

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫМ ДАННЫМ

В последние годы изотопные методы все более широко начинают использоваться в качестве геохимических индикаторов, помогающих устанавливать генетические особенности формирования рудных месторождений [1].

Особое значение имеет изотопно-кислородный метод при изучении гидротермальных рудных месторождений, так как он позволяет определять температуры минералообразования, минеральные парагенезисы, связанные с многостадийностью рудообразующего процесса, степень их равновесности, нарушения минеральных равновесий под воздействием растворов последующих стадий минерализации, а также вторичных процессов изменения, таких, как хлоритизация, альбитизация, серицитизация и др. [2, 3].

Важность изотопного изучения редкометальных месторождений Забайкалья определяется рядом обстоятельств: во-первых, промышленно-экономической значимостью этого рудного региона; во-вторых, его достаточно детальной изученностью как в геологическом, так и в минералого-геохимическом аспекте [4—9], что представляет особый интерес для сопоставления изотопных данных с результатами других методов исследования; в-третьих, тем, что этот район является ярким примером областей тектоно-магматической активизации [10], представляющих немаловажное научное и практическое значение.

Все изложенное создает определенные предпосылки для установления перспективных изотопно-металлогенетических направлений в изучении рудных провинций.

Настоящая статья посвящена рассмотрению результатов изотопно-кислородного исследования, проведенного на достаточно представительном материале — было изучено около 70 проб рудных и жильных минералов различных парагенетических ассоциаций из 15 оловорудных месторождений Забайкалья (рис. 1).

В табл. 1, в которой суммирована геолого-минералогическая характеристика изученных образцов, приведены величины $\delta^{18}\text{O}$ минералов и температуры образования их парагенетических ассоциаций, рассчитанных по изотопно-кислородному геотермометру. Полученные результаты рассмотрены в аспекте двух важных вопросов теории рудогенеза: природы рудоносных гидротермальных растворов и температуры рудообразования, так как именно эти два вопроса могут решаться с позиций геохимии изотопов кислорода.

Основным механизмом, который определяет изотопный состав кислорода минералов гидротермальных рудных месторождений, является изотопно-кислородный обмен между кристаллизующимися минеральными фазами и водными растворами при соответствующих температурах.

Именно следствием изотопно-обменных реакций является исключительно постоянная последовательность минералов относительно их способности к равновесному концентрированию (в порядке уменьшения) тяжелого изотопа ^{18}O : кварц, топаз¹, турмалин, К-полевой шпат, лейцит,

¹ Данные минералы расположены в указанном ряду согласно нашим исследованиям, а также с учетом их кристаллохимии [14].

мусковит, нефелин, анортит (кианит), глаукофан (ставролит), лавсонит, гранат, пироксены и амфиболы, биотит, оливин (сфен), хлорит, ильменит (рутил), магнетит (гематит), пирохлор [14]. Такой порядок минералов обусловлен кристаллохимическими причинами, т. е. определенным сродством кристаллической решетки кислородного минерала к изотопу ^{18}O .

Для использования изотопного состава кислорода рудных минералов в качестве геохимического индикатора условий рудообразования необходимо знание температурной зависимости величины фракционирования изотопов кислорода в системе рудный минерал — вода.

В последние годы экспериментально получены температурные кривые $K=f(T)$ для ряда системы минерал — вода (рис. 2). На основе этих кривых разработан и с успехом используется для установления температуры минералообразования целый ряд изотопно-кислородных геотермометров по минеральным парам: кварц — магнетит, кварц — мусковит, кварц — хлорит, серпентин — магнетит и др. Однако определение величины констант изотопного равновесия, необходимых для оценки температуры по кривой $K=f(T)$, связано с достаточными трудностями методического и технического характера.

В связи с этим была проведена работа по теоретическому расчету β -факторов ряда рудных минералов [15]. β -факторы характеризуют удельную способность кристаллической решетки минерала или любого химического соединения концентрировать тяжелый изотоп ^{18}O . Использование вычисленных значений β -факторов позволило получить ценную информацию о температурах образования минеральных парагенезисов кварц — касситерит, кварц — шеелит и др. и о природе гидротермальных флюидов, участвовавших в рудном процессе.

Для определения температур образования изученных минеральных ассоциаций нами были использованы следующие изотопно-кислородные геотермометры: кварц-мусковитовый, кварц-хлоритовый, а также кварц-касситеритовый, разработанный ранее [22]. Температуры, установленные по изотопно-кислородным геотермометрам, находятся в хорошем согласии с температурами, полученными по газово-жидким включениям.

Изотопно-кислородный геотермометр, помимо своего прямого назначения, может служить мерой степени равновесности той или иной минеральной ассоциации, которая считается парагенетической и для которой установлена температура ее образования.

На этом основании нами проведен анализ взаимоотношений минералов парагенетических ассоциаций различных стадий оловорудного процесса. Так, на Ушмунском месторождении для ранней высокотемпературной стадии характерна ассоциация кварц — мусковит — касситерит, которая образовалась согласно геотермометрам кварц — мусковит и кварц — касситерит при температурах 335 и 345°С соответственно. Отсюда можно сделать обоснованный вывод о том, что данные минералы находятся в условиях изотопно-кислородного равновесия и, следовательно,

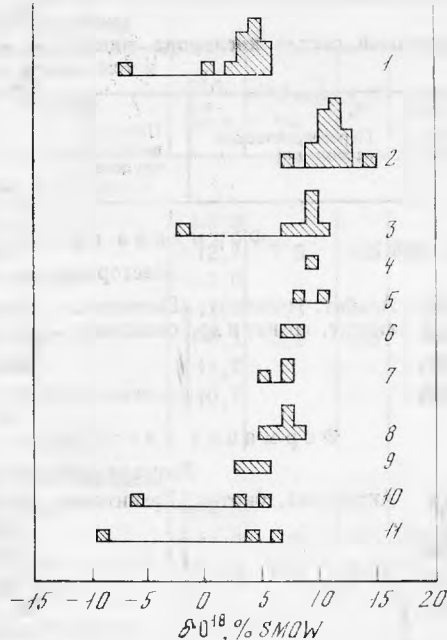


Рис. 1. Изотопный состав кислорода минералов из оловорудных месторождений Забайкалья

Таблица 1

Изотопный состав кислорода минералов из оловорудных месторождений Забайкалья и температура их образования

Индекс пробы	Парагенетическая ассоциация	Породы, вещающие оруденение	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ smow	$\Delta^{18}\text{O}^{*1}$ A-B, ‰	T °C I+2	T °C II*2		
Формация касситерит-пегматитовая									
Месторождение Малая Кулинда									
3383	Альбит, мусковит, апатит, гранат и др.	Песчанико- сланцевые	Кварц I	+10,5	5,5	420	420-380		
3384			Касситерит I	+5,0					
3384			Кварц I	+11,2				6,2	390
3384			Мусковит	+8,3				2,9	370
Формация касситерит-полевошпат-кварцевая									
Месторождение Ималжинское									
12	Актинолит, биотит	Гранитоиды	Касситерит корич- невый I	+4,0	6,3	385	480-340		
3284			Кварц	+10,3					
3284			Касситерит II	+3,0				7,3	355
3284			Калиевый полево- шпат альбитизиро- ванный	+3,7					
Месторождение Восточное Забайкалье									
3320	Альбит, смирнов- скит, флеорит	Песчанико- сланцевые	Кварц	+11,0	8,4	305	490-345		
3343			Касситерит I	+2,6					
3346			Кварц	+11,2				8,6	300
3302			Амазонит	+4,7					
3338			Топаз	+7,3					
Формация касситерит-кварцевая									
Месторождение Шумиловское									
17	Микроклин, воль- фрамит, мусковит и др.	Граниты	Касситерит I	+4,0	6,5	375	340		
17			Кварц	+10,5					
145			Мусковит из заль- банда жилы	+8,8				1,7	635
Месторождение Молодежное									
80	Микроклин, альбит, мусковит, вольфра- мит, флюорит и др.	Граниты	Лепидомелан I	+5,3					
828			Сидерофилит	+7,7					
1092			То же	+5,9					
Месторождение Зун-Ундур									
160	Альбит, мусковит, апатит, флюорит, молибденит, арсено- пирит, пирит и др.	Граниты	Касситерит I	+3,4	8,6	300			
160			Кварц	+12,0					
173			Вольфрамит I	+3,5				8,5	305
15			К-полевоый шпат альбитизированный	-6,0					
310			Турмалин	+8,4					
54			Биотит из гранита	+3,2					
Месторождение Алдакачанское									
3371	Мусковит, вольфра- мит и др.	Граниты	Касситерит I	+5,1	7,0	355	370		
3358			Кварц	+12,1				3,3	325
3363			Песчанико- сланцевые	Мусковит из заль- банда жилы				+8,8	

Таблица 1 (продолжение)

Индекс пробы	Парагенетическая ассоциация	Породы, вмещающие оруденение	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰/‰ з/тов	$\Delta^{18}\text{O}_{\text{A-B}}$, ‰/‰ I**	T °C I**	T °C II**		
Месторождение Ушмунское									
1015	Плагиоклаз, микроклин, флюорит, вольфрамит, гранат, топаз, триплит, арсенопирит, пирит	Карбонатные породы	Касситерит I	+5,2					
1015			Кварц	+12,7	7,5	335	360-340		
1021			Касситерит	+5,0					
1021			Кварц	+12,3	7,3	345			
1021			Мусковит	+9,1	3,2	335			
1016			Кварц	+11,7					
92	Граниты		Турмалин из пегматонда	+10,7					
Месторождение Приваловское									
102	Вольфрамит, мусковит, альбит, олигоклаз и др.	Песчанико-сланцевые	Касситерит I	+4,8					
679			Кварц	+11,8	7,0	355	400-320		
59			Мусковит из зальбанда жилы	+9,2	2,6	415			
Месторождение Ононское									
46	Мусковит, альбит, топаз, флюорит, вольфрамит, пирит	Песчанико-сланцевые	Касситерит I	+4,5					
46			Кварц	+10,5	6,0	400	440-340		
12			Касситерит	+4,0					
2			Кварц из пегматита	+11,1					
32			То же	+9,9	2,7	400			
45			Мусковит из пегматита	+7,2					
Формация касситерит-кварц-сульфидная									
Месторождение Шерловая Гора									
2004	Лепидомелан, апатит, флюорит, биотит, флюорит, сульфиды, ильменит, апатит, ферберит, рутил, тремолит, эпидот, хлорит, мусковит	Гранитоиды	Кварц II	+10,1					
16			Топаз II	+8,8					
1178			Лепидомелан	+7,2					
1170			Лепидомелан из грейзена	+7,1					
1169			То же	+7,9					
1353			Сидерофиллит из грейзена	+7,9					
19			То же	+6,1					
277			Биотит высокотемпературный с полевыми шпатами	+5,3					
298			Биотит низкотемпературный с сульфидами	+4,5					
1048			Порфириды		Хлорит	+6,1			
1030					»	+4,4			
2			Кварцевые порфиры		Касситерит II	+4,3			
2225					Касситерит IV	+4,3			
Месторождение Адун-Чолон									
3195	Граниты		Лепидомелан из гранита	+6,3					
3198			Лепидомелан из пегматита	+8,1					
3139			Мусковит из пегматита	+6,9					

Таблица 1 (окончание)

Индекс гробы	Парагенетическая ассоциация	Породы, вмещающие оруденение	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	$\Delta^{18}\text{O}_{A-B}^{*1}$, ‰	$T^{\circ}\text{C}$ I ^{*2}	$T^{\circ}\text{C}$ II ^{*3}
Месторождение Лево-Ингодинское							
1M	Сульфиды IV стадии минерализации	Песчанико- сланцевые	Диоктаэдрическая Al-слюда 1M IV	-2,2			
Формация касситерит-сульфидная							
Месторождение Хапчеранга							
3484	Хлорит, сульфиды, кальцит	Песчанико- сланцевые	Касситерит II	+0,4	14,3	185	660 ^{*3}
3515			Кварц	+14,7			
Месторождение Южно-Харатуйское							
101	Серицит, хлорит, арсенопирит, пирит, флюорит	Кварцевые порфиры хлоритизиро- ванные	Касситерит I	-7,0	14,8	175	660 ^{*4}
3584			Кварц	+7,8			
263			Хлорит	-8,7			

*1 — $\Delta^{18}\text{O}_{A-B} = \delta^{18}\text{O}_{\text{минерала A}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{минерала B}}$. *2 — $T^{\circ}\text{C}$ (I) — температура, установленная по изотопно-кислородному геотермометру (кварц—касситерит, кварц—мусковит и др.). *3 — $T^{\circ}\text{C}$ (II) — температура, установленная по газово-жидким включениям методом декрепитации [11, 12]. *4 Для варыва вакуолей потребовался сильный перегрев их.

I—IV — стадии минерализации; г — грейзенизации.

Примечание. Все результаты получены с использованием ксенон-фторидного метода 100% выделения кислорода в форме O_2 из минералов [13] и прецизионной регистрации изотопных отношений на масс-спектрометре GD-150; воспроизводимость параллельных измерений составляет $\pm 0,3\%$; все результаты приведены к международному стандарту SMOW.

но, образовались практически одновременно, в одну и ту же стадию рудного процесса. Этот вывод подтверждается структурными взаимоотношениями указанных минералов и данными минералого-петрографических исследований.

На месторождении Зун-Ундур для парагенетической ассоциации кварц — касситерит — вольфрамит получены практически одинаковые температуры образования 300 и 305°С, что также указывает на изотопно-кислородное равновесие этой минеральной ассоциации и одностадийность ее образования.

Для Ононского месторождения установлено, что в пределах высокотемпературной стадии кварц-мусковитовая ассоциация из пегматита и кварц-касситеритовая жильная ассоциация были образованы при температуре 400°С.

Данные изотопно-кислородной геотермометрии для парагенетической ассоциации кварц-мусковит-касситерит из ряда месторождений (Малая Кулинда и Алдакачанское) указывают на несколько более раннюю и более высокотемпературную кристаллизацию касситерита в этой ассоциации.

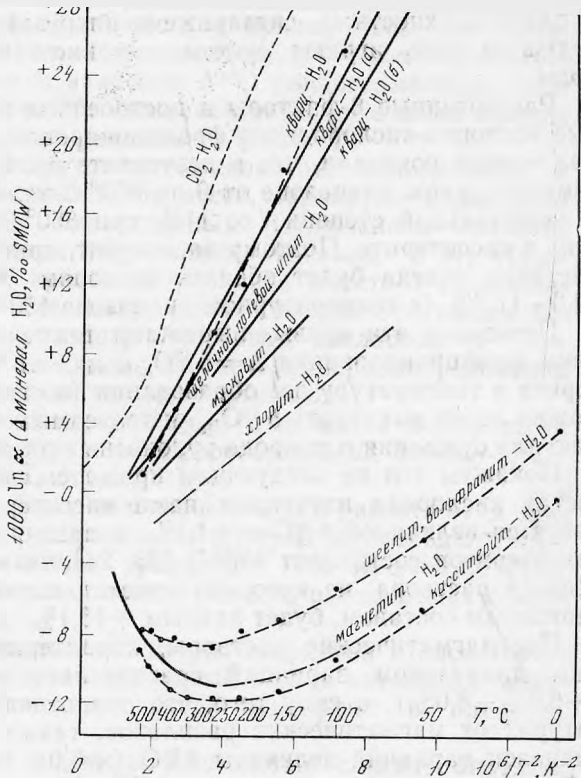
Ниже рассмотрены данные о величине $\delta^{18}\text{O}$ каждой группы изученных минералов и генетическом типе формировавших их гидротермальных растворов.

Касситериты оловорудных месторождений Забайкалья различных формаций [11] можно разделить на две группы с отчетливо различающимися диапазонами значений $\delta^{18}\text{O}$: (+1,9 ÷ +5,3‰) и (+0,4 ÷ -7,0‰).

Первая группа объединяет формации: касситеритовых пегматитов, касситерит-полевошпат-кварцевую, касситерит-кварцевую, частично касситерит-кварцево-сульфидную; вторая группа включает касситерит-

Рис. 2. Кривые равновесного фракционирования изотопов кислорода в системе «минерал — вода»

Экспериментальные кривые (сплошные линии); кварц — вода (а) [3]; кварц — вода (б) [16]; щелочной полево-вой шпат — вода [17]; мусковит — вода [18]; магнетит — вода [19], экстраполяция этой кривой — штрихпунктир; вычисленные кривые (короткий пунктир): кварц — вода, шеллит (вольфрамит) — вода, касситерит — вода [15]; CO_2 — H_2O [20]; эмпирическая кривая (длинный пунктир): хлорит — вода [21]



хлорит-сульфидные месторождения (Хапчерангинское, Южно-Харатуйское), являющиеся типичными представителями минеральных образований малых глубин. Эти месторождения резко отличаются как по изотопному составу кислорода касситеритов, так и по своим минералогическим и генетическим особенностям от оловянных месторождений других формаций [4]. Рудные тела их залегают в песчанико-сланцевых породах и кварцевых порфирах, в значительной степени преобразованных в кварцево-хлоритовые метасоматиты.

То, что касситериты различных рудных формаций Забайкалья (за исключением касситерит-хлорит-сульфидного типа) характеризуются довольно близкими диапазонами вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$, представляется нам вполне закономерным. Здесь важно подчеркнуть, что значения $\delta^{18}\text{O}$ изученных ранее касситеритов из различных регионов СССР [22], принадлежащих к двум основным оловорудным формациям, выделенным С. С. Смирновым еще в 1937 г., таким, как кварц-касситеритовая и сульфидно-касситеритовая, имеют практически одинаковый диапазон вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$: от +2,0 до +7,7‰ при среднем значении +4,0‰. И только касситериты, относящиеся к хлоритовому типу оруденения (в основном касситерит-сульфидная формация), характеризуются резко отличным диапазоном вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$: от +1,5 до -15,3‰ при среднем значении -3,0‰. Следует подчеркнуть, что эти две группы в генетическом отношении различаются своей принадлежностью к месторождениям разных фаций глубинности.

Как видно, изотопно-кислородные данные свидетельствуют о вполне закономерном характере образования касситеритов во всем многообразии генетических типов оловорудных месторождений, и только генетический тип вод является единственным фактором, позволяющим разделить оловорудные месторождения по изотопно-кислородным особенностям касситеритов, — это глубинные месторождения, где доминирующую роль играют магматические изотопно-тяжелые воды ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cp}} = +7,0$ ‰),

и близповерхностные, связанные синтрузиями малых глубин [7], где ведущую роль играют изотопно-легкие ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = -18\text{‰}$) метеорные воды.

Рассчитанные β -факторы и построенные по ним температурные кривые изотопно-кислородного фракционирования в системе рудный минерал — вода показали, что в результате изотопного обмена в широком температурном диапазоне от 0 до 500°C тяжелый изотоп кислорода ^{18}O в значительной степени (до 11% при 350°C) концентрируется в воде, а не в касситерите. Поэтому касситерит, кристаллизующийся из водного раствора, всегда будет обеднен изотопом ^{18}O относительно воды на 10,0—11,7% (в температурном диапазоне 450— 200°C).

Поскольку эти кривые выражают температурную зависимость величины фракционирования $\Delta = \delta^{18}\text{O}_{\text{руд. мин.}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, то, зная $\delta^{18}\text{O}$ касситерита и температуру его образования (по газовой-жидким включениям), можно легко вычислить $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ и тем самым получить ценную информацию для суждения о природе рудоносных растворов.

Покажем это на следующем примере. Так, если средний изотопный состав кислорода изученных нами касситеритов Забайкалья характеризуется величиной $\delta^{18}\text{O} = +4,1\text{‰}$, а средняя температура образования касситеритов составляет 350°C [23, 24], то значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}}$ воды рудоносного раствора, из которого кристаллизовался касситерит с данным изотопным составом, будет равным $+15,1\text{‰}$.

Постмагматические растворы, характеризующиеся весьма постоянным диапазоном вариаций сравнительно небольших значений $\delta^{18}\text{O}$ ($+6,0 \div +8,0\text{‰}$), в силу того, что они отделяются при высоких температурах от магматических расплавов, также имеющих довольно узкий диапазон вариаций величины $\delta^{18}\text{O}$ ($+6,0 \div +9,0\text{‰}$), не могут обусловить столь высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до $+15,1\text{‰}$) гидротермального флюида, из которого образовывались касситериты.

Единственным, достаточно обоснованным решением этого вопроса является признание существенно углекислородного состава гидротермального флюида. Как известно, двуокись углерода в любом температурном диапазоне имеет более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, чем вода, находящаяся с ней в изотопно-кислородном равновесии (рис. 2), кроме того, необходимо подчеркнуть, что изотопно-кислородные свойства гидротермального однофазового флюида, состоящего из H_2O и CO_2 , будут промежуточными между собственными свойствами двуокиси углерода и воды [2, с. 120].

Отсюда следует, что только CO_2 может обусловить высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ гидротермального флюида, при этом парциальное давление углекислоты должно быть довольно значительным.

Этот вывод подтверждается современными данными о важной роли углекислоты в гидротермальном рудообразовании [23].

Весьма вероятно, что режим CO_2 в гидротермальных растворах особенно важен для переноса олова и отложения касситеритов, поскольку именно CO_2 определяет довольно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ касситеритов.

Кварцы минеральных ассоциаций из месторождений всех изученных рудных формаций (кроме касситерит-сульфидной) характеризуются довольно узким диапазоном вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ от $+10,3$ до $+12,7\text{‰}$ при среднем значении $+11,3\text{‰}$; и только кварцы из Халчерангинского и Южно-Харатуйского месторождений касситерит-сульфидной формации характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$, равными $+14,7\text{‰}$ и $+7,8\text{‰}$ соответственно.

Полученные нами значения $\delta^{18}\text{O}$ для жильных кварцев оловорудных месторождений Забайкалья могут быть использованы для установления изотопного состава воды гидротермальных растворов, так как $\delta^{18}\text{O}_{\text{кварца}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ закономерно связаны между собой температурной зависимостью.

С помощью температурной калибровочной кривой ИКФ для системы «кварц — вода», представленной уравнением $1000 \cdot \ln \alpha = 3,38 \cdot (10^4 \cdot T^{-2}) - 3,40$ [16], мы рассчитали значения $\delta^{18}\text{O}$ гидротермальных водных растворов, из которых кристаллизовались изученные нами кварцы в соответствующих температурных диапазонах (табл. 2).

Мусковиты. Значения $\delta^{18}\text{O}$ изученных мусковитов, относящихся к различным стадиям рудообразующего процесса, варьируют в довольно узких пределах $+6,9 \div +8,8\%$. Единственным исключением является мусковитоподобная слюда (диоктаэдрическая Al-слюда 1 M) Лего-Ингодинского месторождения, кристаллизующаяся вместе с сульфидами в низкотемпературную IV стадию рудообразования. Эта слюда характеризуется очень легким изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = -2,2\%$), что указывает на активное участие в минералообразовании заключительной стадии изотопно-легких метеорных вод.

Ранее [25] было показано, что эта слюда отличается необычными геологическими условиями образования и своеобразными физико-химическими и структурными особенностями.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ мусковитов были использованы для расчета этих значений воды гидротермальных растворов, из которых происходила кристаллизация мусковитов на основе уравнения $1000 \cdot \ln \alpha = 2,38 \cdot (10^6 \cdot T^{-2}) - 3,89$ [18]; вычисленные значения $\delta^{18}\text{O}$ вод, равновесных с мусковитами, приведены в табл. 2.

Подгруппа биотита. В пределах касситерит-кварцевой и касситерит-кварц-сульфидной формаций изучен изотопный состав кислорода минералов подгруппы биотита, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в пределах $+3,2 \div +8,3\%$.

Эта подгруппа объединяет магниево-железистые слюды: биотиты, лепидомеланы и сидерофиллиты (в порядке возрастания содержания окислов железа). Изотопный состав кислорода биотитов варьирует в диапазоне значений $\delta^{18}\text{O} = +3,2 \div +5,2\%$; лепидомеланов — $+4,3 \div +8,3\%$ и сидерофиллитов — $+5,5 \div +7,9\%$.

Изотопно-кислородное изучение слюд подгруппы биотита выявило интересную зависимость между значениями $\delta^{18}\text{O}$ слюд и их химизмом.

Установлена прямая зависимость между величиной $\delta^{18}\text{O}$ и содержанием FeO и обратная между $\delta^{18}\text{O}$ и MgO. Такую зависимость можно связывать, вероятно, с тем, что растворы, из которых кристаллизовались эти слюды, характеризовались более повышенной железистостью и одновременно более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$. Это говорит о том, что именно биотит, который является наиболее магниезиальным, подвергся воздействию железистых растворов, обогащенных углекислотой. По мере того как магний в биотитах замещался железом, изотопный состав кислорода слюд утяжелялся, так как перестройка кристаллических структур происходила в среде, обогащенной изотопом ^{18}O .

Хлориты. Изотопный состав кислорода хлоритов Шерловогорского месторождения характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O} = +4,4 \div +6,1\%$, тогда как для хлорита Южно-Харатуйского месторождения значение $\delta^{18}\text{O} = -8,7\%$.

Следовательно, и хлорит Южно-Харатуйского месторождения, также как и парагенные ему кварц и касситерит, отличает данное месторождение значительным обеднением тяжелым изотопом кислорода ^{18}O .

На примере Южно-Харатуйского месторождения можно показать, что в минеральной ассоциации кварц-касситерит-хлорит хлорит является неравновесным по отношению к другим минералам, так как его изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = -8,7\%$) оказался более легким, чем у касситерита ($\delta^{18}\text{O} = -7,0\%$), что противоречит описанной выше последовательности минералов, образовавшихся в равновесных условиях, тогда как кварц ($\delta^{18}\text{O} = +7,8\%$) и касситерит представляют собой равновесную ассоциацию и температура их образования (175°C) отвечает

Таблица 2

Вычисленный изотопный состав кислорода гидротермальных водных растворов, участвовавших в формировании оловорудных месторождений Забайкалья, и содержание метеорной воды в этих растворах

Месторождение	Кварц			Мусковит				Хлорит				
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW		T , °C	H_2O , % метеор.	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW		T , °C	H_2O , % метеор.	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW		T , °C	H_2O , % метеор.
	кварц	вода			мусковит	вода			хлорит	вода		
Малая Кулинда	+10,5	+6,9	420	6	+8,3	+6,4	370	8	—	—	—	—
	+11,2	+6,9	390	6	—	—	—	—	—	—	—	—
Ималкинское	+10,3	+5,5	370	11	—	—	—	—	—	—	—	—
Восточное Забайкалье	+11,0	+4,3	305	16	—	—	—	—	—	—	—	—
	+11,2	+4,4	300	16	—	—	—	—	—	—	—	—
Шумиловское	+10,5	+7,0	375	6	+8,8	+7,5	635	4	—	—	—	—
Зун-Ундур	+12,0	+5,2	300	12	—	—	—	—	—	—	—	—
Алдакачанское	+12,1	+6,9	355	6	+8,8	+6,0	325	9	—	—	—	—
Ушмунское	+12,7	+6,9	335	6	+8,5	+5,9	335	10	—	—	—	—
	+12,7	+7,0	340	6	—	—	—	—	—	—	—	—
	+11,7	+6,0	340	9	—	—	—	—	—	—	—	—
Ононское	+10,5	+6,4	400	8	+7,2	+5,8	400	10	—	—	—	—
	+9,9	+5,8	400	10	—	—	—	—	—	—	—	—
Приваловское	+11,8	+6,6	355	7	+9,2	+8,2	415	0,5	—	—	—	—
Шерловая Гора	+10,1	+6,0	400	9	—	—	—	—	+6,1	+3,7	200	18
	—	—	—	—	—	—	—	—	+4,4	+2,0	200	24
Хапчеранга	+14,7	+2,0	185	25	—	—	—	—	—	—	—	—
Южно-Харатуйское	+7,8	-5,6	175	53	—	—	—	—	-8,7	-14,6	110	87
Адун-Чолон	—	—	—	—	+6,9	+5,5	400	11	—	—	—	—

низкотемпературной сульфидной стадии оловорудного процесса. Следовательно, хлорит был образован в более низкотемпературную пострудную стадию (110°С).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ воды гидротермальных растворов, равновесных с хлоритами, рассчитаны по уравнению $1000 \cdot \ln \alpha = 1,56 \cdot (10^6 \cdot T^{-2}) - 4,70$ [21] (табл. 2).

Полевые шпаты. Изучение К-полевых шпатов Ималкинского и Этыкинское месторождений кварц-полевошпатовой формации показало их близкие значения (+3,7 и +4,7‰ соответственно). Однако сами по себе эти величины являются заниженными. Если использовать известное уравнение (ИКФ) в системе кварц—К-полевой шпат $\Delta_{\text{кв.-к.п.ш.}} = 0,66 \cdot (10^6 \cdot T^{-2}) + 0,68$ для определения температуры образования этой ассоциации, то мы получим чрезвычайно низкие (порядка 70°С) температуры для каждого названного месторождения; это указывает на то, что кварц и К-полевой шпат не находятся в изотопно-кислородном равновесии. Но так как данная минеральная ассоциация является естественной парагенетической ассоциацией кварц-полевошпатовых жил, то указанную «аномалию» следует связывать со вторичными гидротермальными процессами, в которых принимали участие изотопно-легкие метеорные воды и которые обусловили интенсивную альбитизацию К-полевых шпатов этих месторождений.

По уравнению ИКФ в системе кварц—К-полевой шпат с учетом установленной для названных месторождений температуры по кварц-касситеритовому геотермометру ($T=385^\circ\text{C}$ и 305°C) мы должны признать, что температура образования кварц-полевошпатовой ассоциации из жил должна быть не ниже 385°C . Принимая, что К-полевой шпат должен образоваться с кварцем в естественном изотопно-кислородном равновесии, можно вычислить исходный (первичный) изотопный состав

кислорода полевого шпата, который для Ималкинского месторождения должен быть +9,1‰, а для Восточного Забайкалья +9,8‰. К-полевые шпаты месторождения Зун-Ундур ($\delta^{18}\text{O} = -6,0\text{‰}$) также подверглись интенсивной альбитизации. Столь значительное «облегчение» изотопного состава кислорода К-полевых шпатов из гидротермальных месторождений не является редкостью. Так, например, известны низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ для К-полевых шпатов: $-4,1\text{‰}$ и $-4,5\text{‰}$ из месторождений Бьютт [26, с. 407] и Клаймакс [27, с. 299] соответственно.

Метеорно-гидротермальные системы

Итак, рассмотрение результатов изотопно-кислородного изучения парагенетических ассоциаций из оловорудных месторождений Забайкалья позволяет сделать вывод, который основывается на анализе всего полученного материала и сводится к признанию важной роли изотопно-легких метеорных вод в формировании гидротермальных оловорудных месторождений.

Представления об участии вод глубинной циркуляции в гидротермальном рудообразовании высказывались уже давно и особенно в последние годы [28—31].

Проведенный недавно [32] анализ закономерностей распределения изотопов кислорода в земной коре показал, что литосферу следует рассматривать как открытую систему в отношении вод гидросферы. Как справедливо подчеркнуто Ф. В. Чухровым [31], «в настоящее время проблематичным является не принципиальная возможность участия в рудообразовании внемагматических источников вещества, а доля его в гипогенных рудах» (с. 85).

Учитывая актуальность данной проблемы, мы сделали попытку оценить долю участия метеорных вод в эндогенном гидротермальном образовании оловорудных месторождений Забайкалья, поскольку только изотопия кислорода позволяет количественно оценить степень участия изотопно-легких метеорных вод в эндогенном гидротермальном рудообразовании [3, 33, 34].

Исходя из теоретических и экспериментальных данных следует с большей степенью вероятности полагать, что среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ метеорных вод Забайкалья мезозойского времени было близко к $-18,0\text{‰}$ (здесь учитываются такие факторы, как удаленность Забайкальского региона в мезозое от океана, гипсометрический уровень суши того времени и т. д.), тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ магматической воды, находящейся в изотопно-кислородном равновесии при высоких температурах с гранитным расплавом палингенной природы (средняя стадия геосинклинального цикла геологического развития региона, по В. И. Смирнову [35]), составляет $+8,5\text{‰}$.

В этих расчетах мы, основываясь на данных геохимии изотопов кислорода, считаем магматическими, связанными с гранитоидным магматизмом, воды любой исходной природы (метаморфогенные, седиментогенные, морские, метеорные), которые находятся в полном изотопно-кислородном равновесии с гранитными расплавами и вследствие этого характеризуются довольно высокими значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср.}} = +8,5\text{‰}$. Соответствующий механизм вовлечения экзогенных вод вмещающей среды в магматический процесс описан в [36].

Изотопные балансовые расчеты доли участия метеорных вод можно показать на следующем примере. Как отмечено выше, аномально-низким значением $\delta^{18}\text{O}$ ($-2,2\text{‰}$) характеризуется Al-слюда I М из Лего-Ингодинского месторождения.

Изотопный состав кислорода гидротермального флюида, из которого образовалась указанная слюда, и степень участия изотопно-легких метеорных вод в эндогенном гидротермальном рудообразовании можно

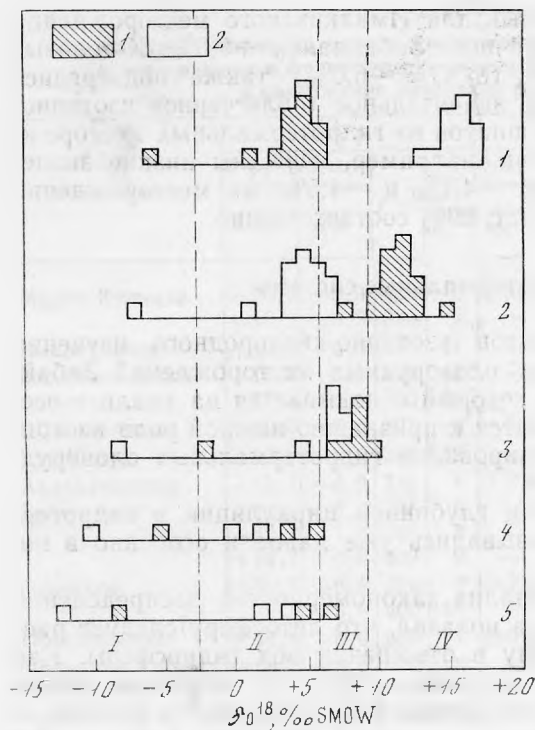


Рис. 3. Изотопный состав кислорода гидротермальных растворов, равновесных с касситеритами (1), кварцами (2), мусковитами (3), К-полевыми шпатами (4) и хлоритами (5)
 I — область значений $\delta^{18}\text{O}$ метеорных вод; II — область значений $\delta^{18}\text{O}$ метеорно-магматических вод; III — область значений $\delta^{18}\text{O}$ магматических вод; IV — область значений $\delta^{18}\text{O}$ углекисловодных растворов

оценить на основе использования констант изотопного фракционирования в системе мусковит — вода и известного уравнения изотопного материального баланса.

Так как при температуре 200°C (наиболее вероятная температура образования этой слюды) фракционирование изотопов кислорода в системе мусковит — вода выражается величиной $\Delta_{\text{муск.-H}_2\text{O}}$, равной $7,5\text{‰}$, то значение $\delta^{18}\text{O}$ гидротермального раствора, из которого она образовалась, должно быть равным $9,7\text{‰}$. Тогда доля участия метеорной воды составит 68% , а магматической — только 32% .

Результаты аналогичных расчетов значений $\delta^{18}\text{O}$ гидротермальных растворов, равновесных с кварцами и мусковитами изученных месторождений, а также доли участия метеорных вод в гидротермальном рудообразовании приведены в табл. 2. На рис. 3 представлены гистограммы изотопного состава кислорода минералов парагенетических ассоциаций и вычисленные значения $\delta^{18}\text{O}$ гидротермальных растворов, изотопно-равновесных с этими минералами. Поле вариаций изотопного состава кислорода гидротермальных растворов разделено на области: метеорных, метеорно-магматических и магматических вод, а также существенно углекисловодных растворов.

Данные табл. 2 указывают на очевидную связь низкотемпературных стадий минералообразования с изотопно-легкими метеорными водами. Обращает внимание то обстоятельство, что два в равной мере низкотемпературных месторождения — Хапчерангинское и Южно-Харатуйское — характеризуются резко отличными значениями $\delta^{18}\text{O}$ минеральных парагенезисов. Это свидетельствует о том, что отношение вода/порода в метеорно-гидротермальной системе, формировавшей Южно-Харатуйское месторождение, было значительно более высоким в этом месторождении.

Таким образом, все изученные месторождения в соответствии с изотопно-кислородными данными по рудным и жильным минералам (включая расчеты доли участия метеорных вод) можно разделить на два типа: глубинные, к которым относится основная часть изученных место-

рождения и для которых доля участия метеорных вод невелика (от 6 до 16%), и близповерхностные месторождения (доля метеорных вод свыше 25%). Эти данные позволяют надеяться, что при дальнейших более углубленных исследованиях можно будет создать генетическую классификацию гидротермальных рудных месторождений по таким их изотопным характеристикам, как $\delta^{18}\text{O}$ рудных минералов, $\delta^{18}\text{O}$ воды гидротермальных растворов, $\delta^{18}\text{O}$ околожильных измененных пород и отношение вода/порода в метеорно-гидротермальных системах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, 597 с.
2. *Тейлор Х. П.* Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 101—126.
3. *Тейлор Х. П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977 с. 213—298.
4. *Григорьев Ив. Ф.* Геология, минералогия и генезис оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья: Автореф. докт. дис. М., 1957, с. 57.
5. *Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И.* Генетические типы оловянных месторождений Забайкалья.— Тр. МГРИ, 1956, т. ХХІХ.
6. *Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И.* Особенности специализированных оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья и возможные условия образования месторождений олова.— В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М., 1964.
7. *Коптев-Дворников В. С., Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И.* и др. Гранитные формации малых глубин.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 76—91.
8. Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1968. Вып. 4.
9. *Доломанова Е. И.* Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 275—290.
10. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1963, 180 с.
11. *Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Ракчеев А. Д., Яковлевская Т. А.* Касситерит и его типоморфные особенности.— В кн.: Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969.
12. *Доломанова Е. И., Королев Н. В., Элинсон М. М.* Особенности образования Ушмунского оловянно-вольфрамового месторождения в Забайкалье по данным газовой-жидких включений в кварце.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4, с. 65—75.
13. *Борщевский Ю. А., Амосова Х. Б., Борисова С. Л., Устинов В. И., Савченко Ю. И.* Новый метод выделения элементов из минералов для изотопного анализа.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 5.
14. *Garlick G. D.* The stable isotopes of oxygen.— In: Handbook of geochemistry. 8. В. Berlin—Heidelberg—New-York, 1969.
15. *Борщевский Ю. А., Грибов Л. А., Зубкова О. Б., Рыбальченко И. В.* Геохимическая интерпретация изотопно-кислородных данных по рудным месторождениям на основе использования теоретически рассчитанных β -факторов H_2O и ряда рудных минералов.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М., Тезисы докл., 1976, с. 33—35.
16. *Clayton R. N., O'Neil J. R., Mayeda T. K.* Oxygen exchange between quartz and water.— J. Geophys. Res., v. 77, p. 3057—3067, 1972.
17. *O'Neil J. R., Taylor H. P.* The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars.— Amer. Mineral., 1967, v. 52, p. 1414—1434.
18. *O'Neil J. R., Taylor H. P.* Oxygen isotope fractionation between muscovite and water.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 6012—6022.
19. *Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. Berlin —Heidelberg —New-York, 1969.
20. *Bottinga Y.* Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water.— J. Phys. Chem., 1968, v. 72, p. 800—808.
21. *Wenner D. B., Taylor H. P.* Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. Contr.— Mineralogy, 1971, v. 32; p. 165—185.
22. *Борщевский Ю. А., Борисова С. Л., Амосова Х. Б., Медведевская Н. И., Лисовская О. Ю.* Изотопно-кислородное исследование касситеритов оловянных месторождений Тихоокеанского и Средиземноморского рудных поясов.— В кн.: Тезисы докл. VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1976, с. 25—27.

23. *Тугаринов А. И., Наумов В. Б.* Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. Докл. I МГК. т. 2, М., 1973, с. 7—19.
24. *Барсуков В. Л.* Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
25. *Звягин Б. Б., Доломанова Е. И., Соболева С. В., Молева В. А.* О диоктаэдрической Al-слюде 1M из Лево-Ингодинского оловянно-вольфрамового месторождения в Забайкалье.— ДАН СССР, 1965, т. 165, № 2, с. 410—412.
26. *Шеппард С. М., Тейлор Н. Р.* Происхождение вод батолита Боулдер и рудного месторождения Бьютт, Монтана в свете изотопных исследований водорода и кислорода.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 397—448.
27. *Холл У., Фридман И., Наш Дж.* Исследование флюидных включений и легких стабильных изотопов на молибденовом месторождении Клаймакс, штата Колорадо.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 295—337.
28. *Германов А. И.* О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 6.
29. *Боголепов В. Г.* О роли подземных вод в образовании гидротермальных месторождений Центрального Казахстана.— АН СССР, 1969, т. 187, № 6, с. 1368—1370.
30. *Павлов Д. И.* Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование. М.: Недра, 1975. 102 с.
31. *Чухров Ф. В.* О внемагматической природе вещества некоторых руд.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. с. 85—99.
32. *Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А.* Участие поверхностных вод в формировании метаморфической оболочки Земли.— ДАН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 466—469.
33. *Craig H.* The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas.— Proc. Spoleto conference of pleca geology, Spoleto, 1963.
34. *Уайт Д.* Различное происхождение гидротермальных рудообразующих флюидов.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. с. 464—509.
35. *Смирнов В. И.* Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М., 1970, с. 5—19.
36. *Кадик А. А., Хитаров Н. И.* Влияние давления на массообмен между магматическим расплавом и водой внешней среды.— Геохимия, 1965, № 5.