

**Ю.А. Фомин**

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины»

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КОМПОНЕНТОВ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ  
В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА И УРАНА ДОКЕМБРИЯ  
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

*Проведено исследование изотопного состава водорода, кислорода, углерода  $H_2O$  и  $CO_2$  газовой-жидких включений в минералах месторождений Au и U Украинского щита с возрастным интервалом 3042-1750 млн лет в диапазоне температур от 570-550 до 110-100°C. Анализ эволюции флюидных систем в докембрии позволил предположить принадлежность объектов к единому планетарному циклу.*

**Введение.** Исследование рудообразующих флюидных систем раннего докембрия относится к числу проблем, решение которых насколько важно в теоретическом плане, настолько и затруднительно с точки зрения практической реализации. В частности, использование методик непосредственного изучения флюидных включений в этом случае имеет существенные ограничения, связанные, прежде всего, с разновозрастными и различными по своей интенсивности (фациальности) проявлениями регионального метаморфизма, а также со сложными и неоднозначно трактуемыми взаимоотношениями между процессами метаморфизма и рудообразования. В пределах Украинского щита это особенно касается, золоторудных месторождений, как архейского, так и нижнепротерозойского возраста [11, 15, 17, 20, 24, 29]. Хотя для урановорудных альбититов также приняты гипотезы ультраметаморфического и послеметаморфического происхождения [2, 26, 27].

Кроме того, имеются определенные трудности методического характера, которые вытекают из непосредственных измерений изотопных отношений элементов в компонентах газовой-жидких включений. Именно такие (прямые) измерения, выполненные Ю. Н. Демиховым по методике, изложенной в работе [26], составляют основу данного исследования. Значения  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$   $H_2O$  и  $CO_2$  определены относительно международных стандартов SMOW (водород, кислород) и PDB (углерод) с точностью: для  $\delta D \pm 4$ , для  $\delta^{18}O$  и  $\delta^{13}C \pm 0,5$  ‰. Приведенная точность (для компонентов  $H_2O$ ) выдерживается при достаточно высоком количестве выделенной воды включений. В силу методических ограничений, связанных с неполным выходом воды [8, 14], а также в случае объективного обезвоживания проб минералов, что является обычным для древних, «высушенных» метаморфизмом образований, точность может снижаться.

Настоящая статья, продолжая многолетние исследования в указанном направлении, посвящена сравнительной характеристике изотопного состава водорода и кислорода воды, а также углерода и кислорода углекислого газа флюидных включений в минералах золоторудных и урановых месторождений раннего докембрия Украинского щита.

**Объекты исследования и их характеристика.** Изученные объекты относятся к двум регионам (мегаблокам) Украинского щита и одновременно характеризуют две группы — архейскую и раннепротерозойскую. Первая представлена месторождениями золота Сурской и Чертомлыкской структур Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Вторая — месторождениями золота и урана Кировоградского мегаблока (табл.1). Общий возрастной диапазон составляет 3042-1750 млн лет.

**Архей.** Рассмотрены главнейшие типы золотосодержащих руд месторождений Сергеевское, Балка Золотая Сурской и Балка Широкая Чертомлыкской зеленокаменных структур [21, 29].

**Таблица 1.** Изотопный состав Н, О, С Н<sub>2</sub>О и СО<sub>2</sub>-флюида в минералах разновозрастных месторождений золота и урана.

	Минерал (n)	Н <sub>2</sub> О			СО <sub>2</sub>		
		мг/кг	δD, ‰	δ <sup>18</sup> O, ‰	мг/кг	δ <sup>13</sup> C, ‰	δ <sup>18</sup> O, ‰
1	Кварц-1 (2)	68,5	+4,5	-6,8	80	-3,2	+21,0
		67-70	-7...+16	-7,1...-6,5	50-110	-5,2...-1,3	+19,6...22,3
	Кварц-2 (1)	50	-40	-5,0	85	+0,3	+23,1
	Пирит -1 (2)	142	-42,5	-2,2	37	-0,2	+25,2
		109-175	-44...-41	-3,0...-1,5	30-44	-5,2...+4,8	+23,2...27,3
	Пирит-2 (1)	73	-75	-2,8	44	+3,3	+26,1
	Кварц-1 (1)	333	-61	-2,1	77	+0,8	+14,5
		108,5	-16	+1,0	88,5	-0,7	+20,4
	Кварц-2 (2)	100-117		+0,7...+1,3	77-100	-1,0...-0,2	+19,0...21,8
	Кварц-3 (1)	167	-53	-1,6	123	-1,1	+18,4
	Кварц-1 (3)	390	-59	-2,7	138,3	-2,1	+27,4
		200-500	-64...-55	-3,5...-2,1	30-350	-5,8...+1,5	+24,2...31,2
	Кварц-2 (4)	267,5	-75,5	-2,5	21,2	-1,8	+28,1
		110-500	-82...-72	-3,0...-2,0	11-38	-5,2...+2,5	+24,4...31,4
	Кварц-3 (2)	171,5	-40	-2,4	21,5	-2,8	+24,5
		133-210	-40 и выше	-2,6...-2,1	11-32	-3,9...-1,8	+23,2...25,8
	Кварц-4 (2)	183,5	-31,5	+1,1	807,5	-1,4	+19,2
		150-217	-38...-25	-0,2...+2,6	650-965	-2,1...-0,8	+17,4...20,7
	Кварц-1 (1)	150	-29	+0,2	40	-6,6	+16,2
	Кварц-2 (3)	250	-35,7	-2,4	66,7	-4,6	+18,1
		220-300	-38...-32	-2,6...-2,2	50-90	-5,0...-4,2	+17,2...19,0
	Кварц-3 (4)	412,5	-69,5	-2,0	107,5	-4,4	+15,6
		310-620	-82...-60	-2,7...-1,6	40-160	-5,7...-2,2	+14,1...17,8
	Пирит-3 (1)	380	-43	+0,8	60	-3,3	+21,0
	Кварц-1 (3)	176,7	-50	-3,0	50	-14,5	+17,1
		120-230	-58...-41	-4,0...-2,2	33-67	-17,2...-12,1	+13,9...20,0
	Кварц -2 (2)	275	57,5	-3,1	108,5	-16,8	+12,4
		130-420	-62...-53	-3,6...-2,6	100-117	-17,4...-16,1	+11,7...13,0
	Кварц -3 (4)	217,5	-60,2	-3,1	45,8	-14,2	+16,9
		170-280	-83...-41	-3,6...-2,6	17-83	-18,1...-7,3	+12,3...28,2
	Кварц-4 (1)	130	-55	-7,8	17	-13,7	+19,4
	Микроклин (1)	330	-48	+0,4	217	-14,7	+16,5
	Кварц-1 (4)	192,9	-54,5	-14,5	7,1	-16,7	+31,0
		80-325	-81...-40	-16,5...-12,5	2,5-10	-23,4...-6,5	
	Кварц-2 (6)	458,1	-70,0	-	5,8	-19,0	+23,6
		167-719	-90...-54		5-6,2	-26,0...-7,1	
	Кварц-3 (7)	153,6	-66,5	-	6,7	-10,1	-
		33-400	-84...-44		1,4-13	-23,6...+1,6	
	Ортоклаз (1)	800	-70,5	+9,3	25	-12,4	+27,0
	Микроклин (1)		-78...-63	+8,6...+10			
		333	-58	-1,8	8,3	-5,7	+32,1
	Альбит (1)			-2,0...-1,5			
		200	-81	-1,0	166,6	-10,6	+27,2
	Олигоклаз (1)			-1,4...-0,7			
		67	-59	-4,7	8,3	-6,2	+33,1
	Микроклин(3)						
		172	-54,3	-4,1	54,4	-3,6	+35,3
	Альбит (3)						
		100-283	-70...-43	-4,9...-2,7	13,3-83,3	-5,5...-1,9	+33,4...36,6
	Альбит (3)						
		278	-48,7	-2,2	11,1	-12,2	+31,4
		167-400	-63...-38	-3,1...-1,6	6,7-15	-19,2...-3,2	+29,5...33,2

**Примечания:** **Архей: 1.** Сергеевское месторождение, Au-колчеданный тип руд, Сурская структура. **2.** Месторождения Сергеевское и Балка Золотая, Au-Bi-Te тип руд, Сурская структура. **3.** Балка Широкая, Au-Fe тип руд, Чертомлыкская структура. **4.** Балка Широкая. Au-Ag-Pb-Zn тип руд, там же. Ранний протерозой: **5.** Восточно-Юрьевское месторождение (Au), Кировоградский мегаблок. **6.** Новоконстантиновское месторождение (U), там же. **7.** Севериновское месторождение (U), там же. **8.** Ватутинское месторождение (U), там же.

**1. Золотосодержащие колчеданные руды Сергеевского месторождения Сурской структуры** относятся к наиболее типичным дометаморфическим вулканогенно-осадочным проявлениям. Одновременно это самые древние из изученных нами руд (3042 млн лет [29]). Среди них преобладают грубополосчатые кварцитосланцы с прослоями сульфидов — в основном пирита (сульфидная фация VIF) и серицитолиты (серицит-хлоритовые сланцы) по туфам дацитов с рудными шлирами аналогичного состава.

Ранние генерации минералов (кварц-1 и пирит-1) относятся к хемогенно-осадочным или вулканогенным, метаморфизованным. Характер флюидных включений в этом кварце (незначительный размер при разнообразном фазовом составе в пределах одной трещины, а также дефицит флюидонасыщенности) подтверждают факт метаморфического преобразования пород. Кварц-2 и пирит-2 отличаются от ранних генераций перекристаллизацией. Кварц обретает черты жильного, пирит содержит отчетливо индивидуализированные включения пирротина, халькопирита, сфалерита, а также наложенную в микронарушениях сурьмяно-висмутую минерализацию — самородный висмут, блеклые руды, сурьмяно-висмутые и сурьмяные сульфосоли свинца.

Установлены температурные реперы, относящиеся к высоким температурам: от 570-530°C (изотопно-кислородное равновесие кварц-магнетит) до 350°C (гомогенизация флюидных включений в кварце), либо низкотемпературные: 200-140°C (гомогенизация включений в кварце, изотопное равновесие кварц-Н<sub>2</sub>О и карбонат-СО<sub>2</sub>) [21]. Первый температурный интервал с учетом типоморфных парагенезисов кварц-хлорит + серицит, альбит, доломит, кальцит соответствует фации зеленых сланцев, участками (с образованием мусковита и биотита) достигая эпидот-амфиболитовой фации. Низкие температуры, по-видимому, отвечают постметаморфической регенерации пород.

Количество Н<sub>2</sub>О и СО<sub>2</sub> (мг/кг минерала) в минералах колчеданных руд самое низкое: 50-175 и 30-110 соответственно. Причем, сравнение кварца и пирита обеих генераций демонстрирует относительное обогащение водой включений в пирите и повышенную углекислотность включений в кварце.

В изотопном отношении Н<sub>2</sub>О в пирите (по сравнению с водой в кварце) сильно облегчена по дейтерию при существенном утяжелении по кислороду, та же тенденция (по дейтерию) проявляется и при сравнении поздних генераций обоих минералов с ранними. С учетом дефицита воды флюидных включений в изученных образцах кварца (особенно при измерении значений δD) вероятно увеличение аппаратурной ошибки. Расчетные значения δ<sup>18</sup>O воды, исходя из определений δ<sup>18</sup>O кварца (+8,7...10,6 ‰) при температуре 350-570°C равны +2...+8 ‰; измеренный по трем его образцам изотопный состав кислорода воды (-7,1...-5,0 ‰) отвечает низкотемпературному интервалу регрессивного гидротермального процесса (140-200°C), проявленному неравномерно и слабо. Судя по этим расчетам [30], равновесие в системе кварц-Н<sub>2</sub>О изученных образцов нарушено, но полученные температурные и изотопно-кислородные параметры, тем не менее, отражают эволюцию воды флюидов.

Изотопное сравнение С и О СО<sub>2</sub> включений в кварце и пирите и в обоих минералах ранней и поздней генераций также обнаруживает общую тенденцию. Особенно отчетливо она проявлена при сравнении кварца и пирита: на фоне падения в пирите (по сравнению с кварцем) концентрации СО<sub>2</sub> (в 2 раза) значения δ<sup>13</sup>C и δ<sup>18</sup>O диоксида углерода увеличиваются. Утяжеляются элементы СО<sub>2</sub> также в кварце и пирите поздних генераций по сравнению с ранними. В среднем же δ<sup>13</sup>C близко к PDB (-0,6 ‰), δ<sup>18</sup>O равно +23,6 ‰.

**2. Au-Vi-Te руды месторождений Сергеевское и Балка Золотая (Сурская структура)** в ореолах амфиболовых метасоматитов и березитов. Амфиболовые (актинолит-тремолитовые) метасоматиты в изученных разрезах развиты по тонкополосчатым кварц-хлорит-карбонатным с тальком и серицитом сланцам среди метабазитов. Березиты, также содержащие актинолит-тремолитовый амфибол, проявлены на контактах дайковых метадацитов с метабазитами. Вмещающие породы обоих участков метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, что подтверждается как наличием парагенезисов с роговой обманкой, актинолитом, эпидотом-клиноцоизитом,

биотитом, альбитом в составе метабазитов и кварцем, хлоритом, тальком, карбонатами в составе сланцев, так и термодинамическими расчетами [15]. Согласно этим расчетам, образование апобазитовых плагиоклаз-роговообманковых амфиболитов происходило при температуре 530-500°C и давлении (4-6) • 108 Па. Анализ химического состава пирротина дает температурный диапазон 520-350°C [21].

Среди изученных образцов кварц-2 относится к тонкополосчатым (апосланцевым) рудам, вероятно, вулканогенной природы. Типоморфными минералами (кроме кварца) являются хлорит, карбонаты (доломит, кальцит), серицит. В составе рудных минералов отмечаются пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, самородные висмут и золото, висмутовые сульфосоли свинца, теллуриды висмута, золота и серебра, а также магнетит, сфен и шеелит. Амфибол актинолит-тремолитового ряда, образующий крупные кристаллы сегрегационного типа, не равновесен с кварцем-2 и относится к более поздним образованиям. Кварц-1 — это крупнокристаллическая, вплоть до монокристаллов, разновидность из кварцевых жил в метабазитах внешней зоны рудного ореола. Изначально этот кварц, скорее всего, генетически связан с синвулканической пропилитизацией, проявленной достаточно широко, но в постметаморфическое время он, по-видимому, рекристаллизован. Кварц-3 относится к центральному жильному ядру березитов состава кварц-альбит-серицит-карбонат (анкерит-доломитового ряда). Характерен турмалин (+ сфен и ильменит). Главным рудным минералом является пирит, в небольших количествах присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, теллуровисмутит, гессит, самородное золото.

Рудная система, связанная с амфиболовыми метасоматитами, таким образом, рассматривается нами как первично вулканогенная, т.е. дометаморфическая. Об этом свидетельствует насыщенность рудного кварца-2 вуалеобразного вида системами тончайших (не более 1 мкм) флюидных включений со смешанным фазовым составом, фиксируемых микротрещинами катаклаза. В последующем произошло эпитермальное рециклирование вещества в регрессивных условиях при температуре от 400-360 до 200-130°C и давлении от (2-1) до (0,94-0,35) • 108 Па [23]. Золотоносные березиты в своей основе, вероятно, являются постметаморфическими. Температура отложения кварца-3 и сосуществующего с ним карбоната, исходя из изотопного равновесия кварц-Н<sub>2</sub>О и карбонат-СО<sub>2</sub>, составляет 220-190°C. Она близка к температуре гомогенизации флюидных включений в амфиболе одноименных метасоматитов (230-180°C) [21], а также, судя по изотопному равновесию кварц-вода, к температуре рекристаллизации кварца-1 (225-220°C). «Растянутый» во времени процесс формирования рудных образований Сурской структуры находит подтверждение в изотопной датировке — 3000-2800 млн лет [11, 29].

В кварце Au-Vi-Te руд по сравнению с кварцем колчеданных образований флюидонасыщенность повышается, особенно по количеству Н<sub>2</sub>О (100-333 мг/кг), хотя степень метаморфизма эдукта одинакова. Причем, в кварце-1 вмещающих метабазитов количество воды в 3 раза выше, чем в кварце-2 полосчатых (метаосадочных) рудных образований центральной зоны. В изотопном отношении вода в кварце обеих генераций существенно различается по водороду и кислороду: в первой она заметно обогащена легкими изотопами, во второй — тяжелыми. Количество СО<sub>2</sub> в них приблизительно одинаково (77-100 мг/кг), но кварц-1 отличается от кварца-2 утяжеленным углеродом и облегченным кислородом. Кварцу-3 в березитах присущи промежуточные значения δD и δ<sup>18</sup>O Н<sub>2</sub>О (как и количество воды включений) и повышенное содержание СО<sub>2</sub> (123 мг/кг) с облегченным углеродом и средним значением δ<sup>18</sup>O. Углерод, судя по трем образцам (δ<sup>13</sup>C = -0,4 ‰), по изотопному составу аналогичен таковому колчеданных руд, отличаясь более высокой гомогенностью; изотопный состав кислорода изменяется в соответствии с кислородом воды при среднем значении δ<sup>18</sup>O +18,4 ‰.

**3. Au-Fe руды месторождения Балка Широкая Чертомлыкской структуры** связаны преимущественно с метабазит-кварцито-сланцевым эдуктом в участках максимальной фациальной неоднородности и тектонической нарушенности. В основном, это тектониты (катаклазиты и брекчии) железистых кварцитов и сланцев,

расположенных среди метабазитов, в ореолах околорудных лиственито-березитов. Метаморфизм пород рудовмещающей пачки соответствует условиям зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фаций. Для метабазитов характерны парагенезисы кварц-хлорит-эпидот-грюнерит-мусковит, для железистых кварцитов и парасланцев — кварц-хлорит-куммингтонит-карбонаты ряда сидероплезит-доломит. Полученный путем расчета изотопных равновесий в системе кварц-магнетит интервал температур оценивается как 500–385°C [21].

Большая часть изученных образцов относится к типичному разрезу, вскрывшему рудную зону в железистых кварцитах среди метабазитов, и отражает ее зональное строение. Внешняя зона представлена образцами измененных метабазитов с неравномерным развитием кварц-хлорит-серицитовых с карбонатами (+ пирит, пирротин) парагенезисов: возможно, слабая березитизация. Широко проявлен жильный, иногда с карбонатами в зальбандах, кварц (кварц-1). Промежуточная зона также связана с метабазитами, в которых усиливаются тектоническая нарушенность, окварцевание (кварц-2) и метасоматическое изменение березитового типа с преобладанием кварц-карбонат-слюдистых (мелкочешуйчатые мусковит и биотит) с хлоритом, пиритом, пирротином ассоциаций, как свидетельство приближения к железистому эдукту и рекристаллизации серицита. Внутренняя зона связана с горизонтами железистых кварцитов и сопровождающих их кварцито-сланцев, в значительной степени превращенных в тектониты на кварцевом (кварц-3) с карбонатами (сидероплезит) и сульфидами цемента. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом, ферротетраэдритом и самородным золотом.

Кроме описанного разреза, рассмотрены два фрагмента кварцево-жильной (кварц-4) минерализации в тальк-хлорит-карбонатных и хлорит-альбит-карбонатных парасланцах. Околожильные метасоматиты представлены кварц-карбонат-фукситовыми с пиритом и турмалином лиственитами и кварц-серицит-карбонатными с пиритом и арсенопиритом березитами соответственно. Жильный кварц содержит более поздний карбонат — железистый доломит в первом фрагменте и магниевый анкерит — во втором.

Исследование флюидных включений в кварце и карбонатах, а также изотопных равновесий в парах кварц-Н<sub>2</sub>О, карбонат-Н<sub>2</sub>О, карбонат-СО<sub>2</sub>, FeS<sub>2</sub>-FeS, FeS-CuFeS<sub>2</sub> свидетельствует о регрессивном характере системы для этого типа руд в диапазоне температур 385–120°C при давлении (0,86–0,46)•10<sup>8</sup> Па. Вместе с тем, в кварце рудных брекчий, наряду с включениями, которые гомогенизируются в указанном температурном диапазоне и при дальнейшем нагревании растрескиваются, присутствуют включения, которые выдерживают нагрев до 450°C без разрушения и гомогенизации. Такие включения являются обычными на границах зерен и вдоль залеченных микротрещин. Они имеют мелкие размеры и сложный фазовый состав: кроме углекислого газа и солевого раствора, в них присутствует несколько жидкостей темнобурого цвета, возможно, органического состава [21]. Мы относим их к метаморфогенным, предполагая, хотя бы частично, дометаморфическое формирование рудных брекчий. Возраст этих руд, если ограничить его временем проявления регионального метаморфизма и внедрения токовских щелочных гранитоидов [11], можно принять как 3000–2700 млн лет.

Включения в кварце Au-Fe руд еще более насыщены водой (110–500 мг/кг) при крайне неравномерной концентрации диоксида углерода (11–965 мг/кг). В разрезе, представленном первыми тремя образцами, отчетливо проявляется зональность типа выше отмеченной. Количество Н<sub>2</sub>О (и СО<sub>2</sub>) снижается от метабазитов внешней зоны к железистым кварцитам внутренней (рудной) зоны. Значения δ<sup>18</sup>О Н<sub>2</sub>О варьируют в узких пределах (-3,5...-2,0 ‰) с некоторым утяжелением от периферии к центру; величины δD меняются существенно, с увеличением в промежуточной доли протия и в рудной зоне — дейтерия (в среднем): -59...-75,5...-40 ‰ и выше. Углерод и кислород СО<sub>2</sub> в изотопном отношении отличаются от компонентов углекислого газа в кварце Au-Bi-Te руд широким диапазоном δ<sup>13</sup>С и δ<sup>18</sup>О при относительно облегченном углероде (-5,8...+2,5 ‰) и существенно утяжеленном кислороде (+23,2...31,4 ‰).

Вода включений в кварце-4 (лиственито-березиты в парасланцах) количественно и по значениям  $\delta D$  близка воде кварца-3 в рудных Fe кварцитах, отличаясь от последней утяжеленным кислородом, а также воде кварца-2 в полосчатых рудах Сергеевского месторождения. Вместе с тем, включения в кварце-4 можно отнести к углекислотным; именно в них установлена наиболее высокая концентрация  $CO_2$  (650-965 мг/кг), который по изотопным соотношениям C (-2,1...-0,8 ‰) и O (+17,4...20,7 ‰) также близок к кварцу-2 Сергеевки.

#### **4. Au-Ag-Pb-Zn руды месторождения Балка Широкая Чертомлыкской структуры.**

Геологическое положение последнего, в общем, аналогично предыдущему: та же метабазит-кварцитовая пачка, испытавшая катаклаз и дробление в участках смены компетентности пород, а также метаморфизм зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фаций. Расчет изотопных равновесий в системе кварц-магнетит показал температуру 530-380°C [21]. Но здесь, в отличие от Au-Fe руд, обосновано наличие двух типов полиметаллической минерализации, а именно дометаморфической вулканогенной и постметаморфической, отнесенной к этапу тектоно-метасоматической активизации [24].

Все изученные образцы взяты из разреза активизационной зоны рудных березитов, эдуктом для них служат синвулканические пропилитизированные базиты и кварц-альбит-слюдистые метасоматиты (вторичные кварциты) по прослоям парапоррод и дацитовых туфов с кварц-пирит-карбонатными жильными фациями. Ранние метасоматиты превращены в типичные метаморфические сланцы, жильные выделения рассланцованы и будинированы в направлении, не совпадающем с ориентировкой жил; в кварце, наряду со следами хрупких деформаций, обнаружены включения, разгерметизированные сухими трещинами, а также мелкие (до 3 мкм) включения метаморфогенной природы (кварц-1); проявлены разложение эпидота-клиноцоизита и регенерация хлорита, альбита, магнетита.

Березиты имеют унаследованный кварц-карбонат-слюдистый с сульфидами состав, но слюды здесь несут более отчетливые следы регенерации — серицит преобразуется в мусковит, в участках повышенной железистости появляется биотит, ильменит замещается сфеном. В противоположность вулканогенным метасоматитам, березиты влияния метаморфизма не обнаруживают. К этой (промежуточной) зоне отнесены образцы с кварцем-2. Золотоносными являются зоны дробления березитов, выполненные кварц-карбонатным (магниево-анкерит, железистый доломит, сидероплезит) материалом с мелкочешуйчатым мусковитом в зальбандах, поздним хлоритом, турмалином, шпинелью, и сульфидами. Рудная минерализация включает в себя пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, сульфосоли Cu, Pb, Sb, Ag, самородное золото и электрум. Образцы с кварцем-3 (и пиритом-3) принадлежат к внутренней зоне.

Температурные условия формирования этой регрессивной системы определены путем исследования гомогенизации включений в кварце, изотопного равновесия пар кварц- $H_2O$ , карбонат- $H_2O$ ,  $FeS-CuFeS_2$ ,  $ZnS-PbS$ , а также по галениту и фрейеслебениту (В.С. Монахов), и оцениваются диапазоном 420-110°C [21, 24]. Изотопный возраст этих руд, судя по исследованиям галенитов, составляет 3000-2550 млн лет [24, 29].

Разновидности кварца Au-Ag-Pb-Zn руд лучше всего характеризуют различия до- и после метаморфических образований [24], одновременно отражая описанный для этих руд зональный переход. Насыщенность кварца водой здесь самая высокая среди архейских образований (150-620 мг/кг) с систематическим увеличением от периферии зоны (с кварцем-1, испытавшим метаморфизм) до ее центральной рудной части (с регенерированным кварцем-2). Меняется и изотопный состав компонентов воды: от утяжеленной по водороду и кислороду в кварце-1 до облегченной по обоим элементам в кварце-3. Вода в пирите-3 в количественном отношении и по значениям  $\delta D$  является промежуточной между кварцем указанных генераций; по кислороду она утяжелена. Углекислый газ, при общем содержании 40-160 мг/кг, количественно также увеличивается от кварца-1 к кварцу-3. По изотопному составу кислорода (+14,1...21,0 ‰) он аналогичен газу в кварце-4 Au-Fe типа

руд (также в березито-лиственитах), отличается от последнего облегченным углеродом (-6,6...-2,2 ‰). Как и для  $\text{H}_2\text{O}$ , наиболее утяжелен кислород  $\text{CO}_2$  пирита.

**Ранний протерозой.** Объекты раннепротерозойского возраста представлены Восточно-Юрьевским месторождением золота золото-кварцевой малосульфидной формации [20], а также Севериновским, Ватутинским и Новокопониновским месторождениями урана альбититовой формации [2].

#### **5. Au-кварцевые руды Восточно-Юрьевского месторождения, Кировоградская зона.**

Рудовмещающая толща (в составе чечелевской свиты) представлена биотитовыми с графитом, гранатом и кордиеритом гнейсами, а также диопсид-амфиболовыми с карбонатом и хлоритом скарноидами (в связи с прослоями мергелей). Породы метаморфизованы (судя по парагенезисам минералов) в условиях амфиболитовой фации и частично мигматизированы, до 10% объема толщи составляет аплит-пегматоидная лейкосома. Сами гнейсы слагают, по существу, крупный останец среди гранитоидных массивов кировоградского типа. Максимальная температура, полученная для этого месторождения на основе изучения флюидных включений либо путем расчета изотопных равновесий пары кварц-микроклин (430-550°C [17, 20]) близка температуре перехода моноклинного санидина в триклинный микроклин, т.е. фактически отражает температурные условия постгранитизационной микроклинизации [13].

Судя по исследованию флюидных включений в гидротермально-метасоматическом кварце, рудообразующая система развивалась в регрессивных условиях в температурном диапазоне от 450-430 до 150-100°C, с максимальной флюидонасыщенностью при 290-100°C (расчет по изотопному равновесию кварц-вода показал 225-125°C). Изотопный возраст оруденения, определенный по галениту, составляет 2000 млн лет [20, 22].

Изученные образцы характеризуются присутствием кварца разных генераций с весьма сложным их взаимоотношением и нарушенным (в той или иной степени) равновесием кварца с микроклином. Вместе с тем, их можно систематизировать по степени проявления золоторудного процесса. Кварц-1 и кварц-2 максимально сохранили исходный кварц жильных флюидизитов и пегматоидной лейкосомы соответственно. Кварц флюидизитов мелкозернистый, с реликтами захваченных полевых шпатов в зальбандах, испытал метаморфизм. В пегматоидных гранитах, наряду с обычным кварц-полевошпат-биотитовым агрегатом, могут присутствовать пневматолитовые минералы: розовый кварц, мусковит, флюорит, апатит, турмалин. Проявленная в этих образцах поздняя гидротермально-метасоматическая рекристаллизация кварца не нарушает структурной целостности первичных образований и оставляет контакты "сухими", хотя и сопровождается редкими включениями карбоната, пирита и хлорита. Кварц-3 (гидротермально-метасоматический) отличается темно-серой (черной) окраской, крупнокристаллической структурой и реакционной активностью с выходом за пределы структурной основы (при сохранении последней в виде реликтов). На микроуровне также проявляются околожильные тонкозернистые метасоматические оторочки, состоящие из адуляра, альбита, кварца, анкерита, слюд (мусковита, флогопита и биотита) и пирита. Микроклин реликтовый. Кварц-4 аналогичен кварцу-3, но содержит золото-сульфидную минерализацию: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, самородные золото и висмут, а также теллуриды висмута.

При всей условности отнесения кварца в образцах к определенной генерации, выявляются некоторые закономерности. Максимальной флюидонасыщенностью (до 420 мг/кг  $\text{H}_2\text{O}$  и 100-117 мг/кг  $\text{CO}_2$ ) характеризуется кварц пегматоидных гранитов, включая развитую по нему метасоматическую генерацию. Количество  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в кварце флюидизитов составляет 120-230 и 33-67 мг/кг соответственно. Тем не менее, выдерживается общая тенденция изотопного облегчения воды по дейтерию от кварца исходных генераций к кварцу золотоносного процесса при равно облегченной воде по кислороду (-4,0...-2,2 ‰). Исключение составляет кварц-4 (низкотемпературный, рудный), для которого значение  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{H}_2\text{O}$  сильно смещено в пользу легкого изотопа  $^{16}\text{O}$ . Что касается воды, законсервированной в микроклине, то она существенно отличается от воды в кварце

только изотопным составом кислорода, близким к SMOW (+0,4 ‰), причем изотопно-кислородные отношения минералов свидетельствуют об их неравновесности.

По сравнению с минералами архейских золоторудных месторождений кварц и микроклин Юрьевки отличаются очень легким изотопным составом углерода CO<sub>2</sub> включений (-18,1...-7,3 ‰), что объясняется обилием графита в эдукте. Значения δ<sup>18</sup>O CO<sub>2</sub> варьируют в широких пределах: от +11,7 до +28,2 ‰, чаще оставаясь облегченным.

**6. Новоконстантиновское месторождение урана, одноименная зона.** Оруденение залегает непосредственно в биотитовых и биотит-гранатовых (существенно трахитоидных) гранитах в северной части Новоукраинского массива. Широким развитием пользуются кварц-микроклиновые метасоматиты; определенная для них (по кварцу) температура гомогенизации флюидных включений составляет 420-295°C. Близкие значения получены путем расчета изотопных равновесий в системе кварц-альбит-вода в кварц-альбит-микроклиновом апограните. Более поздний диафторез, проявленный эпизодически, протекал, судя по условиям гомогенизации включений в соответствующих кварце и кальците, в температурном диапазоне 260-140°C [26].

Предрудный щелочной метасоматоз на этом месторождении, если учесть присутствие здесь андрадит-диопсидовых альбититов с температурой формирования не ниже 450-500°C [2], был наиболее высокотемпературным. Температура гомогенизации включений в альбите-1 определена как 300-220°C, рассчитанная температура, исходя из изотопного равновесия в системе альбит-1-вода, равна 290°C. Рудный процесс, судя по термобарогеохимическим исследованиям альбита-2 и равновесных с ним кварца и анкерита, происходил в диапазоне температур 220-130°C. Вместе с тем, месторождению свойственны и самые низкие температуры гомогенизации включений (110-50°C). Это может свидетельствовать о длительном воздействии на сложившуюся и обогащенную отработанными растворами рудную систему внешнего источника энергии. Таким источником мог быть Корсунь-Новомиргородский плутон [28]. Изотопный возраст руд месторождения определен по разным минералам как 1800-1835 млн лет [2].

Изученные образцы представлены кварцем из апогранитных микроклинитов и микроклинизированных гранитов без признаков альбитизации (кварц-1); из аналогичных пород с признаками альбитизации (кварц-2) и апогранитных альбититов (кварц-3). Флюидонасыщенность кварца весьма неравномерна [26], если максимальное содержание CO<sub>2</sub> (до 13 мг/кг) присуще альбититам внутренней зоны, то H<sub>2</sub>O концентрируется преимущественно в альбитизированных гранитах внешней зоны (до 719 мг/кг). Эти данные вполне согласуются с термобарогеохимическими наблюдениями [26, 28]. Кварц -2 и -3 характеризуются большими размерами флюидных включений (до 27-33 мкм), повышенным количеством в их составе газовой фазы (до 40-80 %) и гомогенизацией в температурном интервале 310-130°C в жидкую фазу. Минимум H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> (за пределами возможности изотопных исследований) фиксируется в тектонитах (в том числе альбитизированных) в силу их низкой проницаемости.

Распределение изотопов водорода по зонам, при общем диапазоне значений δD H<sub>2</sub>O (‰) от -90 до -40, соответствуют количеству в них воды, чем больше воды (г/кг минерала), тем выше в ней доля протия. По зонам это следующие значения (в среднем): вмещающие апогранитовые кварц-микроклиновые метасоматиты -54,5 и 192,9; «эписиениты» и альбитизированные граниты внешней зоны -70,0 и 458,1; альбититы внутренней зоны -66,5 и 309,2. Расчет изотопного состава кислорода воды, исходя из равновесия в системе минерал — вода для кварца, альбита и карбонатов в интервале температур 420-53°C [26] показал общую тенденцию ее изотопно-кислородного облегчения по мере остывания рудообразующего флюида. Наиболее тяжелой по кислороду (-2,6...+2,8 ‰) является вода, законсервированная в дорудных калиево-кремнистых метасоматитах при температурах порядка 420-350°C. Собственно альбититы сформировались в диапазоне температур 310-285°C из раствора с несколько более легкой водой (-5,6...+0,7 ‰), равновесной с альбитом-1 и реликтовым кварцем. Продуктивная ассоциация обнаруживает присутствие воды с легким кислородом (-11,7...-2,4 ‰), равновес-



ной с альбитом-2 и кварцем при температуре 260-160°C. Наиболее тяжелой водой в этой ассоциации характеризуется анкерит (-3,0...+0,3 ‰). Пострудные образования связаны с остывающей (150-130°C и ниже) системой и легкой (-14,5...-8,4 ‰), судя по системам кварц — H<sub>2</sub>O и альбит — H<sub>2</sub>O, водой. Характерный для пострудных жил кальцит, как и карбонат продуктивной ассоциации, отличается относительно тяжелым кислородом воды (-3,5...+0,7 ‰). Самые низкие температуры (до 53°C), как и аномально легкая по кислороду вода (-25,2...-12,0 ‰), присущи кварцу боковых гранитов. Именно, воде отработанных, остаточных растворов из холодных зон соответствуют приведенные в таблице непосредственные измерения.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  CO<sub>2</sub> варьируют в широких пределах (-26,0...+1,6 ‰), самый легкий углерод установлен в кварце-2 альбитизированных гранитов, самый тяжелый — в кварце-3 альбититов. Кислород CO<sub>2</sub> в изотопном отношении утяжелен (+23,6...31,0 ‰).

**7. Севериновское месторождение урана, Кировоградская зона.** Расположено симметрично Ватутинскому месторождению — в восточном обрамлении гранитно-купольной структуры. Альбититы локализованы в пачке биотитовых мигматитов со значительным количеством аплит-пегматоидной лейкосомы и небольшими ксенолитами гнейсов чечелевской свиты вблизи контакта с гранитами кировоградского массива. Метаморфизм рудовмещающего эдукта соответствует высокой амфиболитовой фации, вплоть до проявления ультраметаморфизма. Температура, полученная для месторождения из расчета изотопно-кислородных соотношений в паре реликтовый ортоклаз — вода (730°C [28]), близка температуре гомогенизации флюидных включений в раннем ортоклазе гранитов этой же тектоно-метасоматической зоны (680-630°C [6]).

Ранний (постгранитизационный) кремнево-калиевый метасоматоз в районе урановых месторождений Кировоградской зоны протекал, судя по гомогенизации флюидных включений в кварце и микроклине, при температуре 465-400°C, большинство вторичных низкотемпературных включений в этих минералах характеризуют более поздние процессы. Кварц-кальцитовые проявления преальбититовых диафторитов Севериновского месторождения обнаруживают включения, гомогенизирующиеся при температуре 280-150°C. Собственно урановорудные альбититы этого объекта развивались в условиях остывающей системы в температурном диапазоне 300-105°C (температура рудных ассоциаций составляет около 250-220°C [28]). Обнаружены водно-солевые с примесью углекислого газа включения, которые гомогенизируются при температуре 200-180°C и давлении 0,67•10<sup>8</sup> Па [27]. Изотопный возраст уранового оруденения определен как 1750 млн лет [2].

Изученные образцы составляют систему: высокотемпературный ортоклаз-метасоматический микроклин-альбит. Ортоклаз является реликтовым в составе пегматоидного гранита, состоящего из кварца, олигоклаза, микроклина, биотита и акцессорных апатита и циркона. Микроклин выделен из кварц-микроклин-биотитового пегматоидного гранита (фактически микроклинита). Альбит связан с рудным альбититом, развитым по катаклазированному мигматиту и сложенным в основном двумя минеральными парагенезисами: альбит-1 — шахматный альбит по микроклину — рибекит - рипидолит и альбит-2 — гематит — анкерит + минералы урана (предположительно браннерит, уранинит).

Присутствие в одном образце реликтового ортоклаза и новообразованного микроклина позволяет рассматривать эту пару как составную часть инверсии калиевого полевого шпата из моноклинной структуры санидина в триклинную структуру микроклина, происходящей при температуре 450-500°C и только в водосодержащих системах амфиболитовой фации [13]. Действительно, этот образец ортоклаза обнаруживает наиболее высокую концентрацию воды (800 мг/кг), изотопные соотношения H (-70,5 ‰) и O (+9,3 ‰) которой подтверждают ее реликтовость. В выделенном микроклине этого месторождения количество воды ниже, хотя тоже повышенное (333 мг/кг), изотопный состав H (-58 ‰) и O (-1,8 ‰) обычен для метеорной составляющей. В альбите воды еще меньше (200 мг/кг), она существенно облегчена по дейтерию (-81 ‰) и несколько утяжелена по

кислороду (-1,0 ‰). Наиболее высокое содержание  $\text{CO}_2$  установлено в альбите (166,7 мг/кг), самое низкое – в микроклине (8,3 мг/кг). По изотопному составу углерода (-12,4...-5,7 ‰) и кислорода (+27,0...32,1 ‰) он близок углекислому газу включений в полевых шпатах Ватутинского месторождения.

**8. Ватутинское месторождение урана, Звенигородско-Анновская зона,** относится к западному обрамлению региональной гранитно-купольной структуры. Рудовмещающие породы представлены «теневыми» биотитовыми мигматитами, чередующимися с аляскитовидными биотитовыми гранитами. В участках ослабления ультраметаморфизма сохранились полосы биотит-графитовых гнейсов того же литолого-стратиграфического уровня и той же фации метаморфизма, что и на других аналогичных месторождениях.

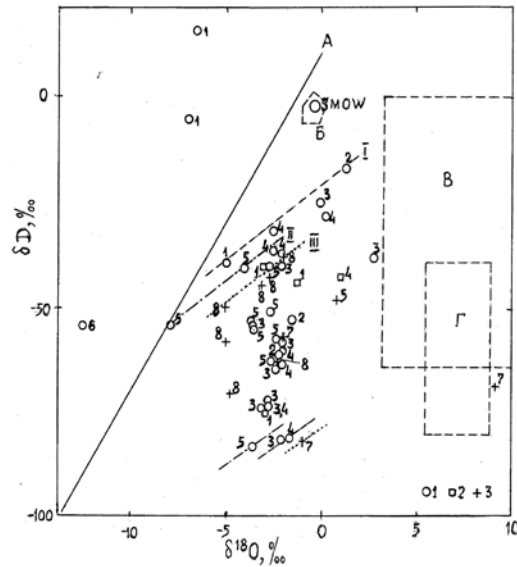
Процесс альбитизации, судя по условиям гомогенизации флюидных включений в альбите-1, протекал при температуре 410-320°C; температура формирования урановорудных ассоциаций (судя по альбиту-2) составляет 240-180°C [28]. Изотопный возраст урановых руд близок к 1800 млн лет [2].

Изученные образцы образуют последовательный ряд: олигоклаз-микроклин-альбит. Олигоклаз выделен из биотит-гранатового лейкократового гранита, который слабо микроклинизирован и диафторирован. Образцы микроклина взяты из микроклинизированных (до микроклинитов с кварцем) пегматоидных (биотитовых) или аляскитовидных (биотит-гранатовых) гранитов. Образцы альбита относятся к альбитизированному граниту, альбититу безрудному и альбититу рудному; во всех случаях эдукт представлен катаклазированными пегматоидными гранитами. В первом образце установлен альбит-1, развитый по олигоклазу, сопутствуют ему реликтовый микроклин и хлорит диафторитов. Во втором образце наблюдается ассоциация альбита-1 и эгирина. В третьем образце проявлены две ассоциации: собственно альбититовая (альбит-1, шахматный альбит, рибекит, эгирин, а также сфен, апатит и циркон) и урановорудная (альбит-2, флогопит, анкерит и минералы урана – браннерит, уранинит).

Содержание воды флюидных включений в полевых шпатах, составляющее 67-400 мг/кг, систематически увеличивается от олигоклаза к альбиту. Величины  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$   $\text{H}_2\text{O}$ , если судить по средним значениям, в этом ряду смещаются в пользу тяжелых изотопов при общих вариациях -70...-38 и -4,9...-1,6 ‰ соответственно. Количество диоксида углерода (мг/кг) максимально в микроклине (до 83,3) и существенно снижается как в олигоклазе (8,3), так и в альбите (до 6,7). Углерод и кислород  $\text{CO}_2$  в полевых шпатах, по сравнению с аналогичными компонентами углекислоты в кварце Новокопониновского месторождения, обогащены тяжелыми изотопами: -19,2...-1,9 и +29,5...36,6 ‰ соответственно, но, тем не менее, судя по углероду, несут влияние графитовой составляющей эдукта.

**Обсуждение результатов.** Анализ полученных данных выявляет некоторые закономерности в распределении главных компонентов флюидных включений ( $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ ) в минералах изученных объектов, а также изотопные тенденции в них по водороду, кислороду и углероду, позволяющие оценить особенности эволюции рудообразующих флюидов в раннем докембрии, начиная с архея (3042 млн лет) и заканчивая ранним протерозоем (1750 млн лет).

Ниже рассмотрены диаграммы в координатах  $\delta D$  -  $\delta^{18}O$   $\text{H}_2\text{O}$  и  $\delta^{13}C$  -  $\delta^{18}O$   $\text{CO}_2$  (рис. 1, 2), а также корреляционные связи между содержанием  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  и их изотопными характеристиками (табл. 2).



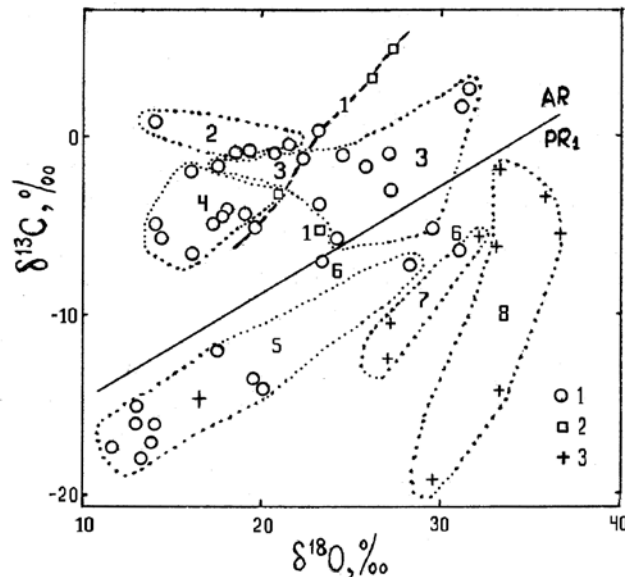
**Рис. 1.** Диаграмма зависимости величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$   $H_2O$  флюидных включений в минералах докембрийских месторождений золота и урана Украинского щита.

*Минералы: 1 – кварц, 2 – пирит, 3 – полевые шпаты в системе олигоклаз, ортоклаз – микроклин – альбит. Цифры около точек соответствуют объектам в табл. 1. Ограничительные линии: I – месторождения золота в зеленокаменных структурах (архей); II – Восточно-Юрьевское месторождение золота (ранний протерозой); III – месторождения урановорудных альбититов (ранний протерозой). A – линия метеорных вод. Б – океанические воды. В – метаморфические воды. Г – магматические воды (из работы Х. П. Тейлора [19]).*

Как показала теоретическая разработка Л.К. Гуцало [7], попытки отразить изменения изотопного состава воды гидротермальной системы в координатах  $\delta D - \delta^{18}O$  одной усредняющей прямой не корректны. Действительно, диаграмма  $\delta D - \delta^{18}O$   $H_2O$  (рис. 1) демонстрирует два преобладающих тренда, одинаково характерных для архейских и раннепротерозойских объектов.

Во-первых, это тренд, который показывает связь вод флюидных включений с метеорными [19]. Отклонение точек от линии метеорных вод с пропорциональным утяжелением вод по дейтерию и кислороду объясняется их взаимодействием и изотопным обменом с породами эдукта. Более или менее отчетливо такие тренды прослежены для первичных архейских руд (1-4), а также для минералов Восточно-Юрьевского (5) и Ватутинского (8) месторождений.

Во-вторых, это более отчетливо проявленная тенденция существенного облегчения воды по дейтерию при, как правило, незначительном изменении изотопных соотношений кислорода при сравнении первичных и регенерированных руд (или исходных и новообразованных минералов). Такая тенденция характерна для всех изученных месторождений и подтверждается отсутствием корреляционной зависимости  $\delta D - \delta^{18}O$  во всех выборках, за исключением Au-Fe руд Балки Широкой (3), где эта зависимость следует из расположения точек на рисунке и приведенного выше описания. Устойчиво отрицательные значения  $\gamma H_2O - \delta D$  можно трактовать двояко. С одной стороны, факт утяжеления воды по дейтерию с уменьшением ее количества подтверждает идею «высушивания» минералов (кварца) в условиях метаморфизма. С другой стороны, высокие и значимоотрицательные величины  $\gamma H_2O - \delta D$  для кварцев регрессивных рудных систем Au-полиметаллических руд Балки Широкой (4) и U руд Новокопальского месторождения (6) скорее свидетельствуют в пользу увеличения метеорной составляющей рудообразующих флюидов. Значимоотрицательная корреляция установлена также для  $H_2O - \delta^{18}O$  кварцев Au-Fe руд Балки Широкой (3), тогда как для кварцев Восточной Юрьевки (5) и полевых шпатов альбититовых месторождений (7, 8)  $\gamma H_2O - \delta^{18}O$  значимоположительны.



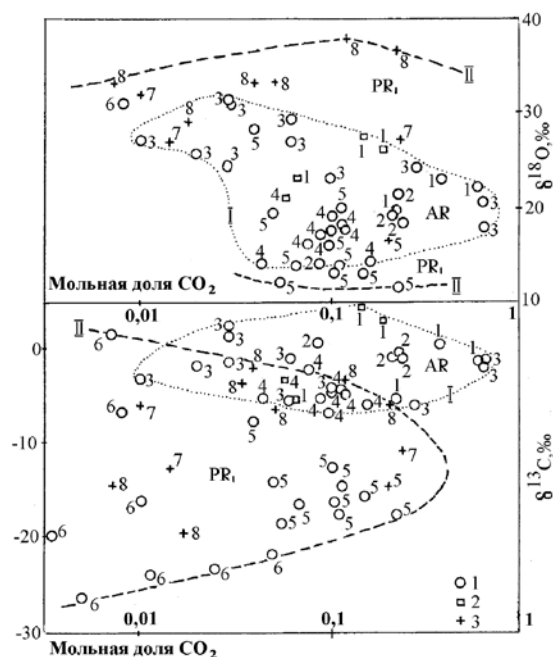
**Рис. 2.** Диаграмма зависимости величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CO}_2$  флюидных включений в минералах докембрийских месторождений золота и урана Украинского щита. Обозначения минералов указаны на рис. 1. Цифрами обозначены объекты в соответствии с табл. 1. Сплошная линия разграничивает поля архейских и раннепротерозойских месторождений.

**Таблица 2.** Коэффициенты парной корреляции между содержанием  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и изотопным составом входящих в них элементов.

Объект	n	$\text{H}_2\text{O}$ (r)			$\text{CO}_2$ (r)		
		$\text{H}_2\text{O}-\delta\text{D}$	$\text{H}_2\text{O}-\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$	$\text{CO}_2-\delta^{13}\text{C}$	$\text{CO}_2-\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$
3	11	-0,18	<b>-0,68</b>	<b>+0,60</b>	-0,06 (-0,10)	<b>-0,75 (-0,76)</b>	+0,41
4	9	<b>-0,71</b>	-0,19	+0,07	+0,24 (-0,38)	-0,32 (-0,22)	<b>+0,56</b>
1-4 (AR)	30	<b>-0,50</b>	+0,04	-0,17	-0,01 (+0,48)	-0,24 (-0,19)	<b>+0,44</b>
5	11	-0,11	<b>+0,56</b>	+0,04	-0,22 (-0,35)	-0,29 (-0,44)	<b>+0,93</b>
6	11	<b>-0,56</b>	-	-	-0,19 (-0,26)	-	-
7-8	9	-0,24	<b>+0,57</b>	-0,09	+0,10 (+0,23)	+0,19 (+0,07)	<b>+0,61</b>
5-8 (PR <sub>1</sub> )	22	-0,18	<b>+0,62</b>	-0,12	-0,23 (-0,14)	-0,35 (-0,32)	<b>+0,75</b>

В скобках приведены значения коэффициентов корреляции между мольной долей  $\text{CO}_2$  и величинами  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Жирным шрифтом выделены значения  $r$  выше критических при  $q = 0,10$ . Номер объекта соответствует таб. 1.

Важнейшей особенностью диаграммы  $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$   $\text{CO}_2$  (рис. 2) явился факт обособленности полей архейских и раннепротерозойских месторождений. Ориентировка линии, разграничивающей поля AR и PR<sub>1</sub>, подчеркивается значимоположительными величинами  $r$  между изотопными параметрами диоксида углерода практически во всех выборках, независимо от возраста месторождений. Что касается коэффициентов корреляции в парах содержание (или мольная доля)  $\text{CO}_2 - \delta^{13}\text{C}$  (и  $\delta^{18}\text{O}$ ), то они, как правило, незначимые и меняют знак. Исключение составляют кварцы Au-Fe руд Балки Широкой (3) с высокой значимоотрицательной корреляцией  $\text{CO}_2-\delta^{18}\text{O}$ .



**Рис. 3.** Диаграмма зависимости величин мольной доли и  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$   $\text{CO}_2$  флюидных включений в минералах докембрийских месторождений золота и урана Украинского щита. Обозначения минералов и оцифровка точек показаны на рис. 1. Линии I и II ограничивают поля архейских и раннепротерозойских месторождений соответственно.

Диаграмма  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  – мольная доля  $\text{CO}_2$  (рис. 3), в общем, подтверждает и в чем-то уточняет выявленные тенденции. В отличие от рис. 2, на этой диаграмме (в части  $\delta^{13}\text{C}$ – мольная доля  $\text{CO}_2$ ) поля архейских и протерозойских месторождений не вполне обособлены, причем из архейских объектов в поле протерозоя попадают образцы, представленные в основном рекристаллизованными (постметаморфическими) кварцами Au-полиметаллических руд и Au-Fe руд в березито-лиственитах Балки Широкой (3, 4), а также рекристаллизованный пирит колчеданных руд Сергеевки (1). В части  $\delta^{18}\text{O}$ –мольная доля  $\text{CO}_2$  фигуративные точки, соответствующие минералам архейских руд, расположены более компактно в области значений  $\delta^{18}\text{O} +14,1...31,4$  ‰; тогда как минералы протерозойских руд охватывают более широкий диапазон: от  $+11,7...28,2$  ‰ для кварцев золоторудной Юрьевки (5) до  $+27,0...36,6$  ‰ для полевых шпатов урановорудных альбититов (7, 8). Т.е. по кислороду  $\text{CO}_2$  разобщенными оказались протерозойские месторождения. Уровень корреляции мольной доли  $\text{CO}_2$  с изотопными параметрами принципиальных отличий от связей содержания  $\text{CO}_2$  и  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  (табл. 2) не показал.

Рассматривая эволюцию рудообразующих флюидов, прежде всего, следует подчеркнуть существенные различия архейского и раннепротерозойского эдукта. Архейский эдукт зеленокаменных структур представляет собой чередование исходно осадочных пород (терригенных и хемогенных, в т.ч. карбонатных) с примесью туфового материала и вулканитов (базальтов и дацитов). Иначе говоря, холодных морских осадков с поровой (реликтовой) морской водой и остывших (горячих) лав, сольфатарно измененных с флюидными включениями и метеорной водой. Региональный метаморфизм низких фаций, от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой, проявлен неравномерно. В пределах Суры, в частности, интенсивность метаморфизма ослабевает от границ структуры к центральной части, где, согласно В. С. Монахову [29], отмечены находки реликтов первичных оливина и пироксена в метабазальтах и вулканического стекла в метадацитах.

Раннепротерозойский эдукт везде представлен графитсодержащими гнейсами чечелеевского литолого-стратиграфического уровня [25]. Исходно это, в основном, карбонатно-глинистый флиш миогеосинклинальной формации с примесью терригенного материала, но без участия магматических продуктов [9], сформированный после резкого глобального и регионального изменения условий седиментогенеза [10, 25].

В глобальном масштабе произошло увеличение в атмосфере содержания кислорода и соответственно количества органики; в региональном плане осадконакопление протекало в восстановительной обстановке полуизолированных и изолированных бассейнов лагунного типа с обилием органики в илах. Метаморфизм повсеместно достигал амфиболитовой фации с последующим проявлением ультраметаморфизма (гранитизации).

В архейских месторождениях золота водонасыщенность минералов (кварц, пирит) увеличивается от наиболее древних колчеданных руд Сергеевки (1, см. табл. 1) к полиметаллическим рудам Балки Широкой (4). При этом, содержание воды тем ниже (<100 мг/кг), чем отчетливей проявилось воздействие на минералы регионального метаморфизма, и, наоборот, оно заметно повышается (до 300-620 мг/кг) в участках постметаморфической рекристаллизации. Влияет на количество воды включений и природа эдукта: проявления на параоснове (в метаосадочных породах) всегда обеднены водными включениями по сравнению с проявлениями на ортооснове (в метавулканитах). Показательно в этом отношении сравнение кварца-1 в апобазитовых пропилитах с повышенной концентрацией воды и кварца-2 в рудных метасоматитах по парасланцам с пониженной водоносностью на Сергеевском месторождении (2). Снижению содержания воды в жильном кварце способствует также обилие в околожильных породах (метасоматитах) новообразованных ОН-содержащих минералов. В частности, это касается золотокварцевых проявлений в лиственито-березитах Балки Золотой и Балки Широкой (2-4), даже и регенерированных в постметаморфическое время.

Метаморфизм относительно низких фаций, возможно, по-разному влиял на пара- и орто-составляющие. Более «сухими» (обезвоженными) оказались тонкополосчатые метаосадки (железистые кварциты, доломиты, сланцы). Они же содержат воду, которая утяжелена по дейтерию и облегчена по кислороду (за счет реликтов древней морской воды). Эти (архейские) воды по дейтерию соответствуют седиментационным водам молодого флиша северного Причерноморья (-38...-27 ‰ [16]), а также поровым водам донных океанических осадков (-56...-9 ‰, Friedman, 1965 [4]). Но еще более высокие значения  $\delta D$  (-12...+35 ‰), согласно И. Фридману, получены в сухом остатке при нагреве проб до 1400°C В нашем случае метаморфизм "нагревал" донные осадки (до 500-600°C) в естественных условиях.

Вулканиды, испытавшие сольфатарно-фумарольное воздействие, участками превращены в пропилиты – вторичные кварциты с жильной и (местами) рудной минерализацией. Водонасыщенность их много выше, вода включений обеднена дейтерием и обогащена тяжелым изотопом кислорода (типично метеорной природы). Разрушение вулканогенных газово-жидких включений метаморфизмом могло освободить воду, которая затем частично связывалась в ОН-содержащие минералы в березито-лиственитах и амфиболовых метасоматитах. Так, золотоносные амфиболовые метасоматиты Сергеевского месторождения концентрируют более 55% переотложенного хлорита во внешних зонах и до 25% новообразованного (крупнокристаллического) актинолита-тремолита, а также 18-23% хлорита и 2-3% серицита и талька во внутренних (собственно рудных) зонах. В условиях функционирования в рудных системах метеорных вод гидроксильные группы названных минералов, по-видимому, имеют аномально низкие значения  $\delta D$ . Согласно опубликованным данным [1, 3, 12, 18], в гидроксил-содержащих минералах гидротермальных рудных систем, в том числе Украинского щита, эти значения могут опускаться до -100...-200 ‰ и ниже. Следовательно, фракционирование изотопов водорода в системе (ОН)-содержащие минералы – H<sub>2</sub>O рудообразующих флюидов неизбежно влечет утяжеление последней по дейтерию, разумеется, пропорционально изотопному составу водорода исходной воды.

Активизация тектонических зон провоцировала движение флюида в сторону падения давления, происходило перераспределение вещества, перекристаллизация кварца. В условиях «незавершенного» метаморфизма вода (и углекислый газ), сброшенные в активизированные зоны, частично «уходили» в атмосферу. Этот процесс мог сопровождаться фракционированием изотопов водорода с обогащением флюидных включений протием (околорудная зона в метабазитах) либо дейтерием (непосредственно рудная зона в

метаосадках), а также кислорода (облегчение – утяжеление). Постметаморфической рекристаллизации жильных и рудных образований предшествовали тектонические подвижки и «наполнение» флюидом (с метеорной водой) в разной степени «подсушенной» минералообразующей системы.

В раннепротерозойских месторождениях золота и урана насыщенность водой минералов (кварц, полевые шпаты) может быть различна, но устойчиво высокой концентрацией воды характеризуются минералы зон постгранитизационной микроклинизации. Это кварц и микроклин Восточно-Юрьевского месторождения золота (5, 330-420 мг/кг), кварц в новоукраинских гранитах Новоконстантиновского месторождения урана (6, 325-719 мг/кг) и, особенно, сосуществующие реликтовый ортоклаз и новообразованный микроклин Кировоградской зоны (8, 330-800 мг/кг). Повышенное количество воды (до 400 мг/кг) фиксируется также в реликтовом кварце и метасоматическом альбите урановорудных альбититов (6, 7).

Повышенная водонасыщенность микроклинитов, а также установленные факты присутствия реликтового ортоклаза (по мнению В. С. Мельникова твид-ортоклаза) и новообразованного микроклина (причем, в одном кристалле) могут служить признаками инверсии моноклинного санидина в триклинный микроклин, протекающей при температуре 450-500 °С [13], что соответствует приведенным выше значениям. Эта инверсия, независимо от масштаба (а в исследуемом районе масштаб ее весьма существенный), всегда обнаруживает связь с присутствием в породе водосодержащего флюида, т.е. рассматривается как индикатор активности такого флюида. Именно микроклинизация в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (в зонах регрессивного процесса) дает импульс активизации водосодержащих флюидов, с которыми связано формирование урановорудных альбититов и золотокварцевых концентраций.

Судя по изотопному составу водорода и кислорода, вода флюида на всех изученных объектах не является гомогенной, т.е. прошла сложную историю, испытала влияние различных процессов. Равновесие ее с минералами устанавливалось на короткие периоды, соответствующие времени формирования минеральных парагенетических ассоциаций (в понимании Н. В. Петровской). При этом более чувствительными (информативными в реагировании на различные геологические процессы) являются изотопные соотношения дейтерия и протия. Наложенный региональный метаморфизм сопровождался смещением этого соотношения в пользу дейтерия, постметаморфическая рекристаллизация минералов способствовала увеличению доли протия.

Весьма показательным в этом отношении исследование урановорудных альбититов Украинского щита (тип 6-8) [12]: сравнение значений  $\delta D$  (ОН)-содержащих биотита и хлорита исходных гранитов и слабоизмененных их разновидностей (-51 и -59 ‰) и рибекита и феррибиотита собственно альбититов и связанных с ними руд (-128 и -106 ‰ соответственно) демонстрирует весьма существенное обеднение дейтерием последних, что справедливо связывается авторами с изменением характера вод в системе. Эти результаты вполне согласуются с данными по изотопному составу водорода флюидных включений в рудовмещающих гранитах и урановых рудах Новоконстантиновского месторождения и с выводом о притоке в систему метеорных вод [5].

Относительно узкий диапазон значений  $\delta^{18}O$   $H_2O$ , по-видимому, отражает близкие температурные условия формирования руд на регрессивном этапе минералоотложения. Для архейских месторождений наиболее высокие зафиксированные температуры (570-500 °С) соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Регрессивные условия минералообразования определяются температурами от 450-350 до 140-110 °С. Для месторождений раннепротерозойского возраста высокие температуры (550-400 °С) относятся к постгранитизационным кварц-микроклиновым метасоматитам и микроклинитам и соответствуют указанной выше температуре инверсии моноклинного калиевого полевого шпата в триклинный микроклин в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Последующий процесс рудообразования укладывается в интервал температур от 450-300 до 180-100 °С. Природа воды везде метеорная. Исключение составляет

вода, связанная с реликтовым ортоклазом, которая по соотношению  $\delta D - \delta^{18}O$  (рис. 1) является магматогенной (температура гомогенизации включений 680-630 °C).

Насыщенность флюидов углекислым газом, так или иначе, связана с карбонатообразованием, а также с накоплением и последующим преобразованием органического вещества. В архейских месторождениях насыщенность  $CO_2$  существенно выше, как по содержанию (табл. 1), так и по мольной доле (0,01-0,64), достигая максимальных значений в жильных кварцах золотоносных лиственито-березитов в карбонат-содержащих парасланцах (3). Интересно отметить, что количество органического углерода в этих образцах достигает только 0,02-0,03 % при содержании валового (в основном, карбонатного) углерода 1,6-4,9 % ( $\delta^{13}C_{вал} -4,1...-0,2 ‰$ ).

В нижнепротерозойских месторождениях концентрация  $CO_2$ , как и мольная его доля (0,003-0,254) ниже, что связано с широким проявлением ультраметаморфизма. Минимум зафиксирован в кварцах Новокоптяковского месторождения, локализованного в новоукраинских гранитах. При этом доля органической составляющей значительно выше. Для сравнения: в эдукте золоторудной Юрьевки (5) содержание валового углерода составляет 0-0,9 % ( $\delta^{13}C_{вал} -20,9...-12,0 ‰$ ), а содержание графита 0,13-2,39 % ( $\delta^{13}C_{вал} -25,9...-20,9 ‰$ ). Близкие соотношения установлены и для месторождений ураноносных альбититов (7, 8) с той разницей, что в окислительных условиях щелочного процесса (в урановорудных зонах) графит окисляется, давая импульс довольно интенсивному синальбититовому карбонатообразованию [2, 27].

Изначальной причиной изотопного (по углероду) разобщения месторождений архея и раннего протерозоя (рис. 2, 3) является рассмотренное выше изменение условий седиментогенеза с обогащением в раннем протерозое осадков органикой, трансформированной впоследствии в результате регионального метаморфизма в графит [25]. Затем в результате активной деятельности водосодержащих флюидных систем графит в той или иной степени окислялся, что способствовало освобождению металлической нагрузки в составе эдукта и могло изменять условия самой системы.

Изотопный состав кислорода  $CO_2$  является не только функцией карбонатообразования в диапазоне температур: 260-130 °C для объектов архея и 290-130 °C для раннепротерозойских руд, но и зависит от  $\delta^{18}O$  воды и мольной доли  $CO_2$ . В соответствии с методикой выделения водно-углекислотного флюида включений  $\delta^{18}O CO_2$  утяжелен на  $+26,0 \pm 1 ‰$  относительно  $\delta^{18}O H_2O$ . Иначе говоря, в образцах с такими значениями  $\Delta \delta^{18}O CO_2-H_2O$ , или близкими к ним, преобладают включения одной генерации. Отклонения  $\Delta$  от указанных значений, вероятно, свидетельствует о гетерогенности флюидных систем, в частности, о наличии в них углекислотных включений.

Равновесные водно-солевые с  $CO_2$  флюидные включения метаморфогенной природы характерны для кварцев (и пирита) наиболее древних Au-колчеданных (1) и большей части Au-Fe (3) руд архея, значения  $\Delta$  их составляет 26,7-28,8 и 25,8-29,9 ‰ соответственно. Отклонения  $\Delta$  в сторону легкого изотопа  $^{16}O$  обычны для архейских месторождений. Они в равной степени (15,8-22,2 ‰) присущи кварцам Au-Bi-Te (2), кварцам (и пириту) Au-Ag-Pb-Zn (4) и кварцу-4 Au-Fe (3) руд в зонах различных околорудных метасоматитов (пропилитов, амфиболовых метасоматитов, березитов и лиственитов). Повышенные значения  $\Delta$  (31,7-34,3 ‰) установлены лишь для трех образцов кварца-1 и -2 Au-Fe руд (3) в слабо измененных метабазах.

В отличие от колчеданных руд, во всех остальных золоторудных проявлениях архея система флюидных включений значительно более сложна. Исследованиями Е. Е. Лазаренко [21] здесь, наряду с типично метаморфогенными включениями (по периферии зон), установлены различные генерации двух- и трех-фазных газово-жидких включений, а также включений углеводородных и углекислотных. Например, в зоне Au-полиметаллических руд (4) обнаружены включения с жидким  $CO_2$ , плотность которых (как и количество) увеличивается от внешних частей зоны к внутренним.

В раннепротерозойских месторождениях этот показатель меняется. Для Восточно-Юрьевского месторождения Au-кварцевой формации (5) исходные кварцы (и микроклин), а также большинство образцов кварца золоторудных зон (но с низким



содержанием золота) характеризуются пониженными значениями  $\Delta$  (15,3-22,2 ‰), аналогичными минералам Au-Ag-Pb-Zn руд (4). Исключение составляют два образца: рудного кварца-4 (27,2 ‰) и кварца-3 с максимально проявленными признаками золотоносности (31,8 ‰), для которых величина  $\Delta$  равновесна либо несколько повышена.

Минералам урановых месторождений альбититовой формации (полевые шпаты, кварц) (6-8), наоборот, присущи повышенные значения  $\Delta$  (31,4-49,5 ‰), пониженное (17,7 ‰) установлено только в образце реликтового ортоклаза Севериновки (7). Максимально высокие значения  $\Delta$  (33,9-49,5 ‰) зафиксированы в микроклинах и кварцах постгранитизационных кремне-калиевых метасоматитов всех трех объектов (особенно 6 и 8), тогда как для альбитов  $\Delta$  не превышает 34,8 ‰, а для рудных альбитов Севериновского (7) и Ватутинского (8) месторождений опускается до равновесного или близкого к равновесному значениям: 27,2 и 31,4 ‰ соответственно.

Флюидные включения в минералах раннепротерозойских объектов также принадлежат к различным генерациям и отличаются сложностью состава и наполнения. В этих системах, наряду с несколькими генерациями водно-солевых газово-жидких включений, установлены ранние и поздние углекислотные (газовые и жидкие) и углеводородные разновидности. Важны данные Е. Е. Лазаренко об особенном увеличении количества и разнообразия флюидных включений в раннем кварце микроклинизированных гранитов Новокоптяковского месторождения (6), т.е. на стадии микроклинизации. Особенно это заметно на значительных глубинах (до 2600 м), где кварц настолько насыщен включениями разных генераций, пространственно совмещенных, что создается впечатление «растворения» минерала. В зонах рудообразования (как в урановорудных альбититах, так и в участках золоторудных кварцевых проявлений), по-видимому, имела место относительная гомогенизация флюидов.

**Выводы. 1.** Флюидонасыщенность и изотопные соотношения элементов воды и двуокиси углерода флюида в минералах золоторудных месторождений архея определяются ходом минералогенеза в течение трех этапов: осадконакопления и бимодального, существенно базито-дацитового, вулканизма, сопровождающегося сольфатарно-фумарольным изменением пород, включая рудообразование; регионального метаморфизма низких фаций и постметаморфической регенерации материала в эпиптермальных (регрессивных) условиях.

На этапе вулканогенно-осадочного минералогенеза осадочные породы (и руды в них) испытывают существенное влияние поровых (морских) вод и карбонатной составляющей; вулканыты, часто измененные до пропилитов 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.

2. Вещественная основа золотого и уранового рудообразования, закладываемая в раннем протерозое, связана с изменением на региональном и локальном уровнях условий седиментогенеза, а именно с увеличением в составе атмосферы кислорода и, соответственно, в гидросфере — органики. Органика вместе с сорбированными металлами впоследствии вошла в состав графит-сульфидных гнейсов и способствовала обогащению флюидов рудных систем легким изотопом углерода.

Импульс активизации водосодержащих флюидов, с которыми связано формирование урановоальбититовых и золотокварцевых концентраций, по-видимому, связан с постгранитизационной микроклинизацией регионального характера, отражающей инверсию моноклинного ортоклаза (сухая система гранулитовой фации) в триклинный микроклин (водосодержащая система амфиболитовой фации). Последнее находит подтверждение в наличии в зоне альбитизации реликтов ортоклаза с магматогенной водой и в устойчивой

связи микроклинизации, золоторудного окварцевания и урановорудной альбитизации с метеорной составляющей флюида. В урановорудном процессе роль метеорной воды даже резко возрастает, что, в частности, подтверждается аномально низкими значениями  $\delta D$  OH-содержащих минералов в рудных альбититах.

3. При высокой информативности изотопного состава водорода воды всех изученных раннедокембрийских объектов также следует отметить относительно узкий диапазон значений  $\delta^{18}O$  H<sub>2</sub>O, что, возможно, отражает близкие температурные условия формирования архейских и раннепротерозойских руд на регрессивных этапах минералоотложения. Для архейских месторождений наиболее высокие температуры (570-500 °С) соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Регрессивные условия минералообразования определяются температурами от 450-350 до 140-110 °С. Для месторождений раннепротерозойского возраста высокие температуры (550-400 °С) относятся к постранинизационным кварц-микроклиновым метасоматитам и соответствуют температуре инверсии ортоклаза в микроклин. Последующий процесс рудообразования укладывается в интервал температур от 450-300 до 180-100 °С.

4. Разделение на диаграммах  $\delta^{13}C$  -  $\delta^{18}O$  CO<sub>2</sub> и мольная доля CO<sub>2</sub> -  $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$  месторождений архея и раннего протерозоя подтверждает на уровне изотопного исследования флюидных включений известную идею изменения состава атмосферы на границе этих возрастных градаций. Вместе с тем, представляется важным подчеркнуть последовательный (и циклический) характер изменения разницы в изотопном составе кислорода в системе диоксид углерода - вода ( $\Delta \delta^{18}O$  CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O), в частности, близость этих значений для кварцев месторождений золота переходного возраста: золото-полиметаллических руд архея и золото-кварцевых руд раннего протерозоя. Можно предположить возможность объединения по углероду всех изученных объектов с изотопным возрастом от 3042 до 1750 млн лет в единый (планетарный) цикл.

5. В силу существенного влияния на изотопный состав водорода и кислорода воды флюидных включений в минералах месторождений различных (часто неодинаковых) геологических процессов, а также сложности учета результирующей этого влияния, представляется затруднительным определение по этим данным усредненного изотопного состава компонентов воды мирового океана. Следовательно, выводы о степени изменения (или неизменности) последней едва ли могут быть признаны корректными.

1. Баранов Э.Н., Девирц А.Л., Карпухина В.С. и др. Изотопы водорода и кислорода в серицитах и хлоритах Учалинского медноколчеданного месторождения (Ю.Урал). Двенадцатый Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1989. С. 159.
2. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. Наукова думка. Киев. — 1995. — 396 с.
3. Берзина А.П., Курода И., Сотников В.И. Эволюция изотопного состава водорода в рудно-магматических системах медно-молибденовых месторождений. Двенадцатый Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1989. С. 260-262.
4. Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Ленинград: Недра, 1982. — 216 с.
5. Ветштейн В.Е., Щербак Д.Н. Особенности распределения изотопов водорода газовой-жидких включений в натриевых метасоматитах // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1981. - № 1. — С. 3-6.
6. Гнатенко О.В. Температурные условия образования альбититов на одном из месторождений урана в докембрии // Геологич. журн., 1976. — 36. — Вып. 4. — С. 134-139.
7. Гуцало Л.К. Закономерности формирования изотопного состава вод гидротермальных систем. VIII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1980. С. 202-204.
8. Демихов Ю.Н., Коростышевский И.З., Березовский Ф.И. Достоверность определения изотопного состава водорода, углерода и кислорода в H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> из газовой-жидких включений в минералах метаморфогенных месторождений. IX Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1982. II. С. 492-494.
9. Кобзарь В. Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1981. — 104 с.
10. Коржнев М. Н., Фомин Ю. А. Эволюция условий накопления пород криворожской серии по геохимическим и изотопным данным // Геол. журн. - 1992.- №3.-С.93-99.
11. Коржнев М.Н., Монахов В.С., Фомин Ю.А., Щербак Д.Н. Геолого-структурные условия и этапы золотонакопления в Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области // Докл. АН Украины. - 1994.- №10.- С. 87-91.
12. Макарова Т.И., Устинов В.И., Девирц А.Л., Лагутина Е.П. Изотопное исследование зональных щелочных метасоматитов. X Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1984. С. 231.

13. Мельников В.С. Генетическое значение инверсионного перехода санидин/микроклин. 1. Флюидный фактор в трансформации двойниковой структуры щелочных полевых шпатов // Минерал. журн., 2009.- 31. - № 4.- С. 16-29.
14. Минеев С.Д., Девириц А.Л., Лагутина Е.П., Оксенойд К.Г. Оценка причин невоспроизводимости величин  $\delta D$  при анализе зерен амфибола. Двенадцатый Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1989. С. 377-378.
15. Монахов В.С., Сеницын В.А., Фомин Ю.А., Коржнев М.Н., Парфенова А.Я. Золотоносные кварц-карбонат-амфиболовые метасоматиты зеленокаменных структур докембрия Среднего Приднепровья // Геол. журн.-1994. - №3.-С.65-76.
16. Поляков В.А., Селецкий Ю.В. Геологические условия формирования флишевых отложений Южного склона северо-западного Кавказа по данным об изотопном составе подземных вод. XI Всесоюзный симпозиум по геохимии изотопов. Москва. 1986. С. 283-284.
17. Попівняк І.В., Ніколенко А.Є., Пізнюр А.В. та ін. Фізико-хімічні умови та послідовність формування руд Східно-Юрїївського родовища //Мінерал. зб., Львів. - 1995 - № 18. - Вип. 1. - С84-98.
18. Сушевская Т.М., Девириц А.Л., Лагутина Е.П., Ерохин А.М. Особенности формирования касситерит-вольфрамитового оруденения по D мусковитов из жил и грейзенов. Двенадцатый Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва. 1989. С. 194.
19. Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблеме гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. – В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. Москва. Мир, 1977, с.213-298.
20. Фомин Ю.А. Восточно-Юрьевское месторождение золота // Минерал. журн. - 1999. - 21.- №4. - С. 32-44.
21. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Генетические типы золотого оруденения архейских зеленокаменных структур Украинского щита // Минер. журн. - 2003. – 25. - №1. - С.95-103.
22. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Дискретность процесса золотонакопления на Восточно-Юрьевском месторождении (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2006. - №3. – С. 126-131.
23. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Изотопный состав кислорода воды рудообразующего флюида в зоне амфиболовых метасоматитов Сергеевского месторождения золота (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2007. - №2 – С. 131-137.
24. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е., Блажко В.И. Два типа рудной минерализации золото-полиметаллического рудопроявления Балки Широкой (Среднее Приднепровье) // Доп. НАН України. – 2007. - № 10 – С. 118-123.
25. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н. Изотопный состав углерода и серы раннепротерозойских пород центральной части Украинского щита // Доп. НАН України. – 2008. - № 7. – С. 123-129.
26. Фомин Ю.А., Демихов Ю.Н., Лазаренко Е.Е. Особенности рудообразующего флюида Новокозантиновского месторождения урана (Украинский щит) // Доп. НАН України. – 2009. - № 4. – С. 130-136.
27. Фомин Ю. А., Демихов Ю. Н., Лазаренко Е. Е. Модель эволюции рудообразующей флюидной системы Севериновского месторождения урана (Украинский щит) / Геохімія та екологія. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища.- Київ, 2003.-Вип. 8.-С.169-178.
28. Фомин Ю.А., Лазаренко Е.Е. Температурные условия формирования ураноносных альбититов Украинского щита // Доп. НАН України. – 2009. - № 8. – С. 120-126.
29. Monakhov V.S., Sukach V.V., Kostenko O.V., Malykh M.M. Gold-bearing factors of the Middle Dnieper granite-greenstone Area of Ukrainian Shield (for Sursk greenstone structure) // Минер. журн.- 1999.-т.21.- №4.-С.20-31.
30. Friedman, I. and O'Neil, J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. 1977. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK.

### **Фомин Ю.О. ИЗОТОПНИЙ СКЛАД КОМПОНЕНТІВ ФЛЮЇДНИХ ВКЛЮЧЕНЬ В РОДОВИЩАХ ЗОЛОТА ТА УРАНУ ДОКЕМБРІЮ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.**

*Проведено дослідження ізотопного складу водню, кисню, вуглецю H<sub>2</sub>O та CO<sub>2</sub> газорідких включень в мінералах родовищ Au і U Українського щита з віковим інтервалом 3042-1750 млн років у діапазоні температур від 570-550 до 110-100°C. Аналіз еволюції флюїдних систем у докембрії дозволив припустити належність об'єктів до єдиного планетарного циклу.*

### **Fomin Yu. ISOTOPIC COMPOSITION OF FLUID INCLUSION COMPONENTS IN THE PRECAMBRIAN GOLD AND URANIUM DEPOSITS OF UKRAINIAN SHIELD.**

*The investigation of hydrogen, oxygen, carbon isotopic composition of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in gas-liquid inclusions of the minerals in Au and U deposits with age interval 3042-1750 Ma at temperature diapason from 570-550 to 110-100 °C was considered. The Precambrian fluid system analyses have permitted to propose of the objects belonging to the single planet cycle.*