

川西呷村黑矿型矿床含矿火山岩系 热液蚀变与物质-化学变化

侯增谦

T Urabe

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

(日本地质调查所)

提 要: 川西呷村黑矿型矿床产于酸性流纹质火山岩系上部。矿区蚀变可分为矿化热液蚀变和区域低温蚀变。后者广布矿区; 前者绕网脉矿(硅矿)形成蚀变岩筒, 并具有明显的蚀变分带: 自内而外由石英-钨冰长石带向绢云母-石英带递变, 自下而上由绿泥石带向石英-绢云母带递进。采用“惰性”微量元素方法恢复了含矿岩系原岩成分, 定量估算了蚀变引起的物质-化学变化。在蚀变岩筒中, Cu、Pb、Zn 强烈富集, 远离蚀变岩筒, Cu 略有亏损, Pb 和 Zn 显著亏损, 证明成矿物质 Pb 和 Zn 主要来自被热液交代淋滤的酸性火山岩系。根据蚀变岩石的物质变化, 概略性地圈定了呷村矿区蚀变火山岩物质变化图, 可准确地追溯热液流体运移轨迹, 进行矿体圈定。

主题词: 呷村黑矿型矿床 热液蚀变 物质-化学变化

在火山成因块状硫化物(VMS)矿床中, 热液蚀变作用通常形成与上覆块状硫化物矿体不整合的状似“漏斗”的蚀变岩筒^[6~8], 其中的强蚀变火山岩结构破坏严重, 化学变化显著, 物质变化极大(50%~60%)^[9], 原岩鉴定困难。因此, 含矿岩系原岩岩性学(Lithology)一直是 VMS 矿床研究中的薄弱环节。由于含矿岩系岩性学特征是恢复含矿火山岩系层序和确定找矿方向的关键。因此, 正确识别原岩岩性、确切地估计热液蚀变引起的化学物质变化, 是一个重要的研究课题。本文基于呷村黑矿型矿床下盘火山岩系的热液蚀变研究, 鉴别了它们的原岩岩石成分、估算了蚀变岩石的物质-化学变化。

1 矿床地质特征

呷村矿床产于川西义敦岛弧北段。该岛弧北起德格, 南抵中甸, 长约 500 km, 宽约 60~90 km。形成于晚三叠世, 建筑于由晚三叠世以前的火山-沉积岩系构成的薄陆壳基底上, 经历了挤压隆升与扩张断陷交替更迭的发育历史, 形成了典型的沟弧盆体系。自海沟到内陆依次发育外弧、岛弧裂谷、内弧和弧后扩张盆地诸单元^[1]。其中, 内弧与外弧主体为火山弧, 发育大规模钙碱性火山岩系, 前者主要为英安质岩系, 后者主要为安山质岩系^[10]。岛弧裂谷以

• 本研究受日本国际产业技术研究事业基金资助

侯增谦, 男, 1961 年生, 研究员, 主要从事现代与古代海底热液成矿作用研究。邮政编码: 100037

1995-3-16 收稿, 1995-7-15 修改回

双峰岩石组合(拉斑玄武岩-流纹岩)和深水盆地沉积为标志,而弧后扩张盆地则以钾玄岩-流纹岩双峰组合和黑色砂板岩系为特征^[1,10](图1)。呷村矿床分布于岛弧裂谷带内,与双峰岩石组合密切共生,产于酸性单元之流纹质岩系顶部^[1,11]。

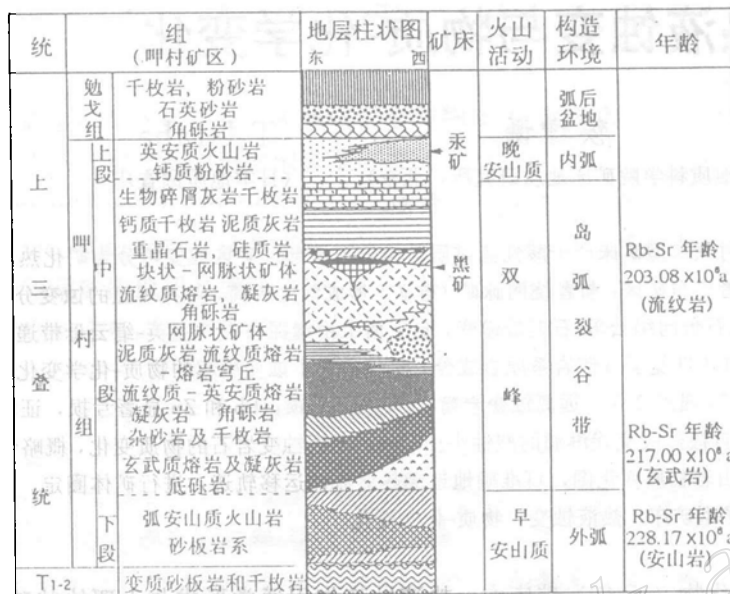


图1 呷村矿区综合地层柱状图

矿区火山岩年龄资料据文献 [2, 10]; 构造环境资料据文献 [1, 10]

Fig. 1. Composite stratigraphic column of the Gacun ore district.

含矿酸性火山岩系有早晚两大火山旋回。因构造作用,早期旋回火山岩系出露于矿区中央,晚期旋回火山岩系不对称地展布于两侧(图2),其中的下部韵律单元顶部产出呷村矿床下部矿带,如25号矿体,上部韵律单元顶部产出上部矿带,即矿床主矿体。

呷村矿床由层状块状硫化物矿体和伏于其下的脉状-网脉状矿体构成,前者呈层状或长透镜体产出,上部被化学沉积岩(重晶石岩、硅质岩和菱铁矿岩)整合覆盖,下部与网脉矿带渐变过渡,代表着热液流体在海底的排泄和淀积产物;后者上部被块状矿体不整合覆盖,下部渐变为稀疏的矿化脉体,并被蚀变岩筒“包裹”,代表着热液流体在其喷射通道的卸载产物^[2,5]。呷村矿床金属类型为Zn-Pb-Cu型,矿床显示的矿物-化学分带,上部为“黑矿”,下部为“似黄矿”^[2,3],与日本黑矿矿化分带相一致^[11],其中,“黑矿”主要由闪锌矿、方铅矿、重晶石、黄铁矿等组成,“似黄矿”主要由黄铁矿和少量黄铜矿等组成。

2 围岩蚀变特征

依据呷村矿区蚀变矿物组合、蚀变岩时空分布、形成边界条件及其与矿化关系,将围岩蚀变分为两种类型,热液蚀变与区域蚀变,后者广布全区,前者叠加其上,形成蚀变岩筒。

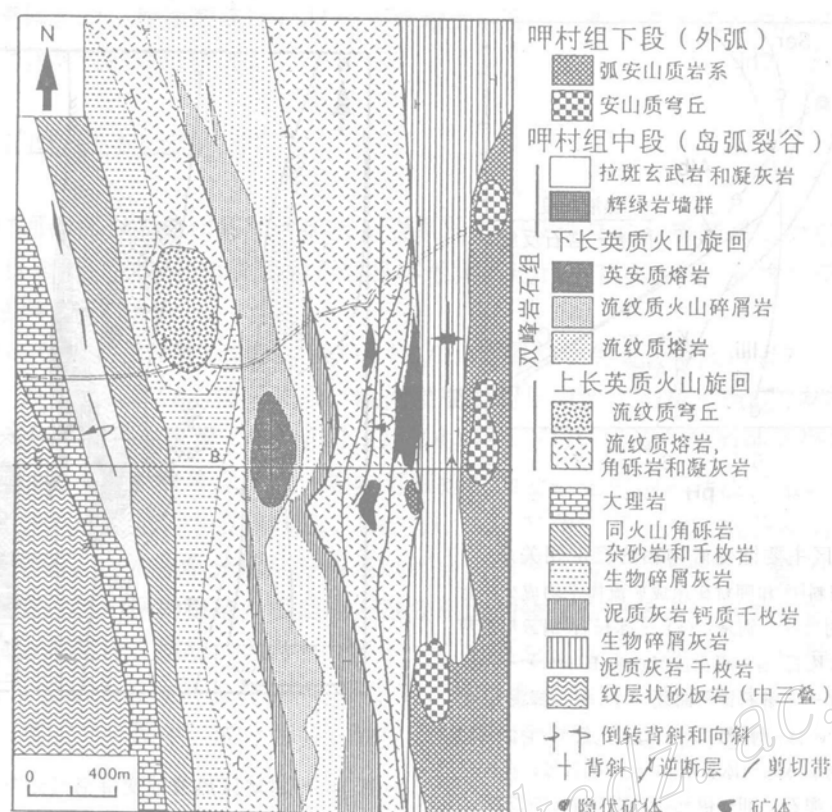


图 2 呷村矿区地质略图

Fig. 2. Geological sketch map of the Gacun ore district.

(1) 区域蚀变：系指矿区范围内火山岩系在低温条件下发生海水-岩石反应产物。蚀变岩石广布整个矿区，主要出现于下部长英质旋回。蚀变矿物组合为伊利石+石英+高岭石+方解石。伊利石交代岩石之基质，高岭石出现于长石表面，斜长石呈蚀变残余。这些特征均可与日本黑矿沸石蚀变带特征相类比^[13,14]。

图 3 清楚地反映了区域蚀变的蚀变矿物组合稳定条件。区域蚀变中，方解石稳定产出，要求溶液具高 pH 值 ($\text{pH} > 4.8$)。伊利石+钠长石+绿泥石稳定共生 (图 3) 表明，与长英质岩石反应的溶液具较低的温度和较高的 pH 值 (图 3)。蚀变岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 资料证明，溶液可能为成分变异的海水 ($\delta^{18}\text{O} \approx 0.0\text{‰}$)，海水-岩石反应发生于低温 ($25 \sim 150^\circ\text{C}$) 条件下^①。

(2) 热液蚀变：与热液成矿作用密切相关。岩石蚀变强度向热液运移通道增强，蚀变带呈环带状发育，形成直径约 $1.0 \sim 0.5 \text{ km}$ 的蚀变岩筒 (图 4)。在下矿带，垂向分带清楚，自下而上绿帘石带、绿泥石带和绢云母-石英带依次发育。绿帘石带向下渐变为绿帘石-绿泥石-石英-硫化物脉系。绢云母-石英带则围绕网脉状矿体产出。在上矿带，蚀变范围扩大、

① 侯增谦等，1995，呷村黑矿型矿床两层位热液蚀变古热液的双扩散对流循环体系（出版中）

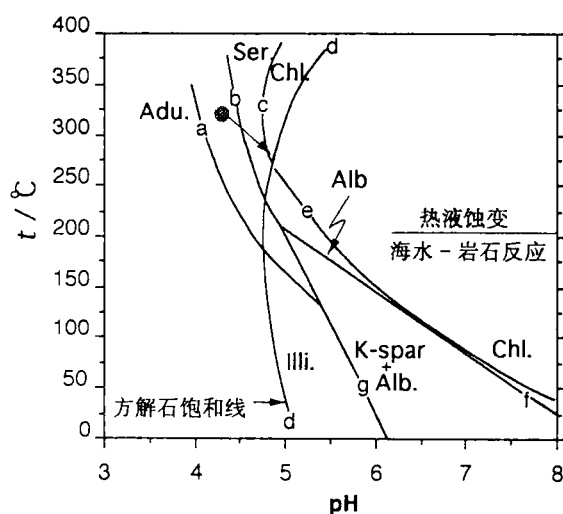


图 3 呷村矿区主要蚀变矿物相的稳定相关系

此图根据 Helgson 资料^[15]和岷村矿床成矿流体平均成分^[4]计算获得。图中表示的反应分别是：(a) 一冰长石-绢云母反应 ($a=1.0$)；(b) 一冰长石-绢云母反应 ($a=0.5$)；(c) 一绢云母-绿泥石反应；(d) 一方解石饱和曲线^[15]；(e) 一绿泥石-钠长石反应；(f) 一钾长石-绿泥石反应；(g) 一钾长石-伊利石反应。图中矿物代号：Adu—冰长石；Ser—绢云母；Alb—钠长石；Chl—绿泥石；Ill—伊利石；K-spar—钾长石

Fig. 3. Stable phase relationship among main altered mineral phases in the Gacun ore district.

Based on data by Helgson and average composition of ore-forming fluids in the Gacun ore deposit. The reactions in the diagram are as follows: (a)—Adularia-sericite ($a = 1.0$); (b)—Adularia-sericite ($a = 0.5$); (c)—Sericite-chlorite; (d)—Saturation curve of calcite; (e)—Chlorite-albite; (f)—K-feldspar-chlorite; (g)—K-feldspar-illite. Adu—Adularia; Ser—sericite; Alb—Albite; Chl—Chlorite; Illi—Illite;

K-spar — K-feldspar.

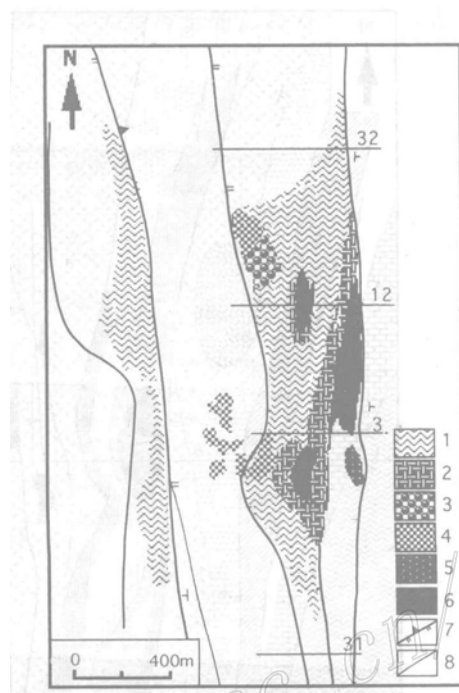


图 4 呷村矿区热液蚀变带空间分布略图

1—绢云母-石英带；2—石英-钼冰长石带；3—绿泥石带；4—绿泥石-绿帘石带；5—隐伏矿体；6—矿体；7—断层；8—地质界线

Fig. 4. Spatial distribution of hydrothermal alteration zones in the Gacun ore district.

1—Sericite-quartz zone; 2—Quartz-hyalophane zone;
3—Chlorite zone; 4—Chlorite-epidote zone; 5—Con-
cealed orebody; 6—Orebody; 7—Fault; 8—Geological
boundary.

侧向分带明显,自网脉矿体向外依次发育石英-钼冰长石带和绢云母-石英带,蚀变岩筒顶部往往被“硅帽”覆盖,钼冰长石($\text{BaO } 6.5\% \sim 19.6\%$)强烈交代钾长石斑晶和基质,呈斑晶假象和基质出现于蚀变核内。绢云母大量(高达20%)产出于绢云母-石英带,并交代绿泥石。

图 3 展示了蚀变岩筒主要蚀变矿物的相关系。钠长石与绢云母的相关系由下列反应估计^[15]

的结果。自网脉状矿体向外，石英-钠长石带向绢云母-石英带和绿泥石-绢云母带依次递变，反映热液体系的温度逐渐降低，pH 值不断增大，揭示了热液流体通过热液运移通道不断上涌和侧向运移交替的运行轨迹。

3 火山岩系地球化学

呷村河剖面 105 件样品和含矿火山岩系的近 200 件样品分析结果已由前人报道^[2~4]。另外的 30 件强烈蚀变和轻微蚀变岩石在日本地调所进行了补充分析。精度大于 5% 的代表性样品分析结果列于表 1。

据 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量、 $\text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 比值和烧失量，将区内岩石分为三类，轻微蚀变岩石、蚀变岩石和强烈蚀变岩石。轻微蚀变岩石保留原岩结构和原生矿物组合，具最小的 Na_2O 、 CaO 损失和烧失量，最低的 $\text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 比值。强烈蚀变岩石则与之相反。

强烈蚀变作用对岩石化学成分影响可根据在蚀变过程中的不活泼元素，如高场强元素来估计。这些不活泼元素主要包括 Zr、Hf、Ti、Al、Y 等^[16,17]。对于成分相同、蚀变程度各异的一系列岩石，由于化学分析结果均是以百分比的形式给出，因此，尽管 Zr、Hf、Ti、Al 等元素在蚀变过程中保持稳定，但是岩石蚀变引起的物质带出带内，必然影响这些不活泼元素的分析值，很明显，物质加入岩石，导致岩石物质总量增加，Zr、Ti、Al 等含量降低，物质带出岩石，造成岩石物质总量减小，Zr、Ti、Al 分析值相应增大。因此，在 Zr- Al_2O_3 (图 5)、Zr- TiO_2 (略去) 点图中，成分相同、蚀变程度各异的一系列岩石均应处在一条通过原点的直

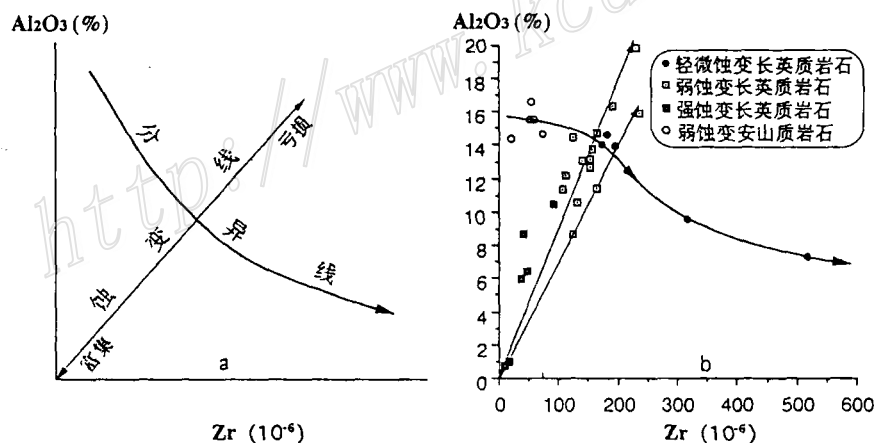


图 5 呷村矿区长英质岩系 Zr- Al_2O_3 点图

Fig. 5. Zr versus Al_2O_3 diagrams of felsic rocks from the Gaocun ore district, showing possible fractionation trend and alteration line of altered rocks.

线（蚀变线）上，强烈蚀变岩石因发生大量物质带出带内，而应位于蚀变线的端部，轻微蚀变岩石则应位于上述端部之中间（图 5a）。在本区，同成分的蚀变岩石大多构成一条通过源岩的直线，证实 Zr、Al 等在岩石蚀变中保持稳定，强烈硅化岩石位于靠近原点的直线端部，而

表 1 呷村矿区长英质火山岩系主要成分(%)和微量元素(10^{-6})分析结果
Table 1. Analyses of major and minor elements in felsic volcanic rocks from the Gacun ore district

样号	下长英质旋回				上长英质旋回								高硅流纹岩			
	G7-1	G7-3	G8		G11-1	G11-4	G12	G15	G14	G13	G22	G23	G24	G25	G31	G32
SiO ₂	71.20	75.91	75.40		73.69	68.99	63.96	74.87	77.84	77.80	78.26	87.46	79.46	80.43	82.15	86.04
TiO ₂	0.12	0.11	0.12		0.12	0.17	0.28	0.13	0.11	0.08	0.09	0.02	0.01	0.03	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	14.03	13.16	12.61		13.99	15.93	16.38	10.48	9.41	11.40	10.13	6.06	8.76	6.55	9.61	7.34
Fe ₂ O ₃	2.03	0.72	1.06		2.31	1.50	4.49	2.53	1.97	0.90	1.24		2.20	0.82	1.01	0.85
FeO			1.33		1.98				0.63	0.98	1.10	0.00			0.63	0.55
MnO	0.05	0.03	0.06		0.02	0.03	0.02	0.05	0.06	0.10	0.04	0.53	0.00	0.00	0.03	0.01
MgO	0.14	0.10	0.14		0.16	0.93	1.57	0.60	0.25	0.07	0.14	0.00	1.01	0.01	0.12	0.13
CaO	1.78	0.20	1.32		0.14	0.92	1.11	0.79	0.12	0.11	0.11	0.08	0.01	0.00	0.21	0.23
Na ₂ O	4.36	3.77	3.98		4.19	3.44	3.77	0.37	0.22	1.79	0.41	1.66	0.14	0.22	1.54	1.17
K ₂ O	4.11	4.44	3.00		3.30	4.47	2.57	7.36	7.61	6.72	6.80	0.00	2.73	1.83	2.08	1.84
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.06		0.04	0.06	0.07	0.01	0.10	0.06	0.07		0.00	0.00	0.01	0.01
H ₂ O											0.63				1.82	0.92
烧失量	2.20	1.52	0.72		2.10	1.69	5.60	2.87	0.85	0.55	0.80	4.50	5.30	10.10	2.10	1.30
总和	99.95	100.03	99.80		100.06	100.10	99.82	100.06	100.02	100.56	99.97	100.92	99.64	99.99	99.61	99.54
Rb	980.0	105.0	63.8		96.5	140.0	106.0	165.0		16.4		87.0	146.0	52.0	71.3	64.7
Sr	185.0	110.4	131.2		109.7	150.0	240.0	94.0	76.4	64.3	77.4	38.0	7.0	98.0	54.7	61.1
Ba	694.0	552.7	539.1		645.0	900.0	918.0	3078.0	103.9	859.9	1078.0	7103.0	7913.0	35868.0	462.5	217.4
Zr	174.0	166.0	155.0		199.0	238.0	190.0	74.0	42.7	108.0	47.0	27.0	33.0	0.0	316.9	517.0
Nb		14.0	14.2		16.6	20.9			13.1	15.0						
Th	11.4	4.6	9.3		11.7	19.6	17.3	12.4	7.3	10.3	9.5	11.0	6.7	10.9	29.1	30.5
Cu	19.0	6.3	4.1		22.1	24.5	25.5		2.7	8.3	9.2	182.3	792.4	453.9	1.7	3.0
Pb	23.8	20.4	22.7		11.9	20.5	33.0		26.1	24.4	53.2	383.3	2451.7	3248.0	42.7	51.9
Zn	27.6	3.2	37.2		27.0	43.8	124.0		35.2	33.1	29.6	93.2	661.4	1077.0	41.4	52.9
Y	26.0	8.0	20.6		27.0	22.3		12.9	15.0			2.0			31.0	33.2

注:部分样品主要元素采用湿化学方法分析,给出 Fe₂O₃ 和 FeO 含量。部分样品采用 XRF 分析;微量元素均采用 XRF 分析

强烈绿泥石-绿帘石化岩石则位于远离原点的直线端部, 表明除硅化作用导致物质加入原岩, 而绿泥石-绿帘石化造成物质离开岩石。

依据判别标志, 可鉴别出三套轻微蚀变岩石: 下部长英质旋回岩石, SiO_2 为 $(72 \pm 1)\%$, Zr 为 $(170 \pm 4) \times 10^{-6}$; 上部长英质旋回岩石, SiO_2 为 $(73.4 \pm 0.5)\%$, Zr 为 $(190 \pm 10) \times 10^{-6}$; 白色流纹岩穹丘, SiO_2 为 $(84 \pm 2)\%$, Zr 变化于 $317 \times 10^{-6} \sim 517 \times 10^{-6}$ 间。三者 REE 配分型式类型, 均为 LREE 富集型 (图 6), 证明三者间存在明显的成因联系。自下部旋回英安流纹岩到最终就位的高硅流纹岩穹丘, SiO_2 含量增加, 而 Al_2O_3 、 K_2O 、 Na_2O 含量降低, 符合正常的岩浆结晶分异趋势。它们构成的结晶分异线, 显示典型的钙碱性岩浆分异演化轨迹 (图 5b)。

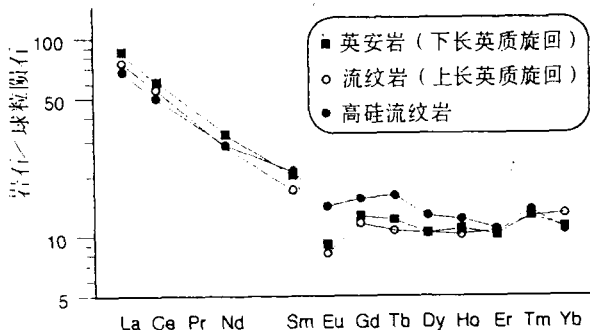


图 6 岷村矿床长英质岩系 REE 配分型式

Fig. 6. Chondrite-normalized REE patterns of felsic rocks in the Gacun deposit.

4 岩石蚀变过程中的物质变化

由于 Zr、Al、Ti 等在岩石蚀变过程中的相对稳定性, 因此, 在不活泼元素点图 (如 Zr-Al, Zr-Ti) 中, 同成分的不同蚀变岩石构成的蚀变线, 与轻微蚀变岩石构成岩浆分异线的交点, 可确切地代表蚀变前的原岩成分。

岩石蚀变引起的物质变化, 实际上是蚀变岩石与其原岩间的组分含量差异。如果蚀变前原岩成分一定, 那么, 蚀变岩的不活泼元素 (如 Zr) 被原岩中的不活泼元素 (Zr) 标准化, 利用 $\text{Zr}_{\text{原岩}}/\text{Zr}_{\text{蚀变岩}}$ 因子重新调整活泼元素含量, 可得到实际的蚀变岩石成分, 其与原岩成分差异便为蚀变过程中的物质变化, 即:

$$\text{物质变化} = \text{原岩成分} - \text{蚀变岩成分} \times (\text{Zr}_{\text{原岩}}/\text{Zr}_{\text{蚀变岩}})$$

在岷村矿区, 上下两旋回的蚀变火山岩分别构成两条近于平行的蚀变线 (图 5b), 它们与分异线的交点给出这两大旋回的原岩 Zr 含量, 分别为 190×10^{-6} 和 175×10^{-6} , 与最轻微蚀变岩石的 Zr 含量大体相当 (表 1), 由此估算的蚀变原岩及其蚀变过程中的物质变化见表 2。

在石英-钡冰长石蚀变带, 最重要的物质变化是 SiO_2 和 K_2O 加入岩石, Na_2O 和 CaO 淋出岩石, 与日本黑矿蚀变岩筒组分得失基本类似^[13,14], 反映了斜长石的分解和石英-冰长石的形成。Ba 和 K 的行为类似, 加入岩石, 但 Ba 的加入量大于 K, 导致了钡冰长石的形成。全 Fe 加入岩石为该蚀变带的另一物质变化特征, 反映了黄铁矿化与硅化密切伴生。

在绢云母-石英蚀变带, SiO_2 、 K_2O 、Ba 加入岩石, 但加入程度减少, Na_2O 和 CaO 没有明显变化, 全 Fe 和部分金属元素有所损失 (表 2)。

绿泥石化 (绿帘石) 化带的物质变化别具特色, SiO_2 明显损失 (13%), MgO 和 CaO 加入岩石, 而少量 Na_2O 和 K_2O 淋出岩石 (表 2)。Cu、Pb、Zn 以中等量加入岩石, 反映了蚀变

表 2 呷村矿区长英质岩系代表性物质成分(%)和微量元素(10^{-6})变化Table 2. Representative mass composition (%) and trace element (10^{-6}) changes of felsic rocks in the Gacun ore district

样号	下长英质旋回			上 长 英 质 旋 回											
	G7-3	G-8	G11-1	G12	G11-4	G11-3	G-20	G14	G-13	G-15	G-22	G-23	G-24	M-24	M-25
SiO ₂	18.47	17.27	-3.32	-7.26	-20.12	14.82	28.79	274.12	60.97	122.65	563.17	409.79	742.24	244.36	57.76
TiO ₂	0.01	0.02	0.00	0.19	0.02	0.03	0.08	0.40	0.03	0.24	0.03	-0.06	0.20	0.26	0.04
Al ₂ O ₃	1.46	0.70	-1.13	2.62	-2.06	2.11	2.96	27.46	5.18	12.93	29.47	38.70	51.81	26.60	6.55
Fe ₂ O ₃	-1.22	0.63	0.42	2.94	0.75	1.50	-0.44	8.85	1.28	4.85	2.55	11.60	6.50	3.23	-0.80
MnO	-0.01	0.02	-0.01	0.00	-0.01	0.01	0.04	0.24	0.14	0.10	-0.01	-0.03	-0.03	0.13	0.01
MgO	-0.02	0.03	-0.01	1.50	0.57	0.36	0.09	0.95	-0.05	1.42	3.70	5.99	-0.07	0.40	0.81
CaO	-1.58	-0.24	-0.02	1.02	0.57	0.06	0.03	0.38	0.03	1.93	-0.16	-0.10	-0.16	0.29	0.22
Na ₂ O	0.07	0.29	-0.06	-0.14	-1.40	0.13	2.25	-3.15	-1.01	-3.16	-3.56	-3.29	-1.90	-2.47	2.70
K ₂ O	1.13	-0.62	-0.50	-0.99	-0.16	1.12	0.15	30.43	8.04	15.72	8.40	12.94	14.88	24.04	-0.75
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	0.41	0.06	-0.01	-0.04	-0.04	-0.04	0.25	-0.01
总和	18.29	19.12	-4.52	0.00	-20.17	20.25	35.33	344.96	75.93	156.76	603.70	475.76	850.00	304.26	69.64
Cu	1.8	-14.2	3.3	7.7	-17.9	-10.6	-17.9	-5.7	-3.2	31.2	1265.0	4544.5	4294.2	1.8	-8.1
Pb	-9.7	3.3	18.8	2.3	-31.0	-14.1	-31.0	85.3	11.9	280.0	2666.3	14084.9	30832.6	101.6	23.7
Zn	-21.6	16.8	18.2	89.3	-35.1	27.5	-35.1	121.4	23.2	82.3	620.8	3773.0	10200.2	88.4	-10.3
Ba	217.8	-50.6	-24.7	244.4	78.0	226.5	2666.9	-178.2	872.3	7262.5	49343.6	44919.2	324457.1	8770.6	501.2
Rb	28.1	-21.9	-9.7	25.2	10.0	50.9	-101.8	-101.8	-72.9	321.8	510.4	738.8	392.2		
Sr	-52.4	-28.4	-4.3	6.0	10.7	29.3	-38.8	231.0	4.1	132.4	158.4	-68.7	822.0		
Ga	-0.1	-15.7	-1.7	0.8	-17.3	1.9	-17.3	-17.3	-17.3	27.6	251.5	989.7	1747.8	-17.3	-17.3
Y	-11.6	-1.4	-2.7	0.8	-10.7	-2.0	-11.1	-28.5	-2.8	-15.7	-14.4	-28.5	-23.5	-28.5	-28.5
Th	0.7	-0.3	-1.3	4.9	3.2	6.3	-12.5	19.9	5.7	19.4	65.0	26.1	91.1	-12.5	0.3

岩筒根部硫化物矿化特征。

下部火山旋回的物质变化量较小，重要的物质变化是 SiO_2 和 Na_2O 加入岩石， CaO 带出岩石，反映了低温海水-岩石反应和热液蚀变中斜长石的溶解和钠长石的形成。金属元素在蚀变岩筒附近以中等量加入岩石，远离蚀变岩筒，则被海水轻微淋滤。

图 7 展示了不同蚀变带单个蚀变样品的 Cu、Pb、Zn 物质变化。应用蚀变岩筒范围内 256

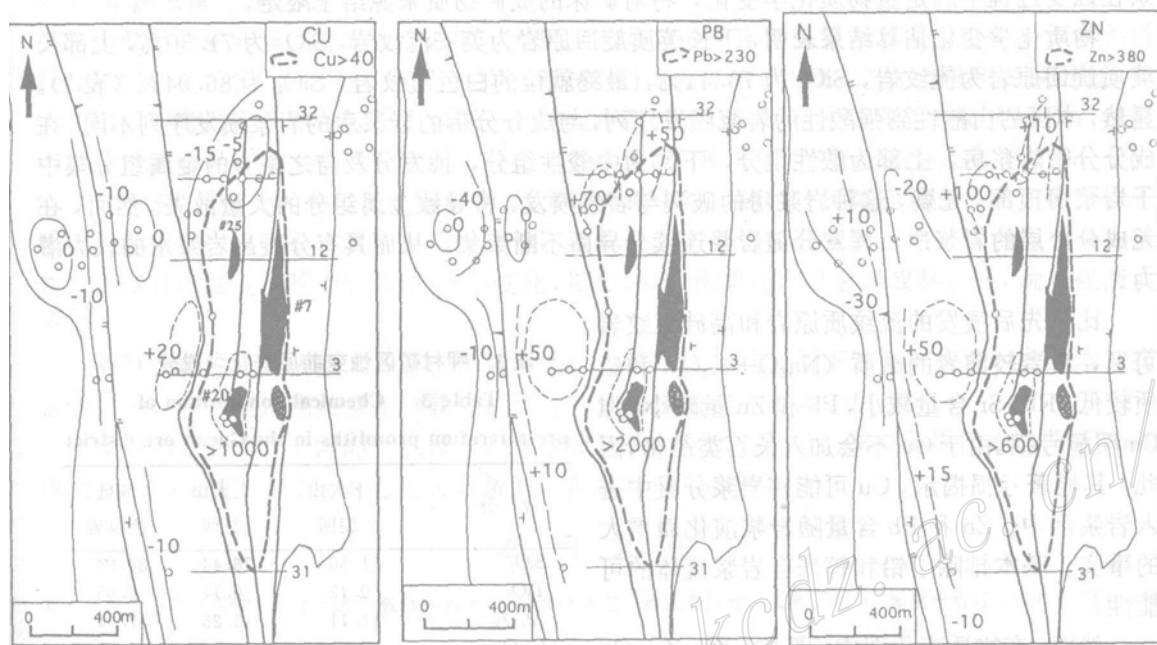


图 7 呷村矿区长英质岩系蚀变过程中的 Cu、Pb、Zn 物质变化图

图中曲线根据元素在蚀变过程中产生的物质变化估算量圈定。#7、#20、#25 分别为 7 号、20 号和 25 号矿体；图中横直线为勘探线，数字为勘探线号；圆圈为采样点。其它图例同图 4

Fig. 7. Schematic geochemical map showing mass changes in Cu, Pb and Zn during the hydrothermal alteration of felsic rocks in the Gacun ore district.

Curves were drawn on the basis of mass change estimates of elements in the process of alteration. #7, #20 and #25 stand respectively for No. 7, No. 20 and No. 25 orebody; transverse lines are exploration lines, with numerals representing their numbers; circles are sampling points. Other symbols as for Fig. 4.

件不含矿的长英质岩石加权平均成分和蚀变前原岩成分，估算了整个蚀变岩筒内岩石的平均物质变化。由图可见几点重要事实：① 蚀变岩筒内的岩石，平均获得 $37 \times 10^{-6}\text{Cu}$ 、 $230 \times 10^{-6}\text{Pb}$ 和 $380 \times 10^{-6}\text{Zn}$ 。最大的物质变化出现在石英-钠长石蚀变核（参见图 4），约 $1000 \times 10^{-6}\text{Cu}$ 、 $2000 \times 10^{-6}\text{Pb}$ 和 $600 \times 10^{-6}\text{Zn}$ 在热液蚀变中加入到蚀变岩筒内的单个岩石中（图 7）；② 远离蚀变岩筒，岩石或损失或获得少量金属元素。在区域蚀变岩石中，不足 $10 \times 10^{-6}\text{Cu}$ 和 $40 \times 10^{-6}\text{Pb}$ 被淋滤。Zn 变化不定，变化量很小；③ Ba（略去）类似与 Cu、Pb、Zn，亦大量地加入到蚀变岩筒中。远离蚀变岩筒，Ba 亦不显示明显的亏损。

5 讨论

5.1 成矿物质来源

黑矿型矿床的成矿物质 (Cu、Pb、Zn、Ba 等) 来源, 有两种不同观点: ① 来自海水淋滤的长英质火山岩系^[18]; ② 来自 (至少部分) 高位岩浆房的岩浆流体^[19~21]。岬村矿区长英质岩系在蚀变过程中的定量物质化学变化, 将对矿床的成矿物质来源给予限定。

物质化学变化估算结果表明, 下长英质旋回原岩为英安流纹岩, SiO_2 为 71.50%, 上部长英质旋回原岩为流纹岩, SiO_2 为 76.44%, 最终就位的白色流纹岩, SiO_2 为 86.04% (表 3)。显然, 本区的由酸性到强酸性的岩浆喷发序列, 与成分分带的岩浆房的岩浆喷发序列不同。在成分分带岩浆房, 上部为酸性组分, 下部为中性组分, 挥发分及与之络合的金属组分集中于岩浆房顶部。无疑, 这种岩浆房的破裂与岩浆喷发, 将导致金属组分的大量散失。然而, 在无成分分层的岩浆房, 挥发分随岩浆连续分异而不断聚集, 从而具有分凝出岩浆水的较大潜力。

比较先后喷发的流纹质原岩和高硅流纹岩可见, 后者较前者的碱质 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) 和铝质较低, Rb、Sr 含量较小, Pb 和 Zn 量较小, 但 Cu 明显亏损。由于 Cu 不会加入长石类晶格, 因此, 其显著亏损揭示, Cu 可能在岩浆分凝中进入岩浆水中。Zn 和 Pb 含量随岩浆演化而增大的事实, 基本排除了铅和锌来自岩浆流体的可能性。

然而, 在物质变化图中 (图 7), Pb、Zn、Cu 强烈地加入蚀变岩筒内, 并在其核部形成脉状-网脉状矿体。在蚀变岩筒外围, 部分岩石出现轻微亏损, 暗示 Cu 可能部分淋滤自长英质岩系。Pb 和 Zn 在蚀变岩筒外围有较大的变化量, 远离蚀变岩筒, Pb 和 Zn 明显亏损, Pb 的亏损量高达 40×10^{-6} , 而 Zn 则高达 30×10^{-6} (图 7), 证明矿床下盘的长英质岩系, 在水-岩反应中可能提供了大量 Pb 和 Zn 物质。

5.2 热液运移轨迹

热液流体在其通过火山岩系向海底排泄过程中, 必与其周围岩石发生反应, 留下其遗迹。因此, 水-岩石反应引起的物质化学变化则可准确地圈定热液运移轨迹。图 7 圈定了三个物质明显变化区: 一个处于 20 号矿体附近, 并将其

围限, Cu、Pb、Zn 变化量分别高达 1000×10^{-6} , 2000×10^{-6} 和 600×10^{-6} 。20 号矿体以脉状-网脉状矿体为特征, 绕其发育石英-钼冰长石蚀变核和液爆角砾岩筒, 表明这个成矿物质强烈富集区标志着热液流体的主干喷射通道和喷口。第二个物质显著变化区位于 25 号矿体北侧,

表 3 岬村矿区蚀变前原岩化学成分 (%)

Table 3. Chemical composition of pre-alteration protoliths in the Gacun ore district

成 分	下火山 旋回	上火山 旋回	高硅 流纹岩
SiO_2	71.50	76.44	86.04
TiO_2	0.12	0.14	0.05
Al_2O_3	14.11	15.25	7.34
Fe_2O_3	2.04	1.30	0.85
MnO	0.05	0.04	0.01
MgO	0.15	0.18	0.13
CaO	1.79	0.18	0.23
Na_2O	4.39	4.08	1.17
K_2O	4.13	4.15	1.84
P_2O_5	0.03	0.05	0.01
总和	98.34	101.80	99.54
Cu (10^{-6})	19.2	14.2	3.00
Pb	23.9	10.5	51.90
Zn	27.7	15.4	52.90
Ba	698.0	664.0	217.40
Rb	98.6	111.7	64.70
Sr	186.1	112.7	61.10
Y	26.2	32.3	33.23
Th	11.5	13.8	30.50

注: 高硅流纹岩成分取自最轻微蚀变的高硅流纹岩, 基本接近其原岩成分。其它两火山旋回的原岩根据物质变化计算结果

矿体产于上部长英质旋回的下部岩系, 绕其发育绿泥石化带, 空间位置与物质显著变化区吻合, 因此, 该区代表了形成 25 号矿体的热液流体补给通道。第三个物质显著变化区出现于下长英质旋回的英安质-流纹质岩系, Cu、Pb、Zn 富集量分别为 20×10^{-6} , 50×10^{-6} 和 50×10^{-6} 。富集区外围, Cu、Pb、Zn 要么基本不变 (如北侧), 要么略有变化 (变化量 $< 15\%$), 该区附近的岩石发生强烈绿帘石化, 并发育众多绿帘石-硫化物脉系, 揭示该区标志着源自深部的热液流体经过下部长英质岩系的运移通道。

5.3 矿床预测应用问题

为取得找矿突破, 提高找矿效益, 发展快速高效的矿床定位技术已成为当代矿床学和科技找矿的研究内容。以往的矿体定位技术多限于物化探方法, 然而, 经常会遇到诸多问题, 如物化探异常乃至无异常区发育矿床, 而物化探高异常区却无矿床。我们的研究表明, 在岩石蚀变过程中, 某些主要的元素加入岩石体系 (如 Si、K 等), 往往使某些元素 (如 Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg 等) 浓度被“稀释”, 使分析结果中给出的上述元素含量变低, 从而掩盖了岩石或地质体本身的真正异常, 反之亦然。我们认为, 要切实区分真正的异常与假异常, 首先应了解岩石蚀变过程中的物质-化学变化, 圈定物质-化学变化显著区或异常区, 确定热液活动区。

由于成矿热液流体在其迁移、停留和成矿过程中, 必然会留下其应有痕迹, 应用本文提出的方法, 有可能追溯热液运移轨迹, 确定热液排泄通道和矿体定位空间。

本研究得到“日本国际产业技术研究事业”基金资助。研究工作中得到日本地调所 Aoki 博士、Takagi 博士和 Natio 先生大力帮助, 在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 侯增谦和莫宣学. 三江地区义敦岛弧构造-岩浆演化历史. 青藏高原地质文集, 北京: 地质出版社, 1991, (21): 153~165
- 2 徐明基, 付德明等. 四川呷村银铅锌矿床. 成都: 成都科技大学出版社, 1993, 1~180
- 3 侯增谦. 川西呷村黑矿型含金富银多金属矿床成矿流体的化学和热演化与成矿过程. 矿床地质, 1991, 10 (2): 313~324
- 4 叶庆同, 胡云中和杨岳清等. 三江地区区域地球化学背景和银金铅锌成矿作用. 北京: 地质出版社, 1992, 1~280
- 5 侯增谦等. 三江地区义敦岛弧构造-岩浆演化与火山成因块状硫化物矿床. 北京: 地震出版社, 1995
- 6 Franklin J M, Sangster D F, Lydon J W. Volcanic-associated massive sulfide deposits. Econ. Geol., 1981, 75th Ann. Vol.: 485~627
- 7 Lydon J W. Volcanogenic massive sulfide deposits, Part 1: descriptive model. Geosciences Canada, 1984, 11 (1): 195~202
- 8 Lydon J W. Volcanogenic massive sulfide deposits, Part 2: genetic model. Geosciences Canada, 1988, 15 (1): 43~66
- 9 Barrett T J, MacLean W H. Chemical, mass, and oxygen isotope changes during extreme hydrothermal alteration of an Archean rhyolite, Noranda. Econ. Geol., 1991, 86 (4): 406~414
- 10 Hou Z. Tectono-magmatic evolution of the Yidun island-arc geodynamic setting of Kuroko-type sulfide deposits in Sanjiang Region, China. Resource Geology, Special Issue, 1993, 17: 336~350
- 11 Hou Z, Mo M. Geology, geochemistry and genetic aspects of Kuroko-type volcanogenic massive sulfide deposits in Sanjiang Region, Southwestern China. Explor. Mining Geol., 1993, 2 (1): 17~29
- 12 Urabe T, Sato T. Kuroko deposits of the Kosaka mine, Northeast Honshu, Japan—products of submarine hot springs on Miocene seafloor. Econ. Geol., 1978, 73 (1): 161~179
- 13 Utada M. Hydrothermal alteration related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations in Japan. Mining Geology, Spec. Issue, 1980, 8: 67~83
- 14 Date J, Watanabe Y, Sakei Y. Zonal alteration around the Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefecture, Japan. Econ. Geol., 1983, Mon., 5: 365~386
- 15 Helgeson H C. 1969, Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Am. Jour. Sci., 1969, 267: 729~804
- 16 MacGreehan P J. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec; a geothermal model for massive sul-

- fide genesis. Canadian Jour. Earth Sci., 1978, 15 (4): 551~570
- 17 MacLean W H. Mass change calculations in altered rock series. Mineralium Deposita, 1990, 25 (1): 44~49
- 18 Pisutha-Arnond V, Ohmoto H. Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko district of Japan. Econ. Geol. 1983, Mon. 5: 523~558
- 19 Hou Z, Mo X, Urabe T. The double-diffusion convective hydrothermal system beneath massive sulfide ores in the Gacun Kuroko-type deposit, Southwestern China. Earth Science, 1996 (in press) .
- 20 Urabe T. Kuroko deposit modeling based on magmatic hydrothermal theory. Mining Geology, 1987, 37 (1): 159~176
- 21 Urabe T, Marumo K. 1991, A new model for Kuroko-type deposits of Japan. Episodes, 1991, 14: 246~251

HYDROTHERMAL ALTERATION OF ORE-BEARING VOLCANIC ROCKS AND MASS CHEMICAL CHANGE IN THE GACUN KUROKO-TYPE DEPOSIT, WESTERN SICHUAN

Hou Zengqian

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

T. Urabe

(Geological Survey of Japan)

Key words: Gacun kuroko-type deposit, hydrothermal alteration, mass chemical change

Abstract

The Gacun kuroko-type deposit in western Sichuan is distributed in the inter-arc rift zone within the Triassic Yidun island arc and occurs in the upper part of the rhyolitic volcanic rocks in bimodal suite. Alterations in the ore district include mineralizing hydrothermal alteration and regional low-temperature alteration. The former has formed an altered pipe around the stockwork ore (Silica ore) and exhibits obvious alteration zoning; from the inner part outward, there exists gradual change from the quartz-adularia zone to the sericite-quartz zone, and from the lower part upward, the change is progressively from the chlorite zone to the quartz-sericite zone. The inert trace element method was employed to restore protolith composition of the ore-bearing rocks and make quantitative estimation of mass chemical change caused by alteration. Protoliths included dacite rhyolite, rhyolite and high-silica rhyolite. With the evolution of magma towards strong acidity, lead and zinc increased, and copper was obviously depleted, implying that copper might have entered magmatic fluids. In the altered pipe, copper, lead and zinc are remarkably concentrated; distant from the altered pipe, copper is somewhat depleted, and lead and zinc are obviously depleted, indicating that lead and zinc in ore-forming substance were mainly derived from acid volcanic rocks which had suffered hydrothermal metasomatism and leaching. According to mass change of altered rocks, the authors outlined mass change of altered volcanic rocks in the Gacun ore district. The method that accurately traces the migration focus of hydrothermal fluids to outline orebodies is proposed on the basis of the calculation of mass change of the altered volcanic rocks.