

ТРУДЫ
X МЕЖДУНАРОДНОЙ
КОНФЕРЕНЦИИ
ПО ТЕРМОБАРОМЕТРИИ

Министерство природных ресурсов РФ
Российская академия наук
Российская академия естественных наук
Международная академия наук о природе и обществе

ТРУДЫ
X МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ



10 – 14 сентября 2001 г.
Александров
ВНИИСИМС

Международная академия минеральных ресурсов
Научный Совет по рудообразованию и металлогении РАН
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Всероссийский научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья

Научные редакторы:

Профессор МГУ,
академик РАЕН,
д. г.-м. наук

Ф. П. Мельников

Академик МАНПО,
чл. кор. РАЕН,
к. г.-м. наук

Е. В. Полянский

Труды X Международной конференции по термобарогеохимии.
Александров, 10-14 сентября 2001 года. 447 с.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ И ЭМИССИОННО-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИХ ОЦЕНОК КОНЦЕНТРАЦИИ БОРА В ИСКУССТВЕННЫХ И ПРИРОДНЫХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

*Ф.Г. Рейф , В.Ю. Прокофьев , В.С. Балицкий , Ю.М. Ишков ,
И.С. Перетяжко , В.Е. Загорский , С.З. Смирнов*

Abstract

Synthetic quartz-hosted fluid inclusions containing aqueous solution of H_3BO_3 (12 wt.%) and natural sassolite-containing fluid inclusions from miarolitic pegmatites were studied using both thermometry (TM) and atomic emission spectroscopy (SP) to reveal possible effect of «third» components upon a sassolite dissolution temperature and a thus measured boron concentration in complex, multi-component solutions. Spectroscopic technique used in this investigation is shown to possess a high random error (relative standard deviation $S_{rel}=30\%$) and acceptable systematic error: an average of 6 analyses yields a value that deviates from a true concentration by 8% relative. Thermometric estimates of boron concentration in the synthetic inclusions are far more precise and accurate, provided that a solution is close in composition to the binary system $H_2O-H_3BO_3$, although enriched in Fe. Analyses of the natural fluid inclusions revealed, however, a significant discordance between TM and SP estimations which cannot be caused by random errors of the techniques used. In this case, the discrepancy is supposed to stem from variable molar ratio $CO_2/NaCl$ in the natural fluid inclusions. Results obtained demonstrate that thermometric determination of boron concentration in natural inclusions of complex and/or unknown composition are to be controlled by spectroscopic method.

Введение

Обнаруженные недавно флюидные включения (ФВ) с сассолином в качестве дочернего минерала [Смирнов и др., 2000; Перетяжко и др., 2000] придали особую актуальность задаче определения концентрации бора в законсервированных растворах. Основная сложность заключается в том, что легко и точно измеряемые температура растворения сассолина ($T_{сac}$) и температура плавления льда (или галита) однозначно определяет

концентрацию H_3BO_3 только в бинарной системе H_3BO_3 - H_2O и в некоторых тройных водно-солевых системах, для которых имеются экспериментальные данные. Однако растворы природных включений многокомпонентны, нередко в них наряду с H_3BO_3 обнаруживаются повышенные концентрации CO_2 , хлоридов и фторидов щелочных металлов, возможно присутствие бора в разных формах. Анализ экспериментальных данных по растворимости сассолина в растворах, содержащих до 10 мас.% хлоридов Na, K, Ca, Mg, Li, сульфатов Na, K не выявил их значительного влияния на растворимость сассолина, а следовательно, и на термометрические оценки концентрации бора (C_B), которые могут отклоняться от истинного значения ($C_{\text{ист}}$) на несколько мас.%. Однако такие оценки могут быть сильно занижены при обогащенности растворов фтором из-за образования фтороборных комплексов. В свете имеющихся данных, завышение термометрических оценок C_B также возможно, но при условии, что концентрация LiCl или CaCl_2 в растворе превышает 10-20 мас.% [Перетяжко и др., 2000]. Эффект одновременного присутствия нескольких соединений вышеуказанного /или иного состава в настоящее время не поддается количественной оценке. Поэтому целесообразно определять суммарную концентрацию бора в ФВ прямым аналитическим методом, например спектральным. Однако использование в этих целях методики атомной эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием включений (АЭС-ЛВ) [Ишков, Рейф, 1990; Reuf, 1997] выявило в ряде случаев значительные расхождения между термометрическими и спектральными данными. Для выяснения причин этих расхождений предпринято изучение обоими методами искусственных включений раствора ортоборной кислоты в кварце. В данной статье приводятся результаты термометрического (ТМ) и спектрального (СП) определения концентрации бора в искусственных и природных ФВ и обосновывается вывод о необходимости подтверждения термометрических оценок C_B спектральным методом.

Методы и аппаратура

Термометрия. Искусственные включения исследованы в термокамере THMSG-600 фирмы «Linkam», обеспечивающей измерение температуры фазовых превращений в ФВ с точностью $\pm 0.1^\circ\text{C}$ в интервале температур $-20 \pm +80^\circ\text{C}$, за пределами этого интервала точность ниже, однако ошибка

не превышает $\pm 1^\circ\text{C}$. Это гарантирует определение концентрации H_3BO_3 по $T_{\text{сac}}$ со случайной погрешностью не более ± 0.1 мас. %.

Исследование природных включений с сассолином производилось на другой аппаратуре. Температуры гомогенизации включений, плавления кристаллов сассолина, сильвина и галита определялись в термокамере конструкции В.А. Калюжного [1958] с применением длиннофокусных объективов 16 \times , 22 \times и 40 \times . Точность определения температур фазовых переходов $\pm 2^\circ\text{C}$. Для криометрических исследований использована камера с хромель-копелевой термопарой, охлаждаемая жидким азотом. Конструкция криокамеры позволяет производить небольшой нагрев препаратов, поэтому большинство определений температуры плавления кристаллов сассолина выполнено на этом приборе. Точность определения температуры эвтектики $\pm 1.5^\circ\text{C}$, температуры плавления сассолина и льда, а также температуры гомогенизации CO_2 $\pm 0.2^\circ\text{C}$, температуры плавления CO_2 $\pm 0.5^\circ\text{C}$. Наблюдения производились при помощи микроскопа NU-2, обеспечивающего хорошую освещенность и качество изображения, при общем увеличении 420-250 \times . Соответственно, случайная погрешность определения концентрации H_3BO_3 по $T_{\text{сac}}$ близка к ± 0.3 мас.%, если состав раствора соответствует бинарной системе H_2O - H_3BO_3 или тройным водно-солевым системам, для которых имеются надежные экспериментальные данные. В данном случае концентрация H_3BO_3 в природных ФВ определялась в предположении, что законсервированный раствор в первом приближении соответствует тройной системе H_2O - H_3BO_3 - NaCl (рис. 1) [Смирнов и др., 2000; Перетяжко и др., 2000]. При более сложном составе наибольшее значение приобретает систематическая ошибка, которая может многократно превзойти случайную.

Волюмометрия. Определение объема ФВ, газового пузыря и других фаз является составной частью методики АЭС-ЛВ (см. ниже) и сводится к измерению характерных размеров объектов с помощью винтового окуляр-микрометра МОВ-1-15 \times в разных положениях (проекциях), для чего препарат с ФВ помещается на федоровский столик. Специальным исследованием установлено, что случайная ошибка определения объема ФВ этим способом характеризуется относительным стандартным отклонением $S_r = 11.2\%$ при отсутствии значимой систематической погрешности [Рейф, 1990]. Такой же погрешностью сопровождаются измерения объемов, необходимые для расчета содержания CO_2 во

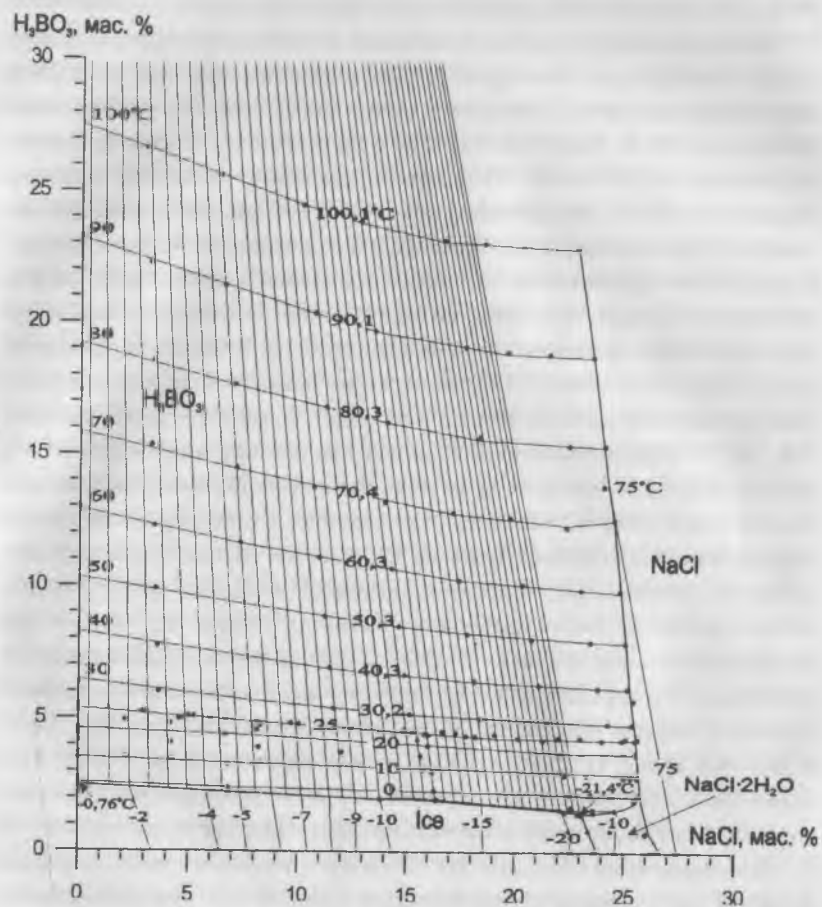


Рис. 1. Диаграмма совместной растворимости для системы $\text{NaCl-H}_3\text{BO}_3\text{-H}_2\text{O}$ [Перетяжко и др., 2000]

включениях. При высокой плотности фазы CO_2 это сказывается на точности расчетных данных и может сказаться на определении C_B по $T_{\text{сас}}$, если двуокись углерода влияет на растворимость сассолина.

Спектроскопия. Использованная методика атомной эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием включений (АЭС-ЛВ) детально охарактеризована ранее [Ишков и др., 1990; Reyf, 1997], поэтому отметим только главные ее особенности. Включение, расположенное на глубине ≤ 20 мкм, нагревается до растворения газового пузыря и подвергается воздействию лазерного импульса, мощность которого недостаточна для испарения прозрачного минерала-хозяина, но настолько повышает давление во включении, что оно декрепитирует с образованием выкола сложной формы, в целом напоминающей перевернутый конус. Содержимое ФВ выбрасывается в межэлектродную зону и возбуждается искровым разрядом, спектр формируется спектрографом PGS-2 и регистрируется на фотопленку. Для калибровки используются растворы с известной концентрацией интересующего элемента, которые после диспергации в подготовленной эпоксидной композиции образуют в затвердевшем полимере многочисленные включения сферической формы. Под действием лазерного импульса они, как и природные ФВ, вскрываются с образованием выкола сложной, невоспроизводимой формы. Вследствие этого степень извлечения содержимого ФВ несколько варьирует.

Поскольку масса элемента (m) во включении пропорциональна объему последнего, анализ 30-80 разноразмерных включений позволяет построить калибровочный график в координатах $\lg m - J$ (аналитический сигнал). Методом наименьших квадратов определяется уравнение калибровочной прямой и стандартная ошибка оценки $\lg m$, обусловленная неоднородным вскрытием включений, погрешностями в измерении их объема, фотометрировании аналитических линий и др. С учетом свойств фотоматериала определяется минимальная масса элемента, обеспечивающая появление аналитической линии в спектре (абсолютный предел обнаружения). Для представления результатов анализа в единицах концентрации рассчитывается масса ФВ, что требует измерения его объема и оценки плотности содержимого на основании термометрических данных или, для многофазных ФВ, - по результатам измерения объема отдельных фаз.

Каждая из перечисленных процедур сопровождается своими погрешностями (см. выше), которые не являются взаимозависимыми и в общем случае могут влиять на результат с противоположным знаком. Поэтому предполагается, что суммарная погрешность близка к наибольшей по величине стандартной ошибке определения I_{gm} , вычисляемой при построении калибровочного графика (для бора она составляет ~30%). Правомерность этого предположения подтверждается приводимыми ниже результатами анализа искусственных включений в кварце.

Синтез кварца с включениями маточного раствора. Кристалл кварца выращен в ИЭМ РАН при следующих параметрах: $T=660^{\circ}\text{C}$, температурный градиент 70° , заполнение автоклава $F=0.4$, концентрация H_3BO_3 в исходном растворе 12 мас. % ($C_B=20.99$ г/кг раствора), скорость роста 0.5 мм/сутки.

Искусственные включения

Первичные ФВ во внешней зоне роста синтезированного кристалла (рис. 2а, б) весьма многочисленны, наиболее крупные из них (до 2 мм в длину) имеют сложную форму, нередко расшнурованы, и в таких случаях объемные соотношения газ:жидкость:сассолин варьируют в широких пределах. Для анализа выбраны ФВ, лишенные явных признаков расшнуровки и не превышающие в длину 100 мкм. Рассчитана масса отобранных ФВ, для чего на столике Федорова определен объем вакуоли, газовой и жидкой фаз, сассолина. Среднее заполнение ФВ раствором ($F=0.40\pm 0.06$) в пределах точности волюмометрических определений соответствует заполнению автоклава, сассолин занимает около 1.6% объема ФВ, $T_{сac}$ варьирует от 51.4 до 53.4°C , $T_{гом}$ - от 401 до 405°C (гомогенизация в критическую фазу или газ). Концентрация H_3BO_3 (и В) во включениях вычислялась по $T_{сac}$ и справочным данным [Рабинович и др., 1977; Лидин и др., 1987] в предположении, что содержимое ФВ соответствует системе $\text{H}_2\text{O} - \text{H}_3\text{BO}_3$, хотя измеренная температура эвтектики раствора в ФВ ($-7\pm 2^{\circ}\text{C}$) отличается от температуры бинарной эвтектики (-0.76°C), лед плавится при $T_{л}=-1.9^{\circ}\text{C}$, а в некоторых ФВ вместе с сассолином присутствует небольшой кристаллик неизвестного состава, растворяющийся при 124°C . Методом АЭС-ЛВ во всех ФВ наряду с бором обнаружены высокое содержание Fe (22.9 ± 3.9 г/кг), примесь Ti и Cu, что,

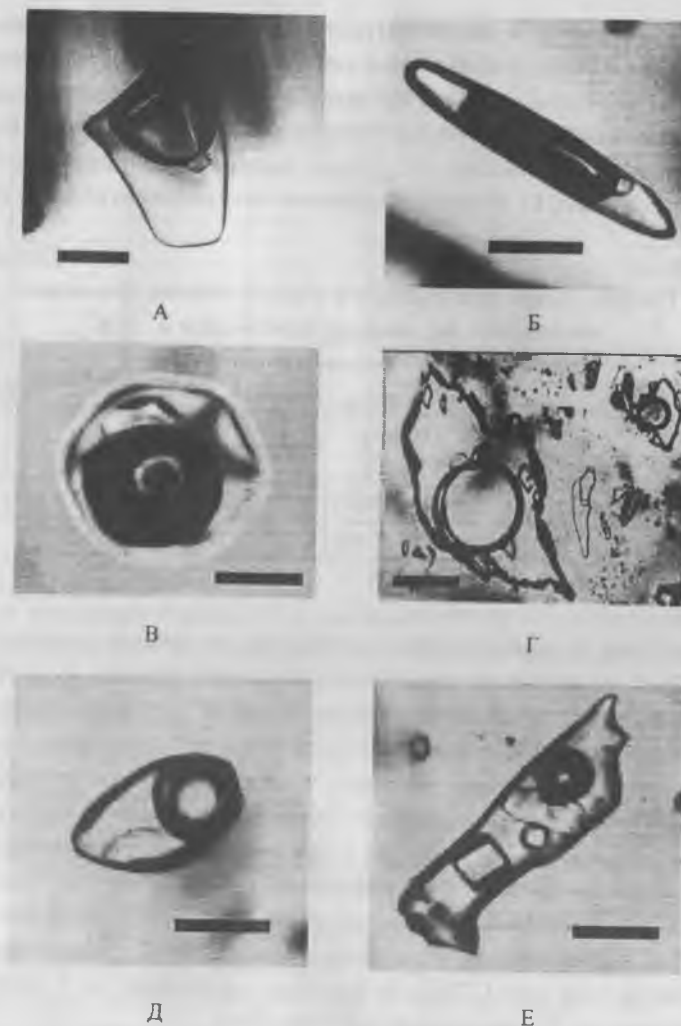


Рис. 2. Включения с сассолином в искусственном кварце (а, б), в кварце (в) и адуляре (г) жилы Амазонитовая и в морионе жилы Мика (д, е).

а, б - трехфазовые (раствор, газ и сассолин); в, г, д - четырехфазовые (газ, жидкая CO_2 , раствор и сассолин); е - многофазовые (газ, раствор, сассолин, галит и сильвин).

Длина масштабной линейки 25 мкм.

вероятно, обусловлено частичным растворением материала автоклава. Об этом же свидетельствует наличие в синтезированных кристаллах кварца примеси Fe, Ni и Cr (от 100 до 300 ppm) - основных компонентов сплава, из которого изготовлен автоклав. Тем не менее, термометрическая оценка C_B практически совпала с $C_{ист}$ при хорошей воспроизводимости результатов (табл. 1). Воспроизводимость спектрального анализа значи-

Таблица 1.

Среднее содержание H_3BO_3 и В в искусственных флюидных включениях, по данным термометрии и АЭС

Метод	n	Среднее содержание (станд. ошибка - $S_{ст}$)		Относительное стандартное отклонение - S_{rel} %	$C/C_{ист}$
		H_3BO_3 мас. %	В, г/кг раствора		
Термометрия	9	12.14 (0.07)	21.2 (0.1)	1.9	1.01
АЭС-ЛВ	6	12.97 (1.49)	22.7 (2.6)	28.2	1.08

Раствор в автоклаве ($C_{ист}$) 12.0 21.0

тельно хуже (в данном случае $S_{rel}=28.2\%$), но вполне соответствует случайной погрешности определения бора этим методом ($S_{rel}=30\%$), а полученное среднее значение C_B также близко к $C_{ист}$. Очевидно, что если бы среднее значение (\bar{X}) вычислялось не по 6, а по 5, 4 или 3 анализам, то результат усреднения был бы иным, в зависимости от того, сколько и каких анализов для этого выбрано. Из 6 анализов можно получить 20 сочетаний по 3, 15 – по 4, 6 – по 5. Частные значения \bar{X} приведены на рис. 3, из которого следует, что в результате усреднения по 3 и 4 анализам значения \bar{X} могли оказаться и выше, и ниже \bar{X}_6 , но не более чем на 5.4 г/кг (24%), а максимальное отклонение относительно $C_{ист}$ при этом могло составить +6.8 г/кг (32%). Результаты усреднения по 5 анализам отклоняются от \bar{X}_6 максимум на ± 1.6 г/кг (7%).

Таким образом, при простом анионном составе законсервированного раствора, даже в присутствии значительной примеси Fe, термометрический метод позволяет достаточно точно определить содержание в нем бора посредством изучения всего одного включения. Для получения аналогичного результата методом АЭС-ЛВ необходим

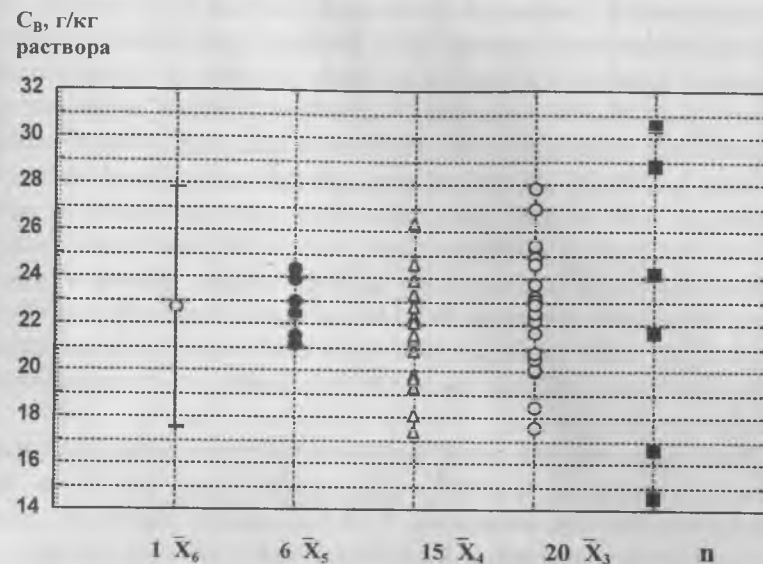


Рис. 3. Содержание бора в шести искусственных ФВ (n) и средние значения (\bar{X}), вычисленные по 6, 5, 4 и 3 анализам (1, 6, 15 и 20 сочетаний соответственно).

анализ 6-7 однотипных ФВ с последующим вычислением среднего значения. Задаваясь доверительной вероятностью $p=95\%$, приходим к заключению, что максимальное отклонение единичного определения C_B от \bar{X}_6 может достигать 15.7 г/кг (69%), тогда как усреднение 3 и 4 анализов снижает максимальное отклонение до 40 и 34% соответственно.

Природные включения

Природные ФВ с сассолином подбирались в минералах топаз-берилловых (жила Амазонитовая) и турмалиновых (жила Мика) миароловых пегматитов (Ц.Памир, Таджикистан), охарактеризованных в [Гранитные ..., 1999; Перетяжко и др., 1999]. Ниже приводятся результаты изучения только тех включений, которые не имеют видимой связи с залеченными трещинами и, скорее всего, являются первичными.

Жила Мика протяженностью более 500 м имеет зональное строение, крутое падение, мощность до 25 м, краевая зона представлена

мелкозернистой кварц-олигоклазовой породой с шерлом и мелкоблоковыми выделениями КПШ. Основной объем жилы сложен неравнозернистым кварц-альбитовым пегматитом, обогащенным шерлом. В центре жилы выделяется ядро белого кварца, окаймленное прерывистой турмалин-лепидолитовой зоной, содержащей также мусковит, дымчатый (до мориона) кварц, альбит, топаз, берилл, тантало-ниобаты. К этой же зоне приурочено большинство миарол. В них встречаются рубеллит, боромусковит, лепидолит, гамбергит, топаз, крупные кристаллы дымчатого (до мориона) кварца. Именно в таком кварце обнаружены изученные ФВ. Многофазовые первичные ФВ 346 и 342 (рис. 2е) типичны для ядерной части кристаллов, тогда как CO₂-содержащие (рис. 2д), в том числе ФВ 344, первичны по отношению к внешним зонам роста.

Жила Амазонитовая имеет зональное строение, линзообразную форму, простирается на 30-40 м при средней мощности 3-5 м. Ее эндоконтактные зоны мощностью 0.2-0.7 м сложены мелкозернистым кварц-альбитовым агрегатом. Внутренняя часть жилы представлена блоковым пегматитом, в котором наряду с кварцем и амазонитом присутствуют альбит, биотит и топаз. В центральной части блоковой зоны имеются миаролы объемом до 2 м³, на стенках которых, в их нижней части, распространены крупные (до 50 см) зональные кристаллы КПШ с амазонитовым ядром и внешней адуляровой зоной. На стенках верхней части миарол обычны крупные кристаллы дымчатого кварца, с которым ассоциируются игольчатый черный турмалин, реже – топаз. Миароловые полости частично заполнены каолиновой массой, содержащей «льдиный» кварц, адуляр, мусковит, топаз, флюорит, редко – турмалин и берилл. Для определения концентрации бора подобраны включения в сером кварце блоковой зоны (ФВ 322), а также в кристаллах дымчатого кварца (ФВ 338; рис. 2в) и адуляра со стенок миаролы. Изучавшийся кристалл дымчатого кварца находился в сростании с амазонитом, что предполагает их совместный рост, тогда как адуляр кристаллизовался позже амазонита, слагающего ядро зонального кристалла КПШ. Включения в адуляре (рис. 2г), отобранные для анализа, расположены в последовательных зонах роста, от максимально приближенной к амазонитовому ядру (зона б) до самой внешней (зона 1), т.е. образуют временной ряд: 321→327→233, 235→243, 239, 245→227 (табл. 2).

Таблица 2.
Результаты термометрического (ТМ) и спектрального (АЭС) анализа природных флюидных включений.

Жила	Жила		Амазонитовая										
	Мин. хоз.	Морион	Кварц					Адуляр					
№ ФВ ^Λ	342	346	344	332	338	6-321	5-327	4-233	4-235	2-243	2-239	2-245	1-227
По ^{ΛΛ}	ИМ	ИМ	ИМ	I	II	III	IV	V	V	VI	VI	VII	VII
T _{гом} , °C	310	280	320	260	315	325	325	320	320	315	315	315	315
T _{сас} , °C	63.0	55.0	74.0	62.3	49.2	38.9	45.2	37.3	42.1	40.3	38.0	40.3	40.5
T _{льда} , °C	-	-	-24.3	-5.5	-4.5	-6.3	-6.3	-5.5	-5.5	-6.8	-6.8	-6.8	-7.0
T _{NaCl} , °C	310	180	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
*CO ₂	-	-	8.8	20.2	10.6	13.6	13.2	13.2	13.2	12.8	12.8	12.8	12.8
*NaCl _{зв}	34.8	29.1	19.9	5.7	5.4	7.5	7.5	6.6	6.6	8.0	8.0	8.0	8.4
Св ТМ	18.9	17.8	22.0	16.9	14.7	10.7	12.7	10.5	11.7	11.3	11.3	11.3	11.1
X ± S _{гр}	18.4±0.6									11.2±0.3			
S _{rel} , %	3.0									6.7			
СВ АЭС	13.9	17.0	11.3	43.1	31.3	20.5	13.9	6.7	5.5	13.6	4.8	3.8	3.0
X ± S _{гр}	15.4±1.6									6.1±0.4			
S _{rel} , %	10.0									11.6			
C _{Be}	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.21	0.24	<0.01	<0.01	1.04	2.56	-	<0.01	0.29
C _{Mn}	20.9	24.6	12.1	<2.6	<2.7	<11.2	<2.9	<5.8	<2.0	<13.6	<10.5	<6.8	<2.8

^Λ Перед номером ФВ в адуляре указаны номера зон роста от внутренней (6) до внешней (1).

^{ΛΛ} Последовательность образования ФВ с учетом их положения в кристалле и в возрастных взаимоотношениях между минералами.

* Концентрация выражена в мас. % в остальных случаях - г/кг раствора. X - среднее

Включения в морионе жилы Мика явно отличаются от ФВ в минералах жилы Амазонитовой особенностями состава, выявляемыми обоими методами (табл. 2). По ТМ оценкам, они максимально обогащены NaCl и В, обеднены CO₂. По СП данным, для них характерны наибольшие концентрации Mn, наименьшие - Be, умеренно высокие - В. Различия между ТМ и СП оценками содержания бора в более ранних многофазовых ФВ незначительны, т.к. их 90%-ные доверительные интервалы перекрываются (рис. 4). Однако результаты анализа CO₂-содержащего ФВ 344 методами ТМ и СП различаются в 2 раза, причем вероятность того, что расхождение обусловлено случайной ошибкой анализа не превышает 0.73 %.

Еще сложнее обстоит дело с анализами ФВ в минералах жилы Амазонитовой. С одной стороны, оба метода выявили тенденцию к уменьшению С_В в ряду блоковый кварц→миароловый кварц→адуляра (табл. 2, рис. 4). По данным [Перетяжко и др., 1999], в этом же направлении уменьшается концентрация фтора в растворе. С другой стороны, если спектральным анализом эта тенденция четко прослеживается во включениях всего возрастного ряда I-VII (единственное исключение – ФВ 243), то согласно термометрическим данным, включения в адуляре (последовательность III-VII) практически неразличимы по содержанию бора, а также CO₂ и эквиваленту NaCl. Более того, для включений в кварце и в 6-й зоне роста адуляра термометрические оценки С_В почти в 2 раза ниже спектральных, а для ФВ из поздних зон роста (4-1) – наоборот (табл. 2).

Как видно на рис. 4, ТМ и СП оценки концентрации бора в большинстве ФВ не соприкасаются 90%-ными доверительными интервалами, поэтому обнаруженные расхождения невозможно объяснить случайными ошибками использованных методов анализа. Если исходить из предположения, что термометрические оценки С_В в данном случае в наибольшей мере соответствуют С_{ист}, то результат спектрального анализа ФВ 243 (рис. 4) резко отклонившийся от тренда СП данных и почти совпавший с ТМ оценкой, следовало бы признать единственной точной спектральной оценкой С_В. Такое заключение, однако, противоречит законам статистики. Поэтому появление данного аномального результата более правомерно связать с загрязнением пробы выведенными на

С_В, г/кг
раствора

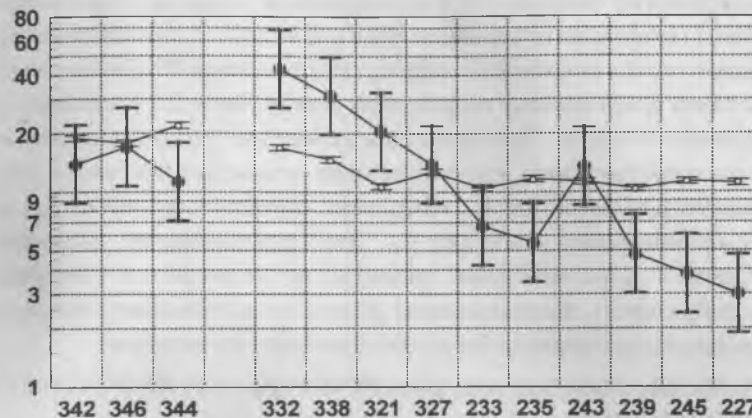


Рис. 4. Содержание бора в природных ФВ по результатам термометрии (ТМ) и спектроскопии (СП) с указанием 90%-ных доверительных интервалов. Цифры под абсциссой соответствуют номерам включений в табл. 2.

поверхность и не замеченными микрочастицами турмалина или другого В-содержащего вещества.

Обсуждение результатов

Результаты анализа искусственных включений раствора Н₃ВО₃ в кварце (табл. 1) дают основание считать, что случайные ошибки использованных методов определения С_В не могут обусловить обнаруженные существенные расхождения между спектральными и термометрическими оценками С_В в природных включениях (табл. 2). Учитывая несомненную зависимость термометрических оценок С_В от состава раствора, можно предположить, что обсуждаемые расхождения в значительной мере обусловлены именно этим фактором. Однако полный состав законсервированных растворов неизвестен, установленные термометрически содержания CO₂ и солей (в экв. NaCl) во включениях в адуляре варьируют столь же незначительно, как и термометрические оценки С_В, а значимая корреляционная связь между ними отсутствует. Вместе с тем, как термометрические, так и спектральные оценки С_В во

включениях из кварца и адуляра жилы Амазонитовой, а также величины расхождений между ТМ и СП данными, обнаруживают значимую прямую корреляционную зависимость с рассчитанным мольным отношением CO_2/NaCl (коэффициент вариации $r=0.81, 0.79$ и 0.77 соответственно). Обращает на себя внимание и тот факт, что при анализе ФВ в морионе из жилы Мика существенные расхождения между ТМ и СП оценками C_B обнаружены только в CO_2 -содержащем включении 344. Все эти данные позволяют предположить, что соотношение солевых компонентов и CO_2 во включениях может влиять на степень соответствия между $C_{\text{ист}}$ и термометрическими оценками C_B . Это предположение, конечно, нуждается в дополнительной проверке, но не вызывает сомнения целесообразность подтверждения результатов термометрического определения концентрации бора в ФВ спектральным методом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 00-05-64323,64525 и 01-05-64675,64677)

Список литературы

1. Гранитные пегматиты. Т. 3. // Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М. Новосибирск: Наука, 1999. 488 с.
2. Ишков Ю.М., Рейф Ф.Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск: Наука, 1990. 93 с.
3. Лидин Р.А., Андреева Л.Л., Молочко В.А. Справочник по неорганической химии. Константы неорганических веществ. М.: Химия, 1987. 320 с.
4. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Прокофьев В.Ю., Гантимурова Т.П. Миаролитовые пегматиты Кукуртского самоцветного узла: эволюция условий минералообразования жилы Амазонитовой. // Геохимия. 1999. № 2. С. 133-152.
5. Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю., Загорский В.Е., Смирнов С.З. Борные кислоты в процессах пегматитового и гидротермального минералообразования: петрологические следствия открытия сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях. // Петрология. 2000. Т. 7. № 3. С. 1-26.
6. Рабинович В.А., Хавин З.Я. Краткий химический справочник. Л.: Химия, 1977. 376 с.
7. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
8. Смирнов С.З., Перетяжко И.С., Прокофьев В.Ю. и др. Певая находка сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях в минералах. // Геология и

геофизика. 2000. № 2.

9. Reyf F.G. Direct evolution of W-rich brines from crystallizing melt within the Mariktikan granite pluton, west Transbaikalia. // Mineralium Deposita. 1997, V.32. P.475-490.

ОСОБЕННОСТИ ФТОРСОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

З.А. Котельникова, А.Р. Котельников, Д.Ю. Иванов

Фтор является одним из важнейших компонентов природных флюидов, элементом-минерализатором, с повышением его содержания, как правило, сопряжено проявление редкометальной рудной специфики пород. Обычно магматические породы, обогащенные фтором, характеризуются и обогащением REE, Mo, W, Sn, Ta, Nb, U, Th, Be, Li, Rb, Cs и другими элементами.

По экспериментальным данным разных авторов в кислых расплавах максимальная концентрация F может достигать 3 мас.% [1] или более 8 мас.% [2]. Концентрации фтора в природных расплавных включениях, в гомогенных стеклах иногда достигают 5-9 мас.% [3]. Анализ результатов исследования содержания F⁻ аниона в существенно водных включениях показывает, что оно составляет сотые - десятые доли процента, иногда повышаясь до 1-2 мас.% [4 и др.].

Целью данной работы явился синтез и последующее изучение флюидных включений, содержащих фтор.

Методика эксперимента.

Призмы, выпиленные из природных кристаллов кварца без включений для получения сети трещин подвергали термоудару: нагревали до 325°C и немедленно сбрасывали в дистиллированную воду, затем просушивали в вакууме при нагреве до 350°C и помещали в платиновую ампулу. Затем заливали рассчитанное количество растворов: 0,5М (2,1 мас.%) NaF; 1М (5,8 мас.%) или 2М (11,6 мас.%) NaCl или добавляли по навеске необходимое количество просушенной твердой соли NaF и воды, ампулу заваривали, взвешивали и помещали в гидротермальную установку с внешним нагревом и холодным затвором. Точность измерения и регулировки температуры $\pm 5^\circ$, давления ± 50 бар. Длительность опытов 2-5 недель. Ввод в режим занимал 1,5-2 часа, закалка - 5-8 мин. Опыты проводили при 500-2000 бар и 400-800°C. В процессе опыта трещины частично залечивались и образовывались флюидные включения, отражаю-

щие, как было неоднократно показано ранее, фазовый и химический состав флюидной фазы при заданных параметрах.

Полученные результаты

Были синтезированы включения, содержащие растворы NaF и NaF+NaCl в широком интервале параметров и проведено изучение этих включений методами крио- и термометрии. Условия проведения опытов приведены в таблице.

Таблица

Условия проведения опытов по синтезу фторсодержащих флюидных включений.

№ оп.	Давление, бар	Температура, °C	Концентрация NaF, мас%	Концентрация NaCl, мас.%
5012	500	500	2,1	0
5013	500	500	0,7	8,7
5016	500	500	2,1	0
5017	750	500	2,1	0
4914	1000	450	0,4	4,6
4913	1000	450	2,1	0
5035	1000	500	5	0
4985	1000	550	2,1	0
4986	1000	550	0,6	8,3
5150	1000	600	2,1	0
5268	1000	700	0,5	5,6
4988	1000	750	2,1	0
2637	1000	800	5	0
5115	2000	700	2,1	0
5185	2000	750	2,1	0
5165	2000	800	2,1	0
5168	2000	800	1,0	3,0

При первом просмотре в оптическом микроскопе синтетические включения выглядели как обычные включения по залеченным трещинам, причем, если флюид был гомогенным, то и включения имели одинаковые фазовые соотношения, если гетерогенным - присутствовали как

газ- жидкостные, так и трехфазные (с кристаллической фазой) включения. Однако, в продуктах опытов, проведенных при максимально высоких параметрах были обнаружены трехфазные включения, которые содержали газовый пузырек и две жидкости. При тщательном просмотре оказалось, что одна из этих жидкостей- по-видимому,- стекло: иногда фазовая граница его с водным раствором имела очертания не совсем правильного мениска - линия была ровной и четкой, но неконцентричной границе газ-жидкость. Таким образом, можно предполагать, что при параметрах опытов шло взаимодействие фторсодержащего флюида с кварцем и продукты этого взаимодействия были захвачены и сохранены, (не распались при закалке) флюидными включениями. Иначе говоря, в системе $H_2O-NaF-SiO_2 \pm NaCl$ при высоких температурах и давлениях образовалась фаза, названная рядом исследователей «тяжелым флюидом». Для более ясного понимания этого явления необходимо рассмотреть свойства систем, граничных для указанной четверной флюидной системы.

Анализ особенностей диаграмм состояния исследуемых систем.

Бинарные системы.

Граничными флюидными бинарными системами являются системы $H_2O-NaCl$, H_2O-NaF и H_2O-SiO_2 . Известно, что их фазовые диаграммы принадлежат к различным типам. Наиболее изученная экспериментально система $H_2O-NaCl$ принадлежит к системам первого типа, две другие - к системам второго типа. Главным отличием диаграмм состояния систем двух типов является наличие или отсутствие критических явлений в насыщенных растворах и температурная зависимость растворимости нелетучего компонента в воде. Соли, образующие с водой системы первого типа при комнатной температуре обычно хорошо растворимы, во всем интервале температур от эвтектики до тройной точки соли существует равновесие газ+жидкость+кристалл, а критическая кривая, соединяющая критические точки воды и соли не пересекается с кривой растворимости. То есть, критические явления имеют место только в недосыщенных растворах (рис. 1а). В интервале параметров между этими двумя кривыми возможны одновременное существование жидкости и пара, что особенно наглядно видно на Т-Х и Р-Х сечениях фазовой диаграммы (рис.2а и 3а). С повышением температуры растворимость соли

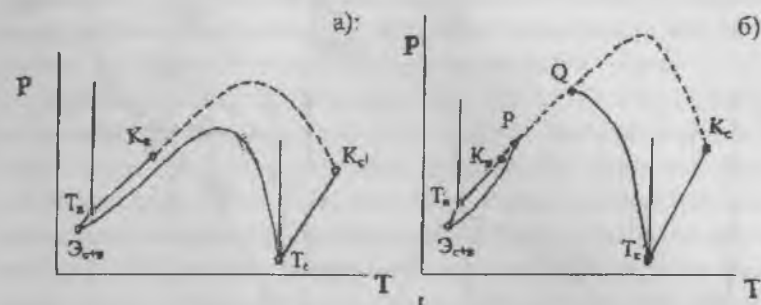


Рис.1. Схематические P-T сечения диаграмм состояния систем первого (а) и второго (б) типов. T_t и T_c - тройные точки воды и соли соответственно; K_p и K_c - критические точки чистых воды и соли соответственно, кривая, соединяющая их - критическая кривая бинарной системы. Э - эвтектика, кривая, соединяющая точки Э и T_c - кривая трехфазного равновесия. Точки Р и Q - нижняя и верхняя критические точки в присутствии трех фаз.

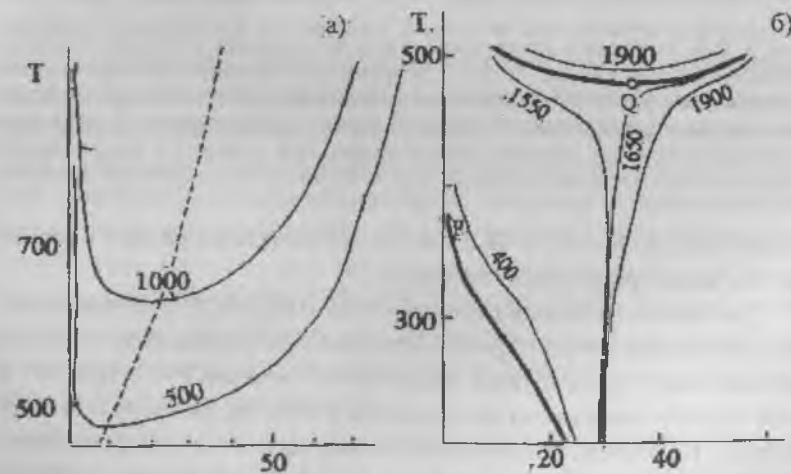


Рис. 2. Т-Х диаграммы для систем первого (а) и второго (б) типов. Условные обозначения как на рис. 1. (а): С повышением температуры при постоянном давлении область гетерогенизации расширяется. (б): при значениях температур, больших определенной величины, при повышении давления растворимость начинает резко возрастать, а при давлениях выше давления в точке Q наклон изобар становится противоположным.

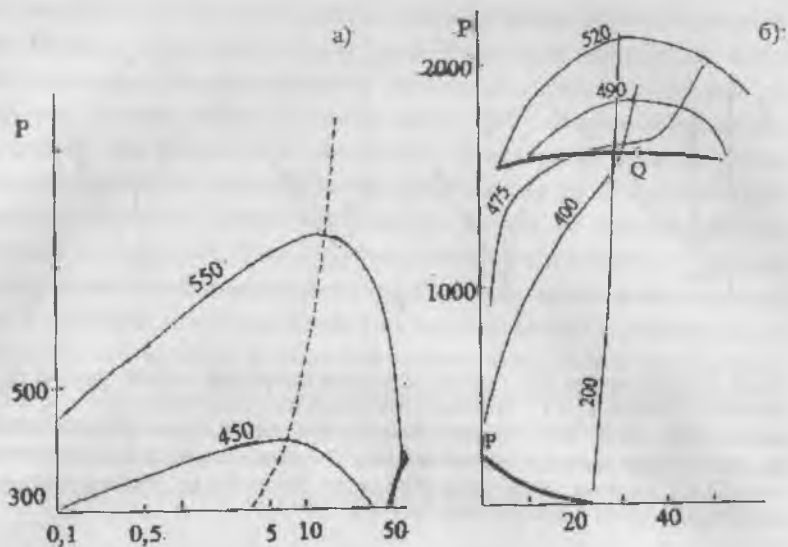


Рис. 3. P-X диаграммы для систем первого (а) и второго (б) типов. Условные обозначения как на рис. 1. (а): с повышением давления при постоянной температуре область гетерогенизации уменьшается. (б): изотермы с ростом температуры приобретают S-образную форму и вблизи точки Q возможны субгоризонтальные участки хода изотерм, что говорит о возможности существенного роста растворимости при незначительном увеличении давления.

растет; для системы $H_2O-NaCl$ чем больше концентрация соли в растворе, тем выше критическая температура.

Диаграммы состояния систем H_2O-NaF и H_2O-SiO_2 отличаются тем, что критическая кривая и кривая растворимости пересекаются и имеется разрыв между двумя точками пересечения - точками P и Q (рис. 16). В этой области невозможны ни критические явления, ни трехфазные равновесия. На температурной кривой растворимости всегда присутствует участок, имеющий ретроградный ход. На самом деле фазовая диаграмм рассматриваемых систем осложнена явлениями несмесимости в жидкой фазе вблизи точки P. Однако, как показано Равичем [5], координаты нижней критической точки P близки к критическим значениям чистой воды (374°C и 221 бар) вследствие ничтожно малой растворимости при этих

условиях NaF или SiO_2 в воде. Нам же интересуют более высокие температуры и давления. На рис. 26 и 36 показан схематически ход изобар и изотерм на T-X и P-X диаграммах для систем второго типа.

Диаграммы состояния для систем H_2O-NaF и H_2O-SiO_2 недостаточно изучены, особенно это относится к первой из названных систем. Как видно из рис. 26 и 36, вблизи точки Q происходит изменение наклона изобар и изотерм, эта точка является также нижним температурным пределом существования верхней двухфазной области (жидкость)₁+(жидкость)₂: $L_1 + L_2$, поэтому знание координат этой точки является важным моментом изучения диаграммы состояния. Для системы H_2O-SiO_2 координаты точки Q были определены Кеннеди с соавторами как 1080°C и давление около 10 кбар [6].

Тройные системы.

Системы H_2O-SiO_2-NaCl и $H_2O-NaF-NaCl$ относятся к типу, образованному водной смесью солей первого и второго типов, система $H_2O-NaF-SiO_2$ - двух солей второго типа. Кроме первой из перечисленных, системы практически не изучены, можно только проводить аналогии с другими вариантами систем, по которым также имеется очень ограниченное количество экспериментальных данных. Равич [5] показал, что в присутствии значительного количества (>30 мас.%) соли первого типа (NaCl) растворимость соли второго типа (NaF) резко возрастает и, начиная с некоторой суммарной концентрации критические явления при наличии трехфазного равновесия не имеют места [7]. Фактически, соль второго типа начинает вести себя как соль первого типа. На тройной диаграмме это выражается в виде взаимного пересечения изотерм растворимости в поле соли второго типа. Равновесие (жидкость)₁+(жидкость)₂ в системах второго типа при добавлении соли первого типа должны перейти в равновесия газ+жидкость.

Для системы $H_2O-NaF-SiO_2$ данные вообще отсутствуют. Не известен даже характер бинарной системы NaF-SiO₂. Для водных смесей солей второго типа ($H_2O-NaF-SiO_2$ в нашем случае) можно ожидать, что в присутствии избытка воды одновременная кристаллизация двух твердых фаз располагается ниже (по температуре) трехфазных кривых бинарных систем. Однако речь тогда должна идти об очень высоких температурах. При более низких параметрах возможно образование двух несмешиваю-

щихся жидкостей: существенно водной, в которой растворено некоторое количество нелетучих компонентов, и силикатно-фторидного расплава, насыщенного водой; при постоянном давлении и снижении температуры поле существования такого расплава будет сужаться и перемещаться в сторону обогащения фторидом и водой. Одновременно с этим существенно водный флюид будет обогащаться фторидом.

Четверная система.

Возможно образование химических соединений, которые отсутствуют в тройных или бинарных системах, как это было обнаружено Равичем [5] для системы $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{-NaCl-NaOH-H}_2\text{O}$; им был показан также непрерывный переход от водных растворов к безводным расплавам, что, по-видимому, вообще характерно для систем, где наряду с солями второго типа присутствует хотя бы одна соль первого типа.

Таким образом, в тройных и четверной системах в области параметров ниже точки Q, теоретически возможно сосуществование кварца с двумя жидкостями (при относительно низких давлениях - с жидкостью и газом). При этом, если количество NaF низко, то будут сосуществовать водный раствор и силикатный расплав, если же количество NaF будет повышаться, будут снижаться и температуры кристаллизации, а составы расплава и раствора должны сближаться, вплоть до появления критических явлений между ними.

В свете этого анализа рассмотрим результаты изучения синтетических включений.

Результаты термо- и криометрии включений.

Включения в системе $\text{H}_2\text{O-NaF-SiO}_2$. Синтезированные включения располагались вдоль частично залеченных трещин и имели форму различной степени совершенства, иногда связанную с ориентировкой конкретного включения. В области гомогенного флюида появлялись включения, содержащие при комнатной температуре газ (до 70 объемных %) и жидкость. В двухфазной области V+L (L_1+L_2) помимо них присутствовали включения с кристаллической фазой. Твердая фаза всегда была представлена большим количеством мелких прозрачных сероватых кристалликов, заполняющих около 30-40% объема включения. Грубая оценка показывает, что при плотности кристаллической соли $2,79\text{г/см}^3$ в таком

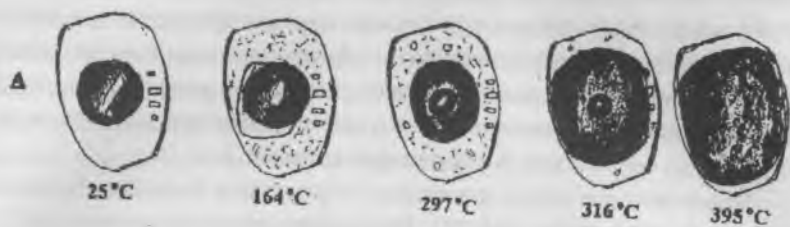
случае концентрация NaF в жидкой фазе L должна составлять не менее 60-70 мас.%. Аналогичные кристаллики иногда появляются и в неполностью залеченных трещинах. Таким образом, виллиомит может осаждаться как самостоятельная минеральная фаза из относительно низкоконцентрированного, недосыщенного по NaF исходного раствора - в наших опытах около 2 мас.% - при гетерогенизации его.

Включения изучали в криокамере конструкции Вальтера. Точность измерения температуры $\pm 0,2^\circ\text{C}$. Включения, синтезированные из 2,1 мас.% раствора NaF в гомогенной области замерзали при температуре приблизительно -35°C . При повышении температуры зафиксировать температуру плавления эвтектики не удалось даже после неоднократных циклов нагрева-охлаждения ниже температуры конца плавления. При -11°C начинается перекристаллизация и укрупнение кристаллов. Температура плавления льда (среднее из 14 измерений для 5 образцов) равна $-1,8^\circ\text{C}$. Это соответствует концентрации NaF 2,25 мас.%. Таким образом, криометрические измерения дали удовлетворительные результаты определения концентрации соли во включении (относительное отклонение 8,7%).

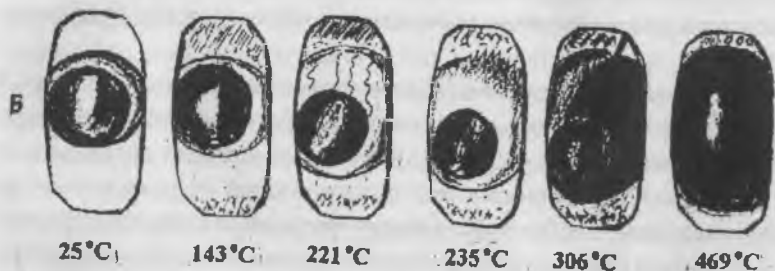
Криометрия существенно газовых включений, синтезированных в гетерогенной области (обр. 4988, табл.) дала большой разброс температур плавления льда - от $-2,7$ до $-0,1^\circ\text{C}$, что соответствует составам 3,2 - 0,1 мас.% NaF. По-видимому, при захвате газовой фазы во включения попадали пленки насыщенного жидкого раствора; за истинную концентрацию газовой фазы поэтому принимаем минимальное полученное значение концентрации 0,1 мас.%. Таким образом, растворимость SiO_2 при параметрах до 1000 бар и 700°C довольно низка, так, что его присутствие не сказывается существенно на равновесии вода - фторид натрия. Иная картина - при более высоких температурах и давлениях.

В опытах при 800°C и давлении 2000 бар включения при комнатной температуре содержали стекло, жидкость и газ, причем флюидная составляющая занимала не менее 60 об.%. Кроме них присутствовали включения с небольшим газовым пузырьком с прилипшими к нему кристаллами, окруженными стеклом (рис. 4).

Криометрия проводилась на криокамере, охлаждаемой жидким азотом, снабженной медь-константановой термопарой и откалиброванной по синтетическим флюидным включениям разного состава. Исследо-



(А): обр. 5168. При комнатной температуре выглядит как газопо-жидкое с несколькими мелкими кристалликами. При нагреве появляется шагреновая поверхность на части, выглядевшей до этого как жидкость и называемой в дальнейшем «стеклом» (164°C). Начинается плавление стекла с образованием и жидкой фазы, увеличивающейся в объеме (297°C), по-видимому, вследствие разложения кристаллогидратов. Газовый пузырь уменьшается (316°C) и при 395°C наступает частичная гомогенизация в жидкую фазу. Часть стекла не растворяется до вскрытия включения.



(Б): обр. 5166. В отличие от предыдущего включения, жидкость присутствует уже при комнатной температуре: включение выглядит трехфазным, состоящим из двух жидкостей и газа, но наружный мениск не концентричен внутреннему. Это говорит о том, что вторая жидкая фаза является твердым стеклом. При 143°C появляется шагреновая поверхность на стекле, жидкая фаза растет, газ уменьшается. На определенном этапе фазовая граница стекло-жидкость теряет очертания мениска и становится зазубренной (235°C). При постепенном уменьшении газового пузырька наступает при 469°C частичная гомогенизация (часть стекла так и не расплавилась).

Рис. 4.а,б Фазовые изменения во включениях при повышении температуры.



(В) : обр. 5165. Газопо-жидкое включение, гомогенизирующееся в жидкость при 365°C. При нагреве включение резко темнеет, под газовой и жидкой фазами неясно проступают округлые образования, однако изменений их наблюдать невозможно из-за сплошного потемнения включения. При температуре выше 300°C газ имеет форму не шара, а приплюснутого к стенке пузыря, мениск которого постепенно движется вниз, включение при этом несколько светлеет. При гомогенизации отчетливо видно кипение как движение струй разной плотности, газовый пузырек при этом медленно колыхается и тает.

Рис. 4.в Фазовые изменения во включениях при повышении температуры.

вались включения, содержащие газ + жидкость + стекло, имеющие достаточно крупную флюидную фазу. Замерзания включений удалось достичь только при охлаждении ниже -90°C (охлаждения до -35°C недостаточно, хотя температура эвтектики для системы H₂O-NaF равна -3,5°C). Плавление эвтектики заметить надежно не удалось, около -10°C наблюдались неясные изменения внутри включения, но, возможно, это была и просто перекристаллизация. Плавление льда было при -7°C, что соответствует 10,5% NaCl-экв. Таким образом, в водном растворе содержалась не соль NaF, а другое соединение.

Термометрия включений проводилась на камере УМТК-3, снабженной хромель-алюмелевой термопарой и откалиброванной по точкам плавления чистых солей и синтетическим включениям. Во включениях газ + жидкость + стекло при нагреве наблюдались следующие превращения. (рис.4б). При температурах выше 143°C в зоне стекла появлялась штриховка, затем постепенно все яснее проявлялся рельеф, а газовый пузырь постепенно уменьшался в размерах. При 235 - 244°C мениск между стек-

лом и жидкостью становился зазубренным и начиналось плавление стекла с уменьшением его площади. При 413°C плавление почти заканчивалось, газ занимал около 70% площади, но оставалась часть стекла и отдельные кристаллики, которые так и не растворялись до вскрытия включений при температуре около 500°C.

Включения без стекла, содержащие только газ и жидкость, гомогенизировались в жидкую фазу при кипении при 365°C (рис.4в).

В фазе стекла во включениях, содержащих небольшой (около 15-20%) газовый пузырь с налипшими кристаллами, плавление начиналось при температуре около 280°C и заканчивалось при 402°C (рис.4а). Однако кристаллы, присутствовавшие изначально, не растворялись до вскрытия включений.

Таким образом, на основании этих наблюдений можно говорить о том, что при высоких параметрах образовалась легкоплавкая фаза, плавящаяся в интервале температур приблизительно от 240-280°C до 413°C, и более тугоплавкая, устойчивая при 500°C. Так как при плавлении стекла газовый пузырь увеличивается в размерах, можно было бы предположить, что легкоплавкое стекло состоит из известных кристаллогидратов метасиликата типа $\text{Na}_2\text{SiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $n = 5, 6, 8, 9, 11$, но все они плавятся при температурах от 48 до 88°C. Таким образом, пока не представляется возможным назвать формы нахождения вещества в стекле. Что касается кристалликов, присутствующих во включении при комнатной температуре, можно предположить, что это маллардит Na_2SiF_6 (температура плавления неизвестна) или одна из модификаций дисиликата натрия $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ (температура плавления 678°C). Кроме того, в условиях опыта присутствовала еще одна флюидная фаза существенно водного состава.

Система $\text{H}_2\text{O}-\text{NaF}-\text{SiO}_2-\text{NaCl}$. Если при тех же условиях 800°C и 2000 бар провести синтез в дополнительном присутствии во флюиде NaCl, результаты опытов получаются очень близкими. Включения газ+жидкость также при кипении гомогенизируются при 379°C. Во включениях с мелким газовым пузырьком и кристалликами при температуре около 165°C начинается плавление стекла, при этом вокруг газового пузыря появляется кайма жидкости, постепенно увеличивающаяся, при 395°C происходит растворение газа в этой жидкости, однако, исходные кристаллики и часть стекла так и не плавятся. Мы объясняем появление жидкости при

повышении температуры за счет разложения кристаллогидратов неизвестного состава.

Если существенно снизить давление при синтезе - до 1000 бар при температуре 700°C, наблюдаются различия во включениях по сравнению с системой без NaCl. Здесь встречаются три типа включений: а) газ + жидкость, где жидкость занимает не более 20% объема с температурой гомогенизации 402°C, кроме них - б) трехфазные включения с газовой фазой около 25%, крупным кристаллом галита, растворяющимся при 390°C (45 мас.% NaCl) и обычной жидкостью, в которой не происходит никаких изменений, связанных с наличием плавящихся фаз, а также включения, которые при комнатной температуре имеют вид в): газ + жидкость, но при нагреве в жидкой фазе при 185°C появляется рельеф и начинается плавление, как это обычно наблюдается в замерзших включениях при криометрии. Включения вскрываются до гомогенизации. Известно, что при этих параметрах в чистых растворах NaCl происходит гетерогенизация на пар, содержащий 3% NaCl и жидкость концентрацией 56,5% NaCl. Трехфазные включения (б) близки к этой жидкости по содержанию NaCl, тип (а) - к включениям газовой фазы, однако включения (в) явно представляют собой продукт влияния фтора в системе и образования промежуточных соединений его с кварцем и появляются, по-видимому, при захвате так называемого «тяжелого флюида».

При снижении параметров опытов наблюдается общая закономерность: при комнатной температуре включения выглядят так, как если бы были синтезированы в присутствии чистого NaCl флюида, - если условия соответствуют гомогенной области - появляются включения газ+жидкость, с температурой гомогенизации, практически отвечающей условиям опытов в пределах ошибки эксперимента. Если флюид $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ разделяется на две фазы, появляются разнотипные включения. Однако при этом температура растворения кристаллов NaCl в трехфазных включениях значительно выше (например, 340 против 210°C), чем в системе без NaF. Общая температура гомогенизации на 25-30°C выше, чем условия опытов. Объясняется это, по-видимому, тем, что при гетерогенизации концентрация фтора в жидкой фазе становится больше некоторой величины, выше которой начинается активное взаимодействие кварца с флюидом и образование «тяжелого флюида».

Выводы

1. Впервые получены и описаны синтетические флюидные включения, содержащие фазу «тяжелого флюида»

2. «Тяжелый флюид» представляет собой легкоплавкие соединения, содержащие кристаллогидраты, которые при нагреве отщепляют воду, образуя тугоплавкую твердую фазу. При комнатной температуре он выглядит как стекло или жидкость, при нагреве появляется шагреньевая поверхность и изменения во включениях, содержащих «тяжелый флюид», очень похожи на таковые при криометрических исследованиях. При гомогенизации пара в жидкость пузырек практически неподвижен, даже при кипении он не дергается, а медленно колыхается и тает. Возможно, это говорит о высокой вязкости.

3. Образование «тяжелого флюида» связано с присутствием в системе фтора, т.к. в опытах с системой $H_2O-NaCl-SiO_2$ наличие его во включениях не отмечалось. Тем не менее $NaCl$ влияет на ход образования промежуточных соединений в сторону снижения необходимых температур и давлений.

4. Для образования «тяжелого флюида» имеет значение фазовое состояние: гетерогенные условия являются для этого более благоприятными.

5. Фторсодержащие флюиды способны концентрировать в себе кремнезем, фактически это высокоподвижные раствор - расплавы кварца с низкой температурой плавления около $150-300^\circ C$. Поскольку в ампулах после опытов не обнаруживали особенно вязкого, необычного по виду раствора, можно предположить, что соединения, в которых «тяжелый флюид» присутствует во включениях, разложились на воздухе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 99-05-65225.

Авторы благодарны А.В. Гирнису, И.П. Солововой и И.А. Андреевой за полезное обсуждение и содействие.

Список литературы.

1. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И. // Фазовые отношения в ликвидусной части гранитной системы с фтором. // Геохимия, 1993. №6. С.821-839
2. Webster J.D. // Partitioning of F between H_2O and CO_2 fluids and topaz rhyolite melt. // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. v.104, pp. 428-438.

3. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. // Концентрация фтора в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах. // Геохимия. 1998. № 2. С.147-157.

4. Сушевская Т.М., Дюришова Я., Ерохин А.М., Князева С.Н., Кокина Т.А., Калиниченко А.М., Лохов К.И., Присягина Н.И. // Исследование химических характеристик минералообразующей среды при образовании оруденения касситерит-кварцевого типа. // Геохимия. 1995. № 6. С. 809-828

5. Равич М.И. // Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. // М.: «Наука», 1974. 151с.

6. Kennedy G., Wasserberg G.J., Heard H.C., Newton R.G. // Amer. J. Sci., 260, 28. 1962

7. Валяшко М.В. // Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. // М.: «Наука», 1990. 270с.

РОСТ ГРАНЕЙ, ТИПЫ ИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ, ЗАХВАТ ВКЛЮЧЕНИЙ И НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ.

Р.Н. Соболев, В.И. Старостин

Рост грани осуществляется за счет присоединения к ней из непосредственно прилегающей части минералообразующей среды [кристаллизационного дворика (кр) или дворика вычерпывания] частиц (атомов, ионов, кластеров), необходимых для ее роста. Перемещение этих частиц в среде осуществляется диффузионным путем. Вследствие этого скорость роста грани определяется скоростью диффузии не любого компонента, а того, который имеет наименьшую скорость диффузии. Именно этим определяется тип интерференционного слоя при росте поверхности грани. Выделяется три основных типа поверхности: атомно-гладкий, атомно-диффузионный и дендритный (скелетный) (рис. 1, 2). Первый характеризуется наиболее упорядоченным распределением частиц, второй - менее упорядоченным; для третьего характерно образование выростов, образующихся вследствие преимущественного присоединения частиц в определенном направлении.

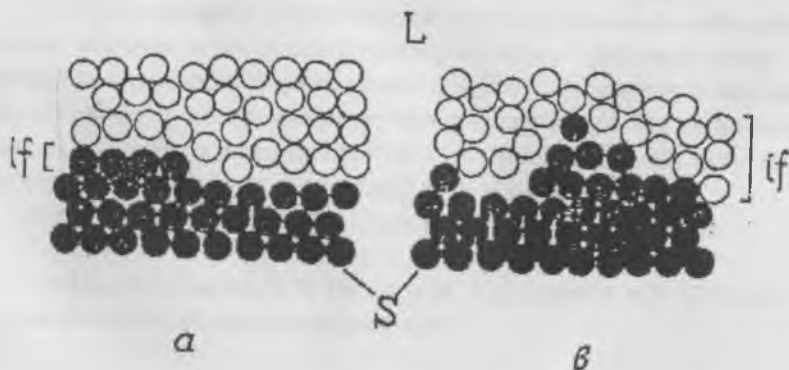


Рис. 1. Атомно-гладкий (а) и атомно-диффузионный (б) слои (if) растущей грани. L - расплав S — твердая фаза (кристалл).

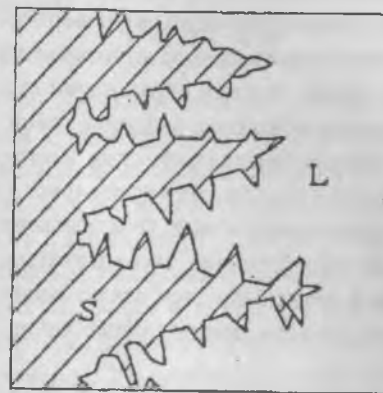


Рис. 2. Дендритный (скелетный) рост кристалла. L - расплав, S - кристалл.

Площадь грани значительно превышает размер присоединяющейся к ней частицы. Поэтому к растущей грани (в разных ее частях) одновременно присоединяются несколько частиц. Присоединение частицы к поверхности грани требует затраты определенной энергии. Когда, к уже присоединившейся частице, присоединяется следующая частица, то это требует меньшей затраты энергии. Поэтому новые частицы присоединяются преимущественно к уже находящейся на поверхности грани частице. В результате образуется «островок» частиц. Островок присоединяет к себе все новые и новые частицы и разрастается параллельно грани. Так как размер (диаметр) частицы значительно меньше площади поверхности грани, то, поэтому на поверхности грани образуется несколько островков. Островки растут параллельно грани, сближаются и сливаются друг с другом. Когда будет достроен очередной слой, начинается рост следующего слоя (рис. 1а). В принципе могут образовываться и многослойные островки, но это энергетически менее выгодно (требуется большая затрата энергии) и поэтому образование таких островков возможно как исключение. При сближении островков на их стыке может быть захвачено вещество расплава, непосредственно прилегающего к растущей грани (из кристаллизационного дворика) - образуется включение. Размеры таких включений сопоставимы с толщиной растущего (интерфациального)

слоя. При образовании гладкого интерфациального слоя его толщина соответствует диаметру присоединяющихся к поверхности частиц.

При диффузионном типе поверхности, которая образуется при большей скорости роста грани, чем при образовании гладкой поверхности, распределение присоединяющихся к растущей грани частиц менее упорядочено, чем при образовании гладкого слоя, а интерфациальный слой (его толщина) состоит из нескольких частиц (рис. 1в). Частицы также образуют островки, но многослойные. При образовании нового интерфациального слоя, за счет их слияния, также захватывается расплав, прилегающий к растущей грани. При этом захватываются включения расплава более крупного размера, чем при образовании гладкого интерференционного слоя.

При дендритном (скелетном) росте (рис. 2) захватываются наиболее крупные включения расплава.

На рис. 3 показано, что образование любого типа поверхности происходит, и рост грани может осуществляться только при переохлаждении (ΔT) расплава в кристаллизационном дворике.



Рис. 3. Условия роста грани. T_k - термодинамическая (равновесная) температура кристаллизации, ΔT - переохлаждение, a — изменение температуры при равновесных условиях существования расплав - кристалл (теоретический случай), b - изменение температуры при неравновесных условиях - кристаллизация минерала из расплава (реальное изменение температуры при кристаллизации).

Характер поверхности растущей грани (интерфациальный слой) определяется по формуле:

$$a = (L/RT - 1)nv,$$

где a - тип интерфациального слоя, L - скрытая теплота плавления, R - газовая постоянная, T - температура, n - координационное число в твердой фазе, v - координационное число в жидкой фазе. L/RT соответствует S/R , где S энтропия. L , n и v являются константами для данного вещества. Для минералов L варьирует от 10000 до 25000 ккал/моль. Если $a < 2$, то интерфациальный слой диффузионный, если $a > 2$ — гладкий. В алюмосиликатных расплавах, и особенно в кристаллизационном дворике, находятся кластеры, имеющие структуру, близкую к структуре кристалла. Поэтому a меньше 2 и интерфациальный слой диффузионный. Сила взаимодействия частиц в интерфациальном слое для минерала (s) и для расплава (l) выражается соответственно как ξ_{ss} , ξ_{ll} , а для взаимодействия частиц между твердой и жидкой фазой как ξ_{sl} . Интерфациальный слой характеризуется двумя параметрами:

$$\beta = (L/kT)(\Delta T/T_f)$$

и

$$\gamma = 4/kT[\xi_{sl} - (\xi_{ss} - \xi_{ll}/2)].$$

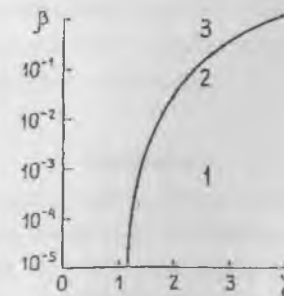


Рис. 4. Изменение типа интерфациального слоя в зависимости от величины β и γ . 1 - атомно-гладкий, 2 - промежуточный, 3 - диффузионный.

Параметр β зависит от L и ΔT (переохлаждение). Параметр γ в основном зависит от вещества при условии, что T мало изменяется при небольшой степени переохлаждения. Характер интерфациального слоя зависит от величины γ и β . При их малых значениях он гладкий, а при увеличении их значений изменяется через промежуточный к диффузионному (рис. 4). Тип интерфациального слоя изменяется от степени переохлаждения, β и γ при этом возрастают.

Таким образом, тип интерфациального слоя играет существенную роль при захвате включений и определяет их состав и температуру.

СЕЛЕКТИВНАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ МЕТАЛЛОВ ИЗ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА НЕСМЕСИМЫМИ ФАЗАМИ ГЕТЕРОГЕННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА ЕРМАКОВСКОЙ ИНТРУЗИИ

Ф.Г. Рейф, Ю.М. Ишков

Abstract

Fluid inclusions in magmatically crystallized fluorite crystals from pegmatites are studied to reveal a phase state and composition of the fluid exsolved from a residual melt of the Yermakovka granite intrusion that is associated with economic F-Be deposit and minor Mo mineralization. Two different fluids (sulphate-fluoride brine and CO₂-containing solution) are found to be trapped simultaneously as primary fluid inclusions, FI-1 and FI-2, in certain growth-zones of fluorite crystals which have compromise boundaries with quartz crystals containing melt inclusions. The coexistence of two immiscible liquid phases in aluminosilicate melt at 700-630°C is accounted for by the fact that sodium sulphates and fluorides form an aqueous-salt systems of p-Q type. Concentrations of Be, Mo, Mn, and Fe in the FI-1 and FI-2 are determined using the technique of atomic-emission spectroscopy elaborated by authors. The brine is shown to be enriched in Mo (up to 17 000 ppm) and Mn (up to 10 000 ppm), whereas the CO₂-bearing solution contains up to 700 ppm Be. These findings clearly show that, all other factors being equal, a composition of exsolved fluid plays a crucial role in redistribution of crystal-incompatible elements from a melt to a fluid phase. This is a reason why a crystallizing intrusion is able to generate at one time different solutions which are enriched in dissimilar ore metals.

Введение

Широкая распространенность магматогенных гидротермальных месторождений, в рудах которых в повышенных содержаниях присутствуют многие металлы, но резко доминируют только один-два, может быть обусловлена разными причинами. Среди них - обогащенность рудоматеринской интрузии отдельными элементами, селективная экстракция металлов из расплава выделяющимся из него флюидом, избирательное отложение переносимых растворами металлов на физико-химичес-

ких барьерах и т. п. Согласно многочисленным экспериментальным данным, эффективность экстракции элементов, отражаемая коэффициентом их распределения между флюидом и расплавом (K^{f-m}), зависит от состава сосуществующих фаз, температуры, давления, рН, кислородного потенциала (см. сводку Candela, Picoli, 1995 и библиографию к ней). Тем не менее даже в упрощенных экспериментальных системах индивидуальное и суммарное влияние перечисленных факторов на межфазовое распределение металлов не всегда поддается точной оценке. В еще большей мере это относится к природным магматическим системам, на развитие которых могут влиять и другие факторы, не учитываемые в экспериментах. Отсюда - первостепенная важность данных о металлонности отделившихся от магмы флюидов, единственным источником которых могут служить флюидные (ФВ) и расплавные (РВ) включения в минералах изверженных пород.

К сожалению, идентификация включений магматического флюида не всегда возможна, а определение в них концентрации рудных элементов сдерживается недостаточной разработанностью соответствующих аналитических средств и методов. Кроме того, далеко не все параметры флюидно-магматического взаимодействия поддаются ретроспективной оценке, что во многих случаях не позволяет установить конкретные причины повышенной (пониженной) металлонности магматического флюида. Это объясняет, почему обсуждаемые данные в мировой литературе весьма немногочисленны (Heinrich et al., 1992; Rankin et al., 1992; Cline & Vanko, 1995; Bodnar, 1995; Reyf, 1997; Рейф, Ишков, 1983, 1999).

Кроме актуальности проблемы, основанием для постановки данного исследования явилось следующее. Во-первых, на Ермаковском F-Be месторождении, наряду с практически монометалльными (Be) фенакит-флюоритовыми рудами, ограниченно распространена интенсивная молибденитовая минерализация, что предполагает узкую рудную специализацию соответствующих рудообразующих растворов. Во-вторых, согласно полученным ранее данным, магматические рассолы Ермаковской щелочно-гранитной интрузии являются Be-носными (Рейф, Ишков, 1999), что позволяет надеяться на обнаружение включений и Mo-носного магматического флюида. Наконец, модификация разработанной нами ранее методики атомной эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием включений (АЭС-ЛВ) (Ишков, Рейф, 1990; Reyf, 1997) позволила повы-

сить надежность анализа на Mo.

Основная задача настоящей работы состояла в изучении и уточнении межфазового распределения металлов в процессе магматической дистилляции остаточных (пегматитовых) расплавов Ермаковской интрузии, а основным результатом явилось обнаружение свидетельств гетерогенного состояния магматического флюида и селективной мобилизации металлов из расплава несмесимыми флюидными фазами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Расположенное в Забайкалье Ермаковское F-Be месторождение представлено серией линзообразных межпластовых фенакит-берtrandит-флюоритовых залежей в блоке осадочно-метаморфических пород, прорванных разновозрастными дорудными интрузиями преимущественно гранитоидного состава (Генетические ..., 1975; Новикова и др., 1994). По результатам новейших изотопно-геохимических исследований (Костицин и др., 1997; Лыхин и др., 2000), оруденение формировалось близодновременно с внедрением серии даек (от диоритов до гранит-порфиров) и прорывающего их штока эгириновых гранитов (224 ± 5 млн. лет), именуемого далее Ермаковской щелочно-гранитной интрузией. По нашим данным (Рейф, Ишков, 1999), дифференциация этой интрузии *in situ* привела к образованию небольших тел остаточных пегматитов, кристаллизация которых в интервале $\sim 700-630^\circ\text{C}$ сопровождалась выделением из расплава кристаллов бледно-зеленого флюорита и щелочно-сульфатно-фторидного Be-носного рассола. Хотя вклад последнего в образование месторождения вряд ли ощутим, пегматиты рассматриваются как модель, отражающая закономерности кристаллизации и дистилляции крупного остаточного очага, который мог сформироваться в недрах Ермаковской интрузии и служить реальным источником рудообразующих флюидов.

Молибденитовая минерализация на месторождении не имеет промышленного значения и в общедоступных публикациях практически не охарактеризована. По нашим наблюдениям, она проявлена в виде рассеянной вкрапленности молибденита (совместно с пиритом) в альбитизированных гранитах Ермаковской интрузии, пирит-сфалерит-кварц-молибденитовых гнезд в известняках, монацит-молибденит-флюорит-кварцевых прожилков в гранитах, молибденит-слюдисто-флюоритовых

прожилков в сланцах. Последний парагенезис локально, преимущественно на глубоких горизонтах, образует «рудные» концентрации Мо. Случаи пространственного совмещения Мо и Ве минерализации редки. Последовательность их формирования пока не установлена, источник Моносных растворов - тоже.

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ПЕГМАТИТОВ

Среди слагающих пегматиты магматических минералов наиболее благоприятным для изучения включений оказался флюорит, в котором они намного крупнее, чем в кварце, и чаще имеют зональное распределение, что однозначно свидетельствует об их первичности по отношению к минералу-хозяину. Именно на этом основании установлена первичность включений рассола (рис. 1a-d), выявленных и охарактеризованных ранее (Рейф, Ишков, 1999). Хотя и значительно реже, но аналогичные включения встречаются также в пегматитовом кварце (рис. 1e), причем в ассоциации с многочисленными включениями силикатного расплава (рис. 1f), которые в кристаллах флюорита пока не обнаружены. Тем не менее последние, как правило, имеют индукционные поверхности совместного роста с РВ-содержащими кристаллами кварца или включены в такие кристаллы целиком. Это дает основание считать бледно-зеленый, иногда бесцветный флюорит из пегматита магматическим минералом и рассматривать первичные ФВ в нем как включения магматического флюида, выделявшегося из кристаллизующегося остаточного расплава. Поскольку аналоги первичных включений, обнаруженных в флюорите, встречаются в кварце реже, имеют небольшие размеры и трудно идентифицируются из-за огромного количества вторичных ФВ, все нижеизложенное относится к включениям в флюорите.

Уже на ранней стадии изучения пегматитов (Рейф, Ишков, 1999) было обнаружено, что во многих зонах роста кристаллов флюорита (рис. 1a, b) наряду с доминирующими включениями рассола (рис. 1d) встречаются, а участками преобладают, флюидные включения, в которых газовый пузырь имеет каемку жидкой CO_2 , а суммарный объем мелких кристалликов труднорастворимых солей не превышает объема газовой фазы (рис. 1c). Хотя первичность ФВ этих двух типов сомнений не вызывает, не исключалась вероятность того, что CO_2 -содержащие ФВ образовались

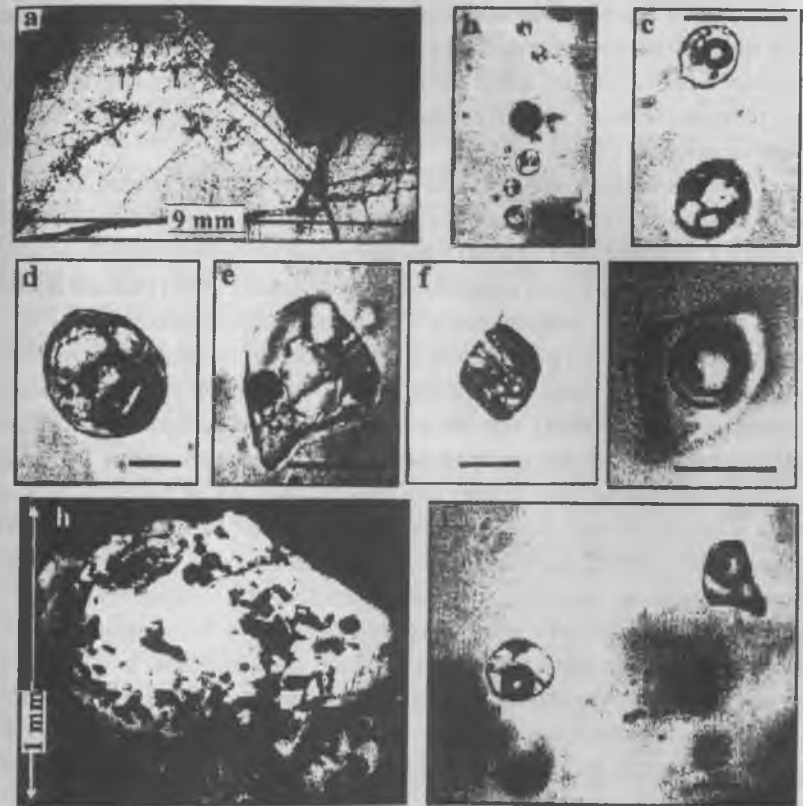


Рис. 1. Включения магматического флюида и силикатного расплава в минералах остаточных пегматитов Ермаковской щелочно-гранитной интрузии. а - concentricкие зоны роста (стрелки) в кристалле флюорита, выделяющиеся благодаря приуроченности к ним многочисленных включений рассола; б - увеличенный фрагмент одной из этих зон; в - участок зоны роста с сингенетичными включениями рассола (не в фокусе) и малосоленого CO_2 -содержащего раствора (вверху); д - типичное включение магматического рассола в флюорите; е - то же в кварце; ф - кристаллизованное расплавное включение в кварце, сокристаллизовавшемся с флюоритом; г - включение малосоленого CO_2 -содержащего раствора с мелкими кристалликами труднорастворимых солей в глубине (не в фокусе); h - зерно флюорита с зонально распределенными включениями, показанными на фото (g); i - сингенетичные включения рассола (слева) и доминирующие в этой зоне роста включения CO_2 -содержащего раствора. Длина масштабной линейки 20 мкм.

в результате перенаполнения включений рассола. Аналогичные сомнения высказывались и в отношении газовых включений, широко представленных в обсуждаемых зонах роста, но во многих случаях несущих следы разгерметизации микротрещинами, а изредка почти целиком заполненных жидкой CO_2 .

Дополнительное углубленное изучение пегматитов показало, что в некоторых кристаллах флюорита, наряду с вышеописанными (рис. 1а), имеются широкие (до 150 мкм) и потому менее четко ограниченные зоны роста (рис. 1б), в которых включения рассола (далее - ФВ1) ассоциированы с включениями малосоленого CO_2 -содержащего раствора (далее — ФВ2, см. рис. 1в) при решительном преобладании последних. Большинство ФВ2 в таких зонах отличается от ФВ1 сложной формой, крупными размерами (до 300 мкм), многие из них выходят на поверхность пластины или вскрыты спайными трещинами и заполнены воздухом. Возможность образования ФВ2 за счет разгерметизации и/или перенаполнения ФВ1 в таких случаях исключается, что указывает на одновременность захвата ФВ1 и ФВ2 растущим из расплава кристаллом. Этот факт имеет принципиальное значение, т. к. свидетельствует о сосуществовании с расплавом (по меньшей мере эпизодическом) двух несмесимых флюидов, обобщенные характеристики которых представлены в таблице 1. Причины предпочтительного захвата одного из них в последовательные периоды роста кристаллов не выяснены. Возможно это связано с флуктуациями скорости роста минерала и разной смачивостью его поверхности обсуждаемыми флюидами

Таблица 1.

Обобщенные результаты термо- и волюмометрии ФВ-1 и ФВ-2

Тип ФВ	Температура растворения, °С			Рассчитанная концентр., мас. %		Плотность, г/см ³
	газового пузыря	крупных кристаллов	клатратов	CO_2	солей	
1	410-525	430-465	-	-	60-70	1.7-2.1
2	335-355	-	6.6-8.2	8.2-13.8	2.1-5.9	0.75-0.85

На первый взгляд, приведенные доказательства одновременного захвата ФВ1 и ФВ2 не согласуются с тем фактом, что в большинстве случаев, известных по многочисленным публикациям, гетерогенизация магматического флюида приводит к его разделению на жидкую и газовую фазы, тогда как и ФВ1, и ФВ2 гомогенизируются в жидкость. Следует, однако, отметить, что флюиды, выделяемые гранитными интрузиями, как правило, принадлежат к водно-солевым системам щелочно-хлоридного типа, в которых жидкостная несмесимость невозможна (Sourizajan, Kennedy, 1962; Валяшко, 1990). В данном случае доминирующими компонентами рассола являются сульфаты и фториды Na и K (Рейф, Ишков, 1999), которые относятся к иному классу солей, образующих системы второго (p-Q) типа, в которых при температурах более 500 °С и давлениях выше 100 МПа равновесия жидкость-жидкость (\pm газ) стабильны (Валяшко, 1990).

Поскольку количественная диаграмма состояния системы, близкой по составу к ФВ1, отсутствует, для демонстрации возможности разделения магматического флюида на две несмесимые жидкие фазы использованы концентрационные схемы фазовых равновесий в тройной системе p-Q типа из работы (Валяшко, 1990). Правая диаграмма на рис. 2 соответствует более высоким T и P , левая - более низким. Поле существенно водного раствора L_1 приблизительно соответствует составу ФВ2, поле концентрированного рассола L_2 - составу ФВ1. Область несмесимости с коннодами затемнена. Фигуративные точки в виде ромба и 4-лучевой звезды отражают валовой состав двух гипотетических флюидов, фазовое состояние которых меняется с изменением T и/или P . Первый вариант (звезда) предполагает, что при параметрах, соответствующих правой диаграмме, выделяющийся из расплава флюид сразу распадается на несмесимые жидкие фазы - светлые кружки на концах конноды, проходящей через точку валового состава. При снижении P и/или T последняя оказывается в поле 3-фазного равновесия жидкость-жидкость-кристаллическая соль, причем соотношение несмесимых фаз меняется на противоположное. Согласно второму варианту (ромб), в условиях высоких температур магматический флюид представлен гомогенным рассолом, а с понижением T и/или P разделяется на несмесимые фазы, составы которых соответствуют залитым кружкам на концах соответствующей конноды.

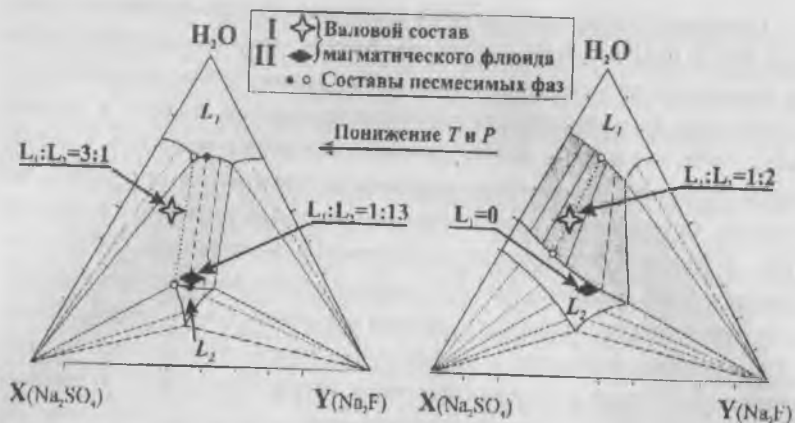


Рис. 2. Возможные варианты (I и II) разделения магматического флюида на несмешиваемые жидкие фазы с учетом P, T -зависимости фазовых равновесий в 3-компонентных системах второго (p-Q) типа (по В.М. Валяшко, 1990)

Несмотря на схематичность использованных диаграмм и гипотетичность рассмотренных вариантов, они, на наш взгляд, служат весомым доказательством того, что ФВ1 и ФВ2 действительно содержат несмешиваемые фазы гетерогенного магматического флюида. Кроме того, из приведенных диаграмм (рис. 2) следует, что несмотря на существенную разницу в концентрации солей, их качественный состав в несмешиваемых фазах одинаков. Это предполагает преобладание сульфатов и фторидов щелочей не только в ФВ1, но и во включениях CO_2 -содержащего раствора. В контексте проблемы, обозначенной во Введении, значение этого обстоятельства определяется тем, что несмешиваемые флюидные фазы сосуществовали и взаимодействовали с одним и тем же расплавом, при одних и тех же значениях температуры, давления, диффузивности кислорода, так что единственным фактором, определявшим межфазовое распределение металлов, был состав несмешиваемых жидкостей.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ НЕСМЕСИМЫХ ФЛЮИДНЫХ ФАЗ

Флюидные включения, проанализированные методом АЭС-ЛВ, подобраны в разных кристаллах флюорита из трех пегматитовых тел (таб. 2). Вполне вероятно, что в период, предшествовавший сегрегации меж-

Таблица 2

Результаты анализа ФВ-1 и ФВ-2 методом ФЭС-ЛВ

№ ФВ	Тип ФВ	№ пегматита	Концентрация, г/кг раствора						Примечание
			Be	Mn	Fe	Mo			
66-28	1	115	.03	<.1	20.6	<.2			При отсутствии линии элемента в спектре указан рассчитанный концентрационный предел его обнаружения в данном включении (знак <). Для вычисления среднего эти значения уменьшались вдвое.
68-31	1	115	.26	9.6	4.3	17.2			
68-33	1	115	.09	2.6	1.9	2.7			
71-27	1	115	.17	1.2	.2	17.8			
67-23	1	37	.18	3.1	.8	<.2			
68-37	1	37	.31	7.7	1.2	1.7			
68-39	1	37	.06	2.1	.6	.5			
68-43	1	37	.07	1.6	1.3	<.2			
68-43	1	37	.07	1.6	1.3	<1.5			
69-21	1	37	.04	.5	н.д.	1.3			
69-26	1	37	<.02	<.1	.8	<1.7			
69-30	1	37	<.01	<.1	.2	.5			
69-32	1	37	.12	2.7	.7	4.4			
69-34	1	37	.05	.5	.3	1.1			
71-21	1	144	.06	1.0	.2	3.2			
Среднее ± станд. ошибка			0.10±0.02	4.42±2.24	2.32±1.33	3.62±1.41			

Таблица 2. (продолжение)

№ ФВ	Тип ФВ	№ пегматита	Концентрация, г/кг раствора				Примечание
			Be	Mn	Fe	Mo	
71-35	1	115	.11	36.5	.6	5.4	Абсолютные пределы обнаружения (10 ⁻¹²) и стандартные множители/делители для определения "одноосигмового" доверительного интервала: Be 0,1 - 1,6 Mn 3,0 - 1,2 Fe 10,0 - 1,3 Mo 70,0 - 1,5 н.д. - нет данных
67-21	2	37	.71	<2	5.7	<5	
67-25	2	37	.36	<2	<2	<6	
67-27	2	37	.40	<3	<2	<7	
67-29	2	37	.61	<3	<2	<9	
67-33	2	37	<.15	<7	<5	<1.9	
68-41	2	37	.49	3.0	12.9	3.3	
69-36	2	37	.04	<1	.2	н.д.	
69-38	2	37	.14	1.4	4.0	.7	
Среднее±станд.ошибка			0.35±0.09	0.66±0.37	2.92±1.61	0.90±0.41	

зернового остаточного расплава в то или иное обособленное тело (будущий пегматит), магма испытала несколько разную степень кристаллизационной дифференциации. Вследствие этого содержание несовместимых элементов в расплаве, сформировавшем разные пегматитовые тела, могло быть неодинаковым. Несомненно также и то, что разные кристаллы флюорита в одном пегматите зародились и росли на разных стадиях его кристаллизации и магматической дистилляции. Поэтому содержание несовместимых элементов в однотипных ФВ, расположенных в разных кристаллах и даже в разных зонах роста одного кристалла, не могут быть совершенно одинаковыми. Следовательно, вариации концентрации металлов, обнаруженных во включениях, обусловлены не только аналитической дисперсией, но и эволюцией флюидов во времени. С учетом вышеизложенного, вычисление среднего содержания элементов в ФВ1 и ФВ2 является чисто формальным приемом, тем более что концентрации отдельных металлов во включениях оказались ниже предела обнаружения. Но в сочетании с частными значениями они облегчают выявление специфики обсуждаемых ФВ.

Из представленных данных явствует, что проанализированные включения первого и второго типов существенно различаются содержанием интересующих нас металлов: ФВ1 значительно обогащены Mo, Mn и в меньшей мере Be, тогда как максимальные концентрации последнего характерны для ФВ2. Причина регистрации высоких содержаний Mn и Fe в нескольких включениях второго типа пока не установлена, но мы не исключаем, что это обусловлено присутствием окисных пленок в микро-трещинах, расположенных вблизи анализируемого включения. Несмотря на отмеченные «выбросы», разная специализация ФВ1 и ФВ2 в отношении Be, Mo и Mn проявлена достаточно отчетливо (рис.3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Как уже отмечалось выше, несмешиваемые фазы гетерогенного магматического флюида взаимодействовали с одним и тем же расплавом, при одних и тех же *P*, *T*-параметрах. Тем не менее, рудная специализация несмешиваемых флюидных фаз оказалась разной, что несомненно обусловлено различиями в их солевом и газовом составе. Полученные данные недостаточны для однозначного ответа на вопрос, почему именно Be, Mo

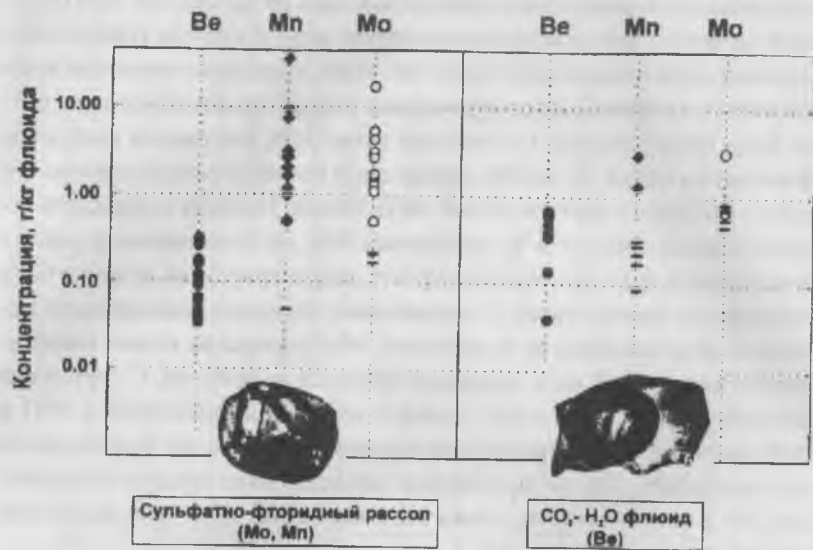


Рис. 3. Образование растворов разной рудной специализации в результате избирательного перехода металлов из расплава в несмешиваемые фазы гетерогенного магматического флюида.

и Mn предпочтительно перераспределялись из силикатного расплава в флюидные фазы и какие особенности их состава ответственны за выявленную избирательность. Однако поведение бериллия в определенной мере согласуется с термодинамическими расчетами Вуда, показавшего, что при температуре 300°C наиболее растворимыми формами Be в высокофтористых близонейтральных растворах являются комплексы BeF_3^- и BeF_4^{2-} , а добавление CO_2 в эти растворы приводит к образованию комплексов BeCO_3F^- , растворимость которых на два порядка выше (Wood, 1992). С этой точки зрения, предпочтительное накопление Be в CO_2 -содержащей флюидной фазе представляется объяснимым.

Экспериментальные данные о влиянии сульфатов и фторидов Na и K на величину $K^{\text{f-m}}$ молибдена и марганца отсутствуют, поэтому наши суждения о причине их предпочтительного накопления в фазе рассола основаны на данных о поведении Mo в хлоридных растворах при $P \approx 50$ МПа и $T = 450-300^\circ\text{C}$ (Кудрин, 1989). В частности, один из выводов А.В.Кудрина

сводится к тому, что «при всех температурах независимо от состава растворов с ростом летучести кислорода происходит заметное увеличение концентрации в них молибдена». При этом «...в изученном интервале окислительно-восстановительных условий в растворах скорее всего преобладают формы шестивалентного молибдена» (с. 102 цитированной статьи). К таким формам отнесены комплексы NaHMoO_4^- , HMoO_4^- , H_2MoO_4^0 . Учитывая, что по нашим оценкам (Рейф, Ишков, 1999) кристаллизация обсуждаемых пегматитовых расплавов происходила при фигутивности кислорода, превышающей $f\text{O}_2$ буфера Ni-NiO на 2-3 логарифмических единицы, можно предположить, что не только молибден, но и сера находилась в расплаве в шестивалентной форме, а это препятствовало образованию молибденита и способствовало переходу Mo во флюидную фазу, обогащенную натрием.

Независимо от того, в какой мере высказанные предположения соответствуют действительности, полученные результаты свидетельствуют о том, что гетерогенизация магматического флюида, проявляющаяся в его разделении на несмешиваемые фазы разного состава, выступает в качестве довольно универсального механизма образования сосуществующих флюидов с разной рудной специализацией. В данном случае плотность и, вероятно, реологические свойства этих флюидов столь различны (см. табл. 1), что они могли мигрировать не только совместно, но и раздельно, в виде автономных потоков, обуславливая пространственную разобщенность разнотипного оруденения.

Основные результаты проведенного исследования сводятся к следующему.

1. Установлено, что в процессе кристаллизации изученных пегматитообразующих расплавов отделившийся от них флюид распадался на две несмешиваемые фазы: щелочно-сульфатно-фторидный рассол и малосоленый CO_2 -содержащий раствор.

2. Посредством анализа включений несмешиваемых флюидных фаз методом АЭС-ЛВ определена концентрация в них ряда металлов, показано, что рассол существенно обогащен молибденом и марганцем, а CO_2 -содержащий раствор - бериллием.

3. Тем самым продемонстрирована эффективность избирательной мобилизации металлов флюидами разного состава и возможность одновременного выделения из кристаллизующегося расплава раство-

ров, различающихся рудной специализацией.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 00-05-64323).

Список литературы

1. Валяшко В.М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: Наука, 1990. 270 с.
2. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. / Под ред. Гинзбурга А.И. М.: Недра, 1975. 248 с.
3. Ишков Ю.М., Рейф Ф.Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудосодержащих флюидов в минералах. Новосибирск: Наука, 1990. 93 с.
4. Костицин Ю.А., Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Rb-Sr-возраст Ермаковского бериллиевого месторождения Западного Забайкалья. // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 5. С. 676-679.
5. Кудрин А. В. Поведение молибдена в водных растворах хлоридов натрия и калия при температурах 300-450°C. // Геохимия. 1989. № 1. С. 99-112.
6. Лыхин Д.А., Коваленко В.И. Возраст магматизма и рудообразования Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье, по Rb-Sr изотопным данным. // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000, с. 237-239.
7. Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье. // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 114-127.
8. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Первые результаты прямого определения концентрации рудообразующих элементов в магматическом дистилляте вольфрамоносных интрузий. // ДАН СССР. 1983. Т. 269. № 3. С. 725-728.
9. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Ве-носные сульфатно-фторидные рассолы - продукт дистилляции остаточных пегматитов щелочно-гранитной интрузий (Ермаковское F-Ве-месторождение, Забайкалье). // Геохимия. 1999. № 10. С. 1-16.
10. Bodnar R.J. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metal in porphyry copper deposits. // MAC Short Course Series. V. 23: Magmas, fluids, and ore deposits (J.F.H. Thompson, ed.). University of British Columbia, Vancouver, Canada, 1995, p. 139-152.
11. Candela P.A., Piccoli P.M. Model ore-metal partitioning from melts into vapor and vapor/brine mixtures. // MAC Short Course Series. V. 23: Magmas, fluids, and ore deposits (J.F.H. Thompson, ed.). University of British Columbia, Vancouver, Canada, 1995, p. 101-127.
12. Cline J.S., Vanko D.A. Magmatically generated saline brines related to molybdenum at Questa, New Mexico, USA // MAC Short Course Series. V. 23: Magmas, fluids, and ore deposits (J.F.H. Thompson, ed.). University of British Columbia, Vancouver, Canada, 1995, p. 153-174.

13. Heinrich C.A., Ryan C.G., Mernagh T.P., Eadington P.J. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: A fluid inclusion study using PIXE microanalysis // Econ. Geol. 1992. V.87. P. 1566-1583.
14. Rankin A.H., Ramsey M.H., Coles B. van Langevelde F., Thomas C.R. The composition of hypersaline, iron-rich granitic fluids based on laser-ICP and Synchrotron-XRF microprobe analysis of individual fluid inclusions in topaz. Mole granite, eastern Australia. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 67-79.
15. Reyff G. Direct evolution of W-rich brines from crystallizing melt within the Mariktikan granite pluton, west Transbaikalia. // Mineralium Deposita. 1997. V. 32. P. 475-490.
16. Sourirajan S., Kennedy G.C. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. // Am. Jour. Sci. 1962. V. 260. P. 115-141.
17. Wood S.A. Theoretical prediction of speciation and solubility of beryllium in hydrothermal solutions to 300°C at saturated vapor pressure: Application to bertrandite/phenakite deposits. // Ore Geol. Reviews. 1992. V. 7. N 3. P. 249-278.

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МАГМАТОГЕННО-
МЕТАМОРФИЧЕСКОГО РУДОБРАЗОВАНИЯ НА МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА
(по данным изучения включений в минералах)**

Н.И. Андрусенко

В докладе рассматриваются физико-химические условия рудообразования на медно-никелевых месторождениях Норильского района, полученные по данным изучения включений в парагенетических нерудных минералах. Оруденение норильского типа тесно связано с формированием дифференцированных интрузивных тел в составе нижнетриасовых траппов (Котульский, 1948, Годлевский, 1968, Лихачев, 1973). Процесс рудообразования протекал в широком временном диапазоне в основном на магматическом этапе и меньше на этапах прогрессивного и регрессивного контактового метаморфизма (магнезиально-скарновом, известково-скарновом и послескарновом гидротермально-метасоматическом). Оценка температурных условий кристаллизации сингенетичных вкрапленных руд магматического этапа возможна по включениям в породообразующих минералах рудоносных дифференциатов трапповых интрузий. Первые термометрические исследования магматических включений были направлены на выяснение условий становления вмещающих интрузивных пород, с определением широкого температурного интервала (1350-960°C) формирования габбро-долеритов Норильского района в ряду от пикритов до крупнозернистых такситов (Булгакова и др., 1967, Ворцепенев, 1978). В развитии этих исследований нами изучены магматические включения в породообразующих минералах одной из ветвей Главного рудоносного интрузива северо-восточной части Талнахского месторождения с целью выяснения вопросов рудогенеза. Образцы кернов с рудными вкраплениями до 2,5-3 см в диаметре (Рис. 1) отобраны по типичным для разреза рудных пород скважинам (№№ 191, 742, 173, 144 – Талнахское и № 478 – Октябрьское месторождения) в интервале 50-550 м. Особенно благоприятны для выявления включений оказались такситовые разновидности пород. В результате микроскопического изучения свыше сотни шлифов и пластин магматические включения были выявлены в оливине, пироксене, плагиоклазе и изредка в биотите. В последнем наблюдались

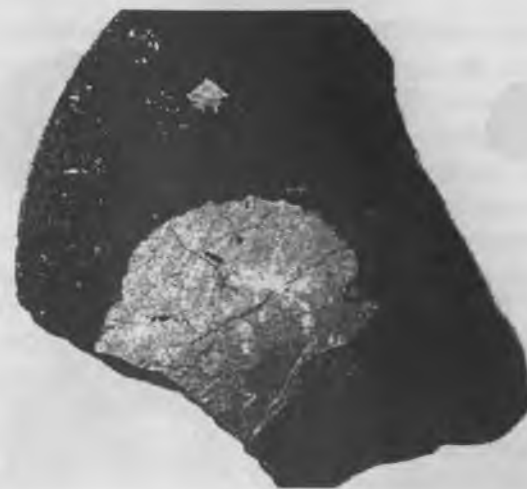


Рис. 1 Крупный магматический сульфидный вкрапленник пирротин-пентландит-халькопиритового состава, Талнахское месторождение.

единичные включения слабо раскристаллизованного стекла, без газовых пузырьков, не дающие информации при термометрии. Однако сам по себе биотит, в виде реакционных каемок вокруг разликвированных вкрапленников, является прямым показателем условий их кристаллизации – он выделяется благодаря кристаллизационной дифференциации в сульфидной капле расплава из обогащенной летучими его части (Годлевский, 1971).

Наиболее четкие магматические включения обнаружены в таблитчатом пироксене (Рис. 2) такситов; в нем встречаются стекловатые расплавные включения с объемом газового пузырька 15-20%, по которым получены температуры гомогенизации 1150-1060°C. Подобные включения в оливине дали $T_{гом} = 1100-1050^\circ\text{C}$, в плагиоклазе – 1080-990°C. Большинство включений в этих минералах являются частично или полностью раскристаллизованными, заполненными тонкозернистой рудно-кристаллической фазой при отсутствии газового пузырька. Агрегатных изменений в таких включениях не выявлено даже при нагревании до 1200°C

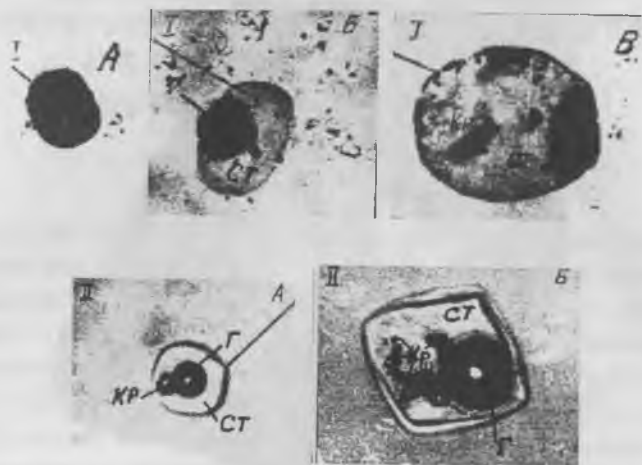


Рис. 2 Магматические включения в породообразующих минералах такситовых габбро-долеритов Главного рудоносного интрузива: в пироксене IА – с плохо различимым газовым пузырьком; IБ – с хорошо видимым газовым пузырьком; IВ – без газового пузырька, с кристаллическими фазами. В оливине IIА – с единичной, IIБ – с несколькими микрокристалликами. Увеличение 900.

и выше.

Для характеристики температурных условий образования постмагматического медно-никелевого оруденения опорным минералом явился гипогенный ангидрит, впервые обнаруженный в норильских рудах как высокотемпературный минерал (Золотухин, 1962), а затем подробно изученный, с установлением сквозного характера его выделения на всем протяжении метаморфогенно-метасоматических этапов становления интрузивов (Юдина, 1968).

Для этапа прогрессивного контактового метаморфизма (пироксен-роговикового) характерны ангидритовые мраморы и роговики с белым перекристаллизованным и слабо фиолетовым среднезернистым ангидритом в ассоциации с диопсидом, форстеритом, шпинелью, гроссуляром, кальцитом и др. В этом ангидрите содержатся существенно газовые (сплошь темные), жидко-газовые с объемом газовой фазы до 70% ($T_{\text{гом}}=685-630^{\circ}\text{C}$ в газовую фазу) и газовой-жидкие с преобладающими

$T_{\text{гом}}$ около 400°C .

Для постмагматического (регрессивного) этапа магнезиального скарнирования и последующего этапа известковых скарнов типичен ангидрит в диабластическом срастании с кальцитом, окрашенный в фиолетовый цвет различной интенсивности. Кальцит-ангидритиферы находятся в ассоциации с фассаитом, шпинелью, монтичеллитом, форстеритом, везувианом, гранатом, салитом и др. В этой разновидности ангидрита наблюдавшиеся включения по морфогенетическим признакам аналогичны вышеописанным; температуры их гомогенизации в газ составляют $620-570^{\circ}\text{C}$, а в жидкую фазу опускаются до 340°C .

Помимо ангидрита для этапа известкового скарнирования изучались включения в сопутствующих, сингенетических рудных минералах: апатите, сфене и кварце. В апатите, который в виде таблитчатых или близких к гексагональным в сечении кристаллов, а также неправильных выделений находится в ассоциации с массивными частично вкрапленными рудами, присутствуют кристаллофлюидные включения с микроузниками биотита и рудного минерала с $T_{\text{гом}}=575-560^{\circ}\text{C}$ (по исчезновению газового пузырька) и $610-600^{\circ}\text{C}$ (по растворению микроминералов). В сфене, ассоциирующим с мартитом вблизи продуктивных медно-никелевых руд, встречаются кристаллофлюидные включения с $T_{\text{гом}}=520-470^{\circ}\text{C}$ и темные существенно газовые включения.

Кварц, столь малотипичный для норильских парагенезисов и ранее отмечавшийся как эпигенетический в рудах Печенги (Корнилов, 1962), обнаружен нами в заметных количествах в виде крупнозернистых желвакообразных выделений в основании метасоматической рудной залежи в ассоциации с гранатом и другими скарновыми минералами. Кровлей залежи халькопирит-пентландит-пирротиновых руд с кубанитом и талнахитом, цементирующих кварцевые обособления, являются кварцсодержащие (до 10-12%) дифференциаты габбро-долеритов. Для подобных такситовых пород, особенно со шлирами габбро-пегматитов, в составе Восточно-Норильского интрузива отмечается содержание кварца до 20% (Игневская, 1981). По-видимому, кварц выделялся при метасоматозе в итоге сегрегации совместно с известковыми скарноидами. В этом кварце содержатся спиралевидные вроски более ранних сульфидов, при выщелачивании которых остающиеся полости залечиваются газовой-жидкими включениями, приобретающими такую необычную спирале-

червеобразную форму; $T_{\text{гом}}$ таких включений составляет 290-140°C. Более обильны для этого кварца жидко-газовые кристаллофлюидные включения с твердыми рудными и длиннотаблитчатыми микрокристалликами внутри, которые не гомогенизировались при нагреве до 600°C. Подобные включения без «узников» изометричной и частично ограниченной формы имели $T_{\text{гом}}=520-400^\circ\text{C}$ (в газовую фазу) и 340-280°C (в жидкую фазу); в последних иногда наблюдалась CO_2 (Рис. 3).

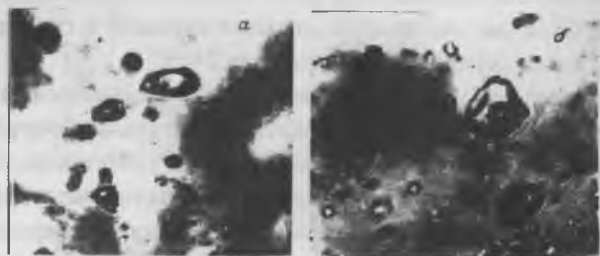


Рис. 3 В кварце, ассоциирующем с метасоматическими рудами: а - существенно газовые, гомогенизирующиеся в газовую фазу; б - газожидкие. Увеличение 800.



Рис. 4 В ангидрите: а - зональные жидко-газовые высокотемпературные (620-570°C) включения (скарновый этап); б - одиночные газожидкие среднетемпературные (260-180°C), верхнее включение частично разгерметизировано, послескарновый этап. Увеличение 600-900.

Тонкие кварцевые прожилки и гнездообразные брекчированные его выделения встречаются в ассоциации с борнит-талнахитовыми рудами послескарнового этапа. В этом кварце немногочисленные и чрезвычайно

мелкие газожидкие включения дали $T_{\text{гом}}=240-180^\circ\text{C}$. Близкие температуры гомогенизации получены по газожидким включениям в позднем голубом крупнокристаллическом ангидрите из гидрогранат-серпентиновых метасоматитов (260-230°C), а также по газожидким включениям в кальците, который цементирует брекчии долеритов и сингенетичен с поздним пиритизированным пирротинном ($T_{\text{гом}}=190-60^\circ\text{C}$) (Рис. 4).

Представление о составе минералообразующих растворов получены по результатам анализов водных вытяжек из образцов кварца и ангидрита разных скарновых этапов, а также анализов газовой фазы индивидуальных включений (Табл. 1, 2).

Таблица 1

Химический состав рудообразующих растворов на этапах метаморфизма, по данным тройных водных вытяжек из парагенных ангидрита и кварца Талнахского месторождения. Анализы произведены в лаборатории ВИМСа под руководством Д.Н. Хитарова.

Компоненты	Использованные минералы и содержание компонентов в мг/экв к объему вытяжки			Примечания
	Ангидритовый мрамор	Кварц известково-скарнового этапа	Ангидрит послескарнового этапа	
Объем вытяжки в мл	200	200	200	SiO ₂ , Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Al ³⁺ в ангидритах не обнаружены. В кварце обнаружено 12,43% SiO ₂
pH вытяжки	7,67	6,73	7,52	
Na ⁺	0,038	не обн.	0,061	
K ⁺	0,038	не обн.	0,026	
Ca ²⁺	2,903	0,134	0,077	
Mg ²⁺	0,068	не обн.	0,022	
Сумма катионов	3,047	0,134	0,186	
HCO ₃ ⁻	0,080	0,008	0,104	
Cl ⁻	0,041	0,020	0,013	
F ⁻	0,127	0,085	0,042	
SO ₄ ²⁻	2,377	не обн.	не обн.	
Сумма анионов	2,625	0,113	0,159	
% ошибки	7,4	-8,5	-7,8	

Таблица 2

Результаты анализов газовой фазы индивидуальных включений в ангидрите и кварце из метаморфогенных рудных ассоциаций Талнахского месторождения. Анализы выполнены Н.А. Шугуровой ИГиГ СО РАН.

Компоненты (в объемных %) Среднее из 5-6 измерений Кислые газы - H ₂ O, CO ₂ , NH ₃ , Cl, F, и CO не обнаружены	Анализируемый минерал и этапы метаморфизма			
	Прогрессивный	Регрессивный скарнирования		
		Ангидритовый мрамор	Магнезиального	Известкового
		Ангидрит	Ангидрит	Кварц
	Диаметр анализируемых пузырьков каждого включения			
	0,067	0,106	0,023	0,128
	0,066	0,077	0,012	0,180
	0,033	0,105	0,110	0,145
	0,032	0,062	0,018	0,095
	0,068	0,102	0,020	0,110
	0,034	0,086		
CO ₂	3,0	4,04	10,5	10,2
H ₂	40,8	39,2	17,8	33,2
O ₂	6,8	12,1	14,8	не обн.
N ₂ + редкие газы	49,4	44,7	46,9	16,8
Отношение N ₂ : O ₂	7,3	3,7	3,7	-
N ₂ : CO ₂	1,0	1,2	3,2	5,0
N ₂ : H ₂	1,2	1,1	3,2	0,5

Полученные результаты термометрического изучения включений в сингенетичных нерудных минералах позволяют конкретизировать суждения о температурном режиме формирования магматического и постмагматического медно-никелевого оруденения Талнахского рудного узла в Норильском районе. Разновременные рудные парагенезисы, в целом, выделялись в условиях эволюционного снижения температур от очень высоких (1200°C) до самых низких значений (60°C). В рамках этого чрезвычайно широкого диапазона намечается несколько устойчивых более

узких интервалов температур, соответствующих условиям образования рудных парагенезисов, относящихся к последовательным этапам минералообразования.

1) 1200-990°C – магматические вкрапленные руды пентландит-халькопирит-пирротиновые с титаномагнетитом и ильменитом.

2) 630-400°C и 620-340°C – одинаковые по составу пентландит-халькопирит-пирротиновые руды этапов прогрессивного контактового метаморфизма и регрессивного магнезиального скарнирования.

3) 610-290°C – пентландит-халькопирит-пирротиновые с талнахитом, кубанитом и пиритом руды этапа известкового скарнирования.

4) 380-60°C – гидротермально-метасоматические пентландит-халькопирит-пирротиновые руды в ассоциации с более низкотемпературными талнахит-борнит-валлериит-пирит-миллерит-годлевскитовыми рудами.

Вышеприведенные данные химических анализов включений и их агрегатного состояния показывают изменение состава постмагматических растворов, обуславливающих метасоматические изменения вмещающих пород и продуцирующих оруденение. На ранних этапах метаморфизма состав растворов был существенно сульфатным с резким преобладанием кальция над суммой щелочей. На поздних этапах преобладали хлоридно-фторидно-бикарбонатные (известково-скарновый этап) и бикарбонатно-хлоридно-фторидные растворы (послескарновый этап). Для последних катионная часть существенно кальциевая, а в предыдущих анализами установлено одинаковое содержание кальция и суммы щелочей. В летучей части скарнообразующих растворов преобладающим компонентом является водород и азот с суммой редких газов при подчиненном значении кислорода и углекислого газов с некоторым возрастанием последних на поздних этапах.

Произведенные комплексные исследования магматических и флюидных включений в сопутствующих рудам и породообразующих минералах свидетельствуют о тесной связи магматогенного и метаморфогенно-метасоматического рудного процесса на полигенных медно-никелевых месторождениях Норильского района. Подтверждением этому является выдержанный состав ведущих промышленных руд (пентландит-халькопирит-пирротиновый), устойчиво сохраняющийся от ранних до самых поздних этапов минералообразования, а также особенности флюидно-

магматических включений.

Список литературы

1. Булгакова Е.Н., Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных трапповых интрузий Норильского района. Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 2, с. 418-421.
2. Ворцепенев В.И. Условия образования Талнахского рудоносного интрузива, по данным изучения включений. «Геология рудных месторождений» 1978. № 2, с. 64-70.
3. Годлевский М.Н. Соотношение сульфидной и силикатной частей в ходе эволюции основной магмы. Тез. Докл. I Международного геохимического конгресса. М., 1971. Т. 1, с. 12-13.
4. Золотухин В.В. О высокотемпературном ангидрите в рудах Норильска. Докл. АН СССР. 1962. Т. 147, № 4, с. 916-919.
5. Игревская Л.В. Новая ветвь интрузива Норильск-1. В сб. «Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения». Тр. ЦНИГРИ, М., 1981. Вып. 162, с. 79-85.
6. Котульский В.К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. «Советская геология», 1948. № 29, с. 11-24.
7. Корнилов Н.А. О кварце из сульфидных медно-никелевых руд Печенги. «Геология рудных месторождений», 1962. № 4, с. 123-126.
8. Лихачев А.П. О природе магматических месторождений. «Советская геология», 1973. № 5, с. 33-47.
9. Юдина В.В. Магнезиально-кальциевый метасоматоз габбро-долеритов и роговиков с участием ангидрита на Талнахском медно-никелевом месторождении. Докл. АН СССР. 1968. Т.1, с. 1220-1223.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО ГАЗОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПОРОД.

А.В. Щербакова, С.Ф. Труфанова, Р.Н. Мурогова

Условия образования минеральных ассоциаций хромитовых руд и вмещающих их ультрабазитов в офиолитовых поясах до сих пор остаются предметом дискуссий. Не вполне ясна геохимическая обстановка формирования первичных и вторичных минеральных парагенезисов ультрамафитов и хромитовых руд, в частности, роль флюидов и изменение их состава. Этому посвящена данная работа, выполненная по образцам рудовмещающих дунитов хромитового месторождения Центральное (Полярный Урал). Авторами использовался метод определения температур и геохимических условий формирования минеральных ассоциаций по газовой составляющей пород, позволяющий проследить процессы минералообразования от высоких до низких температур с выделением геохимических барьеров. Выделено три региональных геохимических барьера, характеризующихся сменой окислительно-восстановительных условий кристаллизации минералов. Рудный хромит кристаллизуется при температурах 800-780°C, акцессорные сульфиды – при температурах 610-350°C, а редкие самородные металлы – при температурах 350-290°C.

The conditions of forming the mineral associations of chromite ores and containing their ultrabasic rocks in ophiolitic belts hitherto stay a subject of debates. Not wholly clear geochemical situation of forming of primary and secondary mineral parageneses of ultramafites and chromite ores, in particular, role of fluids and changing their composition. This is denoted given work, executed on samples of ore-bearing dunites from chromite deposit Centralnoe (Arctic Ural) Authors was used method of determination of temperatures and geochemical conditions in according to rock's gas component of mineral-forming processes. The method allowing track mineral-forming processes from high before low temperatures with the separation of geochemical barriers. Chosen three regional geochemical barriers, characterizing by change of oxide-reconstruction conditions. Ore chromite crystallizes at temperatures 800-780°C, accessories sulfides - at temperatures 610-350°C and rare native metals - at temperatures 350-290°C.

Хромитовые месторождения Полярного Урала локализованы в пре-

делах трех крупных ордовикско-силурийских ультрабазитовых массивов – Сум-Кеуского, Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского (рис. 1).

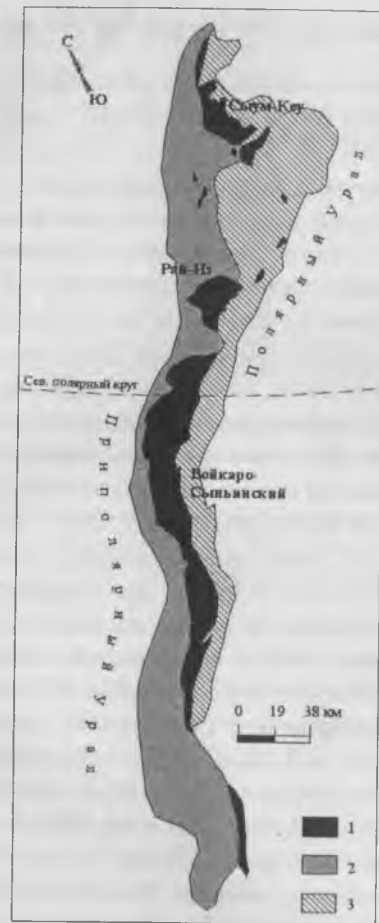


Рис. 1. Ультрабазитовые массивы Полярного Урала.

1 – ультрабазитовые массивы; 2 – миогеосинклиналильные комплексы Западного склона Урала; 3 – эвгеосинклиналильные комплексы Восточного склона Урала.

Последние являются типичными представителями альпинотипных ультрабазитов, залегающих в основании офиолитовых формаций. На Полярном Урале выходы ультрабазитов приурочены к зоне разломов Главного Уральского надвига.

Ультрабазитовые массивы Полярного Урала сложены, в основном, породами дунит-гарцбургитовой формации (рис. 2). Второстепенную

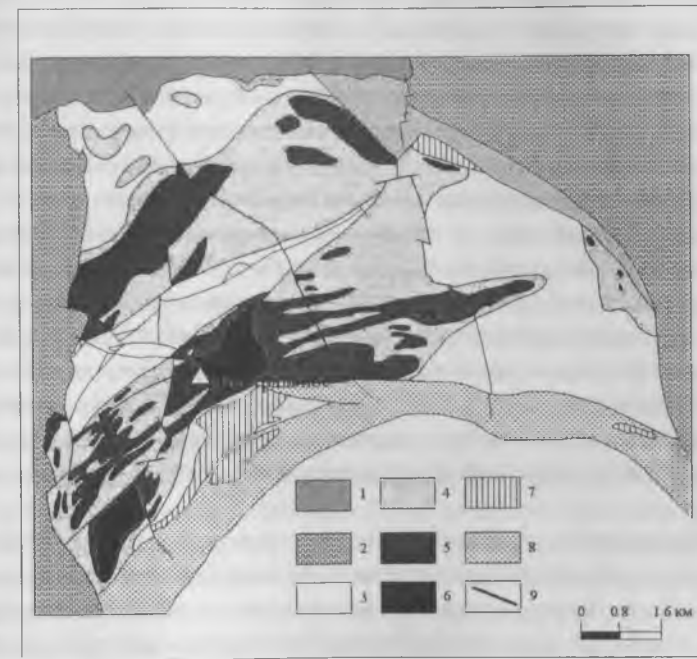


Рис. 2. Геологическое строение массива Рай-Из и локализация месторождения Центральное.

1 – осадочные верхнепалеозойские комплексы Лемвинского синклиория; 2 – рифей-нижнепалеозойские глубоко метаморфизованные, сильно дислоцированные комплексы Харбейского и Хараматолоуского блоков. Верхнеордовикско-нижнесилурийские ультрабазиты массива Рай-Из: 3 – гарцбургитовый комплекс; 4 – дунит-гарцбургитовый комплекс (10-30% дунитов); 5 – дунит-гарцбургитовый комплекс (30-70% дунитов); 6 – дунит-гарцбургитовый комплекс (более 70% дунитов); 7 – контактово-метасоматический дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 8 – верхнеордовикско-нижнесилурийские габбро и габбро-амфиболиты. 9 – крупные тектонические нарушения.

роль в строении массивов играют лерцолиты и пироксениты, включающие в себя клинопироксениты, верлиты, вебстериты и переходные между ними разновидности. Пироксениты присутствуют, в основном, в краевом контактово-метасоматическом дунит-верлит-клинопироксенитовом комплексе, фрагментарно развитом вдоль границы ультрабазитов с габброидами. Габброиды обрамляют массивы Сыум-Кеу и Рай-Из с востока, а Войкаро-Сыньинский массив – с востока и запада.

Промышленные хромитовые месторождения на ультрабазитовых массивах Полярного Урала связаны с дунит-гарцбургитовым комплексом. Непромышленные концентрации высокоглиноземистого и высокожелезистого хромшпинелида содержатся соответственно в гарцбургитах и в породах краевого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Во всех случаях рудовмещающими породами являются только дуниты. При этом характер залегания, морфология рудных концентраций и вмещающих их тел дунитов, а также некоторые особенности минералогии и геохимии хромитовых руд и вмещающих их дунитов свидетельствуют о генетической связи хромитового оруденения и дунитовой серии массивов.

Ультрабазитовые массивы Полярного Урала характеризуются длительной историей геологического развития, в которой можно выделить три основных этапа – петро- и рудогенез, региональный регрессивный метаморфизм и локальный прогрессивный динамотермальный метаморфизм.

Формирование ультрабазитов и хромитового оруденения в них, а также пострудный ранний регрессивный метаморфизм (ранняя серпентинизация) пород происходили в начале каледоно-герцинского этапа развития Уральской складчатой системы. На завершающих этапах герцинского орогенеза сформировавшиеся массивы были выведены в верхние горизонты земной коры и надвинуты в составе эвгеосинклинальных серий Восточного склона Урала на миогеосинклинальные комплексы Западного склона. В этот период ультрабазиты и хромитовые руды подверглись позднему динамотермальному прогрессивному метаморфизму [1].

Длительная история развития ультрабазитов и хромитовых руд привела к образованию в них разнообразных минеральных ассоциаций. В последнее время минеральный кадастр как ультрабазитов Полярного Урала, так и в целом этой группы пород значительно расширился. Особенно широкий спектр минералов установлен в регрессивно и прогрес-

сивно серпентинизированных разновидностях ультрабазитов. Он включает в себя не только породообразующие, рудные и вторичные минералы ультрабазитов – оливин, пироксены, хромшпинелиды и серпентины, брусит, но и разнообразные сульфиды, арсениды и самородные минералы. В частности, в хромитовых рудах и вмещающих их дунитах диагностированы сульфиды - пирротин, никелистый пирротин, троилит, халькопирит, медистый пентландит, железистый пентландит, кобальтистый и кобальтпентландит, никелистый пентландит, миллерит, хизлевудит, ковеллин, борнит, халькозин, пирит, акантит, самородные металлы – медь, цинкистая медь, золотистая медь, серебро, цинкистое серебро, цинкисто-медистое серебро, железо, никелистое и платинистое железо, стибно-висмутиды и сульфо-арсено-стибниты палладия (табл. 1) [2].

Механизм и физико-химические условия образования минеральных ассоциаций хромитовых руд и вмещающих их ультрабазитов в офиолитовых поясах до сих пор остаются предметом дискуссий. Если мантийная природа гарцбургитов в настоящее время никем не оспаривается, то существуют, по крайней мере, две основные модели формирования дунитов и хромитового оруденения – магматическая и регионально-метасоматическая [3, 4]. Согласно той и другой модели образование гарцбургитового субстрата происходит в условиях верхней мантии при температурах свыше 1000°C, а формирование дунитов и хромитовых руд – в верхней мантии и земной коре при сбросе давления и температуры до 950-900°C и менее. При этом существуют разногласия в определении температурных границ процессов, что во многом связано с применением разными авторами различных методов геотермометрии [3]. Но, как известно, традиционные методы геотермометрии не всегда дают возможность оценить температурную динамику геологического процесса и выделить часто весьма узкие температурные интервалы кристаллизации отдельных минералов и их ассоциаций.

Из работ, посвященных петрологии ультраосновных пород также не вполне ясны геохимические обстановки формирования первичных и вторичных минеральных парагенезисов ультрамафитов и хромитовых руд, в частности, роль флюидов в процессе формирования минеральных ассоциаций ультрабазитов. Флюиды не только являются агентами переноса минералообразующих компонентов, но и влияют на температуры кристаллизации минералов, а резкое изменение химизма флюидов (геохи-

Таблица 1.
Акцессорные и редкие акцессорные сульфиды и самородные металлы, установленные в хромитовых рудах и рудовещающих дунитах месторождения Центральное

Минерал	Локализация	Форма выделения
1	2	3
Пирротин Никелистый пирротин	Минеральные включения в кристаллах хромшпиннелита из хромитовых руд	Округлые, изометричные, каплевидные, реже палочковидные самостоятельные выделения
Троилит		
Медистый пентландит Железистый пентландит	В несерпентинизированных хромитовых рудах и ультрабазах	Каймы, прожилки, сростания с пирротинном. Реже - самостоятельные зерна
Халькопирит		
Кобальт-пентландит Кобальтистый пентландит Никелистый пентландит	Разнообразные выделения, иногда скопления в серпентиновых прожилках, просечках, шнурах в регрессивно серпентинизированных дунитах и в серпентиновом матриксе хромитовых руд	Зерна неправильной, изометричной формы
Миллерит		Изометричные, амебовидные, палочковидные, округлые, червеобразные зерна
Хизлеудит		Изометричные, удлиненные, палочковидные, червеобразные зерна. Чаще - секущие прожилки и каймы на пентландите и хизлеудите.
Ковеллин		Изометричные, удлиненные зерна. Секущие прожилки и каймы на пентландите.

Таблица 1.(окончание)

Минерал	Локализация	Форма выделения
1	2	3
Борнит	Разнообразные выделения, иногда скопления в серпентиновых прожилках, просечках, шнурах в регрессивно серпентинизированных дунитах и в серпентиновом матриксе хромитовых руд	Изометричные зерна, реже кристаллики правильной формы
Халькозин		Примазки на самородной меди. Реже - самостоятельные обособления
Пирит		Изометричные зерна или кристаллики
Акантит		Примазки на серебре. Реже - изометричные зерна
Медь		Моховидные, изометричные, амебовидные, проволочные, удлиненные червеобразные зерна
Цинкистая медь Золотистая медь		Дендритовидные, проволочные, реже изометричные обособления
Серебро		Мелкие округлые зернышки в массе серпентина
Цинкисто-медистое серебро Цинкистое серебро		
Никелистое железо		Неправильной формы зерна и их сростания
Стибио-висмут-арсениды Pd		
Стибио-арсениды Pd Сульфид-арсениды Pd		

мический барьер) может явиться причиной кристаллизации многих минералов. Химический состав флюидов может указывать и на то, как влияют на формирование минеральных парагенезисов ультрабазитов вмещающие их породы. Анализ литературы по альпинотипным ультрабазитам в офиолитовых поясах показывает, что для этих пород вопросы влияния вещества вмещающих толщ на геохимическую обстановку кристаллизации минералов еще слабо разработаны.

Авторами данной работы предлагается методика [5, 6], позволяющая проследить процессы минералообразования от высоких до низких температур с выделением геохимических барьеров.

В настоящих исследованиях авторами использовался метод определения палеотемпературы по газовой составляющей пород с помощью пиролиз-хроматографической установки. Применялся отечественный хроматограф «Цвет-530», в газовую схему которого через систему шестиходовых кранов присоединяется десорбер, представляющий собой стальную трубку U-образной формы, вставляющуюся в печь кружечного типа. Режим работы установки позволяет получать дискретные данные о составе газов через каждые 20°C, что дает возможность определить динамику процесса газообразования с выделением его температурных границ. Состав газа на пиролиз-хроматографической установке определялся по комплексной методике синхронного определения углеводородных и неуглеводородных компонентов из одной навески с параллельной работой двух детекторов – пламенно-ионизационного и детектора по теплопроводности [7].

Под термином «газовая составляющая пород» в настоящем случае следует понимать все отходящие при нагреве образцы газы. Она может включать в себя газы, законсервированные в межзерновых промежутках породы, в первичных и вторичных расплавных включениях из оливина, во включениях из досерпентиновых каналов травления в оливине, в дефектах его кристаллов и газы из флюидных включений в серпентине.

Эксперимент проводился в температурном интервале 30-900°C по образцам регрессивно и прогрессивно серпентинизированных околорудных дунитов одного из хромитовых месторождений Полярного Урала – Центральное, расположенного в пределах массива Рай-Из (рис. 2) и сданному в эксплуатацию в 1996 г.

Температура 900°C была выбрана с учетом технических возможнос-

тей прибора и литературных данных о возможном температурном интервале формирования руд и вмещающих дунитов.

По результатам измерений построены графики (рис. 3 и рис. 4), из которых видно, что на интервале 900-780°C наблюдается резкое преобладание H_2 над CO_2 и всплеск концентрации углеводородов, среди которых преобладает CH_4 . Флюид носит существенно водородный характер.

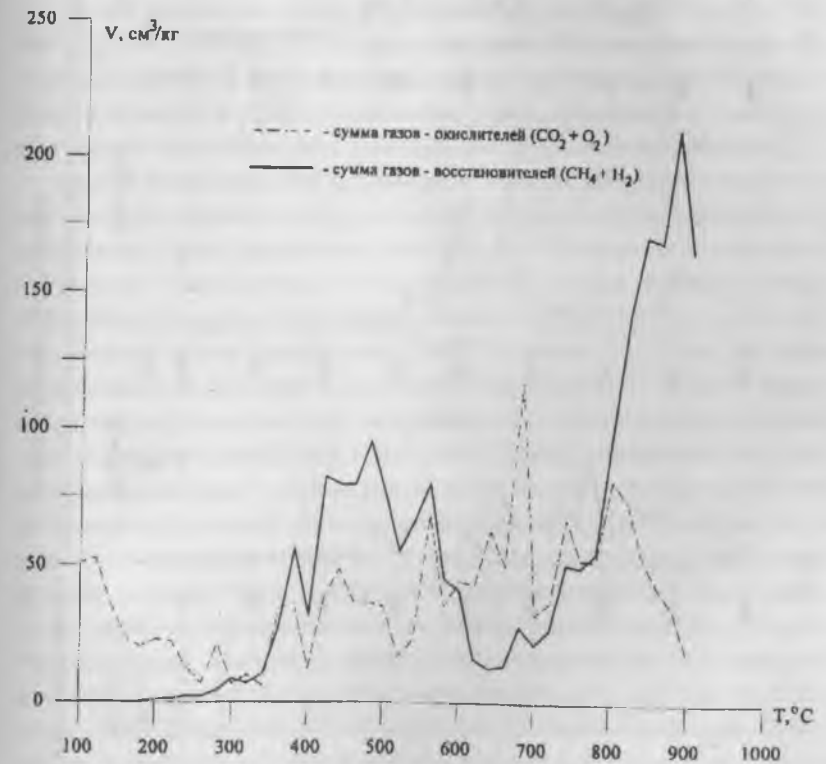


Рис. 3. Соотношение суммы газов-окислителей и газов-восстановителей в пиролизате из регрессивно серпентинизированного околорудного дунита месторождения Центральное

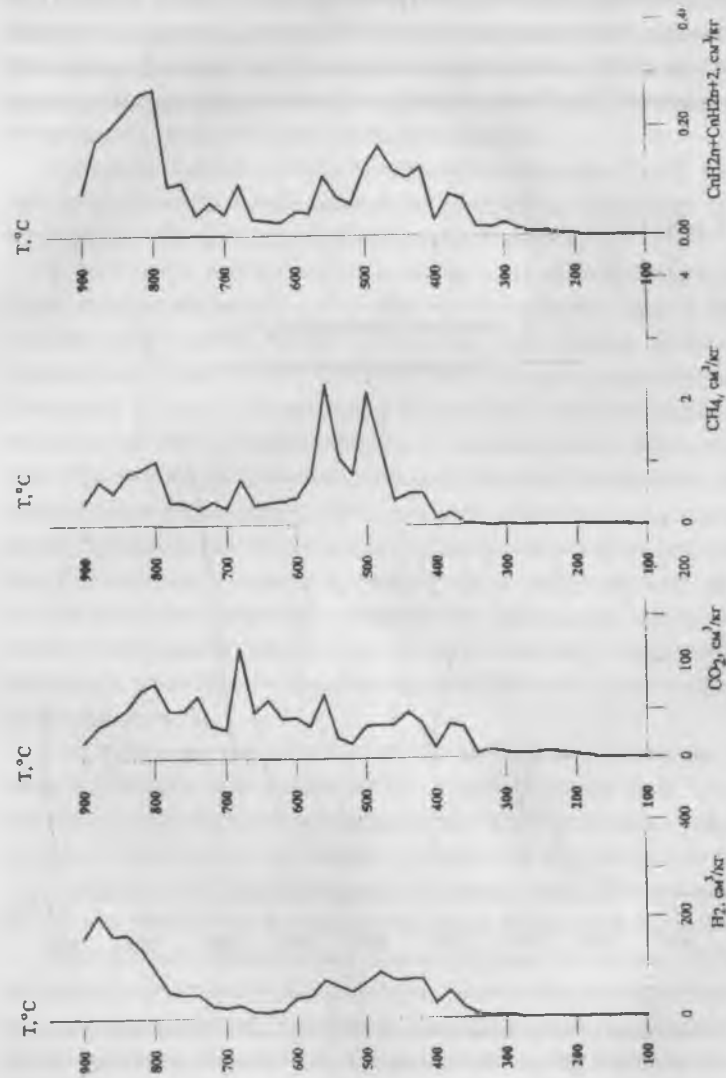


Рис. 4. Соотношение компонентов в газовом пиролизате околорудных регрессивно серпентинизированных дунитов месторождения Центральное

Интервал 780-610°C характеризуется преобладанием CO_2 над H_2 и снижением концентрации углеводородов.

В интервале 610-350°C снова фиксируется преобладание восстановительных газов над окислительными.

Интервал 350°C и ниже характеризуется уменьшением роли глубинных восстановительных газов и преобладанием окислительных газов. На этом интервале наблюдаются локальные геохимические барьеры, где происходит инверсия флюидов.

Таким образом, мы видим 3 основных геохимических барьера (780-800°C, 610°C и 350°C), на которых происходит резкая смена химического состава флюидов, сопровождающаяся образованием соответствующих рудных минералов. Схема образования рудных минералов в околорудных дунитах месторождения Центральное представлена в таблице 2.

Сопоставляя литературные данные о температурах и механизме хромитового рудообразования и данные собственных исследований можно с достаточной долей уверенности говорить, что образование хромитового оруденения и вмещающих его околорудных дунитов, а также раннего пирротина в рудах и неизмененных породах в нашем случае происходило в температурном интервале 900-780°C. Наличие в оливинах расплавленных включений, включений оливина в рудном хромите, а также морфология самих хромитовых тел и вмещающих их дунитов (крутопадающие, с невыдержанной мощностью жилы, линзы) свидетельствует о позднемагматическом генезисе руд. Частичное плавление гарцбургитов происходило в условиях сброса общего давления, с одной стороны, и при высоком парциальном давлении существенно водородного мантийного флюида, с другой. Такие условия могли реализовываться при начавшемся выдвигании гарцбургитового массива из верхней мантии в нижние горизонты коры. Дунитовые, обогащенные рудным компонентом расплавы отжимались в ослабленные участки гарцбургитового массива. При этом происходило отделение собственно рудной, обогащенной флюидами магмы от силикатного расплава и ее более поздняя кристаллизация. Известно, что хром обладает ярко выраженными оксифильными свойствами, следовательно, кристаллизация хромита могла происходить при смене восстановительной обстановки на окислительную. Химический состав флюида, согласно нашему эксперименту, меняется при температуре 780-800°C. Смена восстановительных условий среды на окислительные мог-

Таблица 2
Схема образования главных и второстепенных рудных минералов в дунгтах из хромитового месторождения Центральное

Т°С	Геохимические барьеры	Связь в органических соединениях	Процесс	Минералы	Класс соединений
1	2	3	4	5	6
<290°С	115°С	C-S	Массовая регрессивная серпентинизация ультрабазитов в условиях верхних горизонтов палеоокеанической коры. Образование lizardinitовых и хризотилловых серпентинитов	козин, арсениды и сульфоарсениды Pt и Pd борнит	Самородные металлы и интерметаллические соединения.
	220-240°С	S-H			
290-350°С	290-320°С			серебро, золото, Ni, терметаллиды Pd, Pt, Bi	Редкие сульфиды, арсениды и сульфоарсениды
	330-340°С	C=S		пирит	
	340-350			медь, цинкястая медь, золотястая медь	

Таблица 2(продолжение)

1	2	3	4	5	6
350-610°С			Ранние стадии регрессивного метаморфизма. Начало ранней серпентинизации при выдвигении массива в верх по разрезу коры	мллерит ковеллин хызлеудит лаурит пентландит-II (Ni,Fe,Cu) ₉ S ₈	Сульфиды
	600-610°С	-S-S-		пентландит-I (Fe,Ni,Cu) ₉ S ₈ по пирротину	
610-800°С			Образование хромитовых руд и сопутствующих им ранних акцессорных сульфидов	халькопирит пирротин	Окислы Редкие ранние сульфиды
	780-800°С	C=O		рудный хромшпиннелид	
800-900° С>900°С			Образование гарцбургитового протомассива в верхней мантии. Внедрение его в низы коры, частичное плавление ультрабазитов и образование околорудных дунгтов. Отделение рудной магмы.	Оливин, пироксены и акцессорный хромшпиннелид ультрабазитов	Силикаты Акцессорные окислы

ла реализовываться при смешении мантийного флюида с хромовыми растворами, насыщенными окислительными газами, в том числе, кислородом, необходимым для кристаллизации хромшпинелида – оксида хрома, железа и алюминия. На данном этапе горячие ультрабазиты были выведены в нижние горизонты земной коры и их вмещали метаморфические толщи верхнего рифея-раннего палеозоя, содержащие слои обогащенных органическим веществом пород (углистые сланцы). Свободный кислород при температуре 780-800°C может образовываться за счет разрыва связей C=O в продуктах уплотнения формиатов и остатков карбоновых кислот [8] (табл.2).

Температурный интервал 780-610°C отвечает остаточно-пневматолитовой пострудной стадии преобразования ультрабазитов, а также высокотемпературным фациям регрессивного метаморфизма пород и образованию ранних высокотемпературных сульфидов. Этот этап эволюции ультраосновного массива протекает в условиях начавшегося постепенного выдвигания ультрабазитов вверх по разрезу палеоокеанической коры и характеризуется окислительными условиями среды минералообразования. Происходит гидратация исходных силикатов ультрабазитов и образование антофиллита и талька по пироксену гарцбургитов. Также на этом этапе образуется небольшое количество ранних высокотемпературных сульфидов – пирротина и халькопирита [9].

При температуре 600-610°C снова наблюдается резкая смена окислительно-восстановительной обстановки, что может указывать на поступление новой порции глубинных флюидов в систему. Поступление мантийных флюидов могло происходить при тектонической активизации глубинных разломов в процессе каледоно-герцинского орогенеза и дальнейшем продвижении ультраосновных масс в верхние горизонты земной коры. При температуре 610°C происходит образование пентландита – I в результате распада пирротина. При этом дополнительная сера могла поступить как с новой порцией мантийного флюида, так и из вмещающих пород, поскольку при температуре 630°C начинается распад связей. –S – S – в продуктах уплотнения белков [8] (табл. 2).

В интервале температур 610-350°C в процессе продвижения ультрабазитов вверх по разрезу коры протекает досерпентиновый этап регрессивного метаморфизма ультрабазитов, характеризующийся образованием большей части вторичных метаморфических сульфидов (никелистого

и кобальтистого пентландита-II, миллерита, хизлевудита, ковеллина) и раннего безмагнетитового α -лизардита в досерпентиновых каналах травления в оливине. При этом наблюдается как привнос минералообразующих металлов с флюидом, так и перераспределение их из ранее кристаллизовавшихся минералов – сульфидов и силикатов (например, Ni из оливина не входит в решетку образующегося серпентина и связывается в сульфиды). Появление большого количества сульфидов указывает на высокую активность серы в системе. Разрушение бисульфидных мостиков в остатках белковых соединений продолжается до температуры 470°C [8], поэтому можно предполагать наличие в системе свободной серы как из глубинных флюидов, так и из вмещающих пород.

Собственно массовая серпентинизация пород с образованием агрегатов петельчатого лизардита, хризотила, тонкодисперсного брусита, мельчайших выделений магнетита и низкотемпературных сульфидов начинается при температуре ниже 350°C. В этот период кристаллизуются, главным образом, самородные металлы и интерметаллиды – медь, цинкистая медь, серебро, цинкисто-медистое серебро, золото, а также стибивисмута-арсениды, арсениды палладия и платины и небольшое количество низкотемпературных сульфидов – борнита, халькозина, акантита, пирита (табл. 2). Массовая серпентинизация ультрабазитов протекает в условиях верхних горизонтов палеоокеанической коры, в существенно окислительной среде при обилии метеорных вод. Агентами серпентинизации и массопереноса на этом этапе служат в основном коровые флюиды, в том числе, возможно, разогретая морская вода. На данном температурном интервале отмечаются локальные геохимические барьеры, отвечающие кристаллизации двух групп самородных металлов и редких сульфидов.

Как следует из рис. 3 при температуре 350°C происходит первая резкая смена окислительного характера флюида на восстановительный. На этом геохимическом барьере могут кристаллизовываться медь и ее интерметаллические соединения. При достижении системой температуры 340°C снова происходит смена окислительно-восстановительных условий среды. На этом этапе в серпентинитах могло происходить образование небольшого количества пирита. Следующий геохимический барьер отмечается при температуре 320°C - во флюиде снова преобладают восстановленные газы. На этом барьере могли образоваться редкие для сер-

пентинитов самородные серебро, медистое серебро, золото, а также интерметаллиды платины, палладия, висмута [10]. Последний раз инверсия флюидов отмечается при температуре 290°C. Ниже этой температуры кристаллизуются самые низкотемпературные сульфиды – акантит, халькозин, а также арсениды и сульфо-арсениды платины и палладия. Периодическое поступление в систему серы, необходимой для образования малого количества низкотемпературных сульфидов могло происходить за счет разрыва ее связей с С и Н в органических соединениях из вмещающих пород [8] (табл. 2).

Для образца прогрессивно серпентинизированного (антигоризированного) дунита наблюдается несколько иная картина по соотношению окисленных и восстановленных газов в пиролизате в разных температурных интервалах. Начиная с температуры 830-840°C в газовой составляющей начинает доминировать углекислота. Второстепенное значение имеют кислород, азот и восстановленные газы – водород, метан и его гомологи. Это объясняется тем, что прогрессивный динамотермальный метаморфизм является наложенным процессом, идущим в резко окислительной обстановке, с повышением температуры до 810-890°C и последующим ее понижением [1]. Прогрессивный метаморфизм привел к окислению рудного и аксессуарного хромшпинелида до магнетита, а также к образованию оливин-антигоритовых пород (войкаритов), антигоритовых серпентинитов, магнезит-энстатитовых пород (сагвандитов), энстатитов, корундовых плагиоклазитов, амфиболитов и тальцитов. В прогрессивных метаморфитах отмечаются сульфиды и самородные металлы с не характерным для ультрабазитов составом [10]. Прогрессивный метаморфизм происходил на завершающих стадиях герцинского орогенеза и связан с надвиганием консолидированных ультрабазитовых массивов на породы Западного склона Урала, а также с влиянием соседних девон-каменноугольных интрузий гранитов и грано-диоритов.

ВЫВОДЫ

1. По данным моделирования в интервале температур 30-900°C на образцах рудовмещающих серпентинизированных дунитов выделено 3 региональных геохимических барьера, характеризующихся сменой окислительно-восстановительных условий кристаллизации минералов. В интервале 800-780°C кристаллизуются окислы, 780-350°C – сульфиды и

при температурах ниже 350°C – самородные металлы. На фоне региональных геохимических барьеров выделяются локальные, которые отвечают образованию различных классов сульфидов, а также стадиям кристаллизации самородных металлов.

2. При внедрении ультрабазитового массива в кору происходит дополнительный привнос минералообразующих компонентов из вмещающих пород, т.е. система не является геохимически закрытой.

3. Устанавливается стадийность в обогащении кристаллизующихся рудных минералов все более тяжелыми элементами с падением температуры и выдвиганием ультраосновного массива вверх по разрезу коры (табл. 2).

Список литературы

1. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО РАН СССР, 1990. 228
2. Щербакова А.В. Геологическое строение и особенности попутной сульфидной и самородной минерализации хромитовых месторождений Полярного Урала: Автореф. канд. дис. Москва, 2000.
3. Макеев А.Б. и др. Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар, 1985.
4. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. Москва, 1992.
5. Мурогова Р.Н., Труфанова С.Ф. и др. Термогазохроматографический метод при изучении сверхглубоких скважин для выявления возможности зон оруденения. Тюменская сверхглубокая скважина /Сб. науч. докл. Пермь, 1996.
6. Мурогова Р.Н., Труфанова С.Ф. и др. Способ определения палеотемператур по газовой составляющей пород. /Труды IX Международной конференции по термо-баро-геохимии. Александров, 1999.
7. Мурогова Р.Н. Распределение углеводородных газов в соленосных отложениях юго-запада Сибирской платформы в связи с геохимическими поисками месторождений нефти и газа. /Диссертация на соискание ученой степени кан. г-м. наук. М., 1982
8. Мурогова Р.Н., Труфанова С.Ф. и др. Роль исходного живого вещества различного происхождения в образовании нефти и газа ниже промышленно освоенных глубин на примере Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) /Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. № 6. 2000.

9. Д. Воган, Дж. Крейг. Химия сульфидных минералов. Москва, 1988
10. Щербакова А.В. и др. Микровключения сульфидов и арсенидов в дунитах и хромовых рудах месторождения Центральное (Полярный Урал). Тез. докл. IX Международной конференции по термобарогеохимии. Александров, 1999.

ПРИРОДА ПЛАГИОКЛАЗОВ В БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВАХ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ВКЛЮЧЕНИЙ (ОСТРОВ ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

*В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, Э.Г. Одариченко, А.В. Рыбин,
В.И. Гвоздев, В.И. Сапин, Н.А. Чепкая*

In this study the original data concerning petrography and thermobarogeochemistry of Kudriaviy's volcanoes lava are shown. The temperatures of formation (1200 – 1250°C) and the most tolerant region of the basaltic magma pressure (1.25 - 3.4 кбар) during the period of primary eruption were defined. The chemical analysis of vulcanites, минералов-вкрапленников and tempered glass of inclusions are indicated here. This study concludes that the main part of plagioclases is the generation which are not the crystallization products of melt identifying the composition of vulcanites containing these plagioclases.

Исследованиями плагиоклазов в магматических породах посвящена обширная литература, как российская, так и зарубежная. Систематический сбор и анализ информации о составе, особенностях морфологии, зональности минералов, флюидных включениях в них открывают возможности для выяснения реальных Р-Т-условий кристаллизации магм и могут быть полезны для решения целого ряда общих петрологических задач.

Экзотичность лав вулканов Курило-Камчатской провинции издавна привлекала внимание исследователей. Геология, минералогия, геохимия, своеобразная петрохимия, а также генезис базальтовых лав были предметом обсуждения и многочисленных публикаций, причем больше всего разногласий и дискуссий сводились, в основном, к обсуждению происхождения лав и ксенолитов в них [1 – 12]. В анализе информативности включений Курило-Камчатского региона существуют два подхода. Один из них предполагает существование гомогенного состояния магмы при подъеме ее из магматического очага до небольших глубин, где возможны эксплозии и захват ксенолитов, а также последующие процессы ликвации и кристаллизационной дифференциации, в результате которых появляются «гомеогенные» включения [13, 14]. Другой подход, последовательно развиваемый Ю.П. Масуренковым и Ф.Ш. Кутыевым [15, 16, 17],

основывается на том, что в лаве могут присутствовать весьма разнообразные включения, которые захватываются магмой на всем пути от очага до поверхности. Для решения вопроса о том, какая из данных моделей реализуется в природе, необходимо накопление и анализ новых фактов о конкретных объектах. Проведенное исследование является первым шагом для решения проблемы генезиса магматических пород вулкана Кудрявый.

В данном исследовании особое внимание уделялось выявлению и изучению первичных включений в плагиоклазах и пироксенах базальтов, базальтовых андезитов и риолитов кальдеры Медвежьей. В основном изучались включения, содержащиеся во вкрапленниках плагиоклазов, так как этот минерал наиболее доступен и является сквозным для всех петрографических разновидностей эффузивов. В единичных случаях удалось изучить включения в пироксенах базальтов и в кварце риолитов.

Методические особенности исследований

Сложности, возникшие на этапе визуального исследования пластин и шлифов, состояли в следующем. При классификации расплавных включений в минералах магматических пород кальдеры Медвежьей выяснилось, что обычные подходы к выявлению первичных включений и привязки их к определенным эпизодам минералообразования неприменимы. Во многих случаях именно аномальные по фазовому составу включения оказывались первичными по способу расположения во вкрапленниках. Необычные сочетания разнонаполненных, разнофазовых, минеральных и аномальных включений в одной зоне кристалла — явление, типичное для вкрапленников вулканитов.

Вторая сложность состояла в полигенности вкрапленников вулканитов, в которых были обнаружены включения, причем это обстоятельство касалось не только плагиоклазов, но и кварца, и пироксенов. Относительная простота минерального состава, близость минеральных ассоциаций и полигенность вкрапленников свидетельствуют о невозможности применения к изучаемым породам традиционной схемы, согласно которой исходный гомогенный расплав переходит в кристаллическое состояние. Таким образом, материалы по гомогенизации микровключений в данном случае должны быть адаптированы к специфическим особеннос-

тям системы в целом, т.е. практически каждое из исследуемых первичных включений нуждается в предварительном изучении минерала-хозяина и решении вопроса его (вкрапленника) генезиса.

Изучение включений проводилось в полированных пластинах толщиной 0.3 – 0.5 мм, одновременно с петрографическими исследованиями в шлифах, изготовленных из тех же образцов по принципу зеркального отражения плоскости разреза.

Для определения состава вкрапленников, содержащих включения, и стекла включений использовался рентгеноспектральный микроанализатор JXA-5A, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе около 2 А. Минерал анализировался при фокусировке зонда около 2 мкм, а силикатные стекла включений и основной массы пород при расфокусированном зонде до размеров 20-30 мкм. В качестве эталонов использовались однородные по составу минералы.

Для анализов изготавливались полистироловые шашки с препаратами, затем их полировали на алмазных пастах, до выведения закаленного включения на поверхность.

Петрографические особенности вулканитов.

Базальты, плагиобазальты, андезитовые базальты [18] сходны по петрографическим и минералогическим характеристикам. Вкрапленники размером 1 – 3 мм составляют 30 – 50% объема пород и представлены плагиоклазами, оливинами, пироксенами (гиперстеном и авгитом), магнетитами. Характерны гломеропорфировые сростки. В базальтах оливин обрастает гиперстеном, а гиперстен авгитом. Основная масса в плотных образцах микропризматическая, участками микродолеритовая, состоит из микролитов плагиоклаза, авгита, магнетита, размер микролитов 0.05 – 0.1 мм. В пористых образцах основная масса полупрозрачная стекловатая, пронизана кристаллитами плагиоклаза и пироксена. Иногда в основной массе наблюдается интерстициальное разложенное стекло, такое же бурое стекло обнаружено в плагиоклазе.

Риолиты имеют стекловатую основную массу с флюидальной текстурой и микролитами полевых шпатов и пироксенов. Вкрапленники размером до 1 – 2 мм составляют около 20%, представлены кварцем, зональным средним плагиоклазом, авгитом, гиперстеном, которые явля-

ются ксенокристаллами. Авгит образует гломеропорфировые сростки. Встречаются ксенолиты среднезернистых долеритов, немногочисленные кварц-плаггиоклазовые и кварц-ортоклазовые сферолиты диаметром до 0.3 – 0.5 мм. В контакте авгит-гиперстен-плаггиоклазового андезитового базальта – риолита основная масса риолита сложена стеклом и крипто- и микрокристаллическим агрегатом тридимита и полевых шпатов (плаггиоклаза и ортоклаза), в которой присутствуют реликты оплавленных и резорбированных зерен кварца и полевых шпатов с нарушенной структурой размером до 0.5 мм, в количестве 5 – 10%. Плаггиоклазы базальта содержат включения стекла.

Состав вкрапленников плаггиоклазов в эффузивах варьирует от андезина №46 до анортита №96. Характерная особенность базальтов – наличие ксенолитов полурасплавленных кварцевых диоритов, сферолитов, гломеропорфировых сростков, вариолей. В центре гигантской вариоли (рис. 1)

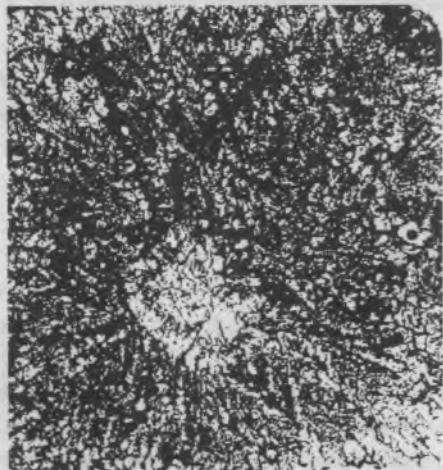


Рис. 1. Вариолит. Шлиф, без анализатора, х3.

диаметром 80 мм - «затравка» - сросток таблиц плаггиоклаза поперечником 10 – 15 мм. От «затравки», представляющей собой анортит (табл. 2), радиально расходятся призмы лабрадора длиной 30 – 40 мм, шириной 3 – 5 мм, в узких (шириной от долей мм до 3 мм) промежутках между

которыми расположены мелкие (до 0.5 мм) зерна и призмы (и их скопления) оливина и количественно подчиненных пироксенов (авгита и гиперстена). Участками плаггиоклаза содержит многочисленные минеральные включения оливина и пироксенов.

Характеристика включений во вкрапленниках базальтов

Вкрапленники плаггиоклазов представлены андезином, лабрадором, битовнитом и анортитом, причем иногда в пределах одного шлифа (13/98) устанавливаются одновременно лабрадор, битовнит и анортит. По морфологии хорошо отличаются ксеногенные кристаллы, оплавленные или угловатые, а также реликтовые плаггиоклазы, обнаруженные в не полностью расплавленных ксенолитах. Термобарогеохимическими методами исследованы все их разновидности, содержащие достойные внимания расплавные включения.

В шлифах и пластинах отчетливо различаются, по крайней мере, две генерации плаггиоклаза: 1 – вкрапленники в основной массе и 2 – гломеропорфировые сростки. Вкрапленники плаггиоклаза немногочисленны и почти не содержат прозрачных участков. Среди включений, находящихся в удобных для изучения участках, можно выделить два типа: 1) расплавные; 2) комбинированные.

Включения первого типа встречаются редко. Среди них выделяются две разновидности. Расплавные включения первой разновидности приурочены к центральным частям вкрапленников плаггиоклаза (рис. 2, 93/52-4) или располагаются согласно зонам роста (рис. 3, 92/42-3). Они имеют правильную форму (в разрезе ромбы или субквадраты). Эти включения равномерно распределены во вкрапленниках плаггиоклаза и «заполнены» темным стеклом и деформированными в различной степени пузырьками. Внешняя часть вакуоли окаймлена тонкой оболочкой полупрозрачного, иногда прозрачного, стекла.

Расплавные включения второй разновидности располагаются во вкрапленниках семействами, чаще бессистемно. Они имеют овальную и изометричную форму. В этих включениях всегда различается более темный участок округлой формы (газ + стекло). Стекло в различной степени раскристаллизовано (рис. 4, увеличенные фрагменты). Раскристаллизованные участки различаются по показателям преломления, есть более

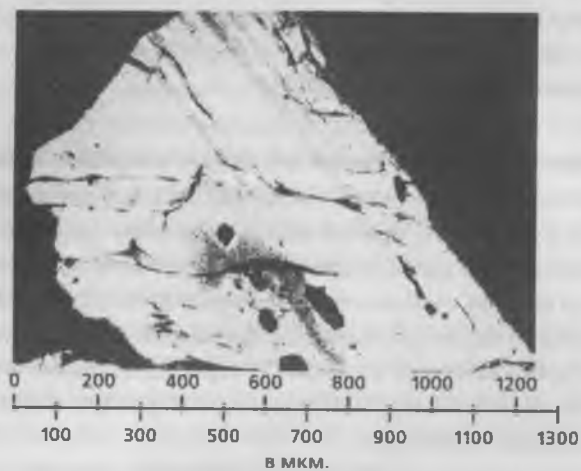


Рис. 2. 93/52-4 – приуроченность первичных расплавных включений к ядерным частям вкрапленника плагиоклаза. Базальт (влк. Меньшой Брат)

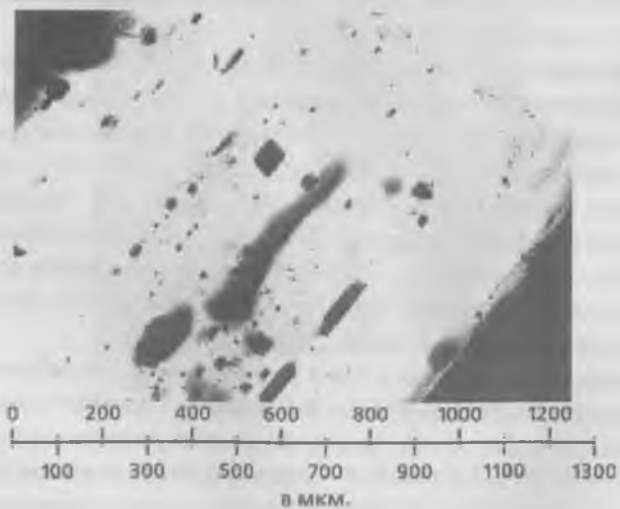


Рис. 3. 92/42-3 – типичное расположение включений по зонам роста плагиоклаза

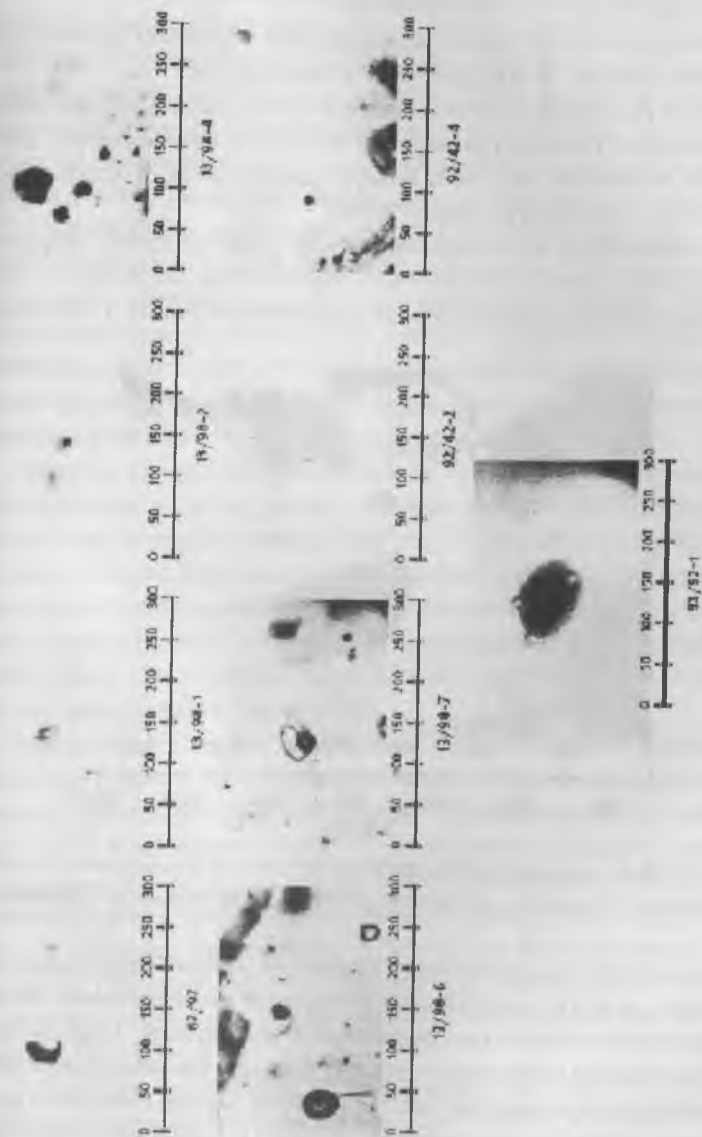


Рис. 4. Увеличенные фрагменты некоторых фотографий

светлые и более темные. Фазовая граница самих вакуолей прерывистая. В некоторых участках она более резкая.

Размер включений обеих разновидностей составляет десятки – первые сотни микрон, хотя встречаются и более мелкие.

Среди расплавных включений встречаются визуально однофазовые при комнатной температуре вакуоли с нечеткими ограничениями, в которых при нагревании до 1050°C обнаруживается газовый пузырек, исчезающий при температуре около 1200°C.

Особенностью изучаемых препаратов является почти постоянное присутствие в одних и тех же зонах плагиоклазов расплавных включений с высоким содержанием газовой составляющей (рис. 5, 13/98-4), иног

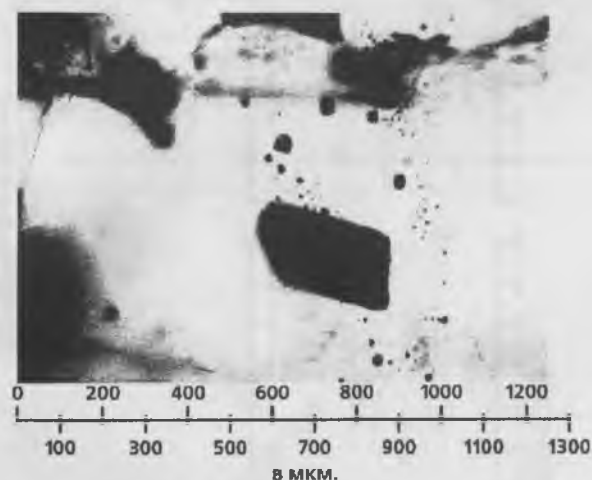


Рис. 5. 13/98-4 - типичное расположение включений во вкрапленниках плагиоклаза базальта. На врезке – первичные расплавные включения (г. Стравкина)

да они выглядят как существенно газовые включения гидротермальных растворов, реже газ располагается в интерстициях микролитов стекла и обнаруживается только при нагревании в виде пузыря. Гомогенизация таких включений происходит в газовую фазу при температурах, близких к гомогенизации по первому типу (в расплав). Состав газов нами не определялся, однако, по литературным данным [12], основными компонентами газов вулкана Кудрявый являются (в мол.%) $H_2O - 92.3 - 98.5$; CO_2

$- 2.8 - 0.5$; $H_2 - 1.3 - 0.1$; $SO_2 - 2.3 - 0.1$; $H_2S - 0.7 - 0.1$; $HCl - 0.75 - 0.1$; $HF - 0.06 - 0.01$. Концентрация воды варьирует от 92.3 до 98.5 мол.% соответственно в высоко- и низкотемпературных фумаролах. Концентрации SO_2 и H_2S уменьшаются с понижением температуры, причем содержание SO_2 выше, чем H_2S , во всех пробах. Похожие тренды изменения концентрации с температурой наблюдаются для HCl и HF . Если из состава газа исключить воду, концентрационные вариации которой зависят от степени разбавления грунтовыми водами, то окажется, что содержания HCl в высокотемпературных фумаролах достаточно стабильно – 8 – 10 мол.% оставшихся газов. Стабильность содержания HCl в высокотемпературных фумаролах указывает на изотермический источник газовой выделения. Изотопные отношения $\delta^{13}C$ близки к первично-магматическим значениям, с учетом того, что величина изотопного фракционирования CO_2 между силикатным расплавом и флюидом, по экспериментальным данным, составляет 4% по изотопу углерода [12].

Часто во вкрапленниках плагиоклаза присутствуют комбинированные включения, с самым разным соотношением фаз: прозрачное стекло, газовая фаза, минеральная фаза (апатит?). Эти включения распределены во вкрапленниках неравномерно и некоторые из них обнаруживают признаки термического воздействия уже после образования кристаллов. Они имеют прямоугольную, реже неправильную форму. Газовая фаза занимает не более 25% от объема вакуоли. Размер комбинированных включений составляет первые десятки мкм.

Вкрапленники в пироксенах (рис. 6, 93/56-1) содержат расплавные, комбинированные и минеральные включения. Среди минеральных различаются включения магнетита и апатита. Комбинированные представляют собой комбинации названных минералов со стеклом и газовыми пузырьками в различных объемных соотношениях (рис. 7, 93/56-2). Расплавные состоят из раскристаллизованного в различной степени стекла, газового пузырька, занимающего до 10% объема вакуоли и иногда – рудной фазы. Получить значение температуры гомогенизации для таких включений не удалось из-за интенсивного потемнения минерала при нагревании (до 1100°C).

Включения плагиоклазов гломеропорфировых сростков содержат следующие типы включений: газовые, расплавные, комбинированные, минеральные. Газовые включения в некоторых сростках - преобладаю-

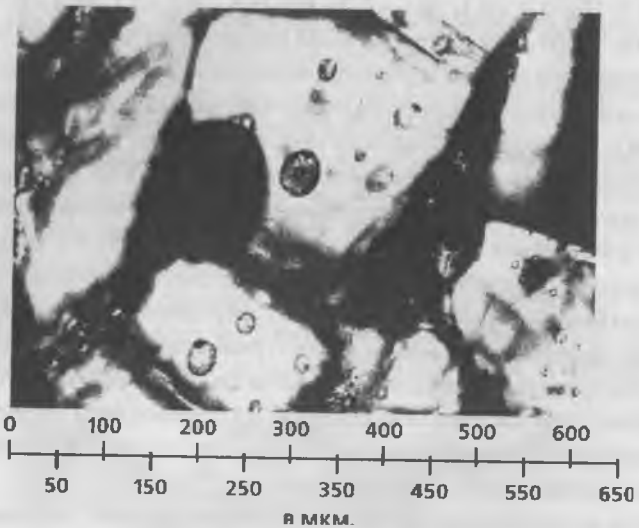


Рис. 6. 93/56-1 – первичные включения в пироксене базальта. Частично раскристаллизованное стекло, рудная фаза, газовый пузырек

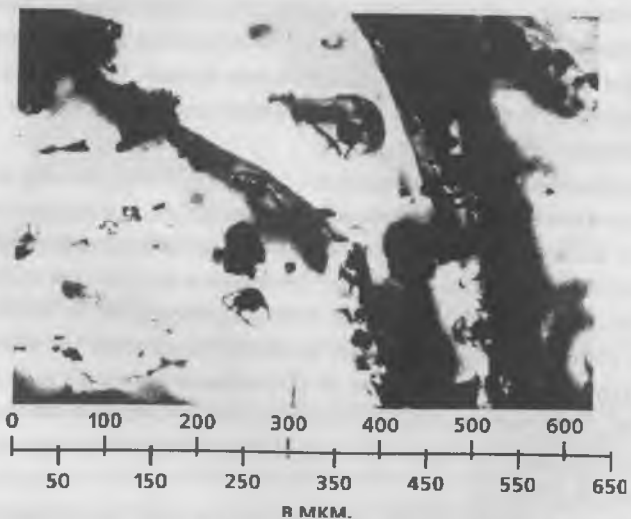


Рис. 7. 93/56-2 – вторичные расплавные и комбинированные включения в пироксене базальта. Частично раскристаллизованное стекло, минеральная и рудная фаза, газовый пузырек

ший тип включений (рис. 8, 92/42-5). Обычно они имеют удлиненно-овальную, трубчатую или каплевидную форму и неоднородное строение. Расплавные включения содержат прозрачное или бурое стекло и газовую фазу, объем которой может составлять от 5 до 20%. Комбинированные включения (рис. 9, 4- 1398-7) весьма разнообразны по объемным соотношениям и набору комбинаций: прозрачное стекло, бурое стекло, газ, апатит, рудный минерал. Минеральные включения представлены короткопризматическим апатитом, магнетитом или их скоплениями.

Температуру гомогенизации расплавных включений в анортите гломеропорфировых сростков не удалось измерить, что связано с чрезвычайной хрупкостью препаратов, хотя уверенно можно сказать, что в анортите она выше, чем в менее основных плагиоклазах. Однако удалось измерить температуру гомогенизации в кристалле анортита в центре вариоли (табл. 1).

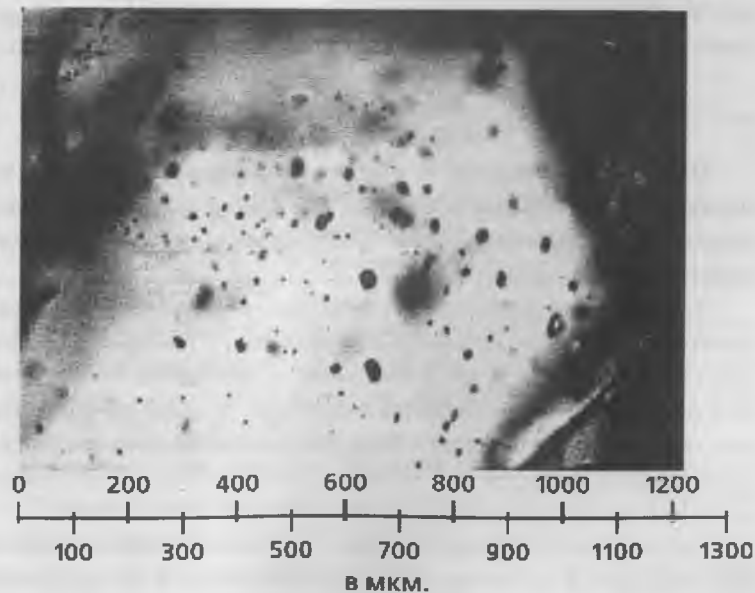


Рис. 8. 92/42-5 – типичное расположение включений в гломеропорфировых сростках плагиоклаза базальта (влк. Меньшой Брат)

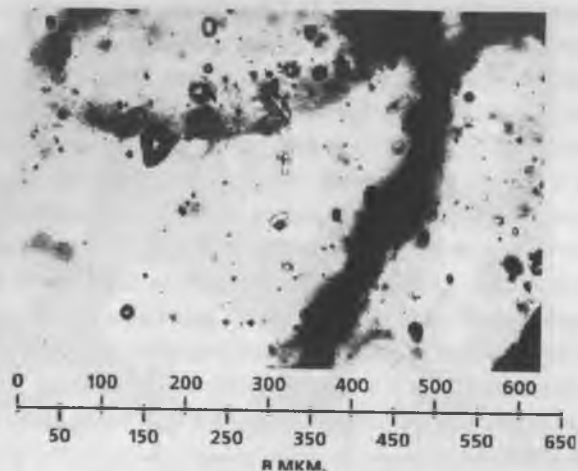


Рис. 9. 4- 13/98-7 – объемно-равномерное расположение газовых включений в гломеропорфировых сростках плагиоклаза базальта (влк. Меньшой Брат)

Обсуждение результатов

Визуально-оптические исследования включений в минералах вулканитов и анализ результатов термометрии включений (табл. 1) свидетельствуют о гетерогенном (расплав – газ) состоянии магмы в процессе кристаллизации.

Значительные градиенты температуры гомогенизации объясняются полигенностью вкрапленников плагиоклазов. Принимая во внимание агрегатное состояние среды и возможность завышения экспериментальной температуры гомогенизации включений, а также наиболее вероятные температурные пределы совместной кристаллизации анортита и диопсида, наиболее надежный температурный интервал базальтовой магмы в начальный период извержения составляет 1200 – 1250°C.

Несомненно постоянное насыщение магмы летучими компонентами, что фиксируется почти повсеместным присутствием во вкрапленниках включений ранних и поздних газовых включений. Падение температуры при кристаллизации, видимо, сопровождалось увеличением давления летучих при возможном снижении или постоянстве общего давления.

Таблица 1

Результаты гомогенизации включений во вкрапленниках вулканитов кальдеры Медвежьей

№№ обр.	Порода	Минерал	Температура гомогенизации, °С
92/42	Базальт	Плагиоклаз (лабрадор №57)	1170 - центр. часть 1190 - кр. часть
93/52	Базальт	Плагиоклаз (лабрадор №56) Пироксен	1170 - центр. часть 1250 - кр. часть больше 1100
М 4-13/98	Базальт	Плагиоклаз (андезин - лабрадор №50)	1240 - кр. часть
667/97	Плагиобазальт	Плагиоклаз (битовнит №85)	1240
369/95	Андезитовый базальт	Плагиоклаз (битовнит №85)	1250 - центр. часть 1230 - кр. часть
478/95	Андезитовый базальт	Плагиоклаз (лабрадор №57)	1210- центр. часть 1170 - кр. часть
93/53	Риолит	Плагиоклаз (андезин №46) Кварц	1320 950
770/97	Вариолит	Плагиоклаз (анортит №96)	1370 - 1420

Высокотемпературная генерация расплавных включений свидетельствует об отсутствии или незначительном количестве воды в системе их кристаллизации и о вероятности высокого давления при этом других летучих (CO₂; H₂; .SO₂; H₂S; HCl; HF).

Сложность состава природной системы и отсутствие экспериментальных данных о расплавах подобных составов не позволяют указать точные значения давления в магматической камере, однако, имеющиеся данные и сопоставление их с литературными [23] дают возможность приблизительно оценить давление в 1.25 - 3.4 кбар.

Результаты анализов стекол расплавных включений, минералов и некоторых лав приведены в таблице 2. Стекла включений в плагиоклазах характеризуются содержанием SiO₂ 50.79 - 74.56 мас. %. Содержа-

Химический состав (мас.%) пород, минералов и содержащихся в них стекол расплавленных включений
(вулк. Кудрявый)

Порода, минерал, стекло	Содержание окислов, масс. %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Вкрапленник плагиоклаза (P1 ₅₇) в плагиоклаз-пироксен-оливиновом базальте P _{92/42} , влк. Меньшой Брат	55.26	0.01	29.87	0.00	0.81	0.00	0.09	12.22	4.34	0.10	102.72
То же	70.03	0.84	14.92	0.00	4.35	0.00	0.65	4.96	1.16	1.50	98.42
Сликатное стекло включения											
Вкрапленник плагиоклаза (P1 ₅₆) в пироксен-оливин-плагиоклазовом андезитовом базальте P _{93/52} , влк. Меньшой Брат	57.34	0.04	27.55	0.00	0.80	0.00	0.07	11.99	4.32	0.26	102.38
То же	74.56	0.49	13.41	0.00	3.78	0.00	0.64	6.24	0.58	1.66	101.38
Сликатное стекло включения											
Пироксен-оливин-плагиоклазовый андезитовый базальт P _{93/52}	55.83	0.78	16.57	P ₂ O ₅ 0.09 Пл.п. 0.95	8.80*	0.19	4.43	9.097	2.50	0.57	100.27
Вкрапленник плагиоклаза (P1 ₈₅) в плагиобазальте 667/97, г. Стравянка	47.12	0.06	33.05	0.00	0.77	0.00	0.09	17.24	1.45	0.02	99.80
То же	52.89	0.75	17.28	0.00	10.92	0.00	3.93	9.42	3.63	0.40	99.23
Сликатное стекло включения											
То же	50.79	0.49	18.16	0.00	6.86	0.00	2.01	12.51	2.78	0.48	94.09
Сликатное стекло включения											

Таблица 2 (продолжение).

Минерал	Содержание окислов, масс. %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Вкрапленник плагиоклаза (P1 ₅₇) в пористом авгит-гиперстен-плагиоклазовом андезитовом базальте 478/95, влк. Меньшой Брат	53.87	0.04	30.07	0.00	0.88	0.00	0.10	11.99	4.09	0.11	101.16
То же	70.07	1.09	12.04	0.00	4.96	0.00	1.05	3.60	1.02	2.39	95.93
Сликатное стекло включения											
Авгит-гиперстен-плагиоклазовый андезитовый базальт 478/95	56.96	0.768	16.00	P ₂ O ₅ 0.10 Пл.п. 0.00	6.28*	0.18	4.28	8.052	2.6	0.503	100.32
Вкрапленник плагиоклаза (P1 ₅₀) в пироксен-оливин-плагиоклазовом андезитовом базальте М-4-13/98, г. Стравянка	52.04	0.04	26.45	0.00	0.78	0.00	0.00	9.92	4.90	0.12	94.24
То же	63.97	0.60	14.36	0.00	3.47	0.08	0.50	5.76	1.15	1.40	91.29
Сликатное стекло включения											
Вкрапленник плагиоклаза (P1 ₆₆) в пористом плагиоклаз-оливин-гиперстеновом андезитовом гнапобазальте P478/95, влк. Меньшой Брат	51.31	0.01	30.84	0.00	0.71	0.00	0.00	13.52	3.03	0.08	99.49
То же, вкрапленник пироксена	53.95	0.52	1.80	0.00	17.07	0.48	19.7	4.71	0.75	0.60	99.58
То же, вкрапленник оливины	40.50	0.01	0.00	0.00	12.48	0.21	44.7	0.12	0.05	0.00	98.07

Таблица 2(окончание).

Минерал	Содержание окислов, масс. %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Вкрапленный плагиоклаз (P1 ₄₆) в риолите P-93/53 - (вулк. Меньшой Брат)	56.99	0.01	28.60	0.00	0.68	0.00	0.03	9.72	5.86	0.12	102.03
То же	59.11	0.71	20.94	0.00	6.36	0.00	2.55	6.27	3.64	0.83	100.41
Силикатное стекло включения	74.51	0.32	12.06	0.00	1.49	0.05	0.00	1.43	0.15	1.27	91.28
То же, вкрапленник кварца:силикат ное стекло включения	75.16	0.35	12.38	0.00	1.68	0.07	0.00	1.20	2.18	2.34	95.36
Риолит P-93/53	74.55	0.43	12.12	P ₂ O ₅ 0.05 П.п.п. 0.51	3.24*	0.09	0.58	2.43	3.87	1.57	100.17
Вкрапленный плагиоклаз (P1 ₉₆) в центре вариолы - 770/97	45.78	0.01	36.16	0.00	0.53	0.00	0.07	19.98	0.57	0.01	103.11
То же силикатное стекло включения	50.49	0.01	23.77	0.00	9.41	0.00	4.86	12.58	1.47	0.21	102.81

Примечание: * - все железо определено как FeO

ния TiO₂, Na₂O, CaO, FeO снижаются, а K₂O повышается по сравнению с минералом-хозяином и с повышением кислотности расплава. Интересно, что при сравнении состава закаленного стекла расплавленного включения в кварце риолита (P 93/53) намечается аналогичная зависимость.

Петрографические и минералогические особенности образцов, изучение включений и составов стекол закаленных включений приводят к выводу о том, что основную массу плагиоклазов составляют генерации, не являющиеся продуктами кристаллизации расплава, соответствующего составу вмещающего их вулканита.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проект № 01-05-96913.

Список литературы

1. Дуничев В.М. Эволюция вулканогенного рудообразования курильских островов с позднего миоцена до ныне / Эволюция вулканизма в истории Земли / Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума / Москва 1973, с. 303 – 304.
2. Пискунов Б.Н. Эволюция состава и условия формирования вулканогенных образований Большой Курильской гряды / Эволюция вулканизма в истории Земли / Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума / Москва 1973, с. 154 – 155.
3. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Основные черты позднемиоценового и кайнозойского вулканизма Курильских островов / Эволюция вулканизма в истории Земли / Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума / Москва 1973, с. 155 – 156.
4. Федорченко В.И. Эволюция вулканизма Курильской островной дуги / Эволюция вулканизма в истории Земли / Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума / Москва 1973, с. 151 – 153.
5. Петраченко Е.Д., Петраченко Р.И. Пирокластиты основного состава Курильской гряды / Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока / Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 117 – 128.
6. Масуренков Ю.П. Генерация плагиоклазов в вулканических породах. / Биол. Вулканол. Станции. №48. М., Наука, 1972, с. 51 – 55.
7. Масуренков Ю.П. Минеральные ассоциации и вещество коры и мантии в орогенных вулканитах. / Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 199 – 222.
8. Бакуменко И.Т., Попова Н.М., Красов Н.Ф., Шугурова Н.А. Изучение процессов вулканизма по включениям. / Генетические исследования в

- минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 75 – 85.
9. Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. / Петрогенезис под вулканами. М: Недра, 1979, 197 с.
 10. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной пачифики. Владивосток: Дальнаука, 1999, 218 с.
 11. Бочарников Р.Е., Князик В.А., Штейнберг А.С., Штейнберг Г.С. Эмиссия газов, рудных и петрогенных элементов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова. / ДАН, 1998, том 361, №5, с. 671 – 674.
 12. Коржинский М.А., Ткаченко Р.Е., Бочарников Р.Е., Шмулович К.И. Магматическая дегазация и минералообразование на вулкане Кудрявый. / Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М., Наука, 1998, с. 143 – 168.
 13. Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Полевошпатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов. В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., 1969, с. 64 – 67.
 14. Селянгин О.Б. Структурные особенности и генезис некоторых типов кристаллических включений в вулканитах Камчатки. В кн.: Геодинамика, вулканизм и гидротермальные процессы. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 217 – 218.
 15. Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. / Петрогенезис под вулканами. М: Недра, 1979, 197 с.
 16. Масуренков Ю.П. Включения в вулканических породах и проблема возникновения расплавов. – В кн. Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 43 – 44.
 17. Масуренков Ю.П., Ермаков В.А. Очаги генерации магм в Дзэндзур-Жупановской группе вулканов на Камчатке. – В кн. Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 37.
 18. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. / Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М. - Недра, 1997, 248 с.

ВКЛЮЧЕНИЯ В КОРУНДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕЗАМЕТНОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Э. Г. Одариченко

В работе приведены оригинальные материалы по исследованию включений в корундах из россыпи месторождения Незаметное. Выполнены химические анализы корунда и минеральных включений. На основании установленной ассоциации минеральных фаз включений – колумбита, альбита, циркона, цинксоодержащего герцинита, рутила, и состава стекол сделан вывод о том, что источником исследованных корундов являются гранитоиды, широко развитые в юрском аккреционном комплексе Сихотэ-Алиня.

The unique data on study of the inclusions in corundum from the placer deposit Nezametnoye are presented in this work. Chemical analyses of the corundum and mineral inclusions are carried out. The mineral association of following mineral inclusions: columbite, albite, zircon, zinc-bearing hercynite, rutile and the glasses composition are determined. On the basis of data obtained the conclusion was made that the granitoids wide spreaded in Jurassic accretionary complex of Sikhote-Alin is the source of corundum under discussion.

Единственное в России россыпное месторождение ювелирного корунда и циркона (гиацинта) находится в Красноармейском районе Приморского края (прииск Незаметный).

Проблема происхождения корунда всегда привлекала внимание исследователей, но до сих пор остается дискуссионной. Корунд - обычный минерал различных богатых глиноземом пород, гранитоидов, нефелиновых сиенитов, метасоматитов, он также известен в богатых глиноземом ксенолитах в различных магматических породах. В настоящее время существует несколько точек зрения на генезис корундов и его ювелирных разновидностей.

Одна из них основана на частой пространственной совмещенности проявлений базальтового магматизма и россыпных месторождений корунда. Среди щелочных базальтов, известных в мире, встречаются раз-

новидности с высоким содержанием корундов, которые, вероятно, являются источником образования россыпных месторождений рубина и сапфира [7, 8, 9].

В данном исследовании сделана попытка выяснить типоморфную информативность включений в корундах. Известно, что включения представляют собой источник фактов для расшифровки геологических процессов. Они являются реальными, а иногда и единственными образцами флюидов, которые существовали на некотором отрезке геологической истории. Включения представляют собой важный инструмент в определении температуры, давления, плотности и состава флюидов, при которых формировались и преобразовывались породы.

Включения, содержащиеся в корундах, изучались под микроскопом в полированных полистироловых шашках при 100 – 1000-кратном увеличении. Определялись форма, размеры, фазовый состав, количество и закономерности распределения включений в кристаллах корунда. Минеральные включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A В.И. Сапиным (ДВГИ ДВО РАН), а фазы первичного расплавленного включения – на рентгеновском микроанализаторе JEOL JXA-8900 С.В. Высоким (ДВГИ ДВО РАН) в Ocean Research Institute, University of Tokyo.

Геологический очерк месторождения

Район месторождения расположен в центральной части юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня, сложенного осадочными породами и многочисленными магматическими телами мезозойских и кайнозойских пород как кислого, так и основного – ультраосновного состава.

Кайнозойские отложения слагают северо-западную и центральную часть площади месторождения. Они представлены преимущественно гравелитами, конгломератами, реже песчаниками и аргиллитоподобными глинами. Конгломераты и гравелиты слабо диагенезированные, гравийно-галечные, с песчано-глинистым наполнителем, с редкими валунами. Гравийно-галечный материал (50 – 60%, в гравелитах до 40%) хорошо окатан, в его составе преобладают галька и гравий кремнистых и эффузивных пород, отмечаются окварцованные песчаники и алевролиты. Цемент – пестроцветный песчано-глинистый материал, по цвету которого (грязно-белый, зеленоватый, синеватый, оранжевый до краснова-

того) коренные породы отличаются от перекрывающих четвертичных отложений, имеющих преимущественно бурую и серую окраску. Аргиллитоподобные глины отмечаются в виде редких непротяженных линз, иногда в них отмечаются включения бурого угля, древесных остатков. Породы слабо диагенезированы, глины пластичные, плохо размокают. Промывистость глин очень плохая.

В юго-восточной части площади развиты палеозойские отложения, распространенные в междуречье Черной речки – Кедровки, на левобережье р. Кедровки и в нижнем течении р. Черной речки. Они представлены толщей туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоконгломератов, непосредственно на месторождении это сравнительно тонкое переслаивание серых, серо-зеленоватых, трещиноватых туфопесчаников и туфоалевролитов.

Четвертичные образования представлены различными генетическими типами: аллювиальными, пролювиальными, делювиальными и элювиальными. Мощность их на площади месторождения в борту долины 3.0 – 5.0 м. По данным палинологических анализов, они подразделяются на среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные.

Среднечетвертичные отложения выполняют наиболее углубленные части долины р. Кедровки и повсеместно перекрыты более поздними аллювиальными образованиями. Мощность их сравнительно невелика и не превышает 10.0 м. Это гравийно-галечные отложения с песком, редкими валунами с примесью глины (15 – 25%, местами до 60 – 70%).

Верхнечетвертичные отложения выполняют пойменные части долин и перекрывают сивелированные надпойменные террасы. Они представлены гравийно-галечниковыми и гравийно-песчанистыми отложениями с примесью до 10 – 15% глины, а также линзами и прослоями ила, глины и перекрываются в верхней части слоем плотной вязкой глины мощностью до 5 – 7 м. Мощность верхнечетвертичных отложений непостоянная и изменяется от первых метров до 20.0 м.

Современные образования распространены в пойменной части долин водотоков, мощность их от 1.0 до 5.0 м. Представлены они преимущественно торфом, глиной, реже – гравийно-галечными отложениями.

Осадочные породы прорываются многочисленными магматическими телами как кислого, так и основного – ультраосновного состава. Предыдущими геологическими съемочными и поисковыми работами пло-

щади, занятые кайнозойскими базальтоидами, исключались из этих работ, так как, по существовавшим тогда представлениям, они рассматривались как бесперспективные. Однако известно, что многочисленные проявления ювелирных камней пространственно тяготеют именно к площадям выходов базальтоидов. Базальты района относятся к щелочным оливиновым разностям. Основная масса сложена авгитом, нефелином, калишпатом, плагиоклазом и оливином. Вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином и титан-авгитом. Дайки базальтов и габброидов имеют мощность от долей метра до 1-1,5 м. Наиболее распространенными интрузивными образованиями района являются жилы и тела мезозойских среднезернистых биотитовых и мусковитовых гранитов, гранит-порфириров, аляскитов и плагиогранитов.

Описание кристаллов корунда и их фрагментов.

Корунды россыпного месторождения Незаметное представлены в разной степени окатанными кристаллами и их обломками, размером до 20 мм. Кристаллы имеют боченковидный (комбинация гексагональной дипирамиды, призмы и пинакоида), пластинчатый и таблитчатый облик. Часто деформированы и корродированы, искаженные, уплощенные кристаллы имеют в сечении, перпендикулярном пинакоиду, очертания ромба. Поверхность полированная, блестящая или матовая. Характерна отдельность по пинакоиду, реже по ромбоэдру. Излом неровный, ступенчатый. Поверхности плоскостей отдельности гладкие, блестящие, на них часто наблюдается тонкая штриховка в двух, реже в трех направлениях под углом 60° . Блеск стеклянный, иногда жирный, на плоскостях отдельности (параллельно пинакоиду) - перламутровый. Цвет фиолетовато-синий, серовато-синий, синий, голубой, зеленовато-синий, сине-зеленый, зеленый, желтовато-зеленый, серовато-зеленый, коричневый, зеленовато-коричневый, серый. Тон от очень светлого до темного. У некоторых камней (чаще синих) наблюдается отчетливый плеохроизм. Встречены прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные корунды. Окраска часто зональная, пятнистая, полихромная, например, кристалл с желтой центральной частью, средней зеленой и самой широкой ярко-синей краевой зоной. В разрезах, параллельных пинакоиду, наблюдается ростовая зональность - чередование разноокрашенных полос с резкими границами, повторяющими грани кристалла. Синие камни чаще всего имеют бочен-

ковидный облик, коричневые - таблитчатый. Характерна «шелковистость», вызванная включениями игл рутила, встречаются камни с эффектом астеризма. Такие камни обычно коричневые, зеленовато-коричневые, жемчужно-серые. Встречаются синие камни (короткие гексагональные призмы, являющиеся скорее всего обломками боченковидных кристаллов), у которых на поверхностях отдельности, расположенных параллельно пинакоиду, видны шестилучевые звезды (угол 60°) коричневатого цвета, совпадающие с элементами симметрии. Часто включения видны невооруженным глазом.

Включения в корундах

На основании визуально-оптического изучения включений в корундах месторождения Незаметного выделяются следующие типы включений:

- 1) первичные расплавные;
- 2) вторичные расплавные;
- 3) минеральные;
- 4) газово-жидкие, газовые.

Первичные расплавные включения в корундах месторождения Незаметного встречаются крайне редко. В основном, они располагаются в центральных частях кристаллов, согласно зонам роста последних. Чаще всего включения этого типа имеют овальную, иногда уплощенную форму, редко изометричную. Они состоят из прозрачного стекла и газового пузырька (рис. 1), иногда содержат одну или несколько минеральных фаз. Так, крупное, размером около 500 микрон (рис. 2) первичное расплавное включение содержит, кроме стекла и газа, в качестве минералов-узников шпинель, титаномагнетит и магнетит (таблица 1). В большинстве случаев объем газового пузырька составляет 30-35%, иногда 20-25% от объема вакуоли. Границы вакуолей с минералом-хозяином тонкие, прерывистые, часто неровные. Размер первичных расплавных включений варьирует от первых мкм до первых сотен мкм, преобладают включения размером 20-50 мкм. Включения этого типа почти всегда окружены вторичными включениями, которые образуют дактилотипные структуры, в англоязычной литературе им соответствует термин «fingerprint».

Вторичные расплавные включения в корундах более обычны, по срав-

нению с первичными. Они располагаются в краевых зонах, сопутствуют трещинам, либо окаймляют первичные расплавные и минеральные включения. Включения, которые находятся на периферии и вблизи трещин, состоят из прозрачного стекла, одного или нескольких газовых пузырьков, иногда содержат минеральную фазу. Объем газовой фазы в них изменяется незначительно и составляет не более 15% от объема самой вакуоли. В качестве минеральной составляющей этих включений отмечены, по крайней мере, две, отличающиеся между собой по оптическим характеристикам – одна из них непрозрачная под микроскопом, чаще всего субквадратной формы (по-видимому, рудный минерал), другая – прозрачная, удлиненно-призматической формы (циркон). Среди форм вторичных расплавных включений преобладает изометричная, удлиненная, округлая. Границы между вторичными расплавными включениями и минералом-хозяином четкие, ровные. Размер включений этого типа составляет от первых десятков мкм до первых сотен мкм.

В большинстве случаев корунды месторождения Незаметное содержат следующие диагностированные минеральные включения: рутил, альбит, цинксоодержащий герцинит, колумбит и циркон.

Рутил присутствует в виде тонких игл различной длины, скрещивающихся друг с другом в трех различных направлениях под углами $60/120^\circ$ (рис. 3).

Альбит (таблица 2) образует бесцветные прозрачные кристаллы идиоморфной, либо неправильной формы, их размер достигает 70 мкм (рис. 4).

Одно из прозрачных включений неправильной формы оказалось стеклом (таблица 2).

Цинксоодержащий герцинит (таблица 3) присутствует в виде октаэдрических и ромбо-додекаэдрических кристаллов черного (крупный кристалл) и зеленоватого (тонкий кристалл) цвета размером от 40 мкм до 0,3 мм (рис. 5). Часть кристаллов герцинита имеет оторочку из бесцветного корунда, ширина которой составляет не более 0,01 мм.

Колумбит (таблица 4) образует таблитчатые кристаллы коричневого до черного цвета, их размер варьирует от 0,07 мм до 0,8 мм (рис. 6).

Включения бесцветного циркона, которые были определены по оптическим характеристикам, имеют призматическую или округлую форму, их размер варьирует от 20 до 100 мкм (рис. 7).

Газово-жидкие включения в исследованных корундах довольно обыч-



Рис. 3. Включения рутилового шелка в корунде из россыпи месторождения Незаметное. Увеличение $\times 400$.



Рис. 4. Включения альбита в корунде из россыпи месторождения Незаметное. Увеличение $\times 100$.

Таблица 2

Химический состав включений альбита и стекла в корундах месторождения Незаметное (микронзондовый анализ)

	Минерал	мас. %							
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	альбит	65,71	0,01	22,01	0,00	2,06	10,24	0,94	100,97
2	альбит	65,18	0,05	20,62	0,00	1,45	10,06	1,65	99,01
3	стекло	63,69	10,60	20,15	0,06	0,12	1,28	5,70	101,60

1. $(\text{Na}_{0.87}\text{K}_{0.06})_{0.93}\text{Ca}_{0.1}\text{Al}_{1.13}\text{Si}_{2.87}\text{O}_8$;

2. $(\text{Na}_{0.88}\text{K}_{0.1})_{0.98}\text{Ca}_{0.07}\text{Al}_{1.08}\text{Si}_{2.91}\text{O}_8$.

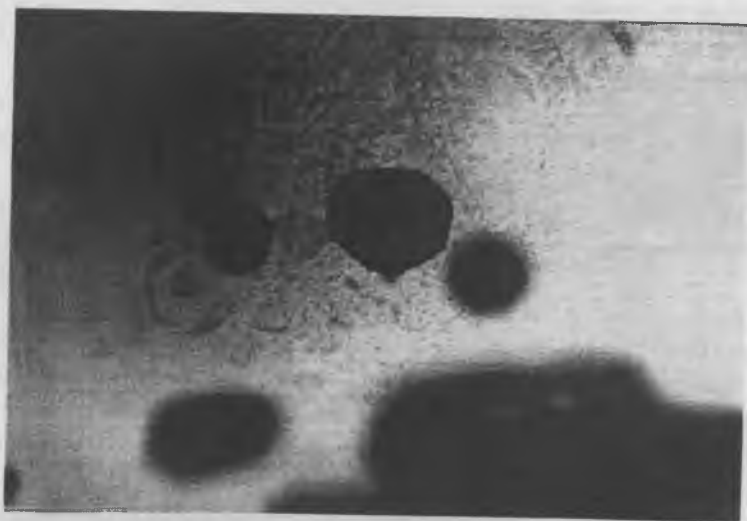


Рис. 5. Включения цинксодержащего герцинита в корунде из россыпи месторождения Незаметное. Увеличение x200.

Таблица 3

Химический состав включений цинксодержащего герцинита в корундах месторождения Незаметное (микронзондовый анализ)

	Минерал	мас. %						Сумма
		TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	
1	цинксодержащий герцинит	0,01	55,09	36,29	1,48	3,16	5,53	101,56
2	цинксодержащий герцинит	0,01	53,07	36,07	1,50	3,16	5,32	99,13
3	цинксодержащий герцинит	0,01	51,01	35,74	1,39	3,04	4,92	96,11

1. $(\text{Fe}_{0.88}\text{Mn}_{0.04}\text{Mg}_{0.14}\text{Zn}_{0.12})_{1.18}\text{Al}_{1.88}\text{O}_4$;

2. $(\text{Fe}_{0.90}\text{Mn}_{0.04}\text{Mg}_{0.14}\text{Zn}_{0.12})_{1.2}\text{Al}_{1.87}\text{O}_4$;

3. $(\text{Fe}_{0.93}\text{Mn}_{0.04}\text{Mg}_{0.14}\text{Zn}_{0.11})_{1.22}\text{Al}_{1.85}\text{O}_4$.



Рис. 6. Включение циркона в корунде из россыпи месторождения Незаметное. Увеличение x100.

Таблица 4

Химический состав включений колумбита в корундах месторождения Незаметное (микронзондовый анализ)

			мас. %						
			FeO	MgO	MnO	TiO ₂	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Сумма
1	колумбит	центр зерна	16,35	0,31	4,09	1,06	5,75	73,70	101,26
		край зерна	16,47	0,34	3,91	1,16	6,40	72,97	101,25
2	колумбит	центр зерна	15,65	0,86	3,49	2,81	3,22	74,42	100,45
		край зерна	15,69	1,01	3,36	2,59	3,30	74,43	100,38
3	колумбит	центр зерна	16,11	1,26	2,36	4,21	3,32	73,26	100,52

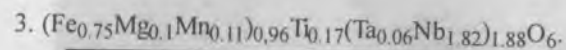
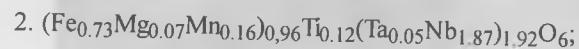
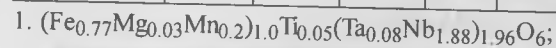


Рис. 7. Включения колумбита в корунде из россыпи месторождения Незаметное. Увеличение $\times 200$.

ны, характеризуются округлой близкой к овалу формой. В основном, они приурочены к трещинам и кулисообразным трещинным зонам. Эти включения состоят из жидкой и газообразной углекислоты, иногда содержат одну или несколько неидентифицированных минеральных фаз. Объем газового пузырька составляет 10-15% от объема вакуоли. Границы между включениями и корундом-хозяином четко выраженные, ровные. Обычно с включениями ассоциируют однофазовые включения, содержащие углекислоту в виде жидкости или газа, что является свидетельством вскипания углекислотных растворов. Размер газово-жидких и сопутствующих им однофазовых включений составляет десятки мкм.

Термометрические исследования

Термометрические опыты с расплавленными включениями проводились в муфельной печи, сконструированной в лаборатории И.Д. Рябчикова, методом закалки. Из имеющихся в наличии образцов корунда были отобраны те, которые содержали надежно первичные расплавленные включения, размером до 10 мкм. Подплавление стекла, заметное по смещению и уменьшению газовых пузырьков, для первичных расплавленных включений наблюдалось при температуре 1250°C, для вторичных расплавленных включений – при температуре 800°C. Нагревание осуществлялось в течение 8-10 часов при атмосферном давлении до температуры 1490°C (практически на пределе технических возможностей термпары), но эта температура оказалась недостаточной для того, чтобы можно было наблюдать гомогенизацию расплавленных включений и зафиксировать, соответствующий ей интервал температур. Можно лишь говорить о том, что она выше этой температуры, а также по количеству и степени растворения газовой фазы в первичных и вторичных расплавленных включениях естественно предположить, что первыми гомогенизируются вторичные.

Обсуждение результатов.

Как уже отмечалось выше, эта работа является первым этапом в решении проблемы коренного источника корундов из россыпи месторождения Незаметное. На основании проведенного изучения включений, которые содержатся в исследованных корундах, можно сделать следующие выводы.

На основании установленной ассоциации минеральных включений (колумбит, альбит, цинксоодержащий герцинит, циркон, рутил и кислое

стекло) можно однозначно утверждать, что источником исследованных корундов являются редкометалльные пегматиты, грейзены и метасоматиты, связанные с гранитоидными телами, широко развитыми в районе [2].

Природные стекловатые включения обычно рассматриваются как закаленные расплавы и считается, что их состав характеризует состав расплава на стадии кристаллизации минерала – хозяина. Частично раскристаллизованные включения (таблица 1) представляют собой микро-систему, «замороженную» на определенной стадии раскристаллизации [3]. В этих включениях соотношения объема кристаллических фаз и стекла бывают самыми разными, но во всех случаях ассоциирующее с кристаллическими фазами стекло принято называть остаточным, имея в виду состав расплава, оставшегося после выделения из магмы наиболее тугоплавких минералов. Стекла в незаметных корундах соответствуют граносиенит-гранодиоритовому составу магмы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 01-05-96913.

Список литературы

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 5. С. 19-29
2. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцитонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
3. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. Калиевый щелочной магматизм Байкало-становой рифтогенной системы. – Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1990. 239 с.
4. Минералогия Приазовья / О.И. Калашников, ред. Киев: Наукова думка, 1981. С. 60-95
5. Минералы. Справочник. М.: Наука, 1967. Т. II, вып. 3. 678 с.
6. Gubelin Eduard J., Koivula John I. Photoatlas of inclusions in gemstones. Zurich: ABC Edition, 1997. 536p.
7. Schwarz Dietmar, Kanis Jan and Schmetzer Karl. Sapphires from Antsiranana Province, Northern Madagascar // Gem & Gemology. 2000. V.36, №3. P. 216-233.
8. Smith Christopher P., Kammerling Robert C., Keller Alice S., Scarratt Kenneth V., Khoa Nguyen Dang and Repetto Saverio. Sapphires from Southern Vietnam // Gem & Gemology. 1995. V.31, №3. P. 168-186.
9. Themelis Ted. The heat treatment of ruby and sapphire. USA: First Limited Edition, 1992. 236 p.

ВКРАПЛЕННИКИ ПЛАГИОКЛАЗА В БАЗАЛЬТАХ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И МУТНОВСКИЙ (ЮГ КАМЧАТКИ) И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Л.Н.Хетчиков, А.А.Чащин, В.А.Пахомова, Э.Г.Одариченко

Приведена характеристика двух генераций вкрапленников плагиоклазов в базальтах изученных вулканов и установлено наличие в них двух разновозрастных групп расплавных включений, отличающихся по фазовому составу, форме и размерам. По температурам гомогенизации расплавных включений и по данным, полученным с помощью различных природных геотермометров, установлены температуры кристаллизации вкрапленников плагиоклазов, показаны изменения этих температур в процессе кристаллизации базальтов. Газово-хроматографическим методом определен состав газовой фазы включений в плагиоклазах, установлены различия этого состава для минералов вулканов Горелый и Мутновский. Микрорентгеноспектральным анализом определен состав силикатных стекол расплавных включений. Установлены его значительные отличия от состава минерала-хозяина и валового состава пород. Сделано заключение, что во включениях консервируется только часть исходного расплава, обедненная компонентами, за счет которых образуются вкрапленники и обогащенная соединениями, не входящими в их состав. Микрорентгеноспектральным анализом определен состав силикатных стекол основной массы базальтов. Показаны общие особенности и различия составов этих стекол со стеклами расплавных включений, а также валовым составом базальтов. Выявлены различия составов стекол основной массы базальтов вулканов Горелый и Мутновский. Обсуждаются условия формирования базальтов вулканов Горелый и Мутновский.

Постройки вулканов Мутновский и Горелый находятся в пределах Мутновского вулканического поля, которое расположено вблизи северной границы Южно-Камчатской зоны на стыке ее Восточной и Центральной подзон. Расстояние между рассматриваемыми вулканами 12-15 км. Однако при общей близости пространственного и структурного положения составы практически одновременно излившихся из них одноименных лав существенно отличаются. Так, базальты вулкана Мутновский являются типичными представителями островодужной толеитовой серии с низким содержанием щелочей и высокой железистостью, в то

время, как лавы вулкана Горелого относятся к породам, как нормальной, так и повышенной щелочности известково-щелочной серии. В целом, в геологической литературе достаточно детально освещены вопросы петрографии, минералогии и геохимии пород вулканов Мутновский и Горелый [4, 5, 7, 8, 10]. Вместе с тем в этой литературе практически нет данных о физико-химических условиях кристаллизации пород этих вулканоструктур. В решение этой проблемы важное место занимает исследование породообразующих минералов (плагноклаза, пироксена, оливина и т. д.) переменный состав которых служит хорошим индикатором физико-химических условий кристаллизации расплавов. В связи с этим, нами было проведено комплексное изучение минералов-вкрапленников в базальтах вулканов Мутновский и Горелый. В частности, для оценки флюидного режима, существовавшего в момент кристаллизации базальтов, с помощью газовой хроматографической методикой был изучен состав летучих компонентов окклюдированных в лейкократовых и темноцветных минералах. Значительное внимание также было уделено определению температурного режима формирования вулканитов с помощью различных природных геотермометров и определения температур гомогенизации расплавных включений в минералах. Одновременно с помощью микроскопа изучался состав силикатных стекол расплавных включений и содержащих их минералов, а также состав стекол основной массы базальтов. В процессе исследований основное внимание было уделено плагноклазам, так как последние являются наиболее распространенными минералами-вкрапленниками и чаще всего содержат многочисленные расплавные и флюидные включения. В результате их изучения были получены новые данные об условиях кристаллизации вкрапленников плагноклазов в рассматриваемых базальтах, а также об изменении этих условий во времени и пространстве. Эти сведения и являются основой представленной статьи.

Краткие сведения о строении вулканов и петрографии базальтов

Вулкан Горелый относится к типу сложных кальдерных структур. В истории его развития установлены три крупных этапа вулканической активности. Первый этап (средний плейстоцен, докальдерный период), связан с формированием древней постройки вулкана, имеющего щитооб-

разную форму и сложенного разнообразными по составу породами от базальтов до дацитов. В настоящее время от некогда мощных потоков этих пород сохранились только единичные фрагменты в уступах кальдеры. На втором этапе вулканической активности центра (поздний плейстоцен) происходит серия катастрофических извержений пироклаستيкулы с формированием обширного игнимбритового плато, площадью 600 км² [5], а в центральной части щитового вулкана появляется кальдера размером 13х12 км. По данным тефрохронологических исследований это произошло 33-34 тыс. лет назад [10]. Третий этап (поздний плейстоцен - голоцен) связан с формированием в центральной части кальдеры современной вулканической постройки, представляющей собой хребет, вытянутый в западно-северо-западном направлении. В его строении принимают участие три конуса длительно действующих стратовулканов (Горелый I-III), а также многочисленные шлаковые конуса побочных прорывов. Современная постройка сложена изученными нами базальтами, а также андезито-базальтами и андезитами.

Вулкан Мутновский представляет собой сложное хребтообразное сооружение, состоящее из четырех слившихся между собой двойных стратовулканов, строение которых осложнено побочными шлаковыми конусами и излившимися из них лавовыми потоками. Формирование Мутновского вулканического массива началось в среднем плейстоцене, когда в северной его части образовался вулканический конус Мутновского-1. Преобладающими типами пород здесь являются базальты и андезито-базальты. К настоящему времени большая часть этой древней постройки разрушена.

Во второй этап сформирован довольно хорошо сохранившийся конус вулкана Мутновский II, породы на склонах которого представлены в основном базальтами.

Следующий этап развития вулканического центра связан с образованием третьей постройки - Мутновский III, расположенной между вершинами двух ранее сформированных сооружений. Состав слагающих эту постройку пород варьирует от базальтов до андезито-дацитов, при доминирующем значении базальтов. Четвертый этап активной вулканической деятельности Мутновского приходится на начало голоцена, когда на юго-западном склоне вулкана Мутновский III образовался новый конус Мутновский IV, с кратером - кальдерой, диаметром 1,3 км. Последней, круп-

ной вспышкой активности вулкана Мутновский является эксплозивное извержение, сформировавшее так называемую Активную Воронку, сложенную гидротермально измененными базальтами, а также пирокластическим материалом андезито-базальтового состава [1]. Активная деятельность вулкана Мутновский продолжается и в настоящее время.

Как видно из приведенного выше описания особенностей строения вулканов, базальты довольно широко распространены в продуктах извержений вулкана Горелый и являются доминирующими среди пород вулкана Мутновский.

Детальная петрографическая и минералогическая характеристика базальтов вулканов дана в ряде работ [2, 4, 7, 8, 10], поэтому ниже рассматривается реферативно, причем основное внимание обращено на плагиоклазы, являющиеся главными объектами наших исследований.

Базальты вулкана Горелый макроскопически представляют собой светлосерые, темносерые, либо черного цвета породы, с массивной или пористой текстурной, порфировой, субпорфировой, реже афировой структурой. В составе древней постройки вулкана встречаются только плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты. Причем последние два минерала распространены в древних базальтоидах весьма неравномерно. Базальты современной постройки более разнообразны по составу минералов-вкрапленников и текстурно-структурным особенностям. Здесь выделяются две основные петрографические разности пород: двупироксен-плагиоклазовые (с оливином) и оливин-плагиоклазовые (с орто-клинопироксеном). Иногда среди лав встречаются плагиоклазовые (с клинопироксеном) базальты и андезито-базальты. Преобладающими вкрапленниками во всех типах базальтов являются плагиоклазы. Они образуют таблитчатые, удлиненно-таблитчатые, шестоватые кристаллы размером от 0.3 до 3.5 мм. Состав плагиоклазов вкрапленников колеблется от лабрадора (An_{51-67}) до андезина (An_{41-49}). Кроме того, в плагиоклазовых базальтах установлен один вкрапленник плагиоклаза, имеющий более высокую основность и низкое содержание ортоклазового минерала ($An_{81}Ab_{18}Or_{0.3}$). Для крупных вкрапленников, как правило, характерна отчетливая зональность - их ядра сложены лабрадором, а периферийные зоны андезином. Нередко среди плагиоклазов изученных вулканитов можно выделить две генерации. Первая из них, обычно, представлена крупными зональными кристаллами с лабрадором в ядрах, а вто-

рая более мелкими, незональными кристалликами лабрадора с меньшим содержанием анортитовой составляющей, чем в крупных кристаллах или андезином. Характерной же особенностью вкрапленников является резорбирование как промежуточных, так и периферийных зон кристаллов. Плагиоклаз содержит микровключения клинопироксена, рудных минералов и силикатного стекла. В отдельных случаях плагиоклаз образует гломеропорфиновые скопления с клинопироксеном и оливином.

Клинопироксен (авгит) встречается в виде таблитчатых или шестоватых кристаллов, размером от десятых долей до 2.5 мм. Иногда кристаллы клинопироксена обнаруживают зональность, выражающуюся в увеличении ферросилитового и уменьшении волластонитового минерала от центра к периферии. Кристаллы содержат вроски плагиоклаза, рудных минералов, силикатного стекла. В некоторых образцах вокруг фенокристов авгита наблюдаются реакционные каймы из мелких зерен оливина.

Ортопироксен образует удлиненно-шестоватые или таблитчатые вкрапленники размером от 0.5 до 2 мм, сложенные бронзитом. Для него характерны слабая зональность и реакционные взаимоотношения с оливином.

Оливин в некоторых разностях базальтов является преобладающим среди вкрапленников, а в других относится к числу мало распространенных минералов. Кристаллы отличаются зональностью с колебаниями состава от хризолита в ядрах до гиалосидерита на периферии. Нередко содержат многочисленные включения хроммагнетита.

Рудные минералы также образуют в базальтах вкрапленники разных размеров, но чаще они накапливаются в виде микровключений в стекле основной массы пород. Среди них встречаются зерна титаномагнетита, нередко с низким содержанием титана и низкотитанистый ильменит, а также единичные кристаллы хроммагнетита.

Основная масса пород состоит из силикатного стекла, занимающего в некоторых их разностях небольшой объем и погруженных в него рудных минералов, микролитов плагиоклазов (лабрадор, андезин), нередко более кислых, чем во вкрапленниках, а также авгита, пижонита и оливина. Структура основной массы гиалопилитовая или интерсертальная.

Среди базальтов вулкана Мутновский по минеральному составу вкрапленников выделяется три разновидности: плагиоклаз-оливиновая, пла-

гиоклаз-клинопироксен-оливиновая и плагиоклазовая. Макроскопически это темносерые или черные, иногда с зеленоватым оттенком породы с массивной или пористой текстурой и порфировой структурой. Редко встречаемые среди пород вулкана плагиоклазовые базальты отличаются плитчатой отдельностью, афировой текстурой и мелкопорфировой структурой. Основным минералом - вкрапленником во всех разновидностях базальтов является плагиоклаз. Он образует удлинённо-таблитчатые кристаллы размером от десятых долей до 2,5 мм. По составу вкрапленники представлены битовнитом с меняющимся содержанием анортитовой составляющей и лабрадором. Нередко в плагиоклаз-клинопироксен-оливиновых базальтах встречаются крупные, как правило, раздробленные кристаллы анортита. Среди битовнит-лабрадоровых вкрапленников выделяется две генерации. Фенокристы первой генерации - довольно крупные (до 2,5 мм) кристаллы, которые обнаруживают слабую или отчетливую зональность. Центральные участки их зерен сложены битовнитом, а периферические - лабрадором. Плагиоклазы второй генерации представлены более мелкими (до 0,8 мм), незональными кристаллами лабрадора. Довольно часто центральные части кристаллов, а иногда и их промежуточные зоны резорбированы. Образующиеся при этом пустотки заполнены стеклом основной массы пород, рудными минералами и оливином. Плагиоклазы первой генерации иногда собраны вglomeropopфиновые скопления.

Оливин по составу отвечает хризолиту и отличается от оливинов вулкана Горелый большей магниезальностью и менее значительными колебаниями состава. Вкрапленники оливина нередко полностью замещены вторичными минералами. В отдельных образцах фенокристы окружены каймой рудного минерала. Количество вкрапленников оливина в базальтах колеблется от единичных зерен до 7%.

Клинопироксен присутствует в базальтах в виде разноразмерных таблитчатых вкрапленников и по составу классифицируется как авгит, характеризующийся небольшим разбросом содержаний волластонитового и ферросилитового компонентов. По содержанию CaO, FeO и TiO₂ он близок к авгиту из базальтов вулкана Горелый, отличаясь от последнего, главным образом, повышенной железистостью и глиноземистостью. Зерна пироксена нередко обнаруживают простое двойникование, содержат выделения рудного минерала. Рудные минералы - магнетит и титаномагне-

тит представлены двумя генерациями: относительно крупными ксеноморфными выделениями и мелкой сыпью в основной массе.

Основная масса базальтов состоит из переменного количества силикатного стекла, микролитов плагиоклаза, ксеноморфных зерен пироксена (авгит, пижонит), рудных минералов, а также иногда оливина. Структура основной массы микролитовая или интерсертальная.

Методика исследований.

Кроме петрографического изучения базальтов, определения их химического состава силикатным анализом, нами для определения состава газов, закапсулированных в породообразующих минералах, а именно, в плагиоклазе широко использовался газово-хроматографический анализ. Последний выполнялся Н.П. Коноваловой (ДВГИ) с помощью газового хроматографа ЛХМ-8МД по методике разработанной Ф. А. Летниковым, и Т. А. Шкарупа [6]. В процессе исследования вулканитов особое внимание было уделено изучению расплавных включений в минералах-вкрапленниках базальтов, опять таки преимущественно в плагиоклазах. Сначала производилось обзорное изучение включений в плоско-параллельных пластинках под микроскопом при увеличениях от 200 до 800 раз. При этом определялись формы, размеры, фазовый состав, количество и закономерности распределения включений в минералах. После этого производились опыты по определению температур гомогенизации расплавных, в основном двухфазовых, включений. Опыты осуществлялись в предварительно отградуированной муфельной печи конструкции ИГЕМ РАН с применением известного метода закалки. Общая длительность каждого опыта составляла 7-9 часов. T_{гом} включений определялись с точностью $\Delta 10^\circ\text{C}$. Параллельно с определением T_{гом} включений производились расчеты температур кристаллизации минералов вкрапленников в базальтах по плагиоклазовому термометру А. Кудо (А. Kudo) и Д. Вейла (D. Weill) [15], по пироксеновому геотермометру Д. Линдсли (D. Lindsley) [16]. Помимо упомянутых термометров применялась методика, предложенная В. Френчем (V. Franch) и Э. Камероном (E. Kameron) [13], для расчета температур кристаллизации главных породообразующих минералов базальтов-оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Впервые для базальтов вулканов Мутновский и Горелый определен состав силикатных стекол в двухфазовых расплавных включениях во вкрапленниках

плагиоклазов, а также состав силикатных стекол основной массы пород. Анализы выполнялись в лаборатории ДВГИ (аналитик В.И.Сапин) на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A. Кроме силикатных стекол включений и основной массы пород в том же препарате анализировался содержащий включения минерал-хозяин. Анализ выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе около 2 ампер. Минерал анализировался при фокусировке зонда около 2 мкм, а силикатное стекло включений и основной массы пород при расфокусированном зонде до 20-30 мкм. В качестве эталонов использовались химически проанализированные однородные по составу минералы.

Особенности расплавных включений в плагиоклазах базальтов

В породообразующих минералах базальтоидов вулканов Мутновский и Горелый расплавные включения встречаются, главным образом, в плагиоклазах, вкрапленники которых распространены во всех типах базальтов. В связи с этим, плагиоклазы и содержащиеся в них включения явились основными объектами наших исследований.

Оказалось, что включения по вкрапленникам распределены очень неравномерно - в одних они весьма обильны, в других редкие или вовсе не обнаруживаются. Наиболее широко в базальтах изученных вулканов распространены комбинированные включения, в составе которых в разных объемных соотношениях содержатся силикатное стекло, один или несколько кристалликов минералов и газовый пузырек. Среди кристалликов в таких включениях в плагиоклазах базальтов вулкана Горелый определены апатит, пироксен и магнетит, а в плагиоклазах базальтов вулкана Мутновский - только апатит. Эти включения обычно прямоугольные или неправильной формы, газовая фаза в них занимает до 25% объема вакуолей, а размеры достигают нескольких десятков мкм.

Менее распространены в плагиоклазах двухфазовые расплавные включения. В плагиоклазах базальтов вулкана Горелый они подразделяются на две группы. К первой из них относятся включения, чаще приуроченные к центральным частям вкрапленников и состоящие из прозрачного силикатного стекла, а также одного или нескольких газовых пузырьков, занимающих до 15-20 % объема вакуолей. Обращает на себя внимание концентрически зональное строение газовых пузырьков, со-

стоящих из узких зонок, окруженных по периферии темным ободком, занимающим до 30 % общего объема газов. В некоторых вкрапленниках устанавливаются микроскопические обособления (рои), состоящие из мельчайших включений, в каждом из которых при увеличении 800-1000 раз удается различить микролиты неизвестного минерала и флюидную фазу между ними.

Включения второй группы, приуроченные, обычно, к периферическим частям вкрапленников плагиоклаза, состоят из бурого стекла и одного или нескольких газовых пузырьков, занимающих до 25 % объема вакуолей. В некоторых препаратах удалось установить, что эти включения являются более поздними по времени образования по сравнению с включениями первой группы.

В плагиоклазах базальтов вулкана Мутновский двухфазовые включения встречаются сравнительно редко и их также можно разделить на две группы, хотя возрастные соотношения между ними не установлены. Включения первой группы весьма распространены во вкрапленниках анортита. Для них характерно неравномерное распределение по площади кристалла, овальная или изометричная форма и разная степень раскристаллизованности силикатного стекла. Включения второй группы встречаются, как правило, в более кислых плагиоклазах. Они имеют в разрезе форму ромбов или квадратов и состоят из темного силикатного стекла, а также одного или нескольких деформированных в различной степени газовых пузырьков. Внешняя часть вакуолей иногда окаймляется узкой полоской прозрачного или полупрозрачного силикатного стекла. Размеры включений обеих разновидностей колеблются от нескольких мкм до первых сотен мкм.

Оценка температур кристаллизации минералов-вкрапленников базальтов разными методами

В свое время в работе [12] на примере синтезированных из расплавов в известных условиях минералов было показано, что температуры гомогенизации содержащихся в них расплавных включений объективно отражают температурный режим их кристаллизации. Проведенными нами опытами по гомогенизации двухфазовых расплавных включений, в основном в плагиоклазах, установлено, что минералы вкрапленники в базальтах вулкана Горелый относятся к заметно более низкотемператур-

ным образованиям по сравнению с вкрапленниками вулкана Мутновский. По материалам табл. 1 видно, что температуры гомогенизации включений в плагиоклазах базальтов вулкана Горелый колеблются в пределах 1150-1180°C, а в битовнитах вулкана Мутновский достигают 1275-1280°C. В анортите базальтов, этого вулкана температуры гомогенизации включений превышают 1320°C. Одно из включений в анортите нагревалось до 1400°C и, по-видимому, эта температура была близка к моменту гомогенизации наблюдаемого объекта. Заметим, что сходные температуры гомогенизации были получены О.Б. Селянгиным для анортита из включений вулканов Малый Семячик и Ильинский [11].

Проведенные расчеты по методике А. Кудо и Д. Вейла [15] показали, что температурный интервал кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в базальтах вулкана Горелый при водном давлении 1 кбар равен 1125-1177°C (табл. 2) и близок к температурам полученным с помощью гомогенизации расплавных включений в этих минералах (табл. 1). Кристаллизация же мелких кристаллов из основной массы изученных базаль-

Таблица 1.
Температуры гомогенизации двухфазовых расплавных включений в минералах

№п/п	Вулкан Горелый		Вулкан Мутновский	
	Минерал-Хозяин	T _{гом} , °C	Минерал-Хозяин	T _{гом} , °C
1	Плагиоклаз	1150-1160	Плагиоклаз(анортит, An ₉₂₋₉₅)	>1310
2	Плагиоклаз	1180	Плагиоклаз, анортит	>1400
3	Плагиоклаз	1160-1170	Плагиоклаз (анортит, An ₉₅)	>1320
4	Плагиоклаз	1120-1140	Плагиоклаз, битовнит, An ₈₅	1280
5	Плагиоклаз	1120-1140	Плагиоклаз, битовнит	1275

тов происходила при температуре 1101-1125°C, что заметно ниже температуры кристаллизации вкрапленников. Вместе с тем, в основной массе также встречаются лейсты лабрадора, которые образовались при температуре 1161°C (здесь и далее приводятся результаты расчетов при P_{H₂O}) 1 кбар). В зональных плагиоклазах температура кристаллизации закономерно уменьшается от центра к краю зерна (табл. 2). Что касается пла-

Таблица 2.
Температуры кристаллизации вкрапленников плагиоклазов в базальтах, рассчитанные по методу А. Кудо и Д. Вейла

№№ образцов	Состав плагиоклаза	Точка замера	Температура кристаллизации °C		
			P _{H₂O} -0 кбар	P _{H₂O} -0,5 кбар	P _{H₂O} -1 кбар
1	2	3	4	5	6
Вулкан Горелый					
ЮМ-2218	Pl ₆₁	центр зерна	1270	1219	1177
ЮМ-1567	Pl ₅₉	центр зерна	1257	1208	1173
	Pl ₅₇	лейст из основной массы	1245	1196	1161
	Pl ₅₆	центр зерна	1241	1192	1158
	Pl ₄₈	лейст из основной массы	1210	1164	1129
ЮМ-2212	Pl ₅₀	центр зерна	1233	1185	1152
	Pl ₄₃	центр зерна	1203	1158	1125
Ча-625	Pl ₅₁	центр зерна	1230	1182	1150
ЮМ-1574	Pl ₅₀	центр зерна	1251	1203	1167
Ча-631	Pl ₅₉	центр зерна	1259	1208	1173
	Pl ₅₃	край зерна	1233	1184	1149
	Pl ₄₄	лейст из основной массы	1183	1137	1101
ЮМ-1568	Pl ₇₀	центр зерна	1313	1260	1225
	Pl ₄₁	лейст из основной массы	1194	1148	1113
ЮМ-2247	Pl ₄₇	лейст из основной массы	1197	1147	1111

Таблица 2. (окончание)

1	2	3	4	5	6
Вулкан Мутновский					
ЮМ-1543	P1 ₉₄	центр зерна	1530	1466	1432
ЮМ-2114	P1 ₉₂	центр зерна	1507	1445	1412
Ча-586	P1 ₈₅	центр зерна	1392	1336	1303
Ча-589	P1 ₈₃	центр зерна	1378	1322	1280
	P1 ₇₈	центр зерна	1343	1290	1257
	P1 ₆₂	край зерна	1258	1211	1178
	P1 ₅₃	лейст из основной массы	1218	1173	1140
ЮМ-1542	P1 ₈₉	центр зерна	1454	1392	1358
	P1 ₈₁	центр зерна	1386	1324	1215
	P1 ₄₈	край зерна	1214	1168	1134
	P1 ₇₀	центр зерна	1318	1266	1232
	P1 ₅₀	край зерна	1226	1174	1145
	P1 ₇₉	лейст из основной массы	1372	1316	1282
	P1 ₅₅	лейст из основной массы	1247	1198	1165

гиоклазов из базальтов вулкана Мутновский, то их кристаллизация осуществлялась при более высоких температурах и в более широком температурном интервале (табл. 2). Так, обзор табличных данных показывает, что наиболее высокие температуры характерны для вкрапленников анортита (более 1400°C), тогда как кристаллизация битовнита происходила при температуре не выше 1300°C. Ранее близкие температуры кристаллизации для плагиоклазов из базальтов вулкана Мутновский были получены О.Н.Волынцом и А.В.Колосковым [2] по методике, предложенной В.А.Кутониным. Для некоторых довольно крупных зональных плагиоклазов Мутновского вулкана удалось установить различия между температурами кристаллизации центральных и периферических частей этих кристаллов. Причем разница между температурами центральных и его

краевых зон достигает в некоторых случаях 80°C. Микролиты плагиоклаза в стекле основной массы пород по составу, а следовательно и по рассчитанным температурам кристаллизации близки к плагиоклазам краевых зон крупных кристаллов и обычно определяются как лабрадор, но в образце ЮМ-1542 наряду с преобладающим лабрадором встречены микролиты, представленные битовнитом (табл. 2).

Для базальтов вулкана Мутновский рассчитаны температуры начала кристаллизации главных породообразующих минералов по методу В. Френча и Э. Камерона [13]. Полученные этими расчетами данные по температурам кристаллизации плагиоклазов вполне сопоставимы, за исключением анортита с температурами, определенными по методу А. Кудо и Э. Вейла (табл. 2). Как следует из данных табл. 3, максимальная температура кристаллизации плагиоклазов достигала 1344°C, а минимальная 1214°C. Для клинопироксена эти температуры соответственно равны 1216-1154°C, а для оливина 1204-1055°C. Более низкие, по сравнению с вулканом Мутновским, оказались температуры кристаллизации пироксенов в базальтах вулкана Горелый, определенные по двупироксеновому геотермометру Д. Линдсли [16]. Как видно из материалов табл. 4, эти температуры преимущественно находятся в пределах 1030-1120°C и лишь в одном образце достигают 1177°C. В двух образцах базальтов вулкана Горелый в пироксенах определены температуры гомогенизации двухфазовых расплавных включений, равные 1120-1140°C (табл. 1).

Состав газовой фазы во вкрапленниках плагиоклаза базальтов

Газово-хроматографическим анализом, хотя и небольшого числа образцов (табл.5), устанавливаются существенные различия по содержанию газовых компонентов в плагиоклазах базальтов вулканов Горелый и Мутновский. Общим является только низкое содержание или отсутствие в изученных пробах N₂ и CH₄. Наибольший объем в составе газов в плагиоклазе базальтов обоих вулканов занимает вода. Так, в плагиоклазах вулкана Горелый на ее долю приходится от 90 до 95 об.%, а остальные 5-10 об.% неравномерно распределяются между H₂, CO и CO₂, причем содержания H₂ в среднем составляет около 2 об. %, (вариации 1.74-2.51) CO - 3.65 об. % (вариаций 2.04-6.25), CO₂ - 0.74 (вариации 0.50-1.17). Иные количественные соотношения газов в плагиоклазах вулкана Мут-

Таблица 3.
Температуры кристаллизации главных породообразующих минералов базальтов вулкана Мутновский, рассчитанные по методу В. Френча и Э. Камерона

№№ образцов	Температуры кристаллизации °С					
	по коэффициентам 3 класса			по коэффициентам 4 класса		
	плагноклаз	клинопироксен	оливин	плагноклаз	клинопироксен	оливин
ЮМ-1530	1259	1197	1114	1317	1182	1164
ЮМ-1538	1288	1205	1096	1287	1204	1205
ЮМ-1540	1236	1174	1110	1305	1159	1076
ЮМ-1539	1268	1209	1134	1283	1213	1188
ЮМ-1543	1257	1184	1097	1284	1194	1099
ЮМ-2114	1298	1208	106	1344	1216	1090
Ча-586	1214	1188	1137	1269	1163	1144
Ча-598	1240	1190	1115	1289	1181	1105
ЮМ-2132	1249	1204	1198	1248	1183	1166
ЮМ-2120	1234	1193	1130	1241	1179	1143
ЮМ-2143	1221	1190	1177	1248	1154	1205
Ча-604	1237	1203	1159	1293	1157	1145

Таблица 4.
Температуры кристаллизации вкрапленников пироксенов в базальтах вулкана Горелый, рассчитанные по методу Д. Линдсли (D. Lindsley)

№№ образцов	Температура кристаллизации °С
Ча-825	1080-1105
ЮМ-1563	1092
ЮМ-1568	1128
ЮМ-1567	1116
ЮМ-1646	1133
ЮМ-1639	1086
ЮМ-2218	1111-1115
ЮМ-2247	938-1108
ЮМ-2249	1174
ЮМ-1574	1085

Таблица 5.
Состав газовой фазы (об. %) в плагноклазах

№ обр.	Содержание газовых компонентов						Общий объем газов см ³ /кг
	H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O	
	Вулкан Горелый						
ЮМ-1567	2.51	0.00	6.25	0.03	1.17	90.03	1773.51
ЮМ-2218	2.18	0.21	4.23	0.00	0.50	92.88	1969.25
ЮМ-2242	1.83	0.00	2.04	0.06	0.53	95.54	1869.3
ЮМ-2243	1.74	0.01	2.11	0.04	0.75	95.36	3527.12
	Вулкан Мутновский						
ЮМ-1536	8.27	0.51	24.75	0.11	24.71	41.65	736.89
ЮМ-1538	10.65	1.71	7.22	0.00	12.11	68.31	217.95
ЮМ-1540	7.64	1.02	29.82	0.00	11.93	49.59	696.01

новский. Содержание воды здесь в среднем составляет около 53 об.% (вариации 41.65-68.31), H_2 соответственно около 9 об.% (7.64-10.65), CO - 20.59 об.% (7.22-29.82), CO_2 - 16.25 об.% (11.93-24.71). Таким образом, для плагиоклазов вулкана Мутновский характерны существенные различия в содержании основных компонентов в разных пробах. Особенно это заметно на примере CO и CO_2 , где минимальное содержание соответственно в 4 и более чем в 2 раза ниже максимального.

Обращают на себя внимание существующие различия между плагиоклазами вулканов Горелый и Мутновский по общему объему выделившихся газов, несравненно более высокому для минералов вулкана Горелый. Здесь средний объем газоотделения равен 2284.8 cm^3/kg (вариации - 1773.51-3527.12), тогда как в плагиоклазах вулкана Мутновский средняя величина газоотделения составляет всего 641.28 cm^3/kg (вариации 207.95-969.01). Таким образом, для плагиоклазов вулкана Мутновский отмечаются и более значительные различия между минимальной и максимальной величинами газоотделения (более чем в 4 раза).

Состав силикатных стекол расплавных включений и основной массы пород

По материалам таблиц 6 и 7 можно видеть, что силикатное стекло расплавных включений и основной массы пород заметно отличаются по составу как от минералов, содержащих включения, так и от валового состава базальтов. При этом, некоторые компоненты в силикатных стеклах содержатся в более высоких, другие - в более низких концентрациях по сравнению с минералами и породами.

Во всех проанализированных включениях силикатные стекла характеризуются более высоким содержанием SiO_2 по сравнению с минералом-хозяином (табл. 6) и с валовым составом пород. Однако по содержанию этого компонента стекла включений в плагиоклазах вулкана Горелый заметно отличаются от вулкана Мутновский. Так, если в стеклах включений в плагиоклазах вулкана Горелый содержания SiO_2 колеблется в пределах 61.75-63.52 мас.% (в минерале-хозяине-лабрадоре 51.80-55.40), то во включениях в битовните вулкана Мутновский изменяется от 50.00 до 53.91 мас.% (в минерале-хозяине 46.13-50.26 мас.%), а стекла включений в анортите базальтов содержат SiO_2 от 46.32 до 50.52 мас.%. Таким образом, если превышение по содержанию SiO_2 в стекле включе-

Таблица 6.
Химический состав плагиоклазов базальтов и содержащихся в них стекол расплавных включений

	Содержание газовых компонентов										Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MnO	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O		
	Вулкан Горелый										
Плагиоклаз (P157)	51.80	0.007	28.16	0.00	5.49	0.12	11.80	4.54	0.34	97.32	
Силикатное стекло включения	63.52	1.64	13.46	0.00	5.92	20.87	3.94	2.35	4.52	98.22	
Силикатное стекло включения	62.71	1.50	14.06	0.00	6.51	1.89	2.43	2.93	2.97	97.62	
Плагиоклаз (P151)	55.46	0.06	27.36	0.03	0.76	0.08	10.12	5.15	0.49	99.73	
Силикатное стекло включения	61.75	2.70	10.15	0.21	12.55	0.42	3.64	1.41	3.44	96.78	
	Вулкан Мутновский										
Плагиоклаз (P190)	47.41	0.01	33.28	0.00	0.62	0.00	18.17	1.23	0.01	100.74	
Силикатное стекло включения	50.52	0.01	20.61	0.00	7.90	3.86	11.45	2.75	0.57	97.65	
Плагиоклаз (P192)	45.60	0.01	31.38	0.03	0.97	0.18	18.60	0.77	0.01	97.54	
Силикатное стекло включения	46.32	0.87	17.88	0.37	12.19	5.37	10.69	3.57	0.19	97.67	
Плагиоклаз (P185)	46.13	0.01	33.89	0.00	9.62	0.00	16.67	1.62	0.02	98.97	
Силикатное стекло включения	53.91	0.01	15.83	0.00	10.22	4.31	8.71	2.39	0.60	95.99	
Плагиоклаз (P181)	47.65	0.01	34.42	0.00	0.38	0.09	11.80	1.42	0.04	95.62	
Силикатное стекло включения	50.51	0.01	24.16	0.00	3.69	2.54	7.38	2.17	0.19	95.64	
Плагиоклаз (P183)	50.26	0.01	32.53	0.00	0.60	0.11	13.50	2.70	0.04	99.75	
Силикатное стекло включения	50.06	0.01	24.52	0.00	4.64	1.50	11.23	3.67	0.26	95.89	
Плагиоклаз (P1)	46.57	0.01	35.43	0.00	0.49	0.03	15.01	0.87	0.00	99.42	
Силикатное стекло включения	49.38	0.98	20.43	0.00	7.19	4.15	8.33	4.18	0.33	95.19	

Таблица 7.

Химический состав базальтов и их стекол основной массы

Анализируемый образец	Содержание компонентов, мас. %														
	Вулкан Горельный														
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F ₂ O ₅	H ₂ O	p.p.n.	Сумма	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Базальт	54.09	1.42	15.78	7.10	2.45	0.16	4.83	7.63	3.44	1.91	0.31	-	-	99.83	
Стекло основной массы	58.99	1.45	13.78	-	9.97	0.00	2.64	5.23	1.84	3.84	-	-	-	98.24	
Базальт	54.82	1.08	16.29	3.20	5.21	0.15	4.82	7.20	3.60	2.10	0.40	-	-	99.50	
Стекло основной массы	58.51	1.87	13.92	-	10.08	0.00	2.50	5.09	2.02	3.72	-	-	-	97.70	
Стекло основной массы	58.92	1.91	13.77	-	9.92	0.00	2.76	5.36	2.04	3.76	-	-	-	98.48	
Вкрапленники плагио-клаза в базальте	55.46	0.06	27.36	-	0.76	0.03	0.08	10.32	5.15	0.49	-	-	-	99.73	
Микровключения силикатного стекла в плагиоклазе	62.65	0.42	12.34	-	8.22	0.17	2.76	4.21	3.25	3.88	-	-	-	98.48	
Микровключения силикатного стекла в плагиоклазе	67.18	1.05	10.84	-	9.14	0.18	2.10	2.51	1.07	3.67	-	-	-	98.00	
Вкрапленники плагио-клаза в базальте	54.23	0.09	26.87	-	0.68	0.00	0.09	10.34	4.71	0.59	-	-	-	97.82	
Микровключения силикатного стекла в плагиоклазе	61.30	1.56	13.26	-	9.76	0.27	2.41	4.25	0.88	3.22	-	-	-	96.91	

Таблица 7 (окончание)

1	Вулкан Мутновский														
	Вулкан Мутновский														
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Базальт	48.55	0.83	22.55	4.65	4.12	0.15	3.51	11.27	2.44	0.48	0.12	0.31	0.86	99.89	
Стекло основной массы	55.47	1.23	13.90	-	9.41	0.46	6.56	8.82	2.20	0.34	-	-	-	98.39	
Стекло основной массы	54.02	1.48	15.50	-	10.56	0.00	5.49	8.46	3.02	0.48	-	-	-	99.01	
Базальт	50.50	1.08	17.41	3.88	6.34	0.17	6.47	10.34	2.14	0.34	0.38	0.53	-	99.57	
Стекло основной массы	71.37	0.50	15.16	-	0.98	0.00	0.00	0.68	2.46	1.92	-	-	-	96.35	
Стекло основной массы	79.19	0.08	11.26	-	0.61	0.00	0.01	0.68	2.46	1.92	-	-	-	96.21	
Стекло основной массы	76.95	0.36	10.58	-	1.12	0.00	0.03	1.00	2.08	2.48	-	-	-	94.00	
Базальт	52.10	1.23	17.85	4.92	6.26	0.20	3.69	9.18	3.21	0.41	0.13	0.11	0.21	99.50	
Стекло основной массы	57.02	0.01	14.60	-	6.53	0.00	5.18	5.64	2.93	0.70	-	-	-	90.61	
Базальт	48.50	0.91	16.85	4.49	6.14	0.17	9.07	9.47	2.29	0.34	0.25	0.31	0.48	99.58	
Стекло основной массы	55.34	0.01	10.25	-	8.94	0.00	5.40	9.42	2.90	0.44	-	-	-	99.21	
Базальт	50.00	0.88	19.84	6.64	2.00	0.16	0.09	10.42	2.74	0.64	0.13	0.15	-	99.98	
Вкрапленник клинопироксена	50.48	0.48	3.32	-	9.32	0.20	14.56	19.18	0.25	0.02	-	-	-	98.45	
Включение силикатного стекла в пироксене	75.03	0.07	15.64	-	0.37	0.01	0.09	1.15	2.95	1.46	-	-	-	96.77	

Примечание: прочерк - содержание компонентов не определялось

ний по сравнению с минералом-хозяином в некоторых случаях бывает более 10 мас.%, то для стекол включений в анортите оно изменяется в пределах 1-3 мас.%, а в битовните - 3-7 мас.%.

Для силикатных стекол всех изученных включений отмечается более высокое, чем в минерале-хозяине (для большинства компонентов во много раз) содержание FeO, MgO и K₂O. При этом установлены более высокие концентрации K₂O как в плагиоклазах, так и во включениях для базальтов вулкана Горелый по сравнению с базальтами вулкана Мутновский. Для этого вулкана наблюдается относительно высокое содержание FeO в стекле включений в более основных плагиоклазах по сравнению с более кислыми.

Содержание TiO₂ в стекле включений в плагиоклазе вулкана Горелый во много раз выше чем в минерале-хозяине и достигает иногда 2.7 мас.%, а во включениях в плагиоклазах базальтов вулкана Мутновский, как и в минерале-хозяине, оно находится в пределах 0.01 мас.% и только в двух образцах анортита достигает 0.97-0.98 мас.%.

Стекла всех изученных включений содержат значительно меньше по сравнению с минералом-хозяином Al₂O₃ и CaO. Причем это различие для Al₂O₃ в образцах вулкана Горелый достигает 13-17 мас.%, а в образцах вулкана Мутновский изменяется в пределах 3-18 мас.%. Для CaO этот показатель составляет в обоих вулканах от 6.5 до 9 мас.%. Концентрация Na₂O в стекле всех включений в плагиоклазах базальтов вулкана Горелый и в некоторых включениях вулкана Мутновский оказались значительно ниже, чем в минерале-хозяине. Вместе с тем, в большинстве образцов вулкана Мутновский содержания этого компонента заметно выше в стекле включений, чем в плагиоклазах. Однако, рассматривая результаты определения содержания Na₂O в стеклах, надо учитывать имеющиеся экспериментальные данные по микронзондовому анализу силикатных стекол [9], показавшие, что при сканировании могут быть значительные потери (до 65%) этого элемента за счет испарения его вместе с водой и другими летучими веществами. Причем величина этих потерь находится в прямой зависимости от содержания выше названных компонентов и диаметра зонда. Отмечено, что для всех, изученных нами, стекол включений сумма компонентов за счет потерь летучих при анализе оказалась меньше 100% при дефиците 2-3, иногда до 4%.

Для силикатного стекла основной массы пород, как и для стекла рас-

плавных включений во всех пробах, устанавливается более высокое содержание SiO₂ по сравнению с валовым составом базальтов. В породах обоих вулканов обнаружены два типа стекол основной массы различающихся по концентрации этого компонента. Так, полученные результаты анализов стекла основной массы лав вулкана Горелый показывают, что в большинстве проб величина SiO₂ в стеклах достигает около 59 мас.% (в породе 54-54.8 мас.%). В то же время в отдельных образцах обнаружены вкрапленники плагиоклаза, имеющие микровключения стекла, в которых содержание SiO₂ колеблется в пределах 61.3-67.18 мас.% (в плагиоклазе 54-55 мас.%). Для базальтов вулкана Мутновский в части образцов концентрация SiO₂ в стекле основной массы составляет 55-57 мас.% (в породах 48.5-52.10 мас.%), в других - 75-79 мас.% (в породах 50.5 мас.%). Таким образом, стекла основной массы базальтов вулкана Горелый по содержанию SiO₂ близки к стеклам расплавных включений, а в базальтах вулкана Мутновский заметно отличаются от них большей кремнекислотностью. В отличие от SiO₂, в стеклах основной массы пород обнаружены заметно меньшие концентрации по сравнению с валовым составом Al₂O₃ и CaO. Особенно малое количество CaO (0.68-1.24 мас.%) свойственно стеклу основной массы одного из базальтов вулкана Мутновский и микровключению стекла в клинопироксене (1.15 мас.%) в базальтах этого же вулкана.

Содержание TiO₂ в стекле основной массы базальтов вулкана Горелый и в некоторых образцах вулкана Мутновский выше, но в большинстве проб вулкана Мутновский ниже по сравнению с валовым составом пород, причем в некоторых пробах концентрация этого компонента снижается до 0.01 мас.%.

По содержанию в стекле основной массы других компонентов -FeO, MgO, Na₂O и K₂O базальты вулканов Горелый и Мутновский также различаются между собой. Так во всех проанализированных пробах базальтов вулкана Горелый установлено более высокое содержание FeO и K₂O в стеклах основной массы пород по сравнению с их валовым составом. Для вулкана Мутновский, наряду с образцами с содержанием в стекле основной массы FeO около 10 мас.% и K₂O выше 2 мас.%, имеются пробы с концентрацией FeO менее 1 мас.% и K₂O менее 0.5 мас.%.

Стекла основной массы всех проанализированных базальтов вулкана Горелый характеризуется более низким содержанием MgO по сравне-

нию с валовым составом пород, тогда как в базальтах вулкана Мутновский обнаружены стекла основной массы как с высокой (более 6 мас.%), так и с очень низкой (0.01 мас.%) концентрацией MgO. В одной пробе в стекле основной массы MgO не обнаружен.

Содержание Na₂O в стекле основной массы базальтов вулкан Горелый заметно ниже, а во многих пробах вулкана Мутновский выше, чем в валовом составе пород. При этом базальты вулкана Мутновский отличаются заметно более низким содержанием Na₂O в валовом составе пород по сравнению с базальтами вулкана Горелый.

Обсуждение результатов исследований

Базальты изученных вулканов существенно различаются по составу вкрапленников плагиоклазов, заметно более кислых для пород вулкана Горелый и более основных для Мутновского. Общей же особенностью вкрапленников обоих вулканов является изменение их состава во времени от основных к более кислым разностям. Соответственно среди них выделяется две генерации вкрапленников. Основные плагиоклазы первой генерации образуют или самостоятельные выделения, или слагают ядра зональных кристаллов, окруженные каймой более кислых плагиоклазов. При этом количество зональных минералов в изученных породах весьма незначительно, что позволяет предполагать существование разрыва во времени кристаллизации плагиоклазов разной основности. Необходимо отметить, что кристаллы основного плагиоклаза и ядра зональных фенокристов обычно резорбированы и содержат многочисленные включения вулканического стекла основной массы пород. Наблюдаемое проявление коррозии вкрапленников, по-видимому, связано с изменением физико-химических условий кристаллизации расплава, а именно с изменением общего и водного давления в зоне генерации базальтового расплава. Что касается обнаруженных в базальтах вулкана Мутновский сильно коррелированных фенокристов анортита, то они имеют ксеногенную природу. От остальных плагиоклазов анортит отличается не только по составу, но и по температурам гомогенизации расплавных включений, химизмом содержащихся в них силикатного стекла и другими особенностями. Однако, принимая во внимания исследования последних лет [3], нельзя исключить возможность появления вкрапленников анортита непосредственно из расплава при соблюдении особых условий: наличие

перегретой низкощелочной магмы, определенного температурного градиента и присутствия восстановленной газовой фазы.

Существующие различия между составами вкрапленников плагиоклазов из базальтов вулканов Горелый и Мутновский, а также характерные для обоих вулканов изменения этих составов во времени, несомненно, определяются условиями кристаллизации фенокристов и, в частности, составом породообразующих расплавов. По данным экспериментальных работ [9] известно, что содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах находится в зависимости от концентрации кальция и воды в расплаве. Это позволяет предполагать различия в содержании кальция в исходных расплавах, из которых формируются базальты вулканов Мутновский и Горелый, а также понижение концентрации CaO в этих расплавах в процессе роста фенокристов плагиоклаза. Последнее косвенно доказывается полученными нами данными по относительно низкому содержанию CaO в силикатном стекле основной массы пород, относящейся, безусловно, к конечным продуктам кристаллизации расплавов. По этим данным в расплаве в процессе кристаллизации вкрапленников происходит накопление K₂O и в разной степени для обоих вулканов SiO₂, но уменьшается содержание Al₂O₃. О различиях в содержании воды в расплавах вулканов можно судить по результатам газовой хроматографической анализа плагиоклазов, показавшего преобладание воды в составе летучих компонентов в расплавах вулкана Горелый и относительно низкие ее концентрации в расплавах вулкана Мутновский. В результате анализов отчетливо устанавливаются различия расплавов, формирующих базальты вулканов по составу других летучих компонентов. Если расплавы вулкана Горелый отличаются высоким содержанием воды, то для расплавов вулкана Мутновский характерно несравненно более высокое содержание H₂, CO и CO₂. Среднее содержание этих компонентов в пробах плагиоклазов вулкана Горелый соответственно равно 2.04, 3.66, 0.74 об.%, а в образцах вулкана Мутновский 8.85, 20.59, 16.25. Помимо H₂O, расплавы вулкана Горелый отличаются высокой общей флюидонасыщенностью, превосходящей этот показатель для вулкана Мутновский в несколько раз.

Заметно различаются между собой вкрапленники плагиоклазов обоих вулканов и по температурам кристаллизации. Вероятно, температурный режим также оказывал влияние на состав плагиоклазов. Так наибо-

более высокие температуры кристаллизации характерны для вкрапленников основного состава - анортита (более 1400°C) и битовнита (1280°C) базальтов вулкана Мутновский, в то время как для лабрадора вулкана Горелый эти температуры не превосходят 1180°C. Расчетами по методу А. Кудо и Д. Вейла (табл. 2) установлено различие температур кристаллизации ядерных частей фенокристов, сложенных основными плагиоклазами, и периферических зон более кислых их разностей. Для периферических частей эти температуры на 87-117°C ниже по сравнению с ядерными. Для микровыделений плагиоклаза в стекле основной массы пород, температуры кристаллизации оказались ниже (за исключением одного анализа), чем для ядерных частей кристаллов. Хотя бывают ниже или выше температур, определенных для их краевых зон, т.е. лейсты плагиоклаза в стекле основной массы формировались в процессе кристаллизации вкрапленников в магматической камере до излияния расплава на земную поверхность. Поэтому, эти микровключения и более крупные вкрапленники обычно имеют близкий состав.

Проведенным нами изучением расплавных включений в плагиоклазах установлено две их генерации, что подтверждает наличие двух этапов формирования вкрапленников. Микронзондовый анализ показал отличие составов силикатных стекол этих включений от содержащих их вкрапленников плагиоклазов, а также от валового состава пород. Эти отличия выражаются, прежде всего, в более высоком содержании SiO_2 во всех проанализированных стеклах. Причем во включениях в плагиоклазах базальтов вулкана Горелый содержание SiO_2 достигает почти 64 мас.%, а в стеклах вулкана Мутновский колеблется в пределах 46-54 мас.%. В настоящее время многие исследователи считают стекла расплавных включений идентичными по составу исходным расплавам. Приведенные выше данные заставляют подходить к этому заключению с осторожностью, т.к. тогда надо допустить, что исходные расплавы для формирования базальтов вулкана Горелый по содержанию SiO_2 имели андезитовый или даже дацитовый состав. По нашему же мнению, наиболее приемлемым механизмом образования пород вулкана Горелый является модель предложенная Гиллом [14], по которой в результате кристаллизации вкрапленников плагиоклаза, оливина, пироксенов и магнетита за счет базальтовой магмы может образоваться более кислый, вплоть до дацитового остаточный расплав.

Кроме SiO_2 для стекол расплавных включений характерно более высокое содержание, по сравнению с плагиоклазом-хозяином, других компонентов, (FeO , MgO , K_2O и в большинстве проанализированных проб - TiO_2), не участвующих в строении кристаллов плагиоклаза, но образующих в этих кристаллах минеральные и комбинированные включения, в составе которых особенно распространен апатит. В тоже время, в составе расплавов, законсервированных во включениях в плагиоклазах, отмечаются низкие концентрации, по сравнению с минералом-хозяином Al_2O_3 и CaO - главных составляющих компонентов плагиоклаза. Различия составов минерала-хозяина и стекол расплавных включений позволяет предполагать возможность дифференциации исходного расплава в зоне формирования каждого вкрапленника на две составляющие. Этот процесс можно представить в следующем виде. В зоне образования каждого вкрапленника по мере его роста исходный расплав обедняется компонентами, входящими в состав самого минерала и обогащается соединениями не участвующими в его формировании. Последние, как бы отталкиваются растущими гранями фенокристов, насыщая постепенно собой расплав перед фронтом кристаллизации вкрапленника. Затем этот расплав консервируется на гранях кристаллов в виде разного типа расплавных включений. Нельзя не отметить, что на состав расплавов, консервирующихся во включениях, состав исходных расплавов оказывает определенное влияние. Об этом свидетельствуют различия составов стекол включений в плагиоклазах вулканов Горелый и Мутновский: для стекол включений первого из них характерно более высокое содержание TiO_2 и K_2O , а для второго - Al_2O_3 , MgO и CaO , что в общем хорошо коррелируется с особенностями валового состава пород. Низкие содержания TiO_2 в стеклах расплавных включений в плагиоклазах вулкана Мутновский по сравнению с валовым составом базальтов, связаны с образованием в них за счет этого компонента многочисленных вкрапленников титано-магнетита и ильменита.

Не вызывает сомнений, что стекла основной массы вулканических пород образуются за счет остаточных после кристаллизации вкрапленников поздних порций расплавов. Как видно по результатам анализов, состав этих расплавов менялся во времени, и стекла основной массы образцов базальтов из разных потоков по содержанию большинства компонентов заметно различаются между собой. Имеются различия по со-

ставу стекол основной массы базальтов вулканов Горелый и Мутновский. Стекла основной массы имеют как общие особенности, так и отличия от валового состава пород и состава стекол расплавных включений в плагиоклазах.

Судя по результатам анализа стекол основной массы базальтов (табл. 7), в остаточных расплавах происходило накопление SiO_2 , концентрация которого во всех пробах оказалась выше, чем в валовом составе пород и достигала в некоторых случаях почти 80 мас.%. В тоже время поздние расплавы обеднены Al_2O_3 , CaO и во многих случаях MgO , т.е. компонентами, участвующими в строении минералов-вкрапленников, обеспечивающих более высокое содержание этих компонентов в валовом составе пород по сравнению со стеклами их основной массы. Наряду с этими и другими общими особенностями поздних расплавов, по данным анализов стекол основной массы, как уже отмечалось, устанавливаются существенные колебания в содержании всех компонентов по разным пробам и определенные различия для пород вулканов Горелый и Мутновский. В общем, можно отметить, что относительно равномерное распределение большинства компонентов свойственно стеклам основной массы базальтов вулкана Горелый, что может свидетельствовать о более стабильных здесь условиях формирования пород в разные периоды деятельности этого вулканического центра, по сравнению с Мутновским. Так по содержанию SiO_2 в базальтах обоих вулканов встречаются стекла основной массы относительно основного и более кислого состава, но в стеклах базальтов вулкана Горелый колебания в содержании SiO_2 составляют 59-67 мас.%, а в стеклах базальтов вулкана Мутновский - 55- почти 80 мас.%. При этом, в базальтах с таким риолитовым составом стекла основной массы, оксид кремния обычно присутствует в количестве 48-51 мас.%. По содержанию SiO_2 стекла основной массы и стекла расплавных включений в плагиоклазах базальтов Горелый близки между собой, а для вулкана Мутновский в ряде образцов отмечаются их существенные различия.

По содержанию ряда компонентов в стекле основной массы интересен один образец базальтов вулкана Мутновский. Этот базальт характеризуется довольно высоким содержанием MgO в валовом составе (около 7 мас.%), но отсутствием его в стекле основной массы. Можно утверждать, что отсутствие MgO в стекле основной массы обусловлено полным

использованием, содержащегося в исходном расплаве этого компонента в ранний период формирования обильных в породе вкрапленников магнийсодержащих минералов. Для этого же образца характерно низкое содержание в стекле основной массы CaO (до 0.68 мас.% и FeO до 0.01 мас.%). Видимо в зависимости от количества вкрапленников в породах рудных минералов находится содержание TiO_2 в стекле основной массы пород, колеблющееся в пробах вулкана Мутновский от 1.48 до 0.01 мас.%. Для валового состава и стекол основной массы базальтов вулкана Горелый характерно более высокое содержание K_2O по сравнению с породами вулкана Мутновский. Но содержание этого компонента в стеклах образцов вулкана Горелый более стабильно и чаще превышает 3 мас.%, а в пробах стекол вулкана Мутновский оно обычно ниже 1 мас.%, при колебаниях от 2.48 до 0.34 мас.%.

По данным анализов, содержание Na_2O в стеклах основной массы базальтов вулкана Горелый более низкое по сравнению с валовым составом пород и составом стекол основной массы базальтов вулкана Мутновский, в большинстве которых установлено более высокое содержание Na_2O по сравнению с валовым составом пород. Низкое содержание Na_2O в стеклах основной массы пород, столь характерное для проб вулкана Горелый, может быть связано с повышенным содержанием в образцах воды и других летучих компонентов и потерей в связи с этим части натрия при зондовом анализе. Причина накопления Na_2O в поздних продуктах деятельности вулкана Мутновский пока не находит объяснения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследований, во многом связанные с изучением расплавных включений во вкрапленниках плагиоклазов базальтов, сводятся к следующему:

1. Присутствие в исследуемых породах двух генераций вкрапленников плагиоклаза подтверждается не только составом и морфологией этих кристаллов, но и наличием в них двух разновозрастных групп комбинированных и двухфазовых расплавных включений, каждая из которых имеет свои особенности по фазовому составу, форме и размерам. Состав плагиоклазов из основной массы пород изменяется примерно в тех же пределах, что и во вкрапленниках второй генерации. Хотя обычно среди

микролитов преобладают более кислые разности.

2. Вкрапленники плагиоклаза первой генерации (основной плагиоклаза) имеют более высокую температуру кристаллизации по сравнению с более кислыми его разностями (2-я генерация). Полученные значения температур кристаллизации для центральных (1-я генерация) и периферических частей (2-я генерация) зональных кристаллов плагиоклаза, показали значительные понижения температур в процессе роста этих кристаллов.

3. Кристаллизация микровыделений плагиоклаза в основной массе пород происходила в более низкотемпературных условиях по сравнению с вкрапленниками плагиоклаза 1-ой генерации, и в близком температурном режиме с плагиоклазами второй генерации. Однако чаще всего микролиты имеют более низкие температуры кристаллизации, но иногда и высокие.

4. Вкрапленники плагиоклаза в базальтах вулкана Горелый кристаллизовались при более низких температурах по сравнению с более основными вкрапленниками базальтов вулкана Мутновский.

5. Вкрапленники плагиоклазов вулканов Горелый и Мутновский различаются между собой по особенностям содержания в них газовых компонентов: для кристаллов вулкана Горелый характерны высокая газонасыщенность и резкое преобладание воды в газовой составляющей, а кристаллы вулкана Мутновский обладают значительно меньшей газонасыщенностью, относительно низким содержанием воды, но более высоким - H_2 , CO , CO_2 .

6. Силикатные стекла расплавных включений по составу заметно отличаются от минерала-хозяина и валового состава пород. Во включениях консервируется только часть исходных расплавов, обедненная компонентами за счет которых образуется вкрапленник и обогащенная соединениями, не входящими в его состав. Во всех случаях наблюдается обогащение SiO_2 консервирующихся во включениях расплавов, что может происходить по модели кристаллизации базальтового расплава, предложенной Гиллом. По содержанию SiO_2 и некоторых других компонентов стекла включений в плагиоклазах базальтов вулкана Горелый и Мутновский различаются между собой.

7. Изменением состава поздних порций базальтовой магмы во времени и пространстве объясняется различие составов стекла основной

массы пород в разных пробах. Вместе с тем отмечаются общие особенности и различия составов этих стекол, стекол расплавных включений в плагиоклазах и валового состава пород. Отмечаются также различия между составами стекол основной массы базальтов вулканов Горелый и Мутновский.

Список литературы

1. Вакин Е.А., Леонов В.А., Овсянников А.А. Мутновский геотермальный район // Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки: Путеводитель научных экскурсий. Петропавловск-Камчатский. 1985. С. 164-197.
2. Волюнец О.Н., Колосков А.В. Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск, Наука, 1976. 135с.
3. Волюнец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М. Наука, 1978. С. 124-167.
4. Действующие вулканы Камчатки. М. Наука, 1991. Т. 2. 415 с.
5. Кирсанов И.Т. Вулкан Горелый, его геологическое строение, последние извержения, состав продуктов // Вулканическая деятельность, ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений, Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 32-43.
6. Летников Ф.А. Шкарупа Т.А. Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. Иркутск, 1977. 26 с.
7. Мартынов Ю.А., Чашин А.А. Породообразующие минералы основных эффузивов Мутновского геотермального района // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток, ДВО РАН, 1989. С. 112-123.
8. Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чашин А.А. Геохимическая типизация базальтов Мутновского вулканического поля // Тихоокеан. геол. 1995, № 5. С. 72, 83.
9. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д. и др. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология, 1997, № 6. С. 654-665.
10. Селянгин О.Б., Понаморенко В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра // Вулканология и сейсмология, 1999, № 2. С. 3-23.
11. Селянгин О.Б. О температуре образования некоторых кристаллических включений в современных вулканитах Камчатки // Бюллетень вулканологических станций, 1975, № 51. С.74-76.
12. Хетчиков Л.Н. Исследования включений минералообразующих сред в

искусственных и природных кристаллах. Автореф. дисс. док-ра геол. мин. наук. 1974. 48 с.

13. French W.J., Cameron E.P. Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts// Mineral. Mag. 1981. Vol. 39. P. 541-563.
14. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonic. Berlin, Springer-Verlag, 1981. 390 p.
15. Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer// Contribs. Mineral, and Petrol. 1970. Vol. 25, № 1. P. 52-65.
16. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Americ. Miner. 1983. Vol. 68, № 5-6. p 447-493.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНАХ ИНТРУЗИВОВ НИЖНЕТАЛНАХСКОГО ТИПА (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН) И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Н.А. Криволицкая, А.В. Соболев, С.Ф. Служеникин, И.А. Рощина

Введение

Норильский рудный район хорошо известен в мировой литературе благодаря наличию здесь уникальных платино-медно-никелевых месторождений, связанных с гипербазит-базитовыми интрузивами. Отличительной чертой данного региона является широкое распространение эффузивных и интрузивных образований траппового магматизма, представленного платобазальтами и долеритовыми силлами различной мощности. Интрузивные породы насыщают не только базальтовые толщи, но и подстилающие их терригенно-карбонатные образования, в целом охватывая разрез мощностью в несколько километров. Помимо указанных силлов, устанавливаются базитовые и базит-ультрабазитовые интрузивы [7, 10, 14] различной морфологии, относимые большинством исследователей также к трапповой формации, хотя существуют и альтернативные точки зрения [2].

Формационному расчленению интрузивных образований Норильского района посвящена обширная литература [3, 4, 12], официальная легенда для магматических пород принята в [1], согласно которой породы гипербазит-базитового состава делятся на несколько комплексов, рудоносным является только норильский (или иногда называемый талнахский), однако масштаб связанного с ними оруденения резко различен.

На протяжении нескольких десятилетий на повестке дня стоит вопрос о причинах рудоносности единичных массивов среди этого огромного множества базит-гипербазитовых интрузивов: характеризуются ли массивы, содержащие уникальные месторождения, специфическим составом магмы, флюидным режимом и механизмами формирования. Многочисленные работы посвящены выработке критериев рудоносности магматических образований района [5, 8, 13], к которым отнесены, в первую очередь, состав исходного расплава (определенной магнезиальности), повышенные содержания в нем летучих компонентов и рудных элементов, а также высокая степень дифференцированности массива [1, 6]. Эти выводы опираются на данные петрографических исследований и результа-

тов валовых химических, спектральных и хроматографических анализов.

Методика и объекты исследования

Мы попробовали подойти к этому вопросу с другой стороны - путем более тонких исследований, с использованием появившихся в последнее время новых прецизионных методов изучения вещества - определения составов расплавных включений - как основных компонентов в них, так и элементов-примесей, включая летучие компоненты.

Данные по расплавным включениям для рудоносных интрузивов (в основном на примере Талнахского интрузива) приведены ранее [9]. В настоящей статье приводятся результаты изучения включений в оливинах двух безрудных массивов, относящихся к нижнеталнахскому комплексу, - Зеленая Грива и Нижне-Талнахский. Места их локализации указаны на схематической карте района (рис. 1). Положение массивов контролируется пересечением Норильско-Хараелахского разлома с периклиналильным замыканием Норильской мульды (ее юго-западная часть, массив Зеленая Грива) и Хараелахской мульды (южная часть, Нижне-Талнахский интрузив).

Изучение морфологических особенностей, внутреннего строения, распространение магматических включений в оливинах проводилось в пластинках, изготовленных из пород этих массивов. Термометрические исследования проводились, в основном, в муфельной печи, единичные данные получены в камере Соболева-Слуцкого с визуальным контролем процесса нагревания. Полной гомогенизации включений добиться не удалось, в конечной стадии в результате всегда присутствовал газовый пузырь наряду с расплавом. Следует подчеркнуть, что необычным в процессе эксперимента оказалось образование кристаллов высокомагнезиального оливина (более магнезиального, чем оливин-хозяин) внутри включения. Пример такого образования показан на рис.2,3, где новообразованные кристаллы оливина внутри включения составляют до 50% его объема (составы этих фаз, полученного стекла и оливина-хозяина для нескольких включений приведены в таблице 1). Такое новообразование кристаллов оливина происходит практически во всех включениях, меньшая доля кристаллов образуется в меньших по размеру включениях и обладающих средне- или крупнозернистым строением. По-видимому, это результат реакции довольно кислого исходного расплава, захваченного ми-

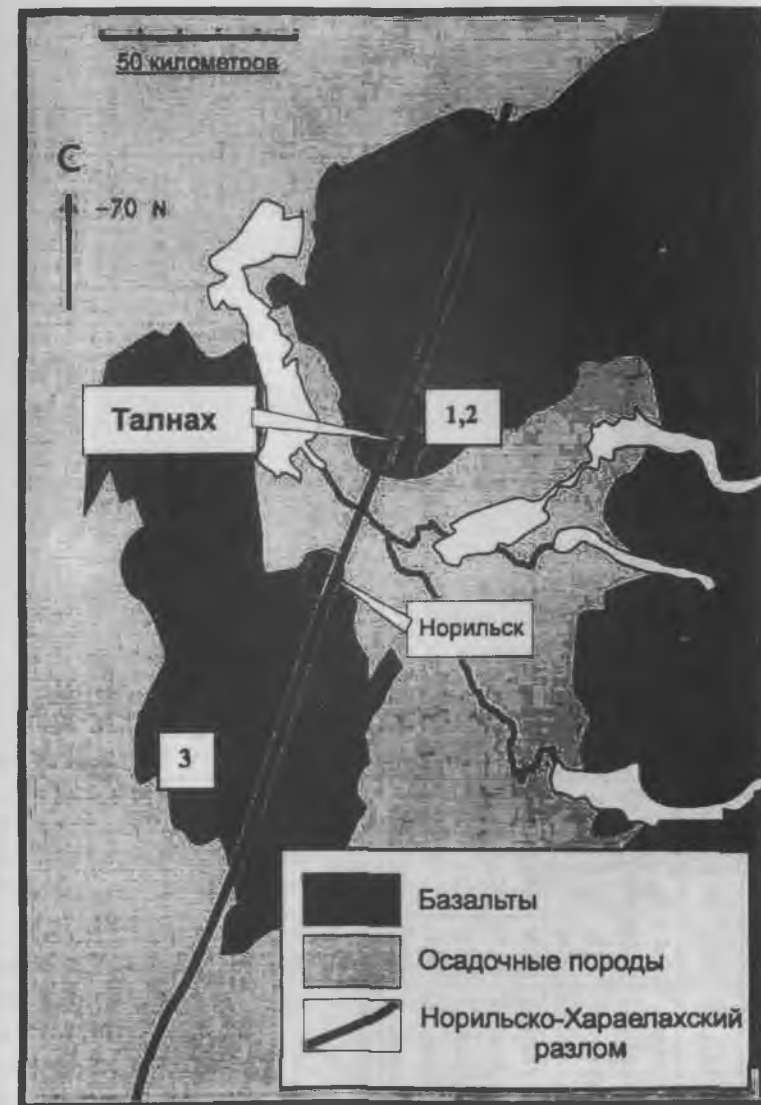


Рис.1. Схема геологического строения Норильского района и положение изученных массивов. Условные обозначения: массивы - 1- Талнахский, 2 — Нижне-Талнахский, 3 - Зеленая Грива. В рамках даны названия рудных узлов.

Таблица 1

Состав расплавленных включений, заключенных в них фаз и оливина-хозяина

№ обр.	№ точки	фаза	SiO ₂	ТlO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	SO ₃	NiO	Сумма
пб3	111	оливин	37.86	0.17	0.19	48.78	0.21	0.21	15.15	-	-	-	-	-	-	102.57
	112	стекло	53.99	1.94	10.36	11.83	0.18	3.57	12.32	2.79	1.22	0.42	-	0.41	-	99.01
	113	оливин	38.20	0.16	0.20	47.97	0.14	0.24	15.02	-	-	-	-	-	0.17	102.09
	114	оливин-хоз.	35.99	-	-	44.07	0.20	0.15	19.75	-	-	-	-	-	-	100.16
пб2	111	стекло	54.30	1.88	11.23	8.33	0.25	2.51	13.93	3.84	1.31	0.21	-	0.48	-	98.28
	112	стекло	54.74	1.71	11.10	8.25	0.12	2.61	13.96	4.12	1.35	0.40	-	0.52	-	98.88
	113	оливин	40.23	0.11	1.76	41.75	0.14	0.27	14.65	-	-	-	-	-	-	98.92
	114	оливин-хоз.	35.77	-	-	43.53	0.34	0.16	18.42	-	-	-	-	-	-	98.21
	115	оливин	37.47	0.08	0.21	44.21	0.29	0.11	16.90	-	-	-	-	-	-	99.28
пб5	111	пироксен	52.25	0.09	0.66	32.52	0.26	0.41	12.26	-	-	-	-	-	-	98.48
	112	оливин	39.53	0.48	2.03	43.24	0.27	0.48	15.10	-	-	-	-	-	-	101.12
	113	оливин-хоз.	36.80	-	0.45	43.78	0.36	0.19	18.90	-	0.08	0.17	-	-	0.18	100.92
	114	стекло	51.05	0.61	10.97	16.37	0.24	2.29	12.65	-	0.05	-	0.12	-	0.15	95.51
пб1	111	стекло	60.76	1.63	12.13	7.70	0.16	2.28	8.47	4.39	1.65	0.26	0.12	0.53	-	100.09
	112	стекло	61.54	1.67	12.23	7.61	0.19	2.40	8.76	3.81	1.64	0.57	0.09	0.27	-	100.77
	113	оливин-хоз.	36.84	-	-	44.38	0.28	0.15	18.88	-	-	-	-	-	-	100.53
пб0	111	стекло	54.19	1.55	11.88	9.46	0.15	3.18	12.26	2.90	1.09	0.35	-	0.39	-	97.40
	112	оливин	42.16	0.24	2.30	41.98	0.21	0.59	11.42	-	-	-	-	-	-	98.90
	113	оливин-хоз.	36.68	-	-	44.03	0.36	0.16	17.33	-	-	-	-	-	0.15	98.70

Примечание: "оливин-хоз." - состав оливина, содержащего включение; "оливин" - состав оливина, находящегося во включениях.

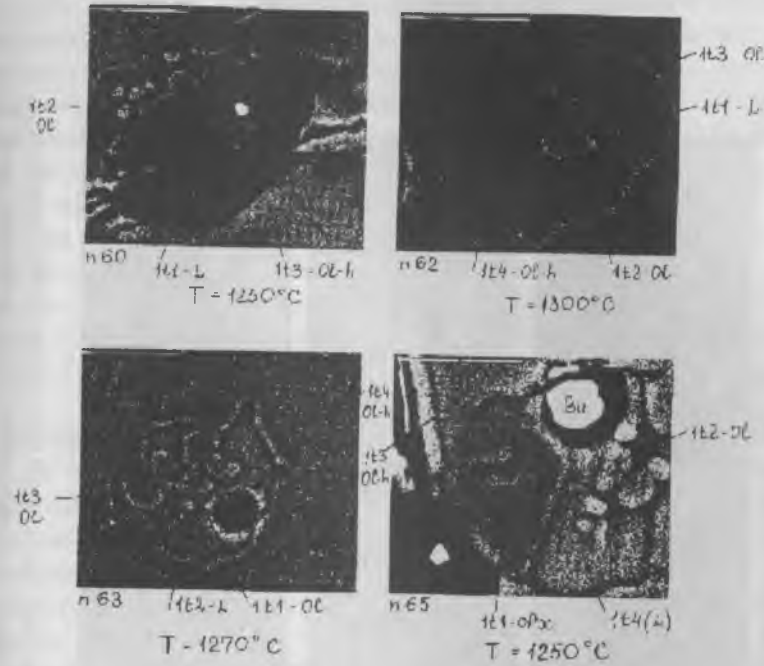


Рис.2. Внутренняя структура расплавленных включений при высоких температурах (1250-1300°C. Изображение в отраженных электронах, «Camscan», ИГЕМ. Шкала - 20 мкм. Здесь и на рис. 3,4 условные обозначения: Ol - оливин, OpX - ортопироксен, L - стекло, G - газ, Wu - сплав Вуда (попавших при изготовлении шашек). Номера включений (n60) и точек (111) соответствуют таковым в табл. 1.

нералом, с оливином-хозяином. Образование высокомагнезиального оливина внутри включения приводит к тому, что температура получения стекла, не содержащего фаз, является завышенной по сравнению с истинной температурой образования минерала: приходилось нагревать включения до 1320-1350°C. Проведенные эксперименты показывают, что на этот процесс образования магнезиального оливина влияет кинетика процесса нагревания оливина: постепенное и длительное нагревание включения (1,5-2 часа) от температуры 1000 до 1250°C снижает количество ново-

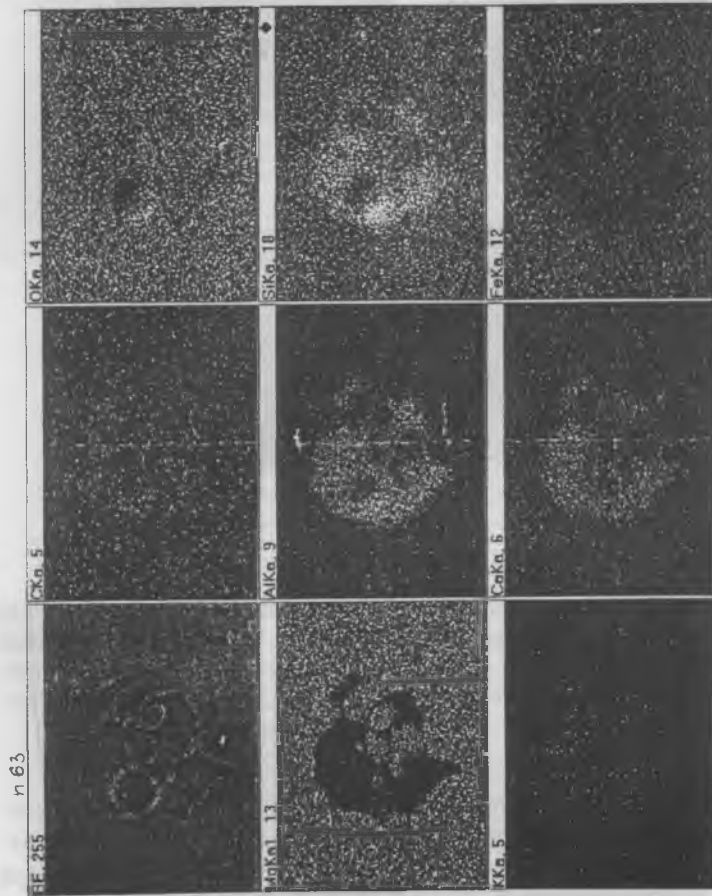


Рис.3. Изображение одного из расплавных включений с кристаллами оливина внутри:
а) - в отраженных электронах, остальное - в характеристических рентгеновских лучах

образований. Однако целиком избавиться от них при данных температурах пока не удалось. Поскольку вынужденный перегрев включений осуществлялся практически для всех включений, истинный состав расплава получался путем пересчета исходных данных до равновесия с оливином-хозяином по программе «Петролог» (Данюшеский, 1999). Микрозондовые анализы включений выполнены Н.Н. Кононковой в ГЕОХИ РАН на микроанализаторе «Cameca SX 50», а определение воды и фтора — С.Г. Симакиным (Институт микроэлектроники РАН, г. Ярославль) на ионном зонде. Микрозондовые анализы породообразующих минералов выполнены Т.И. Головановой в ИГЕМ РАН на микроанализаторе «Cameca ms 46». Химические составы пород Нижне-Талнахского массива выполнены И.А. Рощиной с применением рентгенофлуоресцентного анализа в ГЕОХИ РАН.

Особенности строения интрузивов нижнеталнахского типа

В отличие от детально описанных контрастно дифференцированных интрузивов норильского (аналог - талнахского типа) нижнеталнахские массивы характеризуются более однородным внутренним строением (показанным на примере Нижне-Талнахского интрузивного тела). Они сложены различными типами оливинсодержащих пород: от оливинсодержащих габбро до троктолитов и пикритовых габбро-долеритов, в них практически отсутствуют горизонты лейкократовых пород (лейкогаббро, анортозиты и т.д.). Благодаря этим особенностям, средневзвешенный состав этих массивов отличается от рудоносных интрузивов значительно большей магнизиальностью (15 мас.% MgO по сравнению с 10-12 мас.% Талнахского интрузива), также для них характерно пониженное содержание щелочей.

Важной для нас особенностью также являются малые вариации составов оливинов по разрезу, таким образом, скрытая рассленность не типична для этих образований. Состав оливинов в целом является более магнизиальным (в среднем 79-80 мол.% Fo), чем в интрузивах талнахского типа.

Магматические включения в оливинах

Общая характеристика. В оливинах разных типов пород массивов Нижне-Талнахский и Зеленая Грива установлены следующие типы включений: 1 - расплавные, 2 - кристаллические, 3 - флюидные и 4 - комби-

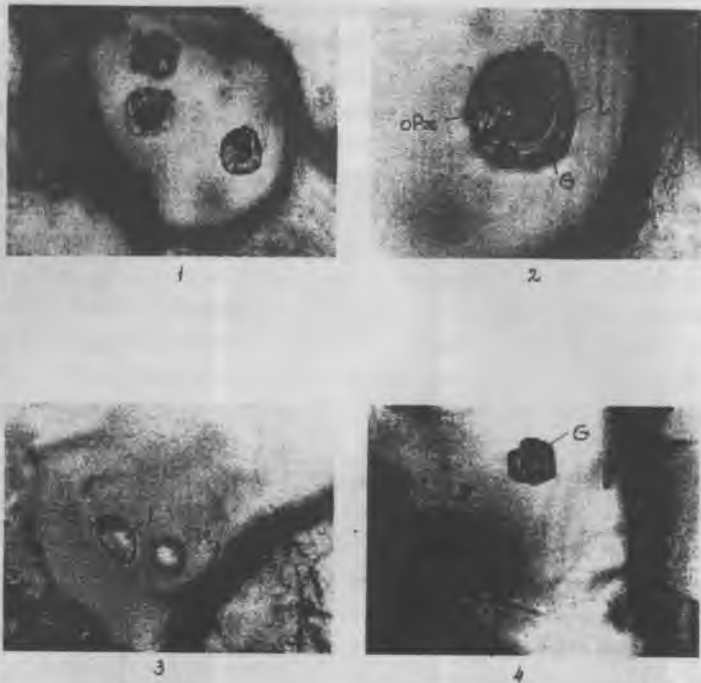


Рис.4. Типы расплавных включений в оливинах: 1 - общий вид зерна оливина с расплавными включениями (25-30 мкм), 2 - деталь 1 - частично раскристаллизованное включение, состоящее из стекла, газа и ортопироксена; 3 - стекловатое включение, 15 мкм (внизу, под поверхностью зерна, не в фокусе, - кристаллическое включение — плагиоклаз).

нированные (рис. 4). Аналогичные типы включений были отмечены для Талнахского интрузива [9]. Однако соотношение этих типов различно для разных массивов.

Типы и соотношение включений в Талнахском и Нижне-Талнахском массивах аналогичны, характерной чертой является наличие большого количества кристаллических включений, представленных плагиоклазом, хроммагнетитом, ортопироксеном (реже - клинопироксеном), апатитом (в отдельных образцах они могут составлять до 90 об.% всех включений). Расплавные включения в них представлены как раскристаллизо-

ванными или частично раскристаллизованными включениями, так и закаленными стеклами.

Стекловатые включения имеют размер до 30 мкм, а раскристаллизованные могут достигать 60-70 мкм. Достаточно часто в Нижне-Талнахском (как и в Талнахском) массиве встречаются флюидные включения, представленные низкоплотной газовой фазой.

Магматические включения в оливинах пород массива Зеленая Грива существенно отличаются от таковых Нижне-Талнахского массива: в них резко доминируют раскристаллизованные расплавные включения, причем в целом они значительно крупнее по размеру, чем ниже-талнахские, единичные из них имеют размер 100-120 мкм. Все остальные типы представлены единичными включениями (стекловатые - 2, газовые - 3, кристаллические - только плагиоклаз - 12 включений) из общего количества изученных включений, составляющих около 600 штук. Большая часть включений имеет крупнозернистое строение, дочерние фазы могут достигать десятков микрон, и лишь единичные из них имеют очень тонкозернистое строение. При этом включения отличаются и по морфологии: в первом случае они имеют форму, близкую к отрицательным кристаллам оливина, или овальную, то в последнем случае - это исключительно шарообразные включения. Если рассматривать их распределение в пределах отдельных зерен оливина, то примерно в половине случаев они располагаются в центре зерна, а в половине в его краевых частях (примерно 2/3 расстояния от центра зерна к его краю, в самой краевой зоне они практически не встречаются).

Породы массива в различной степени подвергнуты вторичным изменениям, при этом обычно оливин замещается серпентином или боулинитом с сохранением совершенно чистых участков, неподверженным этим процессам. В этом случае находящиеся внутри таких участков включения также сохраняются свежими. Однако бывают случаи, когда включения также подвергаются вторичным изменениям, иногда совместно со всем зерном оливина, а иногда по подходящим к ним трещинам. Таким образом, необходимо тщательное изучение их до термометрических исследований, поскольку полученные в результате составы расплавов для таких включений, естественно, будут сильно отличаться от истинных составов.

Составы включений. Сопоставление составов включений Нижне-Талнахского и Зеленой Гривы массивов показывает (рис.5), что они об-

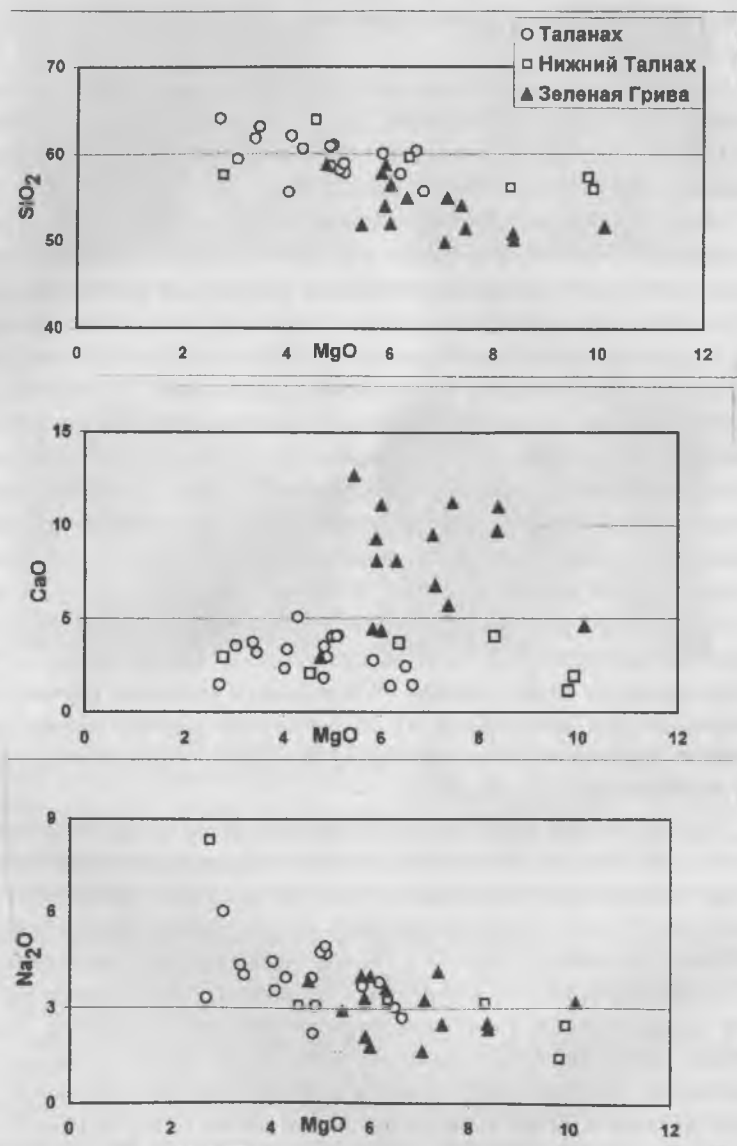


Рис.5. Диаграммы составов экспериментально полученных стекол из расплавных включений для разных массивов.

наруживают как черты сходства, так и сильные различия (табл. 2). Последние проступают более явно. Состав включений массива Зеленая Грива близок к таковому пород в большинстве случаев и приближается к толеитовым базальтам. Включения из Нижне-Талнахского массива существенно отличаются по составу от пород более высокими концентрациями кремнезема и пониженными кальция. Хотя и в породах массива Зеленая Грива встречаются иногда низкокальциевые включения, одно стекловатое включение содержит всего 0,6 мас.% этого элемента (рис.6,7). Остальные компоненты близки к таковым в породах. Концентрации летучих компонентов сильно меняются от одного включения к другому. Так, например, содержания хлора могут варьировать от 0.01 мас.% до 2.5 мас.% в одном из включений массива Зеленая Грива. Последнее значение, конечно, представляет собой аномальное значение, однако в закаленных стеклах часто концентрации этого элемента достигают 0.6 - 0.7 мас.%. Уровень концентрации этого элемента для разных массивов сопоставим (Нижне-Талнахский, Талнахский и массив Зеленая Грива). Концентрации фтора достаточно высоки, они варьируют от 300 до 1600 ppm во включениях в оливинах из массива Зеленая Грива (для других массивов пока таких данных нет). Концентрации воды в стекловатых включениях могут достигать 2 мас.% и также типичны для сравниваемых массивов. Значения рассмотренных летучих компонентов являются рядовыми для расплавов базальтового состава континентальных рифтовых зон, согласно данным В.Б.Наумова с соавторами.

Закключение

Рассмотренные особенности распределения разных типов включений и данные по их составам в оливинах массивов Зеленая Грива и Нижне-Талнахский свидетельствуют о существенных различиях между расплавами, из которых они кристаллизовались.

Наличие большого количества кристаллических включений в оливинах, необычный состав расплавных включений (близкий к андезитовому и характеризующийся низкими значениями концентраций кальция) в оливинах Нижне-Талнахского массива свидетельствует о том, что этот минерал кристаллизовался из сильно фракционированного расплава, из которого на ранних стадиях уже выделились такие фазы как плагиоклаз, хроммагнетит и пироксен. Именно этим могут быть и обусловлены ука-

Таблица 2.

Составы экспериментально и природно закаленных стекол из оливинов
интрузивов нижнеталнахского комплекса

Массив	Экспериментально полученные стекла					Природные стекла	
	Зеленая Грива					Нижне- талнах- ский	Зеленая Грива
№ пп	1	2	3	4	5	6	7
№ обр.	Ф-233/ 343	Ф-233/ 343	Ф-233/ 343	Ф-233/ 343	ОП-4/ 1941	ПГ 31-839	Ф-233/343
№ вкл.	100	102	104	105	78	80	111
Размер, м	50	30	50	30	25	30	40
SiO ₂	49.52	50.37	50.66	49.53	56.13	72.18	69.21
TiO ₂	0.53	0.99	0.93	0.98	0.97	0.03	0.08
Al ₂ O ₃	16.74	11.98	14.15	11.79	16.41	18.00	17.94
FeO	12.26	13.62	9.36	13.72	8.57	1.03	6.95
MnO	0.23	0.22	0.15	0.17	0.04	0.02	0.04
MgO	9.36	11.40	11.11	10.67	7.30	0.40	0.23
CaO	8.95	8.99	11.03	10.30	2.63	0.78	0.61
Na ₂ O	1.55	2.32	2.26	2.18	7.52	3.62	6.20
K ₂ O	1.42	0.83	0.80	0.70	1.01	4.00	4.67
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.12	0.11	0.21	0.02	0.03
Cl	0.02	0.01	0.02	0.08	0.09	0.46	0.45
S	" - "	" - "	" - "	" - "	" - "	0.03	0.00
Ni	0.01	0.03	0.01	0.01	0.09		0.07
Сумма	100.63	100.82	100.55	100.19	100.96	100.51	100.19
H ₂ O, мас	0.02	0.02	0.13	0.12	0.08	1.21	1.81
F, ppm	334.00	1517.00	921.00	1231.00	1613.00	" - "	0.00

Таблица 2. (окончание)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7
Состав оливина-хозяина							
SiO ₂	39.71	39.23	38.89	38.65	38.22	39.60	39.47
MgO	39.33	41.71	42.22	41.20	39.31	42.38	40.37
FeO	19.63	19.08	18.67	18.95	21.61	20.42	19.44
CaO	0.38	0.29	0.32	0.29	0.19	0.11	0.26
MnO	0.31	0.26	0.32	0.25	0.28	0.28	0.27
NiO	0.03	0.01	0.08	0.09	0.14	0.18	0.08
Sum	99.38	100.17	100.49	99.32	99.74	102.98	99.86
Fo	78.13	79.58	80.12	79.48	76.42	78.71	78.73
T°C	1270	1240	1340	1280	1260		
Составы расплавов, равновесные с оливином-хозяином							
SiO ₂	49.82	50.83	51.8	50.07	57.54		
TiO ₂	0.56	1.07	1.07	1.04	1.08		
Al ₂ O ₃	17.74	12.94	16.25	12.57	18.22		
Fe ₂ O ₃	1.19	1.64	0.99	1.7	1.28		
FeO	10.67	11.68	7.6	11.88	6.43		
MnO	0.24	0.24	0.17	0.18	0.04		
MgO	7.06	8.37	5.45	8.39	2.77		
CaO	9.48	9.71	12.67	10.98	2.92		
Na ₂ O	1.64	2.51	2.94	2.32	8.35		
K ₂ O	1.5	0.9	0.92	0.75	1.12		
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.14	0.12	0.23		

Примечания. 1-номера образцов соответствуют: номер скважины/ глубина, м;
2 - "-" - элемент не определяется

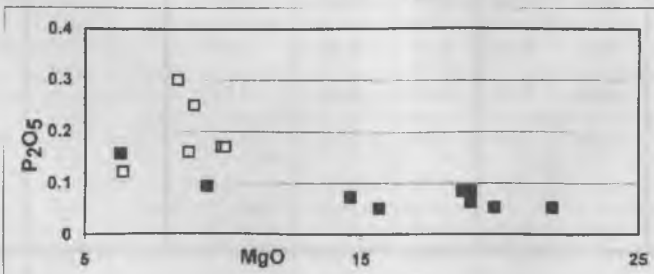
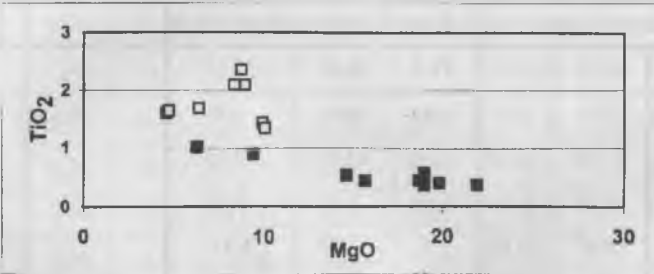
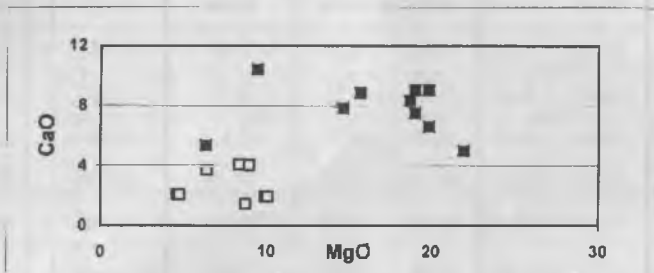
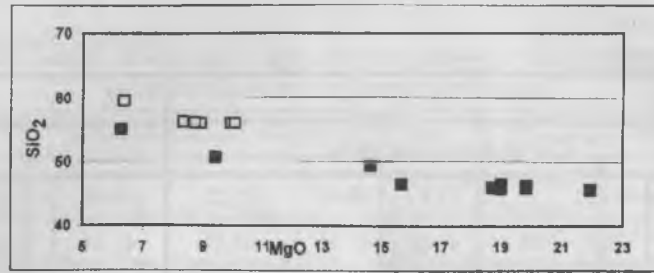


Рис.6. Сравнение составов включений и пород массива Нижне-Талнахский интрузив

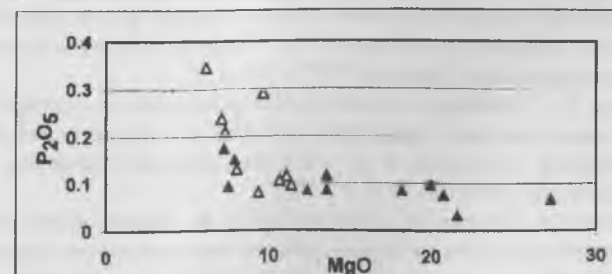
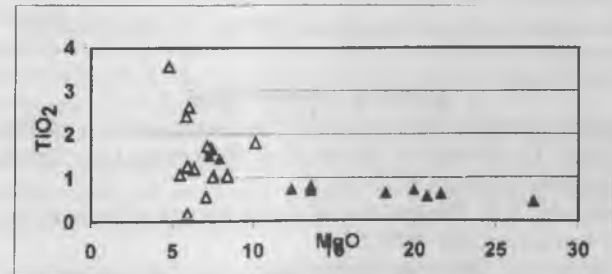
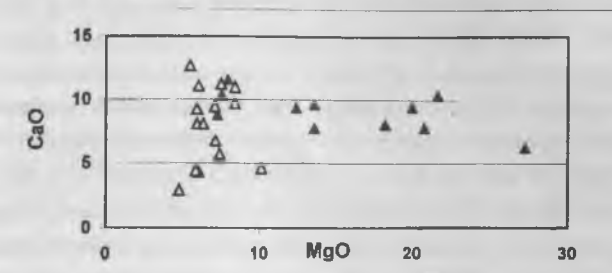
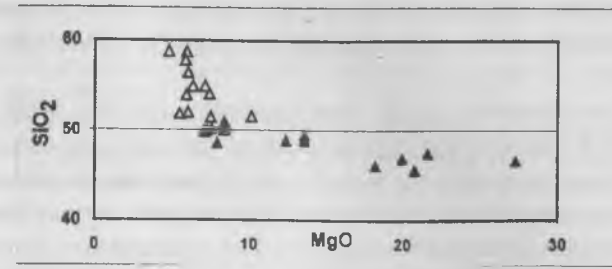


Рис.7. Сравнение составов включений и пород массива интрузив Зеленая Грива.

занные особенности родоначального для этих оливинов расплава (резко отличающегося от такового, сформировавшего основную массу пород массива).

Кристаллизация основной части оливина в массиве Зеленая Грива происходила совершенно в других условиях. Вероятно, это была внутрикамерная кристаллизация из того же самого расплава, который образовал весь массив в целом. Это подтверждается иным соотношением типов расплавных включений и составом самих расплавных включений.

Выявленные различия между исходными для оливинов расплавами однако пока никак нельзя связать с рудоносностью этих образований, поскольку идентичными (в отношении изученных магматических включений) оказались Талнахский интрузив с уникальными платино-медно-никелевыми рудами, и безрудный Нижне-Талнахский массив. В то же время безрудный массив Зеленая Грива резко отличается от них по изученным параметрам. Вполне вероятно, что эти различия могут быть обусловлены различной историей формирования и дальнейшей эволюцией исходных для этих массивов расплавов в различных рудных узлах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ - № 00-05-64507

Список литературы

1. Геология и рудные месторождения Норильского района. VII Платиновый конгресс. Путеводитель. Люлько В.А., Федоренко В.А, Дистлер В.В. и др. Москва-Норильск. 1994,44 с
2. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959, 68 с.
3. Голубков В.С. Пространственно-временные закономерности развития траппового и ассоциирующего ультраосновного магматизма на северо-западе Сибирской платформы. В кн. « Траппы Сибирской платформы и их металлогения». Иркутск, 1971, с. 40-41.
4. Додин Д.А. Некоторые закономерности распределения, состава и генезиса медно-никелевого оруденения, связанного с траппами северо-запада Сибирской платформы. В кн. « Траппы Сибирской платформы и их металлогения». Иркутск, 1971, с 35-39.
5. Додин Д.А., Додина Т.С., Бевзлок Б.М. и др. Эффективные прогнозно-поисковые комплексы и их роль в расширении минерально-сырьевой базы страны. В кн. «Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона». Апатиты, 1988, с.25-29.
6. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудонос-

ность Норильского рудного района. М., Недра, 1988, 279 с.

7. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). Новосибирск, Наука. 1989,248 с.
8. Кавардин Г.И., Ковалева Г.А. Никеленосные рудно-магматические системы трапповых полей и их роль в прогнозе медно-никелевых месторождений на севере Красноярского края.. В кн. «Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона». Апатиты, 1988, с.48-51.
9. Криволицкая Н.А. Магматические включения в оливинах норильских гипербазит-базитовых интрузивов. Труды IX Международной конференции по термобарогеохимии. Александров. 1999. с. 99-115.
- 10.Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. Новосибирск, Наука, 208 с.
- 11.Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмлюк В.В., Дорофеева В.А. Концентрации летучих компонентов H₂O, Cl, F, S, CO₂ в магматических расплавах различных геодинамических обстановок. Геохимия, 2000, № 5, с. 555-564.
- 12.Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т.1. Петрология траппов. Новосибирск, изд-во «Нонпарель», 2000, 406 с.
- 13.Садиков И.А. Технология геохимического прогноза медно-никелевых месторождений. В кн. «Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона». Апатиты, 1988, с.87-93.
- 14.Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implication for relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contr.Miner.PetroL, v. 104, p. 631-644.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЙРАГАЧ (УЗБЕКИСТАН): ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ

О.Ю. Плотинская, В.А. Коваленкер, В.Ю. Прокофьев,
Е.О. Грознова, Л.П. Носик

Summary

The Kairagach epithermal telluride bearing gold deposit occurs in the middle-late carbon andesite caldera complex. Four stages of mineralisation were recognised: 1) acid sulfate alteration 2) Au-quartz-pyrite, 3) main ore, 4) galena-sphalerite. Fluid inclusions data shows a wide range of salinities and temperatures of the main ore stage 200-300°C and late ore stage 150-250°C. Boiling occurred during main ore stage at shallow levels of the deposit. Stable isotope compositions show that ore fluids were of magmatic origin mixed up with meteoric waters. The $\delta^{34}\text{S}$ data for coexisting vein sulfides and sulfates require that the ore fluids were H_2S dominant at deep levels and had different redox state at shallow levels.

Введение

Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кайрагач изучается уже более 15 лет. Данные о его геологическом строении и минеральном составе руд публиковались ранее (Коваленкер, Гейнке 1984, Бадалов, Спиридонов 1983 и 1986, Бадалов и др. 1984, Спиридонов, Бадалов, 1983, Коваленкер, Русинов, 1986, Плотинская, Коваленкер, 1998, Плотинская, Коваленкер, 1999, Плотинская, 1998 и др.), однако такие проблемы, как источник рудообразующих флюидов, их состав и эволюция ранее детально не рассматривались.

Зарубежные исследователи выделяют два контрастных типа эпитермальных месторождений, кислотно-сульфатный и адуляр-серицитовый (по Heald et al., 1987) или высокосульфидизированный и низкосульфидизированный (по White, Hedenquist, 1990). Существуют также месторождения, несущие в себе черты обоих типов.

Месторождения высокосульфидизированного типа приурочены, как правило, к сложным вулканическим постройкам - стратовулканам, кальдерам, выполненным вулканитами известково-щелочной серии кислого

или среднего состава и характеризуются глубинами формирования преимущественно от 500 до 2000 м.

В рудах таких месторождений обычно наблюдаются высокие соотношения Au/Ag и повышенные содержания меди. Рудная минерализация в них, как правило, вкрапленная, пожилково-вкрапленная, широко распространен пирит, присутствуют энаргит, люцит, голдфилдит. Гидротермальными изменения представлены серицитолитами с пиррофиллитом или алуниновыми или каолиновыми кварцитами. Флюиды, ответственные за формирование таких месторождений, обычно имеют магматическое или смешанное метеорно-магматическое происхождение. Они, как правило, характеризуются широкими вариациями солености и низкими pH за счет присутствия HCl и SO_4^{2-} . Температуры рудообразования варьируют от 100 до 320°C. На поздних стадиях флюиды могут нейтрализовываться за счет взаимодействия с вмещающими породами или разбавления метеорными водами (White, Hedenquist, 1990). Примерами месторождений такого типа могут служить Саммитвилл, Голдфилд (США), Пуэбло-Вьехо (Доминиканская Республика), Озерновское (Россия) и другие.

Месторождения низкосульфидизированного или адуляр-серицитового типа формируются на большем удалении от магматического источника (преимущественно на глубине от 0 до 1000 м) и далеко не всегда имеют выраженную связь с магматизмом. Руды этих месторождений характеризуются, как правило, низкими соотношениями Au/Ag и высокими содержаниями Cu и Zn. Из метасоматитов на них развиты серицитолиты или аргиллизиты, рудная минерализация приурочена к жилам выполнения или зонам брекчирования пород; из жильных минералов наиболее типичными являются халцедон и адуляр. Такие месторождения образуются за счет слабосоленых флюидов метеорного или смешанного метеорно-магматического происхождения, как правило, нейтральных или слабощелочных; характерны явления вскипания флюидов. (White, Hedenquist, 1990). Примерами месторождений низкосульфидизированного типа являются Банска Штьявница (Словакия), Балей (Россия), Комсток, Крид (США) и другие.

Месторождение Кайрагач принадлежит к кислотно-сульфатному или высокосульфидизированному типу эпитермального оруденения с золото-сульфидно-селенидно-теллуридной специализацией (Коваленкер, Гейн-

ке, 1984). В настоящем докладе рассматриваются результаты исследований физико-химических условий формирования руд месторождения, эволюции химического и изотопного состава рудообразующих флюидов и обсуждается их природа.

Основные черты геологии месторождения

Месторождение Кайрагач располагается на северном склоне Кураминского хребта Срединного Тянь-Шаня в 3,5 км к северо-востоку от более крупного и более известного эпитермального золото-теллуридного месторождения Кочбулак (Коваленкер и др., 1997). Месторождение приурочено к вулканической кальдерной постройке. В центре кальдеры расположено экструзивное тело трахиандезит-порфиров грибообразной формы, которое, предположительно, представляет собой жерло древнего стратовулкана. Кальдера выполнена туфами, лавами и субвулканическими образованиями андезитового, андезит-дацитового и дацитового составов средне- и поздне-каменноугольного возраста. Вулканогенно-осадочные породы прорываются образованиями дайкового комплекса позднекаменноугольно-раннепермского возраста, представленными дайками диабазовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. На западе месторождение ограничено разломом сбросового типа, а на севере- Шаугазским (или Ангрэнским) надвигом северо-восточного пространия. (Коваленкер, Гейнке, 1984). В вулканических и субвулканических породах повсеместно проявлена слабая пропилитизация в кальцит-хлоритовой и альбит-хлорит-кальцитовой фациях (по данным Русинова В.Л.).

Минеральные ассоциации и последовательность минералообразования

Рудная минерализация месторождения Кайрагач концентрируется, главным образом, в двух рудных зонах северо-восточного простирания, которые получили названия зона Диабазовая и Первая Рудная зона.

Рудные тела приурочены к протяженным (до 3-5 км) субвертикальным сближенным зонам березитизации и метасоматического окварцевания, которые контролируются тектоническими нарушениями и дайками диабазовых порфиритов. Текстуры руд массивные, вкрапленные и гнездовкряпленные, иногда брекчиевые, очень редко прожилково-вкрапленные. Руды убого- и малосульфидные (1-2, реже до 10% сульфидов).

Процесс рудообразования происходил в условиях высокой тектонической активности и сопровождался явлениями катаклаза и брекчирования руд, результатом которых стало пространственное совмещение разновозрастных минеральных ассоциаций и перетложение рудного вещества, разложение отдельных минералов и формирование на их месте новых минеральных ассоциаций.

Авторами выделено 4 стадии минералообразования (таблица 1): 1) стадия околорудных метасоматитов, 2) золото-кварц-пиритовая, 3) золото-блеклорудно-сульфосольно-теллуридная основная рудная, и 4) галенит-сфалеритовая. (Плотинская, 1998, Плотинская, Коваленкер, 1998).

На стадии околорудных метасоматитов имели место березитизация и метасоматическое окварцевание рудовмещающих андезитовых порфиритов, выразившиеся в замещении основной массы серицитом, карбонатом и кварцем с сохранением реликтовых магматических структур и вкрапленников плагиоклаза. Во внутренних зонах развиты сильно березитизированные породы, в которых плагиоклаз вкрапленников замещен серицитом и карбонатом, но порфировая структура сохраняется. В осевых частях березитизированных пород, располагаются выщелоченные кавернозные метасоматические кварциты, содержащие вкрапленность пирита, реже пиррофиллита и диаспора. В приповерхностных зонах месторождения в кварцитах присутствуют алунит и каолинит.

Образования золото-кварц-пиритовой стадии представлены вкрапленностью пирита, мелкодисперсного высокопробного самородного золота и, в незначительных количествах, рутила в кварцитах.

Минералы золото-блеклорудно-сульфосольно-теллуридной стадии выполняют жилы, прожилки, пустоты, а также брекчируют обломки, сложенные минералами более ранних стадий. Из жильных минералов этой стадии помимо кварца широко развиты барит и серицит.

В пределах золото-блеклорудно-сульфосольно-теллуридной стадии выделено несколько минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга (таблица 1). Наиболее ранняя минеральная ассоциация представлена голдфилдитом и фаматинитом. Эти минералы развиты в приповерхностных зонах месторождения. На более глубоких уровнях развит халцедоновидный кварц с баритом. К более поздним минеральным ассоциациям относятся ассоциация теллуридов золота, самородного теллура, сульфосолей Bi, Pb и Cu, ассоциация теллуридов серебра и

Таблица 1

Основные минеральные ассоциации месторождения Кайрагач

Стадии минералообразования	Минеральные ассоциации	Главные рудные минералы	Жильные минералы
Околорудных метасоматитов		пирит	кварц, серицит, карбонат,
Золото-кварц-пиритовая		пирит, халькопирит, самородное золото, рутил	кварц, серицит
Золото-	ассоциация голдфилдита и фаматинита	голдфилдит, халькопирит, фаматинит, люционит, калусталит и др.	кварц, барит
	ассоциация золота в кварц-баритовом агрегате	самородное золото, касситерит кварц,	барит
блеклорудно -	ассоциация теллуридов	самородное золото, халькопирит алтаит, калаверит, колорадоит, сильванит, петцит, гессит	барит, на нижних горизонтах-кварц
сульфосолюно-	ассоциация сульфосолей висмута	самородное золото, самородный Bi сульфосоли Bi, Cu и Pb, Bi-содержащие блеклые руды	барит, кварц
	теллуридная	ассоциация тетраэдрита	барит
Галенит-сфалеритовая		пирит, халькопирит, аленит, сфалерит	кальцит, барит, кварц

блеклой руды с халькопиритом.

Минералы галенит-сфалеритовой стадии в виде кварц-карбонат-баритовых жил и прожилков с галенитом, сфалеритом и халькопиритом пересекают образования более ранних стадий.

Из пострудных гидротермальных образований широко развито огипсование. Корневых зон гидротермально-метасоматической системы на месторождении не обнаружено вплоть до наиболее глубоких горизонтов, вскрытых скважинами (по данным Русина В.Л.).

Флюидные включения

Флюидные включения изучались под микроскопом при увеличении 300 \times в двусторонне полированных пластинках толщиной 0,3-0,5 мм. В кварце и барите 2-й и 3-й стадий были обнаружены немногочисленные флюидные включения размером 0,5 - 35 мкм, имеющие форму как отрицательных кристаллов, так и неправильную изометричную. Критериями первичности являлись равномерное распределение включений по объему минерала-хозяина и приуроченность включений к зонам роста. Последнее в минералах Кайрагача встречается очень редко. Большая часть включений отнесена к первично-вторичным, связанным с трещинами, заканчивающимися в пределах внешних зон роста кристаллов. Нередко встречаются вторичные флюидные включения, находящиеся в секущих трещинах. По фазовому составу в кварце и барите преобладают двухфазные включения, заполненные водным раствором с газовым пузырьком (от 5 до 30 об. %), иногда встречаются сингенетичные им существенно газовые вакуоли, свидетельствующие о гетерогенизации (вскипании) гидротермального флюида. В барите нередко присутствуют однофазные, заполненные только водным раствором (что свидетельствует о захвате включений при температурах <50 $^{\circ}$ C (Roedder, 1984). (Рис. 1)

Микротермометрические исследования проводились на термокриокамере THMSG-600 фирмы "Linkam", позволяющей производить измерения температур фазовых переходов при температурах от -196 до 600 $^{\circ}$ C при больших увеличениях. Давление определялось только для гетерогенного флюида по сингенетичным существенно газовым и газовой-жидким включениям как сумма давлений насыщенных паров воды и углекислоты (если она фиксировалась при охлаждении включений).

Концентрация солей в растворе оценивалась по температуре плавления

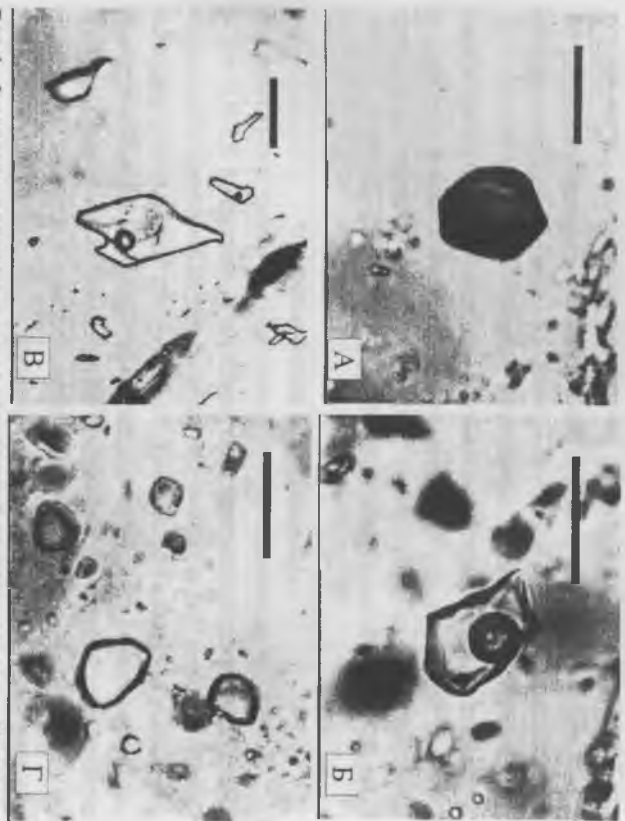


Рис. 1. Флюидные включения в жильных минералах месторождения Кайрагач. Длина линии на фотографии - 10 мкм. А - существовало газовое первичное включение в кварце; Б и В - двухфазные газово-жидкие включения в кварце, температура гомогенизации соответственно 309°C и 158°C; Г - однофазное жидкое включение в барите

ния льда в пересчете на систему $H_2O-NaCl$ по данным работы (Vodnar & Vituk, 1994). Плотность водного раствора $NaCl$ рассчитывалась по программе FLINCSOR версии 1.21 (Влопи, 1989). Необходимо отметить, что в однофазных включениях при криометрических исследованиях иногда наблюдались метастабильное плавление льда при положительных температурах, свидетельствующее об отрицательном внутривакуольном давлении, и, следовательно, рассчитанные по температурам плавления льда концентрации солей для однофазных включений могут быть занижены на несколько процентов (Roedder, 1984).

Данные термо- и криометрического исследования индивидуальных флюидных включений приведены в таблице 2. Как видно из таблицы, наблюдается широкий интервал температур гомогенизации (333- $50^{\circ}C$),

Таблица 2

Результаты микрогермометрических исследований флюидных включений в жильных минералах месторождения Кайрагач. Зона Диабазовая

Минерал	n	Температура, °C			$C_{\text{солей}}$, мас. % экв. NaCl	Плотность раствора, г/см ³	Давление бар
		гомогенизации	эвтектики	плавления льда (кристалла)			
1	2	3	4	5	6	7	8
Зона Диабазовая							
Основная рудная стадия							
кварц	3	252	-23+ -22	-0.7+ -0.2	1.2+ 0.4	0.79+ 0.80	-
кварц*	7	333	-33	-2.1	3.6	0.67	120
"	58	231+ 120	-41+ -32	-7.3+ -1.1	10.9+ 1.9	0.84+ 1.02	-
"	5	231+ 206	-34	-3.8	6.2	0.88+ 0.91	-
" (в)	7	203+ 158	-26+ -25	-2.4+ -2.2	4.0+ 3.7	0.90+ 0.94	-
"*	6	205+ 155	-27+ -26	-3.5+ -2.8	5.7+ 4.7	0.91+ 0.95	27+ 12
" (в)	8	107+ <50	-54+ -53	-18.8+ -11.2	21.5+ 15.2	1.11+ 1.10	-
Барит	13	<50	-23	-2.2+ -1.4	3.7+ 2.4	1.01+ 1.00	-
кварц*	19	309+ 281	-38+ -28	-1.8+ -1.0	3.1+ 1.7	0.70+ 0.76	90+ 65
" (в)	66	254+ 215	-38+ -28	-2.0+ -0.7	3.4+ 1.2	0.80+ 0.87	-
Барит	4	241	-18+ -12	-2.4+ -1.3	4.0+ 2.2	0.83+ 0.85	-
"	3	211+ 209	-19	-3.2+ -2.3 (4.6+ 1.4)	5.3+ 3.9	0.89+ 0.90	-

Таблица 2(продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
-"	6	195+ 173	-23+ -18	-4.1+ -1.2	6.6+ 2.1	0.89+ 0.94	-
Барит	6	237	-21	-0.5	0.9	0.83	-
-"	22	104- 85	-36+ -33	-6.4+ -3.9	9.7+ 6.3	1.00	-
-"	19	<50	-33	-3.9	6.3	1.03	-
Барит	17	134+ 119	-30+ -29	-2.4+ -1.7	4.0+ 2.9	0.96+ 0.97	-
-"	22	115+ <50	-53+ -50	-7.1+ -6.5	10.6+ 9.9	1.02+ 1.06	-
-"	10	292+ 235	-31+ -29	-2.4+ -1.3	4.9+ 2.2	0.74+ 0.86	-
-" (в)	11	142	-45	-7.8	11.5	1.01	-
Кварц	7	253± 218	-16	-1.3+ -0.4	2.2+ 0.7	0.81+ 0.85	-
-"	8	187+ 179	-24+ -22	-2.6+ -2.1	4.3+ 3.6	0.91+ 0.92	-
-"	1	249	-17	-9.5	13.4	0.92	-
Кварц	2	297	-28	-1.5	2.6	0.72	-
Галенит-сфалеритовая стадия							
Кварц	7	318+ 315	-27+ -17	-18.6+ -8.4	21.4+ 12.2	0.83+ 0.92	-
-"	3	170	-26+ -24	-5.8+ -5.4	9.0+ 8.4	0.96	-
-"	12	<50	-53+ -51	-12.2+ -6.2	16.2+ 9.5	1.10+ 1.05	-
-"	3	219	-25+ -24	-5.3+ -5.2	8.3+ 8.1	0.91	-
-"	5	234- 201	-24+ -22	-0.8+ -0.7	1.4+ 1.2	0.83+ 0.88	-
-"	8	223- 204	-36+ -33	-8.1+ -7.6	11.8+ 11.2	0.94+ 0.95	-

Таблица 2(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Барит	3	155	-33	-1.8	3.1	0.94	-
Кварц	9	234	-21	-0.3	0.5	0.82	-
Барит	6	186- 177	-37+ -36	-11.5+ -6.3	15.5+ 9.6	0.95+ 1.01	-
-"	3	188	-36	-10.5	14.5	0.99	-
-"	14	<50	-37	-8/5	12/3	1/08	-
Первая рудная зона							
Основная рудная стадия							
Кварц	9	254+ 247	-28+ -26	-5.2+ -3.5	8.1+ 5.7	0.87+ 0.86	-
-"	8	211+ 130	-55	-10.6+ -6.0	14.6+ 9.2	0.97+ 1.00	-
-"*	7	227+ 212	-28+ -27	-1.6+ -1.1	2.7+ 1.9	0.85+ 0.87	25+ 20
-"	11	243+ 200	-26+ -25	-3.0+ -0.5	5.0+ 0.9	0.85+ 0.87	-
-"	8	275+ 252	-23+ -18	-2.8+ -0.4	4.7+ 0.7	0.76+ 0.82	-

Примечание: * - гетерогенное состояние флюида (кипение). В - вторичные включения.

концентраций солей (21.5 - 0.5 мас. % экв. NaCl) и плотностей раствора (1.11 - 0.67 г/см³). Значения температур эвтектики (-55÷ -41 °С, -36÷ -17, -12 °С) свидетельствуют о хлоридном составе растворов включений и наличии ионов Ca, Na, K и Fe (Борисенко, 1977). Широкие вариации концентраций солей (от 0,5 до 21,5 мас. % экв. NaCl) могут свидетельствовать о наличии в гидротермальной системе флюидов из разных источников. В существенно газовых включениях при замораживании иногда появлялся кристаллик углекислоты малой плотности, переходивший в газ при нагревании до температур -74÷ -68 °С. В одном включении удалось наблюдать плавление CO₂ при температуре -56,6 °С.

Во флюидных включениях в барите в целом наблюдаются более низкие температуры гомогенизации и более высокие концентрации солей, чем во включениях в кварце.

На нижних горизонтах месторождения не наблюдается признаков гетерогенизации флюида, что может быть связано с более высоким давлением на глубине, препятствующим кипению растворов.

В жильных минералах Первой рудной зоны флюидные включения характеризуются меньшим диапазоном температур гомогенизации (275-130 °С), чем в минералах зоны Диабазовая, сравнительно низкими давлениями (25-20 бар) и более узкими вариациями концентраций солей - 14,6-0,7 мас. % экв. NaCl, при этом наименьшие концентрации солей во флюиде зафиксированы именно здесь (Рис. 2).

В основном, эпитермальные месторождения формируются в зоне гидростатического давления. Это позволяет оценить интервал глубин образования руд месторождения Кайрагач по методике, предложенной Дж. Хаасом (Haas, 1971) порядка 1- 1.5 км.

Изотопный состав кислорода и водорода

Изотопный состав кислорода изучался в 34 пробах барита, 11 пробах кварца и 5 пробах серицита (таблица 3). Изотопный состав кислорода барита и кварца характеризуется широкими вариациями δ¹⁸O (Рис.3): в барите - от -0.74 до +13.97‰, в кварце золото-кварц-пиритовой стадии - от +9.69 до +11.44‰ (SMOW), золото-блеклорудно-сульфосолено-теллуридной стадии - от +3.39 до +11.05‰, галенит-баритовой стадии - от +0.47 до +8.12‰. δ¹⁸O серицитов из березитов составляет +0.8‰, в се-

Тем., °С

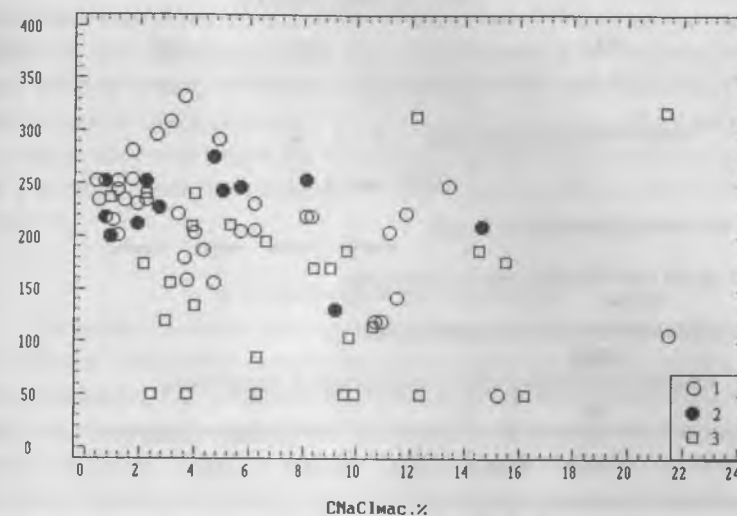


Рис.2. Диаграмма температуры гомогенизации-концентрация флюидных включений в жильных минералах месторождения Кайрагач. 1- кварц из зоны Диабазовая, 2- кварц из Первой рудной зоны, барит из зоны Диабазовая.

Таблица 3

Изотопный состав кислорода кварца месторождения Кайрагач

Стадия	d18O‰	Абсолютная отметка, м
золото-кварц-пиритовая	9.69	+1300
-	10.39	-
основная рудная	4.51	+1140
-	8.04	-
-	11.05	+1300
-	10.5	+1000
галенит-сфалеритовая	3.39	+1300
-	0.47	+1100
-	8.12	+1320
-	11.44	+1000

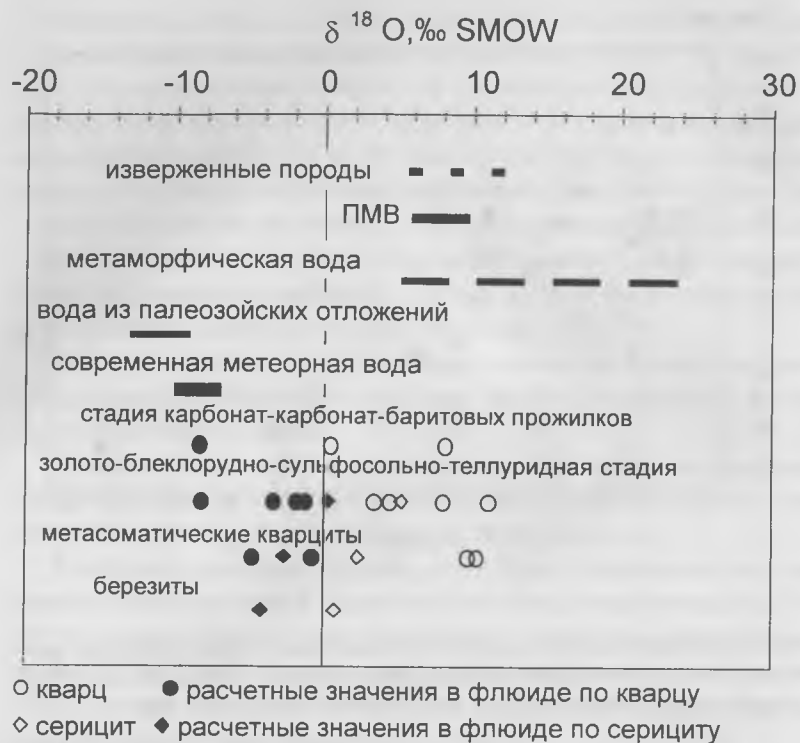


Рис.3. Распределение $\delta^{18}\text{O}$ в различных геологических обстановках (Field, Fifiarek, 1985), в жильных минералах и флюидах месторождения Кайрагач

рицитах ранней рудной стадии - +2.3‰, основной рудной стадии - от +5.3‰ (Коваленкер и др., 1994) до +9,01‰.

Наиболее низкие расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида по кварцу отмечаются для образцов из зоны березитизации (-4.2‰) и из руд золото-кварц-пиритовой стадии (от -4.9‰ до -0.86‰); для образцов третьей стадии они несколько выше (-3.47..+0.3‰), а для галенит-баритовой стадии составляют -0.83‰ (фактор фракционирования в системе кварц-вода при $T=250^\circ\text{C}$ составляет 8.9‰) (Field, Fifiarek, 1985).

Расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD флюидов, равновесных с серицитом различных стадий рудообразования (таблица 3), находятся между значе-

ниями $\delta^{18}\text{O}$ палеозойских метеорных вод (Чернов, Султанходжаев, 1989) и магматической воды (+5.5-+9.0‰, (Тейлор мл., 1982)), при этом в воде, равновесной с серицитом из третьей стадии значение $\delta^{18}\text{O}$ заметно выше, чем в более ранних. Полученные изотопные соотношения могут быть как результатом обогащения $\delta^{18}\text{O}$ метеорных вод, так и обеднения $\delta^{18}\text{O}$ флюидов магматического происхождения в результате изотопного обмена с вмещающими породами при температурах от 200 до 300°C (Рис. 4, Табл. 4.).

4. Изотопный состав серы

Изотопный состав серы изучен в 34 пробах барита и в 17 пробах сульфидов. Результаты определений приведены на рис. 5 и в табл. 5, из которой видно, что галениты, входящие в состав галенит-баритовой стадии, несколько обеднены $\delta^{34}\text{S}$ (-5.00 / -0.61‰, среднее -2.5‰) по отношению к пиритам второй и третьей стадий (-4.54 / +3.61‰, в среднем -0.86‰). Бариты четвертой стадии (+6.98 / +22.03‰, в среднем +14.18‰) несколько обеднены $\delta^{34}\text{S}$ по отношению к баритам третьей стадии (+9.22 / +24.25‰, в среднем 18.5‰). В свою очередь, бариты из поздних минеральных ассоциаций 3-ей стадии несколько обогащены тяжелыми изотопами серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +15.93 до +24.25‰, в среднем 20.13‰) по отношению к более ранним баритам, ассоциирующим с золотоносным халцедонидным кварцем (+15.57 / +21.17‰, в среднем 18.85‰).

Галениты и бариты пострудной стадии по своим изотопным характеристикам весьма близки к таковым из пострудной стадии на месторождении Кочбулак (-3.83 и +14.7 ‰ соответственно) (Коваленкер и др., 1997). Температура, рассчитанная по сосуществующим галениту и бариту по формуле, предложенной Филдом и Фифареком (Field, Fifiarek, 1985) для равновесных галенит-баритовых пар ($T_K=2.66 \times 10^3 / (\Delta - 0.56)^{1/2}$), составляет 293°C, что превышает данные, полученные по флюидным включениям в баритах и карбонатах галенит-баритовой стадии (от 150 до 250°C). Скорее всего, это свидетельствует о том, что бариты и галениты кристаллизывались в неравновесных условиях. В баритах отмечается существенный рост $\delta^{34}\text{S}$ с глубиной (Рис. 6, Табл. 6). Можно отметить, что в баритах галенит-сфалеритовой стадии эта закономерность выявлена гораздо четче, чем в баритах основной рудной стадии. Причины возникновения таких пространственно-временных изотопных соотношений мо-

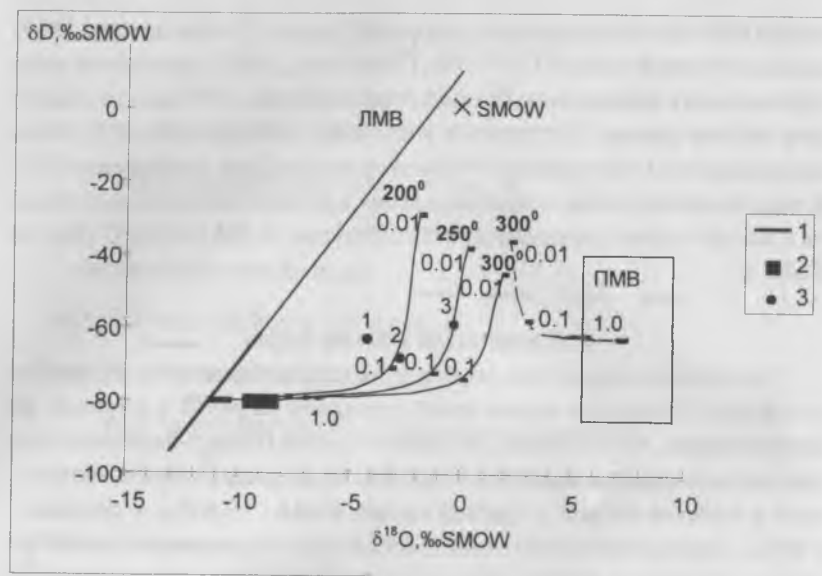


Рис.4. Сопоставление значений δD - $\delta^{18}O$ в воде, равновесной с серицитами при 250°C, с изотопными характеристиками основных резервуаров гидросферы (по Тейлор мл., 1982): SMOW- океаническая вода, ПМВ- первично-магматическая вода, ЛМВ- линия метеорной воды. Нумерация точек соответствует таблице 4. Изотопное фракционирование в системе мусковит-вода при 250°C принято: $\Delta D=0$ (Bower, Taylor Jr., 1985), $\Delta^{18}O=5\%$ (Field, Ficarek, 1985).

Таблица 4

Изотопный состав водорода и кислорода серицитов месторождения Кайрагач

Ассоциация серицита	№	$\delta D, \%$ (SMOW)	$\delta^{18}O, \%$ (SMOW)
Зона березитизации	1*	-63	0.8
Золото-кварц-пиритовая (ранняя рудная стадия)	2*	-68	2.3
Золото-сульфосолюно-блеклорудно-теллуридная стадия	3*	-59	5.3
-	4	н/опр	9,01
-	5	н/опр	8,11

*Примечание: данные из (Коваленкер и др., 1994), н/опр. - не определялся.

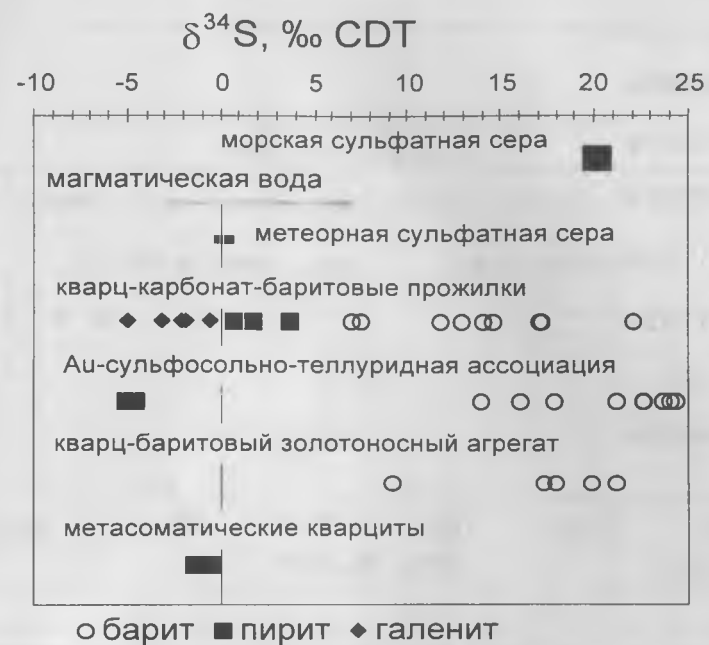


Рис.5. $\delta^{34}S$ в минералах месторождения Кайрагач

Таблица 5

Изотопный состав серы сульфидов месторождения Кайрагач

минерал	$\delta^{34}S, \%$	стадия	минерал	$d^{34}S, \%$	стадия
пирит	-1.47	золото-кварц-пиритовая	галенит	-5.00	галенит-сфалеритовая
-	-1.23	-	-	-3.12	-
-	-0.85	-	-	-2.16	-
-	-0.64	-	-	-1.95	-
-	-0.85	-	-	-0.61	-
-	-5.10	основная рудная	пирит	0.72	-
-	-4.54	-	-	1.72	-
халькопирит	3.73	-	-	3.61	-
			сфалерит	-2.98	-

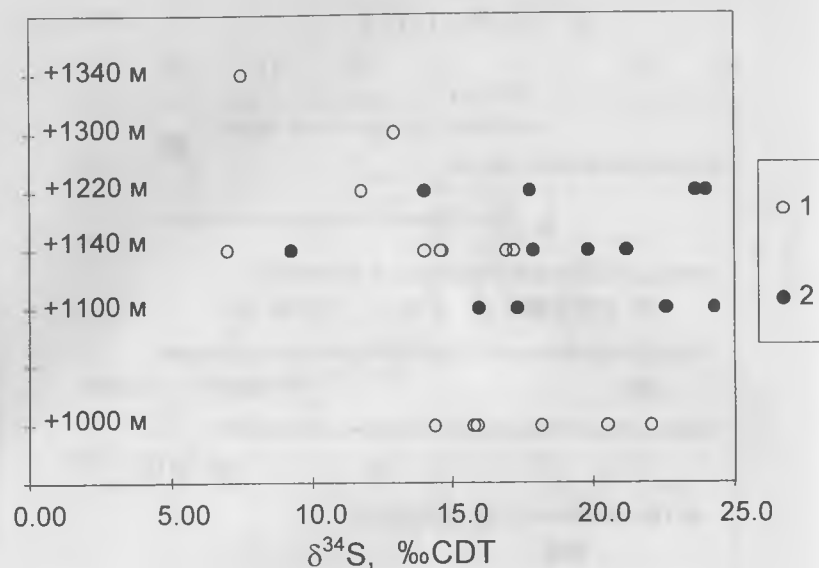


Рис.5. Распределение $\delta^{34}\text{S}$ в баритах золото-блеклорудно-сульфосольно-теллуридной (1) и галенит-баритовой (2) стадий в вертикальном сечении месторождения Кайрагач

гут быть следующие:

- Низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ в баритах из верхних горизонтов месторождения (+7,49, +8,26‰) могут объясняться частичным окислением сероводородной серы в результате повышения активности кислорода во флюиде за счет проникновения в систему кислородсодержащих приповерхностных метеорных вод.

- Изотопное равновесие не было достигнуто из-за слишком быстрого остывания флюида вблизи поверхности.

- Бариты третьей стадии на верхних горизонтах месторождения образовались в неравновесных условиях, возникших за счет вскипания флюидов, о чем свидетельствуют данные изучения флюидных включений.

- Присутствие кальцита в составе минерализации четвертой стадии свидетельствует о нейтральных или слабощелочных условиях минера-

Таблица 6

Изотопный состав сульфатов месторождения Кайрагач;
н/опр. - не определялся.

$\delta^{18}\text{O}, \%$	$\delta^{34}\text{S}, \%$	Абс. отметка, м	$\delta^{18}\text{O}, \%$	$\delta^{34}\text{S}, \%$	Абс. отметка, м
Основная рудная			Галенит-сфалеритовая		
2.20	8.26	+1300	-0.56	7.49	+1340
6.55	17.77	+1220	-0.74	н/опр.	-
0.83	23.60	-	1.47	11.75	+1220
1.22	24.00	-	2.49	н/опр.	-
13.59	9.22	+1140	2.72	н/опр.	-
10.79	14.00	-	2.64	13.62	-
н/опр.	14.58	-	2.65	н/опр.	-
-	14.59	-	13.97	6.98	+1140
-	14.63	-	н/опр.	16.96	-
11.23	17.87	-	7.01	17.19	-
1.64	19.82	-	н/опр.	12.92	+1100
9.58	21.17	-	н/опр.	13.96	-
6.42	17.33	+1100	н/опр.	15.57	-
9.99	19.51	-	7.42	15.93	-
н/опр.	20.22	-	н/опр.	22.03	-
0.53	22.57	-	11.46	н/опр.	+1000
н/опр.	22.57	-	11.86	15.85	-
-0.41	24.25	-	8.96	15.72	-
4.91	н/опр.	-	8.59	14.38	-
5.25	н/опр.	-	11.10	20.50	-
			10.11	н/опр.	-
			9.11	18.17	-
			10.76	н/опр.	-

лообразования (Jaireth, 1991, Zhang, Spry, 1994), в то время как состав минеральных ассоциаций третьей стадии (голдфилдит, калаверит) указывает на существование слабокислой или нейтральной среды. Согласно исследованиям Х. Омото и А. Лазаги (Ohmoto, Lasaga, 1982), процесс сульфид-сульфатного изотопного фракционирования в нейтральной или щелочной среде идет гораздо медленнее, чем в кислой. Поэтому даже при одинаковых скоростях остывания изотопное равновесие в процессе формирования минералов четвертой стадии не было достигнуто.

В равновесной системе $\delta^{34}\text{S}$ флюида определяется по уравнению:

$$\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} + \Delta (\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{S}) \times (R/(1+R)), (1)$$

где $\Delta (\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{S})$ - фактор фракционирования, R- мольное соотношение окисленной и восстановленной форм серы = $X_{\text{SO}_4}/X_{\text{H}_2\text{S}}$ (Ohmoto, 1986).

Из уравнения (1) следует, что при постоянном $\delta^{34}\text{S}$ в системе изотопные соотношения серы в сульфидах и сульфатах при данной температуре определяются соотношением SO_4^{2-} и H_2S во флюиде. В этом случае узкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах и заметное обогащение сульфатов тяжелыми изотопами серы с понижением температуры в процессе эволюции флюида свидетельствует о преобладании восстановленных форм серы над окисленными (Ohmoto, 1986; Rye, 1993).

Ввиду отсутствия равновесных сосуществующих сульфид-сульфатных пар невозможно рассчитать общее значение $\delta^{34}\text{S}$ в рудообразующем флюиде (Ohmoto, 1986), однако очевидно, что оно должно находиться между значениями $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах и сульфатах, то есть составлять примерно +3.5 / +5%. Поскольку во флюиде преобладала восстановленная форма серы, можно предположить, что суммарная $\delta^{34}\text{S}$ флюида была приблизительно равна $\delta^{34}\text{S}$ в H_2S (-6.56 / +3.35% при температуре 250°C). Эти значения несколько выше изотопного состава магматической воды (-3.00 / +3.00%), что может объясняться как региональными особенностями флюидообразующей магмы, так наличием дополнительного, корового, источника серы.

С другой стороны, присутствие голдфилдита и фаматинита среди ранних минералов третьей стадии свидетельствует о существовании высокоокислительных условий по крайней мере на верхних горизонтах (Коваленкер, Русинов, 1986), т.е. о преобладании SO_2 над H_2S . Это согласу-

ется с данными по месторождениям, аналогичным Кайрагачу (Bethke, 1984, Hedenquist, 1987). По-видимому, имели место колебания отношения $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ при взаимодействии с вмещающими породами или в результате окисления флюидов при смешении с метеорными водами.

Выводы

Термобарогеохимические и изотопные данные свидетельствуют о том, что руды золото-блеклорудно-сульфосолюно-теллуридной стадии месторождения Кайрагач формировались за счет кислых флюидов магматического происхождения при температурах от 200 до 330°C. Флюиды характеризовались широкими вариациями солёности и различными соотношениями SO_2 и H_2S , на верхних на нижних горизонтах. На верхних горизонтах имело место вскипание флюидов. Минералы галенит-сфалеритовой стадии образовались при температурах от 150 до 250°C за счет нейтральных или слабощелочных флюидов, которые характеризовались преобладанием H_2S над SO_2 .

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 01-05-64081 и 01-05-64675).

Список литературы

1. Бадалов А.С., Спиридонов Э.М. Блеклые руды и самородное золото рудопоявления Кайрагач (Восточный Узбекистан). // Узбекский геологический журнал, 1983, №2, с. 74-78
2. Бадалов А.С., Спиридонов Э.М. Минеральные ассоциации и эндогенная зональность вулканогенного месторождения Кайрагач// Зап. Узб. Отд. ВМО, 1986, вып.39, с. 18-27.
3. Бадалов А.С., Спиридонов Э.М., Гейнке В.Р., Павшуков В.В. Минералы-самородные элементы и теллуриды вулканогенного рудопоявления Кайрагач (УзССР) // Зап. Узб. Отд. ВМО, 1984, вып.37, с. 64-67.
4. Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. Коллектив авторов. М., Недра, 1972
5. Коваленкер В.А., Гейнке В.Р. Новый Cu-Sn-Bi-Se-тип минерализации в Кураминской подзоне Срединного Тянь-Шаня// Изв. АН СССР, сер. геол. №5, 1984, с. 91-104.
6. Коваленкер В.А., Покровский Б.Г., Чернышев И.В. Изотопный состав водорода и кислорода в серицитах палеозойских эпитермальных месторождений золота: первые данные// Докл. АН, 1994, т. 337, №2, с. 239-

- 242.
7. Коваленкер В.А., Покровский Б.Г., Чернышев И.В. Изотопный состав водорода и кислорода в серицитах палеозойских эпитегрмальных месторождений золота: первые данные// Доклады Академии Наук, 1994, том 337, №2, с. 239-242.
 8. Коваленкер В.А., Русинов В.Л. Голдфилдит: особенности химического состава, парагенезисы, условия образования// Минералогический журнал, 1986, т8, №2, с 57-70
 9. Омото Х., Рай Р.О. Изотопы серы и углерода// Геохимия гидротермальных рудных месторождений под ред. Х.Л. Барнса. М., Мир, 1982, с. 405-450.
 10. Плотинская О.Ю. Минеральные ассоциации самородного золота на эпитегрмальном золото-теллуридном месторождении Кайрагач (Узбекистан)/ / Тез.докл. на годичной сессии ВМО «Роль минералогии в развитии минерально-сырьевой базы благородных металлов и алмазов XXI века», Москва, М., 1998, с. 71-72
 11. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А. Типоморфные особенности минералов группы блеклых руд месторождения Кайрагач (Узбекистан)// Тез. докл. к IX съезду минералогического общества при РАН «Минералогическое общество и наука на пороге XXI века». СПб 1999 с 98-99
 12. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А. Эпитегрмальное золото-теллуридное месторождение Кайрагач: минералого-геохимическая зональность// Тез. докл. на науч. конф. «Золоторудные месторождения Узбекистана», Ташкент, 1998, с.57-60.
 13. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А., Прокофьев В.Ю., Носик Л.П. Эволюция и характер флюидного режима на эпитегрмальном золото-теллуридном месторождении Кайрагач (Кураминские горы)// Тез. докл. на междунар. симп. «Минералообразующие флюиды и рудогенез», Ташкент, 1998, с.133-135.
 14. Спиридонов Э.М., Бадалов А.С. Эволюция состава блеклых руд вулканогенного месторождения Кайрагач в Восточном Узбекистане // Геология рудных месторождений, 1983, Т. XXV, №4, С. 108-114.
 15. Тейлор Х.П., мл. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях// Геохимия гидротермальных рудных месторождений под ред. Х.Л. Барнса. М., Мир, 1982, с. 200-237.
 16. Чернов И.Г., Султанходжаев А.А. Тез. докладов XII всес. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1989. с. 174.
 17. Bower T.S., Taylor H.P., Jr.// J. Geophys. Res. 1985. № B14. P. 12583-12606.
 18. Field C.W., Fifarek R.H. Light stable isotope systematics in the epithermal

- environment// "Geology and Geochemistry of Epithermal systems", Reviews in Economic Geology, Berger B.R., Bethke P.M., ed., 1985, v. 2. pp. 99-128.
19. Haas J. L. Jr. The Effect of Salinity on the Maximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System at Hydrostatic Pressure// Economic Geology, 1971, v.66, pp. 940-946.
 20. Jaireth S. Hydrothermal Geochemistry of Te, Ag₂Te and AuTe₂ in Epithermal Precious Metal Deposits: North Queensland, James Cook University, Geology Department, Economic Geology Research Unit, 1991, contribution 37, march, pp.1-22
 21. Ohmoto H. and Lasaga A.C. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hidrothermal systems// Geochimica et Cosmochimica Acta, 1982 V.46 №10, pp. 1727-1746.
 22. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits// Stable isotopes in high temperature geological processes, J.W. Valley, H.P. Taylor Jr., Ed., Rew. in. Mineralogy, 1986, v. 16, p. 491-559.
 23. Rye R.O. The Evolution of Magmatic Fluids in the Epithermal Environment: The Stable Isotope Perspective, Economic Geology, 1993, v.88, p. 733-753
 24. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and Guidelines for explorations// J. of Geochem. Exploration, 1990, 36 pp. 445-474.
 25. Zhang X. and Spry P.G. Calculated Stability of Aqueous Tellurium Species, Calaverit and Hessite at Elevated Temperatures// Economic Geology, 1994, v.89, pp. 1152-1166

ГАЗОВЫЕ КОМПОНЕНТЫ МИНЕРАЛОБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АКЧАТАУ И СПОКОЙНОЕ

Т.М. Суцеевская, К.И. Лохов, С.С. Матвеева, Н.И. Присягина

Широко известные по многочисленным публикациям жильно-грейзеновые вольфрамитовые месторождения Акчатау (Центральный Казахстан) и Спокойное (Восточное Забайкалье) сформированы в гидротермальных системах, ассоциированных с гранитами поздних фаз дифференциации. Несмотря на значительную общность геолого-минералогических и геохимических черт, минералообразующие флюиды этих месторождений различаются по минерализации (солености) и химическому составу, представляя как бы крайние различия, возможные в гидротермальных системах, пространственно и генетически связанных с гранитами. Согласно физико-химическим данным, полученным при исследовании флюидных и расплавных включений в минералах, (Суцеевская, Иванова, 1967; Алехин и др., 1970; Иванова, 1972; Дорошенко, Павлунь, 1981; Павлунь, Симкив, 1982; Рейф, Бажеев, 1982; Рейф, 1990; и др.) рудоотложение в Акчатауской системе происходило из высококонцентрированных существенно хлоридно-натриевых растворов, с умеренным и низким содержанием газовых компонентов. Формирование вольфрамитовых руд на Спокойнинском месторождении, напротив, осуществлялось маломинерализованными хлоридно-бикарбонатно-фторидными калиево-натриевыми флюидами, пересыщенными углекислотой. Важной особенностью минералообразующих флюидов обоих месторождений является их гетерогенность. Детальное криометрическое и термометрическое изучение включений, в том числе и трехфазных, с жидкой углекислотой, согласно [2] свидетельствует о том, что в процессе минералообразования на Спокойном происходило постепенное выкипание флюидов при снижении температуры в области температур и давлений купола двухфазного расслаивания системы $H_2O - CO_2$. В соответствии с этим изменялась концентрация углекислоты в газовой и жидкой фазах системы. Рассматривая вопрос о гетерофазности гидротермальных растворов в грейзеновом процессе Кортаев [8] видел различия, состоящие в том, что кипение и дегазация (расслоение) флюидов связаны с различными трендами температуры и давления в процессе эволюции

гидротермальных систем. К кипению приводит понижение флюидного давления либо в процессе фильтрации, либо в результате тектонического раскрытия трещин, к дегазации (расслоению) - постепенное понижение температуры. Спокойное относится к числу систем второго типа, тогда как месторождение Акчатау представляется собой типичный пример систем первого типа, где вскипание рудообразующих растворов является следствием понижения давления при раскрытии тектонических трещин.

Несмотря на длительность изучения рассматриваемых месторождений и большой объем накопленной минералогической и геохимической информации, некоторые моменты остаются недостаточно ясными. Так, состав минералообразующих флюидов, в особенности Акчатауского месторождения, практически не охарактеризован в отношении газовых компонентов, имеющиеся данные выполнены не на современном уровне [9]. Использование высокочувствительного масс-спектрометрического метода анализа [10] позволило получить информацию по валовому газовому составу и на основании полученных данных оценить окислительно-восстановительное состояние флюидов гидротермальных систем, в которых сформировались вольфрамитовые руды Акчатау и Спокойного.

Методика анализа.

Анализ газовых компонентов флюидов включений в минералах проводили масс-спектральным методом, разработанным в лаборатории изотопной геохимии ИГГД РАН К.И.Лоховым и В.Е. Чуйкиным [10]. Чувствительность метода позволяла использовать навески минерала порядка 20 мг и меньше. Запись выхода газов при нагревании осуществлялась в автоматическом режиме вплоть до $T=1200^{\circ}C$, определялись такие компоненты, как H_2O , H_2 , H_2S , CO_2 , CO , SO_2 , O_2 , N_2 , а также сумма более тяжелых, чем метан углеводородов, этана и пропана, обозначаемая в результатах, как C_2-C_3 . В соответствии с условиями образования минералов в изученных месторождениях мы рассчитывали результаты анализов для температурного интервала от 200 до $550^{\circ}C$. При этом при обработке конкретных результатов учитывались особенности выхода газов из различных групп включений, что определялось формой кривой при автоматической записи на ленте. На рис.1 представлены примеры таких графиков в координатах интенсивность выхода газа - температура. Хорошо видно, что основные газовые компоненты флюидов (CO_2 ,

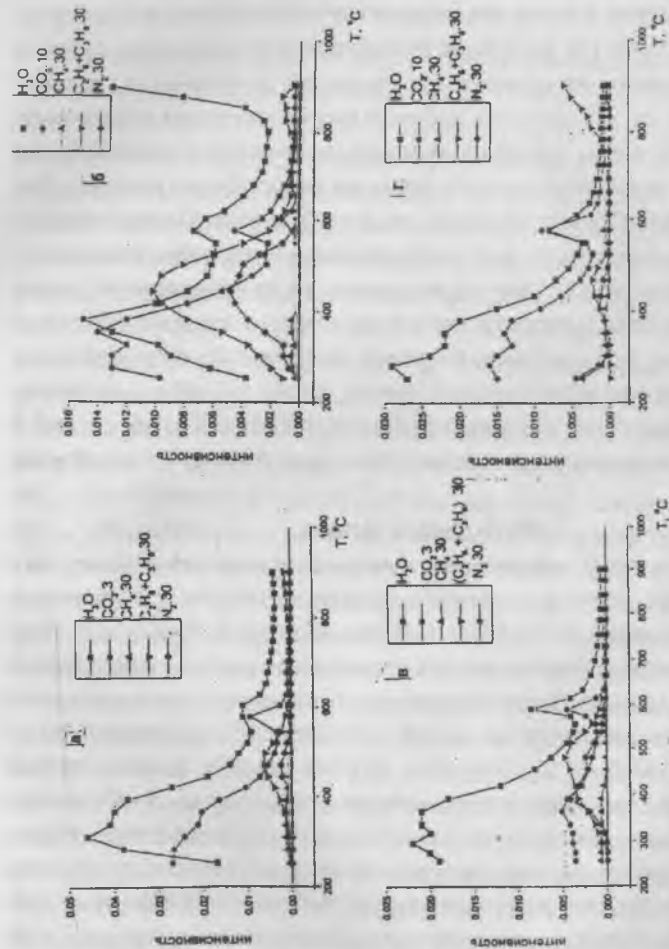


Рис.1. Масс-пирограммы образцов кварца месторождения Спокойное из: кварцевой жилы (а - № 515-7); грейзенизированного гранита (б - № 2210); кварцевой жилы с вольфрамитом и мусковитом (в - № 2233); кварцевой жилы с бериллом, мусковитом, полевым шпатом (г - № 710); при построении графиков отложенные по оси Y величины выхода газовых компонентов относительно преобладающего компонента H₂O - для CO₂ увеличены в 3 раза (обр. 515/7, 710/7) и в 10 раз (обр. 2210 и 2233), для CH₄, C₂-C₃, N₂ интенсивности увеличены в 30 раз для всех образцов.

CH₄, N₂) в данном случае в кварце минеральных ассоциаций Спокойного связаны с первичными включениями, декрепитация которых заканчивается к 450- 500°C, а выше, при 575°C располагается небольшой четкий пик, фиксирующий выход газов при б - в переходе кварца. Важно также, что вплоть до T=800°C не появляются какие-либо дополнительные пики, что могло бы указывать на термическую деструкцию органического или карбонатного вещества. Необходимо добавить, что это характерно не только для приведенных на графиках образцов, но и для остальных полученных данных по обоим изученным месторождениям и, очевидно, является следствием малого распространения в них карбонатных минералов и пониженного содержания органических соединений. Результаты анализов представлены в наших таблицах в двух вариантах, в объемных соотношениях и мольных концентрациях в минералообразующем флюиде, полученных при пересчете содержаний газов на измеренное количество H₂O во включениях.

Результаты и их обсуждение

Полученные данные по составу газовых компонентов флюидов включений в кварце из минеральных ассоциаций месторождений Акчатау (табл.1) и Спокойное (табл.2) показывают, что преобладающими в составе флюидов в обеих гидротермальных системах являются углекислота, азот и метан. Их соотношение, выраженное в мольных процентах, представлено также на рис.2. Как и практически во всех гидротермальных системах рассматриваемого типа ведущим компонентом среди этих трех является углекислота, концентрации которой во флюидах Спокойнинского месторождения особенно высоки, до нескольких молей в литре. При чувствительности использованного варианта аналитического метода не установлены O₂, H₂S, SO₂. Это означает, что их концентрация, пересчитанная на флюид включений составляет менее 0,01 моль/л. Водород обнаружен в двух пробах (1309-1 и 52-11) на Акчатау. Помимо метана во флюидах установлены и более тяжелые углеводороды. Их соотношение с метаном в большинстве случаев показывает преобладание первых. Поскольку при проведении анализов проводилась запись выхода газов при повышении температуры, имеется возможность проанализировать характер поступления углеводородов из вскрывающихся включений. Можно видеть, что выход C₂-C₃ не сопровождается параллель-

Таблица 1

Состав газовой фазы флюидных включений в кварце минеральных ассоциаций месторождения (W, Mo)
Акчатау по данным масс-спектрометрического анализа.

Порода	№ образца	G мл/г	H ₂ O		CO ₂		CH ₄		C ₂ -C ₃	N ₂	
			1	2	1	3	1	3		1	3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ГРАНИТЫ											
1-ая фаза		0,81	95,93	0,063	0,28	1,89	0,13	0,07	0,33	0,29	0,17
11-ая фаза	924	0,35	96,66	0,027	0,34	1,70	0,07	0,04	0,31	0,0	
РАННИЕ ОБРАЗОВАНИЯ											
Кварце- вый шток, Пегматит	1300-2		89,94	0,019	8,12	5,15	0,01	0,006	1,32	0,55	0,35
	1309-1	1,14	98,33	0,090	0,69	0,39	0,12	0,07	0,04	0,56	0,32
	1309-2	1,11	98,91	0,088	0,54	0,30	0,11	0,06	0,01	0,38	0,21
	1900-3	0,20	91,07	0,015	8,01	4,77	0,28	0,17	0,30	0,30	0,17
	25-1	1,29	98,59	0,102	0,04	0,02	0,08	0,04	0,02	1,24	0,70
ЖИЛА 220/ 221											
Грейзен	1521-1	0,62	92,90	0,046	5,12	2,70	0,03	0,02	1,49	0,35	0,21
Грейзен	1522-3	0,71	95,90	0,055	2,98	1,72	0,01	0,006	0,94	0,10	0,06
Грейзен	1531-3	0,63	95,99	0,049	2,74	1,56	0,0		1,10	0,06	0,03
Грейзен	1531-4	1,09	98,69	0,089	1,06	0,60	0,07	0,04	0,0	0,16	0,09
Грейзен	1532-4	0,59	96,72	0,046	2,19	1,25	0,05	0,03	0,48	0,50	0,29
Жила	1518-5	1,06	98,09	0,083	1,10	0,63	0,02	0,01	0,26	0,11	0,06

Таблица 1(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Жила	1524-5	1,41	99,03	0,112	0,55	0,31	0,07	0,04	0,0	0,35	0,20
Жила	1534-4	0,72	96,53	0,056	2,81	1,61	0,01	0,006	0,51	0,05	0,03
ЖИЛА 14											
Грейзен	43-2	0,39	94,55	0,029	1,85	1,11	0,05	0,03	1,79	1,66	0,99
Грейзен	1909-3	0,65	97,38	0,051	2,19	1,25	0,11	0,06	0,21	0,09	0,05
Жила	60-1	0,53	97,82	0,041	1,92	1,11	0,11	0,06	0,13	0,0	
Грейзен	60-2	0,28	97,84	0,022	1,29	0,73	0,36	0,21	0,15	0,77	0,44
Жила	60-15	0,08	88,03	0,005	6,34	0,80	0,22	0,04	5,20	0,15	0,02
Грейзен	14-1	0,45	98,54	0,036	0,95	0,53	0,07	0,04	0,09	0,32	0,18
Жила	13-3	0,40	98,58	0,032	0,80	0,45	0,13	0,07	0,02	0,44	0,24
Грейзен	52-4	0,37	94,66	0,028	0,95	0,56	0,50	0,29	0,09	3,72	2,19
Жила	52-11	1,01	98,36	0,080	0,06	0,03	0,23	0,13	0,0	1,30	0,73
КВАРЦ-МУСКОВИТ-ФЛЮОРИТ-БЕРИЛЛОВАЯ ЖИЛА											
Жила	1701-7	0,73	99,03	0,058	0,59	0,33	0,02	0,01	0,07	0,26	0,15
КВАРЦ-ТУРМАЛИНОВАЯ ЖИЛА											
Жила	3-7	0,45	91,46	0,033	5,96	3,63	0,01	0,006	1,97	0,49	0,30

1) G-величина суммарного содержания газов в мл/г породы; содержание газовых компонентов представлено в:

1-объемных %; 2- весовых %; 3-молярность, полученных при пересчете на содержание воды включений в кварце.

2) расположение образцов по жиле 14: надрудный пояс - 43-1, 1909-3; надрудный горизонт 60 м - 60-1, 60 -2, 60 - 15; рудный горизонт 120 м - 13-3, 14- 1; рудный горизонт 230 м - 52-4, 52-11.

Таблица 2

Состав газовой фазы флюидных включений в кварце месторождения Спокойное по данным масс-спектрометрического анализа.

Порода	№ образца	G мл/г	H ₂ O		CO ₂		CH ₄		C ₂ -C ₃	N ₂	
			1	2	1	3	1	3	1	1	3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Спокойнинское месторождение											
Q-Ms грейзен	22/10	0,36	87,19	0,025	9,14	6,24	0,08	0,05	2,05	0,89	0,60
Q-Ms-Ab Стяжение	22/33	1,21	82,36	0,08	17,17	11,59	0,08	0,05	0,27	0,06	0,04
жилы в гранитах	209/1	0,27	89,94	0,019	8,12	5,15	0,01	0,006	1,32	0,55	0,35
	4в	0,61	93,62	0,046	5,77	3,41	0,18	0,11	0,30	0,10	0,06
	22/38	0,44	89,19	0,032	9,99	6,13	0,15	0,09	0,43	0,04	0,02
	506/4	0,65	90,15	0,047	8,80	5,46	0,12	0,07	0,54	0,36	0,22
	710/3	0,72	90,09	0,052	7,74	4,78	0,11	0,07	0,39	0,24	0,15
	707/1	0,44	88,31	0,031	10,44	6,6	0,04	0,025	0,86	0,27	0,17
	522/4	0,48	96,11	0,037	3,43	1,99	0,04	0,02	0,30	0,07	0,04
	12/2	0,38	94,62	0,029	4,08	2,39	0,13	0,08	0,64	0,49	0,28
жилы в роговиках	936/2	1,28	87,02	0,089	12,38	7,95	0,16	0,10	0,32	0,08	0,05

Таблица 2(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Рудопроявление Привальное											
Жилы	516/6	1,20	92,70	0,089	6,96	4,19	0,07	0,04	0,020	0,03	0,02
	516/7	0,86	96,72	0,067	2,74	1,57	0,14	0,08	0,32	0,02	0,01
Рудопроявление Увальное											
Жилы	515/6	0,50	96,94	0,039	2,80	1,58	0,10	0,06	0,14		
	515/7	0,75	91,61	0,055	7,17	4,37	0,16	0,10	0,12	0,21	0,13

1) -G-величина суммарного содержания газов в мл/г породы; содержание газовых компонентов представлено в: 1-объемных %; 2- весовых %; 3-моляльностях, полученных при пересчете на содержание воды включений в кварце;

2) - Q - кварц; Ms- мусковит; Ab - альбит.

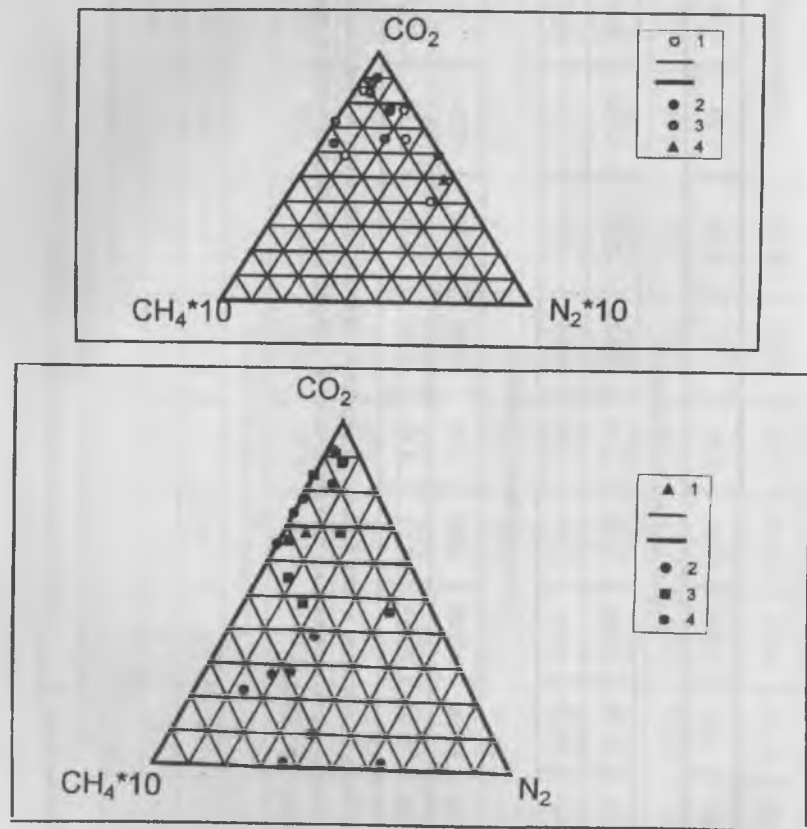


Рис.2. Состав газовой фазы флюидных включений в кварце месторождений Спокойное (1) и Акчатау (2), в мольных процентах.

ным изменением содержаний таких компонентов, как H_2O , CO_2 , CH_4 (рис.1). Исходя из этого можно полагать, что источником тяжелых углеводородов являлось вещество ранних первичных включений, и они не возникали вследствие химических реакций при нагревании вещества включений в процессе анализа. Согласно данным, приведенным в работе [11], соотношение углеводородов в равновесной системе должно быть сдвинуто в сторону метана.

Для получения более наглядной картины, характеризующей соотношение двух основных форм нахождения углерода во флюидах, восстановленной (CH_4) и окисленной (CO_2), полученные данные нанесены на диаграмму в координатах $lg m CO_2 - lg m CH_4$ (рис.3). Диаграмма построена на основании расчетов, характеризующих равновесия в закрытой системе С-О-Н (11). На ней сплошными линиями выделены границы,

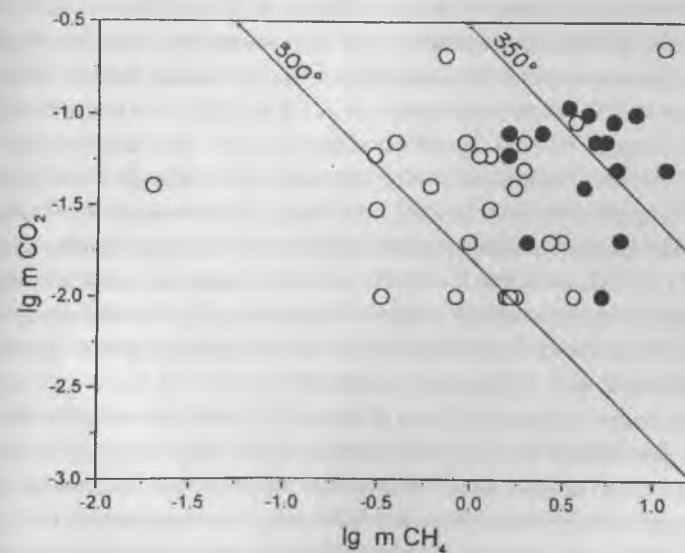


Рис.3. Масс-спектральные данные по соотношению CO_2/CH_4 в растворах включений в кварце месторождений Спокойное (залитые кружки) и Акчатау (полые кружки). Сплошные линии разделяют поля концентраций CO_2 и CH_4 по отношению к равновесию с графитом в системе С-О-Н, соответственно для 300° и $350^\circ C$.

разделяющие поля концентраций CO_2 и CH_4 по отношению к равновесию с графитом при 300 и 350°C. Правее линии располагается область значений концентраций CO_2 и CH_4 , неравновесных относительно графита. Для равновесных составов может быть рассчитано значение летучести кислорода (f_{O_2}) растворов, характеризующее, как известно, их окислительно-восстановительное состояние. Положение точек, отвечающих составам рудообразующих флюидов Спокойнинского месторождения, свидетельствует об отсутствии равновесия ввиду очень высоких концентраций углекислоты. Исключение составляют данные по флюидам конца продуктивной стадии (пр. 12/2, 515/6, 516/7, 522/4). Рассчитанные величины f_{O_2} для $T=300^\circ\text{C}$ лежат в интервале от $-34,11$ до $-34,65$, в области, контролируемой буфером Ni-NiO, близко к границе, отделяющей ее от области значений буфера магнетит-гематит.

Для месторождения Акчатау, в отличие от Спокойнинского, соотношение CO_2 и CH_4 свидетельствует об их равновесии. Газовый состав флюидов, формировавших жилы выполнения и грейзены, близок. Величина f_{O_2} для 400°C лежит в интервале от $-27,6$ до $-28,6$, что соответствует области буфера Ni-NiO. Наличие окислительно-восстановительных на уровне, соответствующем Ni-NiO при данном интервале температур ($300-450^\circ$) принципиально важно, поскольку обеспечивает в растворе необходимый уровень концентрации Fe(II) и Mn(II) для образования вольфрамитов [12]. Аналогичные окислительно-восстановительные условия характерны для продуктивной стадии большинства изученных вольфрамитовых и вольфрамит-касситеритовых месторождений, в том числе и таких известных, как Иульгин и Циновец [13].

Изменение газового состава флюидов в процессе минералообразования, к сожалению не может быть прослежено с необходимой детальностью. Одной из причин является валовый характер данных, нивелирующий тонкие изменения состава флюидов, могущие возникнуть как при их эволюции во времени, так и при, например, перемещении зоны рудоотложения по вертикали, при гетерогенизации [14]. Видимо, это явилось причиной отсутствия четких закономерностей по флюидам Акчатау. Мы не видим направленного изменения состава растворов от более ранних флюидов к более поздним (по табл.1 сверху вниз). Не обнаруживается также закономерности изменения состава в жиле 14 по вертикали, что можно было бы ожидать в связи с гетерогенизацией рудообра-

зующих флюидов и смешением на поздних этапах отложения вольфрамитов флюидов магматогенного и экзогенного генезиса [15]. Поскольку предполагается, что жила 14, относимая к так называемым рудным телам кварцевой группы, приуроченная к трещине скола большой протяженности и вертикального размаха, формировалась в неспокойной тектонической обстановке, при значительных вариациях давления, это сказалось и в больших вариациях соотношений основных газовых компонентов, по сравнению с относительно маломощными жилами Молибденового участка (220-221).

Рассмотрение полученных данных по Спокойному позволяет сделать вывод о том, что по мере протекания процесса во времени, а также по мере удаления жил от гранитов во вмещающие породы происходит снижение содержания CO_2 . Можно предположить, что это свидетельствует о глубинном источнике основной массы углекислоты, и о несвязанности ее поступления в гидротермальную систему с процессами преобразования вещества осадочно-метаморфических пород.

Выводы.

1. Состав газовой фазы флюидов обеих систем характеризуется резким преобладанием CO_2 над N_2 и CH_4 . На уровне чувствительности использованного варианта аналитического метода не установлены H_2 , O_2 , H_2S , SO_2 , т. е. их концентрация ниже 0,01 моль/л. Помимо метана во флюидах обеих систем установлены более тяжелые углеводороды, этан и пропан, в сравнимых с метаном количествах. Концентрация CO_2 в рудообразующих флюидах Спокойного в среднем в 5-10 раз выше, чем во флюидах Акчатау.

2. На Акчатау газовый состав флюидов, формировавших кварцевое выполнение жил и грейзенов, близки.

3. Окислительно-восстановительное состояние флюидов обеих систем при образовании вольфрамитового оруденения характеризуется значениями, соответствующими буферу Ni-NiO при температурах 400°C (Акчатау) и $350-300^\circ\text{C}$ (Спокойное).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, № 00-05 - 64711.

Список литературы

1. Сушевская Т.М., Иванова Г.Ф. О составе минералообразующих растворов некоторых вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья // Геохимия, 1967, № 9, С. 1099-1105.
2. Алехин Ю.В., Пашков Ю.Н., Дистлер В.В. Опыт изучения особенностей грейзенового процесса по газовой-жидким включениям // Геология рудн. м-ний 1970, № 3. С.33-40.
3. Иванова Г.Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений // М.Наука. 1972. 149 с.
4. Дорошенко Ю.П., Павлунь Н.Н. Физико-химические особенности генезиса месторождения Акчатау // Минер. сборник Львовск.минер.об-ва, 1981, № 35, вып.2. С.44-51.
5. Павлунь Н.Н., Симкив Ж.А. Эволюция химизма минералообразующих растворов при формировании редкометалльных руд месторождения Акчатау // Зап.Всес.минер. об-ва, 1982, вып1, ч. 111, С. 67-74.
6. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации //М. Наука, 1990, 181 с.
7. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение // Новосибирск, Наука СО, 1982, 156 с.
8. Коротаев М.Ю. Физическая геохимия процессов грейзенообразования // М.Наука, 1994, 150 с.
9. Дорфман М.Д., Петерсилье И.А. Газы во включениях кварцевых жил Казахстана, как показатель их вольфрамоносности //Теория и практика термобарогеохимии. М.Наука, 1978. С.194-196.
10. Лохов К.И., Морозова И.М., Левский Л.К. Масс-спектрометрическое исследование летучих в породах экзоконтакта щелочно-основной интрузии //Изотопная геохимия и космохимия. М. Наука, 1990, С. 177-191.
11. Банникова Л.А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании //М. Наука, 1990, 206 с.
12. Eugster H.P. Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework // Mineralogical Magazine, 1985, vol. 49, P. 7-23.
13. Сушевская Т.М., Дюришова Я., Ерохин А.М. и др. Исследования химических характеристик минералообразующей среды при образовании оруденения кварц-касситеритового типа // Геохимия, 1995, № 6, С. 809-828.
14. Norman D.I., Moore J.N. Gaseous species in fluid inclusions: a fluid tracer and indicator of fluid processes // ECROFI XIV, Nancy, 1997, P. 243-244.
15. Матвеева С.С. Эволюция процесса рудообразования на грейзеновом месторождении Акчатау по данным геохимических индикаторов // Петрология, 1997, том 5, № 3, С. 326-336.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФОГЕННОГО МИНЕРАЛО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ С ПОМОЩЬЮ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Ф.М. Ройзенман

CONDITIONS OF MINERAL AND ORE GENESIS IN METAMORFIC DEPOSITS ACCORDING TO GAS AND FLUID CONTENT IN MINERALS.

Metamorphic deposits of mica, graphite and complex rare-metal pegmatites were studied to show that geochemical methods of temperature-pressure analysis allow to specify physical and chemical conditions of mineral and ore genesis for all stages of a metamorphic cycle: regional metamorphism, regional metasomatism, migmatization, magmatism and postmagmatic metasomatism. It has been ascertained that in premagmatic stages of a metamorphic deposit development conditions of mineral genesis are essentially dependent on the deposit particular features while in postmagmatic stages the conditions are equal for all deposits.

Класс метаморфогенных месторождений включает разнообразные металлические и неметаллические полезные ископаемые. Часть этих месторождений представлена крупными и уникальными промышленными объектами, определяющими экономику ряда отраслей производства. Вместе с тем, многие вопросы метаморфогенного минерало- и рудообразования остаются недостаточно изученными, что затрудняет расшифровку геологических процессов докембрия, а также - поиски, оценку и освоение метаморфогенных месторождений. Как будет показано в данной работе, существующую помощь в решении указанных проблем могут оказать термобарогеохимические методы.

Метаморфогенные месторождения представляют наиболее сложные геологические образования. Для них характерна многостадийность формирования, часто - в течение длительного геологического времени. В образовании этих месторождений участвуют метаморфические, регионально-метасоматические, магматические и локально-метасоматические процессы. Каждому из этих процессов соответствуют свои парагенетические ассоциации минералов, при этом более поздние ассоциации минералов накладываются на ранее образовавшиеся. В результате формируются сложные комплексы разновозрастных минералов, объединен-

ных в одной горной породе. Кроме того, в результате наложенных процессов происходит перекристаллизация ряда минералов, и в одной горной породе нередко наблюдаются несколько генераций одного и того же минерала.

В настоящее время имеющихся диагностических признаков, свидетельствующих о принадлежности того или иного минерала или парагенетической ассоциации минералов к определенной стадии метаморфического цикла, явно недостаточно. Это приводит к многолетним дискуссиям по поводу происхождения различных горных пород и руд в метаморфических комплексах; при этом спорящие стороны не могут привести достаточно объективных аргументов в пользу своей концепции.

Рассмотрим некоторые из указанных генетических проблем на примере метаморфогенных месторождений флогопита, мусковита, графита и комплексных редкометальных пегматитов и ту дополнительную и независимую информацию, которую дают термобарогеохимические исследования для решения этих проблем,

1. Флогопитовые месторождения.

Ключевой проблемой при установлении генезиса флогопитовых месторождений в метаморфических комплексах является «проблема диопсидовых пород».

Диопсидовые породы, широко развитые на площадях всех флогопитоносных провинций (Алданской, Слюдянской, Памирской и др.), составляют более 80% объема флогопитоносных тел. Вместе с тем, в виде платообразных или линзовидных тел диопсидовые породы широко развиты и далеко за пределами флогопитовых месторождений. Нередко диопсидовые породы приурочены к определенным стратиграфическим подразделениям. Так, в Центральном-Алданском флогопитоносном районе основная часть диопсидовых пород находится в федоровской свите, а в ней приурочена к так называемым «продуктивным» (на флогопит) пачкам III₃ и IV₂ мощностью 40 м и 80 м (Ройзенман, 1973). В этих пачках диопсидовые породы перемежаются (как по простираанию, так и по мощности) с диопсидовыми и диопсид-роговообманковыми плагиосланцами.

По поводу происхождения диопсидовых пород в литературе существует много точек зрения. Так, А.Е. Ферсман относил флогопит-диоп-

сидовые породы Слюдянки к последним стадиям пегматитового процесса. С.С.Смирнов приписывал этим породам гидротермальное латераль-секреционное происхождение. П.В.Калинин считал флогопит-диопсидовые породы Слюдянки жильными образованиями, возникшими в кристаллических сланцах под воздействием гидротермальных растворов. Большую популярность приобрели представления Д.С. Коржинского о метасоматическом происхождении диопсидовых пород на контактах карбонатных (доломитовых) и алюмосиликатных пород (Коржинский, 1953). По времени образования Д.С. Коржинский выделял диопсидовые породы этапа мигматизации (догранитные) и постмагматические. В качестве их отличий Д.С. Коржинский указал на более крупнозернистую структуру постмагматических диопсидовых пород. Генетические представления Д.С. Коржинского о метасоматическом генезисе диопсидовых пород были развиты в работах М.А. Лицарева (1962), Л.И. Шабынина (1973) и многих других исследователей. Вместе с тем, часть авторов относит диопсидовые породы к метаморфическим образованиям, сформировавшимся на месте мергелисто-доломитовых осадков (Швецов и Мехоношин, 1962). Н.Г. Судовиков, Л.В. Климов и Д.А. Михайлов (1962) считали, что диопсидовые породы являются метасоматическими образованиями, но не биметасоматическими (как предполагал Д.С. Коржинский), а регионально-метасоматическими, сформировавшимися в результате базификации на фронте гранитизации.

Существование столь разнообразных точек зрения на генезис диопсидовых пород свидетельствует, во-первых, о сложности проблемы, во-вторых - о возможности образования этих пород в результате различных геологических процессов и, в-третьих - об отсутствии четких и объективных критериев для различия пород различного генезиса.

В результате выполненного в 1965-76 г.г. сотрудниками МГРИ крупномасштабного геологического картирования основных флогопитоносных полей и месторождений Алдана было установлено, что на площади этих месторождений развиты диопсидовые породы четырех генетических типов (Ройзенман и др., 1980): 1) диопсидовые мономинеральные диопсидовые кристаллосланцы, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма гранулитовой фации на месте магнезиально-карбонатных осадков; как правило, это породы среднезернистой («сахаровидной») структуры; 2) диопсидовые (с паргаситом, шпинелью, мелким фло-

гопитом, магнетитом) скарны этапа мигматизации (догранитные), обычно - полосчатые, сформировавшиеся за счет регионально-метасоматической переработки диопсидовых кристаллосланцев, реже - карбонатных (доломитовых) и других пород; 3) постмагматические существенно диопсидовые магнезиальные скарны, образовавшиеся за счет метасоматической переработки диопсидовых кристаллосланцев и гранитоидов в зонах «сетчатой инъекции», где магнезиальный материал (диопсидовые кристаллосланцы) пронизан густой сетью алюмосиликатного материала (гранитоидов). В результате мощной метасоматической переработки под воздействием постмагматических растворов на месте «сетчатой инъекции» образуются флогопит-диопсидовые, паргасит-диопсидовые, скаполит-диопсидовые и другие диопсидовые породы. Эти породы содержат в небольших количествах кристаллы флогопита промышленных размеров (более 4 кв. см) и представляют бедные флогопитоносные тела (с содержаниями промышленного флогопита от 5 до 50 кг/куб.м); 4) крупнокристаллические флогопит-диопсидовые, паргасит-диопсидовые, шпинель-диопсидовые породы, образовавшиеся за счет собирательной перекристаллизации пород второго и третьего генетических типов под воздействием остаточных постмагматических растворов.

Как показывают данные крупномасштабного геологического картирования, диопсидовые породы различных генетических типов занимают вполне определенное положение в тектонической структуре флогопитовых месторождений (Ройзенман и др., 1980).

Для клинопироксенов из диопсидовых пород разных генетических типов характерны свои особенности химического состава. Так, от первого типа к четвертому увеличивается содержание кремнезема и магния, уменьшается содержание алюминия и железа (Ройзенман и Филиппин, 1980).

Условия образования диопсидовых пород по результатам термобарогеохимических исследований

На рис. 1 приведены сводные (средние) графики декрепитации диопсидов различных генетических типов. На рис. 1а видно, что пироксеном из диопсидовых кристаллосланцев соответствует один большой пик декрепитации в интервале температур 660-800°C с максимумами при 700° и 760°C. Этот пик соответствует температурам регионального метаморфиз-

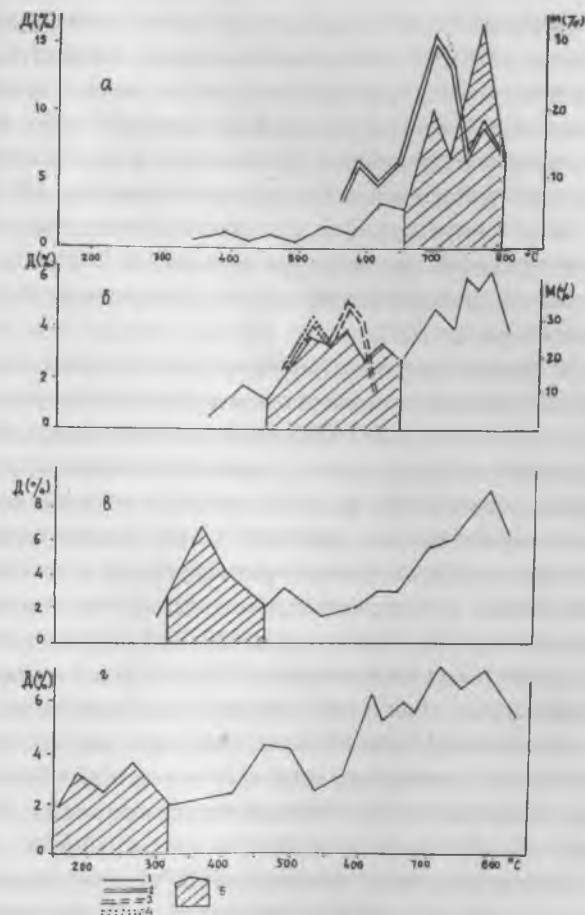


Рис. 1. Графики декрепитации газовой-жидких включений в пироксенах диопсидовых пород и графики плотности распределения температур, определенных методом фазового соответствия в кристаллических сланцах и мигматитах на Алданских месторождениях флогопита 1 - графики декрепитации: а) диопсидовые кристаллосланцы (этап регионального метаморфизма), б) диопсидовые скарны этапа мигматизации, в) магнезиальные скарны постмагматического этапа с бедным, рассеянным ослюдением, г) постмагматические флогопитоносные метасоматиты с богатым ослюдением, 2 - график плотности распределения температур по методу фазового соответствия в кристаллических сланцах, 3- то же - в плагиомигматитах по кристаллосланцам, 4- то же - в плагио-микроклинитовых мигматитах по кристаллосланцам, 5 - «типоморфные» пики декрепитации, характерные для разных этапов минералообразования

ма пород федоровской свиты алданского комплекса гранулитовой фации (Петрова и др., 1975). Об этом свидетельствуют температуры, определенные в кристаллических сланцах федоровской свиты с использованием диаграмм фазового соответствия Л.Л. Перчука (1970). Так, на графике плотности распределения температур по методу фазового соответствия (рис. 1а) выделяется основной пик в интервале температур 650-800°. При этом для гиперстен-гранатового и гиперстен-роговообманкового геотермометров характерен максимум при температуре 750°, а для ассоциаций гранат-биотит, диопсид-биотит и плагиоклаз-роговая обманка - максимум при температуре 700°.

На рис. 1б на декрептограмме пироксена из диопсидовых скарнов этапа мигматизации выделяются два основных интервала декрепитации газовой-жидких включений: а) 660-800°, б) 480-660°. Более высокотемпературный пик является «реликтовым», свидетельствующим о том, что указанные скарны образовались за счет диопсидовых кристаллосланцев (декрепитация газовой-жидких включений в этом температурном интервале происходит в зонах, где в новом клинопироксене сохранились переработанные блоки ранних, метаморфогенных клинопироксенов). Второй пик декрепитации при температурах 480-660° является «типоморфным» для скарнов этапа мигматизации. Об этом свидетельствуют и данные по температурам образования мигматитов, определенным методом фазового соответствия. На рис. 1б видно, что график плотности распределения в мигматитах температур, определенных методом фазового соответствия по плагиоклаз-роговообманковому геотермометру Л.Л. Перчука, представляет собой пик в интервале температур 480-620°. При этом более высокотемпературному максимуму (580°) соответствуют температуры, определенные в плагиомигматитах, а более низкотемпературный максимум (520°) отвечает температурам образования более поздних плагио-микрклиновых мигматитов.

На рис. 1в представлена декрептограмма пироксена из диопсидовых постмагматических скарнов с бедным промышленным ослюдением (с содержаниями флогопита 5-50 кг/куб.м). На этой декрептограмме выделяются «реликтовые» пики декрепитации, соответствующие газовой-жидким включениям первого и второго генетического типа (этапов метаморфизма и мигматизации). «Типоморфный» для постмагматических скарнов пик декрепитации выделяется при температурах 320-480° с макси-

мумом при 380°.

График декрепитации 1г характерен для крупнокристаллических флогопит-диопсидовых метасоматитов постмагматического этапа. Именно на этом этапе образуются богатые флогопитоносные зоны с содержаниями промышленного флогопита более 50 кг/куб.м (часто - более 100 кг/куб.м, а в отдельных зонах - до 1500 кг/куб.м). Кристаллы флогопита при этом могут достигать 1 - 1.5 м в поперечнике.

На декрептограмме четвертого генетического типа диопсидовых пород (рис. 1г), кроме «реликтовых» пиков декрепитации газовой-жидких включений при температурах 320-800° выделяется новый пик декрепитации в интервале температур 140-320°, который является «типоморфным» именно для постмагматических диопсидовых пород этапа собирательной перекристаллизации минералов.

Парагенетические ассоциации минералов в диопсидовых породах данного этапа, в целом аналогичны таковым в породах предыдущего (третьего) этапа. Однако данные исследований газовой-жидких включений однозначно свидетельствуют о принципиально различных температурных и физико-химических условиях образования диопсидовых пород третьего и четвертого генетического типов.

Как видно из рис. 1, графики декрепитации диопсидовых пород являются весьма сложными. На них выделяются несколько пиков, что существенно затрудняет расшифровку декрептограмм и их генетическую интерпретацию. Для того чтобы уменьшить степень субъективизма при генетической интерпретации таких сложных графиков декрепитации, предлагается «метод последовательного вычитания декрептограмм». Этот метод базируется на результатах детального (крупномасштабного) геологического картирования, которое позволяет установить последовательность геологических процессов и на этом основании - последовательность в распределении декрептограмм.

Метод вычитания декрептограмм заключается в последовательном вычитании из каждой следующей декрептограммы предыдущей декрептограммы. Так, на рис. 2 на верхнем графике показан результат вычитания декрептограммы 1а из декрептограммы 1б; на среднем графике — результат вычитания декрептограммы 1б из декрептограммы 1в; на нижнем графике - результат вычитания декрептограммы 1в из декрептограммы 1г. Для осуществления возможности такого вычитания графиков

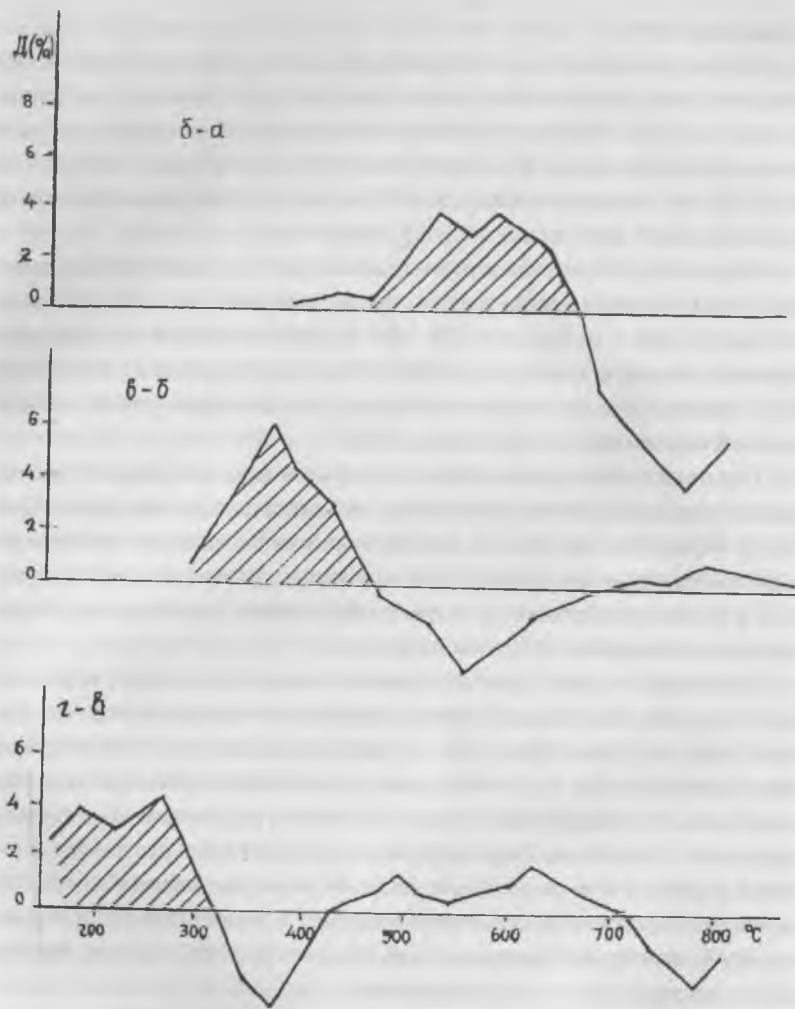


Рис.2. Графики декрепитации, полученные с помощью вычитания декрептограмм, представленных на рис.1: б-а, в-б, г-в. Заштрихованы «типоморфные» пики для разных этапов минералообразования, полученные после вычитания декрептограмм

декрепитации число взрывов газовой-жидких включений приводится в процентах от общего числа взрывов. Как видно на рис.2, метод вычитания декрептограмм позволяет на достаточно объективной математической основе выделять «типоморфные» пики декрепитации, соответствующие определенным генетическим группам газовой-жидких включений и, тем самым - определенным геологическим процессам.

Как показывают данные газовой-хроматографического анализа газовой-жидких включений, разные генерации пород характеризуются и различным составом минералообразующих растворов. Так, на рис.3а видно, что образование диопсидовых кристаллосланцев (температуры декрепитации 660-800°) происходило при очень высоких концентрациях CO_2 (59 моль/кг H_2O). Это подтверждает известные выводы петрологических исследований о том, что метаморфизм гранулитовой фации происходил при существенно углекислотном составе растворов.

Для скарнов этапа мигматизации (рис. 3б) в «типоморфном» температурном интервале (480-660°) характерно резкое уменьшение концентрации CO_2 - до 4 моль/кг H_2O , что в 14 раз меньше, чем в метаморфогенном диопсиде. Это свидетельствует о том, что минералообразование на этапе мигматизации характеризовалось существенно водным составом растворов.

В постмагматических диопсидовых скарнах для «типоморфного» температурного интервала (320-480°) характерно дальнейшее снижение (в 4 раза) концентрации CO_2 - до 1 моль/кг H_2O (рис.3в). Следовательно, на постмагматическом этапе формирования бедных флогопитоносных зон (с рассеянным ослоденением) происходило в существенно водной среде.

На этапе образования богатых флогопитоносных диопсидовых метасоматитов, для которых характерны температуры декрепитации газовой-жидких включений в интервале 140-320°, отмечается резкое (в 14 раз) повышение концентрации CO_2 - до 14 моль/кг H_2O (рис.3г). На этом этапе происходила собирательная перекристаллизация минералов, в том числе - флогопита. Этот процесс образования богатых флогопит-диопсидовых зон осуществлялся при воздействии существенно углекислотных растворов.

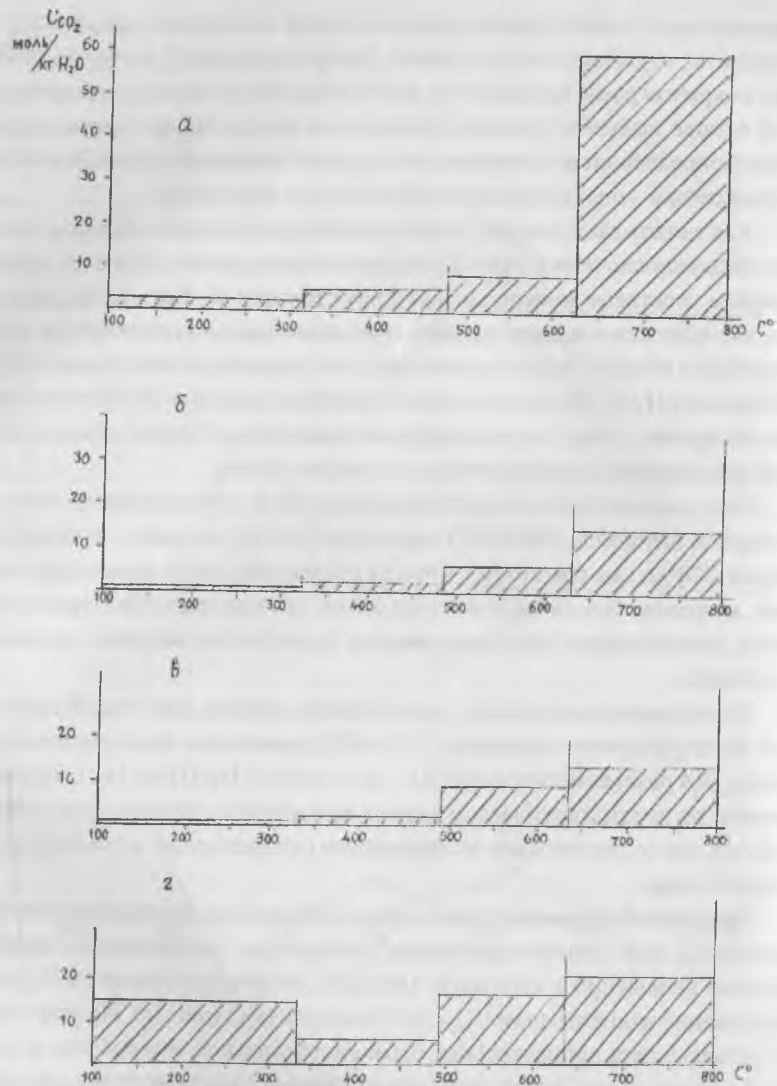


Рис.3. Графики изменения концентрации CO_2 в газожидких включениях в пироксенах диопсидовых пород разного генезиса: а) диопсидовые кристаллосланцы, б) диопсидовые скарны этапа мигматизации, в) магезиальные скарны постагматического этапа с бедным, рассеянным ослюдением, г) постагматические флогопит-диопсидовые метасоматиты с богатым ослюдением.

2. Графитовые месторождения.

Метаморфогенные графитовые месторождения являются наиболее важным источником высококачественного чешуйчатого графита во всем мире. Происхождение графитовых руд этих месторождений продолжает оставаться дискуссионным. Несмотря на то, что графитоносные тела нередко приурочены к определенным стратиграфическим подразделениям и имеют стратиформный характер, среди графитовых руд отмечаются различные морфологические типы, генетическое происхождение которых является неясным.

При исследованиях графитовых месторождений основным термобарогеохимическим методом, дающим генетическую информацию, является газово-хроматографический анализ газожидких включений. На рис. 4 приведен график изменения концентрации CO_2 в графите из богатых графитовых руд Алдана. Этот график получен на основании поинтервального анализа состава газожидких включений через каждые 40° нагрева проб. На графике видно, что в высокотемпературном интервале, при $700-900^\circ$, отмечаются высокие (до 15 моль/кг H_2O) концентрации CO_2 . Это свидетельствует о существенно углекислотном составе растворов, под воздействием которых осуществлялся метаморфизм гранулитовой фации нимырской свиты, вмещающей графитовые месторождения алданского комплекса. При снижении температуры с 700 до 300° в гра-

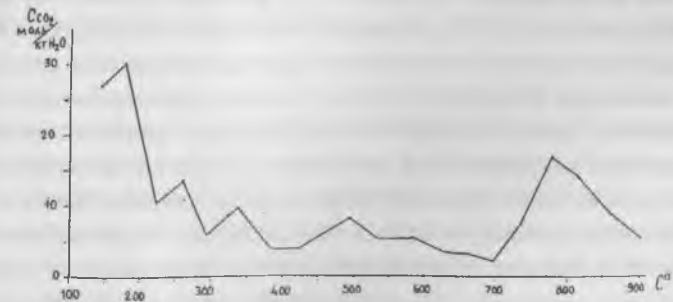


Рис.4. График изменения концентрации CO_2 при разных температурах в газожидких включениях в графите из богатых графитовых руд Алданских месторождений

фитообразующих растворах отмечаются сравнительно низкие концентрации CO_2 (2-7 моль/кг H_2O). При дальнейшем снижении температур в интервале $300-150^\circ$ фиксируется резкий рост концентрации CO_2 - до 30 моль/кг H_2O . Именно в этом температурном интервале происходило формирование уникально богатых массивных графитовых руд с содержаниями графита 18-55% (Ройзенман, 1997). Согласно газовой хроматографической данным, перекристаллизация графита и образование богатых графитовых руд происходили при существенно углекислотном характере растворов.

3. Мусковитовые месторождения.

Проблема образования мусковитовых месторождений тесно связана с проблемой генезиса пегматитов и минералообразования в них. Мусковитоносные пегматиты приурочены к метаморфическим комплексам гранат-амфиболитовой фации. В формировании мусковитоносных пегматитов участвуют магматические и метасоматические процессы, относительная роль которых в промышленном ослюдении остается дискуссионной. Рассмотрим некоторые результаты термобарогеохимических исследований, которые дают дополнительную информацию для решения генетических проблем мусковитообразования.

На графике декрепитации гранат-биотитовых плаггиогнейсов Мамских месторождений мусковита (рис. 5) выделяются следующие основные пики декрепитации: 1) $600-800^\circ$, 2) $520-600^\circ$, 3) $280-520^\circ$, 4) $100-280^\circ$ (Карский и др., 1974). Первый из этих пиков соответствует температурам регионального метаморфизма гранат-амфиболитовой фации мамского комплекса. Второй пик отвечает температурам мигматизации этого комплекса. Третий и четвертый пики фиксируют изменения гнейсов и мигматитов в приконтактной зоне мусковитоносных пегматитов: третий пик соответствует стадии формирования рассеянного (бедного) промышленного мусковита, четвертый пик соотносится с процессами собирательной перекристаллизации минералов и образования крупнокристаллического мусковита, представляющего наибольшую промышленную ценность.

В пегматитах на графиках декрепитации кварца выделяются 3 температурные стадии: 1) $600-480^\circ$, 2) $480-320^\circ$, 3) $320-140^\circ$. Первый пик характеризует газовой-жидкие включения, образовавшиеся в кварце на

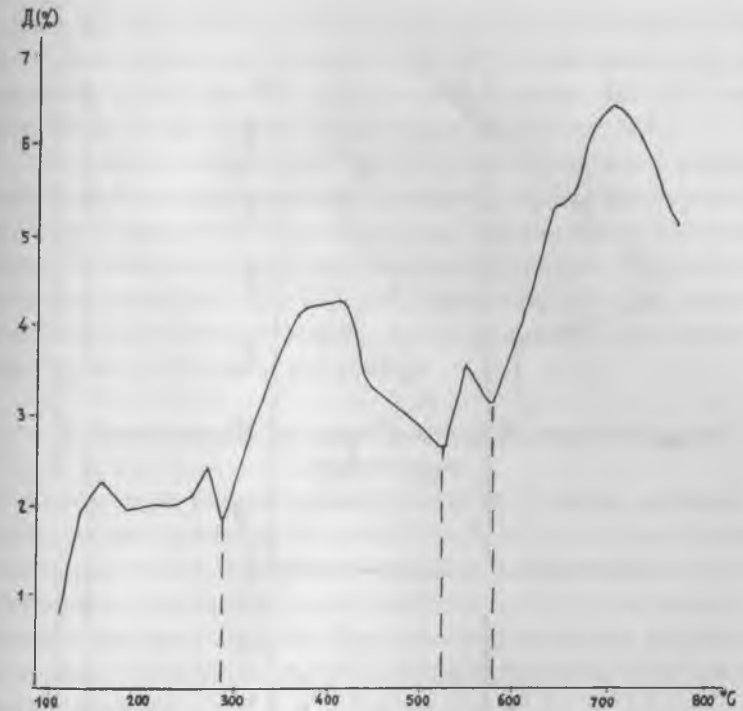


Рис.5. График декрепитации газовой-жидких включений в гранат-биотитовых гнейсах Мамских месторождений мусковита.

магматическом этапе процесса пегматитообразования. Второй пик наиболее развит в бесслюдных пегматитах и в пегматитах с бедным, рассеянным ослюдением (рис. 6а). Третий пик имеет наибольшие масштабы в пегматитах с концентрированным, богатым ослюдением (рис. 6б) и, таким образом, характеризует процессы собирательной перекристаллизации мусковита.

Газовой-хроматографические характеристики кварца из бесслюдных пегматитов и промышленных мусковитоносных пегматитов достаточно однотипны при температурах $700-320^\circ$. При температурах $700-620^\circ$ концентрация CO_2 сравнительно низкая, как в пегматитах Карело-Кольско-

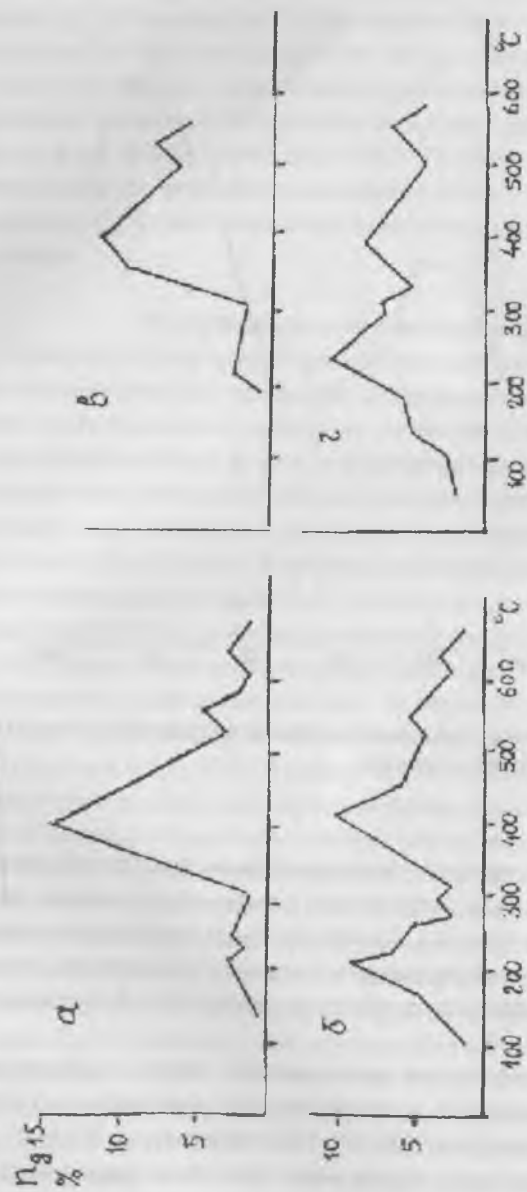


Рис. 6. Графики декрепитации газовой-жидких включений в кварцах пегматитов, а - б - мусковитоносные пегматиты; а - бесслюдные и с бедным ослодением, б - с богатым ослодением; в - г - комплексные редкометалльные пегматиты: в - с бедным оруденением, г - с богатым оруденением

го региона, так и в Мамско-Чуйских пегматитах - 2-5 моль/кг H₂O (рис. 7а, б). В температурном интервале 620 - 480° концентрация CO₂ резко возрастает до 6-15 моль/кг H₂O. При температурах 480-320° следует резкий спад концентрации CO₂ до 2-4 моль/кг H₂O (рис. 7а, б).

При низких температурах (320-140°), соответствующих стадии собирательной перекристаллизации мусковита, составы растворов в бесслюдных и мусковитоносных пегматитах принципиально отличаются. Если в бесслюдных пегматитах при снижении температуры продолжается снижение концентрации CO₂ - до 1-2 моль/кг H₂O (рис. 7а), то в мусковитоносных пегматитах отмечается резкий (на порядок) рост концентрации CO₂ - до 11-13 моль/кг H₂O (рис. 7б).

4. Месторождения комплексных редкометалльных пегматитов.

Комплексные редкометалльные пегматиты (с литием, рубидием, цезием, танталом, ниобием, бериллием) приурочены к метаморфическим комплексам эпидот-амфиболитовой фации. В образовании пегматитов и в процессах оруденения в них участвуют магматические и метасоматические процессы. Их роль в формировании различных минеральных ассоциаций (в том числе - рудных) трактуется различными исследователями по-разному.

По данным декрепитометрического анализа в безрудных пегматитах и в пегматитах с бедным, рассеянным оруденением Вороньтундровского рудного поля (Кольский полуостров) выделяются два основных пика - при температурах 600-480° и 480-320° (рис. 6в). Первый пик отражает магматический этап в образовании пегматитов. Пик декрепитации при температурах 480-320° (доминирующий на рис. 6в) является «типоморфным» для стадии рассеянного, бедного редкометалльного оруденения.

На декрепитограмме кварца из промышленных редкометалльных пегматитов (для которых характерны крупные кристаллы поллуцита, сподумена, берилла и других минералов) указанные выше два пика присутствуют как «реликтовые», свидетельствующие о том, что крупные кристаллы рудных минералов сформировались за счет собирательной перекристаллизации мелкокристаллических агрегатов более раннего этапа «Типоморфным» пиком декрепитации для этапа собирательной перекристаллизации и формирования концентрированного, богатого редко-

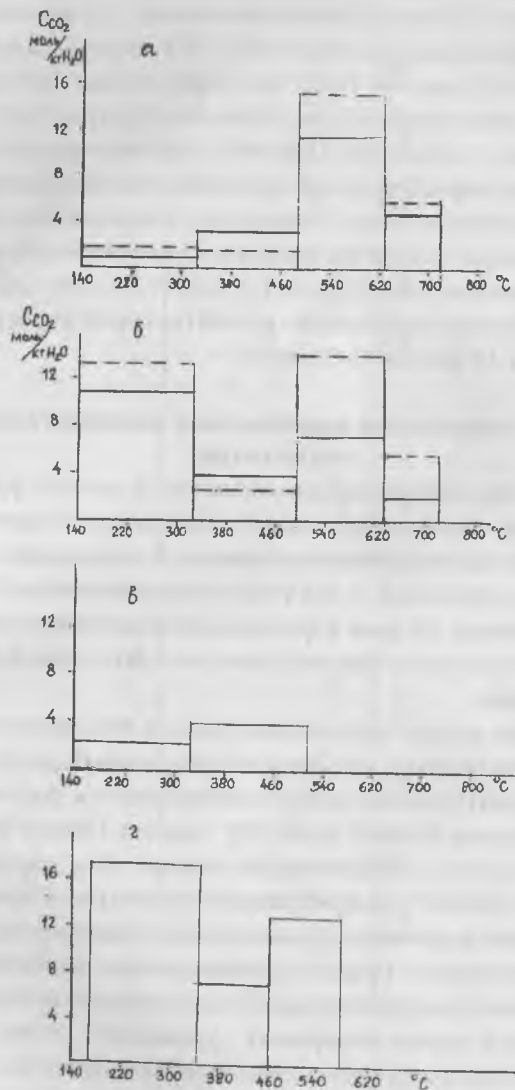


Рис.7. Графики изменения концентрации CO₂ в кварце пегматитов, а-б - мусковитовые пегматиты: а - с бедным ослюдением, б - с богатым ослюдением (сплошная линия - Карело-Кольский регион, пунктирная линия - Мамско-Чуйский район); в - г - комплексные редкометальные пегматиты Вороньетундровского рудного поля: в - с бедным ослюдением, г - с богатым ослюдением.

металльного оруденения является пик при температурах 320-100° (рис.6г).

По данным газовой-хроматографического анализа включений установлено, что в безрудных пегматитах и в пегматитах с рассеянным, бедным оруденением концентрации CO₂ в температурном интервале 520-140° концентрация CO₂ является низкой - 2-4 моль/кг H₂O (рис.7в). Для пегматитов с концентрированным, богатым редкометальным оруденением (с блоковым поллуцитом) характерны значительно более высокие концентрации CO₂: при температурах 580-460° - 12 моль/кг H₂O, при температурах 460-340°С - 7.5 моль/кг H₂O, при температурах 340-150° - 17 моль/кг H₂O (рис.7г).

Выводы

1. Термобарогеохимические методы позволяют получить независимую и очень важную информацию об условиях формирования метаморфических пород, их преобразования метасоматическими и магматическими процессами, а также о процессах рудообразования.

2. Наиболее эффективно применение термобарогеохимических методов в комплексе работ по геологическому картированию метаморфических комплексов. При этом геологическая карта дает возможность установить последовательность различных геологических процессов, а Термобарогеохимические методы - термодинамические и физико-химические условия минерале- и рудообразования.

3. Наиболее оперативным методом термобарогеохимических исследований метаморфогенного минерале- и рудообразования является декрептометрия, которая позволяет выделять температурные интервалы процессов регионального метаморфизма, регионального и локального метасоматоза, магматизма, бедного и богатого оруденения. Эту информацию возможно получать с использованием портативных полевых декрептометрических установок.

Как показывают результаты сопоставления декрептометрических данных и температур, определенных по минералогическим геотермометрам, пики декрепитации отражают температуры, близкие к истинным температурам минералообразования.

4. Для расшифровки сложных графиков декрепитации минералов метаморфических комплексов удобно использовать метод «вычитания декрептограмм», позволяющий на объективной математической основе выделять для каждого геологического процесса его специфические («ти-

поморфные») пики декрепитации и, соответственно - температурные интервалы минералообразования.

5. Газово-хроматографические исследования рационально проводить раздельно в интервалах температур, характерных для каждого «типоморфного» пика декрепитации газовой-жидких включений.

6. В результате термобарогеохимических исследований удастся решить важнейшую в промышленном отношении задачу определения условий образования концентрированных, богатых руд в метаморфических комплексах. Как установлено в процессе этих исследований, такое оруденение формируется под воздействием низкотемпературных растворов при концентрации углекислоты на порядок большей, чем при образовании рассеянного, бедного оруденения.

7. Расшифровка условий рудообразования, в том числе - богатого, позволяет эффективно использовать термобарогеохимические методы для прогнозирования, поисков и оценки метаморфогенного оруденения.

8. Для исследованных и охарактеризованных в настоящей работе метаморфогенных месторождений флогопита, графита, мусковита и редкометальных пегматитов установлены как некоторые общие закономерности в развитии процессов метаморфизма, магматизма и метасоматоза, так и определенные отличия.

Так, для месторождений флогопита и графита Алданского щита характерны высокие температуры регионального метаморфизма (700-900° для графитовых месторождений и 660-800°С для месторождений флогопита), при больших концентрациях CO_2 в растворах (13-59 моль/кг H_2O), что отвечает условиям гранулитовой фации.

Для месторождений мусковитоносных пегматитов установлены меньшие температуры регионального метаморфизма вмещающих комплексов кристаллических сланцев и гнейсов (600-800°) и меньшие концентрации CO_2 в растворах, характерные для метаморфизма гранат-амфиболитовой фации.

Процессы мигматизации и гранитизации в исследованных метаморфических комплексах характеризуются температурами декрепитации 500-660°С и сравнительно низкими концентрациями CO_2 (2-5 моль/кг H_2O).

Для постмагматического этапа развития метаморфических комплексов на всех исследованных месторождениях (флогопита, графита,

мусковита и редкометальных пегматитов) установлены одинаковые закономерности изменения температур и концентрации CO_2 в минерале- и рудообразующих растворах.

Для стадии рассеянного, бедного оруденения характерны температуры декрепитации 480-320° с максимумом при 380° и сравнительно низкие концентрации CO_2 (2-6 моль/кг H_2O).

Для стадии концентрированного, богатого оруденения отмечаются низкие температуры декрепитации (320-140°) и значительно большие концентрации CO_2 (10-30 моль/кг H_2O).

Список литературы

1. Карский Б.Е., Зорин Б.И., Фортунатов С.П. Исследование структурных разновидностей Мамских слюдоносных пегматитов методом декрепитации. Изв. вузов, геология и разведка, 1974, №3.
2. Коржинский ДС. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953.
3. Лицарев М.А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений Алдана. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Вып. 6. Изд-во АН СССР, М., 1962.
4. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., Наука, 1970.
5. Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск. Изд-во Наука, 1975.
6. Ройзенман В.М. Литология и стратиграфия федоровской свиты (Алданский щит). Изв. вузов, геология и разведка, 1973, №5.
7. Ройзенман Ф.М. Критерии количественной прогнозной оценки графитовых месторождений. Изв. вузов, геология и разведка, 1997, №6.
8. Ройзенман Ф.М., Валяшко Л.М., и др. О некоторых общих закономерностях образования крупнокристаллических руд на месторождениях мусковита, флогопита и поллуцита. ДАН СССР, 1983, т. 269, №6.
9. Ройзенман Ф.М., Ионкина Е.А., Валяшко Л.М. О связи богатого метаморфогенного оруденения с «углекислотной волной» в рудообразующих растворах. Изв. вузов, геология и разведка, 1997, №5.
10. Ройзенман Ф.М., Роненсон Б.М. и др. Условия формирования и закономерности размещения флогопитоносных метасоматитов Алдана. В кн.: Железо-магнезиальный метасоматоз и рудообразование. Изд-во Наука, 1980.
11. Ройзенман Ф.М., Филиппин Ф.Л. Особенности состава моноклинных пироксенов из диопсидовых пород как поисково-оценочный критерий Алданских месторождений флогопита. Изв. вузов, геология и раз-

ведка, 1980, №10.

12. Судовиков Н.Г., Климов Л.В., Михайлов Д.А. О закономерностях распределения флогопитовых месторождений в архее Алдана. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 6. Изд-во АН СССР, М., 1962.
13. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. Изд-во Наука. М., 1973.
14. Швецов Е.С., Мехоношин С.П. Закономерности размещения флогопитовых месторождений в Алданской слюдоносной провинции. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 6. Изд-во АН СССР, М., 1962.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗНОМАСШТАБНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛИМПИАДА И ВЕДУГА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

В.Ю. Прокофьев, Т.Л. Крылова.

On an example of Yenisei ridge gold deposit the Olympiada and Veduga matching of formation conditions of different deposits in black shale the have been conducted. The early metamorphogenic quartz veins of the Olympic formed at temperatures 485-125°C and pressure 2700-1010 bars. The gold ores deposited at lower temperatures (450-105°C) and pressure (2150- 190 bars), from chloride Mg-Na solutions with salt content 25.0-1.2 wt. % equ. NaCl, from heterogenous fluids, in a gas phase of which one there were gas mixtures CO₂, CH₄ and N₂ high-density. In an ore zone the anomaly of high-density azoth is established, the maximum by which one coincides with maxims of geochemical anomalies of Au, Sb and W. The early metamorphism of Veduga host rocks descended at temperatures 460- 465°C and pressure more than 4 кбар. Parameters of an emplacement - temperature 370- 110°C, pressure 1820- 60 bars. The ore fluid had a chloride composition, the salt content increased from 9 up to 40 wt. % equ. NaCl with the decreasing of temperature. Na⁺ and K⁺, which were dominated in early portions of fluids, are replaced to the end of process by Mg²⁺ and Ca²⁺. The ore-bildung fluid during whole process of an emplacement was heterogenous and consists of aqueous solution and CO₂-methanoic mix. The main differences of formation conditions of these objects are higher parameters of both metamorphism of adjacent strata, and hydrothermal ore process on the Olympiada as contrasted to Veduga. The greater range of mineral-building parameters and more long-lived and composite course of ore process is characteristic also for the Olympiada. Besides on the Olympiada the large role in ore-building is played by(with) dense azoth, the availability which one in fluids can be one of indicators of a big scale ore for fields in the organic rich rocks.

Проблема наличия или отсутствия различного рода связей между масштабом гидротермального оруденения и физико-химическими условиями рудообразующего процесса, а также составом рудообразующих флюидов на современном этапе изучена явно недостаточно. Во многом

это связано с редкостью пригодных для такого исследования объектов. Поэтому авторами настоящего сообщения сделана попытка сравнительного анализа с этих позиций гидротермальных месторождений золота Енисейского кряжа Олимпиады и Ведуги. Эти объекты подходят для решения данной задачи в качестве модельных объектов, поскольку с одной стороны сильно различаются по масштабу оруденения (олимпиада крупное, Ведуга мелкое), а с другой стороны имеют достаточно много общего в типе оруденения (золотое оруденение в древних углеродистых толщах), локализации руд, геологическом строении и минералого-геохимических особенностях. Кроме того, они очень близки друг к другу в пространстве.

Методика исследования флюидных включений

Микротермометрические исследования проводились на установке THMSG-600 фирмы "Linkam", позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале температур от -196 до 600°C и наблюдать за ними при больших увеличениях. Концентрация солей для включений без плотных газов оценивалась по температуре плавления льда, с использованием данных из работы (Bodnar, Vityk, 1994). Для включений гидротермального флюида с высокими концентрациями углекислоты и метана оказалось невозможным оценивать концентрацию солей по температуре плавления газгидратов (Collins, 1979; Darling, 1991), поскольку вследствие больших концентраций метана в составе флюида температуры плавления газгидратов для большинства включений дают значения выше $+10^{\circ}\text{C}$. Поэтому концентрация солей в таких включениях оценивалась по температуре плавления льда и корректировалась на основании измерений объемных соотношений углекислотной и водной фаз и расчета концентраций углекислоты в растворе. Концентрация метана оценивалась также из объемных соотношений и плотности метана в газовой фазе, связанной с парциальным давлением метана, в свою очередь определяющим температуру плавления газгидратов метана (выше $+10^{\circ}\text{C}$, (Claypool, Kaplan, 1974)). На основании этих данных вычислялись поправки на количество воды, связанное в газгидратах, т. е. оценивалась концентрация солей в углекислотно-метаново-водных флюидах. Оценка концентраций солей таким способом довольно груба (точность $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$), однако более точно оценить концентрацию солей для флюидов такого типа пока не представляется возможным.

Давление определялось для гетерогенного флюида по сингенетичным существенно газовым и газовой-жидким включениям как сумма давлений паров воды и давлений плотных газов (CO_2 , CH_4 , N_2). Оценка концентраций солей, плотностей смесей CO_2 - CH_4 , N_2 , а также их давлений проводилась с использованием программы FLINCOR (Brown, 1989). Для построения изохор и оценки давлений по существенно газовым включениям, содержащим плотные углекислотно-азотно-метановые смеси, использовалась информация из работ (Kerkhof, 1988; Thiery et al., 1994). Следует отметить, что оценки давлений для газовых смесей в некоторых случаях отличаются от приведенных в работе (Прокофьев и др., 1994), что связано с появлением уточненных данных по плотностным свойствам углекислотно-азотных и углекислотно-метановых смесей (Thiery et al., 1994).

КР-спектрометрический анализ газовых включений проводился на молекулярном оптическом лазерном микроанализаторе типа MOLE в г. Нанси, Франция (в Центре исследования геологии минералов и энергетики), позволившем с высокой точностью (0.1 мол. %) оценить концентрации CO_2 , CH_4 , N_2 и H_2S в газовых смесях существенно газовых включений. Методические аспекты изложены в работе (Dhamelincourt et al., 1979), а особенности исследования газовых смесей - в (Dubessy et al., 1989).

Для изучения состава газовой фазы некоторые пробы исследовались на газовом хроматографе серии «Цвет-1000» с пиролитической приставкой П-75 в ГЕОХИ РАН, г. Москва. Содержимое включений извлекалось термическим вскрытием и подавалось на детекторы: катарометр для определения CO_2 и H_2O и пламенно-ионизационный - для определения CH_4 и тяжелых углеводородов (Миронова и др., 1984). В качестве сорбента использовался «Полисорб-1». Навеска для поинтервального анализа составляла 50-150 мг. Чувствительность детекторов 10^{-7} г CO_2 и $5 \cdot 10^{-7}$ г воды для катарометра и 10^{-10} г углеводородов для пламенно-ионизационного детектора.

Для выяснения анионного состава растворов использовался метод ионной хроматографии (Савельева и др., 1988). Он обладает рядом преимуществ по сравнению с традиционными по набору определяемых анионов (Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , Br^- , H_2PO_4^- , NO_3^- , NO_2^- , анионы карбоновых кислот и др.), объему пробы (0.01 - 0.1 мл), чувствительности (10^{-3} мкг/мл),

экспрессности определения, высокой воспроизводимости, возможности одновременного определения в растворе как микро-, так и макрокомпонентов, высокой селективности и возможности одновременного определения неорганических и органических ионов. Используемый элюент исключал возможность определения бикарбонат-иона. Перед проведением анализа монофракции кальцита, сфалерита и кварца (размер зерен 1.0-0.5 и 0.5-0.25 мм) весом от 0.3 до 0.6 г многократно промывали горячей дистиллированной водой (пробы кварца - предварительно разбавленной горячей HNO_3) и высушивали при температуре около 80°C . Вскрывались включения термическим способом (Савельева, Наумов, 1980) с нагревом до 380°C . Декрепитация проб производилась в кварцевых вкладышах на вакуумной установке с жидкостным манометром (Наумов и др., 1983) и по возрастанию давления в вакуумной системе рассчитывался суммарный объем газов и воды, выделившихся при вскрытии включений, после чего производилось поглощение воды P_2O_5 и по падению давления определялся объем газов. Декрепитированная навеска в том же кварцевом вкладыше заливалась бидистиллированной водой в соотношении 1:1 и перемешивалась около 10 мин. для полного растворения солевых компонентов, выброшенных из включений при вскрытии. Затем вытяжка декантировалась и методом ионной хроматографии анализировался ее анионный состав. Концентрации анионов в растворе рассчитывались на воду, определенную из той же навески, что улучшало достоверность их оценки. Результаты параллельных определений показали хорошую воспроизводимость анализа

Нужно специально остановиться на соответствии температур гомогенизации включений температурам минералообразования. Все наиболее высокие значения температур были получены для гетерогенных флюидов с высокими концентрациями газов в водной фазе раствора. В этом случае температурная поправка на давление минимальна (Наумов, 1982; Реддер, 1987; и др.), и температура гомогенизации в пределах точности метода соответствует температуре кристаллизации минерала-хозяина.

Для некоторых включений удалось определить концентрации ряда элементов (Cu, Fe, Mn, Sn, W, Ag) в растворе включений лазерно-спектральным микроанализом в БГИ СО РАН на приборе ЛМА-10 (Ишков, Рейф, 1990). Для этого подбирались наиболее крупные включения, определялся (с помощью столика Федорова) объем вакуоли и, по термо-

криметрическим данным, плотность флюида. После этого производилась подшлифовка пластин для выведения включений на глубину 20 мкм. Непосредственно перед вскрытием лазерным лучом включения нагревались до 100°C , чтобы исключить преждевременную разгерметизацию включений из-за высокого внутривакуольного давления. Воспроизводимость анализов характеризовалась стандартным множителем 1.4-2.0; пределы обнаружения определяемых рудных элементов составили ($\text{п} \cdot 10^{-11}$ г): Sn и W - 50, Ag - 9, Fe - 3, Cu - 0.05.

Месторождение Олимпиада

Хорошо изученное относительно условий рудоотложения крупное месторождение золота (комплексное, с сурьмой, вольфрамом и платиной) Олимпиада (Прокофьев и др., 1993; 1994; и др.) расположено в пределах Енисейского кряжа среди интенсивно дислоцированных рифейских кристаллических сланцев. Месторождение Олимпиада располагается в присводовой части Центрального антиклинория рифейской миогеосинклинальной зоны вблизи глубинных разломов и приурочено к рифтообразной структуре (Ли, Шохина, 1974; Геология и металлогения..., 1985; Генкин и др., 1994 и др.).

Рудное поле с северо-востока и юго-запада ограничивают Татарский и Тырындинский разломы северо-западного простирания. Рудовмещающей является сланцевая толща кординской свиты низов сухопитской серии (R_1kd_2), лежащая в основании верхнепротерозойского комплекса, датированного возрастом около 1650 млн. лет., сложенная кварц-слюдистыми сланцами с горизонтами кварц-карбонат-слюдистых сланцев, содержащих пласты известняков, и углеродистых кварц-мусковитовых сланцев. Толща перекрывается более молодыми кварц-хлорит-биотитовыми сланцами. Геолого-структурная позиция месторождения определяется контролем складчато-разрывных структур северо-восточного простирания, а также размещением над прогибом кровли гранитоидной интрузии тейско-аяхтинского комплекса (возраста 850 ± 60 млн. лет) и расположением в узле пересечения разломов. Указанные особенности и контрастный литологический состав вмещающих пород обусловили сложный характер складчатых и разрывных нарушений, проявление площадных и локальных контактово-метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований.

Оценка условий метаморфизма рудовмещающих сланцев (т. е. параметры дорудного минералообразования) с использованием данных (Перчук и др., 1983) дает температуры 650-500°C и давления 6-3 кбар, т. е. условия регионального метаморфизма средней ступени. В то же время некоторые авторы (Коробейников, 1999) приводят по зоне граната в подстилающих рудовмещающую толщу двуслюдяных сланцах более низкие параметры метаморфизма (460-360°C и 4 кбар), соответствующие зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. Деформация толщи, вызванная внедрением гранитоидной интрузии, привела к образованию кварцевых жил в межпластовых трещинах. Широко проявленные изменения пород, выраженные в замещении граната карбонатом, хлоритом и кварцем, а биотита - хлоритом, сопровождались формированием метаморфогенных кварцевых жил и связаны с регрессивным этапом метаморфизма.

Первичные руды месторождения вкрапленные (прожилково-вкрапленное и жильно-прожилковое оруденение) и приурочены в основном к замкам складок. Рудные тела и околорудные метасоматиты имеют форму субсогласных линзовидных залежей и расположены в зоне контакта различных по физико-химическим свойствам кварц-карбонат-слюдистых и мусковит-кварц-углеродистых сланцев (Ли, Шохина, 1974; Геология и металлогения..., 1985; Генкин и др., 1994 и др.). Среди рудоносных метасоматитов, сформировавшихся по кварц-карбонат-слюдистым сланцам, содержащим пласты известняков, выделяется ряд метасоматических фаций: слюдисто-кварц-карбонатные, существенно карбонатные или кварцевые, слюдисто-кварц-цоизитовые и цоизит-кварцевые метасоматиты. Пространственно с ними ассоциируют скарноиды гранат-пироксен-амфибол-эпидот-цоизитового состава с примесью сфена, кварца, карбоната, микроклина и хлорита. Среди пород, образовавшихся за счет мусковит-кварц-углеродистых сланцев, выделяются углеродсодержащие серицит-кварцевые и кварц-цоизитовые метасоматиты. Формирование рудоносных метасоматитов связывается как с железо-магний-кальциевым метасоматозом, так и с окварцеванием (Ли, Шохина, 1986). Выделяют четыре рудных тела (три из них относят к Западному участку месторождения, а четвертое, наиболее значительное по запасам - к Восточному).

Первичные руды различных рудных тел однотипны и представлены слюдисто-карбонат-кварцевыми и углеродсодержащими кварц-карбонат-

ными метасоматитами с широкими вариациями в составе: от полиминеральных кварц-карбонат-биотит-мусковит-серицит-амфибол-цоизит-гранат-содержащих до би-(кварц-кальцитовых) и моно-кальцитовых или кварцевых. Метасоматоз проявлен в виде окварцевания, карбонатизации и березитизации сланцев. Текстуры руд наследуют текстурные особенности вмещающих сланцев: полосчатость, плейчатость, гофрированность, рассланцованность при подчиненном развитии мелкой трещиноватости. В участках интенсивного развития метасоматоза первичные структурные и текстурные особенности пород нередко утрачиваются, и рудоносные метасоматиты имеют массивные и пятнисто-гнездовые текстуры с тонкорассеянной вкрапленностью сульфидов.

Главные сульфидные минералы представлены (Геология и металлогения..., 1985; Федосеев и др., 1985; Генкин и др., 1994) золотосодержащим арсенопиритом и пирротинном, а также пиритом, антимонитом и бертьеритом. Самородное золото, галенит, сфалерит и халькопирит являются редкими. Шеелит - основной минерал вольфрама - распространен неравномерно. Золотая минерализация на месторождении (Федосеев и др., 1985) связана с тремя последовательно сменяемыми во времени минеральными ассоциациями: пирротин-арсенопиритовой, полиметаллической и антимонит-бертьеритовой. Кроме того, выделяют пирит-марказит-мельниковитовую и карбонат-шеелитовую ассоциации. Последняя приурочена к метасоматическим породам существенно карбонатного состава и является более поздней по отношению к золотосодержащей пирротин-арсенопиритовой ассоциации и более ранней по отношению к полиметаллической и антимонит-бертьеритовой ассоциациям. В скарноидах обнаружена шеелит-сульфидная ассоциация, а в углеродсодержащих серицит-кварцевых метасоматитах - две одновременные шеелит-кварцевые ассоциации. Шеелит в скарноидах отлагался как ранее, так и одновременно с золотосодержащей пирротин-арсенопиритовой ассоциацией. Ранняя шеелит-кварцевая ассоциация образовалась до пирротин-арсенопиритовой ассоциации. Поздний шеелит ассоциирует с оксидной сурьмяной минерализацией и, возможно, связан с переотложением раннего шеелита. Образование шеелита, минералов сурьмы и золотосодержащих сульфидов в процессе отложения одновременных, иногда перекрывающихся стадий согласуются с представлением о длительном и многоэтапном образовании месторождения и геохимическом сходстве в поведении

золота, сурьмы и вольфрама в рудном процессе. Абсолютный возраст дорудных слюдисто-кварц-карбонатных метасоматитов составляет 794 млн. лет, а кварц-антимонитовой ассоциации – 609 млн лет (Коробейников, 1999).

Исследование флюидных включений производилось для кварца и шеелита различных минеральных ассоциаций руд и разных типов вмещающих пород месторождения. Исследовался дорудный и рудный кварц. Первый слагает метаморфогенные кварцевые жилы, повторяющие местами морфологию мелких складок и жилы, приуроченные к межпластовым трещинам и содержащие крупные выделения микроклина и мусковита. Рудный кварц представлен: 1) - мелкозернистым кварцем, слагающим рудоносные метасоматиты кварцевого и кварц-цоизитового состава (Западное поле); 2) - средне- и крупнозернистым кварцем жильно-прожилковых образований кварц-пирротинового, кварц-кальцит-антимонитового, кварц-шеелитового, кварц-киноварного состава, а также кварцем зон дробления и брекчирования метасоматитов (Восточное поле). Обнаружены следующие типы включений (рис. 1): а) первичные, представленные как газовой-жидкими с большими газовыми пузырьками, так и существенно газовыми разновидностями, сингенетичными друг другу; б) первично-вторичные, аналогичные первичным и в) вторичные, как правило, газовой-жидкие с маленьким газовым пузырьком и, иногда, сингенетичные им существенно газовые включения.

Данные термо- и криометрических исследований приведены в табл. 1. Параметры формирования дорудных метаморфогенных жил, по данным исследования включений, находятся в интервале температур 485-125°C и давлений 2700-1010 бар (плотность флюида 1.07-0.70 г/см³), что отвечает переходу от средней к низкой и очень низкой ступеням метаморфизма (соответствующих условиям зеленосланцевой фации).

Рудный кварц и шеелит метасоматитов и рудных ассоциаций формировались (рис. 2а) при температурах 450-105°C и давлениях 2150-190 бар (плотность флюида 1.04-0.49 г/см³). Поле параметров их формирования продолжает поля кристаллизации минеральных ассоциаций вмещающих пород и свидетельствует о более поздней стадии регрессивного этапа метаморфизма. Растворы включений имели хлоридный Mg-Na состав (Т эвт. -43- -29°C для первичных и -45- -29°C для вторичных включений) с низкой концентрацией солей (11.6-2.4 мас. % экв. NaCl для пер-

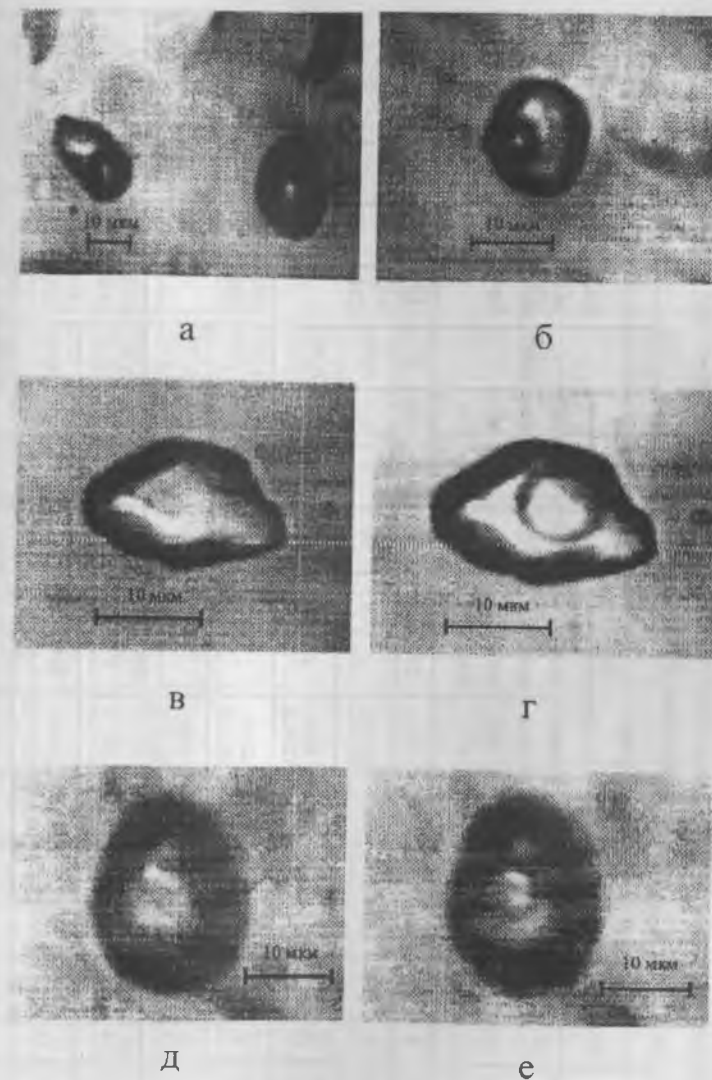


Рис.1. Основные типы флюидных включений в кварце рудных жил Олимпиады. а – сингенетичные существенно газовое и газовой-жидкое включения (реликты гетерогенного флюида) в раннем кварце, б – низкотемпературное двухфазовое включение в позднем кварце, в, г – включение плотного метана в кварце (в - +20°C, г - -90°C), д,е – включения плотного азота в кварце (д - +20°C, е - -160°C).

Таблица 1

Результаты исследования флюидных включений в минералах кварцевых жил месторождения
Олимпиада (Енисейский Кряж).

N обр.	Асс. **	Минерал	n	Температура, °C							Концентрация				Давление, бар	P _{общ}	Содержание в газовой фазе		
				гомогенизации	эвтектики	плавления льда	плавления CO ₂	гомогенизации CO ₂	гомогенизации газов	плавления газ гидратов	солей мас % экв NaCl	CO ₂ моль/кг р-ра	CH ₄ моль/кг р-ра	d г/см ³			PH ₂ O	CO ₂ мол %	CH ₄ мол %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
ОЛ 120	1	Кварц дорудный	26	235	-34	-6.6	-57.5	28.0 Ж	-	8.3	7.8	2.9	0.5	1.00	1370-1210	45.7-40.3	-	-	-
			13	-	-	-	-58.2	8.5÷12.6 Ж	-	-	-	-	-	0.84-0.80			95	5	0
ОЛ 126	-	**	6	230-215	-37	-7.1÷-6.7	-57.1	25.3÷26.5 Ж	-	7.5-7.2	8.5-8.3	2.4-1.8	0.3-0.2	1.07-1.05	1580-1070	52.8-53.6	-	-	-
			29	-	-	-	-57.4÷-57.3	0.6÷14.9 Ж	-	-	-	-	-	0.89-0.79			97	3	0
ОЛ 261	-	**	24	335-305	-33÷-32	-7.4÷-4.7	-62.4÷-61.3	-14.7 Г	-	10.9÷8.7	9.3-6.4	1.2-1.0	0.8-0.5	0.95-0.89	2010-1490	15.5-15.6	-	-	-
			13	-	-	-	-64.3÷-62.8	-38.8÷-19.4 Ж	He отр.	-	-	-	-	0.73			65-75	35-25	0
			27	210-125	-29	-2.4÷-1.1	-	-	-	-	4.0-1.9	-	-	-			0.95-0.88	-	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
ОЛ 162	2	**	11	390-350	-38	-6.2	-	-	-85 Ж	21.1-20.1	7.9-8.0	0.7	3.0-2.3	0.88-0.83	2100-1320	8.4-8.5	-	-	-		
			34	-	-	-	He отр.	-	-96÷-86 Ж	-	-	-	-	0.29-0.24			0	100	0		
			18	195-170	-44	-8.9	-	-	-	-	12.7	-	-	0.99-0.96			-	-	-	-	
ОЛ 196	-	**	11	315-280	-42÷-37	-7.0÷-4.7	-	-	-	11.0	8.7-6.2	1.5-1.4	1.1-1.0	0.84-0.82	1350-1110	13.8-17.1	-	-	-		
			36	-	-	-	-64.0÷-59.2	-19.3÷-1.1 Ж	-81÷-104 Г	-	-	-	-	0.58-0.62			65-75	35-25	0		
			5	300	-53	-15.6	-	-	-	-	19.1	-	-	0.90			-	-	-	-	
ОЛ 237	-	**	9	365-325	-35÷-33	-9.2÷-8.1	-60.0÷-58.7	-8.2÷10.4 Ж	-	8.3-4.7	8.2-8.0	6.7-5.3	0.8-0.7	1.06-1.04	2710-2070	14.2-18.0	-	-	-		
			146	-	-	-	-62.7÷-58.2	-32.4÷-5.7 Ж	-	-	-	-	-	0.92-0.87			65-93	35-7	0		
			4	365	-36	-6.2	-	-	-	-	9.5	-	-	0.70			1690-1210	9.4-6.7	-	-	-
			106	-	-	-	-	-	-91÷-84 Ж	-	-	-	-	0.27-0.20					0	100	0
			35	185-140	-58÷-37	-11.7÷-2.8	-	-	-	-	15.7-4.7	-	-	-			0.99-0.95	-	-	-	-
			2	-	-	-	-	-	-	-82 Г	-	-	-	-			He отр.	-	-	-	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
ОЛ 212/1	3	•••	14	485-400	-39÷-32	-7.0÷-6.0	-61.5÷-59.9	4.2÷9.2 Ж	-	8.0-6.2	6.6-6.2	6.5-5.4	0.9-0.6	0.98	2110-1200	4.0-4.4	-	-	-		
		•••	73	-	-	-	-62.7÷-58.5	-26.6÷14.0 Ж	-146	-	-	-	-	0.66-0.51			-	-	60-85	0	40-15
		•••	22	210-165	-51÷-39	-14.0÷-8.9	-	-	-	-	-	17.8-12.7	-	-			1.03-0.94	-	-	-	-
ОЛ 11	•••	•••	8	340-325	-38÷-34	-8.7÷-7.0	-61.7÷-60.8	-1.9 Г	He опр	6.6	10.5-8.8	1.4-1.3	0.5-0.4	0.95-0.93	1600-1010	11.8-8.8	-	-	-		
		•••	45	-	-	-	-62.1÷-59.5	-40.0-7.0 Ж	-147Ж-150Г	-	-	-	-	0.78-0.58			-	-	65-80	0	35-20
ОЛ 10	•••	•••	17	415-310	-33÷-31	-5.6÷-2.6	He опр	He опр	He опр	11.9-10.5	7.2-3.6	1.4	0.9-0.7	0.89-0.88	1970-1170	6.2-12.3	-	-	-		
		•••	12	-	-	-	-	-	-91÷-86 Ж	-	-	-	-	0.26-0.22			-	-	0	100	0
ОЛ 157	•••	•••	7	365	-34÷-33	-8.8÷-7.2	-58.4÷-58.1	14.7÷16.6 Ж	-	7.7-7.1	8.7-7.6	5.0-4.5	0.6-0.5	1.04-1.03	2550-2160	13.8-11.7	-	-	-		
		•••	42	-	-	-	-59.5÷-58.4	-11.5÷8.8 Ж	-	-	-	-	-	0.90-0.84			-	-	85-95	15-5	0
		•••	13	-	-	-	-	-	-	-86 Ж	-	-	-	-	0.22	-	-	0	100	0	
		•••	59	-	-	-	-	-	-	-126÷-122Г	-	-	-	-	He опр	-	-	0	25-20	75-80	
		•••	3	145	-29	-0.7	-	-	-	-	-	-	1.2	-	-	0.93	-	-	-	-	-

224

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
ОЛ 22	4	Кварц рудный*	14	355	-32	-2.5	-68.5+ -62.7	-23.3 Ж	-103+ -86 Г	15.5-14.7	2.4-2.6	7.8-6.8	1.9-1.5	1.02	1710-1330	7.8-10.0	-	-	-	
		•••	21	-	-	-	-67.8+ -62.3	-31.4+ -20.6Ж	-113+ -89 Г	-	-	-	-	0.38-0.67			-	-	0	55-30
		•••	17	-	-	-	-	-	-98 В	-	-122+ -106Ж К	-	-	-	0.45	1500-1700	8.8-10.0	0	10-20	90-80
		•••	10	140	-29	-5.4	-	-	-	-	-4.3	8.4	-	-	0.97			-	-	-
ОЛ 229	•••	•••	8	315-305	-39+ -36	-6.7+ -4.2	-60.1+ -57.5	15.3Ж +22.3 Г	-	10.9-10.1	7.0-5.0	5.0-3.6	0.8	1.03-0.93	1770-1460	18.6-14.6	-	-	-	
		•••	39	-	-	-	-60.9+ -59.8	-38.2+ -34.1 Ж	-146Г -144 Г	10.1	-	-	-	0.78-0.91			-	-	65-80	0
		•••	5	140	-45	-5.9	-	-	-	-	-	9.1	-	-	0.98	-	-	-	-	-
ОЛ 68	•••	•••	34	405-190	-37+ -36	-4.6+ -3.8	-	-	-	12.7	4.3-3.6	1.9	1.9	0.92-0.60	2090-710	7.1-47.5	-	-	-	
		•••	22	-	-	-	-65.9+ -60.6	-4.8Ж+ -33.2 Г	-89 Г	12.7	-	-	-	0.78-0.33			-	-	85-40	15-60
ОЛ 87	•••	•••	21	360-340	-41	-7.6+ -4.7	-	-	-	-	11.2-7.5	-	-	0.73-0.70	1520-620	9.0-4.6	-	-	-	
		•••	7	-	-	-	-	-	-149Ж -148Г	-	-	-	-	0.45-0.22			-	-	0	0
		•••	19	285-205	-36+ -34	-3.9+ -2.6	-	-	-	-	-	6.3-4.3	-	-	0.89-0.80	-	-	-	-	-
		•••	4	-	-	-	-	-	-	-	-95 Г	-	-	-	He опр	-	-	0	100	0

225

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
ОЛ 258/2	5	..*	17	430- 380	-36÷ -34	-5.5÷ -5.0	-	-	-	-	8.6- 7.9	-	-	0.65- 0.58	2010- 1050	5.6- 4.8	-	-	-
		..*	19	-	-	-	-	-	-150÷ -143Ж	12.1	-	-	-	0.47- 0.30			0	5	95
ОЛ 181	-	-	44	325- 165	-36÷ -33	-7.9÷ -4.7	-	-	-	-	11.6- 7.5	-	-	0.95- 0.80	-	-	-	-	-
ОЛ 168	-	-	80	-	-	-	-63.9÷ -58.6	-32.9÷ -4.3 Ж	-	-	-	-	-	0.88- 0.83	-	-	60- 90	40- 10	0
ОЛ 233	6	..*	15	205- 190	-35÷ -31	-4.0÷ -2.1	-	-	-	-	6.5- 3.6	-	-	0.91- 0.90	1020- 850	56.5- 50.8	-	-	-
		..*	26	-	-	-	He опр.	-	-90÷ -87 Ж	-	-	-	-	0.25- 0.23			0	100	0
ОЛ 265	7	..*	12	280- 205	-55÷ -50	-14.0 -7.8	-	-	-	-	17.8- 11.5	-	-	0.94- 0.92	1190- 570	17.0- 28.7	-	-	-
-	-	..*	37	-	-	-	-71.7÷ -60.8	-31.0Ж ÷ -76 Г	-135Ж -142Г	-	-	-	-	0.75- 0.34	-	-	60- 15	0	40- 85
ОЛ 218	8	..*	5	325- 305	-43	-7.7	-	-	-115 Ж	2.2	9.5	1.5	0.9	0.83	920- 630	8.3- 6.6	-	-	-
		..*	43	-	-	-	-	-	-118÷ -107Ж	9.9	-	-	-	0.29- 0.20			0	60- 40	40- 60
		-	8	175	-34	-5.8÷ -4.7	-	-	-	-	-	9.0- 7.5	-	-			0.95- 0.94	-	-

226

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
ОЛ 197	-	..*	18	315- 275	-36÷ -33	-7.9÷ -6.5	-57.9	10.1÷ 11.4 Ж	He опр.	10.7÷ 10.1	7.4- 6.6	6.3- 5.6	0.9- 0.8	1.04	1300- 1080	13.0- 17.7	-	-	-		
		..*	21	-	-	-	-58.9÷ -58.5	-7.2÷ 2.5 Ж	-161 Г	-	-	-	-	0.76- 0.71			80- 85	0	20- 15		
		..*	5	140- 105	-55	-29.2÷ -27.7	-	-	-	-	-	25.0- 24.4	-	-			1.16- 1.14	-	-	-	-
ОЛ 135	-	..*	9	365- 355	-34÷ -31	-5.8÷ -4.7	-86.2÷ -64.5	-83÷ -64 Ж	-100÷ -149Г	14.9- 9.7	6.4- 5.6	4.0- 3.6	2.0- 1.1	0.86- 0.83	2150- 1730	11.3- 10.2	-	-	-		
		..*	14	-	-	-	-63.6÷ -63.4	-40.0÷ 4.7 Ж	-101 Г	-	-	-	-	0.77- 0.78			70- 90	30- 10	0		
		..*	86	-	-	-	-	-	-149÷ -138Ж	-	-	-	-	0.45- 0.30			1550- 910	8.2- 5.4	0	0	100
		-	8	-	-	-	-	-	-134÷ -121Г	-	-	-	-	He опр.			0		70- 80	30- 20	
ОЛ 203	-	..*	7	335	-35÷ -34	-6.9÷ -6.1	-58.8	2.4÷ 10.5 Ж	He опр.	6.4- 3.8	6.2- 5.7	7.3- 7.0	0.7- 0.6	1.03- 1.00	1620- 970	12.5- 7.5	-	-	-		
		..*	19	-	-	-	-63.7÷ -58.8	-51.6 Ж ÷ -77.5Г	-156Ж -152Г	-	-	-	-	0.84- 0.19			20- 60	0	80- 40		
-	-	..*	23	335- 180	-35÷ -31	-11.1÷ -4.4	-	-	-	-	15.1- 7.0	-	-	0.93- 0.82	-	-	-	-	-		
-	-	-	5	-	-	-	-	-	-82 ИК	-	-	-	-	He опр.	-	-	0	100	0		

227

Таблица 1(продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
ОЛ 215	-	.*.*	3	335	-35	-7.7	He опр.	He опр.	-132 Г	12.9	8.0	4.5	0.9	1.04	1670- 1010	12.8- 7.8	-	-	-	
		.*.*	25	-	-	-	-60.9÷ -60.2	-53.5Ж -34.0 Г	-154Ж -149Г	-	-	-	-	0.87- 0.43			-	-	65- 40	-
		.*.*	135	-	-	-	-97 В	-	-93÷ -85 Ж	-	-	-	-	0.28- 0.23	1650- 1190	12.7- 9.2	5	95	-	
		.*.*	22	180- 155	-35÷ -32	-5.3÷ -4.8	-	-	-	-	-	8.3- 7.6	-	-	0.96- 0.94	-	-	-	-	-
		.*.*	4	-	-	-	-	-	-	-81 Г	-	-	-	-	He опр.	-	-	0	100	0
ОЛ 220	9	.*.*	7	325- 300	-32÷ -30	-7.7÷ -6.9	He опр.	He опр.	He опр.	10.9- 10.1	11.3- 10.4	-	-	0.83- 0.80	1210- 680	11.0- 8.5	-	-	-	
		.*.*	43	-	-	-	-62.2÷ -60.9	-27.3 Ж -14.7 Г	-152÷ -146Г	-	-	-	-	0.65- 0.46			-	-	60- 85	-
ОЛ 238	10	.*.*	47	-	-	-	-61.7÷ -60.4	-25.6÷ -23.1 Г	-156÷ -149 Г	-	-	-	-	He опр.	-	-	50- 80	0	50- 20	
ОЛ 122	11	.*.*	16	450	-36	-9.0÷ -8.1	-60.3	-11.8 Ж -40.0 Г	He опр.	8.5- 7.7	9.3- 7.5	7.7- 2.4	1.1- 0.9	1.04- 0.76	2110- 1510	5.0- 3.6	-	-	-	
		.*.*	25	-	-	-	-60.9÷ -59.7	-58.1÷ -2.6 Ж	-154÷ -150Ж	-	-	-	-	0.74- 0.55			-	-	60- 75	-

Таблица 1(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
ОЛ 165	12	Шеел ит ран ний*	23	405- 370	-40	-8.1	-61.3	-3.9 Г	He опр.	12.3	9.5	1.9	1.4	0.82	1290- 1140	4.5- 5.8	-	-	-		
		.*.*	8	-	-	-	-61.9	-8.4 Ж	-147 Г К	13.3	-	-	-	0.55			-	-	65	-	35
		.*.*	19	170	-40	-2.9	-	-	-	-	-	4.8	-	-			0.93	-	-	-	-
ОЛ 16	13	.*.*	19	410- 380	-38	-8.2	-61.6	-6.1 Г	-	11.5	9.7	1.9	1.3	0.82	2060- 1250	6.6- 5.8	-	-	-		
		.*.*	34	-	-	-	-67.5÷ -59.9	-54.7÷ 6.7 Ж	-168÷ -156Г	-	-	-	-	0.78- 0.57			-	-	50- 80	-	50- 20
		.*.*	4	200	-37	-4.2	-	-	-	-	-	6.7	-	-			0.92	-	-	-	-
ОЛ 10	.*.*	.*.*	4	375	-32	-5.7	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	8.8	-	-	0.68	-	-	-	-	-		
ОЛ 175	14	Шеел ит позд- ний*	3	200	-38	-5.9	-	-	-	-	9.1	-	-	0.93	250	16.7	-	-	-		
		.*.*	3	-	-	-	-64.2	-8.7 Г	He опр.	-	-	-	-	0.31			-	-	40	40	20
		Кварц *	5	235- 205	-39÷ -35	-6.2÷ -4.6	-	-	-	-	-	9.5- 7.3	-	-	0.91- 0.90	1060- 190	35.4- 9.6	-	-	-	
		.*.*	46	-	-	-	-63.5÷ -59.5	-31.1 Ж ÷ 8.8 Г	-97 Г	13.0	-	-	-	-	0.34- 0.13	-	-	70-35	30-65	-	

** - минеральные ассоциации: 1 - метаморфогенные жилы в кварц-сланцевых сланцах, 2 - метаморфогенные кварцевые жилы в мусковит-кварц-углеродистых сланцах, 3 - кварцевые жилы в межпластовых трещинах, 4 - кварцевые и кварц-цоизитовые рудоносные метасоматиты, 5 - скарноиды, 6 - углеродсодержащие кварц-цоизитовые метасоматиты, 7 - зоны дробления и брекчирования пород, 8 - кварц-пирротиновые прожилки, 9 - кварц-кальцит-антимониовые прожилки, 10 - кварц-кальцит-шеелитовые прожилки, 11 - кинсварь-кварцевая жила, 12 - кварц-шеелитовые прожилки, 13 - карбонат-шеелитовые гнезда и прожилки, 14 - кварц-шеелитовые гнезда.

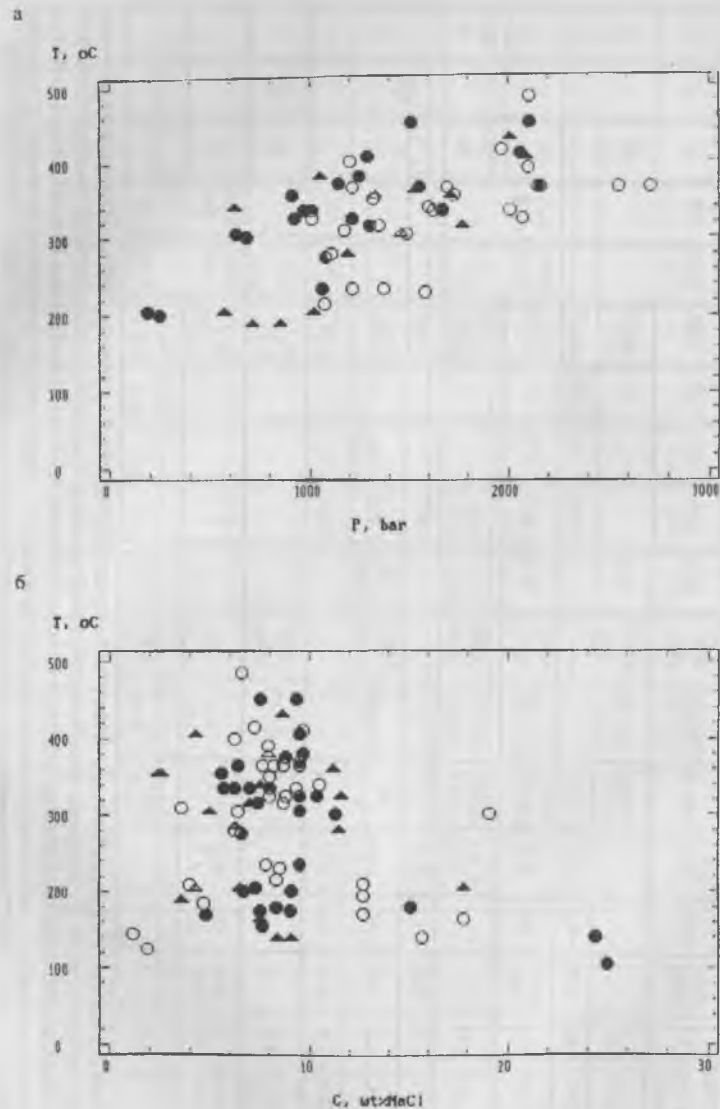


Рис.2. Зависимость давления от температуры (а) и концентрации солей от температуры (б) для минералообразующего флюида Олимпиады. 1 – дорудные кварцевые жилы, 2 – околорудные метасоматиты, 3 – продуктивные жилы.

вичных включений и 15.1-1.2 мас. % экв. NaCl для вторичных). В кварце нескольких образцов руд Восточного поля месторождения обнаружены включения растворов хлоридного Ca-Na состава ($T_{эвт} -55 - -50^{\circ}\text{C}$) с концентрацией солей 25.0-11.5 мас. % экв. NaCl, захваченных при температурах 300-105 $^{\circ}\text{C}$. Т. е. минералообразование на месторождении происходило в интервале температур 450-300 $^{\circ}\text{C}$ из слабоконцентрированных растворов, а ниже 300 $^{\circ}\text{C}$ общая соленость возрастала (рис. 2б), увеличивалась и роль иона Ca в растворе, что могло быть связано с поступлением в гидротермальную систему рассолов из другого источника, нежели исходные флюиды.

В одной группе включений из образца ОЛ-22 для температуры 355 $^{\circ}\text{C}$ и концентрации солей 5.2 мас. % экв. NaCl удалось оценить концентрации ряда металлов лазерно-спектральным анализом растворов включений (г/кг р-ра): Cu - 2.9 - 1.6, Fe - 4.5 - 2.5, Mn - 2.8, Ag - 3.7 - 1.8, W 14.0 - 6.5 и Sn - 8.4 (кроме того качественно определены Be, Mg, Al и Ti).

Установлено (криометрией, табл. 1, и КР-спектроскопией, табл. 2), что в гидротермальной деятельности принимали участие газовые смеси (содержащие CO_2 , CH_4 и N_2 в различных соотношениях) высокой плотности. Существенно газовые включения в дорудном и рудном кварце различаются по составу. В дорудном кварце метаморфогенных жил присутствуют включения чистой CO_2 , CH_4 , а также их смесей в различных соотношениях. В кварце метаморфогенных жил из межпластовых трещин в газовых включениях обнаружен N_2 (до 25 мол. %). Существенно газовые включения в кварце и шеелите из руд содержат значительные количества N_2 (в кварце 10-95, в шеелите 25-80 мол. %) и представляют собой бинарные смеси N_2 - CO_2 или N_2 - CH_4 , поскольку содержания третьего компонента не превышают 10 мол. %. В разрезе вкострости простирания рудного тела изменение состава газовой фазы выглядит следующим образом (рис. 3): в кварце жил в кварц-сланцевых сланцах (около 0.07% $C_{орг}$) газовые включения содержат преимущественно CO_2 (98-95 мол. % по данным криометрии и 97-95 мол. % по результатам раман-анализа), в аналогичных жилах из мусковит-кварц-углеродистых сланцев (около 1% $C_{орг}$) в газовых включениях в кварце - главным образом CH_4 (до 100 мол. % по данным криометрии и 95-91 мол. % по результатам КР-спектроскопии). В существенно CO_2 включениях обнаружены примеси CH_4 (3-5 мол. % по данным криометрии и 1.2-0.6 мол. % по данным раман-

Таблица 2

Результаты КР-анализа состава газовых включений в кварце различных минеральных ассоциаций месторождения Олимпиада.

N пробы	Содержание, мол. %			
	CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S
ОЛ-126	97.95	0.62	1.43	<0.1
	95.63	1.17	3.20	<0.1
Ол 229	69.05	0.72	30.23	<0.1
	78.18	<0.1	21.82	<0.1
Ол 22	<0.1	17.89	82.11	<0.1
	<0.1	30.73	69.27	<0.1
	<0.1	38.54	61.46	<0.1
Ол 258/2	<0.1	76.81	23.19	<0.1
	<0.1	86.73	13.27	<0.1
Ол 233	<0.1	93.55	5.73	0.71
	<0.1	90.83	8.20	0.97
Ол 16/2	<0.1	94.35	4.27	1.38
Ол 218	<0.1	63.26	36.24	0.51
Ол 197	80.04	5.96	14.00	Следы
	100.00	<0.1	<0.1	<0.1
	83.15	4.02	12.83	<0.1
Ол 175	Графит	84.75	15.25	<0.1
	Графит	82.90	17.10	<0.1

анализа) и N₂ (3.2-1.4 мол. % по данным раман-анализа), а в CH₄ (по данным раман-анализа)- примеси N₂ (8.2-4.3 мол. %) и H₂S (1.4-0.7 мол. %). В кварце же рудоносных метасоматических пород на контакте кварц-карбонат-сланцев с мусковит-кварц-углистыми или кварц-сланцевыми сланцами, по данным криометрических исследований и КР-спектроскопии, включения содержат значительные количества N₂ (рис. 3 а, б). Видно, что рост содержаний N₂ в газовой фазе сопровождался закономерным уменьшением в ней содержаний CO₂ от контакта кварц-сланцевых и кварц-карбонат-сланцевых, а содержаний CH₄ - от контакта с кварц-углеродистыми сланцами, образуя в рудной зоне аномалию N₂, совпадающую с максимумами геохимических аномалий Au, Sb

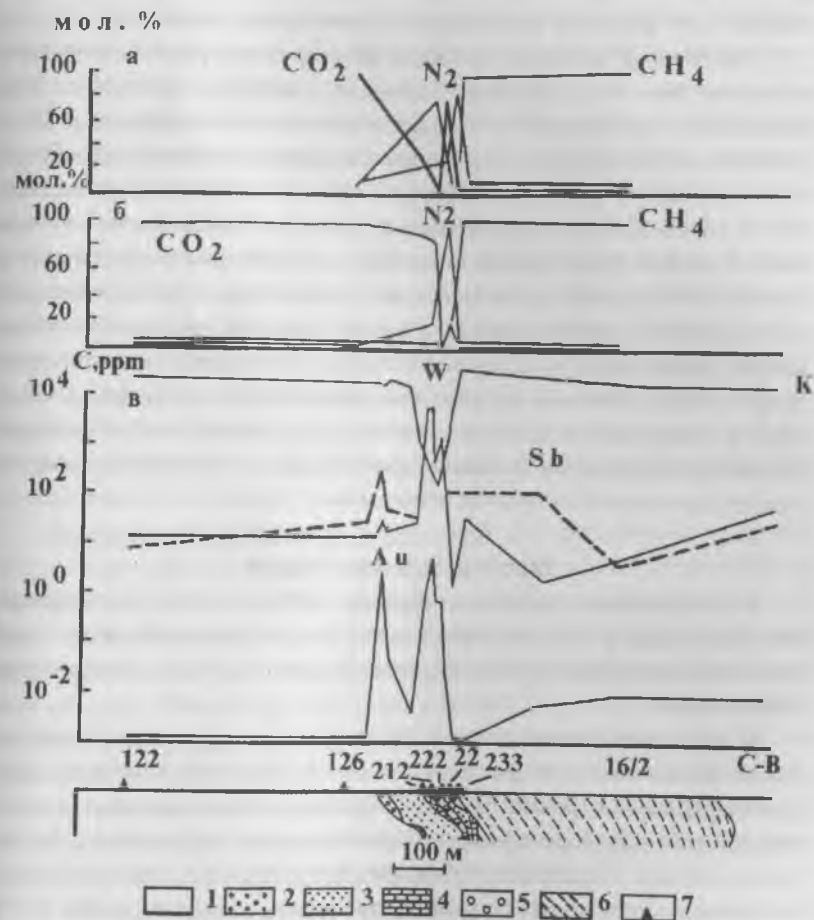


Рис.3. Изменение содержаний CO₂, CH₄ и N₂ в существенно газовых включениях в кварце по данным раман-спектроскопии (а) и криометрии (б), а также содержания Au, Sb, W и K в породах (в) по разрезу вкострости рудоносной зоны Западного поля Олимпиадинского месторождения. 1 - кварц-сланцевые сланцы; 2 - скарноиды; 3 - кварц-карбонат-сланцевые сланцы; 4 - мраморизованные известняки; 5 - цоизит-содержащие метасоматиты; 6 - мусковит-кварц-углеродистые сланцы; 7 - место отбора и номер исследованной пробы.

и W (Зв). Во всех пробах наблюдается положительная корреляция содержаний N_2 во флюиде и концентраций упомянутых элементов.

Полученные данные об условиях формирования руд и околорудных метасоматитов месторождения Олимпиада свидетельствуют об их формировании на регрессивном этапе регионального метаморфизма, на фоне уменьшения температуры и давления. Особенности состава рудообразующих флюидов коррелируют с составом вмещающих пород, прежде всего с содержанием в них органического вещества. Основным источником азота в газовой фазе флюида могло быть органическое вещество, окислявшееся в процессе взаимодействия с гидротермами и высвобождавшее входящий в его состав азот. Геолого-минералогические и геохимические данные свидетельствуют в пользу рудоотложения на восстановительном геохимическом барьере, сопровождавшемся окислением органики и осаждением золота при распаде гидросульфидных комплексов. Аномалии азота являются индикатором процесса отложения золота, что можно использовать в практических целях.

Месторождение Ведуга

Месторождение Ведуга расположено в 80 км к югу от месторождения Олимпиада и локализовано в южной периклинальной части одной из купольных структур брахиформно-складчатого поля - Ведугинской антиклинали.

Породы, вмещающие гидротермальное золотое оруденение месторождения, представлены хлорит-серицитовыми сланцами, углистыми серицит-кварцевыми и серицитовыми сланцами, метапесчаниками и металевролитами. Породы претерпели региональный метаморфизм биотитовой ступени зеленосланцевой фации, для которого по ассоциации моноклинового хлоритоида с биотитом установлены температуры 460-465°C и давления больше 4 кбар (Кориковский, 1979). Предрудные изменения представляют собой ореолы метасоматитов березитовой формации (Сазонов и др., 1994а, 1995).

Вблизи месторождения, а также на глубине под ним расположены плутоны гранитоидного состава татарско-аяхтинского комплекса, становление которых обусловило формирование месторождения.

Рудовмещающая структура интерпретируется как зона разуплотнения, приуроченная к послонным зонам сбросов с набором ассоциирую-

щих элементов: стержневых рудовмещающих трещин, участков милонитизации, приразломного кливажа. Для участка месторождения характерны разрывные нарушения, сопровождающие весь процесс рудообразования (Сазонов и др., 1994б).

Формирование метасоматитов завершается отложением сульфидов: пирита, арсенопирита, пирротина и крупнокристаллического анкерита. К этой ассоциации относится невидимое золото в арсенопирите, и самородное золото 1. Последующая минерализация представлена жилами кварц-анкеритового состава с сульфидами, среди которых присутствуют пирит, арсенопирит, пирротин более поздней генерации, а также халькопирит, сфалерит, антимонит и другие рудные минералы. В кварц-карбонатных жилах обнаружены самородное золото 2 с примесью серебра, ртути и меди, и золото 3, ассоциирующее с минералами сурьмы. По минералогическим данным предполагается, что сурьмянистое золото 3 является переотложенным. Пострудные жилы сложены крупнокристаллическим кальцитом с некоторым количеством кварца.

Исследование флюидных включений производилось в анкерите, образующем линзу в гнезде раннего пирротина, то есть отложившемся одновременно или несколько позднее невидимого золота и золота 1, а также в различных образцах кварц-карбонатных прожилков, с которыми связано отложение золота 2 и 3, и в мелких кристаллах кварца в пострудном кальците. Флюидные включения в минералах месторождения чрезвычайно мелки, в среднем около 7-10 мкм и только в раннем анкерите их размер достигает 20 мкм. Для измерения доступны лишь единичные типичные включения из различных групп, характеризующихся близким соотношением фаз. Основные типы флюидных включений приведены на рис. 4, результаты микротермометрии - в таблице 3.

В анкерите первичные флюидные включения равномерно распределены в матрице минерала и имеют кристаллографическую огранку. Вторичные включения трассируют залеченные трещины. В кварце из кварц-анкеритовых прожилков первичные включения встречаются редко. Кварц разбит трещинами различных направлений, содержащими множество генераций вторичных включений. Очевидно, что растворы, зафиксированные вторичными включениями, играли существенную роль в формировании руд, поэтому изучались не только первичные, но и вторичные ФВ. В кварце из пострудных кальцитовых жил обнаружены включения

Рис. 4. Типичные флюидные включения в минералах рудной стадии месторождения Велуга. Первичные ФВ: а - в анкерите; б, в, г - в белом кварце (б - первичное 1; в - включения метана, сингенетичное включение б; г - первичное 3). Вторичные ФВ: д - в анкерите; е, ж, з - в белом кварце (е, з - сингенетичные включения).

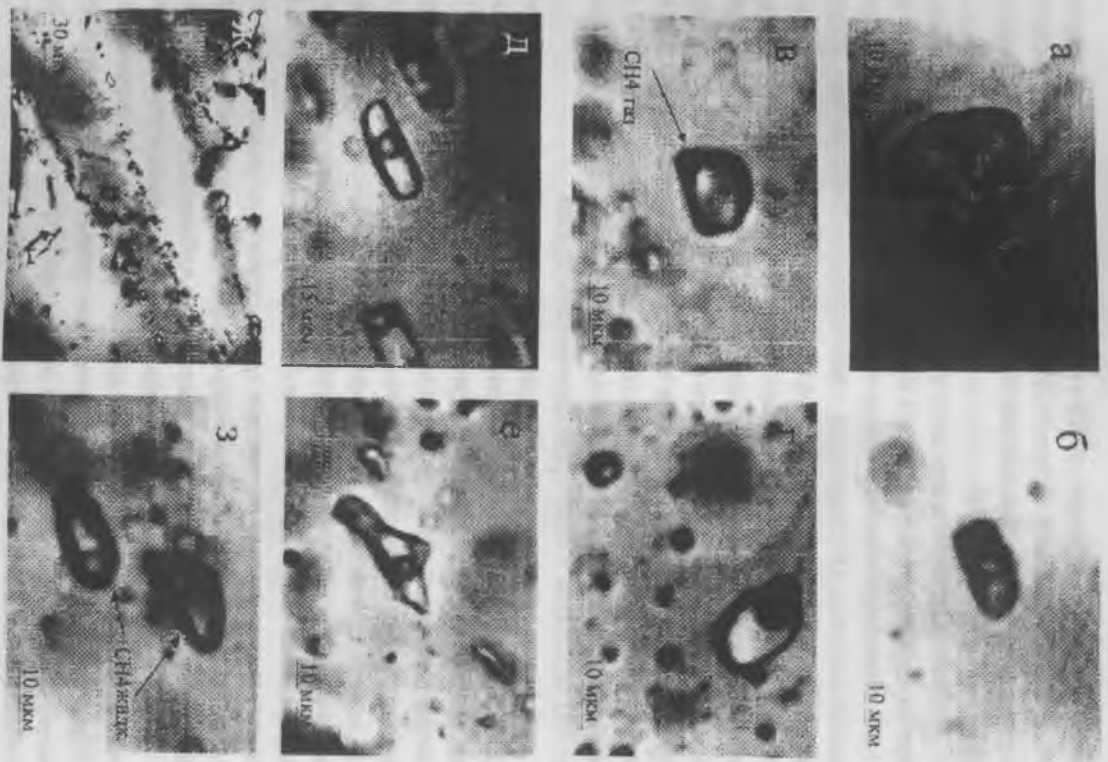


Таблица 3

Результаты исследования флюидных включений в минералах кварцевых жил месторождения Олимпиада (Енисейский Криж).

N обр.	Минерал	n	Температура, °С						Концентрация солей мас% экв NaCl	Давление, бар
			гомогенизации	эвтектики	плавления льда (кристалла)	плавлен. CO ₂	гомогенизации CO ₂	гомогенизации газов		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
К-7-60	Анкерит*	13	362-275	-30÷-22	-8.3÷-6.0	-	-	-	12.0-9.2	180-60
	-.*В	10	368-315	-38÷-35	-9.2÷-7.9	-	-	-	13.3-12.2**	190-80
К-3-42	Кварц* из кварц-анкеритовых прожилков	5	330-278	-27÷-24	-6.7÷-4.6	-	-	-	10.1-7.3	150
	-.*	3	-	-	-	-63.2÷-62.5	-8.1÷-16.0 Г	-	-	
К-5-72	-.*	4	303-291	-23÷-21	-5.8÷-1.7	-	-	-	8.9-2.9	1420
	-.*В	3	249-216	-25÷-21	-11.0÷-9.6	-	-	-	15.0-13.5	
	-.*В	4	-	-	-	-	-	-109.7÷-93.0 Ж	-	
	-.*В	5	283-210	-31÷-23	-14.1÷-10.9	-	-	-	17.9-14.9	820
	-.*В	1	-	-	-	-61.8	-8.3 Ж	-	-	
	-.*В	5	287-231	-27÷-22	-15.8÷-8.9	-	-	-	19.3-12.7	
-.*В	1	-	-	-	-	-62.0	-15.1 Ж	-	940	

Таблица 3(продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
К-5-47.56	-.* П1	3	335- 293	-28÷ -24	-5.7÷ -4.8	-	-	-	8.8- 7.6	210
	-.* П1	1	-	-	-	-	-	-91.8 Г	-	
	-.* П1	1	275	-24	-5.0	-	-	-	7.7	-
	-.* П1	4	-	-	-	-	-	-105.2÷ -87.1 Ж	-	-
	-.* В	3	236- 222	-30÷ -25	-7.1÷ -5.2	-	-	-	10.6- 8.1	1820
	-.* В	5	-	-	-	-	-	-111.7÷ -107.8 Ж	-	
	-.* В	4	213- 191	-46÷ -40	-12.6÷ -11.1	-	-	-	16.3-15.0**	120
	-.* В	3	-	-	-	-	-	-98.5÷ -94.8 Г	-	
	-.* В	7	177- 152	-46÷ -40	-10.6÷ -8.7	-	-	-	14.6-13.1**	450
	-.* В	1	-	-	-	-	-	-90.8 Г	-	-
	-.* В	3	159- 150	-46÷ -43	-14.7÷ -13.1	-	-	-	17.7-16.4**	430
	-.* В	1	-	-	-	-	-	-92.3 Г	-	
К-5-47.56	-.* В	5	171- 165	-56÷ -54	-10.7÷ -8.9	-	-	-	14.7-13.1**	450
	-.* В	1	-	-	-	-	-	-92.2 Г	-	
П-15	-.* П2	4	303- 297	-24÷ -22	-12.6÷ -10.0	-	-	-	16.5- 14.0	1540
	-.* П2	4	-	-	-	-	-	-97.0÷ -94.5 Ж	-	
	-.* В	4	226- 206	-26÷ -21	-11.2÷ -6.7	-	-	-	15.2- 10.1	-

Таблица 3(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
К-3-41.5а	-.* П3	13	279- 210	-30÷ -23	-9.4÷ -6.6	-	-	-	13.3- 10.0	-
	-.* П3	5	-	-	-	-67.4÷ -65.5	-25.5÷ -1.4 Ж	-	-	-
П-7	-.* В	8	224- 178	-59÷ -54	-26.7÷ -24.1	-	-	-	24.0- 23.0**	-
	-. В	2	-	-	-	-61.5÷ -60.5	-1.7÷ 2.1 Ж	-	-	-
К-5-59Б	Кварц* пост рудный П4	2	163-162	-52	(13.0÷ 7.5)	-	-	-	40- 38**	620
	-.* П4	1	-	-	-	-	-	-84.0 Ж	-	
	-.* П4	2	148- 140	-52÷ -51	-26.9÷ -25.3	-	-	-	24.2- 23.8**	920
	-.* П4	1	-	-	-	-	-	-93.2 Ж	-	
	-.* П4	1	107	-50	-25.0	-	-	-	23.5**	590
-.* П4	3	-	-	-	-	-	-87.5÷ -84.6 Ж	-		

Примечание: п - количество изученных включений; * - гетерогенное состояние флюида (вскипание); П - первичные включения (номера поясняются в тексте), В - вторичные, Г - гомогенизация плотных газов в газовую фазу, Ж - в жидкую; ** - концентрация оценивалась по системе H₂O-CaCl₂.

только первичного генезиса.

Значительная часть флюидных включений представлена водно-солевыми двухфазными включениями газ+раствор. В раннем анкерите встречены отдельные первичные вакуоли с твердой фазой, которая не растворяется при нагревании и не является дочерним минералом. Мелкие кристаллики дочерних твердых фаз были обнаружены в группе ФВ из пострудного кварца. Температура гомогенизации и концентрация растворов этих включений определялась по температуре растворения твердой фазы.

Характерной чертой всех образцов и всех генераций включений является присутствие однофазных существенно газовых вакуолей, сингенетичных двухфазным, причем количество тех и других флюидных включений соизмеримо.

В результате проведенных исследований определены основные параметры рудообразующего процесса.

Отложение ранних сульфидов, арсенопирита с невидимым золотом и самородного золота 1 происходило при температурах 368-300°C и давлениях 190-60 бар из Na-хлоридных растворов с концентрацией 13.3-9.2 мас. % экв. NaCl, содержащих довольно значительное количество фтор-иона (табл. 4). Наиболее высокотемпературные включения в кварце

Таблица 4

Результаты анализа содержимого флюидных включений в анкерите и кварце из руд Ведуге газовой и ионной хроматографией.

Проба	Минерал	CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ O	F ⁻	Cl ⁻	F/Cl
		моль %				моль/кг H ₂ O		
К-7-60	Анкерит	1.25	0.54	0.56	97.64	0.23	0.98	0.23
БВ-П-8	Анкерит	1.14	0.09	-	98.77	0.09	0.16	0.56
К-5-72	Кварц	31.94	1.75	2.26	64.05	0.05	2.03	0.02
К-3-41а	Кварц	4.08	0.19	1.63	94.1	-	1.29	-
К-3-42а	Кварц	7.58	1.29	1.61	89.4	-	0.90	-
К-6-45а	Кварц	3.63	1.07	0.98	94.31	-	0.88	-
Км-2-6	Кварц	0.60	0.12	0.34	98.93	-	1.68	-

из кварц-анкеритовых прожилков (первичные 1, табл 3) по температурам, составу растворов и их концентрации и идентичны включениям в раннем анкерите. Давление, рассчитанное для этих включений, также не превышает 200 бар. Вероятно, кристаллизация анкерита и начало формирования прожилковой минерализации происходило параллельно.

Более поздние генерации сульфидов, а также ртутистое золото 2 и сурьмянистое золото 3 отлагались в интервале температур 300-200°C и давлений 1820-120 бар (для этого периода установлены резкие перепады давлений) также из Na-хлоридных растворов с концентрацией солей 12-17 мас. %. В этот период происходила не только кристаллизация новых минеральных образований, но и, вероятно, переотложение ранее образовавшегося вещества.

Пострудные кальцитовые жилы формировались при температурах ниже 163-107°C и давлениях 920-590 бар из Ca-хлоридных флюидов с концентрацией солей 23.5-40 мас. % экв. NaCl формировались пострудные кварц-карбонатные жилы.

Включения, содержащие растворы Mg-хлоридного состава, имеют вторичный характер и температуру гомогенизации 368-315°C в раннем анкерите и 177-150°C в кварц-карбонатных прожилках. По-видимому, растворы подобного состава в минералообразующем процессе на этом месторождении не играли столь значительной роли, как на месторождении Олимпиада.

Таким образом формирование месторождения происходило в температурном интервале 368-107°C при давлениях 1820-60 бар из растворов хлоридного состава с концентрацией солей 40-9.2 мас. % экв. NaCl. Натрий и калий, преобладавшие в ранних порциях флюидов, сменяются к концу процесса Ca²⁺ и Mg²⁺. Концентрация солей в растворах в целом повышается с уменьшением температуры (рис. 5). Рудообразующий флюид на протяжении всего процесса рудоотложения был гетерогенным и состоял из водного раствора и газового флюида, состоящего преимущественно из углекислоты, метана или смеси этих газов в различных пропорциях. Азот криометрическими исследованиями не фиксируется, однако газовая хроматография показывает небольшую примесь азота в составе газовой фазы из большинства проб.

Данные о параметрах рудообразующих систем соответствуют геолого-структурной позиции месторождения и согласуются с представлением

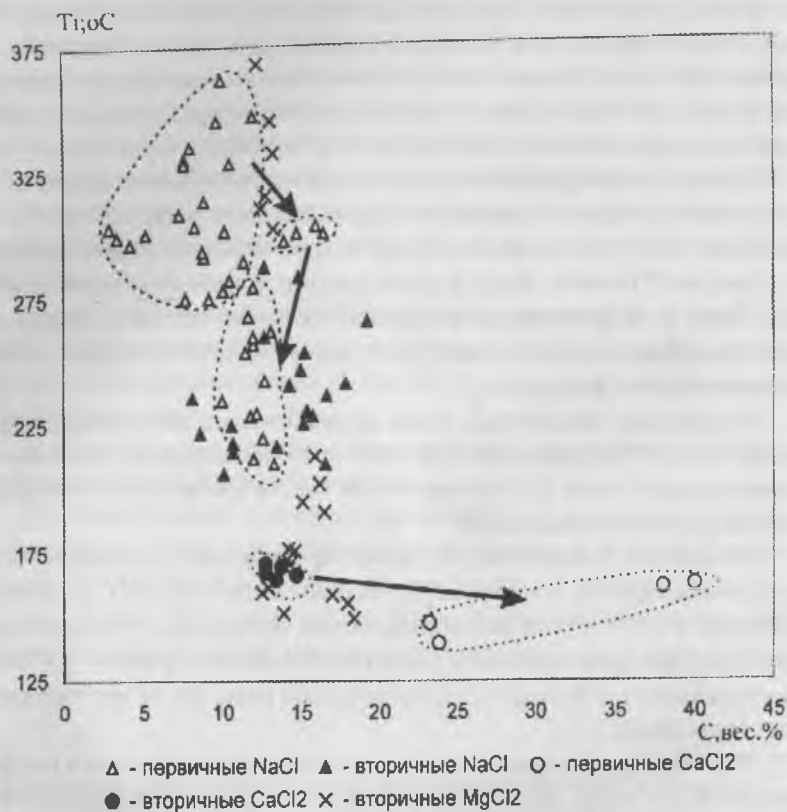


Рис.5. Эволюция концентрации растворов различного состава в процессе формирования отложений рудной стадии месторождения Ведуга.

о формировании месторождения на регрессивном этапе метаморфизма зеленосланцевой фации. По-видимому, также, как и на месторождении Олимпиада, в рудообразующем процессе участвуют растворы различного происхождения. Присутствие фтор-иона в растворах начального периода рудообразования свидетельствует о связи с магматогенным источником, тогда как повышение концентрации растворов с понижением температур не характерно для гидротермального процесса и, возможно, обусловлено возрастающей ролью метаморфогенных флюидов.

Заключение

Сравнение физико-химических параметров минералообразования на крупном месторождении Олимпиада и мелком месторождении Ведуга (табл. 5, рис. 6) показывает, что для первого установлены более высокие

Таблица 5

Сравнительная характеристика условий формирования гидротермальной минерализации месторождений Олимпиада и Ведуга.

Ассоциации	Минерал	п*	Температура, °С	Давление, бар	С солей, мас. % экв. NaCl	Состав газовой фазы	(P _{H₂O} + P _{газов}) / P _{H₂O}
Олимпиада							
Дорудная	Кварц	870	485-125	2700-1010	19.1-1.2	H ₂ O, CO ₂ CH ₄ , N ₂	53.6-4.0
Рудная	Кварц	1069	430-105	2150- 570	25.0-2.4	H ₂ O, CO ₂ CH ₄ , N ₂	56.5-4.6
	Шеелит	111	410-170	2060-1140	9.7-4.8	H ₂ O, CO ₂ CH ₄ , N ₂	6.6-4.5
Пострудная	Кварц	51	235-205	1060-190	9.5-7.3	H ₂ O, CO ₂ CH ₄ , N ₂	35.4-9.6
	Шеелит	6	200	250	9.1	H ₂ O, CO ₂ CH ₄ , N ₂	16.7
Ведуга							
Дорудная	Анкерит	23	368-275	190- 60	13.3-9.2	H ₂ O, CO ₂ CH ₄	Не опр.
Продуктивные	Кварц	121	330-150	1820-120	24.0-2.9	H ₂ O, CO ₂ CH ₄	Не опр.
Пострудные	Кварц	10	163- 107	920-590	40-23.5	H ₂ O, CO ₂ CH ₄	Не опр.

параметры как метаморфизма вмещающих пород, так и гидротермального рудообразующего процесса по сравнению со вторым. Солевой состав растворов этих объектов в процессе рудоотложения изменяется сходно, то есть увеличивается концентрация солей и возрастает роль кальция. В то же время для Олимпиады характерен большой размах диапазона параметров минералообразования и более длительный и сложный ход рудообразующего процесса. Как правило, все крупные месторождения

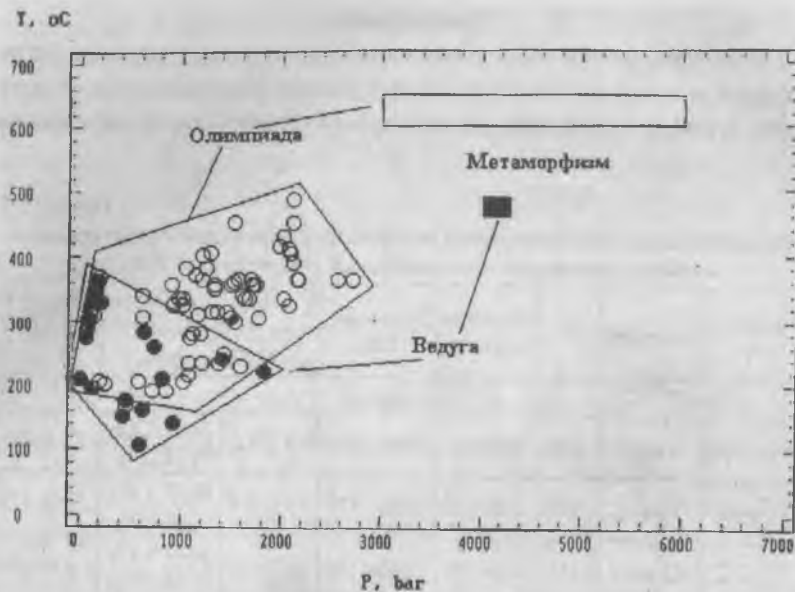


Рис.6. Сравнение данных по Олимпиаде и Ведуге в осях температура – давление. Пустые значки – данные по Олимпиадинскому месторождению, залитые – по Ведуге (кружки – данные по флюидным включениям, прямоугольники – по минеральным равновесиям).

имеют сложную историю формирования, с чем и может быть связан большой масштаб оруденения. Кроме того, на Олимпиаде большую роль в рудообразовании играет плотный азот, чего не наблюдается на Ведуге. Похожие существенно газовые включения с плотным азотом обнаружены в кварце руд крупного месторождения в черносланцевых толщах Сухой Лог (Лаверов и др., 2000). Вероятно, наличие включений с плотным азотом в рудном кварце может указывать на большой масштаб оруденения для месторождений в богатых органикой породах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 01-05-64675).

Список литературы

1. Асаналиев У. А., Наркелюн Л. Ф., Попов В. В. и др. Справочное пособие по стратиформным месторождениям. Под ред. Наркелюна Л. Ф., Трубачева А. И. - М.: Недра, 1990. 391 с.
2. Генкин А. Д., Лопатин В. А., Савельев Р. А., Сафонов Ю. Г., Сергеев Н. Б., Керзин А. Л., Цепин А. И., Амштутц Х., Афанасьева З. Б., Вагнер Ф., Иванова Г. Ф. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. N2. С. 111-136.
3. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса. - Под ред. Бровкова Г. Н., Кузбного В. С., Ли Л. В. и др. Красноярск: Тр. СНИИГТиМС, ПГО «Красноярскгеология», 1985. 291 с.
4. Ишков Ю. М., Рейф Ф. Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудосных флюидов в минералах. - Н.: Наука, 1990. - 93 с.
5. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979. С. 263.
6. Коробейников А. Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: Наука, 1999. 252 с.
7. Лаверов Н. П., Прокофьев В. Ю., Дистлер В. В., Спиридонов А. М., Юдовская М. А., Гребенщикова В. И., Матель Н. Л.. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог (Россия) // Доклады АН 2000. Т. 371. №1. С.88-92.
8. Ли Л. В., Шохина О. И. Поведение золота при процессах прогрессивного регионального метаморфизма пород докембрия Енисейского края // Геохимия. 1974. N3. С. 402-410.
9. Миронова О. Ф., Ростоккая Н. М., Савинов И. М. Применение пироксенографии для определения углеводов в природных минералах // Журнал аналитической химии. 1984. Т. 39. Вып. 10. С. 1881-1886.
10. Наумов В. Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. Отв. ред. Лаверов Н.П. М.: Недра, 1982. С. 85-94.
11. Наумов Г. Б., Салазкин А. Н., Миронова О. Ф., Савельева Н. И. Методы изучения флюидных ореолов при поисках гидротермальных руд. М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР. 1983. 75 с.
12. Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я., Подлесский К. К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 197 с.
13. Прокофьев В. Ю., Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф. Условия метаморфизма и характеристика флюидов Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (Енисейский Край) // Доклады АН. 1993. Т. 329. N3. С.

- 357-359.
14. Прокофьев В. Ю., Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф., Буарон М. К., Мариньяк Х. Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W) месторождения (Енисейский край) // Геохимия. 1994. N7. С. 1012-1029.
 15. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т.1. 560 с., Т.2. 632 с.
 16. Савельева Н. И., Наумов Г. Б. Особенности вскрытия флюидных включений для определения их состава методом водной вытяжки // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. М.: Наука, 1980. С. 109-117.
 17. Савельева Н. И., Прокофьев В. Ю., Долгонос А. М., Наумов В. Б., Миронова О. Ф. Использование метода ионной хроматографии при изучении анионного состава растворов флюидных включений // Геохимия. 1988. N3. С. 401-408.
 18. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И., Леонтьев С.И., Звягина Е.А. Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский край). Руды и металлы, 1994а, № 2. С. 86-97.
 19. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Леонтьев С.И., Звягина Е.А. Микро-тектоника сланцевой толщи Ведугинского золото-сульфидно-вкрапленного месторождения. Проблемы геологии Сибири. Тезисы докладов, т. 2. 1994 б. Томск. С. 98-99.
 20. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Романовский А.Э., Шведов Г.И., Леонтьев С.И. Аполланцевые золотоносные метасоматиты березитовой формации. Геология и геофизика, 1995, т.36, № 4. С. 53-61.
 21. Федосеев Г. С., Ли Л. В., Круглов Г. П., Вакуленко А. С. Оценка прогнозных ресурсов методом эталонов. - Методические разработки. Отв. ред. Белоусов А. Ф. - Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. 134 с.
 22. Bodnar R. J. & Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by: Benedetto De Vivo & Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena. 1994. Pp. 117-130.
 23. Brown P.E. FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.). Second Biennial Pan-American Conf. on Research on Fluid Inclusions Prog. with Abstr., 1989. P. 14.
 24. Claypool G. M., Kaplan J. R. The origin and distribution of methane in marine sediments // Natural gases in marine sediments. New York and London: Plenum Press, 1974. V. 3. P. 132.
 25. Collins P. L. P. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Economic Geology. 1979. V. 74. P. 1435-1444.
 26. Darling R. S. An extended equation to calculate NaCl contents from final

- clatrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: Implications for P-T-isochore location // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. V. 55. Pp. 3869-3871.
27. Dhameincourt P., Beny J.M., Dubessy J., & Poty B. Analysis of fluid inclusions by the Raman microprobe MOLE // Bull. Mineral. 1979. N102. P. 600-610.
28. Dubessy J., Poty B., & Ramboz C. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis on fluid inclusions // Eur. J. Mineral. 1989. N1. P. 517-534.
29. Kerkhof A. M. The system CO₂-CH₄-N₂ in fluid inclusions: theoretical modeling geological applications. Free University Press. Amsterdam. 1988. 206 p.
30. Thiery R., Kerkhof A. M., and Dubessy J. nX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31°C and P < 400 bars // Eur. J. Miner. 1994. N6. P. 753-771.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДНО-ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ МАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

А.Б. Бобров, Ю.В. Ляхов, Н.Н. Павлунь, А.А. Сиворонов

The article describes the evolution of the thermobarogeochemical parameters of the pre-ore stages of metamorphism, granitization, palingenesis and ore-preparing metasomatism. It also contains the scheme of staging and thermobarogeochemical regime of deposit formation; it considers application aspects of the results of thermobarogeochemical studies of fluid inclusions.

Майское месторождение локализовано в пределах меридионально ориентированного Одесско-Тальновского глубинного разлома, который фиксируется в структуре архейского чарнокит-гранулитового структурно-формационного комплекса Днестровско-Бугского геоблока Украинского щита. Геологическая позиция месторождения определяется его положением в пределах антиклинального выступа между двумя синклиналиями – Савранской и Слюсаревской, которые сложены диафторированными образованиями лейкогранулитовой и гиперстеновой гнейсо-кристаллосланцевой формаций. Оруденение контролируется толщей переслаивания суперкрупных пород лейкогранулитовой формации и ближайшими экзо- и эндоконтактами массивов аплитов-пегматоидных гранитов палингено-метасоматического происхождения [4].

Длительная и сложная история формирования структурно-геологического каркаса Савранского рудного поля и месторождения логически завершилась рядом петрогенетических процессов и собственно рудогенезом. Реставрация физико-химических условий ранних наиболее сложных этапов формирования первичного вещества суперкрупных формаций, в связи с отсутствием предметной фактологической основы, практически невозможна. Не многим более возможностей в этом плане является и при изучении этапов метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации в условиях гранулитовой фации, диафтореза, динамометаморфизма и ультраметаморфизма амфиболитовой фации. Вместе с тем следует сказать, что определенные наработки здесь имеются. Они сводятся к следующему.

Включения, которые характеризуют кульминационный этап форми-

рования рудного поля – «пик метаморфизма» вмещающих метаморфических образований гранулитовой фации – принадлежат к кристаллофлюидному классу без существенных признаков наличия воды. В составе флюидов присутствуют такие газы, как CO , CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2 , твердые фазы представлены раскристаллизованным силикатным материалом. По [7], температура ареального монофациального гранулитового метаморфизма достигала $1100-850^\circ\text{C}$, давление превышало 4,5 кбар. Вероятно, при таких РТ-параметрах даже при отсутствии воды метаморфизм мог сопровождаться частичным плавлением.

Что касается процессов метаморфизма и гранитизации, то термобарогеохимические (ТБГХ) исследования включений в ультраметаморфических гранитах указывают на ихнюю однотипность с включениями предыдущей метаморфической стадии, близкий, если не тождественный, температурный режим метаморфических и ультраметаморфических преобразований, однако последние осуществлялись в условиях более низкого давления (2,5 кбар). Ультраметаморфизм сопровождался сухой гранитизацией вплоть до выплавления гранитных и пегматитовых расплавов. Об этом свидетельствуют находки безводных включений сжиженной углекислоты и скопление ультрамелких азональных включений раскристаллизованных расплавов в неизменных реликтовых участках зерен высокотемпературного кварца гранитов и пегматитов. К большому сожалению, проследить за ходом гомогенизации таких мелких расплавных включений технически было невозможно. Однако на других щитах в аналогичных геологических ситуациях лучше визуализированные включения гомогенизируются в интервале $900-800^\circ\text{C}$ [1,2,8].

Следующий наиболее важный рудоподготовительный этап прерудного петрогенезиса охватывает стадии кремнещелочного метасоматоза, палингенеза и кислотного выщелачивания. Именно в минеральных продуктах этого этапа, а также собственно рудогенеза, минералообразующие флюиды относительно хорошо визуализированных включений наиболее распространены. В этой связи ТБГХ изучение соответствующих типов включений для реставрации взаимосвязанных и в определенной степени унаследованных процессов поведения и изменения состава и агрегатного состояния петрогенных флюидов, формировавших дорудные метасоматиты, и особенности флюидного режима метаморфогенно-гидротермального этапа образования сульфидной минерализации и собственного

золотого оруденения имеет большое теоретическое и прикладное значение.

Гранитоиды и, особенно, пегматоиды месторождения обычно интенсивно изменены этими более поздними метасоматическими процессами высоко- и среднетемпературного окварцевания, фельдшпатизации (с образованием при этом калишпата, олигоклаза, а иногда и позднего калишпата), сквозного динамометаморфизма и позднерудного метасоматоза. Поэтому даже внешне однородные зерна кварца на самом деле являются полигенными и полихронными образованиями, в строении которых отображены процессы автоэпитаксиального дорастания из захватом одновременных генераций самых разнообразных первичных, первично-вторичных и вторичных флюидных и кристаллических включений.

На участках распространения высокотемпературного кварца в гранитоидах и метасоматитах обычно присутствуют кристаллические включения биотита, иголок и волокон силлиманита (реликтовых и новообразованных в процессе ультраметаморфизма вследствие кислотного выщелачивания). Именно с ними ассоциируют безводные высокобарические включения переуплотненной сжиженной углекислоты. Криометрическое изучение этих включений показало, что они гомогенизируются в жидкость при температуре $-24,7$ – $-16,0^{\circ}\text{C}$ (первичные) и -16 – -7°C (ранневторичные). Это дало возможность определить плотность флюида (молярный объем изменялся от $41,8$ – $43,5$ см³/моль для ранневторичных включений до $43,5$ – $45,6$ см³/моль для первичных), которая колебалась от $1,05$ – $1,01$ г/см³ до $1,01$ – $0,97$ г/см³ соответственно. Здесь же наблюдаются комбинированные углекислотно-силлиманитовые включения. Включения сжиженной углекислоты свойственны также гранатам и турмалину гранитов. Наиболее высокотемпературные (более 800°C) ранние углекислотные включения в кварце гранитоидов захватывались при давлениях при 6–7 кбар и более. Как хорошо видно из диаграммы (рис. 1), флюидное давление во время пика ультраметаморфизма и гранитообразования равняется литостатическому, что соответствует глубинам от 22–24 до 21–22 км, а это существенно превышает оценки, полученные путем реставрации геологического разреза (мощности толщ), которые залегали выше. Вместе с тем, не исключаются иные альтернативные факторы, объясняющие существование таких сверхвысоких флюидных давлений: они могут создаваться либо при автоклавных эффектах, либо появляются синх-

ронно с максимумом давлений при ретроградном кипении остаточных пегматитовых расплавов, завершающих свою кристаллизацию. Выявленное на диаграмме РТ- поле М оконтуривается линиями А и Б раннеархейских геотерм (по Н.Добрецову).

Вместе с этим привлекает к себе внимание и то, что, по минимальным оценкам, подобные высокие значения давления (приблизительно 6 кбар и выше) зафиксированы также по выявленным однофазовым высокоплотным (не более $34,7$ см³/моль) среднетемпературным (примерно 400°C) азотным включениям, ассоциирующим тоже с высокоплотными ($1,00$ – $0,95$ г/см³), но уже водными включениями [3]. Такие включения найдены в кварце измененных гранитоидов и калишпатизированных гнейсов в приконтактных ореолах продолжения «рудной зоны 1д» с телами биотит-кварц-олигоклазовых метасоматитов и сравнительно повышенным содержанием самородного золота (скв. № 6507 Б). Такие же азотные включения обнаружены и в кварце слабдеформированных пегматитов и кварц-микроклин-олигоклазовых с биотитом метасоматитах. Азотные флюиды приурочены к зонам развития трещинной тектоники и олигоклазового метасоматоза. Они, очевидно, фиксируют резкое адиабатическое снижение температуры на фоне высокого давления. Такие изменения были неравновесными, поскольку не привели к образованию дистена по силлиманиту. Азот, вероятно, имеет глубинное происхождение, и перемещался вдоль ослабленных и проницаемых зон активных деформаций и дробления.

Изучение таких азотных включений только начато. Сейчас пока неизвестно, насколько четко это явление распространено вокруг других линейных зон олигоклазовых метасоматитов. Вполне вероятно, что оно может иметь не только теоретическое, но и практическое значение.

Эволюционные региональные применения РТ-параметров на первом этапе гранитизации, окварцевания и фельдшпатизации были преимущественно декомпрессионными, осуществлялись в направлении быстротечного снижения давления приблизительно до 3 кбар при замедленном изменении температуры до 600 – 700°C .

Тогда же во флюидах появляется вода, которая не только способствует появлению мусковит-биотитовых и разрушению силлиманитовых включений в кварце, но постепенно становится главным компонентом включений. При этом следует подчеркнуть, что при замещении мик-

рокристаллических включений столбчатого силлиманита в кварце, в местах его пересечения с залеченными трещинами с вторичными флюидными включениями, наблюдается необычное явление, когда благодаря участию водно-углекислотных растворов, силлиманит частично растворяется, а частично замещается мусковитом. При этом формируются включения, в которых вдоль псевдоморфоз по силлиманиту местами образуются новые пустоты, заполненные этим качественно новым по составу водно-углекислотным флюидом.

Изучение включений именно этих флюидов позволяет реконструировать особенности их участия в формировании допродуктивных окварцованных слюдитов и проследить закономерности трансформации в гомогенные водно-солевые флюиды (поле M_1 диаграммы, рис. 1), которые принимали участие уже в формировании допродуктивной матрицы раннесульфидных парагенетических ассоциаций минералов (пирротин-кварцевой и пирротин-халькопиритовой). Выявленный тренд изменения параметров ранней мусковитизации (пониженное литостатическое и флюидное давление в 2,1-2,7 кбар, которое соответствует плотности углекислоты включений в 57,8-58,8 см³/моль) и соответственно значительно меньшие глубины (7-9 км) в определенной мере превышал значения на стандартной архейской геотерме неподвижных блоков, что соответствует условиям воздымания пород с глубин 22-24 км до 7-9 км и постепенного охлаждения флюидотепловых потоков.

На более поздней стадии метасоматических изменений, частично включая и рудный процесс, дальнейший тренд охлаждения температуры уже существенно волных флюидов был еще более интенсивным (рис. 1), при этом растворы эпизодически кипели с синхронным отделением жидкой углекислоты. Олигоклаз часто содержит водные двухфазовые включения, как и кварц рудных метасоматитов.

Включений метана и высококонцентрированных растворов на предрудном этапе не зафиксировано. В то же время в процессе хроматографических исследований кварца с углекислотными и водными включениями выявлена генерация метана, причины которой пока неизвестны, однако это обстоятельство следует учитывать и предусматривать во время интерпретации полученных результатов газовой хроматографии.

Дальнейшие процессы преобразования физико-химической системы метаморфогенно-гидротермального этапа формирования месторождения

привели к обогащению растворов солевыми компонентами. Эти водно-солевые высококонцентрированные растворы формировали допродуктивные раннесульфидные парагенезисы с молибденитом, пирротинном, халькопиритом, лелингитом, арсенопиритом, никелином. Минералообразующая флюидная система стадии сульфидного метасоматоза [4] была гомогенной, высокоплотной, водно-солевой с содержанием солей до 40-45 масс.% NaCl, температурой 450-300°C и находилась под давлением в 1,5-3,0 кбар. На диаграмме ей соответствует поле M_1 , которое находится в более низкотемпературной области, нежели архейские геотермы. Этот факт объясняется усилением инфильтрации глубинных растворов, которые адиабатически охлаждаются при уменьшении давления вследствие их подъема. Кроме этого, аналогичный эффект может наблюдаться и при общем охлаждении геоблока, когда рудный процесс начался со значительным временным отрывом от предыдущих рудоподготовительных процессов.

А теперь следует более детально обратиться к описанию и интерпретации соотношений РТ-параметров функционирования гомогенных водно-солевых растворов с гетерогенными водно-углекислотными, с которыми связано формирование продуктивных золото-пирит-кварцевых и золото-теллуридных парагенезисов, которым на диаграмме соответствуют поля M_1 и M_2 , а также гомогенных слабоконцентрированных водных растворов, формировавших постпродуктивные, в основном карбонатные, парагенезисы (поле M_3 рис. 1).

Обобщенные черты термобарического режима и стадийности золото-сульфидной минерализации месторождения хорошо демонстрируется с помощью РТХ-диаграмм состояния углекислотно-водно-солевых систем и температурно-парагенетической схемой формирования руд месторождения (рис. 2). Анализ этих диаграмм, синтезирующих результаты ТБГХ исследований флюидных включений, со всей очевидностью свидетельствует о проявлении здесь регрессивно-эволюционного типа изменений в области преимущественно жидкого состояния водно-солевых, углекислотно-водных и сильно разбавленных водных фаз. Это позволяет категорически возражать не только против представлений о пневматолитово-гидротермальной природе данного геолого-генетического типа оруденения, но также и против его типичного гидротермального происхождения.

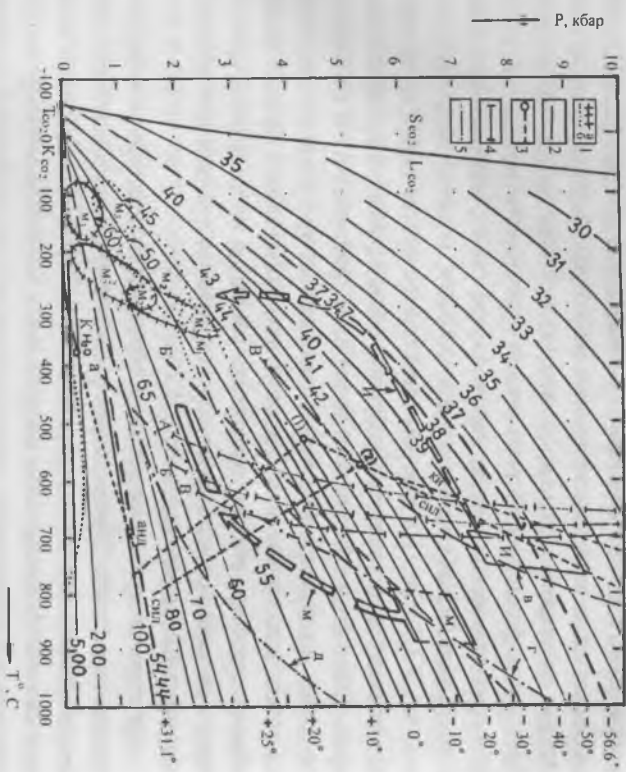


Рис.1. Диаграмма P-T-условий формування і преформування гранітоїдів і постульграметаморфогенних метасоматитов (більшість стрілки) на Майському золоторудному местородженні (М) і лінія регресивного метаморфізму і метасоматоза нільгірських гранулітов (Ож. Індія) в зоні розвитку кварц-золоторудних жил (И).
 PТ - поле формування допродуктивних раннесульфідних (M₁), продуктивних золоторудних (M₂) і постродуктивних (M₃) парагенезисов Майського местородження.

Вель совершенно очевидно, что от последних флюидная система среды минералообразования Майского месторождения отгиается прежде всего доминированием субизохорических тенденций режима с ведущей ролью относительно высоко- и умеренно плотных фаз, а также закономерным изменением во времени геохимически ролетвенных типов минералообразующей среды: от гомогенной водно-солевой до гетерогенной углекислотно-водной и опять собственно водной. При этом обращает на себя внимание факт совпадения PТ-рамок существования водно-солевых

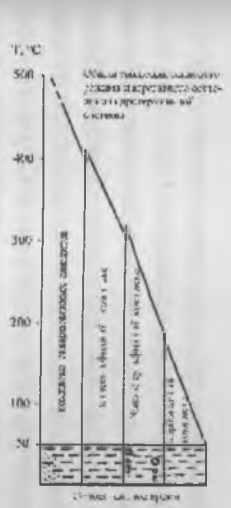


Рис.2. Парагенетическая схема стадийности и термобаричного режима процесса формирования Майского золоторудного месторождения.

Составные минералообразующей системы (МТБ) и суммарная химическая формула (ΣХФТ)	Т Е М П Е Р А Т У Р А , °С			
	500	400	300	200
<p>1. Гранулитовый метасоматит</p> <p>2. Гранулитовый метасоматит</p> <p>3. Гранулитовый метасоматит</p> <p>4. Гранулитовый метасоматит</p> <p>5. Гранулитовый метасоматит</p> <p>6. Гранулитовый метасоматит</p> <p>7. Гранулитовый метасоматит</p> <p>8. Гранулитовый метасоматит</p> <p>9. Гранулитовый метасоматит</p> <p>10. Гранулитовый метасоматит</p>	<p>1. Гранулитовый метасоматит</p> <p>2. Гранулитовый метасоматит</p> <p>3. Гранулитовый метасоматит</p> <p>4. Гранулитовый метасоматит</p> <p>5. Гранулитовый метасоматит</p> <p>6. Гранулитовый метасоматит</p> <p>7. Гранулитовый метасоматит</p> <p>8. Гранулитовый метасоматит</p> <p>9. Гранулитовый метасоматит</p> <p>10. Гранулитовый метасоматит</p>	<p>1. Гранулитовый метасоматит</p> <p>2. Гранулитовый метасоматит</p> <p>3. Гранулитовый метасоматит</p> <p>4. Гранулитовый метасоматит</p> <p>5. Гранулитовый метасоматит</p> <p>6. Гранулитовый метасоматит</p> <p>7. Гранулитовый метасоматит</p> <p>8. Гранулитовый метасоматит</p> <p>9. Гранулитовый метасоматит</p> <p>10. Гранулитовый метасоматит</p>	<p>1. Гранулитовый метасоматит</p> <p>2. Гранулитовый метасоматит</p> <p>3. Гранулитовый метасоматит</p> <p>4. Гранулитовый метасоматит</p> <p>5. Гранулитовый метасоматит</p> <p>6. Гранулитовый метасоматит</p> <p>7. Гранулитовый метасоматит</p> <p>8. Гранулитовый метасоматит</p> <p>9. Гранулитовый метасоматит</p> <p>10. Гранулитовый метасоматит</p>	

растворов с областью высокоплотных гидротерм углекислотно-водно-солевого состава (между критическими кривыми системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ - при содержании CO_2 и более 10%). В этой связи есть все основания предполагать существование на месторождении не просто водно-солевых, но и сложных углекислотно-водно-солевых растворов. И хотя во включениях соответствующего генотипа фаза жидкой CO_2 при охлаждении не всегда появляется, ее ведущая роль в газовой компоненте доказана как данными криометрии, так и газовой хроматографии [5].

Как видно из диаграмм (рис. 1,2), переход гидротермальной системы из гомогенного состояния в гетерогенное является вполне закономерным. Это предопределено "прохождением" режимного вектора через область критического состояния системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ с ориентацией, близкой к кривым ее двухфазового равновесия (при содержании 40-41% CO_2). Собственно, именно в этих условиях (350-180°C и 240-120 МПа) по включениям установлены четкие признаки гетерогенизации растворов с отделением самостоятельной фазы CO_2 . С понижением температуры и давления ее плотность изменялась от 1,2—0,9 г/см³ (жидкие дериваты) до 0,4-0,1 г/см³ (газообразная CO_2).

Таким образом, кипение и природная дегазация гидротермальной системы не требует традиционной в таких случаях апелляции к тектоническим факторам (резким и интенсивным увеличениям рабочего объема системы в связи с трещинообразованием, производным ритмическим флуктуациям давления, температуры и т.д.); двухфазовый характер углекислотно-водной системы (40-41% CO_2) в данных РТ-условиях просто является для неё природным состоянием. Вместе с тем, роль тектонического фактора, безусловно, исключать не следует, но и рассматривать его в качестве ведущего, как это имело место на жильных месторождениях фанерозоя, также нельзя. Именно в условиях длительного сохранения неравновесного двухфазового состояния и постепенной дегазации гидротермальной системы неизбежно развивается комплекс весомых потенциал-регулирующих предпосылок развития сульфидной минерализации (изменение Eh-, рН-режима и т.п.). Собственно в таких физико-химических условиях интенсивной гетерогенизации и синхронной дегазации среднетемпературных углекислотно-водных растворов формируются главные золотосодержащие минеральные ассоциации большинства золоторудных месторождений [6].

Прямым следствием длительного протекания процессов углекислотной дегазации гидротерм является трансформация минералообразовательной системы в собственно гомогенную водную с довольно низким содержанием растворенных газов и солей. Ее более чем скромная в минералогическом отношении роль на месторождении проявилась в формировании наиболее поздних (постпродуктивных) минералов – кварца, кальцита, флюорита, марказита, опала и др.

В целом процессы формирования руд Майского месторождения представляются как логическое завершение длительного и сложного цикла постпалингенных и метасоматических преобразований, природа и динамика которых рассмотрена в начале статьи. Завершающие стадии таких преобразований, соответствующие формированию минеральных парагенезисов собственно рудных зон и тел месторождения, характеризовались сначала проникновением в рудосопреженные структуры и весьма замедленной циркуляцией относительно высокоплотных хлоридно-натриевых, после водно-углекислотных (с CH_4 , N_2 , H_2 и др), а затем – существенно водных дегазированных растворов. С их участием среди метасоматитов формировались довольно протяженные зоны тонковкрапленной сульфидной минерализации (пирит, пирротин, халькопирит, молибденит и др.), как правило, неравномернозолотоносной, с микроскопическими обособлениями самородных металлов (Au, Ag, Bi, Te), реже – висмутитов и теллуридов. Как иллюстрируется схемой (рис 2), тепловой и барического режим флюидной системы имел в этот период регрессивно-эволюционный, весьма слабо инверсионный характер (от 450 до 100-50°C и от 300-350 до 70-50 МПа), что вполне соответствует общим тенденциям затухания постпалингенно-метасоматических процессов. Раннесульфидные парагенезисы, главным образом кварц-молибденит-пиритовые (с пирротином I и халькопиритом II), формировались при участии высококонцентрированных хлоридно-натриевых растворов (до 40-45 мол.% NaCl) в интервале 450-300°C и давлении 300-200 МПа. Развитие собственно золотоносных ассоциаций минералов продуктивной стадии (золото-пирит-халькопиритовой, золото-калаверитовой и др.) обязаны минералообразующей деятельности собственно углекислотных растворов, которые неоднократно гетерогенизировались в участках рудных столбов. В температурном диапазоне 300-180°C наиболее благоприятными (конвергентно-оптимальными) для выделения золота является интервал 260-200°C, плот-

ность фазы CO_2 при этом изменялась от 1,2 до 0,6 г/см³. Постпродуктивные ассоциации минералов с карбонатом, флюоритом, опалом, марказитом и пиритом III соответствуют наиболее низкотемпературной части процесса (от 190 до 100–50°C), когда уже функционировали водные растворы с суммарным содержанием солей менее чем 1,0–0,5%.

Характер флюидного режима формирования золотоносных зон сульфидной минерализации в совокупности с данными об их структурно-вещественной связи с постпалингеновым комплексом биотит-кварц-олигоклазовых метасоматитов позволяет отнести этот новый для региона геолого-генетический (и формационный) тип золотого оруденения к числу явно метаморфогенно-гидротермальных образований с чертами геоэнергетической зависимости от палеотепловых полей гранитных массивов палингенового (анатектического) происхождения. Следует также думать, что наиболее важные морфогенетические и структурно-геологические особенности оруденения данного типа определенным образом обусловлены степенью удаленности зон гидротермальной разгрузки и пространственно сопряженной локализации золотой минерализации от флюидогенерирующих источников в общей структуре термобароаномальных фронтов рудного поля.

В рассмотренном случае, наверное, следует говорить о сравнительно недалеком перемещении флюидных масс и о невысокой степени дифференциации переносимых ими рудогенных компонентов. Это находит отображение как в превилировании процессов метасоматоза, в том числе сульфидного, так и в отсутствии четко проявленных минеральных ассоциаций и признаков их зонального расположения, что характерно для относительно далеко расположенных от флюидогенерирующих центров рудных полей (Балка Широкая, Клинцы, Балка Золотая и др.), с четко проявленным геолого-структурным контролем оруденения.

В завершение следует хотя бы кратко остановиться на прогнозно-поисковых аспектах ТБГХ исследований данного месторождения.

Как установлено, Майское месторождение характеризуется развитием золото-сульфидной минерализации в условиях среднетемпературного (320–300 до 200–180°C) состояния системы при участии исключительно углекислотно-водных растворов с четкими признаками интенсивной гетерогенизации и дегазации, преимущественно за счет отщепления CO_2 . Именно такой режим длительного неравновесия гидротермальной сис-

темы с удалением из нее углекислотных компонентов (углерод в данных условиях есть главным потенциал-определяющим компонентом) является базисной предпосылкой и причиной резкого изменения кислотно-основных, окислительно-восстановительных условий и соответствующего производного разрушения мигрирующих золотоносных комплексов и кристаллизации самородного золота.

Как мы уже видели, признаки проявлений подобных процессов уверенно дешифрируются по составу и агрегатному состоянию флюидных включений, что может быть использовано при производстве прогнозно-поисковых работ. При этом следует учитывать, что продуктивный период развития минерализации характеризуется преимущественным формированием главных золотоносных парагенезисов в своей средней и завершающей части. С этой точки зрения необходимо различать два структурно неадекватных комплекса ТБГХ-критериев оруденения, которые следует учитывать на разных уровнях (стадиях) изучения месторождения: 1 – критерии проявления минералообразующей деятельности углекислотно-водных растворов в масштабе всего продуктивного периода, включая весь набор сульфидных самородно-металльных ассоциаций, в разной мере золотоносных; 2 – критерии повышенной золотоносности руд, являющихся отображением специфики режима средины и завершения продуктивного периода. Следовательно, критерии 1-ой группы ориентированы на решение преимущественно поисковых и лишь отчасти – разбраковочных задач, тогда как критерии 2-ой группы более важны в плане перспективной оценки участков и локального прогнозирования оруденения.

На сегодня более предметно рассмотреть характер и содержание ТБГХ критериев золотоносности только первой группы. К ним следует отнести: 1) развитие в составе рудных тел минеральных ассоциаций, в которых присутствуют первично-вторичные, а в допродуктивном кварце – вторичные включения углекислотно-водного состава, с различными типами их фазовых соотношений ($\Gamma - \text{ЖCO}_2\text{-ЖН}_2\text{O}$, $\text{ЖCO}_2 - \Gamma - \text{ЖН}_2\text{O}$, $\text{ЖCO}_2 - \text{ЖН}_2\text{O}$; $\Gamma - \text{ЖCO}_2$, $\text{ЖCO}_2 - \Gamma$, $\text{ЖCO}_2 - \Gamma\text{CO}_2$); 2) в целом среднетемпературный интервал (320–200°C) полной гомогенизации двух- и трехфазовых включений названных типов; 3) распространение в минералах семейств включений двух- и однофазовой CO_2 с широкими вариациями плотности (от 1,2 до 0,4–0,1 г/см³) с гомогенизацией как в жидкую, так и в газовую фазы. Неблагоприятными показателями оруденения

необходимо считать: 1) распространение минеральных ассоциаций, в которых существенно доминируют многофазовые (с NaCl) и газовой-жидкие включения водно-солевого состава с широкими вариациями концентрации легкорастворимых солей, главным образом хлористого натрия (галита) — от 45-35 до 2-1 мас.% NaCl); 2) относительно высокотемпературная (350-400°C) гомогенизация многофазовых включений с растворением галита после исчезновения газовой фазы; 3) полная жидкая гомогенизация многофазовых водно-солевых включений в относительно высокотемпературном диапазоне (350-450°C) и газовой-жидких включений (разбавленный водный раствор) в низкотемпературном (50-180°C) интервале.

Реализация указанных подходов позволяет достаточно обоснованно и, главное, экспрессно давать качественную оценку рудных зон месторождения с точки зрения их потенциальной золотоносности и на этой основе целенаправленно ориентировать поисково-оценочные и разведочные работы.

Список литературы

1. Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П. и др. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, Наука, 1975. — 126 с.
2. Бакуменко И.Т., Соболев В.С., Томиленко А.А. и др. Об условиях генерации и кристаллизации анатектических магм при метаморфизме (по данным изучения расплавных включений). В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Ленинград, Наука, 1976 — с. 176-181.
3. Бакуменко И.Т., А.О.Сиворонов. Термобарогеохімічні дослідження дорудних процесів на Майському золоторудному родовищі. В кн.: Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота. Львів, 1999, с. 16-17.
4. Бобров А.Б., Сиворонов А.А., Ляхов Ю.В. и др. Майское золоторудное месторождение: новый промышленно-генетический тип. В кн.: Современные проблемы геологии, поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых. М., ПАИМС. — 1997, с. 47.
5. Возняк Д., Бондаренко С., Сьомка. Високотемпературні та високобаричні потоки рідкого CO₂ як фактор локалізації й розподілу золота на Майському родовищі (Український щит). — В кн.: Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота. Львів, 1999, с. 30-32.
6. Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н., Пизнюк А.В., Попивняк И.В. Термобарогеохимия золота. Львов, Изд-во «Свит», 1995, 279 с.

7. Сиворонов А.А., Росихина А.И. Физико-химические условия метаморфизма по данным минералотермометрии. Тез. Докл. VI. Всесоюзн. совещ. Т.1, Владивосток, 1978, с. 122-124.
8. Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. — Новосибирск, Наука, 1983 — 200 с.
9. Bohlen S.R., Montana A., Kerrick D.M. Precise determination and a revised triple point for Al₂SiO₃ polymorphs // Amer. Miner. — 1991 — 2-36, № 3-4, p. 677-688.
10. Condie K.C. Archean geotherms and supracrustal assemblages. — Tectonophysics. 1984, v. 105, № 1/4, p. 29-41.

УСЛОВИЯ СОВМЕСТНОГО ПЕРЕНОСА Ca И F ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ФЕНАКИТ-ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОДАХ ЕРМАКОВСКОГО F-Be МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л.Б. Дамдинова

To reveal the formation conditions of the fluorite-phenakite mineralisation in Ca-deficient or Ca-free aluminosilicate shales, the stockwork of phenakite-fluorite veinlets enveloped by zones of diffusion-metasomatic alteration of host-rocks was studied. Based on petrographic observations, the sequence of minerals and fluid inclusions (FI) formation was recognized. Microprobe analyses of minerals composing unaltered biotite shales, veinlets-surrounding metasomatic rocks and veinlets themselves indicate that Ca was supplied from solution into the host-rock, but not conversely.

The results of study of the primary FI in fluorite crystals using thermometric, cryometric and volumetric procedures have shown that ore-forming solution was homogeneous most of time (FI, type 1) at $T \geq 290^\circ\text{C}$ and $P \approx 150 \text{ MPa}$. Its heterogenization occurred only episodically at $T = 290\text{-}250^\circ\text{C}$ and $P \approx 70 \text{ MPa}$ and resulted in precipitation of a number of manganocalcite microcrystals and separation of the solution into two immiscible phases of essentially water (type 2a FI) and essentially carbon dioxide (type 2b FI) compositions. The presence of daughter calcite in type 1 FI, deposition of numerous manganocalcite microcrystals during the type 2 FI, supply of Ca from solutions into the near-veinlet metasomatically altered zones biotite-shales – all this serves as the basis for a conclusion about possibility of joint Ca, F and Be migration in natural hydroterms at indicated P,T-conditions, which is not accounted by current models of phenakite-bertrandite ore formation.

Введение

Ермаковское фтор-бериллиевое месторождение, расположенное в юго-восточной части Бурятии, в 140 км восточнее г. Улан-Удэ, является крупнейшим представителем фенакит-берtrandит-флюоритовой минерализации на территории России. Кроме того, оно отличается от других подобного типа очень высоким (до 1.5 %) содержанием BeO в рудах, образовавшихся путем метасоматического замещения известняков (Генетические типы ..., 1975; Новикова и др., 1994). Экспериментальные и расчетные данные о низкой растворимости флюорита в водных и водно-

солевых растворах дают основание считать, что фтор-бериллиевое оруденение в карбонатных породах формируется практически бескальциевыми высокофтористыми Be-носными растворами, а причиной рудоотложения является их реакция с Ca-содержащей средой (Wood, 1992). Однако на Ермаковском месторождении, хотя и в ограниченных масштабах, распространены фенакит-флюоритовые прожилки в практически бескальциевых алюмосиликатных сланцах. Их образование трудно объяснить вышеупомянутым механизмом, столь эффективным при формировании фенакит-флюоритовой минерализации в известняках. Выходом из положения могло бы служить предположение о совместном переносе Ca и F Be-носным раствором и об их отложении в результате понижения температуры и/или давления. Однако совместный перенос Ca и F, по данным Вуда, маловероятен. Поэтому прежде всего следует выяснить, действительно ли в данном случае вмещающие породы не служили источником Ca, и получить факты в подтверждение или в опровержение возможности совместной миграции F и Ca.

Для решения обозначенных задач предпринято детальное изучение состава фенакит-флюоритовых прожилков, диффузионно-метасоматических оторочек и вмещающих сланцев, а также исследование флюидных включений (ФВ) в минералах методами термо-, крио- и волюмометрии.

Размещение и особенности строения фенакит-флюоритовых прожилков в сланцах месторождения

Ермаковское фтор-бериллиевое месторождение расположено в приобортовой части мезозойской тектонической впадины (Кижингинской), в метаморфизованных карбонатно-терригенных отложениях условно протерозойского возраста, слагающих сравнительно небольшой (10-12 км²) провес кровли в поле преобладающего распространения докембрийских и палеозойских гранитоидов (Новикова и др., 1994). Мезозойские интрузии в пределах месторождения представлены штоком эгириновых гранитов и дайками основного и кислого состава.

Большинство рудных тел приурочено к контактам переслаивающихся пачек известняков, метапесчанников и сланцев, образующих сложную построенную синклираль. Основная часть запасов Be сосредоточена в массивных рудах, которые представляют собой линзо- и пластообразные

залежи, сложенные мелко-, среднезернистым агрегатом доминирующего флюорита с подчиненными мусковитом, кальцитом, пиритом, кварцем, фенакитом и берtrandитом (последний преобладает на верхних горизонтах). Как правило, они залегают в известняках и образуются путем метасоматического замещения последних. В биотитовых сланцах встречаются прожилковые руды, образовавшиеся путем выполнения трещин. Они не имеют большой практической ценности и изучались предшественниками менее подробно.

По петрографическим данным и результатам микронзондовых анализов, на удалении от прожилков вмещающие их сланцы сложены равноезернистым агрегатом доминирующего микроклина (40-60%), серицитизированного кислого плагиоклаза (10-20%) и биотитом (20-30%), чешуйки которого ориентированы вдоль полосчатости; кроме того отмечены редкие выделения апатита (рис. 1, табл. 1). В околопрожилковых диффузионно-метасоматических оторочках мощностью до 5 мм, микроклин остается стабильным, его количество даже возрастает, а доля альбита уменьшается. Биотит в оторочках интенсивно замещается анкеритом,



Рис.1. Минеральные парагенезисы фенакит-флюоритовых прожилков, околопрожилковых метасоматитов (оторочек) и вмещающих полевошпат-биотитовых сланцев.

наряду с которым распространены доломит и, в меньшей степени кальцит, характерна вкрапленность флюорита и редкие чешуйки селадонита. Таким образом, по сравнению с неизмененными сланцами, оторочки явно обогащены Са-содержащими минералами, что указывает на привнос Са из раствора во вмещающую породу, а не наоборот.

Таблица 1

Составы минералов по данным электронно-зондового анализа

ПРОЖИЛОК	
Микроклин	$(K_{0.99}Na_{0.03})_{0.99}Al_{1.0}Si_{2.99}O_8$
Апатит	$(Ca_{4.50}Na_{0.06}Sr_{0.34}TR_{0.07})(PO_4)_3(OH,F)_{1.28}$
Доломит	$Ca_{0.97}(Mg_{0.80}Fe_{0.12}Mn_{0.10})_{1.02}(CO_3)_2$
Манганокальцит	$(Ca_{0.75}Mn_{0.21}Mg_{0.01})_{0.97}CO_3$
Кварц	$Si_{0.99}O_2$
ОКОЛОПРОЖИЛКОВЫЕ ОТОРОЧКИ	
Микроклин	$(K_{0.99}Na_{0.03})_{0.99}Al_{0.99}Si_3O_8$
Альбит	$(Na_{0.98}K_{0.01})_{0.99}Al_{0.99}Si_3O_8$
Доломит	$Ca_{0.98}(Mg_{0.90}Fe_{0.11})_{1.0}(CO_3)_2$
Анкерит	$Ca_{1.08}(Mg_{0.67}Fe_{0.22}Mn_{0.02})_{0.91}(CO_3)_2$
Кальцит	$(Ca_{0.88}Mg_{0.08}Fe_{0.03}Mn_{0.01})_{1.0}CO_3$
Селадонит	$(K_{0.70}Na_{0.01}Ca_{0.01})_{0.72}(Mg_{0.54}Fe_{0.14}Al_{0.96}Cr_{0.01})_{1.65}(Si_{3.50}Al_{1.0})O_{10}(OH,F)_2$
СЛАНЕЦ	
Микроклин	$(K_{0.91}Na_{0.12})_{1.03}Al_{1.02}Si_{2.97}O_8$
Альбит	$(Na_{0.93}K_{0.02}Ca_{0.03})_{0.98}(Al_{1.05}Fe_{0.01})_{1.06}Si_{2.97}O_8$
Биотит	$(K_{0.97}Na_{0.03})_{1.0}(Mg_{1.80}Fe_{0.95}Al_{0.28}Ti_{0.07}Mn_{0.01})_{3.11}(Si_{8.0}Al_{1.0})O_{10}(OH,F)_2$
Апатит	$(Ca_{4.73}Na_{0.02}Sr_{0.04})_{4.79}(PO_4)_3(OH,F)_{1.60}$

Примечание: Анализы выполнены в ГИН СО РАН на приборе MAP-3 С.В.Канакиным.

Фенакит-флюоритовые прожилки в сланцах имеют мощность от 0.5 до 3 см (рис. 1) и распространены ограниченно. Поскольку они являются прожилками выполнения, последовательность выделения минералов ус-танавливалась по степени их идиоморфизма. Доминирующий в прожилках флюорит (50-60%) формировался от начала до конца заполнения

трещин (рис. 2). Для флюорита ранней генерации характерен ярко выраженный идиоморфизм кристаллов по отношению к другим минералам, входящим в парагенезис. Зерна флюорита поздней генерации приспосабливаются к границам идиоморфных кристаллов фенакита – одного из поздних минералов. На ранней стадии совместно с флюоритом кристаллизовался апатит, приуроченный к призальбандовым частям прожилков. Большая часть микроклина (10-30%) сформировалась на промежуточной стадии (рис. 2), так как по отношению к флюориту он чаще ксеноморфен, но иногда имеет с ним индукционные грани. Кварц в прожилках редок и ксеноморфен по отношению к флюориту, его контакты с другими минералами не наблюдались. Фенакит (10-20%) преимущественно слагает агрегаты неправильной формы, заполняющие промежутки между зернами флюорита, реже слагает кристаллы столбчатой формы, образующие сноповидные скопления, приуроченные к доломиту, что свидетельствует об их совместной кристаллизации (рис. 2). Формирование прожилка завершала кристаллизация доломита (10-20%), образующего ксеноморфные выделения между другими минералами.

Минерал	1 стадия	2 стадия	3 стадия
Флюорит	■	■	■
Апатит	■		
Микроклин		■	■
Фенакит		■	■
Доломит		■	■

Рис.2. Схема последовательности кристаллизации минералов, выполняющих фенакит-флюоритовые прожилки в сланцах.

Типизация флюидных включений

Все минералы прожилков, кроме апатита, содержат ФВ, но только во флюорите их размеры достаточны для термометрического изучения. Как и в других минералах, преобладающая часть ФВ во флюорите группируется в уплощенные шлейфы (залеченные микротрещины) и относится к категории вторичных. Первичные включения, приуроченные к отдельным зонам роста флюорита, фиксируемым по цвету, весьма редки. Более многочисленны крупные (20-40 мкм) единичные ФВ, не принадлежащие ни к одному из наблюдаемых шлейфов вторичных включений. Такие ФВ отнесены к первичным, но многие из них пересекаются шлейфами мелких вторичных включений, т.е. скорее всего они перенаполнены и, следовательно, не являются представительными. Наконец, к категории первичных также отнесены ФВ, приуроченные к скоплениям минеральных включений манганокальцита во флюорите и нередко скомбинированные с ними.

Наиболее широко распространены зерна флюорита, содержащие первичные включения гомогенного захвата (рис. 3в), которые отнесены к

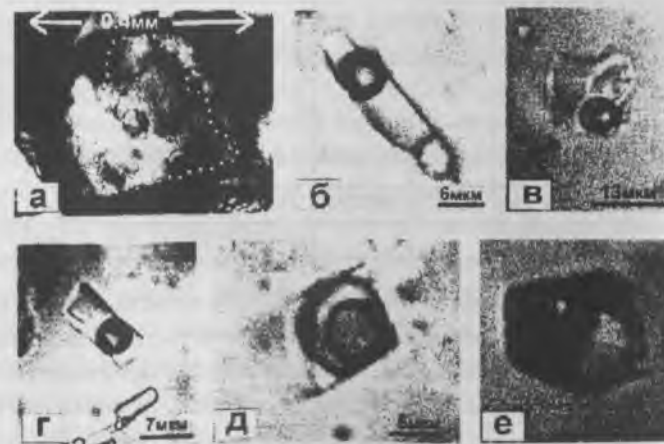


Рис.3. Внешний вид и особенности распределения флюидных включений во флюорите: а – зерно флюорита с замкнутой зоной, обогащенной микровключениями манганокальцита (пунктир); б, в – ФВ типа 1 с кристалликами кальцита-узника и каемкой жидкой CO_2 вокруг газового пузыря; г – ФВ типа 2а; д, е – ФВ типа 2б с разными соотношениями водного раствора и углекислоты.

первому типу (ФВ1). Они, как правило, содержат водный раствор ($J_в$), кристаллик кальцита и газовый пузырь (Γ_y) с узкой каемкой жидкой CO_2 (J_y). При их нагревании Γ_y растворяется в J_y при $T_r(CO_2)=27.8-30.8^\circ C$ (см. табл. 2), растворение пузыря (частичная гомогенизация) происходит при $T_{чр}=150-205^\circ C$. Попытки растворить кристаллик при $T > T_{чр}$ оказались безуспешными из-за декрепитации ФВ. В зернах флюорита с четкой цветовой зональностью ФВ1 из внутренних зон роста имеют более высокую $T_{чр}$ чем ФВ1 из внешних зон, иногда на $50-60^\circ$, что по-видимому, указывает на снижение температуры в процессе образования прожилков. Примерный состав ФВ рассчитан на основе термометрических данных с помощью программы FLINCOR (Brown, 1989) в предположении, что их свойства в первом приближении соответствуют системе H_2O-CO_2-NaCl (табл. 2). При этом игнорировалось присутствие в них кристаллика труднорастворимого карбоната. Расчеты, основанные на оценке объема кристалла, предполагают содержание $CaCO_3$ в ФВ1 порядка 2-3 мас. %.

Таблица 2

Обобщенные результаты термо-, крио- и волюмометрии ФВ1 и ФВ2.

Тип ФВ	$T_{эвт}$	$T_r(CO_2)$	$T_{кл}$	$T_{гом}$	CO_2 , об. %	Состав ФВ, мольн. %		
	°C					H_2O	CO_2	экв. NaCl
1	-21.5 до -27	27.8-31 (Ж)	3.6-7.5	150-205	3.5-15	93.4-97.0	0.9- 4.5	0.6-3.7
2а	-24.3	30.0-31 (Ж)	0.7-5.0	250-290	14-20	91.2-92.7	3.9- 5.0	2.8-4.9
2б	-	16.3-30 (Ж)	-	-	80-90	25.2-49.0	51.0-74.9	-

Первичные включения второго типа (ФВ2), представленные двумя подтипами, обычно имеют очень маленькие размеры, в связи с чем некоторые их термометрические и волюмометрические характеристики определены приблизительно. Они встречаются гораздо реже вышеописанных и только в тех зернах флюорита, которые содержат массу мелких (2-20 мкм) минеральных включений манганокальцита, образующих азональные скопления или густую сыпь в отдельных зонах роста (рис. 3а). Последние, по всей видимости, характеризуют редкие эпизоды гетерогенизации (вскипания) минералообразующей среды, на что указывает со-

средоточение в этих зонах включений существенно водного (ФВ2а, рис. 3г) и существенно углекислотного (ФВ2б, рис. 3д, е) составов. Включения этих двух подтипов, по-видимому, содержат несмесимые фазы гетерогенного флюида в чистом виде, тогда как в некоторых других сингенетических ФВ2 законсервированы обе несмесимые фазы, причем в произвольных пропорциях. Во включениях типа ФВ2а обычно нет минералов-узников, а пузырь занимает от 8 до 14 % объема вакуоли и содержит узкую каемку J_y . Существенно углекислотные ФВ2б нередко комбинируются с включениями манганокальцита, суммарный объем Γ_y и J_y в них варьирует от 80 до >90 %. Поскольку в термокамере каемка водного раствора в этих включениях неразличима, температура их гомогенизации (T_r) не установлена.

Температуры гомогенизации ФВ2а из одной зоны роста постоянны (в пределах точности измерений), но в разных зернах флюорита варьируют от 250° до $290^\circ C$. Из равенства T_r включений гетерогенного захвата истинной температуре следует, что вскипание раствора в указанном диапазоне температур происходило неоднократно и сопровождалось массовой кристаллизацией манганокальцита. Для проверки правомерности вывода об образовании ФВ2а и ФВ2б в результате гетерогенизации растворов, законсервированных в ФВ первого типа, составы включений, определенные по термометрическим данным (табл. 2), нанесены на диаграммы состояния системы H_2O-CO_2-NaCl при давлениях 150 и 70 МПа (Pichavant et al., 1982). Как видно на рис. 4, при $P=150$ МПа и $T=250-300^\circ C$ фигуративная точка ФВ1 находится в поле гомогенного раствора. Однако в результате снижения давления до 70 МПа при неизменности температуры эта точка оказывается в поле несмесимости. Это должно привести к разделению раствора на несмесимые фазы, составы которых соответствуют точкам, лежащим на границе области несмесимости, на противоположных концах конноды, проходящей через фигуративную точку исходного раствора. Рассчитанные на основании термометрических данных составы ФВ2а и ФВ2б, нанесены на диаграмму в виде звездочек и, как видно на рисунке 4, в первом приближении соответствуют вышеуказанному условию. Это дает основание считать, что вскипание раствора было связано с эпизодами декомпрессии, а в периоды его гомогенного состояния давление было на уровне 100-150 МПа. Формирование прожилков началось при $T \geq 290^\circ C$ и продолжалось по меньшей мере до $250^\circ C$.

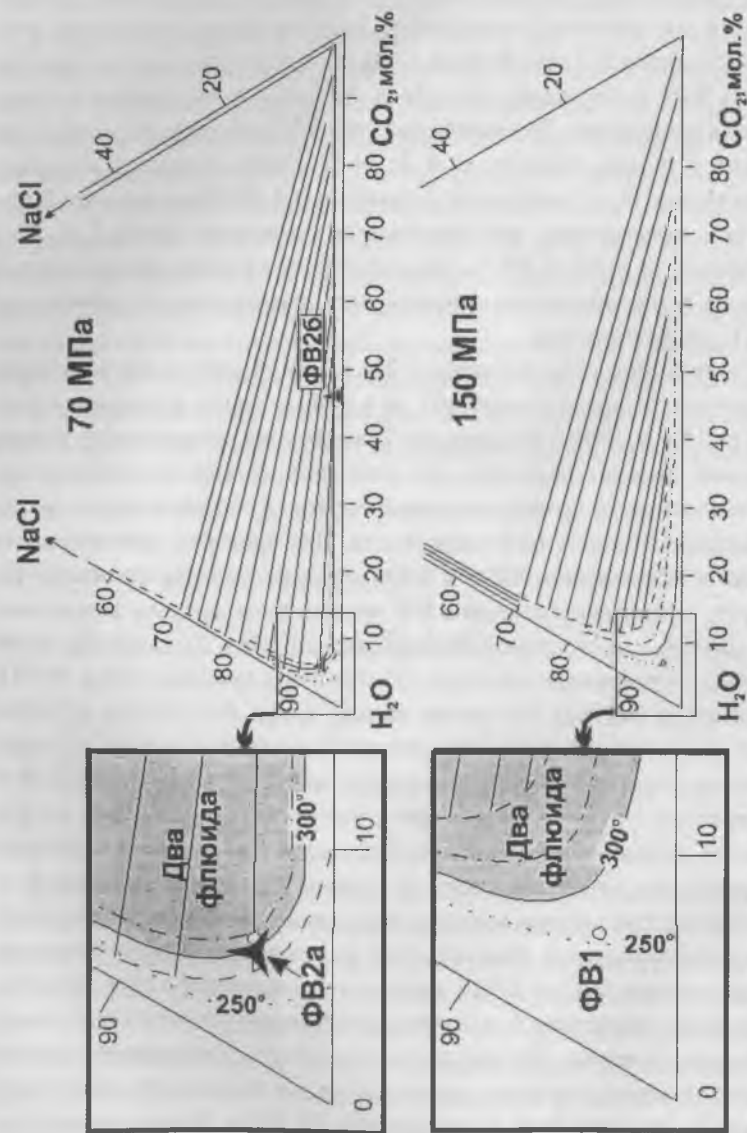


Рис. 4. Расширение области несовместности в системе H_2O-CO_2-NaCl при падении давления (Richard et al., 1982) как вероятная причина вскипания гидротермального раствора (ФВ1) с образованием ФВ2а и ФВ2б.

Выводы

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1) Формирование изученных прожилков происходило в интервале температур от $\geq 290^\circ$ до $250^\circ C$ и, возможно, ниже.

2) Раствор, сформировавший флюорит-фенакитовые прожилки в сланцах, большую часть времени находился в гомогенном состоянии (ФВ1) при давлении порядка 150 МПа; его эпизодическая гетерогенизация происходила при спадах давления до приблизительно 70 МПа и сопровождалась выпадением множества микрокристаллов манганокальцита и разделением флюида на две несмешиваемые фазы: существенно водную (ФВ2а) и существенно углекислотную (ФВ2б).

3) В процессе формирования изученных прожилков Са привносился во вмещающие породы из раствора, а не наоборот.

4) Наличие кальцита-узника в ФВ1, выпадение из раствора множества микрокристаллов манганокальцита в периоды образования ФВ2, привнос Са из растворов в околопрожилковые зоны метасоматического изменения биотитовых сланцев – все это указывает на возможность совместного переноса Са, F и Be природными гидротермами при указанных P, T-параметрах, что не учитывается существующими моделями формирования F-Be оруденения рассматриваемого типа.

5) Физико-химические аспекты указанного явления остались невыясненными и требуют специального изучения.

Автор искренне признателен Ф.Г.Рейфу и Л.И.Рейфу за обсуждение работы на всех ее этапах и полезные советы, а также С.В.Канакину за проведение электронно-зондовых анализов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 00-05-64323).

Список литературы

1. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия /Под. ред. А.И.Гинзбурга. М.: Недра, 1975. 248 с.
2. Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Зап. Забайкалье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 114-127.
3. Brown P.E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and

investigation of fluid-inclusion data // Am. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390-1393.

4. Pichavant M., Ramboz C., Weisbrod A. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. 1. Phase equilibria analysis - a theoretical and geometrical approach // Chem. Geol. 1982. V. 37. P. 1-27.
5. Wood S.A. Theoretical prediction of speciation and solubility of beryllium in hydrothermal solutions to 300° C at saturated vapor pressure: Application to bertrandite/phenakite deposits // Ore Geol. Rev. 1992. V. 7. N 3. P. 249-278.

РОЛЬ МЕТАМОРФИЗМА В ПРОЦЕССЕ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-6 И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НЕЙ ТЕРРИТОРИЙ)

Р.Н. Мурогова, С.Ф. Труфанова, П.Д. Жуков, Т.Л. Жуйкова

Было выполнено моделирование процесса деструкции органического вещества (ОВ) в широком температурном интервале от 30 до 900°С для пород из скважин СГ-6 (Тюменская), 673, 411, 414 (Уренгойская) и др. с определением состава газа через 10-20°С, палеотемпературы отложений и стадии их катагенеза. Также были выделены температурные интервалы, в которых происходит генерация УВ из различных компонентов рассеянного ОВ ископаемых осадков. Если раньше нефтегазогенерационные свойства пород связывали только с продуктами уплотнения липидов (жиров и масел), генерирующими УВ до $T_{\text{лаб}}=500^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{пласт}}=150^{\circ}\text{C}$), то авторами, при моделировании процесса термодеструкции ОВ пород ачимовской и баженовской свит, установлено, что генерация УВ происходит также и из продуктов уплотнения белков и нуклеиновых кислот при $T_{\text{лаб}}=470-900^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{пласт}}=140-360^{\circ}\text{C}$), что позволяет дать положительную прогнозную оценку нефте-газоносности отложений ниже промышленно освоенных глубин

It was executed modeling of destruction process of organic matter (OM) in broad warm-up interval (from 30 to 900°C) for rocks from wells SG-6 (Tumenskaya), 673, 411, 414 (Urengoiskaya) et all. It was determined a composition of gas through 10-20°C, paleotemperatures of deposits and degree of their katagenesis. Also was chosen warm-up intervals, in which occurs a generation from different components diffused OM fossilized precipitation.

If earlier oil and gas-productive characteristics of rocks linked only with products of compaction of lipids (fats and oils), generating hydro-carbons (HC) before $T_{\text{lab}}=500^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{layer}}=150^{\circ}\text{C}$), the authors, at modeling of process an termodestruction OM from rocks of atchimovskaya suite and bashenovskaya suite, installed that generation HC occurs as well as from products of compaction of proteins and nucleinic acids under $T_{\text{lab}}=470-900^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{layer}}=140-360^{\circ}\text{C}$) that allows to give positive forecast evaluation of gas and oil-forming ability of deposits, located below industrial mastered depths.

При нефтегазопроисловых исследованиях в последнее время значительно увеличилась глубина непосредственного исследования земной коры. Было установлено, что существовавшее положение о максимуме нефтегазонакопления в интервале 1.5-2.5 км нарушается для многих регионов. На глубинах 4-8 км до сих пор не известны закономерности размещения залежей углеводородов (УВ), выявление которых имеет важное значение для теории и практики. Для решения поставленной задачи авторами проведено детальное исследование процесса термальной деструкции рассеянного органического вещества (РОВ)* образца недебитуринизированных отложений четвертичного возраста [1, 2] в температурном интервале 30-540°C, а также моделирование процессов генерации углеводородов породами различных литолого-стратиграфических комплексов по разрезам глубоких скважин Западной Сибири (при температуре от 30 до 900°C) [4].

Моделирование выполнялось на пиролиз-хроматографической установке [5], режим работы которой позволяет получать дискретные данные о составе газа через 10-20°C, что дает возможность определять динамику процесса газообразования в породе по всей шкале литогенеза с выделением температурных границ.

Известно, что абсолютные значения температур при лабораторном моделировании не соответствуют пластовым температурам. Однако, учитывая данные по сопоставлению лабораторных и пластовых температур [6] для средних градаций катагенеза, а также данные И. И. Аммосова по отражательной способности (ОС) [7], авторы, на основании выделенных особенностей состава газового пиролизата в соответствующих температурных интервалах и степени катагенеза, получили кривые зависимости лабораторной и пластовой температур [4]. Также было установлено, что палеотемпература находится в промежутке между пластовой и лабораторной ($T_{\text{лаб}} \geq T_{\text{палео}} \geq T_{\text{пласт}}$). При быстро протекающих магматогенных процессах палеотемпература будет приближаться к лабораторной, а в условиях активного прогибания земной коры, соответственно, к современной пластовой.

*Особенностью вышеуказанного ОВ отложений является наличие ненасыщенных карбоновых кислот (жиры, масла), которые разрушаются при $T_{\text{лаб}} < 450^\circ\text{C}$ [3]

Полученные данные позволили разработать прогностическую таблицу (табл. 1), на основании которой, по результатам моделирования, можно определять палеотемпературный режим осадочных отложений, устанавливать степень катагенеза пород и прогнозировать качественный состав углеводородов, также определять температуру образования руд и минералов.

Тюменская скважина (рис.1) находится в пределах Нижнепурского мегапрогиба, где выявлено гигантское Уренгойское газовое месторождение. Согласно литературным данным [8] в осадочной толще разреза СГ-6 на глубине до 5,4 км степень катагенеза пород изменяется от градации ПК до АК₁ (табл. 2, рис. 2).

Проведенные во ВНИИЯГГ исследования [9] показали, что степень катагенеза пород завышена. Даже на глубине 6,2 км она не превышает АК₁ (табл. 2, 3).

Как видно из таблицы 3, ачимовская и баженовская свиты ГФН не прошли и могли генерировать лишь газы ранней фазы газообразования. Тюменская свита вступила в ГФН, но больших запасов создать не могла из-за ОВ гумусового типа, которое может генерировать УВ при более высоких температурах. Пурская свита реализовала большую часть всего потенциала.

Моделирование процесса деструкции ОВ образцов из разреза СГ-6 выше их палеотемпературы показало, что в пиролизате температурной фракции 450-630°C ачимовской свиты меловых и баженовской свиты верхнеюрских отложений отмечается большое количество УВ (рис. 3, табл. 4). Максимальное количество п-гексана в образце №398 (табл. 4) зафиксировано при температурах 460°C (0,6 см³/кг) и 480-500°C (0,8-0,9 см³/кг); п-гептана - 480°C (1,1 см³/кг), 500°C (1 см³/кг), п-октана - 220-330°C (0,2-0,4 см³/кг), 400-440°C (0,2-0,5 см³/кг), 470-510°C (0,2-0,6 см³/кг). Согласно литературным данным [10], при 450°C молекулы насыщенных карбоновых кислот, содержащиеся в жирах животного происхождения, рвутся посередине цепи, образуя в пиролизате УВ до С₈, т.е. из высокомолекулярных сразу образуются низкомолекулярные соединения - легкие нефти, конденсаты. При температуре 470°C начинается разложение полипептидной цепи белка, являющегося основной частью вещества животного происхождения (табл. 5). На рис. 4 представлен фрагмент

мент цепи белка*. Наиболее слабой является связь N-C, являющаяся β-связью между двумя двойными связями C=O. По ней и происходит разрыв полипептидной цепи с дальнейшим разрывом C=O с образованием УВ и синильной кислоты C=N-H, или УВ, диоксида углерода и аммиака.

*О наличии белка в ископаемых осадках говорилось Дж. Эглинтоном (1974) [11]. «Исследования некоторых ископаемых раковин зубов и костей с помощью микроскопии позволило обнаружить ОВ в виде белковых слоев в тесном соединении с цементирующими минеральными компонентами. В ископаемых раковинах особенно хорошо сохранилась микроструктура, в которой белок залегает между слоями карбоната кальция, подобно извести между кирпичами в стене»

Таблица 1

Особенности состава газового пиролизата от степени катагенеза ОВ

Стадии и градации литогенеза			T _{лаб} > T _{палео} > T _{пл.}		Связь	Энергия связи ккал/моль (А.Е. Чичибабин, 1957)	Особенности состава газового пиролизата
1	2	3	T _{лаб} °С	T _{палеопл.} °С			
Диагенез		Д ₂	40-60	26-40	N-N	27±3	Присутствуют только непредельные углеводороды
Катагенез	Протокатагенез	ПК ₁ Б ₁	70-130	40-60	C-I C-N C-S C-Br	43 53,5 54 57	Присутствуют предельные и непредельные углеводороды

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
г е н е з	г е н е	ПК ₂ Б ₂	140-210	60-80	N-O C-C C-Cl C-O	61 62,8 70 75	Максимальные значения C ₃ H ₆ , повышенные значения i-C ₄ H ₁₀ и i-C ₅ H ₁₂ , появляется CO ₂
		ПК ₃ Б ₃	220-280	80-100	N=N S-H N-H в NH ₃ C=N C-H	80 82 83 84 85,6	Повышены значения i-C ₄ H ₁₀ и i-C ₅ H ₁₂ Максимальные значения n-C ₈
	М е з о к а т а г е з	МК ₁ Д	290-340	100-110	C=C C-F C=S N=O O-H	101 104 107,5 108 110	Повышенные значения i-C ₄ H ₁₀ и i-C ₅ H ₁₂ , появление свободного H ₂ Максимальные значения n-C ₈
г е з	г е з	МК ₂ Г	350-400	110-130	C=C в C ₂ H ₂	128,2	Максимальные значения n-C ₆ H ₁₄ и Σ2,3ДМБ и 2МП; n-C ₇ H ₁₆ , n-C ₈ H ₁₈ и непредельных УВ C ₂ H ₄ , C ₄ H ₈ , C ₅ H ₁₀ и CO ₂
		МК ₃ Ж	410-460	130-140	C=C в го моло гах C ₂ H ₂	>128,2	Максимальные значения CH ₄ -C ₆ H ₁₄ и C ₂ H ₄ -C ₅ H ₁₀ с разветвленными прямыми цепями и H ₂

Таблица 2

Степень катагенеза пород СГ-6 по данным различных организаций

Глубина, м	Свита	R ⁰ , % (кол-во данных)	R ³ , %	Стадия катагенеза	Организация
1	2	3	4	5	6
3696-3763	Мепионская	1,09(1)		МК ₃	СИГТнМ
			7,3(1)	МК ₁	СНИИГТнМС
3783-3844	Баженовская	1,22-1,37(7)		МК ₃	СИГТнМ
				МК ₂	СНИИГТнМС
3854-3982	Васюганская	1,3-1,47(5)		МК ₄	СИГТнМ
				МК ₂	СНИИГТнМС
3982-4610	Тюменская	1,32-1,57(6)		МК ₄	СИГТнМ
			7,6-8,5(5)	МК _{2,3} -МК ₃	СНИИГТнМС
			8,8-9,4(5)	МК ₃	ТПО ВНИГРИ
			8,6(1)	МК ₃	ВНИГРИ
4610-5214	Когухтинская	1,56-1,86(9)		МК ₄ -МК ₅	СИГТнМ
				МК ₃ -МК ₄	СНИИГТнМС
			9,6-10,9(2)	МК _{4,5} *	ТПО ВНИГРИ
			8,9(1)	МК ₃ *	ВНИГРИ
5214-5364	Ягельная	1,86(2)		МК ₅	СИГТнМ
			10	МК ₄	СНИИГТнМС
			10,1-10,9(2)	МК _{4,5} *	ТПО ВНИГРИ

Таблица 2(окончание)

1	2	3	4	5	6
5364-5588	Береговая	1,9-2,15(6)		МК ₅	СИГТнМ
				МК ₄ -МК ₅	СНИИГТнМС
			11,1(1)	МК ₅	ТПО ВНИГРИ
5588-5765	Витютинская	2,2-2,25(3)		АК ₁	СИГТнМС
			10,1(2)	МК ₅ -АК ₁	СНИИГТнМС
			11-11,6(8)	АК ₁	ТПО ВНИГРИ
5765-6011	Варенгаяннская	3,04(2)		АК ₂	СИГТнМ
				АК ₁ -АК ₂	СНИИГТнМС
6011-6424	Пурская	3,11-3,47(2)		АК ₂ -АК ₃	СИГТнМ
				АК ₂ -АК ₃	СНИИГТнМС
		2,42		АК ₁	ВНИИГеосистем
			12,2-13	АК ₂ -АК ₁	ТПО ВНИГРИ
			9,5	МК _{4,5}	ВНИГРИ
			12,7	АК ₂	ТПО ВНИГРИ
6440-6448	Красноселькупская	2,61		АК ₂	ВНИИГеосистем

Примечание *стадии катагенеза по интерпретации КАМНИИКиГС (по шкале Аммосова)

Рис. 2. Схематический катагнетический профиль по линии Надымская-Черныная (данные КамНИКИ ГС)
 1- примерное положение границы катагенеза (слева от колонок данные ВНИИПТ)
 2- граница окончания ГЭН
 3- поверхность фундамента

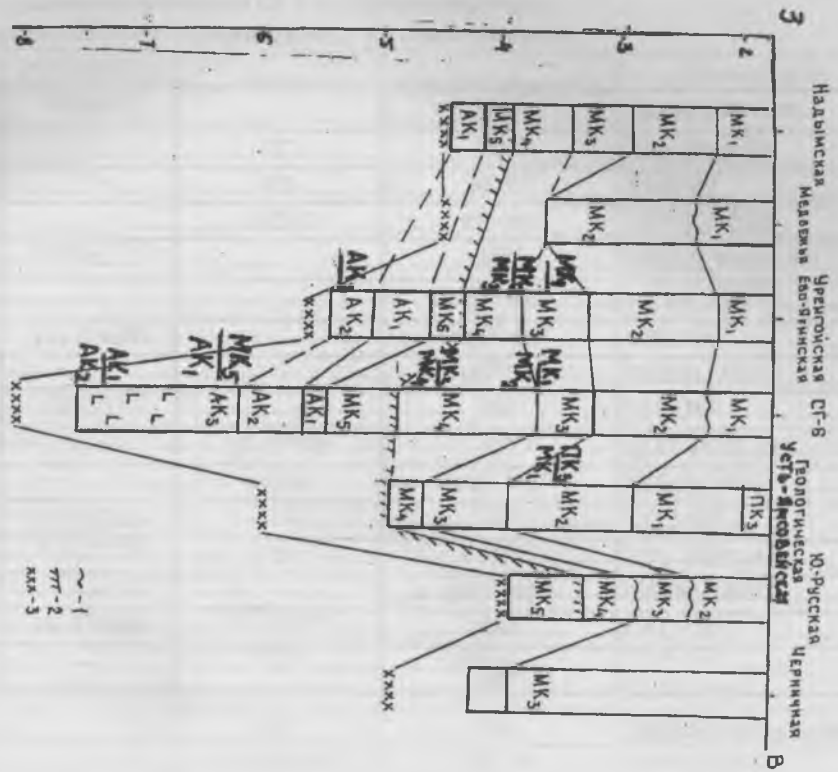


Таблица 3

Палеотемпература и стадии кат агенеза отложений по разрезу СГ-6

№№ пп	№ образца	Интервал отбора, м	Свита, возраст	Порода	Температура, °С		Стадия катагенеза
					Лабораторная	Палеотемпература	
1	343	3731,9-3739,9	ачимовская K ₁	песчаник	310-330	104-108	MK ₁
2	398	3739,9-3753,1	ачимовская K ₁	алевролит	320-360	106-115	MK ₁ подошва
3	704	3773,3-3787,8	баженовская Y ₃	аргиллит	320-370	106-120	MK ₂
4	1086	3837,8-3843,1	баженовская Y ₃	аргиллит	320-380	106-125	MK ₂
5	3170	4552,1-4564,2	поменская Y ₂	алевролит	460	140	MK ₃ -MK ₄ - граница
6	7429	6181,8-6194,0	пурская T ₁	пересланвание песчаника и алевролита	580	~180	MK ₅
7	7597	6241,1-6252,1	пурская T ₁	алевролит	580-600	~190	MK ₅ -AK ₁ - граница
8	10364	7309,3-7317,1	аймальская P	метааргиллит	600-640		
9		7309,3-7317,1	аймальская P		600-640		
10	10843	7471,1-7475,6	аймальская P	базальт	620-640		

Рис. 3. Содержание метана в образцах СТ-6

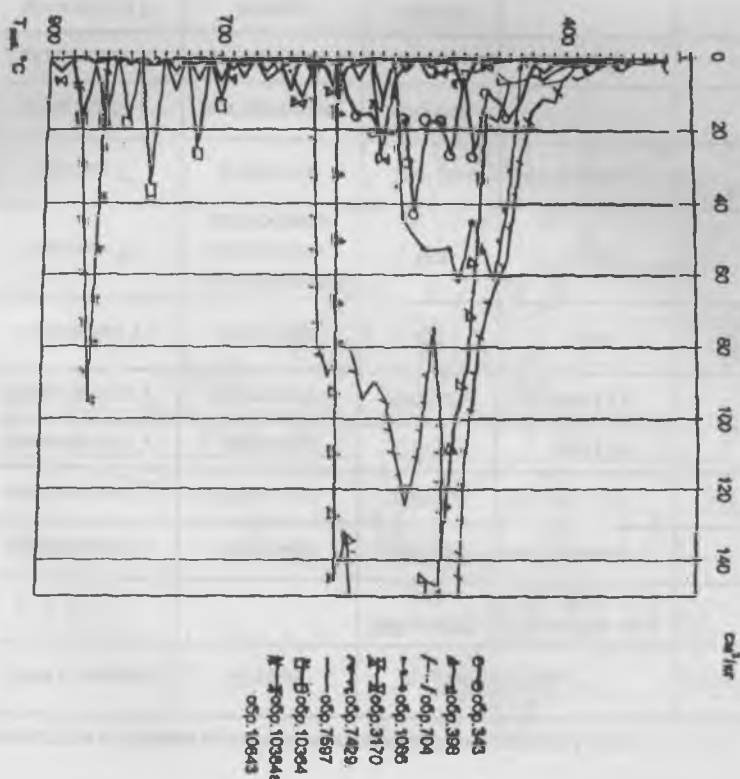


Таблица 4

Компонентный состав газового пиролизата (образец № 398 СТ-6) в зависимости от температуры пиролиза ($\text{см}^3/\text{кг}$)

T, °C	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	C ₄ H ₁₀		ΣC ₄ H ₈	C ₅ H ₁₂	
						i-	n-		Σi-	n-
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
30	0,0002	0,0001	0	0,0009	0	0,0003	0,0004	0	0	0
40	0,0001	0,0005	0	0,0024	0	0,0004	0,001	0	0,0002	0,0004
50	0	0,0003	0,0001	0,0022	0	0,0003	0,001	0	0,0004	0,0005
60	0,0001	0,0003	0	0,0024	0	0,0004	0,0013	0	0,0004	0,0007
70	0	0,0004	0	0,0055	0	0,0008	0,0046	0	0,0006	0,0007
80	0,0001	0,0008	0	0,0084	0	0,0013	0,0058	0	0,002	0,0039
90	0,0001	0,0007	0	0,0091	0	0,002	0,0065	0	0,0035	0,0042
100	0,0007	0,001	0	0,0238	0	0,004	0,0274	0	0,0007	0,0171
110	0,0002	0,0011	0	0,0311	0,0001	0,0057	0,0258	0	0,0091	0,0188
120	0,0008	0,0014	0,0001	0,0277	0,0003	0,0075	0,024	0	0,0104	0,0151
130	0,004	0,0043	0,0007	0,0834	0,001	0,0302	0,075	0,0005	0,03	0,0364
140	0,0024	0,0033	0,0004	0,0857	0,0006	0,0227	0,082	0,0181	0,031	0,05
150	0,0033	0,0035	0,0003	0,0706	0,0004	0,0218	0,0544	0,0008	0,0305	0,034
160	0,0039	0,0045	0,0006	0,0958	0,001	0,0329	0,0752	0,0009	0,0514	0,054
170	0,0113	0,0091	0,002	0,177	0,0025	0,0632	0,135	0,002	0,0955	0,10
180	0,026	0,0026	0,0007	0,26	0,0059	0,077	0,184	0,0038	0,0962	0,108

Таблица 4(продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
190	0,03	0,026	0,0066	0,36	0,0081	0,108	0,256	0,0053	0,1674	0,145
200	0,026	0,022	0,008	0,46	0,0093	0,146	0,358	0,0079	0,1607	0,146
210	0,026	0,024	0,005	0,66	0,011	0,19	0,48	0,0127	0,254	0,22
220	0,021	0,024	0,01	0,735	0,072	0,20	0,53	0,0137	0,248	0,27
230	0,027	0,027	0,015	0,343	0,019	0,23	0,66	0,018	0,294	0,314
240	0,053	0,043	0,029	0,367	0,033	0,098	0,33	0,035	0,449	0,515
250	0,028	0,023	0,017	0,354	0,022	0,194	0,653	0,027	0,26	0,30
260	0,039	0,024	0,023	0,60	0,025	0,237	0,752	0,034	0,302	0,349
270	0,061	0,030	0,034	0,694	0,034	0,15	0,589	0,046	0,305	0,361
280	0,073	0,030	0,053	0,779	0,033	0,145	0,57	0,042	0,253	0,273
290	0,101	0,031	0,064	0,793	0,070	0,208	0,768	0,077	0,483	0,479
300	0,137	0,034	0,066	0,291	0,057	0,249	0,32	0,056	0,341	0,34
310	0,085	0,029	0,038	0,10	0,044	0,133	0,317	0,033	0,177	0,174
320	0,26	0,068	0,102	0,208	0,111	0,293	0,566	0,079	0,429	0,372
330	0,412	0,107	0,139	0,347	0,158	0,266	0,422	0,106	0,43	0,30
340	0,27	0,076	0,084	0,143	0,09	0,086	0,154	0,055	0,14	0,092
350	0,47	0,129	0,136	0,217	0,167	0,147	0,202	0,104	0,335	0,114
360	1,35	0,35	0,27	0,21	0,33	0,13	0,27	0,19	0,25	0,14
370	0,91	0,26	0,18	0,23	0,22	0,06	0,14	0,14	0,10	0,07
380	1,71	0,46	0,22	0,36	0,34	0,08	0,24	0,26	0,11	0,10

286

Таблица 4(продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
390	2,38	0,50	0,33	0,57	0,51	0,11	0,30	0,31	0,18	0,14
400	2,26	0,80	0,36	0,58	0,54	0,13	0,20	1,21	0,38	0,30
410	3,78	1,23	0,46	1,35	0,59	0,13	0,21	0,67	0,18	0,18
420	6,00	1,93	0,65	1,13	0,81	0,22	0,34	1,36	0,34	0,38
430	4,87	2,92	0,90	1,47	0,95	0,14	0,66	1,05	0,26	0,30
440	6,49	2,45	0,65	1,09	0,62	0,17	0,69	1,20	0,31	0,35
450	6,78	2,45	0,71	1,33	0,65	0,12	0,65	1,28	0,27	0,30
460	17,68	6,73	4,05	4,92	5,31	0,61	2,88	1,81	0,95	1,15
470	15,55	7,20	3,96	5,37	6,03	0,30	2,03	4,68	0,85	0,77
480	84,80	38,71	3,83	26,17	16,28	4,43	6,91	6,00	1,48	2,02
490	102,4	36,13	9,75	16,96	17,97	0,72	4,85	8,75	0,84	1,15
500	147,2	37,56	9,40	14,01	15,97	0,84	4,06	6,50	0,75	1,10
510	145,6	28,1	9,84	12,17	13,36	0,64	2,52	4,50	0,58	0,58
520	198,4	30,11	10,36	11,24	10,44	0,51	1,81	3,02	0,51	0,43
530	244,8	46,41	8,18	7,28	7,07	0,33	1,03	2,00	0,30	0,20
540	224,0	18,92	4,26	2,86	3,67	0,12	0,35	0,95	0,13	0,05
550	227,2	16,06	3,40	1,98	1,69	0,08	0,219	0,317	0,076	0,035
560	193,6	15,053	3,743	5,548	3,648	0,20	0,787	1,126	0,184	0,243
570	174,4	7,88	1,78	0,60	0,69	0,04	0,12	0,29	0,05	0,04
580	132,8	4,519	1,175	0,478	0,605	0,017	0,064	0,20	0,018	0,011
590	145,6	3,369	0,827	0,351	0,256	0,011	0,046	0,125	0,013	0,010

287

Таблица 4(продолжение)

T, °C	ΣC_5H_{10}	C_6H_{14}		nC ₇ H ₁₆	nC ₈ H ₁₈	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂
		$\Sigma i-$	n-						
1	12	13	14	15	16	17	18	19	20
30	0,0012	0,0004	0,0004	0	0	0	6,39	24,7	0
40	0,0012	0,0002	0,0004	0	0	0	12,07	45,94	0
50	0,001	0,0004	0	0	0	0	12,07	50,39	0
60	0,0012	0,0004	0	0	0	0	14,02	57,3	0
70	0	0,0014	0,0004	0	0	0	0,36	0,74	0
80	0	0,0018	0,0008	0	0	0	0,17	0,74	0
90	0	0,0026	0,0012	0	0	0	0,71	3,95	0
100		0,0096	0,0038	0,0044	0	0	0,37	1,57	1,26
110	0	0,0168	0,0096	0,0014	0	0	0,84	3,35	5,6
120	0	0,0188	0,0084	0,0018	0	0	2,7	10,66	2,8
130	0	0,0988	0,0176	0,0114	0	0	1,68	6,22	5,6
140	0	0,06	0,0236	0,0068	0	0	0	3,37	8,4
150	0	0,0688	0,019	0,0038	0	0	2,05	8,65	2,1
160	0	0,0871	0,0256	0,0074	0	0	0,9	5,31	3,5
170	0,0013	0,17	0,045	0,0064	0	0	2,03	9,38	6,3
180	0,007	0,221	0,062	0,0112	0,0084	0,02	0	0	8,4

Таблица 4(продолжение)

1	12	13	14	15	16	17	18	19	20
190	0,0042	0,296	0,077	0,0232	0,0048	0,04	0	0	7,0
200	0,0048	0,384	0,077	0,04	0,136	0,04	0	0	16,8
210	0,0034	0,474	0,101	0,056	-	0,04	0	0	16,4
220	0,0088	0,501	0,106	0,038	0,304	0	0	0	13,2
230	0,012	0,573	0,118	0,083	0,314	0,022	0	0	11,48
240	0,021	0,923	0,192	0,0768	0	0,07	0	0	22,96
250	0,016	0,465	0,099	0,074	0,022	0,022	0	0	9,84
260	0,015	0,560	0,122	0,070	0,272	0,088	0	0	13,92
270	0,028	0,530	0,118	0,091	0,267	0,088	0	0	14,76
280	0,028	0,458	0,093	0,094	0,262	0,088	0	0	11,48
290	0,051	0,874	0,138	0,146	0,358	0,22	0	0	21,34
300	0,041	0,646	0,115	0,059	0,261	0,22	0	0	37,72
310	0,025	0,346	0,062	0,032	0,266	0,18	0	0	21,32
320	0,064	0,538	0,144	0,162	0,256	0,24	0	0	41,0
330	0,09	0,866	0,126	0,177	0,228	0,40	0	0	37,72
340	0,047	0,66	0,046	0,066	0,093	0,35	0	0	45,92
350	0,077	0,515	0,046	0,112	0,102	0,40	0	0	32,8
360	0,17	0,72	0,07	0,166	0,162	0,79	0	0	41,0
370	0,11	0,29	0,03	0,077	0,08	0,84	0	0	32,8
380	0,19	0,25	0,04	0,061	0,115	1,23	0	0	27,88

Таблица 4 (окончание)

1	12	13	14	15	16	17	18	19	20
390	0,24	0,46	0,06	0,118	0,15	1,58	0	0	39,36
400	0,90	0,55	0,11	0,136	0,512	4,31	0	0	68,8
410	0,56	0,31	0,08	0,038	0,17	3,78	0	0	34,4
420	1,28	0,56	0,17	0,058	0,336	9,68	0	0	32,8
430	1,07	0,34	0,11	0,048	0,208	9,33	0	0	32,8
440	1,13	0,42	0,17	0,067	0,214	13,11	0	0	21,32
450	-	-	-	-	-	14,61	0	0	19,66
460	3,9	1,86	0,59	0,23	0,377	25,95	1,75	18,9	134,48
470	3,08	0,54	0,36	0,23	0,576	23,1	0	0	54,12
480	4,41	2,15	0,77	1,075	0,398	24,65	0	0	229,0
490	4,96	0,92	0,92	0,173	0,019	43,86	0	5,78	89,28
500	4,82	0,87	0,92	1,027	0,240	59,16	0	0	48,96
510	1,86	0,23	0,40	0,394	1,051	65,62	0	0	48,36
520	1,58	0,28	0,29	0,283	0,139	82,96	0	0	47,1
530	0,84	0,10	0,11	0,110	0,034	60,76	0	0	112,9
540	0,29	0,03	0,06	0,024	0,019	125,1	0	0	45,98
550	0,192	0,018	0,016	0,030	0,017	148,2	0	0	48,36
560	0,792	0,148	0,118	0,149	0,046	129,9	0	0	121,5
570	0,21	0,03	0,04	0,020	0,014	173,4	0	0	65,72
580	0,072	0,007	0,013	0,013	0,008	153,0	0	0	120,3
590	0,043	0,006	0,013	0,009	0,004	139,4	0	0	91,76

Таблица 5
Содержание основных групп соединений в живой материи
(Дж. Хант, 1982)

Растения	Содержание основных компонентов, вес. %			
	белки	углеводы	липиды	лигнин
Еловая древесина	1	66	4	29
Листья дуба	6	52	5	37
Иглы обыкновенной сосны	8	47	28	17
Фитопланктон	23	66	11	0
Диатомовые	29	63	8	0
Споры	8	42	50	0
Животные				
Зоопланктон (смесь различных видов)	60	22	18	0
Копеподы	65	25	10	0
Устрицы	55	33	12	0
Высшие беспозвоночные	70	20	10	0

Это подтверждается большим количеством УВ до C_8 и наличием окиси углерода в пиролизате в широком температурном диапазоне – от 410 до 610°C (табл. 6). Последнее обусловлено разнообразием (в организме бактерии примерно 3-4 тыс. разных белков, а у млекопитающих – уже около 50 тыс.), сложностью химической формулы (формула гемоглобина – $C_{3032}H_{4816}O_{872}N_{780}S_8Fe_4$) и структурными особенностями белков. Так, фермент может состоять всего лишь из одной белковой цепи или нескольких, непрочно связанных между собой, а коллаген состоит из трех полипептидных цепей, скрученных вместе в тройную спираль. Цепи связываются между собой бисульфидными мостиковыми связями. Это согласуется с состоянием окисления серы в определенных геолого-геохимических условиях (табл. 7).

Для алевролитов тюменской свиты среднеюрских отложений, находящихся на стадии МК₃-МК₄, основной процесс углеводородообразования в лабораторных условиях начался с 460°C ($T_{\text{пласт}}=140^\circ\text{C}$) и завершился при $T_{\text{лаб}}=650^\circ\text{C}$ ($T_{\text{пласт}}=230^\circ\text{C}$, АК₂).

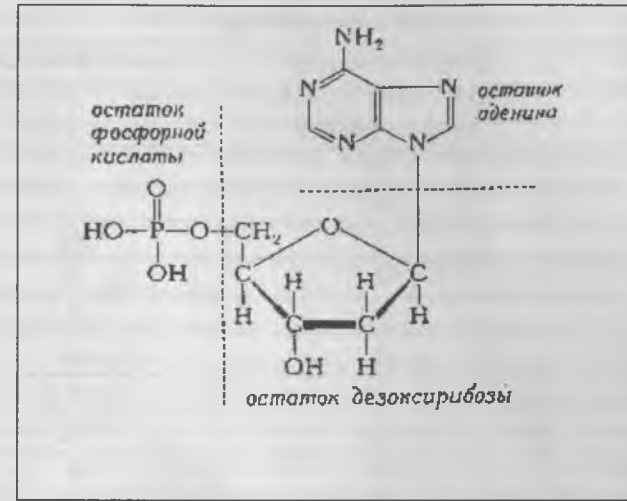
Органическое вещество пород тюменской свиты относится к гумусо-

Таблица 7

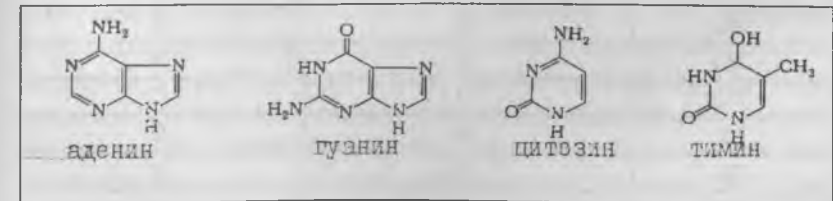
Состояния окисления серы в определенных геолого-геохимических условиях

Т _{лаб.} , °С	Т _{палео.} , °С	Состояние окисления [11]		Соединения серы
		S ^{-II}	S ^{-I}	
		S ^{-II}	H ₂ S, S ₂	
		S ^{-I}	H ₂ S ₂ и т.д.	сульфиды
350-380	110-130	S ⁰	S ₆ , S ₈ и т.д.	
		S ^I	S ₂ O, S ₂ F ₂ , S ₂ Cl ₂	
470-630	140-210	S ^{II}	SF ₂ , SCl ₂	белки
		S ^{III}	Na ₂ S ₂ O ₄	-S-S-
		S ^{IV}	SO ₂ , SO ₃ ²⁻ (aq), SF ₄ , SCl ₄ , SOCl ₂	
		S ^V	Na ₂ S ₂ O ₆ , S ₂ F ₁₀	
≈850	340	S ^{VI}	SO ₃ , H ₂ SO ₄ , SO ₄ ²⁻ (aq) и т.д. SF ₆ , HSO ₃ F, SO ₂ Cl ₂	сульфаты

вому типу и представлено преимущественно продуктами уплотнения целлюлозы (класс углеводов) [4]. Нижнетриасовые отложения, представленные алевролитами пурской свиты, содержащими ОБ гумусового типа, находятся на стадии МК₅-АК₁. По данным ТГХ, наибольшее количество УВ (3,4 см³/кг) выделилось при Т_{лаб.}=650°С. По соотношению непереломных УВ C₅H₁₀<C₄H₈<C₂H₄<C₃H₆ можно предположить разложение сахара в фуранозной форме (пятичленный цикл, который относится скорее к классу кетонов, нежели альдегидов) одной из трех частей нуклеотида - основного повторяющегося мономерного звена дезоксирибонуклеиновой кислоты (ДНК), играющей исключительно важную роль в биосинтезе белков и передаче наследственных свойств. Нуклеиновые кислоты являются материальными носителями генетического кода, который определяет последовательность аминокислот в белках. Именно эта генетическая информация программирует структуру и метаболическую активность живых организмов [13].



При Т_{лаб.}=800 и 860°С наблюдаются максимумы азота (более 500 см³/кг). Здесь же отмечается выход свободного кислорода. Это, вероятно, можно объяснить разложением остатков азотсодержащего органического основания с циклической структурой, подобной циклической структуре ароматических молекул, входящих в состав белков и ДНК. В молекуле ДНК нуклеотид содержит любые из четырех органических оснований, приведенных ниже.



В пермских отложениях аймальской свиты, представленных метааргиллитом, при превышении палеотемпературы, отмечается максимум метана при Т_{лаб.} = 700-840°С, а при 800-900°С - небольшое количество бензола. Последнее объясняется высвобождением бензольных колец из структур керогена (табл. 8). При Т_{лаб.}=380 и 480-540°С, когда рвутся трой-

Таблица 8

Содержание бензола (отн.единицы) в пиролизате различных температурных фракций пород СГ-6

Т _{лаб} , °С	Песчаник алевролит Пурская свита Т ₁ 6181,8- 6194,0 м обр.7429	Базальт Аймальская свита Р 7309,3-7317,1 м обр.10843
340	0	0
360	164	6
380	0	269
400	0	0
420	0	0
440	0	0
460	143	0
480	0	102
500	49	45
520	66	129
540	136	138
560	102	40
580	0	12
600	32	10
620	8	48
640	86	24
660	60	25
680	37	22
700	41	32
720	29	25
740	33	17
760	30	0
780	33	0
800	9	6
820	8	6
840	5	5
860	3	7
880	3	7
900	9	15

ные связи $C\equiv C$, бензола зафиксировано более чем на порядок выше. Согласно литературе [14], полимеризация ацетиленовых углеводородов происходит легко (особенно над активированным углем), причем часто получаются углеводороды с утроенной молекулярной массой, относящиеся к бензольным или ароматическим. Наличие тонкодисперсного рассеянного пирита в метааргиллите аймальской свиты (обр.10364 инт.отб. 7309,3-7317,1 м) также свидетельствуют о прошедшем разложении белка. Таким белком, по-видимому, является кератин, содержащий максимальное количество серы.

Результаты выполненного моделирования по образцам Усть-Ямсовейской и Уренгойской площадей приведены в таблицах 9, 10, 11, 12. По Уренгойской площади (скв.673) были исследованы отложения баженовской свиты (табл. 9), которые имеют меньшую стадию катагенеза, чем в СГ-6 и, по данным моделирования, главную фазу нефтеобразования не прошли. Образцы тюменской свиты (скв.411) (табл. 10) имеют стадии катагенеза МК₂ и МК₃ и граница между стадиями проходит на глубине 3888 м, палеотемпература, соответственно, изменяется от 122 до 140°C. И хотя она вступила в ГФН, но больших запасов нефти создать не могла, так как ее исходное ОВ гумусового типа. А последнее может генерировать УВ при более высоких температурах. Образец базальта красноселькупской серии из скв.414 имеет палеотемпературу 640°C (табл. 11) и залегает гипсометрически выше на 2,5 км, по сравнению с СГ-6. На Уренгойской площади стадии катагенеза для одновозрастных отложений несколько ниже, по сравнению с СГ-6. Нижнемеловые (ачимовская) и верхнеюрские (баженовская) отложения из скважины 11 Усть-Ямсовейской площади имеют стадии катагенеза ПК₃ и МК₁ и, соответственно, могли генерировать лишь газы ранней фазы образования. В целом, для Нижнепурского мегапрогиба и его бортовых зон, можно представить процесс образования УВ следующим образом. Аймальская свита реализовала большую часть своего потенциала при внедрении базальтов (640°C), но углеводороды, по видимому, не сохранились. Пурская свита являлась нефтегазоматеринской и реализовала большую часть своего потенциала в виде нефти и газоконденсата (МК₅), которые мигрировали к бортам прогиба. Тюменская свита, залегающая в бортах прогиба выше (МК₁-МК₂), чем в СГ-6 (МК₃-МК₄) вошла в ГФН, но из-за ОВ гумусового типа УВ нефтяного ряда в ней не образовалось. До ГФГ эта свита не дошла

Таблица 9
Палеотемпература отложений баженовской свиты (верхняя юра)
скв. 673 Уренгойской площади

№ № обр.	Глубина отбора, м	Литология	$S_{орг}$, %	Температура максимально го прогрева образца в ла бораторных условиях, °C	$T_{лаб.}$, °C	$T_{палео.}$, °C	Стадия катаге- неза
15	3633- 3648	Аргиллит	7,5	580	300	102	МК ₁
19	3648- 3663	Аргиллит	2,5-5	600	300	102	МК ₁
31	3663- 3678	Аргиллит	2,5-5	520	310-320	106	МК ₁

Таблица 10
Палеотемпература отложений тюменской свиты (средняя юра)
в скв. 411 Уренгойской площади

№ № обр.	Глубина отбора, м	Литология	Температура максимально го прогрева образца в ла бораторных условиях, °C	$T_{лаб.}$, °C	$T_{палео.}$, °C	Стадия катаге- неза
2	3813- 3828	песчаник	590	380	122	МК ₂
4	3841- 3858	аргиллит	460	390	126	МК ₂
7	3873- 3888	аргиллит	510	400	130	МК ₂
8	3873- 3888	аргиллит	580	400	130	МК ₂
9	3888- 3903	алевролит	380	-	-	-
11	3888- 3903	алевролит	510	420	132	МК ₃
12	4071- 4085	аргиллит	520	430	134	МК ₃
15	4380- 4395	песчано-але вролитовый аргиллит	900	440-460	138	МК ₃
16	4493- 4506	аргиллит-але вролит	590	470	140	МК ₃

Таблица 11
Палеотемпература отложений красноселькупской серии
(нижний триас - пермь) в скв. 414 Уренгойской площади

№ № обр.	Глубина отбора, м	Литология	$S_{орг}$, %	Температура максимально го прогрева образца в ла бораторных условиях, °C	$T_{лаб.}$, °C	$T_{палео.}$, °C	Стадия катаге- неза
22	5402- 5407	базальт	0,3	520	-	-	-
27	5420- 5433	базальт	0,3	900	640	640	АК ₂
30	5433- 5452	базальт	0,3	430	-	-	-
33	5470- 5486	базальт	0,4	500	-	-	-

Таблица 12
Палеотемпература отложений ачимовской (верхний мел) и
баженовской (верхняя юра) свит в скв. 11 Усть-Ямсовейской площади

№ № обр.	Глубина отбора, м	Литология	Температура максимально го прогрева образца в ла бораторных условиях, °C	$T_{лаб.}$, °C	$T_{палео.}$, °C	Стадия катаге- неза
6	ачимовская 3590-3604	песчаник	920	260	92	ПК ₃
9	ачимовская 3619-3636	песчано- алевролитовая порода	940	270	95	ПК ₃
10	баженовская 3636-3652	аргиллит	580	290	100	МК ₁
11	баженовская 3636-3652	аргиллит	900	300	102	МК ₁
16	баженовская 3652-3669	аргиллит	940	300	102	МК ₁
21	баженовская 3669-3684	аргиллит	590	310	104	МК ₁

нигде. Скорее всего была только ранняя фаза газообразования, но УВ также ушли в бортовые ловушки. Баженовская свита (МК₁-МК₂) до ГФНГ не дошла нигде, могла лишь генерировать газ ранней фазы образования, а ачимовская свита (ПК₃) прошла лишь раннюю фазу газообразования.

Таким образом, проведенные исследования по СГ-6 и прилегающим к ней территориям позволили, с одной стороны, дать положительную прогнозную оценку нефте-газоносности отложений ниже промышленно освоенных глубин, с другой - понять механизм формирования гигантских месторождений, таких, как Уренгойское. Последние могли образоваться, в основном, на счет миграционных УВ, поступавших из нижнетриасовых (пурская свита) и юрских (тюменская и баженовская свиты) отложений. за счет генерации углеводородов из продуктов уплотнения живого вещества растительного и животного происхождения. Последнее генерирует УВ в жестких термодинамических условиях (Т до 900°C), т.е. в зоне метаморфизма, сопоставимой с условиями рудогенеза.

Список литературы

1. Р.Н. Муругова, С.Ф. Труфанова, П.Д. Жуков, Т.Л. Жуйкова Особенности состава углеводородных газов термодеструкции органического вещества осадочных пород. / ДАН, 1993, т. 332, № 5, с. 628-630
2. Р.Н. Муругова, С.Ф. Труфанова. Особенности газовой составляющей при термодеструкции органического вещества осадочных пород (температурный интервал 150-340°C). / ДАН, 1997, т. 352, № 3, с. 392-395
3. Р.Н. Муругова, С.Ф. Труфанова, Т.Л. Жуйкова. Моделирование процессов деструкции органического пород (температурный интервал 350-530°C) с целью прогноза зон нефтегазообразования. /Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1997, № 12, с. 11-13
4. Р.Н. Муругова, С.Ф. Труфанова, П.Д. Жуков, Т.Л. Жуйкова, Т.В. Карасева, М.Г. Фрик. Моделирование процесса термодеструкции органического вещества пород с целью оценки газоносности на большой глубине (на примере Тюменской скв. СГ-6). /Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1998, № 2, с. 14-21
5. Р.Н. Муругова, С.Ф. Труфанова, П.Д. Жуков, Т.Л. Жуйкова. Термогазохроматографический метод при изучении сверхглубоких скважин для выявления возможных зон оруденения. /Тюменская сверхглубокая скважина. Сборник научных докладов соб. 21-23 февраля 1995, Пермь, 1996, с. 342-347.

6. В.А. Чахмачев, В.И. Тихомиров, Т.Л. Виноградова. Термические методы изучения органического вещества в нефтегазописковой геологии. М., ВИЭМС, 1989 г.
7. И.И. Аммосов, Н.П. Горшков, Н.П. Гречишников. Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. М., 1980, 112 с.
8. Т.В. Карасева, В.И. Горбачев, М.Б. Келлер, В.А. Пономарев. Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7500.0 м). Результаты бурения и исследования: Сборник докладов. Научное бурение в России. Вып. 4 – Пермь: КамНИИКИГИС, 1996, с. 49-62
9. Р.Н. Муругова, С.Ф. Труфанова, П.Д. Жуков, Т.Л. Жуйкова. Роль исходного живого вещества различного происхождения в образовании нефти и газа ниже промышленно освоенных глубин на примере Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6). / Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, М., ВНИИОЭНТ, 2000, № 6, с. 17-21
10. В.Н. Эрих, М.Г. Расина, М.Г. Рудин. Химия и технология нефти и газа. Л., Химия, 1985, 408 с.
11. Органическая химия. Под редакцией Дж. Эглинтон и Дж. Мэрфи. Л., Недра, 1974, 488 с.
12. Дж. Эмсли. Элементы. М., Мир, 1993
13. Фримангл М. Химия в действии. М., Мир, 1991, 528 с.
14. А.Е. Чичибабин. Основные начала органической химии. Госхимиздат, М., 1954, 796 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРИЛЛЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ НУХУТУИН-ЦАГАН-ОБО (МОНГОЛИЯ)

В.С. Карпухина, В.Б. Наумов, Г.Ф. Иванова, Е.В. Черкасова

Бериллиевое рудопроявление Нухутуин-Цаган-Обо, расположенное на востоке Монголии, локализовано в мелко-среднезернистых биотитовых гранитах. Особенностью гранитов является наличие в них кристалликов берилла размером до 3 мм и маломощных (до 1 см) мономинеральных прожилков, содержащих берилл, кварц и единичные пластинки биотита. Структурной особенностью гранитов является приуроченность к ним шпироподобных тел, размером до 2.2 м, сложенных бериллом и кварцем. Отличительной особенностью рассматриваемых гранитов является также наличие пегматоидных участков, сложенных кварцем, амзонитизированным полевым шпатом и содержащих мелкокрапленный зеленоватый берилл.

Метасоматические процессы в гранитах представлены ранней альбитизацией и более поздней грейзенизацией. Фации, обогащенные альбитом, содержат мелкокрапленный касситерит, единичные пластинки молибденита, а также пирит и халькопирит. В целом метасоматическая зональность, проявленная в гранитах, определяется наличием трех зон: альбитизированный гранит → альбитит → кварц-слюдистый метасоматит. По геохимическим данным гранит, содержащий вкрапленность берилла, характеризуется высоким уровнем содержаний Li (до 576 г/т), Rb (до 1600 г/т), F (до 0.62%), а также повышенной концентрацией W (до 12-14 г/т). Метасоматические фации, представленные кварц-мусковитовым грейзеном, содержащим берилл, также обогащены F, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, W.

Образцы для изучения флюидных включений отбирались из наиболее крупного шпироподобного тела кварц-бериллового состава. Его центральная часть сложена кристаллами берилла бледнозеленого цвета размером до 10 см, среди которых наблюдаются удлиненные кристаллики (до 1 см) полупрозрачного берилла и дымчатого кварца. Более мелкозернистые (до 0.5 см) агрегаты берилла с выделениями тонкозернистого кас-

ситерита и кварца, приурочены к периферической части тела. Отмечаются также пустотки, выполненные кварцем.

Флюидные включения изучались в кварце, а также в крупно- и мелкокристаллическом берилле из центра и периферической части тела. При изучении включений использовались методы гомогенизации (>100 включений) и криометрии (45 включений).

В бериллах включения двухфазовые газожидкие с объемом газовой фазы до 30 %, реже 50 %. Наиболее крупными (до 200 мкм) являются трубчатые включения, отмечаются также включения неправильной или изометрической форм размером от 10-20 до 90 мкм. В кварце включения в основном газожидкие с объемом газовой фазы до 30-40 % и редкие трехфазовые углекислотно-водные. Включения размером 10-20 мкм, реже 40-50 мкм, форма их различна: изометрическая, неправильная, удлиненная.

Установлено, что гомогенизация флюидных включений в бериллах всех типов происходит в жидкую фазу при температурах 417-230°C, при этом выделяются два интервала температур гомогенизации, равные 417-370°C и 340-230°C. Температура гомогенизации флюидных включений в кварце соответствует 375-216°C, наиболее низкие температуры установлены в кварце из пустоток 234-216°C (рис. 1а). Гомогенизация углекислоты в жидкую фазу наблюдается при температурах 29.5-30°C.

Измерение эвтектик растворов по методике [1] в бериллах выявило хлоридные составы двух типов (рис. 1б). Первый тип растворов с температурами эвтектик, равными -35÷-35.5°C и -41.7÷-45.5°C, содержит катионы Fe, Mg, Ca. Второй тип характеризуется значениями, равными -T_{эвт} -15.9 ÷ -16°C и -20.4÷-23.6°C, а ведущими компонентами флюидов являются хлориды Na и K. Концентрация солей в бериллах составила 4.0-13.3 мас. % экв. NaCl (рис. 1а), при этом наиболее высокие концентрации 9.4-13 мас. % экв. NaCl определены в бериллах с T_{гом} = 417-370°C, тогда как в тех же зернах при T_{гом} = 265°C соленость лишь 4 мас. % экв. NaCl. При T_{гом} < 250°C намечается возрастание солености с понижением температур гомогенизации.

Во флюидных включениях в кварце установлены растворы двух типов: хлоридно-натриевого состава с T_{эвт} -19.6÷-20.5°C и концентрацией солей 2.5-11 мас. % экв. NaCl и углекислые с концентрацией солей 2.5-7.8 мас. % экв. NaCl. Гомогенизация CO₂ наблюдалась в жидкую фазу при 28°C.

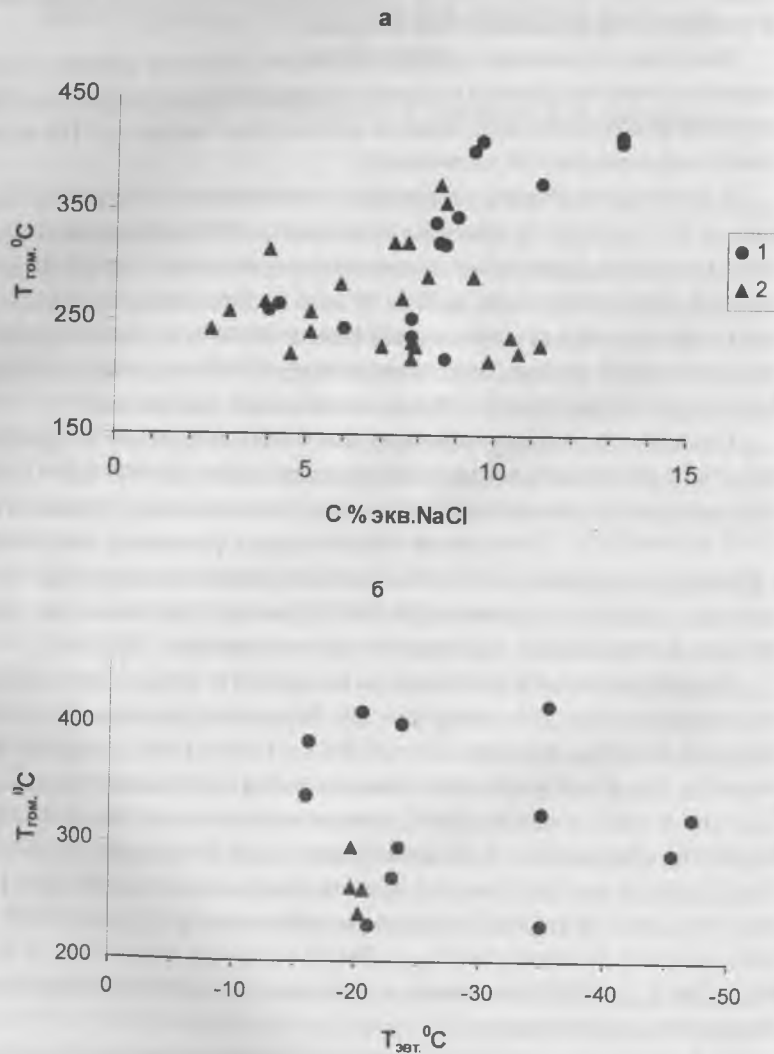


Рис.1. Зависимости между концентрациями растворов (а), температурами эвтектик растворов (б) и температурами гомогенизации во флюидных включениях берилла (1) и кварца (2) рудопроявления Нухутуин-Цаган-Обо

Рассчитанные величины давления по флюидных включениях с углекислотой по методике [2] составили 2-3 кбар.

Таким образом, формирование кварц-берилловой минерализации рудопроявления Нухутуин-Цаган-Обо происходило в условиях слабой гетерогенизации растворов при температурах 417-215°C, давлении 2-3 кбар из хлоридных растворов Na, Na-K и Ca, Fe, Mg - составов с концентрацией солей, равной 2.5-13.3 мас. % экв. NaCl и углекислых растворов с концентрацией 2.5-7.8 мас. % экв. NaCl.

Список литературы:

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии. //Геология и геофизика. Наука. 1977. №8, с.16.
2. Наумов В.Б. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. //М.Наука. 1985, с.85.

СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ЖИЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНЫХ ГОР (ГЕРМАНИЯ)

THE COMPOSITION OF ORE-FORMING FLUIDS ON VEIN-TYPE URANIM DEPOSITS OF THE ERZGEBIRGE (GERMANY)

*Т.Л. Крылова, В.И. Величкин, А.В. Тимофеев, Б. Поту
М. Кюне, Ж. Пиронн*

The fluid inclusions in vein minerals of pitchblende parageneses from two main uranium-bearing formations of the unique deposit Schlemka-Alberoda and middle-scale deposit Tellerhauser were studied in detail. The veins of kku-formation, consisting of quartz, fluorite, and calcite parageneses of pitchblende, were deposited from CO₂-free Na-Ca-Mg-Cl solutions with salinity of 2,6-21,9 and more wt. % in the temperature range of 278-82°C. The mineral formation occurred under multi-phase boiling of the hydrothermal solutions. Of particular interest are fluid inclusions in fluorite containing hydrocarbons. The dolomite-pitchblende veins of later mgu-formation were deposited from Mg-Ca-Na-Cl solutions (also CO₂-free) with salinity of 20,9-26,8 wt. % in the temperature range above 137-110°C under stable tectonic conditions. At present, it is supposed that U was transported in hydrothermal conditions as carbonate-uranyl complex; the data obtained indicate that U may be transported in chloride or hydroxyl complexes with a subordinate role of carbonate ions.

Ураноносная провинция Рудных Гор, где сосредоточено большое количество разномасштабных месторождений, представляет собой исключительно большой интерес для изучения условий образования крупных и уникальных жильных гидротермальных месторождений с богатыми рудами.

Месторождения в комплексе детально изучались длительное время (В.И. Величкин, Б.Л. Рыбалов, Б.П. Власов, Б.И. Рыжов, А.В. Тимофеев, Т.Л. Крылова, В.Н. Голубев и др. - ИГЕМ РАН, Г.Б. Наумов, Вик.Л. Барсуков, Н.Т. Соколова, Б.И. Малышев, В.В. Шапенко - ГЕОХИ РАН, Ю.М. Дымков, А.В. Бойцов - ВНИИХТ и др.), однако авторами за последнее время при исследовании флюидных включений (ФВ) были получены принципиально новые данные о характере рудообразующих флюидов, позволяющие расширить и уточнить существующие представления о ге-

незисе этих месторождений (Крылова и др., 2000).

Краткая геолого-минералогическая характеристика месторождений.

Провинция Рудных Гор (точнее - Рудногорско-Пихтовогорский антиклинорий) входит в состав вариссийской складчатой области Европы и является частью Франко-Богемского орогенного массива. Положение антиклинория в северной части Богемского срединного массива определяется пересечением региональной (глобальной) меридиональной и крупной северозападной зон глубинных разломов (Величкин и др., 1991).

Урановые месторождения в подавляющем большинстве приурочены к кристаллическим породам палеозоя, локализуясь в экзоконтакте куполовидных поднятий кровли Рудногорского плутона (части Богемского массива), сложенного вариссийскими гипабиссальными многофазными лейкогранитами с возрастом 300 млн. лет. Месторождения образованы пучками урановорудных жил, выполняющих крутопадающие открытые трещины в зонах крупных разломов. Оруденение приурочено к участкам пересечения жилами «продуктивной» пачки переслаивания силур-девонских сланцев кислого и основного составов, обогащенных углеродистым веществом и сульфидами, в основном пиритом (Величкин, Власов, 1994).

На месторождениях выделяются две основные урановорудные формации. Кварц-кальцит-настурановая (в немецком сокращении kku) представлена зонально построенными жилами мощностью до 1-3 м (в среднем 0,2-0,4 м), в которых выделяются три последовательно сформированных настурановых парагенезиса - кварцевый, флюоритовый и кальцитовый. Первый из них образует зальбандовые агрегаты гребенчатого кварца, два других занимают центральную часть жил. Возраст настурана определяется в 275±3 млн. лет (Голубев и др., 2000). Настуран выделяется по зонам роста минералов или отлагается на поверхности агрегатов минералов. Жилы доломит-настурановой с анкеритом формации mgu массивной текстуры сформировались в результате внутривильного метасоматоза жил kku с замещением кальцита доломитом, а первичного настурана всех парагенезисов - регенерированным (возраст последнего - 155±3 млн. лет). Ассоциацию настурана с доломитом, в общем, тоже можно считать парагенной. Анкерит образует тонкие секущие прожилки в доломит-настурановых агрегатах.

Детальное изучение ФВ в жильных минералах этих формаций проводилось на образцах из двух месторождений. Первое - Шлема-Альберода - является уникальным по запасам, вертикальному размаху оруденения (более 2 км) и количеству жил (несколько тысяч), второе - Теллерхойзер - среднее по масштабам месторождение. Оба месторождения полностью аналогичны по минералого-геохимическим особенностям, за исключением разницы в масштабе развития различных структурных парагенезисов.

Результаты изучения флюидных включений.

Флюидные включения изучались методами микротермометрии в различное время на термокриокамерах Шахтеса (в интервале температур 600°-160°С) в СРЕГУ и «Linkat-THMSG 600» (в интервале 600°-196°С) на микроскопе, оснащенном видеокамерой, в ИГЕМ РАН. Для наблюдений использовались длиннофокусные объективы 50х и 80х. Точность измерений составляет ±0,2° в интервале температур от -60 до +60°С и ±1,5° за пределами этого интервала. Используемая техника позволяет фиксировать фазовые превращения во включениях размером более 5 мкм. Состав газовой и твердой фаз анализировался Рамановской спектроскопией в СРЕГУ (зона ДЛОС ХУ).

Состав и концентрация растворов определялись по точкам фазовых переходов при нагревании включений после их замораживания: по температуре плавления эвтектики (Т_{пл.эвт.}) - солевой состав растворов, по температуре плавления льда (Т_{пл.льда}) - их концентрации. Результаты интерпретировались в соответствии с работой (Goldstein, Reynolds, 1994).

Изучены флюидные включения в кварце, флюорите и кальците формации Кку и в доломите и анкерите формации пгд. Подчеркнем, что полученные данные характеризуют условия образования не парагенезиса в целом, а отдельных зон роста минералов и отложения настурана. Включения в подавляющем большинстве являются первичными, вторичные встречаются значительно реже. Изучались преимущественно первичные ФВ, которые представлены в основном двухфазными, а также одно- и многофазными включениями

Результаты микротермометрии приведены в таблице

Таблица

Результаты микротермометрии флюидных включений в минералах формации Кку и пгд месторождений Шлема-Альберода (Ш-А) и Теллерхойзер (Тх).

№	М-ние	Обр.	Тип ФВ	n	T _{пл.эвт.} , °С	T _{пл.льда} , °С	Состав раствора	С вес. %	T _г , °С	Состав газов, тв. фаз
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
кварц (кку)										
1	Ш-А	Quartz ⁺	перв.	1	-20.8	-1.6	NaCl	2.7	278	
2		Quartz ⁺	перв.	6	-31.8\~20.8	-18.1\~14.2	NaCl	21.0-18.0	260-253	H ₂ O, N ₂
3		3146-R ⁺	вскип.	11	-29.7\~20.2	-13.3\~1.3	NaCl	17.2-2.2	не опр.	H ₂ O, N ₂
4	Тх	810-П-1	перв.	5	-23.8\~21.0	-1.5\~1.1	NaCl	2.6-1.9	213-190	
5		810-П-2	перв.	8	-24.3\~22.4	-4.4\~1.8	NaCl	7.0-3.1	235-241	
6		810-П-3	перв.	2	-22.6\~21.4	-2.7\~1.5	NaCl	4.5-2.6	198-201	H ₂ O
7		810-П-4	вскип.	9	-33.0\~22.2	-8.5\~0.8	NaCl	11.1-1.4	не опр.	
8		810-П-5	перв.	7	-23.9\~21.4	-3.5\~1.9	NaCl	5.7-3.2	160-185	
9		810-П-6	вскип.	10	-32.3\~19.2	-8.7\~0.7	NaCl	12.5-1.2	не опр.	H ₂ O
10		810-П	втор.	3	-49.6\~47.5	-13.1\~12.8	хлориды Mg ²⁺ Na ⁺ (Ca ²⁺)	16.5-16.3*	130-124	
11		810-П	втор.	5	-42.0\~33.9	-26.7\~23.2	хлориды Mg ²⁺ Na ⁺ (Ca ²⁺)	23.5-22.0*	79-70	
12	Тх	3040\1222	перв.	12	-27.9\~24.5	-3.5\~0.4	NaCl	5.4-0.7	258-213	
флюорит (кку)										
13	Тх	П-738-1	перв.	9	-59.0\~52.7	-46.8\~38.5	CaCb	29.6-27.8*	251-220	
14		П-738-2	вскип.	4	-39.5\~31.7	-20.7\~5.0	хлориды Mg ²⁺ Na ⁺ (Ca ²⁺)	22.9-7.7	не опр.	

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
15	Tx	П-738-3	перв.	7	-28.5\ -27.8	-15.7\ -13.2	NaCl	19.2-17.1	237-239	
16		П-738-4	перв.	6	-25.8\ -22.5	-8.6\ -7.1	NaCl	12.4-10.6	240-113	H ₂ O CH ₂ H ₃
17		П-738-5	перв.	5	-24.5\ -21.1	-3.8\ -1.4	NaCl	6.2-2.4		H ₂ O CH ₂ H ₃ гематит
18		П-738-6	перв.	3	-38.6\ -35.6	-17.6\ -15.3	MgCl ₂	19.3-17.9*	не опр.	
19		П-738-7	перв.	3	-31.6\ -30.3	-17.6\ -16.8	NaCl	20.9-20.1	229-187	
20		П-738-8	перв.	3	-54.9\ -53.3	-45.7\ -35.1	CaCl ₂	29.3-26.5*	147-149	
21		П-738-9	перв.	2	-49.9\ -49.6	-6.1\ -5.5	CaCl ₂	10.0-10.5*	133	
кальцит (kku)										
22	III-A	S-240	перв.	15	-48.3\ -34.2	-20.8\ -11.8	хлориды Mg ²⁺ Na ⁺ Ca ²⁺	21.0-14.9*	246-168	
23			перв.	4	-32.0\ -24.7	-7.0\ -2.3	NaCl	10.5-3.9		
24	III-A	3146-R ⁺	перв.	4	-34.7\ -34.0	-20.3\ -17.4	MgCl ₂	20.8-20.2*	240-190	H ₂ O
25			перв.	7	-29.7\ -22.2	-19.2\ -15.9	NaCl	21.8-19.4		
26	III-A	1290-R ⁺	перв.	5	-59.3\ -51.8	-26.6\ -24.2	CaCl ₂	23.8-22.5*	235-186	
27			перв.	4	-32.1\ -26.2	-18.9\ -20.2	NaCl	21.6-22.5		
28	III-A	1290-R ⁺⁺	перв.	8	-28.0\ -20.6	-16.7\ -2.3	NaCl	20.0-3.9	178-82	
29	III-A	2030-2- a ⁺⁺	перв.	6	-61.5\ -50.2	-30.7\ -28.8	CaCl ₂ (Mg ²⁺ , Na ⁺)	25.0-24.4*	не опр.	
30			перв.	7	-49.1\ -45.0	-28.4\ -20.4	хлориды Mg ²⁺ Na ⁺ Ca ²⁺	24.2-20.8*		
31	III-A	1290-R	?	5	-2.9\ -2.4	-1.0\ -1.6	NaHCO ₃	-	146-153	

Таблица (олончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
доломит (mgu)										
32	III-A	mgu-R	перв.	11	-42.5\ -36.9	-26.2\ -22.5	хлориды Mg ²⁺ Na ⁺ (Ca ²⁺)	23.4-21.8*	не опр.	
33			перв.	6	-32.6\ -22.5	-20.3\ -17.9	NaCl	22.6-20.9		
анкерит mgu										
34	III-A	mgu-R	перв.	6	-55.8\ -50.0	-35.8\ -26.7	CaCl ₂	26.8-23.6*	137-110	
35			перв.	7	-48.7\ -38.6	-30.4\ -21.2	хлориды Mg ²⁺ Na ⁺ Ca ²⁺	25.0-21.0*		

Примечания к таблице: № - порядковый номер изученной группы включений; n - количество изученных включений; T_{пл звт} - температура появления первой жидкости, несколько превышает температуру плавления эвтектики; T_{пл льда} - температура плавления последнего кристалла льда; C вес.% - концентрация растворов в венсовых %, эквивалентных NaCl, там же со знаком * - концентрация в весовых %, эквивалентных CaCl₂; T_г - температура гомогенизации, определенная по точке перехода газ-раствор. Состав газов и твердых фаз изучены методом Рамановской спектроскопии. Знаком + отмечены образцы, где ФВ изучены в зоне роста, предшествующей отложению настурана, знаком ++ - в зоне роста после отложения настурана.

Формация kku. Для всех минералов формации kku в той или иной степени характерны зоны роста, трассирующиеся ФВ с признаками вскипания растворов (резко неравномерное соотношение газа и раствора - от существенно жидких до существенно газовых включений).

Гребенчатый кварц. В образцах с месторождения Шлема-Альберода (№ 1-3; здесь и далее номера отвечают порядковым номерам в таблице) изучены включения в вершинах кристаллов кварца, на который нарастает настуран, т.е. полученные результаты практически отвечают условиям отложения настурана. ФВ имеют размеры менее 7-10 мкм, поэтому количество измерений невелико. Температура первого плавления находится в интервале $-31.8\text{--}20.2^\circ\text{C}$, следовательно, включения содержат растворы, основным компонентом которых является NaCl. Концентрация растворов группы ФВ с равномерным соотношением фаз (№ 1) достигает 18-20 вес.%, в зоне вскипания (№ 3) она варьирует от 15.2 до 2.2 вес.%.

Рамановской спектроскопией в зоне вскипания в вакуолях с преобладанием газовой фазы обнаружен азот. Углекислота, метан, сероводород и другие газы не обнаружены.

Температуры гомогенизации включений с равномерным соотношением фаз составляют интервал $278\text{--}253^\circ\text{C}$.

В безрудном образце 810-Ti (месторождение Теллерхойзер) с глубины 200-260 м от поверхности изучены ФВ по зонам роста одного из кристаллов гребенчатого кварцевого агрегата. В таблице эти зоны роста (№4-11) приведены в порядке последовательности образования. Характерной чертой гребенчатого кварца является чередование зон, где включения имеют явные признаки вскипания растворов, с зонами спокойного роста, в которых ФВ имеют постоянное соотношение фаз. Зоны вскипания, как правило, подчеркиваются последующими оторочками гематита. Другой характерной особенностью изученного образца является то, что в зонах «спокойного» роста наблюдается чередование зон, трассирующихся двухфазными включениями газ+раствор, и зон, которые содержат газовые или существенно газовые (с небольшой каймой раствора) включения. Все первичные двухфазные включения, как в зонах вскипания, так и в зонах спокойного роста содержат растворы NaCl ($T_{\text{пл. эвт}} = -24.3\text{--}20.4^\circ\text{C}$). Концентрация растворов варьирует от 12.5 до 1.2 вес.% в зонах вскипания и составляет 7.0-1.7 вес.% в зонах, где ФВ имеют равномер-

ное соотношение фаз. Температуры гомогенизации для включений из зон с равномерным соотношением фаз составляют интервал $236\text{--}190^\circ\text{C}$.

Вторичные включения в трещинах, секущих кристалл, имеют $T_{\text{пл. эвт}} = -49.6\text{--}33.9^\circ\text{C}$, что, по-видимому, соответствует растворам хлоридов Mg^{2+} Na^+ возможно, Ca^{2+} или других катионов. Растворы имеют довольно высокую концентрацию 32-26 вес.%, экв. CaCl_2 и более низкие температуры $125\text{--}90^\circ\text{C}$. Как будет показано ниже, растворы такого состава могли характеризовать минералообразующие флюиды более поздних парагенезисов формации kku и даже формации tgu.

В существенно газовых включениях фазовые изменения в процессе криометрии не наблюдались, следовательно, они являются включениями малоплотного флюида. По данным Рамановской спектроскопии, эти включения, а также газовая фаза всех изученных двухфазных включений содержит преимущественно пары H_2O . Углекислота и какие-либо другие газовые компоненты в процессе анализа не обнаружены.

Периодическое появление зон роста, трассирующихся включениями малоплотного флюида, свидетельствует о минералообразовании в открытой или периодически открывающейся системы при давлении насыщенного пара, т.е. не более 200-250 бар.

В образце кварца с глубины 1100 м от поверхности (уже в подстилающих гранитах) из практически безрудной жилы, но сложенной всеми тремя парагенезисами (3040\1222, № 12, месторождение Теллерхойзер), ФВ содержат твердую фазу, неравномерно распределенную в вакуолях и занимающую местами до 80-90 % объема. Кристаллы анизотропны, имеют форму, близкую к пластинчатой. По-видимому, эта твердая фаза не является дочерним минералом. Основная масса ФВ состава газ+раствор также характеризуется неравномерным соотношением фаз, что обусловлено как вскипанием (наблюдаются зоны роста, трассирующиеся подобными включениями) так и расшнуровкой вакуолей. Двухфазные ФВ с близким фазовым составом встречаются редко.

Растворы ФВ (№ 12) практически аналогичны растворам близповерхностного образца: это хлориды, преимущественно Na^+ , с концентрацией, не превышающей 6 вес.%. Температуры, измеренные для групп ФВ с близким соотношением фаз, составляют интервал $253\text{--}213^\circ\text{C}$. Углекислота криометрией не обнаружена, в существенно газовых ФВ фазовые изменения не отмечены.

Таким образом, флюидные включения как в рудном, так и в безрудном кварце (соответственно из рудных и безрудных интервалов жил формации kku) имеют одинаковый, Na-хлоридный состав. В то же время в рудном кварце растворы отличаются более высокими концентрацией и температурами гомогенизации (№ 1, 2) по сравнению с безрудным кварцем (не принимая во внимание зоны вскипания, характеризующиеся значительным интервалом концентраций).

Газовая фаза в рудном кварце содержит азот; углекислота ни в рудном, ни в безрудном кварце использованными методами не обнаружена.

Параметры флюидных систем с глубиной практически не меняются.

Флюорит имеет темнофиолетовый цвет и почти непрозрачен в полированных пластинах. Изучены флюидные включения в наиболее светлых участках зональных флюоритовых агрегатов. По зонам роста иногда отмечаются микровыделения настурана. В таблице результаты приведены в соответствии с последовательностью зон роста.

Для флюорита также характерны зоны вскипания растворов, чередующиеся с зонами «спокойного» роста, хотя число таких зон несколько меньше, чем в кварце. В некоторых зонах вскипания отдельные вакуоли содержат твердую фазу.

Двухфазные включения в различных зонах роста, так же, как и в кварце, содержат растворы хлоридов, однако наряду с включениями, где основным катионом является Na^+ (№ 15-17, 19), встречаются ФВ, содержащие в растворе двухвалентные катионы - Mg^{2+} (№ 14, 18) и Ca^{2+} (№ 13, 20, 21). Концентрация растворов варьирует от 29.7 до 9.5 вес.% экв. CaCl_2 , температуры гомогенизации меняются в интервале 251-133°C.

Основной особенностью фиолетового флюорита является присутствие своеобразных флюидных и минеральных включений, имеющих идеальную или слегка неправильную сферическую форму (диаметром 10-30 мкм), местами образующих гроздьевидные скопления. Такие включения трассируют несколько выдержанных зон мощностью до 3 мм и чередуются с зонами вскипания. Флюидные и минеральные разновидности встречаются как в пределах одной зоны роста, так и отдельно. Минеральные включения имеют концентрически-зональное строение и, по данным Рамановского анализа, состоят из графита и гематита.

Флюидные включения подобной формы обычно характерны для жидких углеводородов (Мельников, 1982), но в данном случае они содержат

водный раствор и газовый пузырек (менее 5-15 % объема), размеры которого закономерно варьируют.

Включения № 16 бесцветны и кажутся прозрачными, однако в процессе замораживания на границе вакуоли и раствора обнаруживается пленка бесцветных кристаллов неуставленного состава. ФВ № 17 имеют красный цвет за счет аналогично расположенной пленки, состоящей из кристаллов гематита. В одной из последующих зон вскипания наблюдалось довольно крупное несферическое прозрачное включение, содержащее кубическую твердую фазу. Включение слегка вскрылось в процессе нагревания и через 2 дня после вскрытия внутренняя поверхность его покрылась тонкой пленкой красноватых кристалликов, по-видимому, гематита, т.е. произошло окисление, вероятно, исходных хлоридов Fe^{2+} . Подобные наблюдения позволяют предполагать, что бесцветные кристаллы в сферических вакуолях № 16 также являются хлоридами двухвалентного железа.

Водная фаза является раствором NaCl ($T_{\text{пл.эвт}} = -25.8 \sim -21.1^\circ\text{C}$) с концентрацией 12.4-3.2 вес.%. Температуры гомогенизации составляют 240-113°C; учитывая такой разброс, эти цифры не отражают температуры минералообразования.

Газовая фаза включений состоит из воды и углеводородов состава $\text{C}_{\text{H}_{2+3}}$. В одном из декрепитированных включений группы № 17 Рамановской спектроскопией установлены гематит и графит, образовавшийся в процессе анализа под действием лазера из органического вещества. Во включениях из последующей зоны вскипания обнаружены твердая фаза, представленная органическим веществом, и углеводороды состава C_{2+3} в газовой фазе.

Твердые углеводороды присутствуют и в матрице флюорита, заполняя микротрещины.

Сферические флюидные включения с гематитом и бесцветными кристаллами локализованы в пределах одной зоны роста без видимой закономерности иногда на расстоянии не более 50 мкм. Этот факт, а особенно совместное присутствие в одних и тех же вакуолях гематита и углеводородов является показателем неустойчивости окислительно-восстановительного потенциала минералообразующей среды, что обусловлено, по-видимому, открытым характером минералообразующей системы.

Кстати, можно отметить, что в немецком языке из-за появления спе-

цифического запаха при раскалывании этот флюорит называется «вонючий шпат». По-видимому, органическое вещество в различных формах (газовой, твердой, а, возможно, и жидкой) является постоянной примесью во флюорите этих месторождений.

Таким образом, формирование флюорита происходило в температурном интервале 251-133°C из хлоридных растворов с переменным составом катионов. Концентрации варьируют от 30 до 2-6 вес.%. От рудного кварца растворы отличаются несколько более низкими температурами, возрастанием роли двухвалентных катионов и присутствием значительного количества углеводов.

Кальцит отличается большим разнообразием флюидных включений.

В одном из образцов (S-240) в зоне вскипания наблюдались ФВ, содержащие непрозрачную твердую фазу и прозрачные кристаллики кубической формы, неравномерно распределенные в вакуолях. В последующих зонах роста соотношение фаз становится постоянным и ФВ имеют трехфазный состав газ+раствор+прозрачная твердая фаза. Завершается рост кристалла кальцитом с двухфазными включениями. Растворы в этих включениях (№ 22, 23) имеют хлоридный состав с Mg^{2+} и Na^+ , возможно, с некоторым количеством Ca^{2+} в составе катионов ($T_{пл.эвт} = -40.3 \sim -34.3^\circ C$). Встречаются также вакуоли преимущественно натриево-хлоридного состава ($T_{пл.эвт} = -30.2 \sim -24.7^\circ C$). Концентрация меняется от рассолов (21 вес.%) до относительно слабосоленых растворов (6.5-10.5 вес.%). Встречены также двухфазные ФВ с концентрацией выше эвтектической (23.3 вес.%, экв. NaCl). T_r двухфазных включений составляют 246-168°C.

Для трехфазных ФВ микротермометрия не проводилась, т.к. пластинка разрушилась при нагревании.

В другом образце были встречены четырехфазные ФВ состава газ+раствор+кубическая твердая фаза+пластинки гематита, причем соотношение фаз по визуальной оценке было постоянным в пределах зоны роста. Криометрические анализы для этого образца отсутствуют, т.к. включения вскрывались в процессе нагревания. Тем не менее данные по этим двум образцам свидетельствуют о том, что концентрация минералообразующих растворов периодически была весьма значительной, существенно выше, чем при образовании кварца и даже флюорита.

Микротермометрическими методами были изучены двухфазные газовой-жидкие ФВ в зональных образцах кальцита с последовательнос-

тью отложения кальцит-настуран-кальцит. В зоне роста кальцита, предшествующей отложению настурана (№ 24-27), обнаружены включения растворов хлоридов Na^+ ($T_{пл.эвт} = -26.2 \sim -20.9^\circ C$), Ca^{2+} ($T_{пл.эвт} = -59.3 \sim -51.8^\circ C$) и Mg^{2+} ($T_{пл.эвт} = 34.7 \sim 34.0^\circ C$). Концентрация растворов независимо от состава довольно высока и составляет 23.7-19.9 вес.%. Температуры гомогенизации незначительно варьируют в интервале 240-190°C.

Кальцит является не вполне благоприятным минералом для Рамановского анализа из-за флюоресценции под действием лазера, но в трех проанализированных включениях углекислота, сероводород, метан и другие углеводороды обнаружены не были. Основным компонентом газовой фазы является вода.

В зоне кальцита, нарастающей на зону отложения настурана (№ 28), включения содержат раствор NaCl ($T_{пл.эвт} = -28.0 \sim -20.3^\circ C$) с концентрацией от 20 до 2 вес.%, различной в разных участках образца. Температуры гомогенизации образуют интервал от 178 до 82°C. По-видимому, принимая во внимание значительные вариации концентраций, измерения были поведены для ФВ, законсервированных в различное время.

В линзе кальцита в массивном агрегате настурана (№ 29, 30), образовавшейся после отложения настурана, можно выделить две разновидности ФВ, закономерно расположенные в пределах пластинки. Первая представлена включениями с очень низкими $T_{пл.эвт} = -61.5 \sim -57.8^\circ C$, содержащими хлоридный раствор сложного состава, по-видимому, с преобладанием Ca^{2+} и большим количеством других катионов. Ко второй разновидности относятся ФВ с более высокими значениями $T_{пл.эвт} = -49.1 \sim -45.0^\circ$, а следовательно, иного состава, также хлоридные, но, по-видимому, с преобладанием Mg^{2+} . Соотношения газ/раствор в этом образце значительно варьируют, вероятно, вследствие расшнуровки вакуолей, поэтому температуры гомогенизации не измерялись.

В участках кальцита на границе с настураном были обнаружены включения с $T_{пл.эвт} = -2.9 \sim -2.4^\circ C$ (№ 31), по-видимому, гидрокарбонатного состава. Не исключено, что такие включения локализованы в зонах перекристаллизации кальцита на границе с настураном, которые зафиксированы Ю.М. Дымковым (1996), считающим, что этот процесс происходил при участии именно гидрокарбонатных растворов.

По сравнению с рудным кварцем, включения в кальците характеризуются более низкими температурами. Растворы имели хлоридный со-

став и, в общем, аналогичны составу ФВ во флюорите. Характерной чертой включений из всех изученных образцов является постоянно высокая концентрация всех типов растворов.

Формация *mg*. Включения в минералах формации резко отличаются от включений в минералах формации *kku* отсутствием следов вскипания растворов.

Доломит (№ 32, 33) содержит двухфазные флюидные включения неправильной формы с переменным соотношением фаз. Включения равномерно распределены в матрице минерала. Форма вакуолей и меняющееся соотношение фаз являются следствием не захвата гетерогенной системы в момент вскипания, а, скорее всего, результатом расшнуровки; кроме того, такие ФВ могут быть просто характерны для включений в минерале, образовавшемся путем метасоматоза.

Растворы включений имеют $T_{пл\ эвт} = -42.6 \sim -36.9^\circ\text{C}$, т.е. хлоридный состав с преобладанием магния и некоторым количеством Na^+ и, вероятно, других катионов. В отдельных участках образца ФВ содержат растворы преимущественно натриево-хлоридного состава. Все растворы имеют концентрацию 20-23 вес.%, однако Mg-хлоридные растворы, учитывая высокую растворимость MgCl_2 , следует считать среднесолеными, тогда как растворы NaCl близки к насыщенным. Углекислота в составе включений криометрией не обнаружена.

Анкерит образует поздние прожилковидные и друзовидные агрегаты, завершающие формирование жил, и содержит двухфазные ФВ без признаков вскипания (№ 34, 35). Включения в этом минерале по составу и концентрациям практически аналогичны включениям в доломите и имеют $T_f = 137-110^\circ\text{C}$.

Обсуждение результатов

Полученные данные позволяют сделать ряд важных выводов.

Для всех минералов формации *kku* характерно их формирование на фоне многократных, но относительно кратковременных (судя по мощности таких зон) периодов вскипания растворов, перемежающихся с более длительными периодами относительно спокойного роста. Особенно это характерно для гребенчатого кварца, молочно-белый цвет которого (или появление полос такого цвета в прозрачном кварце) и определяется зонами вскипания с большим количеством ФВ; в эти периоды происхо-

дит резкий (или достаточно быстрый) сброс давления. Формирование зальбандовых оторочек гребенчатого кварца (по существу, параллельно-шестоватых агрегатов) происходило в свободном пространстве трещин, которое образовалось, по-видимому, в результате гидроразрывов. Жилы месторождений представляют собой в общем виде ряд изолированных открытых полостей, разделенных участками «выклинивания» («дросселями») - участками без жильного выполнения, часто с тектонической глиной. Поступающие туда флюиды постепенно повышали внутреннее давление; при достижении критической величины (превышающей прочность пород) происходит разрыв пород, увеличение протяженности и объема открытого пространства, сброс давления, вскипание и отложение очередной зоны кварца и уменьшение свободного пространства; такой цикл повторяется неоднократно.

Для флюорита и кальцита вскипание менее характерно; количество зон роста вообще и вскипания в частности - меньше, мощности зон спокойного роста - больше. Друзовидные кристаллы флюорита и кальцита на поверхности их массивных зернистых агрегатов, выполняющих центральную часть жил, свидетельствуют о росте в уже образованном свободном пространстве, особенно при завершении формирования жил формации *kku*.

Карбонаты жил формации *mg* отлагались в спокойных условиях, без каких-либо признаков вскипания, что соответствует их псевдоморфному образованию по кальциту формации *kku*.

Флюиды в период образования минералов формации *kku* имели Na-Ca-Mg-хлоридный состав; только после отложения основной массы настурана кальцитового парагенезиса в растворах появляется небольшое количество HCO_3^- -иона в результате растворения и перекристаллизации ранее образованного кальцита. Формирование жил *kku* происходило на фоне некоторого снижения температур и повышения концентрации, достигающей устойчиво высоких значений при формировании кальцитового парагенезиса.

Впервые в газовой фазе ФВ установлены азот и углеводороды, которые служили восстановителями при отложении настурана.

Флюиды, из которых формировались минералы формации *mg*, имели Mg-Ca-(Na)-хлоридный состав с высокой концентрацией солей. Температура образования, судя по включениям в завершающем анкерит-

те, была ниже, чем при формировании жил kku. Все это отражает процесс минералообразования, протекающий в спокойной тектонической обстановке.

Следует подчеркнуть, что в составе ФВ не обнаружена CO_2 в любой форме (газообразной, жидкой или растворенной) ни одним из использованных методов исследования. После получения первых данных о ее отсутствии поиску CO_2 было уделено особое внимание, однако все усилия на данном этапе исследований и при имеющихся аналитических возможностях не привели к ее обнаружению.

По фазовому составу флюиды в течение всего периода образования формации kku представляли собой в основном неравновесную систему, что было обусловлено различными причинами.

Основную роль в появлении такой системы играет вскипание исходных растворов. Однако неравновесным мог быть и исходный флюид. Последнее относится ко времени захвата ФВ с углеводородами и гематитом в одних и тех же зонах роста и даже в одних вакуолях в кристаллах флюорита; система могла представлять водный раствор с несмешивающимися капельками жидких углеводородов. Неравновесность отмечается и в периоды вскипания, когда образовались зоны роста кальцита, содержащие многофазные ФВ с различными твердыми фазами.

Установлено локальное пересыщение флюидов, которое проявляется в неравномерном распределении ФВ с твердой фазой в зонах вскипания, где кристаллизация твердой фазы происходит, по-видимому, одновременно со вскипанием.

Отложение минералов формации tgu происходило из гомогенной флюидной системы.

Специфическим является и высокотемпературный режим процесса минералообразования в формации kku. Ранний, кварцевый парагенезис начинается формироваться при температуре до 278°C (хотя далее она падает до 124°C); максимальные температуры минералообразования достигают: для флюорита - 251°C (минимум - 113°C), для кальцита - 246°C (минимум - 82°C). Такие температуры не характерны для условий образования урановорудных стадий гидротермальных месторождений урана различных типов и возрастов ($220-180^\circ\text{C}$ - Котов и др., 1987). Полученные данные, особенно для кварца, значительно превышают эту величину, даже с учетом возможных ошибок и поправок на давление. Они так-

же значительно выше температур, полученных ранее для этих месторождений: $150-200^\circ\text{C}$ для всего процесса, $122-175^\circ\text{C}$ - для кварца, $95-152^\circ\text{C}$ - для флюорита, $91-143^\circ\text{C}$ - для кальцита (Наумов Г. и др., 1971, Наумов Г., 1978).

Минералы формации tgu образовались при температурах не ниже $137-110^\circ\text{C}$, но и эти значения превышают полученные ранее цифры.

Все особенности ФВ, состав, концентрация и температура образования сохраняются на месторождении Теллерхойзер на всем изученном вертикальном интервале в 800 м, включая жилы формации kku в подстилающих гранитах. Имеющиеся данные по месторождению Шлема-Альберода свидетельствуют об уменьшении T_f с глубиной на $2.2 \pm 0.5^\circ$, что объясняется повышением давления (Наумов Г. и др., 1968). Это подразумевает, что температура растворов оставалась постоянной на всей глубине вскрытого оруденения.

Полученные при изучении первичных ФВ данные хорошо укладываются в геологическую модель формирования жильных урановых месторождений Рудных Гор (Величкин и др., 1991). Эта модель основывается на прямой пространственной и генетической связи месторождений с неглубоко расположенным лейкогранитным магматическим очагом (возраст 300 млн. лет), который и являлся источником растворов, газов, тепла и урана (часть компонентов жил может заимствоваться из вмещающих пород по пути движения растворов) при образовании жил формации kku, имеющих возраст 275 млн. лет. Флюиды поступали по зоне крупного северо-западного регионального глубинного разлома (к которому и приурочены изученные месторождения), соединяющего магматический очаг с очень сложной трещинной сетью месторождений в зоне отложения.

В то же время геохимическая часть модели образования жил формации kku требует определенной корректировки.

Детальное изучение флюидных включений позволяет считать вскипание растворов характерным признаком флюидной системы. Оно объясняется спецификой развития трещинной сети, когда свободное пространство создается в результате циклического процесса: поступление флюида в замкнутое пространство, ограниченное выклиниванием шва или более ранним минеральным выполнением \rightarrow повышение давления до уровня, превышающего прочность пород \rightarrow приоткрывание в результате

гидроразрыва → быстрый сброс давления и дегазация растворов → одновременное и более позднее (в спокойных условиях) образование определенных зон роста минерала → ... новый цикл. Вскипание особенно характерно для кварцевого парагенезиса; некоторое уменьшение частоты и масштаба периодов вскипания во времени может объясняться постепенным «истощением» очага или снижением доли газовой фазы в флюидной системе. Следует учесть, что трещинная система практически постоянно (периоды вскипания достаточно кратковременные) в общем, несмотря на многочисленные «пережимы», была открытой: давление в периоды «спокойного» роста не превышало 0.2-0.5 кбар.

В целом трещинную сеть можно рассматривать как синергетическую систему, обеспечивающую сохранение определенного объема открытого пространства без крупных тектонических подвижек; это подтверждается нарастанием поздних минералов на ранние без видимых следов дробления или смещения.

Прямая связь с неглубоко расположенным магматическим очагом обуславливает высокую температуру отложения минералов формации kku. Поскольку температура образования жил kku все же падает к концу их формирования, можно предположить остывание дискретных порций флюидов, хотя они поступали в сравнительно нагретые в пределах гидротермальной колонны вмещающие породы.

Но наибольшее изменение касается состава флюидной системы. В настоящее время наиболее распространенной является теория переноса урана в гидротермальных растворах в виде уранил-карбонатных комплексов и отложения настурана в результате разрушения этих комплексов при удалении CO_2 вследствие дегазации растворов, основанное на результатах более ранних исследований ФВ (Наумов Г., 1978). Авторы в ходе детальных многолетних исследований не обнаружили присутствие углекислоты во включениях в минералах обеих рудных формаций.

Состав растворов на протяжении периода образования жил формации kku оставался практически постоянным - Na-Ca-Mg-хлоридным. Это позволяет предполагать, что перенос урана мог происходить не в карбонатной форме, а в виде хлоридов или гидроксокомплексов. По существу мы возвращаемся к представлению А.Г.Бетехтина (1959), который предположил, что перенос урана при образовании эндогенных месторождений, связанных с магматизмом, происходил в форме хлоридных комп-

лексов. Позднее этот механизм рассматривался Ф.И.Вольфсоном и К.Г.Королевым (1990). Экспериментальные данные также подтверждают эту возможность: в интервале 200-500°C и давлении 1 кбар (что соответствует условиям формирования изученных месторождений) кислые хлоридные растворы магматического происхождения могут содержать U^{4+} в «рудобразующих концентрациях» (Редькин и др., 1988; Redkin, 1996). Содержание урана в растворах ФВ в кварце и кальците формации kku месторождения Шлема-Альберода составляло примерно такую же величину - порядка 300 ч/млн (Г.Наумов и др., 1984). Поэтому перенос урана в хлоридных растворах весьма вероятен. Ему способствует (во всяком случае, не мешает) высокая температура растворов. В такой форме уран мог переноситься и вместе с восстановителями (углеводородами, азотом), по крайней мере в отдельные периоды образования жил формации kku.

Миграция урана в хлоридных растворах рассматривается и в модели формирования месторождений типа несогласия Raffensperger, Garven, 1995), хотя механизм их образования резко отличается от механизма формирования жильных месторождений. Здесь минерало(рудо)образующим флюидом являются натриево-хлоридные воды подземных региональных водоносных систем.

Разница в условиях формирования настурановых парагенезисов жил формаций kku и tgu объясняется их значительным (120 млн. лет) разрывом во времени. Все отмеченные выше особенности флюидной системы относятся к периоду образования жил формации kku, генетически связанных с лейкократовым гранитным очагом. Именно последний и определяет эти особенности.

Жилы формации tgu, как отмечалось выше, являются результатом внутрижильного метасоматоза образований формации kku, протекавшего в период тектонической активизации, связанной с судетской фазой складчатости. Поскольку в этот период происходило только переотложение настурана формации kku без дополнительного привноса урана, полученные данные характеризуют как изначально безрудный раствор, так и условия переотложения настурана. Учитывая преимущественно магнезиально-хлоридный состав растворов, можно предположить их метаморфическое или более глубинное (мантийное?) происхождение, не связанное с конкретным (локальным) источником, тем более маг-

матическим. Механизм такого замещения детально разработан Ю.М. Дымковым (1996), который, кстати, предполагает, что замещение кальцита доломитом (и раннего настурана регенерированным) происходило под воздействием кислых хлоридных растворов.

Условия формирования жильных урановых месторождений Рудных Гор крайне специфичны (особенно по составу растворов), поскольку многочисленные имеющиеся данные свидетельствуют о заметной роли углекислоты и более низкой температуре образования урановых месторождений самых различных типов и возрастов в различных рудных провинциях СНГ (Украина, Казахстан, Пригашкентский район, Восточное Забайкалье и др.) и мира. Особенности геологического положения и глубинного строения РПА определяют уникальность описанных месторождений не только по запасам и масштабу развития оруденения, но и по механизму формирования и характеру флюидной системы. Поэтому можно считать, что месторождение Щлема-Альберода не имеет (и уже, скорее всего, не будет иметь) аналогов в мире.

Авторы выражают благодарность В.Н. Голубеву и Б.И. Рыжову (ИГЕМ РАН) за предоставление части образцов.

Список литературы

1. Бетехтин А.Г. О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений. - Геология рудных месторождений, 1959, т. 2, № 1, 5-24.
2. Величкин В.И., Власов Б.П. Геологические факторы, определяющие масштабы жильных урановых месторождений в северной части Богемского массива. - Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 5, 400-412.
3. Величкин В.И., Власов Б.П., Омеляненко Б.И., Янбухтин Т.К. Модель гидротермального магматогенного уранового рудообразования. - Геология рудных месторождений, 1991, т. 33, № 1, 12-23.
4. Вольфсон Ф.И., Королев К.Г. Условия формирования урановых месторождений. - М.: Недра, 1990, 288 с.
5. Голубев В.Н., Кюне М., Поти Б. Фазовый состав и И-Рв изотопные системы настурана кварц-кальцит-настурановых жил месторождения Шлема-Альберода (Рудные Горы). - Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 6, 513-525.
6. Дымков Ю.М. О механизме метасоматоза в системе кальцит-настуран. 2. Метасоматическое вытеснение настурана кальцитом. - Геохимия, 1996, № 11, 1094-1106.
7. Котов Е.И., Тимофеев, Мельников И.В., Крылова Т.Л. Температурные

- условия формирования гидротермальных окислов урана в различные эпохи рудообразования. - Известия АН СССР, сер. гео., 1987, № 11, 115-124.
8. Крылова Т.Л., Величкин В.И., Поти Б., Кюне М., Пиронон Ж., Тимофеев А.В. Новые данные о составе рудообразующих флюидов жильных урановых месторождений Саксонских Рудных Гор (Германия). - Доклады Российской Академии Наук, 2000, т. 371, № 5, 675-677.
 9. Мельников Ф.П. Термобарогеохимические исследования углеводородов во включении - В кн.: «Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений», М.: Недра, 1982, 184-189.
 10. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. - М.: Атомиздат, 1978, 213с.
 11. Наумов Г.Б., Ачеев Б.Н., Ермолаев Н.П. К вопросу о движении гидротермальных растворов. - Геология рудных месторождений, 1968, т. 10, № 4, 29-39.
 12. Наумов Г.Б., Миронова О.Ф., Савельева Н.И., Данилова Т.В. Концентрация урана в гидротермальных растворах по данным изучения флюидных включений. - Доклады АН СССР, 1984, т. 279, №6, 1486-1489.
 13. Наумов Г.Б., Моторина З.М., Наумов В.Б. Условия образования карбонатов в жилах пятиметальной формации. - Геохимия, 1971, № 8, 938-948.
 14. Редькин А.Ф., Иванов И.П., Омеляненко Б.И. Растворимость двуокиси урана в кислых хлоридных флюидах при 400-600°C и 1 кбар. - Доклады Российской Академии Наук, 1988, т. 299, № 3, 726-730.
 15. Raffenberg J.P., Garven G. The formation of unconformity-type uranium ore deposits. 2. Coupled hydrochemical modelling. - Amer. Journ. Sci., 1995, v. 295, № 6, p. 639-696.
 16. Redkin A.F. Influence of oxygen fugacity and solution composition on uranium oxide solubility at temperatures to 600°C and P=1 kbar (by experimental and thermodynamic data). - 4th Intern. Conf. Nuclear and Radiochemistry, 1996, Ext. Abstr., v. II, E-p61, St.Malo, France.

**P-T-ПАРАМЕТРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФЛЮИДОВ ПРИ
ФОРМИРОВАНИИ ДОКЕМБРИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА
МАЙСКОЕ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)**

**THE P-T PARAMETERS AND GENESIS OF THE FLUIDS
UNDER FORMATION OF THE PRE-CAMBRIAN GOLD DEPOSIT MAISKOE
(NORTHERN KARELIYA)**

Т.Л. Крылова, А.А. Вольфсон, А.В. Волков

The gold-quartz deposit Maiskoe is situated in the central part of the Laplandiya greenstone belt. The host series is represented by tuffaceous and sedimentary rocks intruded by basic and ultrabasic dykes and sills. These rocks have suffered the metamorphism of greenschist facies. The extension zones of density decrease were established in the deposit' area. These zones are connected with the reomorphic granite intrusions which are the connection of the similar intrusions on the Finland's territory. The age of the latter is in agreement with the metamorphism age.

Two fluid types taken part in the quartz vein formation. The first type - in the temperature range of 350-300°C - was represented by Na-chloride low-salinity (7,7-1,6 wt.%) fluid with high gas content, the second (temperature <180°C) - by the brines of the same composition. The sulfides were deposited from Ca-chloride middle-salinity (26-22 wt.%) solutions under temperature of about 200°C, methane content increase (from 16-25 to 70-100 mol. %), and pressure drop (from 940 to 500 bar). The gold deposition occurred from the solutions of similar composition and temperature.

According to the stable isotope (¹⁸O, ¹³C, ³⁴S) study, the hydrothermal fluids forming quartz veins and ore mineralization were of different - magmatic and metamorphic respectively - genesis.

Золото-кварцевое месторождение Майское, расположенное на границе Карелии, Финляндии и Мурманской области, является одним из немногих докембрийских месторождений золота, известных в российской части Балтийского щита.

Основной задачей авторов в данной работе являлось исследование флюидного режима рудообразования и стабильной изотопной геохимии

месторождения Майское - одного из немногих докембрийских месторождений золота, выявленных на сегодняшний день в России. Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности месторождения более подробно рассмотрены в предыдущей работе (Сафонов и др., в печати).

Положение месторождения в региональных тектонических структурах. Месторождение Майское находится в юго-восточной части Куолярвинской структуры, которая, в свою очередь, расположена в центре Лапландского раннепротерозойского зеленокаменного пояса, разделяющего Беломорский и Карельский мегаблоки. Северокарельская часть пояса представлена двумя структурными зонами - Панаярвинской и Куолярвинской, сложенными супракрустальной толщей карелид (2,5-2,0 млрд. лет). Собственно Куолярвинская структура представляет собой крупный чашеобразный прогиб площадью около 100 x 300 км, вытянутый в северо-западном направлении. Большая часть этого прогиба располагается на сопредельной территории Финляндии. На российскую часть структуры приходится ее восточное крыло, которое представляет собой пологую неравномерно погружающуюся на запад моноклираль. В Куолярвинской структуре преобладают основные вулканы (до 80%), переслаивающиеся с разнообразными осадочными породами (Мележик и др., 1983). Субвулканические и интрузивные образования, комагматичные нижнепротерозойским метавулканикам, представлены, главным образом, субпластовыми телами и силлами пород группы метагаббро и метаперидотитами, которые в большинстве своем близки по петрохимическим признакам эффузивам Куолярвинской толщи. Сформировавшийся нижнепротерозойский структурно-вещественный комплекс метаморфизован неравномерно - от эпидот-амфиболитовой фации в восточной краевой части структуры до зеленосланцевой фации в районе месторождения (Жангуров, 1984).

В районе месторождения, по данным гравиметрической съемки, установлены обширные зоны разуплотнения, которые могут быть связаны с наличием реоморфических гранитоидов, являющихся продолжением массивов, известных на территории Финляндии в районе Салла. Данные по абсолютному возрасту становления гранитоидов и процессов метаморфизма практически совпадают и составляют интервал 1800-1670 млн. лет. Формирование месторождения происходило не ранее 1610±30 млн.

лет (Вольфсон, 2000).

Геолого-структурные особенности месторождения. Площадь месторождения сложена в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными, в целом существенно деформированными породами нижнепротерозойского возраста, интродуцированными дайками и силлами основного и ультраосновного состава нижне-среднепротерозойского возраста. Месторождение приурочено к пересечению крупной продольной субмеридиональной тектонической зоны с двумя крутопадающими секущими разломами северо-восточного направления значительной протяженности (более 3,8 км по простиранию). Первая контролирует размещение интрузий основного-ультраосновного состава (по которым она и была выделена), вторая вмещает субвулканические крутопадающие дайки метагаббро-пироксенитов, метасоматиты и золотоносные кварцевые жилы.

Две параллельные зоны разломов северо-восточного направления, вмещающие золото-кварцевые жилы (№ 1 и 40), прослежены в ходе геологоразведочных работ и изучены по простиранию соответственно на 1,6 и 1,7 км и на глубину до 100 м, а отдельными скважинами - до 150 и 300 м.

Жильная зона № 1 содержит золото-кварцевые жилы № 1,41 и 25. В жиле № 1 с поверхности оконтурен рудный столб длиной 110 м со средним содержанием золота 13,1 г/т (максимальное содержание 266 г/т). Параметры жил № 41 и № 25 не оценены. В жильной зоне № 40 рудный столб имеет с поверхности длину по простиранию 80 м и среднее содержание золота 10,5 г/т.

Рудовмещающие тектонические нарушения жил № 1 и № 40, по нашим данным, относятся к ординарным зонам скалывания высоких порядков. Мощность зон разломов лишь местами достигает первых метров.

Вещественный состав руд. Жильные тела месторождения Майское имеют однородный состав. Вместе с кварцем в них установлены: биотит, кальцит, амфиболы (кумингтонит и тремолит), хлорит (шамозит), альбит, калиевый полевой шпат, аксессуарные апатит и сфен. Главные рудные минералы, составляющие в целом менее 1% от жильной массы, представлены (в порядке распространенности) халькопиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом и самородным золотом. Из второстепенных и редких минералов при микроскопическом изучении руд встре-

чены маккинавит, пентландит (кобальтовая разновидность), теллуриды свинца и висмута (алтаит и цумоит), галено-клаусталит и костибит. Характерной особенностью рудной минерализации, отличающей ее от других месторождений золото-кварцевой формации, является преобладание среди главных сульфидов халькопирита, отсутствие арсенопирита и слабое развитие пирита. Наиболее распространены в жилах мономинеральные выделения халькопирита и его сростания с пирротинном, амфиболом (кумингтонитом), хлоритом (шамозитом), сфалеритом и галенитом, иногда золотом.

Взаимоотношения минералов достаточно отчетливы. Кварц является наиболее ранним образованием. В раннюю ассоциацию входит также кальцит, встречающийся эпизодически. Апатит и сфен являются, очевидно, реликтовыми, хотя нередко обнаруживаются в ассоциации с кумингтонитом, шамозитом, альбитом, биотитом, в целом наложенными на кварц. Данные микроскопического исследования руд позволяют выделить три парагенетических минеральных ассоциаций: кальцит-кварцевую, биотит-амфиболовую и продуктивную - золото-амфибол-сульфидную.

Результаты исследования флюидных включений

Флюидные включения изучались методами микротермометрии и газовой хроматографии.

Микротермометрия в интервале температур $-196 \pm 600^\circ\text{C}$ проводилась на термокриокамере «Linkam-THMS 600» (Англия) с длиннофокусным объективом 80x фирмы «Олимпус» (Япония), установленном на микроскопе фирмы Цейс, который оснащен видеокамерой. Точность измерений составляет $\pm 0.2^\circ$ в интервале температур от -60 до 60°C и $\pm 1.5^\circ$ за пределами этого интервала. Состав включений и концентрация растворов определялись методом криометрии по точкам фазовых переходов при нагревании включений после их замораживания. По температуре плавления эвтектики ($T_{\text{пл.эвт.}}$) определялся солевой состав растворов, по температуре плавления льда ($T_{\text{пл.льда}}$) - их концентрация. Результаты интерпретировались в соответствии с работой (Goldstein, 1994). Температуры гомогенизации (T_g) в тексте приводятся без поправки на давление и соответствуют минимальным температурам минералообразования.

Газовая хроматография проводилась на хроматографе ЛХМ-8МД (газ-носитель - гелий, в качестве сорбента использовался полисорб). По ре-

зультатам микротермометрии по методу В.А. Калюжного (1982) для сингенетичных включений углекислотно-метанового и водно-солевого состава рассчитано давление. Для расчетов использованы диаграммы из работы (Thiery, 1994) и компьютерная программа FLINCOR (Brown, 1989). Изучение включений проводилось в полированных пластинах толщиной 0.2 мм. Просмотрены пластины из 16 образцов. Для исследований выбраны 5 наиболее представительных образцов, содержащих достаточно крупные, подходящие для микротермометрии флюидные включения.

Образцы М-11 и М-23 представляют собой безрудные кварцевые жилы; в образцах М-26 и М-32 присутствуют вкрапления сульфидов; образец М-54 содержит вкрапления золота. В образцах с сульфидами и золотом изучались включения в укрупненных, по сравнению с кварцем основной массы жил, кристаллах кварца, окружающих вкрапления рудных минералов.

Газовая хроматография. Методом газовой хроматографии проанализированы образцы безрудных кварцевых жил (М-11 и М-23) и образцы жил с вкраплениями сульфидов (М-26 и М-32). Результаты анализа приведены в таблице 1.

Метод имеет валовый характер, поскольку анализируются все генерации включений, присутствующие в образце. Вода в процессе анализа не определялась, мольные концентрации рассчитаны без учета количества воды и показывают лишь соотношение компонентов.

Флюидные включения во всех образцах содержат, кроме воды, углекислоту и метан. В двух образцах (М-32 и М-11) обнаружено 5-7 мол. %

Таблица 1

Результаты газовой хроматографии образцов кварца месторождения Майское (аналитик Т.Б. Жукова).

№ обр.	Содержание компонентов								
	мкг/г обр.			мкмоль/г обр.			моль%		
	N ₂	CH ₄	CO ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂
М-11	0.259	0.175	6.011	0.009	0.011	0.137	5.7	7.0	87.3
М-23	-	0.075	1.687	-	0.005	0.038	-	11.6	88.4
М-26	-	0.750	7.988	-	0.047	0.182	-	20.5	79.5
М-32	0.097	0.450	5.062	0.004	0.028	0.115	2.7	19.0	78.3

азота. Из соотношения компонентов следует, что образцы, в которых присутствуют вкрапления сульфидов, характеризуются более высоким содержанием метана, количество которого достигает 19-20 мол.%. Содержание метана в безрудном кварце составляет 7-12 мол.%.
Микротермометрия, (табл 2). Изучены флюидные включения в образцах безрудных кварцевых жил (М-11, М-23), в кварцевых жилах, содержащих вкрапления сульфидов (обр. М-26, М-32) и в кварце, содержащем вкрапления золота (обр. М-54).

В безрудных образцах кварцевых жил (№ 1-3, табл. 2) обнаружены следующие типы флюидных включений:

а - двухфазные, газ+раствор, с газовой фазой 40-50 % объема;

б - однофазные, сингенетичные включениям типа а;

в - трехфазные, газ+раствор+твердая фаза в виде кубического кристалла с газовой фазой менее 10% объема;

г - двухфазные, газ+раствор, с газовой фазой <10% объема.

Температуры плавления эвтектики всех изученных включений находятся в интервале -20.6/-32.3°C, что соответствует системе NaCl-H₂O. В то же время по температурам и концентрации растворов включения можно разделить на две разновидности, характеризующие существенно различные флюиды. Первая - это включения типа «а» с газовой фазой до 40% объема и температурами гомогенизации 350-300°C (№ 1, табл. 2), имеющие концентрации 7-3 вес.%. В газовой фазе этих включений и в сингенетичных им однофазных вакуолях (тип «б») фазовые переходы при охлаждении до -196°C не наблюдались. Учитывая данные хроматографии, можно считать, что они содержат газовый малоплотный водно-углекислотный флюид с некоторым количеством метана (и азота), что может свидетельствовать о минералообразовании в условиях невысокого давления.

Вторая разновидность представлена включениями типов «в» и «г», которые имеют значительно более низкие T_г - в интервале от 178 до 116°C. Трехфазные, с твердой фазой, включения типа «в», имеющие T_г = 180-150°C, содержат рассолы с концентрацией 35-30 вес % (№ 2, табл.2). Включения типа «г» с более низкими T_г=143-116°C имеют концентрацию 21-9 вес.% (№. 3, табл.2).

Все типы ФВ встречаются как в виде первичных, так и в виде вторичных генераций. Промежуточные типы включений между высокотем-

Таблица 2

Результаты микротермометрических исследований флюидных включений месторождения Майское

№	n	T _r CH ₄ °C	T _{пл} CO ₂ °C	T _r CO ₂ °C	CH ₄ мол.%	T _{пл} ¹ °C	T _{пл} лед. °C	T _{пл} посл. кр-ла	Основная соль	C вес.%	T _r °C	P, бар
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кварц без золота и сульфидов (Обр. М-11, М-23)												
1	7п,в					-24,9/ -20,6	-4,1/ -1,4		NaCl	6,6-2,4	355-301	
2	11п,в					-30,5/ -26,0		178-151	NaCl	35-30	178-151	
3	18п,в					-32,3/ -23,8	-19,0/ -6,1		NaCl	21,7-9,3	143-116	
Кварц, сингенетичный вкраплениям сульфидов Обр. М-26, М-32)												
4	4п		-67,0/ -65,7	-46,7/ -35,2	70-62							520-500
5	2п					-65,8/ -64,7	-28,8/ -26,3		CaCl ₂ (Na ⁺ , Mg ²⁺)	24,5*	194-201	
6	1п	-103,9			100 (+N ₂ ?)							
7	3п		-66,2/ -66,0	-40,7/ -39,9	59-58							680-660
8	5п					-66,9/ -66,6	-24,7/ -23,5		CaCl ₂ (Na ⁺ , Mg ²⁺)	23-22,5*	208-191	

Таблица 2(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
9	8в					-66,2/ -56,6	-31,3/ -24,7		CaCl ₂ (Na ⁺ , Mg ²⁺)	25,5-23,0*	176-163	
10	6п		-62,7/ -60,8	-14,7/ +0,6	25-16							940-830
11	3п						-3,4/ -2,9		?	4,8-5,6	272-259	
Кварц с видимыми вкраплениями золота (Обр. М-54)												
12	10в					-25,1/ -21,8	-4,9/ -0,8		NaCl	7,7-1,4	>350-321	
13	9в					-66,5/ -50,7	-38,8/ -22,3		CaCl ₂ (Na ⁺ , Mg ²⁺)	28-22*	198-140	

Примечания: п - количество измеренных включений; л - первичные включения; в - вторичные включения; Т_r CH₄ - температура гомогенизации метана; CH₄ мол.% - концентрация метана в углекислотно-метановом флюиде; Т_{пл} CO₂ - температура плавления CO₂; Т_r CO₂ - температура гомогенизации CO₂ в жидкую фазу; Т_{пл} 1 - температура появления первой воды, несколько превышает температуру плавления эвтектики; Т_{пл} льда - температура плавления льда; С вес.% - концентрации растворов; * - в вес.%, экв. CaCl₂ без * - вес.%, экв. NaCl; Т_r - температуры гомогенизации.

пературными и низкотемпературными генерациями не обнаружены.

Таким образом, можно полагать, что формирование кварцевых жил происходило при участии двух типов флюидов: высокотемпературного (350-300°C) с высокой газонасыщенностью и низкой концентрацией растворов (3-7 вес.%) и низкотемпературного (180-116°C) существенно водно-солевого с концентрацией 35-9% и небольшим содержанием газовой составляющей. Не исключено, что высокотемпературные и низкотемпературные генерации имеют различное происхождение.

Кварц, сингенетичный вкраплениям сульфидов (№ 4-11, табл.2). В укрупненных кварцевых кристаллах, непосредственно окружающих вкрапленники сульфидов, обнаружены группы первичных флюидных включений, представленных двухфазными включениями газ+раствор с газовой фазой <20% и сингенетичными им однофазными вакуолями.

Двухфазные включения водных растворов (№ 5, 8, табл. 2) с $T_r=194-208$ С имеют $T_{пл.эвт.} -66.9/-56.6^\circ\text{C}$, ниже, чем эвтектика систем $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ и $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$. По-видимому, растворы имеют сложный состав, но основным компонентом является CaCl_2 . Для этих включений характерна концентрация 22-26 вес.%, экв. CaCl_2 . Такие же состав и T_r имеют вторичные включения в мелких трещинках, оперяющих кристалл халькопирита. $T_{пл.эвт.}$ включений группы № 11 (табл. 2) с $T_r=272-259^\circ$ не установлена, концентрация их приведена в вес.%, экв. NaCl .

Однофазные включения № 4, 7 и 10 (табл. 2), в отличие от описанных, замерзают, причем первое плавление происходит в интервале $-67.0/-60.8^\circ\text{C}$, что существенно ниже тройной точки углекислоты. Гомогенизация углекислоты происходит в интервале $-46.7/+0.6^\circ\text{C}$ в жидкую фазу. Эти данные позволяют считать, что включения содержат жидкую углекислоту и, учитывая данные хроматографии, некоторое количество метана.

Группы включений № 4, 7 и 10 (табл. 2) приведены в порядке удаления их от вкрапленника халькопирита. Расчеты показали, что количество метана в этих включениях повышается по мере приближения к зерну халькопирита от 25-16 до 70-62 мол.%. Наиболее высокое количество метана (70-62 мол.%) характерно для кварцевого зерна, непосредственно примыкающего к кристаллу халькопирита. В этом же зерне было обнаружено одно включение (№ 6, табл. 2) с $T_r = -103.9^\circ\text{C}$ в жидкость, содержащее преимущественно метан.

Для сингенетичных групп включений № 4-5, № 7-8 и № 10-11 (табл. 2) было рассчитано давление. Общий интервал полученных значений составляет 500-940 бар. Можно отметить тенденцию понижения давления в направлении от периферии к кристаллу халькопирита от 940-830 до 500-550 бар.

Следовательно, отложение сульфидов происходило на фоне повышения концентрации метана при падении давления. Основным солевым компонентом растворов был CaCl_2 с концентрацией 22-26 вес.%.

Кварц, содержащий вкрапления золота (обр. М-54, № 12, 13, табл.2). В крупнозернистом агрегате кварца для изучения включений был выбран один кварцевый кристалл размером до 2.5 мм, содержащий вкрапления золота (рис. А). Зерно разбито двумя системами трещин, выходящими за его пределы в соседние зерна: трещины первой системы, не имеющие четких границ, хорошо залеченные, выдержанные по простиранию, безрудные, и трещины второй системы - короткие, многочисленные, более мелкие и отчетливо более поздние, к которым приурочены вкрапления золота. Обе системы трещин трассируются вторичными флюидными включениями. Трещины 1 (безрудные) содержат двухфазные включения газ+раствор с газовой фазой, занимающей около 50% объема (рис., а). Эти включения имеют T_r от >350 до 321°C , $T_{пл.эвт.}$ - в интервале $-25.1/-21.8^\circ\text{C}$ и $T_{пл.льда} -4.9/-0.8^\circ$, что соответствует растворам NaCl с концентрацией 7.7-1.4 вес.%. В сингенетичных однофазных включениях (рис.б) фазовые переходы в процессе криометрии не наблюдались. По своим характеристикам эти два типа включений полностью идентичны высокотемпературным ФВ в безрудных кварцевых жилах. Трещины 2, в которых локализовано золото, содержат также двухфазные включения, но с газовой фазой менее 10% объема и с T_r в интервале $198-140^\circ\text{C}$ (рис. в, г). Они имеют $T_{пл.эвт.} -66.5/-51.2^\circ\text{C}$ и $T_{пл.льда} -38.8/-30.2^\circ$, а, следовательно, растворы с основным солевым компонентом CaCl_2 и концентрацией 22-28 вес. %, экв. CaCl_2

Таким образом, несмотря на то, что кварц содержит включения двух различных типов минералообразующих растворов, однозначно установлено, что отложение золота происходило при невысоких температурах ($140-200^\circ\text{C}$) из растворов, основным компонентом которых являлся CaCl_2 с концентрацией 22-28 вес.%. Эти растворы идентичны раствору, из которых происходило отложение сульфидов.

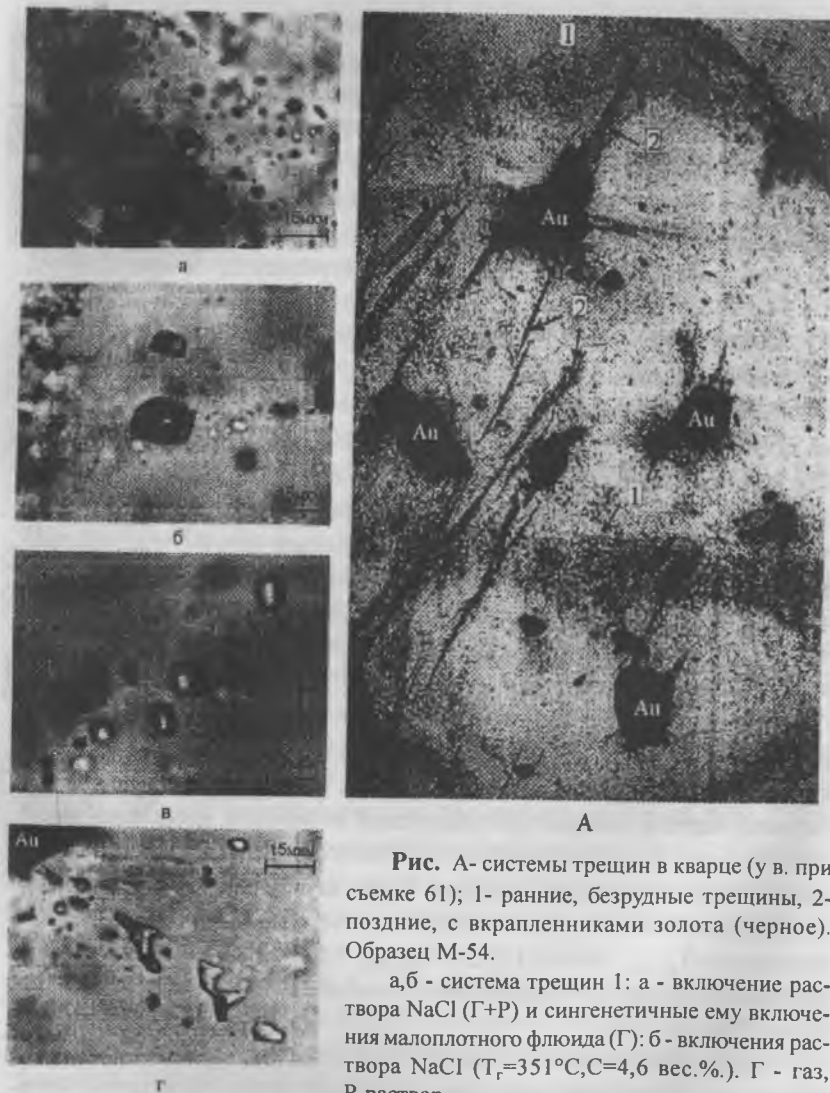


Рис. А- системы трещин в кварце (у в. при съемке б1); 1- ранние, безрудные трещины, 2- поздние, с вкрапленниками золота (черное). Образец М-54.

а,б - система трещин 1: а - включение раствора NaCl (Г+Р) и сингенетичные ему включения малоплотного флюида (Г); б - включения раствора NaCl ($T_f=351^\circ\text{C}$, $C=4,6$ вес.%). Г - газ, Р-раствор.

в,г- система трещин 2: включения растворов CaC_2 (рис.в- $T_f=192^\circ\text{C}$, $0,25,7$ вес.%).

Результаты изотопных исследований.

Изучение стабильных изотопов кислорода, углерода и серы проведено по стандартным методикам в лаборатории ИГЕМ РАН. Образцы, использованные для изотопных анализов, были отобраны из двух основных рудных столбов месторождения (жилы № 1 и № 40). Всего было проведено более 20 изотопных определений на выбранных минералах, главным образом жильном кварце и кальците и основных сульфидах руд.

Изотопы кислорода и углерода. Образцы для определения состава изотопов кислорода и углерода включали кварц и кальцит из рудных столбов месторождения. Значение $\delta^{18}\text{O}$ из жильного кварца варьирует от +1,23 до +12,1‰, в среднем составляя +8,62‰. Это значение аналогично значениям, определенным для финских месторождений (Nurmi et al., 1991), и указывает на ювенильную природу гидротермальных растворов. Значение $\delta^{18}\text{O}$ для кальцита из жилы № 40, равное +24,40‰, подтверждает образование кальцита при низких температурах также из ювенильных флюидов. Можно сделать вывод, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в гидротермальных растворах возрастали во время жиообразования от раннего кварца к более позднему кальциту синхронно с падением температуры флюида. Значение $\delta^{13}\text{C}$ кальцита из кварцевой жилы № 40 составило -9,89‰, что соответствует значениям для гидротермальных флюидов магматического происхождения (Фор, 1989).

Изотопы серы. Для получения данных о составе изотопов серы были проанализированы основные сульфидные минералы из кварцевых жил месторождения: пирротин, халькопирит и галенит. Наиболее ранним минералом руд месторождения является пирротин. Для него получены близкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (+7,03 и +7,12 ‰), которые резко отличают его от других более поздних сульфидов месторождения и характерны для вкрапленных сульфидов терригенных толщ (Фор, 1989). Следовательно, в начальные этапы рудообразования сера заимствовалась из вкрапленных сульфидов терригенных прослоев преимущественно вулканического разреза вмещающих пород месторождения. Значения $\delta^{34}\text{S}$, полученные для более поздних сульфидов, халькопирита и галенита, находятся в достаточно узком диапазоне от -1,93 до -2,96‰. Эти данные соответствуют интервалу +4-4‰, который характеризует магматический источник серы, хотя первично магматическая сера и сера, экстрагированная из магма-

тических минералов, по изотопии не различимы (Ohmoto, Rye, 1979). Следовательно, эти значения не дают однозначного ответа на вопрос об источнике серы.

Среднее значение S^{34} для сульфидов из золотых месторождений финской части Лапландского пояса составляет +3,79‰ и также находится в этом интервале (Manttari, 1995). Сюда же попадают значения S^{34} (+2,4\+3,4‰) сульфидов магматических медно-никелевых месторождений Балтийского щита (Nickel..., 1985). Этот достаточно узкий интервал может свидетельствовать о сходных региональных источниках серы в процессах рудообразования. В целом изотопные значения серы Лапландского пояса весьма сходны со значениями для сульфидов из золото-кварцевых жил зеленокаменного пояса Барбентон, Южная Африка (+1\+4‰), протерозойского зеленокаменного пояса Флин-Флон, Саскачеван, Канада (+2,8\+5,5‰) и золотых архейских месторождений Австралии (+1\+4‰) (Manttari, 1995).

Обсуждение результатов и выводы

Формирование кварцевых жил происходило из растворов натриево-хлоридного состава в широком диапазоне температур и концентраций. При температурах 350-300° минералообразующая среда представляла собой малоплотный газонасыщенный гетерогенный флюид, который существовал в условиях невысокого давления. Растворы были слабосолеными (1,5-4 вес.%). При температурах 180-116° отложение кварца происходило из растворов с невысокой газонасыщенностью. Концентрация их варьирует от рассолов (35-30%) до растворов средней солености (20-9%).

Появление всех типов включений как в виде первичных, так и в виде вторичных генераций, а также отсутствие переходных разновидностей между высокотемпературными и низкотемпературными ФВ является признаком пульсационного процесса формирования жил, что подтверждается их текстурными особенностями.

Можно предполагать, что формирование жил происходило в течение длительного времени из растворов, имевших различное происхождение. Газонасыщенный малоплотный флюид натриево-хлоридного состава с невысокой концентрацией солей обычно является производным магматических очагов кислого состава. Значения изотопов кислорода ($\delta^{18}O$) из

жильного кварца варьируют от +1.23 до +13.1‰, в среднем составляя +8.62‰, что указывает на ювенильную природу гидротермальных растворов. По-видимому, формирование жил следует связывать с периодом становления гранитоидов, возраст которых совпадает с возрастом метаморфизма. В то же время повышение концентрации растворов не характерно для остывающих магматогенных систем, а, следовательно, для низкотемпературных высокоплотных рассолов можно предполагать метаморфогенное происхождение.

Отложение сульфидов происходило при температурах около 200°C из среднесоленых растворов (22-26 вес.%), основным солевым компонентом которых был $CaCl_2$. Минералообразующая среда представляла собой гетерогенный флюид, состоящий из водно-солевого раствора и высокоплотного углекислотно-метанового флюида. Отложение сульфидов происходило при повышении концентрации метана от 25-16 мол.% до 70-100%. Падение давления от 940 до 500 бар является признаком того, что кристаллизация сульфидов происходила в закрытой системе в условиях приоткрывания трещин.

Отложение золота происходило при температурах 140-200°C из растворов с концентрацией 22-28 вес.%, основным компонентом которых являлся $CaCl_2$, т.е. в условиях, близких отложению сульфидов. По минералогическим данным золото и сульфиды образуют общую золото-сульфидную ассоциацию. Следовательно, есть основания считать, что отложение золота также происходило при участии восстановителей (метана).

Кальциево-хлоридные растворы, отлагавшие золото-сульфидную минерализацию, необычны для кислого магматизма. Основные и ультраосновные магматические комплексы, проявленные в пределах месторождения, не могли генерировать водный флюид, т.к., как правило, магмы такого состава являются «сухими», а расплавные включения в минералах основных пород практически не содержат воды (Naumov, 1988). Включения метанового и углекислотно-метанового флюида, обнаруженные в кварце, синегенетичном сульфидам, как правило, встречаются в минералах метаморфических пород различных степеней метаморфизма. Информация о подобных включениях достаточно часто появляется в современной литературе. По-видимому, растворы, как и углекислотно-метановый флюид, имеют метаморфогенную природу.

Состав изотопов серы $\delta^{34}S$ из пирротина имеет значения +7.03 и

+7.12‰, которые характерны для вкрапленных сульфидов терригенных толщ, что подтверждает предположение о метаморфогенном источнике вещества. Значения $\delta^{34}\text{S}$, полученные для халькопирита и галенита, находятся в интервале от -1.93 до -2.96 ‰ и соответствуют магматическому источнику. Однако первично магматическая сера и сера, экстрагированная из магматических минералов и впоследствии переотложенная, по изотопии могут быть неразличимы. Следовательно, результаты изучения халькопирита и галенита не дают однозначного ответа на вопрос об источнике серы и не противоречат предположению об метаморфогенном происхождении растворов, под действием которых происходило формирование месторождения.

Вывод о метаморфогенном источнике золото-сульфидной минерализации подтверждается результатами исследования радиогенных изотопов (Вольфсон, 2000).

Таким образом, кварцевые жилы и золото-сульфидное оруденение месторождения Майское имеют различное происхождение и образовались, по-видимому, в разное время. Формирование руд обусловлено циркуляцией метаморфогенного флюида в зонах повышенной проницаемости. Источником рудного вещества являлись вмещающие породы Куоляярвинского грабена.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Интеграция», проект № А-0093.

Список литературы

1. Вольфсон А.А., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Моралев Г.В., Голубев В.Н. Результаты Rb-Sr, Pb-Pb исследования золоторудного месторождения Майское (Сев. Карелия). - Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты (тезисы докл. I Росс. конф. по изотопной геохронологии, Москва, ГЕОС, 2000, с. 93-96.
2. Жангуров А.А. Гидротермально-метасоматические преобразования метавулканитов Куоляярвинской зоны карелид. - В кн: Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты, 1984, с. 25-32.
3. Каложный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. - Киев, Наукова думка, 1982.
4. Малезик В.А., Басалаев А.А., Жангуров А.А. Некоторые палеогеографические аспекты осадконакопления в Куоляярвинской зоне карелид. - В кн: Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия Кольского полуострова, Апатиты, 1983, с.32-39.

5. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. Докембрийское золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия). Геол. рудн. мест. (в печати).
6. Фор Г. Основы изотопной геологии. - М.: Мир, 589 с.
7. Brown P.E. (1989) FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.). - Second Biennial Pan-American Conf. on Fluid Inclusion Research, 1991, bul. 351, p. 101.
8. Goldstein R.N., Reynolds T.J. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. - Short course 31, Tulsa (Okia), SEPM, 1994.
9. Manttari I. Lead isotope characteristics of epigenetic gold mineralization in the paleoproterozoic Lapland greenstone belt, northern Finland. - Geol. Surv. Finland, Espoo, 1995, bull. 381, p.88.
10. Naumov V.B. Volatile components in magmatic and metamorphic processes: fluid and melt inclusion data. - Bull. Mineralogie, 1988, v. III, 3-4, p.p. 291-296.
11. Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides. - Geol. Surv. Finland, Espoo, 1985, bull. 333, 394 p.
12. Nurmi P.A., Lestinen P., Niskavaara H. Geochemical characteristics of mesothermal gold deposits. - Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, John Wiley, 1979, p.p. 509-567.
13. Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon. - Geochemistry of hydrothermal ore deposits, New York. John Wiley, 1979, p.p. 568-592.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ

Ф.Я. Корытов, В.Ю. Прокофьев, А.Б. Дзайнуков

In salt domes were discovered in total over 200 minerals (tourmaline, garnet, topaz, quartz, magnetite, phlogopite, muscovite, gold, platinum, and so on). Inclusion data have shown that these minerals crystallized from highly concentrated chloride solution (10-60 wt % NaCl) at 60-500°C and 0.2-5.0 kbar. These studies show that the minerals in salt domes and its caprocks are genetically related and are formed from a single flow of fluids, usually hot and rich in volatiles.

В рифтовых углефтегазоносных структурах всех континентов, океанов и морей (Средиземного, Черного, Каспийского, Северного и других) широко проявлены галогенные породы в форме простых и сложных залежей, включая субвертикальные столбообразные штоки - соляные купола. Они обладают разными размерами: в поперечнике от десятков метров до сотен километров, а на глубину прослеживаются до 10 и более километров. Морфология таких штоков самая различная, но чаще всего конусо- и цилиндрикообразная. Соляные купола, как правило, имеют секущие контакты с вмещающими породами. Последние вокруг соляных штоков обычно заметно изменены и прежде всего галитизированы, карбонатизированы и ангидритизированы. Наиболее интенсивные изменения характерны для самых верхних, надкупольных частей, где формируются так называемые кепроки («соляные шапки») мощностью от десятков до сотен метров. В зависимости от степени денудационного среза соляные купола могут выходить на поверхность, но большинство их является скрытыми («слепыми») или погребенными. Соляные купола локализуются, как правило, в узлах пересечения разломов и кольцевых структур, образуют солянокупольные районы, пояса и провинции.

Соляные купола известны во многих странах, но большинство их открыто в США, Германии, Иране, Украине, Казахстане и Таджикистане. В России они имеются в Прикаспийской, Предуральской, Предкавказской, Прибалтийской, Московской, Иркутской, Хатангской и других нефтегазоносных рифтовых структурах. Солянокупольные регионы являются частями глобальной системы периокеанических, трансконтинентальных и трансокеанических минерагенических провинций. В них на-

считывается около 4 тысяч соляных куполов, почти половина которых находится в Прикаспийской кольцеобразной рифтовой структуре с внешним диаметром около 1000 км. Солянокупольные регионы характеризуются рядом особенностей глубинного строения и минерагении, и прежде всего тем, что в них всегда, но в разной степени проявлены процессы угле- и нефтегазообразования, а также рудогенеза. Многие такие регионы отмечаются и тем, что в них и в настоящее время по разломам на поверхность изливаются хлоридные рассолы, образуя над куполами соляные моря и озера (Аральское, Мертвое, Индер, Баскунчак, Эльтон, Убсунур и другие).

Анализ многочисленных данных по минеральному составу соляных куполов мира (Лобанова, Яржемский, 1958, и др.) позволил выявить в них в целом свыше 200 гипогенных минералов. Среди них не только практически все известные хлориды, сульфаты и бораты, но и такие минералы, как турмалин, аксинит, горный хрусталь, дадолит, флюорит, селлаит, топаз, криолит, апатит, магнетит, биотит, мусковит, флогопит, дистен, ставролит, трона, бастнезит, рутил, давсонит, берилл, монацит, циркон, паризит, уранинит, графит, самородное золото, серебро и платиноиды. Ряд из них, например, бораты, сера, уранинит, селитра, киноварь, трона, целестин и флюорит, образуют промышленные месторождения в кепроках соляных куполов. Примерами их являются месторождения бора (Индерское в Казахстане), серы (Гаурдакское в Туркмении), целестина (Гулисайское в Таджикистане), ртути (Славянское на Украине) и флюорита (Нордвикское и Белая Гора в России).

Минералого-геохимические исследования, проведенные авторами на соляных куполах России, Казахстана, Таджикистана и Туркмении, позволили установить в их главных минералах высокие, по существу, промышленные содержания ряда металлов. Так, например, на некоторых участках кепроков соляных куполов (Индер, Ходжа-Мумын, Пушион, Гаурдак и других) в галите, сильвине, ангидрите, кальците, целестине, боратах и самородной сере обнаружено до 1-5 г/т золота и платиноидов (Корытов и др., 1985; 1988). Эти и другие данные послужили основанием для выделения эндогенной рудно-солянокупольной формации с целым рядом промышленных минеральных типов (ртутного, медного, серного, целестинового, уранового, платино-золото-серебряного и других).

Между тем, металлоносность большинства соляных куполов мира совершенно не изучена. В таком же положении находятся генетически

связанные с соляными куполами стратиформные и жильные соляные месторождения. Примером их могут служить ассоциирующие с месторождениями нефти и газа весьма необычные по составу гидротермально-метасоматические залежи галита, содержащие значительные концентрации флюорита, флогопита, мусковита, рутила, магнетита и других минералов (Гаврилюк, 1985). По нашему мнению, в таких соляных залежах также могут содержаться промышленные концентрации многих металлов, и прежде всего тантала, ниобия, бериллия, редких земель, золота, серебра и платиноидов. Причем эти металлы в соляных телах могут присутствовать не только в виде известных их минералов (танталита, берилла, фенакита, пирохлора, бастнезита, самородного золота, платины и др.), но и в форме хлоридов этих металлов (Nb_3O_8 , $AuCl$, $AuCl_3$, $PtCl_2$, $PtCl_3$, $PtCl_4$, $IrCl_2$, $IrCl_3$, $RhCl_3$, $RuCl_3$ и других). Открытие этих новых минералов и их промышленных скоплений является одной из задач дальнейшего изучения соляных месторождений. Детальное изучение рудоносности соляных куполов, как и вообще солей, не проводилось из-за господствующей в «классической геологии» осадочной теории их формирования, согласно которой образование ископаемых солей происходило исключительно в результате выпаривания морской воды в полуизолированных водоемах в условиях аридного климата. Эта теория была разработана химиками, и прежде всего Г. Бишофом (Bischoff, 1851), а затем К. Оксениусом (Ochsenius, 1876) и позднее была взята за основу многими геологами. Соляные купола (диапиры), протыкающие надсолевые слои пород, по мнению таких геологов образовывались за счет «всплывания» или «выжимания» осадочных солей из-под перекрывающих их более плотных отложений под влиянием совместного воздействия гравитационного и тектонического факторов. Детальное рассмотрение теорий солеобразования провел Ф. Лотце (Lotze, 1938). Нужно отметить, что помимо таких гипотез образования соленосных толщ и соляных куполов были предложены также идеи об их эндогенной природе. Основоположником таких идей был Р. Томасси (Thomassy, 1863), который, изучая соляные купола на побережье Мексиканского залива, указал на их сходство с вулканами как по форме соляного тела, так и по наличию озер на некоторых куполах, которые напоминали ему кальдеры вулканов. Теорию вулканического происхождения ископаемых солей более детально рассмотрели Ю. Косте (Coste, 1904) и Л. Хагер (Hager, 1904). По их мне-

нию, толщи солей с залежами нефти побережья Мексиканского залива являются продуктами возгонки газообразных выделений вулканов. Теорию глубинного происхождения солей в нашей стране развивали В. Б. Порфирьев (1961) и Н. А. Кудрявцев (1966), которые считали, что соле-накопление происходило за счет привноса солей нагретыми рассолами, поступавшими по глубинным разломам. Критическое рассмотрение теорий генезиса солей проведено В. М. Созанским (1973).

Исследования, проведенные авторами, позволили установить новые закономерности глубинного генезиса соляных куполов. Они показывают, что многие соляные купола, их кепроки и связанные с ними месторождения нефти, газа, угля, горючих сланцев и различных руд образовались из глубинных металлоносных углеводородсодержащих хлоридных флюидов (часто гетерогенных) при температурах до 500°C и давлениях до 5 кбар.

Размеры, форма и минералогия соляных куполов зависят от способа, глубины и длительности их образования. Многие из них по генезису являются полиформационными и образовались в мезозойско-кайнозойское время при выполнении минералами открытых полостей и метасоматического замещения вмещающих пород. Некоторые соляные купола (например, Калакташ на Памире и Нордвик на Таймыре) представляют собой вулcano-тектонические структуры - своеобразные трубки взрыва, очень похожие по происхождению на структуры железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа (Коршуновское и др.). Крупные и сложные соляные купола (например Челкар и Индер в Прикаспии) обычно состоят из нескольких сближенных более мелких соляных тел, нередко образующих структуры типа «купол в куполе».

Минеральный состав соляных куполов, как уже указывалось выше, весьма разнообразен и зависит не только от физико-химических условий их кристаллизации и состава вмещающих пород, но и от времени, глубины и длительности формирования. Соляные купола - это обычно много-стадийные образования, обладающие вертикальной и горизонтальной зональностью. В ранние, более высокотемпературные стадии минерализации формируются верхние части соляных куполов и прежде всего их кепроки, характеризующиеся большим разнообразием минералов, кристаллизующихся в широком диапазоне температур и давлений.

Однако изучение физико-химических условий формирования мине-

ралов соляных куполов сталкивается со многими трудностями. Главная из них состоит в том, что основные минералы соленосных отложений - галит и другие хлориды - легко растворяются уже при комнатной температуре и перекристаллизуются даже при слабом воздействии многих эндогенных и экзогенных геологических процессов. В галитах из соляных куполов нередко встречаются двухфазовые включения, которые гомогенизируются в жидкость при температурах выше 100°C. Поскольку эти данные входят в противоречие с господствующими представлениями об осадочном происхождении залежей каменной соли, они просто игнорируются. Многими исследователями подвергаются сомнению соответствие высоких температур гомогенизации включений в галите реальным обстановкам его кристаллизации вследствие высокой растворимости минерала-хозяина, способствующей процессам расшнуровки включений и искажению температур гомогенизации (Реддер, 1987, и др.). Однако принятые авторами исследования флюидных включений в труднорастворимых минералах соляных куполов (кварце, флюорите, целестине и др.) свидетельствуют о наличии минералообразующих флюидов, захваченных при высоких температурах и давлениях (табл.)

Микротермометрические исследования проводились на термокриокамере THMSG-600 фирмы «Linkam», позволяющей производить при больших увеличениях (с объективом Olimpus-80) измерения температур фазовых переходов от -196 до 600°C. Температура гомогенизации определялась для групп включений (два и более) с одинаковыми фазовыми соотношениями для уверенности в захвате изначально гомогенного флюида. Концентрация солей оценивалась по температуре плавления льда для включений относительно разбавленных растворов и по температурам растворения галита для включений концентрированных рассолов (Воднар, Vityk, 1994). Давление определялось для гетерогенного флюида по сингенетичным существенно газовым и газовой-жидким включениям как сумма давлений паров воды и давлений углекислоты.

Во флюорите из кепрока соляного купола Нордвик найдены первичные флюидные включения, распределенные в объеме минерала-хозяина без приуроченности к плоскостям спайности. Они представляют собой изометричные отрицательные кристаллы размером 35-5 мкм, содержащие водный раствор, кристалл галита, мелкий анизотропный труднорастворимый кристалл и газовый пузырек, внутри которого часто раз-

Таблица
Результаты термо- и криометрического исследования индивидуальных флюидных включений в минералах соляных куполов

Месторождение	Минерал	Температура, °С	Давление, бар	Концентрация солей, мас. % экв. NaCl
Нордвик, Таймыр, Россия	Флюорит	335-279	2670-1950	36.2- 30.4
	Галит	280	-	26.2
Белая гора, Таймыр, Россия	Флюорит	330-175	2200-1000	36.7- 30.7
Калакташ, Таджикистан	Кварц	505-490	5500- 3500	60.5- 58.4
Соль-Илецк, Россия	Галит	104		26.2
Индер, Казахстан	Индерборит	155		1.6
Гулисай, Таджикистан	Целестин	196-125		15.9-12.5
	Флюорит	93	-	14.0- 11.7
Гаурдак, Туркмения	Целестин	63-50	-	11.7
	Флюорит	93	-	14.0- 11.7
Камыш-Курган, Таджикистан	Галит	72-70		26.2
Нурек, Таджикистан	Галит	80-78		30
Карабиль, Туркмения	Галит	117-112		26.2

личим мениск жидкой углекислоты. Гомогенизация углекислоты происходит в жидкую фазу при температурах 21.5÷29.5°C, ее температура плавления -59.4÷ -59.0°C, что свидетельствует о примеси низкокипящих газов, скорее всего метана. Газгидраты растворяются при отрицательных температурах (-29.1÷ -27.2). При замораживании включений часто происходит их разгерметизация вследствие большой плотности содержимого включений и увеличения объема водного раствора при переходе в лед. Температура эвтектики раствора составляет -55÷ -52°C, что соответствует солевой системе CaCl₂-NaCl-H₂O. Кристалл галита при оттаивании замерзшего раствора переходит в гидрогалит, снова превращающийся в галит при положительных температурах. Растворяется галит при 273÷

267°C, что соответствует концентрации солей 36.2÷35.8 мас. % экв. NaCl (Bodnar, Vityk, 1994). При низких температурах из раствора кристаллизуется изотропная фаза с высоким температурным коэффициентом растворимости, исчезающая при температурах -11.8÷-11.4°C, что свидетельствует о многокомпонентности состава раствора. Полная гомогенизация таких включений происходит при 335-327°C в жидкую фазу, причем до гомогенизации удается довести только наиболее мелкие включения, поскольку большинство их разгерметизируются при нагревании вследствие высокого внутривакуольного давления. Иногда гомогенизация включений происходит растворением мелкого кристаллика, который исчезает после растворения газового пузырька при подъеме температуры на несколько градусов. Оценки концентрации углекислоты в таком рассоле, основанные на измерении объемных соотношений различных фаз во включении, дают величину 2.2-2.0 мас. %.

Кроме того, в кристаллах флюорита имеется большое количество включений, приуроченных к плоскостям спайности и отнесенных нами к первично-вторичным включениям. Среди них имеются включения водного раствора (тип 1), существенно газовые (тип 2) и комбинированные (тип 3), содержащие эти фазы в разных пропорциях.

Включения водного раствора (тип 1) содержат рассол, кристалл галита (не всегда), мелкий труднорастворимый кристаллик и газовый пузырек с мениском жидкой углекислоты (рис. 1). Внутри кристалла галита наблюдается округлая темная фаза, которую в работе (Смолянский, Решетняк, 1989) отождествили с α-серой (методом КР-спектроскопии на спектрометре RTI-30 фирмы «Dilog», Франция). Гомогенизация жидкой углекислоты происходит при температурах 29.3÷31.0°C в жидкость, температура ее плавления -59.3÷-58.9°C. Температура эвтектики таких включений -55÷-51°C. В них также появляется изотропная фаза, растворяющаяся при температурах -12.8÷-12.1°C. Галит также переходит в гидрогалит после оттаивания замерзших включений, причем он появляется также во включениях, изначально не содержащих галит. После достижения плюсовых температур в таких включениях гидрогалит переходит в галит и образует кубик, после чего они становятся неотличимы от включений, изначально содержащих галит (рис. 2). То есть во включениях без галита находился метастабильный пересыщенный раствор, галит в котором не образовывался, видимо, из-за отсутствия центров кристаллиза-

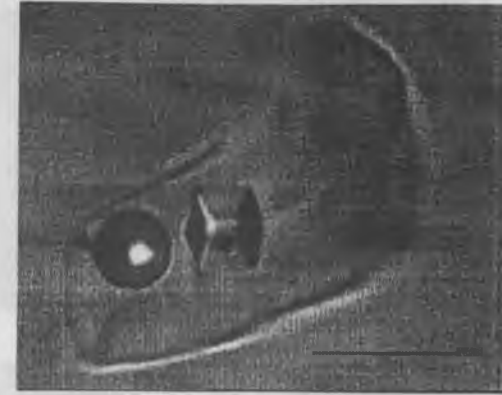


Рис. 1. Включение минералообразующего флюида во флюорите из кепрока соляного купола Нордвик. Виден газовый пузырек, раствор и кристалл галита с округлым выделением серы внутри. $T_{\text{гом}}$ 288°C. Длина масштабной линейки 20 мкм

ции. Растворение галита в этих включениях происходит при 179÷168, что соответствует концентрации солей 30.9÷30.4 мас.%. Полная гомогенизация этих включений происходит при 285÷279°C в жидкую фазу.

Существенно газовые включения (тип 2) при комнатной температуре представляют собой газовую фазу (жидкую углекислоту) с небольшим мениском водного раствора и небольшой анизотропной округлой фазой, возможно, также представленной серой (рис. 2, 3). При охлаждении происходит гетерогенизация углекислоты, которая гомогенизируется в жидкую фазу при температурах -18.3÷-14.4°C в жидкую фазу. Температура плавления углекислоты -62.0÷-57.6°C, что свидетельствует о примеси низкокипящих газов. Действительно, КР-спектроскопические исследования показали наличие в углекислоте небольшой примеси (0.9-0.8 мол. %) сероводорода. Плотность газовых включений составляла 1.00 - 0.90 г/см³, а давление, рассчитанное для температуры 280°C - 2.7÷2.0 кбар.

Комбинированные включения содержат водный раствор с кристаллом галита и газовый пузырек (занимает более 50 % объема включения) с плотной углекислотой. Температура эвтектики раствора -55°C. Гомогенизация углекислоты происходит в жидкую фазу при температурах -13.7÷

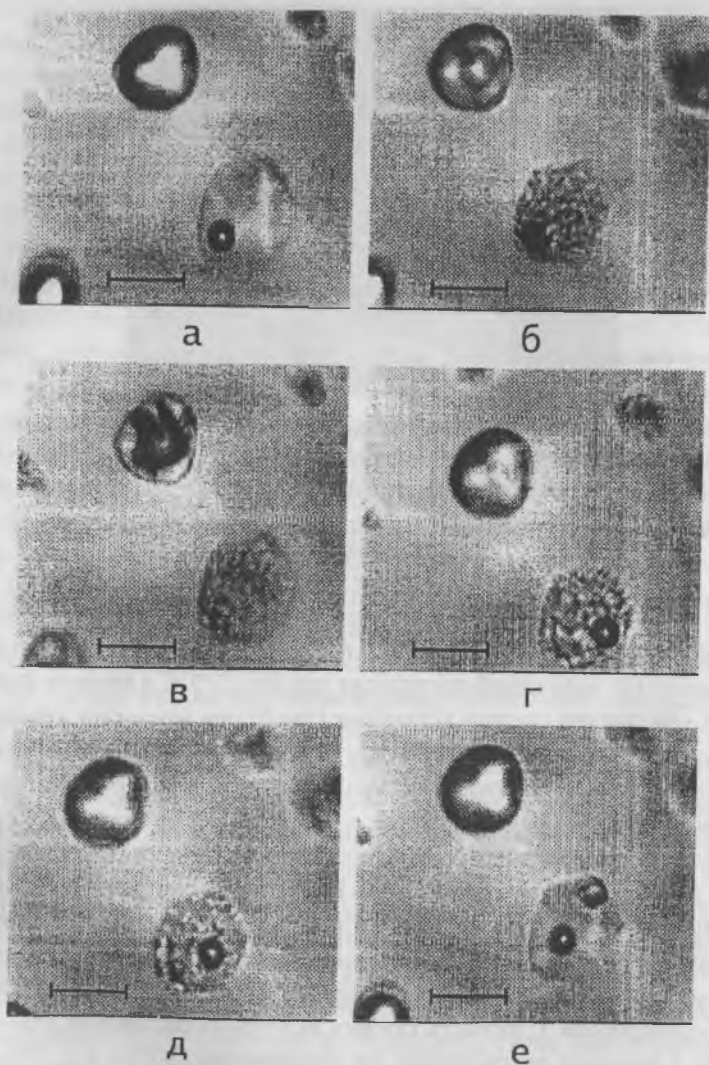


Рис. 2 Сингенетичные включения водного раствора и газовой фазы в процессе криометрического исследования. Длина масштабной линейки 20 мкм. а - +20°C, б - -70°C, в - -100°C, г - -45°C, д - 0°C, е - +20°C. Видно, что во включении водного раствора после замораживания появился кристалл галита, до этого раствор был пересыщенный и находился в метастабильном состоянии.

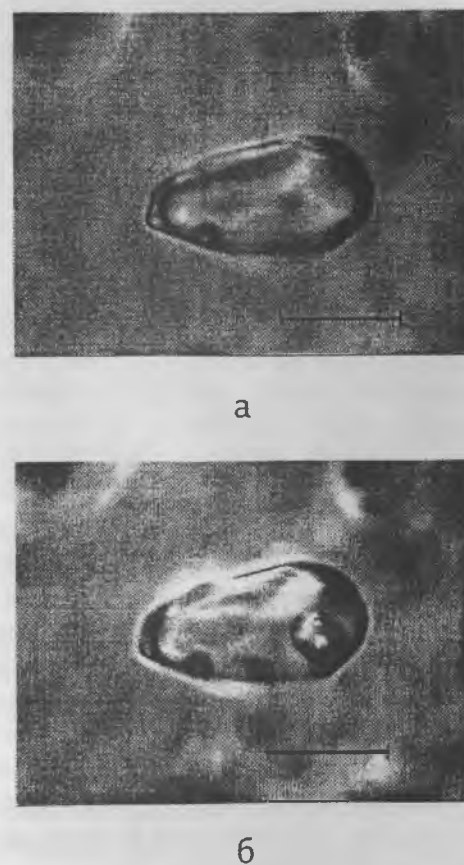


Рис. 3. Существенно газовое включение с плотной углекислотой во флюорите из кепрока соляного купола Нордвик. а - +20 °С, б - -18 °С. Длина масштабной линейки 20 мкм.

-7.2°C, ее температура плавления $-58.5 \div -57.6^\circ\text{C}$. Полная гомогенизация включений и температура плавления галита не определялись из-за опасности разгерметизации включений и утечки содержимого.

Генезис флюорита в кепроках соляных куполов Таймыра дискутируется до сих пор (Смолянский, Решетняк, 1989). По мнению одних исследователей (Смирнов, Сидорчук, 1957), флюорит является гидротермаль-

ным минералом, наложившимся на кепрок соляных куполов в более позднюю эпоху. В то же время А. И. Захарченко (1959) считает, что флюоритовая минерализация также имела эпигенетический характер и образовалась при переотложении ее из известняков и доломитов холодными грунтовыми водами. В. А. Черепанов (Воронов, Черепанов, 1953), длительное время изучавший эти месторождения, полагал, что флюорит на них принадлежит к экзогенному типу минерализации, образовавшейся под действием подземных вод в зоне вечной мерзлоты. По нашему же мнению, происхождение этого флюорита в кепроках явно генетически связано с процессом образования соляных куполов (Корытов и др., 1985). Об этом свидетельствует не только пространственная локализация гнезд флюорита в кепроках (и отсутствие флюоритовой минерализации вне их) и данные исследования флюидных включений, но и высокие содержания фтора в галите этих куполов (0.03-0.02 мас.%).

Исследование вростков микроминералов во флюорите КР-спектроскопией (Смолянский, Решетняк, 1989) показало, что они представлены ангидритом, доломитом, рутилом. Нерастворимый остаток галита Нордвикского месторождения содержит микрозерна ангидрита, кальцита, доломита и кварца. Таким образом, и флюорит, и галит содержат практически один и тот же комплекс микроминералов, что тоже свидетельствует в пользу их совместной кристаллизации (из одних и тех же флюидов).

В оптическом флюорите из кепрока, расположенного в том же регионе соляного купола Белая гора (Таймыр), имеются похожие включения, газовый пузырек в которых исчезает при 100-80°C, а кристалл галита - при 270 - 175°C. Концентрация солей в этих флюидах составляет 36.0-30.7 мас. %, а давление - 2.2-1.0 кбар.

Высокие температуры и давления обнаружены не только во включениях в минералах соляных куполов Таймыра, но и в кварце из гнезд в гипс-карбонатном кепроке соляного купола Калакташ (Памир). В этом кварце выявлены многофазовые включения хлоридных рассолов (рис. 4) с температурой гомогенизации 505-490°C, содержащие до 60 мас. % хлоридов и 1.1 моль/кг р-ра углекислоты и сингенетичные им существенно газовые включения с плотной углекислотой ($T_{\text{гом}} - 44.7 \div -2.3^\circ\text{C}$ в жидкость, $T_{\text{пл}} \text{CO}_2 - 57.2 \div -56.8^\circ\text{C}$, плотность 1.13-0.94 г/см³), свидетельствующие о давлениях 5.5-3.5 кбар. В целестине месторождения Гулисай (Таджикистан), также локализованном в кепроке соляного купола,



Рис. 4. Флюидное включение с галитом, плотной углекислотой и водным раствором в кварце из кепрока соляного купола Калакташ. $T_{\text{гом}} 505^\circ\text{C}$. Длина масштабной линейки 20 мкм.

обнаружены включения рассолов с температурой гомогенизации 196-125°C и концентрацией солей 12.5-15.9 мас.%. Здесь же встречаются комбинированные включения, содержащие как водный раствор, так и нефть. Включения в апатите из кепрока одного из соляных куполов Донбасса гомогенизируются при температурах 374-200°C (Гнатенко и др., 1969). Перечисленные данные исследования включений не вызывают сомнений в надежности определения высоких температур и давлений флюидов, участвовавших в формировании минералов соляных куполов.

В более поздние эпохи в соляных куполах происходил низкотемпературный метаморфизм с гидратацией и переотложением минералов.

По максимальным температурам и глубинам формирования минералов соляные купола можно подразделить на несколько классов, включая

и высокотемпературные. Закономерности зонального распределения и термобарогеохимические условия образования минералов в соляных куполах являются критериями прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, принадлежащих к рудно-солянокупольной формации. С этих позиций соляные купола многих регионов России и других стран являются весьма перспективными для открытия в них промышленных месторождений бора, серы, стронция, ртути, редких и редкоземельных элементов, лития, урана, вольфрама, золота, серебра, платиноидов и других полезных ископаемых.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 01-05-64675).

Список литературы

- Воронов П. С., Черепанов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Юго-Восточного Таймыра. Труды Ин-та геологии Арктики. Т. 73. 1953. 143 с.
- Гаврилук М. И. Минералого-геохимические особенности солей газонефтяных месторождений Южного Узбекистана // Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1985. Вып. 38. С. 76-85.
- Гнатенко и др. // Докл. АН УССР. Сер. Геол. 1969. - №11. С. 963.
- Захарченко А. И. О генезисе кристаллов оптического флюорита в кепроке соляного купола // Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, №20. Л.: Изд-ние ВСЕГЕИ, 1959. С.51-58.
- Корытов Ф. Я., Прокофьев В. Ю., Наумов В. Б. Генезис флюорита в кепроках соляных куполов Таймыра // Доклады АН СССР. 1985. Т. 280. №2. С. 435-438.
- Корытов Ф. Я., Прокофьев В. Ю., Наумов В. Б. Рудно-солянокупольная формация // Тез. докл. Всес. совещания «Генетические модели эндогенных рудных формаций». Т. 1. Новосибирск: 1985. С. 38-39.
- Корытов Ф. Я. Об образовании соляных месторождений Таджикистана и других регионов // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 3. С. 133.
- Кудрявцев Н. А. О закономерностях накопления ископаемых солей // Советская геология. 1966. № 7. С. 17-35.
- Лобанова В. В., Яржемский Я. Я. К минералогии Индерского поднятия // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1958. Т. 5. С. 177-184.
- Порфирьев В. Б. О природе нефти // Геол. сб. Львовского геол. о-ва. № 7-8. 1961.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т.1. 560 с., Т.2. 632 с.

Смирнов Л. П., Сидорчук И. А. Предварительные данные о флюоритоносности солянокупольных структур побережья Хатангского залива // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. 1957. Вып. 5. С. 46-50.

Смолянский П. Л., Решетняк Н. Б. Изучение микровключений во флюорите и галите из соляных куполов Таймыра методом рамановского зондирования // Минералогический журнал. 1989. Т. 11. № 2. С. 86- 95.

Созанский В. М. Геология и генезис соленосных образований. Киев: «Наукова думка», 1973. 195с.

Bischoff G. Chemia und phusicalische geologie // Geologie. 1851. Bd. 2. S. 144-164.

Bodnar R. J. & Vityk M. O. Interpretation of microterhrmometric data for F^o-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by:

Benedetto De Vivo & Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena. 1994. Pp. 117-130.

Coste E. The Volcanic origin of Natural Gas and Petroleum // Canad. Min. Inst. 1904. V. 6. Pp. 73-123.

Hager L. The mounds of the Southern Oil Fields // Eng. Min. J. 1904. V. 78.

Lotze F. Steinsalz und Kalisalze. Geologie: Berlin, 1938. 940p.

Ochseriius C. Uber die Salzbildung der Egelschen Mulde // Zc. Deutsch. Geol. Ges. 1876. 28. S. 654-656.

Thiery R., Kerkhof A. M, and Dubessy J. vX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31 °C and P < 400 bars // Eur. J. Miner. 1994. №6. P. 753-771.

Thomassy R. Supplement geologie pratique de la Lousiana. // Bull. Soc. Geol. France. 1963. V. 2. Pp. 43-50.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕЗИС ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕВЕКСКОГО УЗЛА

Л.И. Карпенко, В.И. Гончаров

Певекский оловорудный узел и входящее в его состав Валькумейское месторождение до недавних пор в структуре оловодобычи в стране занимали одно из ведущих мест. Богатейший объем информации, накопленный в ходе систематического почти 65-летнего изучения и промышленного освоения рудного узла, позволяет поставить его в ряд эталонных оловоносных структур, на примере которых уже не одним поколением геологов исследуются закономерности развития оруденения касситерит-силикатной формации. Однако несмотря на длительную историю геологического изучения этого уникального объекта, все еще не полны сведения по его минералогии и геохимии, а физико-химические условия его формирования по каким-то причинам постоянно оставались вне сферы интересов исследователей. В настоящее время возобновить изучение основного месторождения Певекского узла – Валькумейского – уже невозможно в связи с его закрытием и затоплением горизонтов, расположенных ниже уровня моря. Поэтому представляется вполне своевременным опубликовать материалы исследований последних лет, существенно дополняющих имеющиеся сведения по генезису месторождений касситерит-силикатной формации.

Территория рудного узла сложена терригенными флишоидными отложениями нижнего мела, где отчетливо проявлено чередование преимущественно песчаных и сланцевых пачек, образующих антиклинальную складку субмеридионального простирания (Городинский, 1963). Общая мощность свиты 1100 м (Раевская, Михайлова, 1968 г.). Осадочные породы в той или иной степени подверглись контактово-термальному метаморфизму в полосе 250-800 м. В ореоле 50-150 м от контактов гранитоидных массивов преобладают кварц-слюдистые, кварц-турмалиновые и турмалин-слюдисто-кварцевые роговики. По мере удаления от контакта интенсивность ороговикования убывает с переходом роговиков в пятнистые сланцы, слабоороговикованные песчаники и неизменные породы.

Большая часть площади узла (рис.) представлена интрузивными об-

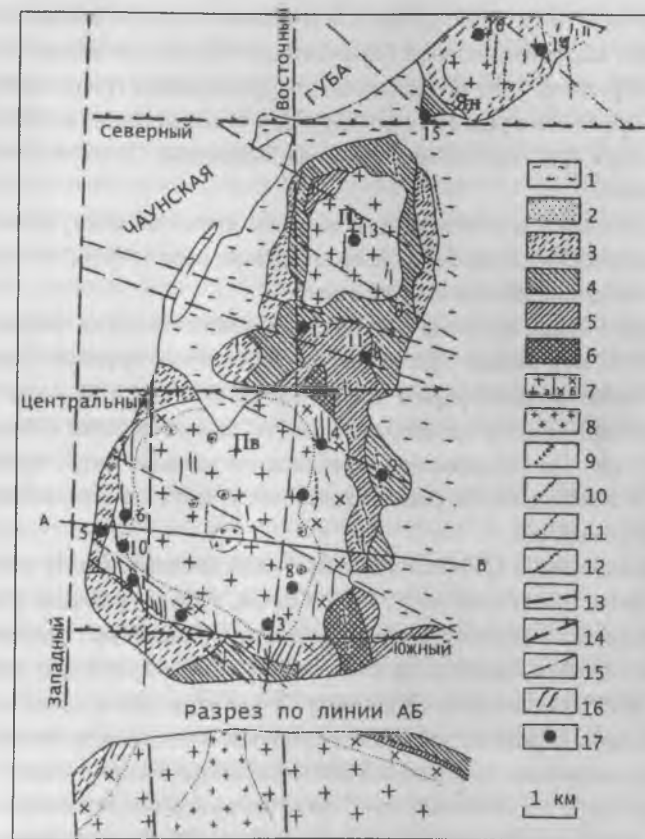


Рис. Схема геологического строения Певекского оловорудного узла (по И.С.Бойкову и др., 1974). Массивы: П_в - Певекский; П_э - Пээкенейский; Я_н - Янрапаакский. 1 - четвертичные отложения, 2-6 - осадочные породы утувеевской свиты нижнемелового возраста: 2 - верхняя песчаниковая толща, 3 - сланцевая толща, 4 - песчано-сланцевая толща, 5 - сланцево-песчаниковая толща, 6 - нижняя песчаниковая толща; 7а - граниты, 7б - гранодиориты; 8 - лейкократовые граниты; 9-12 - дайки: 9 - лампрофиров, 10 - диоритовых порфиритов, 11 - ганит-порфиритов, 12 - гранодиорит-порфиритов; 13-15 - разрывные нарушения: 13 - рудоконтролирующие, 14 - рудоподводящие, 15 - рудораспределяющие; 16 - оловоносные жилы; 17 - месторождения: 1) Валькумейское, 2) Фланговое, 3) Двурогое, 4) Седьмой километр, 5) Прибрежное, 6) Скрытое, участки рудопроявлений: 7) Средний, 8) Южный, 9) Северный, 10) Геофизический, 11) Конус, 12) Промежуточный, 13) Контактный, 14) Восточный, 15) Маячный, 16) Верхний

разованиями гранодиорит (адамеллит)-гранитного ряда, возраст которых определен как раннемеловой (Загрузина, 1977). Интрузивные породы в пределах рудного узла представлены образованиями гранодиорит (адамеллит)-гранитного ряда (с отклонениями к монцонитоидным разностям), слагающими три разобщенных массива-Певекский, Пээкенейский и Янрапаакский.

По данным гравиметрии, эти массивы являются выступами неровной поверхности единого крупного интрузива, кровля которого погружается в северо-восточном направлении.

Гранитоидные массивы приурочены к осевой части антиклинальной складки. На юго-западе узла размещается наиболее крупный Певекский массив изометричной формы площадью 32 км², в центральной части - Пээкенейский массив площадью 7 км², на северо-востоке - Янрапаакский - 2,5 км². По отношению к вмещающим толщам, интрузивные тела являются несогласными, располагаясь под углом к простиранию складчатых образований.

Формирование гранитоидных массивов произошло в течение двух интрузивных фаз (Геология..., 1986; Козлов, 1996). В раннюю (главную) фазу внедрились расплавы, давшие начало андезиновым роговообманково-биотитовым гранитам (адамеллитам), представляющим основную фацию всех гранитоидных массивов. Эндоконтактовые зоны массивов представлены породами повышенной основности - гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами и монцонитами.

Во вторую (заключительную) фазу интрузивного магматизма образовались тела лейкократовых мелкозернистых биотитовых и турмалиновых гранитов. В большинстве случаев они образуют небольшие жильные тела среди гранитоидов главной фазы и в экзоконтактовых частях массивов. В центре же Певекского массива эта фаза представлена в виде небольшого штока, с площадью выхода на поверхность около 1 км².

Дайковые проявления на площади рудного узла имеют сравнительно ограниченное распространение. На раннем этапе, предвещающем основную магматическую деятельность, они представлены флюидалными порфирами, диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами и лампрофирами. На заключительном произошло внедрение даек лейкократовых гранитов. При этом можно проследить эволюцию этих гранитов от нормальных лейкократовых мелкозернистых биотитовых пород к апли-

товидным пегматоидным и мелкозернистым турмалиновым разностям. Считается, что по объему внедрения поздние гранитные расплавы были небольшими и их становление в виде самостоятельных фаз происходило, вероятно, после некоторого временного перерыва (Лугов и др., 1972).

Принята следующая схема возрастной последовательности формирования магматических пород Певекского рудного узла (Иванов и др., 1976): дайки флюидалных порфиров; андезиновые роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты, эндоконтактовая фация которых представлена гранодиоритами, граномонцонитами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами (главная фаза); дайки и шток лейкократовых мелкозернистых биотитовых гранитов (заключительная фаза); дайки аплитовидных, пегматоидных, мелкозернистых турмалиновых гранитов; дайки диоритовых порфиритов; дайки гранодиорит-порфиров; дайки лампрофиров.

Поздние дайки, предвещающие начало активной гидротермальной деятельности, образуют с вмещающими породами четкие интрузивные контакты с образованием тонкозернистой оторочки аплитового состава вдоль эндоконтакта. Часто они имеют зональное строение: осевые части сложены пегматоидным гранитом с миараловыми пустотами, выполненными полевым шпатом, кварцем, турмалином, периферические же имеют аплитовидный облик. Такое строение жил, по-видимому, может быть связано с внедрением небольших порций расплава в уже остывшие гранитоиды и вмещающие их роговики.

Характерной чертой данной группы пород является частое присутствие турмалина столбчатого бочонковидного облика. Его концентрации особенно высоки в дайках мелкозернистых турмалиновых гранитов гипидиоморфозернистой структуры, которые, наряду с аплитовидными и пегматоидными, развиты в эндоконтактовой зоне юго-восточного обрамления Янрапаакского, а также в центральной части Певекского массивов.

Акцессорные минералы послегранитных даек представлены апатитом, цирконом, ортитом, сфеном, пиритом, турмалином, касситеритом.

Как видно из приведенного, при формировании гранитоидных массивов рудного узла отчетливо проявляется направленность в эволюции магматического процесса, приводящая к усилению роли бора в составе пород заключительной фазы (лейкократовых гранитах, аплитах, пегма-

татах, турмалинсодержащих гранитах). Роль бора еще более увеличивается в гидротермальный этап, что приводит к образованию кварц-турмалиновых жил, широко развитых на площади рудного узла.

Оловянное оруденение обнаруживает тесную пространственную и генетическую связь с конечными дифференциатами гранитоидов. Это подтверждает наличие в лейкократовых гранитах миароловых пустот, содержащих минералы, характерные для оловорудных жил: касситерит, турмалин, пирит, арсенопирит и др.

Проявления всех фаз магматизма, последующая гидротермальная деятельность и рудообразование в пределах Певекского рудного узла происходили без значительного перерыва во времени.

Объектами исследований явились месторождения Валькумейское, Фланговое, Двурогое, Седьмой километр, Скрытое, Янрапаакское и ряд рудопроявлений.

Анализ пространственного размещения рудных тел на площадях изученных месторождений показывает, что основные их типы (жилы, рудные зоны и штокверки) имеют субмеридиональное простирание. Жилы обычно выполняют одиночные трещины скальвания и характеризуются относительно небольшой мощностью, но значительной протяженностью по простиранию и на глубину. Рудные зоны развиваются главным образом вдоль систем трещин разрыва и представляют собой участки и полосы дробленных, сильно измененных пород с системой субпараллельных сближенных жил и прожилков. Морфология их изменчива, протяженность незначительная. Штокверки локализируются на участках сочленения зон скальвания и разрыва, образуя линейно вытянутые, неправильной формы тела субмеридионального направления.

По мнению ряда исследователей (Лугов, Павловский, 1969; Структуры..., 1983) первоначально (по крайней мере до палеогена) для всей территории Певекского узла существовал общий интервал оруденения протяженностью 300-350 м по вертикали, который формировался вероятно на одной и той же глубине независимо от положения участков в едином интрузивном массиве. В кайнозое данная территория претерпела блоковые перемещения (Рязанов, 1965 г.), что нарушило целостность «рудного этажа» и сместило его на разные гипсометрические уровни. Бойковым и др. (1977) методом реконструкции палеоповерхности был получен следующий порядок глубин формирования месторождений и рудопрояв-

ний Валькумейского рудного поля: Прибрежное-1200-1300 м, Валькумейское - 1100-1500, Двурогое - 1700-1800 м, Седьмой километр - 1900-2000 м, участок Средний - 2000-2500. Эти определения в целом соответствуют данным С.Ф. Лугова и др. (1972) о формировании месторождений олова касситерит-силикатной формации на Чукотке в интервале глубиной 1500-2500 м. Эродированная часть гранитоидов по ряду петрологических, структурно-геологических и минералого-геохимических признаков не превышает первых сотен метров, а глубина среза возрастает с севера на юг (Денисенко и др., 1971).

Основное промышленное оруденение узла локализовано в составе кварц-сульфидных жил, линейных прожилково-жилных зон и минерализованных штокверков, расположенных в эндоконтактных зонах массивов. Генеральное простирание рудных тел субмеридиональное. Формирование месторождений носит отчетливо выраженный дискретный характер. Выделены магматический и гидротермальный этапы формирования рудного узла. Гидротермальный расчленен на стадии минералообразования, отличающиеся по составу минеральных ассоциаций (табл. 1). Выделение ассоциаций проведено на основании данных о взаимоотношении разновозрастных минеральных сообществ и отдельных минералов.

Кварц-турмалиновая ассоциация является наиболее широко распространенной в южном блоке рудного узла. Она представлена мономинеральными турмалиновыми и кварц-турмалиновыми жилами и прожилками. В северном блоке масштаб развития турмалиновой минерализации значительно уменьшается. Основная масса турмалина рассеяна в околорудных вмещающих породах в виде тонкой метасоматической вкрапленности и маломощных прожилков. Последовательность выделения минералов: турмалин-I → касситерит-I → кварц-I → арсенопирит-I → пирит-I.

Касситерит-арсенопирит-кварцевая ассоциация. Большая часть касситерита в рудных телах образует мелкие гнезда и линзы, приуроченные к участкам брекчирования кварц-турмалиновых пород, составляя основную часть цемента. Часто встречаются мономинеральные касситеритовые жилы и прожилки, имеющие четко секущие взаимоотношения с ранней кварц-турмалиновой ассоциацией. Последовательность выделения минералов: турмалин-II → кварц-II → касситерит-II → пирит-II →

Таблица 1
 Схема последовательности минералообразования рудного этапа на месторождениях
 Певекского угля

Стадии минералообразования	Кварц-турмалиновая	Касситерит-арсенопирит-кварцевая	Сульфидно-кварцевая		Сульфидно-карбонатная	
			Пирит-пирротин-кварцевая	Станнин-полуметаллическая		
1	2	3	4	5	6	7
Минеральные ассоциации	Кварц-турмалиновая	Касситерит-арсенопирит-кварцевая	Пирит-пирротин-кварцевая	Станнин-полуметаллическая	Антимонит-кварц-кальцитовая	Кальцитовая
минерал						
пирков	—	—	—	—	—	—
рутил	—	—	—	—	—	—
сфен	—	—	—	—	—	—
монокит	—	—	—	—	—	—
турмалин	—	—	—	—	—	—
кварц	—	—	—	—	—	—
касситерит	—	—	—	—	—	—
магнетит	—	—	—	—	—	—
вольфрамит	—	—	—	—	—	—
арсенопирит	—	—	—	—	—	—
пирротин	—	—	—	—	—	—
пирит	—	—	—	—	—	—
калькопирит	—	—	—	—	—	—
сфалерит	—	—	—	—	—	—
галенит	—	—	—	—	—	—
станнин	—	—	—	—	—	—
белая руда	—	—	—	—	—	—

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
бурнонит	—	—	—	—	—	—
буланжерит	—	—	—	—	—	—
бертьерит	—	—	—	—	—	—
молибденит	—	—	—	—	—	—
джамсонит	—	—	—	—	—	—
штернбертит	—	—	—	—	—	—
акантит	—	—	—	—	—	—
висмутин	—	—	—	—	—	—
висмут сам	—	—	—	—	—	—
анкерит	—	—	—	—	—	—
доломит	—	—	—	—	—	—
манезит	—	—	—	—	—	—
сидерит	—	—	—	—	—	—
антимонит	—	—	—	—	—	—
кальцит	—	—	—	—	—	—
марказит	—	—	—	—	—	—
пирротин	—	—	—	—	—	—
фрейбертит	—	—	—	—	—	—
текстура руды	Брекчи еваз, прожилково-выраженная	симметрично-полосчатая, сетчатая	асимметрично-полосчатая, пересечения	280-140	240-100	друсовая, прожилковая
температура образования, °С	530-360	470-310	380-250	280-140	240-100	

Минералы: 1 - главные, 2 - второстепенные, 3 - примесные, 4 - редкие. Примечание: в перечень минералов не включены минералы зоны окисления

вольфрамит → арсенопирит-II.

Пирит-пирротин-кварцевая ассоциация характеризуется переменным соотношением сульфидов и кварца при отсутствии турмалина и касситерита. При этом вполне однозначно устанавливается более поздний секущий характер сульфидных жил. Порядок кристаллизации минералов: кварц-III → арсенопирит-III → молибденит → пирротин → пирит-III → марказит.

Станнин - полиметаллическая ассоциация. Выделение самостоятельной прежде не известной, станнин-полиметаллической ассоциации основано на пересечении ее жилами и прожилками более ранних минеральных сообществ, а также на различии температур образования кварца этого и предшествующего парагенезисов. Последовательность отложения минералов: халькопирит → сфалерит → станнин → висмутовые минералы → галенит → блеклые руды → серебряные минералы → карбонаты кварц-IV → буланжерит → джемсонит → бурнонит.

В рудных телах станнин встречается как в виде микроскопических агрегатов в халькопирите и сфалерите (Пээкенейский массив), так и в составе многочисленных сульфидных жил, прожилков и гнездовых обособлений (Певекский, Янрапаакский массивы). На отдельных участках Валькумейского и Янрапаакского месторождений количество станнина достигает 20-50% от общего объема минералов олова. На флангах большинства сульфидных жил станнин преобладает над халькопиритом и пирротин. Появление этой ассоциации свидетельствует о заметном изменении физико-химической обстановки на поздних стадиях развития рудных тел. По масштабу развития она часто вполне сопоставима с наиболее распространенной касситерит-арсенопирит-кварцевой ассоциацией.

Антимонит-кварц-кальцитовая ассоциация образует самостоятельные жилы и прожилки, секущие все жильные образования отмеченных выше парагенезисов или заполняет промежутки между выделениями более ранних агрегатов. Последовательность выделения минералов: кварц-V → антимонит → бертьерит → кальцит-I.

Приведенная схема последовательности формирования рудных тел отражает лишь общую направленность рудообразующего процесса. Масштабы развития каждой минеральной ассоциации в различных участках месторождений неодинаковы. В каждом конкретном случае это зависит

от термодинамической обстановки, типа геохимического барьера и структурных особенностей участков разгрузки гидротерм.

О различии термодинамической обстановки рудоотложения в различных участках рудного поля свидетельствуют результаты сравнения особенностей распределения минеральных ассоциаций и текстур их руд на месторождениях Певекского, Пээкенейского и Янрапаакского массивов, что, вместе с тем, является и способом выявления зональности рудоотложения.

Минеральный состав рудных тел месторождений Фланговое, Двурогое, Седьмой километр, Скрытое и ряда рудопроявлений Пээкенейского и Янрапаакского массивов практически аналогичен Валькумейскому месторождению и лишь несколько различается по количественному соотношению главных минералов, которые определяют минералогический облик отдельных объектов рудного узла. В западной части рудного поля (месторождения Прибрежное, штокверк Геофизический, Скрытое, западный фланг месторождения Валькумейское) в основном развиты рудные тела с гнездово-вкрапленным распределением касситерита и незначительным количеством сульфидов, представленных пиритом, арсенопиритом, реже халькопиритом и пирротин. В значительных объемах проявлена ранняя кварц-турмалиновая ассоциация. В центральной части рудного поля (восточный фланг месторождения Валькумейское, Фланговое) оловорудные тела представлены сложными и простыми жилами, минеральный состав которых более разнообразен. Среди сульфидов преобладают пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, станнин, реже отмечается галенит, сфалерит, антимонит. Касситерит в жилах встречается в виде линз, маломощных прожилков, а также в стержневых частях жил. Количество арсенопирита сокращается, в больших количествах развит пирротин и халькопирит.

В восточной части рудного поля (месторождения Двурогое, Седьмой километр) рудные тела по морфологическим признакам и составу сходны с центральной частью рудоносной площади. Главной отличительной особенностью руд этих объектов является повышенное количество сфалерита и галенита, которые на западном фланге практически не встречаются, а также значительные содержания скаленоэдрического кальцита и крупнокристаллического арсенопирита. Вместе с тем, наблюдается уменьшение объема кварц-турмалиновой и касситерит-кварцевой минерализа-

ции.

На севере рудного поля (месторождение Седьмой километр) в рудных телах большое значение приобретают пирротин и халькопирит. Выявленные особенности минерального состава месторождений, по-видимому, являются отражением различного положения каждого из этих месторождений на вертикальной плоскости общей рудовмещающей колонны.

На основании приведенных данных по минералогии месторождений можно утверждать, что южный тектонический блок рудного узла (Певекский массив) приподнят и существенно эродирован. Вскрытая часть юго-западного фланга Валькумейского месторождения отвечает наиболее продуктивной зоне рудоотложения. Здесь проявлены продукты всех стадий минералообразования. Северный блок рудного поля опущен, степень эродированности его небольшая. Вероятно активное проявление пострудных тектонических процессов сбросового типа является основной причиной заметных рудно-геохимических отличий выведенных на поверхность уровней минерализованных блоков Певекского оловорудного узла. В северной и восточной частях изученного рудного поля эрозией, вероятно, вскрыты лишь верхние части рудной зоны. Следовательно, минеральный состав рудных тел месторождений Двурогое, Седьмой километр на глубоких еще не вскрытых горными выработками горизонтах может быть аналогичен минеральному составу изученных жил западной части массива. Выведенные же на поверхность минеральные ассоциации месторождения Северного (Янрапаакское рудное поле) характеризуют преимущественно поздние непродуктивные стадии рудообразующего процесса.

Характерными особенностями руд Северного блока являются ограниченное развитие ранних кварц-турмалиновой и касситерит-арсенопирит-кварцевой ассоциаций и более значительное проявление продуктов следующей сульфидно-кварцевой стадии. Главным минералом олова здесь является станнин. Значительно интенсивнее проявлена поздняя антимонит-кварц-кальцитовая ассоциация.

Указанием на локализацию различного по составу оруденения на определенных гипсометрических уровнях (геохимических барьерах) относительно рудогенерирующего очага является приуроченность к ним минеральных парагенезисов со своеобразными текстурными рисунками.

На западном фланге рудного поля (месторождение Скрытое, гор.-100 м), где в рудах преимущественным распространением пользуются продукты ранних стадий минерализации, типичными текстурами руд являются прожилково-вкрапленные, вкрапленные и сетчатые. В центре рудного поля (месторождения Валькумейское и Фланговое), где максимально проявлены все стадии минерализации, для верхних горизонтов жил (гор.+150 - +10 м) характерными текстурами руд являются друзовые, прожилковые, пересечения и линзовидные. Этому интервалу оруденения свойственны минеральные ассоциации заключительной стадии минерализации с невысоким содержанием олова. С увеличением глубины (гор. -50 - -150 м) наблюдается смена текстур руд на пятнистые, полосчатые с характерным симметричным и асимметричным строением, и далее прожилково-вкрапленные. Интервал развития этих текстур отвечает продуктивным стадиям рудоотложения. На восточном фланге рудного поля (месторождение Двурогое, гор. +100 м), представляющем собой зону затухания рудообразования, по восстанию жил вкрапленное оруденение сменяется пятнистым, прожилковым, линзовидным и друзовым.

Температурный режим формирования месторождений рудного узла установлен по включениям рудообразующей среды в кварце разных генераций, касситерите и кальците. Изучение микровключений в минералах осуществлялось в термокамере конструкции Ю.А. Долгова, Л.Ш. Базарова с точностью измерения $\pm 5^{\circ}\text{C}$.

Проведенные исследования показали, что месторождения сформированы в нормальном регрессивном режиме развития гидротермальной системы с понижением температуры и давления от ранних стадий к поздним (табл. 2).

Образование ранней кварц-турмалиновой ассоциации происходило в интервалах температуры 530-360 $^{\circ}\text{C}$ и давления 110-95 МПа из натриево-кальциево-гидрокарбонат-хлоридных растворов (Валькумейское 530-390 $^{\circ}\text{C}$, Фланговое 490-370 $^{\circ}\text{C}$, Двурогое 490-360 $^{\circ}\text{C}$, Седьмой километр 500-380 $^{\circ}\text{C}$, Янрапаакское 470-360 $^{\circ}\text{C}$).

Отложение главной продуктивной по олову касситерит-арсенопирит-кварцевой ассоциации осуществлялось из калиево-магниево-натриево-бор-гидрокарбонат-хлоридных растворов в пределах температуры 460-310 $^{\circ}\text{C}$ и давления 80-65 МПа (Валькумейское 470-310 $^{\circ}\text{C}$, Фланговое 455-330 $^{\circ}\text{C}$, Двурогое 445-310 $^{\circ}\text{C}$, Седьмой километр 440-320 $^{\circ}\text{C}$, Скрытое 440-

Таблица 2
Физико-химические условия образования минеральных ассоциаций оловорудных месторождений
Исневского узла

Минеральная ассоциация	Исследуемый минерал	Тип включения	Температура гомогенизации, град	Давление, МПа	Состав растворов
Кварц-турмалиновая	Турмалин Кварц-I	Гх, Гх > Кт, Гх >> Жв, Гх >> (Жв + Кт) Гх, Гх >> Жв, Гп ≥ Жв, Гп ≥ (Жв > К), Жв, Жв >> Гп, Жв > (Гп + Кл), Жв > (Гп + Кт)	530-360	110-95	Na-Ca-HCO ₃ -Cl
Касситерит-арсенопирит-кварцевая	Кварц-II Касситерит	Гх, Гх >> Жв, Гп >> Жв, Гп ≥ (Жв + Кл), Гп ≥ (Жв + Кт), Жв, Жв >> Гп, Жв > (Гп + Кл), Жв > (Гп + Кт), Жв > Жу + Гп Гх, Гх >> Жв, Гх >> (Жв + К), Гп ≥ Жв, Гп ≥ (Ж > К), Жв, Жв >> Гп, Жв > (Гп + Кл), Жв > (Гп + Кт), Жв > (Жу + Гп), Жв > (Жу + Гп + К)	460-310	80-65	Ca-Mg-Na- VO ₂ -HCO ₃ -Cl
Пирит-пирротин-кварцевая	Кварц-III	Гх, Гх >> Жв, Гп ≥ Жв, Гп > (Жв > К), Жв, Жв >> Гп, Жв > (Гп + Кл), Жв > (Гп + Кт), Жв > (Жу + Гп), Жв > Жу + Гп + К	380-250	60-30	Ca-K-Na-SO ₄ -HCO ₃ -Cl
Станнин-полиметаллическая	Кварц-IV	Гп ≥ Жв, Гп ≥ (Жв > К), Гп ≥ (Жв + К), Жв, Жв >> Гп, Жв > (Гп + Кт), Жв > (Гп + Кл), Жв > (Жу + Гп)	280-140	40-30	
Антимонит-кварц-кальцитовая	Кварц-V Кальцит	Жв, Жв >> Гп, Жв > (Гп + Кл), Жв > (Гп + Кт), Жв > (Жу + Гп)	220-170	25-10	Na-Ca-Cl-HCO ₃

Примечание: Г - газ, Ж - жидкость, К - кристалл, в - вода, п - пар, у - углекислота, л - легкорастворимый галогид,
т - труднорастворимый силикат, х - смесь газов или жидкость не определенного состава

310°C, Янрапаакское 420-310°C). Кристаллизация касситерита по температурной шкале отвечает интервалу 460-320°C (Валькумейское 460-330°C, Фланговое 430-340°C, Двурогое 420-360°C, Седьмой километр 400-310°C).

Пирит - пирротин-кварцевая ассоциация образована из кальциево-калиево-натриево-сульфат-гидрокарбонат-хлоридных растворов в диапазоне температур 380-250°C и давлении 60-30 МПа (Валькумейское 380-260°C, Фланговое 350-290°C, Двурогое 330-260°C, Седьмой километр 350-270°C, Скрытое 370-290°C, Янрапаакское 325-250°C).

Отложение второй продуктивной по олову станнин-полиметаллической ассоциации происходило при более низких температурах 280-140°C при давлении 40-30 МПа из кальциево-калиево-натриево-сульфат-гидрокарбонат-хлоридных растворов (Валькумейское 280-140°C, Фланговое 260-140°C, Двурогое 235-150°C, Седьмой километр 250-160°C, Янрапаакское 230-180°C).

Заключительная антимонит-кварц-кальцитовая ассоциация образована натриево-кальциево-хлоридно-гидрокарбонатными растворами при температуре 240-100°C и давлении 25-10 МПа (Валькумейское 240-100°C, Двурогое 200-120°C, Седьмой километр 210-100°C, Янрапаакское 215-100°C).

По данным о температурах образования продуктивных парагенезисов по продольным и поперечным разрезам Валькумейского месторождения (абс. отм. +150 - -150 м) был выявлен градиентный характер изменения его температурного поля. Средний вертикальный температурный градиент для главной по олову касситерит-арсенопирит-кварцевой ассоциации равен 20°C на 100 м, для второй продуктивной станнин-полиметаллической - 25°C на 100 м.

Выявленные различия в температурах формирования одновременных минеральных ассоциаций (табл. 3) позволяют проводить оконтуривание блоков, отличающихся по продуктивности (оловосодержащие и безрудные) и по типу руд (касситеритовые и станниновые). Организация селективного извлечения сульфидных и окисных руд позволит создать более совершенную технологическую схему переработки руд и снизить потери основного металла при его извлечении.

Сведения о температурных условиях продуктивного минералообразования на площади наиболее полно изученного Валькумейского место-

Таблица 3

Отличительные свойства продуктивных минеральных комплексов рудного узла

Термобарогеохимические признаки	Степень важности, параметры	
	Касситерит-арсенопирит-кварцевая	Станнин-полиметаллическая
А) микроскопические:	Весьма важное	
1. Семейства включений, содержащих в качестве самостоятельной фазы жидкую CO_2		
2. Семейства существенно газовых включений		
3. Семейства ГЖВ с кристалликами растворимых солей		
4. Первичные включения по зонам роста в минералах		
5. Наличие разнотемпературных ГЖВ, но близких по температурам гомогенизации	Встречаются в кварце, касситерите и др.	
Б) аналитико-метрические:	Характерно для среднетемпературных интервалов	
1. Интервал температур гомогенизации	460-310°C	280-160°C
2. Давление	80-50 МПа	40-30 МПа
3. Температурный градиент (средний)	20°C/ 100 м	20°C/ 100 м
4. Интервал вариаций температурного градиента по вертикали	от 5 до 20°C	от 0 до 25°C
5. Содержание твердых фаз во включениях	5-15 об. %	до 35 об. %
6. Суммарная концентрация солей в капсулированных растворах	30-32 мас. %	до 40 мас. %

рождения и данные о вертикальном температурном градиенте отложения оловосодержащих минеральных парагенезисов позволили рассчитать вертикальный интервал развития и величину эрозионного среза оловянного оруденения не только на Валькумейском, но и на других объектах рудного узла. Вертикальный размах промышленного оруденения по оценке авторов для месторождений Валькумейского составляет 750, Флангового и Двурогого – 600, Седьмого километра – 665, Скрытого – 725 и Янрапаакского – 625 м.

Проведенный расчет эродированных частей продуктивных интервалов минералоотложения на основных месторождениях с привлечением данные по зональности минералообразования и характеру изменения текстурных особенностей руд с глубиной привел к следующим результатам: Валькумейское – 350, Фланговое – 250, Двурогое – 300, Седьмой километр – 200, Скрытое – 400, Янрапаакское – 200 м.

Сопоставляя данные по оценке вертикального диапазона распространения оруденения и рассчитанные величины эрозионного среза месторождений, можно сделать вывод, что все объекты рудного узла имеют хорошие перспективы обнаружения промышленного оруденения на интервале 300-400 м ниже вскрытых горизонтов. Следовательно, решение о закрытии рудника на базе месторождения Валькумейского с геологической точки зрения не может быть признано обоснованным.

Результаты минералого-геохимического и термобарогеохимического изучения Валькумейского и других оловорудных месторождений в комплексе с информацией об их геологическом строении и структурно-геологических особенностях положены в основу построения геолого-генетической модели Певекского рудного узла. Ранее понятия «геолого-генетическая модель», «магмо-рудогенерирующие блоки», «рудно-магматическая система», «рудноносная система», «рудноносный вулканоплутонический комплекс», «физико-химическая модель» и другие неоднократно рассматривались в работах применительно к конкретным объектам исследования локального или регионального классов. В частности, этим вопросам много внимания было уделено Г.М. Власовым (1975), А.А. Сидоровым (1978), А.Д. Щегловым (Вулканические пояса..., 1980), В.И. Гончаровым (1984, 1990), М.М. Константиновым и др. (2000), В.И. Суховым и др. (2000). Результаты изучения Валькумейского и других касситерит-силикатных месторождений Западной Чукотки также позволя-

ют построить геолого-генетическую модель рудного узла, определив ее как объемное описательное и/или графическое изображение рудно-магматической системы, включающей группу одновременно развивающихся, схожих по геологическому строению, составу и физико-химическим условиям образования месторождений, дающих наглядное представление о геологической позиции объекта исследований, его строении, последовательности проявления и распределении в нем оруденения. Основными объект-процессами этой модели являются геолого-структурные, петрологические, геохимические и минералогические данные об особенностях локализации, а также сведения о режиме формирования месторождений рудного узла.

Таким образом, анализ результатов проведенных минералогических и термометрических исследований по месторождениям Певекского рудного узла совместно с опубликованными ранее данными по геологии и геохимии этих объектов существенно дополняют сложившиеся представления по генезису оловорудных месторождений и могут быть использованы как для построения геолого-генетической модели рудного узла с касситерит-силикатной минерализацией, так и для организации крупномасштабных поисков скрытого оруденения в его пределах.

Список литературы

- Бойков И.С., Иванов О.П. и др. Новое о рудоподводящих структурах Валькумейского рудного поля (западная Чукотка). Новосибирск: Тр. ЦНИИОлово, 1977, №6, с. 15-18.
- Власов Г.М. О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах // Геология руд. месторождений, 1975, т. 17, № 5, с. 18-24.
- Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. Ответст. редактор А.Д.Щеглов. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Геология оловорудных месторождений СССР. Т.2 // Оловорудные месторождения СССР. Кн. 1. М.: Недра. 1986. 429 с.
- Гончаров В.И. Рудно-магматические системы Восточно-Азиатских вулканогенных поясов и проблемы их изучения // Рудно-магматические системы Северо-Востока СССР. Хабаровск: МФ ХПИ, 1990, с. 4-15.
- Гончаров В.И., Еремин Р.А., Савва Н.Е. и др. Геолого-генетические модели золоторудных формаций Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 109-126.
- Городинский М.Е. Геологический очерк Центральных районов Чукотки //

Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. Магадан: СВГУ, 1963, с. 14-21.

Денисенко В.К., Кумырева М.Ф., Неженский И.А. Критерии перспективной оценки рудных районов на олово-вольфрамовое оруденение. М.: Недра. 1971. С. 184.

Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 287 с.

Иванов О.П., Бойков И.С. Перспективы промышленной оловоносности Певекского узла. Магадан, Колыма, 1976, №2, с. 15-20.

Козлов В.Д. Геолого-геохимическая зональность Певекской (Валькумейской) рудно-магматической системы Чукотки. Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, №2, с. 59-69.

Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., Недра, 1972.

Сидоров А.А. Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов. Магадан. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. 370 с.

Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова. // В.В. Макеев, А.Б. Павловский и др. /М., Недра, 1983, с. 174-180.

Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П. и др. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 218 с.

Козлов В.Д. Геолого-геохимическая зональность Певекской (Валькумейской) рудно-магматической системы Чукотки // Тихоокеанская геология. 1996, т. 15. № 2. С. 59-69.

Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др. Золото-серебряные месторождения. М.: ЦНИГРИ, 2000. 239 с.

Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. М.: Наука. СО, 1976. 283 с.

ГАЗОВО-ЖИДКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СИНИЛЬГА, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

FLUID INCLUSION IN QUARTZ FROM SINILGA OCCURENCE, SUBPOLAR URAL

Н.В. Сокерина, С.Н. Шанина.

Results of gas-liquid inclusions study in various types of vein quartz (intersecting and conformable) from Sinilga occurrence are presented. It was established that the water extracts from intersecting quartz veins contain the great amount of SO_4^{2-} and NO_2^- . Concentrations of Cl^- and NO_3^- increase insignificantly. The greatest amount of HCO_3^- is established in water extracts from conformable veins. Carbon dioxide is a main component of gas-liquid inclusions composition from intersecting vein quartz, water is the second. As a rule other gases present at minor amounts. Water is an abundant component in the gas-liquid inclusions from conformable vein quartz. One-modal distribution of homogenization temperatures (146-209°C) is established in the inclusions from intersecting quartz veins. Inclusions from conformable quartz veins have a bimodal distribution..

Золото-сульфидное проявление Синильга расположено в центральной части Приполярного Урала, в верховьях р. Пелингичей. В тектоническом плане оно приурочено к экзоконтакту Народинского гранитного массива. Вмещающие породы представлены сланцами пуйвинской свиты среднего рифея. На территории проявления развиты отложения средней и верхней толщи свиты. Средняя толща, в пределах которой локализовано оруденение, сложена зелеными, серо-зелеными полосчатыми мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, иногда карбонатизированными. Верхняя толща представлена серыми, темно-серыми, реже зелеными мусковит-кварцевыми, мусковит-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями алевросланцами и карбонатизированных сланцев [2]. Породы пуйвинской свиты сильно рассланцованы в субмеридиональном направлении: азимут пад. 280-300°, угол пад. 50-80°. Контакт с гранитоидами Народинского массива тектонический. В сланцах отмечаются маломощные тела метабазитов верхнекожимского комплекса и плагиогранитов. В пределах проявления развиты разнообразные кварцевые жилы,

залегающие в согласных и поперечных трещинах.

Наиболее ранними по времени образования являются согласные жилы. Они имеют линзовидные, линзовидно-четковидные, извилистые формы. Их мощность колеблется в широких пределах, достигая 3 м. Контакт с вмещающими породами четкий. Мощность обычно составляет 0.3-0.5 м, редко она достигает 1 м [2]. В согласных жилах часто присутствуют кальцит, хлорит, в приальбандовой части жил встречается мусковит. В жилах, залегающих в гранитоидах, встречается ильменит. Наблюдаются околожилные ореолы гидротермального изменения пород.

Секущие жилы являются наиболее поздними по времени образования. Они имеют плитовидную форму. Их мощность составляет 0.3-0.5 м, редко достигает 1 м. По простиранию отдельные жилы прослеживаются на несколько десятков метров. Контакты с вмещающими породами резкие нарушенные. Наблюдаются околожилные ореолы гидротермального изменения шириной 1-1.5 м. Измененные породы более пористые, серицитизированные [2]. Жилы часто имеют простой, почти мономинеральный состав. По данным М.Б. Тарбаева и др. [4], иногда в их составе также присутствуют галенит, пирит, арсенопирит, мусковит, анкерит, халькопирит, пирротин, сфалерит, марказит, магнетит, рутил, ильменит, анатаз, хлорит, ортоклаз. В результате гипергенеза многие минералы растворены. Пустоты часто заполнены бурыми охристыми гидроксидами железа и ярозитом. Отмечены гетит, гидрогетит, церрусит, англезит, сера, плумбоярозит, ковелин, малахит, скородит, гематофонит. Золото-сульфидная минерализация наложена на жилы, занимающие секущее положение по отношению к сланцеватости вмещающих пород.

В настоящей работе изложены результаты изучения газово-жидких включений (ГЖВ) в кварце из согласных и секущих кварцевых жил рудопроявления Синильга. Целью работы являлось детальное описание и типизация флюидных включений. За основу типизации взяты генезис включений (первичность, вторичность) и объем газовой фазы. В качестве дополнительных критериев использовались размеры включений и температура их гомогенизации. Были приготовлены и описаны под микроскопом дуполированные пластины жильного кварца. Гомогенизация включений проводилась на серийной установке УМТК-3 с использованием хромель-копелевой термопары, которая градуировалась по температурам плавления следующих компонентов: янтарная кислота, самород-

ная сера, нитрат калия, бихромат калия. Показания снимались с цифрового вольтметра В7-34. Погрешность установки составила 3-4°C.

Секущие (золоторудные) жилы рудопроявления Синильга сложены гигантозернистым кварцем, в котором наблюдаются первичные и вторичные газово-жидкие включения. К первичным мы отнесли все пневматодитовые двух-трехфазовые включения с содержанием газовой фазы 40-70 %, где третья фаза представлена жидкой углекислотой. Они имеют овальные вытянутые формы, иногда с элементами огранки. Размер включений не превышает 10 мкм. Температура гомогенизации равна 334-461°C. Гомогенизация включений проходит по второму типу (содержимое ГЖВ переходит в газовую фазу). Гидротермальные включения, которые однозначно можно считать первичными, нами не обнаружены. Поэтому мы их интерпретировали как вторичные. По фазовому составу они могут быть однофазовыми и двухфазовыми. Гомогенизация включений проходит по первому типу. Условно их можно подразделить на несколько разновидностей.

- Двухфазовые включения с объемом газовой фазы 50-60 %. Они имеют овальные вытянутые формы, часто с элементами огранки. Размер включений не превышает 15 мкм, составляя в среднем 5-8 мкм. Температура гомогенизации равна 312-464°C.

- Двухфазовые включения с объемом газовой фазы 30-40 %. Они также имеют разнообразные формы, часто с элементами огранки. Размер включений не превышает 15 мкм, составляя в среднем 5-8 мкм. Температура гомогенизации равна 242-368°C. Ближе к крупным трещинам эти включения часто разгерметизированы.

- Двухфазовые включения с содержанием газовой фазы 10-20 %. Они имеют разнообразные формы, иногда с элементами огранки. Размер включений не превышает 20 мкм, а в среднем составляет 5-8 мкм. Температура гомогенизации равна 156-341°C. Среди них часто наблюдаются разгерметизированные включения.

- Одно-двухфазовые включения с содержанием газовой фазы не более 5%. Они могут иметь разнообразную форму, чаще всего ориентированы вдоль трещин. Их размер не превышает 20 мкм, обычно 5-8 мкм. Температура гомогенизации двухфазовых включений составляет 81-222°C. Иногда включения расшнурованы.

Согласные жилы рудопроявления Синильга сложены мелкозерни-

стым и гигантозернистым кварцем, который характеризуется небольшим количеством флюидных включений. В основном, это жидкие однофазовые включения. Иногда встречаются ГЖВ, образованные в результате «вскипания» растворов. Распространены псевдвторичные и вторичные включения. Псевдвторичные двухфазовые включения содержат до 5 % газовой фазы и могут иметь разнообразную форму, чаще столбчатую, иногда с элементами огранки. Они расположены вдоль трещин, которые не выходят за пределы одного индивида и часто ориентированы вдоль их направлений. Размер включений обычно не более 5 мкм, однако может достигать 20 мкм. Температура гомогенизации равна 167-193°C. Иногда во включениях наблюдается процесс расшнуровывания. Этот тип ГЖВ встречается в мелкозернистом кварце. Гомогенизация включений происходит по первому типу. Установленные вторичные включения можно подразделить на следующие разновидности.

- Двухфазовые включения с содержанием газовой фазы до 10 %. Иногда ГЖВ могут содержать третью фазу в виде минерала-узника, захваченного в момент минералообразования. Они имеют трубчатую форму, часто с элементами огранки. Размер включений может достигать 20 мкм, обычно 5-8 мкм. Температура гомогенизации равна 106-179°C. Иногда в этих включениях наблюдается процесс расшнуровывания. Гомогенизация включений происходит по первому типу.

- Однофазовые включения. Они имеют разнообразные, чаще трубчатые, формы. Иногда включения могут содержать вторую фазу в виде минерала-узника, захваченного в момент минералообразования. Их размеры обычно не превышают 5-8 мкм. Среди них часто встречаются расшнурованные включения, размер которых может достигать 30 мкм.

Анализируя состав водных вытяжек (ВВ) жильного кварца рудопроявления Синильга можно отметить, что для них характерен гидрокарбонатно-кальциевый состав (табл. 1).

В анионной части водных вытяжек ведущим является HCO_3^- (рис. 1), вторым по значимости - SO_4^{2-} . На третьей позиции в ряду убывания концентраций находится Cl^- . В отдельных случаях Cl^- содержится в больших количествах чем SO_4^{2-} . Содержание таких компонентов как NO_2^- и NO_3^- незначительно и они всегда занимают последние места в ряду убывания концентраций. Относительные содержания компонентов в ВВ из согласных и секущих жил несколько отличаются. В водных вытяжках из

Таблица 1

Результаты комплексного химического анализа водных вытяжек из жильного кварца рудопроявления Синильга

№	тип жил	pH	Содержание, мг/дм										Σ
			HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NH ₄ ⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
4094	секущие	6,5	1,71	0,70	0,03	0,07	1,31	0,16	0,54	0,13	1,10	0,32	6,07
4206	секущие	6,3	2,19	0,54	0,02	0,06	-	0,03	0,43	0,13	0,65	0,15	4,19
4208	секущие	6,3	1,22	0,36	0,02	0,06	1,10	0,08	0,27	0,13	0,86	0,32	4,41
4068	секущие	6,2	1,71	0,69	0,02	0,06	2,35	0,14	0,60	0,17	1,10	0,12	6,95
4374	секущие	6,2	1,95	0,68	0,02	0,06	1,62	0,16	0,49	0,13	0,58	0,10	5,79
X		6,3	1,76	0,59	0,02	0,06	1,28	0,11	0,47	0,14	0,86	0,20	5,48
			32,03	10,84	0,35	1,10	23,30	2,10	8,50	2,50	15,7	3,69	
4210	согласные	6,6	2,44	0,34	0,01	0,07	1,46	0,02	0,60	0,34	1,08	0,20	6,56
- 4212	согласные	6,3	1,46	0,32	0,02	0,06	1,10	0,03	0,27	0,21	1,08	0,15	4,69
4215	согласные	6,5	3,17	1,68	0,02	0,07	0,68	0,07	0,98	0,30	1,39	0,47	8,82
4215a	согласные	6,7	3,90	0,27	0,02	0,09	0,37	0,14	0,22	0,09	2,23	0,52	7,85
X		6,5	2,74	0,65	0,02	0,07	0,90	0,06	0,52	0,24	1,45	0,34	6,98
			39,3	9,35	0,23	1,00	12,93	0,89	7,42	3,37	20,71	4,8	

Примечание: x - среднее значение (числитель - абсолютная концентрация, мг/дм³; знаменатель - относительная, %).

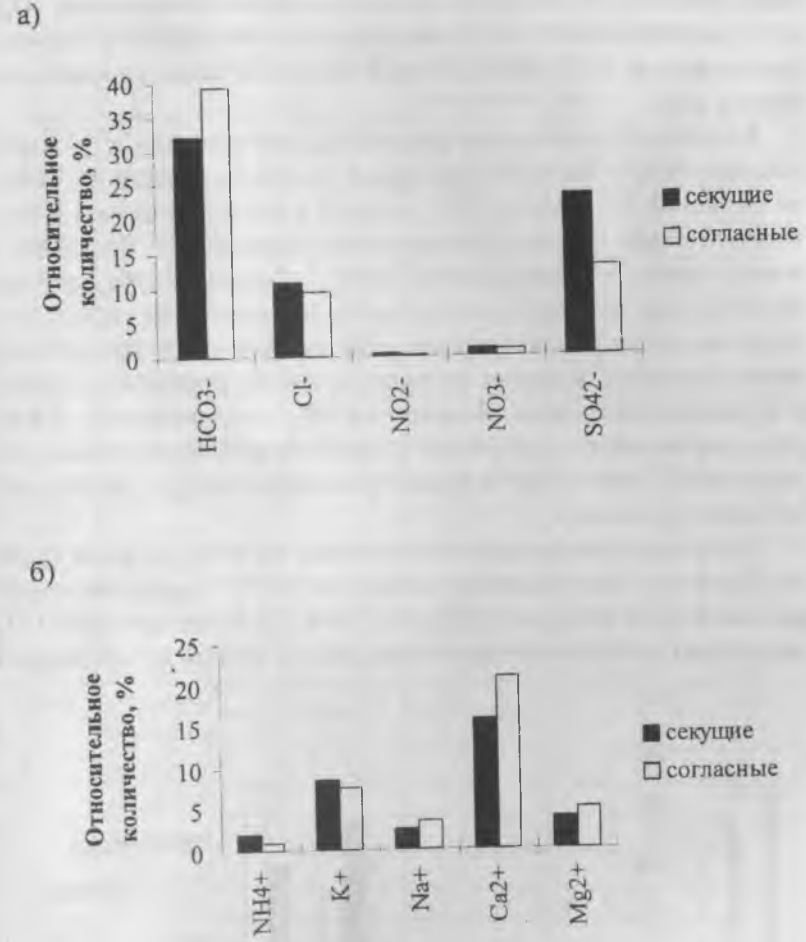


Рис.1. Изменение состава водных вытяжек жильного кварца рудопроявления Синильга: а - для анионной части, б - для катионной части.

кварца секущих жил отмечается заметное увеличение концентрации SO_4^{2-} и NO_2^- , концентрации Cl^- и NO_3^- увеличиваются незначительно. Наибольшее количество HCO_3^- наблюдается в водных вытяжках из кварца согласных жил.

В катионной части водных вытяжек ведущим является Ca^{2+} . На втором месте в ряду убывания концентраций обычно расположен K^+ . Третьим по значимости является Mg^{2+} , который в отдельных случаях может занимать вторую позицию, превосходя по содержанию K^+ . Иногда Mg^{2+} может уступать по содержанию Na^+ и NH_4^+ . Содержание NH_4^+ обычно незначительно, но в отдельных пробах оно превосходит Na^+ и Mg^{2+} . Относительные содержания катионов в ВВ из согласных и секущих жил также отличаются. В водных вытяжках из кварца секущих жил отмечается заметное увеличение концентрации NH_4^+ по отношению к ВВ из кварца согласных жил. Количество K^+ увеличивается незначительно. Содержание Ca^{2+} , Na^+ и Mg^{2+} в водных вытяжках из кварца секущих жил наоборот уменьшается.

Газохроматографический анализ показал, что основная масса включений для всех типов кварца вскрывается до 500°C . Основными компонентами люидов являются N_2 , CO_2 , H_2O (табл. 2). В секущих жилах CO_2 превосходит по количеству другие газы (рис. 2). Вторым по содержанию

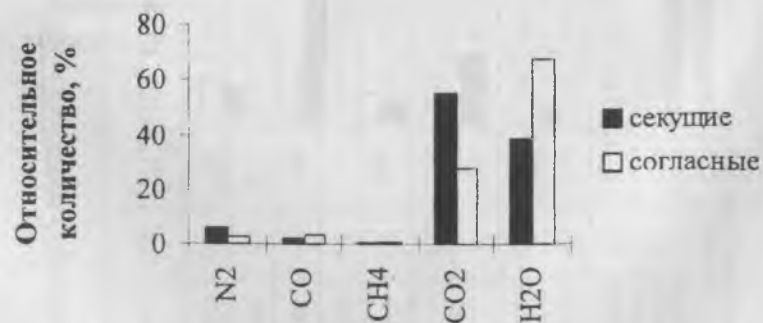


Рис.2. Газовый состав включений в жильном кварце

Таблица 2

Газовый состав включений в основных типах жильного кварца рудопроявления Синильга

№	тип жил	Содержание, мг/дм					
		N_2	CO	CH_4	CO_2	H_2O	Σ
4093	секущие	9,1	1,9	1,4	70,2	37,3	118,9
4094	секущие	1,4	1,3	0,3	38,3	17,2	58,5
4325	секущие	11,3	1,2	0,5	68,3	27,4	108,7
4068	секущие	3,5	2,0	0,4	63,9	59,3	129,1
4333	секущие	4,6	1,8	0,3	35,1	37,2	79,0
4337	секущие	12,9	4,0	0,5	67,1	12,6	97,1
4218	секущие	7,6	1,2	0,4	34,5	101,2	144,9
4077	секущие	3,2	1,1	0,2	38	25,7	68,2
4095	секущие	5,7	4,0	0,2	53,4	31,2	94,2
4208	секущие	7,6	1,4	0,4	111,3	29,6	150,3
4211	секущие	6,0	1,2	0,6	65,8	61,0	134,6
4206	секущие	2,4	2,5	0,3	16,1	20,8	42,1
X	секущие	<u>6,3</u>	<u>2,0</u>	<u>0,4</u>	<u>55,1</u>	<u>38,4</u>	102,1
		6,1	1,9	0,4	54,0	37,6	
4216	согласные	1,1	1,0	0,2	12,3	8,9	23,5
4214a	согласные	1,6	3,5	0,2	12,0	22,9	40,2
4133	согласные	2,4	1,4	0,3	20,9	48,7	73,7
4134	согласные	1,8	0,2	-	10,4	8,7	21,1
4212	согласные	1,4	0,7	0,3	8,8	6,6	17,8
4213	согласные	2,7	2,4	0,2	14,9	27,7	47,9
4210	согласные	1,6	1,0	0,2	8,9	17,2	28,9
4215	согласные	3,0	1,5	0,7	20,2	216,2	241,6
4224	согласные	-	2,3	0,2	11,3	9,5	23,3
4224a	согласные	-	0,9	0,2	8,9	10,6	20,6
4215a	согласные	-	3,0	0,2	8,5	9,7	21,4
4223 b	согласные	-	0,4	-	4,4	-	4,8
4223a	согласные	0,6	1,2	0,2	14,6	-	16,6
X	согласные	<u>1,2</u>	<u>1,5</u>	<u>0,2</u>	<u>12,0</u>	<u>29,7</u>	44,7
		2,8	3,4	0,5	26,9	66,5	

Примечание: x - среднее значение (числитель - абсолютная концентрация, м г/дм³, знаменатель - относительная, %).

компонентом в составе газовой-жидких включений является H_2O , следующим - N_2 . Количество CO и CH_4 как правило очень незначительно. В согласных жилах основным компонентом является H_2O . Следующий наиболее значимый компонент - CO_2 . Третьим по содержанию компонентом в составе газовой-жидких включений является CO . Количество таких газов, как N_2 и CH_4 незначительно.

Таким образом, изучение газовой-жидких включений в жильном кварце рудопроявления Синильга с помощью различных методов исследования позволило сделать следующие выводы.

1. Анализ данных по температурам гомогенизации и частотам их встречаемости позволил установить, что для включений в кварце из секущих жил характерно одномодальное распределение температур гомогенизации с модой в интервале $146-209^\circ C$ (рис. 3). Включения в кварце из согласных жил имеют бимодальное распределение температур гомогенизации с модами в двух температурных интервалах: $125-142$, $179-196^\circ C$ (количество интервалов рассчитывалось по формуле Стерджеса). Известно, что температура - один из наиболее важных параметров минералообразующих сред. Часто промышленные концентрации, золота связаны с участками развития минеральных агрегатов, образовавшихся в оптимальном диапазоне температур $275-190^\circ C$ [5]. В жильном кварце рудопроявления Синильга характерные для золоторудного процесса газовой-жидкие включения не установлены.

2. Сравнение относительных содержаний газов в составе включений в кварце из секущих и согласных жил показало, что в секущих жилах резко возрастает роль таких компонентов как CO_2 и N_2 . Такие повышенные содержания азота и углекислого газа обычно характерны для золоторудного кварца.

3. По составу анионов водные вытяжки всех проб являются существенно гидрокарбонатными. Расчет отношения $HCO_3^- / (Cl^- + SO_4^{2-})$ показывает, что оно изменяется в сравнительно небольших пределах: для секущих жил - $4.1-0.6$, для согласных - $1-6.1$. Соотношение K^+ / Na^+ для секущих жил равно $2.1-4.2$, для согласных жил - $1.3-3.3$. Наблюдается повышенное содержание SO_4^{2-} (рис.4). Т. к. во вмещающих породах осадочные сульфаты не установлены, то они не могли быть источником серы в растворах, формирующих рудопроявление Синильга [1]. Возможно, что образование флюида происходило другим путем. Кислые сульфатно-хло-

а)



б)



Рис.3. Гистограммы распределения температур гомогенизации газовой-жидких включений в жильном кварце: а - для секущихся жил, б - для согласных жил.

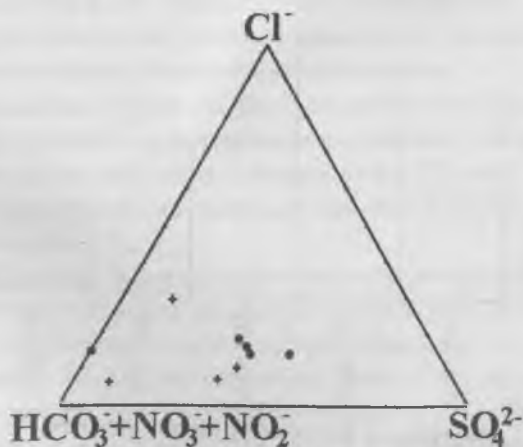
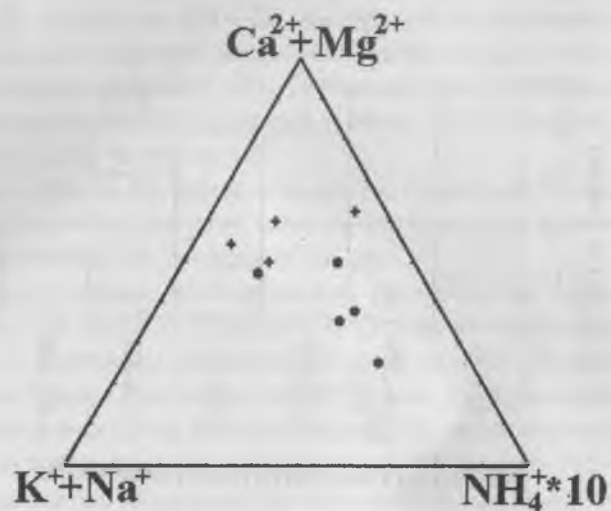


Рис.4. Диаграммы катионно-анионного состава водных вытяжек жильного кварца рудопоявления Синильга: * - секущие жилы, + - согласные жилы.

ридные воды могут образовываться при взаимодействии грунтовых вод с газом SO_2 , отделившимся от магматического очага, при диспропорционировании SO_2 в воде с образованием сульфатной и сульфидной серы [3, 7]. Поэтому гипотеза о присутствии магматической серы в рудообразовании кажется наиболее предпочтительной. Многометальность рудного поля позволяет предполагать сочетание в рудообразующей системе мантийных и коровых источников вещества. Интересно распределение в ВВ иона аммония, поскольку азот и азотсодержащие соединения являются составной частью рудоносных флюидов, формировавших многие эндогенные месторождения, в том числе и золоторудные. Достаточно высокое содержание NH_4^+ и N_2 , сопоставимое с количеством Cl^- , часто фиксируется в газовой-жидких включениях. В данном случае содержание NH_4^+ в водных вытяжках из кварца согласных жил обычно не превышает 1%. В секущих жилах содержание иона аммония возрастает в 2.3 раза. В то же время его относительные концентрации невысоки. Соотношение $\text{NH}_4^+/\text{Cl}^-$ в среднем для секущих жил равно 0.2, для согласных - 0.1. Как известно, щелочные и щелочноземельные металлы всегда присутствуют в составе ВВ из золоторудных кварцевых жил. В нашем случае золотосодержащий кварц характеризуется несколько повышенным количеством щелочных металлов и пониженным содержанием щелочноземельных. Для многих золоторудных месторождений характерен $\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+$ состав водных вытяжек, значение соотношения Na^+/K^+ составляет 7-5 [6]. Кварцевые жилы (секущие и согласные) рудопоявления Синильга характеризуется $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{K}^+ - \text{Mg}^{2+}$ составом, Na^+ присутствует в очень небольших количествах, значение соотношения Na^+/K^+ всегда меньше 1.

Список литературы

1. Виноградов В.И., Бадалов С.Т., Туресебеков А. О возможной роли осадочных сульфатов в эндогенном рудообразовании Карамазара // Геология рудных месторождений. 1969. Т. 11, № 1. - С. 67-76.
2. Кузнецов С.К. Жильный кварц Приполярного Урала. С-Пб.: Наука, -1998.- 203с.
3. Сафонов Ю.Г., Боргников Н.С., Злобина Т.М., и др. Многометальное (Ag, Pb, U, Si, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, II: Физико-химические геохимические и геодинамические условия развития // Геология рудных месторож-

дений. - 2000. Т. 42. № 4.- С. 350-362.

4. Тарбаев М.Б., Янулова Л.А., Филиппов В.Н. Минералогия зоны окисления одного из рудопоявлений Урала // Минералогия Тимано-Североуральского региона - Сыктывкар, 1989. - С. 130-137 (Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО АН СССР)
5. Попивняк И.В. Основные термобарогеохимические критерии прогнозирования и оценки золотого оруденения // Термобарогеохимия золота - Львов, 1995. - С. 215-227.
6. Ляхов Ю.В. Термобарогеохимические предпосылки прогнозирования и поисков золотого оруденения // Термобарогеохимия золота - Львов, 1995.- С. 60-108.
7. Kiyosu Y, Kuranashi M. Origin of sulfur species in acid sulfate-chloride thermal waters, northeastern Japan // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1983. V.47.-P. 1237-1245.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ТАФРОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ НА ПРИМЕРЕ КУШМУРУНСКОГО ГРАБЕНА (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ)

О.П.Гончаренко, Д.А.Шелепов

Hydrothermal lithogenesis is a common phenomenon associated with tectonomagmatic processes of the Earth's crust formation. Manifestations of hydrothermal processes as well as the mineral-type zoning of hydrothermally altered rocks are different in various tectonomagmatic stages. The development of hydrothermal lithogenesis in the regions of terrestrial volcanism is determined by the relationship of hydrothermal activity and intrusive and (or) effusive magmatism. The volcanic processes proper are extremely characteristic of taphrogenic regions. The Kushmurun Graben of the Turgai Trough is a typical case of a taphrogenic region. The study of the intrusions from hydrothermal minerals has shown the process of mineral formation within the Turgai Trough to be characterized by the temperature range of 400-90°C. The results of thermobarogeochemical and mineralogic-petrographic examination reveal manifestations of propylitization alongside with the previously recognized argillization during the post-Olenekian time in the area studied. According to the data from homogenization of mineral inclusions, propylitization used to occur within the temperature range of 400-170°C. The hydrothermal argillization widely common within the Kushmurun Graben, involved the rocks of the whole of the Turinian series. The hydrothermal argillization widely common within the Kushmurun Graben, involved the rocks of the whole of the Turinianseries (150-90°C).

Гидротермальный литогенез является широко распространенным явлением, сопровождающим тектономагматические процессы формирования земной коры с докембрия по настоящее время [1,9]. Проявление гидротермальных процессов, а также зональность минеральных типов гидротермально- измененных пород и характер пространственного проявления на каждом тектономагматическом этапе различны. Развитие гидротермального литогенеза в областях наземного вулканизма определяется связью гидротермальной деятельности с интрузивным и (или)

эффузивным магматизмом [1,4]. До настоящего времени остаются достаточно неопределенными критерии разграничения минеральных комплексов, возникающих при гидротермальном перерождении пород под действием плутонических, вулканоплутонических или собственно вулканических процессов.

Собственно вулканические процессы чрезвычайно характерны для тафрогенных областей. Присущий тафрогенным областям магматизм использует заключительные потоки ювенильных флюидов и последние остатки тепла, накопленного мантийными глубинами. Именно этим и объяснялось в тафрогенных областях крайне ослабленное влияние эндогенных факторов на формирование гидротермальных растворов. Последнее определяло своеобразие эпиорогенного магматизма, которое выразилось в отсутствии пропилитов среди продуктов гидротермального изменения [4].

Типичным представителем тафрогенных областей является Кушмурунский грабен Тургайского прогиба. Тургайский прогиб является весьма сложной областью сочленения Западно-Сибирской и Туранской плит, расположенной между Уральским складчатым сооружением и Центрально-Казахстанской горной страной, что определяет специфическое строение прогиба.

В составе складчатого фундамента с запада на восток выделяют целый ряд структурно-фациальных зон. Наиболее крупные из них это - Зауральская, Кустанайская, Убаганская, Аксуатская, Кокчетавская, Есильская и Улутауская. Формирование зон происходило на различных этапах развития Урало-Тяньшаньского геосинклинального пояса и они отличаются, как по проявлению магматической деятельности, мощности и составу, так и по возрасту слагающих их пород. Район исследований входит в состав Убаганской структурной фациальной зоны, центральную часть которой занимает Семиозерный грабен-синклиорий, представляющий собой пологую складчатую структуру, разбитую субмеридиональными разломами. Большую часть Семиозерного грабен-синклиория занимает раннемезозойская структура, известная под названием Кушмурунский грабен, который выполнен вулканогенно-осадочными породами туринской серии и прорывается субинтрузиями долеритов и экстрюзиями липаритов.

Объектом наших исследований явились вулканогенные породы ниж-

не-среднетриасового подъяруса, представленные контрастной липарит-базальтовой серией, залегающей на пенепленизированной поверхности складчатого основания. Магматические образования приурочены к зонам разрывных дислокации. Магматизм проявлялся в виде интенсивных трещинных излияний лав преимущественно базальтового состава. Они представлены мощной толщей эффузивов основного и иногда среднего состава.

Формирование пород туринской серии характеризуется неоднократной сменой вулканической деятельности периодами осадочной седиментации, о чем свидетельствуют многочисленные прослои осадочных пород озерно-аллювиального происхождения, мощность которых варьирует от первых метров до 60-100 м.

Эффузивы представлены покровами базальтов, мощность отдельного покрова варьирует от 1-2 до 50-100 м. Породы базальтового состава развиты повсеместно. К нарушениям приурочены экстрюзивные купола липаритов и трахилипаритов. Субинтрузии основного состава представлены долеритами. Формирование интрузий происходило после излияния покровов или с небольшим промежутком времени.

Положение рассматриваемого ниже-среднетриасового структурного подъяруса в истории развития Уральской геосинклинальной системы вызывает у исследователей не однозначное трактование. Многие выделяют липарит-базальтовую формацию как самостоятельную и относят ее к группе орогенных формаций [7,13]. Другие авторы считают, что это переходные предчехольные образования. В.Н. Соболевская и Н.П. Михайлов липарит-базальтовую формацию относят к тафрогенным образованиям, за счет заключительной стадии тектономагматического цикла [5,10]. Е.Е. Милановский появление таких форм рассматривает как результат проявления рифтогенеза [6]. Однако для рифтовых зон необходимы особые, оптимальные условия (очень высокий тепловой поток и более значительные горизонтальные растяжения литосферы) для интенсивного грабенообразования и выхода на поверхность значительных подкоровых магматических масс. При этом следует иметь в виду, что рифтообразование может прекратиться на своей начальной стадии. Так, например, С.А. Ушаков [10] допускает возможность прекращения процесса рифтообразования на любой стадии развития [12]. В связи с широким распространением понятия «рифтогенез», рифтоподобные

структуры, не получившие дальнейшего развития и не образующие крупных протяженных рифтовых зон, целесообразно называть тафрогенными. Именно в таком смысле в последнее время в литературе трактуется термин «тафрогенез» [5,6,10,13].

Учитывая последнее, авторы позволили себе предположить, что Кушмурунский грабен представляет собой рифтоподобную структуру. Постмагматическая деятельность здесь, согласно впервые полученным данным изучения включений в гидротермальных минералах, носила своеобразный характер. Особенностью развития метасоматических процессов в постоленекское время, является с одной стороны ограниченное развитие по площади процессов высоко- и среднетемпературной пропилитизации и слабые изменения состава исходных пород, как в смысле интенсивности, так и по характеру (составу) вторичных парагенезисов, а с другой стороны широкое развитие зон гидротермальной аргиллизации.

Для изучения условий образования гидротермалитов нами впервые определены палеотемпературы формирования минеральных ассоциаций методами термобарогеохимии. Гомогенизацию многофазовых включений осуществляли по методике и в камере, предложенной Н.П. Ермаковым [2,3]. Точность измерения составляла $2-3^{\circ}\text{C}$ для интервала температур $80-250^{\circ}\text{C}$ и $5-7^{\circ}\text{C}$ для интервала температур $250-380^{\circ}\text{C}$. Основной фактический материал получен по разрезам скважин месторождений гидротермальных бентонитовых глин Южное и Верховое. Согласно полученным данным петрографического, минералогического и химического исследования установлено, что пропилитизацией проработаны покровы основных эффузивов и дайки долеритов. Наиболее свежими оказываются плотные, монолитные слабопроницаемые породы, но даже они несут следы гидротермального изменения. В частности это касается тел долеритов, имеющих как правило крупнокристаллическую структуру. Плагноклазы остаются свежими, иногда - серицитизированы, а редкие включения стекла в них смектитизированы. Темноцветные минералы, в первую очередь оливин и пироксены, с различной интенсивностью замещены серпентиноподобным минералом, хлоритом, хлорит-серпентиновым агрегатом, карбонатом, иногда кварцем. Базис фрагментарно хлоритизирован и смектитизирован, карбонатизирован, иногда замещен идингситом и гематитом. Везикулы и миндалины выполнены частично смектитизированным хлоритом, который часто ассоциирует с карбонатами (каль-

цитом), кварцем, пренином. В мелких миндалинах и везикулах присутствуют хлорит и кварц. Основная масса плагноклазов не подвергается изменению. Порода рассечена карбонатными прожилками.

Миндалекаменные разности базальтов уже сильно изменены. Мезостазис в различной степени замещен гидрослюдой, хлоритом, равномерно распределяются глинистые минералы. Везикулы и миндалины зонально сложены хлоритом, цеолитами, кварцем, селадонитом, а также кальцитом. Плагноклазы в различной степени гидрослюдизированы и карбонатизированы, а также подвержены альбитизации. Альбит развивается в пустотах выщелачивания последнего совместно с кальцитом. Темноцветные минералы преимущественно хлоритизированы, по трещинкам развивается красновато-коричневое вещество похожее на идингсит, а также в меньшей степени наблюдается замещение мелкозернистым кварцем с которым практически всегда ассоциирует адуляр. При этом кварц образует халцедоновидные радиально-лучистые агрегаты. Адуляр также присутствует и в основной массе, образуя монокристаллы ассоциируя с кварцем и в последствии интенсивно замещаются глинистым веществом. В породах присутствует пирит в количестве 5-7% площади шлифа. Пироксены остаются практически свежими, но местами очень сильно замещены карбонатом и эпидотом; эпидот также присутствует и в основной массе в виде микрокристаллических агрегатов.

Породы липаритового состава содержат оплавленные фенокристаллы первичных минералов - полевого шпата и биотита, которые замещаются мозаичным кварцем и адуляром. Нередко наблюдается полосчатое чередование агрегатов ксеноморфного кварца, калиевого полевого шпата и гематита. Некоторые образцы изобилуют мелкими секущими прожилками мощностью 1-2мм, выполненными цеолитами, кварцем, и адуляром. Адуляр замещается цеолитами с сохранением формы первого. Количество цеолитов составляет 10-15% в низах разреза и увеличивается вверх по разрезу до 15-20%, и начинает преобладать монтмориллонит. Монтмориллонит находится в тесной парагенетической связи с низкотемпературным кристаболитом и примесью каолинита. Иногда присутствует шабазит.

Микроскопическое изучение включений в гидротермалитах показало, что наиболее приемлемыми минералами для применения методов термобарогеохимии оказались кварц, кальцит, альбит, адуляр, эпидот и,

в меньшей степени, кристобалит. Включения в других минералах гидротермально-измененных пород имеют размеры на два-три порядка меньше.

В основу общепринятых классификаций включений в гидротермальных минералах [2, 3, 8] избрано физическое состояние и состав первоначального заполнения. Нами при петрографическом описании и классификации включений в изученных минералах использовались дополнительные признаки: характер расположения и форма вакуолей, их размеры, частота встречаемости, объемные соотношения фаз и, по возможности, состав твердой фазы (минерала-узника или захваченных кристаллов). Это позволило увеличить количество подтипов включений с одинаковым фазовым составом, но различной генетической принадлежности.

В изученных минералах установлено присутствие твердых и жидких включений.

Твердые включения могут быть представлены расплавленными вакуолями, растворимыми и нерастворимыми минералами. Расплавные включения встречаются во вкрапленниках оливина, пироксена, плагиоклаза и кварца. Они часто имеют изометрическую или негативную форму кристалла хозяина, иногда характеризуются зигзагообразными контурами. Гомогенизация расплавных магматических расплавов соответствовала (предположительно) 800-1000°C. Растворимые, существенно твердые вакуоли представлены водными и безводными хлоридами калия, магния и кальция, нерастворимые ангидритом, пиритом, пирротинном и кварцем.

Жидкие включения пространственно локализуются в плоскостях грани роста кристалла, образуя зональное расположение вакуолей, или в определенных зонах кристаллизации (азональные) в виде одиночных, не ориентированных между собой включений, образующих семейства объемного распределения.

Первый подтип жидких включений характеризуются правильными формами в виде отрицательного кристалла, размером не превышающим 15-25 мкм. По фазовому состоянию отвечают: однофазовому, двухфазовому (газово-жидкому) и трехфазовому (твердо-газово-жидкое) состояниям. Подобные вакуоли характерны для эпидота, кварца, метасоматического альбита и кальцита; температура гомогенизации их составляла 290-380°C и 280-190°C.

Азонально расположенные включения в минералах образуют скопления различной формы. Для индивидуальных включений таких зон и скоплений наиболее характерна двухфазность (раствор-газ), размер вакуолей не превышает 25-50 мкм. Они характерны для эпидота, кварца, адуляра и пренита. Температура гомогенизации газовой-жидких включений может соответствовать двум интервалам 370-300°C и 300 - 265°C. В более крупных (до 80-90 мкм) вакуолях отмечается ксеногенный твердый материал, представленный ангидритом, аутигенным кварцем. Газово-жидкие включения по форме характеризуются реликтами прямоугольных, гексагональных и округлых форм. Азональные газовой-жидкие вакуоли характерны главным образом для кварца, кальцита, пренита, адуляра, карбоната; температура гомогенизации их составляла 280-180°C и 180-120°C.

Состав и агрегатное состояние включений в минералах жил контролируется физико-химическими условиями жилообразования во вмещающих породах. Включения в жильных минералах, представленных чаще всего кварцем кальцитом и альбитом, имеют вид каналов, проходящих по центру отдельных зон кристаллизации минералов. Характерно наличие одиночных, очень крупных жидких и газовой-жидких включений (до 100-120 мкм) самой различной конфигурации. Внутри таких включений содержится разнообразный ксеногенный твердый материал. Распределение включений между отдельными минералами даже на небольшом участке очень неравномерное: отдельные кристаллы насыщены ими, другие – практически не содержат включений. В прожилковых кварце и кальците часто отмечаются однофазовые водные вакуоли, для которых характерны округлые или полиэдрические очертания, размером 70-90 мкм.

На основании полученных результатов изучения включений в гидротермально-метасоматических минералах можно судить о том, что процесс минералообразования в пределах Тургайского прогиба характеризовался температурным интервалом от 380 до 90°C (табл.). Это явно противоречит ранее существовавшим представлениям, что в Кушмурунском грабене гидротермальные процессы в постоленинское время протекали в обстановке очень слабых региональных термоградиентов [4]. Полученные нами результаты термобарогеохимического и минерало-петрографического исследования свидетельствуют о проявлении на изученной тер-

Таблица

Температуры гомогенизации газово- и твердо-газово-жидких включений в минералах

№, СКВ.	Глубина отбора, м	Минеральные ассоциации	Минерал термометр	Т°, С
	Порода.			
1	2	3	4	5
месторождение "Верховое"				
475/6	199,6 Долерит	гематит-кальцит	Кальцит	105-128
		нонтронит-кальцит	Кальцит	205-210
		монтмориллонит-кальцит	Кальцит	169-185
		пренит-карбонат	Карбонат	230-240
		шамозит-карбонат	Эпидот	300-320
		эпидот-карбонат	Карбонат	320-325
			Карбонат	310-320
		пумпеллиит		300-315
470/4	204,7 Туф трахилипаритового состава	анальцим-кальцит	Кальцит	95-105
		кальцит прожилковый	Кальцит	90-110
		кальцит-каолинит	Кальцит	110-130
488/6	206,0 Туф трахилипаритового состава	хлорид-кварц	Кварц	238-242
		эпидот-кварц	Кварц	300-320
486/7	206,5 Базальт Миндалекаменный	кальцит-монтмориллонит	Кальцит	100-120
		адуляр прожилковый	Адуляр	176-185
		хлорит-кальцит	Кальцит	260-270
		эпидот-кальцит	Кальцит	260-270
		эпидот	Эпидот	330-360
		метасоматический		380-400
492/7	218,1 Базальт миндалекаменный	кварц прожилковый	Кварц	190-196
		альбит метасоматический	Альбит	295-312

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5
492/8	220,2-220,4 Базальт миндалекаменный	кальцит прожилковый	Кальцит	177
		Кальцит-монтмориллонит	Кальцит	180-195
		кальцит-серцит	Кальцит	200-208
		кварц	Кварц	265-280
499/4	135,7 Туф дацитового Состава	Карбонатный прожилок	кальцит	97-105
		Кальцит-нонтронит	кальцит	105-110
		Кальцит-монтмориллонит	кварц	140-149
		Кварц-адуляр	кварц	178-200
		Кристаллит-кварц		180-210
		Кварц хрусталевидный		350-380
499/2	132,2 Туф трахилипаритового состава	Кварц-монтмориллонит	кварц	190-207
		Кварц прожилковый		228-243
		Кварц прожилковый		257-270
499/7	169,7 Липарит	Кальцит-смектит	кальцит	152-158
		Кальцит-монтмориллонит	кальцит	158-160
		Кварц-цеолит	кварц	260-275
		Альбит прожилковый	альбит	300-320
		Опал-кристаллит		190-198
		Кристаллит	кристобал.	270-280
Кварц-кристаллит		195-200		
499/8	176,9 Туфолава липарита	Кальцит-хлорит	кальцит	163-172

Таблица(окончание)

1	2	3	4	5
месторождение "Южное"				
415/4	96,4 Туф смешанного состава	Гетит-кальцит Кальцит-попынит Кальцит-каолинит	кальцит кальцит кальцит	70-80 60-70 208-210
415/10	107,4 Туф Липаритового состава	Кварц-цеолит Кварц-хлорит	кварц кварц	220-228 145-160
356/4	121,15 Туф Липаритового состава	Кальцит- монтмориллонит	кальцит	93-105
352/22	144,2 Базальт	Кальцит прожилко- вый Кальцит-хлорит	кальцит кальцит	208 242-264

ритории в постоленинское время процессов пропилитизации наряду с ранее установленной аргиллизацией.

Процессы пропилитизации, согласно данным гомогенизации включений в минералах, протекали в условиях палеотемператур, изменяющихся от 400 до 170°C. При этом, высокотемпературная пропилитизация описывается минеральным парагенезисом, представленным эпидотом (400-380°C), кварц-эпидотом (400-390°C), кварцем (360-390°C). Среднетемпературная пропилитизация представлена: эпидот-кальцитовой (360-320°), пумпеллиит-карбонатной (315-300°C), шамозит-кальцитовой (320-300°), альбитовой (320-300°), кристобалитовой (280-275°C), кварц-анортитовой (280-265°C), хлорит-кальцитовой (270-260°C) ассоциациями. Низкотемпературные пропилиты образовались при температурах от 260 до 170°C и им соответствует: кварц-цеолит (275-260°C), хлорит-кальцит (245-238°C), пренит-карбонат (240-230°C), кальцит-серицит (208-200°C), кварц-адуляр (200-178°C), нонтронит-кальцит (210-205°C), кварц-монтмориллонит (207-190°C), кристобалит-кварц (210-180°C), кварц-серицит (208-200°C), кальцит-каолинит (210-208°C), монтмориллонит-кальцит (195 -169°C).

Гидротермальная аргиллизация, широко развитая в пределах территории Кушмуру некоего грабена, захватывала породы всей туринской серии. Этот процесс описывается кальцит-монтмориллонитовой (159-90°C), кварц-цеолитовой (128-120°), кварц-хлоритовой (160-145°C), кальцит-нонтронитовой (110-105°C), кальцит-сметитовой (160-150°) и в меньшей мере - анальцим-кальцитовой (105-95°) ассоциациями.

Анализ пород туринской серии свидетельствует о частом сонахождении разнотемпературных минеральных ассоциаций. Последнее объясняется специфическими тектоно-магматическими условиями формирования вулканогенно-осадочного комплекса. С одной стороны, это выразилось в интенсивном излиянии трещинных базальтов, сменяющихся периодами осадочной седиментации, а с другой - появлением некоей фации экструзивных куполов липаритов и субинтрузий долеритов.

Возникновение гидротермальных систем Кушмурунского грабена, учитывая условия влажного гумидного климата, было связано с излиянием базальтовой магмы на обводненную поверхность палеорельефа. Вскипая под покровами базальтов, воды внедрялись в них в виде пара и продувались через толщу потоков. Возникающие в таких случаях продувочные везикулы и миндалины являлись коллекторами порово-трещиновых вод, а в дальнейшем и каналами циркуляции гидротермальных растворов. Внедрение в водонасыщенную вулканогенно-осадочную толщу субинтрузий долеритов и экструзий кислого состава, приводило к возрастанию температуры термальных вод и к интенсивным гидротермальным изменениям, как интрузивных так и вулканогенно-осадочных пород.

Таким образом, впервые проведенные термобарогеохимические исследования показали, что пределах Кушмурунского грабена гидротермальный процесс носил многостадийный характер. Данные гомогенизации газово-жидких включений позволили установить помимо низкотемпературной (менее 150°) стадии гидротермального процесса, стадии высоко- (400-360°C), средне- (350-200°C) и низкотемпературной (260-170°C) пропилитизации. При этом высокотемпературные минералы нередко обнаруживают пространственное сонахождение с низкотемпературными.

Список литературы

1. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). - Тбилиси: Мециераба. 1980. 184с.
2. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. - М.: Недра, 1972. 357с.
3. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 272с.
4. Коробов А.Д. Нижнемезозойские гидротермалиты Кушмурунского грабена. Саратов: Изд-во Саратовского университета 1988 - 164с.
5. Михайлов Н.П. Эпиорогенный тафрогенез- заключительная стадия тектоно-магматического цикла//Советская геология. 1978. №3. с.43-53.
6. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли. - В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. с.11-14
7. Мазина Е.А., Ксенофонтов О.К. Магматизм Тургайского прогиба и основные этапы его развития. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала. Т. 1. Свердловск, 1963, с. 167-177 с ил.
8. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Т.1. М.: Мир, 1978. 360с.
9. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Т.2. М.: Мир, 1978 632с.
10. Соболевская В.Н. Тектоника и общие закономерности становления эпипалеозойских плит. М., «Наука» 1973, 257с. с ил.
11. Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ерощев-Шак В.А. и др. Особенности современного гидротермального литогенеза. 1. Наземный гидротермальный литогенез.// Литология и полезные ископаемые. 1979г. №6 с.3-15
12. Ушаков С.А. Федынский В.В. Шебалин Н.Л. Геофизические данные о природе рифтовых зон. - « Вест. Моск. Универ. Сер. Геология», 1972, №3, с.3-19
13. Хаин В.Е. Общая геотектоника Изд. 2е М., «Недра», 1973,- 502 с. с ил.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ, ТЕРМОМЕТРИИ И ГЕОХИМИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

С.Ш. Юсупов, Р.Х. Масагутов

Resume

New data on mineralogy, thermometry and geochemistry for Bashkortostan oil fields have been received.

On the surface fad in the wellbores have been observed the natives Au, FePt, Cr, Fe, Cu, CuZn, Al, Pb, etc.

Graphite has been detected in bitumen well N160-Zilim. Inclusions of bitumen with graphite have been detected in anhydride. The temperatures of 680-100°C have been determined in anhydrides and celestines by means of thermometry.

Literary data formation temperatures for anhydrides, celestines, fluorites, quartz, calcites, halites and barites are cited. The helium content for oil regions of Bashkortostan are considered.

Calculations by A.S.Eigenson on crude formation temperatures up to 200°C for six regions of Bashkortostan are cited.

Введение

Как известно, вся история промышленного освоения нефтяных месторождений, как и ряда других, начиналась с разработок приповерхностных, а далее непременно следовала за разведкой на все большие глубины. Одновременно, по мере отработки разведанных месторождений и в условиях явной тенденции снижения прироста запасов даже в целых «нефтяных» районах как Башкирия, возникла серьезная проблема поддержания уровня добычи сырья. Симптоматично и то, что в этот же период происходит и настоящее испытание существующей (основополагающей) теории образования нефти. Ведь по сравнению с нередкими фактами обнаружения и освоения в мире месторождений нефти и газа на очень больших глубинах и в различных породах, а также многочисленными данными о присутствии нефти, метана и других углеводородов в высокотемпературных газах вулканов, в подводноморских «курильщиках», во включениях оливинов, гранатов и алмазов из кимберлитов и т.д., уязвимыми оказались основные положения этой теории об исключительности

биогенного начала в «нефтематеринской» среде осадочных пород, об ограниченности глубин метаморфизма последних и температурных интервалов генерации «микронепти». Геологические же коллективы нефтяной отрасли, во многом следовавшие данной теории, в настоящее время оказались на перепутье и вынуждены весьма тщательно обосновывать прогнозы и практически осуществлять поисковые и разведочные работы с учетом современных достижений в нефтяной геологии.

Альтернативная же абиогенная теория происхождения нефти, доказываемая с 50-70 годов Н.Н. Кудрявцевым (1951-1973), П.Н. Кропоткиным (1955-1989), И.И. Чебаненко (1966-2000), Г.Н. Доленко (1971-1987), Б.М. Юсуповым (1980-1984) и др., в условиях наблюдаемого истощения запасов в верхних частях осадочного чехла весьма актуальна, поскольку в отличие от сторонников органической теории, показывает неограниченные возможности генерации углеводородного сырья, используя все факты проявления углеводородов в космосе, земной коре, атмо- и гидросфере, результаты экспериментальных исследований и нефтехимического производства, а также данные исследований углеводородных включений в минералах.

В связи со сказанным, в целях дальнейшего развития многообещающей в практическом отношении абиогенной теории (с учетом всего достигнутого на основе биогенной теории) нами начаты совместные исследования, опирающиеся, с одной стороны, на термобарогеохимию углеводородных включений в минералах и самородной минерализации нефтегазоносных площадей и, с другой, на изучение глубинной тектоники, геохимии, гидрогеологии, а также результатов поисково-разведочных работ на нефть в Приуралье.

При этом, с одной стороны, делается краткий анализ и обобщение литературных и излагаемых далее собственных материалов по минералогии и термобарогеохимии включений и, особенно, углеводородных включений в минералах разных геологических обстановок: самородной, флюоритовой, ангидритовой, целестиновой и др. минерализации нефтегазоносных районов, современных вулканов, а также связанных со скарново-магнетитовыми и колчеданными, в том числе подводно-морскими рудами, так или иначе раскрывающих близкую аналогию вещественного состава и физико-химических условий их формирования.

С другой стороны, прослеживается связь, в том числе геохимичес-

кая, нефтегазоносности Приуралья с глубинными разломами. Обращается внимание на то, что решающую роль в выявлении глубокозалегающих нефтегазоносных структур и месторождений (в т.ч. в породах кристаллического фундамента) начинают играть тектонические зоны разуплотнения и разрывные нарушения различной природы и др. Типичным примером этого является Приуралье, в частности геологически достаточно изученная и промышленно освоенная территория Башкирии и прилегающих районов Татарии, Пермской и Оренбургской областей. Многолетние геолого-геофизические исследования в Волго-Уральской провинции и других районах показывают, что нефтегазовые месторождения имеют тесную связь с глубинными разломами, формирующими блоковую тектонику (Масагутов, 1980, 1988, 1999; Масагутов, Надежкин, 1994; Егорова, Масагутов, 1999).

1. Самородная минерализация

Во многих шлиховых пробах из рыхлых мезо-кайнозойских отложений, покрывающих нефтегазоносные палеозойские породы в полосе Предуральского краевого прогиба, осложненного глубинными разломами, кроме обычных в тяжелой фракции минералов (магнетита, ильменита, рутила, циркона, хромита, граната, турмалина, пирита, лейкоксена и др.) постоянно присутствуют черные магнитные шарики феррооксидов диаметром от 0,05 до 1,0 мм и обломков черных слабомагнитных шлаковых (трещинных) корок размером до 1х3х5мм; часто присутствуют уплощенной формы частицы самородных металлов и сплавов размером от 0,05 до 0,5мм: золота, ферроплатины, хрома, железа, меди, цинкистой меди, алюминия, свинца и других, ближе не определенных; редко встречаются идеально сферические шарики золота, поликсена, цинка и пирита диаметром от 0,07 до 0,25мм; последний встречен и в «срастании» с полуобожженными зернами пирротино-пирита; нередки в шлихах муассанит, киноварь, флюорит, силикатные сферулы и др.

Изучение коренных пород в Западной Башкирии на самородную минерализацию только начато. Микроскопически детально исследовано небольшое количество протолочных проб керна в трех разведочных скважинах: на Зилимской площади - битумоносные соли и ангидриты (P₁) скважины №160 на глубинах 820-860м; на Татышлинском месторождении - нефтеносные песчаники (D₁ и D_{IV}) скв. №4677 на гл. 2024,5-2049,8м; на

Бузовьязовском месторождении - нефтеносные песчаники (Д₁ скв. №3468 на гл. 2444-2449м (160 Злм, 4677 Ттш, 3468 Бзв). Изучался также каменный материал нескольких обнажений пермских отложений в полосе нефтегазоносных солянокупольных структур по правобережью р.Белой.

В протолочках пористых (выщелоченных) песчаников из скважин, наряду с основными обломочными нерудными и рудными минералами, распространены: регенерированные зерна кварца, межзерновые новообразованные корки и кристаллики (пентагон-додекаэдры, кубооктаэдры) пирита, битуминизированные скаленоздры и ромбоэдры кальцита, черные магнитные шарики и шлаковые корки и, реже, зерна халькопирита, шарики меди, пластинки цинкистой меди, по форме и размерам аналогичные вышеупомянутым из рыхлых отложений. Для нерастворимого остатка из соленосного интервала скв.160 (гл.820-860м), представленного в основном угловатыми обломками халцедона, ангидритового мрамора и гипса, характерно также наличие большого количества новообразованных друзовых кристаллов ангидрита, железоокисных черных шлаковых корок, графитсодержащих комков битума, а также наличие магнитных шариков; развит мелкозернистый магнетизированный пирит, встречены цинковый шарик, пластиночки цинкистой меди и белого металла, халькопирит, хромит, барит и др.

На обнажениях, в частности в Шахтауском карьере, в сильно измененном (дробленном, перекристаллизованном, сульфатизированном и пиритизированном) участке известняков обнаружены открытые трещины в раздувах (мощностью до 5-6см), инкрустированные кристаллами кальцита и друзами многочисленных полупрозрачных зональных кристаллов целестина размером до 2-3х1,5х1 см. Наряду с газовой-жидкими включениями (о термометрировании их см.далее) в поздних зонах роста они содержат множество блестящих кубооктаэдрических кристаллов пирита размером от сотых долей до 0,3-0,5мм, которые часто обнажаются на гранях кристаллов целестина. В этом случае они оказываются обожженными и вблизи них, на гранях последних и некотором удалении, развиты черные железоокисные пленки, корочки и разбросаны магнитные шарики диаметром до 0,1-0,15мм, прямо свидетельствующие об образовании их за счет обжига (полного окисления и улетучивания серы) кристаллов пирита в условиях свободной газопроводящей полости.

Микрочастицы самородных металлов и сплавов анализировались на

электронно-микроскопическом анализаторе JXA 6400 Института сверхпластичности металлов УНЦ РАН (г.Уфа). На нем же просмотрены спектры ряда сопутствующих им минералов. В таблице 1 приводятся первые данные химсостава этих частиц из шлиховых и протолочных проб пород нефтегазоносной полосы Башкирского Предуралья.

По встречаемости в зонах разломов, специфической ассоциации, особенностям микроморфологии, внутреннего строения и химсостава МШ, ШЛ и самородные металлы Предуралья аналогичны обнаруженным нами в вулканогенных колчеданных рудах и зонах разломов восточного склона Южного Урала, детальнее рассмотренных ранее (Юсупов С.Ш. 1997, 1999), а также выявленным другими исследователями. Им характерны все признаки образования в восстановительной газовой среде. Однако привести по региону конкретные РТ-условия их формирования на данном этапе не представляется возможным. Примерные температуры их образования, по-видимому, находятся в интервале 1100 - 300°C, необходимы же детальнее исследования. Анализ и обобщение собственных и литературных данных по самородной минерализации (список приводится) позволяет высказать следующие соображения, касающиеся, в частности, наиболее распространенных их спутников - магнитных шариков и железистых шлаков.

1. Железоокисные микросферулы (МСФ) и шлаки (ШЛ) образуются в результате высокотемпературного газового обжига сульфидных минералов руд, метеоритов, углей, нефтегазоносных и некоторых других пород. Это связано со сгоранием серы сульфидов, сопровождающемся шлакованием частью окисного железа (ШЛ), плавлением и отжигом другой части огарка железа, чаще всего до магнетит-иоцитовых капель (МШ) и, реже, до самородного железа (ЖШ), что подтверждается и экспериментально и наблюдениями в цехах заводов цветной металлургии, химзаводах, в котельных ТЭЦ и др., а также над обломками метеоритов. При этом хорошая сохранность МСФ от окисления и разрушения связана, по-видимому, с присутствием в их составе унаследованных от сульфидов примесей легирующих элементов: Со, Ni, Мо, Ау, ЭПГ и др., обычно обнаруживаемых микронзондовым анализом.

2. Начальные условия, необходимые для появления железоокисных микросферул в породах верхних слоев Земли вообще, и в Приуралье и Зауралье в частности, по всей вероятности, связаны с прорывом горячих

Таблица 1
Химический состав микро-частиц самородных металлов и сплавов из шликеров и протолочных проб пород в нефтегазоносной полосе Башкирского Предураля

№ п/п	Идентификация пробы	Самородные металлы и сплавы	Содержания элементов, масс. %														
			Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Ag	Fe	Co	Ni	Cr	Cu	Zn	Pb	S	As
1	ШИП-98/2	Ферро-платина	79,51	0,00	1,81	0,00	6,02	0,00	10,80	0,00	0,23	0,00	0,50	0,34	0,80	0,00	0,00
2	РБ-99	Сплав Fe, Cr, Ir, Cu	0,00	0,00	0,00	19,88	0,00	24,56	0,00	0,00	0,00	7,60	47,96	0,00	0,00	0,00	0,00
3	РБ-99	Хром	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4	РШП-98	Хром	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5	ЗЛМ-160	Мельцинкистая	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	85,83	13,71	0,00	0,00	0,00	0,00
6	РБ-98/2	Золото палладистое	0,22	0,22	1,31	0,00	0,88	84,85	0,26			1,28	0,00	0,23	0,71		
7	РБ-98/2	Золото палладистое	0,31	1,10	0,50	0,00	95,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	1,01	0,00
8	МЛЗ-96/1	Золото	0,00	0,00	0,00	0,00	97,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,24	0,00	0,00
9	ШИП-98/3	Золото палладистое	0,00	2,35	0,00	0,00	82,02	15,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10	МАЯ-98/2	Электрум	0,00	0,00	0,00	0,00	63,66	31,23	1,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,51	0,00	0,00

мантйных газов по разломам глубокого заложения. Это сопровождалось выделением значительных количеств энергии при сгорании смеси газов (H₂CO и др.) в кислороде трещинных и поровых пространств в породах и рудах, а также серы сульфидов, перевода Fe и S последних в расплавленные железоокисные капли и шлаки.

2. Графит в битумах и во включениях минералов

В процессе поискового бурения на Зилимской площади развития пород соляной тектоники (Бельская депрессия), представленных перемежаемыми слоями известняков, доломитов, ангидритов и солей, одна из скважин — 160, на глубине 820-860м прошла в смятых и часто выщелоченных солях, содержащих большое количество визуально наблюдаемых: угловатых обломков битуминизированных доломитов, черных и цветных кремней, мраморизованного ангидрита и желвако сахаровидного гипса, канал-но пронизанного множеством фибрул вязкого битума; в ассоциации с ними находилось большое количество хорошо образованных друзовых призматических кристаллов ангидрита и пластинчатого гипса в полостях выщелачивания вмещающей соли.

Материал 6 проб из указанного интервала в количестве около 0,5 кг визуально и под биноклем сначала тщательно был отсортирован на две части - на битумные фибрулы (вес ~ 200г) и обломочный остаток. В последнем детальнее изучалась тяжелая фракция, в которой, кроме барита и пирита, были обнаружены вышеописанные в предыдущем разделе частички цинкистой меди и серебристого металла, магнитные шарики, шлаковые корки, зерна магнетита и хромита; в легкой фракции присутствовало много чешуек графита, гипс и обломки кристалликов горно-го хрустала с черными включениями.

Битумные фибрулы находятся в причудливой формы каналах тонкозернистого белого гипса и представлены проволоковидными формами длиной от 5-6 до 20-30мм и диаметром от 1мм до 3-5 мм, реже - в виде сферул диаметром 2-5мм. Обычно имеют от черного до коричневого цвет, гладкую маслянистую поверхность и относительно легко отделяются из гипсовых стенок каналов. В целом они сходны с фибрулами, ранее описанными Н.П.Юшкиным (1990).

Фибрулы разрезались в продольном и поперечном направлениях, изучались под биноклем, а также в тонких шлифах на просвет и в отраже-

нии при увел. до 1600 \times . Во всех сечениях фибрул битум содержит в себе множество тонких шестиугольных табличек графита с характерным металлическим отражением и блеском треугольных площадок. Размеры табличек преимущественно 0,4-0,2мм, реже 0,5-0,6мм; кроме того много оскольчатых его форм и пылевидных микрочастиц. Наблюдается тяготение более крупных табличек графита к периферийной (эндоконтактной) зонке фибрул. Сами фибрулы по форме близки ко многим тестообразным пластмассовым и металлическим формам, продавливаемым через фильеры, решетки и т.п. Сам битум в шлифах имеет то ровную, то ступковую консистенцию, от темного до светло-коричневого цвета и в ультрафиолетовых лучах люминесцирует голубым цветом лишь в очень тонких срезах и пленках.

Большая часть битумных фибрул была растворена в хлороформе с целью анализа и извлечения графита. По данным лаборатории ДООО «Баш-нипинефти» фибрулы содержат: асфальтенов 33,13%, парафинов и масел 35,78%, парафинов 3,76% и «механических» примесей 31,6%; смол не обнаружено. Другой анализ битума показал содержания в нем ванадия 431 г/т и никеля 121 г/т. «Механическая» примесь состояла из минеральных частиц вышеописанных пород, до 50% из которых были представлены идиоморфными гексагональными табличками графита размером максимально 1мм, минимум 0,05-0,03мм, в среднем 0,6-0,3мм. У большинства табличек края обычно слегка изогнуты, по-видимому, либо как следствие трения при движении по каналам, либо (по А.А.Кадикю, 1986, с.84) как признак начала выгорания его при окислении несущего мантийного флюида в верхних горизонтах коры; иногда обнаруживаются ксеноморфные формы графита стесненного роста - в виде окон, бухточек и заливов, как это показано на рис.1. В «механической» примеси обнаружено также небольшое количество магнитных шариков, микрокристаллы пирита и хромита.

Монофракция графита изучалась методом дифрактометрии порошка на установке ДРОН-3 Л.А. Сютинной (Ин-т сверхпластичности металлов УНЦ РАН) в диапазоне 5-130°. Получены следующие наиболее характерные значения межплоскостных расстояний, $d\text{\AA}$: 3,355(002); 2,031(101); 1,678(0,04); 1,545(1,03); 1,118(0,06); 0,994(114) и др. По графитовому термометру Д.М.Шенгелия и др. (1977) значение наиболее интенсивного пика $d = 3,355$ ($C = 2 \cdot 4 = 6,71\text{\AA}$) дает среднюю температуру кри-

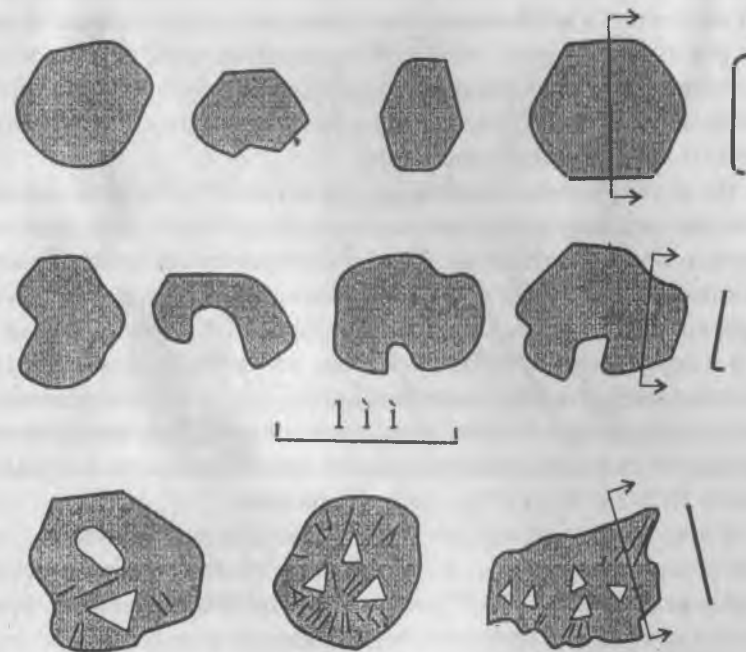


Рис.1. Формы и размеры некоторых табличек графита, из битума; скв. №160 (гл.820-850 м), Зилимская площадь, Бельская депрессия, Предуралье. 1-8 - зарисовки кристаллов, свободных от битума; 9-11 — кристаллы графита в битуме (видны треугольные площадки отражения).

сталлизации этого графита в 680°C, что также соответствует хорошей его кристаллизованности и вышеописанной размерности. В соответствии с экспериментальными (в системе С-О-Н) данными А.А. Гантимурова (1987) и нахождению в битумной среде, кристаллы зилимского графита, по всей вероятности, могли выпасть только из собственного высокотемпературного углеводородного газа.

Графит вместе с битумом обнаружен также в кристаллах ангидрита и горного хрусталя из легкой фракции. Однако в них включения весьма мелкие (менее 5-3мкм) и из-за непрозрачности плохо просматриваются даже при увеличениях 1200-1600 \times . Тем не менее в одном из обломков

лах ангидритов. Как было показано, по размерности и данным дифрактометрии температура образования его, по крайней мере на одном конкретном примере, оценена в 680°C.

В целях сопоставления вышеприведенных данных с другими геологическими обстановками нахождения графита и физико-химических условий его образования, в т.ч. по экспериментальным данным, изучено значительное количество публикаций (см. список л-ры). Из них необходимо отметить следующие наиболее важные сведения, описанные некоторыми авторами.

Известно, что «промышленные скопления графита (на О.Цейлон) образовались путем заполнения поствулканическими газовыми эманациями разломов и трещин» (Минер.ресурсы... 1963).

По данным В.Н. Флоровской и др.(1968) температурные интервалы образования углеродистых веществ составляют: алмаз более 1600~600°C; графит ~ 1100-600°C; CO ~ 1000-300°C; CO₂ 900-80°C, H₂ 950-110°C; H₂O ~600-0°C; метан 750-50°C; нефть 400-100°C; твердые битумы 600-100°C, спирты 460-180°C.

Э.М. Галимовым и др. (1973) в процессе экспериментальных исследований обнаружено явление фракционирования изотопов углерода при синтезе алмаза и графита из метана. Синтез осуществлялся при T 1000-1050°C и давлении метана 0,2-0,5 тор. Установлено при этом, что графитный углерод обогащается изотопом C¹², а алмазный - изотопом C¹³ по сравнению с углеродом исходного метана.

И.В. Куликовым и Р.В. Боярской (1984) во флюоритах Тырны-Аузского Мо-W месторождения на Северном Кавказе обнаружены и исследованы включения графита, развитые как в виде твердых включений, так и в составе высокотемпературных (700-800°C) многофазовых флюидных включений, содержащих также рассол, газовую фазу и минералы - узники: галит,сильвин и кальцит.

П.Ф. Иванкин и Н.И. Назарова (1984), рассматривая проблему восстановительного метасоматоза с участием углерода, приходят к выводу о том, что он распространен в трех главных формах. При этом «графит часто встречается в продуктах мантийного магматизма...», тонко рассеянный графит и смолы кристаллизуются из расплава и его газовых производных» и что графит образуется в широком диапазоне температур (от 200-250° до 1000°C) и давлений. Приводят данные по заводской практи-

Таблица 2

Температуры декрепитации микровключений в ангидритах и целестинах нефтяных площадей Башкирского Приуралья

Площади, месторождения	№№ проб	Температуры взрываний, °С	
		Средней интенсивности	Интенсивные
Ангидриты			
Зилимская площадь	с. 160/850м	220-410	410-600
Мишаровская пл.	с. 14/405м	310-500	500-650
Комаровская пл.	с. 682/510м	330-340	530-670
Зуевская пл.	с. 5866/183м	480-560	560-680
Ишимбаевская пл.	с. 394 м	550-580	580-660
Пугачевское гипсо-ангидрит. м-ние	штольня	490-550	550 - 680
Целестины			
г. Шахтау, карьер	ШХТ-1	190-220 410-480	500 - 670
Исянгуловское м-ние	ИСГ-1	135-225 400-430	540-690
Приволжье, м-ние Печищи	ЦПС-2	110-130 370-450	210-360 680 - 730

ке получения графита из газовых смесей.

А.А. Кадик и О.А. Луканин (1986) на основании экспериментальных данных приходят к выводам: «1.одной из определяющих реакций при подъеме магм, содержащих графит (элементарный углерод), а из летучих главным образом H₂O и CO₂, является взаимодействие графита с водой..., а также CH₄... во флюидной фазе и расплаве»... «2.Первые стадии подъема магм с водно-метановой флюидной составляющей характеризуются реакциями с выделением графита...» и др.

Д.В. Гричук, Н.М. Сушевская и др.(1988) оценивая долю магматической воды в гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) учитывают, что весь углерод в них происходит из углекислоты магматического флюида и присутствует в виде растворенных CO₂ и CH₄ (табл.2), а также в виде тонкой взвеси графита.

И.Н. Томсон и др. (1989) обосновывая выделение нового типа углеродистого метасоматоза в различных породах, сопровождаемого платиноидной и графитовой минерализацией (в т.ч. на Урале), говорят о важной роли в этом процессе газового переноса элементов в составе сухих флюидов, содержащих углеводороды.

В.Н. Аполлонов (1990) пишет о присутствии самородной серы и графита в нерастворимом остатке соляных пород известного Непского месторождения каменной соли в Восточной Сибири, наряду со многими другими минералами, в т.ч. с ангидритом, целестином, сульфидами, карбонатами, боратами и др.

М.Д. Давыдов и др. (1998) приводят примеры присутствия в металлоносных осадках ВТП многих самородных металлов и графита и объясняют их «с позиций гипотезы существования глубинных трансмагматических металлоносных флюидов».

В общем, сопоставляя выше цитированные и другие (см. л-ру) теоретические, экспериментальные и фактические геологические данные с нашими, можно однозначно говорить о том, что графитовая минерализация, обнаруженная в породах и минералах нефтегазоносных районов Башкирского Предуралья, по условиям образования во многом близка к описанным другими исследователями и, очевидно, связана с высокотемпературными мантийными флюидами, проникавшими в верхние горизонты по разломам глубокого заложения.

3. ТЕРМОМЕТРИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Обнаружение высокотемпературного графита во включениях ангидритов из нефтеносных пород Башкирского Предуралья заставило нас рассмотреть новую обстановку с разных сторон. Прежде всего пришлось обратиться к собственным (неопубликованным) материалам изучения термобарических условий формирования колчеданных и скарново-магнетитовых месторождений Урала, проведенных в 1976-1984гг (х/д тема ИГ БФАН), в процессе которых одним из основных минералов, по включениям в которых оценивались температуры образования этих месторождений, являлся средне- и высокотемпературный ангидрит, обычно окрашенный в слабофиолетовый цвет. Тогда же изучались литературные сведения по ангидритам других рудных месторождений Урала, Сибири, под-

водноморских и др. За прошедшее время появились некоторые новые данные, в т.ч. по термометрии включений в них.

Все это приводит к выводу о том, что ангидрит по многим данным можно считать минералом наиважнейшим для использования его при изучении термобарогеохимических условий формирования нефтяных и газовых месторождений, что может способствовать к восполнению упущенного времени и возможностей не только для форсированного выяснения физико-химических условий их формирования, но и более обоснованного практического направления поисковых и разведочных работ на нефть, в т.ч. используя метод декрепитации на выявление ореолов пропаривания для этих целей.

В связи со сказанным, отметим следующие положительные качества ангидрита. Во-первых, это один из самых распространенных минералов нефтегазоносных бассейнов. Во-вторых, по своей твердости (3,5) он, например, мало уступает флюориту (4) и превосходит кальцит (3); часто образует прозрачные кристаллы, которые выдерживают высокие РТ-условия, характерные, в частности, для скарново-магнетитовых месторождений. В-третьих, как показывают наши нынешние исследования, ангидрит содержит в себе различного типа и размерности включения, в т.ч. очень мелкие (первые мкм), удовлетворительно просматриваемые при больших увеличениях в сколках размером даже 0,5-1мм, поскольку это позволяет наличие его призматической спайности и прозрачность. Все это открывает хорошие возможности для развития более широких термобарогеохимических исследований по изучению РТ-условий образования нефтяных и газовых месторождений. Конечно же при этом необходимо использовать и часто ассоциирующие с ним минералы: флюорит, целестин, кальций, кварц и др.

В данной работе приводятся пока первые результаты термометрических исследований включений в ангидритах и целестинах Башкирского Приуралья, проведенных методами термозвуковой декрепитации и гомогенизации (до +800-1000°C) на установках собственной конструкции. Для диагностики углеводородных включений использовался метод люминесценции с помощью фотомикроскопа Neophot-21, снабженного источником ультрафиолетового излучения и соответствующими светофильтрами. Кроме того, наличие или отсутствие в ангидритах и целестинах углеводородов проверялся методом дериватографии по характерным экзоэф-

фактам их сгорания, установленных опытным путем.

Для термометрирования включений в ангидритах использовали керн нефтепоисковых скважин Зилимской, Мишаровской, Комаровской, Зуевской и Ишимбаевской площадей и образцы из штольни Пугачевского гипсо-ангидритового месторождения близ г.Уфы, а также из прибрежных обнажений р.р.Белой, Уфы и др. Образцы представлены главным образом светло-голубым и серо-синеватым мелко-среднезернистым массивным мраморовидным ангидритом, в котором под биноклем часто обнаруживается мелкая (до 1мм) пористость, сопровождаемая гипсотизацией, а при комбинированном освещении увеличениях 200-400^x вокруг гипсовых кристалликов-новообразований наблюдается тонкая вкрапленность пирита, смоченная гетерогенной газовой-жидкой фазой; иногда встречаются гексагональные таблички пирротина и микрозерна гематита и др.

Для изучения методом гомогенизации изготавливались полированные пластинки толщиной 0,1-0,2мм. Иногда в образцах ядра вскрывались более крупные (до 2-5мм) пустотки инкрустированные, призматическими синеватыми кристалликами размером до 1-3мм, пригодные для индивидуального изучения включений. Аналогичные кристаллы встречены и в развалах - осыпях береговых обнажений ангидритов и гипсов. Они нередко содержат хорошо просматриваемые газовой-жидкие и, особенно, многофазовые первичные, в т.ч. битум - и графит содержащие, трубчатой и другой формы включения, показанные на рис.2/1,2,3 и описанные в предыдущем разделе. В ангидритовых мраморах из скважин более всего распространены остроконечные двухфазовые газовой-жидкие включения размером менее 15-10мкм (рис.2/4), в которых газовый пузырек занимает 30-35% объема и жидкая фаза - 65-70%; развиты также ГЖВ с меньшим объемом газовой фазы (Г 15-10% и менее), вплоть до чисто водных вторичных включений, приуроченных к залеченным трещинкам (рис.2/5).

В общем на данном этапе исследований в ангидритах региона можно выделить 4 типа включений:

1) первичные и первично-вторичные остроконечные газовой-жидкие включения с газовой фазой 35-0% и менее (рис.2/4);

2) первичные многофазовые твердо-жидко-битумные (ТЖБ), часто трубчатые, состоящие на 50-90% из вязкого черно-коричневого битума с

чешуйками графита и 5-50% прозрачного рассола с нефтяной пленкой (рис.2/1,2,3) узнаваемой лишь при вскрытии включений между предметными стеклами;

3) вторичные водные, содержащие до 5% газового пузырька (рис.2/5).

4) ксеногенные включения (МС) полуокатанных зерен рутила, циркона и др. пока ближе не определенных.

Гомогенизация двухфазовых ГЖВ 1 и 2 типов осуществляется в жидкую фазу в общем интервале температур от 100°C до 380-420°C и, при этом нередко расшнуровываются.

Методом термозвуковой декрепитации изучалась крупка ангидрита фракции - 1,0+0,5мм по 6 объектам. Результаты их приведены в таблице 2.

На собственно декрептограммах ангидритов по характеру интенсивности выделяются два типа взрывных импульсов: а) средней интенсивности и б) весьма интенсивные и почти непрерывные. Как видно из таблицы 2 интервалы взрываний первого типа у разных объектов несколько разнятся и колеблются от 220,310 до 560,580°C. Эти значения первого типа в общем согласуются и с данными наблюдений по гомогенизации включений и их можно считать достоверными. Второй тип взрываний, обычно начинающийся резкими сильными импульсами с 410,500°C, продолжающийся до 600-680°, и также резко спадающий при 710-740°C, по-видимому, связан с эффектами разрывов спайных трещинок, нередко хорошо развитых ангидрита и поэтому впредь до специально предпринятых экспериментов не может быть принята.

Целестины

Как известно, сульфат стронция целестин минерал довольно распространенный в природе, особенно в нефтегазовых районах, где обычно ассоциирует с доломитами, известняками, гипсами и ангидритами, образуя в них прослои, линзы, желваки, гнезда, прожилки и вкрапления. Имеет твердость 3-3,5 и в этом отношении близок к ангидриту.

Целестин из пермских отложений Поволжья, Пермского и Башкирского Приуралья (в т.ч. из Туймазинского месторождения нефти) упоминался в литературе многими геологами: Л.М. Миропольским (1925-1939), В.П. Кротовым (1925), Л.В. Пустоваловым (1937, 1940), В.Ф. Флоренс-

ким (1940, 1941), Р.К. Тимергазиным (1959), В.Ф. Мокиенко (1970). Известны термометрические исследования включений в целестинах Башкирии И.А. Хайретдинова (1976), Б.В. Долишнего (1976) из Днепровско-Донецкой впадины, В.С. Конищева (1978) из Припятского прогиба.

Нами изучались целестины из Шахтауского и Исянгуловского проявлений, расположенных в центральной полосе развития соляных куполов в Башкирском Предуралье и из проявления Печищи вблизи г.Казани.

Целестиновая минерализация Шахтауского проявления (вблизи г.Стерлитамак) связана с рифовыми известняками, вскрытыми добычным карьером. Приурочена к участку сильно перекристаллизованных и выщелоченных известняков, в которых кристаллы целестина, начиная индукционный рост вместе с крупнокристаллическим кальцитом у стенок полостей, инкрустируют эти полости (до 5-6см в раздувах) и уже одни завершают рост. Здесь он представлен прекрасными друзами тошотабличатых и клиновидных кристаллов размером от 1x0,5x0,3см до 3,0x1,5-2x0,7-1,0см на площади часто более 15x20см. Кристаллы полупрозрачные голубоватые и коричневатые от переполненности нефтесодержащими включениями. Последние во множестве («стаями») располагаются в зонах роста кристаллов целестина и легко просматриваются иногда и при малых увеличениях микроскопа, чему способствует также таблитчатая форма кристаллов. Вакуоли в них имеют то хорошо ограниченные ромбовидные, то удлиненные трубчатые, то округлые газонаполненные формы и различные размеры: от 2-5мкм в основании кристаллов, прикрепленных к стенкам полостей» до 0,1-0,2мм в среднем и поздней зонах роста.

По фазовому составу выделяются несколько типов включений, показанных на рис.3.

1) Первичные и первично-вторичные «существенно газовые» очень мелкие включения размером 2-5мкм (редко до 10мкм), трассирующие многочисленные взаимопересекающиеся зонки и микротрещинки, образующие густую сетчатую структуру, напоминающую «сотовую» трещиноватость в кварцах камерных пегматитов (Ю.А. Долгов, 1956), (рис.3/1,2,3). Однако во вскрытых сколовыми трещинками вакуолях обнаруживаются гелевые осадки и черная пленка битума (рис.3/4). Так что включения данного типа в целестинах можно назвать лишь условно «существенно» газовыми, а в действительности они, похоже, содержат смесь

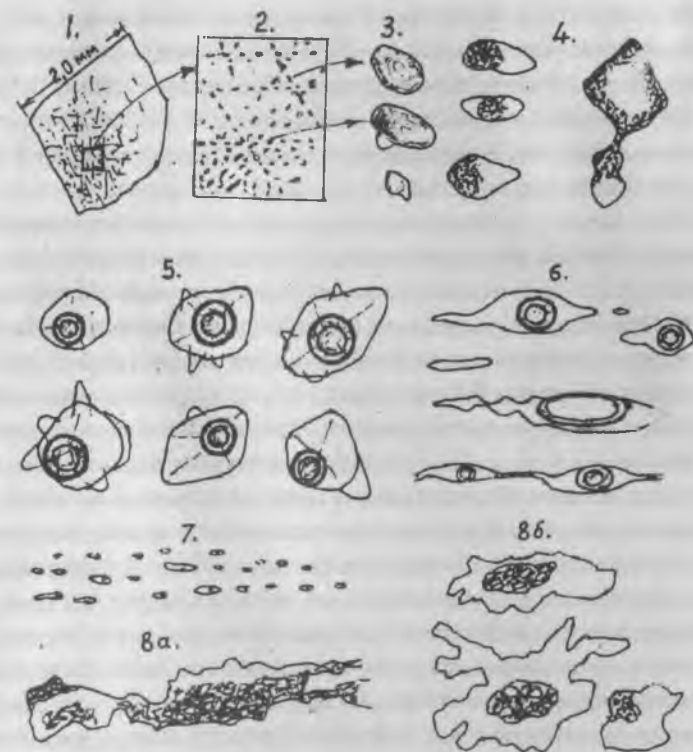


Рис.3. Включения в целестинах нефтяных месторождений Южного Приуралья. 1,2 - сколок кристалла и фрагмент из него с массой сетчато расположенных газонаполненных включений разм. менее 5-7мкм; 3 - отдельные газовые включения, разм. 2-5 мкм (ув. 800 \times); 4. - аналогичные, но вскрытые вакуоли, в которых видны гелевые осадки и черная пленка битума (ув. 1000-1250 \times). 5. - первичные нефтегазонаполненные трехфазовые включения, состоящие из светло-коричневой нефти (Ж), газовый пузырек которых (Г~ 10%) окаймлен темно-коричневой (масляной ?) фазой (Ж2~10%); характерно наличие у многих вакуолей «шпиров» - реликтов зарастания стенок. 6.- стая аналогичных по составу трубчатых и полуобособленных (перезатяг) включений. 7. - стая вторичных водных включений. 8a и б — включения типа 6, специально раздавленные - виды растекившиеся пленки нефти и гелевая масса, обволаоченная маслянистой фазой Ж. Шахтауское проявление целестина вблизи г. Стерлитамак.

газов, в т.ч. углеводородных.

2) Первичные нефтегазонаполненные трехфазовые включения, состоящие из светло-коричневой нефти (G) и двухфазного газового пузырька объемом около 20%, в котором внутренний светлый газовый пузырек ($G_1 \sim 10\%$) окаймлен кажущейся на границе раздела фаз темно-коричневой (по-видимому маслянисто-газовой фазой G_2), составляющей тоже около 10% объема (см. рис. 3/5, 6).

Особо отметим, что субизометричным отрицательно ограненным (под ромбовидный облик минерало-хозяина) включениями данного подтипа (2а) присущи «шипы», отходящие от их стенок в тело минерала-хозяина (рис. 3/5). При сильных увеличениях (до $1600\times$) и комбинированном освещении на внутренних стенках таких включений нередко удается наблюдать угловатую шагреню. В совокупности это, по-видимому, свидетельствует о том, что вакуоли с содержимым образовались путем замыкания угловатых ямок в зоне роста в условиях смывания граней «кристаллов» скоростным газовым (газово-жидким) потоком в трещинных полостях. Подтверждением сказанного является также наличие на смежных гранях роста стаяк аналогичных по фазовому составу трубчатых и полуобособленных (пережатых и «пунктирных») включений (подтип 2б) (рис. 3/6) массово-удлиненных и шлейфно сужающихся в одном и том же направлении вплоть до изоляции; при этом они ясно видны благодаря коричневой окраске нефтяной жидкой фазы. Следует же добавить, что при раздавливании включений обоих подтипов (2а и 2б) между предметными стеклами обнаруживается полупрозрачная гелевая масса (рис. 3/8а, 8б), выпадающая очевидно, из жидкой рассольно-нефтяной смеси более сложного состава, которую в дальнейшем необходимо изучать специально.

3) Вторичные водные включения в залеченных трещинках целестины, содержащие нередко небольшой (-5%) газовый пузырек (рис. 3/7).

4) Включения кристаллов пирита, в качестве минерала - спутника, которые встречаются, главным образом, в поздних зонах роста кристаллов целестины, вплоть до обнажения их на последней грани, где они оказываются обожженными с образованием черных магнитных шариков, о чем уже говорилось в первом разделе статьи.

Каких-либо «существенно» газовых включений первого типа наблюдать не удается из-за микроскопических размеров. Гомогенизация первичных трехфазовых включений второго типа осуществляется в интервале

T 420-480°C, а выше они часто вскрываются.

Декрептограммы целестиновой крупки (фр.-1,0+0,5мм) показали взрывания малой интенсивности в коротком интервале относительно низких $T=180-220^\circ\text{C}$. Наиболее интенсивные массовые взрывания происходят в инт. T 500-670°C и, очевидно, отражают декрепитацию трехфазовых и мелких газовых включений, возможно переходящих в частичное разрушение самих кристалликов, установить которое пока не представлялось возможным.

Целестины Исянгуловского проявления находятся почти в аналогичных с Шахтауским геологических условиях, образуя в кавернозных полостях гипсов кунгурского яруса белые полупрозрачные и голубоватые шестовато-пластинчатые друзовые корки крупных кристаллов размером до 2-3см в длину и до 0,5-1,5см в поперечнике. На проявлении также развиты желваковидные образования крупнокристаллических таблитчатых кристаллов кальциевого бората иньюита.

Кристаллы целестины здесь, также как и на Шахтау, содержат в себе массу существенно газовых и газово-жидких включений, но явно видимых углеводородных включений в них пока не обнаружено, поскольку детальнее не изучались, кроме декрептометрии крупки. Результаты декрепитации приведены в таблице 2, из которой видно, что декрептоэффекты целестинов данного проявления почти полностью повторяют данные по Шахтаускому проявлению. Взрывания низкотемпературных включений находятся в интервале T 135-225° и средней интенсивности в инт. 400-430°C, а очень сильные - в интервале 540-690°C, которые, возможно, обусловлены частью газовыми включениями, а частью связаны с раскалыванием по спайным плоскостям кристалликов.

Целестинам проявления Печищи характерны крупнозернистые агрегаты голубых кристаллов свободного роста в полостях. Размеры их колеблются от первых мм до 1-2см в длину и до 0,5-0,7см в поперечнике. В некоторых «плотно»-зернистых участках в них наблюдались сохранившиеся округлые, типично газовые, трубчатые пустотки диаметром до 2-3мм. Сами кристаллы отличаются обилием включений нескольких типов, показанных на рис. 4.

1) Первичные существенно газо-наполненные, включения с характерной округлой, иногда каплевидной формы; на рис. 4/1 показаны включения, вытянутые в цепочку в одной зоне роста. В основаниях кристаллов

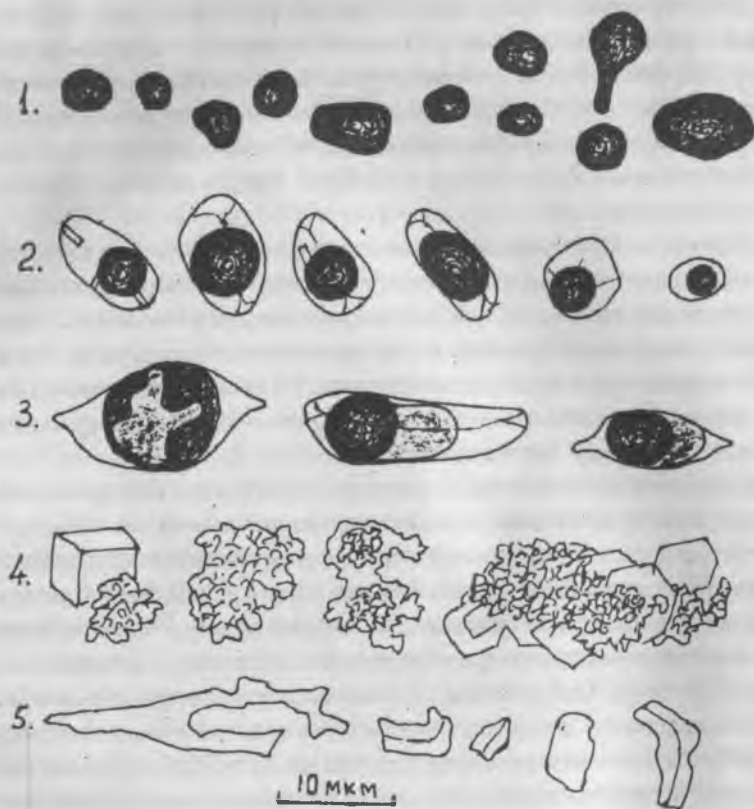


Рис.4. Включения в целестинах Приволжья (для сравнения). 1. Первичные газовые включения в зоне роста кристалла. 2. Первичные газожидкие включения ($G \sim 30-35\%$; $J \sim 65-70\%$). 3. Первичные трехфазовые ГЖВ: $G \sim 30-40\%$; две жидких фазы: Жр светлая. Ж;- темная, (маслянистая?), примыкающая к газовому пузырьку. 4. Твердые бесцветные включения (вторичные?): а) гелевидные микророзернистые агрегаты; б) кристаллик галита, выросший из геля; в) кристаллики гипса, возникшие из геля. 5. Вторичные водные включения. Приволжье, месторождение Печищи (?)

подобные включения весьма мелкие и образуют сетчатую структуру.

2) Первичные полуголгранные газожидкие включения с объемом фаз: $G \sim 30-35\%$ и $J \sim 65-70\%$; в некоторых из них иногда наблюдаются прозрачные игольчатые кристаллики, прикрепленные к стенкам вакуоли (рис.4/2).

3) Первичные полуголгранные и несколько вытянутые трехфазовые «включения, содержащие до 30-40% газовой фазы покрытой темной пленкой и две жидкие фазы: светлую (J_1) и темную (J_2), примыкающую к газовому пузырьку (рис.4/3); по-видимому, темная жидкость представлена нефтью.

4) Твердые бесцветные включения, представленные: гелевидными агрегатами (а), ассоциирующими то с кубическими кристалликами галита, то с табличками гипса (рис.4/4).

5) Вторичные водные включения (рис.4/5). Наблюдать изменения во включениях первого типа не удается до 500°C , а выше они вскрываются. Гомогенизация включений 2 и 3 типов осуществляется в общем интервале температур $200-480^\circ\text{C}$.

На декрептограммах целестиновой крупки (фр. $1,0-0,5\text{мм}$) взрывания включений от слабой до средней интенсивности происходят в интервалах $210-360$ и $370-450^\circ$, а в инт. $680-730^\circ$ они весьма интенсивные (табл.2), по-видимому, частично соответствующие разрушению кристаллов.

Завершая описание первого этапа минерало-термометрических исследований в кристаллах целестинов приходим к выводу о том, что в общем почти во всех изученных объектах они весьма насыщены включениями. Наиболее характерными из выделенных типов являются «существенно» газовые и гетерогенные нефтегазоводные. По данным термометрирования методами гомогенизации и декрепитации рост кристаллов целестинов начинался при высоких температурах, максимально достигавших $730-670^\circ\text{C}$, и резко снижался до $480-370^\circ\text{C}$ в условиях потока газовых и жидкогазовых, порой весьма подвижных флюидов.

Начата термометрия включений в кальцитах нефтегазоносных известняков и кварцевых песчаников. В притрещинных локально мраморизованных зонах нефтеносных известняков включения в кальцитах изучались методом декрепитации (скв.40086, гл.156м). Взрывания включений в них установлены: интенсивные в инт. $T \ 675-550^\circ\text{C}$, слабые - в инт. T

375-175°, и в кристаллах исландского шпата в жеодах - слабые, в инт. 150-110°C.

В дальнейшем исследования «высокотемпературных» включений во всех минералах: ангидритах, целестинах, флюоритах и кальцитах, во избежание ошибок по результатам декрепитации, необходимо проводить в условиях искусственного давления в инертной среде; тем более что такая установка, позволяющая достичь давления до 5-20 атм в атмосфере азота, в лаборатории ИГ УНЦ РАН имеется.

4. Сводные данные по термобарометрии включений в минералах нефтегазоносных районов СНГ

В период 70-90 годов рядом геологов проводились интенсивные исследования включений в наиболее подходящих и доступных для изучения минералах нефтегазоносных районов бывшего СССР, а в прошедшее десятилетие и в минералах под водно-морских «курильщиков». Эти и другие данные, в частности данные термометрии по ангидритам медно-никелевых месторождений Норильского района и собственные (неопубликованные) исследования по ним на колчеданных и скарново-магнетитовых месторождениях Урала (Юсупов, 1980) мы попытались сопоставить. Сводные данные приведены в таблице 3.

Как видно из табл.3, первые три колонки отведены ангидритам, целестинам и флюоритам, как одним из наиболее характерных, флюидонасыщенных и, как было показано выше, достаточно термоустойчивых (а в условиях естественных и, по-видимому, искусственных давлений способных удерживать включения без разрушения их кристаллической целостности) и информативных минералов. Данные же разных исследователей, в т.ч. наши по целестинам и частью по ангидритам, в общем близки. Они также подтверждаются данными по температурам гомогенизации включений во флюоритах из нефтегазоносных районов Приднестровья и Днепроовско-Донецкой впадины, достигающих 470-400°C (Терещенко, 1973; Долишний, 1976; Зациха и др. 1978; Юшкин и др. 1982). По ангидритам подводноморским также установлены температуры, достигающие 366-340°C (Наумов и др. 1991; Богданов и др. 1997), а по ангидритам колчеданных уральских и Cu-Ni норильского района данные Н.И. Андрусенко (1973) и наши тоже находятся в близком соотношении. Но, как уже говорилось, выявление верхних пределов температур об-

Таблица 3

Данные термобарометрии (Тг, Тд, °С) ангидритов, целестинов, флюоритов и др. минералов нефтегазоносных районов, подводноморских, колчеданных, медно-никелевых и скарново-магнетитовых месторождений

Ангидриты	Целестины	Флюориты	Сопутствующие минералы	Авторы
1	2	3	4	5
Нефтегазоносные впадины. Соляные купола				
Днепроовско-Донецкая вп.	Тг 450-50 Тг 440-280	Тг 420-370	Кварц: Тг 420-240 Барит Тг 220-200	Долишний, 1976 Белоус и др., 1983
Припятская вп.	Тг 220-90	Тг 250-140		Конищев, 1978
Приуралье	Тг 230-100	Тг 470-3 50		Хайретдинов, 1976 Терещенко, 1973
Приднестровская		Тг 415-410; P=440-500атм		Зациха, 1978
Днепроовско-Донецкая вп.	Приуралье:	Тг 400-240; Тд 245-110		Юшкин, 1982
Таймыр, Нордвик Г.Белая	Тг 330-170; P=2,2-1кб. Тг 330-280; P=2,5 кб		Галит Тг 280-110	Корытов и др., 1985
Приуралье:	Тг 250-150			Пузанов, 1972
Крым:	Тг 280-40; P=500атм			Гиташвили, 1978
		Днепроовско-Донецкая вп.	Кварц: Тг 190-120	Зациха и др., 1985

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5
		Поволжье	Доломит 380-150	Витвицкий, 1976
Приуралье:			Галит Тг 325-260	Махнач, 1976
Тг (680)-220 Тг 420-100	Тд (730)-500, Тг 450-110 Тг 480-370			Юсупов, 2001
Подводно-морские "курильщики"				
Тг 340-270(САХ) Тг 366-357(САХ) Тг 317-243(САХ)				Наумов, 1991 Богданов, 1997 Аглонов, 1992
Красногвардейское колчеданное месторождение				
Тд 550-240 Тг 396-163			Кальцит 316-163 Кварц Тг 443-90	Юсупов, 1980
Сев. Гороблагодатское скарново-магнетитовое месторождение				
Тд 560-340			Кальцит 420-3 80, Тд 305-106	Юсупов, 1980
Сульфидные медно-никелевые месторождения				
Тд 685-400 Талнах (анг. мрамор) 570-230 (скарны)			Кварц: Тг 520-300	Андрусенко, 1973
Тд (900)-200 Норильское (магматич. ангид.)			Гипс Тг 370-300	Тарасов, 1982
Тд 570-210 (голубой ангидр.)			Гипс Тг 190-150	Аглонов, 1992

Примечания: Тд - температура декристаллизации; Тг - температура гомогенизации; САХ - Срединно-Атлантический хребст.

разования всех указанных в таблице 3 (за исключением кварца) минералов требует дополнительных экспериментальных исследований с целью установления определенных ограничений и выработки весьма нужных рекомендаций.

5. ГАЗОВОЕ ДЫХАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СВЯЗЬ ЕЁ С ГЛУБИННЫМИ РАЗЛОМАМИ

На карте разломов кристаллического фундамента Башкортостана (Масагутов Р.Х., 2001), составленной с привлечением материалов М.И.Тайца (1965), В.Г. Мавричева (1988) и Л.Н. Горюнова (1989), охватывающих широкий спектр геофизических съемок, отчетливо проявляется две их системы - ортогональная и диагональная. Все они по мнению В.Г. Мавричева являются глубинными, межблоковыми. Кроме них выделяются нарушения меньшей глубинности, отнесенные им к внутриблоковым, которые часто отличаются от первых азимутальностью распространения. Рисунок изопахит покрывающего фундамент осадочного комплекса рифея-венда показывает на имевший место тектонический контроль блоковых движений фундамента по разломам процесса осадконакопления, особенно на первоначальной рифтовой стадии.

В палеозойской толще разреза разрывным нарушениям кристаллического основания в плане часто соответствуют дизъюнктивные нарушения, крутые флексуры, одна и та же ориентировка нефтегазоносных структурных линий и распространения литолого-фациальных зон, наличие повышенной трещиноватости пород и т.д., говорящие о неоднократной реактивации их на длительном этапе геологического развития территории (Масагутов Р.Х., 1998). По глубинным разломам осуществлялась миграция мантийных флюидов в различные части разреза. Ниже приводятся данные, преимущественно по гелию.

А.Н. Еремеев и И.Н. Яницкий (1975), проанализировав многочисленные факты гелиепровывений в различных регионах бывшего СССР установили, что повышенная гелиеносность связана с крутопадающими разломами, по которым контактируют между собой различные блоки земной коры. Зоны проницаемости уходят глубокого в недра, пронизывая не только верхний хрупкий (гранитный) слой, но и нижележащие пластичные системы.

В Предуральском краевом прогибе, пересекающем территорию Баш-

кортостана в субмеридиональном направлении, главная роль в формировании в поверхностных источниках гидрохимических и гидротермических аномалий, включая и гелиевые, также принадлежит разломам (Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. и др., 1982). Наличие гелия в глубоких горизонтах этой зоны доказано результатами бурения на ряде месторождений нефти и газа. На севере Предуральского прогиба, в Юрюзано-Сылвенской депрессии, азот, водород и редкие газы определены на Мете-линском и Кызылбаевском месторождениях, расположенных на структурных террасах, погружающихся в восточном направлении. Структурные террасы между собой обычно отделены грабенообразными прогибами север-северо-западного простирания, а сами месторождения поперечными разрывными нарушениями разделены на отдельные блоки. По сейсмическим материалам тектонические нарушения прослежены по всей осадочной толще; о проникновении их в кристаллический фундамент архейско-нижнепротерозойского комплекса из-за ограниченности исследований волнового поля по глубине сказать затруднительно. Однако данные гравиметрии и магнитометрии свидетельствуют о раздробленности на отдельные блоки и кристаллического основания. На Метелинском месторождении содержание перечисленных компонентов определялось в газовых залежах верейского горизонта и башкирского яруса среднего карбона, залегающих в интервале глубин 1220-1300м. Суммарное содержание азота, водорода и редких в газе верейских отложений составляет 10,2 объемных %, а отдельно гелия 0,05. В газе из карбонатных пород Башкирии на долю гелия приходится 0,04 объемных %, а на сумму азота, водорода и редких - 11,4%.

На юге Предуральского прогиба, в Мраковской депрессии, гелий установлен в Саратовско-Беркутовской газоносной зоне преимущественно в карбонатах нижнего и среднего карбона, залегающих ниже 3100м. Газоносные структуры контролируются с запада взбросо-надвигами.

В платформенной части республики нами также установлена связь содержания гелия в осадочной толще палеозоя и додевона с тектоническими нарушениями и зонами разуплотнения. Наиболее ярко она проявлена на Илишевском месторождении (нижний карбон) осевой зоны Камско-Кинельской внутриформационной впадины. В скважине 46 Илишево из интервала перфорации эксплуатационной колонны (279,0-287,3м - сакмаро-артинские отложения) на 12,1мм штуцере получен приток газа,

состоящего в основном из азота, с дебитом 25271 м³/сут. Газ содержит 1,13118% гелия и 0,067% аргона. Месторождение расположено в зоне пересечения разломов кристаллического фундамента, Главного Удмуртского северозападного простирания и Бирского - широтного. По данным аэрокосмических исследований Илишевского месторождения (Барышников В.И.) пермский комплекс отложений проявляется в виде приподнятого блока, ограниченного со всех сторон зонами линейной трещиноватости. Главный Удмуртский разлом в кристаллическом фундаменте по данным геофизических исследований представляет нарушение с амплитудой вертикального смещения менее 500м относительно глубокого заложения и возможно проникающий в «базальтовый слой». На территории Башкортостана он прослежен на расстоянии 70км. На северном его продолжении, на юге Удмуртии, наличие гелия установлено в терригенных продуктивных отложениях нижнего карбона Пограничного месторождения, залегающих ниже глубины 1200м. Здесь растворенный в нефти газ имеет локальный характер, содержание азота и редких составляет 59,23%, из них гелия 0,045%.

Юго-восточнее Илишевского месторождения гелий обнаружен в газированной пластовой воде из рифейских отложений (инт.2140-2174м) в разрезе скважины 50 Ново-Урняк, пробуренной на участке распространения субмеридионального Нефтекамско-Софиевского межблокового разлома кристаллического фундамента, выделенного по особенностям аэромагнитного поля В.Г. Мавричевым. Водорастворенный газ преимущественно азотного состава (73,64 мольных %). Содержание гелия в нем достигает 0,672 моль. %.

В восточной половине широтного протяженного Серафимовско-Балтаевского вала по отложениям палеозоя, сопряженного на крупном северном крыле с узким грабеном в теле фундамента, гелиеносность установлена в углеводородном газе, полученном при испытании кунгуро-артинских отложений, залегающих в интервале 473,0-5 23,0м. Молярная доля гелия в газе составила 0,087% при содержании азота в 22,16%.

Сергеевско-Демский грабенообразный прогиб контролирует одну из крупнейших в терригенных отложениях девона зон нефтенакпления в республике Башкортостан. Общая протяженность его, пересекающего Южно-Татарский свод и Благовещенскую впадину с юго-запада на северо-восток, более 200км. Определения содержания гелия в растворенных

в нефти газах произведены на севере и на юге зоны нефтенакопления, на Сергеевском и Демском месторождениях, соответственно. На последнем содержание гелия определено по 15 пробам, отобранных из песчаных пластов D_{IV} и D_I терригенного девона. Минимальная концентрация его 0,040 объемных %, максимальная - 0,150. На Сергеевском месторождении соответственно, 0,022 и 0,131 (по 8 пробам). Сопоставление результатов анализа по этим месторождениям показывает близость концентраций рассматриваемого газа.

В целом анализ показывает, что многочисленные разноглубинные проявления гелий-, азот-, водородсодержащих газовых, гидрохимических и гидротермических аномалий, установленные в Башкирском Приуралье и сопредельных территориях, явно трассируют разломы глубокого заложения, пронизывая всю толщу осадочных пород верхнего структурного этажа земной коры, свидетельствуя также о более поздних подвижках смежных блоков.

Между этим известным и весьма существенным геолого-геохимическим фактором, подкрепленным вышеприведенными данными, и нефтегазоносными месторождениями региона имеется теснейшая связь. Во-первых, она выражена линейным и линейно-площадным характером размещения месторождений вдоль глубинных разломов и многоэтажностью нефтеносных горизонтов, часто сопровождаемых многокомпонентными гипсо-ангидрито-соляными месторождениями в верхних частях палеозойского разреза. Во-вторых, об этом свидетельствуют аномально-повышенное содержание мантийной компоненты в газовой смеси самих нефтей. В-третьих, имеются и ряд других аргументов, хотя специально и не рассматривавшихся; в частности: повышенные содержания в нефтях и битумах региона V, Ni, B, Br, Sr и др.; многочисленные проявления ртутной, фторной, стронциевой, борной и др. минерализации над нефтью и га-зоконтролирующими глубинными разломами и др.

6. О НЕКОТОРЫХ ФАКТАХ, ЗНАЧИМЫХ ДЛЯ РАЗВИТИЯ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ В ОБЛАСТИ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Ряд известных и выявленных в последнее время новых данных в области вулканологии, геотектоники и геохимии, континентального и подводно-морского рудообразования, теоретической и практической геоло-

гии нефти и нефтехимической переработки и др. говорят о необходимости их учета и переосмысливания с тем, чтобы обновлять и усиливать теоретические, методологические и практические аспекты собственно термобарогеохимической науки.

В связи с этим было бы полезным не только вспомнить о некоторых из них (частью подзабытых, либо еще игнорируемых отдельными школами), но и принять на вооружение наиболее значимые новые данные.

О резком перепаде температуры флюида при вхождении его в новую среду.

а) в случае наземных вулканов

На заре становления нашего направления науки Н.П. Ермаков (1950, с.25) писал, что «связанные с вулканизмом процессы газовых эксгаляций в горнитосах и фумаролах поддаются прямому температурному измерению... Так, на упоминавшемся вулкане Парикутин газы (негорючие) на глубине 60 см от места выхода показали температуру в 1080°C, а у поверхности - 890°C. «Сухие» газы так называемых «голубых» фумарол на этом вулкане на глубине в 8 см от поверхности имели температуру от 350 до 640°C, а газы, содержащие много водных паров - 105°C». Приводя другой пример о резких колебаниях температур (от 50 до 645°C) фумарольных газов в «долине 10000 дымов» на Аляске, он как бы попутно отметил также, «что вокруг выводных каналов этих фумарол, где никогда не появлялись водные растворы, были обнаружены различные рудные минералы...» непосредственно указывающие «на возможность переноса и отложения металлов из газообразной среды». И, как известно, за прошедшие десятилетия специальными исследованиями на Камчатских и зарубежных вулканах было добыто много новых подтверждений сказанному.

Так, например, резкие перепады температур при выходе фумарольных газов в атмосферу на весьма коротком расстоянии составляли: на вулкане Тятя (Курилы) с 650-550°C на глубине 1 м, до 350-330°C на глубине 2-3 см и 100°C на поверхности (Л.П. Вергасова, 1976); на вулкане Мерапи (Ява) - с 900°C на глубине 1 м до 400°C на поверхности (Le Juet Pr., Bernard Alain, 1982); на вулкане Поас (Коста-Рика) с 940-730°C на глубине 1 м, до 500-150°C на поверхности (Toutain J.P., Person Alain e.a., 1985).

б) в случаях подводных «курильщиков» Еще на Канадском семинаре по морским гидротермальным системам, состоявшемся в 1981 г. в г. Торонто, было отмечено, что в зонах спрединга (Галапагосские о-ва, Калифорнийский зал и др.) на глубинах ~2,5 км удалось близко наблюдать функционирование «черных курильщиков», а в устьевой их части замерить температуры горячих флюидов, которые, имея в канале (на гл. 1 м) 600-800°C, на выходе, при смешении с морской водой, резко понижались до 350°C, а местами до 21°C. При этом «выделение сульфидов из раствора происходит почти мгновенно» и рудные частицы падают на дно моря в виде своеобразного «дождя» (Goldie Ray, Bottrill T.J. Can., 1981, 8, N3, 93-97; В.П. Федорчук, РЖ 4-Ж8, 1982). Эти данные были подтверждены и более поздними исследованиями «курильщиков», в т.ч. по присутствию в их рудной массе высокотемпературных минералов: графита, пирротина, структур распада твердых растворов в сульфидовых и др.

По данным Авдейко и др. (1984) обнаруженный им подводный гидротермальный источник в районе о. Парамушир (Курилы) отличается подъемом аномальной воды на высоту около 500 м. Черткова и др. (1986) по этому поводу пишут следующее: «если на подводных термальных источниках ВТП при температуре воды на высоте 380±30°C, то на удалении 10-15 м от выхода температура окружающей отличается от фоновой на 0,4°C».

Добавим, что главная причина этого явления - конечно же само наличие плотной, соленой и очень холодной (2-4°C) океанической воды (гигантского теплоотвода), обладающей очень высокой теплопроводностью, позволяющей сильно и быстро снизить РТ - параметры флюида даже в весьма локальном объеме: Т до 400-350°C и ниже, Р - до значений, равновесных с давлением самой воды на этих глубинах. В этом процессе весьма важны и такие факторы, как постоянное (в силу перепада давления - флюида) образование огромного количества микропузырьков расширяющихся газов, отделяющихся и движущихся микрокапель рассола и пылевидных частиц сульфидов. Все это, безусловно, прямо способствует быстрому охлаждению и рассеянию постоянно привносимого флюидом глубинного потока тепла в водную среду.

Примеров же естественного или принудительного охлаждения либо нагревания водой и другими жидкостями известно огромное количество

как в природе, так и, особенно, из практики: бытовой, лабораторной, в химической промышленности, в металлургии, на АЭС, в транспорте и т.д.

О летучести и переносе в газовой фазе металлов, кремнекислоты, солей и др.

По этим вопросам вулканологами мира, и в особенности, многолетними исследованиями наших дальневосточных и других геологов накоплено большое количество весьма ценных результатов. Проведены целый ряд новых фундаментальных экспериментальных исследований высокотемпературных расплавных и гидротермальных водно-солевых систем; осуществляется синтез минералов в газовой фазе и в гидротермальных условиях, что же касается термобарогеохимии, то мы сами наблюдаем изменения минералообразующих сред во включениях различных минералов при высоких температурах и получаем не менее ценную информацию о характере фазовых переходов и о РТХ-параметрах рудообразования. Здесь же ограничимся лишь ссылкой на часть приводимой литературы по вулканологии и экспериментальным работам, на результаты которых, в частности, чаще всего приходится нам опираться на данном этапе исследований.

Об углеводородных включениях в минералах

Как известно, исследования органического вещества в породах и минералах, начатые в 60-е годы И.А. Петерсилье (1958-1972) и С.В. Икорским (1962-1971) в Кольском регионе, сразу же получило дальнейшее развитие по другим районам и формациям в работах В.В. Магаровского (1965-1978), Ф.П. Мельникова (1979-1992), Ю.А. Долгова и Н.А. Шугуровой (анализы газов во включениях (1974-1996), В.А. Калужного (1973-1988), Г.М. Гигашвили (1973-1978), А.Р. Файзиева и др. (1971-1978), Б.В. Захи и др. (1978, 1985); А.А. Томиленко и В.В. Чупина (1983), В.А. Наумова и др. (1986) и других исследователей.

В результате было установлено не только реальное присутствие органического вещества во включениях минералов в широком диапазоне температур, но и показано распространение микропорций нефтяных углеводородов в самых различных, в т.ч. высокотемпературных магматических породах земной коры (А.А. Томиленко, В.В. Чупин, 1983). Эти реалии

прямо коррелируют с фактами распространения органического вещества в пеплах действующих вулканов (Н.Е. Подклетнов, 1985) и формирования в активных геотермальных полях рудной минерализации с битумами и нефтью, как это установлено Г.А. Карповым и С.И. Набоко (1990) в кальдере вулкана Узон на Камчатке.

В самое последнее время нам представилась возможность приступить к изучению углеводородных включений в минералах нефтеносных районов Башкирского Приуралья. В процессе исследований выявились хорошие перспективы по дальнейшему охвату ими всего Южно-Уральского и Приволжского регионов, по расширению количества изучаемых минералов и более углубленному изучению в них включений (тем более, что в лаборатории ИГ УНЦ РАН функционируют все основные методы и установки), наряду с возможностями выявления связи локализации нефтяных и нефтегазовых месторождений с постоянно сопровождающими их сильными изменениями вмещающих пород (со специфической фторной, борной, стронциевой, ртутной и др. минерализацией) с позиций термобарогеохимии, а в результате - выработки рекомендаций по направлению глубинных поисков нефтяных месторождений.

7. О СИНТЕЗЕ НЕФТИ

В данной статье было приведено достаточно фактов, установленных многими исследователями, которые свидетельствуют в пользу реального существования былого и современного абиогенного синтеза в природе нефтяных углеводородов. Не менее интересно также развитие нефтехимической отрасли промышленности все более углубляющий процесс расщепления нефтей, газов и битумов при высоких температурах, достигающих 900-1000°C, чтобы получить из них новые продукты. Эти технологии показывают, с другой стороны, что нефть и газ изначально могли формироваться в условиях высоких температур и давлений.

Одним из энтузиастов этого (абиогенного) направления исследований был А.С. Эйгенсон, на протяжении более 40 лет отдавший этому жизнь в Башкортостане.

В конечном счете, на основе математических расчетов термодинамической обусловленности распределения изомеров в природных и техногенных углеводородных системах, им из известного уравнения Антуана-Кокса было вычислено другое уравнение термодинамического равнове-

сия

$$\Sigma = \lg \{X_k / (100 - X_k)\} = A - B \Theta = A - B \{1000 / (t_0 + t)\},$$

где t - температура, A и B и t_0 - константы (табличные данные), специфичные для каждой данной фракции изомеров, например для C_4H_{10} , C_8H_{18} , C_8H_{10} и т.п.; Θ - температура термодинамического равновесия, X_k - содержание контрольных изомеров во фракциях.

На этой основе были составлены диаграммы зависимости Θ для фракций алкилбензолов и др. по данным каталитического крекинга при реальных температурах процесса, с нанесением на них данных для нефтей различных суперрегионов США, Башкирии, о-ва Сахалин и др., а также нанесены точки для бензиновой фракции каталитического крекинга по данным России и средним результатам анализа в лаборатории (Эйгенсон А.С., Химия и технология топлив и масел, 1995, №4, с.27-32).

В таблице 4 приводятся составы нефтей НГДУ Башкортостана по температурам их формирования, рассчитанные А.С.Эйгенсоном в последние годы. Как видно из таблицы, лишь 9% нефти в Башкирии образовано при температурах ниже 600°C; 62,5% - в интервале 600-1200°C; а от низких температур до 1400°C - 84,5%; остальные 15,5% нефти образовано в инт.Т 1400-2000°C.

Таблица 4

Распределение составов (%%) нефтей НГДУ Башкортостана, рассчитанных А.С. Эйгенсоном (1995) по температурным интервалам их формирования

Нефтегазодобывающие управления (НГДУ)	Составы нефтей (в %%) по интервалам Т°С							
	До 600°	600-800	800-1000	1000-1200	1200-1400	1400-2000	Более 2000	Всего %%
Арланнефть	5	10	20	28	7	26	4	100
Южарланнефть	12	21	42	17	5	-	3	100
Аксаковнефть	3	3	15	22	27	23	7	100
Чекмагушнефть	7	6	25	30	20	9	3	100
Краснохолмнефть	12	20	29	17	12	16	4	100
Уфанефть: м-ния Кушкуль и Культюбе	16	32	32	10	10	-	-	100
Среднее	9	15	27	20,5	13,0	12,2	3,3	100
		62,5%						
		← 84,5% →				← 15,5% →		

Таким образом, во-первых, у нас есть ключ Эйгенсона к расшифровке температур образования нефтей разного состава в различных районах и месторождениях и на этой основе расшифровывать физико-химические условия формирования первичного углеводородного нефтяного сырья; и, во-вторых, наряду с геологическими минералого-геохимическими, геофизическими и другими данными, возможность выделять магистральные зоны и локальные площади поисков глубинных месторождений нефти и газа.

Список литературы

1. Аполлонов В.Н. Минералы соляных толщ. - Природа, 1990, №2, с. 26-29.
2. Ассовская А.С. Гелий на Земле и во вселенной. - Л.: Недра, 1984. 136с.
3. Батурин Г.Н. Вариации состава сульфидных руд океана. - Геологический журнал, 1988, том 40, №1, с. 81-90.
4. Белоус И. Р., Кирикилица С. И. О гипогенной сульфид-сульфатной зональности в соляных куполах Днепровско-Донецкой впадины. - ДАН СССР, т. 275, № 3, 1983, с. 680-684.
5. Бирин Л. М. Скелетные, дендритовидные и пламенивидные выделения ангидрита. - минералогии. Сб. Львовск. ун-та., 1966, № 20, вып. 1, с. 104-107.
6. Блюман Б.А., Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н. Изменение структурного состояния графита при прогрессивном региональном метаморфизме. - Докл. АН СССР, 1972, том 206, №5, с. 1198-1200.
7. Богданов Ю. А., Бортников Н. С., Лисицын А. П. Закономерности формирования кид-ротермальных сульфидных залежей в осевых частях рифта Срединно-Атлантического хребта. - Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 5, с. 409-429.
8. Бородич Э.В., Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Газовое дыхание Земли. - Природа, 1983, №2, с. 17-27.
9. Вергасова Л.П., Серафимова Е.К., Филатов С.К. и др. - Вулканология и сейсмология, 2000, №5, с. 19-27.
10. Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.Н. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. - М.: Наука, 1978, 204 с.
11. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золотов К.К. Платинометаллическое оруднение основных этапов развития Уральского подвижного пояса. - В кн.: Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит/ тезисы I Всерос. металлургического совещ. Екатеринбург: 1994, с. 212-213.
12. Волченко Ю.А., Ярош Н.А., Сандлер Г.А., Масленников В.Е. Первая находка платиноидной минерализации в габбро-диабазе Западного склона Урала. - Ежегодник, 1973. Институт геологии и геохимии УНЦ АН

- СССР. - Свердловск: 1974, с. 115-116.
13. Галимов Э.М., Прохоров В.С., Федосеев Д.В., Варнин В.П. Гетерогенные эффекты по углероду при синтезе алмаза и графита из газа. - Геохимия, 1973, №3, с. 416-423.
 14. Гантимуров А.А. К устойчивости графита в эндогенных процессах. - В кн.: Петрология флюидно-силикатных систем. Новосибирск: Наука, 1987, с. 56-66.
 15. Главатских С.Ф., Трубкин Н.В. Первые находки самородных вольфрама и серебра в продуктах эксгаляций Большого Трещинного Толбачинского извержения (Камчатка). Докл. АН, 2000, том 373, №4, с. 523-526.
 16. Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Калинин М.К., Максимов С.П., Такаев Ю.Г., Федоров Д.Л. Особенности нефтегазоносности Северо-западной Европы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1976, №12, с. 127-134.
 17. Горшков А.И., Селиверстов В.А., Сивцов А.В., Лапина М.И., Щека С.А. О первой находке самородного алюминия в карбонадо. - Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, №4, с. 381-383.
 18. Горяинов И.Н., Грамберг И.С., Смекалов А.С., Тихомиров Ю. В. К вопросу о закономерностях распределения проявлений глубоководных сульфидов в мировом океане (гипотеза «мантйных спикул») - Докл. АН СССР, 1989, том 306, №5, с. 1185-1188.
 19. Гричук Д.В., Сушевская Н.М., Васюта Ю.В., Кононкова Н.Н. О роли магматических флюидов в формировании химического состава гидротерм срединно-океанических хребтов. - Геохимия, 1988, №12, с. 1741-1742. .
 20. Гуляева Л.А., Иткина Е.С., Ромм И.И. Ванадий, никель и медь в нефтях Урало-Поволжья. - ДАН СССР, 1941, т. 32, №6, с. 406-409. БАССР. №39-ХУП1; №40-XX, XXI.
 21. Давыдов М.П., Судариков С.М. Минералогия металлоносных осадков Приэкваториальной зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. - Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, №1, с. 81-90.
 22. Дальян И.Б., Садыков Ж.С., Стадник Е.В., Мухамеджанов М.А. Растворенные газы подземных вод нефтегазоносных отложений Актюбинского Приуралья и восточной окраины Прикаспийской впадины и их поисковое значение. - Труды Института гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР, 1969, том 3, с. 110-116.
 23. Драгунский А.К., Лозин Е.В., Масагутов Р.Х. Серафимовско-Чекмагушевская зона дислокации в платформенной Башкирии в связи с поисками новых залежей нефти. - В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые Южного Урала и Приуралья. - Уфа: 1991, с.41-47.
 24. Егорова Н.П., Масагутов Р.Х. Возможности трассирования приразломных зон нефте-газонакопления по скважинам с гидрохимическими аномалиями (на примере Башкирского Приуралья). - В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений Башкортостана. - Тр. Башиннефть,

- вып.99,-Уфа: 1999, с. 13-28.
25. Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Гелий раскрывает тайны земных недр. - Природа, 1975, №1.с.23-33.'
 26. Ермаков Н. П. Исследования минераллообразующих растворов. - Харьков: 1950, 460с.
 27. Завьялов В.А. К геохимии никеля, ванадия и меди в доманиковых отложениях Башкирии. - Аннотации работ по геологии нефти и газа за 1957 г. (Ин-т нефти АН СССР), -М.: 1958,с.46,БАССР,№40.
 28. Зверев Л.В. Растворимость минералов, методы ее определения, использование избирательного растворения для фазового анализа. - В кн.: Современные методы минералогического исследования.-М.: Недра, 1969, с. 115-134.
 29. Зверев Л.В. Растворимость минералов, методы ее определения, использование избирательного растворения для фазового анализа. - В кн.: Современные методы минералогического исследования. - М.: Недра, 1969, с. 115-134.
 30. Золотухин В. В. О высокотемпературном ангидрите в рудах Норильска. - Докл. АН СССР, №4,с. 916-919.
 31. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблема восстановительного метасоматоза. - В кн.:Метасоматизм и рудообразование. - М.: Наука, 1984, с. 115-121.
 32. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. - М.: Наука, 1986,96с.
 33. Казарян А.Г.Ангидрит - сульфидная минерализация Кафана и закономерности ее проявления на колчеданных и медно-молибденовых месторождениях. - Изв. АН СССР, 1975, №7,с. 82-83.
 34. Конищев В. С. Термобарические условия формирования верхнефранских соляных структур Припятского прогиба. - Докл. АН БССР, 1978, № 6, с. 534-536.
 35. Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Бочарников Р.Е., Шмулович К.И. Магматическая дегазация и минералообразование на вулкане Кудрявый (о-в Итуруп, Курильские острова). - В кн.: Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. -М.: Наука, 1998, с. 143-168.
 36. Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф., Шмулович К.И. Составы конденсатов и самородные металлы в сублиматах высокотемпературных газовых струй вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильские острова). - Геохимия, 1996,№12, с. 1175-1182.
 37. Куликов И.В., Боярская Р.В. Включения графита во флюорите и их возможный генетический смысл. -Докл. АН СССР, 1984, т. 276, №5, с. 1213-1216.
 38. Курдюмов А.В., Пилянкевич А.Н. Об интенсивности линий на рентгенограммах графитовых структур. - Кристаллография, 1968, т. 13, вып. 2, с. 311-315.
 39. Лазур Ю.М., Варенцов И.М., Ермилов В.В. Медно-цинковая минерализация в мезозойских отложениях центральных областей северо-западной части Тихого океана. -Геохимия, 1984, №11, с. 1718-1725.
 40. Лазур Ю.М., Меламедов С.В., Бернард В.В. Самородная минерализация в девонских вулканогенно-осадочных отложениях на Западных склонах Среднего Урала. - Докл. АН СССР, 1987, том 298,
 41. Лозин Е.В. Тектоническая эволюция осадочного чехла платформенной Башкирии. - В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые Южного Урала и Приуралья. - Уфа:1991,с.26-41.
 42. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Солнечный гелий в недрах Земли. - Природа, 1980, №1, с. 2-13.
 43. Мархинин Е.К. Вулканизм. - М.: 1985, 288 с.
 44. Маршинцев В.К., Барашков Ю.П., Лескова Н.В. Самородные элементы в оливинах кимберлитов. - В кн.: Самородное минералообразование в магматическом процессе (тез. докл. Якутского совещания). -Якутск, 1981, с. 103-105.
 45. Масагутов Р.Х. К методике поисков месторождений нефти и газа в восточной асти Башкирского свода. В кн: Шарьяжи Урала и связь с ними полезных ископаемых. -Уфа: ИГ БФАН СССР, 1980, с.61-68.
 46. Масагутов Р.Х. Сравнительная характеристика девонских и нижнепермских грабено-образных прогибов восточной окраины русской платформы. - Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1988, №2, с. 39-43-
 47. Масагутов Р.Х., Бикбулатов А.Г. Рекомендации на опоскование наиболее перспективных объектов на нефть в Башкирии. - В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые Южного Урала и Приуралья. - Уфа: 1991, с. 124-132.
 48. Масагутов Р.Х., Надежкин А.Д. Показатели и сравнительная оценка перспектив неф-тегазоносности республики Башкортостан в связи с блоковым строением территории. Тезисы докл. научно-практич. конференции «Блоковое строение земной коры и неф-тегазоносность» - Санкт-Петербург: 1994, с. 102-103
 49. Масагутов Р.Х. Кристаллический фундамент и его влияние на формирование структур и месторождений в осадочном чехле. -В кн.: Перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента на территории Татарстана и Волго-Камского региона.-Казань.: 1998, с.104-106.
 50. Масагутов Р.Х. Методика выделения нефтеконтролирующих тектонических нарушений в сложных сейсмогеологических условиях перикратонного шва Русской плиты.-В кн.: Состояние и перспективы использования геофизических методов для решения актуальных задач поисков, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Матер. Республ. на-

- учно-практич. конференции. - Октябрьский: 1999, с.155-161.
51. Масагутов Р.Х. Разломы кристаллического фундамента в связи с формированием ав-лакогенного и плитного комплекса додевона на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Геология и эксплуатация нефтяных и газонефтяных месторождений Оренбургской области. - Оренбург.: 2001, с. 95-100.
 52. Минералы. Справочник. Том 1, -М.: Изд-во АН СССР, 1960, 618с.
 53. Минеральные ресурсы капиталистических стран, ч. III, неметаллич. Полезн. ископ., -М.: Госгеолтехиздат, 1963, 110 с.
 54. Могаровский В.В. О включениях в кристаллах целестина. - Литология и полезные ископаемые, 1965, № 3, с. 123-125.
 55. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Золото и серебро в вулканогенном флюидном режиме. - Вулканология и сейсмология, 1996, №6, с. 3-19.
 56. Неручев С.Г. Глобальные геохимические аномалии и биосферные кризисы. - Природа, 1988, №1, с. 73-81.
 57. Николаева Л.А. Газовые включения в самородном золоте. - Записки Всес. Минерал. об-ва, ч.84, 1954, №4.
 58. Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. - М.: Наука, 1987, 200с.
 59. Новгородова М.И. Новые данные о самородных металлах Урала. - Зап. Всес. Минер. Об-ва, 1987, ч. СХVI, Вып. 2, с. 239-243.
 60. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. - М.: Наука, 1983, 287 с.
 61. Новгородова М.И., Петровская Н.В., Боярская Р.В. Минералы - узники газовых включений в самородных металлах. - В кн.: Геохимия и термометрия эндогенных флюидов. - Киев: Наукова Думка, 1988, с. 69-75.
 62. Новгородова М.И. Новые данные о самородных металлах Урала. - Зап. Всес. Минер. Об-ва, 1987, ч. СХVI, вып. 2, с. 239-243.
 63. Новгородова М.И., Генералов М.Е., Трубкин Н.В. Новый изоморфный ряд TaC-NbC и ' новый минерал- ниобокарбид из платиноносных россыпей Урала. - Записки Всес. Минер. Об-ва, ч. СХХVI, №1, 1997, с. 76-95.
 64. Огарин И.С. Строение и районирование земной коры Южного Урала. - Наука, 1973, 86 с.
 65. Округин В.М. О рудных минералах продуктов Большого Трещинного Толбачинского извержения. - Вулканология и сейсмология, 1979. №2, с. 59-71.
 66. Олейников Б.В., Округин А.В., Томцин М.Д. и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985, 188 с.
 67. Орлов Ю.А. Некоторые особенности строения терригенной толщи девона на юго-западе Башкирии и их интерпретация. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. - Уфа:

- 1972, с.57-64.
68. Петровская Н.В. Золотые самородки. - М.: Наука, 1992.
69. Подклетнов Н.Е. Вулканогенное органическое вещество. - М.: Наука, 1985, 128 с.
70. Поляков В.Л., Мельников С.Ю. Графиты плутонометаморфических комплексов Урала. - В кн.: Минералы месторождений Урала: Сб. научных трудов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987, с. 124-128.
71. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Происхождение гидрогеохимических и гидрогеотермических аномалий Предуральяского краевого прогиба. - В кн.: Шарьяжи Урала и связь с ними полезных ископаемых. - Уфа: ИГ БФАН, 1984, с. 54-58.
72. Попов В.Г., Егоров Н.Н., Леонов В.Ф., Абдрахманов Р.Ф., Комиссаров А.А. Миграция гелия, в подземной гидросфере. - Уфа: БФАН СССР, 1982, 46 с.
73. Рожков А.М., Верховский А.Б. Геохимия благородных газов высокотемпературных гидротерм. - М.: Наука, 1990, 134 с.
74. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандиминова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры флюидного режима и минералообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп). - Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, №1, с. 31-40.
75. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П. Золото в магматических флюидах. - В кн.: физико-химические модели петрогенезиса и рудообразования. - Новосибирск: Наука, 19-84, с. 103-111.
76. Самарцев И.Т., Овсянников Н. И., Миншина В. М. Гипс - ангидритовая минерализация на некоторых золоторудных месторождениях Среднего Урала. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, № 2, с. 70-74.
77. Самородное минералообразование в магматическом процессе. Тезисы докладов. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981, 208с.
78. Седлецкий В. И., Труфанов В. Н., Майский Ю. Г. Механизм мобилизации и природа высокоминерализованных рассолов в галогенных формациях. - Тезисы докл. IV регион. совещ. по термобарогеохимии. - Ростов-на-Дону: 1973, с. 42-44.
79. Серафимова Е.К. Минералогия возгонов вулканов Камчатки. - М.: Наука, 1979, 168 с.
80. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Содержание и распределение Au, Ag и Pt - металлов в силвините Верхнекамского месторождения. - Геохимия, 1995, №9, с. 1348-1351. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Поспелова Л.Н. Самородное железо в алмазах. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Поспелова Л.Н. Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис. - Геология и геофизика, 1981, №12, с. 25-28.
81. Стефанов Ю.М. Металлоносность продуктов четвертичного вулканизма. - Бюлл. вулканолог. Станций, №52, 1976, с. 75-82.

82. Столяров Ю. М. Ангидрит и гипс в колчеданных месторождениях Урала в связи с проблемой их генезиса. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 2, с.
83. Столяров Ю. М. Мкровключения ангидрита в сульфидных рудах. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1992, № 10, с. 138-147.
84. Строева Е. А. Структурное несоответствие и нефтеносность на площадях Юго-Западной Башкирии. - Автореф. кандидат, дисс. - М: Ин-т геол. и разр. горюч. ископ., 1964, 20с.
85. Тарасов А. В., Аллонов В. С. Температурные условия формирования сульфатов, ассоциирующих с сульфидами. - Геохимия, 1982, № 1, с. 51-57.
86. Татаринцев В.И., Цымбал С.Н., Гаранин В.К. и др. Закаленные частицы из кимберлитов Якутии. - Докл. АН СССР, т. 270, №5, с. 1199-1203.
87. Томсон И.Н., Полякова А.П., Полохов В.П., Митюшкин Н.Т. Металлогенетическое значение углеродистого метасоматоза. - Изв. АН СССР, сер. Геол., 1989, №8, с.78-88.
88. Унгер Ф.Г., Яруллин К.С. О зависимости парамагнетизма нефти от возраста коллектора. - Геохимия, 1978, №9, с. 1424-1428.
89. Унгер Ф.Г., Яруллин К.С., Триф Э.И. Содержание ванадия и асфальтенов в нефтях Башкирии. - Геология нефти и газа. - 1978, №8, с. 49-54.
90. Успенская Н.Ю. Основные черты нефте-газоносности палеозоя Русской платформы. - М.-Л.: Гостоптехиздат, 1950. 60 с.
91. Федосеев Д.В., Дерягин Б.В. Поверхностные явления и синтез алмаза. - Природа, 1983, №3, с. 80-87. Я
92. Фирсова С.О., Ципурский С.И., Черкашин В.И., Шатский Г.В. Рентгенографическое изучение углеродистых веществ и проблема графитового термометра. - Литология и полезные ископаемые, 1986, №5, с. 72-82.
93. Фирсова С.О., Якименко Е.Ю. Еще раз к вопросу о шунгите. - Литология и полезные ископаемые, 1985, №1, с. 88-95.
94. Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического происхождения. - М.: Наука, 1968, 252с.
95. Чинянов В.А., Маров И.Н., Беляева В.К. и др. Изучение ванадия и меди в битумоидах осадочных пород методом ЭПР. - Геохимия, 1975, №1, с. 112-120.
96. Шенгелиа Д.М., Ахвледиани Р.А., Кецховели Д.Н. Графитовый термометр. - Докл. АН СССР, 1977, т. 235, №6, с. 1407-1409.
97. Штеренберг Л.Е., Божевольнова Н.А., Корина Е.А., Покровская Е.В. Самородное железо в массивных полиметаллических сульфидных рудах (Восточно-Тихоокеанское поднятие, 18°-21° ю.ш.). - Докл. АН, 1998, т. 360, №1, с. 103-106.
98. Щербаков А.В., Козлова Н.Д. Распространенность водорода в подземных флюидах и - связь аномально высоких его содержаний с глубинными разломами на территории СССР. - Геотектоника, 1986, №2, с. 56-66. "

99. Юсупов С.Ш. К вопросу о генезисе сульфидных фрамбоидов, колломорфитов и зернистых колчеданных руд. - Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. - Санкт-Петербург: ВМО РАН, 1992, с. 212-213.
100. Юсупов С.Ш., Сатаева Э.М. Микросферулы в колчеданных месторождениях и зонах разломов Урала. - В кн.: Минералогия Урала Том II. Миасс: ИМин УрО РА, 1988, с.176-178.
101. Юсупов С.Ш. Микросферулы в рудах и породах Южного Урала. Новое направление геолого-минералогических и термобарогеохимических исследований. - Ежегодник Института геологии УНЦ РАН 1996 г., Уфа, 1997.
102. Юшкин Н.П. Фибралация твердых углеводородов. - Изв. АН СССР, сер. геол.-г-1990, №10, с.102-111.
103. Le Guem Francois, Bernard Alain. A new method for sampling and analyzing volcanics sublimates - application to Merapi volcano, Java. - «J. Volcanol. and Geotherm. Res.», 1982, 12, №1-2, 133-146. ,
104. Pronin A.P., Bashorin V.N., Ereemeev A.N. Modern fluid activity in endogenic mineral deposits of the Russian platform and the Southern Urals: an inherited mantle degassing in stationary lithospheric blocks - 5th Zonenshain Conf. Plate Tecton, Moscow; Kiel, 1995, с. 28-30. "
105. Toutain Jean-Paul, Person Alain, Cheminee Jean-Louis, Delorme Hugues, Seveque Jean-Louis. Mineralogie des sublimates du volcan Poas (Costa Rica), «с. Acad. Sci.», 1985, ser.2, 300, № 5, 769-774.
106. Varcamp Johan C., Thomas Ellan, Germani Mark, Buseck Beter R. Particle geochemistry of volcanic plumes of Etna and Mount St. Helens. - «J. Geophys. Res.», 1986, В 91, № 12, 233-248.
107. Woldie Ray, Bottrill T.J. Seminar on Sea-Floor hydrothermal systems. - Weosciencia Canada, 1981, v.8, № 3, с. 93-97.
108. Андрусенко Н. И., Годлевский М. Н., Юдина В.В. Некоторые данные о температурах минералообразования в связи с никеленосными интрузиями Талнахского рудного узла. - Тезисы докл. IV регион, совещания по термобарогеохимии. - Ростов-на-Дону: РГУ, 1973, с. 198-199.

СОДЕРЖАНИЕ

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ И ЭМИССИОННО-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИХ ОЦЕНОК КОНЦЕНТРАЦИИ БОРА В ИСКУССТВЕННЫХ И ПРИРОДНЫХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ <i>Ф.Г. Рейф, В.Ю. Прокофьев, В.С. Балицкий, Ю.М. Ишков, И.С. Перетяжко, В.Е. Загорский, С.З. Смирнов</i>	3
ОСОБЕННОСТИ ФТОРСОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ <i>З.А. Котельникова, А.Р. Котельников, Д.Ю. Иванов</i>	18
РОСТ ГРАНЕЙ, ТИПЫ ИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ, ЗАХВАТ ВКЛЮЧЕНИЙ И НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ. <i>Р.Н. Соболев, В.И. Старостин</i>	32
СЕЛЕКТИВНАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ МЕТАЛЛОВ ИЗ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА НЕСМЕСИМЫМИ ФАЗАМИ ГЕТЕРОГЕННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА ЕРМАКОВСКОЙ ИНТРУЗИИ <i>Ф.Г. Рейф, Ю.М. Ишков</i>	37
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МАГМАТОГЕННО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА (по данным изучения включений в минералах) <i>Н.И. Андрусенко</i>	52
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО ГАЗОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПОРОД. <i>А.В. Щербакова, С.Ф. Труфанова, Р.Н. Мурогова</i>	61

ПРИРОДА ПЛАГИОКЛАЗОВ В БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВАХ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ВКЛЮЧЕНИЙ (ОСТРОВ ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) <i>В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, Э.Г. Одариченко, А.В. Рыбин, В.И. Гвоздев, В.И. Сапин, Н.А. Чепкая</i>	79
ВКЛЮЧЕНИЯ В КОРУНДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕЗАМЕТНОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ) <i>Э. Г. Одариченко</i>	97
ВКРАПЛЕННИКИ ПЛАГИОКЛАЗА В БАЗАЛЬТАХ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И МУТНОВСКИЙ (ЮГ КАМЧАТКИ) И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ <i>Л.Н. Хетчиков, А.А. Чащин, В.А. Пахомова, Э.Г. Одариченко</i>	111
РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНАХ ИНТРУЗИВОВ НИЖНЕТАЛНАХСКОГО ТИПА (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН) И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ <i>Н.А. Криволицкая, А.В. Соболев, С.Ф. Служеникин, И.А. Рощина</i>	141
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЙРАГАЧ (УЗБЕКИСТАН): ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ <i>О.Ю. Плотинская, В.А. Коваленкер, В.Ю. Прокофьев, Е.О. Грознова, Л.П. Носик</i>	158
ГАЗОВЫЕ КОМПОНЕНТЫ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АКЧАТАУ И СПОКОЙНОЕ <i>Т.М. Сущевская, К.И. Лохов, С.С. Матвеева, Н.И. Присягина</i>	180
ОПРЕДЕЛЕНИЕ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФОГЕННОГО	

МИНЕРАЛО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ С ПОМОЩЬЮ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ <i>Ф.М. Ройзенман</i>	193
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗНОМАСШТАБНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛИМПИАДА И ВЕДУГА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) <i>В. Ю. Прокофьев, Т. Л. Крылова</i>	213
ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДНО-ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ МАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ) <i>А.Б. Бобров, Ю.В. Ляхов, Н.Н. Павлунь, А.А. Сиворонов</i>	248
УСЛОВИЯ СОВМЕСТНОГО ПЕРЕНОСА Са И F ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ФЕНАКИТ-ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОДАХ ЕРМАКОВСКОГО F-Be МЕСТОРОЖДЕНИЯ <i>Л.Б. Дамдинова</i>	262
РОЛЬ МЕТАМОРФИЗМА В ПРОЦЕССЕ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-6 И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НЕЙ ТЕРРИТОРИЙ) <i>Р.Н. Муругова, С.Ф. Труфанова, П.Д. Жуков, Т.Л. Жуйкова</i>	273
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРИЛЛИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ НУХУТУИИ-ЦАГАН-ОБО (МОНГОЛИЯ) <i>В.С. Карпущина, В.Б. Наумов, Г.Ф. Иванова, Е.В. Черкасова</i> ..	302
СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ЖИЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНЫХ ГОР (ГЕРМАНИЯ) <i>Т.Л. Крылова, В.И. Величкин, А.В. Тимофеев, Б.Поти, М. Кюне, Ж. Пиронн</i>	306

Р-Т-ПАРАМЕТРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФЛЮИДОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДОКЕМБРИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА МАЙСКОЕ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ) <i>Т.Л. Крылова, А.А. Вольфсон, А.В. Волков</i>	326
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ <i>Ф. Я. Корытов, В.Ю. Прокофьев, А.Б. Дзайнуков</i>	342
МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕЗИС ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕВЕКСКОГО УЗЛА <i>Л.И. Карпенко, В.И. Гончаров</i>	356
ГАЗОВО-ЖИДКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СИНИЛЬГА, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ <i>Н.В. Сокина, С.Н. Шанина</i>	374
ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ТАФРОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ НА ПРИМЕРЕ КУШМУРУНСКОГО ГРАБЕНА (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ) <i>О.П. Гончаренко, Д.А. Шелепов</i>	387
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ, ТЕРМОМЕТРИИ И ГЕОХИМИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ <i>С.Ш. Юсупов, Р.Х. Масагутов</i>	399

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Андрусенко	Н.И.	52	Павлунь	Н.Н.	248
Балицкий	В.С.	3	Пахомова	В.А.	79, 111
Бобров	А.Б.	248	Перетяжко	И.С.	3
Величкин	В.И.	306	Пиронон	Ж.	306
Волков	А.В.	326	Плотинская	О.Ю.	158
Вольфсон	А.А.	326	Поти	Б.	306
Гвоздев	В.И.	79	Присягина	Н.И.	180
Гончаренко	О.П.	387	Прокофьев	В.Ю.	3, 158, 213, 342
Гончаров	В.И.	356	Рейф	Ф.Г.	3, 37
Грознова	Е.О.	158	Ройзенман	Ф.М.	193
Дамдинова	Л.Б.	262	Рощина	И.А.	141
Дзайнуков	А.Б.	342	Рыбин	А.В.	79
Жуйкова	Т.Л.	273	Сапин	В.И.	79
Жуков	П.Д.	273	Сиворонов	А.А.	248
Загорский	В.Е.	3	Служеникин	С.Ф.	141
Залищак	Б.Л.	79	Смирнов	С.З.	3
Иванов	Д.Ю.	18	Соболев	Р.Н.	32
Иванова	Г.Ф.	302	Соболев	А.В.	141
Ишков	Ю.М.	3, 37	Сокерина	Н.В.	374
Карпенко	Л.И.	356	Старостин	В.И.	32
Карпухина	В.С.	302	Сушевская	Т.М.	180
Коваленкер	В.А.	158	Тимофеев	А.В.	306
Корытов	Ф.Я.	342	Труфанова	С.Ф.	61, 273
Котельников	А.Р.	18	Хетчиков	Л.Н.	111
Котельникова	З.А.	18	Чашин	А.А.	111
Криволицкая	Н.А.	141	Чепкая	Н.А.	79
Крылова	Т.Л.	213, 306, 326	Черкасова	Е.В.	302
Кюне	М.	306	Шанина	С.Н.	374
Лохов	К.И.	180	Шелепов	Д.А.	387
Ляхов	Ю.В.	248	Щербакова	А.В.	61
Масагутов	Р.Х.	399	Юсупов	С.Ш.	399
Матвеева	С.С.	180			
Мурогова	Р.Н.	61, 273			
Наумов	В.Б.	302			
Носик	Л.П.	158			
Одариченко	Э.Г.	79, 97, 111			

Труды X Международной конференции по термобарогеохимии

Редактор Ю.А. Белякова

Оригинал-макет Н.Д. Терешков

Сдано в набор 27.07.2001. Подписано в печать 15.08.2001.

Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная. Тираж 100 экз. Заказ 336

Отпечатано в типографии Патриаршего издательско-полиграфического центра

Г. Сергиев Посад

тел./факс/ 095 / 721-26-45