

Состав растворов, отлагавших настуран на месторождении U—Mo-формации

В. Л. БАРСУКОВ, Т. М. СУЩЕВСКАЯ, В. И. МАЛЫШЕВ

УДК 550.4.549.514.87

Исследование газовой-жидких включений в минералах гидротермальных месторождений позволило получить в последние годы ценные сведения о физико-химических условиях рудообразования. В частности, для ряда урановых месторождений определены интервалы температур и порядок величин давлений, при которых происходило отложение настурана и сопутствующих ему минералов [1—4]. Оценка состава растворов во включениях в настуране и парагенных с ним минералах одного из рудопроявлений была выполнена С. И. Щукиным [5]. Содержания CO_2 во включениях минералов урановых месторождений определяли Г. Б. Наумов и О. Ф. Миронова [6] и Леруа и Потти [7]. В настоящей работе, исходя из анализа газовой-жидких включений в настуране и других минералах настурансодержащих

жил, оценивается состав гидротермальных растворов, формировавших типичное месторождение U—Mo-рудной формации.

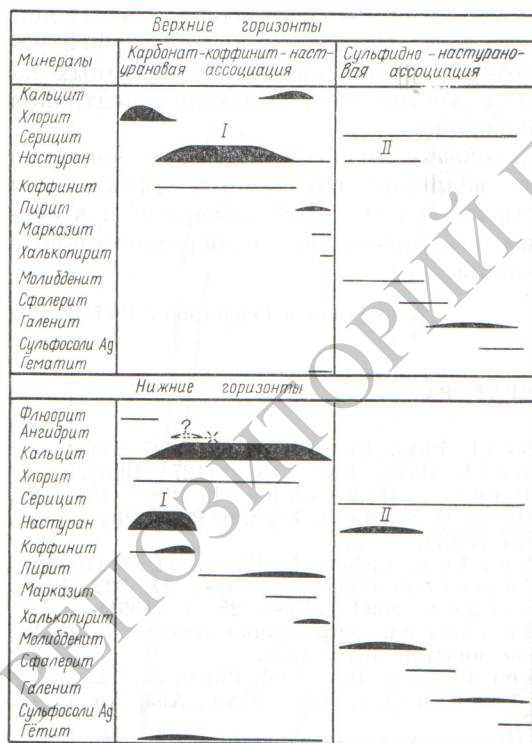
Краткая характеристика месторождения

Месторождение, детально изучавшееся многими исследователями [8—12], расположено в центральной части вулканической депрессии, фундамент которой сложен гранитоидами и сохранившимися среди них останцами слюдястых сланцев. В основании разреза вулканогенно-осадочных пород, заполняющих депрессию, лежит свита андезитов и дацитов, на ней залегают свиты кислого состава. Важен тот факт, что на площади рудного поля разрез кислых эффузивов начинается базальным горизонтом туфопесчаников и конгломератов с карбонатным цементом, составляющим до 30—40% объема этих пород, и с прослоями известняков и битуминозных мергелей. Выше располагаются еще два аналогичных горизонта меньшей мощности и менее обогащенных карбонатами.

Породы вулканической депрессии разбиты серией крутопадающих разломов, часть которых прослеживается и в породах фундамента, и пологопадающих (последовательных) нарушений. Самое крупное из последовательных нарушений находится в висячем боку андезитовой свиты.

Месторождение представлено линейными зонами мелких вертикальных трещин, продуктивными только в кислых эффузивных породах на глубинах 1200—500 м от поверхности, существовавшей во время рудообразования; жильные минералы отлагались и ниже, в андезитовой свите.

Главные минералы урановорудных жил — настуран и кальцит. Часть кальцита на нижних горизонтах, очевидно, отложилась путем замещения более раннего ангидрита (есть псевдоморфозы кальцита по пластинчатым кристаллам ангидрита; ранний кальцит содержит до 1% SO_4 ; дебаеграммы осадка, оставшегося после растворения кальцита в HCl , дают линии гипса). Менее распространены коффинит, молибденит и некоторые другие минералы (рис. 1). Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кальците и флюорите из рудных жил лежит в интервале 150—120°С; декрепитация включений в ранних минералах (настуране I, кальците) начинается также при



Р и с. 1. Схема последовательности выделения минералов в рудных жилах:

По горизонтали — относительное время отложения; толщина линий примерно соответствует относительному количеству минералов. I и II — генерации настурана.

Глубина и температура образования минералов, отобранных для изучения состава газовой-жидких включений в них

Таблица 1

	Настуран I					Кальцит				Галенит
	317	198	185	188	193	185-к	527	250	280	537
Палеоглубина, м	-780	-960	-1040	-1120	-1160	-1040	-1050	-1160	-1160	-960
Температура декрепитации, °С	130	130	140	140	150	120	130	130	150	90
Температура гомогенизации, °С	115*	—	112—120*	—	145*	112—120	—	—	145	—

* Определена в кальците, первые порции которого кристаллизовались одновременно с настураном I.

150—120° С, в более поздних (настуране II, молибдените, галените, сфалерите) — при 120—90° С.

Образование рудных жил сопровождалось интенсивным изменением вмещающих пород. В андезитовой свите эти изменения локализованы в зоне дробления вдоль послонного нарушения и постепенно ослабевают вниз от нее; они выражены здесь в окислении обильной вкрапленности дорудного пирита, в относительно слабой серицитизации и покраснении полевых шпатов и замещении последних карбонатом. В пределах горизонтов туфопесчаников и туфоконгломератов происходило интенсивное растворение карбонатной составляющей пород (цемента, известковых прослоев). Кислые эффузивы, альбитизированные в дорудное время, изменены под воздействием рудоносных растворов наиболее интенсивно. Вокруг настурансодержащих жил последовательно разрушались альбит, К-полевой шпат, кварц и ряд дорудных новообразований (кальцит I, хлорит I, пирит I), замещаясь окислами железа, каолинитом и монтмориллонитом и затем кальцитом II и хлоритом II, крупночешуйчатым серицитом и рудными минералами (настураном I и II, пиритом II, молибденитом, галенитом и другими). Среди реакций замещения резко преобладали реакции, вызывавшие повышение щелочности рудоносного раствора.

Изучение пространственного распределения минерализации и гидротермальных изменений показало, что растворы перед рудоотложением перемещались по зоне дробления вдоль послонного нарушения висячем боку андезитовой свиты и затем на площади рудного поля начина-

ли восходящее движение по системам вертикальных трещин, последовательно пересекая горизонты, обогащенные карбонатом, и кислые эффузивы.

Для изучения состава газовой-жидких включений на разных уровнях (которые отсчитываются от палеоповерхности, существовавшей во время рудоотложения) отобраны чистые фракции минералов (табл. 1). В пробах настурана I возможно присутствие мельчайших включений кальцита, настурана II и сульфидов. Количество примесей крайне незначительно; по данным полуквантитативного спектрального анализа, настуран I содержит 0,001% Mo, 0,1—1,0% Pb, 0,01% Zn, 0,01—0,001% Cu. Удельный вес настурана I 7,5—8,1 г/см³, отражательная способность 15—17%, отношение UO₂ к UO₃ от 0,31 до 0,42 (UO_{2,75} — UO_{2,27}), параметр ячейки 5,36 Å.

Образцы кальцита представлены двумя разновидностями: среднезернистым прозрачным кальцитом, наиболее распространенным на месторождении (527 и 280), и друзовым кальцитом (250 и 185-к), которым завершается выделение в жилах этого минерала. Непрозрачные включения в кальцитах не обнаружены. По данным спектрального анализа присутствуют 0,0n% Pb и Zn, 0,00n% Mo и Cu.

Образец галенита был взят из мономинерального прожилка.

Судя по кривым декрепитации и результатам изучения кальцита под микроскопом, во всех пробах резко преобладают первичные газовой-жидкие включения, в которых газовая фаза занимает менее 10% объема; число вторичных включений не превышает 5%.

Методика анализа состава включений

Состав включений определяли методом тройной водной вытяжки; из трех последовательно приготовленных * водных вытяжек анализировали первую и третью. Предполагается, что в первую вытяжку переходит содержимое включений и компоненты самого минерала и микропримесей в нем вследствие их растворения в воде, а в третью — только компоненты минерала и микропримесей. Окончательные результаты получаются вычитанием данных третьей вытяжки из данных первой.

Na, K, Ca и Li в водных вытяжках определяли методом фотометрии пламени, Mg — колориметрически с магнизоном ИРЕА, Cl — нефелометрически с AgNO₃, сульфат-ион — весовым методом, а при концентрациях его менее 20 мкг/мл — объемным; титрование проводили 0,005 н. раствором BaCl₂ в присутствии ортанилового-K [13]. Бикарбонат-ион определяли сразу же после приготовления растворов объемным методом с 0,01 н. HCl при продувании воздухом в присутствии индикатора Гроага [14].

Относительная ошибка использовавшихся объемных и колориметрических методик не превышает ±10% при концентрациях компонентов от 1 до 10 мкг/мл водной вытяжки и повышается до ±20% при концентрациях <1 мкг/мл.

Общее содержание углекислоты во включениях определялось О. Ф. Мироновой и М. И. Кузьминым независимо от водной вытяжки из отдельной навески кондуктометрическим методом [15, 16]. Ошибка определения CO₂ не превышает ±10%.

Полученные при анализе водных вытяжек концентрации компонентов отнесены к содержанию воды в минералах, определявшейся по методу Пенфильда.

Ошибки в определении воды составляют 2,5—13,8%. Суммарная ошибка в определении концентрации компонентов в растворе включений, рассчитанная по сумме аналитических ошибок и ошибок в определении воды **, не превышает 30%.

* Экстракцию проводили горячей (70—80° С) водой с pH > 5,5 при соотношении твердой фазы к воде 1 : 3 для кальцита и 1 : 2 для настурана.

** Ошибки взвешивания, взятия объема не учитывались ввиду незначительности их вклада в величину общей ошибки, рассчитываемой как $s_{\text{общ}} = \sqrt{s_1^2 + s_2^2 + \dots + s_n^2}$.

Существенное влияние на результаты анализов могло оказывать окисление микропримесей сульфидов (главным образом PbS и MoS₂) во время приготовления водных вытяжек и как следствие этого повышение концентрации SO₄ в вытяжках, их подкисление и растворение за этот счет дополнительных количеств CaCO₃. Чтобы оценить масштабы растворения сульфидов-микропримесей, определяли концентрации Mo (колориметрически) и $\sum \text{Me}$ (дитизоном), которые во всех вытяжках оказались ниже 0,5 мкг/мл. Следует отметить, что потери Mo и Pb при приготовлении вытяжек за счет образования труднорастворимых соединений — молибдата кальция, карбоната, сульфата или гидроокиси свинца и т. д. — были исключены, так как водные вытяжки недосыщены по отношению ко всем этим соединениям.

— Результаты и их обсуждение

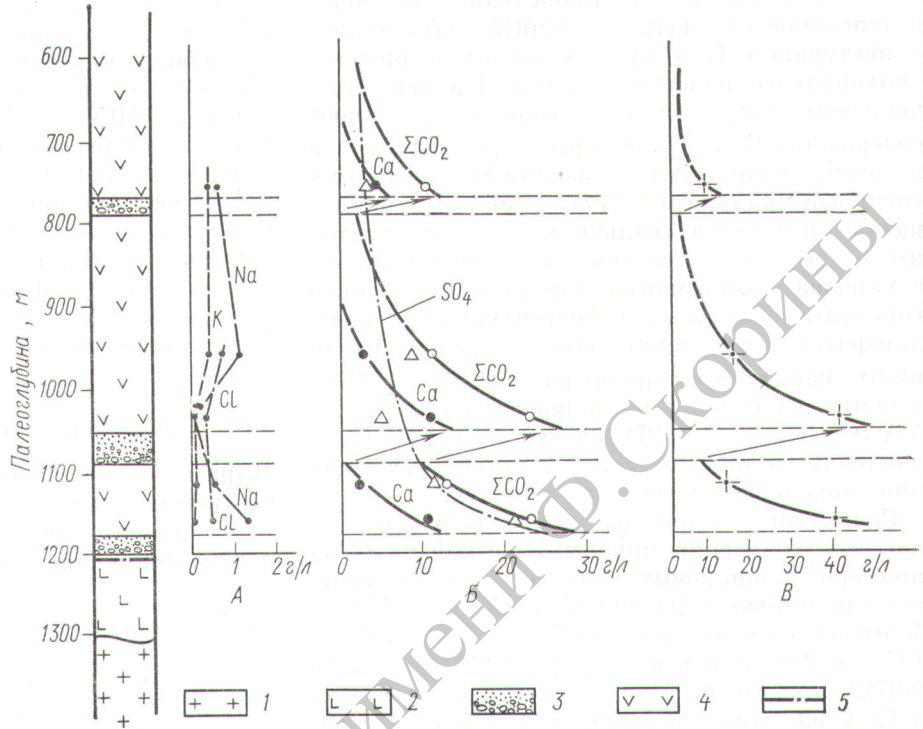
Концентрации компонентов в растворах включений, а также рассчитанные значения ионной силы и pH этих растворов приведены в табл. 2. Растворы включений в настуране I и кальците имеют кальциево-сульфатно-хлоридно-бикарбонатный состав и содержат значительные количества CO₂. По общей минерализации (8—41 г/л) эти растворы не отличаются от растворов включений в минералах большинства гидротермальных рудных месторождений [17]. Однако поведение в них отдельных компонентов характеризуется интересными особенностями. Так, концентрации Na, K, Mg и Cl (во включениях в одном и том же минерале, настуране I) не зависят от состава пород, пересекавшихся восходящими рудоносными растворами (рис. 2). Вместе с тем концентрация SO₄ снижается по мере уменьшения глубины взятия проб, т. е. по мере удаления их от толщ андезитов, где окисление сульфидов, синхронное с образованием урановорудных жил, генерировало в раствор сульфат-ионы.

Максимумы концентрации Ca и $\sum \text{CO}_2^*$ отмечаются в пробах настурана I, взятых непосредственно над карбонатсодержащими горизонтами, проходя через которые рудоносные растворы энергично растворяли породообразующий карбонат. Непосредственно над этими горизонтами (на уровнях, где отобраны про-

* $\sum \text{CO}_2$ есть сумма растворенной недиссоциированной углекислоты и углекислоты, присутствующей в растворах в виде HCO₃⁻.

Рис. 2. Изменение состава растворов включений в настуране I по вертикали:

А — валовые концентрации Na, K и Cl; Б — валовые концентрации Ca, $\sum CO_2$ (CO_2 раств + $-CO_2$ из HCO_3^-) и SO_4 ; В — общая концентрация растворенных солей. 1 — гранит основания депрессии; 2 — андезиты и дациты; 3 — туфо-конгломераты и туфо-песчаники с карбонатным цементом и прослоями известняков и битуминозных мергелей; 4 — эффузивно-осадочные породы лапаритового состава; 5 — крупнейшее из послонных нарушений, служившее подводящей структурой для растворов рудной стадии.



Состав растворов газово-жидких включений в настуране*, кальците и галените

Таблица 2

Минерал	Номер пробы	H ₂ O, %	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	Всего солей	Сумма катионов	Сумма анионов	CO ₂ , моль/л		μ	pH ***
			г/л										г-экв/л			
Настуран I	317	2,20	0,6	0,4	3,4	—	—	3,0	0,6	8,01	0,211	0,072	0,96	0,277	0,96	5,1
	198	1,70	1,1	0,4	2,5	0,7	—	8,2	2,6	16,50	0,241	0,248	0,243	0,22	0,86	5,2
	185	4,10	0,02	0,01	10,9	—	0,3	5,1	21,4	41,30	0,546	0,457	0,406	0,23	2,78	6,7
	188	4,30	0,5	0,04	2,4	—	—	10,7	0,12	13,70	0,145	0,224	0,295	0,29	1,38	4,3
	193	1,90	1,3	0,01	10,5	—	0,5	22,5	6,0	40,80	0,582	0,582	0,488	0,44	4,06	5,2
Кальцит	185	0,39	—	—	—	—	12,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	527	0,27	1,4	1,0	2,4	0,2	2,4	10,3	0,10	17,7	0,216	0,285	1,160	1,16	1,02	3,9
	250	0,23	3,8	2,5	8,2	0,3	14,1	10,5	1,0	40,4	0,660	0,639	0,34	0,34	2,89	6,0
	280	0,32	—	—	—	—	4,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Галенит	537	0,40	1,9	1,0	0,2	—	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—

* В растворах включений в настуране также установлены: Li — 0,014 г/л (317 и 198) и F — 0,3 г/л (188), что было учтено при подсчете сумм эквивалентов катионов и анионов.

** По условиям анализа [CO₂анал] = [CO₂раств] + [1/2CO₂ из HCO₃⁻].

*** Величины pH для 150°С рассчитаны из аналитических данных по карбонатному равновесию.

бы № 193, 185 и 317) происходило наиболее интенсивное отложение кальцита, парагенного с настураном I, в рудных жилах и ореолах околорудного изменения пород. По мере продвижения вверх от этих горизонтов падают содержания Ca и ΣCO_2 в растворах включений и резко сокращаются масштабы отложения «рудного» кальцита. Таким образом, обогащение растворов кальцием и углекислотой имело местный характер. До взаимодействия с карбонатсодержащими породами (т. е. ниже горизонта базальных туфопесчаников и конгломератов) гидротермальные растворы могли иметь невысокие концентрации Ca и ΣCO_2 , вероятно, подобные их концентрациям в пробах № 188, 198 (и 527), взятых на наибольшем удалении от нижележащих участков растворения породообразующего карбоната.

Сравнение состава растворов в разных по времени отложения минералах, отобранных на примерно одинаковых гипсометрических уровнях, например в настуране (185, 188, 193) и более позднем кальците (527, 250, а для С1 — 185-к и 280) или в настуране (198) и галените (537), показывает, что концентрация Na, K и Cl в растворах возрастала в процессе образования рудных жил, концентрация Ca, SO_4 и HCO_3 , наоборот, снижалась со временем.

Валовые концентрации Ca, бикарбоната и сульфата, полученные нами для растворов включений, на первый взгляд, значительно превышают величины, следующие из произведений растворимости (K_{sp}) CaSO_4 и CaCO_3 . Выше уже отмечалось, что аналитические ошибки ($< \pm 30\%$), а также окисление микропримесей сульфидов не могут сказаться на порядке найденных концентраций. Рассмотрим, насколько совместимы друг с другом аналитические концентрации Ca, SO_4^{2-} и CO_2 (при полученных $[\text{CO}_2]/[\text{HCO}_3^-]$ в растворах включений при температурах их консервации, т. е. при 150°).

Растворимость кальцита в растворах CaCl_2 заметно (примерно на порядок) повышается по сравнению с растворимостью в воде за счет образования в растворе однозарядного комплекса CaHCO_3^+ [18]. Известны и другие комплексы Ca с реальными для природных условий аддендами: CaOH^+ , CaSO_4^0 , CaCO_3^0 , CaF^+ [19—22]. Термодинамические константы нестойкости их приведены в табл. 3.

Определяемая в растворах включений валовая молярная концентрация кальция является суммой концентраций свободного катиона Ca^{2+} и кальция, связанного в комплексы:

$$[\text{Ca}]_{\text{анал}} = [\text{Ca}^{2+}] + [\text{CaSO}_4^0] + [\text{CaCO}_3^0] + [\text{CaHCO}_3^+] + [\text{CaOH}^+] + [\text{CaF}^+] + \dots \quad (1)$$

Выразив концентрации этих комплексов через соответствующие константы диссоциации K_d^* для найденных значений μ (см. табл. 2) и концентрации продуктов диссоциации, получаем

$$[\text{Ca}]_{\text{анал}} = [\text{Ca}^{2+}] + \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}]}{K_{d \text{ CaSO}_4^0}} + \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]}{K_{d \text{ CaCO}_3^0}} + \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-]}{K_{d \text{ CaHCO}_3^+}} + \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{OH}^-]}{K_{d \text{ CaOH}^+}} + \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{F}^-]}{K_{d \text{ CaF}^+}} \quad (2)$$

Подставив в это равенство для грубой количественной оценки численные значения аналитических концентраций анионов (концентрации OH^- и CO_3^{2-} определяли из рассчитанного pH и концентраций других форм углекислоты) и приняв концентрацию свободного иона $\text{Ca}^{2+} = 1$, получаем, что подавляющая часть каль-

* Поскольку в растворах включений $\mu \neq 0$ термодинамические константы нестойкости K_d^0 пересчитывали по уравнениям Дебая — Хюккеля для конкретных значений μ ; параметр S_T принимали равным 0,69 (150°C), параметр A_s для CaSO_4^0 — 1,5, для CaHCO_3^+ — 1,3 [23], для CaF^+ и CaOH^+ — 1,0, для CaCO_3^0 — 1,3; в последних трех случаях A_s оценен приближенно, исходя из радиусов ионов.

Термодинамические константы нестойкости ($\lg K_d^0$) комплексов кальция и произведения растворимости ($\lg K_{sp}^0$) CaSO_4 и CaCO_3 для 25 и 150°C

Таблица 3

$t, ^\circ \text{C}$	$\lg K_d^0$					$\lg K_{sp}^0$	
	CaSO_4^0	CaCO_3^0	CaHCO_3^+	CaOH^+	CaF^+	CaSO_4	CaCO_3
25	-2,4	-3,2	-0,86	-1,2	-0,99	-4,2	-8,4
150	-4,7	-5,5	-1,6	-2,3	-2,75	-6,02	-10,29

Пределы концентрации Ca^{2+} и SO_4^{2-} в равновесии с CaSO_4 и CaCO_3

Таблица 4

Минерал	Номер пробы	Концентрация Ca^{2+} по уравнению (5)	Концентрация несвязанного SO_4^{2-} по уравнению (4)	Расчетный предел общей концентрации сульфата по уравнению (6)	Валовая аналитическая концентрация SO_4^{2-}	Концентрация CO_3^{2-}	Предел концентрации Ca^{2+} в равновесии с CaCO_3
Настуран	317	$10^{-1,3}$	$10^{-2,8}$	$10^{-1,45}$	$10^{-1,5}$	$10^{-7,6}$	$10^{-0,8}$
	198	$10^{-1,8}$	$10^{-2,3}$	$10^{-1,4}$	10^{-1}	$10^{-6,8}$	$10^{-1,6}$
	185	$10^{-0,6}$	$10^{-3,8}$	$10^{-1,45}$	$10^{-1,3}$	$10^{-4,4}$	$10^{-4,2}$
	188	$10^{-1,6}$	$10^{-2,5}$	$10^{-1,4}$	10^{-1}	10^{-9}	$10^{-0,6}$
	193	$10^{-0,6}$	10^{-4}	$10^{-1,45}$	$10^{-0,7}$	$10^{-6,5}$	$10^{-2,4}$
Кальцит	527	$10^{-1,6}$	$10^{-2,5}$	$10^{-1,4}$	10^{-1}	$10^{-9,2}$	$10^{+0,8}$
	250	$10^{-0,7}$	$10^{-3,8}$	$10^{-1,45}$	10^{-1}	$10^{-6,4}$	$10^{-2,2}$

Примечание. Все концентрации даны в молях на литр.

ция находится в растворе в виде нейтрального моносulfата CaSO_4^0 и свободного иона Ca^{2+} и что долей остальных комплексов можно пренебречь.

Поэтому в дальнейших расчетах учитывали два слагаемых валовой концентрации кальция — Ca^{2+} и CaSO_4^0 :

$$[\text{Ca}]_{\text{анал}} = [\text{Ca}^{2+}] + \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}]}{K_d \text{CaSO}_4^0} \quad (3)$$

С другой стороны, концентрация SO_4^{2-} и Ca^{2+} в растворах включений определяется произведением растворимости $K_{sp} \text{CaSO}_4$ (для расчетных значений μ):

$$[\text{Ca}^{2+}][\text{SO}_4^{2-}] = K_{sp} \text{CaSO}_4 \text{ для } 150^\circ \text{C.} \quad (4)$$

Выразив $[\text{SO}_4^{2-}]$ через $[\text{Ca}^{2+}]$ и $K_{sp} \text{CaSO}_4$, можно записать равенство (3) в ином виде:

$$[\text{Ca}]_{\text{анал}} = [\text{Ca}^{2+}] + \frac{K_{sp} \text{CaSO}_4}{K_d \text{CaSO}_4^0} \quad (5)$$

где второе слагаемое характеризует долю кальция, связанного в CaSO_4^0 в растворе, равновесном с твердой фазой CaSO_4 . Отношение $K_{sp} \text{CaSO}_4 / K_d \text{CaSO}_4^0$ меняется с температурой и мало зависит от ионной силы растворов, поскольку колебания μ изменяют $K_{sp} \text{CaSO}_4$ и $K_d \text{CaSO}_4^0$ на величины, различней между которыми мы можем пренебречь.

Можно так же валовую концентрацию сульфата можно выразить через концентрации свободных ионов SO_4^{2-} (равновесных с твердым CaSO_4) и связанных в тот же комплекс CaSO_4^0 :

$$[\text{SO}_4]_{\text{анал}} = [\text{SO}_4^{2-}] + \frac{K_{sp} \text{CaSO}_4}{K_d \text{CaSO}_4^0} \quad (6)$$

В табл. 4 приведены результаты расчета концентрации свободного Ca^{2+} по равенству (5), для которого известны $[\text{Ca}]_{\text{анал}}$ и $K_{sp} \text{CaSO}_4 / K_d \text{CaSO}_4^0$. Исходя из полученных концентраций свободного Ca^{2+} , по уравнению (4) рассчитали концентрации свободного SO_4^{2-} , а также пределы общей валовой концентрации сульфата по уравнению (6). Сравнение расчетных пределов валовой концентрации сульфат-иона в растворе, равновесном с CaSO_4 , с аналитическими показывает, что в двух пробах (185, 317) они отличаются на величину, не превышающую аналитической ошибки: в четырех пробах примерно на полпорядка и лишь в одной (193) (взятой с глубины, где больше всего признаков отложения гидротермального ангидрита) примерно на порядок.

Поскольку мы не учитывали долю сульфат-ионов, связанных в комплексы с Mg^{2+} , Fe^{2+} , Na и другими катионами, такую сходимость аналитических и расчетных данных можно признать вполне удовлетворительной.

Исходя из $K_{sp} \text{CaCO}_3$ для 150°C , конкретных значений pH растворов включений и концентрации CO_3^{2-} в них (рассчитанной из соотношений $\text{H}_2\text{CO}_3 / \text{HCO}_3^-$), найдены пределы концентрации Ca^{2+} в растворах, равновесных с твердым CaCO_3 (см. табл. 4). В трех пробах (185, 193, 250) эти пределы ниже, чем рассчитанные из равновесия с CaSO_4 , в остальных пяти пробах — значительно выше. По-видимому, в трех пробах рудоносный раствор действительно был локально пересыщен по CaCO_3 . Эти пробы взяты из участков, где происходило интенсивное отложение кальцита. Неясно, насколько велико могло быть это местное пересыщение, однако известно, что природные во-

ды, не отлагающие карбонатов, бывают пере-
сыщены по CaCO_3 более чем на порядок
[24].

Таким образом, найденные нами порядки
валовых концентраций Ca , SO_4^{2-} и CO_2 не
являются нереальными для растворов, равновесных с твердыми CaCO_3 и CaSO_4 при 150°C ,
и рассчитанных рН.

Заканчивая рассмотрение состава растворов
включений, нам хотелось бы подчеркнуть, что
типичное гидротермальное месторождение урана,
в жилах которого преобладают настуран
и кальцит, образовано растворами, имевшими
перед вступлением в рудовмещающие кислые
эффузивы существенно сульфатный состав и
кислую реакцию. Этот факт несомненно пред-
ставляет интерес для геохимии урана в гидро-
термальном процессе. Ранее в литературе от-
мечалась возможность переноса урана кислыми
сульфатными растворами [25, 26]. Однако
с этой возможностью считались лишь при рас-
смотрении некоторых типов урановых месторож-
дений, например месторождений плато Коло-
радо, гидротермальное происхождение которых
у многих вызывает сомнения, или месторожде-
ний так называемого «пирит-галенит-уранового»
типа, практически не содержащих карбонат-
ных минералов.

Заслуживает внимания и тот факт, что бла-
годаря связыванию кальция в комплексы
(CaSO_4 и др.) валовая концентрация Ca , SO_4
и ΣCO_2 в кислых и нейтральных гидротер-
мальных растворах может достигать значи-
тельных величин, превышающих concentra-
ции, рассчитываемые из произведений раствори-
мости CaSO_4 и CaCO_3 без учета комплексоб-
разования.

Наконец, следует подчеркнуть, что отло-
жение кальцита при формировании месторож-
дения происходило из слабокислых растворов.
Наряду с опубликованными расчетными дан-
ными [27] это еще раз опровергает довольно ши-
роко распространенные среди геологов взгля-
ды о возможности образования кальцита толь-
ко в щелочной среде.

Авторы приносят искреннюю благодарность
С. Д. Малинину, И. Л. Ходаковскому, Г. Б. На-
умову и И. В. Мельникову за советы и заме-
чания, учтенные при подготовке данной рабо-
ты.

Поступила в Редакцию 16/II 1971 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Тугаринов, В. Б. Наумов. «Геохимия», № 2, 131 (1969).
2. И. В. Мельников и др. В кн. «Геология и вопросы генезиса урановых месторождений». М., «Наука», 1968, стр. 388.
3. Е. И. Котов. Там же, стр. 302.
4. О. В. Бабенко, Г. И. Гнатенко, В. Б. Коваль. В кн. «Вопросы геохимии, минералогии, петрографии и рудообразования». Киев, «Наукова думка», 1970, стр. 78.
5. С. И. Щукин. «Зап. Всес. минералог. об-ва», 91, 253 (1962).
6. G. Naumov, O. Mironova. Z. angew. Geologie, 15, 240 (1969).
7. J. Leger, V. Poty. Mineral deposit, 4, 395 (1969).
8. Н. П. Лаверов, В. Н. Козырев, Л. В. Хоршилов. «Геол. рудн. месторождений», № 6 (1964).
9. Б. П. Власов и др. Геология месторождений уран-молибденовой формации. М., Атомиздат, 1966.
10. А. И. Тишкин и др. В кн. «Ядерное горючее и реакторные металлы». М., Атомиздат, 1959, стр. 101.
11. Э. Н. Баранов, Г. И. Вертепов, Г. Д. Гладышев. «Геол. рудн. месторождений», № 6, 33 (1962).
12. В. П. Барсуков, Г. Б. Наумов, Н. Т. Соколова. В кн. «Основные черты геохимии урана». М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 139.
13. С. Б. Саввин и др. Ж. аналит. химии, XXIV, 1868 (1969).
14. П. А. Крюков, Н. Е. Шульц. Гидрохимические материалы, XXIII, 410 (1955).
15. П. А. Крюков, Е. В. Ренгартен. «Ж. аналит. химии», 10, 51 (1955).
16. О. Ф. Миронова, Г. Б. Наумов. «Геохимия», № 10, 1121 (1967).
17. И. Л. Ходаковский. В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия», М., «Наука», 1965, стр. 174.
18. С. Д. Малинин. «Геохимия», № 5, 540 (1970).
19. Н. Hopkins, C. Wulff. J. Phys. Chem., 69, 1980 (1965).
20. R. Izatt et al. J. Amer. Chem. Soc., No. 1, 45 (1969).
21. R. Garrels, M. Thompson. Amer. J. Sci., 260, 57 (1962).
22. Г. Ф. Иванова. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1971.
23. С. Д. Малинин, Н. Е. Учамейшвили, Н. И. Хитаров. «Геохимия», № 8, 927 (1969).
24. О. А. Алексин, Н. П. Моричева. «Докл. АН СССР», 117, 1030 (1957).
25. В. Мак-Келви, Д. Эверхарт, Р. Гаррелс. «Проблемы рудных месторождений», М., Изд-во иностр. лит., 1958, стр. 426.
26. Р. П. Рафальский. Физико-химическое исследование условий образования урановых руд. М., Госатомиздат, 1963.
27. Б. И. Омеляненко, Ю. В. Алексин. «Геол. рудн. месторождений», № 6, 31 (1966).