

## ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ УРАНОВЫХ И МЕДНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ В ПРОСЛОЕ МЕРФИ (*Северная Австралия*)

Т.П. Мерна, Э.С. Выгралак\*

*Geoscience Australia, GPO Box 378, Canberra, ACT 2601, Australia*

*\* Northern Territory Geological Survey, GPO Box 2901, Darwin, NT 0801, Australia*

Палеопротерозойский прослой Мерфи расположен в южной части бассейна МакАртур в Северной Австралии. Он включает более 50 рудопоявлений урана, меди, олова и цветных металлов. Изучение флюидных включений проводилось в образцах из кварцевых прожилков урановых и медных месторождений, а также из вмещающих пород фундамента, для определения состава флюидов и исследования способа переноса урана и меди в этих флюидах. Обнаружено четыре типа флюидных включений: тип *A* — существенно газовые включения ( $\geq 30$  об. % газовой фазы), тип *B* — двухфазовые водные включения с  $\leq 20$  об. % газовой фазы, тип *C* — многофазовые включения с одной или несколькими твердыми фазами и тип *D* — водные включения.

По крайней мере, три различных типа флюидов были определены в пределах прослоя Мерфи. Это рассолы, богатые  $\text{CaCl}_2 \pm \text{LiCl}$  или  $\text{NaCl}$ , а также флюид с низкой соленостью. Эти флюиды могут быть также разделены на две группы по температуре гомогенизации — на высокотемпературные (обычно гомогенизирующиеся выше  $210^\circ\text{C}$ ) и низкотемпературные (гомогенизация, как правило, ниже  $240^\circ\text{C}$ ). В зависимости от местоположения, высокотемпературные флюиды могут быть обогащены  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  или  $\text{CH}_4$ . В газовых включениях на урановых месторождениях преобладает  $\text{CO}_2$ , свидетельствуя о том, что они являются относительно окисленными, в то время как на медных месторождениях присутствуют как  $\text{CO}_2$ , так и  $\text{CH}_4$ , указывая на их более восстановительные условия. Мода по гомогенизации для низкотемпературных флюидных включений (*B*-тип) составляет  $190^\circ\text{C}$  на урановых месторождениях и  $120^\circ\text{C}$  — на медных месторождениях. Аналогичные характеристики имеют включения типа *C*, мода по гомогенизации для них составляет  $235^\circ\text{C}$  на урановых месторождениях и  $170^\circ\text{C}$  — на медных месторождениях.

Вариации по составу включений позволяют предположить, что было, по крайней мере, две стадии смешения флюидов. Во-первых, было смешение между рассолами, богатыми  $\text{CaCl}_2 \pm \text{LiCl}$ , и  $\text{NaCl}$ -рассолами с образованием флюида промежуточного состава. Этот флюид затем смешивался с флюидом низкой солености. Геохимическое моделирование показало, что уран и медь могли транспортироваться при высоких  $f_{\text{O}_2}$  одним и тем же флюидом с концентрацией хлоридов от умеренных до высоких. В предложенной модели формирования минерализации, уран и медь выщелачивались из вулканитов или осадочных пород бассейна МакАртур и совместно переносились в окисленных,  $\text{Na-Ca-Li}$  соленых флюидах, которые подверглись смешению в пределах бассейна. Уран осаждался, когда флюид приобретал восстановительные характеристики либо за счет реакции с богатыми железом мафическими вулканитами, карбонатными породами, либо при смешении с  $\text{CH}_4$ -обогащенным флюидом низкой солености из пород фундамента. Медь оставалась во флюиде до тех пор, пока не происходило очередное изменение солености,  $f_{\text{O}_2}$  или pH, скорее всего, в результате смешения с метеорными флюидами более низкой солености. Флюид, возможно, продолжал охлаждаться до близповерхностных температур, о чем свидетельствует присутствие в некоторых жилах включений, содержащих только водную фазу.

*Флюидные включения, урановые и медные месторождения, Северная Австралия.*

### A FLUID INCLUSION STUDY OF URANIUM AND COPPER MINERAL SYSTEMS IN THE MURPHY INLIER (*Northern Australia*)

T.P. Mernagh and A.S. Wygralak

The Palaeoproterozoic Murphy Inlier is situated at the southern end of the McArthur Basin in northern Australia. The inlier contains over 50 uranium, copper, tin, and base metal occurrences. Fluid inclusion studies were carried out on samples of quartz veining from the uranium and copper deposits as well as from the basement rocks to determine the composition of the fluids and to investigate how uranium and copper were transported in these fluids. Four types of fluid inclusions were observed in this study: Type *A* — vapor-rich inclusions with  $\geq 30$  vol.% vapor, Type *B* — two-phase aqueous inclusions with  $\leq 20$  vol.% vapor, Type *C* — multiphase inclusions with one or more solid phases, and Type *D* — liquid-only inclusions.

At least three different fluids were identified in the Murphy Inlier. There is a  $\text{CaCl}_2 \pm \text{LiCl}$ -rich brine, a  $\text{NaCl}$ -rich brine, and a low-salinity fluid. The fluids can also be grouped into a high-temperature (typically homogenizing above  $210^\circ\text{C}$ ) population and a low-temperature (typically homogenizing below  $240^\circ\text{C}$ ) population. Depending on location, the high-temperature fluid may be enriched in  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ , or  $\text{CH}_4$ . In the uranium deposits, gas-rich inclusions are dominated by  $\text{CO}_2$  indicating that these fluids are relatively oxidized, while in the cop-

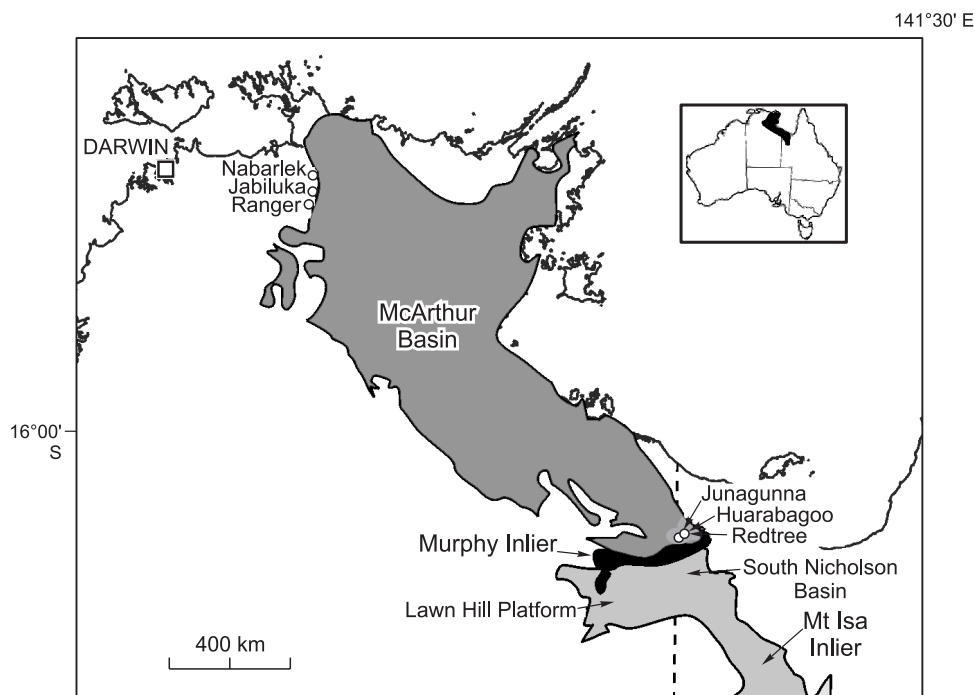
per deposits both CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> are present, indicating that these fluids are more reduced. The low-temperature population of Type B inclusions has a mode of homogenization at 190°C in the uranium deposits and a mode at 120°C in the copper deposits. Similarly, Type C inclusions have a mode of homogenization at 235°C in the uranium deposits and 170°C in the copper deposits.

Variations in the composition of the inclusions suggest that at least two stages of fluid mixing occurred. Firstly, there was mixing between a CaCl<sub>2</sub> ± LiCl-rich brine and a NaCl-rich brine to produce a fluid of intermediate composition. This fluid then mixed with a low-salinity fluid. Geochemical modeling has shown that both uranium and copper can be transported in the same fluid at high  $f_{O_2}$  and moderate to high-chloride concentrations. In the proposed model for mineralization, uranium and copper were leached from the volcanics or sediments in the McArthur Basin and were simultaneously transported in the oxidized, Na-Ca-Li-bearing saline fluids which had undergone mixing within the basin. Uranium precipitated when this fluid was reduced, either by reaction with Fe-rich mafic volcanics, carbonaceous rocks, or by mixing with a CH<sub>4</sub>-bearing low-salinity fluid derived from the basement. Copper remained in the fluid until further changes in salinity,  $f_{O_2}$ , or pH occurred, most probably as a result of mixing with lower-salinity meteoric fluids. The fluid may have continued to cool to near-surface temperatures, as evidenced by the trapping of liquid-only fluid inclusions in some veins.

*Fluid inclusions, uranium and copper deposits, northern Australia*

## ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойский прослой Мерфи расположен в 1250 км на юго-восток от г. Дарвин (рис. 1). На юго-востоке к структуре Мерфи примыкает палеопротерозойский выход пород прослоя Маунт Айза и неопротерозойский бассейн Южный Николсон, а на северо-западе он перекрывается мезопротерозойскими отложениями бассейна МакАртур. Северный и южный окончания бассейна МакАртур имеют много общих геологических характеристик, включая одинаковые стратиграфические типы пород и запасы металлов [Rawlings, 1999]. Все это предполагает значительный потенциал для «несогласных» урановых месторождений в южной части бассейна МакАртур и прилегающем прослое Мерфи. Фактически более пятидесяти проявлений с урановой (некоторые с небольшими запасами золота) и медной минерализаций было зафиксировано в прослое Мерфи. Крупнейшими известными урановыми месторождениями в этой области являются месторождения Редтри, Хуарабагоо и Джунагунна (рис. 2). В совокупности эти месторождения имеют 16400 т U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> оцененных ресурсов и дополнительных прогнозных ресурсов



**Рис. 1.** Расположение палеопротерозойской структуры Мерфи (Murphy Inlier), палеомезопротерозойского бассейна МакАртур (McArthur Basin) и палеонеопротерозойской структуры Маунт Иса (Mt Isa Inlier).

Также показаны платформа Лаун Хилл (Lawn Hill Platform) и бассейн Сауз Николсон (South Nicholson) и важные урановые месторождения. Вертикальная штриховая линия отмечает границу между Северной территорией и штатом Квинсленд.

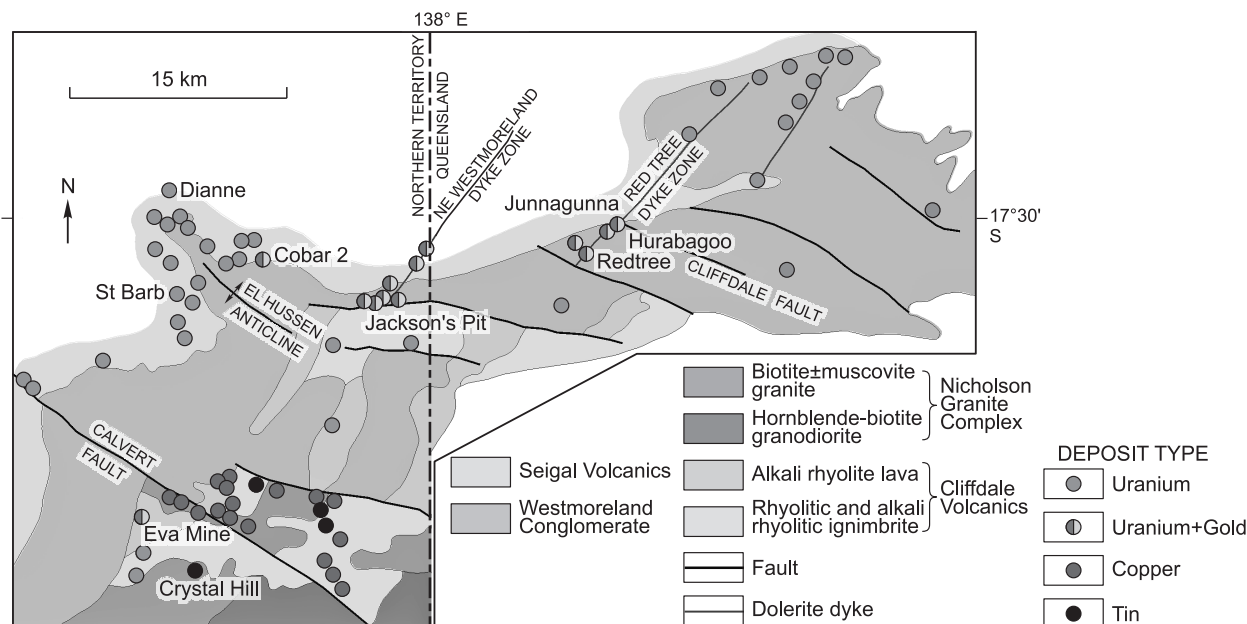


Рис. 2. Геологическое расположение месторождений полезных ископаемых и рудопроявлений в структуре Мерфи (с исправлениями, по [Lally, Bajwah, 2006]).

7200 т  $U_3O_8$ . Узкие и неустойчивые зоны минерализации относительно высокопробного золота (например, 0.5 м при 85.8 г/т Au) были обнаружены в основной урановой минерализации, но чаще пробность золота составляет около 0.2—0.7 г/т [Rheinberger et al., 1998]. Ряд медных и олововольфрамовых месторождений и разведанных запасов также находится в этом регионе (см. рис. 2).

Процессы минерализации в этом регионе пока еще недостаточно хорошо поняты, поэтому существует широкий спектр вариантов образования этих месторождений. Так, например, минерализация в прослое Мерфи разными исследователями была отнесена к «несогласному» типу, характеризующемуся приуроченностью оруденения к зонам структурно-стратиграфических несогласий между осадочными породами и интенсивно измененными породами кристаллического фундамента [Polito et al., 2005a; Wall, 2006], к «песчанковому» типу [McKay, Mieztis, 2001], жильному типу [Schindlmayr, Beerbaum, 1986] и типу медно-золотых месторождений в гематитизированных брекчиях (IOCG) [Hunt et al., 2007]. Предыдущее геохимическое моделирование образования месторождений в бассейне МакАртур [Cooke et al., 1998] показало, что медь и другие цветные металлы могут легко транспортироваться в низкотемпературных, окисленных, солевых рассолах, и эти же флюиды также идеально подходят для переноса урана [Mernagh et al., 1994]. Тем не менее источники металлов, флюидов и роль различных потенциальных коллекторов флюидов (пористые литологические структуры, трещины и разломы) остаются предметом гипотез, особенно для прослоя Мерфи. Данная статья посвящена изучению состава флюидов в метаморфизованных породах фундамента, а также в отдельных месторождениях урана и меди в пределах структуры Мерфи с целью определить, как эти металлы транспортировались и какие типы флюидов участвовали в этом процессе при формировании как урановой, так и медной минерализации в этом регионе.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Древнейшими породами в регионе Уэстморленд являются палеопротерозойские кварц-полевошпат-слюдяные сланцы и гнейсы метаморфитов Мерфи, которые располагаются ниже литологических единиц, показанных на рис. 2, и обнажаются только далее на запад. Эти метаморфиты по существу являются чередованием сланцев, алевролитов, граувакков и вулканитов, формировавшихся в геосинклинальных условиях и метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. В настоящее время это кварц-альбит-мусковит ± биотитовый сланец и гнейсы. U-Pb данные по цирконам из кластических пород предполагают максимальный возраст метаморфитов Мерфи  $1853 \pm 4$  млн лет [Wygralak et al., 2009].

Палеопротерозойские кислые лавы и игнимбриты Клиффдейл несогласно перекрывают метаморфические породы. В нижней части разреза вулканитов Клиффдейл преобладают грубые, плохо отсортированные игнимбриты дацитового и риолитового состава. Светлоокрашенные игнимбриты обогащены

вкрапленниками кварца, тогда как темноокрашенные разности — полевым шпатом, а кварц аксессуарен или вообще отсутствует. Второстепенные минералы представлены биотитом, актинолитом, сфеном и магнетитом. Верхняя толща состоит в основном из флюидално-полосчатых щелочных риолитов и незначительно туфов [Ahmad, Wygralak, 1989].

Гранитный комплекс Николсон можно разделить на две большие группы по химическому и минералогическому составу. Группа *A* включает в себя гранодиориты, граниты и адамеллиты; доминирующим типом пород являются порфиновые биотит ± роговообманковые адамеллиты, содержащие мафические ксенолиты. Основная масса содержит кварц, плагиоклаз, пертит, роговую обманку, биотит и аксессуарные титанит, апатит, циркон и монацит. Группа *B* включает граниты, адамеллиты и щелочные граниты, доминирующим типом пород является обычный грубозернистый биотит-мусковитовый гранит с редкой роговой обманкой. Циркон, апатит, флюорит являются обычными аксессуарными минералами, титанит встречается редко [Ahmad, Wygralak, 1989]. Верхняя часть вулканитов Клиффдейл и граниты комплекса Николсон имеют возраст ~ 1840 млн лет (M. Ahmad, устное личное сообщение). Многофазные интрузии гранитного комплекса Николсон (граниты и адамеллиты) интродуцируют метаморфиты и вулканиты Клиффдейл.

Базальная единица перекрывающего бассейна МакАртур — конгломерат Уэстморленд — это речные отложения мощностью более 1200 м, которые включают аркозовые песчаники, конгломераты и кварцевые арениты. Конгломерат Уэстморленд разделен на четыре стратиграфических подразделения [Ahmad, Wygralak, 1990]. Большая часть урановой минерализации находится в пределах верхнего блока, который представляет собой пористый, крупнозернистый песчаник, частично переходящий в конгломерат, мощностью 80—90 м. U-Pb датирование обломочного циркона из конгломерата Уэстморленд отвечает максимальному возрасту осадконакопления  $1865 \pm 7$  млн лет для нижней части и  $1843 \pm 4$  млн лет для верхней части конгломерата Уэстморленд соответственно [Wygralak et al., 2009]. Базальтовые вулканиты Сейгал согласно перекрывают толщу конгломератов Уэстморленд и сопоставимы с вулканитами Истерн Крик в структуре Маунт-Айза, которые имеют возраст около 1780 млн лет [Scott et al., 2000]. Над вулканитами Сейгал располагаются доломиты, песчаники, а также основные и кислые вулканические породы верхней части группы Таволлэ.

Афировые, среднезернистые, долеритовые дайки и в меньшем количестве силлы располагаются вдоль разломов северо-восточного направления и зон трещиноватости, которые пересекают конгломераты Уэстморленд. Наиболее значительными дайковыми зонами являются Рэдтри и Норт-Ист Уэстморленд (см. рис. 2). Дайковая зона Рэдтри составляет более 15 км в длину и интродуцируется сложной серией даек, с размером отдельных даек, как правило, менее чем 20 м в ширину. Урановые месторождения Уэстморленд (Редтри, Хуарабагоо и Джунагунна) располагаются вдоль дайковой зоны Рэдтри.

Разломы в урановом поле Уэстморленд развивались при низких растяжениях, видимо, в ответ на компрессию 3-СЗ—В-ЮВ направлений. Они частично реактивировали более старые разломы фундамента. Последующая контракционная реактивация более ранних «обширных разломных систем», как полагают, происходила, как минимум, трижды во время и после развития бассейна [Scott et al., 2000].

**Урановые месторождения.** Два крупнейших урановых месторождения Редтри и Джунагунна были подробно изучены ранее [Polito et al., 2005a], но из-за ограничений по отбору образцов и их дальнейшему использованию они не были включены в данное исследование. Образцы для исследования были получены с месторождений Ева и Джексон Пит (см. рис. 2). На месторождении Ева было добыто 336 т высококачественной руды, в среднем с  $8.37\% \text{ U}_3\text{O}_8$ , в период между 1960 и 1962 гг. Это месторождение располагается в ступенчатых сдвиговых зонах до 2 м в ширину с С-СВ простиранием и С-З падением. Вмещающие породы — выбеленные и интенсивно измененные вулканиты Клиффдейла, которые перекрыты песчаниками Уэстморленда. Рудное тело находится внутри контактового ореола небольшого гранитного штока, который обнажается на поверхности только в 15 м к западу от рудного тела. Рудные скопления резко погружаются в С-СВ направлении, параллельно контакту с гранитами, но урановая минерализация не была найдена в самих гранитах.

Месторождение Джексон Пит находится недалеко от пересечения северо-восточной дайковой зоны Уэстморленд с разломом восточного направления (см. рис. 2). В зоне контакта взбросового типа присутствуют вулканиты Клиффдейла, перекрывающие конгломераты Уэстморленда. Минерализация связана с зоной гематитизации и брекчированных вулканитов, располагающейся вблизи с подстилающими конгломератами Уэстморленда. Образцы для исследования были взяты из субгоризонтальных, кремнистых, кварцевых жил в гематитизированных вулканитах Клиффдейла.

**Медные месторождения.** Ряд мелких медных разведочных выработок находится в гранитах комплекса Николсон, в вулканитах Клиффдейла и Сейгала (см. рис. 2). Медное оруденение контролируется плохо выраженными, крутопадающими разломами или сдвиговыми зонами и состоит из вторичных минералов, таких как малахит, азурит, халькозин и хризоколла. Только халькопирит является основным сульфидом в первичной зоне наряду с второстепенным пиритом. Химические анализы отобранных проб

руды показывают, что медь является основным элементом, содержание серебра в диапазоне до 19 г/т [Ahmad, Wygralak, 1989]. Два типа медной минерализации жильного типа находятся в регионе Уэстморленд. В первом типе жильный кварц отсутствует, а глины, хлорит или слюдястые минералы связаны с минерализацией. Во втором типе жильный кварц является основным минералом. Жильный кварц из этого типа медной минерализации был использован для дальнейших исследований флюидных включений.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Микротермометрические данные были получены с использованием криотермокамеры Linkam MDS 600. Эта термокамера была откалибрована по синтетическим включениям известного состава. Скорость нагрева 1 °С/мин была использована для записи фазовых превращений ниже 30 °С, тогда как скорость нагрева 5 °С/мин применялась для фиксации фазовых изменений выше этой температуры. Таким образом, низкотемпературные фазовые изменения имеют точность  $\pm 0.2$  °С, а точность для температур выше 30 °С — оценена как  $\pm 2$  °С. Соленость, мольные доли и общая плотность каждого включения рассчитывались из уравнений состояния по программе MacFlinCor [Brown, Hagemann, 1995].

Лазерные рамановские спектры флюидных включений были записаны на спектрометре Dilor SuperLabram, который оснащен голографическим узкополосным режекторным фильтром, 600 и 1800 г/мм решетками, охлаждением жидким N<sub>2</sub>, 2000 × 450 пиксельным ПЗС-детектором. Включения иллюминировались лазерным возбуждением 514.5 нм от аргонового ионного лазера Melles Griot 543 Series, используя энергию 5 мВт на образцы, и одно 30-секундное накопление. Объектив микроскопа 100X Olympus был использован для фокусировки лазерного пучка и сбора рассеянного света. Сфокусированный на образцах пучок лазера был около 1 мкм в диаметре. Волновые числа калибровались с точностью до  $\pm 1$  см<sup>-1</sup>, по линиям эмиссии плазмы и неона. Для анализа CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и CH<sub>4</sub> в газовой фазе спектры регистрировались в диапазоне от 1000 до 3800 см<sup>-1</sup> с аккумуляцией данных в течение 20 с. Пределы обнаружения зависят от чувствительности прибора, парциального давления каждого газа и оптического качества каждого флюидного включения. Рамановские пределы обнаружения [Wopenka, Pasteris, 1987] оценены как 0.1 мол. % для CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> и N<sub>2</sub> и 0.03 мол. % — для H<sub>2</sub>S и CH<sub>4</sub>, а ошибки в расчетных соотношениях газов, как правило, менее чем 1 мол. %.

### ПЕТРОГРАФИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

По внешнему виду при комнатной температуре выделено четыре типа флюидных включений (рис. 3) как в метаморфитах Мерфи, так и на урановых и медных месторождениях структуры Мерфи. Их можно разделить следующим образом:

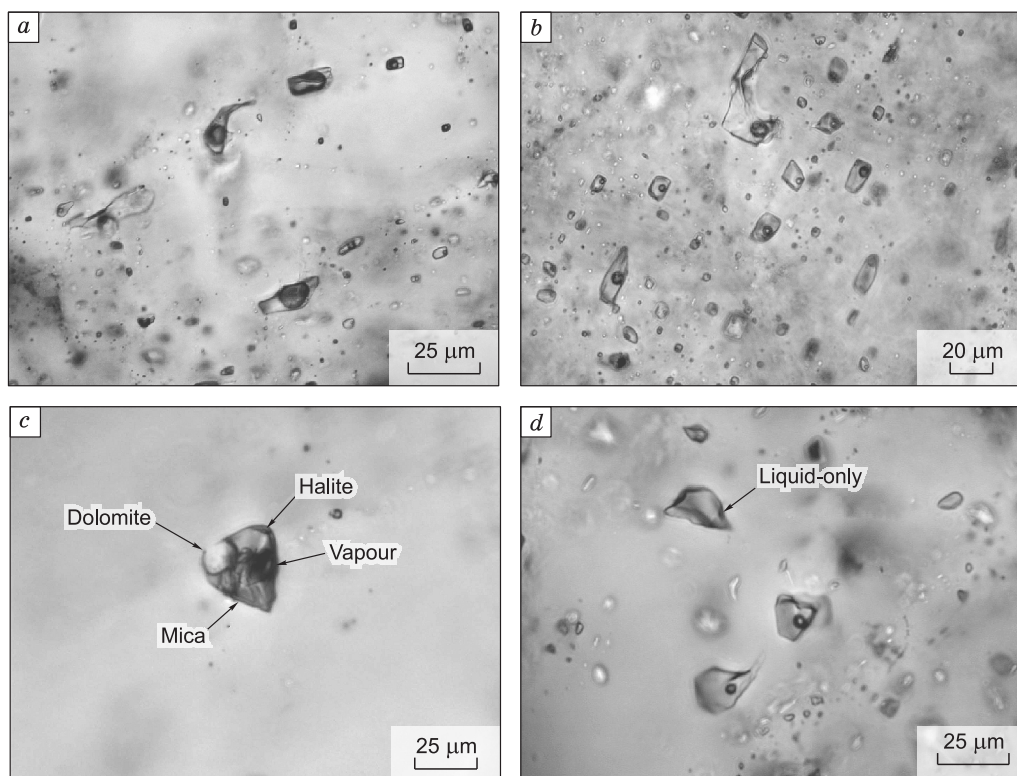
- Тип *A* — это существенно газовые включения, содержащие от 30—100 об. % газа.
- Тип *B* — двухфазовые флюидные включения с 5—15 об. % газа.
- Тип *C* — водные, трехфазовые включения с 5—15 об. % газа и одной или более твердыми фазами. Большинство из них, как правило, содержат небольшой кристалл NaCl (1—5 об. %) и находятся в парагенетически более поздних цепочках вторичных включений.
- Тип *D* — это исключительно водные включения.

Включения в основном имеют округлую или неправильную форму и размер до 30 мкм. Состав и физико-химические свойства этих включений варьируют в зависимости от их геологического положения, что будет описано ниже.

### ФЛЮИДЫ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА

Образцы для исследования флюидных включений были отобраны из жил молочного кварца (шириной 2—3 см) в мелкозернистых метааренитах из метаморфитов Мерфи. Были опробованы два типа жил, располагающихся параллельно структуре сланцевания: первый — с простиранием 206° и падением 85° W, и второй — с простиранием 266° и падением 88° N. Кварц имеет относительно монолитную структуру и содержит многочисленные цепочки мелких вторичных флюидных включений. Эти жилы не подвергались деформациям и, таким образом, кристаллизовались после последнего метаморфического события. Включения имеют размер до 30 мкм в диаметре и форму, варьирующуюся от негативного кристалла до неправильной. Для некоторых включений характерны признаки расшнуровки, но такие включения мы по возможности избегали использовать в исследованиях. Водные включения (тип *D*) очень редко встречаются в этих жилах и, вероятно, являются результатом расшнуровки.

Результаты микротермометрических исследований приведены в табл. 1. Они показывают, что эвтектическое плавление водной части включений типа *A* (газовые) и типа *B* (газожидкие) происходило в диапазоне от -28.0 до -10.5 °С. Это свидетельствует о том, что это флюид, в котором преобладает NaCl с незначительным количеством других солей. Температуры эвтектического плавления водной части вклю-



**Рис. 3.** Микрофотографии, показывающие *a* — газовые включения *A*-типа, *b* — двухфазовые жидкие включения типа *B*, *c* — многофазовые включения *C*-типа, *d* — водные включения типа *D*, сосуществующие с низкотемпературными включениями *B*-типа.

чений типа *C* (трехфазовые включения) варьируют от  $-51.0$  до  $-44.8$  °C, указывая на присутствие  $\text{CaCl}_2$ -содержащей водной фазы.

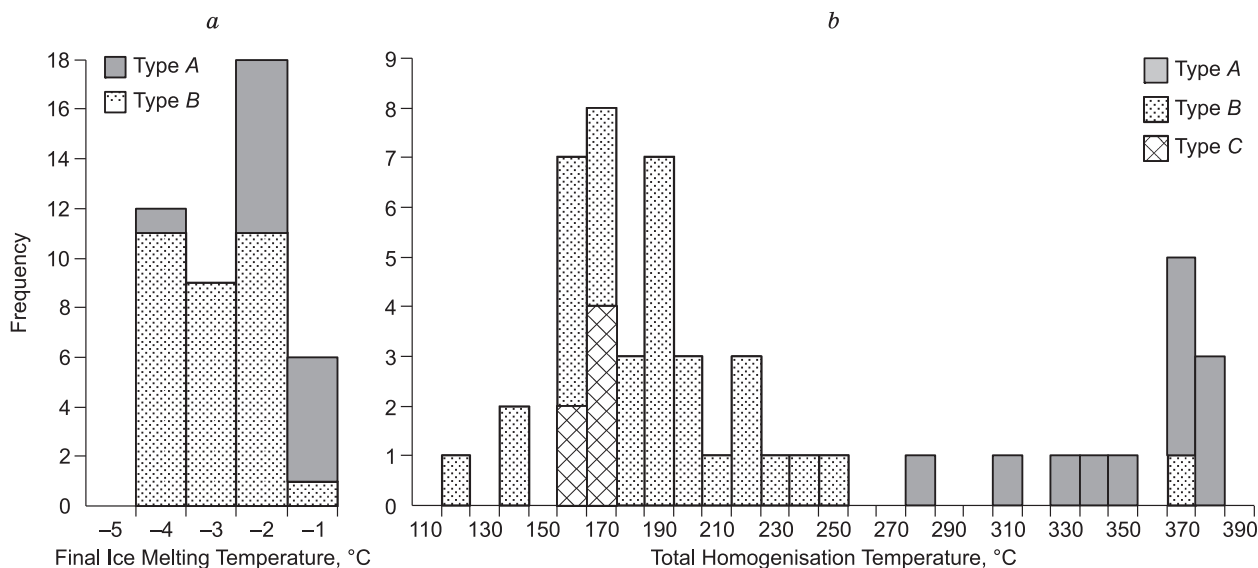
Финальные температуры плавления льда показаны на рис. 4, *a*. Включения типа *B* имеют точку плавления льда от  $-4.2$  до  $-1.7$  °C и соленость от 1.8 до 4.8 мас. %  $\text{NaCl}$ -экв., и от 0.1 до 4.4 мас. %  $\text{CaCl}_2$ -экв., рассчитанную с использованием метода [Steele-MacInnis et al., 2011]. Включения типа *A* имеют близкие температуры плавления льда и соленость от 1.6 до 45 мас. %  $\text{NaCl}$ -экв. Оцененная соленость включений типа *C* варьирует от 12.6 до 21.3 мас. %  $\text{NaCl}$ -экв. и от 18.8 до 23.5 мас. %  $\text{CaCl}_2$ -экв. по методу [Steele-MacInnis et al., 2011].

Температуры полной гомогенизации показаны на рис. 4, *b*. Включения типа *A* гомогенизировались в жидкость в диапазоне от 278 до 371 °C с модой при 370 °C. Включения типа *B* гомогенизировались в жидкую фазу в более широком диапазоне температур от 115 до 367 °C (мода при 190 °C), тогда как включения типа *C* гомогенизировались путем растворения галита в относительно узком интервале 158.3—166.0 °C. Водные (типы *B* и *C*) и газовые (тип *A*) включения иногда сосуществуют вместе. Несмотря на это, разница по температурам между ними очень значительная. Предполагается, что включения типа *A* захватывались при температурах около 370 °C, тогда как включения типов *B* и *C* — при 160—190 °C.

$\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$  были обнаружены в газовой фазе включений типа *A*, содержащих 100 об. % газа. Концентрации  $\text{N}_2$  варьируют от 32 до 100 мол. %, а содержания  $\text{CO}_2$  от 0 до 68 мол. % (рис. 5). Высокий уровень  $\text{N}_2$ , наблюдаемый в этих включениях, вероятно, генерировался при метаморфизме осадков.

### ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образцы для изучения были отобраны из месторождений Ева и Джексон Пит (см. рис. 2). Минерализация на Джексон Пит связана с зоной гематитизации и брекчированных вулканитов, располагающейся вблизи с подстилающими конгломератами Уэстморленда. Образцы были отобраны из субгоризонтальных, окремненных кварцевых жил в гематитизированных вулканитах Клиффдейла, проявляющих радиоактивность выше фона. Эти жилы напоминают жилы  $Q_3$ , описанные [Polito et al., 2004], и содержат ранние ксеноморфные ( $Q_{3a}$ ) кристаллы кварца вблизи стенок жил и шестоватый идиоморфный кварц



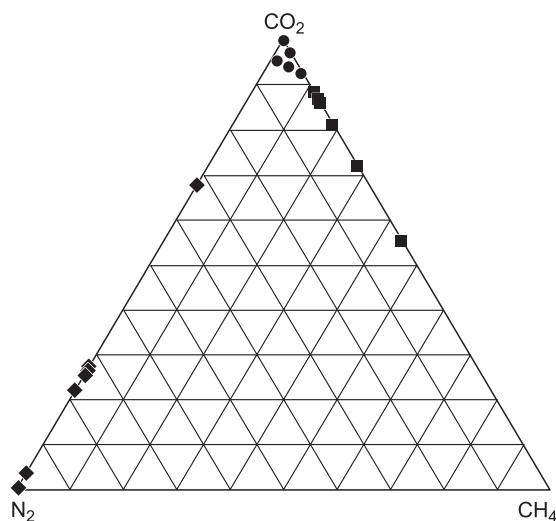
**Рис. 4.** Микротермометрические данные по флюидным включениям из метаморфических пород Мерфи, показывающие *a* — конечные температуры плавления льда и *b* — температуры полной гомогенизации.

( $Q_{3b}$ ) с четко выявленными зонами роста в центре жилы. Флюидные включения из обоих типов кристаллов кварца  $Q_3$  были исследованы нами (рис. 6, *a*) и катодоллюминесценция выявила очень незначительную разницу в составе кварца  $Q_{3a}$  и  $Q_{3b}$  (рис. 6, *b*).

Эвтектические температуры плавления не были зафиксированы во включениях типа *A* из-за высокого содержания газа, но включения типов *B* и *C* проявляли очень низкие температуры эвтектик в диапазоне от  $-79.8$  до  $-48.2$  °C. Эти предельные температуры близки к температурам эвтектики в системах  $H_2O-NaCl-LiCl$  ( $-77$  °C [Dubois et al., 2010]) и  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  ( $-52$  °C, Vanko et al., 1988) соответственно. Чтобы выявить гидраты, присутствующие при низкой температуре ( $-180$  °C), была использована рамановская спектроскопия, однако наблюдалась только широкая полоса  $3430\text{ см}^{-1}$ . Этот спектр может также соответствовать солевому раствору  $LiCl$  или  $CaCl_2$  [Baumgartner, Bakker, 2010], поэтому точную идентификацию гидратов в этих включениях провести невозможно.

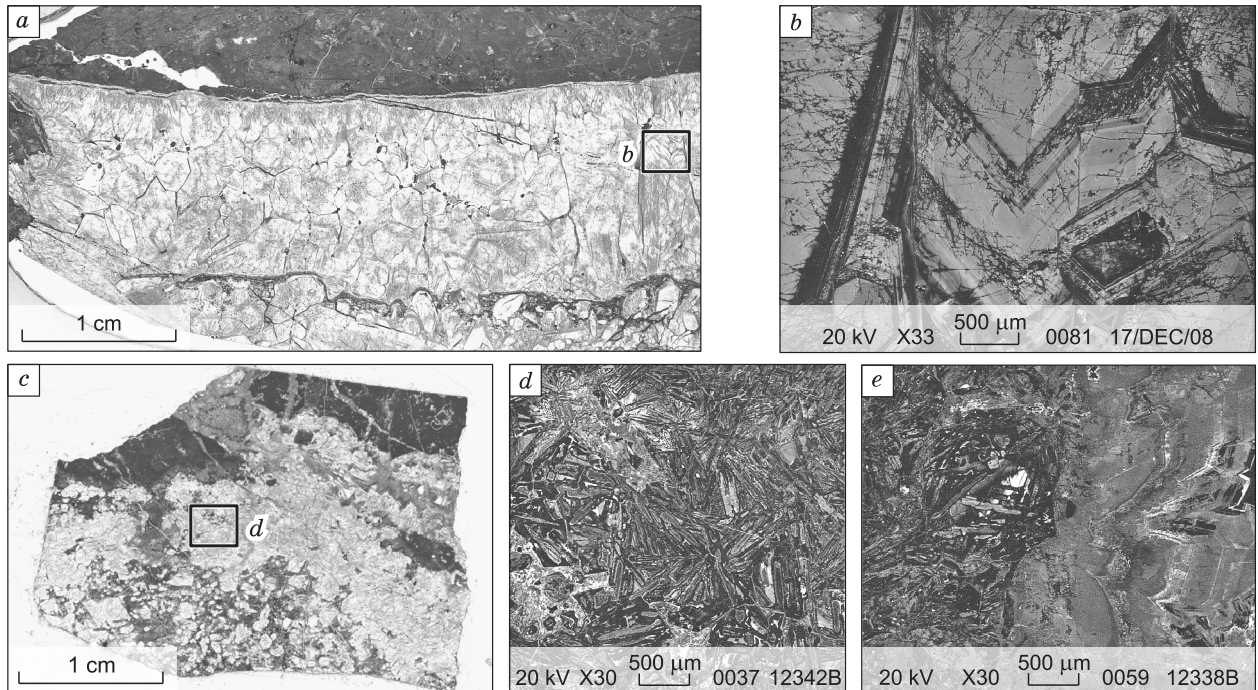
Конечные температуры плавления льда (рис. 7, *a*) во включениях типа *A* варьируют от  $-9.5$  до  $-0.2$  °C с модой при  $-3.0$  °C. Это соответствует солёности от 0.4 до 13.4 мас. %  $NaCl$ -эquiv., с модой 5 мас. %  $NaCl$ -эquiv. по методу [Bodnar, 1993]. Во включениях типа *B* выявлено плавление солей гидратов (гидрогалит?) в диапазоне от  $-46.7$  до  $-21.4$  °C, а температура окончания плавления льда соответствует от  $-11.9$  до  $-0.1$  °C (см. рис. 7, *a*).

Температуры полной гомогенизации показаны на рис. 7, *b*. Некоторые включения типа *A* гомогенизировались в жидкость в диапазоне  $184.5-329.8$  °C, тогда как другие включения этого типа гомогенизировались в газ в диапазоне от  $314.2$  до  $376.8$  °C при моде  $330$  °C. Включения типа *B* гомогенизировались в жидкость в диапазоне  $99.1-321.6$  °C, мода  $190$  °C. Газовая фаза включений типа *C* исчезала при  $80-150$  °C, и они гомогенизировались в жидкость в диапазоне температур от  $163$  до  $236$  °C



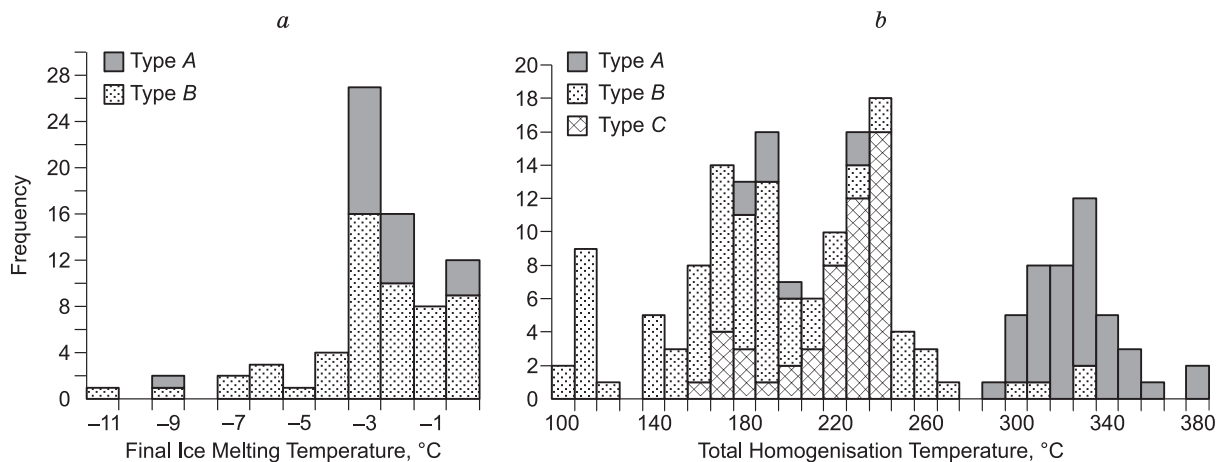
**Рис. 5.** Тройная диаграмма концентраций  $CO_2$ ,  $N_2$  и  $CH_4$  (мольн. %) в газовой фазе включений *A*-типа, определенных методом рамановской спектроскопии.

Ромбы — данные по включениям в метаморфических породах Мерфи (нижележащие породы), кружки — данные из урановых месторождений, квадраты — из медных месторождений.



**Рис. 6. Внешний вид кварцевых жил из отдельных месторождений урана и меди.**

*a* — шестоватый идиоморфный кварц из кварцевой жилы Q<sub>3</sub> из уранового месторождения Джексон Пит с первичными флюидными включениями, фиксирующими зоны роста некоторых кристаллов; *b* — катодоллюминесцентное отображение области (*b*) на рис. 6, *a*, показывающее несколько эпизодов кристаллизации кварца с очень похожим химическим составом; *c* — кварцевый прожилок на месторождении меди Сант Барб, показывающий ксеноморфные кристаллы кварца и открытое пространство, заполняемое халцедоном, *d* — катодоллюминесцентное отображение области на рис. 6, *c*, показывающее псевдогольчатую структуру кристалла; *e* — катодоллюминесцентное отображение другой части жилы, показывающее псевдогольчатый кварц с нарощенными ксеноморфными кристаллами кварца в виде гребня.



**Рис. 7. Микротермометрические данные по флюидным включениям из урановых месторождений Ева и Джексон Пит, демонстрирующие конечные температуры плавления льда (*a*) и температуры полной гомогенизации (*b*).**

мода при 235 °С. Данные, показанные на рис. 7, *b*, наводят на мысль о бимодальном распределении, т.е. есть высокотемпературная группа включений (типы *A* и *B*), гомогенизирующаяся в диапазоне 290—380 °С, и более низкотемпературная группа включений (типы *B* и *C*) с температурой гомогенизации в диапазоне 99—270 °С. Кроме того, наличие включений типа *D* (водные) в псевдovторичных цепочках в кристаллах кварца предполагает их захват при низких температурах, как правило, менее 50 °С [Gold-



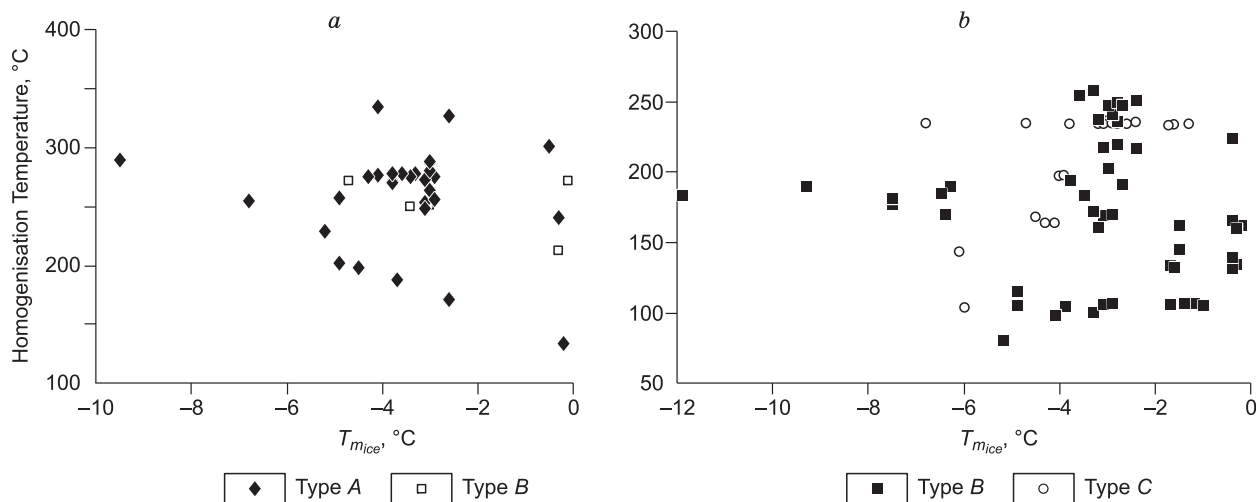


Рис. 8. Графики температур гомогенизации в зависимости от температур окончания плавления льда для высокотемпературной группы включений (а) и низкотемпературной группы включений (b), обе из урановых месторождений Ева и Джексон Пит.

stein, Reynolds, 1994]. Таким образом, вполне вероятно, что флюиды непрерывно захватывались по мере их охлаждения до поверхностных температур.

Графики температур гомогенизации в зависимости от окончательной температуры плавления льда показаны на рис. 8. Обе группы — высокотемпературная (см. рис. 8, а) и низкотемпературная (см. рис. 8, b) указывают преимущественно на изотермическое смешение высоко- и низкосолёных флюидов [Dubessy et al., 2003]. Колебания температуры, очевидные при более низких температурах плавления льда, могут быть связаны с постзахватными явлениями во включениях или колебаниями по давлению или температуре во время захвата. Последнее предположение согласуется с аналогичными наблюдениями в регионе Ист Аллигатор Ривер [Derome et al., 2003], что объяснялось резким снижением давления в связи с реактивацией разломов фундамента.

Хотя LiCl может присутствовать в этих включениях, но пока нет возможности использовать микротермометрию для точного определения соотношения LiCl:NaCl:H<sub>2</sub>O по опубликованным ранее данным. Тем не менее Дюбуа с соавторами [Dubois et al., 2010] отмечают, что система H<sub>2</sub>O—NaCl—CaCl<sub>2</sub> очень похожа на систему H<sub>2</sub>O—NaCl—LiCl, но последняя отличается более низкой температурой эвтектики. Поэтому система H<sub>2</sub>O—NaCl—CaCl<sub>2</sub> использовалась в качестве аналога более сложной системы H<sub>2</sub>O—NaCl—CaCl<sub>2</sub>—LiCl. Соленость была оценена по методу [Steele-MacInnis et al., 2011] и показана на рис. 9. Видно, что включения типа В могут быть подразделены на две группы. Большое количество включений располагаются на или очень близко к границе H<sub>2</sub>O—NaCl (см. рис. 9). Тренд по направлению к 100 мас. % H<sub>2</sub>O предполагает смешение с низкосолёными (метеорными?) флюидами (см. рис. 8). Не исключается возможность смешения между NaCl- и CaCl<sub>2</sub>-обогащенными флюидами, на что указывает разброс составов богатых NaCl флюидных включений по направлению к включениям, обогащенным CaCl<sub>2</sub> (см. рис. 9). Включения типа С имеют низкие температуры плавления льда в диапазоне от -52.0 до

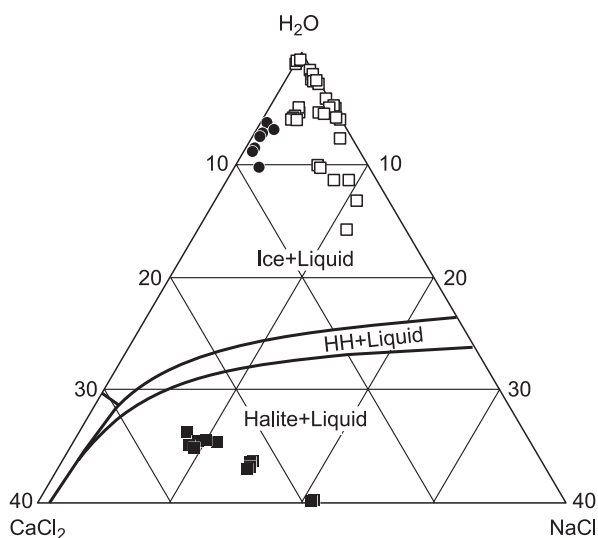


Рис. 9. Тройная диаграмма H<sub>2</sub>O—CaCl<sub>2</sub>—NaCl, показывающая данные по флюидным включениям из урановых месторождений Ева и Джексон Пит.

Полые квадраты — богатые NaCl включения типа В, черные кружки — богатые CaCl<sub>2</sub> включения В-типа, заливные квадраты — богатые CaCl<sub>2</sub> включения С-типа, которые гомогенизируются при растворении галита (мас. %).

Таблица 1. Микротермометрические и КР данные для исследованных флюидных включений

Тип включений	$T_g, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл}} \text{ льда}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл}} \text{ (hh)}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{гом}} \text{ (L+V} \rightarrow \text{L)}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл}} \text{ галита}, ^\circ\text{C}$	NaCl, мас. %	CaCl <sub>2</sub> , мас. %	$X_{\text{CO}_2}$	$X_{\text{N}_2}$	$X_{\text{CH}_4}$
<b>Метаморфиты Мерфи</b>										
A	-28.0...-10.5	-4.0...-1.5	—	279.6—370.5	—	1.6—4.5	—	0—68	32—100	—
B	-28.0...-11.3	-4.2...-1.7	—	115.2—367.3	—	1.8—4.8	0.1—4.4	—	—	—
C	-51.0...-44.8	-50.2...-44.3	—	—	158.3—166.0	12.6—21.3	18.8—23.5	—	—	—
<b>Урановые месторождения</b>										
A	—	—	—	184.5—376.8	—	—	—	93—100	0—3	0—7
B	-79.8...-48.2	-11.9...-0.1	-51.9...-21.4	99.1—321.6	—	0.2—11.3	0.71—8.5	—	—	—
C	-79.8...-49.6	-52.0...-44.4	—	—	163—236	8.9—20.8	19.0—24.7	—	—	—
D	—	—	—	< 50	—	—	—	—	—	—
<b>Месторождения меди</b>										
A	—	-12.5...-0.3	—	254.8 и 359	—	0.5—16.4	—	56—89	—	11—44
B	-79.4...-64.1	-21.3...0.0	-52.0...-5.0	76.4—342.7	—	0.6—14.2	—	—	—	—
C	-79.8...-48.2	-21.3...-25.2	—	—	147.6—243.9	18.4—29.8	—	—	—	—
D	—	—	—	< 50	—	—	—	—	—	—

-44.4 °C и всегда гомогенизируются при плавлении галита. Некоторые включения типа C содержат твердые фазы, которые не растворялись при нагревании (см. рис. 3, c), а на рамановских спектрах они идентифицируются как доломит и слюда.

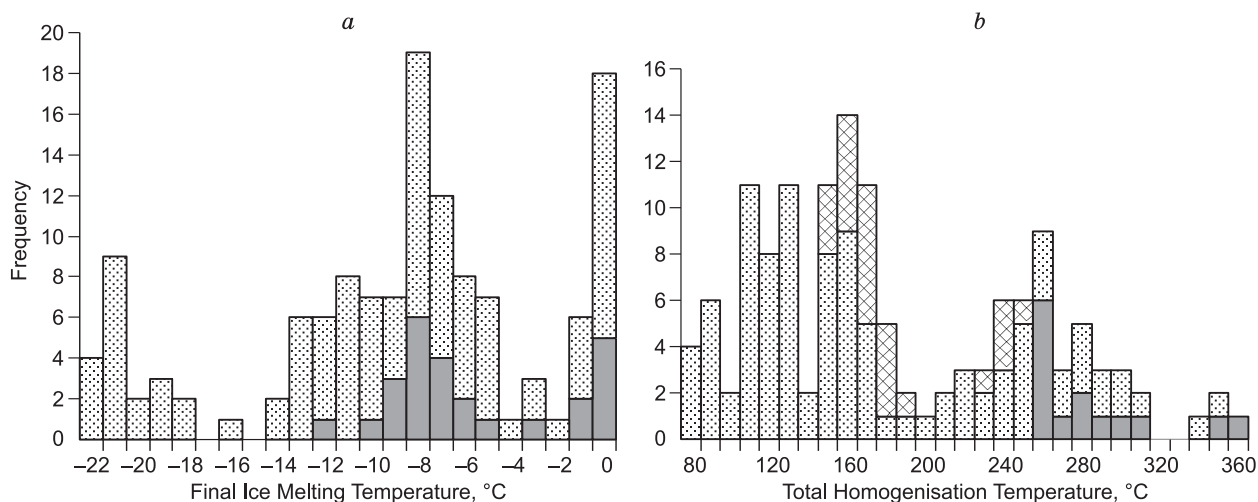
Рамановские анализы включений типа A (от 50 до 100 об. % газа) показали, что они содержат CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> (см. табл. 1). Газ представлен преимущественно CO<sub>2</sub> (≥ 93 мол. % CO<sub>2</sub>) с небольшим количеством CH<sub>4</sub> и/или N<sub>2</sub> (см. рис. 5). Не выявлено каких-либо закономерностей в распределении трех типов включений внутри отдельных кристаллов. Это подтверждает вышесказанное предположение, что значительные изменения в химизме флюидов и температурах захвата произошли в результате смешения флюидов, что предполагалось ранее [Derome et al., 2003; Dubessy et al., 2003]. Поскольку эти флюиды богаты газом, их незначительное отделение, возможно, произошло в результате смешения флюидов разного состава.

### ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Пример кварцевых прожилков, ассоциирующих с медной минерализацией, на разведочных отработках Сант Барб показан на рис. 6, c, e. Катодолюминесцентное изображение (см. рис. 6, d) выявляет сгустки лучистых кристаллов кварца с псевдоигольчатой структурой [Dong et al., 1995], указывая на замещение кальцита кварцем при низкой температуре. Рисунок 6, e показывает, что этот псевдоигольчатый кварц позже обрастает халцедоновым кварцем и, наконец, зональными идиоморфными кристаллами кварца. Флюидные включения, подходящие для микротермометрических исследований, были найдены только в идиоморфных кристаллах кварца. Этот кварц содержит обильные первичные флюидные включения в ядрах и в зонах роста от ксеноморфных к идиоморфным кристаллам. Линейные цепочки псевдодубличных включений встречаются во внешних каемках кристаллов, а цепочки поздних вторичных флюидных включений пересекают кристаллы полностью.

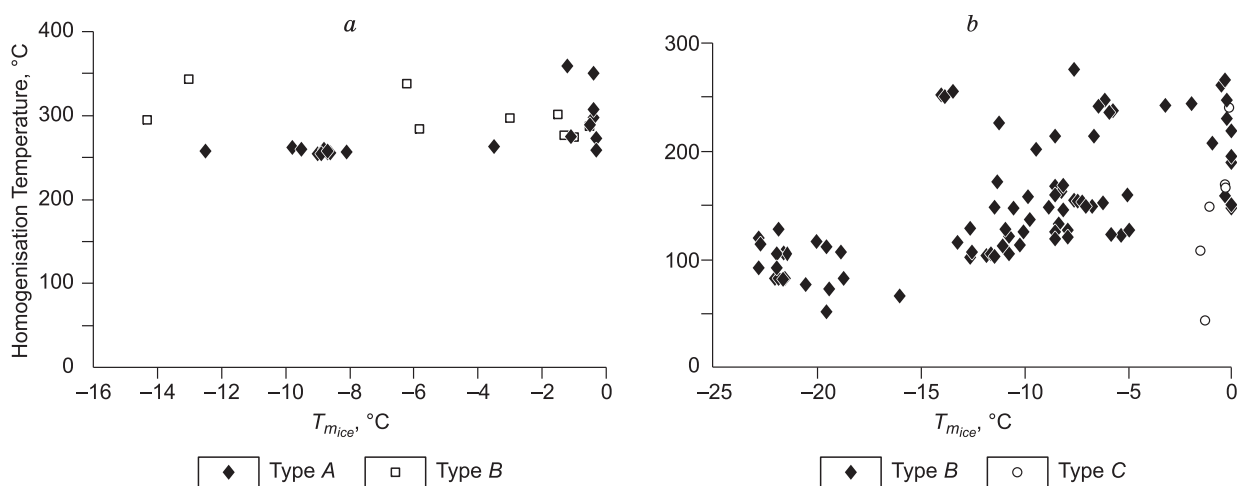
Эвтектические температуры плавления опять не были зафиксированы во включениях типа A из-за высокого содержания газов, а включения типов B и C показывают температуры первого плавления в диапазоне от -76.5 до -13.5 °C, большинство эвтектических температур оказывается между -60 и -44 °C. Как обсуждалось выше, эти предельные температуры близки к эвтектической температуре в системе H<sub>2</sub>O—NaCl—LiCl (-77 °C) и системе H<sub>2</sub>O—NaCl—CaCl<sub>2</sub> (-52 °C) соответственно и предполагают, что как LiCl, так и CaCl<sub>2</sub> присутствуют во флюиде.

Температура окончательного плавления льда во включениях типа A варьируют от -12.5 до -0.3 °C с модой при -8.5 °C (рис. 10, a). Как и прежде, соленость рассчитана для системы H<sub>2</sub>O—NaCl—CaCl<sub>2</sub> из-за ограниченных данных для системы H<sub>2</sub>O—NaCl—LiCl. Соленость включений типа A была рассчитана для системы H<sub>2</sub>O—CaCl<sub>2</sub> методом [Zhang, Frantz, 1989], и она варьировала от 0.7 до 16.3 мас. % CaCl<sub>2</sub>-экв. (мода — 12 мас. % CaCl<sub>2</sub>-экв.). Графики температуры гомогенизации в зависимости от конечной температуры плавления льда показаны на рис. 11. Группа высокотемпературных включений (см. рис. 11, a) указывает на изотермическое смешение флюидов с высокой и низкой соленостью, а температура смешанного флюида контролируется вмещающей породой [Dubessy et al., 2003]. Низкотемпературная группа (см. рис. 11, b) указывает на адиабатическое смешение между более холодным флюидом



**Рис. 10.** Микротермометрические данные по флюидным включениям из медных месторождений, демонстрирующие конечные температуры плавления льда (*a*) и температуры полной гомогенизации (*b*).

Усл. обозн. см. на рис. 7.



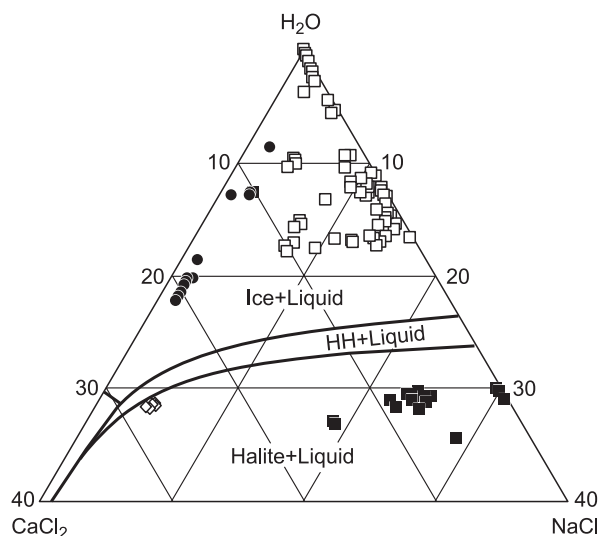
**Рис. 11.** Графики температур гомогенизации в зависимости от температур окончания плавления льда для высокотемпературной группы включений (*a*) и низкотемпературной группы включений (*b*) из медных месторождений.

высокой солености и более горячим флюидом низкой солености. Разброс по температурам гомогенизации свидетельствует о колебаниях давления в течение особого случая циркуляции флюида, соответствующего одинаковой доле минералов каждого флюида [Dubessy et al., 2003].

Соленость включений типов *B* и *C* была рассчитана с использованием метода [Steele-MacInnis et al., 2011] и показана на рис. 12. Очевидно, что включения типа *B* могут быть разделены на три отдельные группы. Есть высокосолёные включения типа *C*, содержащие галит, группа включений низкой солености (< 16 мас. % NaCl), которая располагается на или очень близко к границе H<sub>2</sub>O-NaCl, и группа включений, богатых CaCl<sub>2</sub>, плотно прилегающая к границе H<sub>2</sub>O-CaCl<sub>2</sub> (см. рис. 12). Небольшая группа включений, богатых CaCl<sub>2</sub>, также попадает в поле галит + флюид, но они представляют собой метастабильную ассоциацию. На рис. 12 также отчетливо виден тренд от почти чистых NaCl-H<sub>2</sub>O включений в направлении включений со смешанным NaCl-CaCl<sub>2</sub> составом, что предполагает смешение между богатыми NaCl и CaCl<sub>2</sub> рассолами. Кроме того, графики температур окончательного плавления льда в зависимости от температур гомогенизации, показанные на рис. 11, свидетельствуют о смешении флюидов

**Рис. 12. Область системы  $H_2O-CaCl_2-NaCl$ , показывающая данные для флюидных включений из медных месторождений.**

Полые квадраты — богатые NaCl включения типа B, черные кружки — богатые  $CaCl_2$  включения B-типа, черные квадраты — богатые NaCl включения C-типа, которые гомогенизируются при растворении галита.



высокой и низкой солёности. Поэтому мы предполагаем, что было два эпизода смешения: смешение между богатыми NaCl и богатыми  $CaCl_2$  рассолами и смешение с более горячим флюидом низкой солёности. Не выявлено каких-либо закономерностей в распределении включений типов A, B и C в идиоморфном кварце этой поздней стадии (см. рис. 3, a).

Температуры полной гомогенизации показаны на рис. 10, b. Включения типа A гомогенизировались в жидкую фазу в интервале 254.8—359 °С. Включения типа B гомогенизировались в жидкость в широком диапазоне температур от 76.4 до 342.7 °С, но на рис. 10, b видно наличие бимодального распределения на высокотемпературную группу с модой при 250 °С и низкотемпературную группу с модой около 120 °С. Включения типа C гомогенизировались при растворении галита, за исключением тех включений, где твердые фазы не растворялись до предельных температур термокамеры. Некоторые из этих твердых фаз были идентифицированы как доломит и слюда и, по-видимому, являются ксеногенными. Растворение галита происходило в диапазоне от 147.6 до 243.9 °С, мода при 170 °С (см. рис. 10, b). Включения типа D (только жидкость) также присутствуют в кварцевых жилах медных месторождений. Это опять-таки предполагает их захват при низких температурах, как правило, менее 50 °С [Goldstein, Reynolds, 1994], подразумевая, что флюид продолжал остывать до близповерхностных температур.

Рамановский анализ некоторых включений типа A (газовые) показал, что они содержат от 56 до 89 мол. %  $CO_2$ , а также 11—44 мол. %  $CH_4$  (см. рис. 5, табл. 1). Эти включения отличаются от таковых на месторождениях урана, имея гораздо более высокие содержания  $CH_4$ , что указывает на более восстановительные условия в момент их захвата.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Полезно сопоставить результаты настоящего исследования с предыдущими исследованиями флюидных включений урановых месторождений уранового поля р. Аллигатор. Типы включений, которые выявлены в данной работе, очень похожи на включения уранового поля Аллигатор Риверс [Yrma, Fuzikawa, 1980; Wilde et al., 1989; Derome et al., 2003; Polito et al., 2004; Polito et al., 2005b] и суммированы в табл. 2. Сходство флюидных включений в структуре Мерфи и включений уранового поля Аллигатор

**Таблица 2. Литературные данные по флюидным включениям из уранового поля Аллигатор Риверс [Alligator Rivers Uranium Field]\***

Тип включений	Описание	Содержание, мас. %	$T_{гом}$ , °С	Газ
1	Газовые включения, содержащие > 30 об. % газа и без дочерних минералов	Низкая солёность	> 400	$CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$
2	Двухфазовые включения (Ж + Г) с 5—15 об. % газа и без дочерних минералов	0—30 $CaCl_2$ 0—17 NaCl	75—260	$CO_2 \pm CH_4$
3	Трёхфазовые включения с < 20 об. % газа и кристаллами галита	0—45 $CaCl_2$ 0—30 NaCl	85—240	$CH_4$
4	Мультифазовые включения, содержащие водный флюид, пузырек газа (обычно < 20 об. %) и несколько твердых фаз (например, хлорит, слюда, давсонит, гематит, гетит, карбонат, уранинит, апатит и каолинит)	0—45 $CaCl_2$ 0—30 NaCl	65—245	$CH_4 \pm N_2$

\* Данные заимствованы из [Yrma, Fuzikawa, 1980; Wilde et al., 1989; Derome et al., 2003, 2007; Polito et al., 2004, 2005].

Риверс позволяет предположить, что аналогичные процессы происходили в обеих областях, как это и предлагалось ранее [Polito et al., 2005a]. Тем не менее это первое исследование, в котором зафиксировано присутствие чисто водных флюидных включений, образовавшихся в постзахватных процессах при расшнуровке включений. Эти включения имеют большое значение, поскольку они документируют движение флюидов при температурах ниже 50 °С и продемонстрируют, что эти системы были активными до весьма низких температур.

**Флюиды пород фундамента.** Некоторые авторы ранее предполагали, что богатые  $\text{CaCl}_2$  флюиды формировались тогда, когда рассолы  $\text{NaCl}$  активно взаимодействовали с подстилающими породами [Derome et al., 2003, 2005, 2007; Richard et al., 2010]. Именно поэтому образцы кварцевых прожилков из пород фундамента были включены в данное исследование. Температуры гомогенизации включений типа *A* (существенно газовые) и сосуществующих включений типа *B* (богатых жидкостью), захваченных в нижележащих породах, указывают на присутствие флюидов со значительно более высокой температурой, чем ранее предлагалось для урановой минерализации в регионе Уэстморленд [Polito et al., 2005a]. Вероятно, эти включения могли быть захвачены при метаморфизме сланцев, алевролитов и граувакков, которые составляют метаморфиты Мерфи. Появление относительно высоких содержаний  $\text{N}_2$  во включениях типа *A* подтверждает это предположение, поскольку аналогичные, богатые  $\text{N}_2$  флюиды, как известно, образуются в результате образования сланцев [Bottrell et al., 1988].

Включения типов *B* и *C* имеют пики гомогенизации около 190 и 170 °С соответственно. Такие температуры позволяют предположить, что эти включения могли быть захвачены из флюидов бассейна, находящегося в термальном равновесии с осадками на глубине около 3—4 км. Включения типа *B* представлены флюидами с низкой соленостью и различным количеством  $\text{NaCl}$  и  $\text{CaCl}_2$  вплоть до максимума приблизительно 4 мас. % (см. табл. 1). Они могут соответствовать флюидам низкой солености, о которых сообщалось ранее в работах [Polito et al., 2005b; Derome et al., 2007]. Включения типа *C* — это сильносоленые, богатые  $\text{CaCl}_2$  флюиды с концентрацией 18.8—23.5 мас. %  $\text{CaCl}_2$  (см. табл. 1). Предполагается, что они зарождаются подобно богатым  $\text{Ca}$  рассолам в породах фундамента, ассоциирующих с «несогласными» урановыми месторождениями [Derome et al., 2003, 2007; Richard et al., 2010].

**Флюиды, связанные с урановой минерализацией.** Как упоминалось выше, кварцевые жилы, связанные с урановыми месторождениями в структуре Мерфи, напоминают  $\text{Q}_3$  жилы, описанные [Polito et al., 2004]. Они пересекают и цементируют брекчированный хлорит и уранинит на месторождении урана Набарлек. Ранее сообщалось [Polito et al., 2004], что на этом месторождении газовые включения (тип *A*) и сосуществующие высокосоленые включения (тип *B*) наблюдались лишь в раннем кварце  $\text{Q}_1$ , в то время как кварц  $\text{Q}_3$  содержал только  $\text{Ca-Na}$  рассолы различной солености. Тем не менее в данном исследовании все типы включений (*A*, *B*, *C* и *D*) были обнаружены в той же самой жиле кварца. Таким образом, эти жилы, как представляется, регистрируют несколько этапов миграции флюидов в этом регионе.

Как отмечалось в метаморфитах Мерфи, температуры гомогенизации включений из этих кварцевых жил можно разделить на две группы (см. рис. 7, *b*). Большинство газовых включений (тип *A*) и некоторые сосуществующие включения типа *B* гомогенизируются в диапазоне от 280 до 380 °С. Эти температуры значительно выше, чем температурные оценки по степени кристалличности иллита ( $200 \pm 50$  °С) и хлоритовому геотермометру ( $230 \pm 30$  °С [Polito et al., 2005a]). Поскольку ничего неизвестно о магматической активности в регионе в процессе формирования минерализации, то похоже, что эти высокотемпературные флюиды, возможно, зарождались на глубине, в породах фундамента.

В данном исследовании во включениях типа *A* (газовые)  $\text{CO}_2$  и второстепенные количества  $\text{N}_2$  и  $\text{CH}_4$  были также обнаружены. Высокое содержание  $\text{CO}_2$  во включениях типа *A* на урановых месторождениях по сравнению с газами во флюидах из метаморфитов Мерфи и урановых месторождений (см. рис. 5) указывают на то, что эти флюиды были более окисленными, чем флюиды в породах фундамента и медных месторождениях. Ряд авторов [Yrma, Fuzikawa, 1980; Wilde et al., 1989; Derome et al., 2003] также сообщали о присутствии  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2$  во флюидных включениях из урановых месторождений поля Аллигатор Риверс. Соотношения  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$ , приведенные в этих работах, широко варьируют, указывая на то, что как окисленные, так и восстановленные флюиды присутствуют в этих системах.

Включения типов *B* и *C* имеют пики гомогенизации около 190 и 235 °С соответственно, что сопоставимо с предыдущими оценками температур для урановых месторождений поля Аллигатор Риверс [Wilde et al., 1989; Derome et al., 2003; Polito et al., 2004, 2005a,b]. Кроме того, включения типа *B* могут быть подразделены на две отдельные группы включений, богатых  $\text{NaCl}$  и богатых  $\text{CaCl}_2$  (см. рис. 9). Лишь некоторые включения типа *B* имеют различные соотношения  $\text{Ca/Na}$ , свидетельствуя о смешении между двумя крайними флюидами. Это очень похоже на данные для уранового поля Аллигатор Риверс, где были зарегистрированы богатые  $\text{Na}$  и  $\text{Ca}$  рассолы, а также смешение между этими двумя флюидами [Derome et al., 2003, 2007; Polito et al., 2004, 2005b; Richard et al., 2010]. Включения типа *C* имеет самую высокую соленость, как правило, обогащены  $\text{CaCl}_2$  (см. рис. 9) и соответствуют включениям типа 4 в табл. 2. Такое высокое содержание кальция обычно рассматривается как результат взаимодействия бога-

тых NaCl рассолов и богатых Ca пород [Davisson, Chriss, 1996; Hanor, 1994; Wilson, Long, 1992, 1993], но детали того, как это происходит в урановых системах, пока недостаточно понятны. Тем не менее в этом исследовании мы смогли задокументировать замещение карбоната кальция псевдоигольчатым кварцем в жилах в близлежащих месторождениях меди (см. рис. 6, *d, e*). Таким образом, в этих системах низкотемпературный процесс генерации богатых CaCl<sub>2</sub> флюидов кажется более подходящим. Это очень похоже на другие эпитермальные процессы, где кипение вызывает выброс CO<sub>2</sub> и в результате отлагается кальцит пластинчатой формы (решетчатая структура), который позже растворяется и замещается кварцем [Dong et al., 1995]. Последнее предполагает повышение растворимости кальцита, которое может быть результатом снижения pH и/или повышения  $P_{CO_2}$ .

Появление чисто водных включений (тип *D*) в псевдотричных цепочках также очень важно, поскольку оно регистрирует перенос флюидов при температурах ниже 50 °C [Goldstein, Reynolds, 1994]. Согласно Полито с соавторами [Polito et al., 2004, 2005a], кварц Q<sub>3</sub> указывает на завершение первого этапа урановой минерализации и, следовательно, низкотемпературные включения в нем предполагают, что жилы были реактивированы в течение нескольких последующих эпизодов притока флюидов и могут быть связаны с более поздними этапами ремобилизации урана.

**Флюиды, связанные с медной минерализацией.** Как уже отмечалось выше, температуры гомогенизации флюидных включений из медных месторождений также демонстрируют бимодальное распределение (см. рис. 10, *b*). Имеется высокотемпературная группа включений (типы *A, B* и *C*), гомогенизирующаяся в диапазоне от 210 до 359 °C, и низкотемпературная группа (типы *B* и *C*) с температурами гомогенизации 76—200 °C, а если также включить низкотемпературные включения типа *D*, то этот низкотемпературный интервал может быть расширен до уровня ниже 50 °C. Подчеркнем еще раз, что во включениях типа *A* были обнаружены CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> в газовой фазе. Это свидетельствует о взаимодействии вода/порода и/или о связи с процессами метаморфизма (см. рис. 5). Концентрации CH<sub>4</sub> здесь гораздо выше, чем в аналогичных включениях типа *A* из урановых месторождений, указывая на то, что более восстановленные флюиды присутствовали на территориях, связанных с медной минерализацией.

Включения типа *B* можно разделить на те, которые относятся к системе NaCl—H<sub>2</sub>O, и на те, что соответствуют системе CaCl<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O (рис. 12), но с признаками смешения флюидов между двумя конечными группами включений и с последующим смешением с флюидом низкой солености. Сходство этих включений с включениями типа *B* на урановых месторождениях (см. рис. 9), позволяет предположить, что одни и те же флюиды могут быть вовлечены в формирование как урановой, так и медной минерализации. Количественный максимум низкотемпературных включений на рис. 10 находится около 120 °C, что значительно ниже, чем на урановых месторождениях (~190 °C). Это предполагает, что медная минерализация могла также образовываться при более низких температурах, чем урановая минерализация. Включения типа *C*, как правило, обогащены NaCl (см. рис. 12) по сравнению с этим же типом, что связан с урановой минерализацией (см. рис. 9). Это может указывать на то, что эти богатые NaCl флюиды зарождались в осадочном бассейне, как это предполагалось ранее [Dubessy et al., 2003; Derome et al., 2007].

Строение кварцевых жил на медных месторождениях также предполагает, что минерализация возникла при низких температурах. Как показано на рис. 6, *c*, многие из кварцевых жил имеют структуры заполнения открытого пространства, выполненные халцедоновым кварцем или псевдоигольчатым кварцем, замещающим кальцит. Это также согласуется с наличием в этих жилах низкотемпературных включений типа *D*. В одних жилах, которые не содержат пригодных для изучения флюидных включений, малахит, как поздний минерал, заполняет пустоты в центре кварцевых жил с инкрустацией. В других жилах он образует колломорфные каймы, которые также связаны с кристаллизацией низкотемпературного кварца. Такие эпитермальные структуры позволяют предположить, что некоторая часть меди, возможно, была извлечена из вулканитов Сейгал и/или вулканитов Клиффдейл.

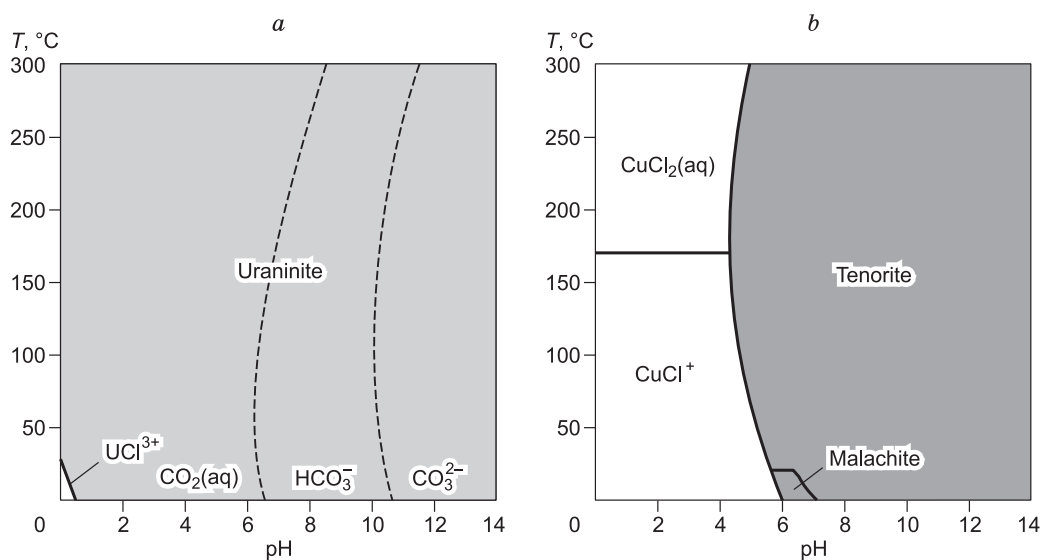
**Перенос и отложение металлов.** Как уже говорилось выше, богатые NaCl и богатые CaCl<sub>2</sub> флюиды встречаются совместно как на месторождениях урана, так и меди. Это предполагает, что одни и те же флюиды могут быть вовлечены в формирование U и Cu минерализации. Хорошо известно, что уран может легко переноситься в окисленных, соленых рассолах [Skirrow et al., 2009]. К сожалению, близлежащее медное месторождение Редбанк (в 58 км к северу от месторождения Ева) не было изучено нами на предмет включений. Предполагается, что оно также образовалось из Cu-содержащих, окисленных, богатых сульфатами рассолов бассейна, которые нисходили в вулканические толщи бассейна МакАртур и смешивались с подстилающими гидрокарбонатными флюидами [Wall, Heinrich, 1990]. Кроме того, расчеты массбаланса и геохимическое моделирование [Cooke et al., 1998] показали, что низкотемпературные рассолы бассейна МакАртур были потенциально способны выщелачивать медь и другие цветные металлы из вулканических толщ, чтобы сформировать промышленную низкотемпературную (< 200 °C) минерализацию в разнообразных ловушках окружающих пород.

В соответствии с предыдущими исследованиями [Derome et al., 2003, 2007; Polito et al., 2004, 2005b; Richard et al., 2010], в данном исследовании идентифицированы богатые NaCl и богатые CaCl<sub>2</sub> флюиды на месторождениях урана и меди (см. рис. 9 и 12). Данные по флюидным включениям в нашей работе соответствуют модели формирования минерализации при смешении флюидов, как это предлагалось ранее [Derome et al., 2003, 2007; Dubessy et al., 2003; Richard et al., 2010]. Богатые NaCl и богатые CaCl<sub>2</sub> рассолы циркулировали в горизонтах пород бассейна и достигали термального равновесия с вмещающими породами на глубинах более 3 км. Богатые NaCl рассолы постепенно обогащались Ca либо за счет смешения флюидов, либо за счет взаимодействия вода/порода. Затем тектонические движения реактивировали разломы фундамента, высвобождая более нагретые флюиды низкой солености в бассейн. Смешение окисленных рассолов с более восстановленными флюидами низкой солености первоначально привело к осаждению урана. Из-за умеренной—высокой солености флюидов большая часть меди не осаждалась, пока флюиды не охлаждались до более низких температур (< 150 °C).

Геохимическое моделирование [Bastrakov et al., 2010] показало, что окислительно-восстановительные характеристики флюида в первую очередь контролируют растворимость урана при любой температуре, добавление хлора (т.е. увеличение солености) повышает растворимость урана, но не изменяет общей картины растворимости за исключением очень высоких температур. С другой стороны, соленость является главным фактором, контролирующим растворимость меди, но и температура имеет также большое значение как параметр второго порядка [Huston, 1998; Liu et al., 2002].

Устойчивость форм нахождения урана в зависимости от логарифма активности O<sub>2</sub>, pH и логарифма активности ионов хлора как аналога солености была рассчитана с помощью программного обеспечения The Geochemist's Workbench software (<http://www.rockware.com/product/overview.php?id=132>). В общей сложности 57 форм нахождения урана в твердых фазах и растворах принимались во внимание в расчетах, ссылки на их термодинамические свойства приведены в таблицах 3.1 и 3.2 в работе [Bastrakov et al., 2010]. Диаграмма на рис. 13 была рассчитана для концентрации урана 0.01 г/т, концентрации меди 100 г/т, 10 мас. % Cl, активности CO<sub>2</sub> (p-p) = 1 × 10<sup>-3</sup> и SiO<sub>2</sub> (p-p) = 8 × 10<sup>-5</sup>. Концентрации урана 0.01 г/т были выбраны из-за низкой растворимости урана при 25 °C (см. рис. 4.2 в [Bastrakov et al., 2010]), а 10 мас. % Cl — это среднее значение концентрации ионов Cl во включениях типов B и C в данной работе (см. табл. 1). Активность CO<sub>2</sub> (p-p) и активность SiO<sub>2</sub> (p-p) также базируются на ранее определенных значениях [Bastrakov et al., 2010]. Концентрация меди 100 г/т была выбрана на основе результатов предыдущего геохимического моделирования, как показано в работе [Bastrakov et al., 2010, см. рис. 6.6].

На рис. 13, а показана рассчитанная устойчивость форм U<sup>4+</sup> при различных температурах в зависимости от pH. По этим прогнозам, уранинит осаждается во всем диапазоне pH, а уран растворим только в виде UCl<sub>3</sub><sup>+</sup> при очень низких значениях pH и низкой температуре. Рис. 13, б показывает рассчитанную устойчивость форм Cu<sup>2+</sup> при различных температурах в зависимости от pH. Согласно модельным расчетам, тенорит осаждается в интервале температур от 0 до 300 °C при значениях pH больше 4.3. Также прогнозируется, что малахит осаждается при температуре < 20 °C при pH 5.7—7.0. При низких значе-



**Рис. 13.** Поля устойчивости (а) форм U<sup>4+</sup> и (б) Cu<sup>2+</sup> в зависимости от температуры и pH.

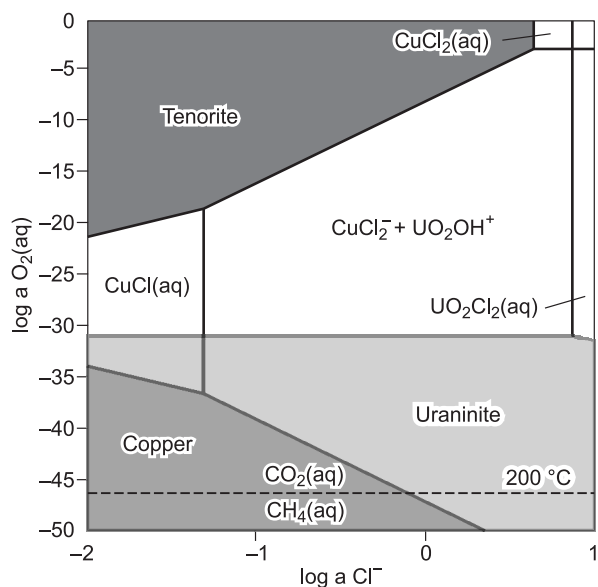
Обе диаграммы рассчитаны для 10 мас. % Cl<sup>-</sup>, активности CO<sub>2</sub> = 10<sup>-3</sup>, активности SiO<sub>2</sub> = 10<sup>-4.097</sup> и P = 100 МПа. Концентрации урана 0.01 г/т, а меди — 100 г/т (пояснения см. в тексте).

**Рис. 14. Поля устойчивости урана и меди в зависимости от логарифма активности  $O_2$  (р-р) и логарифма активности  $Cl^-$  при 200 °С и рН = 4.5.**

Расчеты выполнены для водного флюида, содержащего  $\Sigma[U^{4+}] = 0.01$  г/г,  $\Sigma[Cu^{2+}] = 100$  г/г, 10 мас. %  $Cl^-$ ,  $aCO_2 = 10^{-3}$ ,  $aSiO_2 = 10^{-4.097}$  и  $P = 100$  МПа.

ниях рН,  $CuCl^+$  (р-р) является доминирующей формой при температурах ниже 170 °С, а  $CuCl_2$  (р-р) — выше 170 °С.

На рис. 14 показаны поля устойчивости форм нахождения урана и меди при 200 °С как функция от логарифмов активности  $O_2$  (р-р) и  $Cl^-$  (р-р). Этот рисунок доказывает, что как уран, так и медь могут транспортироваться в том же самом флюиде при высоких  $f_{O_2}$  и умеренной до высокой активности хлорида. Для осаждения урана требуется снижение  $f_{O_2}$ , а медь может осаждаться либо при изменении  $f_{O_2}$ , снижении активности хлора (т.е. солёности) или изменении рН (см. рис. 13, *b*). Геохимическое моделирование [Bastrakov et al., 2010] показало, что, когда эти жидкости умеренно восстанавливаются в результате реакции с богатыми Fe мафическими вулканитами, карбонатными породами или  $CH_4$ , они будут осаждают уран, но удерживать медь во флюиде. Медь может осаждаться позже, что, вероятно, вызвано снижением солёности или изменением  $f_{O_2}$  в результате смешения с более разбавленными (например, метеорными) флюидами. Тенденции такого смешения и эффекты разбавления очевидны (см. рис. 8 и 11). Структуры жил и данные по флюидным включениям также указывают на то, что осаждение меди происходило при более низкой температуре, чем осаждение урана.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данное исследование выявило наличие, по крайней мере, трех различных флюидов в структуре прослоя Мерфи, в Северной Австралии. Существуют богатые  $CaCl_2 \pm LiCl$  рассолы, богатые  $NaCl$  рассолы и флюиды низкой солёности. Кроме того, флюиды могут быть сгруппированы в высокотемпературную (как правило, гомогенизация выше 210 °С) группу и низкотемпературную группу (как правило, гомогенизация ниже 240 °С). В зависимости от местоположения, высокотемпературные флюиды могут быть обогащены  $CO_2$ ,  $N_2$  или  $CH_4$ . Наличие этих газов и отсутствие магматической активности в регионе в процессе образования минерализации предполагают, что эти высокотемпературные флюиды, возможно, имеют глубинный источник, в породах фундамента. Кроме того, на урановых месторождениях в этих флюидах преобладает  $CO_2$ , указывая на то, что эти флюиды являются относительно окисленными, тогда как на медных месторождениях присутствуют  $CO_2$  и  $CH_4$ , свидетельствуя о том, что эти флюиды являются более восстановленными, чем на проявлениях урановой минерализации.

Графики состава растворов газожидких включений типов *B* и *C* позволяют предположить, что происходили, по крайней мере, две стадии смешения флюидов. Во-первых, было смешение между богатыми  $CaCl_2 \pm LiCl$  рассолами и богатыми  $NaCl$  рассолами, давая флюид промежуточного состава, который впоследствии смешивался с флюидом низкой солёности. Это смешение привело к разбавлению в направлении от концентраций  $\sim 30$  мас. %  $NaCl$  или 25 мас. %  $CaCl_2$  до почти чистой  $H_2O$ . Группа низкотемпературных включений типа *B* имеет моду гомогенизации при 190 °С на урановых месторождениях и 120 °С на медных месторождениях. Аналогично, включения типа *C* имеют максимальное число температур гомогенизации 235 °С в урановых месторождениях и 170 °С в медных месторождениях. Это означает, что урановое оруденение формировалось при более высоких температурах, чем медная минерализация, что подтверждается низкотемпературными, эпипермальными структурами, связанными с медной минерализацией.

Геохимическое моделирование показало, что уран и медь могли переноситься в том же самом флюиде при высоких  $f_{O_2}$  и умеренных до высоких концентрациях хлорид-иона. Урановые осадки в первую очередь являются результатом восстановления  $U^{6+}$  до  $U^{4+}$ , а изменение солёности имеет незначительное влияние на растворимость урана. Осаждение меди также могло происходить либо путем изменения  $f_{O_2}$ , либо снижения солёности или изменения рН. Таким образом, предложенная модель минерализации в структуре Мерфи состоит в том, что уран и медь выщелачивались из вулканитов или осадков бассейна



МакАртур и совместно транспортировались в окисленных, Na-Ca-Li-несущих соленых флюидах, которые подвергались смешению в бассейне. Уран осаждался, когда этот флюид восстанавливался либо в результате реакции с богатыми Fe мафическими вулканитами, карбонатными породами или путем смешения с  $\text{CH}_4$ -несущим флюидом низкой солёности, извлеченным из пород фундамента. Медь оставалась во флюиде до тех пор, пока не произошло дальнейшее изменение солёности,  $f_{\text{O}_2}$  или pH, скорее всего, в результате смешения с более низкосолёными метеорными флюидами. Флюид, возможно, продолжал остывать до близповерхностных температур, о чем свидетельствует захват чисто водных флюидных включений в некоторых жилах.

Интересно отметить, что состав флюидов и оцененная температура уранового оруденения очень похожи на данные для урановых месторождений поля Аллигатор Риверс в северной части бассейна МакАртур [Yrma, Fuzikawa, 1980; Wilde et al., 1989; Derome et al., 2003; Polito et al., 2004, 2005b]. Это свидетельствует о том, что схожие процессы образования минерализации функционировали и в южной оконечности бассейна МакАртур — структуре Мерфи.

Мы благодарим редактора выпуска доктора Сергея Смирнова и рецензентов д-ра О.Л. Гаськову и д-ра Жана Дебюсси за полезные комментарии и предложения, которые значительно улучшили рукопись. Т.П. Мерна публикует эти данные с разрешения генерального директора по наукам о Земле Австралии.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Ahmad M.** Fluid inclusion study of griesens associated with the Nicholson Granite Complex, Murphy Inlier, Northern Territory // *Australian J. Earth Sci.*, 1989, v. 36, p. 207—218.

**Ahmad M., Wygralak A.S.** Calvert Hills, Northern Territory; 1:250 000 metallogenic map series, sheet SE53-8. Map and explanatory notes, Northern Territory Geological Survey, Darwin, 1989.

**Ahmad M., Wygralak A.S.** Murphy Inlier and Environs — regional geology and mineralisation / Ed. F.E. Hughes // *Geol. Miner. Dep. Australia and Papua New Guinea. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, Melbourne, 1990, p. 819—826.

**Bastrakov E.N., Jaireth S., Mernagh T.P.** Solubility of uranium in hydrothermal fluids at 25 to 300 °C: implications for the formation of uranium deposits // *Geoscience Australia Record 2010/029*, 2010.

**Baumgartner M., Bakker R.J.** Raman spectra of ice and salt hydrates in synthetic fluid inclusions // *Chem. Geol.*, 2010, v. 275, № 1—2, p. 58—66.

**Bodnar R.J.** Revised equation and table for determining the freezing point depression of  $\text{H}_2\text{O}$ —NaCl solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 683—684.

**Bottrell S.H., Carr L.P., Dubessy J.** A nitrogen-rich metamorphic fluid and coexisting minerals in slates from North Wales // *Miner. Mag.*, 1988, v. 52, p. 451—457.

**Cooke D.R., Bull S.W., Donovan S., Rogers J.R.** K-metasomatism and base metal depletion in volcanic rocks from the McArthur basin, Northern Territory — implications for base metal mineralization // *Econ. Geol.*, 1998, v. 93, p. 1237—1263.

**Davisson L.M., Chriss R.E.** Na-Ca-Cl relations in basinal fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, p. 2743—2752.

**Derome D.** A detailed fluid inclusion study in silicified breccias from the Kombolgie sandstones (Northern Territory, Australia): inferences for the genesis of Middle-Proterozoic unconformity-type uranium deposits // *J. Geochem. Explor.*, 2003, v. 80, p. 259—275.

**Derome D.** Paleo-fluid composition determined from individual fluid inclusions by Raman and LIBS; application to mid-Proterozoic evaporitic Na-Ca brines (Alligator Rivers uranium field, Northern Territories, Australia); new results in fluid and melt inclusion research // *Chem. Geol.*, 2007, v. 237, p. 240—255.

**Derome D., Cathelineau M., Cuney M., Fabre C., Lhomme T.** Mixing of sodic and calcic brines and uranium deposition at McArthur River, Saskatchewan, Canada // *Econ. Geol.*, 2005, v. 100, p. 1529—1545.

**Dong G., Morrison G., Jaireth S.** Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication // *Econ. Geol.*, 1995, v. 90, p. 1841—1856.

**Dubessy J., Derome D., Sausse J.** Numerical modelling of fluid mixings in the  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl system application to the North Caramal U prospect (Australia) // *Chem. Geol.*, 2003, v. 194, p. 25—39.

**Dubois M., Monnin C., Castelain T., Coquinot Y., Gouy S., Gauthier A., Goffe B.** Investigation of the  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl-LiCl system: a synthetic fluid inclusion study and thermodynamic modeling from -50 degrees to +100 degrees C and up to 12 mol/kg // *Econ. Geol.*, 2010, v. 105, № 2, p. 329—338.

**Goldstein R.H., Reynolds T.J.** Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals, SEPM Short Course 31. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 1994, 199 p.

**Hanor J.S.** Origin of saline fluids in sedimentary basins / Ed. J. Parnell, *Geofluids: origin and migration of fluids in sedimentary basins. Geological Society of London Special Publication* // *Geol. Soc. London*, 1994, p. 151—174.

**Hunt J.A., Baker T., Thorkelson D.J.** A review of iron oxide copper-gold deposits, with focus on the Wernecke Breccias, Yukon, Canada, as an example of a non-magmatic end member and implications for IOCG genesis and classification // *Exp. Min. Geol.*, 2007, v. 16, p. 209—232.

**Huston D.L.** The hydrothermal environment // *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 1998, v. 17, p. 15—30.

**Lally J.H., Bajwah Z.U.** Uranium deposits of the Northern Territory // *Geol. Surv. Report*, 2006, v. 20, p. 87.

**Liu W., Brugger J., McPhail D.C., Spiccia L.** A spectrophotometric study of aqueous copper(I)-chloride complexes in LiCl solutions between 100 C and 250 C // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 3615—3633.

**McKay A.D., Mieziitis Y.** Australia's uranium resources, geology and development of deposits. AGSO — Geoscience Australia, Mineral Resource Report 1, 2001.

**Mernagh T.P.** Chemistry of the low-temperature hydrothermal gold, platinum, and palladium ( $\pm$  uranium) mineralization at Coronation Hill, Northern Territory, Australia // *Econ. Geol.*, 1994, v. 89, p. 1053—1073.

**Polito P.A.** Significance of alteration assemblages for the origin and evolution of the Proterozoic Nabarlek unconformity-related uranium deposit, Northern Territory, Australia // *Econ. Geol.*, 2004, v. 99, p. 113—139.

**Polito P.A., Kyser T.K., Rheinberger G., Southgate P.N.** A paragenetic and isotopic study of the Proterozoic Westmoreland uranium deposits, Southern McArthur Basin, Northern Territory, Australia // *Econ. Geol.*, 2005a, v. 100, p. 1243—1260.

**Polito P.A., Kyser T.K., Thomas D., Marlatt J., Drever G.** Re-evaluation of the petrogenesis of the Proterozoic Jabiluka unconformity-related uranium deposit, Northern Territory, Australia // *Miner. Deposita*, 2005b, v. 40, p. 257—288.

**Rawlings D.J.** Stratigraphic resolution of a multiphase intracratonic basin system; the McArthur basin, Northern Australia // *Australian J. Earth Sci.*, 1999, v. 46, p. 703—723.

**Rheinberger G.M., Hallenstein C., Stegman C.L.** Westmoreland uranium deposits / Eds. D.A. Berkman, D.H. Mackenzie // *Geology of Australia and Papua New Guinean mineral deposits*. Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 1998, p. 807—814.

**Richard A.** Brine-rock interaction in the Athabasca basement (McArthur River U deposit, Canada): consequences for fluid chemistry and uranium uptake // *Terra Nova*, 2010, v. 22, p. 303—308.

**Schindlmayr W.E., Beerbaum B.** Structure-related uranium mineralisation in the Westmoreland district Northern Australia / Ed. H.D. Fuchs. Vein type Uranium Deposits. International Atomic Energy Agency, Vienna, 1986, p. 85—100.

**Scott D.L.** Basement framework and geodynamic evolution of the Palaeoproterozoic superbasins of north-central Australia: an integrated review of geochemical, geochronological and geophysical data // *Australian J. Earth Sci.*, 2000, v. 47, p. 341—380.

**Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M.** A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, New York, 1985.

**Skirrow R.G.** Uranium mineral systems: processes, exploration criteria and a new deposit framework., Geoscience Australia Record 2009/020, 2009.

**Steele-MacInnis B., Bodnar R.J., Naden J.** Numerical model to determine the composition of H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2011, v. 75, p. 21—40.

**Vanko D.A., Bodnar R.J., Sterner S.M.** Synthetic fluid inclusions. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, № 10, p. 2451—2456. 10.1016/0016-7037(88)90303-1.

**Wall V.J.** Unconformity-related uranium systems: downunder and over the top., Australian Earth Sciences Conference. Geological Society of Australia Abstracts 82 // *Geol. Soc. Australia*, Melbourne, 2006, 4 p.

**Wall V.J., Heinrich C.A.** Breccia pipes at Redbank, southern McArthur basin: copper mineralisation by fluid mixing., Proceedings of the Mount Iser Inlier Geology Conference. Monash University, Melbourne, 1990, p. 47—49.

**Wilde A.R., Mernagh T.P., Bloom M.S., Hoffmann C.F.** Fluid inclusion evidence on the origin of some Australian unconformity-related uranium deposits // *Econ. Geol.*, 1989, v. 84, p. 1627—1642.

**Wilson T.P., Long D.T.** Evolution of CaCl<sub>2</sub> brine in Silurian aged formations of the Michigan basin, USA: the role of mineralogic reactions and evaporite diagenesis. *Water-rock Interaction*, Balkema, Rotterdam, 1992.

**Wilson T.P., Long D.T.** Geochemistry and isotope chemistry of Ca-Na-Cl brines in the Silurian strata, Michigan Basin, U.S.A. // *Applied Geochemistry*, 1993, v. 8, p. 507—524.

**Wopenka B., Pasteris J.D.** Raman intensities and detection limits of geochemically relevant gas mixtures for a laser Raman microprobe. *Anal. Chem.*, 1987, v. 59, p. 2165—2170.

**Wygralak A.S., Mernagh T.P., Hollis J.A., Carson C.J.** Geology and mineral potential of the Murphy Inlier region., AGES2009 Abstracts. Northern Territory Geological Survey, 2009, p. 31—32.

**Ypma P.J.M., Fuzikawa K.** Fluid inclusion and oxygen isotope studies of the Narbarlek and Jabiluka uranium deposits, Northern Territory, Australia // *Uranium in the Pine Creek Geosyncline*, Vienna, 1980, p. 375—395.

**Zhang Y.G., Frantz J.D.** Experimental determination of the compositional limits of immiscibility in the system  $\text{CaCl}_2\text{—H}_2\text{O—CO}_2$  at high temperatures and pressures using synthetic fluid inclusions // *Chem. Geol.*, 1989, v. 74, p. 289—308.

*Поступила в редакцию  
17 февраля 2011 г.*