

## ГЕНЕЗИС И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗОЛОТОГО И УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

*Р.Я. Белевцев<sup>1</sup>, А.Р. Белевцев<sup>2</sup>, С.Д. Спивак<sup>1</sup>, В.С. Дудко<sup>1</sup>, Б.Ф. Мельниченко<sup>1</sup>, С.Н. Бондаренко<sup>3</sup>, В.И. Николаенко<sup>1</sup>, Е.Е. Лазаренко<sup>1</sup>, В.И. Блажко<sup>1</sup>*

*1. ГУ "Институт геохимии окружающей среды НАН Украины"*

*03680, просп. Палладина, 34-а, Киев, Украина*

*2. Государственная гемологическая служба Украины, Киев*

*3. Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеново НАН Украины  
03680, просп. Палладина, 34, Киев, Украина*

На основании петролого-геохимических данных обосновывается генезис золотого и уранового оруденения в докембрии Украинского щита и намечено его прогнозирование. Богатое золото-кварцевое архейское гидротермально-окисленное оруденение залегает в кварцитах и кварцевых конгломератах, наиболее известно оно в системе Витватерсранд в Южной Африке, но вполне вероятно и в Украинском щите. Хотя для последнего более характерно постмагматическое гидротермальное золото-сульфидное оруденение, при образовании которого рудоотложение (вместе с мышьяком, висмутом и сурьмой) происходит из восстановленных субщелочных растворов в березитах, скарноидах и кварцевых жилах верхнеархейского и раннепротерозойского возраста (Сура, Клинцы, Майское), которые были переработаны региональным метаморфизмом. Золотое оруденение контролируется субмеридиональными разломно-трещинными структурами в плагиогранито-гнейсах, мафитах и железистых породах. Рудообразование урана имеет инфильтрационную природу и преимущественно связано с ниспадающими потоками кислых и окисленных океанических вод по разломно-трещинным зонам в позднем протерозое. При инфильтрации обогащенных ураном кислых вод вначале выщелачивались из вмещающих гранитоидов катионы, в первую очередь натрия (с образованием остаточных кварцитов), а глубже (на фронте нейтрализации и восстановленности) отлагались метасоматические уран-альбититовые руды. Урановое оруденение не подвергалось метаморфизму, а контролировалось субширотной зоной Кривой Рог – Кировоград, которая, вероятно, связана с раздвигом дна протерозойского кислого океана. Значительные перспективы поисков месторождений золота и урана имеются на планете Марс, по подобной к земной генетической модели, реализовавшейся в раннем докембрии.

**Введение.** Месторождения золота и урана в докембрии Украинского щита (УЩ) – одно из богатств Украины, еще недостаточно изученное и оцененное. И если уран весьма востребован для ядерного оружия и энергетики и урановые месторождения Украины интенсивно исследуются еще с 1940 годов, то украинские месторождения золота начали активно изучаться лишь в независимой Украине, поскольку в СССР они не выдерживали конкуренции с сибирскими. За последние двадцать лет на УЩ открыты и исследованы несколько средних месторождений золота (Сурское, Клинцовское, Майское и др.), которые однако прошли лишь предварительное геолого-разведочное изучение [18], а в настоящее время Государственная геологическая служба в Украине практически не работает. В то же время, месторож-

дения золота и урана на УЩ весьма перспективны для практического использования, однако для этого нужно прежде всего выяснить закономерности их генезиса, эволюции и геолого-структурного контроля. Этим проблемам и посвящена настоящая работа.

**Генезис и перспективы золотого оруденения.** Богатое золото-кварцевое архейское гидротермальное оруденение залегает в кварцитах и кварцевых конгломератах, наиболее известно оно в системе Витватерсранд в Южной Африке [9], но вполне вероятно и в УЩ. Хотя для последнего более характерно постмагматическое гидротермальное золото-сульфидное оруденение, при образовании которого рудоотложение (вместе с мышьяком, висмутом и сурьмой) происходит из восстановленных субщелочных растворов в березитах, скарноидах и кварцевых жилах верхнеархейского и раннепротерозойского возраста (Сура, Клинцы, Майское и др.), которые были переработаны в результате зонального регионального метаморфизма [3–5]. Золотое оруденение контроли-

© Р.Я. Белевцев, А.Р. Белевцев, С.Д. Спивак,  
В.С. Дудко, Б.Ф. Мельниченко,  
С.Н. Бондаренко, В.И. Николаенко,  
Е.Е. Лазаренко, В.И. Блажко, 2011

руют субмеридиональные разломно-трещинные структуры в плагиогранито-гнейсах, мафитах и железистых породах. Рассмотрим детальнее геохимические особенности золоторудного оруденения в УЩ на примере Клиновского золоторудного месторождения.

**Клиновское золоторудное месторождение в Кировоградском районе.** В последние годы в пределах Кировоградского блока выявлены многочисленные проявления золота, преимущественно локализованные в кварцевых жилах и метасоматически измененных биотитовых плагиогнейсах амфиболитовой фации в зоне обрамления Новоукраинского гранитного массива (рис. 1). К востоку от него в зоне Кировоградского разлома известны два месторождения (Клиновское и Восточно-Юрьевское), а также рудопроявления – Аджамское, Губовское, Дачное, Калиновское, Коневское и др.

Клиновское месторождение приурочено к субмеридиональной Кировоградской зоне разломов, проходящей через гнейсовое экзоконтактное обрамление Новоукраинского массива (рис. 1). В нем располагаются урановые месторождения и проявления. Золоторудная и урановая рудные зоны иногда даже непосредственно контактируют друг с другом (например, Западно-Юрьевское урановое и Восточно-Юрьевское золоторудное месторождения), но никогда не перекрываются. Это свидетельствует о кардинально разных физико-химических условиях и возрасте процессов образования золотых и урановых месторождений. Урановое оруденение, в отличие от золотого, связано с окисленными флюидами и более молодое [8, 23].

Д.Н. Щербак и др. [23] получили весьма интересные данные U-Pb изотопного изохронного датирования цирконов из биотитовых гнейсов Клиновского месторождения ( $3195 \pm 200$  млн лет), из гранитов Кировоград-Бобринецкого района ( $2065 \pm 20$  млн лет), из новоукраинских гранитов Капустянского карьера ( $2020 \pm 40$  млн лет), аплит-пегматоидного гранита Клиновского участка ( $1975 \pm 5$  млн лет). Урановая металлогенетическая эпоха ими датируется по урановым минералам интервалом возраста  $1770 \pm 50 - 1836 \pm 25$  млн лет.

Золоторудная зона Клиновского месторождения – тектоно-метасоматическая и прослеживается субмеридионально на 3 км по простиранию при ширине 40–120 м и крутом падении [3, 10, 13, 24, 25]. Доминируют субсогласные с гнейсами субмеридиональные и субвертикальные значения падения рудных тел. Тела нередко извилисты, образуют складки, с раздувами, имеют S-образную

форму [3, 24]. В золоторудной зоне и особенно в рудных телах вмещающие породы интенсивно метасоматически изменены и пронизаны тонкими кварцевыми и олигоклаз-кварцевыми прожилками и жилами (от 1–2 до 30 см мощностью), и телами аплит-пегматоидных гранитов (10–50 см, редко до десятков метров мощностью), которые нередко изгибаются и даже сминаются в птигматитовые складки (рис. 2). Метасоматиты представлены биотититами, куммингтонит-биотитовыми породами, диопсид-амфибол-плагиоклаз-кварцевыми скар-

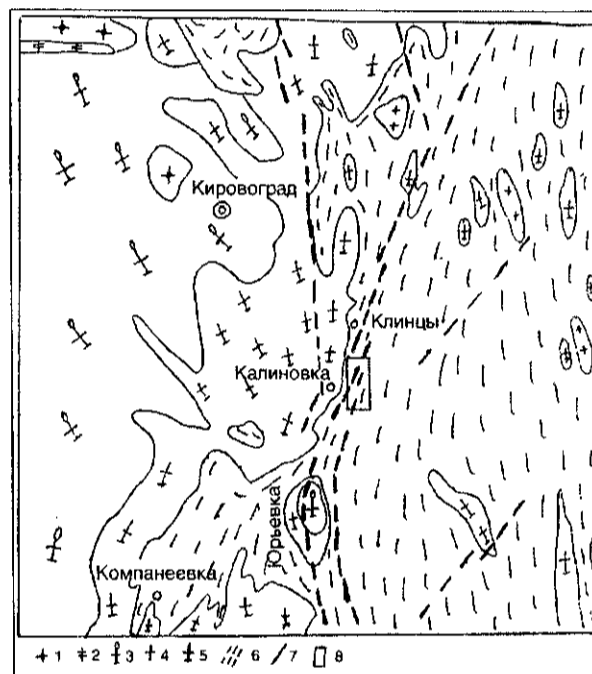


Рис. 1. Геологическая схема района Клиновского золоторудного месторождения: 1 – граниты-рапакиви, 2 – габбро, 3 – Новоукраинские граниты, 4 – аплит-пегматоидные граниты, 5 – Кировоградские граниты, 6 – биотитовые ингульские плагиогнейсы, 7 – зоны крупных разломов, 8 – Клиновское месторождение



Рис. 2. Смятая кварцевая жилка в биотитовом плагиогнейсе. Шурф К-10

Таблица 1. Химический состав пород Клиновского золоторудного месторождения

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	68,32	71,92	70,26	75,92	85,78	91,48
TiO <sub>2</sub>	0,5	0,04	0,4	0,33	0,08	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,48	14,47	13	9,89	2,76	2,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,9	1,4	1,34	0,35	сл	0,78
FeO	4,02	1,58	3,95	3,74	2,3	1,43
MnO	0,14	0,34	0,1	0,12	0,03	0,03
MgO	2,25	0,45	2,55	1,83	0,45	1,07
CaO	2,83	1,88	2,36	4	2,86	2
Na <sub>2</sub> O	3,4	4,9	3,2	2,08	1,39	0,4
K <sub>2</sub> O	2,7	2,7	1,8	0,9	0,24	0,16
S	0,25	сл	0,05	сл	1,16	0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,09	0,12	0,12	0,64	сл
H <sub>2</sub> O	0,1	0,1	0,18	0,18	0,1	0,09
ппп	0,76	0,32	0,77	0,82	2,53	0,47
Сумма	99,77	100,19	100,08	100,28	100,32	100,32
Au, г/т	-	-	-	0,3-1	0,01	1-3

Примечание: 1 – скв. 331а/135м, амф-би гнейс; 2 – скв. 335/318м, пегматоидный гранит с гранатом и апатитом; 3 – скв. 284/179м, гр-би гнейс; 4 – скарноидная оторочка кварцевой жилы на контакте с би гнейсом, камера б; 5 – кварцевая жила с апатитом и сульфидами, камера б; 6 – кварцевая жила с амфиболом на контакте с би гнейсом.

ноидами, турмалин-содержащими и окварцованными породами. Окварцевание – важный признак, сопровождается золотое оруденение и связано с обилием кварцевых жил и прожилков разной генерации. Оруденение содержится как в кварцевых прожилках, так и в их приконтактных зонах. Главный жильный минерал – кварц, второстепенные – олигоклаз, амфибол, биотит, редкие – диопсид, турмалин, карбонат (сидерит), апатит, сфен, хлорит. Рудные минералы – арсенопирит, леллингит, пирротин, пирит, халькопирит, редкие – галенит, сфалерит, самородные висмут и сурьма, молибденит.

Все породы Клиновского месторождения (гнейсы, аплит-пегматоидные граниты, рудоносные и безрудные метасоматиты и кварцевые жилы) залегают субсогласно и создают единый геолого-структурный комплекс, поскольку они были подвержены складчатости и пострудному метаморфизму амфиболитовой фации с единым планом деформаций. Об этом свидетельствует одинаковая ориентировка оптических осей кварца во всех этих породах вдоль вертикальной линейности, которая совпадает с тектонической осью "а" как осью растяжения.

Главный тип руд – золото-кварцевый мало-сульфидный (до 3 % сульфидов). По данным

М.Д. Братуся и др. [10], золото в месторождении концентрируется в основном в двух ассоциациях: с сульфидами (преимущественно арсенопиритом) и кварцем. Температурный интервал кристаллизации жильного кварца достаточно широкий – от 450–430 до 120–90 °С. Отмечается многократность деформаций руд и рудных генераций. Температура по первичным газовой-жидким включениям в кварце оценивается в 540–480 °С, а по вторичным – 310–280, 230, 150 °С. Давление – 1100–1300 бар, местами падает до 750 бар. Пострудные жилки карбонат-кварцевые и пирротин-пиритовые [2, 3, 10, 13, 24, 25].

Среди гнейсов, составляющих основную породную ткань Клиновского месторождения, преобладают биотитовые плагигнейсы амфиболитовой фации, значительно реже встречаются биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, роговой обманкой, силлиманитом, микроклином (табл. 1). Гнейсы залегают вертикально, полосчатость и линейность в них выражены слабо, иногда они образуют ложную слоистость. Кристаллы биотита, амфиболов и оптические оси кварца в гнейсах ориентированы закономерно (рис. 2), подчеркивая гнейсовидность либо полосчатость, образованную субсогласными кварцевыми прожилками.

Граниты Новоукраинского массива представлены западнее Клиновского месторождения кировоградскими порфиробластическими крупнозернистыми биотитовыми и гранат-биотитовыми гранитами. Гранат зональный: содержание пирропового компонента уменьшается от 8,6 % в центре зерна до 7,6 % на краю. Соответственно край граната обогащен Mn. Видимо, гранат в кировоградских гранитах – это метаморфический минерал, образованный в условиях амфиболитовой фации при температуре около 630–650 °С, а краевая каемка граната образовалась на регрессивной стадии метаморфизма, при температуре 530 °С.

Взаимоотношения между рудными минералами – арсенопиритом, пирротинном, самородным золотом, висмутом и сурьмой показано на рис. 3.

Проведена статистическая обработка геохимического материала по Клиновскому золоторудному месторождению [2, 3, 25] и факторный анализ данных. Параметр рудоносность (р) положительно коррелирует с TiO<sub>2</sub>, Co, Ni, Ba и с FeO, Na<sub>2</sub>O, SO<sub>3</sub>, Zr, Cu, Sn, Li, Rb. Отрицательно р коррелирует с CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и п.п.п. Корреляция Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O с р практически нулевая. По данным статистического анализа, наиболее благоприятными для локализации золота являются гнейсы диори-

тового состава (рис. 4). Надо отметить, что на факторной диаграмме рудоносность и  $Al_2O_3$  очень близки друг к другу, что требует объяснения.

Из изложенного материала можно сделать вывод о том, что формирование золоторудных проявлений Кировоградского блока УЩ было длительным процессом (рис. 5). Нижнюю возрастную границу этого процесса можно оценить в 2,4–2,5 млрд лет по амфиболам (вероятно, соответствует времени позднеархейского метаморфизма и метасоматоза) и (или) в 2,06 млрд лет по цирконам из кировоградских гранитов. Продуктивный этап рудообразования датируется с помощью U-Pb изотопного метода по сфенам из скарноидных метасоматических оторочек кварцевых жил, образованных при золоторудном процессе, и составляет 2,0 млрд лет [3]. Верхняя возрастная граница рудообразования составляет 1,97 млрд лет – по U-Pb возрасту цирконов из жильных аплит-пегматоидных гранитов, секущих рудные тела, а также фиксируется по наложенным на золоторудный комплекс пластическим деформациям и раннепротерозойскому региональному метаморфизму амфиболитовой фации, который предшествует урановому оруденению (1,77–1,835 млрд лет) [8, 23]. Наложенный локальный диафторез фиксируется по возрасту биотитов в пределах 1,90–1,70 млрд лет (рис. 5).

**Физико-химические условия формирования золотого оруденения в УЩ.** Геохимически золото входит в первую группу химических элементов и образует в водных растворах одновалентные анионные комплексы с хлором ( $AuCl_4^-$ ), серой ( $AuS^-$ ) и  $Au(HS)^-$ , а также оксиды, гидроксиды и гидроксидные комплексы как трехвалентный катион ( $Au_2O_3$  и  $Au(OH)_3$ ), подобно висмуту, сурьме, теллуру, алюминию [1, 11].

Золото может растворяться в гидротермальных флюидах в виде разнообразных соединений, преимущественно с образованием оксидных, хлоридных и сульфидных (сероводородных) комплексов [1, 11]. Судя по устойчивым парагенезисам самородного золота в рудах УЩ с арсенипиритом, леллингитом, пирротинитом, пиритом, золото вероятнее всего переносилось в гидротермальных растворах в форме сероводородных комплексов (также с участием мышьяка, висмута, теллура, сурьмы), растворимых в восстановительной обстановке.

В тоже время в окислительных условиях, пограничных для устойчивости воды, при максимальных  $Eh$  (более +0,8) также устойчивы соедине-

ния золота с кислородом и хлором, такие как  $Au_2O_3(kp)$  и  $AuCl_4^-(в)$  при высокой кислотности ( $pH = 1-7$ ) и  $H_2AuO_3^-(в)$  при щелочной обстановке [11] (рис. 6). В этом случае парциальное давление кислорода достигает 1 атм и более. Такие условия в земной коре создаются редко, но их наличие подтверждается богатым золотым оруденением в кварцитах и кварцевых конгломератах системы Витватерсранда, для которых характерна золото-кварцевая ассоциация без серы. Золотоносные породы Витватерсранда включают также глиноземистые слюдяные гнейсы и кварцевые порфиры [9]. Возраст пород системы Витватерсранд архейский (2800–3100 млн лет, согласно данным U-Pb и

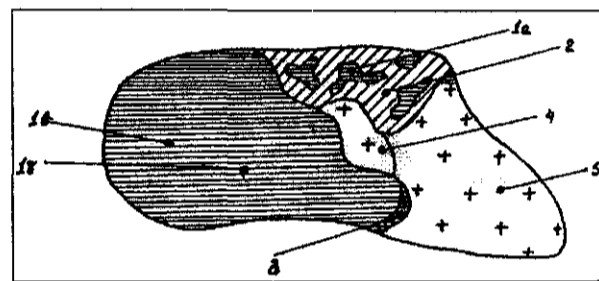


Рис. 3. Формы выделения золота Клиновского месторождения [13]. Висмут со Sb (1, 3); золото (2); арсенипирит (4, 5)

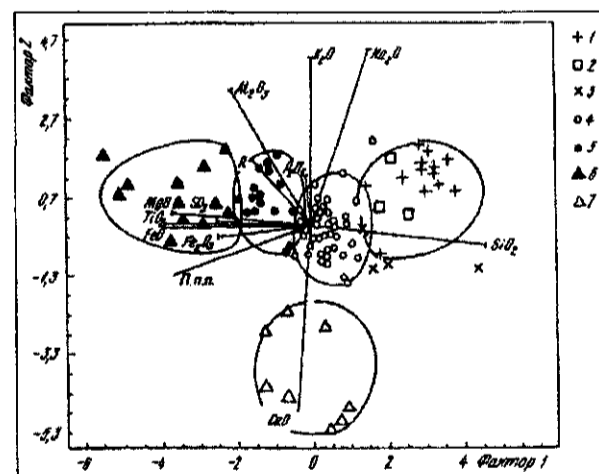


Рис. 4. Факторная диаграмма химического состава вмещающих пород Клиновского месторождения: 1 – жильные граниты; 2 – кировоградские граниты; 3 – лейкократовые тронджемито-гнейсы; 4 – тоналит-тронджемито-гнейсы; 5 – кварцевые диоритогнейсы; 6 – диоритогнейсы; 7 – скарноиды. Объем выборки – 97 анализов [3]. Нагрузки факторов: Фактор 1:  $SiO_2 - 0,47$ ;  $TiO_2 - 0,39$ ;  $Al_2O_3 - 0,21$ ;  $Fe_2O_3 - 0,25$ ;  $FeO - 0,40$ ;  $MgO - 0,37$ ;  $CaO - 0,04$ ;  $Na_2O - 0,15$ ;  $SO_3 - 0,26$ ; п.п.п. – 0,33; руда – 0,16; нагрузки  $SiO_2$  и  $Na_2O$  с плюсом, остальные с минусом. Фактор 2:  $SiO_2 - 0,06$ ;  $Al_2O_3 - 0,39$ ;  $Fe_2O_3 - 0,04$ ;  $MgO - 0,03$ ;  $CaO - 0,53$ ;  $Na_2O - 0,50$ ;  $K_2O - 0,48$ ; п.п.п. – 0,13; руда – 0,19; нагрузки  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$  с минусом, остальные с плюсом

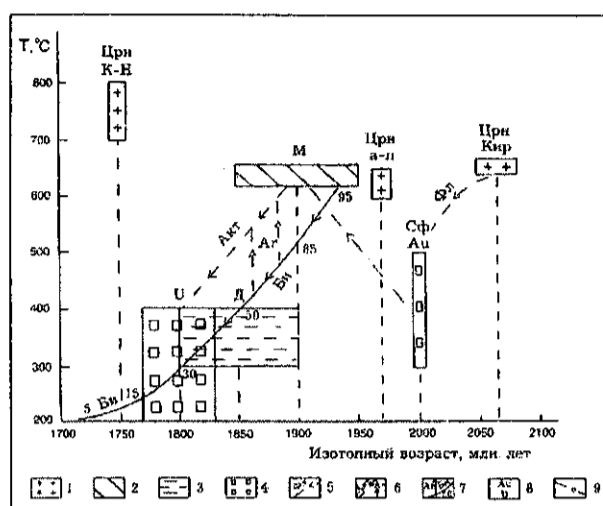


Рис. 5. Хронология геохимических процессов на золоторудных проявлениях Кировоградского блока УЩ, по данным определения изотопного возраста и температурных условий: 1 – граниты: Кир – Кировоградские, а-п – аплит-пегматоидные, К-Н – Корсунь-Новомиргородские; 2 – региональный метаморфизм (М), пластические деформации, складчатость; 3 – диафорез зон расланцевания (Д); 4 – метасоматиты и гидротермальные жилы; 5 – эволюция постмагматических флюидов (Фл); 6 – регрессивное образование актинолитовых амфиболов (Акт) и обогащение их избыточным аргоном ( $^{40}\text{Ar}$ ); 7 – регрессивное изменение метаморфических биотитов и процент потери ими  $^{40}\text{Ar}$ ; 8 – процессы рудообразования (Au – золота, U – урана); 9 – прогрессивный метаморфизм пород золоторудного комплекса

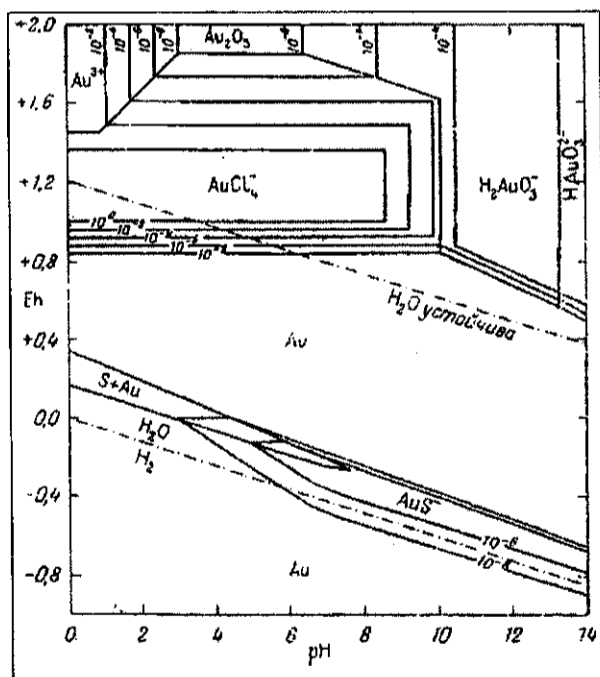
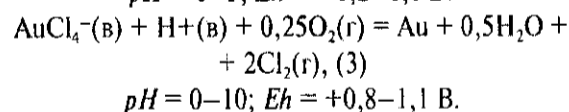
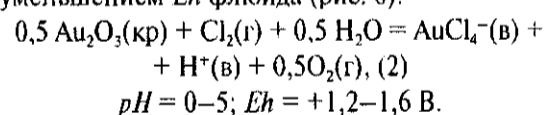


Рис. 6. Соотношения устойчивости между некоторыми соединениями золота в воде при нормальных условиях [11]

Rb-Sr методов), общая мощность 5000–20000 м. К сожалению, этот подход к описанию и происхождению древнейших пород системы Витватерсранд чисто непунистический, их называют песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами, туфами, что, конечно, весьма сомнительно. Вероятно, породы этой системы были весьма сильно метаморфизованы и изменены, а кварциты и кварцевые конгломераты скорее всего подобны криворожским и являются метаморфизованными продуктами постмагматического кислотного выщелачивания архейских коровых плагиигранитоидов. Этот процесс проходит в постмагматическом флюиде при температуре ниже критической для воды (375 °C), когда появляется жидкая вода по реакции:

$\text{Cl}_2(\text{г}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) = 2\text{Cl}^-(\text{в}) + 2\text{H}^+(\text{в}) + 0,5\text{O}_2(\text{г}), (1)$   
 где (г) – газ, (ж) – жидкость, (в) – в водном растворе [6, 7].  $\Delta G_{298}(1) = -25,5 \text{ кДж/моль}$ , а  $\Delta G_{648}(1) = -1,8 \text{ кДж/моль}$ ;  $\lg K_{\text{P}}(1) = 0,14$ . По этой реакции образуется кислый флюид и свободный кислород [6, 7]. Прохождению реакции (1) и выделению свободного кислорода способствуют: уменьшение температуры восстановленности и кислотности водных растворов, а также низкое  $P_{\text{H}_2}$ . При этом  $P_{\text{O}_2}$  во флюиде достигает 1 бар. С другой стороны, образование кварцитов выщелачивания с кварц-золотым оруденением в архейской системе Витватерсранд свидетельствует о наличии постмагматических флюидов с высоким  $Eh$ , что обусловлено значительным парциальным давлением свободного кислорода и низким давлением водорода. Поэтому постмагматические газы при кристаллизации кислой магмы содержат не  $\text{HCl}$ , а  $\text{Cl}_2$ .

Возможны такие последовательные реакции с выпадением золота с уменьшением кислотности и особенно парциального давления кислорода, т. е. с уменьшением  $Eh$  флюида (рис. 6).



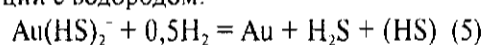
$Eh$ ,  $pH$  и  $\lg P_{\text{O}_2}$  в водном растворе при  $T = 298 \text{ К}$  связаны такой зависимостью [11]:

$$0,015 \lg P_{\text{O}_2} = Eh - 1,23 + 0,059 pH. (4)$$

Во время литогенеза кварцито-песчаников рифея овручской серии в нижнем рифее 1,6 млрд лет назад происходило выщелачивание катионов из размываемых гранитоидов и отлагались преимущественно остаточные кварциты [6]. В кислой и окисленной морской воде должны были присут-

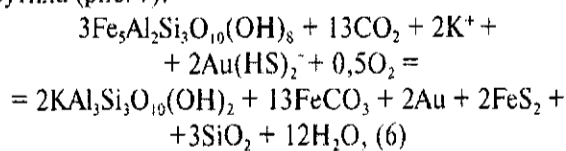
ствовать растворимые комплексы золота и урана. При инфильтрации кислой и окисленной морской воды в придонные осадки и породы кристаллического основания рифейских морских бассейнов, где существовали более восстановленные условия, благоприятные для отложения самородного золота и соединений с четырехвалентным ураном (уранинита и других). Кстати, в системе Витватерсранд наряду с золото-кварцевым известно урановое оруденение, связанные с окислительными условиями рудоотложения.

Кроме окисленных гидрооксидных и хлорных комплексов известны растворимые в воде комплексы золота с серой. Они приурочиваются к нижней восстановленной границе устойчивости воды ( $Eh$  от 0 до  $-0,8$  В,  $pH = 4-14$ ) (рис. 6). Это серные комплексы  $AuS^-$  и  $Au(HS)_2^-$  [1, 11]. Комплекс  $Au(HS)_2^-$  обеспечивает максимальную растворимость золота до равновесия с  $H_2S$  и преобладает при низкой температуре в близонейтральных растворах, но при высокой температуре — только в растворах возрастающей щелочности. Например при температуре  $300^\circ C$  эти комплексы устойчивы лишь при  $pH$  более 8, а при  $350^\circ C$  и  $pH$  около 9, а разлагаются с выпадением самородного золота в более кислотных условиях либо при его реакции с водородом:

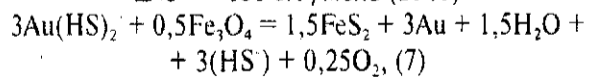


Растворимость, обусловленная этим комплексом в близонейтральных растворах при температуре  $250^\circ C$  составляет  $10 \text{ ppm}$  Au ( $10-5,3 \text{ m}$ ), а в более щелочных растворах увеличивается до  $500 \text{ ppm}$  Au [1].

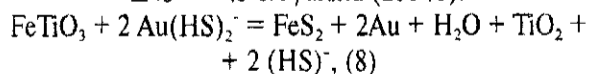
Возможны такие реакции выпадения самородного золота из золото-сероводородных комплексов в окислительно-восстановительных реакциях [1, 3, 14, 22] с участием хлорита, мусковита, сидерита, пирита, кварца, магнетита, ильменита, рутила (рис. 7):



$$\Delta V_s = +130 \text{ см}^3/\text{моль} \quad (20 \%)$$



$$\Delta V_s = +45 \text{ см}^3/\text{моль} \quad (200 \%)$$



$$\Delta V_s = +32 \text{ см}^3/\text{моль} \quad (102 \%)$$

В результате этих и подобных реакций происходит выделение самородного золота и сульфидов, а газообразный кислород (или водород) может как выделяться, так и затрачиваться, в зависимости от состава флюида и минерального парагенезиса.

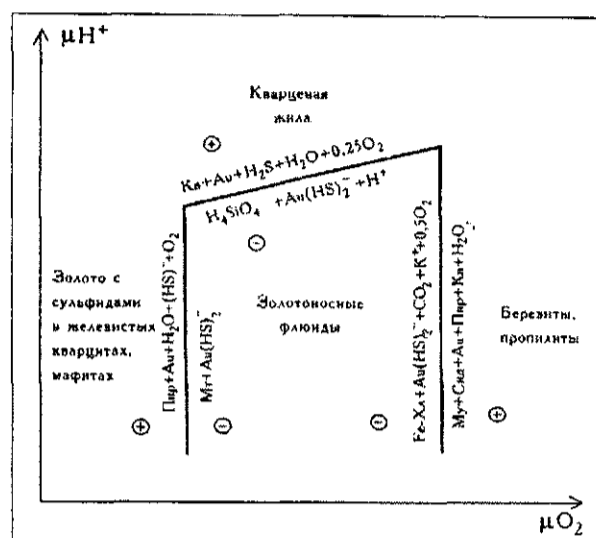
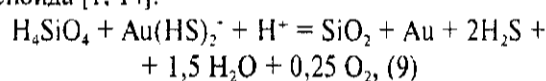


Рис. 7. Парагенетическая диаграмма в координатах  $\mu H^+ - \mu O_2$  для золоторудных метасоматитов. Плюс и минус в кружках показывают, соответственно, большой положительный или отрицательный твердофазовый объемный эффект реакции

дов, а газообразный кислород (или водород) может как выделяться, так и затрачиваться, в зависимости от состава флюида и минерального парагенезиса.

Осаждение самородного золота могло также происходить вместе с жильным кварцем в восстановленных условиях при повышении кислотности флюида [1, 14]:



Эти реакции, как и большинство метасоматических, имеют значительный положительный объемный эффект твердых фаз, т. е. могут происходить только в условиях снижения давления или в свободных пустотах при постоянном объеме системы.

**Геохимическая модель формирования золоторудных проявлений в УЩ.** Архейские кислые трондjemитовые магмы могли быть источниками золотоносных флюидов, поскольку в их составе довольно много воды (до 8–9 %), а также хлора (около 0,2 %), которые выделялись из магмы при ее кристаллизации [5, 7, 26]. Содержание хлора в океанической воде около 2 %, а в сопоставимых с океаном по массе осадках платформенного чехла — 0,4 %, серы — 0,1 %, а в осадках — 0,2 %.  $CO_2$  в воде практически отсутствует, а в осадках его содержится около 6 % [6, 21].

Надо отметить, что состав постмагматических газов, выделяющихся из недр Земли, в течение геологической эволюции заметно изменялся. Вместе с преобладающей водой в архее в постмагматических газах присутствует хлор ( $Cl_2$ ), с ран-

него протерозоя уже стала заметна роль серы, а с позднего протерозоя довольно резко увеличилось выделение  $\text{CO}_2$  – с 5–7 в рифейских осадках до 11–13 % в фанерозойских [17, 20, 21]. Отсюда вывод – основной постмагматический газ в архейской земной коре и атмосфере – хлор, ставший, вместе со свободным кислородом, основным компонентом рудоносного флюида. В раннепротерозойской земной коре и кислом океане все большую роль играет сера, а рудоносный флюид приобретает все более восстановительную реакцию с выделением сульфидов.

Источником золотоносных флюидов на УЩ, как уже предполагалось, были магматические очаги. В раннем архее – это плагиогранитовые интрузии, при кристаллизации которых образовалась основная ткань земной коры УЩ, а постмагматические флюиды дали основную массу океанической воды и атмосферы. Эти кислые и окисленные флюиды при своем отделении от магмы и подъеме по разломно-трещинным зонам выщелачивали катионы и образовывали метасоматические тела остаточных кварцитов, в том числе и золотоносных, которые при брекчировании и метаморфизме приобретали вид метаконгломератов, метапесчаников и сланцев [4, 5, 6].

Проницаемые зоны в земной коре образовывались при уменьшении объема кристаллизующихся магм и уменьшении радиуса Земли [7]. Магматические источники со временем углубляются и, видимо, меняется состав этих источников в сторону увеличения их основности. Возможно с этим связано постепенное обогащение постмагматических флюидов серой и углекислотой. Флюиды становятся более восстановленными и щелочными и в результате образуются пропилитовые, березитовые, скарноидные метасоматиты с сульфидами и золотом, а также золото-кварцевые жилы выполнения трещинных пустот. Возраст этого процесса – поздний архей – ранний протерозой (2,8–2,0 млрд лет). На это золотое оруденение также накладывается региональный метаморфизм [4, 5, 7].

#### Прогнозирование золотого оруденения в УЩ.

На основании сформулированных геохимических моделей образования концентраций золота в докембрии можно сделать некоторые рекомендации по прогнозированию золотого оруденения на УЩ.

1. Следует обратить особое внимание на тела белых кварцитов, а также кварцевых "апоконгломератов" и "апопесчаников", в которых преобладает кварц, и которые весьма перспективны на

поиски золотого оруденения. В скелеватских кварцитах Кривбасса (породы К, по стратиграфической шкале Кривбасса [5, 8, 18] известно оруденение золота. Залегают архейские кварциты в виде пластовых метасоматических тел в Приазовье, Среднем Приднепровье, Побужье. В них вполне возможно богатое золотое оруденение, подобное Витватерсранду. Это оруденение относится к золото-кварцевому типу, связанному с кислыми и окисленными постплагиогранитными гидротермальными флюидами. На него наложен метаморфизм.

2. В сланцах толщи рифейских овручских кварцитов и в трещинных зонах подстилающих гранитоидов вероятно наличие самородного золота, отложенного при инфильтрации окисленных комплексов золота кислой морской водой в места с восстановительными условиями. Отложение самородного золота, подобное описанному, возможно, происходило при литогенезе кварцевых песков с гематитом в кислом океане и окисленной атмосфере Марса в раннем докембрии [7].

3. Сульфидное золотое оруденение связано с метасоматитами и кварцевыми жилами в плагиогнейсах, мафитах, железистых кварцитах, которые имеют верхнеархейский или раннепротерозойский возраст в образуются в разломно-трещинных зонах. К поисковым признакам относятся кварцевые жилы, наличие арсенопирита и скарноидов. Изменены наложенным метаморфизмом.

4. Следует проанализировать закономерности распространения разломно-трещинных зон как потенциально рудоносных на золото (также на висмут, мышьяк, сурьму и другие элементы) при остывании магматических геосфер в архее и раннем протерозое. Чаще всего эти зоны субмеридиональны и располагаются на границах однородных тектонических блоков, связаны с кристаллизацией все более глубоких магматических геосфер. В связи уменьшением радиуса Земли верхние геосферы уплотняются и осложняется образование проницаемых разломно-трещинных зон для процесса рудообразования.

#### Генезис и перспективы уранового оруденения.

Основу урановой минеральной базы ядерной энергетики Украины составляют позднепротерозойские месторождения натрий-урановой формации в Кировоградском и Криворожском районах Украинского щита [8, 12, 18, 19]. Эти месторождения характеризуются промышленными концентрациями и запасами урана в виде рассеянной минерализации уранинита, браннерита, настурана, коффинита и других урановых минералов

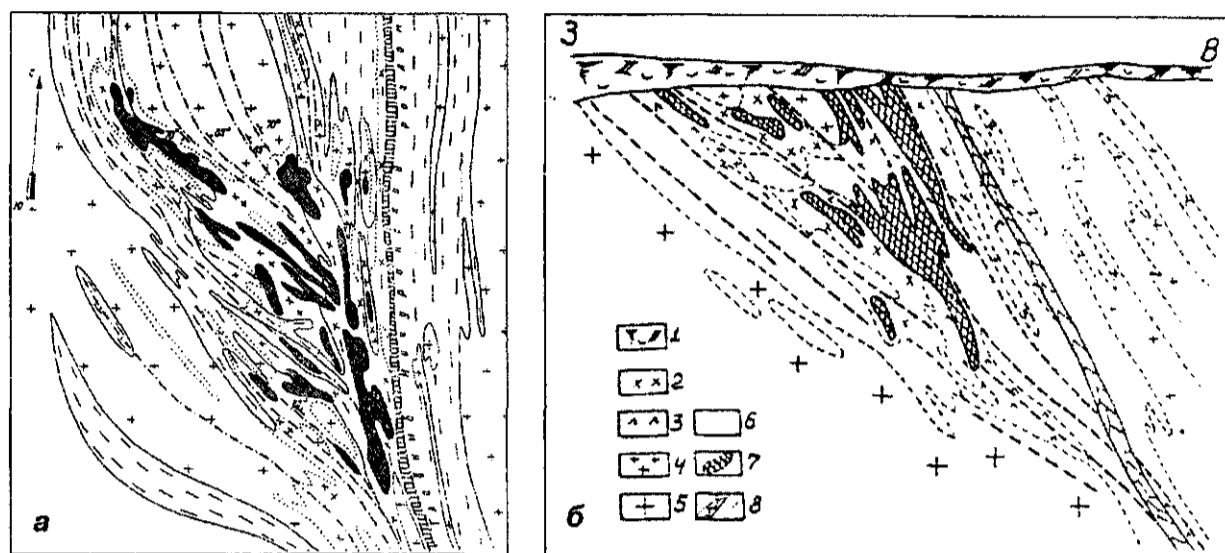


Рис. 8. Схематический геологический план (а) и разрез (б) Мичуринского уранового месторождения [5]: 1 – почвенно-растительный слой и кора выветривания кристаллических пород; 2 – альбититы; 3 – сиенитоподобные породы; 4 – граниты мелкозернистые до среднезернистых, аплит-пегматоидные; 5 – граниты порфировидные кировоградские; 6 – мигматито-гнейсовая толща; 7 – альбититы урановорудные; 8 – blastомилониты, blastокатаклазиты, милониты; катаклазиты и брекчии, участками интенсивно окварцованные Главного Восточного тектонического шва и оперяющих его нарушений

среди щелочных метасоматических альбититов (реже амфибол-эгиринов, карбонатных пород, микроклинитов). Рудоносные альбититы развиваются по гнейсам, гранитоидам или железистым породам и контролируются зонами разломов сбросо-сдвигового типа, нередко образуя клиновидные блоки (рис. 8). Характерные нерудные минералы – эгирин, рибекит, хлорит, кальцит, магнетит, гематит, пирит, сидерит.

Согласно представлениям, натрий и уран перемещаются в богатых кислородом и углекислотой нейтральных водных растворах, а осаждаются при снижении парциального давления  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_2$  ( $P_{\text{CO}_2}$ ,  $P_{\text{O}_2}$ ) и кислотности растворов, а для фиксации урана еще необходимы восстановительные условия [8, 12, 19, 20]. Температура рудообразования 50–300 °С, чаще 100–200 °С, давление 50–150 МПа. Вертикальный интервал рудоносности около одного км. Возможная эрозия месторождений невелика – 1–3 км. Возраст урановых месторождений составляет 1,75–1,85 млрд лет. Рассмотренные позднепротерозойские урановые месторождения обычно относят к эндогенным, гидротермальным с постагматическим или метаморфогенным генезисом [8, 19].

В то же время, многие геологические и минералого-геохимические особенности урановых месторождений не получили объяснения: 1) в восстановительных условиях четырехвалентный уран практически не растворим в воде; 2) подвижность урана в водных растворах резко увеличивает-

ся в окисленных условиях, характерных при снижении значений  $PT$ -параметров; 3) урановые месторождения выклиниваются с глубиной; 4) имеется много общего в характере рудоотложения урана в позднепротерозойских альбититовых месторождениях и кайнозойских гидротермальных рудопроявлениях [8, 19].

Эти данные заставляют усомниться в возможности формирования урановых месторождений из гидротермальных растворов при их подъеме с глубин, где характерны восстановительные условия. Поэтому напрашивается предположение об инфильтрации богатых кислородом метеорных вод в позднем протерозое по разломно-трещинным зонам на глубину более 3–5 км. Рассмотрим возможные тектоно-физические и физико-химические условия и генетическую модель рудообразования урана в позднем протерозое.

Прежде всего, надо ответить на вопрос: почему альбит-урановые месторождения образуются именно в позднем протерозое и практически не образовывались раньше или позже? Возрастной интервал 1,85–1,75 млрд лет в позднем протерозое приходится на перерыв в магматической активности – между плутонами кировоградских гранитов, завершившихся региональным метаморфизмом (около 2 млрд лет), и последними крупными гранитными интрузиями на УЩ – гранитами коростенского комплекса (1,75 млрд лет назад), т. е. на период относительного покоя в эволюции континентальной земной коры УЩ она охладилась и в



ней стали преобладать хрупкие деформации – разломно-трещинные структуры, сопровождаемые процессами низкотемпературного диафтореза и метасоматоза. В атмосфере Земли появился свободный кислород, а на ее поверхности – сплошной кислый океан, первая суша возникла лишь в раннем рифее 1,6 млрд лет назад [6, 7].

**Геохимия внешних геосфер.** Важно определить, хотя бы ориентировочно, химический состав океанической воды и атмосферы 1,8 млрд лет назад. Литогенез кварцито-песчаников рифея овручской серии в нижнем рифее 1,6 млрд лет назад проходил при размыве первой суши кислой и окисленной морской водой с  $pH = 0,15$  и  $Eh = +0,8$  при абиогенной богатой кислородом атмосфере [6, 7]. Во время этого литогенеза происходило выщелачивание катионов из размываемых гранитоидов и отлагались преимущественно остаточные кварциты. В кислой и окисленной морской воде должны были присутствовать растворимые комплексы золота и урана. В результате инфильтрации они отлагались, как указано выше, в виде самородного золота и соединений с четырехвалентным ураном (уранинита и других минералов).

**Тектоно-физические условия.** Урановые альбититовые месторождения УЩ, особенно в Кировоградском районе, приурочены к наклонным разломно-трещинным зонам, которые часто пересекаются в плане и в разрезе, в связи с чем области развития альбититов и уранового оруденения образуют участки, резко выклинивающиеся по простиранию и падению (рис. 8). Для крупных сбросов характерна интенсивная деформация лежащих блоков, в которых располагаются оруденение и зоны диафтореза и катаклаза [8, 5].

Формирование таких разломно-трещинных структур в гранитах и гнейсах вероятно происходило при неоднородном растяжении земной коры, которое проявилось в формировании пересекающихся сбросов и сдвигов с разной и сложной ориентировкой сил (тектонических осей). Для обоснованного тектоно-физического анализа напряжений и деформаций, ответственных за формирование рудоносных структур, пока мало данных, но уже просматриваются некоторые тектоно-физические закономерности: образованные при растяжении связанные системы трещиноватости, по которым могли бы свободно мигрировать рудообразующие водные растворы, ограничены клиновидными блоками, возможно с участием взбросов (рис. 8, 9).

Геолого-структурные и петрофизические данные по Кольской и Криворожской сверхглубоким скважинам свидетельствуют о существовании вертикальной зональности в континентальной земной коре [8, 5, 16]. Урановое оруденение возникает при давлении около 100 МПа, что соответствует давлению на глубине 10 км при гидростатическом и 4 км – литостатическом давлении, хотя более вероятны промежуточные значения. Видимо оруденение формируется в зоне дилатансии или повышенной проницаемости в земной коре, где пористость достигает 2 % и располагаются застойные и обычно минерализованные подземные воды с температурой 150–250 °С [8]. На этой глубине флюид обычно обогащен углекислотой, о чем свидетельствует наличие многочисленных жилков карбоната (преимущественно кальцита) [5, 8]. Для глубины более 4–5 км характерны хрупко-пластичные деформации, проявленные в виде мощных зон сплошного катаклаза и тонкой трещиноватости (рис. 8, 9). По таким зонам могли формироваться тела альбититов, мощность которых достигает 40 м.

**Физико-химические условия формирования инфильтрационного уранового оруденения.** Реакции выщелачивания натрия из гранитоидов происходили при инфильтрации кислых морских вод в проницаемых зонах. Этим реакциям способствовали низкая температура, высокое  $P_{CO_2}$ , общее давление, кислотная обстановка, а для выщелачивания урана необходимо было также повышенное  $P_{O_2}$  (табл. 2, рис. 10). Зона выщелачивания и окисления имела мощность несколько километров (рис. 9). При инфильтрации вод с глубиной увеличивались значения  $PT$ , щелочность и восстановленность растворов, что способствовало прекращению выщелачивания и дало начало обратному процессу – альбитизации и отложению уранинита. Такую зону уже можно назвать зоной цементации. Отложению альбита способствовало уменьшение  $P_{CO_2}$ , увеличение  $PT$ , кислотности, а для отложения уранинита – также и уменьшение  $P_{O_2}$ . Если выщелачивание способствовало раскрытию пор, то альбитизация – их закрытию, так как этот процесс происходит с увеличением объема образующихся твердых фаз (табл. 2). Для новых порций флюидов нужны новые деформации. Видимо, сбросовые рудоносные зоны были долгоживущими. Небольшой вертикальный размах уранового оруденения – около 1 км, свидетельствует о быстром затухании с глубиной процессов альбитизации и рудоотложения, а также о малой мощности зоны цементации (рис. 8, 9).

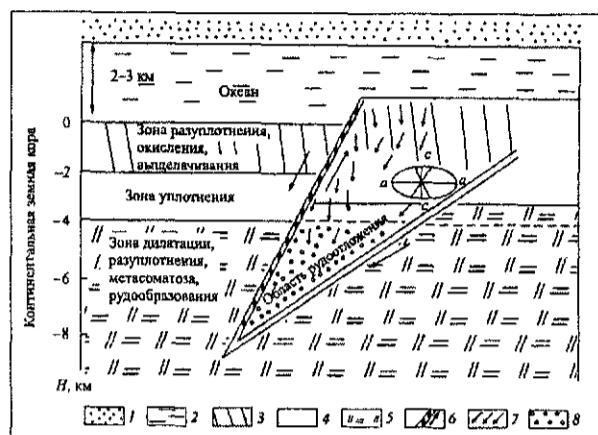


Рис. 9. Разрез через внешние геосферы и принципиальная модель инфильтрационного генезиса позднепротерозойских альбит-урановых месторождений Украинского щита. Показан эллипс напряжений и деформаций с осью растяжения (а) и сжатия (с), а также круговыми сечениями скалывающих деформаций: 1 – атмосфера; 2 – океан; 3 – зона разуплотнения, окисления и выщелачивания; 4 – зона уплотнения; 5 – зона дилатансии, разуплотнения с проявлениями альбитового метасоматоза и уранового рудообразования; 6 – зоны крупных разломов и направление движения блоков; 7 – пути движения инфильтрирующих флюидов; 8 – область метасоматоза и рудоотложения

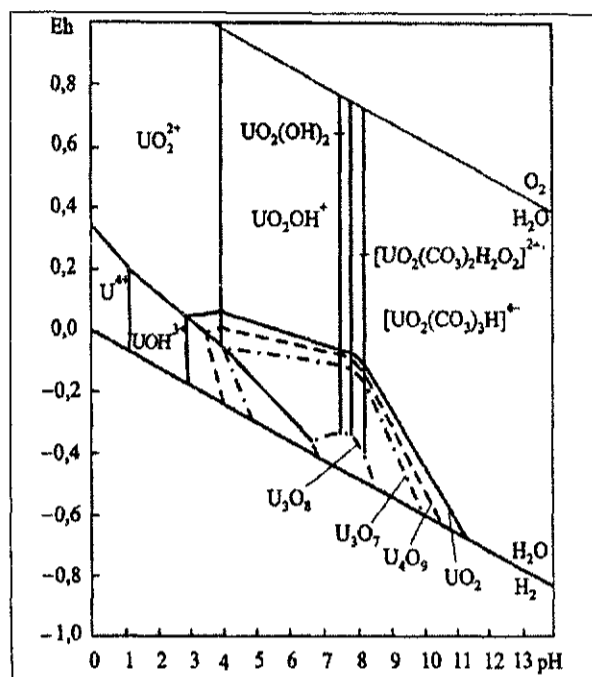


Рис. 10. Поля устойчивости урановых оксидов разной степени окисленности и ионов урана в карбонатных растворах ( $t = 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;  $P_{\text{CO}_2} = 10\text{--}3,4\text{ атм}$ ; суммарная активность ионов урана в растворе  $10^{-6}\text{ г-ион/л}$ ). Основа по [12]

Физико-химические условия миграции и фиксации альбита и урана во многом подобны. Различия относятся лишь к режиму кислорода, который сильно влияет только на геохимию урана. Кроме того, альбитизация – примерно на два порядка более масштабный процесс, нежели урановое рудообразование. Для переноса и отложения  $\text{Na}^+$  необходимо также примерно на два-три порядка больше растворов, чем объем альбититов, и на 4–5 порядков более, чем объем урановых минералов.

Альбитизация может рассматриваться как инфильтрационный метасоматоз (по Д.С. Коржинскому), поскольку при объемном катаклазе гранитоидов натрия легко вытесняет калий из ортоклаза, а кальций – из плагиоклаза (+ кварц) практически без изменения объема (табл. 2). При реакции щелочных натровых растворов с железосодержащими темноцветными минералами нередко образуются щелочные амфиболы и пироксены, а уран после реакции выпадает в виде уранинита или других урановых минералов вместе с гетитом или гематитом. Для выщелачивания или отложения одного грамм-атома натрия необходим один грамм-атом  $\text{H}^+$  или грамм-молекула  $\text{CO}_2$ , т. е. в разбавленных растворах количество водного раствора должно быть на 2–4 порядка больше количества

привнесенного вещества. Естественно, источником такой массы флюида скорее мог быть океан, нежели бедная свободной водой земная кора.

Можно сформулировать так генетическую модель уранового рудообразования в позднем протерозое УЩ (рис. 9). В приподнятый по сбросу лежащий блок по зоне разлома, многочисленным трещинам скалывания и разрыва, зонам катаклаза проникают сверху окисленные и кислые океанические воды. Они могли быть обогащены ураном, а в процессе инфильтрации вначале выщелачивают из гранитоидов натрий, кальций, калий, магний и уран, увеличивая пористость породы. По пути такой водный раствор (флюид) становится более насыщенным катионами и более щелочным, он также может содержать кремнезем и глинозем. Выщелачивание сопровождается увеличением пористости породы при условии постоянства объема системы (табл. 2), что интенсифицирует этот процесс (щелочная волна метасоматоза по Д.С. Коржинскому [15]). Однако по мере движения флюида вниз и его насыщении процесс выщелачивания замедляется из-за увеличения щелочности, температуры, давления, возможного падения содержания углекислоты и на глубине более 3–4 км произойдут обратные реакции между насыщенными катионами щелочным флюидом и поро-

Таблица 2. Термодинамические параметры химических реакций при миграции и фиксации урана и урановом рудообразовании

Геохимический процесс	№ реакции	Уравнение реакции	G <sub>298</sub> , кДж/моль	H <sub>298</sub> , кДж/моль	Vs, см <sup>3</sup> /моль (%)	Условия осуществления реакции
Выщелачивание урана в зоне окисления	1	UO <sub>2</sub> + 0,5 O <sub>2</sub> + H <sup>+</sup> = UO <sub>2</sub> OH <sup>+</sup>	-138,0	-171,4	-25	Слабокислое, pH = 4–8; и окисленное Eh = +0,8–0,1
	2	UO <sub>2</sub> + 0,5 O <sub>2</sub> + 2H <sup>+</sup> = UO <sub>2</sub> <sup>2+</sup> + H <sub>2</sub> O	-192,3	-215,7	-25	Кислое, pH = 1–4; и окисленное, Eh = +0,8–0,1
Выщелачивание Na из альбита кислыми водами	3	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> + H <sup>+</sup> + 0,5 H <sub>2</sub> O = 2SiO <sub>2</sub> + 0,5 Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub> + Na <sup>+</sup>	-47,0	-41,8	-5,2 (5)	pH = 4–6
Альбитизация ортоклаза	4	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> + H <sup>+</sup> + Na <sup>+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> = NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> + CO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> Oж + K <sup>+</sup>	-18,0	-69,6	-8,6 (8)	Кислая среда, T = 150 °С, низкое Pco <sub>2</sub>
Альбитизация анортита	5	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> + 4SiO <sub>2</sub> + 2Na <sup>+</sup> + H <sup>+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> = 2NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> + CO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> Oж + Ca <sup>2+</sup>	-56,3	+34,7	+9,2 (4,5)	Кислое, Pco <sub>2</sub> , низкое Pco <sub>2</sub>
Разложение анортита кислыми водами	6	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> + 8H <sup>+</sup> = Ca <sup>2+</sup> + 2Al <sup>3+</sup> + 2SiO <sub>2</sub> + 4H <sub>2</sub> O	-205,5	-354,4	-55,5 (55%)	Кислотные условия, pH = 1–4
Альбитизация кварца	7	3SiO <sub>2</sub> + Al <sup>3+</sup> + Na <sup>+</sup> + 2 H <sub>2</sub> O = NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> + 4H <sup>+</sup>	+96,0	+155,0	+33 (33%)	Щелочные условия
Разложение анортита и альбитизация кварца	8 = (6)+(7)	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> + 4H <sup>+</sup> + SiO <sub>2</sub> + Na <sup>+</sup> = Ca <sup>2+</sup> + Al <sup>3+</sup> + NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> + 2H <sub>2</sub> O	-109,5	-199,6	-23 (19%)	Слабокислые условия, pH = 3–5
Осаждение уранинита вместе с Fe <sup>3+</sup> -минералами при уменьшении Pco <sub>2</sub> и кислотности	9	FeO + H <sub>2</sub> O + 0,5 UO <sub>2</sub> <sup>2+</sup> = 0,5 UO <sub>2</sub> + FeOOH + H <sup>+</sup>	-33,4 ж	-16,7 ж	+21 (180)	Низкое Pco <sub>2</sub> , pH меньше 4
Осаждение уранинита при уменьшении Pco <sub>2</sub> и кислотности	10	UO <sub>2</sub> OH <sup>+</sup> = 0,5 O <sub>2</sub> + H <sup>+</sup> + UO <sub>2</sub>	138	171,4	+25	Низкие Pco <sub>2</sub> , слабокислая, pH = 4–8

дой. В результате из флюида будут выпадать шлочи — отлагаться альбит и кальцит, а на восстановленных барьерах — также и уранинит (рис. 10). Эти реакции идут с увеличением щелочности и уже с уменьшением пористости и проницаемости породы. Однако альбит будет отлагаться не как жильный минерал в полостях, а скорее при замещении ортоклазов и плагиоклазов альбитом с поверхности зерен и по трещинкам спайности и дробления, поскольку активность катионов Na<sup>+</sup> во флюиде намного выше, нежели Ca<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, а тем более кремнезема и глинозема. Урановые минералы отлагались при реакции флюида с темноцветными минералами, содержащими двухвалентное железо, а также в связи с падением давления углекислоты и кислорода. При этом будут отлагаться уранинит, альбит, рибекит, гетит и другие минералы с трехвалентным железом.

#### Прогнозирование уранового оруденения в УЩ.

1. Вероятно окислительное гидротермальное раннедокембрийское золото-урановое оруденение в кварцитах и кварцевых конгломератах типа Вит-

ватерсранд (например, в Кривбассе); а также окислительные инфильтрационные золото-урановое оруденение, связанное с литогенезом овручских кварцитов. Нечто подобное, возможно, происходило при литогенезе кварцевых песков с гематитом в кислом океане и окисленной атмосфере Марса.

2. При первых плейт-тектонических движениях в позднем протерозое (1,8 млрд лет назад) и рифее образуются на дне кислого океана с кислой и окисленной водой широтные зоны раздвига (Кривой Рог — Кировоград), по которым происходит инфильтрация ураноносных растворов и образуется урановое оруденение.

3. Именно поздний протерозой (1,75–1,85 млрд лет назад) — самая благоприятная эпоха формирования инфильтрационных богатых урановых месторождений альбититового типа, поскольку в это время совпадают такие условия: 1) наличие кислого океана и кислородной атмосферы; 2) перерыв в магматической активизации между плутонами кировоградских гранитов, завершившийся

региональным метаморфизмом (около 2 млрд лет) и образованием последних крупных гранитных интрузий УЩ – гранитов коростенского комплекса (1,75 млрд лет назад), т. е. период относительно покоя в эволюции континентальной земной коры УЩ; 3) видимо, в это время происходила кристаллизация мантийных геосфер (возможно железисто-кремнистого состава), что вызвало уменьшение радиуса Земли с проседанием и деформацией верхней мантии и земной коры и образованием значительных разломно-трещинных и катакластических зон разной ориентировки с преобладанием уплотнения над разуплотнением. По преимущественно крутым зонам деформаций одни блоки земной коры просели, другие поднялись, причем зонами дислокаций служат и существующие неоднородности, например, Криворожско-Кременчугская зона, и деформации в

однородных массивах, например, в Новоукраинском гранитном. В последнем в качестве зон дислокаций и катаклаза использованы приконтактные зоны и другие неоднородности, а в однородном массиве вероятно образование новых клиновидных блоков. Эти соображения надо учитывать при анализе и поисках новых возможных зон разломов и катаклаза, по которым осуществлялась инфильтрация морских кислых и окисленных вод с ураном и формирование уранового оруденения на фронте восстановленности и ошелоченности этих растворов на глубине.

4. На планете Марс имеются значительные перспективы поисков месторождений урана по подобной описанной земной генетической модели инфильтрации кислых и окисленных океанических вод в раннем докембрии.

Поступила 18.11.2011.

1. Барнс Х.Л. Растворимость рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1982. – С. 328–364.
2. Белевцев А.Р., Дудко В.С., Пономаренко А.Н. и др. Петрохимия вмещающих пород Клинецовского золоторудного месторождения (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 4. – С. 74–83.
3. Белевцев А.Р. Изотопный возраст и условия локализации золотого оруденения в Кировоградском блоке Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – К., 2002. – 18 с.
4. Белевцев Р.Я. Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1982. – 150 с.
5. Белевцев Р.Я., Бойченко С.Г., Спивак С.Л. и др. Термодинамика газового обмена в окружающей среде. – К.: Наук. думка, 2007. – 247 с.
6. Белевцев Р.Я., Шестопалов В.М., Спивак С.Л. и др. Геохимия литогенеза овручских кварцито-песчаников рифея // Пошукова та екологічна геохімія. – 2010. – № 1 (10). – С. 22–41.
7. Белевцев Р.Я. Происхождение и эволюция внешних геосфер: газовой атмосферы, кислого океана, свободного атмосферного кислорода и возникновение жизни // Доп. НАН України. – 2011. – № 12. – С. 83–90.
8. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакарадзе А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – К.: Наук. думка, 1995. – 396 с.
9. Борукаев Ч.Б., Елизарьев Ю.З., Забродин В.Е., Чикова Б.М. Докембрий континентов. Австралия, Африка. – Новосибирск: Наука (Сибирск. отд.), 1976. – 224 с.
10. Братусь М.Д., Наушко І.М., Бабинін О.К., Литвин І.В. Зв'язок хімічного складу розчинів включень з типом метасоматозу на прикладі Клинецького золоторудного родовища // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 3. – С. 39–46.
11. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. – М.: Мир, 1968. – 368 с.
12. Дроздовская А.А., Мельник Ю.П. Термодинамический анализ устойчивости оксидов урана в низкотемпературных карбонатных водах // Атомная энергия. – 1967. – 22, вып. 5. – С. 407.
13. Загнітко В.М., Монахов В.С., Великанов Ю.Ф. Мінералогічні та ізотопно-геохімічні фактори формування Клинецького золоторудного родовища // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 4. – С. 45–56.
14. Золоторудное поле Колар (Индия) / Под ред. Ф.В. Чухрова. – М.: Наука, 1988. – 231 с.
15. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 184 с.
16. Курлов Н.С., Белевцев Р.Я., Решетняк В.В., Мечников Ю.П. Криворожская сверхглубокая скважина: значение для петрогенезиса и геоэкологии // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 6. – С. 30–57.
17. Мейсон Б. Основы геохимии. – М.: Недра, 1971. – 311 с.
18. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины / ред. Н.П. Шербак, А.Б. Бобров. – т. 1. – Киев-Львов: Центр Европы, 2005. – 783 с.
19. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. – М.: Атомиздат, 1978. – 213 с.
20. Полинг Л. Общая химия. – М.: Мир, 1974. – 846 с.
21. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдасов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. – М.: Наука, 1990. – 182 с.
22. Файф У., Прайс П., Томпсон А. Флюиды в земной коре. – М.: Мир, 1981. – 436 с.

23. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 74–88.
24. Яценко Г.М., Бабынин А.К., Гурский Д.С. и др. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита. — К., 1998. — 257 с.
25. Belevtsev A.R., Belevtsev R.Ya., Monakhov V.S. Structural-petrogenic evolution of the Klinty gold deposit (Ukrainian shield) // Gold-99, Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas: Abstracts volume. — Trondheim, 1999. — P. 20–21.
26. Carroll M.R., Wyllie P.J. Experimental Phase Relation in the system Tonalite-Peridotite-H<sub>2</sub>O at 15 kb: Implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary // Jour. Petrol. — 1989. — 30, № 6. — P. 1351–1382.

**Белевцев Р.Я., Белевцев О.Р., Спивак С.Д., Дудко В.С., Мельниченко Б.Ф., Бондаренко С.М., Николаенко В.И., Лазаренко О.Е., Блажко В.И. Генезис та прогнозування золотого і уранового зруденіння в докембрії Українського щита.** На основі петролого-геохімічних даних обґрунтовано генезис золотого та уранового зруденіння докембрії Українського щита та зроблено його прогнозування. Багате золото-кварцове архейське гідротермально-окиснене зруденіння залягає в кварцитах та кварцових конгломератах, найбільш воно відомо у системі Вітватерсранд в Південній Африці, але є досить ймовірним і в Українському щиті. Хоч для останнього більш характерно постмагматичне гідротермальне золото-сульфідне зруденіння, під час утворення якого формування руд (разом з арсеном, вісмутом та стибієм) відбулось внаслідок випадання з відновлених сублужних розчинів у березитах, скарноїдах та кварцових жилах верхньоархейського та ранньопротерозойського віку (Сура, Клинци, Майське), перероблених зональним регіональним метаморфізмом. Золоте зруденіння контролюється субмеридіональними розломно-тріщинними структурами в плагіограніто-гнейсах, мафітах та залізистих породах. Рудоутворення урану переважно має інфільтраційну природу та пов'язано з низхідними потоками кислих та окиснених океанічних вод по розломно-тріщинних зонах у пізньому протерозої. Під час інфільтрації збагачених ураном кислих вод спочатку вилуговувались з вмісних гранітоїдів катіони, у першу чергу натрій (з формуванням залишкових кварцитів), а глибше (фронт нейтралізації та відновлення) відкладались метасоматичні уран-альбітові руди. Уранове зруденіння не перероблене метаморфізмом, його контролювала субширотна зона Кривий Ріг – Кіровоград, яка, ймовірно, пов'язана з розсувом дна протерозойського кислого океану. Не виключено можливість утворення окисно-гідротермального уранового зруденіння разом з золотим в Українському щиті в умовах, подібних до умов формування системи Вітватерсранд чи рифейських кварцито-пісковиків. Значні перспективи пошуків родовищ золота та урану є на планеті Марс за подібними до земних генетичними моделями, які реалізовувались у ранньому докембрії.

**Belevtsev R.Ya., Belevtsev A.R., Spivak S.D., Dudko V.S., Melnitchenko B.F., Bondarenko S.N., Nikolaenko V.I., Lasarenko E.E., Blasko V.I. Genesis and prognosis of gold and uranium oreformation in the Precambrian of the Ukrainian shield.** On the basis of petrological-geochemical and experimental data genesis and prognosis of gold and uranium oreformation in the Precambrian of the Ukrainian shield are proposed. Rich gold-quartz hydrothermal-oxide oredeposition bed in quartzites of the Archean system Witwatersrand of the South Africa, but it is possible and in the Ukrainian shield. In the Ukrainian shield postmagmatic hydrothermal gold-sulphide oredeposition in the Late Archean and Early Proterozoic alkaline ore solution are characterized (Sura, Klynzi, Maiskoe and other). These gold oredeposition regional metamorphism were worked. Gold oreformation break zone are controled. Uranium oreformation by infiltratt sour and oxide ocean water with uranium through break zone in earth core in the Late Proterozoic were formed. By neutralization these solution menasomatic uranium-albite ore are deposited. In planet Mars have big perspective search similar earth gold and uranium oreformation.