

【研究简报】

与低 ^{18}O 岩浆有关的矽卡岩型铅锌矿床

牟保磊 邵济安 王关玉 阎国翰 艾永富

(北京大学地质系, 北京 100871)

关键词 低 ^{18}O 岩浆 矽卡岩 交代流体

内蒙赤峰市以北约360km巴林左旗境内, 大兴安岭山脉的白音诺矽卡岩型铅锌矿床中, 矽卡岩矿物及与矽卡岩有关的火成岩极端贫 ^{18}O 。该地区其他同类铅锌矿床也有这种现象。这很值得重视研究。

由花岗闪长岩、石英角闪二长斑岩、二长花岗岩及正长斑岩组成外环, 以喷溢相流纹质晶屑熔结凝灰岩组成内环及核部的白音诺侵入-火山岩杂岩体, 面积约110km²。侵入岩之间为过渡关系。火山岩由化学成分看从钾长流纹岩至英安岩, 以前者为主。侵入岩及火山岩的Rb-Sr等时线年龄各为171和160Ma¹⁾。在杂岩体的东北部, 侵入岩以岩枝、岩舌, 熔岩以岩舌侵入或突入下二叠统黄岗梁组的凝灰粉砂质板岩、厚层大理岩、结晶灰岩, 在接触带上形成角岩及矽卡岩。矽卡岩中赋存大型-超大型铅锌矿床。

由花岗闪长岩至大理岩其交代剖面是: 长石化花岗闪长岩、长石绿帘石矽卡岩、辉石石榴石矽卡岩、石榴石辉石矽卡岩、辉石矽卡岩; 从熔岩至大理岩的交代剖面是: 长石化熔岩、辉石石榴石矽卡岩、石榴石辉石硅灰石矽卡岩。矽卡岩矿物中量最多的是辉石、石榴石和硅灰石。辉石为透辉石-钙铁辉石-锰钙辉石系列。石榴石以钙铁榴石、钙铝榴石为主, 锰铝榴石在东矿段丰富。从时间上看矽卡岩形成之后又叠加由石英、长石、方解石、帘石、角闪石、符山石和少量黑柱石等矿物组成的含水矽卡岩。第三阶段为石英-硫化物主要成矿期。硫化物以闪锌矿为主, 其次是方铅矿、黄铜矿、黄铁矿等。与熔岩有关的矽卡岩中还有锡石、磁铁矿。

根据矿物相平衡计算和包裹体均一法确定早期矽卡岩形成温度为650~500℃, 晚期矽卡岩为480~350℃, 石英-硫化物阶段为400~220℃。

致谢 纪圣谋同志在建模中给予帮助, 潘红玺同志提供色素分析数据, 在此一并表示感谢。本工作为国家“攀登”计划(KJ85·07·02)资助项目。

参 考 文 献

- 1 王苏民, 余源盛, 吴瑞金, 等. 岱海——湖泊环境与气候变化, 合肥: 中国科技大学出版社, 1990. 142~147
- 2 于天仁, 王振权. 土壤分析化学, 北京: 科学出版社, 1980. 15~17
- 3 钱君龙, 张连弟, 乐美麟. 过硫酸盐消化法测定土壤全氮全磷. 土壤, 1990, 22(5): 258~262
- 4 Swain E B. Measurement and interpretation of sedimentary pigment. Freshwater Biology, 1985, 15: 53~75
- 5 王云飞, 王苏民, 薛 滨, 等. 黄河袭夺若尔盖古湖时代的沉积学依据. 科学通报, 1995, 40(8): 723~725

(1996-07-24 收稿, 1997-01-21 收修改稿)

1) 罗太阳, 艾永富, 牟保磊, 等. 内蒙古自治区巴林左旗白音诺铅锌矿床成矿规律研究报告. 1991, 19~20

1 氧及碳同位素测定结果

火成岩、大理岩和某些矽卡岩矿物的氧碳同位素测定结果列于表 1。计算的与矽卡岩矿物及火成岩平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值列于表 2。此外,还利用矿物对氧同位素分馏系数与温度关

表 1 白音诺矿床氧、碳同位素组成^{a)}

序 号	样品号	采样位置及产状	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ (SMOW)					$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$ (PDB)	
			W _r	Q	P	G	Px	Mt	C
火 成 岩 样 品									
1	M031	ZK71/70, 42m, 二长花岗岩	-1.80						
2	M131	二长花岗岩	-3.70						
3	MX386	ZK197/97, 245m, 花岗闪长岩	-3.60						
4	X322	ZK227/13, 270m, 石英角闪二长斑岩		+4.40	-4.00				
5	X101	4~8 矿体石英角闪二长斑岩			-6.10				
6	T99	ZK1/88, 99m, 石英角闪二长斑岩	-1.60						
7	T100	ZK1/88, 100m, 石英角闪二长斑岩	-4.30						
8	X369	ZK197/97, 245m, 花岗闪长岩			-6.10				
9	M104	Ⅺ 矿体西侧地表, 蚀变花岗闪长岩	-7.70						
10	M106	次流纹质晶屑熔岩(轻微蚀变)	-7.20						
11	MX254	ZK282/53, 219m, 正长斑岩	-6.80						
12	M036	ZK71/70, 20m, 次流纹质晶屑熔岩	-4.10						
13	MX239	2 矿体, 次流纹质晶屑熔岩		-4.60					
14	X078	ZK302/49, 220m, 矽卡岩化熔岩		-6.70		-2.50			
15	X038	西矿段, 矽卡岩化花岗闪长岩		-5.20		-5.90			
矽卡岩阶段、石英-硫化物阶段矿物、岩石样品									
16	B235	ZK162/355, 开孔处, 14 号矿体, 矽卡岩				+3.70		+0.32	
17	B310	4~8 矿体矽卡岩	-2.78			-6.00			
18	B303	4~8 矿体采场矽卡岩	-6.08				-7.70		
19	X013	4~8 矿体石榴石矽卡岩(露天采场)	-4.60			-1.90			
20	X005	9 矿体辉石矽卡岩	-4.80				-9.20		
21	B202	ZK61/76, 253m, 矽卡岩				-4.26			
22	B208	ZK62/79, 133m, 北矿带 11 号矿体, 矽卡岩				-7.31			
23	B201	ZK58/79, 210, 北矿带 11 号矿体矽卡岩				-9.65			
24	B1-2	4~8 矿体矽卡岩					-12.46		
25	B206	9 矿体辉石矽卡岩					-9.46		
26	B105	白音诺山下含铁矽卡岩				-9.56		-15.60	
27	M302	4~8 矿体采场石英-方解石-方铅矿脉	-3.17					-7.65 方解石	±7.31
28	X216	ZK277/53, 202m, 角岩	-6.80						
29	X217	穿入角岩中的石英-方解细脉(有晶洞)	+8.20						
30	TZ002	4~8 矿体, 1060 采场方解石						-7.80 方解石	-11.90
31	TZ003	4~8 矿体, 1080 采场方解石						-5.10 方解石	-13.90
32	TZ007	1~3 矿体 ZK6/83/Ha61 方解石石英脉	-5.93					-9.45 方解石	-12.10
33	TZ001	1~3 矿体 QJ356 石英-方解石脉	-4.87						
围岩样品									
34	TZ005	1~3 矿体近矿大理岩	-1.62						W _r -0.60
35	TZ004	4~8 矿体近矿大理岩(1080 采场)	-2.02						W _r -0.10
36	X513	ZK292/115, 455m, 近矿大理岩	-0.10						W _r -0.00
37	B068	1 矿体近矿大理岩	+15.43						W _r +0.21

a) W_r—全岩, Q—石英, P—长石, G—石榴石, Px—辉石, Mt—磁铁矿, C—方解石。B 及 X 编号样品由北京大学地质系稳定同位素室陈承业分析; M 编号由国家地震局地质研究所上官志冠分析; T 编号由中国地质科学院同位素室分析

表 2 与矽卡矿物及侵入岩平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(SMOW)^{a)}

样品 序号	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}/\text{‰}$	计算用方程来源	计算所用温度 / $^{\circ}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}/\text{‰}$	备 注
16	+0.32(G)	Y. Bottinga 等, 1975	619	+5.8	早期矽卡岩阶段
23	-9.65(G)	Y. Bottinga 等, 1975	600	-7.55	早期矽卡岩阶段
19	-1.90(G)	Y. Bottinga 等, 1975	600	-0.20	早期矽卡岩阶段
14	-2.50(PX)	L. Matthews 等, 1983	600	-1.41	早期矽卡岩
24	-12.46(PX)	L. Matthews 等, 1983	500	-11.06	晚期矽卡岩阶段
31	-5.01(C)	J. R. O'Neil 等, 1969	450	-7.40	晚期矽卡岩阶段
32	-9.45(C)	J. R. O'Neil 等, 1969	450	-11.80	晚期矽卡岩阶段
17	-2.78(Q)	R. N. Clayton 等, 1972	673	-3.59	早期矽卡岩阶段
20	-4.80(G)	R. N. Clayton 等, 1972	518	-7.44	晚期矽卡岩阶段
4	+4.40(Q)	R. N. Clayton 等, 1972	750	-3.53	岩浆期
29	+8.20(Q)	R. N. Clayton 等, 1972	200	-3.40	低温热液
8	-6.10(P)	J. R. O'Neil 等, 1969	750	-5.47	岩浆期
13	-4.60(P)	J. R. O'Neil 等, 1969	750	-3.58	岩浆期
1	-1.80(WR)	J. R. O'Neil 等, 1969 ^{b)}	750	-2.17	岩浆期
3	-3.60(WR)	J. R. O'Neil 等, 1969	750	-4.22	岩浆期
11	-6.80(WR)	J. R. O'Neil 等, 1969	750	-7.20	岩浆期

a) 矿物代号同表 1; b) 分馏方程 $10^3 \ln \alpha_{\text{全岩}-\text{H}_2\text{O}} = (2.64r + 0.93) \times 10^6 T^{-2} + 2.80r - 5.51$. 1, 3, 11 号样的 r 值各为 0.81, 0.78 和 0.80 ($r = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Al})$) (原子比)

系方程^[1]得到 16 和 26(G-Mt)、17(Q-G)、20(Q-Px)号样品的温度分别是 619, 429, 673 和 518 $^{\circ}\text{C}$. 16, 17 和 20 号的温度值在计算相应矿物的平衡流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值时已经利用. 表 2 中计算其他样品矿物的平衡流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值用的温度值的确定方法上已述及, 其中也参考了 26 号样的温度以确定晚期矽卡岩的形成温度. 酸性岩形成温度在 500~750 $^{\circ}\text{C}$ 间, 表 2 中侵入岩及从岩石中选出的长石计算时采用 750 $^{\circ}\text{C}$, 如果用 500 $^{\circ}\text{C}$ 则相应的 $\delta^{18}\text{O}$ 值要比表中列出的降低 1.5‰~2.5‰.

由表 1 可见, 37 件样品 48 个氧和 8 个碳同位素数据中, 只有 4 件样品的 5 个氧和 1 个碳的数据为正值, 其余皆为负值. 由表 2 可知, 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值为负的与矽卡岩有关的矿物相平衡的流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值: 早期矽卡岩阶段为 -2.20 至 -7.55, 晚期矽卡岩阶段在 -7.44~-11.88 间; 与侵入岩及长石相平衡流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -2.17 至 -7.20. 可见早期矽卡岩形成时的交代流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与侵入岩的一致. 29 号样石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 +8.20, 但它是低温热液的产物, 与之平衡的流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值仍然为负(-3.40). 晚期矽卡岩阶段流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值较早期下降 4‰, 可能为天然水渗入所致. 低温热液 $\delta^{18}\text{O}$ 值又回升(如 29 号样)至与早期矽卡岩相近, 可能此时体系变得相对封闭, 交代作用从碳酸盐岩释放的 CO_2 停止外逸使流体 $\delta^{18}\text{O}$ 回升. 16 号样选自与熔岩有关的矽卡岩, 从石榴石和磁铁矿间氧同位素仍保持平衡判断, 样品结晶后未受到后来地质事件的明显干扰, 判断与之有关的熔岩的 $\delta^{18}\text{O} \leq 5.87$. 围岩大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值均在“正常”的变质海相灰岩范围内. 而近矿大理岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值下降了约 15‰, $\delta^{13}\text{C}$ 则基本未变. 矽卡岩中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值反映了岩浆源碳同位素组成的特点.

2 结果讨论

据表 1, 2 的结果和上述分析, 白音诺矽卡岩形成时的交代流体基本上来自岩浆. 矽卡岩岩浆成因的证据报道愈来愈多. 赵斌等人^[2]发现我国东狮子山等 7 个钙矽卡岩型铜、铅、锌矿床的辉石石榴石矽卡岩中有熔体(玻璃)或熔体-流体包裹体. 通常, 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值“正常”的

【研究简报】

湘南道县辉长岩包体的年代学研究
及成因探讨郭 锋^① 范蔚茗^① 林 舸^① 林源贤^②

(①中国科学院长沙大地构造研究所,长沙 410013;②地质矿产部天津地质矿产研究所,天津 300170)

关键词 辉长岩包体 Sm-Nd 测年 岩石成因

华南地区中生代以来的构造-岩浆活动及伴生的多金属矿产一直为地质学家所关注,而对华南地区构造体制转变的具体时期则研究较少。湘南道县中生代碱性玄武岩及其中辉长岩包

岩浆岩有关的矽卡岩矿床受改造的岩石会获得¹⁸O的富集^[3,4]。而白音诺矿床受改造的岩石明显贫¹⁸O。这表明与之有关的岩浆是贫¹⁸O的。表1中7个火成岩全岩样品的确低¹⁸O($\delta^{18}\text{O}$ 为-1.80至-6.80),但这些岩石不仅手标本而且镜下观察也没有明显蚀变的痕迹。9、10号样 $\delta^{18}\text{O}$ 值为-7.20~-7.70,比未蚀变岩石明显降低。4号样中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+4.4,而长石为-4.0,二者间 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 为8.4,超过了花岗岩类岩石中这两种矿物间“正常”的分馏值(1.0~1.5),表明岩石固结后因蚀变作用而使¹⁸O贫化。但石英对热液¹⁸O/¹⁶O交换惰性最强,所以在蚀变火成岩的所有矿物中,石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可近似地反映出原始岩浆的 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[5]。在花岗岩类岩石中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比其全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 约高0.60‰。据此判断,结晶出4号样石英的岩浆的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $\leq +3.8$ 。据以上讨论,与白音诺矿床有关的岩浆是低¹⁸O的。

低¹⁸O岩浆已在世界多处发现^[6,7]。关于低¹⁸O岩浆的成因,有多种观点,如特殊的低¹⁸O地幔;已经亏损¹⁸O的物质重新熔融;岩浆房顶部已贫¹⁸O的围岩直接熔融并与熔体混溶等。至于白音诺低¹⁸O岩浆的成因,我们将另文讨论。

致谢 魏菊英教授审阅全文,谨致谢意。本工作为国家自然科学基金(批准号:49472143)资助项目。

参 考 文 献

- 1 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安:陕西科学技术出版社,1985. 28~29
- 2 赵 斌,张院生,赵劲松. 岩浆成因矽卡岩包体的证据. 地球化学,1995,24(2):198~200
- 3 Auwera J V, Andre L. Trace elements (REE) and isotopes (O, C, Sr) to characterize the metasomatic fluid sources: evidence from the skarn deposit (Fe, W, Cu) of Traversella (Ivrea, Italy). Contrib Mineral Petrol, 1991, 106: 325~339
- 4 Taylor B E, O'Neil T R. Stable isotope studies of metasomatic Cu-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Ogoood Mountains, Nevada. Contrib Mineral Petrol, 1977, 63(1): 1~49
- 5 Taylor H P J. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth Planet Sci Lett, 1978, 38(1): 177~210
- 6 Cartwright I, Valley J W. Low-¹⁸O source dike magma from the Lewisian complex, Northwestern Scotland. Geology, 1991, 19: 578~581
- 7 Muehlenbachs M, Anderson Jr A T, Sigvaldason G E. Low-¹⁸O basalts from Iceland. Geochem Cosmochem Acta, 1974, 28: 577~589

(1996-12-05 收稿, 1997-03-06 收修改稿)