляется биотит. Область лейстового альбита определяется составом эдукта, хлорит и магнетит относятся к реликтовым минералам, ильменит замещается сфеном. Катаклаз и дробление березитов постметаморфической фазы дислокаций активизационного типа сопровождаются перекристаллизацией материала с формированием жилообразных зон кварц-карбонатного (Mg – анкерит, Fe – доломит, сидероплезит) состава с мелкочешуйчатым мусковитом в зальбандах, поздним хлоритом,

турмалином, шпинелью и сульфидами (внутренняя зона). В противоположность вулканогенным метасоматитам, березиты, контролирующие на этом участке промышленное золото-полиметаллическое оруденение, влияния метаморфизма не обнаруживают.

Золотоносны линейные и узкие, явно тектоногенные, зоны дробления, более интенсивного на фоне общего тектоно-метасоматического изменения пород, залеченные кварц-карбонат-сульфидным материалом. Рудная минерализация характеризуется последовательным и зональным отложением минералов (от зальбандов к центру): пирит-мельниковит, марказит; кварц, арсенопирит, пирит (метакристаллы в форме кубов, пентагон-додекаэдров, октаэдров и тетраэдров); пирротин, халькопирит, сфалерит, сульфосоли Cu, Pb, Sb, Ag (Ag-тетраэдрит, фрейбергит, буланжерит, фрейеслебенит); галенит. Зональность выражена слабо, имеют место явления телескопирования. Именно к участкам совмещения ранней (кварц-пирит-арсенопирит) и поздних (пирротин-халькопирит-сфалерит; карбонат-сфалерит-халькопирит-сульфосоли + галенит) ассоциаций тяготеет самородное золото (высоко- и низкопробное) и электрум. Последовательность выделения минералов, приблизительно одинаковая для всех типов руд (и на всех золоторудных участках), свидетельствует о формировании и функционировании в течение гидротермального этапа устойчиво регрессивных минералообразующих систем.

Эти системы можно вполне объективно охарактеризовать последовательными рядами минеральных парагенетических ассоциаций как вещественного отображения ступеней минерализации. Золото-серебро-висмут-теллуриды руды включают в себя такой ряд минеральных ассоциаций [3, 10]: дорудные пирротин-халькопиритовая и пирит-мельниковит-марказитовая; ранние золотосодержащие кварц-пирит-арсенопиритовая со структурным золотом и пирротин-халькопирит-сфалеритовая; главная продуктивная, включающая кальцит, шеелит, галенит, сульфосоли Bi и Pb, теллуриды Ag и Au, самородные Au (пробность 695-946) и Bi, и поздняя, содержащая теллуриды Pb и Bi. В золото-железистом типе руд установлены такие последовательно сменяющиеся парагенетические ассоциации [11]: кварц-магнетитовая, золотосодержащая кварц-пирит-арсенопиритовая, пирротин-халькопирит-сфалеритовая и основная продуктивная с карбонатом, самородным золотом (926-971), ферротетраэдритом и галенитом. В золото-полиметаллических рудах выделяются следующие минеральные парагенезисы [6]: кварц-мельниковит-пиритовый; пирит-арсенопиритовый; карбонат-полиметаллический с халькопиритом, сфалеритом, пирротином, тетраэдритом, фрейбергитом, буланжеритом, фрейеслебенитом; золото-серебряный с галенитом, самородными золотом (825-931) и серебром, а также электрумом.

Золотоносність руд различна, но обычно существенно выше в сравнении с таковой вулканогенных ореолов. Среди образований гидротермального этапа наиболее золотоносны зоны, связанные с амфиболовыми метасоматитами. Концентрация золота (при неравномерном его распределении) составляет здесь от 0,5-3 до 100 г/т. К минералам-концентраторам золота, кроме самородной формы с размером выделений от первых до 100 мкм, относятся пильзенит (Au до 4.01 вес. %), сивьянит (Au 23.5-24.15 вес. %), петцит (Au 23.6- 24.9 вес. %), а также пирит, содержащий тонкодисперсное золото в количестве до 14 г/т. В геохимическом отношении руды являются комплексными: кроме Au, в них в повышенных концентрациях содержатся Ag, Bi, Pb, Te, а также Sb, Cu, Ni, Co, Mn, W, Mo, As. В золото-железистых рудах содержание золота достигает 20-40 г/т, но чаще составляет первые г/т. Основным минералом-концентратором тонкодисперсного золота является пирит (Au от 4 до 2100 г/т), в повышенных количествах такое золото может присутствовать в других сульфидах, сульфосолях и магнетите. Свободное золото образует включения размером 5-200 мкм в кварце, карбонатах, пирите, пирротине, магнетите. В золото-полиметаллических рудах количество золота достигает 5-8 г/т при высокой концентрации Ag, до 400 – 430 г/т. Тонкодисперсное золото концентрируется в магнетите, сульфидах и сульфосолях, но устойчиво золотоносен только пирит (1-7 г/т). Включения электрума и самородного золота размером от первых мкм до 80 мкм обнаружены практически во всех минералах руд, чаще всего в галените, пирите, кварце. Концентраторами серебра, кроме электрума, являются сульфосоли ряда тетраэдрит – фрейбергит. Главными элементами, кроме Au, являются Ag, Pb, Zn, Sb.

Рудообразование, согласно комплексу исследований [3], происходило в диапазоне P-T условий: 1.2-0.35 МПа и 530-110°C. При этом наиболее высокотемпературным (530-380°C) является кварц-магнетитовый парагенезис, возможно, унаследовавший метаморфогенные условия среды. Собственно рудный процесс начинается с кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации в диапазоне температур от 300-250 до 220-200°C. Поздние сульфиды вместе с карбонатами, сульфосолями и золотом формировались при температуре 260-160°C. Сведения о более высокой температуре кристаллизации теллуридов и фрейеслебениита, являясь косвенными, вероятно, отражают первично вулканогенную природу рудного вещества [9, 14]. Более низкие температуры относятся к пострудным ассоциациям. Судя по полученным для руд Балки Широкой значениям рН (6-7), фугитивности кислорода ($\log f_{O_2}$ от -39 до -38) и активности серы ($\log a_{S_2}$ от -15.7 до -13.4) [15], рудоотложение протекало в

восстановительных условиях из слабощелочных растворов, в которых постепенно возрастало содержание H_2S , CO , N_2 , CH_4 и, возможно, других восстановителей.

Типично гидротермальный, регрессивный характер флюидной системы заключительного этапа охарактеризуем на примере газовой-жидких включений в кварце промежуточной и внутренней зон березитов, содержащих золото-полиметаллическое оруденение Балки Широкой [6, 17]. Подчеркнем при этом, что включения в собственно березитах и рудных участках различаются. Первые, более крупные (до 20 мкм), округлой формы, образовались в относительно стабильных условиях периферических частей ореола; гомогенизируются в широком диапазоне температур (420-120°C). Вторые мельче (не более 10 мкм), угловатой формы и с пониженной температурой гомогенизации: 290-110°C, очень редко 340-310°C, при температуре максимальной флюидонасыщенности около 290-210°C. Температура, рассчитанная по изотопно-кислородным отношениям кварц – вода в предположении равновесия, варьирует от 255-220° С в березитах до 230-200°C в рудных частях зон, т.е. подтверждает факт относительного охлаждения системы в период рудообразования. В общем, в системе березитов наиболее широко распространены водно-солевые включения с примесью твердого битумного вещества; химический состав растворов близок к $CaCl_2 - NaCl - H_2O$, концентрация около 11,5 %. Судя по различиям в температуре гомогенизации и фазовом наполнении сингенетических включений, при кристаллизации кварца имело место вскипание растворов. Кроме водно-солевых, отмечаются включения с жидким CO_2 , плотность его возрастает от периферии ореола (0,688-0,731 г/см³) к центру (0,755 г/см³), количество таких включений также увеличивается в этом направлении.

Изотопные исследования [6, 10, 11, 12], подтверждая устойчиво регрессивный характер системы, свидетельствуют также о стремлении ее к равновесию. Так, значения $\delta^{18}O$ (‰) магнетита -1,6...-1,1 в висячем и лежащем боках зоны тяжелее по сравнению с метаморфогенным магнетитом Fe кварцито-сланцев -2,6...-1,5; оцененная по разности $\delta^{18}O$ кварц – магнетит температура опускается приблизительно до 400-340° С.

Сульфиды (этой же зоны) по $\delta^{34}S$ (‰) образуют ряд, выдержанный как для ореола в целом [6, 17], так и фрагментарно. Выглядит этот ряд следующим образом: пирит-марказит +2,5; пирротин +1,8; халькопирит +0,7; сфалерит -0,1; арсенопирит -1,7; галенит -4,1. Исходя из приведенных данных, сульфидная система, возникшая как следствие эпитептермальной регенерации, в отличие от системы, испытавшей метаморфизм (см. выше), приближается к последовательности сульфидов в равновесном ряду фракционирования изотопов серы [19], исключение составляет сфалерит.

Важная отличительная особенность березитов зоны обнаруживается при сравнении изотопного состава серы пирита (от периферии к центру). Самые низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (‰) установлены в пирите внешней части ореола, сложенной метаморфизованными синвулканическими метасоматитами (-3,1...+1,9; среднее +0,1), причем пирит с самой легкой серой относится к участку наиболее интенсивного его проявления с кварц-карбонатными прожилками. В березитах промежуточной и собственно рудной зон сера пирита последовательно утяжеляется: +0,3...+2,3; среднее +1,3 и +1,7...+3,9; среднее +2,8. То есть эта тенденция в постметаморфических березитах противоположна той, которая установлена для дометаморфических вулканогенных метасоматитов, что служит свидетельством инверсии условий минералообразования от окислительных к восстановительным.

Среди признаков многоэтапности становления системы отметим ещё один, геохимический: индикаторность магнетита, как одного из сквозных минералов [3, 12]. Состав его, по сути, отражает влияние всей совокупности процессов формирования зоны, включая толеит-коматиитовый (Ti, V, Cr, Co) и тоналитовый (Sn) магматизм, седиментогенез (Mn и, может быть, Pb), эксгальционные процессы (As, Bi, Te) и листовенито-березитовый золоторудный метасоматоз (Au, Ag, As, Pb, Zn, Bi).

Исследование минералогенеза трёх обозначенных этапов обнаруживает в минералах золотопроявлений архея значительное изменение флюидонасыщенности и изотопных соотношений компонентов флюида [19]. На этапе вулканогенно-осадочного минералообразования осадочные породы (и руды в них) несут существенное влияние поровых (морских) вод и карбонатной составляющей; вулканиты, часто измененные до пропицитов и вторичных кварцитов (включая рудные их фации), в большей степени отражают участие в процессах метеорной составляющей. Метаморфизм способствовал «высушиванию» флюидной системы с обогащением остаточной воды дейтерием, особенно в метаосадочных породах. Постметаморфическая регенерация минерального (рудного) вещества протекала в условиях увеличения в составе флюидов роли метеорных вод с преимущественным накоплением протия, хотя ограничителем этой тенденции является интенсивное проявление околорудных березитов-лиственитов и амфиболовых метасоматитов с обилием ОН-содержащих минералов.

Выводы

Изученные в пределах Сурской и Чертомлыкской зеленокаменных структур Украинского щита золоторудные проявления принадлежат к разным генетическим типам, но

занимают вполне определенное положение в геологической истории становления Средне-Приднепровской гранит-зеленокаменной области. Золото-колчеданные руды являются собственно вулканогенными, отложение их обусловлено эксгальационной деятельностью архейских палеовулканов, сопровождавшей формирование бимодальной вулканоплутонической серии. Золото-медно-молибденовые руды (так называемого порфирирового типа) связаны со становлением субвулканических интрузий плагиогранит-дацитового состава, т.е. по существу также могут быть отнесены к вулканогенному в широком смысле. Наконец, золото – висмут – теллуриды, золото – железистые, золото – серебро – полиметаллические, малосульфидные золото-кварцевые и (вероятно) другие типы руд в тектоно-метасоматических зонах, имеют более сложную природу, включая процессы всех трёх этапов: во-первых, это формирование первичной синвулканической рудной минерализации, связанное с сольфатарно-фумарольной деятельностью палеовулканов (вулканогенно-осадочный этап); во-вторых, возможное метаморфогенное влияние в зависимости от интенсивности метаморфизма (регионально-метаморфический этап); в-третьих, проявленное на всех участках последующее, типично гидротермальное рециклирование рудного вещества, которое, по-видимому, и привело к формированию промышленного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Monakhov V.S.* Gold-bearing factors of the Middle Dnieper granite-greenstone Area of Ukrainian Shield (for Sursk greenstone structure) / V.S.Monakhov, V.V. Sukach, O.V. Kostenko, M.M. Malych // Минерал. журн. – 1999. – 21. №4. – С. 20-31.
2. *Коржнев М.Н.* Геолого-структурные условия и этапы золотонакопления в Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области /М.Н. Коржнев, В.С.Монахов, Ю.А. Фомин, Д.Н. Щербак // Докл.НАН Украины. - 1994.- №10.- С. 87-91.
3. *Фомин Ю.А.* Генетические типы золотого оруденения архейских зеленокаменных структур Украинского щита /Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Е.Лазаренко // Минерал. журн. – 2003. – 25. - №1. – С. 95-103.
4. *Монахов В.С.* Золотоносные кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты зеленокаменных структур докембрия Среднего Приднепровья / В.С. Монахов, В.А.Синицын, Ю.А.Фомин, М.Н. Коржнев, А.Я. Парфенова // Геол. журн.-1994. - №3.-С.65-76.
5. *Фомин Ю.А.* Генетические особенности золото-колчеданных руд Сурской структуры (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, М.Н. Коржнев // Докл. АН Украины. - 1993. - №12.- С. 121-126.

6. *Фомин Ю.А.* Золото-полиметаллическое оруденение Балки Широкой (Среднее Приднепровье) Ю.А.Фомин, Ю.Н. Демихов, Ю.А. Шибецкий, Е.Е. Лазаренко, В.И. Блажко // Минер. журн.- 1996.-18.-№1.- с.74-87.
7. *Щербак Н.П.* Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В.Артеменко, Е.Н. Бартницкий. – Киев: Наук. думка, 1989. – 144с.
8. *Шибецкий Ю.А.* Изотопно-геохимическое сопоставление золоторудных месторождений архейских зеленокаменных поясов / Ю.А. Шибецкий, Ю.А.Фомин, Ю.Н. Демихов // Минерал. журн. – 1997. – 19, №1. – С. 38-50.
9. *Монахов В.С.* Сульфосоли из проявлений золотой минерализации в докембрии Среднего Приднепровья / В.С. Монахов, Ю.А. Фомин, В.А.Синицын // Минерал. журн. – 1995. – 17. - №3. – С. 58-66.
10. *Фомин Ю.А.* Стабильные изотопы S,O,C,H в золотоносных амфиболовых метасоматитах Сурской структуры (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, В.С. Монахов, М.Н. Коржнев, В.А. Синицын // Минерал. журн. – 1994. – 16. – №2. – С. 49-55.
11. *Фомин Ю.А.* Золото-джеспилитовое оруденение балки Широкая (Среднее Приднепровье) / Ю.А.Фомин, Л.Т.Савченко, Ю.Н. Демихов, Н.М. Гостяева, Е.Е. Лазаренко Е.Е. // Геол. журн.-1994. - №3.-С.84-95.
12. *Фомин Ю.А.* Природа магнетита золотоносных зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (по изотопным и геохимическим данным) / Ю.А. Фомин, Л.Т.Савченко, А.С.Иванов А.С // Минерал. журн. – 1995. – 17. - №3. – С. 67-73.
13. *Stein H.J.* ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os ages for molybdenites from the Maiske and Sergeevske Au deposits, Ukraine / H.J.Stein, R.J.Markey, K. Sundblad // Geophys. J. – 1998. – 20, №4. – P. 114-117.
14. *Монахов В.С.* Теллуридная минерализация золоторудных проявлений Среднего Приднепровья / В.С. Монахов, Ю.А.Фомин, А.Я. Парфенова // Минерал. журн. - 1998. - 20. - №4. - С.3-16.
15. *Markham N. L.* Synthetic and natural phases in the system Au-Ag-Te / Markham N. L. // Economic Geology. – 1960. – 55, №6. – P. 1148-1178; №7. P. 1460-1477.
16. *Ненашева С. Н.* Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените / С.Н. Ненашева. – Новосибирск: Наука, 1975. – 124 с.
17. *Фомин Ю.А.* Два типа рудной минерализации золото-полиметаллического рудопроявления Балки Широкой (Среднее Приднепровье) / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Е.Лазаренко, В.И. Блажко // Доп. НАН України. – 2007. - № 10 – С. 118-123.

18. *Kajiwara Y.* Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems / Y. Kajiwara, H. R. Krouse // *Can. J. Earth Sci.* – 1971. – 8, №11. – P. 1397-1408.

19. Стабильные изотопы и проблемы рудообразования / под ред. Смирнова В.И.– Москва: Мир. – 1977. – 597 с.

REFERENCES

1. *V. Monakhov.* Gold-bearing factors of the Middle Dnieper granite-greenstone Area of Ukrainian Shield (for Sursk greenstone structure) / V. Monakhov, V Sukach, O. Kostenko, M. Malykh // *Mineral. zhurn. – Mineral. Journ.*, 1999, Vol. 21, 4, S. 20-31 [*in English*].

2. *M. Korzhnev.* Geologo-strukturnye usloviya i etapy zolotonakopleniya v Srednepridneprovskoy granit-zelenokamennoy oblasti [Geological and structural conditions and stages of accumulation of gold in the middle of the Dnieper granite-greenstone region] / M. Korzhnev, V. Monahov, Yu. Fomin, D. Shcherbak // *Dopovidi NAN Ukraini. – Reports of Sciences Academy of Ukraine*, 1994, 10, S. 87-91 [*in Russian*].

3. *Yu. Fomin.* Geneticheskie tipy zolotogo orudneniya arheyskih zelenokamennyh struktur Ukrainskogo shchita [Genetic types of gold mineralization of Archean greenstone structures of the Ukrainian shield]. / Yu. Fomin, Yu. Demihov, E. Lazarenko // *Mineral. zhurn. – Mineral. Journ.*, 2003 Vol. 25, 1, S. 95-103 [*in Russian*].

4. *V. Monakhov.* Zolotonosnye kvarc-karbonat-amfibolovye metasomatity zelenokamennyh struktur dokembriya Srednego Pridneprovya [Gold-bearing quartz-carbonate-amphibole metasomatites of the Precambrian Middle Dnieper greenstone structures] / V. Monakhov, V. Sinitsin, Yu. Fomin, M. Korzhnev, A. Parfenova. // *Geol. zhurn. – Geol. Journ.*, 1994.3, S. 65-76 [*in Russian*].

5. *Yu. Fomin.* Geneticheskie osobennosti zoloto-kolchedannyh rud Surskoy struktury (Ukrainskiy schit) [Genetic features of gold-pyrite ores of the Sursk structure (Ukrainian shield)] / Yu. Fomin, M. Korzhnev // *Dopovidi NAN Ukraini – Reports of Sciences Academy of Ukraine*, 1993, 12, S. 121-126[*in Russian*]

6. *Yu. Fomin.* Zoloto-polimetalicheskoe orudnenie Balki Shirokoy (Srednee Pridneprovie) [Gold-polymetallic mineralization of Balka Shirokaya Wide Beams (Middle Dnieper region)] / Yu.A. Fomin, Yu.N. Demihov, Yu.A., Shibeckiy, E.E., Lazarenko, V.I. Blazhko // *Mineral. zhurn. – Mineral. Journ.*, 1996, Vol.18, 1, S. 74-87 [*in Russian*]

7. *N. Shcherbak.* Geohronologicheskaya shkala dokembriya Ukrainskogo shchita [Geochronological scale of Precambrian of the Ukrainian Shield]. / N.P. Shcherbak, G.V. Artemenko, E.N. Bartnickiy – Kiev: Nauk. Dumka, 1989, 144s [*in Russian*].

8. Yu. Shibeckiy. Izotopno-geohimicheskoe sopostavlenie zolotorudnyh mestorojdeniy arheyskih zelenokamennyh poyasov [Isotope-geochemical collation of gold deposits of Archaean greenstone belts] / Yu. A. Shibeckiy, Yu. A. Fomin, Yu. N. Demihov // Mineral. zhurn. – Mineral. Journ., Vol., 1997, 19, 1, S. 38-50 [in Russian]
9. V. Monahov. Sulfosoli iz proyavleniy zolotoy mineralizacii v dokembrii Srednego Pridneproviya [Sulfosalts from manifestation of gold mineralization in Precambrian of the Middle Dnieper region] / V.S. Monahov, Yu.A. Fomin, V.A Sinitsyn. // Mineral. zhurn. – Mineral. Journ., 1995, Vol.17,3, 58-66 [in Russian]
10. Yu. Fomin. Stabilnye izotopy S,O,C,H v zolotonosnyh amfibolovyh metasomatitah Surskoy struktury'(Ukrainskiy shchit) [Stable isotopes of S, O, C, H in gold-bearing amphibole metasomatites of the Sura structure (Ukrainian shield)] / Fomin Yu.A., Monahov. V.S., Korzhnev. M.N., Sinitsin V.A // Mineral. zhurn. – Mineral. Journ. 1994 Vol.16, 2, S. 49-55 [in Russian].
11. Yu. Fomin. Zoloto-dzhespilitovoe orudnenie balki Shirokaya (Srednee Pridneprove) [Gold - jaspilite mineralization of the Arroyo Shyrokaya (Middle Dnieper Region)] / Yu.A. Fomin, L.T. Savchenko, Yu.N. Demihov, N.M. Gostyaeva, E.E. Lazarenko // Geol. zhurn. – Geol. Journ., 1995, 3, S. 84-95 [in Russian].
12. Yu. Fomin. Priroda magnetita zolotonosnyh zelenokamennyh struktur Srednego Pridneprovya (po izotopnym i geohimicheskim dannym) [Nature of magnetite of greenstone gold structures of the Middle Dnieper region (by isotopic and geochemical data)] / Yu.A. Fomin, L.T. Savchenko, A.S. Ivanov// Mineral. zhurn. – Mineral. Journ., 1995, Vol.17, 3, S. 67-73 [in Russian].
13. H. Stein ^{187}Re - ^{187}Os ages for molybdenites from the Maiske and Sergeevske Au deposits, Ukraine. / Stein H. J., Markey R. J., Sundblad K. // Geophysical Journal, 1998, Vol.20, 4, S. 114-117 [in English].
14. V. Monahov Telluridnaya mineralizaciya zolotorudnyh proyavleniy Srednego Pridneprovya [Telluride mineralization from the gold manifestations of the Middle Dnieper region] / V.S. Monahov, Yu.A. Fomin, A.Ya. Parfenova // Mineral. zhurn. – Mineral. Journ., 1998, Vol.20, 4, S. 3-16 [in Russian].
15. N. Markham Synthetic and natural phases in the system Au-Ag-Te. // Economic Geology, 1960, Vol.55, 6, S. 1148-1178; Vol.55, 7, S. 1460-1477 [in English].
16. S. Nenasheva Eksperimentalnoe issledovanie prirody primesey serebra, surmy i vismuta v galenite [Experimental study of the nature of the impurities of silver, antimony and bismuth in galena] / S.N. Nenasheva – Novosibirsk: Nauka, 1975, 124 s. [in Russian].

17. *Yu. Fomin* Dva tipa rudnoy mineralizacii zoloto-polimetallichesкого rudoproyavleniya Balki SHirokoy (Srednee Pridneprove) [Two types of ore mineralization of the Balka Shirokaya gold-polymetallic manifestation (Middle Dnieper region)] / Yu. A. Fomin, Yu. N. Demihov, E. E. Lazarenko, V. I. Blazhko // *Dopovidi NAN Ukraini – Reports of Sciences Academy of Ukraine*, 2007, 10, S. 118-123 [in Russian].
18. *Y. Kajiwara*. Sulfur isotope portioning in metallic sulfide systems / Y. Kajiwara, H. R. Krouse / *Can. Journ. Earth Sci.*, 1971, Vol 8, 11, S. 1397-1408 [in English].
19. *V. Smirnov (Eds.)* Stabilnye izotopy i problemy rudoobrazovaniya [Stable isotopes and problems of ore formation] // *Moskow: Mir*, 1977, 597 s. [in Russian]

ВПЛИВ ВУЛКАНИЗМУ, РЕГІОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФІЗМУ ТА ЕПІТЕРМАЛЬНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ У ЗОЛОТОНАКОПИЧЕННІ В АРХЕЙСЬКИХ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ СТРУКТУРАХ НАДНІПРЯНЩИНИ.

Фомін Ю.О., Заборовська Л.П., Борисова Н.М., Кравчук З.М.

Фомін Ю.О., канд. г.-м. н., ст. н. с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», yaf1941@gmail.com
Заборовська Л.П., м.н.с., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», larisa-zaborovskaja@rambler.ru
Борисова Н.М., пров.інж., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»,
Кравчук З.М., пров.інж., ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України»

Розглянуто ознаки трьох етапів мінералізації архейських золотопроявів зеленокам'яних поясів Середнього Придніпров'я (Український щит). Із сольфатаро-фумарольною діяльністю вулканогенного етапу пов'язаний відклад первинних руд у пропілітах та вторинних кварцитах. Вплив метаморфогенного етапу з точки зору продуктивності об'єктів не є суттєвим і визначається інтенсивністю регіонального метаморфізму. З рециркулянням речовини стосовно пізнього гідротермального етапу пов'язане формування промислового зруденіння у зонах амфіболових метасоматитів і ліственіто-березитів.

Ключові слова: архей, зеленокам'яні пояси, золоте зруденіння, телуриди, сульфосоли, ізотопний склад, Середнє Придніпров'я, Український щит.

INFLUENCE OF VOLCANISM, REGION METAMORPHISM AND EPITHERMAL ACTIVISATION IN THE GOLD DEPOSITION AT ARCHAEOAN GREENSTONE BELTS OF THE PRIDNEPROVIE AREA.

Yu. Fomin, L. Zaborovskaya, N. Borisova, Z. Kravchuk

Yu. Fomin. Ph.D. (Geol.), Principal Specialist, State Institution "Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine"

L. Zaborovskaya, Junior Researcher, State Institution "Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine", Kyiv, larisa-zaborovskaja@rambler.ru

N. Borisova. Leading Engineer, State Institution "Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine"

Z. Kravchuk. Leading Engineer, State Institution "Institute of Environmental Geochemistry of National Academy of Sciences of Ukraine"

Features of three mineralization stages in Achaean gold deposits at greenstone belts of Middle Dnieper (Ukrainian Shield) are considered. These stages of mineral formation are volcanogenic-sedimentary, regional-metamorphogenic and local hydrothermal ones with corresponding mineral associations. The deposition of primary ores in propilites and secondary quartzites is connected with sulphatar-fumarol activities of volcanic stage. Gold-bearing sulphide (Surskaya greenstone structure – Sergeevskoe deposit) and gold-bearing Cu-Mo porphyry ore mineralizations (Surskaya greenstone structure – Sergeevskoe and Balka Zolotaya deposits) were formed. The influence of metamorphic stage was determined by regional metamorphism intensity (facies of green shales and epidote-amphibolite) and with the point of view of ore productivity was not substantial. The formation of industrial ores in amphibole metasomatites, listvenite-beresites and chlorite-albitite metasomatites is connected with substance recycling during the latest hydrothermal-metasomatic stage. Au-Ag-Bi-Te (Au-sulfosalt-telluride) ores, Au-Fe (Au-magnetite) ores, Au-Ag-Pb-Zn (gold-polymetallic) ores and also Au-quartz, with low-sulphidization, ores were formed (Surskaya greenstone structure – Sergeevskoe and Balka Zolotaya deposits, Chertomlyk greenstone structure – Balka Shyrokaya deposit). The types of mineralization of these three stages differ from each other in the isotope composition sulfur of sulfides, oxygen and carbon of carbonates, as well as oxygen of oxides (magnetite). The sequence of mineralization of the hydrothermal-metasomatic stage at the deposits of the Surskaya and Chertomlyk greenstone structures is almost identical and indicates the proximity of the physical and chemical conditions for the operation of their regressive hydrothermal systems.

Key words: *Archaea, greenstone belts, gold mineralization, tellurides, sulfosalts, isotopic composition, Middle Dnieper Area, Ukrainian Shield.*