

**РТХ-ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФОГЕННЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ:
ИЗОТОПИЯ И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ БОГУНАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (Россия)**

М.А. Рябуха, Н.А. Гибшер, А.А. Томиленко, Т.А. Бульбак, М.О. Хоменко, А.М. Сазонов*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Институт горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета,
660041, Красноярск, просп. Свободный, 79, Россия*

На Богунайском золоторудном месторождении, залегающем в гранулитах Ангаро-Канской глыбы Енисейского кряжа, методами термобарометрии, газовой хроматографии, хромато-масс-спектрометрии, КР-спектроскопии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) изучены флюидные включения в кварце, сульфидах из кварцевых жил и кварце, гранате, плагиоклазе и ортоклазе из гранулитов.

Температуры ($T = 850\text{—}950\text{ }^{\circ}\text{C}$) и давления ($P = 8.5\text{—}9.0$ кбар) при образовании минералов гранулитовой фации метаморфизма значительно выше температур ($220\text{—}420\text{ }^{\circ}\text{C}$) и давлений ($0.1\text{—}1.6$ кбар) при кристаллизации золото-кварцевых жил Богунайского месторождения. Кварц-золотоносные жилы сформированы при участии флюидов водно-углекисло-углеводородного состава с соленостью от 2 до 19 мас. % NaCl-экв. с преобладанием хлорида Mg. В составе газовой фазы флюидных включений из кварца, пирита, халькопирита, галенита и сфалерита помимо H_2O , CO_2 , CH_4 и N_2 впервые определены соединения, содержащие серу (CS_2 , O_2S , COS , $\text{C}_2\text{H}_6\text{S}_2$), азот ($\text{C}_3\text{H}_7\text{N}$, $\text{C}_3\text{H}_7\text{NO}$, $\text{C}_4\text{H}_8\text{N}_2\text{O}$), и обширная группа углеводородных соединений, представленных парафинами, аренами, нафтенами, спиртами, альдегидами, кетонами, карбоновыми кислотами и фуранами. Возраст образования Красноярской минерализованной зоны, являющейся одним из участков Богунайского месторождения, составляет $466 \pm 3.2\text{—}461.6 \pm 3.1$ млн лет, который почти на 1400 млн лет позже событий гранулитового метаморфизма и на 255 млн лет позже диафтореза, но близок возрасту кристаллизации Нижнеканского гранитоидного массива (455.7 ± 3.4 млн лет). Изотопные отношения серы ($\delta^{34}\text{S}$) сульфидов (пирита, халькопирита, сфалерита и галенита) группируются около мантийного уровня, составляя интервал от 0.8 до 3.5 ‰, и не выходят за пределы значений серы гранитоидов, свидетельствуя о коровом источнике серы флюидов. Финальные концентрации золота Богунайского месторождения были сформированы при участии водно-углекисло-углеводородных флюидов, генерируемых как в зонах глубинных разломов, так и гранитоидными интрузиями.

Кварц, сульфиды, золото, рудообразующий флюид, углеводороды, $\delta^{34}\text{S}$, Ar-Ar возраст.

**P-T-X PARAMETERS OF METAMORPHOGENE AND HYDROTHERMAL FLUIDS,
ISOTOPE AND AGE OF THE BOGUNAI GOLD DEPOSIT, SOUTHERN YENISEI RIDGE (Russia)**

M.A. Ryabukha, N.A. Gibsher, A.A. Tomilenko, T.A. Bul'bak, M.O. Khomenko and A.M. Sazonov

Fluid inclusions in quartz, sulfides from quartz veins, and quartz, garnet, plagioclase, and orthoclase from granulites of the Bogunai gold deposit located in the granulites of the Angara-Kan block of the Yenisei Ridge were studied by thermobarometry, gas chromatography, chromato-mass-spectrometry, Raman spectroscopy, and mass spectrometry with inductively coupled plasma. The formation temperatures ($850\text{—}950\text{ }^{\circ}\text{C}$) and pressures ($8.5\text{—}9.0$ kbar) of minerals of the granulite metamorphic facies are much higher than the crystallization temperatures ($220\text{—}420\text{ }^{\circ}\text{C}$) and pressures ($0.1\text{—}1.6$ kbar) of gold-quartz veins of the Bogunai deposit. These veins formed with the participation of $\text{H}_2\text{O}\text{—}\text{CO}_2\text{—hydrocarbon}$ fluids with a salt (predominantly MgCl_2) concentration of 2–19 wt.% NaCl equiv. The gas phase of fluid inclusions from quartz, pyrite, chalcopyrite, galena, and sphalerite contains not only H_2O , CO_2 , CH_4 , and N_2 but also the first found compounds of sulfur (CS_2 , O_2S , COS , $\text{C}_2\text{H}_6\text{S}_2$) and nitrogen ($\text{C}_3\text{H}_7\text{N}$, $\text{C}_3\text{H}_7\text{NO}$, $\text{C}_4\text{H}_8\text{N}_2\text{O}$) and numerous hydrocarbons of different classes (paraffins, arenes, naphthenes, alcohols, aldehydes, ketones, carbonic acids, and furans). The age of the Krasnoyarsk mineralized zone, one of the sites of the Bogunai deposit, is $466 \pm 3.2\text{—}461.6 \pm 3.1$ Ma, which is almost 1400 Ma younger than the age of granulite metamorphism and 255 Ma younger than the age of diaphthoresis but is close to the age of the Lower Kan granitoid massif (455.7 ± 3.4 Ma). The sulfur isotope ratios ($\delta^{34}\text{S}$) of sulfides (pyrite, chalcopyrite, sphalerite, and galena) are close to the mantle values, 0.8 to 3.5‰, and are in the range of the granitoid values, which indicates the crustal source of the fluid sulfur. Gold of the Bogunai deposit accumulated with the participation of $\text{H}_2\text{O}\text{—}\text{CO}_2\text{—hydrocarbon}$ fluids generated both in deep-fault zones and in granitoid intrusions.

Quartz, sulfides, gold, ore-forming fluid, hydrocarbons, $\delta^{34}\text{S}$, Ar-Ar age

ВВЕДЕНИЕ

Многие вопросы образования золоторудных месторождений, залегающих в архейских породах, до сих пор остаются спорными и проблематичными. В многочисленных публикациях обсуждаются модели образования и источники золота при формировании этих месторождений как на Енисейском кряже [Ли, 1982, 1997; Сазонов, 1995, 1998; Заблоцкий, 2000; Заблоцкий и др., 2002; Корнев и др., 2004; Корнев, Шарифулин, 2004; Сазонов и др., 2010; Сердюк и др., 2010], так и в других регионах мира [Barnicoat et al., 1991; van Reenen et al., 1994; Groves et al., 2003; Salier et al., 2005; Mao et al., 2008; Sarangi et al., 2012; Горячев, 2014]. Ключевым вопросом в интерпретации данных по генезису золотого оруденения в архейских метаморфических породах высоких ступеней метаморфизма остается выяснение возрастных соотношений метаморфизма, магматизма и оруденения. У исследователей золотоносных месторождений, залегающих в архейских гранулитах, возникает вопрос: является ли золотая минерализация сингенетичной вмещающим гранулитам [Camegon, 1988; Barnicoat et al., 1991; Корнев и др., 2004; Корнев, Шарифулин, 2004] либо эпигенетичной и связана ли она с магматизмом или с деятельностью глубинных флюидов [Burrows et al., 1986; Ли, 1997; Заблоцкий и др., 2002; Groves et al., 2003; Sarangi et al., 2012]? Две основные гипотезы формирования золотых руд этих месторождений предполагают и различные подходы к их поиску. Метаморфогенно-гидротермально-осадочная гипотеза, согласно которой возраст золотого оруденения Южно-Енисейского кряжа считается архейским, подразумевает поиски стратиграфических интервалов с аномально высоким фоном золота [Корнев и др., 2001, 2002; Корнев, Шарифулин, 2004]. Гипотеза постметаморфического образования золоторудной минерализации этого же района предполагает поиски благоприятных разрывно-складчатых геологических структур и глубинных гранитоидных plutонов, отражающих крупномасштабный эндогенный процесс [Ли, 1982; Сердюк и др., 2010].

Основная цель статьи — изучение флюидной истории формирования Богунайского золоторудного месторождения и выяснение возрастных взаимоотношений между региональным метаморфизмом, магматизмом и золотым оруденением. Для этого проведен комплекс термобарогеохимических исследований флюидных включений в кварце, сульфидах и гранулитах. Сопоставлены основные *TRX*-параметры золотоносных флюидов месторождения и вмещающих гранулитов. Выявлены хронологические события регионального метаморфизма, диафторических преобразований вмещающих пород, ближайших гранитоидов и золотоносных ассоциаций.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БОГУНАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Характеристика Богунайского месторождения золота приведена по данным собственных материалов и ранее опубликованным работам [Ли, 1979, 1982, 1997; Мкртычян и др., 1999; Заблоцкий, 2000; Заблоцкий и др., 2002; Корнев и др., 2001, 2002, 2004; Корнев, Шарифулин, 2004; Сердюк, 2004; Сердюк и др., 2010]. Богунайское месторождение открыто в 1934 г. А.С. Хоментовским по выходам кварцевых жил с видимым золотом. В разрезе пород Ангаро-Канской глыбы выделены архейский и нижнепротерозойский структурно-вещественный комплексы. Архейский метавулканогенно-терригенный комплекс метаморфизован в условиях гранулитовой фации. Нижнепротерозойский представлен зеленокаменным комплексом, метаморфизованным в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Указанные комплексы прорваны магматическими образованиями от архейского до позднепротерозойского возраста.

Вдоль западной периферии Ангаро-Канской глыбы закартирован глубинный Приенисейский, а в восточной части — Телькун-Мурминский разломы, которые выражены широкими (1—4 км) зонами кактаклитов, милонитов и сопровождаются телами гипербазитов. Телькун-Мурминский разлом смыкается с Приенисейской зоной разломов в районе Богунайского месторождения.

Богунайское рудное поле сложено метаморфизованными архейскими породами кузеевской толщи канской серии (рис. 1), представленными гранатовыми, силлиманит-кордиеритовыми и гиперстеневыми супракрустальными плагигнейсами. Неотъемлемой частью гнейсовой толщи являются палингенно-метасоматические образования в виде мигматитов, чарнокитов и пегматитов [Сазонов, 1998]. В зонах милонитизации помимо собственно динамометаморфических образований распространены дистеновые и глаукофановые сланцы и гнейсы. Дайковый комплекс сложен протерозойскими долеритами, микрогаббро, гранит-порфирами и турмалиновыми пегматитами. По отношению к золоторудным кварцевым жилам дайки имеют секущее положение. Ближайший к Богунайскому рудному полю гранитоидный массив с одноименным названием находится в 7—8 км к югу от месторождения, имеет нижнепалеозойский возраст. Этот гранитоидный массив является сателлитом Нижнеканского plutона [Кузнецов, 1941].

На территории Богунайского рудного поля известно около 100 кварцевых жил различной степени золотоносности. В пределах изучаемого месторождения выделены кварцево-жилные зоны — Центральная, Ивановская, Фабричная, Школьная и Красноярская (см. рис. 1). На Центральном участке отме-

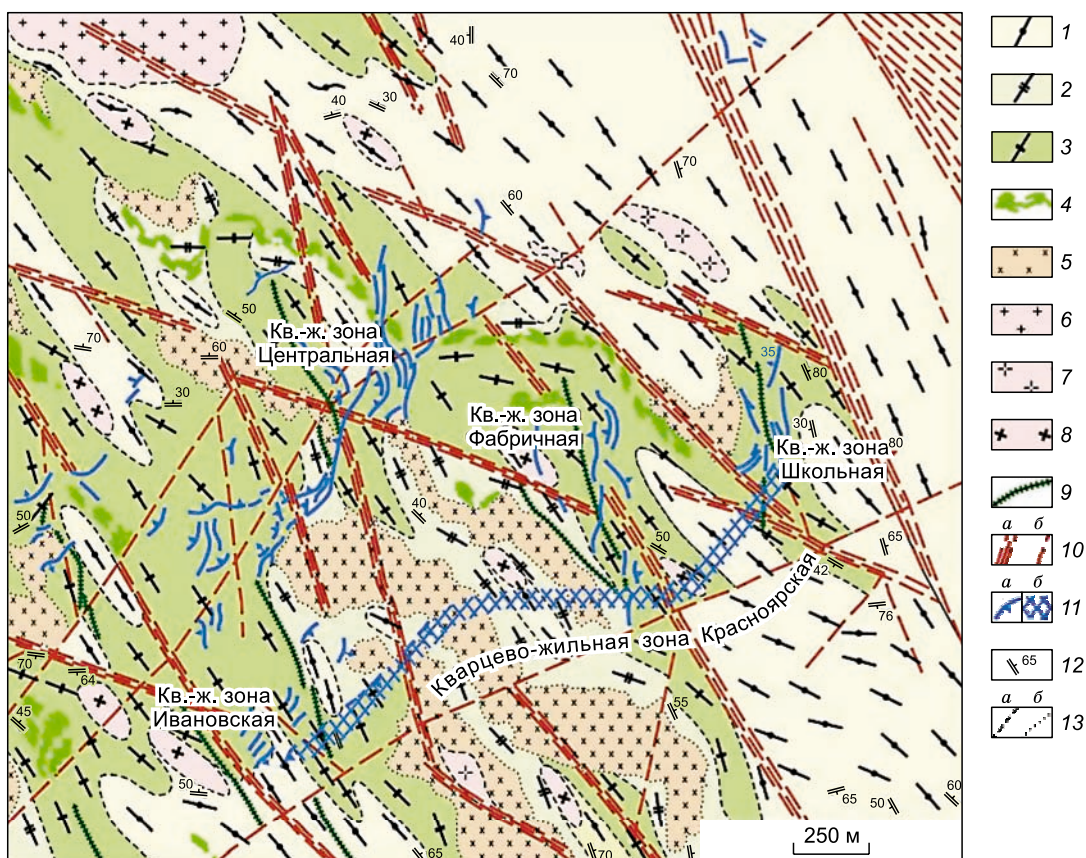


Рис. 1. Схема геологического строения Богунеевского месторождения (составлена А.М. Сазоновым с использованием материалов геологических служб рудника Богуней и ОАО «Красноярскгеолсъемка»).

1—3 — гнейсы: 1 — гранатовые, 2 — силлиманитовые и кордиеритовые, 3 — гиперстенные; 4 — метагабброиды кимбирского комплекса (двупироксеновые породы); 5 — чарнокиты богунеевского комплекса; 6 — лейкократовые, аляскитовые граниты и гнейсограниты березовского (?) комплекса; 7 — крупнозернистые и пегматоидные гранитоиды архейского (?) и протерозойского возраста; 8 — артериты; 9 — дайки диабазов протерозойского возраста; 10 — нарушения: а — дизъюнктивы, б — милониты; 11 — рудные тела: а — кварцевые жилы, б — кварцево-сульфидные прожилково-вкрапленные зоны; 12 — элементы залегания метаморфической полосчатости; 13 — геологические границы: а — разновидности гнейсов, гранитных тел, артеритов, б — тел чарнокитов.

чена наибольшая концентрация кварцевых жил, которые вскрыты скважинами до глубины 250 м. Ресурсы золота по Центральному участку оцениваются в 9.4 т, а по рудному узлу в целом 59 т [Сердюк и др., 2010]. Протяженность отдельных кварцевых жил и кварцево-жильных зон Центрального участка колеблется от 150 до 1900 м при мощности от нескольких сантиметров до первых метров. Красноярская минерализованная зона имеет форму пологозалегающей линзы протяженностью по падению до 200 м, по простиранию свыше 1 км при мощности зоны от 7 до 12 м.

Основными минералами руд Богунеевского месторождения являются кварц, мусковит, серицит, полевые шпаты, хлорит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, кальцит и сидерит. Второстепенные минералы представлены самородным золотом, кубанитом, молибденитом, магнетитом, пирротинном, марказитом. В незначительных количествах присутствуют арсенопирит, шеллит, вольфрамит, касситерит, станнин, титаномagnetит, бравоит [Ли, 1982]. Количество сульфидов в кварцевых жилах варьирует от 3—5 до 15—20 %. Самородное золото встречается в кварце и реже в сростании с сульфидами. Распределение золота в кварцевых жилах крайне неравномерное, его содержание колеблется от десятых долей до 100 и более г/т. Кварц слагает от 70 до 95 % жильной массы руд, имеет мелкозернистое строение, молочно-белый и серый цвет. Вмещающие гранулиты вблизи кварцевых жил претерпели маломощные (15—20 см) метасоматические изменения: серицитизацию, хлоритизацию, окварцевание и пиритизацию.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика флюидных включений в минералах гранулитов и кварцевых жил. Нами исследованы петрографические шлифы и полированные с двух сторон пластинки из девяти образцов архейских метаморфических пород (чарнокитов, гранатовых плагиогнейсов, кварц-ортоклазовых прослоев, а также линз среди гранатовых плагиогнейсов и чарнокитов), 14 образцов кварца из кварцевых жил штольни № 13 Центрального участка, 26 образцов кварца и 15 образцов вмещающих гранулитов по канаве № 26 Красноярской минерализованной зоны Богунайского золоторудного месторождения. Образцы собраны авторами в течение полевых сезонов в период 1990—2010 гг.

Для кварца, плагиоклаза, ортоклаза, граната из чарнокитов, гранатовых плагиогнейсов и кварц-ортоклазовых прослоев и линз среди гранатовых плагиогнейсов и чарнокитов характерно наличие только одного типа первичных метаморфогенных включений — однофазных включений жидкой углекислоты [Томиленко, 2006].

Визуальный осмотр образцов из кварцевых жил показал, что они сложены кварцем серого и молочно-белого цвета в различных соотношениях. Серый цвет кварца обусловлен большим количеством черных частичек (графит?), размер которых составляет первые микроны. Форма этих частичек обычно остроугольная, реже округлая, а внутри кварцевых зерен они либо равномерно рассеяны, либо декорируют зоны роста, либо образуют облачные скопления, приуроченные к внутризерновым микротрещинам.

В кварце кварцевых жил месторождения обнаружены следующие типы флюидных включений, различающиеся по фазовому составу в интервале температур от 18 и ниже 0 °С (рис. 2). Тип I — существенно-водный (см. рис. 2, а). Соотношение жидкой и газовой фаз меняется от 90:10 до 30:70 соответственно. В некоторых включениях (типа $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma$) фаза жидкой CO_2 не обнаруживалась, однако при охлаждении в них кристаллизовался газогидрат $\text{CO}_2 \cdot 3/4\text{H}_2\text{O}$, который плавился при 2.0—9.3 °С, что указывает на присутствие небольшого количества CO_2 , растворенной в водной фазе флюидных включений. Тип II — водно-углекислотный (см. рис. 2, б—г), являющийся самым распространенным для большей части исследованных образцов. Соотношение водной и углекислотной фаз меняется в широких пределах от 20:80 до 60:40 соответственно. При просмотре под микроскопом включения с преобладанием CO_2 в жидком или газообразном состоянии выглядят более темными однофазными, но при понижении температуры ниже 0 °С в них появляется тончайшая кайма водного раствора у стенок вакуоли. Тип III — водно-солевой (см. рис. 2, д). В этих включениях помимо водной и газовой фаз присутствует кристаллик соли в виде кубика.

В кварце содержатся как первичные и первично-вторичные включения, захваченные в процессе роста минерала, так и вторичные, расположенные в залеченных трещинах, секущих границы кварцевых зерен. Количественные соотношения между выделенными генерациями включений весьма изменчивы. Первичные включения либо равномерно рассеяны по всей площади зерна кварца, либо образуют облачные скопления (группы), либо встречаются в виде линейно вытянутых цепочек (первично-вторичные), не выходящих за пределы границ кварцевых зерен. В сером и молочно-белом кварце первичные и первично-вторичные включения представлены существенно-водным и водно-углекислотным, а вторичные — существенно-водным типами. Водно-солевые включения ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma + \text{Kp}$) также явно вторичные, так как они образуют линейные цепочки, секущие границы кварцевых зерен.

Индивидуальные флюидные включения были изучены в кварце, плагиоклазе, ортоклазе и гранате из архейских метаморфических пород и в кварце из кварцевых жил месторождения. Процедура подготовки препаратов для исследования флюидных включений методами оптической микроскопии, термометрии, криометрии, барометрии, КР-спектроскопии, газовой хроматографии, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) изложена в работе [Гибшер и др., 2011].

Изотопы серы ($\delta^{34}\text{S}$) определялись в сфалерите, пирите, халькопирите и галените из золотоносных кварцевых жил месторождения. Соотношение изотопов серы в сульфидах измерялось в газе SO_2 , полученном при взаимодействии сульфидов с CuO при 1000 °С. Величина $\delta^{34}\text{S}$ нормирована относительно изотопного состава серы троилита из метеорита Каньон Дьябло.

Ag-Ag изотопный анализ серицита золотоносных кварцевых жил и биотита гиперстенного гнейса Богунайского рудного поля выполнен на масс-спектрометре Micromass Noble Gas 5400 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике, описанной ранее [Лепезин и др., 2006].

Анализ состава летучих из сульфидов и кварца выполнен на хромато-масс-спектрометре Thermo Scientific (USA) DSQ II MS/Focus GC. Последовательность проведения анализа изложена в работах [Сонин и др., 2014; Sokol et al., 2014].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Температура гомогенизации флюидных включений, состав и соленость флюидов в кварцевых жилах месторождения. Результаты измерений температур гомогенизации 440 флюидных включений

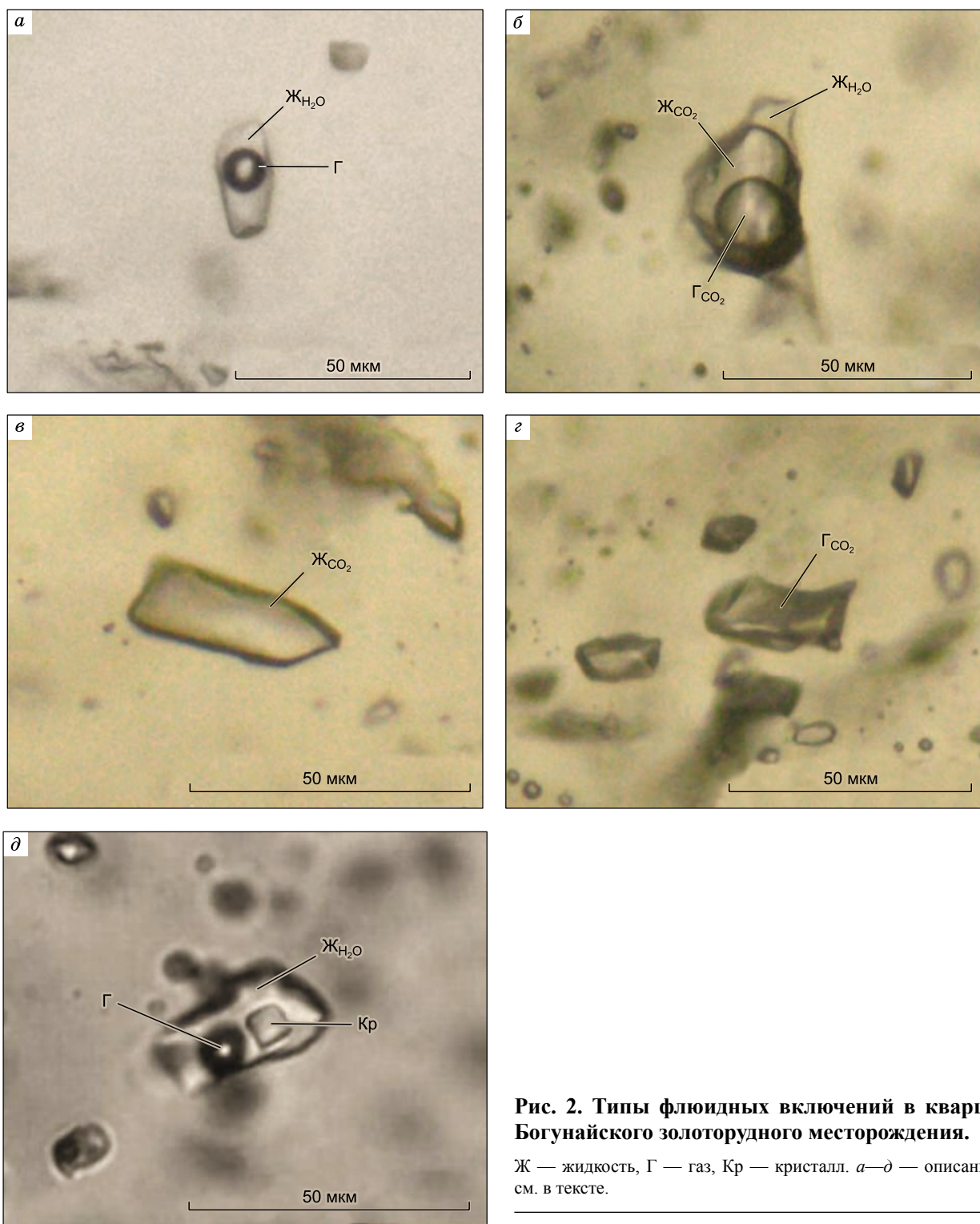


Рис. 2. Типы флюидных включений в кварце Богунайского золоторудного месторождения.

Ж — жидкость, Г — газ, Кр — кристалл. а—д — описание см. в тексте.

ний в кварце кварцевых жил Богунайского месторождения приведены в табл. 1. На месторождении гидротермальные растворы функционировали в температурном интервале от 100 до 420 °С. При этом максимальное количество определений зафиксировано в двух более узких интервалах: первый — от 125 до 175 °С и второй — от 225 до 325 °С. В первом температурном интервале гомогенизировались в жидкую фазу существенно-водные флюидные включения ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г}$), которые по своей природе отнесены нами к вторичным образованиям, поскольку они, как правило, приурочены к залеченным трещинам, секущим границы кварцевых зерен. В этих включениях законсервирован флюид, содержащий преимущес-

Таблица 1. Результаты микротермометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце Богунайского золоторудного месторождения

№ образца	Генерация и фазовый состав включений	$T_{гом.}, ^\circ\text{C}$	n	$T, ^\circ\text{C}$			Соленость, мас. % NaCl-экв.
				эвтектики	плавления льда	плавления газ-гидрата	
Центральный участок, штольня № 13							
Т-99-1	П, I	220—320	37	-28.9...-32.5	-1.7...-5.0	—	4.0—9.0
	П, II	240—310	45	-20.0...-33.4	-1.5...-4.6	2.4—3.5	3.0—12.7
	В, I	130—220	29	-19.0...-23.8	-0.2...-1.0	—	0.3—2.0
13-23	П, I	210—330	21	-30.0...-32.8	-6.0...-9.0	—	10.0—13.5
	ПВ, II	280—305	13	-29.3...-32.5	-7.0...-9.0	2.0—2.5	11.0—13.5
	В, I	110—180	15	-18.5...-22.0	-0.5...-0.7	—	1.0—1.5
13-39	ПВ, I	250—350	13	-31.9...-33.0	-8.5...-15.0	—	13.0—19.0
	ПВ, II	280—300	3	-29.0...-30.2	-3.0...-3.5	—	6.0—6.8
	В, I	170—200	8	-19.5...-21.0	-0.3...-0.7	—	0.6—1.5
13-45	П, I	260—340	5	-31.5...-32.0	-9.0...-12.8	—	13.3—17.3
	ПВ, II	290—300	4	-28.7...-29.9	—	9.1—9.3	1.8—1.4
	В, I	140—160	7	-19.5...-21.0	-0.6...-0.7	—	1.2—1.5
13-65	П, I	270—300	13	-28.0...-31.5	-9.0...-11.5	—	13.5—16.2
	ПВ, II	280—310	11	-30.4...-33.0	-1.5...-4.5	—	4.0—8.5
	В, I	190—210	7	-22.5...-23.0	-0.5...-0.8	—	1.0—1.6
13-66	ПВ, I	220—330	9	-28.1...-31.5	-7.0...-13.0	—	11.0—18.0
	ПВ, II	260—300	15	-29.0...-32.0	—	6.8—9.3	6.1—1.4
	В, I	130—190	11	-18.6...-20.3	-0.5...-1.5	—	1.0—3.0
Красноярская минерализованная зона, канава № 26							
Б-1-2	ПВ, I	260—310	16	-31.0...-33.5	-2.5...-4.0	—	5.0—8.0
	ПВ, II	290—325	15	-28.0...-30.3	—	2.0—4.5	9.8—13.2
	В, I	130—190	11	-19.5...-21.0	-0.3...-0.5	—	0.6—1.0
Б-2-4	П, I	250—290	5	-29.0...-31.4	-3.2...-4.0	—	6.0—8.0
	П, II	260—320	11	-30.5...-32.5	-1.5...-3.0	—	3.0—6.0
	В, II	120—210	8	-18.3...-21.5	-0.2...-0.5	—	0.3—1.0
Б-6-21	П, I	230—330	14	-27.5...-28.5	-3.0...-5.5	—	6.0—9.5
	П, II	250—310	11	-29.3...-31.5	-3.0...-4.5	—	6.0—8.5
	В, I	110—180	7	-21.0...-22.5	-0.5...-1.5	—	1.0—3.0
Б-11-46	В, III	230—280	9	-57.6...-60.5	15.0—21.0	—	45.0—49.0
	ПВ, I	280—340	5	-30.1...-32.5	-6.0...-8.0	—	10.0—12.5
	ПВ, II	290—310	8	-30.5...-31.5	-1.0...-4.0	—	2.0—8.0
Б-18	В, I	120—190	13	-21.5...-22.3	-0.2...-0.5	—	0.3—1.0
	П, I	190—280	8	-29.5...-31.8	-8.5...-10.0	—	13.0—15.0
	ПВ, II	270—290	16	-28.5...-33.5	-2.8...-7.0	4.1	5.5—10.4
	В, I	150—180	17	-20.5...-23.5	-0.1...-0.5	—	0.2—1.0

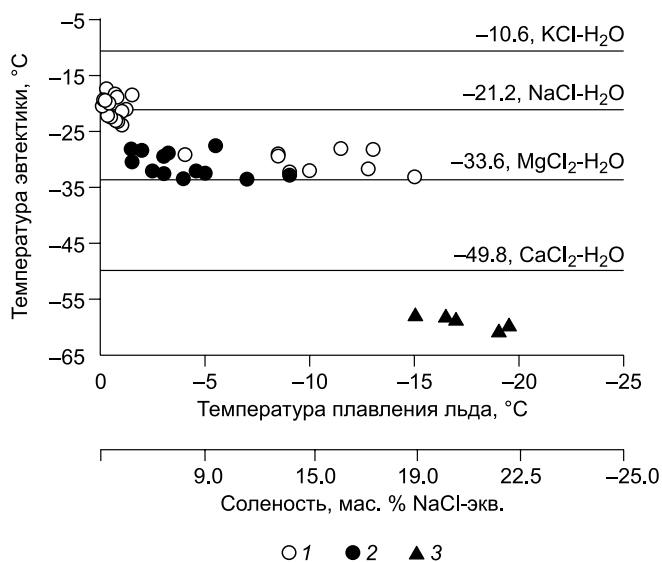
Примечание. Генерация флюидных включений: П — первичные, В — вторичные, ПВ — первично-вторичные (мнимовторичные); фазовый состав включений: I — водный ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г}$), II — водно-углекислотный ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Г}$), III — водно-солевой ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г} + \text{Кр}$). Все включения гомогенизировались в жидкость, n — количество определений. Прочерк — не обнаружено.

твенно хлорид Na ($T_{эвт.}$ определена в интервале от -17.5 до -23.8 $^\circ\text{C}$, см. табл. 1) с соленостью от 0.2 до 3.0 мас. % NaCl-экв. (рис. 3). Такие же параметры замерены и в пострудных кварц-карбонатных прожилках.

В интервале температур от 225 до 420 $^\circ\text{C}$ гомогенизировались в жидкую фазу первичные и мнимовторичные существенно-водные ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г}$) и водно-углекислотные ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} \pm \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Г}$) типы флюидных включений. В них захвачен флюид с преобладанием хлорида магния, на что указывает температура эвтектики, которая колеблется в интервале температур от -27.5 до -33.5 $^\circ\text{C}$. Соленость флюида в существенно-водном типе включений меняется от 7.0 до 19.0 мас. % NaCl-экв., о чем свидетельствуют темпе-

Рис. 3. Соленость, температура плавления льда — температура эвтектики водной фазы трех типов флюидных включений в кварце Богунайского золоторудного месторождения.

Температура эвтектики указана по [Жиргинцев и др., 1972; Борисенко, 1977]. 1—3 — типы флюидных включений: 1 — существенно-водный (I), 2 — водно-углекислотный (II), 3 — водно-солевой (III).



ратуры плавления льда в интервале от -3.5 до -15 °C (см. табл. 1, рис. 3). В водно-углекислотном типе включений соленость колеблется от 2.0 до 13.2 мас. % NaCl-экв. Последняя вычислялась по температуре плавления газгидрата, который плавился в интервале температур от 9.3 до 2.0 °C (см. табл. 1).

В интервале температур от 220 до 290 °C гомогенизировались в жидкую фазу вторичные водно-солевые флюидные включения. В них захвачен флюид, обогащенный хлоридами натрия и кальция. На присутствие хлорида Na указывают кристаллики кубического габитуса, их растворение происходит при 230—280 °C, чаще всего вблизи температур общей гомогенизации, опережая ее на 5—10 °C. Соленость этого флюида составляет 35—40 мас. % NaCl-экв. На наличие хлоридов Ca указывают низкие температуры эвтектики водного раствора, замеренные в интервале $-57.6...-60.5$ °C, а также дендритовидная форма кристалликов, которые плавилась от 15.0 до 21.0 °C (см. табл. 1). Плавление льда в водной фазе этих включений происходило от -32.5 до -42.5 °C, что позволяет оценить соленость в эквиваленте CaCl₂, которая превышает 45 мас. %. Некоторые включения ($J_{H_2O} + \Gamma + Kp$) при понижении температуры до -150 °C полностью не замерзали, и это могло быть связано с метастабильным поведением фаз в высокосоленном флюиде, на что указывают исследователи синтезированных флюидных включений в системе NaCl—CaCl₂—H₂O [Vanko et al., 1988; Zwart, Touret, 1994].

Таблица 2. Содержание лантаноидов ($n \cdot 10^{-2}$, г/т) во флюидных включениях кварца Богунайского золоторудного месторождения (Енисейский край)

Элемент	№ образца		
	T-99-1	T-99-2	T-99-3
La	49	242	205
Ce	106	508	421
Pr	10	54	41
Nd	31	159	125
Sm	4.8	23	18
Eu	1.5	20.7	6.0
Gd	3.5	19.0	14.0
Tb	0.7	3.9	2.3
Dy	3.9	20	10
Ho	0.8	3.1	2.0
Er	2.0	8.7	3.8
Tm	0.3	1.1	0.5
Yb	2.1	7.6	3.6
La/Yb	23.3	31.8	56.9
Eu/Eu*	0.4	1.0	0.4
Eu/Sm	0.3	0.9	0.3
Eu*	4.2	21	16
$\Sigma PЗЭ$, г/т	2.2	10.7	8.5

Примечание. $Eu^* = (Sm + Gd)/2$. Элементы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в ИГМ СО РАН (аналитики О.А. Козыменко, И.В. Николаева, С.В. Палесский).

Кроме хлоридов Na, Mg и Ca в составе водной фазы включений методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) определен целый спектр лантаноидов (табл. 2) с преобладанием легких элементов над тяжелыми, на что указывают отношения La/Yb в интервале от 23.3 до 56.9. Суммарная концентрация редкоземельных элементов колеблется от 2.2 до 10.7 г/т. Значение европиевой аномалии (Eu/Eu*) не превышает 1 и составляет узкий интервал от 0.4 до 1.0, отношение Sm/Nd колеблется также в узком интервале от 0.14 до 0.16.

Температура гомогенизации и состав флюидных включений в минералах гранулитов. Результаты микротермометрических и КР-спектроскопических исследований флюидных включений в минералах гранулитов показали, что однофазные включения жидкой углекислоты в кварце чарнокитов и эндербитов гомогенизируются от -14 до -36 °C, удельные объемы CO₂ равны 0.997—0.908 см³/г, наиболее характерен интервал от -20 до -22 °C; в плагиоклазе — от -15 до -24 °C, удельные объемы CO₂ = 0.992—0.953 см³/г, наиболее ти-

пичны температуры от -17 до -19 °С. В кварце вмещающих чарнокиты гранатовых плагиогнейсов однофазные включения жидкой углекислоты гомогенизируются при $-17...-36$ °С, удельные объемы CO_2 равны $0.982-0.908$ см³/г; в плагиоклазе — от -15 до -21 °С, удельные объемы CO_2 составляют $0.992-0.965$ см³/г. Для однофазных включений жидкой углекислоты в кварце из кварц-ортоклазовых прослоев и линз среди гранатовых плагиогнейсов и чарнокитов наиболее характерны температуры гомогенизации от -15 до -22 °С, удельные объемы CO_2 равны $0.992-0.960$ см³/г. По данным КР-спектроскопических исследований, состав первичных флюидных включений в кварце, гранате и плагиоклазе во всех изученных образцах гранулитов на $87-100$ мол. % представлен углекислотой, в виде примеси присутствует азот ($0.0-13.0$ мол. %). Вода в виде самостоятельной жидкой фазы визуально не обнаруживается, хотя ее присутствие в пленочном виде вполне возможно, о чем свидетельствуют образования в этих включениях при охлаждении до минусовых температур газогидратов CO_2 [Томиленко, 2006]. Согласно результатам хромато-масс-спектрометрического анализа в составе флюидных включений в минералах гранулитов основными компонентами являются углекислота, вода и азот, при этом доля углекислоты [$\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$] составляет $0.89-0.92$. Давление флюида при метаморфизме ($T_{\text{метам.}} = 850-950$ °С), рассчитанное по метаморфогенным включениям в кварце, гранате и плагиоклазе гранулитов, достигает $8.5-9.0$ кбар [Томиленко, 2006].

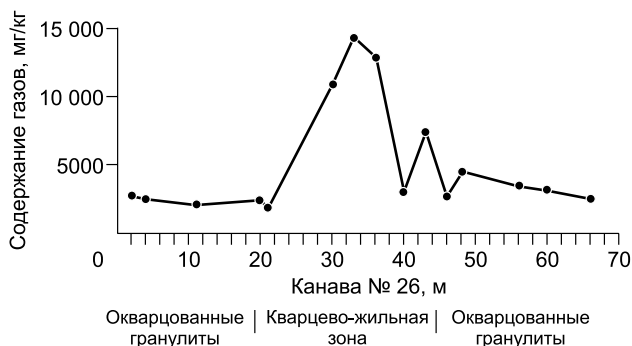
Состав газовой фазы флюидных включений в кварце жил и вмещающих гранулитах. Состав газовой составляющей флюидов в кварце кварцевых жил Центрального участка и Красноярской минерализованной зоны, по данным газовой хроматографии, представлен (г/т) $\text{CO}_2 = 80-310$ и $40-310$; $\text{H}_2\text{O} = 940-2100$ и $980-2200$; $\text{CH}_4 = 2-14$ и $2-10$ соответственно (табл. 3). Азот не был обнаружен. Отношение $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ во флюидах Центрального участка колеблется от 0.04 до 0.17 , а CO_2/CH_4 — от 14 до 110 . Близкие величины этих отношений определены и во флюидах Красноярской минерализованной зоны — $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ меняется в интервале от 0.03 до 0.15 , а CO_2/CH_4 — от 12 до 110 . Установлено, что с повышением доли CO_2 во флюиде увеличивается и содержание золота в кварцевых жилах, так, в кварцах с содержанием золота (г/т) $0.68, 1.50, 2.84, 4.00, 5.39$ повышается и доля углекислоты ($\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$) во флюиде от $0.10, 0.11, 0.12, 0.13, 0.15$ соответственно. Среднее содержание газов во флюидах кварцевых жил обоих участков также близко и составляет 1790 г/т на Центральном участке и 1744 г/т в Красноярской зоне.

Исследование газовой фазы индивидуальных флюидных включений в кварце кварцевых жил методом КР-спектроскопии показало, что газовая составляющая флюидов представлена CO_2 и CH_4 при полном отсутствии N_2 (табл. 4), как и по данным газовой хроматографии (см. табл. 3). Содержание CO_2 меняется от 92.2 до 100 мол. %, а CH_4 — от 0.0 до 7.8 мол. %. В половине включений (из 32 проанализированных) определено 100 мол. % CO_2 .

Методом газовой хроматографии определено содержание летучих в окварцованных гранулитах на флангах и в березитах центральной части Красноярской минерализованной зоны по канаве № 26. Установлено повышенное содержание летучих в березитах, которое колеблется от 7200 до 14100 г/т, в среднем составляя 11150 г/т, и превышает в 4 раза содержание летучих в окварцованных гранулитах на флангах канавы, меняющееся от 2000 до 4300 г/т, в среднем составляя 2670 г/т (см. табл. 3, рис. 4).

Хромато-масс-спектрометрическим методом определен состав газовой фазы флюидных включений в пирите (табл. 5, рис. 5), кварце (см. табл. 5, рис. 6), а также в галените и сфалерите (см. табл. 5). В газовой фазе и сульфидов, и кварца определены H_2O , CO_2 , N_2 , соединения, содержащие серу (CS_2 , O_2S , COS , $\text{C}_2\text{H}_6\text{S}_2$), азот ($\text{C}_3\text{H}_7\text{N}$, $\text{C}_3\text{H}_7\text{NO}$, $\text{C}_4\text{H}_8\text{N}_2\text{O}$), и обширная группа углеводородных соединений. Последние представлены парафинами, олефинами, аренами, нафтенами, спиртами, эфирами, альдегидами, кетонами, карбоновыми кислотами, диоксинами и фуранами (см. табл. 5). В общем списке обнаруженных соединений присутствуют 53 наименования в кварце и от 25 до 35 — в сульфидах.

Во всех проанализированных образцах найдены парафины с преобладанием тяжелых (C_5H_{12} — $\text{C}_{17}\text{H}_{36}$) углеводородов над легкими (CH_4 — C_4H_{10}), постоянно присутствуют альдегиды и кетоны. Эпизодически выявлены олефины, арены, карбоновые кислоты и в одном образце пирита фураны. Установлено, что в газовой фазе включений из сульфидов доля CO_2 больше, а H_2O меньше, чем в кварце, о чем свидетельствуют значения углекислотно-



зодически выявлены олефины, арены, карбоновые кислоты и в одном образце пирита фураны. Установлено, что в газовой фазе включений из сульфидов доля CO_2 больше, а H_2O меньше, чем в кварце, о чем свидетельствуют значения углекислотно-

Рис. 4. Характер распределения летучих компонентов флюидных включений в породах Красноярской минерализованной зоны Богунского золоторудного месторождения.

Таблица 3. Состав газовой составляющей флюидных включений в кварце и вмещающих гранулитях Богунайского золоторудного месторождения (по данным газовой хроматографии)

№ образца/ № включения	Содержание, г/т			Суммарное содержание газов, г/т	CO ₂ /(CO ₂ + H ₂ O)	CO ₂ /CH ₄
	CO ₂	H ₂ O	CH ₄			
Кварц кварцевых жил Центрального участка, штольня № 13						
13-23	210	1300	10	1520	0.14	21
13-38	120	1700	6	1826	0.07	20
13-39	80	1900	4	1984	0.04	20
13-44	140	1300	10	1450	0.10	14
13-45	180	1700	9	1889	0.10	20
13-47	220	1800	5	2025	0.14	44
13-48	240	2100	7	2347	0.10	34
13-49	310	2100	4	2414	0.13	80
13-50	290	1500	4	1794	0.16	72
13-58	120	940	2	1062	0.11	60
13-61	160	1200	2	1362	0.12	80
13-65	270	1300	14	1584	0.17	19
13-66	220	2000	2	2222	0.10	110
13-68	120	1500	3	1623	0.07	40
Кварц кварцевых жил Красноярской зоны, канава № 26						
Б-1	190	1400	6	1596	0.12	32
Б-2	190	1200	4	1394	0.14	48
499001	170	960	5	1135	0.15	34
1992601	120	880	5	1005	0.12	24
1992602	120	1100	6	1226	0.10	20
Б-1-2/2	180	1300	6	1486	0.12	30
Б-2-4/4	190	1600	8	1798	0.11	24
Б-4-11	110	1300	4	1414	0.08	28
Б-5-20	90	1500	4	1594	0.06	22
Б-6-21	40	1200	2	1242	0.03	20
Б-7-30	220	1900	4	2124	0.10	55
Б-8-33	60	980	2	1042	0.06	30
Б-9-40	170	1600	8	1778	0.10	21
Б-10-43	310	2100	4	2414	0.13	78
Б-11-46	190	1600	8	1798	0.11	24
Б-12-46.5	90	1300	3	1393	0.06	30
Б-13-56	80	1400	5	1485	0.05	16
Б-14-66	60	1200	5	1265	0.05	12
Б-16	250	1800	10	2060	0.12	25
Б-17	200	2200	2	2402	0.08	100
Б-18	290	2000	3	2293	0.13	97
Б-21	160	3600	4	3764	0.04	40
Б-22	220	2000	2	2222	0.10	110
Б-23	170	2100	6	2276	0.08	28
Б-24	250	1700	6	1956	0.13	42
Б-25	80	1300	3	1383	0.06	27
Породы Красноярской зоны						
Б-1-2/2*	237	2500	7.0	2744	0.09	33.9
Б-2-4/4*	86	2400	2.0	2488	0.03	43.0
Б-4-11*	104	2000	1.0	2105	0.05	104.0
Б-5-20*	142	2300	0.8	2443	0.06	177.5

№ образца/ № включения	Содержание, г/г			Суммарное содержание газов, г/г	CO ₂ /(CO ₂ + H ₂ O)	CO ₂ /CH ₄
	CO ₂	H ₂ O	CH ₄			
Б-6-21*	51	1740	0.1	1791	0.03	510.0
Б-7-30**	258	10600	2.0	10860	0.02	129.0
Б-8-33**	174	14100	0.7	14275	0.01	248.6
Б-8-а-33.5**	132	12700	0.8	12833	0.01	165.0
Б-9-40*	206	2800	4.0	3010	0.07	51.5
Б-10-43**	251	7200	1.0	7452	0.03	251.0
Б-11-46*	230	2300	2.0	2632	0.09	115.0
Б-12-46.5*	182	4300	0.8	4483	0.04	227.5
Б-13-56*	78	3400	3.0	3481	0.02	26.0
Б-13-а-56.5*	73	3100	2.0	3175	0.02	36.5
Б-14-66*	72	2500	0.6	2573	0.03	120.0

Примечание. Температура газовой выделения 600 °С, навеска 300 мг, N₂ не обнаружен. Аналитик Л.Н. Фомина (ИГМ СО РАН).

* Окварцованные гранулиты.

** Березиты.

Таблица 4. Микротермометрические характеристики и состав газовой фазы индивидуальных флюидных включений в кварце Богунайского золоторудного месторождения (по данным термометрии и КР-спектроскопии)

№ образца/ № включения	T _{гом.} , °С	T _{пл. CO₂} , °С	T _{гом. CO₂} , °С	Вид гомогенизации	Содержание, мол. %			CO ₂ /CH ₄	ρ, г/см ³	P, кбар
					CO ₂	CH ₄	N ₂			
Т-99-1/1	280	-56.7	21.0	Г	100	0.0	0.0	—	0.20	0.2
Т-99-1/2	300	-57.0	19.5	»	99.5	0.5	0.0	199	0.19	0.2
Т-99-1/3	260	-56.9	23.0	»	99.3	0.7	0.0	142	0.22	0.2
Т-99-1/4	310	-56.8	16.0	»	99.8	0.2	0.0	499	0.17	0.2
Т-99-1/5	260	-57.5	10.0	»	98.5	1.5	0.0	66	0.14	0.1
Т-99-1/6	290	-57.5	19.0	»	99.1	0.9	0.0	110	0.19	0.2
13-39/1	270	-58.1	28.0	»	92.2	7.8	0.0	12	0.29	0.3
13-39/2	250	-57.1	27.5	»	98.6	1.4	0.0	70	0.28	0.3
13-39/3	300	-57.1	28.5	»	97.7	2.3	0.0	42	0.3	0.3
13-39/4	280	-56.8	28.3	»	100	0.0	0.0	—	0.3	0.3
13-39/5	290	-56.9	27.5	»	100	0.0	0.0	—	0.28	0.3
13-45/1	340	-56.8	28.5	Ж	99.6	0.4	0.0	249	0.64	1.0
13-45/2	270	-56.7	29.0	»	100	0.0	0.0	—	0.63	0.8
13-45/3	310	-56.8	28.5	»	99.7	0.3	0.0	332	0.64	0.9
13-45/4	260	-57.0	30.0	»	98.1	1.9	0.0	52	0.59	0.7
13-45/5	300	-57.2	31.0	»	98.0	2.0	0.0	49	0.52	0.6
13-45/6	320	-57.0	29.5	»	98.7	1.3	0.0	76	0.62	0.9
13-45/7	250	-56.8	30.0	»	100	0.0	0.0	—	0.59	0.7
13-45/8	270	-56.7	28.5	»	100	0.0	0.0	—	0.64	0.8
13-61/1	260	-56.6	15.0	»	100	0.0	0.0	—	0.82	1.4
13-61/2	330	-57.0	21.0	»	99.8	0.2	0.0	499	0.76	1.4
13-61/3	280	-56.6	29.0	Г	100	0.0	0.0	—	0.31	0.3
13-61/4	300	-56.7	31.0	»	100	0.0	0.0	—	0.42	0.5
13-61/5	310	-56.8	25.0	»	100	0.0	0.0	—	0.24	0.3
13-61/6	290	-56.9	19.0	»	100	0.0	0.0	—	0.19	0.2
13-66/1	320	-56.6	29.0	»	100	0.0	0.0	—	0.31	0.3
13-66/2	270	-56.7	30.0	»	99.8	0.2	0.0	499	0.34	0.3
Б-11/1	310	-56.9	16.0	Ж	100	0.0	0.0	—	0.81	1.6
Б-11/2	280	-56.7	20.0	»	100	0.0	0.0	—	0.77	1.2
Б-11/3	340	-56.6	27.0	»	100	0.0	0.0	—	0.68	1.1
Б-11/4	290	-56.7	23.5	»	100	0.0	0.0	—	0.73	1.1

Примечание. Вид гомогенизации: Ж — в жидкость, Г — в газ. ρ — плотность газовой фазы.

Таблица 5. Результаты хромато-масс-спектрометрического (GC/MS) анализа газовой фазы, извлеченной при ударном разрушении сульфидов и кварца Богунайского золоторудного месторождения

Брутто-формула (система Хилла)	Название	CAS	A, %					
			Центральный участок				Красноярская зона	
			Пирит, обр. 13-44	Галенит, обр. 13-39	Сфалерит, обр. 13-48	Кварц, обр. 13-45	Пирит, обр. Б-2	Кварц, обр. Б-23
Алифатические углеводороды								
<i>Парафины</i>								
CH ₄	Метан	74-82-8	0.17	0.14	0.32	0.07	0.71	0.05
C ₂ H ₆	Этан	74-84-0	—	—	0.09	0.01	—	0.01
C ₃ H ₈	<i>n</i> -пропан	74-98-6	—	—	0.05	0.01	—	0.01
C ₄ H ₁₀	<i>n</i> -бутан	106-97-8	0.18	—	—	—	—	0.01
C ₅ H ₁₂	<i>n</i> -пентан	109-66-0	—	—	—	0.02	—	0.02
C ₆ H ₁₄	<i>n</i> -гексан	110-54-3	—	—	0.08	0.01	0.67	0.01
C ₇ H ₁₆	<i>n</i> -гептан	142-82-5	0.26	—	—	0.02	0.35	0.02
C ₈ H ₁₈	<i>n</i> -октан	111-65-9	2.21	3.65	1.47	0.08	—	0.01
C ₈ H ₁₆	3-метилгептан	1632-16-2	—	—	—	—	2.28	—
C ₉ H ₂₀	<i>n</i> -нонан	111-84-2	3.42	0.84	—	0.06	—	0.01
C ₁₀ H ₂₂	<i>n</i> -декан	124-18-5	3.85	—	—	0.03	0.78	0.02
C ₁₀ H ₂₂	Декан (изомер)	Нет	—	—	—	0.04	—	—
C ₁₁ H ₂₄	<i>n</i> -ундекан	1120-21-4	0.97	0.49	0.13	0.02	1.08	0.15
C ₁₂ H ₂₆	<i>n</i> -додекан	112-40-3	0.85	1.89	0.11	0.02	1.04	—
C ₁₃ H ₂₈	<i>n</i> -тридекан	629-50-5	0.53	1.63	0.28	0.10	0.73	0.02
C ₁₄ H ₃₀	<i>n</i> -тетрадекан	629-59-4	—	1.56	0.81	0.07	2.01	0.05
C ₁₄ H ₃₀	Тетрадекан (изомер)	—	—	—	—	—	—	0.08
C ₁₅ H ₃₂	<i>n</i> -пентадекан	629-62-9	—	6.95	2.65	0.26	0.49	0.03
C ₁₆ H ₃₄	<i>n</i> -гексадекан	544-76-3	—	—	—	0.29	—	0.03
C ₁₆ H ₃₄	Гексадекан (изомер)	Нет	—	—	—	0.03	—	—
C ₁₇ H ₃₆	<i>n</i> -гептадекан	529-78-7	—	—	—	0.15	—	—
<i>Олефины</i>								
C ₈ H ₁₆	2-октен	111-67-1	—	—	—	0.07	—	0.01
C ₈ H ₁₆	(E)-3-октен	14919-01-8	—	—	—	—	2.85	—
Циклические углеводороды								
<i>Циклоалканы (нафтенy)</i>								
C ₉ H ₁₈	1-метил-2-пентил-циклопропан	41977-37-1	—	—	—	0.02	—	0.05
<i>Арены</i>								
C ₆ H ₆	Бензол	71-43-2	—	1.31	—	—	—	0.06
C ₇ H ₈	Толуол	108-88-3	1.28	—	—	0.05	—	0.06
C ₈ H ₁₀	1,3-диметилбензол	108-38-3	3.62	—	—	—	—	—
C ₁₀ H ₁₂	1-метил-4-(1-метилэтенил)	1195-32-0	1.19	—	—	—	—	—
Кислородсодержащие углеводороды								
<i>Спирты и эфиры</i>								
CH ₄ O	Метанол	67-56-1	—	—	—	0.05	—	0.12
C ₂ H ₆ O	Этанол	64-17-5	—	—	—	0.14	—	0.19
C ₃ H ₈ O	<i>n</i> -пропанол	71-23-8	—	—	—	—	—	0.01
C ₄ H ₁₀ O	Этиловый эфир	60-29-7	0.22	—	—	—	—	—
C ₄ H ₁₀ O	2-метил-1-пропанол	78-83-1	—	—	—	0.03	—	0.03
C ₄ H ₁₀ O	1-бутанол	71-36-3	0.32	1.82	—	0.11	0.63	0.06
C ₈ H ₁₈ O	2-этил-1-гексанол	104-76-7	—	—	0.25	0.07	—	0.01
C ₁₀ H ₂₂ O	<i>n</i> -деканол	112-30-1	—	—	—	—	—	0.05
<i>Альдегиды</i>								
C ₂ H ₄ O	Этаналь(=ацетальдегид)	75-07-0	—	—	—	0.05	—	0.02
C ₃ H ₄ O	2-пропеналь	107-02-8	—	—	—	0.02	—	0.02
C ₄ H ₈ O	2-метилпропаналь	78-84-2	0.21	—	—	0.02	—	0.01
C ₄ H ₈ O	<i>n</i> -бутаналь	123-72-8	—	0.35	0.07	0.01	—	0.02
C ₅ H ₁₀ O	3-метилбутаналь	590-86-3	1.10	—	0.04	0.01	—	0.10

Брутто-формула (система Хилла)	Название	CAS	А, %					
			Центральный участок				Красноярская зона	
			Пирит, обр. 13-44	Галенит, обр. 13-39	Сфалерит, обр. 13-48	Кварц, обр. 13-45	Пирит, обр. Б-2	Кварц, обр. Б-23
C ₅ H ₁₀ O	2-метилбутаналь	96-17-3	—	—	—	—	0.57	—
C ₅ H ₁₀ O	<i>n</i> -пентаналь	110-62-3	0.74	—	0.13	0.02	0.64	0.03
C ₆ H ₁₂ O	<i>n</i> -гексаналь	66-25-1	2.25	4.60	1.16	0.04	2.04	0.05
C ₇ H ₁₄ O	<i>n</i> -гептаналь	111-71-7	7.72	0.47	0.14	0.05	—	0.03
C ₇ H ₆ O	Бензальдегид	100-52-7	3.61	—	—	—	—	—
C ₈ H ₁₆ O	<i>n</i> -октаналь	124-13-0	2.04	—	1.10	0.08	1.60	0.01
C ₈ H ₁₆ O	2-этилгексаналь	123-05-7	—	48.15	2.46	—	—	—
C ₉ H ₁₈ O	<i>n</i> -нонаналь	124-19-6	3.42	3.73	0.58	0.08	2.70	0.05
C ₁₀ H ₂₀ O	<i>n</i> -деканаль	112-31-2	2.47	4.32	0.69	0.04	5.07	0.09
<i>Кетоны</i>								
C ₃ H ₆ O	2-пропанон (=ацетон)	67-64-1	1.15	0.38	0.07	0.12	0.78	0.03
C ₄ H ₈ O	2-бутанон	78-93-3	0.66	0.40	0.08	0.13	1.92	0.04
C ₄ H ₆ O ₂	Бутиролактон	96-48-0	—	—	—	0.08	0.85	0.04
C ₅ H ₁₀ O	3-метил-2-бутанон	563-80-4	—	1.06	—	—	—	—
C ₅ H ₁₀ O	2-пентанон	107-87-9	—	—	—	0.02	—	0.01
C ₆ H ₁₂ O	2-гексанон	591-78-6	—	—	—	0.06	1.45	0.04
C ₆ H ₁₂ O	3-гексанон	589-38-8	—	2.6	—	—	—	—
C ₇ H ₁₄ O	2-гептанон	110-43-0	—	—	—	0.03	—	0.02
C ₇ H ₁₄ O	3-гептанон	106-35-4	3.28	—	—	—	—	—
C ₈ H ₁₆ O	2-октанон	111-13-7	—	—	0.61	0.03	0.32	0.02
C ₈ H ₈ O	Метилфенилкетон	98-86-2	0.99	—	—	—	—	—
C ₉ H ₁₈ O	2-нонанон	821-55-6	—	0.62	0.09	—	—	—
C ₁₀ H ₂₀ O	2-деканон	693-54-9	—	—	—	—	—	0.04
C ₁₃ H ₂₆ O	2-тридеканон	593-08-8	—	—	0.08	—	—	—
<i>Карбоновые кислоты</i>								
C ₂ H ₄ O ₂	Уксусная кислота	64-19-7	3.17	—	—	—	—	—
<i>Другие</i>								
C ₆ H ₁₂ O	2-изопреноксид-(1-пропен)	4188-63-0	0.48	—	—	—	—	—
C ₉ H ₁₈ O	1-(1-бутенилокси)-(Z)-пентан	56052-76-1	0.48	—	—	—	—	—
Гетероциклические соединения								
<i>Фураны</i>								
C ₉ H ₁₄ O	2-пентилфуран	3777-69-3	—	—	—	—	0.78	—
Азотсодержащие соединения								
C ₃ H ₇ N	Азетизин	503-29-7	—	0.74	—	—	—	—
C ₃ H ₇ N	2-метилазиридин	75-55-8	—	—	0.02	—	—	—
C ₃ H ₇ NO	Диметилформамид	68-12-2	1.47	—	—	—	—	—
C ₄ H ₈ N ₂ O	2-пропилкарбамид	557-11-9	—	—	0.05	—	—	—
Серосодержащие соединения								
O ₂ S	Диоксид серы	7446-09-5	15.65	—	—	0.01	1.54	0.05
COS	Карбонилсульфид	463-58-1	—	0.01	0.01	0.01	—	0.01
CS ₂	Сероуглерод	75-15-0	2.0	0.11	0.01	0.02	1.31	0.03
C ₂ H ₆ S ₂	Диметил дисульфид	624-92-0	—	—	—	—	0.15	—
Неорганические соединения								
CO ₂	Диоксид углерода	124-38-9	13.15	6.47	76.27	37.93	61.32	59.83
H ₂ O	Вода	7732-18-5	12.93	5.73	9.78	59.16	2.41	38.09
N ₂	Азот	7727-37-9	—	—	—	0.17	—	—
Отношения	CO ₂ /(CO ₂ + H ₂ O)	—	0.50	0.53	0.89	0.39	0.96	0.61
	K _{восст.} = Σ ₁ /(Σ ₁ + Σ ₂)	—	0.19	0.19	0.06	0.01	0.13	0.009

Примечание. CAS — уникальный численный идентификатор химических соединений, внесенных в реестр Chemical Abstracts Service (www.cas.org). Нет — отсутствует запись в реестре. А — нормализованная площадь, отношение площади компонента газовой смеси к сумме площадей всех компонентов в ТИС-хроматограмме. Прочерк — ниже предела обнаружения. Σ₁ — сумма алифатических + циклических углеводородов; Σ₂ — сумма кислородсодержащих соединений + CO₂ + H₂O.

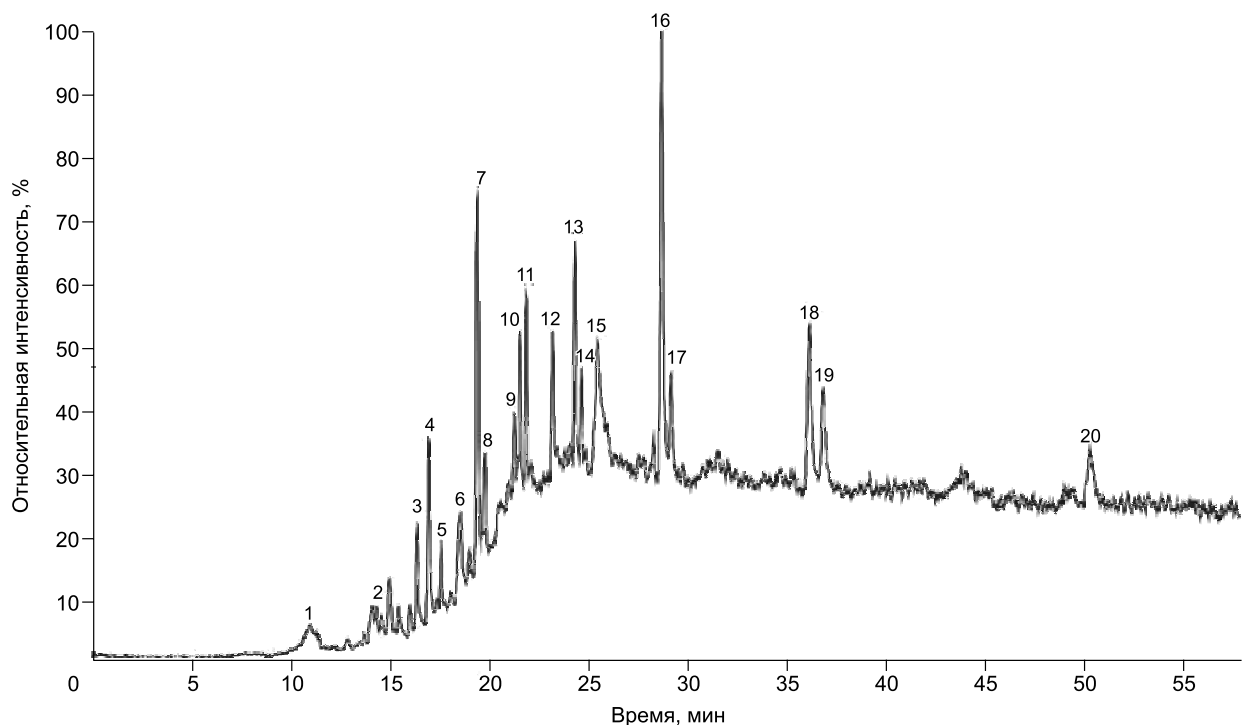


Рис. 5. Фрагмент хроматограммы летучих компонентов из пирита (обр. 13-44) Центрального участка Богунайского золоторудного месторождения (Енисейский край) в интервале $m/z = 42.50—43.50$.

1 — сероуглерод (CS_2); 2 — 2-бутанон ($\text{C}_4\text{H}_8\text{O}$); 3 — 3-метилбутаналь ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}$); 4 — *n*-пентаналь ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}$); 5 — *n*-гептан (C_7H_{16}); 6 — диметилформамид ($\text{C}_3\text{H}_7\text{NO}$); 7 — *n*-гексаналь ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}$); 8 — *n*-октан (C_8H_{18}); 9 — 3-гептанон ($\text{C}_7\text{H}_{14}\text{O}$); 10 — *n*-гептаналь ($\text{C}_7\text{H}_{14}\text{O}$); 11 — *n*-нонан (C_9H_{20}); 12 — 1-(1-бутенилокси)-(Z)-пентан ($\text{C}_9\text{H}_{18}\text{O}$); 13 — *n*-октаналь ($\text{C}_8\text{H}_{16}\text{O}$); 14 — *n*-декан ($\text{C}_{10}\text{H}_{22}$); 15 — метилфенилкетон ($\text{C}_8\text{H}_8\text{O}$); 16 — *n*-нонаналь ($\text{C}_9\text{H}_{18}\text{O}$); 17 — *n*-ундекан ($\text{C}_{11}\text{H}_{24}$); 18 — *n*-деканаль ($\text{C}_{10}\text{H}_{20}\text{O}$); 19 — *n*-додекан ($\text{C}_{12}\text{H}_{26}$); 20 — *n*-тридекан ($\text{C}_{13}\text{H}_{28}$).

водного коэффициента ($\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$) (см. табл. 5). Во флюидах сульфидов он колеблется от 0.50 до 0.96, а в кварце — от 0.39 до 0.61. Во флюидах сульфидов преобладают и восстановленные соединения по сравнению с флюидами из кварца. На это указывает степень восстановительного потенциала, выраженного через коэффициент восстановленности, значение которого в сульфидовых флюидах колеблется от 0.13 до 0.19, а в кварцах (на порядок ниже) от 0.01 до 0.009 (см. табл. 5).

Давление во флюидной системе. Во включениях, содержащих $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ (см. табл. 4), температура плавления твердой углекислоты меняется в узком интервале от -56.6 до -58.1 °C с температурой частичной гомогенизации $10.0—31.0$ °C, гомогенизация на этом отрезке происходит и в жидкую, и в газовую фазу. Плотность в системе $\text{CO}_2—\text{CH}_4$ в этом интервале температур меняется от 0.14 до 0.82 г/см³. В сингенетичных газовой-жидких включениях температура общей гомогенизации колеблется от 250 до 350 °C при гомогенизации в жидкую фазу. При полученных параметрах, используя программу Isochor [Vakker, 2001], рассчитанное давление рудообразующего флюида при формировании кварцевых жил Богунайского золоторудного месторождения менялось от 0.1 до 1.6 кбар (см. табл. 4).

Таблица 6. Изотопный состав серы сульфидов золотоносных кварцевых жил Богунайского месторождения

№ образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT)
499001	Сфалерит	3.5
Б-17	»	2.7
Б-17	Пирит	3.0
Б-19	Сфалерит	2.1
Б-19	Халькопирит	2.0
Б-19	Пирит	2.2
Б-23	Сфалерит	2.7
Б-23	Пирит	2.2
Б-25	»	2.8
13-39	Галенит	0.8

Примечание. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН, аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Колбасова.

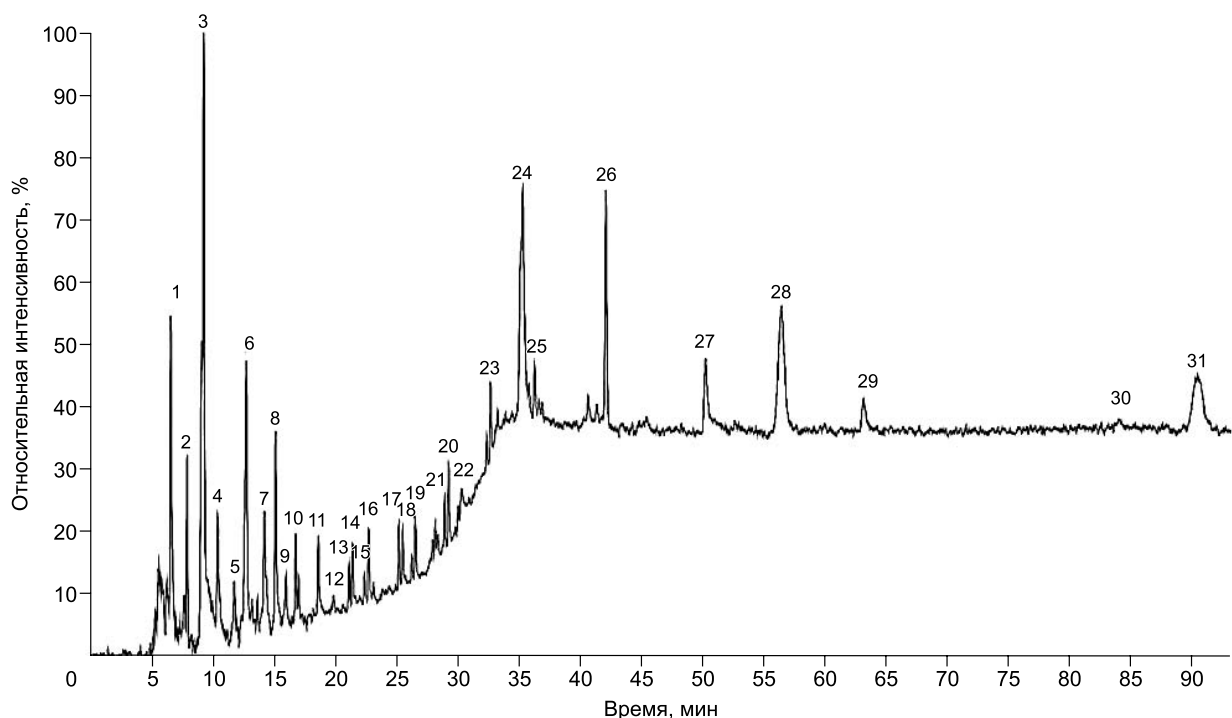


Рис. 6. Фрагмент хроматограммы летучих компонентов из кварца (обр. 13-45) Центрального участка Богунайского золоторудного месторождения (Енисейский кряж) в интервале $m/z = 42.50—43.50$.

1 — этаналь (=ацетальдегид) (C_2H_4O); 2 — *n*-пропан (C_3H_8); 3 — 2-пропанон (=ацетон) (C_3H_6O); 4 — *n*-пентан (C_5H_{12}); 5 — 2-метилпропаналь (C_4H_8O); 6 — 2-бутанон (C_4H_8O); 7 — *n*-гексан (C_6H_{14}); 8 — 1-бутанол ($C_4H_{10}O$); 9 — 3-метилбутаналь ($C_5H_{10}O$); 10 — 2-пентанон ($C_5H_{10}O$); 11 — *n*-гептан (C_7H_{16}); 12 — толуол (C_7H_8); 13 — 2-гексанон ($C_6H_{12}O$); 14 — *n*-гексаналь ($C_6H_{12}O$); 15 — 2-октен (C_8H_{16}); 16 — *n*-октан (C_8H_{18}); 17 — 2-гептанон ($C_7H_{14}O$); 18 — *n*-гептаналь ($C_7H_{14}O$); 19 — *n*-нонан (C_9H_{20}); 20 — 2-октанон ($C_8H_{16}O$); 21 — *n*-октаналь ($C_8H_{16}O$); 22 — 2-этил-1-гексанол ($C_8H_{18}O$); 23 — *n*-нонаналь ($C_9H_{18}O$); 24 — *n*-пентадекан ($C_{15}H_{32}$); 25 — *n*-деканаль ($C_{10}H_{20}O$); 26 — *n*-тридекан ($C_{13}H_{28}$); 27 — *n*-тетрадекан ($C_{14}H_{30}$); 28 — *n*-гексадекан ($C_{16}H_{34}$); 29 — пентадекан (изомер) ($C_{15}H_{32}$); 30 — гексадекан (изомер) ($C_{16}H_{34}$); 31 — *n*-гептадекан ($C_{17}H_{36}$).

Изотопный состав серы сульфидов. Результаты изотопного анализа серы сульфидов сведены в табл. 6. Как видно из приведенных данных, изотопный состав серы сфалерита, пирита, халькопирита и галенита колеблется в достаточно узком интервале от 0.8 до 3.5 ‰, при этом 80 % определений группируется в еще более узком интервале от 2.0 до 3.0 ‰.

Возраст формирования Красноярской минерализованной зоны. Определен Ar-Ar возраст серицитов из кварц-золоторудных жил Красноярской минерализованной зоны Богунайского месторождения. Серициты отобраны с флангов (рис. 7, а, в) и в центральной части (см. рис. 7, б) минерализованной зоны по канаве № 26. В серицитах северного фланга выделяется возрастное плато со значением 466.0 ± 3.2 млн лет (см. рис. 7, а), а южного фланга плато со значением 464.5 ± 3.3 млн лет (см. рис. 7, в). Более молодой возраст определен в центральной части зоны (461.6 ± 3.1 млн лет, см. рис. 7, б). Ar-Ar возраст биотита из перекристаллизованных вмещающих гиперстеновых гнейсов Богунайского рудного поля составляет 721.8 ± 5.9 млн лет (см. рис. 7, г) и, по-видимому, характеризует возраст локального диафторического преобразования гранулитов в зонах глубинных разломов.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения флюидных включений в кварце и сульфидах показывают, что в формировании кварцевых жил Центрального участка и Красноярской минерализованной зоны Богунайского месторождения принимали участие Mg-Na-Ca-Cl-содержащие водно-углекисло-углеводородные флюиды в температурном интервале от 220 до 420 °С (см. табл. 1). Давление флюида при этом колебалось от 0.1 до 1.6 кбар (см. табл. 4), свидетельствуя об активной деятельности флюидов в зоне разломов, вблизи которых и сконцентрированы золотоносные участки. На активность флюидов в Красноярской минерализо-

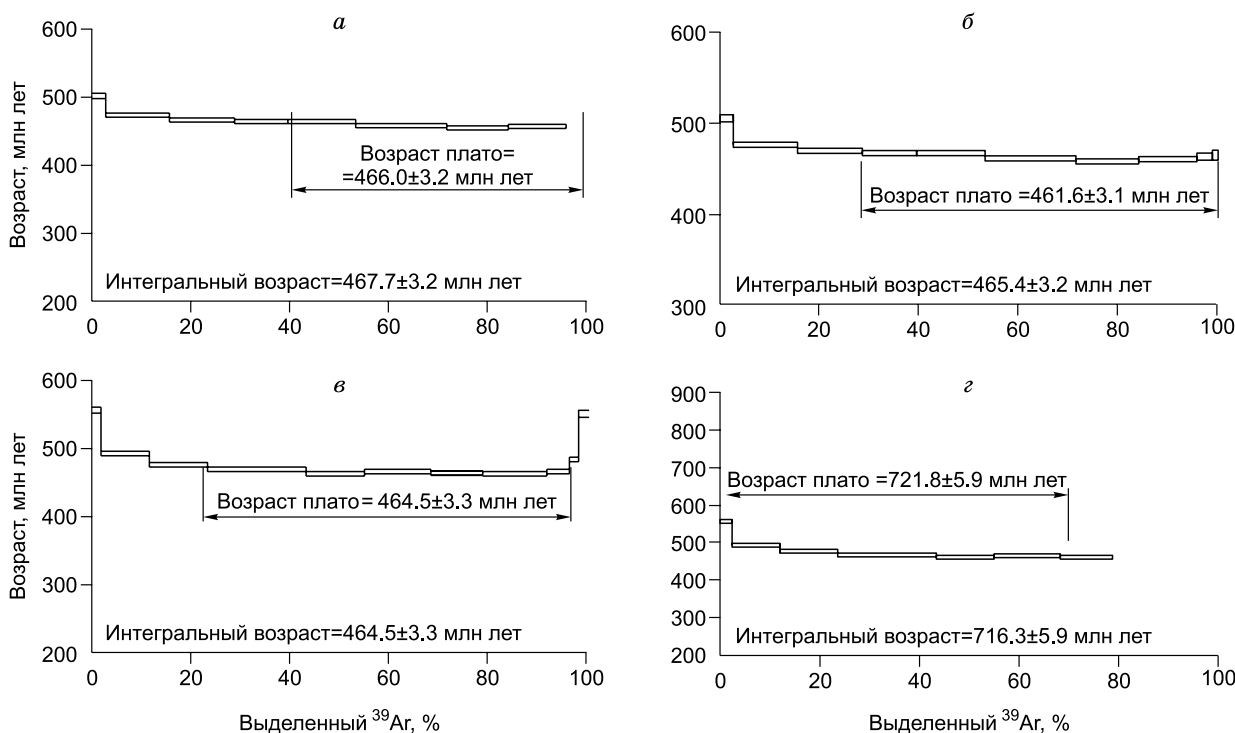


Рис. 7. Спектры ^{40}Ar — ^{39}Ar возрастов серицитов (*a—в*) из кварцевых жил Красноярской минерализованной зоны и биотита (*г*) гиперстенового гнейса Богунайского рудного поля.

ванной зоне указывают также и повышенные содержания летучих, превышающие в 4 раза содержание летучих в околорудных гранулитах (см. табл. 3). Эти данные позволяют предположить, что гранулиты обладают пониженной проницаемостью для гидротермальных растворов.

Резкое изменение флюидного давления, зафиксированное в кварцевых жилах Богунайского месторождения (см. табл. 4), привело к фазовому разделению исходного водно-углекисло-углеводородного флюида, что явилось причиной консервации в кварце флюидных включений с различным соотношением H_2O и CO_2 . По данным газовой хроматографии, это соотношение выражено через коэффициент $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$. Его величина в кварцевых жилах месторождения меняется от 0.04 до 0.17 (см. табл. 3), а по данным хромато-масс-спектрометрии значение этого же коэффициента составляет интервал от 0.39 до 0.96 (см. табл. 5). Такой разброс значений может быть признаком кипения (гетерогенизации) флюидов из-за падения давления [Реддер, 1987; Groves et al., 2003; Mishra, Pal, 2008], а кипение флюида является эффективной причиной отложения золота [Bowers, 1991]. При кипении флюид разделяется на существенно-водную часть (включения типа $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma$) и газовую, преимущественно водно-углекисло-углеводородную (тип включений $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} \pm \text{Ж}_{\text{CO}_2} \pm \Gamma$; $\text{Ж}_{\text{CO}_2} \pm \Gamma$).

Увеличение доли CO_2 во флюиде, играющего роль геохимического барьера, приводит к повышению содержания Au в кварцевых жилах Богунайского месторождения. В кварце с содержанием Au (г/т) 0.68, 1.50, 2.84, 4.00 и 5.39 повышается и доля углекислоты во флюиде от 0.10, 0.11, 0.12, 0.13 и 0.15 соответственно. О наличии такой связи отмечалось на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа [Томиленко, Гишпер, 2001; Tomilenko et al., 2010; Гишпер и др., 2011] и на других золоторудных месторождениях мира [Robert, Kelly, 1987; Ridley et al., 1996; Mernagh, Bierlein, 2008]. Вариации в содержании CO_2 в рудообразующих флюидах (см. табл. 3), вероятно, являются причиной неравномерного распределения золота в кварцевых жилах. Одновременно с вариациями содержания CO_2 во флюиде меняются и окислительно-восстановительные характеристики этого флюида, которые выражены через величину отношения CO_2/CH_4 . Во флюидах Богунайского месторождения, по данным газовой хроматографии, эта величина колеблется от 12 до 110 (см. табл. 3). Разнообразие соотношений CO_2 и CH_4 во флюиде имеет важное значение для золотоносной минерализации, являясь одним из критериев, характеризующих масштаб оруденения. Так, на месторождении Сигма в Канаде с запасами золота около 110 т $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 0.3$ —168 [Robert, Kelly, 1987], на месторождении Чармитан в Узбекистане с запасами Au около 400 т величина CO_2/CH_4 во флюиде составляет 2—20 [Бортников и др., 1996], а в золотоносных

рифтах Витватерсранда (ЮАР) с запасами Au более 50 000 т CO_2/CH_4 меняется в интервале от 0.04 до 2.45 [Сафонов, Прокофьев, 2006].

На изменяющиеся окислительно-восстановительные параметры флюидов, участвующих в формировании Богунайского золоторудного месторождения, указывают и данные хромато-масс-спектрометрического анализа флюидных включений в сульфидах и кварце. Во флюидах Богунайского месторождения помимо воды и углекислоты впервые определены восстановленные (алифатические, циклические) и окисленные (кислородсодержащие) углеводороды (см. табл. 5).

Проблема участия углеводородов, а также H_2O , CO_2 , N_2 в рудообразовании уже не один десяток лет обсуждается в работах, посвященных рудным месторождениям [Новгородова, 1979, 1983; Слободской, 1981; Флоровская и др., 1984; Gizé, Macdonald, 1993; Gizé, 1999; McCollom et al., 2001; Seewald, 2001; Маракушев и др., 2007]. Авторы этих публикаций показали теоретическую возможность существования в природе элементоорганических соединений (ЭОС), которые могут принимать участие в переносе рудных элементов флюидами, обладающими восстановительными свойствами. На то, что сульфиды Богунайского месторождения кристаллизовались в восстановительной среде, указывают значения коэффициента восстановленности, которые меняются от 0.06 до 0.19, в кварце значения этого же коэффициента гораздо ниже (от 0.01 до 0.009) (см. табл. 5), что свидетельствует об окислительных условиях его формирования. Колебания в величинах окислительно-восстановительного потенциала гидротермальной системы месторождения носят локальный характер и, по-видимому, стимулируются трещинообразованием в периоды активности глубинного разлома, к зоне влияния которого и тяготеет Богунайское месторождение.

Геохимические, экспериментальные и термодинамические данные подтверждают возможность устойчивости в *PT*-условиях верхней мантии целого ряда углеводородных соединений, представленных парафинами, олефинами, нафтенами и аренами, а также их N-, S- и O-содержащими производными [Зубков, 2009; Сонин и др., 2014]. Проведенные в последнее время эксперименты [McCollom, 2013] показали, что Fe-содержащие минералы земной коры оказывают положительное влияние на устойчивость углеводородных соединений в гидротермальных системах.

Повышенные содержания CO_2 и углеводородов, обнаруженные во флюидных включениях сульфидов, по сравнению с содержанием этих элементов в кварце (см. табл. 5) Богунайского месторождения согласуются с экспериментальными и расчетными данными, приведенными в работах [Gizé, Macdonald, 1993; Gizé, 1999], где показано, что углеводороды транспортируются богатыми CO_2 флюидами, а водные флюиды обеднены этими соединениями. Во флюидных включениях из сульфидов Богунайского месторождения содержание воды значительно (от 3 до 40 раз) меньше, чем во флюидных включениях кварца (см. табл. 5). Ограниченное количество воды является необходимым условием для возникновения восстановительной обстановки в минералообразующей среде [Ярошевский, 2006]. В восстановительной обстановке перенос золота и других металлов мог осуществляться в форме элементоорганических соединений, среди которых известны не только простые вещества $(\text{CH}_3)_3\text{Au}$, но и более сложные, имеющие в своем составе серу $\{(\text{CH}_3)_2\text{AuSCSOC}_2\text{H}_5\}$ и другие элементы [Слободской, 1981]. Среди обнаруженных нами во флюидных включениях химических веществ присутствуют соединения с серой (O_2S , COS , CS_2 , $\text{C}_2\text{H}_6\text{S}_2$) (см. табл. 5). Поскольку элементоорганические соединения в рудном процессе крайне неустойчивы, что приводит к их распаду [Mathez et al., 1984; Schoell, 1988; Буслаева, Новгородова, 1989, 1992; Schwandner et al., 2013], то происходит кристаллизация золота и сульфидов, а их транспортеры — углеводороды консервируются во флюидных включениях. Вследствие реакций распада углеводородных соединений образуются и тонкодисперсные выделения углерода, которые в виде черных частичек часто сопровождают флюидные включения.

На кварцевые жилы, сформированные при участии хлоридных Mg-Na-содержащих водно-углекисло-углеводородных флюидов (см. табл. 1, рис. 3), накладывались высокосоленые водно-солевые ($\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$) растворы, которые в виде вторичных флюидных включений ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma + \text{Kp}$) законсервированы в кварце. Присутствие достаточно концентрированных (> 40 мас. %) CaCl_2 -содержащих флюидов на золоторудных месторождениях мира является характерной особенностью протерозойских гидротермальных систем [Hardie, 1983; Robert, Kelly, 1987; Xu, 2000; Shelton et al., 2004; Бхаттачарайа, Паниграи, 2011].

Источником высокосоленых (> 40 мас. %) флюидов Na-Ca-Cl-содержащего состава, которые в виде вторичных включений (тип $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma + \text{Kp}$) присутствуют в кварце кварц-золотоносных жил месторождения, могли быть и ближайшие гранитоиды Нижнеканского плутона. На это же указывают и близкие величины отношений редкоземельных элементов, определенные во флюидах кварцевых жил Богунайского месторождения (см. табл. 2) и в гранитоидах Нижнеканского массива, приведенные в работе А.Е. Верникоской с соавторами [2004]. Отношение La/Yb колеблется в интервале от 23.3 до 56.9 во флюидах кварцевых жил месторождения и от 12.6 до 53.6 в гранитоидах; Sm/Nd — от 0.14 до 0.16 во флюидах и от 0.11 до 0.20 в гранитоидах; Eu/Sm — от 0.3 до 0.9 во флюидах и от 0.2 до 0.6 в гранитои-

дах; Eu/Eu^* — от 0.4 до 1.0 во флюидах и от 0.2 до 0.6 в гранитоидах, а низкие Eu/Sm отношения (< 1 , см. табл. 2) во флюидах золоторудных ассоциаций указывают на зарождение этих флюидов в верхней коре [Винокуров, 1996; Кравцова, Алмаз, 2006].

Существенно различаются PT -параметры формирования кварцевых жил Богунайского месторождения и минералов гранулитовой фации метаморфизма. Кварцевые жилы кристаллизовались в интервале температур от 220 до 420 °С и давлений от 0.1 до 1.6 кбар (см. табл. 1, 4), что значительно ниже температур и давлений при гранулитовом метаморфизме. Давление флюида при метаморфизме ($T_{\text{метам.}} = 850\text{—}950$ °С), рассчитанное по метаморфогенным включениям в кварце, гранате и плагиоклазе гранулитов, достигает 8.5—9.0 кбар [Томиленко, 2006].

Различается и время проявления регионального гранулитового метаморфизма, и время формирования кварцевых жил Богунайского золоторудного месторождения. Хронология развития метаморфизма, магматизма и золотого оруденения Богунайского месторождения с учетом полученных ранее данных другими авторами [Верниковская и др., 2004; Ножкин и др., 2010] позволяет сделать следующие выводы: вмещающие породы Богунайского месторождения претерпели региональный метаморфизм и были преобразованы в гранулиты с возрастом не моложе 1.9 млрд лет [Ножкин и др., 2010]. В свою очередь, гранулиты испытали диафторез и милонитизацию, они интенсивно дислоцированы, смяты в сложные складки, которые осложнены многочисленными разрывными нарушениями, где также проявлены милонитизация и диафторез с возрастом 721.8 ± 5.9 млн лет (см. рис. 7, *з*). Рудообразующий процесс проявился в период 466.0 ± 3.2 — 461.6 ± 3.1 млн л.н. (см. рис. 7, *а—в*), что почти на 1400 млн лет позже событий гранулитового метаморфизма и на 255 млн лет позже диафтореза, и близок возрасту становления ближайшего Нижнеканского гранитоидного массива 455.7 ± 3.4 млн лет [Верниковская и др., 2004].

Результаты изотопных значений серы сфалерита, пирита, халькопирита и галенита Богунайского месторождения колеблются в достаточно узком интервале от 0.8 до 3.5 ‰ (см. табл. 6), при этом 80 % определений находится в еще более узком интервале от 2.0 до 3.0 ‰, что, вероятно, связано с близкими физико-химическими условиями формирования сульфидов. По изотопным отношениям сульфиды Богунайского месторождения группируются около нулевого уровня и не выходят за пределы значений серы гранитоидов [Ohmoto, Rye, 1979]. А это может также указывать на влияние и гранитоидов, и более глубинных источников как на результат тектономагматической активизации.

Целый комплекс вышеизложенных фактов указывает на корово-мантийные системы, генерировавшие флюиды, принимавшие участие в формировании золоторудного Богунайского месторождения, но при этом гранулиты канской серии, вмещающие месторождение, в силу своей «сухости», не могли быть источником этих флюидов.

ВЫВОДЫ

Кварц-золотоносные жилы Богунайского месторождения сформированы при участии водно-углекисло-углеводородных флюидов в интервале температур от 220 до 420 °С, давлений от 0.1 до 1.6 кбар, солености от 2.0 до 19.0 мас. % NaCl-экв.

Кварцевые жилы испытали воздействие высокосолёных (> 40 мас. %) хлоридных флюидов Na-Ca состава при 220—290 °С.

Ассоциации обнаруженных углеводородов (парафины, олефины, нафтены и арены, а также их N-, S-, Si-, O-содержащие производные) во флюидных включениях сульфидов и кварца являются индикаторами восстановительных условий минералообразования Богунайского золоторудного месторождения.

Богунайское золоторудное месторождение формировалось в период от 466.0 ± 3.2 до 461.6 ± 3.1 млн лет, что почти на 1400 млн лет позже событий гранулитового метаморфизма и на 255 млн лет позже диафтореза. Возраст оруденения близок возрасту кристаллизации Нижнеканского гранитоидного массива (455.7 ± 3.4 млн лет).

Авторы признательны рецензентам — профессорам Ю.Г. Сафонову и А.С. Борисенко за ряд конструктивных замечаний, учтенных в окончательном варианте рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977 (8), с. 16—27.

Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина И.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 3, с. 238—256.

Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И. Элементоорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества. М., Наука, 1989, 152 с.

Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И. Элементоорганические соединения в эндогенных рудах. М., Недра, 1992, 234 с.

Бхаттачарайа С., Паниграи М.К. Гетерогенность флюидных характеристик в районе Рамагри-Пенакачерла восточной части кратона Дарвар: связь с золоторудной минерализацией // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1821—1834.

Верниковская А.С., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Яснев А.М., Ковач В.П., Котов А.Б., Травин А.В. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // ДАН, 2004, т. 397, № 3, с. 374—379.

Винокуров С.Ф. Европийевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // ДАН, 1996, т. 346, № 6, с. 792—795.

Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Рябуха М.А., Тимкина А.Л. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и *PT*-условия образования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1851—1867.

Горячев Н.А. Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 323—332.

Заблоцкий К.А. О золотоносности ангаро-канской части Енисейского кряжа // Инвестиционный потенциал минерально-сырьевого комплекса Красноярского края. Красноярск, КНИИГиМС, 2000, с. 143—149.

Заблоцкий К.А., Еханин А.Г., Смагин А.Н., Кошкин В.Ф., Парначев В.П. Проблемы изучения золотоносности Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Т. II. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2002, с. 98—101.

Зубков В.С. Закономерности распределения и гипотезы происхождения конденсированных нафтидов в магматических породах различных геодинамических обстановок // Геохимия, 2009, № 8, с. 787—804.

Киргинцев А.Н., Трушников Л.И., Лаврентьева В.Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. Л., Изд-во «Химия», 1972, 247 с.

Корнев Т.Я., Шарифулин С.К. Перспективы выявления коренных месторождений золота в Бугунайском рудном районе (Енисейский кряж) // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Вып. 5. Красноярск, КНИИГиМС, 2004, с. 130—134.

Корнев Т.Я., Романов А.П., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Золотоносность зеленокаменных поясов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Золото Сибири: геология, геохимия, технология, экономика. Красноярск, КНИИГиМС, 2001, с. 189—191.

Корнев Т.Я., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Золотоносность и перспективы Кузеевского зеленокаменного пояса // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск, КНИИГиМС, 2002, с. 93—104.

Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. Красноярск, КНИИГиМС, 2004, 177 с.

Кравцова Р.Г., Алмаз Я.А. Редкоземельные элементы в рудах эпitherмальных золото-серебряных и серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Геохимия, 2006, № 12, с. 1338—1344.

Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Материалы по геологии Западной Сибири. Томск, ЗСГУ, 1941, 240 с.

Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 109—125.

Ли Л.В. Изотопный состав серы сульфидов руд Енисейского кряжа // Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1261—1264.

Ли Л.В. О связи эндогенного оруденения с процессами тектономагматической активизации в Ангаро-Канской глыбе // Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 3, с. 676—679.

Ли Л.В. Золоторудные месторождения докембрия Енисейского кряжа // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск, КНИИГиМС, 1997, с. 184—222.

Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. Парагенезисы рудных металлов углеводородной специфики. Статья 1. Оксифильные металлы // Изв. вузов. Геология и разведка, 2007, № 6, с. 33—40.

Мкртычян А.К., Никулов Л.П., Юркевич Л.Г. Перспективы золотоносности Ангаро-Канской глыбы // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, КНИИГиМС, 1999, с. 116—119.

Новгородова М.И. Находки самородного алюминия в кварцевых жилах // Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 4, с. 965—968.

Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М., Наука, 1983, 286 с.

Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Метапелиты нижне-го докембрия Енисейского кряжа: РЗЭ-систематика, источники сноса, палеогеодинамика // ДАН, 2010, т. 434, № 6, с. 796—801.

Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М., Мир, 1987, 631 с.

Сазонов А.М. Геохимия золота в метаморфических породах Побужья (Украинский щит) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (1), с. 71—80.

Сазонов А.М. Геохимия золота в метаморфических толщах. Томск, Изд-во ТПУ, 1998, 168 с.

Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. 2010, № 4, с. 371—395.

Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных рифов бассейна Витватерсранд // Геология рудных месторождений, 2006, т. 48, № 6, с. 475—511.

Сердюк С.С. Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минерагения и перспективы освоения. Красноярск, КНИИГиМС, 2004, 480 с.

Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Ояберь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск, Сибирский федеральный университет, 2010, 582 с.

Слободской Р.М. Элементорганические соединения в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск, Наука, 1981, 134 с.

Сонин В.М., Бульбак Т.А., Жимулев Е.И., Томиленко А.А., Чепуров А.И., Похиленко Н.П. Синтез тяжелых углеводородов при температуре и давлении верхней мантии Земли // ДАН, 2014, т. 454, № 1, с. 84—88.

Томиленко А.А. Флюидный режим минералообразования в континентальной литосфере при высоких и умеренных давлениях по данным изучения флюидных и расплавных включений в минералах: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2006, 33 с.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюидов в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия, 2001, № 2, с. 167—177.

Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.Н., Пиковский Ю.И., Теплицкая Т.А. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М., Наука, 1984, 250 с.

Ярошевский А.А. О возможных геохимических условиях формирования локальных восстановительных обстановок в земной коре и верхней мантии // Геохимия, 2006, № 3, с. 345—346.

Bakker R.J. Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochors // Memoir Geol. Soc., 2001, № 7, p. 23—25.

Barnicoat A.C., Fare R.J., Groves D.I., McNaughton N.I. Syn-metamorphic lode-gold deposits in high-grade Archean settings // Geology, 1991, v. 19, p. 921—924.

Bowers T.S. The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, v. 55, p. 2417—2434.

Burrows D.R., Wood P.C., Spooner E.T.C. Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold quartz vein ore deposits // Nature, 1986, v. 321, p. 851—854.

Cameron E.M. Archean gold: relation to granulite formation and redox zoning in the crust // Geology, 1988, v. 16, p. 109—112.

Gizé A.F. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits // Econ. Geol., 1999, v. 94, p. 967—980.

Gizé A.F., Macdonald R. Generation of compositionally atypical hydrocarbons in CO₂-rich geologic environments // Geology, 1993, v. 21, p. 129—132.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol., 2003, v. 98, p. 1—29.

Hardie L.A. Origin of CaCl₂ brines by basalt-seawater interaction insights provided by some simple mass balance calculations // Contr. Miner. Petrol., 1983, v. 82, p. 205—213.

Mao J., Wang Y., Li H., Pirajno F., Zhang C., Wang R. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jaodong Peninsula: evidence from D-O-C-S isotope systematics // Ore Geol. Rev., 2008, v. 33, p. 361—381.

- Mathez E.A., Dietrich V.J., Irving A.J.** The geochemistry of carbon in mantle peridotites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 1849—1859.
- McCullom T.M.** The influence of minerals on decomposition of the n-alkyl- α -amino acid norvaline under hydrothermal conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2013, v. 104, p. 330—357.
- McCullom T.M., Seewald J.S., Simoneit B.R.T.** Reactivity of monocyclic aromatic compounds under hydrothermal conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65, p. 455—458.
- Mernagh T.P., Bierlein F.P.** Transport and precipitation of gold in Phanerozoic metamorphic terranes from chemical modeling of fluid-rock interaction // *Econ. Geol.*, 2008, v. 103, p. 1613—1640.
- Mishra B., Pal N.** Metamorphism, fluid flux and fluid evolution relative to gold mineralization in the Hutti-Mashi Schist Belt, Eastern Dharwar Craton, India // *Econ. Geol.*, 2008, v. 103, p. 801—827.
- Ohmoto H., Rye R.O.** Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Second edition / Ed. H.L. Barnes. New York, John Wiley & Sons, 1979, p. 509—567.
- van Reenen D.D., Pretorius A.I., Roering C.** Characterization of fluids associated with gold mineralization and with regional high-temperature retrogression of granulites in the Limpopo belt, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 1147—1159.
- Ridley J., Mikuchi E.J., Groves D.I.** Archean lode gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems // *Ore Geol. Rev.*, 1996, v. 10, p. 279—293.
- Robert F., Kelly W.C.** Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi green-stone belt, Quebec, Canada // *Econ. Geol.*, 1987, v. 82, p. 1464—1482.
- Salier B.P., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R.** Geochronological and stable isotope evidence for widespread orogenic gold mineralization from a deep-seated fluid source at ca 2.65 Ga in the Laverton gold province, Western Australia // *Econ. Geol.*, 2005, v. 100, p. 1363—1388.
- Sarangi S., Sarkar A., Srinivasan R., Patel S.C.** Carbon isotope studies of auriferous quartz carbonate veins from two orogenic gold deposits from the Neoproterozoic Chitradurga schist belt, Dharwar craton, India: Evidence for mantle/magmatic source of auriferous fluid // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 52, p. 1—11.
- Schoell M.** Multiple origins of methane in the Earth // *Chem. Geol.*, 1988, v. 71, p. 1—10.
- Schwandner F.M., Seward T.M., Gizé A.F., Hall K., Dietrich V.J.** Halocarbons and other trace heteroatomic organic compounds in volcanic gases from Vulcano (Aeolian islands, Italy) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2013, v. 101, p. 191—221.
- Seewald J.S.** Aqueous geochemistry of low molecular weight hydrocarbons at elevated temperatures and pressures: constraints from mineral buffered laboratory experiments // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65, p. 1641—1664.
- Shelton K.I., McMenamg T.A., van Hees E.H., Falck H.** Deciphering the complex fluid history of a greenstone-hosted gold deposit: fluid inclusion and stable isotope studies of the Giant Mine, Yellowknife Northwest Territories, Canada // *Econ. Geol.*, 2004, v. 99, p. 1643—1663.
- Sokol E., Kozmenko O., Smirnov S., Sokol I., Novikova S., Tomilenko A., Kokh S., Ryazanova T., Reutsky V., Bulbak T., Vapnik Y., Deyak M.** Geochemical assessment of hydrocarbon migration phenomena: Case studies from the south-western margin of the Dead Sea Basin // *J. Asian Earth Sci.*, 2014, v. 93, p. 211—228.
- Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L.** Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // *Econ. Geol.*, 2010, v. 105, p. 375—394.
- Vanko D.A., Bodnar R.J., Sterner S.M.** Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl—CaCl₂—H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1988, v. 52, p. 2451—2456.
- Xu G.** Fluid inclusions with NaCl-CaCl₂-H₂O composition from the Cloncurry hydrothermal system, NW Queensland, Australia // *Lithos*, 2000, v. 53, p. 21—35.
- Zwart E.W., Touret J.L.R.** Melting behaviour and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: applications with the system H₂O—CaCl₂—NaCl // *Eur. J. Miner.*, 1994, № 6, p. 773—786.