

与岛弧有关的浅成低温热液金矿床

浅成低温热液矿床是在地壳上部几 km 金矿资源的主要来源,正如 Sillitoe (1993) 所述,无论何处,大型浅成低温热液金矿带的金产量从 200~1 000 t。这类矿床的金品位变化大,达 2 个数量级, Round 山全采矿石品位仅 1×10^{-6} , 而 Hishikari 的囊状富矿石 ($>32 \times 10^{-6}$) 的金品位约为 60×10^{-6} 。与斑岩型铜-金矿床和夕卡岩矿床相同,浅成低温热液矿床在大陆和大洋岛弧构造背景下都有产出。这类矿床主要环绕在太平洋边缘分布,产于中白垩世或更新的岛弧地区。其他重要矿床与欧洲南部(如希腊,罗马)的 Alpine 事件有关,或者产于局部保留的晚古生代冈瓦纳(如昆士兰的东北部)和古特提斯(如中亚的天山)岛弧的浅层残余物。浅成低温热液金矿床又可以被分为低硫化和高硫化作用矿床 2 个亚类,地表附近的低硫化矿床又被表述为热泉型。

1 特征

浅成低温热液金矿床被作为岩浆驱动的地壳浅部 1~2 km 深度热液对流系统的产物 (Berger 和 Eimon, 1983; Henley, 1991)。因此,空间上与火山岩组合和下伏斑岩体系的共存是该类矿床的突出特征。不同比例的来自浅部岩浆房的流体和大气降水热液作用导致了这种背景下的矿床形成。矿物沉淀的温度范围在 100~300 °C 之间, Au/Ag 值变化大。尽管横向构造在成矿过程中并不重要 (Sillitoe, 1993), 但一些地区发现矿床在空间上与重要横断构造有关 (Henley, 1991)。火山地体现代活动的含 Au 热液系统(如 Matsukawa, Broadlands, Salton Sea) 被公认为浅成低温热液金矿床(表 1) 成矿的模式。

与高硫化作用(酸性硫酸盐,明矾石-高岭石)体系相比,低硫化作用(或冰长石-绢云母)体系的特征多变 (Hayba 等, 1985; Heald 等, 1987; White 和 Hedenquist, 1995; Hedenquist 等, 1996)。低硫化矿床的典型特征是位于次火山侵入体的旁侧,成矿流体主要为低盐度大气水。火山岩环境中成群的开阔空间中的脉体或网脉赋存着金矿石,常伴有黄铁矿、辉银矿、砷黝铜矿/砷铜矿、毒砂、锑化物及贱金属硫化物。特征矿石结构为角砾岩,

条带状和皮壳状脉体,晶簇充填的空洞等。在许多沉积岩占主导地位的地体中,雌黄、雄黄、辰砂、辉锑矿是较常见的硫化物矿物相。伴随广泛的石英-玉髓,冰长石和方解石大量发育,这是由于近中性的热液流体被围岩所缓冲的结果。在成矿侵入体附近的富冰长石组合中,常见伊利石;随距离增大,沿流体冷却和通向地表的方向,伊利石减少,蒙脱石增多 (White 和 Hedenquist, 1995)。当有沸腾发生时,蒸汽向上部地表逃逸,导致蚀变特征与高硫化矿床相似。

相反,高硫化体系以岩浆流体为主 (White 和 Hedenquist, 1995)。在这些矿床中,绝大部分金矿体并不赋存在不连续的脉体中,而是存在于火山岩中的交代带内,或者浸染于渗透性好的岩石中。如 Hedenquist (1995) 所述,这些金属带发育于氧化的岩浆流体向上覆潜水面释放排泄的通道中。最后的酸性水 ($\text{pH} \leq 2$) 淋滤围岩,留下大量多孔的硅酸盐残余物,在附近围岩中有高岭石、明矾石、叶腊石/硬水铝石、重晶石等组合。黄铁矿、硫砷铜矿和四方硫砷铜矿是孔状 SiO_2 的常见共存矿物;许多贱金属矿物和砷黝铜矿/砷铜矿在金属矿物组合中也常见到。大型高硫化作用矿床位于地壳浅部,产在高透水性的熔结凝灰岩以及其他类型的凝灰岩和湖泊沉积物中 (Sillitoe, 1999)。

2 成矿作用的构造岩浆背景

浅成低温热液金矿床和含 Au 斑岩矿床一样,常位于相同构造背景下,环太平洋地区尤其如此。环太平洋的洋弧和陆弧地区都发现了金属成矿的岩浆体系。依赖于热状态,浅成低温热液矿床可以形成在岛弧生长期间(如欧洲南部,安第斯山,马利亚纳群岛, Sunda 岛弧)或碰撞后热事件(如伊朗东北部,巴布亚新几内亚, Cripple Creek)。在这 2 种情况下,矿床集中形成在会聚板块边缘的弧后地区或在岛弧本身的浅部火山岩部分。有关地壳的类型和厚度多变,但相关岩浆作用却都是钾质的(即相关火成岩中 $\text{K} > \text{Na}$)。

钾质火成岩较年轻,层序上侵位于地壳浅部,而且与非钾质的火成岩相比,其喷发于离活动海沟较远的陆地方向;低钾拉斑玄武岩和钙碱性火成岩

表 1 部分大型浅成低温热液金矿床

地 区	构 造	矿 床	硫化作用	储量/t ¹⁾	品位/10 ⁻⁶	成矿年龄/Ma	参 考 文 献	
陆	安第斯山脉	俯冲角度变化的陆弧	Yanacocha	高	870	1.03	≤15	Sillitoe (1995 ,1999)
			Pierina	高	310	2.8		
			ElIndio	高	300	6.6		
			Pascua	高	340	1		
			La Coipa	高	95	1.37		
			Cerro Vanguardia	低	95			
			Orcopampa 地区	低	12			
			Kori Kollo	低	156	2.26		
	美国西部	板块下沉过程弧后陆壳伸展	Cripple Creek	低	780	23	≤30	Sillitoe (1999)
			Summitville	高	15	1.6		
			Round Mountain	低	310	1.2		
			Goldfield	高	160	10.5		
			Comstock	低	280	14.6		
			McLaughlin	低	110	4.7		
俄罗斯东北部	板块下沉过程中弧后陆壳伸展	Kubaka	低	80	25	105~70	Abzalov (1999)	
		Karamken	低	34				
		Julietta	低	22	20			
华南褶皱带	陆缘碰撞后伸展	紫金山	高	9	5	约 100	So 等 (1998)	
区	欧洲南部的地中海	复合微陆块的碰撞,可能伴随岩石圈拆离导致的局部伸展作用	Sacaramb	低		2~100	中新世?	Mitchell (1996) , Foster (1997) , Alderton 和 Fallick (2000)
			Chelopech	高	193	>4		
			Bor	高	44	0.4		
			Lahoca	高	50	2.1		
			Telkibanya	低				
			Rodalquilar	高	10	7 ?		
	中 亚	弧后地区大陆碰撞区	Kochbulak	高	125	13.4	晚古生代	Islamov 等 (1999) , Moralev 和 Shatagin (1999) , Rui 等 (2001)
			Kairagach	高	63			
			Shkol'noe	低	9	9.04		
			Xitan	高	15	7		
			Axi	低	112	5.8		
	澳大利亚东部和褶皱带	沿陆缘分布的弧后伸展作用	Cracow (Golden Pleateau)	低	30	0.5~4.3	石炭纪—二叠纪	Perkins 等 (1995) , Corbett 和 Leach (1998)
			Kidston	低	130	1.25~1.58		
Pajingo			低	12	9.9			
大 洋 岛 弧	太平洋西南部	大洋岛弧	Ladolam	低	>600	3.5	≤10	Corbett 和 Leach (1998) , White 等 (1995) , Sillitoe (1988 , 1993 , 1995) , Tan (1991)
			Porgera	低	>550	4.7		
			Lepanto	高	>120	3.5		
			Chinkuashih	高	92	4.6		
			Wafi	高	60	0.6		
			Hishikari	低	250	55		
			Emperor	低	>150	10		
			Martha Hill	低	>150	2.0~3		
	加勒比海	大洋岛弧	Pueblo Viejo	高	>700	3.0? 4	130	Kesler 等 (1981)
	弧	澳大利亚东部拉克兰褶皱带	增生岛弧	Peak Hill	高	>9	0.5~2	奥陶纪
				低	22	2.8	晚三叠—早侏罗世	Goldfarb 等 (1999)
加拿大西部		增生岛弧		低	70	7		
			俄罗斯乌拉尔山脉南部	增生岛弧	Bereznjakovskoje 金矿带	低	50~100	>3
加拿大东部 Avalon 地体	增生岛弧	Hope Brook	高	45	2.5	元古末期	Dube 等 (1998)	

1)储量指已开采和未开采的和数。

等非钾质火成岩则靠近陆缘。这些特征共同指示了钾质岩浆形成于沿 Benioff 带的较深部位 (Mueller 和 Groves, 2000)。Sillitoe (1997) 已经很详细地报道了环太平洋地区的钾质火成岩和浅成低温热液金

矿床之间的关系,他指出该地区近 20% 的大型浅成低温热液矿床与橄榄安粗岩和碱性钾质火成岩有明显的联系,但这类岩石仅占环太平洋地区所有火成岩的 3%。不再活动的、已沉没的板片的碰撞后

部分熔融作用能够氧化地幔硫化物并使 Au 释放到正在演化的钾质岩浆中, 这种构造背景对于成矿可能具有决定性意义 (Sillitoe, 1997)。

如 Mueller 和 Groves (2000) 所指出的那样, 浅成低温热液金矿床的构造分类目前还有很多不清楚的地方。主要的共识是地壳浅部地温增高, 使岩浆和流体进入到近地壳环境。这与造山型金矿床形成鲜明对照, 后者产在更深的地壳层次, 具有更典型的地热梯度。浅成低温热液金矿床的产出表明岛弧和弧后位置的地热梯度确实很高。

3 大陆火山弧

安第斯山脉是论证最充分的大陆环境下与火山弧有关的浅成低温热液金矿的典型例子。在岩浆弧环境, 许多重要浅成低温热液金矿床是在过去 15 Ma 中形成并保存下来的, 这些矿床包括了高硫化体系的 Yanacocha (秘鲁, 金 896 t), Pierina (秘鲁, 金 320 t), El Indio (智利, 金 320 t), Pascua (智利, 金 352 t), Cachi Laguna (玻利维亚) 和 Nevados de Famatina (阿根廷) 等矿床。一般低硫化矿床的金储量低于高硫化矿床, 低硫化矿床在安第斯山脉中也有广泛分布, 包括 Cerro Vanguardia (阿根廷, 金 100 t), Orcopampa (秘鲁) 和 Kori Kollo (玻利维亚, 金 160 t)。Kay 等 (1999) 指出许多矿床形成于安第斯期岩浆作用的低谷阶段, 属于与地壳增厚和区域抬升有关的挤压变形高峰期。与基于俯冲带变浅的模型相反, 其他学者将浅成低温热液活动与俯冲角度从平缓变陡峭和正常有关, 例如 Nazca 板块 (James 和 Sacks, 1999)。这就会发生由岩浆底侵作用引起的热软流圈流体的加入和地壳增厚, 同时伴随着岛弧岩浆作用, 抬升作用, 热液活动的向西迁移。尽管 Nazca 板块和金矿脉之间的确切时间关系仍未定论, 但安第斯山脉的浅成低温热液金矿床却无疑是弧期浅侵位岩浆作用的产物。

相反, 美国西部的高硫化和低硫化浅成低温成矿作用与弧后期的大陆岩浆活动有关。越接近大洋, 主要浅成低温热液系统明显变年轻, 成矿年龄从科罗拉多成矿带的 30 Ma (如 Cripple Creek, 金 800 t), 经科罗拉多西部至内华达中部成矿带的 25~20 Ma (如 Summitville, Round 山脉, 金 320 t, Goldfield, 金 128 t), 内华达西部的 14 Ma (如 Comstock, 金 288 t), 到沿圣安德烈斯断裂带最近几个 Ma 形成的矿床 (如 McLaughlin, 金 112 t)。所有这些金矿都是在 120~80 Ma 的岛弧岩浆作用,

Laramide (80~50 Ma) 基底抬升以及相关弧地区的前陆盆地形成之后而形成的 (Burchfiel 等, 1992)。它们与现今落基山脉抬升后的 Farallon 板片下沉, 伸展构造作用向陆缘的后退迁移, 以及早中新世圣安德烈斯转换断层系统的开始活动等都有广泛联系。因此, 这些矿床形成于科迪勒拉弧主要岩浆作用结束至少 50 Ma 以后, 位于中生代陆缘弧的两侧。

可能但还不确定的是, 有重要意义的北美南部浅层次安第斯式 (Andean-style) 浅成低温热液型金矿床形成时间较早, 为中生代; 在 Sierra 岩基和 Klamath 山脉的大部分地区, 主要出露较深地壳层次的矿床。再往北数十 km, 为始新世内陆-陆缘岩浆弧区 (从 Cascades 到 Coast 岩基), 年龄约为 50 Ma 的浅成低温热液金矿床形成于科迪勒拉北部的弧后伸展环境, 介于华盛顿北部 (如 Republic) 和育空南部 (如 Mount Skukum/Wheaton River) 之间。

俄罗斯远东地区和中国东南部是空间上与浅成低温热液金矿床有关的其他环太平洋中生代大陆火山弧区。在这 2 个地区, 矿床形成似乎与被保存的太平洋和浅层次弧岩浆作用有密切的时间联系。在俄罗斯的东北部, 高硫化和低硫化金矿床 (如 Kubaka, Karamken, Julietta 等) 广泛分布在 105~70 Ma 的 Okhotsk-Chukotka 火山弧内 (Leier 等, 1997; Goryachev 和 Edwards, 1999; Abzalov, 1999)。长>3 500 km 较窄的钙碱性岛弧可能与其下部的板片回撤和俄罗斯最东部增生的中生代大洋地体内的伸展作用有关 (Rubin 等, 1995)。所以, 浅成低温热液金矿床与狭窄的岛弧 (如安第斯山内) 有关, 但它们滞后于主要的碰撞构造作用期, 比如北美盆地省。这再一次强调了大陆浅成低温热液金矿床伴随浅而高温的地壳体制, 而不是简单的空间或时间上的构造背景。

沿着中国东南部海岸的褶皱带, 分布着约 1 000 km 长的 NNE (原文手稿误为 NNW, 校者注) 晚燕山期 (主要为早白垩世) 成矿省。尽管在中国许多地区, 浅成低温热液金矿床并不太发育, 但在大多数海岸地区却广泛发育浅成低温热液型金矿; 产量为 9.6 t 的紫金山高硫化型金矿是最大的此类矿床。浅成低温热液矿床位于沿长江下游分布的具有重要经济价值的斑岩和夕卡岩 Cu-Fe-Au-Mo 矿床的南部 (Pan 和 Dong, 1999), 而且很可能该地区也具有寻找其他浅成低温热液金矿床的前景。浅成低温热液矿床产于 146~87 Ma 的钾质、钙碱性火成岩, 这些火成岩是侵位于新元古代和更年轻围岩内的碰撞后地壳伸展作用的产物 (Li, 2000); 该

成矿背景与美国盆岭省渐新世—中新世矿床成矿背景具有可比性。

欧洲南部从西班牙延伸到保加利亚的近地中海地区 (peri-Mediterranean) 一直是近 5 000 年来浅成低温热液金矿床的重要产地; 在该成矿带的东边, 从罗马尼亚的 Apuseni 山脉南部到保加利亚的 Dri-na-Rhodope 岛弧 (Mitchell, 1996) 和希腊北部, 已产金 2 240 t (Foster, 1997)。重要高硫化和低硫化矿床有 Chelopech (保加利亚, 金 201.6 t), Bor (Serbia, 金 268.8 t), Lahoca (匈牙利, 金 48 t), Telkibanya (匈牙利) 和 Rodalquilar (西班牙)。最近, 在 Sardinia 和 Tuscany 新发现了其他浅成低温热液金矿省 (Lattanzi, 1999)。分布在 Carpathian-Balkan 地区的金矿床形成于晚渐新世—中新世的地壳较浅部位, 同时伴随着广泛的钾质、钙碱岩岩浆作用。总体而言, 金成矿构造背景复杂 (Neubauer 等, 1997) 且难于概括, 成矿作用发生于阿尔卑斯陆-陆碰撞的主碰撞 (40 Ma) 之后, 继后发生一系列微陆块碰撞、成弧 (arc-forming) 事件和缝合带伸展, 代表了该地区渐新世之后的穿时性构造作用历史, 而许多构造作用由岩石圈拆沉及其诱发的软流圈浅侵位所控制 (Boorder 等, 1998)。

多数大陆背景的浅成低温热液金矿床形成于白垩纪—新生代, 古生代造山带等较老的造山带浅部局部保留时也产一些重要矿床。中亚天山的低级变质区散布着华力西期 (Variscan, 晚古生代) 的此类金矿床, 这些矿床包括乌兹别克斯坦 Chatkal-Kurama 地区的 Kochbulak (金 128 t) 和 Kairagach 矿床 (Islamov 等, 1999), 塔吉克斯坦北部 Kundjol 地区的 Shkol'noe 矿床 (Moralev 和 Shatagin, 1999), 中国新疆的西滩和阿西金矿 (Rui 等, 2001), 有些矿床空间上与重要的 Cu-Au 斑岩系统伴随。地质年代学数据表明, 金矿及其相关岩浆作用爆发于碰撞晚期到后期, 它们不属于增生岛弧的金矿系统。矿床分布于华力西期主缝合带以北, 以及相关变形和变质作用的发生, 再次指示中亚地区浅成低温热液矿床的弧后构造背景。不过, 在确定这类金矿床究竟是形成于主弧事件中还是碰撞后, 或者弧后伸展区之前, 还需要开展更多可靠而细致的研究。

与古特提斯洋相反, 古生代浅成低温热液金矿床形成于塔斯曼造山带的不同褶皱带中。尽管此造山带以重要的造山型金矿床而知名, 但其保存的浅部地壳层次却蕴藏了一些不同时代的重要浅成低温金矿。与岛弧有关的早期热液事件包括了 Lachlan 褶皱带发育过程中的 Peak Hill 奥陶纪高硫化浅成低

温热液系统 (Corbett 和 Leach, 1998)。与很多典型高硫化浅成低温热液矿床不同, 但与 Pueblo Viejo 大型浅成低温热液金矿床相似的是, Peak Hill 矿床以叶腊石组成核心带为特征, 而不是以多孔状石英组成核心带 (White 和 Poizat, 1995)。浅成低温热液矿脉与重要 Au-Cu 斑岩矿床之间存在广泛的空间、特定的时间和可能的成因联系, 例如, 贯穿新南威尔士省北部的 Cadia 山脉。一些学者 (Cooke 等, 1998) 认为与浅成金矿系统相关的弧岩浆作用形成于海洋背景, 因此代表了增生大洋岛弧环境浅成低温热液/斑岩金矿的岩浆活动, 该现象在北美北部已被识别。

塔斯曼造山带的年轻浅成低温热液矿床产于昆士兰省 Thomson 和 Hodgkinson-Broken River 褶皱带中的一个更确切的大陆构造环境 (Solomon 和 Groves, 1994), 它们与前述盆岭省第三纪低硫化浅成低温热液矿床 (美国内华达) 的许多特征相同。昆士兰的矿床也形成于大陆盆地, 与弧后伸展火山作用有关 (Henley 和 Adams, 1992)。Bowen 盆地 Cracow 矿床 (金约 32 t) 产于早二叠世旋回性火山建造, 火山岩建造经历了晚石炭世—早二叠世时期从长英质到中性火山旋回; 附近前寒武纪基底岩石中的低硫化含 Au 角砾岩岩筒 (如 Kidston 金矿 > 128 t) 也应是该热液成矿期的一部分, 但它代表着成矿样式连续统一体的更接近成矿侵入体的部分 (Corbett 和 Leach, 1998)。Drummond 盆地的热液矿床从浅成低温热液矿脉 (Pajingo, Mt. Coolon) 到热泉型矿石 (Morrison 和 Beams, 1995) 具有几乎相同的年龄, 并可能与长英质—中性火山作用同时 (Perkins 等, 1995)。随着塔斯曼造山带在晚二叠世到三叠纪时期向海洋方向的增生, 火山作用和低硫化浅成低温热液事件 (如 North Arm) 向东迁移至正在形成的新英格兰褶皱带 (Solomon 和 Groves, 1994)。

4 大洋岛弧

在西南太平洋地区, 浅成低温热液金矿床清楚地产于新生代大洋岛弧, 其中 Lihir, Porgera 和 Lepanto 矿床的金储量 320~960 t, 为超大型金矿系统。这些矿床金品位一般在 $2 \times 10^{-6} \sim 10 \times 10^{-6}$, 年龄 ≤ 10 Ma。该区许多浅成低温热液系统与斑岩型铜-金矿床有成因联系。由正向俯冲向斜向俯冲的转变是岩浆和流体定位的关键 (Corbett 和 Leach, 1998)。在该区许多矿化深成岩体的上部可很好见到高硫化矿床 (菲律宾的 Lepanto), 而低硫化矿床

则分布于岩体旁侧。然而,正是后者才最有经济价值,在西南太平洋地区钙碱性近地表火山序列中形成了大多数大储量矿床。

White 等(1995)已经详细描述了从台湾到新西兰 North Island 的浅成低温热液矿床的分布规律,大多数矿床是一大洋板块向另一大洋板块之下俯冲的最终结果。然而,许多地方也有浅成低温热液金矿床位于大洋板块俯冲到陆壳之下的上部地带,包括太平洋板块向澳大利亚俯冲而形成 Sundaland 克拉通之上的新几内亚、苏门达腊和爪哇,大洋板块向新西兰 North Island 之下的俯冲(White 等, 1995)。

正如 Sillitoe (1988)指出,西南太平洋的浅成低温热液矿床相对富集贱金属,结晶质而非玉髓质的石英占主导地位,而低硫化矿床中却缺乏冰长石;浅成低温热液岩脉中银与金含量相比,一般非特征性的偏低。以上特点是与美国西部浅成低温热液矿床的主要差别。与其他地区的典型浅成低温热液系统相比,多数西南太平洋矿床的形成深度更大,如爪哇岛 Kelian 金矿形成深度为 900~1 500 m,温度为 280~310 °C,指示其具有不典型的浅成低温热液金矿 *P-T* 条件(White 等, 1995)。而且,时代更早的碱性侵入体中的 Porgera 金矿显示了许多造山型脉状矿床的特征,不属于简单的典型浅成低温热液矿床(Richards 和 Kerrich, 1993)。

独立年轻矿床和常见的“深层次”浅成低温热液矿床都是由高降雨量、迅速抬升和急速剥蚀的结果,快速剥蚀导致残留热液体系之较深部分的暴露(White 等, 1995)。在大洋岛弧的高地貌差环境下,高的静水顶面(头)被垂向流动所克服,因此由高静水顶面引起的热液系统的地表卸载在大洋岛弧环境不普遍(Corbett 和 Leach, 1998)。相反,流体在到达有利于岩浆-大气流体混合而形成脉状金矿系统的垂直构造之前,可沿高渗水带的侧向流动 5~10 km 以上。与普通岛弧环境不同,新西兰弧后大陆裂谷背景中的 Taupo 附近可见热泉正从加热的大

气降水中沉淀金。

在沿加拿大科迪勒拉陆缘的碰撞和楔入作用稍前,晚三叠世和早侏罗世的中太平洋(中生代太平洋, Meso-Pacific)大洋岛弧内的俯冲构造作用伴随了一次斑岩形成的主要间隙(McMillan 等, 1995; Goldfarb 等, 1999);导致碱性 Cu-Au 和钙碱性 Cu-Mo±Au 斑岩矿床集中分布在现今的不列颠哥伦比亚中部,定位于 Stikinia (Kerr, Sulphurets, Galore Creek, Schaft Creek, Kemess) 和 Quesnellia (Lorraine, Mt. Milligan) 等增生岛弧地体。碱性主岩有硅饱和的,也有硅不饱和的,而且具有初始地幔的地球化学特征(Lang 等, 1995)。通常加拿大科迪勒拉斑岩矿带可向外演变为重要的富 Au 浅成低温热液矿脉系统(Sulphurets, Red Mountain),显示矿化类型的变化(Snowfield 矿床, Margolis, 1996)。Stikine 地体中其他浅成低温热液金银矿脉区,如 Stewart 和 Toodoggone 区,与早侏罗世同一次岩浆幕的次火山侵入体部分有关。

类似的构造情况见于乌拉尔山脉南部浅成低温热液金矿带。Bereznjakovskoje 金矿带的浅成低温热液金矿床沿着山脊东缘分布,产于晚泥盆世中性火山-次火山岩序列内,金产量为 64~128 t (Lehmann 等, 1999)。与 Stikinia 一样,这些岛弧区的金矿脉可能形成于大洋背景下,并且在乌拉尔造山运动中增生到大陆边缘;它们已保存了近 300 Ma,再次表明该地的乌拉尔山脉的抬升和剥蚀微弱(Lehmann 等, 1999)。

保存下来的前寒武纪浅成低温热液型金矿床极为罕见,但是,如果稳定区存在适合的保存条件也不能完全忽视。Dube 等(1995)描述了加拿大东部 Avalon 地体中元古宙末期洋弧内的高硫化浅成低温热液金矿床,该岛弧可能形成于 Iapetus 洋的某处,并且在形成 200 Ma 之后被增生到北美,火山-侵入序列的早期掀斜或埋藏可能是其中浅层金矿系统得以保存的关键因素(Dube 等, 1995)。

摘自《大陆动力学与成矿作用》

浅成低温热液型矿床

浅成低温热液型矿床是世界上重要的金属矿床类型之一。近 20 年来,在环太平洋地区相继发现一大批此种类型的大型、超大型矿床,引起国际矿床学界的广泛关注。这类矿床产出的金属矿床,主要是金和银。

1 成矿构造环境及其类型

20 世纪 80 年代,博纳姆(1996)将浅成低温热液型矿床分为低硫化型、高硫化型和碱性岩型。希尔德等(1987)将其划分为明矾石-高岭石

型（酸性硫酸盐型）和冰长石-绢云母型。根据这些资料，N.C. 怀特等（1990）系统总结了低硫化和高硫化低温热液矿床的特征（表 1）。最近，科比特（2002）将低硫化型矿床进一步划分为岩浆弧型和裂谷型 2 类，然后再根据矿床形成深度和矿物

组合将岩浆弧型划分为石英硫化物 Au±Cu 型（如凯利安矿床、利希尔矿床）、碳酸盐-贱金属 Au 型（如新科巴）、多金属 Au-Ag 型（如波尔盖拉）和浅成低温热液石英 Au-Ag 型（如托鲁库马）等 4 类矿床（图 1）。这些矿床在形成深度、矿石组成、围

表 1 浅成低温热液型金矿床的特征

特 征	低 硫 化 作 用	高 硫 化 作 用
容矿岩石	酸性到中性地表火山岩和下伏各类基底岩石	酸性到中性地表火山岩和下伏各类基底岩石
控矿因素	主要与火山中心密切相关的任何断层或断裂带	主要区域断裂或次火山侵入体
成矿深度	多为 0~1 000 m	多为 500~2 000 m
成矿温度	100~320 ℃ (主要为 150~250 ℃)	100~320 ℃
矿液性质	盐度低;大气水,可能与岩浆流体发生相互作用;pH 值接近中性,沸腾后可变为碱性;析出的气体可能受到氧化,产生酸性流体;还原的;硫总含量一般低;贱金属含量低(Pb, Zn)	多数盐度低(有些高);与大气水发生混合的岩浆源流体;由于存在岩浆成因 HCl 和 SO ₂ 的歧化作用,pH 值为酸性的,与围岩发生反应和稀释后而中性化;氧化的;硫总含量一般高;贱金属含量高(Cu)
伴生的蚀变	水:岩值低的围岩区发生广泛的绿帘岩蚀变;水:岩值高的围岩区有密集的白云母;随着温度的降低,粘土化成为主要蚀变,气体蒸发,可以产生泥质蚀变;它们位于由深部流体产生的蚀变周边上或叠加在该蚀变之上	水:岩值低的围岩区发生广泛的绿帘岩蚀变;深部矿床中有强烈的叶蜡石-白云母蚀变;浅部矿床中有块状氧化硅核(通过酸淋滤和氧化硅活化而成),氧化硅核具狭窄的冰长石和高岭石边,向外是白云母和夹层粘土;近地表矿床可能含有弥漫型粘土蚀变
矿化特点	矿化以开放孔隙和孔洞充填为特征,通常为陡壁脉,层状脉充填物常见,通常有多期角砾岩化;近地表处为网状脉或浸染状矿化,具体取决于当地原生和次生渗透的性质	矿化一般为浸染状,或者产在白云母-叶蜡石中,或者产在块状氧化硅中;开放孔隙和孔洞充填不常见;矿化通常与渐进泥质蚀变有关,黄铁矿一般很丰富
特征结构	壳层条带、细梳状结构、胶体条带、带状石英-玉髓、晶簇洞穴、晶洞、脉状角砾岩、叶片状方解石的氧化硅假象(晶格结构)	晶洞氧化硅(细粒石英);块状氧化硅(细粒石英)
特征矿物	玉髓脉普遍存在;脉状和浸染状冰长石;明矾石较少;叶蜡石较少;不含硫砷铜矿-四方硫砷铜矿	大都不含玉髓;不含冰长石;明矾石可能很多;叶蜡石可能很多;一般不含硫砷铜矿-四方硫砷铜矿
实 例	澳大利亚帕金戈;斐济恩珀罗;印度尼西亚莱榜;巴布亚新几内亚瓦波路;菲律宾阿库潘;新西兰戈尔德克斯	澳大利亚特莫拉;斐济芒特卡西;印度尼西亚莫托姆博托;巴布亚新几内亚亚尼纳;菲律宾莱潘托;日本南萨地区

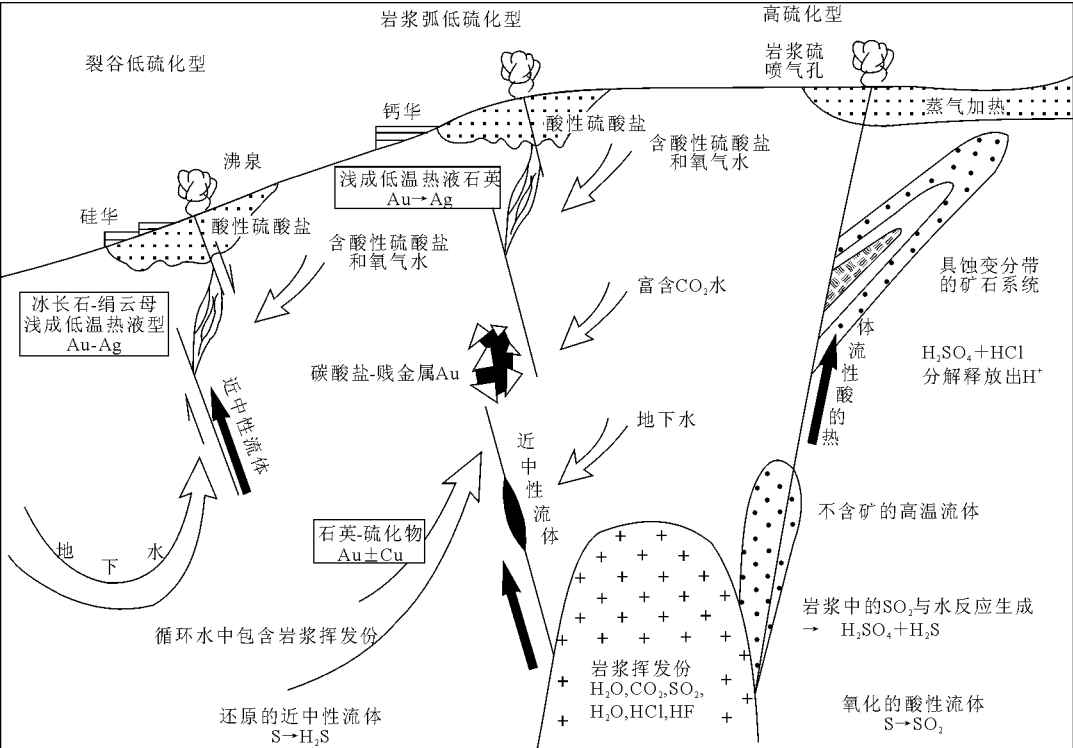


图 1 低硫化型与高硫化型浅成低温热液型金矿床产出的构造环境与成矿流体的演化（引自 G. Corbett, 2002）

岩蚀变等方面都存在较大差异。裂谷型低硫化浅成低温热液矿床,如日本的菱刈,由冰长石-绢云母型 Au-Ag 矿石组成,形成于岩浆弧或弧后的裂谷环境,它不仅产有石英-硫化物 Au±Cu 型矿体,而且还产有多金属 Au±Ag 型矿体。

需要指出的是,上述分类只是初步的方案,在一些矿床中可以同时见到几种不同类型的矿化。例如,托鲁库玛矿床,不仅能产有冰长石-绢云母 Au-Ag 型矿体,而且可以见到石英-硫化物 $\text{Au}\pm\text{Cu}$ 型矿体和浅成低温石英 $\text{Au}\pm\text{Ag}$ 型矿体。此外,依据各类型矿床与其产出构造环境的关系,勘查者可以根据野外具体情况,对已知矿床周围的矿化类型进行预测,从而为找矿预测提供一种可行的思路。

2 成因模式

低温热液型金矿床的成矿时代范围较大,可从早白垩世(如普韦布洛维霍矿床)至更新世。由于浅成低温热液型金矿床的形成深度非常浅(小于1 km),在其形成后要长期保存下来,必须要求矿床所在的地壳非常稳定,剥蚀较浅。由于地壳处于不断运动中,时代越老的浅成低温热液型金矿床能够保存的数量就越少。

低温热液型金矿床的流体包裹体研究表明,矿床是由相对较稀的、近中性到弱碱性的氯化物水溶液 [$w(\text{NaCl}) < 5\%$], 经过沸腾或发泡放气、流体混合及氧化作用形成, 其形成温度一般为 $200 \sim 300\text{ }^{\circ}\text{C}$, $230 \sim 260\text{ }^{\circ}\text{C}$ 常见。流体在上升或侧向迁移过程中的沸腾或混合作用是 2 个重要的冷却过程。

1981年, L.J. 布坎南在综合了北美 60 多个产于火山岩系中的低温热液型矿床后, 建立了“墨西哥瓜纳华托矿床综合性浅成火山热液金-银矿床成矿模式”(图 2)。该模式对浅成热液矿床进行了高度的概括, 认为含矿溶液是来自对流水体中的水, 主要是大气降水。当这种水循环到深部火山沉积物时, 形成热水, 并溶解了金属、钾、钠、氯化物和硫, 形成低盐度的热液。这些热液在下部热力作用下, 上升到地表附近时将发生沸腾。这种沸腾可以发生多次, 并且在不同时期内沸腾面不同。沸腾作用一方面形成爆破角砾, 在裂隙附近形成细脉和网脉, 从而形成一个在沸腾面以上发育的漏斗状构造系统, 以及由下部大脉构造、上部小脉构造和网脉组成的构造体系。由于沸腾作用, 使成矿溶液本身的物理化学条件发生剧变, 一方面使金属矿物沉淀下来, 另一方面与围岩发生反应形成蚀变的, 从而形成了矿化分带。

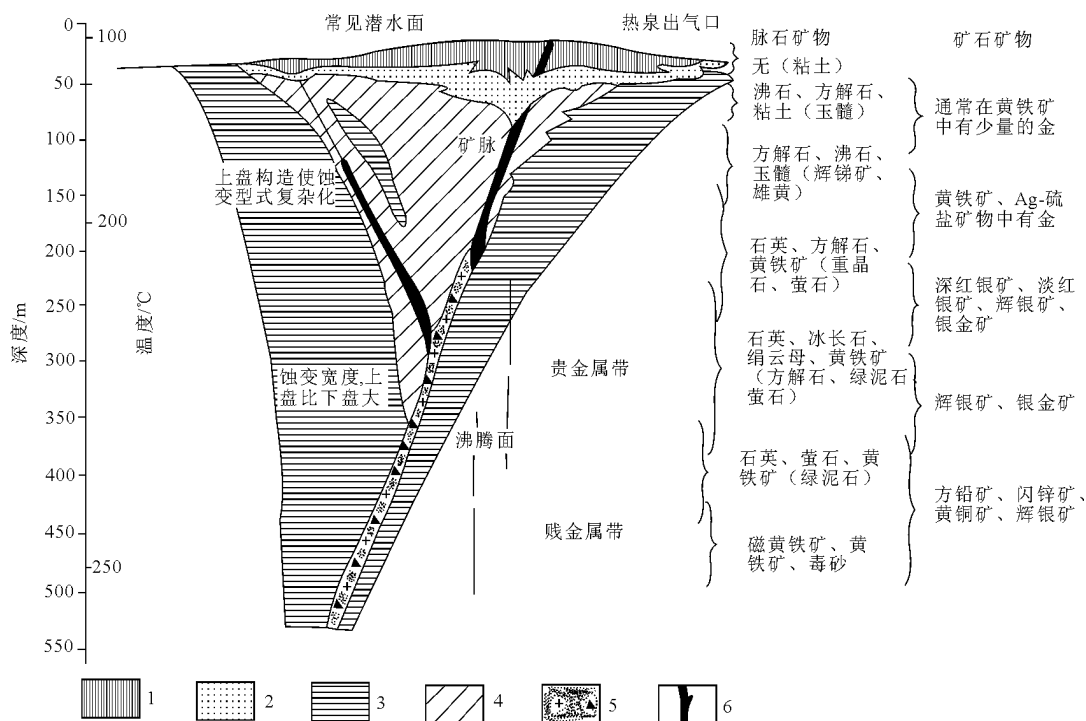


图2 墨西哥瓜纳华托浅成火山热液金-银矿床成矿模式理想剖面图

1—硅质风化壳:蛋白石、方石英、锐钛矿、辰砂、少量黄铁矿;2—明矾石、高岭石、黄铁矿,常沿矿脉向下延伸,在矿体周围或上方形成高岭石蚀变晕;3—绿磐岩化:绿泥石、伊利石、碳酸盐、蒙脱石,绿帘石随深度的增大增多;4—在较高部位为伊利石、绿帘石,随深度的增大可能变为绢云母、冰长石;5—硅化,通常有冰长石或少量钠长石;6—冰长石化:在沸腾面之上没有或有少量钠长石,在沸腾面之下有少量或大量钠长石

L.J. 布坎南的模型对浅成低温热液矿床进行了高度的概括,但在实际研究中仅有少数矿床具有沸腾作用的迹象。还有一些现象不能解释,如日本菱刈金矿,在较小的范围内热液温度可由 250 ℃ 变到 200 ℃。这样快的冷却速度不能简单地利用沸腾作用来解释,也可能是与冷水混合的结果。

然而,目前对于高硫化型和低硫化型浅成低温热液矿床在成因上究竟有什么差别尚无定论。

3 与斑岩型铜-金矿床的套叠关系

英国矿床学家 R.H. 西里托 (1994) 根据美国、菲律宾、巴布亚新几内亚、前南斯拉夫、匈牙利等地斑岩型铜矿床的研究指出,在火山岩区许多斑岩型铜矿系统高部位,多发育有浅成热液贵金属矿脉和含硫砷铜矿块状硫化物矿脉,它们发育在上部泥化蚀变带内,是斑岩型铜矿系统上部火成岩段的一个组成部分,它们共同组成火山岩区和热液系统。他认为,在大量硫砷铜矿之下可能有斑岩型铜矿的存在,像菲律宾勒班陀含砷铜-金矿脉下方发现巨大的远东南斑岩铜矿床那样。

图 3 为西利托 (1994) 对智利金 (铜) 矿床分布的总结。该模型的实质是,智利的高硫化浅成低温热液型金矿化,往往发育在以侵入体为中心的斑岩型矿化的上方;而低硫化浅成低温热液型矿床,以及更深部位的接触交代型和脉型金矿床则产在斑岩型矿化的边缘部分。

西利托 (1994) 认为,智利斑岩系统内的矿化套叠程度,决定着斑岩型和浅成低温热液型矿床成矿环境的空间趋近程度。在套叠现象发育良好的

地方,高硫化型矿化便产在斑岩型矿化的毗邻部位,并叠覆在后者上;而低硫化型矿化则可能赋存在斑岩型矿化的旁侧。马尔泰矿床的情形可以作为一个实例。该区的斑岩型金矿床、高硫化环境以及潜水面上的酸性淋滤现象彼此极为靠近。在套叠现象不太发育的系统内,可以预料,在斑岩型矿化顶部与浅成低温热液蚀变矿化环境底部之间,应存在一段虽经热液蚀变但却不含矿的间隔区。

关于套叠关系的成因,过去认为是由于接近于火山岩区古地表地温陡然变化的结果。但这种解释不能令人信服地说明,发育于与俯冲作用有关的火山深成弧中的许多金矿床的贱金属矿床中,何以会存在浅部低温热液矿床与次火山型蚀变的矿化明显套叠的现象。西利托通过广泛研究各类矿床的套叠模式,提出了“火山剥蚀和塌陷”是以侵入体为中心矿床的矿床套叠的成因。该观点认为,斑岩岩株内及其周围的热液持续时间长达 1 Ma,在某些系统内长达 2~3 Ma;但单个侵入体只需 1~10 万年即可冷却。这一数据说明,成矿作用过程中有足够的时间使火山岩遭受侵蚀。显然,在陡地形的山区,剥蚀速度大于平缓地区。据估计,前者是后者的 10 倍。平均速度为 1 m/1 000 a,地震引起的滑坡作用是破坏地形的最主要形式。地震事件、喷发活动和高层位的岩浆侵入以及其他原因的瞬间重力滑坡,导致扇形塌陷或破火山口的塌陷,从而可分别引起活动热液环境突然向上位移,导致形成套叠的蚀变矿化系统。

从成矿作用来看,套叠作用是十分重要的。因为通过 2 种或更多种矿化环境产物的叠加,会生成新的特大型矿床。套叠作用可导致以侵入体为中心的矿化系统早期沉淀的金属受到热液淋滤,发生再富集。从矿床空间分布来看,套叠模式提示了斑岩型金矿床与低温热液型金矿床的空间关系,同时将两者的成因统一起来。在寻找以侵入体为中心的矿化系统时,必须考虑这种套叠模式;尤其在勘查高硫化的低温热液矿床时更应注意。套叠作用的野外证据有:①斑岩侵入体和(或)晚期岩浆玻璃质石英网状细脉(最初是作为钾硅酸盐矿物组合一部分生成的)上叠加有高级泥质蚀变矿物组合和高硫化矿物组合;②保存有火山残余物。在智利地区容易识别出扇形塌陷。在野外缺少地貌证据的情况下,岩屑崩落和(或)由此形成的含矿蚀变的矿化岩块的爆发产物表明,扇形塌陷影响含矿化套叠的热液系统的上部。

在前人大量研究的基础上,D.I.Groves 等总结

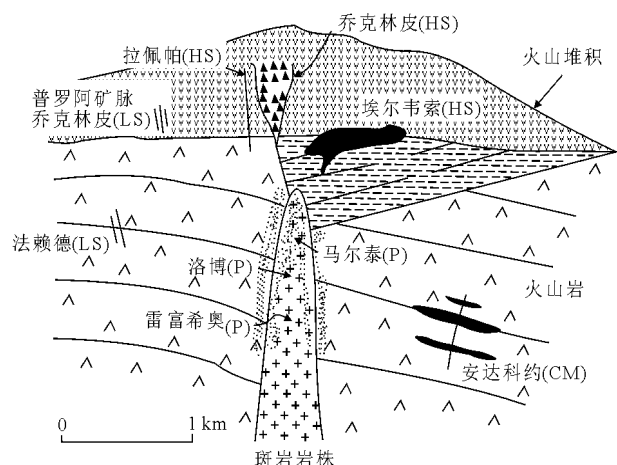


图 3 智利若干典型金矿床相对于理想化斑岩系统的产出位置 (引自 R.H.Sillitoe, 1994)

图中乔克林皮金矿的关系部分是推测的,CM—接触交代型;HS—高硫化浅成低温型;LS—低硫化浅成热液型;P—斑岩型

了会聚板块边缘金矿床产出的构造环境并同时指出了其他类型金矿床的产出位置。它们包括：①会聚边缘的造山型金矿床；②陆缘至克拉通内部的卡林型和类卡林型金矿床；③与岛弧有关的浅成低温热液金-银矿床；④洋弧至陆弧的斑岩型铜-金矿床；⑤非造山和晚造山期的铁氧化物型铜-金矿床；⑥富金的海相火山成因块状硫化物矿床和火山喷气矿床。总体来说，从各类金矿床产出的构造环境看，浅成低温热液矿床产在拉伸环境，与夕卡岩、斑岩型矿床相比，产在相对较浅的部位。

4 找矿准则

从整个环太平洋地区来看，无论是高硫化还是低硫化型的浅成低温热液矿床，它们所处的地质构造部位大体相同。对于那些研究程度较低、几乎没有开展过系统勘查的地区来说，可以从区域着手，遵循从区域到局部的勘查原则，区域展开，导致点上的勘查突破。

浅成热液金矿床常常产在会聚边缘大地构造环

境，根据现代火成岩的分布及其类型，可以识别出早先的会聚板块边缘。

能否形成浅成低温热液矿化的因素不是火山岩的分布而是地表以下的深部侵入体的分布。因为侵入岩能为大气水循环提供热能，并把岩浆组分带到热液系统中。因此，首先应当确定火成岩区的范围，即火山岩和侵入岩发育区，其中尤以钙碱性火成岩区远景最大。

多数浅成低温热液矿床是在浅部形成的。因此，在已知深剥蚀地区的远景不大。剥蚀深度可以根据保存下来的火山岩范围和侵入体的性质及规模估算出来。

在确定有利的热液特征且尚未遭受剥蚀的情况下，必须考虑区域性的构造准则。大的构造带可依据各种区域性资料，如地质图、航磁图和卫星资料来识别。

在区域选区确定后，可用常规化探方法（如岩石、土壤、水系沉积物测量等）、地表蚀变露头的圈定等方法进一步缩小靶区。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

浅成低温热液型金矿床研究最新进展

江思宏，聂凤军，张 义，胡 朋

（中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037）

浅成低温热液（epithermal）型金矿床是世界上最为重要的金矿床类型之一，近年来在环太平洋地区、古特提斯地区和东欧地区均有大量的该类型矿床发现。一些世界级的浅成低温热液型金矿床包括巴布亚新几内亚里尔（Lihir）岛上的拉杜拉姆（Ladolam）金矿（金 $>1\,300\text{ t}$ ，低硫化型）、波格尔（Porgera）金矿（金 560 t ，低硫化型），斐济的恩派尔（Emperor）金矿（金 310 t ，低硫化型），秘鲁的雅那考查（Yanacocha）金-银矿（金 $1\,200\text{ t}$ ，银 $10\,850\text{ t}$ ，高硫化型），阿根廷的费拉德洛（Veladero）金矿（金 400 t ，银 $6\,700\text{ t}$ ，高硫化型），日本的菱刈金矿（金 265 t ，低硫化型），印度尼西亚的凯连（Kelian）金矿（金 240 t ，低硫化型）和美国的科里普柯里可（Cripple Creek）金矿（金 700 t ，低硫化型），金矿储量资料据互联网综合整理。

浅成低温热液型金矿床是当前国际矿床学界研究的热点之一。国际上最有影响的矿床学研究类刊物，如 *Economic Geology*, *Mineralium Deposita*, *Ore Geology Reviews* 和 *Resource Geology* 等均有这方面的大

量文章刊登。2003年8月底在希腊雅典召开的第七届国际矿床地质会议（Society for Geology Applied to Mineral Deposits，缩写SGA）上收到与浅成低温热液型金矿床有关的论文就有36篇（根据会议论文集关键字检索），占整个会议论文总数（324篇）的11%，由此可见浅成低温热液型金矿床研究在目前国际矿床学界所处的地位。

浅成低温热液型矿床最初由林格伦（1933）将其定义为形成深度小于 1 km 和温度低于 $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的一类矿床。浅成低温热液型金矿床作为浅成低温热液矿床中的一个主要分支，其系统的研究工作始于20世纪80年代。研究表明，浅成低温热液型金矿床主要形成于岩浆弧及弧后的张裂带，世界上的浅成低温热液型金矿床主要集中产在3个巨型成矿域：①环太平洋成矿域；②地中海—喜马拉雅成矿域；③古亚洲成矿域。一些矿床学家根据矿床的矿物组合对该类型矿床进行了分类，并将其主要的特征（包括矿石类型、结构构造、矿石矿物、非金属矿物、金属元素组合和成矿机理等）作了总结（表1）。

表 1 低硫化型与高硫化型浅成低温热液金矿床的主要特征

矿床类型	矿石类型	结构构造	矿石矿物	非金属矿物	金属元素组合	成矿流体特征
低硫化型 (LS) (冰长石-绢云母)	脉状为主,网脉状 常见,浸染状和交 代状少见	脉状,孔洞充填 状(条带,胶状, 晶簇状),角砾状	黄铁矿,银金矿, 自然金,闪锌矿、 方铅矿、毒砂	石英,玉髓,方解 石,冰长石,伊利 石,碳酸盐	以 Au,Ag,Zn,Pb 为主,Cu,Sb,As, Hg,Se 为辅	成矿流体以大气降水为 主,含有来自岩浆的挥发 份 S 和 C,流体的 pH 值近 中性,w(NaCl)<3.5%
高硫化型 (HS) (酸性硫酸盐)	浸染状为主,脉状 为辅,交代状常见, 网脉状少见	围岩交代状,角 砾状,脉状	黄铁矿,硫砷铜 矿,黄铜矿,砷黧 铜矿,铜蓝,自然 金,碲化物	石英,明矾石,重 晶石,高岭石,叶 蜡石	以 Cu,Au,Ag,As 为主,Pb,Hg,Sb, Te,Sn,Mo,Bi 为 辅	成矿流体以岩浆水为主, 流体的 pH 值 < 2, w (NaCl)<5%

随着近年来研究工作的不断深入,对该类型矿床的形成规律,包括对该类矿床的进一步分类、流体形成演化、成矿时代、与碱性岩之间的关系,以及与斑岩型及其他类型矿床之间的内在联系等方面的研究均取得了重要进展。

1 矿床分类

20 世纪 80 年代, Bonham (1986) 将浅成低温热液型金矿床划分为低硫化型、高硫化型和碱性岩型, Heald 等 (1987) 将其划分为明矾石-高岭石型(酸性硫酸盐型)和冰长石-绢云母型,并在矿床学界得到了广泛的应用,尤其是高硫化型和低硫化型术语,更是频繁见诸于浅成低温热液型金矿床的描述当中。而对某种类型矿床的不断分类在一定程度上反映了对研究的进一步深入。下面介绍新出现的几种分类。

1.1 中硫化型矿床

近年来,随着研究工作的不断深入, Hedenquist 等 (2000) 提出了其矿床特征介于高硫化型 (HS) 与低硫化型 (LS) 之间的中硫化型 (Intermediate sulphidation, 缩写为 IS) 矿床。通常情况下,低硫化型矿床含黄铁矿-磁黄铁矿、毒砂和高铁闪锌矿,高硫化型矿床含黄铁矿-硫砷铜矿-四方硫砷铜矿-铜蓝,而中硫化型矿床的特征硫化物组合为一套具有中等硫化状态的矿物组成:黄铁矿-黧铜矿/砷黧铜矿-黄铜矿和高铁闪锌矿。与富 Au 的低硫化型矿床相比,中硫化型矿床富含 Ag 和贱金属,多数情况下可能反映了盐度的差异。Deyell 等 (2003) 在对菲律宾凯利 (Kelly) 金-银矿床不同阶段的矿物组合进行了详细的研究后认为,该矿床早期富集贱金属,到中期富集砷黧铜矿-黧铜矿,而晚期则叠加了硫砷铜矿,提供了从低硫化→中硫化→高硫化热液系统演化的一个典型实例。西班牙阿尔马利亚 (Almeria) 地区的帕莱-伊斯里卡 (Palai-Islica) 金-铜矿床也记录有高硫化型和中硫

化型矿体,中硫化型矿体位于向斑岩型矿床转换的深度,而高硫化型位于其上。但是,对于上述的中硫化型矿床, Cooke 等 (2003) 建议只将其用于硫逸度的描述,不作为浅成低温热液型矿床的一个次级类型。

1.2 浅成低温热液型矿床的构造环境分类

Corbett (2002) 在研究了环太平洋地区,尤其是西南太平洋地区岩浆弧环境中浅成低温热液型金矿床与斑岩型铜-金矿床的关系后,对低硫化型浅成低温热液型金矿床提出了进一步分类 (表 2)。首先,将低硫化型矿床划分为 2 类,即岩浆弧型和裂谷型,然后再根据矿床形成深度和矿物组合将岩浆弧型进一步划分为石英硫化物 Au±Cu 型、碳酸盐-贱金属 Au 型、多金属 Au-Ag 矿脉型和浅成低温热液石英 Au-Ag 型等 4 类矿床,这些矿床不仅在形成深度,而且在矿物组合、围岩蚀变和形成机理等方面均存在重要差别 (表 2)。尽管如此,由于上述矿床在成矿上属于一个连续的系列,因此往往在一个大的矿区内 (甚至在一个矿床范围内),可以见到 2 种甚至 3 种这样的矿床类型,如 Mineral Hill 矿床不仅产有石英硫化物 Au±Cu 型矿体,而且还产有多金属 Au-Ag 型矿体。

而裂谷低硫化型浅成低温热液型金矿则由冰长石-绢云母浅成低温热液 Au-Ag 矿石组成,形成于岩浆弧或弧后的裂谷环境。局部可以见到该类型矿床与碳酸盐-贱金属 Au 型和石英硫化物 Au±Cu 型矿床具有某种过渡关系。如在 Tolukuma 矿床,不仅能够见到冰长石-绢云母 Au-Ag 型矿体,而且还能够见到石英硫化物 Au±Cu 型矿体和浅成低温石英 Au±Ag 型矿体 (表 1)。

Corbett (2002) 不仅提供了岩浆弧背景下浅成低温热液型金矿床,尤其是低硫化型矿床的详细分类,而且重要的是作为一名矿床勘查学家,他还指出了这些矿床的内在关系,因此,在发现了其中一种类型矿床时,要注意对另外一种或几种矿床的寻找。

表 2 岩浆弧环境下浅成低温热液型矿床的分类及其主要特征

二级分类	构造环境	三级分类	矿物组合	围岩蚀变	形成机理	典型实例
低硫化物型	岩浆弧型	石英硫化物 Au±Cu 型	主要由铁硫化物和石英组成	从深部的以绢云母为主到浅部以伊利石-蒙脱石为主,在碱性系统中,冰长石常见	流体包裹体的高盐度可能反映了流体中侵入体成分含量高,尽管循环大气降水可能也提供了一部分稀释流体,金属沉淀源于流体的冷却	Kelian, Lihir, Tolukuma, Mineral Hill, etc.
		多金属 Au-Ag 型	石英、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿	从深部的以绿泥石和绢云母为主到浅部的以伊利石为主,到更浅部以伊利石-蒙脱石为主	冷却和只有少量循环的地下水混入有利于多金属的沉淀	Mineral Hill, Parkers Hill, New Cobar, etc.
		碳酸盐贱金属 Au 型	碳酸盐、石英、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿		矿物沉淀是由于上升的成矿流体与含碳酸氢盐的水混合,这样金与碳酸盐、黄铁矿、闪锌矿和方铅矿产在一起	Porgera, Mt. Kare, Kelian, Acupan, etc.
		浅成低温石英 Au-Ag 型	石英、绿泥石、伊利石-蒙脱石	绿泥石和伊利石-蒙脱石是主要的围岩蚀变矿物,在碱性围岩中含冰长石	矿物沉淀被解释成由于上升的岩浆流体与氧化的近地表的地下水(由含氧的大气降水或者强酸性的硫酸盐(低 pH 值)水组成)混合形成	Mt. Kare, Emeror, Kelian, Tolukuma, etc.
	裂谷型	冰长石-绢云母 Au-Ag 型	玉髓、冰长石、碳酸盐、硫化物	从围绕矿脉的绢云母(伊利石)向边缘的蒙脱石,再向外过渡为绿泥石碳酸盐(青磐岩化)蚀变	尽管冷却和传统的沸腾模式依然用来解释非金属矿物和金的沉淀,但是上升的成矿流体与含氧或碳酸盐、硫酸盐(低 pH 值)的地下水混合作用对于形成高品位的 Au-Ag 也是非常有利的机制	Hishikari, Sado, Konamai, Tolukuma, etc.
高硫化物型			黄铁矿和硫砷铜矿(包括低温多形的四方硫砷铜矿)和少量的铜蓝(下部)	从核心向外,蚀变带内的矿物组合主要是残余的石英或者孔洞状石英、明矾石、叶蜡石、高岭石、伊利石和绿泥石	当迅速上升的岩浆流体(含少量地下水)由于压力降低导致岩浆挥发份(主要为 SO ₂)从溶液中分离出来并与水(岩浆水和地下水)和氧气反应生成高浓度的 H ₂ SO ₄ 。在地壳浅部和低温条件下(< 300 ℃),分解产生热的酸性流体,并与围岩反应,生成高硫化型蚀变带	Pascua, Wafi, Yanacocha, Veladero, LaPepa, Tambo, Summitville, etc

根据 Corbett (2002) 资料整理。

需要指出的是, Corbett (2002) 提出的这种分类是基于对产于环太平洋地区的浅成低温热液型金矿床的深入研究,而对于产在我国藏南地区的浅成低温热液型金-锑矿床,根据笔者近年来的初步研究,可能很难划归上述 Corbett (2002) 的类型当中,因此笔者提出一种过渡类型分类,其产出环境为陆-陆碰撞由挤压向伸展转换时期,其具体特征还有待于今后进一步总结。

1.3 矿床地质特征的描述性分类

对于新发现的浅成低温热液型矿床来说,通常由于缺少深入的矿床研究,难以准确确定矿床究竟属于哪种类型,因此 Cooke 等 (2003) 提出用描述性名称对浅成低温热液型金矿床进行分类,即通过如下 4 个方面特征的描述来获得矿床的名称。1) 矿石: 主要成矿元素为 Au, Ag, Cu, Pb, Zn 等。2) 矿体产状: 脉状、角砾状、层状等。3) 具有鉴别特征的非金属和/或蚀变矿物: 这些矿物组合可以大致判断流体化学特性,如①明矾石、高岭石和叶蜡石代表强酸性流体;②伊利石、蒙脱石代表弱酸性流体;③冰长石、方解石和白云石代表近中性到碱性流体;④赤铁矿、硬石膏、明矾石、重晶石和菱铁矿代表氧化流体;⑤磁黄铁矿和毒砂代表还原性流体;⑥玉髓代表由沸腾引起的迅速冷却。4)

主要的含铜矿物为硫砷铜矿、砷黝铜矿-黝铜矿、斑铜矿和黄铜矿。例如,方解石-冰长石蚀变产于角砾岩筒中的浅成低温热液型金- (锑) 矿床 [calcite-adularia altered, breccia pipe-hosted epithermal Au-(Te) deposit], 产于板状多孔石英的次经济浅成低温热液 Au-Ag 硫砷铜矿-明矾石矿床 (tabular vuggy quartz-hosted sub-economic epithermal Au-Ag enargite alunite deposit)。

Cooke 等 (2003) 的描述性矿床分类才刚刚提出,至于其能不能得到广大矿床地质学家的承认,还有待时间的考验。

2 成矿机理

2.1 构造控制

浅成低温热液型金矿床主要形成于板块俯冲带上盘大陆边缘及岛弧的岩浆弧和弧后张裂带,金矿体一般受火山口或者破火山口构造控制。

近年来,对产于智利的高硫化型与低硫化型金矿床的研究表明,它们的形成在构造背景上具有一定的差别。高硫化型矿床形成的构造背景: 板块垂直俯冲,俯冲板块的倾角中等,区域应力场为弱挤压或扭压性质,板块聚合速度快 (> 100 mm/a);

解,形成氧化的酸性流体,产生大量的硫酸和少量的 H_2S 。温度变化范围较宽,可以从 $>400\text{ }^\circ\text{C}$ 到 $100\text{ }^\circ\text{C}$,但是盐度通常较低,一般 $w(\text{NaCl}) < 5\%$,可是也有不少高硫化型矿床的含矿流体的 $w(\text{NaCl}) > 5\%$,如西班牙阿尔马利亚 (Almeria) 地区的帕莱—伊斯里卡 (Palai-Islica) 金-铜矿床,其中中硫化型的 t_h 为 $118\sim 453\text{ }^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl})$ 为 $0.2\% \sim 51.4\%$,高硫化型的 t_h 为 $224\sim 381\text{ }^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl})$ 为 $0.4\% \sim 41.1\%$ 。

同位素与流体包裹体证据表明,与低硫化型矿床主要受流体的沸腾控制不同,高硫化型矿床的形成主要受流体的混合控制,如保加利亚 Che lopech 高硫化型金-铜矿床的原生包裹体研究揭示,可能来自岩浆的热卤水 [$t_h \geq 221\text{ }^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}) \geq 20.4\%$] 和温度更低的稀流体 [$t_h \leq 175\text{ }^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl}) \leq 6.3\%$] 混合成矿, Sr-O-S 同位素证据也支持上述结论。

Carrillo Rosua 等 (2003) 认为高盐度岩浆流体导入与其他流体混合是西班牙 Almeria 地区 Palai Islica 高硫化型金-铜矿床 Au 与 Ag 沉淀的最重要因素,尽管沸腾也很重要。

但是,到目前为止,还不太清楚流体混合是如何导致矿石和非金属的沉淀,或者使金属在地下水中富集。对于高硫化矿床来说,如果 Au 作为氯化物配合物在酸性的氯化物卤水中迁移,那么在与地下水混合期间由于稀释、冷却和/或 pH 值增加,都可能导致 Au 沉淀。相反,如果 Au 以硫化氢配合物在稀的酸性水中迁移,那么 Au 可能由于沸腾沉淀,也有可能流体混合导致氧化而沉淀,但不会是由于温度、盐度和 pH 值变化导致 Au 沉淀。

3 形成时代

从目前已经发表的文献看,绝大多数浅成低温热液型金矿床形成于中—新生代,少数形成于晚古生代。如我国新疆的阿希金矿产于石炭纪火山碎屑岩中,只有极少数可能形成于元古宙,如加拿大纽芬兰豪普布鲁克 (Hope Brook) 矿为新元古代高硫化型浅成低温热液型金矿床,而对于形成于太古宙的浅成低温热液型金矿床,如 Penczak 等 (1997) 认为加拿大的坎贝尔 (Campbell) 为太古宙的浅成低温热液型 Au-As-Sb-Zn- (Hg) 矿化。对此有些学者还有异议。

浅成低温热液型金矿床的形成时间主要受其所处大地构造环境演化的控制。从浅成低温热液型金

矿床在全球主要分布的 3 个成矿域来看,产在环太平洋和地中海—喜马拉雅成矿域中的矿床形成时代一般是从中生代一直延续到现在,在有些地区浅成低温热液型金矿床的成矿作用目前可能仍然在进行当中,而产在古亚洲成矿域的这类矿床一般形成较早,为晚古生代。

由于浅成低温热液型金矿床的形成深度非常浅,小于 1 km ,因此在其形成后要长期保存下来,势必要求矿床所在的地壳非常稳定,剥蚀较浅,这样才能在漫长的地质演化历史中保存下来。由于地壳处于不断的运动当中,因此时代越老的浅成低温热液金矿床,其能够保存下来的数量就越少。

4 与碱性岩之间的关系

碱性岩与铜-金矿床的关系也一直是矿床学家们关注的一个热点问题。Mineralium Deposita 杂志还曾在 2002 年第 1 期上出了专刊,用于探讨碱性岩与铜-金矿床之间的关系,其中有 5 篇论文研究碱性岩与浅成低温热液型金矿床之间的成生联系。

应当看到,一些世界级的金矿床,如美国的科里普柯里可、斐济的恩派尔和巴布亚新几内亚的拉杜拉姆与波格尔均产于钾质钙碱性或碱性岩中。Sillitoe (1997) 在对环太平洋地区世界级的富金斑岩型和浅成低温热液型金矿床进行评论时指出,大约 20% 的大型金矿床与橄榄玄粗岩和碱性岩有关,而这类岩石在环太平洋地区的总体积不超过 3%。他还将这类碱性岩作为在该区形成世界级的斑岩型和浅成低温热液型富金矿床的最有利因素之一,并认为这些岩石是在碰撞或者岛弧迁移之后,沉入地幔的岩石圈板片部分熔融形成的,并导致地幔中硫化物的氧化释放出 Au。通常碱性岩中只产有低硫化型矿床,高硫化型矿床产出极少,目前只在斐济的那维斯 (Navisi) 3 矿区的碱性岩中心发现有高硫化型浅成低温热液型金矿体,这是极其罕见的,其内在的成因机理还有待于进一步研究。

与浅成低温热液型金矿床有关的碱性岩通常具有相似的地球化学特征,即碱性岩具有异常高的氧逸度和富含挥发份。Kelley 和 Ludington (2002) 认为形成 Cripple Creek 金矿床最重要的因素是相对氧化的富含挥发份的碱性岩浆侵位到近地表, Sr 和 Pb 同位素组成显示岩浆源来自受俯冲改造的大陆岩石圈。Müller 等 (2002) 也认为巴布亚新几内亚里尔 (Lihir) 岛上的拉杜拉姆 (Ladalam) 金矿床产于富挥发份和具有异常高氧逸度的碱性岩中。

5 与斑岩型及其他矿床之间的成因联系

尽管还有不少矿床学家对斑岩型与浅成低温热液型矿床间的关系存在这样或者那样的疑问,但是随着在浅成低温热液型矿床深部发现大量的斑岩型矿化,或者在斑岩型矿床附近发现大量的浅成低温热液型矿床的事实,引起了人们对斑岩型矿床与浅成低温热液型矿床之间存在的内在关系的高度重视,表现在近年来对这方面的研究正方兴未艾,大量的文章从不同角度来探讨它们之间的转换关系。主要原因是这些浅成低温液热矿床与斑岩型矿床空间上距离较近,有的甚至产在一个矿区,上部为浅成低温热液型金矿床,下部为斑岩型铜-金矿床,如勒潘多 (Lepanto) 高硫化型浅成低温热液型铜-金矿床就产出在远东南 (Far Southeast) 斑岩铜矿

之上 (图 2)。我国的实例,如福建紫金山铜-金矿区和吉林延边的小西南岔金-铜矿床。

远东南斑岩型铜-金矿床是仅次于格拉斯堡 (Grasberg) 的世界第二高品位斑岩型铜-金矿床。勒潘多 (Lepanto) 高硫化型浅成低温热液型铜-金矿床产出在远东南斑岩铜矿之上 (图 2)。矿化与更新世的石英闪长玢岩侵入体有关,斑岩型铜-金矿体产于石英闪长玢岩侵入体的顶部,浅成低温热液型铜-金矿体产于中新世变质火山碎屑岩与上新世英安岩不整合面附近 (图 2)。从斑岩型矿体到浅成低温热液型矿体,其成矿流体中岩浆成分所占的比例、温度、盐度和深度逐渐降低或者变浅,并发育有一系列逐渐过渡的蚀变带 (图 3)。整个矿化 (即从斑岩型到浅成低温热液型) 持续的时间大约为 30 万年。

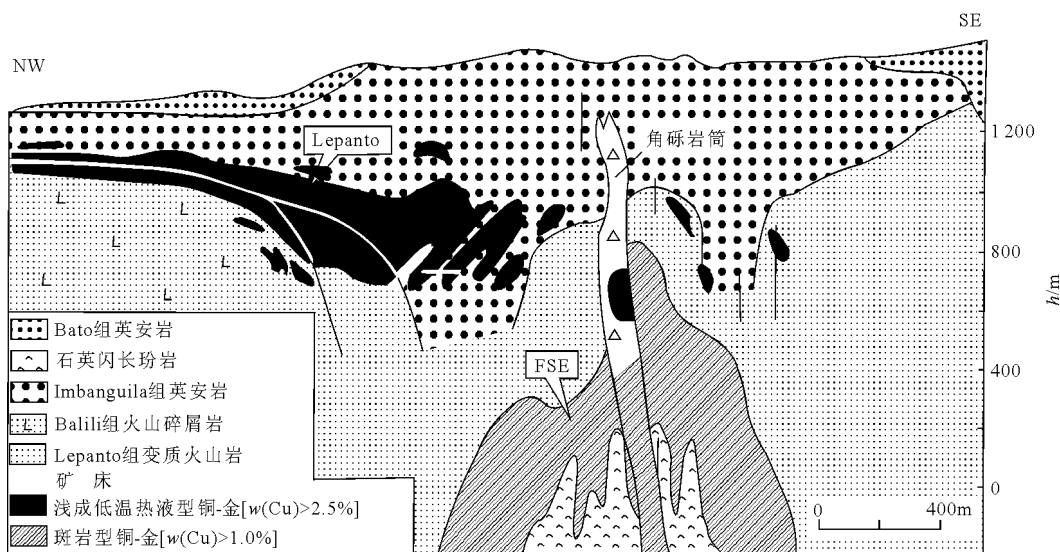


图 2 穿过 Lepanto 浅成低温热液铜-金矿及其下伏 Far Southeast (FSE) 斑岩型铜-金矿的 NW—SE 向纵剖面图 (引自 Hedenquist 等, 1998)

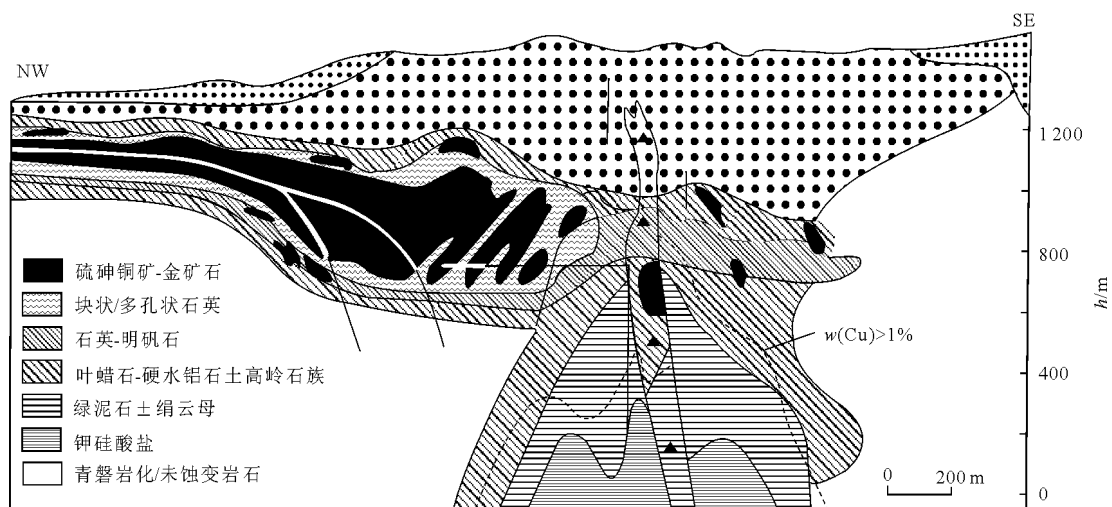


图 3 穿过 Lepanto 浅成低温热液铜-金矿及其下伏 Far Southeast (FSE) 斑岩型铜-金矿的 NW—SE 向纵剖面蚀变分布图 (引自 Hedenquist 等, 1998)

Cammons 等 (1997) 对斑岩型与浅成低温热液型金矿伴生机理提出了假设, 他们认为, 来自浅成斑岩体的岩浆流体易于沸腾, 使得大多数溶解的金进入氯化物形成含 Au 的卤水, 由于其密度较高, 可能导致下沉在靠近母岩附近形成斑岩型富金-铜矿床。在沸腾期间, 大多数 H_2O 和 H_2S 进入气相, 当其冷却时, 重新冷凝形成低盐度、富含 H_2S 的具有岩浆和大气降水混合特征的流体, 这种流体能够

溶解和重新活化大量的 Au 形成 $Au(HS)_2$ 。这种含 Au 流体迁移到地表形成浅成低温热液型金矿。

另外, 近年来少数学者还就浅成低温热液型金矿与卡林型金矿的关系作了有益的探讨, 认为卡林型金矿与浅成低温热液型金矿床的主要区别在于它们的主岩不同。

Corbett (2002) 为此用图解方式表达了浅成低温热液型与其他类型矿床之间的内在联系 (图 4)。

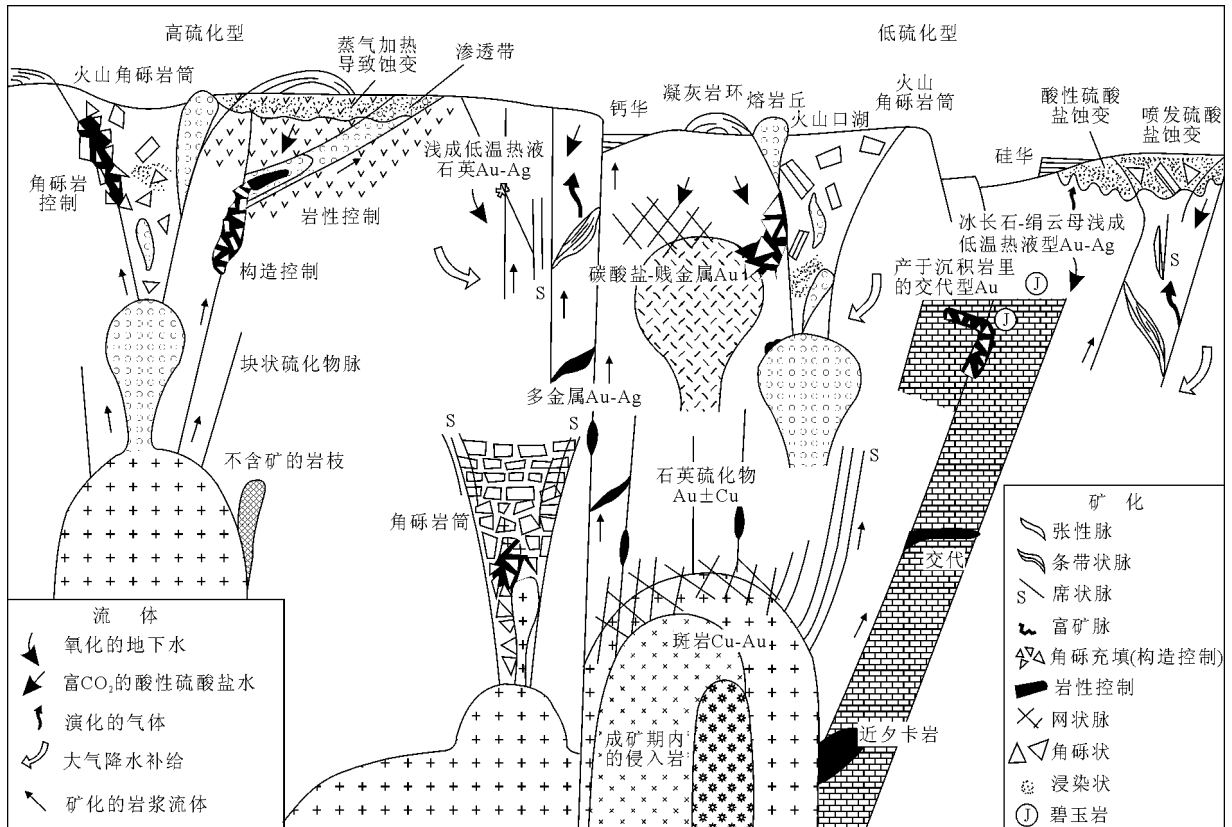


图 4 岩浆弧背景下浅成低温热液型金-银矿床、斑岩型铜-金矿床和夕卡岩型矿床形成的概念模型 (引自 Corbett, 2002)

6 结 论

1) 根据形成的构造环境将低硫化型浅成低温热液型金矿床划分为 3 类, 即岩浆弧型、裂谷型和混合型, 然后再根据矿床形成深度和矿物组合进行再次分类。

2) 高硫化型矿床主要形成于挤压应力场环境和流体混合导致成矿物质沉淀, 而低硫化型矿床主要产于张性或中性环境下由于流体的沸腾使得矿体形成。浅成低温热液型金矿床的形成时间受其所处

大地构造环境演化的控制。

3) 与浅成低温热液型金矿床有关的碱性岩通常具有相似的地球化学特征, 即碱性岩具有异常高的氧逸度和富含挥发份。

4) 由于发现大量的浅成低温热液型金矿床与斑岩型矿床之间密切伴生, 它们之间的内在关系正在引起越来越多矿床学家的重视, 对其形成机理的研究还有待于进一步深入。

摘自《地学前缘》2004 年第 4 期

浅成低温热液型金矿特点、分布和找矿前景

沙德铭^{1,2}, 苑丽华²

(1. 东北大学资源与土木工程学院, 辽宁 沈阳 110004; 2. 沈阳地质矿产研究所, 辽宁 沈阳 110033)

1 概 念

浅成低温热液矿床 (epithermal deposit) 概念, 由 Lindgren (1922, 1933) 首先提出。按照 Lindgren 的看法, 浅成低温热液矿床应该包括种类繁多的贵金属、贱金属、汞和辉锑矿等矿床。这些矿床是在低温 ($<200\text{ }^{\circ}\text{C}$) 和中压条件下从充有火成喷气的含水流体中沉淀形成的。

几十年来, 特别是 20 世纪 80 年代以来, 环太平洋活动带上一系列大型、超大型金矿床的发现 (如美国的 Goldfield, Round Mountain, Creed, 巴布亚新几内亚的利希尔、波尔盖拉, 日本的菱刈, 菲律宾的碧瑶, 台湾的金瓜石以及墨西哥、智利、澳大利亚、新西兰等地一些金矿床), 许多矿床学家开展了大量的卓有成效的研究工作, 取得了很大的进展, 在世界范围内掀起了一股空前的“浅成低温金矿”热。同时, 俄罗斯及我国的一些研究者对西太平洋沿岸一些中、新生代矿床 (俄罗斯的巴列依, 辽西的二道沟, 内蒙古的奈林沟, 福建的紫金山, 吉林的五凤、刺猬沟, 黑龙江的团结沟、古利库等) 开展了研究工作。特别是新疆阿希大型金矿的发现和研究, 将此类矿床研究扩展到欧亚大陆内部的古生代构造活动带中。目前比较普遍的看法是这些矿床中曾存在过温度略高 ($200\sim 300\text{ }^{\circ}\text{C}$)、压力在 10 MPa 数量级的以大气水为主的流体。显然, 与 Lindgren 的新概念相比存在一定的差异。但直到目前为止, 人们仍以“浅成低温”这一术语来对这些矿床进行归类。

综合起来, 浅成低温热液金矿的基本含义: 形成于低温 ($<300\text{ }^{\circ}\text{C}$)、低压 ($10\sim 50\text{ MPa}$) 条件下, 成矿流体低盐度, 以大气降水为主, 热液活动主要发生在火山-浅成岩体系统浅部; 金矿化作用主要与火山活动有关, 矿化作用发生在火山活动晚期, 最终定位于火山地热系统波及范围内。从这种意义上讲, 浅成低温热液金矿包括了前人的火山岩型、次火山岩型以及部分斑岩型金矿床。

2 类型划分

对浅成低温热液金矿许多研究者提出了分类方

案, 但由于不同学者的着眼点和所强调的成矿、控矿因素不同, 提出的分类方案也不同 (表 1)。目前比较公认的分类原则是根据矿物组合和蚀变特征进行的分类, 以希尔德 (P. Heald) 的分类方案最有影响, 其分类方案的实际资料多来源于环太平洋东带的勘查和研究成果。其他分类方案多是参照了希氏的方案, 是继承和发展, 且大致可以对应、对比, 实际资料也多源自新生代环太平洋火山活动带金矿的研究成果。

3 成矿的时空分布

3.1 空间分布

就目前研究结果看, 全球浅成低温金矿明显呈集中成带分布特点, 绝大多数分布在著名的环太平洋带、古特提斯带和中亚—蒙古 (古亚洲) 带, 少部分分布在古克拉通内, 如印度克拉通和中朝克拉通等。

环太平洋成矿带是目前最为重要的浅成低温金矿成矿带, 分布有世界上 80% 以上的火山, 是最为重要的含 Au 构造火山岩带。世界上大多数同类矿床集中分布在此带中, 已经产金 21 000 t, 按照地理位置可以大致分为东带和西带。

环太平洋东带, 沿太平洋东海岸分布, 包括加拿大、美国、墨西哥、多米尼加、秘鲁、智利、玻利维亚等。这里产出包括美国的 Red Mountain, Cripple Creek, Comstock, San Juan, Goldfield, Round Mountain, Lake City; 墨西哥的 Guanajuato, Pachuca, Tayoltita, La Natividad; 多米尼加的 Pueblo Viejo 等大型、超大型金矿。矿床产于活动的美洲大陆边缘, 受大陆边缘火山构造活动带控制。

环太平洋西带, 金矿化受大陆边缘火山岩带和岛弧系控制, 形成一个规模巨大的金矿带。根据成矿环境又可进一步划分为内外 2 个带。内带北起俄罗斯的堪察加半岛, 经日本的冲绳, 中国的台湾奇美, 菲律宾碧瑶, 马来西亚沙巴、伊里安岛, 巴布亚新几内亚的利希尔岛至新西兰和斐济岛。该带发现储量在 10 t 以上的金矿床 52 个, 其中超大型矿床 ($>400\text{ t}$) 5 个, 大型 ($100\sim 400\text{ t}$) 8 个。这些矿床位于俯冲带上的新近纪—第四纪火山深成弧形

表 1 浅成低温热液系统金矿主要分类

划 分 依 据	代 表 人 物	类 型	矿 床 实 例
以地质环境、容矿火山岩相为基础的分类	毋瑞身(1985), 吴美德(1986)	①火山岩型 ②次火山岩型 ③与中酸性侵入体有关的金矿	刺猬沟 巴列依、团结沟 马 山
根据矿床地球化学特征进行的分类	M.M.康斯坦丁诺夫(1981)	①金-碲型 ②金型 ③金-银型	
以成矿作用为基础的成因分类	李兆鼎、毋瑞身(1993)	①高硫的石英-明矾石型 ②低硫的冰长石-绢云母型 ③富碲化物型	
以矿物组成、蚀变特征和地球化学环境为基础的分类	P.Heald(1987)	①冰长石-绢云母型 ②酸性硫酸盐型	Creede Goldfield
	Berger, Henley(1989)	①冰长石-绢云母型 ②高岭石-明矾石型	
	Bonham(1986)	①低硫型 ②高硫型	
	Hedenquist(1986)	①低硫化作用 ②高硫化作用	Pajingo Temora
	日本学者(1992)	①南萨型(硅化岩型) ②北萨型(冰长石-绢云母型)	赤 石 菱 刈
根据典型矿床进行的分类		①脉状 ②网脉状 ③浸染状	菱 刈 Taio 金瓜石

构造带上。外带北起俄罗斯的楚克奇，经中国辽吉黑东部、朝鲜进入中国东部沿海地区。构造环境为古老克拉通之上的中生代上叠火山盆地。已经发现团结沟、刺猬沟、五凤、紫金山等金矿床。

特提斯（地中海—喜马拉雅）带包括西班牙、南斯拉夫、罗马尼亚、土耳其、伊朗、巴基斯坦、印度、中国等，金矿产于内陆和大陆边缘火山岩带。著名的矿床有罗马尼亚阿普塞尼山脉金矿、西班牙罗达尔基拉金矿田、保加利亚麦迪德斑岩铜-金矿床等。

中亚—蒙古（蒙古—鄂霍茨克）成矿带西起中亚的乌兹别克斯坦，经吉尔吉斯斯坦、哈萨克斯坦、俄罗斯、蒙古至俄罗斯东北部，包括中国的新疆、甘肃、内蒙古和黑龙江部分地区。已经发现如俄罗斯的巴列依、达拉松、克留切夫、多峰金矿，蒙古的塔林金矿，中国的阿希、伊尔曼得、石英滩、古利库金矿以及大兴安岭地区“新类型”金矿、哈萨克斯坦的阿尔哈尔雷金矿等。中亚—蒙古成矿带主体为古生代构造-岩浆活动带，成矿时代主要为古生代。其东部受太平洋板块俯冲影响，造成环太平洋带与中亚—蒙古成矿带重叠在一起，处于活动大陆边缘，成矿时代以中生代为主。

3.2 时间分布

如前所述，世界范围内浅成低温热液系统金矿产于三大成矿带，受环太平洋、古地中海、中亚—

蒙古构造岩浆带的控制，其成矿时代与火山岩带的形成密切相关。据楼亚儿（1993）的统计结果，此类金矿成矿在时间上的分布特点大体是①第三纪（最重要），②第四纪更新世（次重要），③中生代（重要），④石炭—二叠纪（次要）。

环太平洋成矿带成矿时间集中在晚白垩世中期—古近纪，其中东带（美洲）金矿化始于晚白垩世中期，在晚白垩世末期最为强烈，结束于古近纪早期。古近纪以前形成了少数超大型金矿（如美国的Comstock，墨西哥的Guanajuato金-银矿床），众多的大型、超大型金矿形成于古近纪早期的中新世，如美国的Cripple Creek，Goldfield等（表2）。西带（亚洲）的外带，矿化作用普遍受到中生代（晚侏罗世—白垩纪）火山作用控制。内带金矿床绝大多数为古近纪火山成矿作用的产物。

地中海—喜马拉雅带金矿成矿时间上主要分布在晚白垩世—古近纪。

中亚—蒙古成矿带成矿时代分布时域最宽。西部的中亚地区，成矿时代为古生代，如新疆的阿希金矿，成矿时代为早石炭世。东部由于受到太平洋板块俯冲作用和鄂霍茨克海关闭事件的影响，成矿时代可以延续到中生代（古利库金矿）乃至第三纪（巴列依金矿）。俄罗斯东北部此类金矿的成矿时代集中在晚侏罗世（147~151 Ma）、早白垩世（100~138 Ma）和第三纪（7~60 Ma）。

表 2 部分浅成低温热液金矿成矿年龄

矿 区	容矿岩年龄/Ma	矿化年龄/Ma	资料来源	矿 区	容矿岩年龄/Ma	矿化年龄/Ma	资料来源
红山(美)	21.3~23.6	23.1±0.6	Gilaeen(1984)	瓜纳华托(墨)	32.1±1~37.0±0.3	27.4±0.4~30.7±0.3	Gross(1975)
朱尔卡尼(秘)	9.67±0.05~10.13±0.03	9.83±0.08	Noble(1984)	帕楚卡(墨)	中新世—上新世	中新世—上新世	Geyne(1963)
莱克城Ⅱ号(美)	<28.4,>27.8	22.5	Hon(1985)	托诺帕(墨)	20.4±0.6	19.1±0.4	Silberman(1979)
萨米特维尔(美)	22.8±0.6	22.4±0.5	Mehnert 等(1973)	科姆斯托克(美)	渐新世	13	Silberman(1974)
戈尔德菲尔(德)	21.5±0.5	21.0±0.4	Silberman(1970)	银城(美)	15.7±0.3~16.6±4.3	14.8±0.6~15.2±0.3	Bonnichsen(1983)
莱克城Ⅰ号(美)	27.8~28.4	22.5~25.7	Slack(1980)	德拉马尔(美)	15.7±0.3		Pansze(1975)
科尔基(秘)	第三纪	10.5±0.5	Kamilli 和 Ohmoto(1977)	朗德山(美)	26.1±0.8	25.2±0.8	Silberman(1975)
森尼赛德(美)	26.7~28.4	13~16.6	Lipman 等(1976)	奥特曼(美)	18.2±0.9		Clifton(1980)
克里德(美)	26.7~27.8	24.6±0.3	Bethke 等(1976)	阿希金矿(中)	346±9~325	340~300	李华芹等(1998)

4 成矿环境

浅成低温热液矿床的概念提出后的几十年间，众多研究者做了大量卓有成效的工作，确定了此类金矿的三大成矿带：环太平洋带、特提斯带和中亚—蒙古带。然而，由于环太平洋带众多金矿分布，特别是 20 世纪 80 年代以来该地区突飞猛进的找矿成就，使其成为研究浅成低温矿床的经典地区。许多研究者的工作基于此，认为浅成低温金矿的成矿环境主要为会聚条件下的岛弧带。近年来研究（特别是俄罗斯和中国）认为，有些浅成矿床成矿并不直接与板块消减相联系，而往往仅表现与板块的间接关系或者是在板块离散状态下的结果，例如大陆壳活化、拉分盆地和陆内裂谷环境，皆可引起深源花岗质岩浆上侵，形成浅成低温矿床。

4.1 岛弧带

世界上浅成低温热液系统金矿主要产于岛弧环境，矿床的形成在大陆规模上与板块边界上的俯冲带有关。环太平洋带和特提斯带浅成低温金矿产于白垩纪—新近纪，古亚洲带的浅成低温金矿则主要产于石炭—二叠纪。

岛弧带成矿环境的实例是智利西部火山，斑岩铜—金成矿带。Sillitoe（1971，1972）认为岛弧带铜—金矿床源区为俯冲的大洋板块，智利、秘鲁乃至西南太平洋岛弧带超大型铜—金矿床的集中分布，追根究源是大洋板块本身富铜和富金的结果。在岩浆弧迁移过程中，钙碱性火山岩相为大洋板块俯冲消减作用火山—深成建造的一部分。

智利西部铜—金矿带受双重构造因素控制：纳兹卡板块向南美板块俯冲和近 SN 向走滑断裂带。板块的会聚作用引发走滑断裂系统长期活动，从 190~6 Ma 都有深源岩浆活动和金属矿床的形成。成矿分带性明显，从海向陆可以依次划分内带、中带、外带，成矿时代越来越新。内带：离现代海槽 100~160 km，产有一系列浅成热液、斑岩—夕卡

岩、脉状铜—金矿床，时代 190~110 Ma；中带：距内带 50 km，处于走滑断裂带分布区，是世界上最大的斑岩型铜矿带，成矿时代 59~31 Ma；外带：距中带 50 km 以上，发育一系列斑岩型和浅成热液脉状金—银矿床，成矿时代 25~5 Ma。

4.2 板内走滑断裂带和上叠火山盆地

以西环太平洋外带为代表，从俄罗斯的楚克奇经中国辽吉黑、朝鲜进入中国东部和东南部沿海地区。该地区分布有前寒武纪古老克拉通以及前中生代稳定盖层沉积。中生代早期印支运动，特别是从燕山运动开始，太平洋板块向欧亚大陆板块俯冲，造成东亚地区强烈的构造岩浆化。其结果是在稳定的大陆壳基础上，形成一系列 NE 向的走滑断裂系统，同时引发深部岩浆活动，形成大面积分布的深成花岗岩基和浅成斑岩系统以及广泛的钙碱性火山喷发活动，为斑岩型—浅成低温热液铜—金矿床的形成创造了有利的条件。朝鲜境内已经发现的狼林矿集区金矿、摩天岭矿集区铜—多金属矿床都表现出与燕山期构造岩浆活化作用相关。我国的闽、浙、赣、粤、苏、皖、辽、吉、黑等省区位于相似的构造环境，并且已经发现闽紫金山，赣金山、银山，黑团结沟，吉五凤，辽二道沟等浅成金矿床和鄂铜山口、封三洞，赣武山、城门山、德兴、富家坞、朱砂山等斑岩型铜矿床。但单一规模和资源总量不能与朝鲜，更不能与环太平洋西内带相比。

4.3 陆内裂谷

以新疆的阿希金矿为代表。阿希金矿产于西天山博罗霍洛山南坡吐拉苏—也里莫墩早石炭世火山岩带内，是伊犁晚古生代（C—P）裂谷带的组成部分。伊犁裂谷可以大致划分为 3 个火山岩带；吐拉苏—也里莫墩早石炭世火山岩带（北带）、阿吾拉勒山二叠纪火山岩带（中带）和伊什基里克山早、中石炭世火山岩带（南带）。北带主体组成为下石炭统大哈拉军山组钙碱性—碱性系列火山岩，是陆缘拉张环境下深部岩心上升喷发的结果，形成

阿希、伊尔曼得等浅成低温金矿和加曼特等斑岩型铜-金矿化；南带基本与北带对称展布，其组成为下石炭统大哈拉军组陆相钙碱性火山岩和中石炭统阿克沙克组海相钙碱性火山岩。早石炭世为陆相火山活动，代表了裂谷活动早期火山活动特点，区内发现有金-铜矿化；中石炭世海相火山岩代表了裂谷活动的继续。中带主体上由二叠纪的钙碱性—碱性双峰式火山岩构成，代表了裂谷活动的鼎盛时期，发现有海相块状硫化物型、斑岩型、夕卡岩型和岩浆期后热液型等铜矿化现象。

5 浅成低温热液金矿总体特征

1) 浅成低温热液金矿产出的大地构造背景大多数为活动的大陆边缘和岛弧带。主体分布在年轻的火山岛弧（日本岛、台湾岛、菲律宾岛、印度尼西亚、巴布亚新几内亚、斐济、新西兰）、阿尔卑斯褶皱系（西班牙东南部、喀尔巴阡山）、中生代陆缘褶皱带（加拿大和美国的科迪勒拉）、古生代裂谷带（中国新疆）和晚中生代地台活化地段（俄罗斯楚科奇、中国东北部、朝鲜、中国东部沿海）。

2) 浅成低温热液系统金矿成矿时代集中在中—新生代，特别是晚中生代和第三纪，以环太平洋带最为重要，这也是特提斯带的主成矿期。除了古亚洲带发现有古生代同类矿床外，未有前古生代此类矿床的报道，但这并不排除成矿的可能性。

3) 浅成低温热液金矿的容矿岩石主要为钙碱

性（有时达到钙碱性—碱性）喷出岩和浅成侵入岩。岛弧带内矿床（西太平洋内带为代表）产在粗面玄武-角砾岩和安山-角斑岩为主的火山岩建造中，较少矿床产在 K-Na 系列安山-流纹英安岩系列建造中，矿化通常发生在火山（岩浆）作用的末期。陆内火山岩带矿床形成于巨厚陆壳为特征的地台活化带中，容矿岩石为粗面玄武-流纹岩和粗面安山-流纹岩（或粗面流纹岩）建造中的钾富于钠的深成-火山岩。陆缘火山带矿床均与安山流纹岩和安山岩建造岩石有关。与成矿关系最为密切的是筒状和岩墙状爆破角砾岩。

4) 构造是浅成低温金矿成矿的重要条件。矿床的容矿构造可以是各种类型的正向和负向火山机构，并受区域性断裂带和火山机构断裂系统的控制。岛弧带矿床主要分布在破火山口内，较少产在线性背斜构造和火山穹隆中；陆内火山岩带矿床形成于构造倾伏的破火山口地段；陆缘火山带矿床可出现在各种正向和负向火山机构内。含矿火山机构几乎总是分布在两级以上区域断裂弯曲和交会部位。矿体产在这些断裂带以及羽状断裂、放射性、环状断裂内。在浅成低温成矿体系的火山机构中，这些断裂构造起了双重作用。断裂下部为导矿通道，同时作为火山机构和其周边矿化的控矿构造。断裂系统上部为容矿构造，是金-银矿体、矿化体的主要赋存空间。

5) 该类矿床普遍具有成矿温度低、成矿深度浅和成矿流体盐度小的特点（表3）。金矿床形成

表3 部分浅成低温热液金矿实测温度和盐度数据

矿 区	实 测 数 据		代 表 性 数 据		资料来源
	温度/℃	w(NaCl)/%	温度/℃	w(NaCl)/%	
红山(美)	215~235	1.6	240	1.6	Nash(1975)
朱尔卡尼(秘)	161~275	5~24			Bruha(1983)
莱克城 DD 号(美)	206~280	1.3~12.4	250	3.0	Slack(1980)
萨米特维尔(美)	231~276	7~21			Bruha(1983)
戈尔德菲尔德(美)	150~325	5~18			Bruha(1983)
莱克城 D 号(美)	165~283	0~7.2	250	3.5	Slack(1980)
科尔基(秘)	140~300	0~13.0	270	2.0	Kamilli 等(1977)
森尼赛德(美)	172~323	0~3.6	290	1.0	Casadevall 等(1977)
克里德(美)	140~270	1.1~13.0	250	7.0	Woods 等(1982)
瓜纳华托(墨)	225~285	1.5	230	1.5	Buchanan(1979)
帕楚卡(墨)	180~280	0.4~5.7	240	1.0	Dreier(1976)
托诺帕(美)	140~290	0~2.6	250	1.0	Fahley(1981)
科姆斯托克(美)	295	3.1			Silberman(1974)
朗德山(美)	250~260	0.2~1.4			Nash(1972)
奥特曼(美)	200~335	0.2~1.6	235	1.5	Clifton(1984)
菱刈(日)	100~260	0.6~1.1			
阿希(中)	78.7~293	0.35~9.6	120~180	0.35~5	沙德铭等(1995)
瓦图科乌拉(斐济)	160~240	4.6~7.1		5.5	Ahmad(19987)
戈尔德罗斯(新)	160~300	0.9~28.1	200	0.9~2.5	德龙德(1988)

据 P.Heald (1987) 等资料改编。

于低温条件, 据不完全统计, 成矿温度普遍低于 $300\text{ }^{\circ}\text{C}$, 而且多数矿床的成矿温度介于 $100\sim 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间。矿床形成于低压 ($10\sim 50\text{ MPa}$) 条件下, 矿化深度较浅, 一般在 $100\sim 1\,000\text{ m}$ 范围内, 已知的矿化垂向延深在千米以上的矿床很少。成矿流体低盐度, 多数矿床流体 $w(\text{NaCl})$ 在 $0\sim 10\%$, 例如阿希金矿流体 $w(\text{NaCl})$ 为 $0.35\%\sim 9.6\%$ 。而且主成矿期更是如此, 如克里普尔克里克矿床, 第 1 阶段沸腾流体为高盐度 ($33\%\sim 40\%$), 而主成矿期流体盐度明显较低, 仅达到相当于含 $0\sim 3.5\%$ 。

6) 矿体主要以脉状为主, 包括复杂的树枝状脉、板状脉、细脉和网状脉, 其次为浸染状矿层和产在爆发角砾岩状的细脉浸染状矿筒、囊状透镜体。矿石一般为贫硫化物型, 金品位变化较大, 高者可达 $500\times 10^{-6}\sim 600\times 10^{-6}$ 以上 (阿希金矿 2 号脉), 大部分在 $15\times 10^{-6}\sim 30\times 10^{-6}$ 或更低。矿石组合可以分为金矿石、金-碲化物矿石、金-银矿石和金-石英硫化物矿石。主要矿石矿物为自然金、自然银、银金矿、碲金矿、深红银矿和硫化物黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿等; 非金属矿物为石英、玉髓、绢云母、蛋白石、方解石、沸石、萤石、重晶石、明矾石、高岭石、冰长石等, 以玉髓、冰长石、明矾石等为较特征的标型矿物。

7) 许多浅成低温矿床的形成与地热系统和热泉环境有关。一些热泉型和富矿脉型贵金属矿床产在现代活动的地热田或其附近, 如日本的菱刈脉金矿床 (品位 80×10^{-6} , 储量 120 t) 赋存在桐岛活动地热田的古地热泉部分。许多金矿区范围内有古地热系统活动的痕迹, 古地热热泉出口处发育硅质泉华、蛋白石、钠明矾石、伊利石、高岭石等, 形成粘土矿物“帽”。

8) 浅成低温矿床围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化, 其次为碳酸盐化、高岭土化、冰长石化、明矾石化, 区域性的青磐岩化也波及到矿脉附近的火山岩。一般具有较为明显的横向和垂向分带性, 如阿希金矿硅化带 (含矿体)—黄铁绢英岩化带—粘土化带—绿泥石化带。

9) 矿床原生晕具垂向分带性, Hg , As , Sb 为典型矿上晕, Mo , W , Co , Ni 为典型的矿下晕。

6 成因模式

浅成低温成矿理论自 Lindgren (1922) 提出以后, 经历了数十年, 在取得的找矿成果和研究成就的支持下, 不断完善、丰富和发展。随着人们对于

该类矿床特征认识的不断深化, 矿床成因模式也在不断更新。

几十年来, 许多研究者在研究过程中提出了该类型矿床的矿床模式, 多数模式是基于近代成矿理论, 综合考虑了浅成低温金矿的产出环境、地质特点等要素。其中, 比较有代表性、影响较大的成矿模式有以下几种。

1981 年, L.J. 布坎南在综合了北美南部 60 个产在火山岩中的脉状金-银矿床的地质资料后, 建立了“综合性浅成火山热液金-银矿床成矿模式”的理想剖面图。该模式展示了典型浅成低温矿床的垂直和水平矿物分带、矿物的沉积条件和金属成分的分布, 代表了一般的浅成火山热液金-银矿床, 并在横向和垂向上对于矿化和蚀变作用特征进行了总结, 是较有影响的一个成矿模式。

许多研究者在研究过程中注意到, 浅成低温热液矿床形成与古热泉系统关系密切。1982 年, 美国学者贾尔斯和内尔逊研究了地热体系中低温热液金矿的特点, 提出了浅部以角砾岩为容矿岩石的热泉金矿和浸染状金矿化模式。该模式展示了一个与深度有关的浅成热液矿床序列: 近地表热泉矿床、浸染交代矿床和较深部位的富矿囊系统。该模式很好地反映了热泉金矿的沉积环境、矿石分带和矿床成因等。

20 世纪 80 年代以来, 随着对浅成低温金矿的重视和找矿工作的深入开展, 人们发现地热体系中低温热液金矿和斑岩型铜 (钼) 矿床中的金-银矿床是 2 类重要的金矿类型, 在全球广泛分布, 特别是在环太平洋带分布最多。以环太平洋带找矿和研究成果为基础, 贾尔斯和内尔逊 (1982)、R.H. 西利托 (1979, 1984) 分别建立了 2 类矿床成矿模式。D.P. 考克斯 (1982) 在综合了西利托等人的资料基础上, 提出了斑岩铜-金矿床的描述性模式。以上模式比较成功地反映了浅成低温、斑岩型矿床的成因特征。

这中间, R.H. 西利托 (1989)、Hedenquist (1994) 等许多学者在分析了不同类型的金-银矿化后, 还发现许多成矿区 (如菲律宾的碧瑶地区) 金-银矿化类型和斑岩型铜 (钼) 矿床同时出现, 且存在着密切的成因联系。进一步研究认为, 其实可能是同一热液成矿体系“垂向分带”演化过程不同阶段的结果, 将二者视作一个成矿体系, 归入到同一个产状模式中, 建立了斑岩-浅成低温系统铜-金矿化类型模式。最近我国紫金山斑岩型铜矿外围浅成热液金矿的发现, 也证明了这种“上金下铜”成

矿模式的可取之处。这样,就为在斑岩系统中寻找大型浅成热液金-银矿床和在浅成低温金矿系统中寻找斑岩型铜-金矿床提供了依据,指明了方向。

7 找矿前景

斑岩铜矿、浅成低温热液金银矿分别是 20 世纪七八十年代全球研究与勘查的热点,将陆相火山岩浅成低温金-银矿—次火山岩脉状 Au, Ag, Cu, Pb, Zn 矿—斑岩(夕卡岩)型铜矿作为一个有机的构造-岩浆-成矿系统来进行整体研究则是 90 年代的新趋势。

全球范围而言,20 世纪七八十年代是浅成低温金-银矿、斑岩型铜矿找矿热时期,宏观上确定了 3 个大的铜-金矿带,其中尤以环太平洋成矿带更为突出,发现了一大批大型以上规模的浅成低温金-银矿、斑岩型铜矿,奠定了同类型矿床的重要地位。90 年代以来,从成矿带构造环境和演化历史着眼,将浅成低温金-银矿与斑岩型铜矿进行整体研究和总体勘查,在环太平洋成矿带,尤其是东南亚和安第斯山斑岩型铜矿和浅成低温金-银矿的勘查取得了重大突破,新发现了一批世界级的铜-金矿床。如菲律宾 Lepanto Far Southeast 铜-金矿,铜为 3.6 Mt,金达 550 t;印尼 Carasberg-Ertsberg 斑岩型金-铜矿铜储量 21.42 Mt,金储量 2 400 t。就已有找矿成果看,浅成低温热液(斑岩)系统矿床的找矿工作可谓前途无量。

我国具有有利的浅成低温热液系统金矿成矿条

件。世界上三大浅成低温热液金矿成矿带均通过我国境内。我国东部台湾位于环太平洋成矿带西部带内带,东北地区、华北地区位于环太平洋成矿带的外带;我国西南(青藏高原地区)位于特提斯成矿带的东段;兴蒙—天山地区则位于中亚—蒙古成矿带上。经过努力,已经在上述成矿带上取得了一些找矿成果,如环太平洋外带上的福建上杭紫金山铜-金矿、黑龙江团结沟金矿、吉林五凤金矿、辽宁二道沟金矿等;在中亚—蒙古成矿带上发现小兴安岭的古利库金矿、大兴安岭的“新类型”金矿、西天山的阿希、伊尔曼得金矿等。特别是近年来新疆阿希金矿的发现,将浅成低温热液系统金矿的研究和勘查工作引入到欧亚大陆内部的中亚—蒙古成矿带,拓宽了同类型金矿的找矿区域,具有重要理论和实际意义。最近,许多研究者认为,西准噶尔的哈图金矿、阔尔真阔腊,东准噶尔的索尔巴斯套、双峰山、金山沟等,东天山的石英滩等金矿都属于浅成低温系统金矿,扩大了找矿环境和领域。

应该说,我国处于有利的浅成低温系统金矿成矿区域内,具备了寻找同类矿床的先天条件,并且取得了一定的找矿效果,应该具有较为广阔的找矿前景。然而,在单一矿床规模和资源总量上没有实现突破,应该加强研究和找矿工作。我们认为,重点工作应该放在中亚—蒙古带和环太平洋西外带上,包括天山—准噶尔、北山、大兴安岭、小兴安岭、张广才岭以及江浙闽等东部沿海地区。

摘自《地质与资源》2003 年第 2 期

东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景

祁进平¹, 陈衍景^{1,2}, Franco Pirajno³

(1. 北京大学 造山带与地壳演化开放实验室, 北京 100871; 2. 中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 3. Geological Survey of Western Australia, 100 Plain Street, East Perth, WA6004, Australia)

“浅成低温 (epithermal)”热液矿床是指赋存于陆相火山岩中,由岩浆驱动大气降水热液活动(可混有岩浆热液)而形成的矿床,其温度低于 300 ℃,压力为 $n \times 10^7$ Pa。当流体系统喷出地表时,又被称为热泉,形成的矿床被称为热泉型矿床。浅成低温热液系统的主要成矿元素为 Au, Ag, Cu, Pb, Zn 等,被细分为冰长石-绢云母型和高岭石-明矾石型,或者低硫型 (low sulfidation) 和高硫型 (high sulfidation)。

20 世纪 70 年代以来,世界发现了 19 个储量超过 100 t 的浅成低温热液金矿。虽然在不同时代、不同构造环境中发现了这类矿床,但绝大多数该类矿床发现于年轻的岛弧或陆弧环境,尤其以环太平洋构造带最为集中,成矿系统被认为与岩浆弧区的火山-次火山活动有关。其次,晚古生代以后的年轻碰撞造山带中,如中亚造山带,也发现了一些浅成低温热液矿床。关于碰撞造山带地区的浅成低温热液矿床的成因,则有不同的解释。多数学者认为

与碰撞前岩浆弧区的火山-次火山活动有关,成矿发生在碰撞前;少数学者主张碰撞期岩浆活动,尤其是碰撞晚期的岩浆活动,也能形成重要的浅成低温热液矿床,如东天山的石英滩金矿和西天山的艾肯达坂铜-银矿床。

我国东北是乌拉尔—天山—蒙古—兴安岭造山带或阿勒泰系(下同)的一部分,也是环太平洋构造带的一部分,该区已经发现了很多浅成低温热液型金-银矿床。那么,哪类火山岩分布区有利于寻找浅成低温热液型矿床,岩浆活动及成矿作用究竟是太平洋板块俯冲的产物,还是陆-陆碰撞及其后续构造演化的产物,或是地幔柱活动的结果,究竟应以哪种理论指导找矿勘查和地质科学研究,等等,不仅属于具有创新科学意义的重要问题,也关系到我国金、银等矿产资源潜力的评估和找矿工作部署,其值得探讨。为促进这些问题的研究和解决,在总结了我国东北地区的浅成低温热液型矿床的勘查和研究资料的基础上,初步确定燕山期陆相中酸性火山岩为主要赋矿围岩,矿床集中形成于晚侏罗世和早白垩世,矿床定位主要受火山机构控制,火山活动受区域性大断裂控制,并集中在德尔

布干、呼玛、小兴安岭和吉东 4 个矿集区,岩浆活动和成矿作用的构造背景属于挤压向伸展转变期,找矿潜力较大。

1 地质背景

中国东北地区(图 1)指华北地台北缘边界断裂——康保—赤峰断裂以北的中国大陆东部地区,构造上夹于西伯利亚和中朝克拉通之间,是阿勒泰系的最东段。由南向北,该区被康保—赤峰断裂、温都尔庙—西拉木伦河—延吉缝合带、二连浩特—贺根山—嫩江—黑河缝合带、得尔布干断裂分为 4 个构造单元:温都尔庙早古生代增生带、内蒙古—吉林晚古生代增生带、南蒙—兴安岭晚古生代增生带和蒙古额尔古纳新元古代增生带。

阿勒泰系是由古亚洲洋演化而成,古亚洲洋最终闭合于晚古生代末。在东北地区,其最晚缝合位置有 2 种主要观点:1) 二连浩特—贺根山—嫩江—黑河断裂带,以贺根山蛇绿岩带为标志,闭合时间为 D_3-C_1 或二叠纪或早三叠世;2) 温都尔庙—西拉木伦河—延吉断裂带,主要依据是断裂两侧的

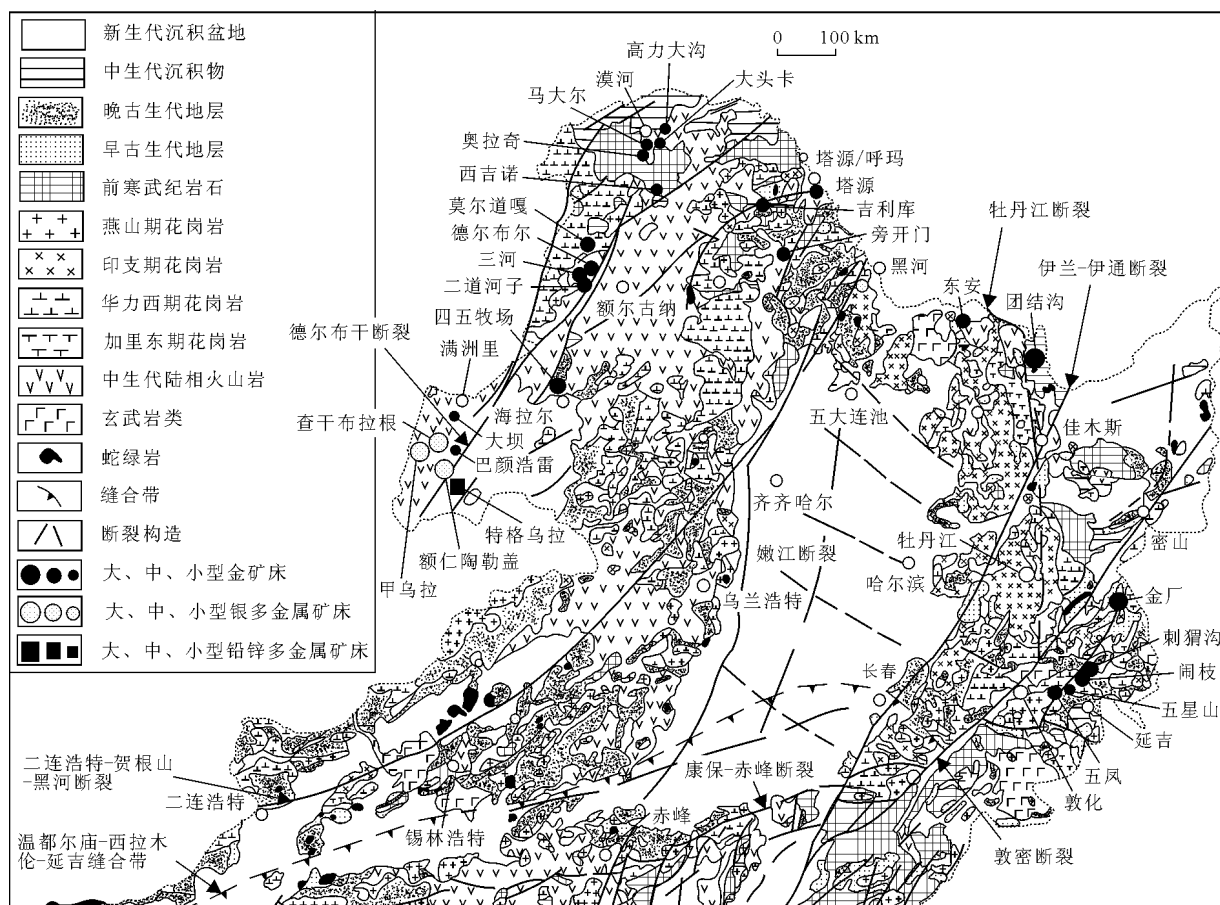


图 1 中国东北地区地质和浅成低温热液矿床分布图(底图据陈衍景等, 2004 修改)

古生物群落和岩石建造的差异显著,闭合时间为晚古生代末或晚二叠纪。事实上,这2条缝合带可能代表同一洋盆,即索伦科尔洋盆,只是被其间的微陆块分隔而已。索伦科尔洋盆可能通过蒙古—鄂霍茨克缝合带而与古太平洋联通。无论如何,根据白云鄂博、林西、佳木斯、小兴安岭等地大量二叠纪和三叠纪海相地层的发育,可以肯定我国东北地区的晚古生代造山带代表最晚闭合的洋盆,洋盆最终闭合于二叠纪末或三叠纪初,西伯利亚与中朝板块之间的全面碰撞不可能早于三叠纪。碰撞晚期或碰撞后,由于研究区受到太平洋—欧亚大陆板块相互作用的影响,使我国东北地区,特别是东北角,表现出一定程度的环太平洋构造带特征,甚至个别地区属于来自太平洋板块的地体,如那丹哈达地体。与天山、秦岭等典型碰撞造山带一样,研究区也具有复杂的组成,包括一些微陆块或地体、岩浆弧杂岩和沉积岩系。研究区构造演化历史复杂,大致可分为5个阶段:1)前寒武纪微陆块的形成和西伯利亚大陆南缘的增生;2)早古生代华北板块北缘的增生;3)晚古生代西伯利亚板块南缘和华北板块北缘的增生,以及古亚洲洋(索伦科尔洋)的俯冲消减和闭合;4)中生代,尤其是三叠纪—早白垩世的板块全面碰撞,地壳和岩石圈缩短、增厚、隆升,并随即拆沉和伸展断陷;5)晚白垩世以来的陆内构造演化和太平洋—欧亚板块边缘的相互作用。其中,在第4阶段的构造演化中发育了大量中—酸性岩浆岩,包括中深成的花岗岩类、浅侵位的斑岩—爆破角砾岩和大面积分布的火山岩类,这些岩浆岩与研究区的浅成低温热液矿床以及相关的造山型、斑岩型、夕卡岩型等类型的矿床具有密切的成因联系,甚至是矿床的赋矿围岩。

2 矿床分布空间

东北地区的浅成低温热液矿床环绕松辽盆地分布(图1),集中分布于如下4个区带。

1) 德尔布干矿集区。位于内蒙古东北部和黑龙江省西北部,沿满洲里—额尔古纳—漠河一线构成NE向成矿带,包括奥拉齐金矿、莫尔道嘎金矿、甲乌拉铅—锌—多金属矿、查干布拉根铅—锌—多金属矿及四五牧场金矿等18个浅成低温热液矿床(图1,表1)。多数矿床分布在德尔布干断裂西北侧,少数分布在德尔布干断裂东南侧,属于西伯利亚板块南缘增生带,该成矿区可细分3个成矿亚区:①上黑龙江或漠河拗陷区,位于矿集区最北

部,主要为金—铜矿化;②额尔古纳隆起区,位于矿集区中部,主要为铅—锌—银矿化和金矿化;③满洲里盆岭区,围岩矿集区最南部,主要发育铜、银、铅、锌等矿化。

2) 呼玛矿集区。位于大兴安岭东坡北端的鄂伦春—塔源—黑河一带,呼玛河流域,故称呼玛矿集区。该区产有塔源金矿床、古利库金(银)矿床和旁开门金—银矿床(图1,表1)等,南界为二连浩特—贺根山—黑河断裂,北界为雅鲁河断裂。

3) 小兴安岭矿集区。位于松辽盆地北缘,黑龙江的黑河—逊克—伊春—佳木斯等地,已发现东安和团结沟2个大型金矿。大地构造相当于佳木斯地块西缘和小兴安地块,属于佳木斯—小兴安联合地体与松嫩地块的拼合带,包括乌拉嘎、逊克等中生代火山盆地和伊春褶皱带(图1)。

4) 吉东矿集区。位于吉林省最东部的延吉地区和黑龙江省的东南角,南以康保—赤峰断裂为界,西以敦密断裂为界,是佳木斯、兴凯、龙岗等地块的拼贴带,地质演化复杂,成矿条件优越,过去被称为吉黑地槽或吉黑褶皱带。该区已发现金厂、五凤—五星山、闹枝金矿、刺猬沟等金矿床(图1,表1),并伴随较强的银矿化。

尽管不同矿集区之间在矿种和矿床多寡程度上存在明显差异,但矿床倾向性产于中生代上叠盆地的火山—次火山杂岩带中,且多产于隆起与凹陷的交界带,具体表现:①中生代火山盆地边缘,例如,四五牧场金矿产于海拉尔盆地的西边缘,五凤—五星山金矿产于中生代火山岩盆地的内边缘;②基底隆起区内的火山拗陷带(隆中凹),例如,莫尔道嘎金矿、西吉诺山铅—锌—多金属矿产于额尔古纳隆起内的次级火山拗陷带;③火山盆地中的隆起区(凹中隆),例如,东安金矿产于逊克盆地中间隆起带的北缘(表1)。

3 成矿时间

已有的矿石、主岩及与成矿有关火山—次火山岩年龄为176.8~87.6Ma,主要集中于150~90Ma,在170~150Ma也略有集中(表2,图2),这些年龄显示该区浅成低温热液矿床成岩成矿时代为中晚侏罗世—早白垩世,主要集中于晚侏罗世—早白垩世。例如,德尔布干成矿区浅成低温热液矿床及其主岩的同位素年龄集中于晚侏罗—早白垩世;吉林延边地区浅成低温热液金矿成矿年龄也是中—晚侏罗世和早白垩世,如刺猬沟金矿的石英⁴⁰Ar/³⁹Ar

表 1 中国东北地区浅成低温热液矿床地质特征

编号	矿名/县市/省区	矿种	规模	金属矿物	非金属矿物或主要蚀变	围岩及时代	控矿构造/矿体形态	大地构造
1	奥拉齐/漠河/黑	金	点	黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,闪锌矿,自然金,银金矿等	硅化,绢云母化,绿泥石化,青磐岩化,碳酸盐化,褐铁矿化,软锰矿化等	流纹岩,凝灰岩	NE, NNE 断裂及火山机构	上黑龙江拗陷内近德尔布干断裂的火山盆地
2	马达尔河/漠河/黑	金	点	黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,闪锌矿,自然金,自然银等	硅化,绢云母化,碳酸盐化,泥化等	流纹岩,凝灰岩	破火山口周围环状,放射状断裂系统	上黑龙江拗陷
3	页索库/?/黑	金				流纹岩,凝灰岩	火山机构	上黑龙江拗陷
4	大头卡/漠河/黑	金	点				火山机构及裂隙	上黑龙江拗陷
5	高力大沟/漠河/黑	金				塔木兰沟期玄武岩	火山机构及裂隙	上黑龙江拗陷
6	三河/额尔古纳/内蒙古	金-铜	中	黄铁矿,黄铜矿,磁黄铁矿,方铅矿,闪锌矿,车轮矿,铁闪锌矿及银金矿等		晚侏罗世中基性火山岩		额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地
7	西吉诺山/?/黑	铅-锌-铜		方铅矿,黄铜矿,闪锌矿,黄铁矿,自然金,辉铜矿,钛铁矿,蓝铜矿,赤铜矿,白铅矿,孔雀石,铅矾,褐铁矿等	青磐岩化,硅化,绿泥石化,绿帘石化和碳酸盐化	晚侏罗世安山-粗安质火山杂岩	NE 向卡马兰河—盘古河断裂;脉状	额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地
8	德尔布耳/额尔古纳/内蒙古	铅-锌	中	方铅矿,闪锌矿,黄铁矿,黄铜矿,褐铁矿,白铅矿,铅矾,铅铁矾,红锌矿,异极矿,针铁矿,孔雀石,蓝铜矿等	硅化,萤石化,绢云母化,高岭石化,碳酸盐化,明矾石化,绿泥石化	早白垩世火山岩	德尔布干深断裂,次火山岩内外接触带及 NW—NWW 向张裂隙	额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地
9	二道河子/额尔古纳/内蒙古	铅-锌-银	中	方铅矿,闪锌矿,黄铁矿,黄铜矿,深红银矿,褐铁矿,白铅矿,铅矾,异极矿,黄钾铁矾等	硅化,绢云母化,高岭石化,碳酸盐化,绿泥石化,重晶石化	早白垩世火山岩	德尔布干深断裂,次火山岩内外接触带, NW—NWW 和 EW 向裂隙	额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地
10	莫尔道嘎/额尔古纳/内蒙古	金			石英,绢云母,冰长石等			额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地
11	额仁陶勒盖/满洲里/内蒙古	银-金	大	黄铁矿,方铅矿,角银矿,硬锰矿,碘银矿,自然银,自然金等	石英,冰长石,碳酸盐,玉髓,绢云母,绿泥石,沸石,重晶石等	晚侏罗世安山岩-碎屑岩	NW 向断裂,火山穹隆;脉状	德尔布干断裂北西侧的满洲里火山盆地内的隆起部位
12	甲乌拉/满洲里/内蒙古	铅-锌等	大	方铅矿,闪锌矿,白铁矿,磁黄铁矿,黄铜矿等,含银矿物有硫锑银矿,含银辉铋铅矿,银黝铜矿及自然银等	石英,斜长石,方解石,白云母,绿泥石,水云母,萤石,高岭石等	燕山期火山-次火山杂岩	NNE, NE 向张性断裂,破火山口;脉状	额尔古克鲁伦断裂北西侧满洲里-克鲁伦火山盆地,盆地与隆起的过渡部位
13	查干布拉根/满洲里/内蒙古	银-铅-锌-金	大	方铅矿,闪锌矿,黄铁矿,黄铜矿,毒砂,磁黄铁矿,自然银,银金矿,银黝铜矿,深红银矿(硫锑银矿,浓红银矿),硫锑铜银矿,辉锑银铅矿,辉银矿	硅化,伊利石-水白云母化,碳酸盐化,高岭石化,绿泥石化,绿帘石化等	侏罗纪沉积岩和流纹质熔岩-碎屑岩	NNW 向断裂,破火山机构;脉状	额尔古克鲁伦深大断裂北西侧的满洲里-克鲁伦火山盆地
14	大坝/满洲里/内蒙古	金-铜	点	黄铁矿,黄铜矿,硫砷铜矿,自然金,银金矿等	明矾石化,硅化,叶蜡石化,地开石化,绢云母化	晚侏罗世流纹质熔岩-凝灰岩	火山穹隆	满洲里克鲁伦火山盆地火山机构,火山管道(隐爆角砾岩)
15	四五牧场/满洲里/内蒙古	金		黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,硫砷铜矿,自然金,自然铜,自然银,碘银矿,辉铜矿,辉银矿,蓝辉铜矿等	硅化,绢云母化,碳酸盐化,高岭土化,地开石化,明矾石化	晚侏罗世中-酸性火山杂岩	隐爆角砾岩带内;呈倒置的“喇叭”形或萝卜状	海拉尔中生代火山盆地的西边缘
16	巴彦浩雷/满洲里/内蒙古	金	点	黄铜矿,铜蓝,黄铁矿及硫砷铜矿等	石英,明矾石等			
17	塔源/塔源/黑	金		黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,闪锌矿,黝铜矿,硫砷铜矿,自然金,螺状硫银矿,辉铜矿等	硅化,冰长石化,绢云母化,碳酸盐化,叶蜡石化,绿泥石化,绿帘石化,重晶石化等	晚侏罗流纹岩,流纹质熔结凝灰岩,安山岩	火山机构和断裂交会带;脉状	额尔古纳地块南缘的塔河过渡带内
18	古利库/松岭/黑	金-银		黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,辉银矿,锌锑黝铜矿,铁锑黝铜矿,辉铜矿,磁铁矿,脆银矿,银金矿,金银矿,自然铜,蓝铜矿,孔雀石,褐铁矿等	石英,玉髓,铁白云石,方解石,冰长石,绢云母,绿帘石,绿泥石,叶蜡石,粘土矿物,云母等	早白垩世安山岩-英安岩,前奥陶纪变质岩	爆破角砾岩筒及 NW 和 NE 向断裂;脉状	大兴安岭东缘大杨树中生代火山盆地与落马湖隆起接壤地区
19	旁开门/呼玛/黑	金-银		黄铁矿,磁黄铁矿,白铁矿,方铅矿,闪锌矿,黄铜矿,自然金,银金矿,自然银,硫金银矿,辉银矿,碲金矿,碲铋矿等	硅化,碳酸盐化,绿泥石化,绿帘石化,绢云母化,高岭土化,蒙脱石化,萤石化	早白垩世火山-碎屑岩建造	断裂构造;脉状	大兴安岭东缘火山盆地的下白垩统伊列克得组,九峰山组,富林组
20	东安/逊克/黑	金	大	自然金,黄铁矿,褐铁矿等	硅化,冰长石化,绿泥石化,绿帘石化,绢云母化,萤石化,高岭土化,水白云母化等	早白垩世安山-流纹质火山杂岩	断裂和隐爆角砾岩;脉状	松嫩地块和佳木斯地块之间的逊克中新生代火山盆地

续表 1

编号	矿名/县市/省区	矿种	规模	金属矿物	非金属矿物或主要蚀变	围岩及时代	控矿构造/矿体形态	大地构造
21	团结沟/嘉荫/黑	金	特	白铁矿,黄铁矿,自然金,少量黄铜矿,辉锑矿,银金矿,方铅矿,闪锌矿,自然汞,辰砂,雄黄和雌黄等	石英,蛋白石,方解石,铁白云石,冰长石,菱铁矿,褐铁矿,石膏等;矿体向外依次硅化—钾长石化—高岭土化—青磐岩化	侏罗纪酸性次火山杂岩和元古宇黑龙江群	NW, NNW 向断裂;脉状,透镜状,扁豆状	佳木斯地块北部乌拉嘎中生代火山断陷盆地与鹤岗隆起交界处
22	金厂/东宁/黑	金		黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,闪锌矿,毒砂,磁黄铁矿,辉钼矿,辉锑矿,磁铁矿,褐铁矿,赤铁矿,镜铁矿,自然金,银金矿,金银矿和自然银等	石英,长石,绢云母,高岭石,方解石,绿泥石,绿帘石,冰长石等	花岗闪长岩,花岗斑岩,花岗岩	角砾岩筒构造和环状,放射状断裂;柱状,囊状	佳木斯地块老黑山—绥芬河盆地边缘断裂与 EW 向断裂带交会部位
23	九佛沟/东宁/黑	金铀等				安山质凝灰熔岩	EW 向断裂构造;脉状	老黑山—绥芬河盆地边缘断裂与 EW 向断裂带交会部位
24	五凤/延边/吉	金	中	黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,闪锌矿,碲金矿,黝铜矿,银金矿,自然金等	硅化,碳酸盐化,冰长石化,绢云母化,绿泥石化	中侏罗世安山质火山碎屑岩	NE, NW 向断裂;柱状,囊状	中生代火山岩盆地边缘
25	五星山/延边/吉	金	小	黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,闪锌矿,褐铁矿,自然金,银金矿等	青磐岩化,硅化,碳酸盐化,冰长石化	中侏罗世粗安-粗面质次火山岩	NW 向断裂;网脉,浸染状	中生代火山岩盆地边缘
26	闹枝/延边/吉	金	中	黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,闪锌矿,银金矿,自然金等	硅化,青磐岩化,黄铁绢英岩化,碳酸盐化,萤石化,高岭石化	中侏罗世火山岩	NW 向断裂;不规则状	中生代火山岩盆地内部晚古生代褶皱基底隆起区
27	刺猬沟/延边/吉	金	中	黄铁矿,黄铜矿,方铅矿,银金矿,辉银矿,自然金等	硅化,碳酸盐化,冰长石化,绢云母化,重晶石化,高岭石化,绿泥石化,绿帘石化	中侏罗世安山质角砾凝灰岩	破火山口及裂隙;脉状	中生代火山岩盆地内边缘

1~16 号矿床属于德尔布干矿集区; 17~19 为呼玛矿集区; 20~27 为小兴安矿集区; 24~29 为吉东矿集区。

表 2 东北地区浅成低温热液矿床成矿及有关岩石的同位素年龄

矿床	样品产状	测试对象	方法	年龄/Ma
马达尔	依列克得组玄武岩		K-Ar	112
	上库力组流纹岩		K-Ar	124.8
	塔木兰沟组玄武岩		K-Ar	143.7
西吉	闪长岩		K-Ar	138.2
	闪长岩和闪长玢岩		K-Ar	100.6~102.3
	矿化蚀变安山岩		K-Ar	130.63
	花岗岩			87.6
二道河子	含矿岩			110~111
甲乌拉	花岗闪长岩	全岩	K-Ar	178.4
	石英二长斑岩	锆石	U-Pb	139.2
	石英斑岩	全岩	K-Ar	117
	次闪长玢岩	全岩	K-Ar	132.8
	长石斑岩	全岩	K-Ar	121.7
	石英二长斑岩	全岩	K-Ar	109.9
查干布拉根	花岗闪长岩	全岩	K-Ar	167.5
	二长花岗岩	钾长石	K-Ar	172
	二长花岗岩	黑云母	K-Ar	155.4
	流纹斑岩	全岩	Rb-Sr	120
金厂	矿石石英		$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	119~123
	火山岩	全岩	Rb-Sr	231.9±28.5
	火山岩		K-Ar	190.8~226.2
团结沟	斜长花岗斑岩	黑云母	K-Ar	100
	斜长花岗斑岩		K-Ar	102
	斜长花岗斑岩		K-Ar	112.6
	英安岩			137
东安	火山-侵入岩			112
	矿石	全岩	Rb-Sr	108
五星山	钾长花岗岩	全岩	Rb-Sr	137
闹枝	闪长玢岩	全岩	Rb-Sr	130±20
	矿石	石英	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	127.8±0.2
刺猬沟	矿脉	石英	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	176.8
	屯田营组火山岩	全岩	Rb-Sr	149±5

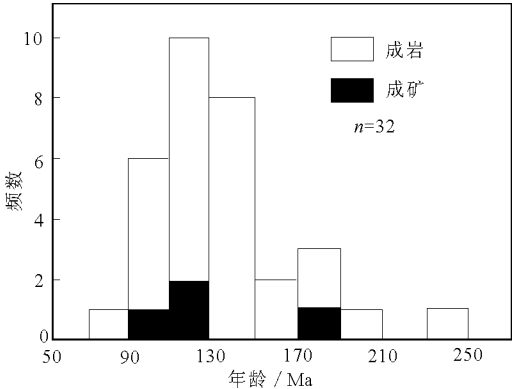


图 2 东北地区浅成低温热液矿床或其相关岩浆岩的年龄直方图

年龄为 176.8 Ma, 闹枝金矿 10 号矿脉的石英 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $(127.8\pm0.2)\text{Ma}$ 。

不少矿床的矿石同位素年龄与含矿火山岩或与成矿有关的侵入岩的同位素年龄非常接近, 表明成矿作用与中生代火山作用为同一地质事件。例如, 东安金矿矿石年龄为 108 Ma, 主岩年龄为 112 Ma; 再如闹枝金矿, 与成矿有关的次火山岩年龄为 130 ± 20 与 $(127.8\pm0.2)\text{Ma}$ 的成矿年龄一致。

4 矿床地质特征

东北地区的浅成低温热液矿床主要产于晚侏罗世—白垩纪的陆相火山岩, 部分产于花岗岩、沉积岩或基底变质岩中。在德尔布干矿集区, 矿床主要

赋存于晚侏罗世塔木兰沟组和早白垩世的上库力组，塔木兰沟组是安山岩为主的火山岩建造，上库力组则以流纹岩、流纹质凝灰岩为主要岩性。此外，个别矿床或其部分矿体（额仁陶勒盖和查干布拉根矿床）还赋存于与火山岩相伴的沉积碎屑岩中。在大兴安岭北部的呼玛矿集区，古利库、旁开门金矿的容矿围岩为早白垩世安山岩、英安岩等酸性火山岩。在小兴安岭矿集区，容矿围岩性质复杂，团结沟金矿产于侏罗纪斜长花岗斑岩和前寒武纪的黑龙江群中。在吉东矿集区，金厂金矿及其他矿床都产于中生代火山岩中，并以中侏罗世的屯田营组、晚侏罗—早白垩世的金沟岭组为主要赋矿层位，主要岩性为安山岩、安山质角砾凝灰岩等中性火山岩建造。无论如何，该区浅成低温热液矿床总与中生代中酸性岩浆活动有密切的空间关系。

从表 1 可知，火山机构是最主要的控矿构造，具体表现为破火山口或火山穹隆构造；火山机构的断裂系统（放射状和环状）是主要容矿构造，矿体形态也受火山机构控制。矿体产出有 3 种情况，第一是直接产于火山-次火山岩体及其接触带，矿体为柱状、囊状等，如金厂金矿的矿体受角砾岩筒控制，为柱状、囊状，四五牧场金矿受隐爆角砾岩带控制，矿体呈倒置的“喇叭”形或“萝卜状”，团结沟金矿体为透镜状和不规则状（图 3）。第二为火山机构的裂隙系统控制矿体产出，矿体以脉状为主，如大坝矿床（图 4）。第三类常见控矿构造是区域性断裂与火山机构复合，断裂走向多为 NW，NNW 及 NE 等；区域性断裂的次级断裂为主要容矿空间，并使矿体形态为脉状，例如，塔源、额仁陶勒盖、甲乌拉、查干布拉根等矿床的矿体均以脉状为主（表 1），图 5 为额仁陶勒盖矿床矿体形态与断裂的关系。

常见金属矿物为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等硫化物、碲化物等，金、银主要以自然金、银金矿、自然银的形式存在，部分矿床还发育含银

硫化物、卤化物（如碘化银）和硫盐等。非金属矿物为石英、绢云母、冰长石、方解石、绿泥石、萤

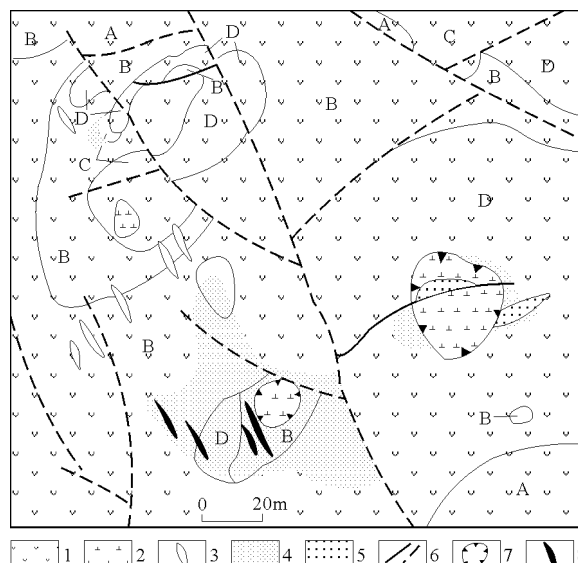


图 4 大坝金矿的矿体形态、产出及其与火山机构的关系
(A, B, C, D 由下至上的地层)
1—下白垩统上库力组火山岩；2—流纹斑岩；3—霏细斑岩；4—蚀变带；5—次生石英岩；6—断裂；7—破火山口；8—矿脉

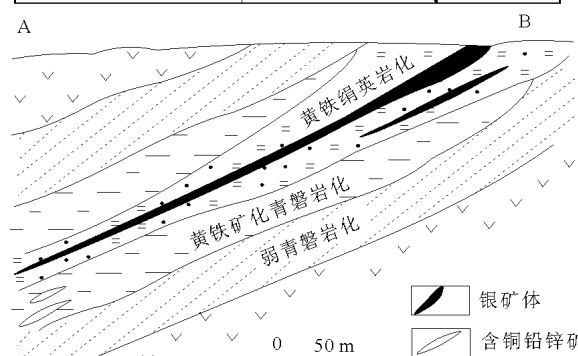
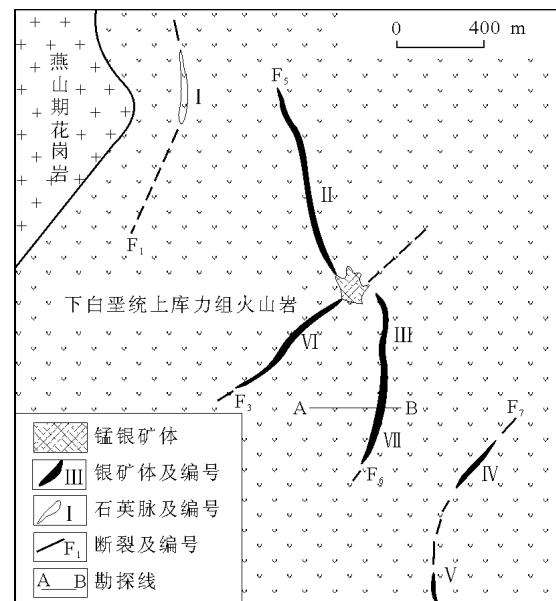


图 5 额仁陶勒盖矿床矿体形态、产出及其与断裂构造的关系（上为平面图，下为剖面图）

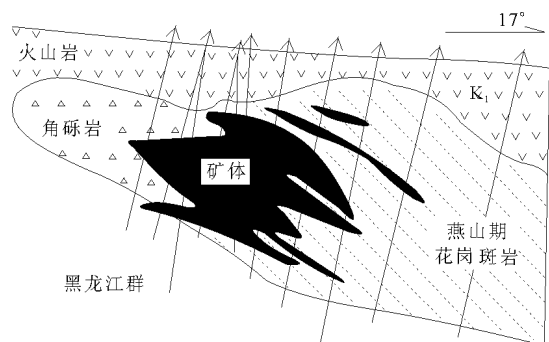


图 3 团结沟金矿的矿体形态、产出及其与火山机构的关系

石、高岭石、重晶石等。本区浅成低温热液矿床中的冰长石较常见, 至少已有 10 个矿床报道冰长石的存在, 占矿床数量的 34.5%。据 Sillite (1988) 的统计北美地区的浅成低温热液矿床中冰长石的出现几率约为 89%, 西南太平洋地区为 48%, 与之相比, 本区浅成低温热液矿床中冰长石的出现几率偏低, 但已高于中国东南地区的同类矿床, 后者冰长石发育几率仅为 10% 左右。浅成低温热液型金矿通常被分为高硫型和低硫型, 特征性矿物组合为明矾石-高岭石和冰长石-绢云母。东北地区浅成低温热液矿床中冰长石出现几率低于国外同类矿床的现象是否客观, 是否意味着矿化以高硫型为主, 其原因如何, 等等, 值得进一步研究确定。满洲里地区的大坝、四五牧场和巴彦浩雷矿床中均发现了硫砷铜矿和明矾石等高硫化型矿床的特征矿物, 被确定为高硫化型矿床。但就塔源金矿而言, 曹圣恩 (1994) 报道了冰长石的存在, 而杨永强 (2002) 等报道了硫砷铜矿的发现, 与浅成低温热液矿床中冰长石和硫砷铜矿很少共存的普遍特征不一致, 有待核实。值得重视的是, 本区浅成低温热液矿床的萤石化较为普遍和强烈, 需要研究。

5 成矿流体性质: 氢氧同位素和流体包裹体制约

对于德尔布干矿集区的德尔布尔、莫尔道嘎矿床, 甲乌拉、查干布拉根和额仁陶勒盖等矿床, 小兴安岭矿集区的团结沟等金矿, 呼玛矿集区的古利库、旁开门等金矿, 吉东矿集区的金厂、闹枝、刺猬沟、五凤等金矿床, 前人进行了成矿流体氢氧同位素研究 (图 6)。

除金厂金矿和甲乌拉铅-锌矿之外, 其余 10 个矿床 δD - $\delta^{18}O$ 数据点均位于大气水线附近, 且多数矿床的 δD 明显偏低说明成矿流体应以大气水热

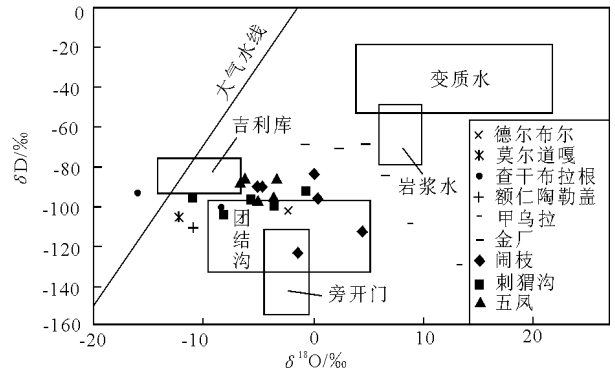


图 6 东北地区浅成低温热液矿床成矿流体氢氧同位素组成 (底图据 Hoefs J., 1997)

液为主, 并显示了高纬度地区大气水 δD 特征。甲乌拉矿床 2 件 δD 值为 -130‰ 和 -110‰ , $\delta^{18}O$ 值为 9‰ 和 13‰ ; 另外 2 件石英脉样品的 $\delta^{18}O_w$ 分别为 -12‰ 和 13‰ , 5 件石英脉样品 δD 为 -160‰ ~ -110‰ , 变化范围大, 表明成矿流体来源变化大, 可能包括了岩浆水和大气降水热液。至于 $\delta^{18}O_w$ 较高的原因, 可能在于 W/R (水/岩) 值较低所致, 因为 W/R 值较低时, 围岩较高的 $\delta^{18}O$ 值可使流体系统的 $\delta^{18}O$ 升高, 从而导致石英脉 $\delta^{18}O$ 值增高。金厂金矿数据点靠近岩浆水范围, 且从成矿早阶段到晚阶段向大气水漂移, 说明成矿流体主要为岩浆热液, 晚阶段混有大气降水, 成矿流体系统并非典型的浅成低温热液系统, 显示了斑岩型或造山型与浅成低温热液型成矿系统的连续性。12 个矿床成矿流体物理化学性质的研究结果列于表 3。除金厂矿床外, 流体包裹体均一温度范围总体为 $100\sim 350\text{℃}$, 额仁陶勒盖矿床偏高 ($199\sim 383\text{℃}$), 基本属中低温热液范围, 也与浅成低温热液矿床的温度范围 $100\sim 320\text{℃}$ 一致; 包裹体捕获压力皆低于 68 MPa, 静水压力深度浅于 6.8 km, 显然属于浅成或中浅成范围; 流体 F/Cl, Na/K, Na/(Mg+Ca) 等值变化范围大, 尤其是 CO_2/H_2O 值普遍较低 (<0.6),

表 3 东北地区浅成低温热液矿床成矿流体性质

矿床	温度/℃	压力/MPa	深度/km	pH	盐度/%	F/Cl	Na/K	CO_2/H_2O	Na/(Mg+Ca)
西吉诺山	148~230					0.43~0.78	1.25~1.48	0.15~0.60	0.20~0.47
甲乌拉	180~320	0.6~50.9	0.06~5.09		2.5~44.5	0.78~1.09	0.29~3.94	3.28~3.34	
查干布拉根	115~346					0.02~0.13	0.28~1.56	0.015~0.20	1.01~11.05
额仁陶勒盖	199~383	10~15	1.0~1.5	5.3~6.1		0.00 015~0.55	1.19~2.33	0.027~0.16	0.13~0.33
四五牧场	120~340		1.5		2.6~5.8				
古利库	185~270	11.9~16.7	1.19~1.67	4.8~5.5	0.13~1.04				
金厂	67~445	65~97	6.5~9.7	5.5~7.9	3.6~14.9				
团结沟	120~300	6.3~40.6	0.63~4.06		0.05~4.6	0.064~0.52	1.55~83.3	0.000 25~0.013	0.85~21.15
五凤—五星山	100~230	8.8~68	0.88~6.8		0.5~5.3				
闹枝	243~327	16.7~43.2	1.67~4.32	3.3~7.8	2.2~4.0	0.535~1.63	0.22~1.42	0.006 4~0.052	0.049~1.99
刺猬沟	171~175	7.3~28.5	0.73~2.85	6.5~7.3	0.75~7.4	0.53~2.63	0.13~0.68	0.001 1~0.024	0.05~1.3
东安	144~348	4.9~38.3	0.49~3.83		2.1~8.4				

均表明成矿流体系统以大气降水为主,与变质或岩浆热液差别较大,后者各项比值变化范围较小,且具有较高的 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 值;再除甲乌拉和金厂以外,10 个矿床的包裹体盐度最高值为 8.4‰,与大气降水热液的特征一致,与 Heald 等统计的美洲浅成低温热液矿床流体盐度范围 (0~13‰) 一致。

至于甲乌拉矿床,流体盐度较高,并发现含子晶的多相包裹体存在于中生代早期的花岗岩中,盐度高达 33‰~45‰,被解释为与次火山斑岩活动有关的岩浆热液,显示成矿流体系统中仍有较多的岩浆热液,再次证明了斑岩型与浅成低温热液型成矿系统的连续性。岩浆热液的 $\text{Na}/\text{K}<2$, $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})>4$; $\text{F}/\text{Cl}>1$ 是某些锡矿、伟晶岩、夕卡岩矿床的流体特征。在表 3 中,只有团结沟金矿成矿流体的 Na/K 和 $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ 值符合岩浆热液的特征,其余矿床均不符合上述条件。

至于金厂金矿,不仅其包裹体均一温度范围的上限高达 445℃,其成矿流体压力、盐度和成矿深度均显著高于其他矿床,与前述氢氧同位素特征给出的信息一致,均超出了浅成低温热液矿床的范畴,已趋近于斑岩型成矿流体系统,可能属于斑岩型与浅成低温热液型间的过渡类型或二者的复合。

总之,东北地区浅成低温热液型矿床的成矿流体具有大气降水热液的特征,部分记录了岩浆热液活动的信息,表明成矿流体系统的发育与岩浆活动有密切的成因联系。

6 成矿物质来源:硫铅同位素约束

6.1 硫同位素

矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值受多种因素的影响,包括流体系统的总硫活度、 $\delta^{34}\text{S}$ 值,矿物形成的物理化学条件(温度、pH 值、氧逸度等)。因此,在运用 $\delta^{34}\text{S}$ 示踪成矿物质来源时,需要综合考虑多种因素。

德尔布干矿集区的查干布拉根和德尔布尔矿床,呼玛矿集区的旁开门金矿床,吉东矿集区的五凤—五星山、闹枝、刺猬沟、金厂等矿床,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 -3.4‰~6.71‰,集中在 1.0‰~4.6‰ 之间(图 7),具有陨石硫特征,表明成矿物质主要源于岩浆-流体系统或赋矿围岩火山岩。

小兴安矿集区的团结沟矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 -33.6‰~-0.4‰;德尔布干矿集区的四五牧场矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 -12.2‰~-6.4‰,西吉诺山铅-锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -14.1‰~-4.2‰。如此显著的负

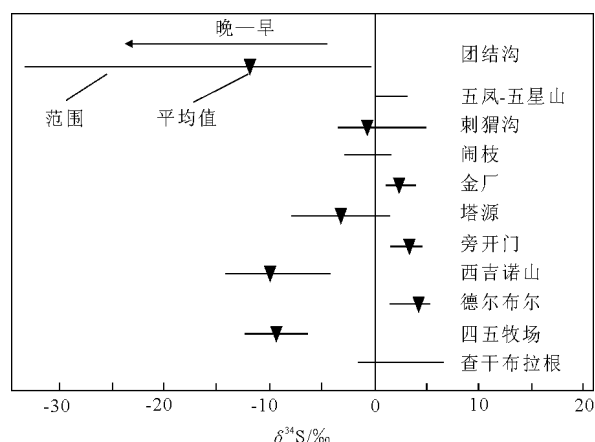


图 7 东北地区部分浅成低温热液矿床硫同位素组成范围和均值

值难以由物理化学条件的变化解释,应考虑生物硫的贡献。由于生物硫只能由地球表层的生物作用提供,因此硫等成矿物质应主要来源并沉淀于地壳表层,符合浅成低温热液矿床的形成环境。团结沟金矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值从早到晚逐渐降低,黄铁绢英岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -1‰左右,至第 3 世代白铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -11‰左右,第 4,5 世代白铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 低至 -30‰左右,表明成矿过程中硫源发生了变化。早阶段硫可能来自岩浆-流体系统,晚阶段可能来自生物作用,后者与白铁矿主要呈草莓状的特征相一致。此外, $\delta^{34}\text{S}$ 变化也可解释为成矿流体系统性质的改变,即由早期的斑岩型(与前述流体成分特征吻合)变为晚期的浅成低温热液型或热泉型。值得一提的围岩为黑龙江群结晶片岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -10.8‰,被前人解释为硫源。四五牧场金矿床存在石膏,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 16.2‰。由于石膏沉淀可大幅度降低流体系统的 $\delta^{34}\text{S}$,进而使硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 降低。因此,该矿床硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -12.2‰~-6.4‰,有 2 种可能原因:生物硫参与成矿,硫同位素平衡分馏(硫化物与硫酸盐之间平衡分馏)。塔源矿床硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 1.4‰~-7.8‰,18 件 $\delta^{34}\text{S}$ 值平均为 -3.37‰,变化范围大,反映物源性质或物理化学条件的变化,具体原因待进一步查明。总之, $\delta^{34}\text{S}$ 显示本区浅成低温热液矿床的硫主要源于岩浆-流体系统或赋矿围岩火山岩,或生物作用,总体吻合于浅成低温热液成矿系统特征。

6.2 铅同位素

德尔布干矿集区 4 个矿床(甲乌拉、查干布拉根、额仁陶勒盖、四五牧场)的矿石铅同位素比值变化较小, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.079\sim18.758$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.385\sim15.916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.599\sim39.049$,数据点分布于地幔线、造山带线、上地壳线之间及

上地壳线以上,在地幔线和造山带线之间略显集中(图 8A),表明铅源不单一。矿床内部数据点线性分布的特征明显,4 个矿床之间也显示了较清楚的线性关系,表明矿石铅属于深源铅与壳源铅的二元混合物,与成矿系统的岩浆为深源而成矿流体主要为大气降水热液的特征完全吻合。数据点倾向分布于构造演化线右端,给出较小的模式年龄,多数单阶段模式年龄介于 100~210 Ma,与成矿年龄和矿集区岩浆作用的时间一致,均为中生代,尤其是侏罗纪和早白垩世。在钍铅构造图(图 8B)中,数据点分布特征给出了同样的信息,不再展开论述。小兴安岭矿集区的团结沟金矿矿石铅同位素比值变化范围(图 8C, D)大于德尔布干矿集区,当剔除 2 件放射成因铅含量明显偏低的样品后,铅同位素

比值范围: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.861\sim18.722$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.507\sim15.849$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.761\sim38.973$,与德尔布干矿集区矿石铅的特征相似,表明它们的铅源、成矿作用和构造背景也相似。然而,2 件低放射成因铅样品指示古老变质基底提供了部分成矿物质,此与佳木斯—小兴安联合地体发育早前寒武纪变质基底的事实相吻合。

图 8C, D 中,团结沟矿床脉石英和硫化物样品位于矿区花岗岩类(含成矿花岗斑岩)和黑龙江群变质基底之间,硫化物样品更偏向变质基底范围,表明成矿物质来自变质基底和花岗岩浆-流体系统,二者相互作用形成矿床,岩浆-流体系统驱动了大气降水热液活动,后者不断淋滤变质基底中的成矿物质,使之加入到成矿系统中。

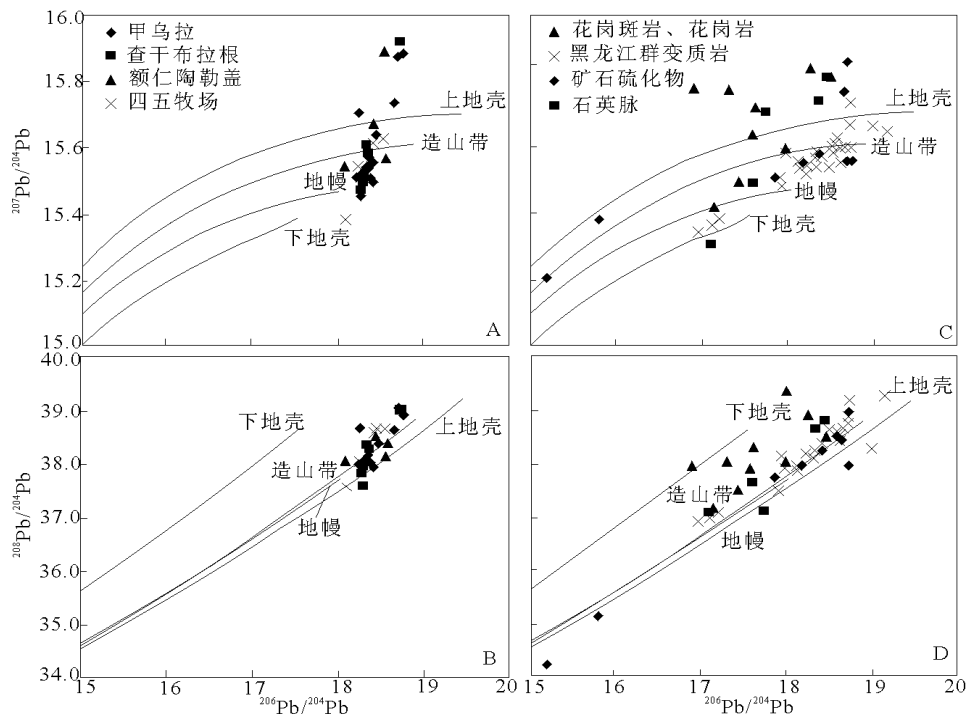


图 8 东北地区部分浅成低温热液矿床铅构造模式图(底图引自 Zartman RE 等)

7 成矿构造背景和模式

研究区矿床同位素资料显示,成矿物质主要来自岩浆、赋矿围岩或赋矿地体的变质基底,总体以壳源为主;成矿流体主要来自大气降水热液,次为岩浆热液。成矿温度总体属于中低温范围,流体包裹体以盐水溶液为主, CO_2 含量低,流体盐度低,包裹体捕获压力低,成矿深度为地表—近地表环境,总体属于典型的浅成低温热液系统。因此,岩浆-流体系统如何导致矿床形成,可由前人提出的浅成低温热液型矿床的成矿模式较好解释,即岩浆

喷发和浅侵位活动驱动了浅层流体循环,加之部分岩浆流体的加入,导致岩浆岩和赋矿围岩(含变质基底)中的成矿物质被淋滤到成矿流体系统,再通过流体与岩石相互作用导致成矿物质沉淀富集而成矿。

现在的问题是,关于导致浅成低温热液型矿床形成的岩浆-流体系统的起因,前人只是探讨了岩浆弧环境,即用洋壳俯冲构造模式解释岩浆-流体系统的发育。对于其他构造环境,尤其是碰撞造山带地区前人未能较好说明。然而,中国东北地区的浅成低温热液矿床分布于碰撞造山带内部,成矿与

中—酸性岩浆作用在时间、空间和成因等方面密切相关,矿床及其相关岩浆岩同位素年龄介于 250~70 Ma 之间,以 130 Ma 为高峰,成岩成矿发生在古亚洲洋闭合之后,在时间上同步于陆-陆碰撞挤压向伸展的构造转变体制。如此背景的岩浆-流体系统发育难以借用洋壳俯冲模式解释。

鉴于上述,认为中国东北地区浅成低温热液型矿床的岩浆-流体系统的起因可以借助成矿省尺度的 CMF 模式(图 9)解释。具体是:古亚洲洋在古生代末和中生代初彻底闭合后,中朝板块与西伯利亚板块发生陆-陆碰撞,碰撞挤压导致东北地区强烈的陆壳和岩石圈堆叠、缩短、增厚和部分壳源 S

型花岗岩发育(图 9B1);在挤压、缩短、增厚达到高潮之后,开始减压增温(图 9A),导致岩石圈不同层次的熔融、流变和大规模流体产生,发育大量岩浆-流体系统,进而导致浅成低温热液矿床和其他类型矿床的形成(图 9B2),岩石圈根部拆沉,软流圈局部上涌,造山带伸展、垮塌,断陷盆地发育;造山带伸展垮塌之后,迈入重力均衡调整阶段,盆岭构造轮廓越发清晰,但由于热异常的消失和岩石圈不同层次易熔组分(含岩浆和流体)的枯竭,晚阶段很少再形成重要矿床(图 9B3)。如此,东北地区成岩成矿爆发于 130 Ma 左右等一系列成矿规律可以得到更好理解。

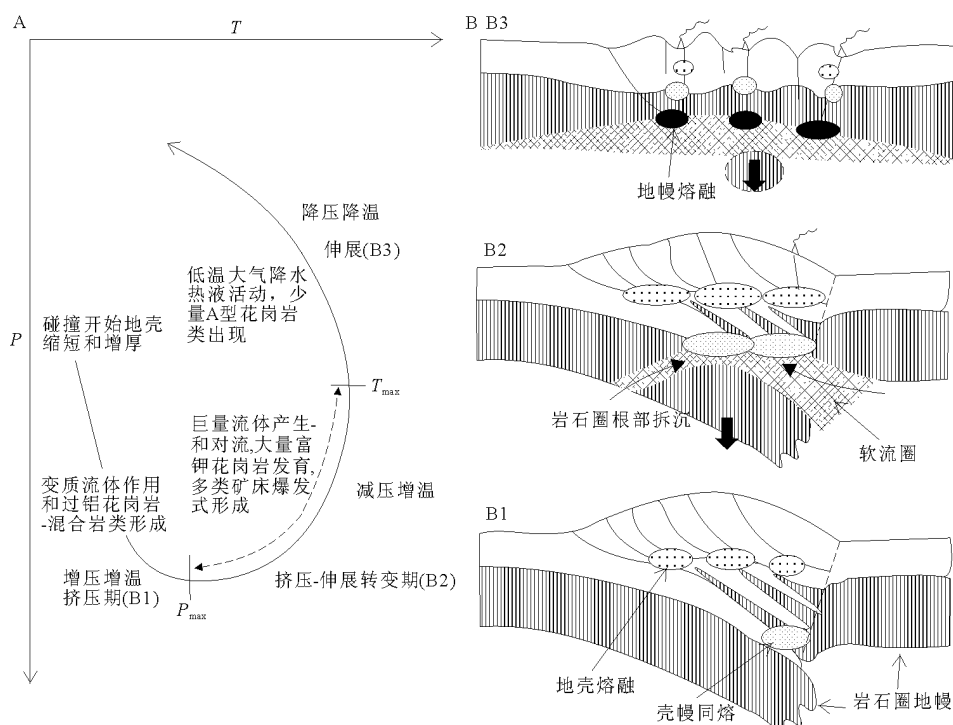


图 9 碰撞造山带 P - T - t 轨迹与矿集区岩浆-流体系统形成的构造模式

8 结 语

在东北地区,至少有 29 个矿床(点)被报道为浅成低温热液型金、银、铜、铅-锌矿床,表明东北是我国重要的浅成低温热液成矿省。这些矿床环绕松辽盆地分布,集中在德尔布干、呼玛、小兴安岭和吉黑褶皱带等 4 个矿集区。火山-次火山机构或其与区域性断裂的复合,控制了成矿系统发育和矿床定位,矿体呈柱状、囊状或脉状、透镜状等。赋矿围岩主要是中生代陆相火山岩,矿石和相关岩浆岩同位素年龄介于 250~70 Ma,以 130 Ma 为高峰,表明成矿作用及其相关岩浆作用发生在古亚洲洋闭合之后,同步于陆-陆碰撞的挤压向伸展

构造转变过程,矿集区形成和构造演化适合于 CMF 模式解释。

矿床地球化学资料显示成矿温度较低,主要介于 100~350 °C;成矿压力较低,静水压力深度较浅,主要在 5 km 以上;流体以水溶液为特征,盐度较低,主要源于大气降水;成矿物质主要来自岩浆-流体系统和赋矿围岩,甚至生物作用对于个别成矿有所贡献。个别矿床的流体盐度和温度较高、成矿深度偏大,具有斑岩型或造山型矿床的特征,显示了浅成低温热液成矿系统与斑岩型或造山型成矿系统的连续性。

日本菱刈金矿床

1 地质背景

菱刈 (Hishikaris) 金矿床位于日本南部九州鹿儿岛县伊佐郡菱刈镇, 是日本最大的金矿。该矿床为一个低硫化浅成低温热液型的高品位金矿。

菱刈矿山及其周围以古近系四万十层群 (白垩纪的砂岩和泥岩) 为基底, 新近纪末至更新世的火山岩类不整合覆盖其上, 山田矿区出露的岩石主要有菱刈下部安山岩、狮子间野英安岩、般若寺熔结凝灰岩、入户火山碎屑流以及冲积物 (图 1)。四万十层群只是在山田矿床东端伏于地表下 300 m 深处。菱刈下部安山岩类、般若寺熔结凝灰岩、入户火山碎屑流等不整合覆盖在四万十层群之上。

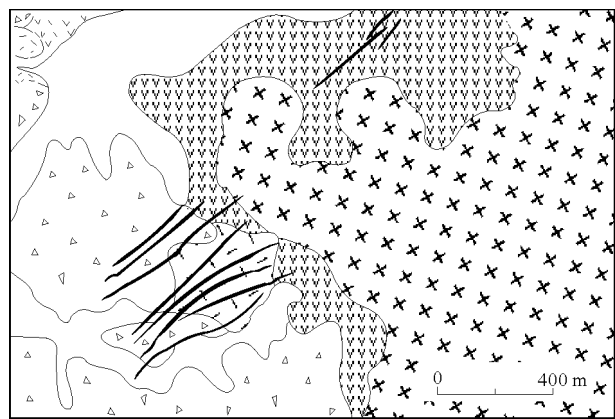


图 1 菱刈—山田地区地质图 (引自池永一等, 1995)

1—冲积层; 2—入户火山碎屑岩; 3—般若寺熔结凝灰岩; 4—狮子间野英安岩; 5—菱刈下部安山岩; 6—矿脉

菱刈下部安山岩类是山田矿床矿体的围岩, 主要由安山质火山碎屑岩和二辉安山质熔岩组成。

狮子间野英安岩广泛分布在本区东部, 系发育流纹构造的灰白色角闪英安岩, 局部受轻微热液变质, 含少量石英脉。

般若寺熔结凝灰岩, 分布在本区西北部、西南部的山田矿床地区以及南部地区, 为灰白色含角闪石的玻璃质熔结凝灰岩, 它在山田地区受到热液蚀变而发生粘土化。

入户火山碎屑堆积物, 广泛分布在本区西半部地形较低的地区, 由很少固结的白色轻质凝灰岩组成。

菱刈矿田由本矿床、山田矿床和山神矿床组

成。本矿床由大泉、菱泉、端泉、芳泉等 4 个矿脉群组成。山神矿床由庆泉、祥泉矿脉群组成。山田矿床由友泉矿脉群组成。本矿床矿脉走向 $45^{\circ}\sim 50^{\circ}$, 倾向 NW, 倾角 $80^{\circ}\sim 90^{\circ}$, 脉宽 1~3 m, 沿走向长度最大达 1 100 m。山田矿床矿脉走向 50° , 倾向 NW, 倾角 $70^{\circ}\sim 90^{\circ}$, 部分矿脉倾向 SE。

在本坑—山神地区, 菱刈矿床的产量与储量之和为 320 万 t, 加上周围低品位部分, 金平均品位为 63×10^{-6} ; 山田带储量为 200 万 t, 金平均品位为 25×10^{-6} 。总计含金 250 t, 占全日本产金量的 90% 以上。

2 勘查与发现

菱刈矿床产在日本岛弧及环太平洋成矿带西部和南部的岛弧火山岩带, 具有较强的代表性, 其发现过程及找矿经验引起了多方面的重视。菱刈地区金的勘探工作可追溯到 18 世纪 50 年代, 并一直零星进行, 同时进行小规模的开发。1903 年达到采矿高潮, 近地表部分的 3 个宽 0.5~1 m 的石英-方解石-粘土矿脉, 被菱刈—山田矿山用来开采黄金。这 3 条矿脉位于菱刈矿床上方大约 100 m 位置, 金的品位为 $20\times 10^{-6}\sim 30\times 10^{-6}$ 。

1933—1943 年间, 菱刈—山田矿脉进行地下开采, 金品位高达 130×10^{-6} , 但是由于第二次世界大战的原因, 开采工作被迫削减。

1952—1968 年, 池田富男对山田矿床进行 3 次地质勘查, 认为地表 3 条已知矿脉已被采完, 应进行深部勘查。1969 年, 布计矿山公司买得矿产权, 但没有投入工作。1973 年, 住友金属开采有限公司的分公司取得菱刈地区的矿产开采权。之后, 有关专家进行地质勘查后指出:

1) 北萨地区虽是金矿密集区, 但由于多数是私人矿区, 因此一直缺乏基础地质矿产调查;

2) 该区大面积发育了经受矿化作用的时代较新的火山岩类和火山喷发物, 具有金矿成矿的地质构造特征, 如果采用最新的勘查技术搞清下部地层的地质构造, 有可能找到隐伏金矿床。

1975—1976 年间, 根据上述专家提出的建议, 进行了北萨地区 380 km^2 的地质调查和重力测量 (图 2), 发现大部分已知金矿床表现出小的布格高

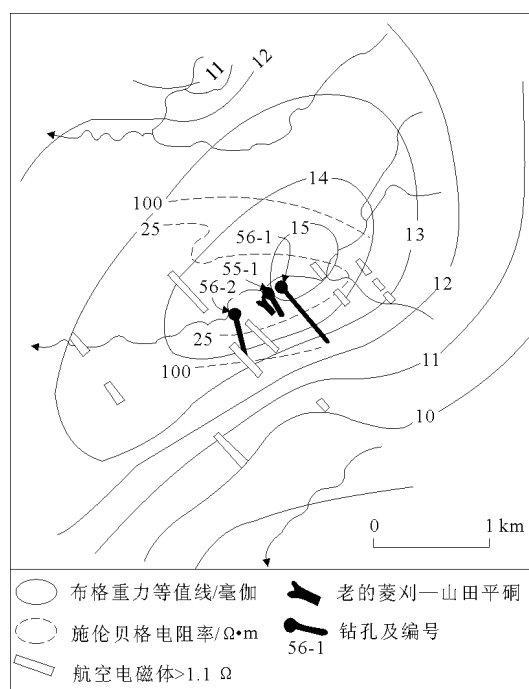


图2 日本菱刈低硫化低温热液系统的重力、地面和航空电磁综合异常图 (引自 E. Izawa, 1990)

值, 这些现象是由绿磐岩化安山岩和下伏的白垩纪基底岩石的抬升盘引起的, 并在菱刈地区内圈定了幅度为 4 mGal 的 NE 向的高值区。

1975—1978 年间, 日本金属矿产勘查振兴局 (现称 MMAJ) 对北萨地区包括住友公司拥有的地区进行了详细的勘查。在本地区开展区域地质填图和地球物理普查工作, 观察到金矿脉赋存于绿磐岩化的安山质火山岩中。

在 1978 年, 进行了电测量 (施伦贝尔排列) 和航空电磁测量 (图 2)。结果表明: 菱刈是一个低电阻率带, 这与大口市附近金矿床的情况相似。电测量剖面表明, 在低电阻率带下部 200 m 深处出现高电阻率 ($>100 \Omega \cdot \text{m}$) 表明有侵入岩存在。

因为重力与电阻率异常的一致性, 1980 年, 日本金属矿业事业团 (MMAJ) 作出决定, 在菱刈—山田坑道下钻测试深部靶区。1981 年初, 第一个钻孔打到了第一条石英脉, 发现超过 15 cm 的脉体中金的品位为 290.3×10^{-6} , 银为 167×10^{-6} 。但令人惊奇的是, 石英脉所赋存的岩石是白垩纪页岩, 而不是预期的绿磐岩化安山岩。同年后期, 2 个更进一步的岩心钻探结果也打到了许多金, 包括在 56-2 号钻孔中金的品位为 220.4×10^{-6} 的 5.54 m 岩心。根据以后的研究结果了解到, 钻孔所针对的电阻率低的靶标, 可能是由本坑—山神矿脉上方的板状活动带所致, 而不是矿脉本身蚀变。

1981—1982 年的后期, 住友公司进行了随后的岩心钻, 8 个网格上 18 个钻孔钻进 6 870 m。探明沿走向 700 m, 垂深 100 m 延伸的含 Au 矿脉系列。估计资源量有 120 t, 金平均品位 80×10^{-6} 。虽然本坑—山神地区直接下伏于菱刈—山田矿山, 但这 2 个系列矿脉之间没有连续性。

1982 年底, 住友公司开始进行双斜井建设, 并于 1984 年初, 在 100 m 深处达到矿头。此处出现了大量的高温热水, 要想取得更进一步的结果, 必须打抽水钻。抽水工作于 1984 年中成功开始。1985 年中期, 首期对本矿床的菱泉脉进行采矿。在接下来的 4 年开采中, 共生产出了 25 t 以上的金。

1987—1988 年间, 在本坑—山神脉系西南 1 km 处做了进一步的勘探, 27 个钻孔钻进 11 477 m, 圈定了山田矿脉带, 而 1990 年 9 月发现了山神矿床。1991 和 1992 年, 先后开始出矿。

1989 年, 本坑矿脉地下矿山的日产量为 350 t 矿石。1994 年, 日产量上升到 460 t。矿石就地破碎, 经过手选处理后, 作为硅酸矿运送到四国爱媛县的东予铜冶炼厂, 通过铜的冶炼产生的阳极电解液, 有效地回收金。

3 区域地质

3.1 地层

产有菱刈矿床的北萨地区基底为前古近系四万十群, 上面不整合覆盖着新近纪和第四纪火山岩、火山碎屑岩和冲积层。

四万十群 (白垩纪—古近纪): 主要由黑色页岩和砂岩组成, 隐伏在地表下 100~200 m 处。

新近系 (中新世—上新世): 为北萨早期安山岩类, 不整合覆盖在四万十群之上。火山岩主要为安山质火山砾凝灰岩和安山质凝灰角砾岩, 局部夹有泥岩、细粒凝灰岩和安山质熔岩。最下面含赤铁矿, 呈红褐色。地层中夹杂有古土壤、植物化石和碳化物质, 热液蚀变主要是蒙脱石化和黄铁矿化, 局部有微弱硅化。厚 200~500 m。

第四系: 主要由北萨晚期的火山岩类 (主要为安山质熔岩)、黑园山流纹岩类、熔结凝灰岩、白色浮石层和冲积层组成。

3.2 构造

矿区为一较平缓的背斜构造, 呈 NEE—SWW 向延伸, 大多数矿脉产于背斜轴部和北翼。矿区附近有一些小型褶皱。

4 矿床地质

4.1 含矿层特征

菱刈矿床属新近纪浅成热液石英脉型金矿, 含 Au-Ag 石英脉的容矿岩石为四万十群和北萨早期安山岩类岩石。富矿脉有 2/3 赋存在由黑色页岩和砂岩组成的四万十群基底岩中, 1/3 产在由安山质凝灰角砾岩和火山砾凝灰岩组成的北萨早期安山岩中。

4.2 矿脉特征

菱刈矿床是由 5~6 条主要矿脉和许多细脉组成, 起自西北侧的菱泉 1, 2, 6 号脉与瑞泉 1 号脉和芳泉 1, 2 号脉为矿床的主矿脉。走向为 50~70°, 倾向 N, 倾角 70~90°。矿脉形态复杂, 多平行排列。这些矿脉集中在长约 1 km, 宽 100 m 范围内。矿脉宽窄变化很大, 主要矿脉宽 1~5 m, 最宽可达 80 m, 走向延长达 700 m 以上, 倾斜方向延伸 160 m 以上。矿脉为含 Au-Ag (冰长石) 石英脉, 矿脉之间的地带变质作用较弱, 有硅化、绢云母化和绿泥石化等, 但在矿脉上面的安山岩中, 粘土变质作用却广泛发育。

菱泉矿脉不仅产于基底中, 而且在安山岩类中也有分布。沿东南方向基底岩类中的脉群含有比率提高; 芳泉矿脉则均赋存于基底岩类中。矿脉的主要特征是其矿石品位高。

1) 菱泉 1 号脉, 为石英-冰长石脉, 长 53.15 m, 宽 0.38 m, 含金 644.5×10^{-6} , 银 1797.6×10^{-6} , 容矿岩石上下盘均为蒙脱石化的绿色蚀变凝灰角砾岩和安山质熔岩, 沿正断层产出。

2) 菱泉 2 号脉, 长 228.6 m, 宽 0.91 m。含金 281.9×10^{-6} , 银 293.4×10^{-6} , 见有明金和琥珀金, 容矿岩石与菱泉 1 号脉相同, 沿小规模的正断层分布。

3) 菱泉 6 号脉, 长 50.8 m, 宽 0.42 m, 含金 123.3×10^{-6} , 银 105.4×10^{-6} , 也产在小规模正断层中, 容矿岩石与菱泉 1 号同。

4) 芳泉 1 号脉, 长 41.65 m, 宽 0.75 m, 含金 1495.7×10^{-6} , 银 2608.3×10^{-6} , 见有明金和琥珀金, 还有自形的深红银矿, 容矿岩石为四万十群。

5) 芳泉 2 号脉, 长 52.85 m, 宽 1.87 m, 含金 355.9×10^{-6} , 银 629.1×10^{-6} , 容矿岩石为四十万群。

6) 瑞泉 1 号脉, 长 15.4 m, 宽 2.52 m, 是目前最宽的矿脉, 含金 147.6×10^{-6} , 银 11.7×10^{-6} ,

容矿岩石为凝灰岩和四万十群页岩, 矿脉沿正断层分布。

上部细矿脉位于主矿脉群的上部地层, 其走向、倾向与主矿脉相同, 脉宽 0.1~0.5 m。矿物组分为石英、方解石、粘土等, 金品位 $5 \times 10^{-6} \sim 30 \times 10^{-6}$, Au:Ag 值为 1:0.5。

4.3 矿石特征

矿石一般呈白色, 主要由石英和冰长石组成, 有时也含有方解石和铁白云石。冰长石多呈粗粒状, 为条纹状构造。

矿石中金属矿物有银金矿、硒银矿、辉硒银矿、深红银矿、辉锑银矿、银黝铜矿、辉银矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉铋矿、黄铁矿、白铁矿和赤铁矿等。非金属矿物有石英、冰长石、高岭石、方解石、钾长石、菱铁矿、白钙镁沸石、蒙脱石、韦沸石、浊沸石和绿泥石等。

金呈银金矿产出, 一般对称地分布在矿脉的两侧边缘, 呈点列状和颗粒状, 发育在含细粒石英多的部位。有一半以上的银金矿粒径在 5~25 μm 之间, Au:Ag=76:33~81:19。整个主矿脉的 Au:Ag 为 1:0.5 左右。

银多呈硒银矿和辉硒银矿产出, 也有少量的深红银矿和辉锑银矿。方铅矿常与硒银矿伴生。

4.4 围岩蚀变

在下部四万十群中, 除靠近矿脉部分以外, 围岩的热液蚀变程度很低。矿脉中能見到硬硅钙石、硅钛铁钡石等钙质含水硅酸盐矿物。而在上部的安山质凝灰角砾岩中, 蚀变范围大、主要是硅化、钾长石化、绿泥石-皂石化、蒙脱石化、浊沸石和方解石化。最明显的蚀变现象多分布在主要矿脉的赋存部位之上。

5 矿床成因

菱刈金矿床属于浅成热液型, 其成矿温度 $<10 \sim 260^\circ\text{C}$, 矿化时代为 0.78~1.04 Ma。富矿脉多赋存于四万十群或四万十群与安山岩类不整合面上或断层带中。

5.1 成矿物质来源

据分析, 菱刈金矿床基底岩石 (四万十群) 的金含量比一般岩石高 10~100 倍。因此, 认为菱刈金矿床的金主要来自基底 (四万十群) 以及侵入的英安岩-流纹岩质岩浆。

菱刈矿床含矿热液中的水来源于岩浆水和大气水。矿床中的硫主要来自岩浆而不是来自基底。

5.2 成矿模式

菱刈金矿床是由于岩浆沿着加久藤破火山口发育的弱构造带侵入的岩浆活动造成的。也就是说,地下深部的岩浆水,沿着侵入岩正上方弱构造带上升,到达地下数百米处的不整合面附近与地下水相遇,热液温度下降,氧化能力加强,热液向两侧流动。由于上面覆盖的脆性不大的安山岩类,特别是粘土化的岩石起到帽岩作用,促使含矿热液流向由于基底突然上升所产生的 NEE 向裂隙系统中,导致金、银沉淀,形成矿脉。

6 控矿因素和找矿标志

6.1 控矿因素

控制菱刈金矿的因素主要是岩性、构造和变质带。矿脉多赋存于变质带下面并与上覆安山岩类呈不整合接触的四万十群的砂岩、粉砂岩和页岩中。矿脉大体上受不整合面控制。大矿脉往往切穿不整合面(断层),而小矿脉在上部是不连续的,可膨大和尖灭。因此可以看出,矿化作用显然受基底岩类(四万十群)易产生的裂隙和作为屏蔽层的断层带及安山岩类的控制。

6.2 找矿标志

根据对菱刈金矿的找矿经验,其主要找矿标志

是:1)地质标志,矿脉上部的粘土化蚀变,基底隆起,不整合面附近的破碎带。2)物探标志,低电阻、重力高异常区。

7 小 结

综上所述,菱刈矿床的发现过程有以下几点值得总结。

1) 20 世纪 70 年代以前,在菱刈山田地区开展地质工作的学者都强调,区内既缺乏系统的地表地质调查,又缺乏对深部地质情况的了解,需要加强地质调查;根据区内矿化普遍,推测其深部有隐伏盲矿体赋存的有利条件,具有找矿前景。

2) 加强区域性研究和对比,才能确定找矿前景。但区域性研究和对比必须是在区域性地质调查、区域地球物理调查和区域地球化学调查的基础上进行。

3) 菱刈世界级金矿床的发现是在有金开采历史的地区实施的良好计划、系统勘探项目的结果,也得益于勘查人员灵活运用多种技术手段,综合了该地区的地质和地球物理调查的结果,例如采用航空电阻率填图方法、重力和电磁法,还有普查性的钻探工作,等等。

美国朗德山金矿床

1 地质背景

朗德山(Round Mountain)金矿床位于美国西部,坐落在内华达州中西部托诺帕以北约 80 km 处。矿床属于大吨位的低硫化浅成热液型,容矿岩石是渐新世晚期流纹质火山灰流,它的下部是熔结差的岩层,中部是致密熔结的岩层,而上部是大部分被侵蚀掉的熔结差的岩层(图 1)。矿化凝灰岩位于一个破火山口的环形断裂与地形陡壁之间,该破火山口往西大部分隐伏在第四纪冲积层之下。含 Au 流体沿 NW 向断层和裂隙汇入到下部熔结比较差的透水性凝灰岩中,流体似乎是由破火山口最东部的环形断裂提供的。而上覆的致密熔结岩则起着阻止流体上升的部分隔挡层的作用。

朗德山的大部分金矿石,大体上呈层控矿体形式产在下部熔结差的凝灰岩层中,特别在凝灰岩层所包含的经受过早期蒸气相蚀变的浮石碎屑中,矿

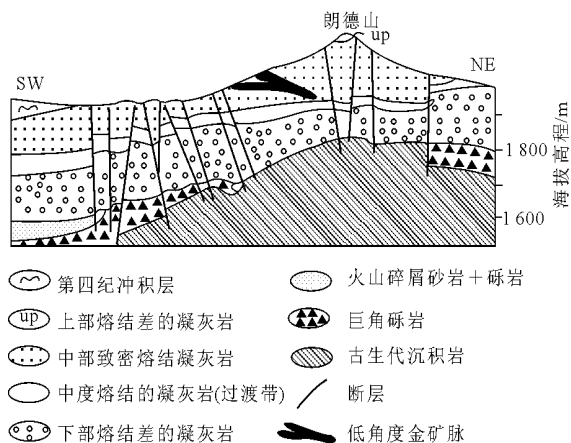


图 1 美国内华达州低硫化浅成热液型朗德山金矿床剖面图(引自 M.V.Sander, 1988)

图中示出了含有大吨位黄金主要储量的差熔结灰流凝灰岩层的隐伏性质;1937 年以前的黄金产量来自出露的致密熔结凝灰岩

化更明显。冰长石和绢云母是伴生的蚀变矿物。上覆致密熔结凝灰岩所含的 Au 要低一个数量级,主

要赋存在以石英和冰长石为壁的冷缩节理和热液角砾岩中。金矿化还下延到切穿毗邻古生代沉积岩的断层和裂隙中。富矿级金矿石出现在切割大吨位矿体和围岩的晚期低角度断层中。

朗德山矿床有少量黄铁矿和微量的贱金属硫化物与银金矿伴生,但其大部分被中新世中期的氧化作用所破坏,氧化深度约达 400 m。矿石的 Ag/Au 值为 5~10。

朗德山露采/堆浸矿石(金边界品位 0.2×10^{-6})的产量和现存储量合计达 3.17 亿 t,金的平均品位为 0.86×10^{-6} ,即含有金 273 t。此外,1992—1994 年从低角度富矿脉中露采了大约 4.5 t 金。可重选/浮选的硫化物矿石资源量约 8 000 万 t,金的平均品位为 1.7×10^{-6} ,即含有金 136 t。朗德山矿床各类矿石合计共含有金 414 t。

2 勘查与发现

1906 年,在朗德山发现了富矿级矿石,采矿活动始于引人注目的高品位、低角度矿脉。同年,在沿朗德山西侧山脚展布的冲积扇中发现了砂金,并着手开采。1914 年,朗德山矿业公司开始用水力采矿法开采砂金。1937 年,在累计生产了大约 85 万 t 矿石(金 12.6×10^{-6} ,还有大量的银)之后,停止了地下脉金的开采。

1946 年,尤巴联合(Yuba Consolidated)公司、弗雷斯尼约(Fresnillo)公司和金田联合公司 3 家组成了朗德山挖掘船采金公司,但在随后的 3 年内,其大规模的砂金生产在财务上失败了。弗雷斯尼约买下了尤巴联合公司的股权,在这块矿地上花了 5 年时间开展进一步研究,1957 年开始大规模剥离作业,开采了 900 万 m^3 的含 Au 砂砾,2 年共回收了 2.8 t 黄金。生产取得了不太大的初步成功。但在 1960 年因剥离过度而停止开采。当时,朗德山的砂金累计产量达到 7.3 t。

早在 1908 年,地质学家便认识到朗德山有很大的金矿潜力,为了确定潜在的可露采矿石的平均品位,内华达斑岩金矿业公司在 1928—1929 年期间,A.O. 史密斯公司在 1936—1937 年期间,先后进行了广泛的地下巷道取样。A.O. 史密斯公司精心采集了 10 000 个刻槽样品,还从岩心和冲击钻孔中采集许多样品,取得了 27 000 个火法试金结果。然而,样品的总体品位太低,只有金价达到每盎司 35 美元(约每克为 1.235 美元)时才有经济效益。

1969 年初铜山(Copper Range)公司对朗德山的砂金潜力发生了兴趣,经过持久的谈判之后,于 1970 年年中与拥有者奥德里奇黄金储备(Ordrich Gold Reserves)公司达成了一项协议。1970—1972 年期间详细评价了砂金的潜力,但是 1972 年末完成的可行性研究报告表明,所圈定的资源是不经济的。1972 年初,铜山公司减少了勘查投资,并接受费尔蒙特(Felmont)石油公司和埃克森罗亚尔蒂(Essex Royalty)公司作为合作伙伴,这 2 个公司各获得了朗德山矿地 25% 股权。

1972 年年中,朗德山基岩含 Au 潜力的研究有所加强。借助 A.O. 史密斯公司的详细刻槽取样结果,再加上有限的追加地下取样和地表钻探,圈出了 1 200 万 t 潜在的可露采矿石,平均含金 1.6×10^{-6} 。这些资源赋存在被含 Au 的冷缩节理切割的中部致密熔结凝灰岩层内。这次圈定促使铜山公司在 1972 年末实施了与奥德里奇黄金储备公司商定的购买方案。1973 年期间,新开发的堆浸技术,以实验室规模和中试规模,成功地应用于朗德山金矿石的开采过程;还进行了地下刻槽取样,证实了 A.O. 史密斯公司早先的结果是准确而可靠的。1973 年末,各合作伙伴决定开发朗德山,其露采储量为 1 090 万 t,平均金品位 1.76×10^{-6} ,露采/堆浸生产能力为 7 200 t/d,是北美同类设施中最大的。矿山于 1977 年初投产,不久,路易斯安那土地与勘查公司购买了铜山公司。

朗德山的储量快速减少,这种状况促使各合作伙伴于 1979 年启动一项勘探钻进计划。早期的钻孔穿过了下部的差熔结凝灰岩,并揭示出意外存在的浸染型金矿化。到 1981 年底,76 200 m 的常规回转岩心钻探导致查明 1.77 亿 t 浸染型矿石,其金的平均品位为 1.3×10^{-6} 。

朗德山矿山于 1989 年完成扩建,并完成总进尺约 200 000 m 的反循环钻探和岩心钻探,使矿山储量逐步增长,因此随后又进行了几次扩建,使矿石处理量达到目前的 60 000 t/d。

3 矿区地质

3.1 地层及主要岩石

根据野外观察和地质填图查明,矿区主要有奥陶纪变沉积岩、白垩纪花岗岩、古近纪岩脉和花岗闪长岩、巨角砾岩、朗德山凝灰岩、火山灰雨凝灰岩与表生碎屑沉积岩、杰弗森凝灰岩,最上面为第四纪冲积层。

1) 肖肖尼峰花岗岩, 出露于矿区东缘费尔维尤矿山东部, 北面被第四纪砾岩覆盖, 西面被朗德山凝灰岩覆盖。花岗岩与凝灰岩接触带多为坡积物掩盖而无法分辨, 仅费尔维尤矿山东部可看到凝灰岩与其下伏花岗岩为沉积接触。

花岗岩呈浅灰色, 粗粒结构, 含石英、微斜长石、正长石、钠长石、黑云母和白云母, 副矿物有独居石、磷灰石和铁钛氧化物。花岗岩体年龄为 90~100 Ma, 属白垩纪。在费尔维尤矿山东部, 花岗岩具明显 NE 向叶理, 含石英岩和片麻状包体, 且显示出粗劣的 NE 向定向排列性。有石英脉沿破裂带穿过凝灰岩进入花岗岩。沿破裂带花岗岩中有一些较窄的含铁高岭土和铁染带。费尔维尤矿山东部坑道东部所见花岗岩已被剪切和发生高岭土化。花岗岩与凝灰岩接触带也被剪切。无法辨清是原地花岗岩还是来自异地的上覆巨角砾岩块。在矿山废石堆中发现过含黄铁矿和辉钼矿的高岭土化和绢云母化花岗岩碎屑, 大概采自该矿山最深处。

2) 熔结凝灰质巨角砾岩, 杰弗森峡谷附近有广泛的巨角砾岩出露区。巨角砾岩由大小不一的古生代沉积岩、白垩纪花岗岩和第三纪火山岩碎屑组成, 基质为熔结凝灰岩, 岩层厚度为 600 英尺。熔结凝灰质巨角砾岩在矿区内无露头, 因此只能通过钻孔资料进行研究。朗德山西南的几个勘探深钻打到了这种岩石。凝灰质巨角砾岩有可能是在破火山口塌陷期间形成的, 当时大小不一、类型不同的岩块从破火山口机构边缘滚落下来, 坠入当时充填在洼地内的凝灰岩中。

3) 朗德山凝灰岩, 为厚层状, 具流纹构造。除山顶一点以外, 整个朗德山都由这种岩石构成, 它是朗德山金矿的容矿岩石。凝灰岩层总厚度 1 300~1 400 英尺, 可分为上、中、下 3 部分: 下部未熔结凝灰岩, 厚度 400~500 英尺; 中部致密熔结凝灰岩, 厚度约 800 英尺; 上部熔结不太致密凝灰岩, 厚度 75~100 英尺。

朗德山凝灰岩中晶屑丰富, 含石英、透长石、斜长石和黑云母破碎自形晶屑 30%, 基质为脱玻火山玻璃。岩石具条纹斑杂结构和椭球状结构, 岩屑常见, 但从岩层底部向上粒级和数量均逐渐减小。石英斑晶为 1~3 mm 大小不等, 并呈现出圆形港湾状边缘。石英斑晶通常为烟晶, 但洁净石英也有出现。透长石呈直径 2~3 mm 的自形晶出现。斜长石斑晶极少超过 2 mm, 一般呈破裂的小碎屑充填在较大石英和透长石颗粒间。岩石中的黑云母数量约占 1%。

凝灰岩层上、中、下部分明显不同, 但彼此间界限又是渐变的。下部未熔结凝灰岩在矿区南面谢尔皮特山山角出露得最好, 另外在斯特宾斯山东北翼地下坑道和朗德山西翼钻孔中都见到过这种岩石。下部凝灰岩富含岩屑, 有大量棱角状黑色页岩和少量花岗岩碎屑。往上岩屑的数量和粒度逐渐减小。下部凝灰岩未蚀变部分呈浅灰色到褐粉色, 底部通常为浅黄至黄褐色。矿区内所见凝灰岩露头基本已蚀变。在绿磐岩蚀变区呈绿褐色, 泥质蚀变使其呈白色、浅褐色和浅黄色, 铁锰氧化物使岩石出现紫红色、红色、褐色和黄褐色色斑。在野外露头和手标本上根据凝灰岩所含浮石碎屑形状可确定熔结程度。下部凝灰岩较松软, 由于存在大而不规则的浮石碎屑, 岩石具“爆玉米花结构”。往上到致密熔结凝灰岩边缘, 岩石呈平直的层状或具水平节理, 由此往上熔结程度明显增强。中部凝灰岩层看上去是块状的, 但在风化面上岩石中被压扁的浮石碎屑呈现出波状线理, 中部与上部凝灰岩是渐变关系。上部凝灰岩只见于朗德山山坡上部, 岩石已硅化, 因此保存较好, 但浮石碎屑还是风化掉了, 露头表面呈“硬干酪状”。

凝灰岩被几组垂直破裂和水平节理切割。破裂可能与原始构造应力有关, 水平节理可能代表了与致密熔结凝灰岩原始压实面一致的冷凝-熔结界线。

朗德山凝灰岩与上覆和下伏凝灰岩是有区别的。朗德山上面的杰弗森山凝灰岩下部斜长石斑晶含量较高且含大量角闪石, 而朗德山凝灰岩含有丰富的烟晶斑晶。朗德山凝灰岩下面的凝灰岩含有大量角砾岩块并且熔结致密。

4) 水沉凝灰岩, 朗德山山顶有一块纹层状水沉凝灰质砂岩、砾岩和粉砂岩露头, 当中含有水下硅质泉华。整个岩层已经硅化和角砾岩化且被石英重新胶结, 有几处见有粒级层。这些沉积和泉华有可能是在火山喷发间歇期间形成的破火山口内小湖中以河-湖相沉积下来的。因受硅化作用岩石抗风化所以保存下来。水沉凝灰岩明显比下伏朗德山凝灰岩年轻, 但二者可能为同一物质来源。

5) 侵入凝灰岩墙, 珊尼赛德矿井 900 中段揭露出细粒凝灰岩岩墙。另外, 在谢尔皮特西南面凝灰岩中也见有与其相似的岩脉。岩墙很窄, 以高角度切割凝灰岩, 成分上与侵入岩体类似。这种岩墙可能是由侵入朗德山凝灰岩的晚期流体形成的。

3.2 矿区构造

朗德山矿区地质构造可分为 2 类, 一类是早期构造, 属成矿前的; 另一类是晚期构造, 包括成矿

时期和成矿后的。

1) 早期断层和破裂带, 矿区内外凝灰岩层中有几条 NE 和 NW 向陡倾断层。谢尔皮特山和朗德山之间的凝灰岩岩块向南逐渐下沉, 并且向 NW 扭转, 造成凝灰岩露头向 NW 倾斜。与此相反, 朗德山矿区内凝灰岩露头则向南西平缓而均匀地倾斜。朗德山东南基岩露头中有数条 EW 向断层, 这些断层可能从谢尔皮特山的朗德山之间的冲积层下面穿过。EW 向断层的错动及扭转可能是这 2 个露头区倾向相反的原因。

朗德山熔结凝灰岩露头中都具有明显的表示火山灰流层原始冷凝特征的近水平节理。由于所有节理面的破裂面上现基本都有铁和锰氧化物敷层, 所以原始冷凝特征与后来又发生变化的构造特征很难区别。事实上, 二者在许多地方是重叠的, 即晚期破裂沿早期节理面发生。朗德山凝灰岩层和巨角砾岩层中存在高角度破裂带, 这可能与火山灰流沉积时期区域应力有关。

2) 晚期破裂带, 朗德山矿区晚期破裂带有其各自的分布规律, 但每条破裂很窄并沿其走向或倾向逐渐尖灭。有些构造, 诸如奥特马提克以及罗斯加扎博及马里波萨破裂带, 具较宽角砾岩化和蚀变带, 说明曾发生过强烈构造变形, 但这些构造都无明显错动迹象。破裂带由脉体充填。

朗德山矿区内有 3 种不同的破裂带系统及有关角砾岩化中心, 其中 2 种破裂带近于直立, 称垂直破裂带, 第三种倾斜平缓, 倾角一般近 30° , 称低角度破裂带。

①NW 向垂直破裂带, 大型垂直破裂带主要包括 NW 向斯特宾斯山、朗德山、奥特马提克和费尔维尤破裂带。破裂近于直立, 角度变化范围在 20° 内, 含有金银矿化脉。

斯特宾斯山破裂带, 该带总体走向为 $280\sim 290^\circ$, 其东北侧破裂面倾向 SW, 西南侧倾向 NE。往 NW 方向被 NE 向构造切断, 往 SE 被冲积层覆盖。

朗德山破裂带, 该带露头见于朗德山西北部山脊和西南翼姆尼赛德矿井 1 200 中段。朗德山破裂带总体走向为 $284\sim 295^\circ$, 西南侧破裂面向 NE 陡倾, 东北侧向 SW 陡倾, 好似呈中心在下的放射状分布。往 NW 方向该构造渐弱, 并为 NE 向破裂带切割。往 SE 变窄, 为冲积层所覆盖。朗德山和斯特宾斯山破裂带有其各自的主要分布区, 但二者又常常混杂在一起, 同时出现, 互相叠加。

奥特马提克破裂带, 总体走向为 $305\sim 315^\circ$,

它是该区最宽、最重要的 NW 走向含矿破裂带。破裂带露头表现为脉体间距紧密, 相互平行。地下坑道揭露出该破裂带最北端同朗德山破裂带交会, 交会处形成一条很宽的角砾岩带, 构造中部见有较厚断层泥。在姆尼赛矿井 1 200 中段, 奥特马提克破裂带穿切罗斯加扎博低角度破裂带。奥特马提克破裂带好象未影响其他构造的走向与倾向。

费尔维尤山破裂带, 费尔维尤矿山坑道中见有朗德山及斯特宾斯山相似的破裂带。如果朗德山或斯特宾斯山构造沿走向往 SE 延伸, 那么有可能与费尔维尤破裂带重合。费尔维尤破裂带分为 2 支, 一支出露在费尔维尤山露采区及其下坑道中, 另一支见于该矿山南端坑道中, 与第一支平行。

②NE 向破裂带, 填图表明 NE 向破裂带走向为 $20\sim 60^\circ$, 该构造不如 NW 向构造明显。重力测量数据也标出了该构造存在。尚未见采矿遗迹。最主要 NE 向破裂带自朗德山 SW 向 NE 延伸, 穿过朗德山和斯特宾斯山直至汤山。其次, 在朗德山西南坡上有 1 条 NE 向破裂带出现。常见于罗斯加扎博脉系和朗德山山顶之间及其东侧沟谷中。再次, 费尔维尤山东南坡上有 1 条 NE 向构造带。NE 向破裂带的特点是破裂带很宽, 附近岩石常发生泥质蚀变。与 NW 向破裂带相比, NE 向构造中石英脉极少。主要 NE 向构造露头中有明矾石敷层。朗德山矿区已知重要金矿化都与 NE 向构造同 NW 向垂直破裂带脉系交会有关。主要 NE 向破裂带似乎控制着奥特马提克和朗德山破裂带北部的矿化分布, 并标示出斯特宾斯山破裂带东南部分的矿化范围。朗德山西南坡的一些矿井中见有次要 NE 向破裂带切割朗德山脉系的迹象。NE 向破裂带含有黑色锰氧化物敷层, 有些渗溢到早期石英脉空隙中。所以 NE 向破裂带比朗德山破裂带形成时间要晚。朗德山地区出现的前第三纪流纹-安山岩岩脉群与 NE 向破裂带走向一致, 因此, 二者可能在构造上有关。

③低角度破裂带, 罗斯加扎博、普莱瑟、马里波萨及费尔维尤矿山附近的低角度破裂带都属于这一类构造。这种破裂带以 $15\sim 50^\circ$ 的角度向各构造中心缓倾。其走向变化范围很大, 但各自都围绕一个构造中心分布。

在姆尼赛德矿井 700 中段清楚地见有罗斯加扎博破裂带。普莱瑟破裂带由 2 个分支构成。马里波萨破裂带出露在斯特宾斯山北坡。马里波萨和基恩实际上为一连续构造。

罗斯加扎博、普莱瑟、马里波萨—基恩、费尔

维尤等低角度构造均沿走向发生弯曲,并缓缓地 toward 角砾岩中心倾斜。在横切面上呈缓倾漏斗状。在矿区内,主要垂直破裂带交切或影响了低角度破裂带,交会处往往与矿化有关。但是在一些地方也可见到低角度构造和垂直构造二者轻微的相互切割,说明这 2 种构造基本上是同期形成的。低角度破裂带也受 NE 向构造控制。例如,罗斯加扎博低角度破裂带未同 NE 向构造交切部分其总体走向基本为 NW 向。交切部位附近明显向 NE 转,因此变成 NE 走向。现认为低角度构造为构造薄弱处,晚期被含矿溶液充填。低角度构造向角砾岩化中心缓倾,说明该构造可能是热液活动的主要通道。

3) 角砾岩,在朗德山矿区,矿化中心有多种角砾岩。朗德山、斯特宾斯山、奥特马提克和罗斯加扎博、马里波萨破裂带中都有角砾岩。角砾岩可分为 2 种,一是与大型垂直破裂带平行的线状分布角砾岩带(离开脉体角砾化强度减弱);二是集中于构造交切部位的不规则筒状角砾岩带。线状角砾岩带沿穿切朗德山和斯特宾斯山的垂直破裂带分布,以斯特宾斯山东坡和姗尼赛德矿井 700 中段出露最好。不规则筒状角砾岩带露头出现在朗德山山顶南端。姗尼赛德矿井 800 中段和马里波萨—基恩北面也有明显角砾岩中心。

朗德山山顶角砾岩由早期形成的角砾岩碎块构成,被氧化硅胶结,并为石英细脉穿切。角砾岩带西南缘山道上,少数角砾岩露头很象开放式死火山喷气口。此处角砾岩未被胶结,岩石表面具煤烟状锰氧化物和褐铁矿敷层。朗德山东侧山道上有类似的角砾岩带出露。山顶角砾岩带露头东、西缘较大角砾岩碎屑表面出现沟槽,好似波痕。研究表明这不是岩石的原生结构,而可能是热液流动过程中矿物质沉积的同时又被“侵蚀”的结果。

姗尼赛德矿井地表和地下露头表明,不规则角砾岩带位于环形破裂带中心,界线由低角度破裂带所限定。在姗尼赛德 700 中段可以见到角砾岩中心同其他构造的内在联系,向北倾斜的罗斯加扎博破裂带、朗德山垂直破裂带和向南倾斜的马里波萨—基恩破裂带交会处为一较大角砾岩区。筒状破碎岩带被认为是热液角砾岩中心,与成矿作用有直接关系。矿液是沿角砾岩中心向上到缓倾斜的热液通道即低角度破裂带运动的。

朗德山矿区角砾岩岩屑直接来自围岩,但朗德山山顶例外,它来自上伏岩层,因其崩塌而滚落入岩筒内形成。岩屑从围岩上掉下后稍有滚动,被细粒粉砂岩基质胶结。岩屑已蚀变,有些岩屑含有浸

染状硫化物。

4) 网脉,网脉构造与破裂带和角砾岩中心密切相关。网脉带露头呈现为细小石英-明矾石充填裂隙脉。明矾石有软有硬,软的似粉笔,硬的象似碧玉岩。颜色从灰白到浅橄榄黄色。石英与明矾石混杂在一起,以硬度为鉴别标准。垂直马里波萨、罗斯加扎博、朗德山 3 条破裂带交会处之上有较大网脉露头,其延深不大。此外沿朗德山和斯特宾斯山之间山脊旁的河道及山沟中有些规模小但很类似的网脉带。低角度构造中部角砾岩附近也常有网脉出现。可以认为角砾岩和网脉是有联系的,可能代表着筒状热液通道的不同高度。

3.3 围岩蚀变

朗德山矿区所有大型矿化构造均具有稳定的蚀变带。蚀变强度一般自破裂带中心或角砾岩中心向四周逐渐减弱,由硅化变成绢英-泥化至绿磐岩化。矿区重力测量数据表明围岩蚀变与热液活动中心有关。

1) 绿磐岩化带,矿区内绿磐岩蚀变普遍。其露头显褐色至浅绿褐色。凝灰岩中原生黑云母在手标本中颜色新鲜,但在薄片可见黑云母已部分蚀变成绿泥石-绢云母。这是黑云母具浅绿色的原因。褐铁矿和赤铁矿往往出现在黑云母斑晶边缘,破裂面上一般有褐铁矿、赤铁矿和锰氧化物混合物敷层。浮石碎屑崩落处往往显现出短波纹,颜色比基质略深。在薄片大部分基质已蚀变成粘土-绢云母混合物。斜长石斑晶沿解理面已蚀变成斑点状、斑块状及细脉状绢云母。

2) 泥化带,矿区泥质蚀变带一般显白至浅黄色,但破裂面上大量褐铁矿、赤铁矿和锰氧化物敷层使邻近岩石变成褐色及红褐色。黑云母全部被绢云母和绿泥石所替代。未完全风化的浮石碎屑蚀变成白色粘土,颜色比基质还浅。在薄片岩石基质完全由细粒粘土和绢云母组成。大多数长石(包括透长石斑晶)已被溶蚀并为粘土和绢云母交代。岩石易风化分解,未形成明显露头。蚀变最强、岩石现已基本是粘土和绢云母的地方(例如为主要泥化区的斯特宾斯和汤山之间的沟谷以及沿凯尔西河下部),露头由松软易碎的物质组成,表面为爆玉米花结构。

3) 明矾石化带,明矾石蚀变区与热液活动中心重叠。在朗德山和斯特宾斯山,有些明矾石蚀变区与筒状热液角砾岩露头重合,还有些是石英-明矾石细脉构成的网脉。在薄片,有的细粒明矾石交代了透长石。黄钾铁矾常见,一般存在于早期蚀

变矿物迁移出而形成的空洞中。黑云母迁移后遗留下的空洞为黄钾铁矾充填处见有金云母骸晶。所有明矾石-石英网脉区都位于较大泥质蚀变带中。明矾石和黄钾铁矾可能完全是表生矿物。明矾石带与表生矿化作用有关。

4) 硅化带, 早期硅化作用使朗德山地区形成坚固的盖层。未熔结凝灰岩顶部多处硅化层后来被热液喷口的角砾岩所破坏, 而角砾岩又为晚期氧化硅胶结和充填。硅化至少有 2 期: 一是早期交代氧化硅 (硅化盖层); 二是胶结角砾岩并形成充填脉的晚期石英。主要矿化构造邻近围岩边沿有毛发状氧化硅细脉。晚期硅化区和硅质脉分布区与早期氧化硅盖层重叠, 但因受大型 NW 向破裂带系统控制, 硅化区沿 NW 向拉长。在朗德山和斯特宾斯山的一些脉体中见有晚期氧化硅, 它们呈薄而洁净的葡萄状敷于破裂面上。

在薄片可见细粒次生石英交代原生长石。次生石英在基质中呈斑点状, 在硅化带边沿呈毛发状细脉。

5) 蚀变与岩性的关系, 各种凝灰岩的物理特性影响着蚀变带的形状和范围。原生多孔未熔结凝灰岩上部在适于热液系统中早期石英沉淀温度、压力时, 便可成为容矿岩石, 而硅质盖层可起到封阻来自下部压力的作用。由于热液被封堵在硅质盖层之下, 所以盖层附近及下面的大部分岩石发生了泥质蚀变。未熔结凝灰岩底部未硅化, 其泥质蚀变带范围比中部致密熔结凝灰岩要广。

3.4 矿带特征

朗德山矿床有 4 种产出形式: 垂直破裂脉系与席状矿带、低角度破裂带脉系、角砾岩和细网脉状矿带以及浸染状矿带。所有产出形式在构造和成因上均有联系。矿石矿物成分简单, 目前开采的主要是银金矿, 其中含金 60%, 含银 40%。浸染状矿带中含有黄铁矿, 其含量为 0.5%~1%。矿带下部常有方解石, 而在上部极少出现。

1) 垂直破裂带脉系和席状矿带, 在斯特宾斯山、朗德山和费尔维尤山, 这种矿带主要产在由垂直破裂切割的致密熔结凝灰岩上部及未熔结凝灰岩上部硅化带中。矿体为细窄的含 Au 石英-冰长石充填脉, 矿脉为多孔状。邻近围岩通常已硅化和角砾岩化, 并为洁净石英细脉胶结, 矿脉密集处形成席状矿带。矿脉基本已采空。

斯特宾斯山破裂带脉系, 由于开采该矿带现仅剩一些残存物。根据旧采坑宽度推断矿带宽为 4~6 英尺, 单矿脉厚度仅 1 至数英寸。矿脉中非金

属矿物为石英, 还常有冰长石。矿脉中部有敞开的孔洞, 当中充填着松软的褐铁矿、明矾石和粘土混合物。晚期氧化硅透明薄层和球粒敷在破裂面上, 紧邻围岩中有小斑点状雄黄出现。所有破裂面上都有褐铁矿染现象, 同时锰氧化物又使铁染颜色加深。斯特宾斯山东部一矿脉中见有萤石, 同时还发现了自然银。

朗德山破裂带脉系, 沿朗德山东北山脊及其北面采坑可见到该脉系露头, 矿带呈 NW 向。朗德山脉系物质成分同斯特宾斯山脉系类似, 矿脉为多孔状, 常由明矾石、粘土和铁、锰氧化物充填。在西部一矿脉露头中见有紫色萤石与石英连生体。东部一探槽中见有产于石英晶簇中的又薄又小的斑点状自然金。朗德山东、南部分布有角砾岩, 矿脉从中穿过。在南部矿井中见到朗德山脉系与罗斯加扎博脉系交会, 而后朗德山脉系逐渐尖灭。对矿井中残存碎矿石做的定量分析表明其矿脉的金含量超过 4 盎司/t, 银超过 2 盎司/t。

奥特马提克破裂带脉系, 该脉系为矿区最大且最稳定矿化, 整个破裂带长至少 2 500 英尺。破裂带中部有粉白色、紫色、绿色、奶油色萤石出现。强烈蚀变带中, 萤石与铁、锰氧化及粘土一同产出, 萤石呈条纹和团块状。在姆尼赛德矿井 1 200 中段邻近奥特马提克矿带的围岩中见有细粒黄铁矿, 以上便无硫化物出现, 矿带东南部露头含铁、锰氧化物的石英晶簇, 曾多次在铁、锰氧化物斑块中发现自然金小斑点。

费尔维尤破裂带脉系, 虽然该脉系与斯特宾斯山和朗德山脉系相似, 但其矿化规模较小且弱, 石英脉较少。有晶簇状石英团块出现, 但多为铁、锰氧化物和粘土充填或敷层。围岩局部有角砾岩化, 蚀变为泥化, 未硅化。脉系分 2 支, 相互平行。主矿体位于垂直与低角度破裂带交切处之中或其下。

2) 低角度破裂带脉系, 包括罗斯加扎博、普莱瑟、马里波萨—基恩以及费尔维尤低角度破裂带矿化。矿带亦被广泛开采。

罗斯加扎博破裂带脉系, 在朗德山西南翼可见到罗斯加扎博矿化露头。姆尼赛德矿井平硐揭示出矿带具较厚赤铁矿、褐铁矿、软锰矿及大量粘土和明矾石敷层。围岩常常发生粘土蚀变, 出现褪色和铁染现象。节理面和破裂面上赤铁矿和褐铁矿染色明显, 里面颜色浅, 外面为深色氧化物。矿化实际上呈矿化蚀变带形式产出, 矿带厚 5~15 英尺, 在许多罗斯加扎博与垂直构造交切处, 铁染方式表明矿液是沿垂直破裂带涌入, 然后运移到平缓构造

内。在姗尼赛德矿井许多地方可见到这种特征，尤以 700 中段最为明显。

罗斯加扎博矿带中石英很少，金赋存在铁、锰氧化物中。1906 年曾在此发现过金块。角砾岩带含砷矿物毒铁石，角砾岩晶洞和破裂面上有浅海绿色毒铁石小晶体。

普莱瑟破裂带脉系，从露头看普莱瑟与罗斯加扎博一样，矿化蚀变带有强烈的染色现象，该矿带以前的开采范围不大。采区位于该带与奥特马提克构造交切处或附近。

马里波萨—基恩破裂带脉系，该脉系在斯特宾斯山北侧和东侧出露。在姗尼赛德矿井 700 中段，马里波萨、基恩为 2 条不相连的脉系，但可以看出它们属于 700 中段同一区内同一破裂带的不同部分。在斯特宾斯山北端可以见到马里波萨与斯特宾斯山构造的交切点。在姗尼赛德 700~900 中段主要构造角砾岩中可观察到马里波萨—基恩与朗德山破裂带的交切处。马里波萨脉系中无铁染现象，而含有较厚白色高岭石透镜体和煤烟状氧化锰薄层。矿坑内一碎石堆几乎完全由含有菱锰矿碎屑的黑色锰硅化岩石组成。在斯特宾斯山东侧一个可能与马里波萨有关的构造中见有白色石英脉状物质，显示出石英交代原生方解石格子构造。这种特征在内华达州其他浅成热液贵金属矿床中较普遍，但朗德山矿区极少见。

费尔维尤脉系，费尔维尤采区位于其低角度与垂直破裂带交切部位。脉系中无强烈铁、锰氧化物染色现象，蚀变、矿化程度较低。

3) 角砾岩与网状脉系，地表勘查和地下开采揭露出朗德山许多地区存在角砾岩和网脉状矿带。其中一个地区即 921 区进行过开采。

921 角砾岩—网脉状矿带，921 区最好露头见于罗斯加扎博、马里波萨—基恩、朗德山脉系主要交切带内。另外在姗尼赛德矿井 700，800 和 900 中段均有出现。岩石已硅化，可能发生过 2 次角砾岩化作用。角砾被褐铁矿-赤铁矿-黄钾铁矾基质胶结。有的角砾岩含绿色毒铁石。角砾岩边沿为石英网脉，角砾岩中心矿化程度最高。

此外，姗尼赛德 900 中段还有与此非常类似的角砾岩-网脉矿化带，捡样分析表明每吨矿石的金含量可达几盎司。

朗德山角砾岩矿带，该角砾岩露头中部分角砾岩为石英胶结，部分为褐铁矿-赤铁矿紧密胶结，边沿为硅质细脉。露头南部有富锰角砾岩，代表着晚期角砾岩化和热液作用。这种岩石很象疏松多孔

的碎石，上面敷有一层煤烟状氧化物、褐铁矿及石膏，表面象个死火山喷口。在该露头之下约 450 英尺处有个类似的角砾岩带，形状似圆筒，略向 E 倾。

4) 浸染状矿带，浸染状矿带产于朗德山下部多孔状未熔结凝灰岩和下面 2 种凝灰岩过渡带内破裂的蚀变岩石中，目前正在沿奥特马提克破裂带东南部进行工作。矿化具 3 种形式：一是切穿松软凝灰岩层的细脉；二是凝灰岩层中的浸染状矿化；三是浮石空洞中的矿化团块。

钻孔剖面显示出矿化岩石中有铁氧化物细条带，浮石碎屑遗留下的空洞中也充填有铁氧化物。未氧化岩石中含团块状和浸染状黄铁矿。基质包括伊利石、钾长石和细粒石英，大部分浮石碎屑为细粒粘土和绢云母交代。地表露头仅显示出绿磐岩蚀变，钻孔打到了泥质蚀变岩石。

朗德山和斯特宾斯山下部遍布着未熔结凝灰岩，但是否都有矿化，含矿性如何以及凝灰岩之下是否有矿，这还都有待进一步查明。烟谷采矿公司打了一些深钻，据此，公司估计深处有高品位矿脉，但这种推测还需证实。然而可以肯定浸染状矿化是很有意义的。

4 地球化学

为进行地球化学研究对地表和地下坑道的矿脉、角砾岩及各种蚀变岩石作了混合采样。又在烟谷公司工作区按 5 英尺间距打的一些钻孔中采集了全岩岩屑。

朗德山矿区内富含金、银的地区，具有砷、锑、铊、汞、氟、钼和钨异常值。金矿床并非以富铜、锌、铅为特征，尽管这些贱金属在局部有异常含量。整个矿区中指示元素含量变化很大，富集程度最高处往往是贵金属含量最高处。

表 1 列出了烟谷公司工作区地表及地下某些岩石样品中指示元素的分析数据。为进行对比也列出了附近其他金矿床的分析数据（表 2）。数据表明，金山、谢尔皮特与朗德山烟谷公司工作区的地球化学特征无太大区别。

在姗尼赛德采区，金、银、砷和铁以及银、锌、铊和氟为正相关。沿高角度构造角砾岩带常见有氧化物，通常高锰区比低锰区银和锌含量高。斯特宾斯山和朗德山最强烈热液蚀变的特征是钙、锰减少，砷、锑、铊大量富集，铜含量一般低于 5×10^{-6} ，而同区内钼含量大于 5×10^{-6} 。砷、锑、铊

的大量富集仅限于强烈蚀变和褪色带以外的脉系中。

银金比值一般随深度加大而增长,深部矿体中钼和钨含量也较高。而砷、锑含量随深度加大则逐渐减少。铈似乎也随深度加大而减小,但变化不太明显。整个矿区内氟含量较稳定,在深度上无变化,钻孔岩心分析结果表明铜、铅、锌含量也不随深度而发生变化。

矿区已采地区全岩样品中 Au 含量超过 0.05×10^{-6} 。除最高富金区(朗德山山顶西部席状矿带)以外,以朗德山北坡 Au 含量较高,大体位于热液角砾岩区之上。

在普遍褪色地区及其紧邻金矿脉周围,钨、银、钼富集。钼的分布范围比钨和银更广,也许反映出在热液系统上部,钼的总富集程度比钨稍强,而在地表钨和银仅在热液系统最高部位富集。地表样品中砷、锑、汞和铈含量也是在热液系统上部富集程度最高,泥质蚀变较强区锑异常最明显。在朗德山矿区进行贵金属勘查中,砷、锑、铈、钼、钨、汞是重要的指示元素组合,砷、锑、汞和钨是强烈热液蚀变区矿化中心的最好标志,金、铈和钼是表示矿化宽度的很好标志。

5 矿化时代

M.L. 西尔伯曼等 1975 年测出朗德山矿脉中冰长石的年龄为 (25.2 ± 0.8) Ma。1981 年 M.L. 西尔伯曼对马里波萨底板蚀变凝灰岩样品做了年龄测定,结果为 25.4 ± 0.8 (绢云母) 和 (25.5 ± 0.8)

Ma (碱性长石)。与矿脉中冰长石年龄很相似,说明朗德山矿区最早一期矿化为 25 Ma。1980 年麦基对 3 个不同地区的明矾石样品进行了年龄测定,其一采自朗德山西部出露的网状细脉;其二采自姆尼赛德 700 中段内马里波萨矿脉;其三采自姆尼赛德 900 中段 921 区。测出的年龄值分别为 10.2 ± 0.2 , 9.8 ± 0.2 和 (9.5 ± 0.4) Ma。

6 小 结

纵观朗德山金矿 70 余年的勘探开发史,矿业活动的起伏兴衰与地质概念的更新改变无必然联系,倒是获利方式和采冶技术主导着深部勘探和储量扩大。尽管 1908 年地质学家便意识到该矿山的巨大潜力,而地表露头富矿从 1906 年采到 1937 年便已告终;当时的采冶水平,让人们转而注意砂矿,从 1914 年到 1972 年,虽所获不少,但前景暗淡;A.O. 史密斯公司于 20 世纪 30 年代中期的深部探查,可谓该矿勘探史中的壮举,可惜由于当时的经济工艺因素未能引起足够的重视;70 年代初,水冶堆淋技术的出现,激活了对大规模低品位资源的兴趣,仅仅依靠老资料的核查利用和深部钻探,便使可采矿石储量从 1 000 多万吨扩大到 1.7 亿多吨,让原本的隐伏矿变成了露采矿。而按浅成热液成矿概念阐述的矿床剖面,到 1988 年方才问世。

虽然在朗德山从其巨大金矿潜力的首轮研究到露天开采之间经过了 44 年,但在铜山公司开始了对朗德山整体潜力的第三轮评价之后,只用了 5 年时间就投产了。

巴布亚新几内亚波尔盖拉金矿床

1 地质背景

波尔盖拉 (Porgera) 金矿位于巴布亚新几内亚山峦起伏、森林茂密的中西部芒特哈根镇北西西约 130 km 处。该矿床是以侵入体为中心的金-银矿床,在沃鲁沃里 (Waruware) 为Ⅶ号矿带,属高品位低硫化浅成热液矿床。

该矿床与许多侵入到白垩系含黄铁矿钙泥质和炭泥质沉积岩中的中中新世镁铁质侵入岩有关,侵入岩为钠质和碱质的。NEE 向的罗马内 (Roamane) 断层是Ⅶ号带的主要控矿因素 (图 1),断裂作用控制着矿体分布。矿区内热液作用强烈。构造角砾

岩发育广泛,特别是在Ⅶ号带中,构造角砾岩逐渐过渡为有网状裂隙的岩石。

早期普遍蚀变矿物为绢云母、白云石和黄铁矿,在深部还有硬石膏。这是一套被脉和细脉控制的石英-钼云母-碳酸盐-黄铁矿蚀变叠覆的矿物组合。早期蚀变伴有黄铁矿、闪锌矿和方铅矿的富硫化物网脉,尤其是在沃鲁沃里段的侵入岩接触带和角砾岩附近。金大多呈固溶体产在含砷黄铁矿中,难选难炼。高品位易选易炼的金与硒化物伴生,在与第二个蚀变矿物组合有关的浅成热液脉和细脉中,硫化物含量低得多。易选易炼的金矿石多产在Ⅶ号带中。表生氧化作用大多不超过几米深。

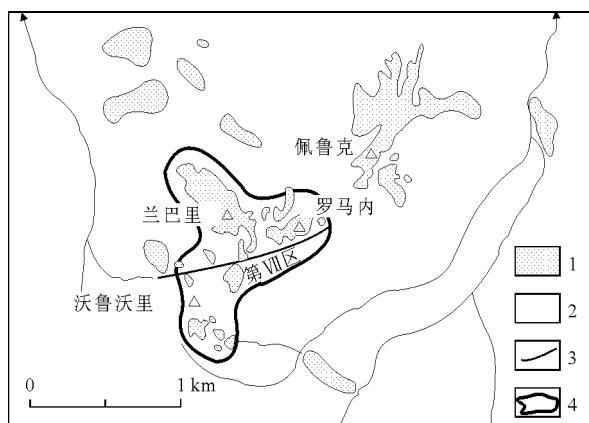


图1 巴布亚新几内亚波尔盖拉金矿地质图 (引自 G. A. Henry, 1990)

图中示出了叠覆在低品位、与侵入岩有关的网脉矿床之上的高品位、受断层控制的低硫化浅成热液Ⅶ号带；1—闪长岩侵入体；2—沉积岩；3—断层；4—金矿床外界

波尔盖拉矿床的地质储量为 1.18 亿 t，平均品位为金 4.7×10^{-6} ，即含金 555 t，边界品位 1.5×10^{-6} 。这个总储量中包括Ⅶ号带中可露天开采的储量 456 万 t (金 5.0×10^{-6})，可地下开采的储量 590 万 t (金 27.0×10^{-6})。

2 勘查与发现

20 世纪 30 年代，澳大利亚政府官员在巡查期间，发现有人在流经矿床南侧的小河里淘金，1938 年首次报道波尔盖拉区有金。1948 年掀起了一次小小的找金“热”，但后来证明金矿不多。50 年代和 60 年代，在一些小河及其阶地上（主要是支流阶地上）淘出了少量砂金。此后芒特艾萨矿业公司于 1973 年收买了砂矿地，并开始有组织地淘金。但流槽采矿结果令人失望，只维持到 1984 年。

波尔盖拉区的首次地质工作是 1948 年晚期由澳大利亚矿产资源局进行的。结果在沃鲁沃里山圈出了岩金矿化和蚀变闪长岩的位置。1964—1966 年，布洛洛采金公司（普莱瑟开发公司下属的一家子公司）对沃鲁沃里段进行填图并进行了 1 070 m 的刻槽取样；接着打了 7 个垂直钻孔和 6 个倾斜钻孔，总进尺 977 m。所有钻孔打到的都是低品位矿石， $\text{Au} < 1 \times 10^{-6}$ ，于是终止了工作。60 年代，澳大利亚矿产资源局的一位地质学家考察了波尔盖拉区几次，对沃鲁沃里区进行了填图，并对布洛洛采金公司所做的工作给予好评。

1967—1969 年，卡奔塔利亚勘探公司（芒特艾萨矿山的勘探子公司）买下了波尔盖拉区的探矿权，公司挖了 11 000 m 的探槽，同时进行了填图和

6 700 m 的刻槽取样，但没进行钻探，因为相对于当时的金价来说金品位很低。1969—1970 年，安纳康达（澳大利亚）公司买下了矿地，并在沃鲁沃里和兰布莱段进行了填图，检查了 1 300 m 的刻槽取样结果，随后打了 7 个倾斜岩心钻孔，总进尺 1 833 m。7 个钻孔中有 6 个含金 $3 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$ 。于是卡奔塔利亚公司决定与阿纳康达公司联营，但所有权问题没有解决。1970—1974 年，波尔盖拉矿地被兰布莱公司买下，它与金伯利证券公司成立了联营公司，卡奔塔利亚公司占 1/3 的股份。他们在沃鲁沃里山下掘进了 2 个平硐（总进尺 326 m），并从主平硐中掘进了 2 个平巷，以检验阿纳康达公司打的钻孔得到的 $> 10 \times 10^{-6}$ 金值，并证实了一个窄的高品位矿带。虽然当时的金价为 150 美元/盎司，但冶炼有困难，因此工作就此作罢。

1975—1978 年，普莱瑟公司买下了兰布莱和金伯利公司拥有的岩金矿地 2/3 开采权。公司进行了地质填图、5 000 m 的地表刻槽取样和 270 m 的地下刻槽取样。此后又打了 6 个倾斜岩心钻孔（总进尺 949 m），以检验沃鲁沃里段金品位的连续性。当时已在那里求出了平均金品位约 3×10^{-6} 的矿石储量 1 000 万 t。取自平硐的大样表明，用直接氰化法处理，金的回收率 $< 50\%$ 。这时普莱瑟公司又就参加波尔盖拉项目问题与统一金田（澳大利亚）公司（接着与雷尼森统一金田公司）进行了协商。统一金田公司在参加波尔盖拉项目之前采集了地下样品，并在其南非总公司实验室用氰化法进行冶炼试验。结果比以前得到的结果更好，于是在 1979 年成立了普莱瑟公司。芒特艾萨和统一金田公司 3 家组成的联营公司，由普莱瑟公司具体操作。联营公司在南沃鲁沃里段进行了详细地质填图，在沃鲁沃里段和以前阿纳康达公司调查过的地区以东打了 10 个倾斜岩心钻孔，在兰巴里段打了 3 个倾斜岩心钻孔。总进尺为 3 631 m，其中有 248 m 打到含金 3.0×10^{-6} 的矿层和 50 m 含金 28.3×10^{-6} 的矿层，证实沃鲁沃里段有一个可能较好的矿床。

1980 年，波尔盖拉联营公司进行了区域性地质调查、河流沉积物地球化学调查和航空磁法测量，但没发现另外的矿化侵入中心。沃鲁沃里矿化范围主要通过直升机支援的钻探工作圈出，钻探工作包括间距为 $60 \text{ m} \times 60 \text{ m}$ 的 43 个倾斜岩心钻孔，但这个间距太宽，不足以对钻孔之间的金品位进行对比。这些钻孔中有一个打到了 124 m 含金 14.8×10^{-6} 的矿层。1981 年，在沃鲁沃里段又打了间距加密到 $30 \text{ m} \times 60 \text{ m}$ 的 71 个钻孔，总进尺 19 603 m。

最后一个钻孔打到了 92 m 含金 9.9×10^{-6} 和含银 81.5×10^{-6} 的矿层。沃鲁沃里段的地质储量为 4 500 万 t。但预可行性研究表明,如果用露采/焙烧氰化法每天处理 15 000 t 矿石则无利可图。此后继续进行了冶金研究并开始进行环境调查。

1982 年,为了提高项目的经济效益,加强了鉴定高品位、近地表金矿和更有效的冶金方法的工作。在对整个矿化系统进行系统地重新取样的最后几天,在沃鲁沃里段东北的罗马内断层的难以攀登的绝壁上,发现了以前没记录过的“明金”和含金异常的岩屑。于是打了 6 个岩心钻孔,第一个钻孔打到了 40 m 含金 13.2×10^{-6} 和含银 58.1×10^{-6} 的矿层,其余的打到了 20~60 m 含金 $>4 \times 10^{-6}$ 的矿层,从而发现了Ⅶ号带。事后认识到,以前打的几个钻孔已经打到了Ⅶ号带,但没从成因上把它同罗马内断层联系起来。对沃鲁沃里段的矿石来说,在用氰化法处理前,用加压氧化焙烧是可取的处理办法。虽然沃鲁沃里段的 6 个矿化带都含 $\text{Au} > 4 \times 10^{-6}$,但其他经济评价指标表明,日产 2 000 t 的露采场难以赢利。

1983 年,钻探工作集中在Ⅶ号带,以便更好地确定首选采场的场址和采集供小规模冶金试验用的样品。这些样品是些多余的岩心,按矿石类型进行了仔细分类。第一个钻探计划并未圈出深部的或沿走向的Ⅶ带,所以 1984 年又打了 42 个钻孔(总进尺 9 116 m),在深部发现了高品位矿石(24 m 含金 80.1×10^{-6} 和含银 111.5×10^{-6} 的矿层)。1985 年,对这个高品位矿化带进行了间距 30 m 的更详细地钻探(88 个钻孔,总进尺 25 770 m)。同时,小型试验厂证明对硫化物精矿(这些精矿是对沃鲁沃里段的 27 t 矿石样品浮选后得到的)进行加压氧化是有效的。1986 年在Ⅶ号带中掘进了 1.6 km 的平硐,以便在 1987—1989 年期间探明是否存在高品位亚带。

20 世纪 80 年代中期,进行了几轮地面物探。磁法和 VLF 电磁法有助于确定岩石类型和构造,前者还更好地确定了兰巴里段的含金磁黄铁矿脉。也进行过地面和孔中脉冲电磁测量,试图圈出Ⅶ带中的导体。但和激发极化测量一样,所圈定的界限都在该带大部分是已知的范围内。

1988 年终于得到肯定的可行性研究结果。第二年,巴布亚新几内亚政府获得了其 10% 的股权。1990 年早期,联营公司制定了分期开发计划。1990 年完成的第一期计划是用地下法开采Ⅶ号带的高品位矿石,用重选(现在不用了)、浮选和氰化物浸

析—CIP 法回收金,日处理矿石 1 850 t。1991 年中期,后者被引进的 3 个高压釜对难选难炼的浮选精矿进行加压氧化代替,而前者由在沃鲁沃里段进行露天开采代替。后来的扩建使选冶能力达到目前的每天 8 500 t,其中约有一半是地下开采的矿石。1992 年的金产量最高,达到 149 万盎司(46.3 t)。这一年早期,巴布亚新几内亚政府通过强迫联营公司的每一方让出 5% 的股本使其股份增加到 25%。目前,波尔盖拉矿床仍在继续加速进行钻探。

3 矿区地质

波尔盖拉地区的沉积岩都受其附近的侵入活动和热液活动影响。原始沉积岩是黄铁矿质、微钙质、块状、强度较弱的沥青质页岩和泥岩,即大家所称的“褐色泥岩”,其中还含有粉砂质岩层和少量的钙质至白云质粉砂岩和砂岩或“钙质沉积岩”夹层。这些褐色泥岩的主要变种是“黑色沉积岩”,是较硬的、较暗色的、粗粒、钙质、黄铁矿质沉积岩,它们可能是由于在绿帘岩化期间带入次生方解石或因局部的接触变质作用形成的。那些沥青质物质局部已遭受过石墨化作用,故具有较暗的颜色。不论是黑色沉积岩还是钙质沉积岩都被进一步蚀变为所谓的“蚀变沉积岩”。这些浅灰至淡黄色岩石是下述的绢云母-白云石蚀变产物。

波尔盖拉侵入岩系由一系列的基性至中性岩颈、岩株和岩墙以及具有钙碱亲缘性的微辉长岩、镁铁质闪长岩和长石斑岩构成。这些岩石是与成熟的大陆岛弧区典型的钙碱性侵入岩有区别的,它们富含钾(K_2O 一般为 1.0%~2.5%)和显示出强烈的稀土分馏(通常 $\text{Y} = 14 \times 10^{-6} \sim 26 \times 10^{-6}$, $\text{La} = 20 \times 10^{-6} \sim 40 \times 10^{-6}$, $\text{Ce} = 45 \times 10^{-6} \sim 90 \times 10^{-6}$, $\text{Nd} = 5 \times 10^{-6} \sim 30 \times 10^{-6}$, $\text{Sm} = 1 \times 10^{-6} \sim 10 \times 10^{-6}$; Sombroek, 1985);但是,高的 K 值可能含有因蚀变作用带入的 K 所致。这些侵入岩引人注目的特征是相对缺乏长英质矿物和模式石英。

侵入岩的野外定名:“普通辉石角闪石闪长岩”是一种微辉长质至镁铁闪长质岩石,偶尔显示出堆晶岩的特征(Sombroek, 1985);“角闪石闪长岩”是一种镁铁质闪长岩至微闪长岩;“长石斑岩”是一种含镁铁质较少中性侵入岩类,含有较多的捕虏体;“角闪石闪长斑岩”是一种晚期的长石斑岩,具有堆晶岩特征。近期的工作表明,所谓的“安山岩”应更名为玄武岩,它常呈岩墙产出。

在波尔盖拉矿床内产有若干种类型的角砾岩。

从经济远景看最重要的是热液角砾岩。这些热液角砾岩又以几种变种产出, 名为裂纹角砾岩 (crackle breccia)、爆发角砾岩 (disruptive breccia) 和流体角砾岩 (fluidal breccia); 矿化作用在这 3 种角砾岩类中都有产出。裂纹角砾岩趋向产于侵入体核部, 而其他类型角砾岩则与构造破裂带相伴产出, 它们在侵入接触带, 或者在张性断裂内 (Romane 断裂最重要)。此外, 构造角砾岩是断裂带内的重要的角砾岩类型, 这些构造角砾岩既作为流体的通道, 又可作为矿物沉积的场所。

角砾岩常常在侧向上进入到网状脉带、细脉带以及最终进入次要的破裂作用带。在整个矿床范围内普遍见有角砾岩化和破裂作用, 但在侵入接触带最发育, 这是由于这些接触带乃是在侵入体侵位期间使围岩中断, 并在后期由于热液流体进入到这些易渗透区引起液压破裂的共同场所。

3.1 蚀变作用

波尔盖拉侵入岩系及伴生的沉积岩曾受到数期蚀变作用的影响。

第一期是绿磐岩化, 其特征是在侵入岩中发育方解石、少量白云石和绿泥石, 在黑色沉积岩中发育方解石胶结物以及在钙质沉积岩中发生方解石的带入和重结晶作用。在距侵入体数百米以外, 这种钙质沉积岩没有显示出因接触变质作用而发生重结晶作用。绿磐岩化发生在金矿化之前。

第二期是绢云母-碳酸盐 (绢英化) 蚀变, 其特征是 K_2O 和 CO_2 含量增加。这种受构造控制的蚀变作用在侵入接触带、脉壁、断裂和角砾岩等渗透性带最发育。绝大多数侵入岩和邻近的沉积岩都曾受到该期蚀变作用的影响。白云石和绢云母是主要蚀变产物, 同时偶含蛇纹石、菱铁矿、绿帘石、粘土和磷灰石, 黄铁矿是主要的次生硫化物。该期蚀变的直观影响是岩石的褪色和原始结构的破坏, 钾的明显增加伴随钠的亏损。绝大部分金-硫化物矿化在空间上是与绢云母-碳酸盐蚀变相伴生的; 矿化作用和蚀变作用两者同时发生。引起蚀变作用的流体也可能引起矿化作用, 而且液压角砾岩化可能也是由这种流体造成的。

第三期蚀变是局部产出的强烈绿泥石化, 这些绿泥石与变化较大的硅化和碳酸盐化共生, 绿泥石呈针状或胶体状集合体产出。该期蚀变作用常伴生白云石, 还含有少量的绿帘石、石榴石和镜铁矿。不论在宏观还是微观上可见金和银金矿必定产在具有这一蚀变类型的岩石内。该绿泥石-硅质-碳酸盐蚀变常叠加在绢云母-白云石蚀变之上, 但绿泥石-

硅质-碳酸盐蚀变也能独立地作为非常局部的和捉摸不定的蚀变形式出现。该期蚀变的分布局限于一些较窄的脉的边缘和局部的角砾岩带。自然金的带入是与绿泥石-硅质-碳酸盐蚀变作用同成因的。

第四期是硫酸盐蚀变, 目前只见于钻孔中。这一蚀变产于矿床的深部, 呈席状产出, 并被晚期断裂所破坏。该期蚀变的特征是原生矿物被硬石膏、少量的绢云母和白云石替代。而硫化物则与碳酸盐和石英一起充填于受到绢云母-白云石蚀变影响的容矿岩石的裂隙中, 而且自然金产于具有绿泥石-硅质-碳酸盐蚀变的脉内, 在受到硫酸盐蚀变影响的深部地段只有硬石膏产于裂隙中。在硫酸盐蚀变与碳酸盐-硅质蚀变之间的界面上硬石膏脉切割了含有硫化物和自然金的脉。

3.2 矿化作用

矿床属低硅、高硫系, 具有多次矿化事件。

金-银矿化在空间上和时间上有 5 种叠加的类型产出, 被分别称为 A, B, C, D, E 型 (按丰度递减为序)。虽然每种矿化类型是易于识别的, 但是在某些特征上从 C 至 B 至 A 和 E 型是逐渐过渡的。表 1 列举了这 5 种矿化类型的特征。大部分金是难选的, 直接用氰化法可回收的金小于 50%。电子显微镜研究表明, 难选金在黄铁矿颗粒中可能以固溶体形式存在, 在毒砂颗粒中尤为如此。

根据这 5 种矿化类型的切割关系, 每种矿化类型似乎是在若干次脉动情况下产出的, 但在总体上有这样一个形成顺序: 最先为 C 型, 然后为 B 型, 再后为 A 和 E 型, 最后为 D 型, D 型中含砷化物矿化是最晚的事件。这一顺序的一个明显特征是在每种依次形成的矿化类型中难选金所占的比例是逐渐下降的。显微镜下证据表明, 在晚期热液流体影响下使早期产出的金矿化类型的 Au 发生一定程度的再活化; 而且表现得比较明显的是晚期流体有利于 Au 以自然金的形式沉淀下来, 这种 Au 可能与 D 型中的砷化物伴生。

控制金矿化产出位置的主要因素是与控制蚀变作用产出位置的那些因素一样的, 主导因素是通常发生在侵入体边缘和断裂带上的破裂作用和角砾岩化作用。矿化期后的少量侵入作用对金的分布几乎没有什么影响, 可是, 后期的断裂作用曾对矿化作用在矿床内所处的最终位置有重大影响。

金的品位与破裂强度和矿化类型具有密切关系。在矿床内可以圈定出 7 个相互分隔开的高品位矿带, 这些矿带所拥有的矿石从数十万吨至数百万吨, 每个矿带以一种特有的矿化类型为主 (表 2)。

表 1 波尔盖拉金矿床的矿化类型

类型	分 布	形 式	主 要 矿 物	副 矿 物	非 金 属 矿 物	$w(B)_{\text{平均}}/10^{-6}$		$Au/10^{-6}$ 与 S/% 比	氰化物可 溶金平均/%
						Au	Ag		
A	非常广泛	脉、细脉和角砾岩基质	含金黄铁矿,闪锌矿,方铅矿	毒砂,银黝铜矿,金,银金矿,磁黄铁矿	方解石或白云石,石英,沸石	3.0	12.0	1:3	40
B	广 泛	浸染状,细脉和网脉	粗粒自形含金黄铁矿	闪锌矿,方铅矿	方解石或白云石,石英	2.5	5.0	1:2	30
C	局部产出	在“裂纹角砾岩”中细浸染	细粒,他形含金毒砂	黄铁矿,白铁矿	磷灰石	6.0	4.0	4:1	10
D	局部产出	细脉和角砾岩基质,常有晶洞	金,银金矿	黄铁矿,赤铁矿,碲化物	绿泥石,石英,方解石或白云石,沸石	10.0	10.0	10:1	70
E	非常局限	脉、细脉和角砾岩基质	淡红银矿,浓红银矿,银黝铜矿	黄铁矿,闪锌矿,方铅矿,黝铜矿	方解石或白云石,石英	1.0	30.0	1:10	40

表 2 波尔盖拉金矿床的矿化带

矿带	位 置	控制 因素	矿 化 类 型
I	出露在 Waruwari 南端,向 N 倾伏	角砾岩岩管	在角砾岩基质中 A 型块状硫化物
II	出露在 I 带附近,向 NNE 倾伏和向 E 倾	安山岩与玄武岩岩脉的角砾岩化接触带	D 型与少量 A 和 E 型
III	在 Waruwari 南部,中等深度,可能是 V 号矿带南侧的较上部	在长石斑岩接触带上的角砾岩化作用	B 型与少量 A 和 C 型
IV	NNW 走向的走廊,出露在走向的西部并与走向平行,向 E 倾	在 2 个岩株(即 Yaka-tabari 和 Waruwari 角闪石闪长岩)之间的走廊带,破裂带和网状脉带,覆盖在长石斑岩顶部	等量的 A 和 B 型,少量 E 和 D 型
V	EW 走向的开阔带,下伏在 Waruwari 的深处	在长石斑岩接触带上的角砾岩化作用和长石斑岩内部的“裂纹”角砾岩化作用	C 型及分布较广的 B 型,少量 D 型,在深部见有硬石膏
VI	EW 走向,穿过 Yaka-tabari 闪长岩岩株,出露在西边坡面上	与 EW 向的断层相伴生的“裂纹”角砾岩	几乎都是 C 型,只有少量 D 型
VII	EW 走向,在 Waruwari 北部和 Roamane 断裂以南,为一条向 S 倾的延伸带	受 Roamane 断裂和小范围的安山岩/玄武岩与长石斑岩岩颈及岩墙接触带控制的角砾岩化作用	D 型拥有绝大部分的金,在东部 C 型是重要的,A 和 B 型在中部地区很普遍,在东边和深部含有碲化物的极高品位带内几乎都为 D 型

对 1982 年末发现的Ⅶ号矿带只是在近期才进行了较系统的工作,而且在过去未做过详细描述。

3.3 Ⅶ号矿带

Ⅶ号矿带所处的位置主要是受与 Roamane 断裂相伴生的破裂作用控制的, Roamane 断裂看来有过多次位移,由此造成了一条开阔的变形带。该变形带曾受到过几期热液流体的侵入,这些流体使依次形成的断裂和热液角砾岩发生蚀变和矿化。因此形成了这样一条矿化带,这条矿化带已被证实它比矿床中的其他任何矿化带更富、更厚和范围更广大。

Roamane 断裂和Ⅶ号矿带都以 70~80°的角度向 S 陡倾,该断裂最后一次运动看来是逆向的,将该矿带一分为二,而且这两半部分都有错位。

Ⅶ号矿带绝大部分的金含于 D 型矿化中; C, B 和 A 型矿化也有一定地位。D 型矿化明显比其他矿化类型年轻,在Ⅶ号矿带中的绿泥石-硅质-碳酸盐蚀变相要比矿床内的其他任何地方更广泛。

在Ⅶ号矿带的深部有 1 条品位非常高的金矿化亚带,局部品位超过 $3\,000\times10^{-6}$, 并与强烈的流体角砾岩化、绿泥石-硅质-碳酸盐蚀变和 D 型矿化共生,还伴生有金、铅和汞的碲化物。在宏观上存在肉眼可见的金、碲化物和银金矿,这是该矿带矿化作用的特征;最高金品位系统地发育在 Roamane 断裂附近;在该断裂以北数十米处沿一条角闪石闪长岩的接触带也见有类似的矿化;在深处该矿化带由一些较窄的脉把它与 Roamane 断裂连接起来,这表明有矿化流体从该断裂泄漏出来,并进入多孔的接触带。

4 矿床成因

在矿床勘探期间对其成因还没有给以多大注意,不论是有关的资料依据还是对已有资料的解释都是不完备的。尽管如此,对一些想法和印象作一评述是有益的。

波尔盖拉金矿显示出与斑岩铜矿有很多相似之处,但部分矿床所显示的特征却类似于浅成低温热液金矿床。因此,提出了一个套叠的、非典型的、中低温热液的成矿模式。

曾发生过若干次侵入事件。对采自 4 种侵入岩的角闪石所做的 K/Ar 年龄测定结果表明,钙碱性趋势并没有显示出从富镁岩浆至富碱岩浆的一种简单的渐进分异。在波尔盖拉地区没有喷出岩,在由

侵入岩构成的山顶上盖有蚀变的沉积岩残留体以及侵入岩的结构表明, 侵位发生在中等深度。作为驮伏在早期的、向 S 倾的俯冲带上的澳大利亚板块的地壳加厚作用可能引起了原始熔融体的形成 (Som-brock, 1985)。

发生在岩基上的穹隆作用引起了沉积地层一定程度的倾斜并诱发了断裂作用, 这些断裂又对侵入岩的侵位起着控制作用, 某些断裂在侵入事件之后继续活动。

虽然岩浆源可使岩石中出现较高的 CO_2 含量, 但是在沉积岩层内部富含碳酸盐岩石的同化作用也可能提高侵入岩内残余流体的挥发份含量。早期绿磐岩化可能是这些流体在岩浆期后作用的结果。来自侵入体的热源可能使天水流体在附近的沉积层中发生对流, 但是这些热液流体具有较高的盐度 [在流体包裹体中 $w(\text{NaCl})$ 为 $4.1\% \sim 10.5\%$] 表明它们是岩浆源的。S 可能来自沉积层内的沉积黄铁矿或白铁矿以及富含挥发份的岩浆流体, 这 2 种来源可能都能提供 Au。

沿侵入接触带和张性断裂的可渗透区是热液流体的通道, 以及可能由于压力和温度的改变使含 Au 硫化物发生沉淀。那些最早的流体有时是被封闭的, 由于液压的增大, 导致形成“裂纹”角砾岩, 这种角砾岩总是与 C 型矿化——最早的矿化类型伴生的。在中温热液深度 ($1 \sim 3 \text{ km}$) 的较高压力条件下是可以产出这种“裂纹”角砾岩的, 这种角砾岩与斑岩铜矿系的“裂纹”角砾岩非常相似。

进一步的矿化与逐渐增强的破裂作用相伴生, 并且产生 B (黄铁矿) 和 A 型矿化 (混合的硫化物), D 型矿化只在局部发生沉淀。蚀变作用逐渐地从绢云母-碳酸盐 (绢英岩化) 组合和局限的绿泥石-硅质-碳酸盐组合演化至硫酸盐组合。在深部的可渗透带被硬石膏充填。

蚀变作用类型 (绿磐岩化、绢英岩化和硫酸盐化) 和角砾岩 (尤其是裂纹角砾岩和穿层的爆裂角砾岩岩管) 以及与 A, B 和 C 型矿化相伴生的网状脉常可与在中温热液系中形成的矿床 (例如低硅的斑岩铜矿床) 特征对比。

有这样的推测, 存留在深部的残余熔融体可以继续放出热液流体, 这种流体沿可渗透带流通, 在形成波尔盖拉矿床的晚期阶段可以沿着诸如象 Roamane 断裂这样一些主要构造到达古地表。当汽化的流体通过断裂带时可以形成流体角砾岩。与绿泥石-硅质碳酸盐蚀变相伴生的 D 型矿化是由这些

晚期流体引起的。类似于在浅成低温热液系中所见到的沸腾作用和混合现象也是存在的, 确实是这样, VII 号矿带的极高品位亚带可能代表了这样一个沸腾带。这个高品位亚矿带显示出浅成低温热液矿床 (Hedenquist 和 Henley, 1985) 的某些特征。这些特征包括: 形成温度介于 $149 \sim 188^\circ\text{C}$ 之间 (通过包裹体测定), 角砾岩化 (特别是流体角砾岩化), 粒间孔隙充填作用, 胶体状条带和皮壳结构, 以及含有 Au, Ag, As, Sb, Hg 和 Te (表 3) 的矿化组合。特高品位的矿石分布的深度范围有限和金粒较粗大的自然习性也表明, 沉淀作用是从那些沿断裂向上运移的溶液中发生的。

表 3 采自 VII 号矿带高品位亚带样品的化学组成

$w(\text{B}) / \%$					
Au ¹⁾	Ag ¹⁾	S	Fe	Zn	Pb
611	400	3.30	4.76	0.024	0.020
Cu	As	Sb	Hg	Se	Te
0.011	0.11	0.005	0.080	0.000 7	0.061 5

1) $w(\text{B}) / 10^{-6}$ 。

尽管如上所述, 但是波尔盖拉金矿床不论与中温热液 (斑岩铜矿) 模式, 还是与浅成低温热液 (金矿) 模式都是不尽适合的。缺乏强烈的硅化和泥质蚀变是特别反常的, 以及普遍的绿泥石蚀变是另一个异常特征。缺乏硅化可能是由于这样一个事实造成的, 即在整体上是低硅的。还有一个可能性是当时在近地表处, 曾经形成普遍的泥质蚀变和玉髓质石英的沉淀, 但在后来被剥蚀掉了。

发生在断裂上的很晚期的运动可以使流体进入和断层泥物质的泥质蚀变。由于这种断裂作用使矿化作用的分布进一步复杂化。

5 小 结

挖探槽, 继之以地质填图和取样, 是波尔盖拉区找矿的最有效方法, 土壤地球化学测量并未广泛使用。因为地形太陡, 各种物探方法也未对找矿做出多大贡献。多次的钻探“会战”, 创新的选冶技术和面对一系列负面经济评价而不灰心丧气, 是波尔盖拉取得成功的关键。

从在波尔盖拉区沃鲁沃里段首次系统找金, 到最终从原生矿床中生产金, 花了近 27 年的时间。但是, 如果从发现 VII 号带的高品位矿石 (它对波尔盖拉矿床的生存和发展至关重要) 到生产算, 只花了 6 年时间。

福建紫金山金-铜矿床

紫金山金-铜矿床位于福建省上杭县境内。该金-铜矿床是 20 世纪 80 年代末期,在我国东部陆相火山岩地区发现的一个新的矿床类型。矿床具有极为显著的“上金下铜”的矿化垂直分带,金矿同时兼有铁帽型矿床的特点。铜的矿化主要出现蓝辉铜矿-辉铜矿的大量堆积,与之有直接联系的典型蚀变类型为明矾石化。目前控制金矿远景储量达中型以上,铜远景储量已达大型。该矿床的发现,对我国在东南沿海中生代陆相火山岩地区寻找金、铜矿床具有十分重要的意义。

1 矿区地质概况

紫金山矿床位于闽西北武夷隆起区的边缘与闽西南华力西—印支拗陷的过渡带、云霄—上杭 NW 向大断裂带与宣和 NE 向复式背斜的交会处,上杭 NW 向的白垩纪火山-沉积盆地的东缘。

1.1 地层

区内出露地层简单,主要分布于外围地区下震旦统楼子坝群浅海相细碎屑岩(已受浅变质)是紫金山地区的基底地层,主要岩性为绢云千枚岩、板岩、变质粉砂岩等,构成背斜的核部地层。上古生界的滨海—浅海粗碎屑岩和碳酸盐岩不整合于基底地层之上,并分布于背斜的两翼。白垩纪火山岩和紫红色沉积岩主要分布于西部盆地中。岩石微量元素测试结果表明,中生代以前地层的 Au, Cu 等成矿元素含量普遍较低。白垩纪红层含 Cu 较高,局部可见铜矿化。

1.2 侵入岩

本区岩浆岩很发育,复式岩体呈 NE 向大致沿复背斜轴部展开,长约 8 km,宽 4 km,面积约 32 km²,由燕山早晚 2 个不同构造岩浆旋回多次侵入体组成。其主体为燕山早期侵入岩,属重熔型花岗岩,由似斑状中粗(细)粒二长花岗岩、细粒花岗岩组成。锆石的 U-Pb 年龄为 157 Ma。燕山晚期岩体为花岗闪长岩,为同熔型花岗岩类,呈小岩株、岩枝和岩脉产出,Rb-Sr 等时线年龄为 102 Ma。

1.3 火山机构和次火山岩

该地区现已发现紫金山、二庙沟、赤水沟 3 个火山机构,均位于 NE 与 NW 向构造交会部位,主

要由燕山晚期的火山-次火山岩组成,不同程度地发育隐蔽爆发相的角砾岩体和岩脉。紫金山金-铜矿床即位于紫金山火山机构的北西侧,隐爆相岩石与金、铜矿化有密切空间和成因联系。

1.3.1 紫金山火山机构 位于矿区中部,NE 向小金山沟断裂与 NW 向紫金山断裂带的交会部位,在地貌上呈向 NE 开口的椭圆形洼地,该机构是燕山晚期火山-次火山作用产物,对金、铜矿化均有明显的控制作用。它的最为显著特点是其中心并非是一个直立的筒状体,向 NE 倾斜,倾角 30~50°,岩筒中心部分为英安玢岩充填,边缘为 100~250 m 宽的隐爆角砾岩带环绕。在该机构的 NW 和 SE 发育大量的脉状隐爆角砾岩和英安玢岩,形成宽约 1 000 m,长 1 800 m 的隐爆角砾岩带,控制了矿区金-铜矿带的展布。

1.3.2 次火山岩

1) 英安玢岩,在火山机构中心呈直径数百米倾斜筒状体,往 NW 和 SE 呈脉状体展布,脉幅由几厘米至 10 m 不等。往深部逐渐过渡为石英闪长玢岩。英安玢岩与隐爆角砾岩空间关系极为密切,并有极为相近的产状。

2) 隐爆角砾岩,较发育,一种常在火山机构中心呈环状岩筒产出;另一种是在机构 NW 和 SE 两侧的脉状角砾岩,脉幅变化较大,常见尖灭再现和分支复合现象,是脉状隐爆角砾岩相对集中发育地段,金-铜矿化最好的地段也是金-铜矿体最有利的围岩,可作为重要找矿指示标志。流纹斑岩和石英斑岩分布局限,主要出露于南东矿段,与铜矿化关系密切。

1.4 构造

NE 和 NW 向构造是该区的主要构造。NE 向构造生成较早,活动时间较长,使前中生代地层形成褶皱,并控制着燕山早期岩体的侵入和展布。NW 向构造主要活动在燕山晚期,控制了这一时期的岩浆活动,特别是火山-次火山作用,对成矿具有明显控制作用,是矿区最主要控矿和赋矿构造。叠加在隐爆角砾岩基础上的构造带具较好金-铜矿化,大部分金矿体由构造岩组成。尚有近 EW 向断裂构造,它切断了 NW 向,控制部分矿体分布(图 1)。

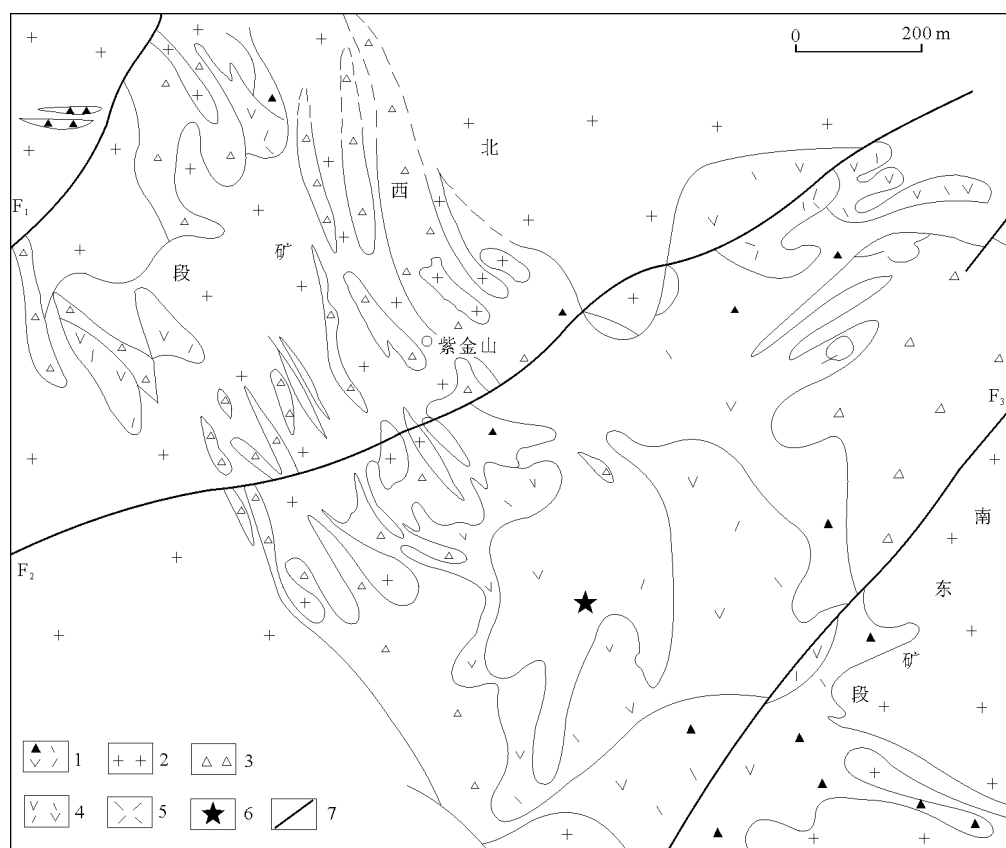


图1 紫金山金-铜矿区地质图

1—下白垩统石帽山群中酸性火山岩；2—燕山早期花岗岩；3—隐爆角砾岩；4—英安玢岩；5—流纹斑岩；6—火山作用中心；7—断层

2 矿床地质特征

分3个矿段：北西、北东、南东。北西矿段是近几年重勘查矿段，紫金山金-铜矿床所指的就是北西矿段的金-铜矿床。金、铜矿化主要赋存于燕山早期中细粒花岗岩中及燕山晚期的英安玢岩的隐爆角砾岩带内。

2.1 矿体规模、形态和产状

金的工业矿体主要限于650 m高程以上的氧化带中，为隐状矿床。地表很少见工业矿化体出露，现已发现金矿化带3个。

0号矿化带，位于矿区NW向脉状隐爆角砾岩的英安玢岩密集带1号矿化带下盘，厚一般在200~280 m，延深500~600 m，最大深度达900 m，矿化围岩主要为蚀变花岗岩。已圈出17个矿体，其中有6个矿体规模较大，铜储量占全区的43.58%。近期在该带西北部地表发现金的矿体和矿化体。

I号矿化带，规模较大，位于隐爆角砾岩带中，长600 m，宽100~200 m，延深150~300 m。金平均品位 $1.9 \times 10^{-6} \sim 2.63 \times 10^{-6}$ 。

II号矿化带，位于I号矿化带上盘，已控制13个矿体（26~38号），其中具一定规模的有28

和30号矿体，其铜储量占全区的7.54%。矿化围岩为蚀变花岗岩和隐爆角砾岩。金矿体主要在I号矿化带，赋存在650 m高程以上的氧化带中，共有11个矿体，厚一般1.5~6 m，最大厚度为12.6 m，延长几十至百余米，个别可达几百米，延深几十至200余米。矿体多呈脉、扁豆和透镜状，品位较低，一般 $3 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-6}$ ，最高达 30.24×10^{-6} 。在表内矿体之外出现大量 $1 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-6}$ 的表外矿体，矿体产状与构造破碎带、隐爆角砾岩产状基本一致，走向 $300 \sim 320^\circ$ ，倾向NE，倾角 $30 \sim 60^\circ$ ，个别矿体走向近EW，近直立。

金矿体下部在650 m高程以下的原生带中赋存铜矿，为隐伏矿体，由一系列脉状铜矿体组成，已控制规模达大型以上。共有3条矿带，亦产于隐爆角砾岩带中，长1 000 m，延深400~600 m，每个矿带都由一系列平行矿体构成。单矿体厚度一般2~5 m，最大厚度可达43.62 m，延长几十至几百米，延深100~500 m，矿体平均品位约1%，伴生金品位约 0.2×10^{-6} ，含银一般 $1 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-6}$ 。

2.2 矿石特征

2.2.1 矿石矿物成分 金矿石基本为氧化矿石，矿物成分简单，金属矿物总量1%~5%，以铁的

氧化物和氢氧化物为主,含量占 95% 以上。主要为褐铁矿、针铁矿和赤铁矿,少量黄铁矿、自然金、方铅矿、自然铅、斑铜矿、辉铜矿、铜蓝、白钨矿等,偶见黄铜矿、锡石和闪锌矿。非金属矿物以石英为主,次为地开石,明矾石少量,再次为重晶石、绢云母、电气石等。

铜矿石基本为原生矿石,以黄铁矿、硫铜锗矿、锡黝铜矿、黝铜矿,偶见砷黝铜矿。铜矿物在垂向上有一定分带性。从浅部到深部:蓝铜矿、铜蓝-蓝辉铜矿、硫砷铜矿-斑铜矿、黄铜矿。

2.1.2 矿石化学成分 金矿石化学成分较为简单,主要以 SiO_2 (95.8%) 为主,少量的 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 , 其他元素微量,有用组分主要为 Au。

铜矿石以 SiO_2 为主 (71.89%), Al_2O_3 次之 (10.23%), Fe, K, S 少量,其他元素微量,主要有用组分为 Cu, 伴生有 Au (0.2×10^{-6}), 其他金属元素含量很低。

2.1.3 矿石结构与构造 金矿石结构主要有他形粒状变晶、变余花岗、变余隐爆角砾、包含与填隙等。矿石构造主要有胶状、变胶状、蜂窝状、团包状、角砾状、脉状、网脉状和浸染状等。

铜矿石结构主要为他形粒状,少量自形—半自形,此外还可见包含、乳浊、反应边结构等。主要构造类型为细脉浸染状,在火山机构中部可见以浸染状为主的矿石构造,远离中心细脉状构造较为主要,局部可见角砾状构造。

2.3 金的赋存状态

在氧化带,出现大量的游离可见金,这些金大部分为次生金,原生矿体中的金基本上呈次显微状态存在。可见金的成色为 948~991,基本上为自然金,粒度一般 0.001~0.4 mm,个别大于 1 mm,还存在相当数量小于 0.001 mm 的次显微金。77% 的自然金赋存于裂隙中,15% 赋存于晶隙中,80% 呈包体存在于矿物晶体内部。褐铁矿是主要的载金矿物,褐铁矿含金可达 100×10^{-6} 。

由于金矿石品位低,组分简单,裂隙、裂纹发育,因而非常适合采用堆浸法选矿工艺,金回收率均大于 90%。

2.4 围岩蚀变

矿区岩石蚀变较强烈,具明显多期性。主要蚀变类型有硅化、地开石化、明矾石化、绢云母化和黄铁矿化。

1) 硅化,主要为面型蚀变。可分 2 期,早期与紫金山岩体活动有关,晚期与火山热液活动有关,与金矿化关系极为密切。

2) 地开石化,面型蚀变,少量为线性。也可分 2 期,早期以面型为主,晚期主要呈细脉充填。

3) 明矾石化,与铜的主要矿化带一致,是铜矿化的主要蚀变标志,明矾石化的岩石,常是铜矿化的近矿围岩。

4) 绢云母化,位于石英-地开石-明矾石化带之下,出现以黄铜矿为标志的铜矿化,并伴生铅-锌。

5) 黄铁矿化,分布较广,至少可分 2 期,早期颗粒较大,呈金黄色,常被晚期硫化物包裹;晚期为暗灰色,颗粒较细,与矿化关系密切,是矿体主要的伴生金属矿物。

2.5 氧化带

矿区氧化带极为发育,最大厚度近 400 m,在氧化带中,金属硫化物已基本氧化,仅在局部可见氧化残余物。

氧化作用对金-铜矿化有重要影响,矿区原生金主要呈次显微状赋存于硫化物中,但氧化矿石都发现了大量可见金,表明氧化过程中金有明显的迁移次生增长和富集。原生金的次显微状,矿区极其发育的氧化带,为金的迁移富集创造了有利条件。

在地表几乎没有发现金的工业矿体,金主要在氧化带中部富集成矿,表明其迁移垂向向下为主。氧化带中的铜因淋失而基本上未形成矿化体。

主要由于氧化作用,逐渐形成显著的上金下铜的次生垂直分带现象(图 2)。

2.6 稳定同位素

2.6.1 氧同位素 9 件氧同位素数据列于表 1 中,

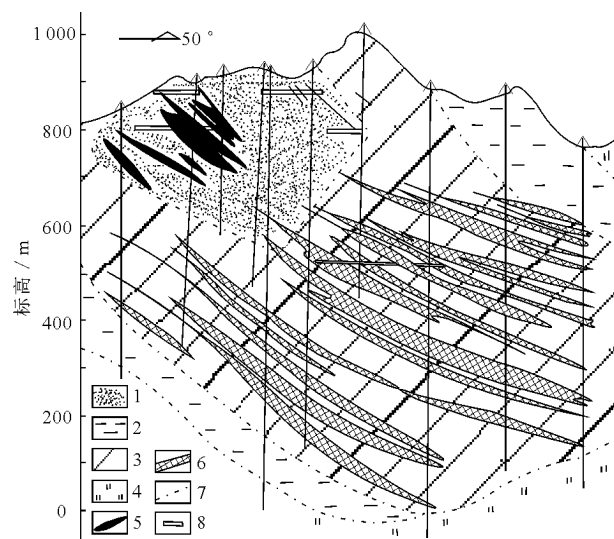


图 2 3 线矿化蚀变岩分带地质剖面图

1—硅质交代岩带;2—石英-地开石蚀变岩带;3—石英-明矾石蚀变岩带;4—石英-绢云母蚀变岩带;5—金矿体;6—铜矿体;7—蚀变岩带界线;8—穿脉坑道

由表中 $\delta_{\text{岩石}}^{\text{f}} - \delta_{\text{岩石}}^{\text{i}}$ 值可以看出,从石英-绢云母蚀变岩和石英-地开石蚀变岩经石英-明矾石蚀变岩,再经硅质交代岩,W/R 值逐渐增大。亦即产生石

英、绢云母和石英、地开石蚀变的流体中已混入大量大气降水,往后的蚀变,大气降水还不断增高,到硅质交代蚀变时流体中介质几乎全为大气降水。

表 1 各类蚀变岩石氧同位素组成

样号	矿物	采样位置及样品产状	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$t/^\circ\text{C}$	$\delta_{\text{岩石}}^{\text{f}} - \delta_{\text{岩石}}^{\text{i}}$
zj36	石英	14 线,英安玢岩之斑晶	9.8	10.17	900	
zj62	石英	坑道中,硅质交代岩(原岩为花岗岩)	13.7	-3.49	140	-15.96
zj67	地开石	坑道中,地开石脉	8.1	2.26	180	-10.21
zj145	石英	14 线,硅质交代岩(原岩为花岗岩)	13.2	-3.99	140	-16.46
zj157	石英	32 线东,硅化英安玢岩之斑晶	14.4	14.77	900	
zj385	石英	ZK2701,石英绢云母交代岩(原岩为花岗岩)	10.8	1.16	250	-11.31
D2-2	石英	石英明矾石交代岩	13.99	0.89	190	-11.58
D2-3	石英	硅质交代岩	13.02	-4.17	140	-16.64
z218	石英	硅质交代岩	13.94	-3.25	140	-15.72

zj36—zj385 系中国地质科学院矿床地质研究所万德芳分析,其他 3 件样品系陈景河等数据,由南京地质矿产研究所分析, $\delta_{\text{岩石}}^{\text{f}} - \delta_{\text{岩石}}^{\text{i}}$ 指水-岩交换后的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值的差。

2.6.2 氢同位素 选取石英、明矾石蚀变矿物 8 件样品,测得其包裹体水的氢同位素值,列入表 2 中。

表 2 各类蚀变岩石中矿物包裹体水的氢同位素值 (SMOW)

样品	矿物	采样位置及样品产状	$\delta\text{D}/\text{‰}$
zj53	石英	800 m 中段坑道,铜-金矿脉(石英-明矾石交代岩)	-76
Jz64	石英	800 m 中段坑道,硅质交代岩带中的金矿脉	-60
zj296	石英	ZK304,747.3 m 处,石英-绢云母交代岩	-64
zj319	石英	ZK304,302 m 处,石英-地开石交代岩	-108(?)
zj306	明矾石	ZK304,石英-明矾石交代岩	-55
D2-2	石英	石英-明矾石交代岩	-60.9
D2-3	石英	硅质交代岩	-60.9
z-218	石英	硅质交代岩	-66.1

zj53—zj306 由中国地质科学院地质研究所孙利、蒋少涌分析,其余 3 件样品系陈景河等人数据。

综上数据说明,紫金山矿床成矿流体的介质水主要是燕山晚期火山-次火山岩浆加热的中生代大气降水,石英-明矾石蚀变和铜矿化过程中有少量岩浆水混入,晚期硅化和金矿化时,流体几乎全为加热的大气降水。

2.6.3 硫同位素 12 件金属硫化物和硫酸盐矿物样品, $\delta^{34}\text{S}$ 值的分析结果(表 3),不但提供了紫金山矿床成矿的物理化学条件数据及成矿过程中介质演化趋势,而且也指明了硫来源于深部,具幔源特征。

2.6.4 铅同位素 矿石铅 3 件样品的铅同位素(表 4)比值的偏差不大。采用单阶段铅计算的模式年龄,其中 1 件样品相当于燕山期,2 件相当于华力西—印支期。这一结果与区域地质特征吻合,

表 3 硫化物和硫酸盐的硫同位素组成

样号	矿物	产状	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}/\text{‰}$	平衡温度/ $^\circ\text{C}$
zj178	明矾石	石英-明矾石蚀变带	26.9	
zj73	黄铁矿	Py II (粉尘状)	-4.6	
zj101	黄铁矿	Py I (粗晶)	-2.6	
zj113	黄铁矿	Py II (细粒)	-3.1	177
zj113	铜蓝	Cov I	-4.3	177
zj380	黄铁矿	Py I (中粗粒)	3.6	
zj384	黄铁矿	Py I (粗晶状)	5.1	
zj390	方铅矿	Gn	-8.4	183
zj390	黄铁矿	Py II (细粒)	2.9	
zj2701	闪锌矿	Sph	-7.5	
zj2701	黄铁矿	Py II (细粒)	2.3	
zj107	黄铁矿	Py I (粗晶)	3.3	

中国地质科学院地质研究所白瑞梅分析。

表 4 矿石铅同位素组成

样号	矿物	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	φ	年龄/Ma
zj390	方铅矿	18.573	15.786	39.203	0.592 7	272
zj146	黄铁矿	18.502	15.673	38.767	0.585 0	187
zj2701	闪锌矿	18.600	15.750	39.018	0.587 1	210

中国地质科学院地质研究所张巧大等分析。

即铅有一部分与中生代岩浆活动有关,还有一部分可能来自区域华力西—印支构造层。至于铜和金,尤其是铜则主要与燕山晚期中—酸性岩浆活动有关。

2.7 流体包裹体

1) 石英包裹体一般呈负晶状、短柱状、管状、卵状,大小常在 0.003~0.025 mm 之间。明矾石中的包裹体一般以管状、卵状居多,大小在 0.002~0.005 mm 之间。

2) 温度,对 77 件样品共测得均一温度点 900 多个。显示出各蚀变带有不同均一温度峰值。其中

硅质交代岩均一温度变化于 108~420 °C 之间,具多峰特点。

3) 盐度和密度,低盐度、低密度是本区蚀变成矿水热流体的总特点。金矿床流体包裹体的 w (NaCl) 在 0.0~21.6% 之间,大量样品集中在 4%~8% 区间。

4) 压力,采用 CO₂ 密度法和比容法对这类包裹体测压结果为 9~80 MPa。计算成矿深度大致为 300~2 400 m。

5) 成分,在直流体中, H₂O 是最主要组分。气相中除 H₂O 外, CO₂ 含量最高。还原性气体 (H₂, CO₂, CH₄ 等) 含量低,这是本区水热流体的重要特点,它预示着一一种较氧化的环境。

2.8 矿床成因

大量地质资料表明,紫金山金-铜矿床的形成具多期、多阶段特点。初步可划分出 3 个成矿期:早期发生在燕山早期岩浆侵入活动之后的隐爆作用之前的岩浆热液作用中;中期发生在燕山晚期火山-侵入作用之后,是主要的成矿期;晚期是表生作用期。

早期成矿作用是在岩浆期后的热液作用下,伴随着硅化、绢云母化、云英岩化等,使得来源于深部和岩体本身及邻近地层中的成矿物质 (Au, Cu) 发生活化迁移,主要在岩体的顶部和边缘形成高背景场,并伴随着早期矿化,温度 300~400 °C;中期是在燕山晚期发生强烈的火山-侵入活动时,形成一系列中酸性火山碎屑岩、熔岩、隐爆角砾岩及火山岩,在火山-次火山热液作用下,区内再次形成较广泛的硅化、明矾石化、地开石化、绢云母化及黄铁矿化等中低温蚀变,并伴生着 Au, Cu 的矿化。这一成矿期又可分成 2 个成矿阶段,早阶段主要以浸染状矿化为主,成矿温度 200~300 °C,晚阶段以细脉状矿化为主,成矿温度 130~200 °C,这一期的矿化,金偏于上部,铜富集于下部。金矿石 Rb-Sr 全岩等时年龄表明金的成矿属燕山晚期。

表生期:在强烈的氧化作用下,地表及近地表的含 Au 硫化物发生强烈的氧化淋滤作用, Cu 等金属离子可形成硫酸盐被带走, Au 在表生作用下主要在氧化带中迁移,并在氧化带的中部发生次生富集,从而形成地表的贫化带和浅部的次生富集带。

依据矿床的成矿地质特征,成矿物理化学条件,成矿作用过程的分析,认为紫金山金-铜矿床的成因属中低温火山-次火山热液脉型矿床,为有上金下铜现象的金-铜矿床。由于金矿的形成与氧化作用有密切关系,所以金矿又具有铁帽型矿床的特点。

3 找矿标志

1) 区域背景,矿床位于 NW 向云霄—上杭深断裂、上杭白垩纪陆相火山-沉积盆地东缘。铜-金矿化为白垩纪同期火山作用晚期次火山热液形成。

2) 深部岩浆库,物探推测可能隐状 100 km² 的中酸性岩性,是已出露岩体的主体,与本区火山岩、次火山岩-英安玢岩为同期、同源、同成因、同成分。因此,隐状岩体的分布范围是指导区域找矿的标志。

3) 地球化学,铜、金元素的化探异常是直接找矿标志。大、中比例尺岩石地球化学可指示矿化带、矿化体的位置。

4) 火山机构、次火山岩,成矿的次英安玢岩和隐爆角砾岩发育地段,是寻找这类矿床的重要标志。

5) 断裂,NE 和 NW 向 2 组断裂组成的格状断块是本区铜-金矿化富集的有利地段。

6) 蚀变,燕山晚期低温的硅化作用是金矿化的重要标志;明矾石化是以蓝辉铜矿-硫砷铜矿为代表的铜矿化的十分重要的标志;绢云母化是以黄铜矿-斑铜矿为代表的铜矿化标志。

7) 地表氧化带硅化铁帽和古采矿遗迹标志。

新疆阿希金矿床

阿希金矿床位于新疆伊宁县境内,1988 年新疆第一区调大队通过普查发现,之后由新疆地质一大队进行勘查工作。目前,该矿床规模已达大型,且还有较大远景。

阿希金矿床与原苏联穆龙套超大型金矿床处于

同一 EW 向构造带内,该矿的发现对天山地区的金矿勘查具有十分重要的意义。

1 地质背景

该矿所处大地构造位置为塔里木古地块北缘,

天山加里东褶皱带，吐拉苏断陷西段。

区域出露地层（图1）有蓟县系库松木切克群浅海相碳酸盐岩建造构成的老基底。由具裂谷沉积特征的中奥陶统奈楞格勒板群、上奥陶统呼独克达板组及下志留统尼勒克河组组成。中、上奥陶统是一套浅海相碳酸盐岩类硅质岩、碎屑岩建造；下志

留统是一套具冒地槽沉积特征的中酸性火山碎屑岩、熔岩类碳酸盐岩建造。华力西中期吐拉苏一带基底活化，形成上叠火山盆地，沉积了下石炭统大哈拉军山组的浅海相火山碎屑岩、火山熔岩及阿恰勒河组的碎屑岩、碳酸盐岩。

区域构造线以 NWW—SEE 向为主，区内褶皱

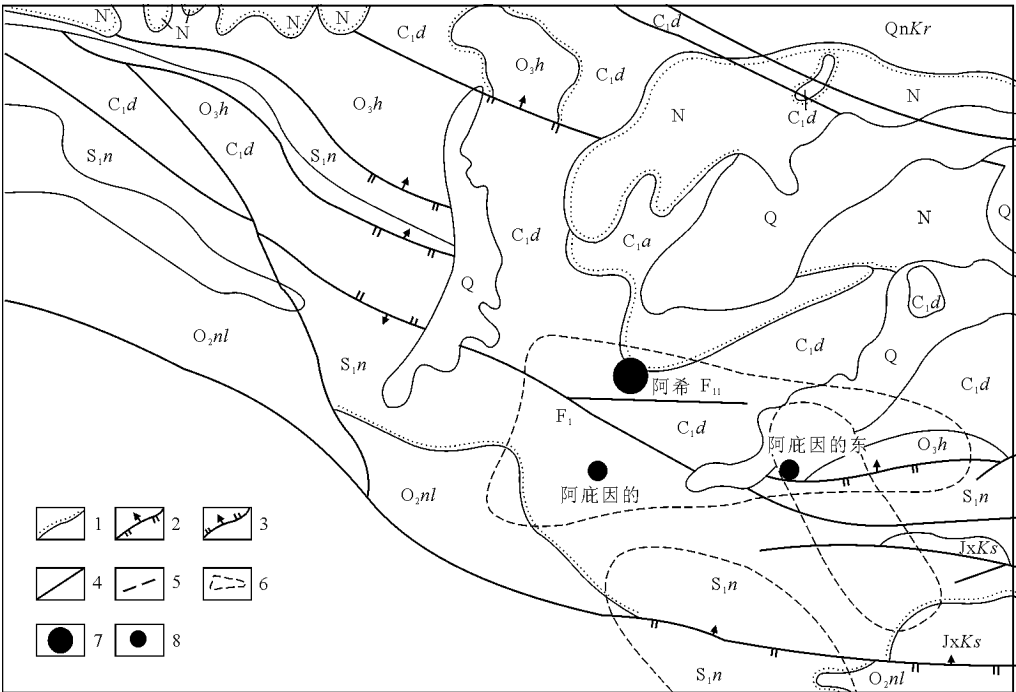


图1 阿希金矿床区域地质略图

Q—第四系；N—新近系；C_{1a}—下石炭统阿恰勒河组；C_{1d}—下石炭统大哈拉军山组；S_{1n}—下志留统尼勒克河组；O_{3h}—上奥陶统呼独克达板组；O_{2nl}—中奥陶统奈楞格勒达板组；QnKr—青白口系开尔塔斯群；JxKs—蓟县系库松木切克群； η_4^{2b} —华力西中期第二次侵入二长花岗岩；1—不整合界线；2—逆断层；3—正断层；4—性质不明断层；5—推测隐伏断层；6—综合异常区；7—大型金矿床；8—金矿点

比断裂发育，总体构成一复式背斜，阿希金矿床即位于复式背斜的北翼。

华力西中期中酸性岩浆岩的侵入和构造活动，为成矿元素活化、富集提供了有利条件。

区域地球化学特征，高于地壳丰度值的元素有铝、锌、镉、银、砷、锑、镍、铜等，反映了以亲硫元素为高背景值。金的背景值均低于地壳丰度值（表1）。而在石炭系中都富含汞、镍、铝元素，汞作为金的指示元素给予了极大的重视。通过 1:5 万化探扫面，在吐拉苏—阿希一带石炭系范围内圈出了总面积达 45 km² 的金异常。经验证异常受 EW

向区域断裂控制，但次级断裂对金的富集起着良好的控矿作用。阿希金矿床就是受次一级近 SN 向断裂控制成矿的。

2 矿区地质

矿化产于由下石炭统大哈拉军山组第五岩性段（中—中酸性火山岩）构成的古火山机构的西南缘，即断裂带及其上盘黄铁绢英岩化带内。含矿火山岩系为一套偏碱性的安山质-英安质的火山碎屑岩和熔岩，属造山带构造环境的产物。矿化直接围岩为英安质集块角砾熔岩和英安岩。近 SN 向弧形张扭性断裂是控矿和容矿构造。

2.1 地 层

矿区出露地层主要为下石炭统大哈拉军山组第五岩性段和阿恰勒河组第一岩性段。前者由火山碎屑岩及火山熔岩组成，后者为正常沉积碎屑岩，不

表1 地层时代岩石中金参数值

地 层	平均值 10 ⁻⁹	离差 10 ⁻⁹	变化系数	异常下限 10 ⁻⁹	地壳丰度值 10 ⁻⁹
奥陶系	0.7	0.7	0.97	1.75	
志留系	0.96	1.5	1.56	3.2	4
石炭系	0.67	0.49	0.73	1.4	

整合于前者之上。据岩性组合特征，大哈拉军山组第五岩段可分为 4 层。

第一层：岩性组合为爆发相安山质凝灰岩、角砾凝灰岩、晶屑凝灰岩、凝砾岩，局部见含火山弹凝灰岩。

第二层：岩性组合为喷溢相的角闪安山岩、角闪辉石安山岩、杏仁状安山岩。

第三层：岩性组合以爆发相为主，有火山弹凝灰岩、火山角砾岩、安山岩等。

第四层：为一套爆发—喷溢相组合，底部为火山质细砾岩、火山集块岩，向上为角闪安山岩、英安质集块角砾熔岩、英安岩，后 2 种为矿体直接围岩。总体走向为向西南凸出的弧形展布，呈向内的围斜状，倾角 25~30°。

阿恰勒河组第一岩性段分布在矿区北部破火山口构造洼地中。底部为底砾岩，往上为正常沉积的砂岩、粉砂岩等。

2.2 古火山机构特点

由大哈拉军山组构成的古火山机构，在地貌上为一低于四周的不规则盆地，北部及东北部被阿恰勒河组沉积掩盖，南部被克其克阿希河断裂破坏，使其极不完整地暴露于地表。EW 长约 4 km，SN

宽 3 km，总面积约 12 km²。阿希金矿床就产于火山机构的西南缘（图 2）。

火山机构早期以多次强烈爆发为主，爆发物围绕其中心堆积，粗大的集块堆积在火山口边缘，角砾碎屑物质分布在火山口附近，稍远处为凝灰碎屑，即构成了古火山机构的主体。随之火山活动减弱，转化为小规模岩浆喷溢，形成火山机构内环的英安岩类，并夹有玄武安山岩类。

喷发早期岩浆偏中基性，中晚期偏酸性，从表 2 可以看出总的特征是偏钙碱性。

2.2.1 火山喷发旋回的划分 根据矿区内出露的岩层及韵律发育特征，火山机构活动过程大体可分为 2 个喷发旋回、7 个韵律。其中第一旋回发育较好，自火山爆发相开始至火山溢流相结束。第二旋回不完整，仅见溢流相的熔岩层，其间以厚层火山细砾岩所间隔。

2.2.2 火山机构的岩相划分

1) 火山爆发相：以巨大的集块和火山弹为特征，由火山集块岩、火山集块角砾岩、火山弹、火山角砾岩及集块角砾凝灰岩组成。

2) 火山喷溢相：以发育的流动构造（杏仁及气孔），下部为火山灰流体假流动构造为特征，由

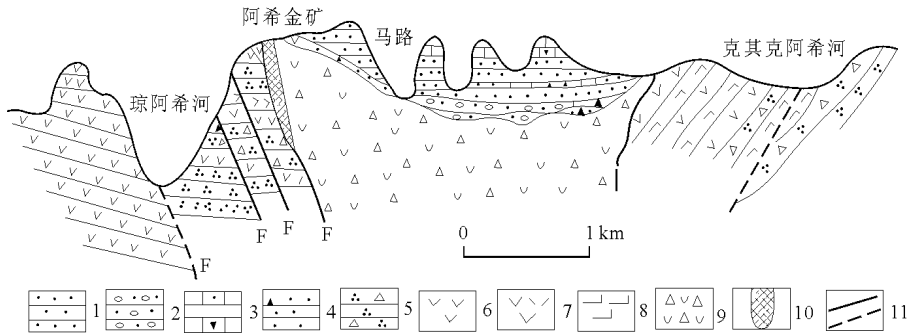


图 2 阿希金矿床火山机构剖面示意图

1—砂岩；2—砂砾岩；3—生物灰岩；4—凝灰岩；5—火山角砾岩；6—安山岩；7—英安岩；8—集块岩；9—英安质角砾岩；10—金矿体；11—实测或推测断层

表 2 岩石化学分析													w (B) /%		
样号	层 位	名 称	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	FeO	SO ₃	灼碱	P ₂ O ₅
1	C ₁ d ¹⁻²	英安岩	54.51	4.95	17.40	7.66	2.43	0.45	0.08	0.38	3.50	2.88	0.14	4.56	0.20
2	C ₁ d ¹⁻²	安山岩	54.23	6.50	15.36	4.71	2.78	0.40	0.09	0.81	5.50	0.77	0.05	7.86	0.20
3	C ₁ d ¹⁻²	安山岩	51.38	7.94	16.07	5.31	4.00	0.40	0.10	0.38	5.99	0.51	0.05	7.77	0.19
4	C ₁ d ¹⁻²	安山岩	68.93	1.15	13.48	2.54	0.95	0.10	0.06	4.59	3.76	1.03	0.02	3.29	0.11
5	C ₁ d ¹⁻³	安山岩	53.88	3.36	14.80	5.67	5.22	0.50	0.11	1.57	4.41	4.25	0.05	6.45	0.18
6	C ₁ d ¹⁻³	英安岩	58.84	4.93	12.27	7.01	2.51	0.45	0.08	0.94	3.95	1.16	0.04	7.59	0.24
7	C ₁ d ¹⁻³	英安岩	63.89	3.72	13.29	5.03	2.17	0.25	0.05	0.12	6.02	1.29	0.02	3.80	0.17
8	C ₁ d ¹⁻³	英安岩	57.91	5.78	16.16	5.93	3.86	0.42	0.08	1.47	4.40	1.42	0.21	2.30	0.22
9	C ₁ d ¹⁻³	英安岩	59.35	5.48	15.81	5.54	3.79	0.38	0.08	1.86	4.04	1.08	0.02	2.50	0.21
A	英安岩平均值(黎彤)		65.70	2.88	15.24	4.00	1.57	0.65	0.10	2.83	3.13	16.5			0.16
B	英安岩平均值(黎彤)		56.75	3.58	18.60	6.97	3.42	0.76	0.15	2.01	3.07	3.28			0.49

辉石角闪安山岩、安山质英安岩、英安岩组成。

3) 火山颈相：以发育的直立流动构造和沿走向不规则的放射状构造为特征，由角砾熔岩和英安岩组成。

4) 火山堆积沉积相：以大量火山集块及少量火山角砾杂乱堆积在破火山口的内侧为特征，由辉石安山岩、火山角砾岩、杏仁状安山岩等组成，为破火山口塌陷堆积的产物。

2.3 构造

矿区内褶皱简单，地层较平缓，为走向近 NWW 向，倾向 NNE 的单斜构造，倾角 $15^{\circ} \sim 20^{\circ}$ ，断层较发育，并以张性断裂为主，以断裂的走向不同分为近 SN，EW 和 NE 向 3 组。

1) 近 SN 向断裂共 3 条，为 F_2 ， F_4 ， F_6 。

F_2 断裂是阿希金矿 I 号脉的控矿断裂，出露长度约 300 m 以上，走向近 SN，倾向 SE，倾角 80° 左右。断裂两盘均为下石炭统大哈拉军山组第五岩性段。破碎带宽达 50 m 以上，延伸 120 m 以下，由断层角砾岩、碎裂岩、断层泥组成。破碎带的中央以断层角砾岩为主，经多期蚀变交代，形成厚大的含 Au 石英脉，两侧以碎裂岩为主，蚀变相对较弱。由矿石角砾呈多次破碎胶结这一特征判断，断裂具有多期次活动的特点。

F_4 ， F_6 断裂： F_4 位于 I 号脉以南； F_6 位于大阿希河谷，走向近 SN，规模较大，特征不清。

2) NW 向断裂共 2 条，为 F_3 ， F_5 。

F_3 断裂位于 I 号脉以南约 500 m 处，为阿希 II 号矿脉的控矿断裂。出露长度约 500 m，走向 NW，倾向 NE，倾角陡。断裂破碎带宽约 20 m，硅化、黄铁矿化较强，形成含 Au 石英脉。

F_5 断裂位于 I 号脉西侧约 400 m 处，出露长约 1 km，走向 NW，向南逐渐转为近 SN。

3) 近 EW 向断裂仅 F_1 一条，位于小阿希河谷，长 1 km 以上，走向呈缓波状变化，但总体仍为 EW 向。

3 矿床地质

3.1 矿体特征

阿希金矿产于 F_2 断裂及其上盘黄铁绢英岩化带内，矿化围岩为英安岩和英安质集块角砾熔岩。

矿体形态呈似板、大脉、脉及凸镜状，依据产出的空间位置，由下而上有 3 个矿体（图 3），其中 I_1 矿体产在断裂带中，为主矿体。

1) I_1 矿体，呈似板状或厚大的脉状体产于

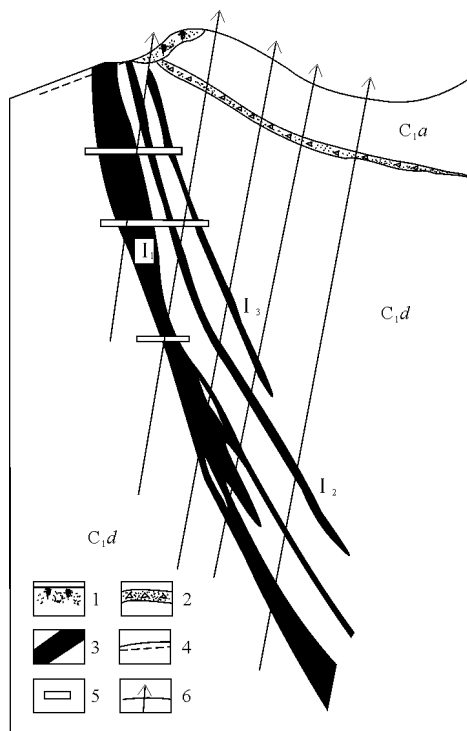


图 3 阿希金矿床第 24 勘探线剖面示意图

C_1a —下石炭统阿恰勒河组； C_1d —下石炭统大哈拉军山组；1—第四系覆盖；2—含金底砾岩；3—金矿体及编号；4—探槽；5—穿脉；6—钻孔

弧形断裂带的中上部。已控制矿体长度大于 480 m，最厚 41.3 m，平均厚 19.55 m；已控制矿体斜深 450 m。矿体平均品位 7.54×10^{-6} 。单样最高品位达 337.64×10^{-6} 。矿体以石英脉型为主。矿体沿走向和倾向呈膨缩波状起伏，厚度由浅而深逐渐变薄，深部出现分支。矿体走向为 $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ ，倾向 E，倾角上陡下缓，上部一般 $75^{\circ} \sim 85^{\circ}$ ，局部直立或反倾，下部为 $57^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 。

2) I_2 矿体，位于 I_1 矿体上部强黄铁绢英岩化带内，因受中部构造薄弱带的影响，被分割为南北 2 个小矿体，与 I_1 呈平行展布。两者相距 5~25 m。其中南部矿体长 160 m，平均厚 2.38 m。北部矿体长 160 m，平均 1.82 m。矿体以蚀变岩型为主。

3) I_3 矿体，位于 I_2 矿体上部 5~10 m 处，其中南部长 160 m，厚度 0.9~13.3 m。浅部矿体为石英脉型，深部为蚀变岩型。北部长 160 m，平均厚 2.94 m。矿体以石英脉型为主。

3.2 矿石特征

3.2.1 矿石物质成分 矿石矿物见表 3，矿石化学成分见表 4。

矿石中有用组分银平均品位为 11.02×10^{-6} ，可考虑综合利用。金、银品位变化明显呈正相关。

表 3 矿石矿物成分

相对含量	金 属 矿 物			非 金 属 矿 物
	自然元素及金属互化物	金属硫化物	金属氧化物	
主 要	银金矿	黄铁矿、白铁矿、毒砂	褐铁矿	石英、绢云母
次 要	自然金	方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、斑铜矿	赤铁矿	白云石、方解石、绿泥石、菱铁矿、磷灰石、白钛石
少 量		磁黄铁矿、深红银矿、硫锑铜银矿、银锑黝铜矿、硒银矿、蓝辉铜矿、铜蓝、锌铜矿、砷黝铜矿、锑黝铜矿、硒方铅矿、硒铅矿	磁铁矿	高岭石、金红石、锆石、楣石、玉髓、重晶石、石榴石、白云母、尖晶石

表 4 矿石化学成分

表 4 矿石化学成分											w (B) %	
矿 石 类 型		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
石英脉	氧化矿石	91.13	0.146	1.85	3.32	0.82	0.02	0.09	0.58	0.05	0.43	0.04
	原生矿石	81.63	0.164	4.90	3.29	2.75	0.24	0.30	0.63	0.05	1.04	0.09
蚀变岩	氧化矿石	60.07	0.703	13.60	5.00	0.70	0.03	0.77	3.31	0.20	4.86	0.18
	原生矿石	65.43	0.594	12.21	3.73	2.21	0.24	1.16	2.55	0.09	4.01	0.15
矿 石 类 型		Cr ₂ O ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	灼烧	总量	S	As	Cu	Pb	Zn	Au/Ag
石英脉	氧化矿石	0.00	0.96	0.34	0.95	100.7	0.16	0.02	0.003	0.002	0.001	0.68
	原生矿石	0.01	1.41	0.33	3.93	100.8	2.10	0.28	0.002	0.003	0.005	0.5
蚀变岩	氧化矿石	0.02	2.91	1.14	6.33	99.82	0.51	0.00	0.002	0.002	0.005	0.46
	原生矿石	0.01	2.07	0.55	6.62	101.6	2.80	0.29	0.002	0.003	0.007	0.44

3.2.2 矿石结构、构造 矿石组构的显著特点是具碎裂或碎斑状结构；以自形—半自形微粒结构为主，次为半自形—他形微粒、片状、令箭状及草束状结构等。矿石构造以稀疏浸染状、星点浸染状构造为主，次为角砾状、碎裂状构造。

3.2.3 矿石类型 1) 含 Au 石英脉型：是最主要的含 Au 矿石。2) 含 Au 角砾岩型（分为 2 个亚类）。①含 Au 石英角砾岩型，具角砾状构造，角砾呈棱角状，砾径 2~12 mm，约占 35%。分早晚 2 期，早期角砾（含黄铁矿、绢云母的石英岩）被黄铁矿、毒砂的石英脉胶结之后，再次破碎成角砾又被碳酸盐矿物重新充填胶结。②含 Au 英安岩角砾岩型，角砾呈棱角状，砾径 2~10 mm，为强硅化、绢云母化蚀变英安岩，被石英或碳酸盐矿物胶结。3) 含 Au 破碎蚀变英安岩型，金矿石为强绢云母化的英安岩，经构造作用呈碎裂状，裂隙发育，裂隙多充填含金黄铁矿、石英细脉或碳酸盐矿物，金含量常在 3×10⁻⁹ 以下。

按金矿化形式，金矿石又可分为石英脉型和蚀变岩型 2 类。

3.3 自然金的形态、粒度及嵌布特征

矿石中自然金以细小不规则粒状为主，其次为叶片、长条、圆球、树枝及细脉状等。

金颗粒度：石英脉型矿石中，1.168~0.295 mm 的巨粒金占 7.29%，0.295~0.074 mm 的粗粒金占 60.45%，0.074~0.005 mm 的细粒金占 32.30%；蚀变岩型矿石中，巨粒金占 6.41%，粗

粒金占 48.11%，微细粒金占 45.4%。大部分均属可见金范畴。

自然金大部分以显微粒状的独立矿物形式产出，部分以超显微状存在于载金矿物中。金在 2 种矿石的嵌布形式：裂隙金占 48.2%~50.1%；晶隙金占 22.4%~23.4%；包裹金占 26.5%~29.4%。载金矿物主要为黄铁矿、白铁矿和毒砂。

3.4 围岩蚀变

围岩蚀变有 3 个特点，即蚀变受构造控制、具多期性和明显分带性。

阿希 I₁ 号金矿脉围岩蚀变较为发育，主要有硅化、绢云母化、黄铁矿化、碳酸盐化，次为绿泥石化和重晶石化。

蚀变呈带状分布，蚀变带的产状基本与 F₂ 断裂一致，蚀变带的宽窄变化与破碎带协调一致，可见是受构造控制的结果。

蚀变带的中心部位为黄铁矿化、硅化带，宽十几至 20 m。该带的两侧为黄铁矿化、绢云母化、硅化带，蚀变矿物以绢云母为主，次为石英和碳酸盐。

3.5 成矿期和矿化阶段

阿希金矿床成矿期分为火山期后热液期和表生期。火山期后热液期分为 4 个矿化阶段。

3.5.1 火山期后热液期

1) 黄铁矿-绢云母-石英阶段，典型矿物有硅化石英、黄铁矿、绢云母、绿泥石。该阶段有微弱金矿化显示，特征元素为 S，Fe。

2) 金-黄铁矿-石英阶段, 第一亚阶段为金-石英阶段。明显标志是石英呈灰白色, 规模大, 黄铁矿少见。气液包裹体温度 $135\sim 175\text{ }^{\circ}\text{C}$, 特征元素为 Au, Ag。第二亚阶段为金-黄铁矿-石英阶段, 典型矿物有金、石英、黄铁矿和含银矿物系列, 石英呈烟灰色。气液包裹体温度 $146\sim 193\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。特征元素为 S, Fe, Au, Ag。

3) 金-硫化物-石英阶段, 矿物组合为金、石英、黄铁矿、白铁矿、毒砂, 呈灰色细脉状穿插于前述各矿化阶段。气液包裹体温度 $214\sim 260\text{ }^{\circ}\text{C}$, 特征元素为 S, Fe, As, An, Ag。

4) 石英-碳酸盐阶段, 矿物组合为石英、方解石、白云石、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿, 呈灰白色分布于 I_1 矿体尾部, 金品位逐渐贫化尖灭。气液包裹体温度 $159\sim 186\text{ }^{\circ}\text{C}$, 特征元素为 Cu, Pb, Zn, Se, S, Fe。

3.5.2 表生期 见于矿体顶部, 部分矿物发生氧化分解形成氧化带。金属硫化物不同程度的氧化成褐铁矿、赤铁矿等。有少量次生金产出, 金成色相对较高。

3.6 金的富集规律

1) 主矿体严格受近 SN 向的弧形断裂控制, 断裂反映了多次活动、多期成矿及控矿导矿的特征。主矿体产于断裂带的中上部, 底板大部分为截然的断层破碎带且不含金。含矿热液沿顶部有利空间形成蚀变岩型或石英脉型的次要矿体。

2) 在黄铁绢英岩化的蚀变岩中, 一般都具金矿化现象, 但品位低。如果蚀变岩中裂隙发育并充填了较密集的微细石英、黄铁矿或石英、黄铁矿、毒砂细脉, 则金品位明显提高, 并形成工业矿体。

3) 石英脉是载金的母体, 金的富集又决定载金硫化物的多少。烟灰色碎裂状石英脉自身含有大量微粒黄铁矿。因此, 该阶段形成的石英脉金品位最高, 也是主要成矿阶段。

4) 金与黄铁矿、白铁矿、毒砂的关系最密切, 也是主要载金矿物, 与金的含量呈正相关。

4 矿床成因

主矿体呈厚大似板状体分布于古火山机构管道相与喷溢相的英安质角砾熔岩和英安岩的接触部位, 并严格受近 SN 向的弧形断裂控制。成矿的全过程和构造的演化均反映了多期成矿与多期构造活动一致的特征。据此, 古火山机构仅是成矿的地质前提, 早期沿管道壁形成的张性断裂才是控矿、导矿与容矿的主要因素。

主矿体以厚大的石英充填于断裂带中上部, 与围岩界线截然。据黄铁矿、石英的单矿物成因研究及包体成分分析, 成矿物质的生成环境为地下热(卤)水溶液; 另据石英脉型矿石中 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $2.68\text{‰}\sim 4.3\text{‰}$, 平均值 3.68‰ , 极差 1.62‰ , 标准差 0.77‰ , 具典型岩浆硫的特征。反映了本区成矿物质主要由岩浆热液携带, 并沿断裂空间充填成矿。同时还可能有部分围岩中的 Au 加入, 使其得到进一步富集。

矿石均属贫硫化物型, 主要载金矿物为黄铁矿、白铁矿、毒砂。金矿物以微粒级银金矿为主, 次为自然金。金成色总体偏低, 平均为 750, 其中银金矿的成色在 $537\sim 797$ 之间, 自然金为 $804\sim 843$ 。金成色随温度降低而降低, 随硫化物含量减少而降低。主要非金属矿物石英的结晶粒度微细, 多为隐晶质的致密块状体。矿物组合具中低温成因特征。

据 4 种热液石英包裹体均一法测试结果, 矿床形成的温度在 $135\sim 260\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 而且金矿化阶段的温度自早至晚递增。

依据上述成矿条件分析, 初步认为阿希金矿应属中—低温火山期后热液型金矿床。

内蒙古金厂沟梁金矿床

1 地质背景

金厂沟梁金矿床位于华北地台北缘中段东部, 努鲁儿虎隆起东北部龙潭地块中间, 是天山—阴山 EW 向复杂构造带与新华夏系大兴安岭隆褶带南端的斜接复合部位。纬向构造带、华夏系和新华夏系

等构造体系控制了本区的地层建造、岩浆岩和褶皱、断裂。龙潭地块上金矿的集中分布, 与侵位于太古宙片麻岩系中的燕山期花岗闪长岩类及燕山期火山喷溢活动有关。

龙潭地块属内蒙古地轴东端努鲁儿虎隆起带东北段, 出露地层以太古宇建平群小塔子沟组局部钾

质混合花岗岩化的低角闪岩相—辉石麻粒岩相岩石为主。恢复原岩建造则相当于拉斑玄武岩与科马提岩互层的超基性火山岩层系。

分布于努鲁儿虎隆起中轴部的岩浆岩约占龙潭地块面积的 1/2。岩浆岩以花岗岩为主，按生成时代主要分为华力西期和燕山期 2 个侵入旋回。华力西期有 3 期侵入，最早的岩浆侵入为斑状中粒花岗岩，二次是强烈的陆相中酸性火山岩的喷发和次火山岩的侵入，3 次活动是在同一位置重叠侵入，先后形成片麻状花岗岩、中细粒花岗闪长岩和斑状花岗闪长岩。燕山期酸性花岗岩类区域上分布广泛，与金矿成因有密切联系。有闪长玢岩、石英斑岩、花岗斑岩、黑云粗安岩、安山玢岩、流纹斑岩等。

金厂沟梁金矿床所处的龙潭地块，被北界赤峰—开原大断裂，南界承德—北票深断裂和西界四官营—铁匠营的南段大朝阳沟断裂所围限，由新太古代变质岩及中央的华力西期、燕山期花岗质杂岩组成（图 1）。

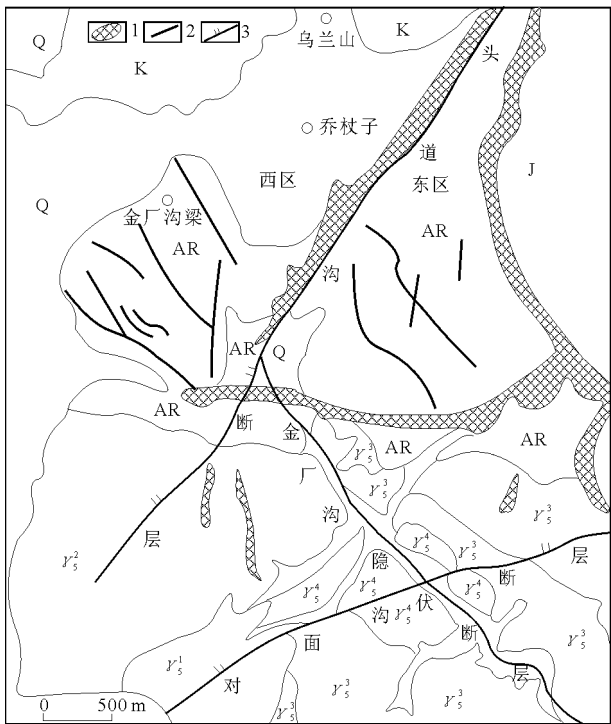


图 1 金厂沟梁金矿区地质简图

Q—第四纪粘土；K—白垩纪熔岩安山岩；J—侏罗纪凝灰岩；AR—太古宙片麻岩混合岩； Y_5^1 —花岗闪长斑岩； Y_5^2 —花岗闪长岩； Y_5^3 —片麻状花岗岩； Y_5^4 —似斑状花岗岩；1—各类脉岩；2—矿脉；3—断层

2 矿区地质

金厂沟梁金矿床位于努鲁儿虎隆起的东段龙潭地块上，矿区面积达 25 km²。

2.1 赋矿围岩

矿区内的赋矿围岩为新太古界建平群—小塔子沟组变质岩系。主要由角闪斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩、黑云母斜长片麻岩以及各种混合岩化片麻岩组成。这些变质岩由富铁镁质的中基性火山岩及部分碎屑沉积岩经区域变质作用而形成。走向近 EW，倾向 S，局部 N 倾，倾角 70~80°，与岩层产状基本一致，与矿脉多呈斜交。

区内变质岩系具有较高的 Au 丰度（表 1）。由此可以想象，在区域变质作用或混合岩化过程中，在合适的热动力条件下，将有相应数量的 Au 被活化释放出来，成为矿质的重要来源之一。

表 1 赋矿围岩金含量分析统计

岩石名称	样品数	$w(Au)/10^{-9}$	
		最高	平均
斜长角闪片麻岩	16	63	28
混合岩化斜长角闪片麻岩	4	60	42
均质混合岩	10	13	41
角闪斜长片麻岩	29	17	10
各类片麻岩	60	15	7

2.2 岩浆岩

有关资料表明矿区有 4 次岩浆活动侵入。第一次侵入为西台子中粗粒似斑状花岗岩。岩体呈岩基状，岩石肉红色，似斑状结构，属华力西期侵入体，有小型金矿床赋存于该岩体内。第二次为金厂沟梁中细粒片麻状花岗岩体。岩体近 EW 向展布于矿区南侧，长 4 000 m，宽 350~1 400 m。属燕山晚期侵入体，含 Au 较低。第三次为矿区对面沟中细粒花岗闪长岩体。岩体呈椭圆形岩株侵入于西台子岩体和金厂沟梁岩体中。Au 丰度值为 19.13×10^{-9} ，高于区内其他岩体（表 2）。第四次侵入为对面沟中细粒斑状花岗闪长岩体，呈椭圆形侵入于上述花岗闪长岩中。金丰度值为 16.73×10^{-9} 。

2.3 围岩蚀变

矿脉围岩蚀变主要有绿泥石化、绢云母化、硅化、黄铁矿化和碳酸盐化，蚀变强度不大，蚀变分带不明显，为一套伴随成矿活动的中、低温蚀变产物。绿泥石化和绢云母化为成矿前蚀变，硅化和黄铁矿化为成矿期蚀变，碳酸盐化则是成矿后蚀变。矿区内的各类蚀变围绕矿脉发生，沿断裂破碎带分布，受构造制约明显，在蚀变范围内，自矿脉到两侧围岩蚀变强度逐渐降低，各类蚀变相互叠加，组

表2 侵入岩体同位素年龄与金含量

侵入期次	代号	岩体名称	岩石名称	同位素年龄		$w(\text{Au})/10^{-9}$			样品数
				年值/Ma	方法	最低	最高	平均	
4	$\gamma\delta\pi_5^{3-4}$	对面沟	斑状花岗闪长岩	121.5	K-Ar	8.1	27.6	1.73	6
3	$\gamma\delta_5^{3-3}$	对面沟	中细粒花岗闪长岩	125.51 126.3	U-Pb K-Ar	9.0	23.4	19.13	3
2	γ_5^{3-2}	金厂沟梁	中细粒片麻状花岗岩	135.36 ¹⁾	K-Ar	1.3	26.0	10.90	8
1	$\gamma\pi_5^1$	西台子	中粗粒斑状花岗岩	187.9 196.3	K-Ar U-Pb	2.4	13.2	7.20	3

1) 1991 年地质力学所采样, 地科院地质所测试。

成一复杂蚀变带, 分带性不十分明显; 与成矿作用关系密切的蚀变主要为绢云母化、黄铁矿化, 其次为绿泥石化、硅化, 碳酸盐化不具成矿性。

2.4 矿脉

矿区内含 Au 矿脉有 70 余条, 大都隐伏于地下。矿脉走向可分 SN—NNW, NW 和 NE 向 3 组, 以前 2 组居多。SN—NNW 向以 15, 35 号脉为代表, NW 向以 57 号脉为代表, NE 向以 37 号脉为代表; 各脉普遍存在构造蚀变岩和石英脉 2 种矿化类型, 且都以前者为主; 矿脉形状较简单, 多呈脉状, 次为透镜状, 矿化比较连续和稳定, 局部地段分支复合现象比较明显; 各脉脉幅普遍较窄, 倾角 70~85°, 属于典型的极薄急倾斜型。

2.5 断裂特征

构造最明显的特点是断裂极其发育, 所有矿脉都受其控制, 而后又被其切断、改造或者破坏。

1) NE 与 NEE 向断裂, NE 向的头道沟断裂, NEE 向西对面沟断裂是矿区很有代表性的 2 条断裂。前者长达 5 km, 斜贯整个矿区, 张扭性, 把金厂沟梁矿区分成东西 2 个矿区, 西矿区相对下降, 东矿区上升。后者延长 5 km 以上, 属局部发生引张的压扭性, 与金矿的关系尚不清楚。

2) SN 与 NW 向断裂, 这 2 组断裂属同一断裂—裂隙系统, 即由共轭的 2 组剪切裂隙或 X 节理发展而形成菱形格子状断裂网格关系。一般延长 500~900 m, 已控制延深 300~550 m, 断裂宽 0.3~1.0 m, 走向和倾向多呈舒缓波状, 断面倾向较陡。2 组断裂在成矿前、成矿时、成矿后均有活动, 成矿前为压扭性断层, 岩石破碎, 为矿液提供通道及赋存空间, 成矿后又活动形成断层泥, 地表淋滤成“黄线”, 覆盖下成“白线”, 可作为重要的找矿标志。

2.6 矿石特征

2.6.1 基本特征 矿石类型分为两大类, 即氧化矿和含硫化物的原生矿。物质组分中金属矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿、方铅矿、闪锌矿, 次为斑铜矿、毒砂、磁黄铁矿、褐铁矿、铜蓝和微量

自然金、自然银。非金属矿物主要有石英、绿泥石、绢云母、高岭土, 次要有方解石、斜长石、角闪石等。结构最常见的有自形、半自形、压碎、交代、他形、填隙等。构造有块状、浸染状、脉状、角砾状、泥状等。

2.6.2 金的赋存状态 自然金的粒度大部分在中—粗粒级。有浑圆状、叶片状、板条状、三角状、蚕蛹状、蝙蝠状等。赋存状态也多种多样, 主要有以下几种: 包裹体金、裂隙金、粒间金、边缘金、似胶结金等。金与黄铁矿关系密切, 黄铁矿是金的主要载体, 次要有黝铜矿、黄铜矿、方铅矿和石英。

2.6.3 伴生组分

1) Ag 和 Au 一般无明显的相关关系, Ag 含量变化比较大。矿脉中 Au 平均最低品位 8.5×10^{-6} , 最高 131.29×10^{-6} , 一般变化在 $19.34 \times 10^{-6} \sim 64.09 \times 10^{-6}$, Au:Ag 一般为 2~7.9, 矿石中的银大体上来自 3 个方面, 一部分来自金矿物所含的银, 但数量不多, 另一部分来自自然金, 占银总含量 50%, 第三部分为硫化物中含银。

2) S 是可供综合回收利用的主要伴生元素, 各脉含量为 6.5%~15.8%, 硫化物是 S 的主要来源, 经选矿提金后副产品。S 的含量达 20% 以上。

3) As 是矿石中惟一有害元素, 其主要来自自然矿石的独立矿物——毒砂, 其次在黄铁矿及铜矿中含有 1.2%~4.9%。

2.6.4 成矿温度 根据金厂沟梁金矿 46 个黄铁矿样品进行包裹体测温所获取的 103 个温度数据可知, 矿脉的成矿温度变化在 200~380 °C, 成矿温度频率变化集中在 240~300 °C, 属中温热液范畴。

从开采中段深部包裹体测温资料看, 总的变化趋势是随着深度的增大而增高, 据水平方向包裹体测温资料看, 其中与成矿有关的对面沟岩体中石英的均一温度为 360~430 °C, 而居于岩体边缘的铜—钼矿化带中的石英均一温度为 360~370 °C, 至外圈的金矿脉则降至 240~300 °C。由此证明矿田的矿化系列温度变化受成矿岩体控制。

3 地球化学

3.1 变质岩的氢、氧同位素

本区变质岩全岩氧同位素介于 5.7‰~9.8‰之间, 平均为 7.9‰, 再结合表 3 可看出, 本研究区变质岩以 $\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ 低和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 小于 14‰为特征, 属正变质岩, 且 $\delta^{18}\text{O}$ 变化较小, 说明在区域变质作用过程中达到了同位素平衡, 所以可用方程式: $\Delta\text{石英}-\text{水}=2.51\times10^6T^{-2}-1.95$ (Clayton et al.1972, 500~700 °C) 来计算石英包体中 H_2O 的同位素组成(式中的 T 采用方程式: $10^3\ln\alpha_{\text{石英}-\text{磁铁矿}}=4.89\times10^6T^{-2}+0.84$ 计算的温度, 682 °C), 用符号 $\delta^{18}\text{O}_{\text{计}}$ 表示, 它代表本区变质流体的同位素组成。将结果值与 Taylor 确定的变质水的 $\delta\text{D}=-20\text{‰}\sim-65\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=5\text{‰}\sim25\text{‰}$ 相比, 可见本区明显贫氧。

表 3 变质岩氢氧碳同位素组成						$\delta/\text{‰}$
样号	岩石名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$	$\delta\text{D}_{\text{水}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{计}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{石英包体}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{磁铁矿}}$
M7	浅粒岩	10.5	-88.3	9.70	-22.37	
M10-7	混合岩	11.1	-89.1	10.3		
D2-1	浅粒岩	10.2		9.40		
E1-1	磁铁矿石英岩	10.0		9.20		3.8

同位素数据由北京大学地质系测试, 表中数据采用 SMOW 标准。

3.2 岩体的氢、氧同位素组成

从表 4 中可看出, 本区岩体全岩的同位素组成与长石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近, 但石英与长石或全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 的差值基本没落在 1‰~1.5‰的范围内, 这说明, 本区岩体的同位素发生了交换反应, 可能与富¹⁸O 的流体, 如岩浆期后热液发生了交换反应, 其中也有少部分由于受大气雨水的影响, 产生了¹⁸O 的贫化。综合所分析的全岩、石英、长石、磁铁矿的氧同位素组成, 可以推知岩体的原始氧同位素组成为 8‰~9‰。

表 4 岩体氢氧碳同位素组成							$\delta/\text{‰}$
样号	岩石名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$	$\delta\text{D}_{\text{水}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{计}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{石英包体}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{其他}}$
88rl-1	似斑状花岗岩	8.71	8.8	-94.6	8.20		8.3(长石)
88rl-4	花岗闪长岩	9.8					9.5(长石)
88rl-5	花岗闪长岩		10.6	-93.8	10.0	-8.11	4.8(磁铁矿)
88rl-8	花岗闪长岩		10.7	-80.7	10.1	-18.4	28.6(长石)
88rl-12	片麻状花岗闪长岩		10.9	-91.0	10.30	-17.80	

同位素数据由北京大学地质系测试, 表中数据采用 SMOW 标准。

岩浆水的 $\delta\text{D}_{\text{水}}$ 是测石英包体的值直接得到的, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 是由石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 经计算得到, 用 $\delta^{18}\text{O}_{\text{计}}$ 表示(计算时所用 T 为磁铁矿-石英矿物对平衡时温度, 719 °C)。

从表 4 中可看出, $\delta^{18}\text{O}_{\text{计}}$ 介于 8.20‰~10.30‰之间, 平均为 9.65‰, 现一般认为, 岩浆水大多形成于 600~1 100 °C, 正常岩浆水的 δD 为 -40‰~-85‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 5.5‰~9.5‰, 与本区比较, 可见本区岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{计}}$ 介于正常岩浆水范围内, 主要落在富¹⁸O 一端, δD 低于正常岩浆水, 与本区变质流体的同位素组成接近。

3.3 成矿流体的氢、氧同位素组成

石英主要是矿脉中成矿早期和成矿期的产物, 代表成矿流体早期和成矿期的同位素组成特点, 方解石是成矿晚期的产物, 其同位素组成代表成矿流体演化的最终结果。所以研究成矿流体的同位素组成时, 主要以方解石和石英为研究对象, 其同位素组成见表 5, 表 6。

成矿流体的 δD 是利用石英中的原生包裹体直接测得的, 由于石英是不含氢的矿物, 所以用原生

表 5 矿体中石英及其包裹体同位素组成						
样 号	取样位置	$\delta/\text{‰}$		石英包裹体		$T_{\text{均一}}/\text{℃}$
		$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{计}}$	δD	$\delta^{13}\text{C}$	
H7—25	6 号脉 7 中段			—69.6	—2.41	
H6—45	6 号脉 6 中段	12.4	5.21	—54.0	—5.78	305.5
H4—35	6 号脉 4 中段	14.3	8.15	—88.9	—15.42	338
	SB	12.81	5.42	—101.9		
15—2	15 号脉	13.4	16.02	—86.7		
15—3	15 号脉	13.9	26.53	—82.94		
35—1	35 号脉	12.50	5.11	—96.39		

计算用方程式: $10^3\ln\alpha_{\text{石英}-\text{水}}=3.38\times10^6T^{-2}-2.90$, Clayton et al.1972, 200~500 °C, T 没有均一温度的采用 300 °C; 同位素数据由北京大学地质系测试, 表中数据采用 SMOW 标准。

表 6 矿体中方解石氧碳同位素组成					$\delta/\text{‰}$
样号	取样位置	$\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{计}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{计}}$
K1-12	1 号坑口	7.33	-1.22	-4.16	-3.38
K1-14	1 号坑口	7.44	-1.1	-4.08	-3.28
53-6-1	53 号脉	9.29	1.85	-3.18	-2.38

计算用方程式: $10^3\ln\alpha_{\text{方解石}-\text{水}}=2.78\times10^6T^{-2}-2.89$ (O'neil, 1969), T 采用包裹体均一温度 220 °C; 同位素数据由北京大学地质系测试, 表中数据采用 SMOW 标准。

包裹体测得的 δD 和 $\delta^{13}\text{C}$ 能代表当时成矿溶液的 δD 。从表 5 中可看出, $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ 主要集中于 13‰附近, 这说明本区石英在沉淀过程中热液的氧同位素

组成比较均一，温度变化范围较小，因为流体的温度或同位素组成发生显著变化，都会导致从流体中沉淀出来的矿物同位素组成发生显著变化。成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 是用石英和方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值经计算得到的，用 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}}$ 表示。从 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}}$ 看，成矿期热液同位素组成变化不大，其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}}$ 介于 $5.11\text{‰} \sim 8.15\text{‰}$ 之间，与本地区岩浆水相比，氧同位素稍低些，成矿晚期的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}}$ 介于 $-1.1\text{‰} \sim 1.85\text{‰}$ 之间，明显比早期阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}}$ 低得多，显然同位素组成发生了变化。由于本区构造裂隙发育，所以很容易受到雨水的混染，雨水的加入对成矿是有利的，它不仅可以通过淋滤围岩而带入成矿元素，而且还可以使成矿流体的物理化学条件发生改变，促使矿质沉淀。

3.4 碳同位素组成

本矿区用石英包体测得的 $\delta^{13}\text{C}$ 是 CO_2 的同位素，其变化范围较大，且有些具有较低的负值，这是因为石英包体爆破后，收集的气体主要是 H_2O 和 CO_2 ，其中 CO_2 包括 CO ， CH_4 等氧化而成的 CO_2 （在 $550\text{ }^\circ\text{C}$ 与 Cu_2O 反应将 CO ， H_2 ， CH_4 等转化成 H_2O 和 CO_2 ），因此，最后测得的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与实际的 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间有一差值。据 Ohmoto

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = \delta^{13}\text{C}_{\text{流体}} + \Delta\text{CH}_4 \left(\frac{1}{1+R''} \right), \quad (1)$$

式中： $R'' = \frac{m_{\text{CO}_2}}{m_{\text{CH}_4}} = \frac{K \cdot (f_{\text{O}_2})^2}{(P_r \cdot \gamma_{\text{H}_2\text{O}} \cdot x_{\text{H}_2\text{O}})^2} = \left(\frac{\gamma_{\text{CH}_4}}{\gamma_{\text{CO}_2}} \right)$ ， K 是反映 $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ 的平衡常数， $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}$ ， γ_{CO_2} ， γ_{CH_4} 分别是其逸度系数。从式 (1) 可以看出， CH_4 与 CO_2 的比例变化直接影响其同位素组成，只有当混合气体中 CH_4 与 CO_2 相比可以忽略时，才有 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} \approx \delta^{13}\text{C}_{\text{流体}}$ ，对本矿区几个样品的包体成分（表 7）分析表明，有些包体中 CH_4 是不可忽略的，在 CH_4 比较多的情况下， CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 就会出现更大的负值，因 CH_4 比 CO_2 更富集轻同位素，对于 H6-4 样品， CH_4 基本可以忽略，其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -5.78\text{‰}$ 基本可以代表矿液中的 $\delta^{13}\text{C}$ 。

本区方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 在 $-3.18\text{‰} \sim -4.18\text{‰}$ ，方解石沉淀时的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}}$ 值介于 $-2.38\text{‰} \sim -3.38\text{‰}$ ，

变化较窄反映了单一来源。据研究对于温度高于 $100\text{ }^\circ\text{C}$ 的热液体系，在高 f_{O_2} ($>10^{-42}\text{ Pa}$) 条件下，沉淀的碳酸盐矿物其 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{c}}$ 相比，一般相差不超过 3‰ 。本矿区 f_{O_2} 介于 $10^{-39} \sim 10^{-43}\text{ Pa}$ ，所以方解石的碳同位素组成基本接近成矿晚期成矿溶液的碳同位素组成，由此看来，本区成矿溶液的 $\delta^{13}\text{C}$ 值从早期到晚期基本没多大变化，其 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{c}}$ 在 $-3\text{‰} \sim -5\text{‰}$ （据方解石和石英包体的 $\delta^{13}\text{C}$ 推断）。Taylor 认为，初生的被地壳物质混染的岩浆热液的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 介于 $-3\text{‰} \sim -5\text{‰}$ ，所以，本矿区成矿流体的碳是岩浆源。

3.5 矿石硫同位素组成

本区黄铁矿、方铅矿等矿石硫同位素变化于 $-5.0\text{‰} \sim 0.9\text{‰}$ ，平均为 -0.14‰ ，主要集中在 0 附近，表明硫是比较均一的单一来源，且流体具有比较狭窄的物理化学条件如 Eh，pH， f_{O_2} ， T 等。

结合本区成矿的物理化学条件，依据大体模式，可以推知成矿溶液中含硫原子团以 H_2S 占优势，所以 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 。Sakai 认为在平衡条件下，在共生的硫化物中， $\delta^{34}\text{S}$ 值按下列顺序富集，方铅矿 \rightarrow 黄铜矿 \rightarrow 闪锌矿 \rightarrow 黄铁矿。本区测得的矿石硫同位素组成符合上述规律，所以硫化物沉淀时基本达到了同位素平衡，因而可用方程式 Δ 黄铜矿 $-\text{H}_2\text{S} = -0.3\text{‰}$ ， Δ 方铅矿 $-\text{H}_2\text{S} = -3.8\text{‰}$ （取 $T = 300\text{ }^\circ\text{C}$ ），求得 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ ，计算结果 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 介于 $-2.0\text{‰} \sim 1.4\text{‰}$ 之间，平均 0.275‰ ，即可近似看作本区的总硫同位素组成（ $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ ）。

矿石总硫同位素组成接近于 0 有多种解释，一种原因可能是来自地幔或深源，另一种可能是来自高温或高温热液所产生的均一化。综合分析本地区的实际情况，矿体硫来自于岩浆，岩浆继承了太古宙变质岩的硫同位素组成（太古宙中基性岩石部分熔融时，硫部分进入岩浆， $\delta^{34}\text{S}_{\text{岩浆}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{母岩}}$ ）。

4 矿床成因

金厂沟梁金矿床发育在燕山期对面沟花岗闪长岩体北侧——古老的变质岩中的断裂构造系统内。考虑到金厂沟梁金矿床与围绕燕山期对面沟花岗闪长岩体的其他金矿床类型的一致性，成矿时代与岩体生成时代的近似性，以及从发育的花岗岩—火山岩—老变质岩含金石英脉内 Au 丰度增高的趋势，可以认为金厂沟梁金矿床与对面沟花岗闪长岩体及

表 7 石英包裹体成分分析（气相部分）

样号	H_2O	CO_2	H_2	N_2	CH_4	CO	CO_2/CH_4
H7-3	1 526	11.013	0.107	0.864	2.737	0.951	1.463
H6-4	980	16.650	0.387	3.04	0.446	3.265	13.575

赋矿围岩在成因上有一定的联系。

金厂沟梁金矿床直接赋矿围岩——太古宙老变质岩系的变质、变形和演化对金矿床的发育可能提供的条件是不可忽视的。燕山期对面沟花岗闪长岩体和赋矿围岩的 Au 丰度值远远高出 Au 的克拉克值,说明可能成为形成规模较大的金矿床的物质来源。

矿区成矿温度变化由北向南逐渐增高,说明热源来自于南部,也就是说,成矿的热力条件或成矿热液的形成过程中对面沟花岗闪长岩体的侵入起至关重要的作用。

矿床中 Au/Ag 值的有序化也可作为判别金矿成因的一个重要标志。Au/Ag 值的变化与成矿温度成正比,即从矿化中心向外比值变小。从矿床开采中段延深方向 Au/Ag 值由小到大表明矿区深部温度比

较高,更进一步证明了矿区南侧的对面沟花岗闪长岩体是成矿过程中热源的重要提供者。

综上所述,金厂沟梁金矿床的直接围岩——太古宙变质岩系及燕山期对面沟花岗闪长岩体是成矿物质的提供者;成矿热力条件来自对面沟花岗闪长岩体的侵入活动,同时也产生了含矿热流体,在温度、物化场及应力等因素的影响下,这种含矿热液体系被启动,在各种裂隙系统和孔隙系统内,于一定深度下循环运移,进入高丰度 Au 的太古宙变质岩系时与已经富含从变质岩系带出的 Au 的后生变质流体相混合,形成含 Au 的混合成矿热流体,继续循环不断地从变质岩系中摄取成矿元素,使成矿元素的丰度越来越高,随后在一定的演化阶段和构造、物化条件下形成金厂沟梁中—低温热液金矿床。

美国麦克劳林金矿床

1 地质背景

麦克劳林 (McLaughlin) 低硫化金矿床, 位于美国西部加利福尼亚州海岸山脉旧金山以北 113 km 处, 是加利福尼亚州诺克斯维尔 (Knoxville) 汞矿区的一部分。该矿床是 20 世纪美国发现的大型金矿床之一, 它是由霍姆斯塔克矿业公司发现的。

麦克劳林矿床产在 100~250 m 宽的断裂带中, 走向 NW, 向 NE 中等倾斜。该断裂带将蛇纹石化混杂岩在底板上与侏罗纪的泥岩和粉砂岩分开。在上新世—更新世断裂带发生了走向滑动, 金矿化也就是在这时候形成的。麦克劳林矿床位于克利尔湖 (Clear Lake) 火山岩区的边缘, 火山岩是新近纪双峰式火山岩。几个可能与岩浆喷发成因有关的火山湖证明存在火山活动, 但火山活动规模较小, 伴随有玄武岩岩颈、岩穹和岩墙。

麦克劳林矿床集中在火山湖, 由网状和席状石英-玉髓脉和网脉组成, 向下变窄。席状脉垂直于矿体及控矿断层走向。断层岩石发生硅化, 局部出现冰长石化。金以银金矿形式出现, 同时还有银的硫盐和辉锑矿, 硫化物矿物组合总量比较低。

金矿床在开采前覆盖有一层引人注目的泉华阶地, 宽达 120 m, 厚 30 m, 它含有一些热液喷发角砾岩的夹层。泉华包含辰砂, 但没有金, 不过切穿泉华的玉髓除外。在泉华阶地边缘的一些地方存在着少量进化泥质蚀变。在麦克劳林, 泉华的保存和硫酸淋滤证明, 浅成热液系统实际上未被剥蚀掉。

麦克劳林矿床含有 1 750 万 t 矿石, 平均含金 5.21×10^{-6} , 使用的边界品位为 2.06×10^{-6} , 即含金 91 t。

2 勘查与发现

在麦克劳林金矿床开采之前, 诺克斯维尔汞矿区并没有生产黄金的记录。从 19 世纪 60 年代到 1978 年, 从麦克劳林金矿所在地的曼哈顿 (Manhattan) 矿山生产了 70 000~80 000 瓶汞。

20 世纪 70 年代中后期, 公司考虑到金价高涨和二次世界大战后勘查技术进步, 为了保持北美最大金公司的地位, 制定了新的发展战略, 提出要加强勘查, 致力于发现大型矿床。确定的具体目标: ①10 年内要找到 300 万盎司 (93.3 t) 金储量的大

矿床; ②5 年内要找到 150 万盎司 (46.6 t) 金储量的较大矿床; ③在找较大矿床过程中发现几个至少含 50 万盎司 (15.6 t) 金的矿床。规划要找生产成本低、品位较高的矿床。

由于在几个浅成热液金矿的附近都含有汞矿化, 所以提出用汞作为金矿化的标志。霍姆斯塔克矿业公司建立了一个与汞有关的金矿化模式。1977 年年中, 在公司的资料室内发现了一份 1926 年关于加利福尼亚州海岸山脉威尔伯斯普林斯 (Wilbur Springs) 附近切里希尔的评论报告, 该报告称汞矿区伴生有金。在切里希尔的野外考察也证实了这一观点。因此, 地质人员将注意力集中到了海岸山脉的许多汞矿产地上, 特别是在克利尔湖火山岩区及其周围的汞矿床上。

1978 年, 对海岸汞矿的文献检查, 在克利尔湖地区选出了 88 个供野外检查的地点。曼哈顿汞矿是经过优选野外检查的第 10 个地点。在调查曼哈顿期间, 虽然这是个泉华阶地, 但还是花了 2 天进行踏勘填图和岩屑取样 (图 1), 不过未能找出热泉位置。对采集的 32 个样品所做分析结果表明, 从远景区采的 4 个样品含 Au 大于 1×10^{-6} , 包括一个 Au 含量最高的样品 (11.65×10^{-6})。随后的岩屑取样做了 49 个化验, 结果在 1 800 m×150 m 范围内, Au 平均含量为 3.77×10^{-6} 。

1978 年后期, 制定了一项详细的地质工作计划, 并着手进行地质填图、地表取样, 打了 93 个

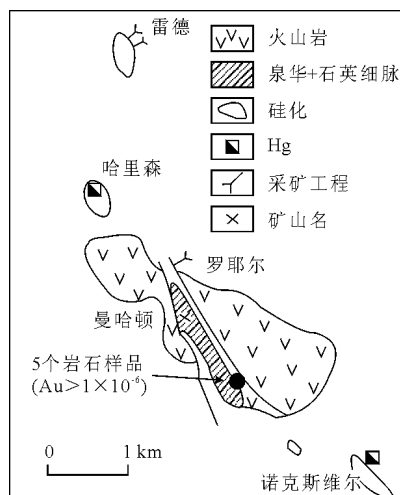


图 1 美国加利福尼亚州诺克斯维尔汞矿区的某些地质特征和岩石初步 Au 含量 (引自 D.L.Gustafson, 1990, 1991)

深度平均为 10 m 的浅孔,以期望 Au 不只是富集在地表。结果表明,有 1 800 万 t 矿石, Au 的平均含量为 6.5×10^{-6} ,这是一个现实的靶区,到了 1979 年后期才对 15 个钻孔的样品进行了测试。1 号孔为发现孔,打穿 121.6 m 的矿层,平均含 Au 6.17×10^{-6} ;它不如 2 号孔好,2 号孔打穿了 98.2 m,平均含 Au 9.19×10^{-6} 。样品有待进行初步冶金测试,边缘地区用 29 个回转钻孔做了检查。1980 年后期,又打了 105 个岩心孔,圈出了 660 万 t 可采矿石, Au 平均品位为 5.83×10^{-6} 。1981—1982 年完成了矿山开发准备、验证钻探 (409 个孔)、地下水平巷道和穿脉巷道的全巷取样、难熔矿石广泛的冶金试验。1985 年初,麦克劳林作为一个露采/压力氧化-氰化法生产的矿山投产了。

从 1979 年到 1981 年的 2.5 年中,实际踏勘检查了 1 111 个地点,详细踏勘评价了 58 个地点。靶区评价 14 个地点,矿体靶区评价 3 个地点,登记 3 个矿床,发现 1 个矿床。

3 小 结

麦克劳林金矿床的发现是制定和利用将浅成热

液金矿与汞矿床产出联系起来的经验地质模式的直接结果。麦克劳林的发现和地质研究,提出了一个热泉金矿床的理论模式 (图 2)。这个模式直到 10 年后最终发表之后,才被谨慎地使用。然而,热泉模式的推广使用,并没有导致霍姆斯塔克矿业公司有任何新的金矿发现。麦克劳林的发现同样说明,文献检查和岩屑金地球化学对找矿是有效的。

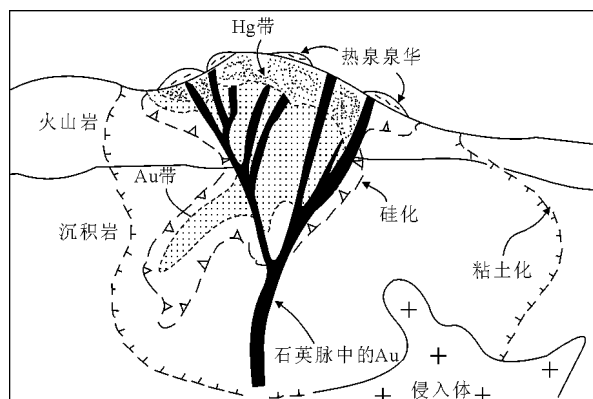


图2 霍姆斯塔克矿业公司开发的热泉金矿床的地质模型
(引自 D.L.Gustafson, 1990, 1991)

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

玻利维亚科里科洛金-银矿床

1 地质背景

科里科洛 (Kori Kollo) 金-银矿床位于玻利维亚阿尔蒂普拉诺 (Altiplano) 高原东端,地处奥鲁罗 (Oruro) 西北约 40 km 处。科里科洛矿床产于拉霍亚 (La Joya) 地区。该区发育有一系列 NW 向蚀变和矿化的中新世中期英安质斑岩岩株,岩株侵位于侏罗纪沉积岩中 (图 1)。据信,这些斑岩岩株共同构成一个受到侵蚀的熔岩流穹隆杂岩体。岩株和呈斑块状出露的古生代岩石,呈一系列孤立的小山丘出现,周围是平坦的冲积平原。

科里科洛山 (最南面的一个小山) 下面的金-银矿化与 NE 向、不大规则的黄铁矿细脉有关,细脉切割了先期绢云母化和黄铁矿化的斑岩。热液角砾岩呈斑块状存在于斑岩和氧化带中,其贵金属含量往往较高。毒砂、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黝铜矿、辉锑铅矿、黄锡矿、雄黄、辉锑矿是黄铁矿细脉中的次要成分。细脉和浸染状黄铁矿的总含量通常为 10%~20% (体积)。氧化深度不规则,但一般为 40~60 m;其下面为一早期发育的辉铜矿富

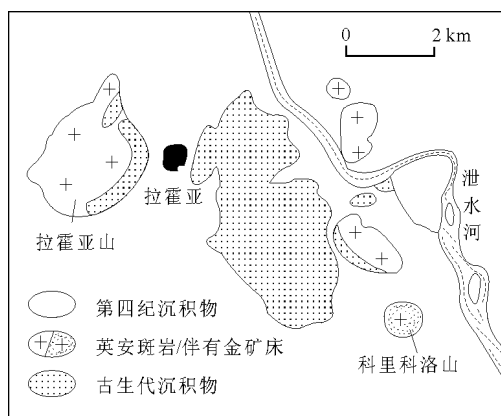


图1 玻利维亚科里科洛低硫化浅成热液型金-银矿床示意图
(引自 K.Long 等, 1992)

英安斑岩岩体构成被冲积平原环绕的一个低矮山丘,共同代表一个受到侵蚀的穹状杂岩。早期的开采集中在拉霍亚山

集带,该带厚度不大,平均含铜约为 150×10^{-6} 。

科里科洛矿床的可采氧化物资源为 1 010 万 t,平均含金 1.61×10^{-6} ,含银 24.7×10^{-6} 。开采前的硫化物储量为 6 400 万 t,平均含金 2.26×10^{-6} ,含银 13.8×10^{-6} ,所采用的金边界品位为 1.15×10^{-6} ,即含金 145 t,银 883 t。

2 勘查与发现

自 17 世纪西班牙殖民时期以来,为了获取金和铜,在拉霍亚地区断断续续地对斑岩岩株中及其周围的矿脉进行了开采。虽然 20 世纪 60 年代初当地的一个矿权地拥有者曾在科里科洛山里打了一个勘查平硐,但是对科里科洛山注意得还是很不够。

1972 年,作为玻利维亚阿尔蒂普拉诺金矿勘探计划的一个部分,普罗斯佩克森有限公司(加拿大公司)和因特亚美利加矿业咨询公司对科里科洛山的斑岩露头进行了地表取样,证明存在广泛的低品位金矿化。对山下平硐所揭露的硫化物矿化的取样表明有很大的金矿潜力,但也认识到矿石比较难选。因此,20 世纪 70 年代中期到 80 年代早期,注意力放在圈定氧化带的可露采资源上。圈定工作是按 40 m 网格打一些 1 m^2 断面的浅井,并辅以履带式气动 (air-track) 钻掘,浅井打到氧化矿和硫化矿的分界面。通过这项工作查明存在大约 1 000 万 t 可露采的氧化矿石,平均含金 1.58×10^{-6} ,含银 20×10^{-6} 。1980 年,从事勘查的公司促使玻利维亚的联合矿业公司 (Empresa Minera Unificada, 即 EMUSA) 对科里科洛氧化矿中的金矿资源产生兴趣,并向它出售了该矿地。与得克萨斯的西部世界矿业 (West World) 共同组成的合资企业——因提雷米矿业股份公司,投资建设了一座小型矿山和试验选冶厂,每月产金约 7 kg。冶金试验证明,借助

于氰化物堆浸可以有效地回收黄金。1985 年开始堆浸作业,处理能力为 250 t/d。以后产量逐渐增加,处理能力达到 5 000 t/d。

1988 年末,巴特尔芒廷黄金公司获得了因提雷米公司 33% 的股权,后来又将其股权增加到现在的 88%。从 1988 年末到 1992 年,因提雷米矿业公司完成了一项重要的岩心钻探计划,打了 230 个孔,总进尺 49 000 m,圈出了科里科洛氧化矿下面的硫化矿资源。第一个钻孔见矿 120 m,金品位 3.42×10^{-6} 。该区的勘探钻进还在继续。建造了一座处理能力为 14 000 t/d 的浸出 (CIP) 设施,以处理这种硫化物矿石,1993 年初投产,现在生产能力已达到 18 500 t/d。部分硫化物矿石是难选的,从中只能回收大约 63% 的金和 25% 的银。

3 小 结

从殖民时期起就知道拉霍亚地区有金矿化,但是直到 1985 年才进行商业规模开采,这时已是系统勘查工作开始之后的第 13 年,圈出大吨位氧化矿石之后的第 5 年。科里科洛矿床的勘查方法是在已知蚀变带上进行岩石地球化学测量,随后进行了浅井勘探。后来又采用了反循环钻探和岩心钻探,对下伏的硫化物资源进行了定量评价。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

阿根廷班瓜尔迪亚山金-银矿床

1 地质背景

班瓜尔迪亚山 (Cerro Vanguardia) 金-银矿床为一脉型低硫化浅成热液矿床,地处阿根廷南部巴塔哥尼亚高原,位于圣克鲁斯省圣胡利安港西北约 130 km 的低平地区。大面积展布的班瓜尔迪亚山石英脉系,产在缓倾斜、中度熔结的中侏罗世灰流凝灰岩中。有人推测其产在破火山口环境内,但一直未得到确证。据认为脉体也是中侏罗世的,往南隐伏到了更新世玄武岩熔岩流和第四纪冲积物下面 (图 1)。

脉群总体上呈 NW 向延伸,但单个脉体可以有不同的走向。班瓜尔迪亚脉的长度超过 10 km,整个脉系的累计走向长度超过 100 km (图 1)。岩脉一般宽 1~2 m,局部达 5 m,向 NE 陡倾。脉体主

要由石英组成,石英显示有各种浅成热液结构,包括交代了重晶石的纹层。碳酸盐、冰长石和高岭石是次要的脉石矿物。未氧化的富金脉体中不透明矿物的总量通常较低,主要是黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黝铜矿、辉银矿和银金矿。氧化深度达到 150 m 以上。

班瓜尔迪亚山的储量数字尚未公布,但是目前估计的金资源量超过 93.3 t (300 万盎司),金含量达到了可采品位。

2 勘查与发现

1976 年末到 1977 年,阿根廷国家矿业部进行地质填图和重晶石勘查时发现了班瓜尔迪亚山石英脉群,但是未予报道。没有早先进行过勘查的证

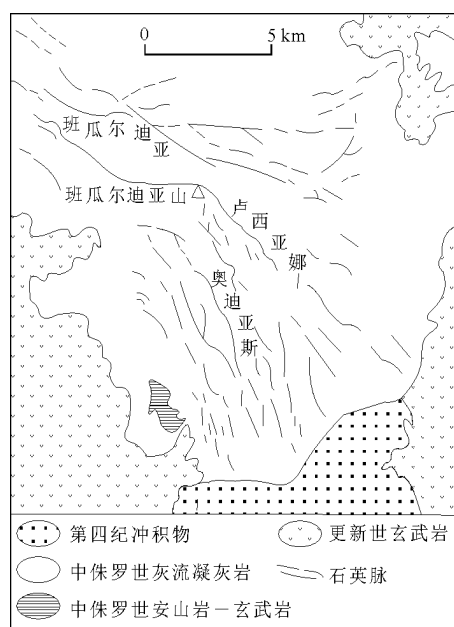


图1 阿根廷班瓜尔迪亚山低硫化浅成热液金-银脉系分布图 (引自 R.Fernandez 和 R.De Barrio, 1994)

据, 鉴于许多脉体以舒缓的形式出露在一个广阔的地区, 那么就必须假设, 西班牙殖民者和后来的勘查人员从未穿越过巴塔哥尼亚高原的这部分地区。然而, 一些未经证实的报告称, 1950 年曾采集了脉体样品。

矿业部的地质学家所采集的浅成热液石英捡块样品, 揭示出班瓜尔迪亚山的若干脉体中存在异常的金-银含量。20 世纪 80 年代末, 圣克鲁斯省矿业管理局和 FOMICRUZ (该省的矿业公司) 在横穿奥斯瓦尔多迪亚斯 (Osvaldo Diaz) 脉的探槽中进行了更系统的刻槽取样, 揭示出其贵金属含量可能具有经济意义。整个脉段的样品平均金品位为 1×10^{-6} ~ 32×10^{-6} , 最高达 240×10^{-6} 。

几家矿业公司调查了新识别过的脉系, 并且响应了 FOMICRUZ 公司对班瓜尔迪亚山租借地的公开招标。阿姆科尔普股份公司与佩雷斯康伯克公司的合资企业——明科普矿业股份公司最终中标。明科普公司进行了系统的路线填图和整个脉系的取样, 最后宣布该区的总潜力比 FOMICRUZ 公司所查明的要大得多。

最终明科普和 FOMICRUZ 共同组成了叫 MIN-CRUZ 的公司。该公司于 1991 年开始对班瓜尔迪亚山租借地进行详细勘查, 包括地质填图、系统槽探和浅部岩心钻探勘查。因班瓜尔迪亚山地区在邻国智利哈得孙 (Hudson) 火山喷发期间受火山灰飞扬的影响, 勘查工作比预定计划提前几个月结束。整个脉段总长约 25 km, 路线取样表明其值得进一步工作, 随即按 25 m 间距进行槽探和刻槽取样, 结果证实富矿体中金的含量是连续的。此后, 以同样间距用扇形斜孔进行了钻探。这项计划的槽探工作量为 10 000 m, 岩心钻探进尺 68 000 m。

目前, 明科普矿业公司正在为日处理能力 2 000 t 的一期露采/氰化项目编写可行性研究报告, 同时在脉系的其他地段继续进行勘查工作。

3 小 结

班瓜尔迪亚山脉系首先是由政府部门在地质填图和找矿时确证的, 虽然导致大型金矿矿床发现的钻探是由一家大型矿业公司完成的。矿石级金-银含量存在于矿脉露头, 1991 年经深部钻探证实, 这是在首次识别出含金矿脉大约 15 年之后。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

阿根廷贝拉德罗金-银矿床

1 地质背景

贝拉德罗 (Veladero) 高硫化浸染型金-银矿床位于阿根廷西北部圣胡安省省会圣胡安城西北 280 km, 离智—阿边界 5 km。该矿床坐落在安第斯山脉海拔 4 400 ~ 4 500 m 的库拉谷 (即 SN 向的低地), 在横跨智—阿边界的巴里克金矿公司所属的巨型帕斯卡—拉马 (Pascua-Lama) 高硫化金-银矿床东南 5 km 处 (图 1)。包括贝拉德罗和帕斯卡—拉马矿床的矿区是埃尔印第奥 (El Indio) 成矿带的一部分。这个成矿带是在 1977 年发现了埃尔印

第奥高硫化硫砷铜矿金-银脉型矿床后确定的。

贝拉德罗矿区中新世凝灰岩系 (包括熔结凝灰岩) 发育。金-银矿化赋存在各种多岩性相互截切的角砾岩中, 后者被解释为火山角砾岩筒。在海拔较高处形成表生成因的层状角砾岩。横切的层状角砾岩都含不同类型的蚀变和矿化碎块, 包括一些为斑岩型席状石英细脉切割的碎块, 以及后来被完全蚀变和矿化的碎块。角砾岩体沿一条 NWW 向构造走廊分布, 后者将贝拉德罗和帕斯卡—拉马矿床连接在一起, 似乎产在 NW 和 NNE 向断层相交处。正交断层格局决定了贝拉德罗区属构造拗陷。

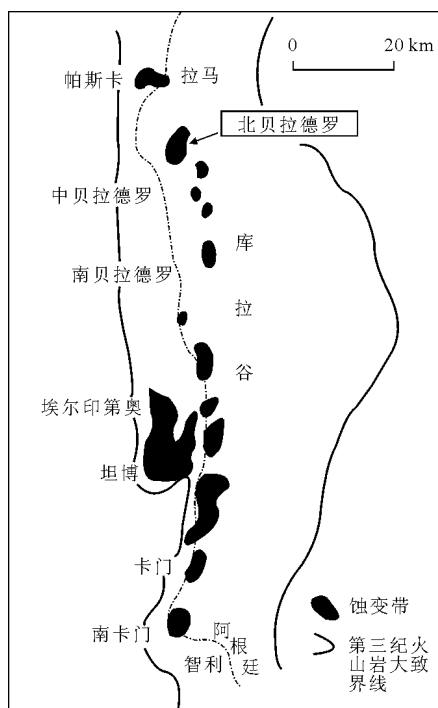


图1 智利贝拉德罗和卡门矿化带与埃尔印第奥成矿带的空间关系 (引自 J.P.Jones, 2001)

北贝拉德罗处的早期泥岩蚀变带是一个 NW 向岩带, 地表面积约 20 km^2 。金-银矿化以硅化和多孔石英的内蚀变带 (向外向下变为石英-明矾石蚀变带) 为中心。硅质角砾岩中的金品位最高, 尤其是在阿马布尔段。低温蛋白石交代和形成于古水面之上蒸汽加热层位的酸淋滤岩石出露在最高处。

贝拉德罗矿床的大部分金-银矿石隐伏于不含矿或含矿极少的岩石之下 $30 \sim 150 \text{ m}$, 一般产在海拔 $3900 \sim 4200 \text{ m}$ 处。低品位金-银矿石产在黑色硫化物基质到有裂纹的和某些复矿角砾岩中, 而较高品位的矿石 (金/银值较高) 主要产在氧化的富黄钾铁矾的石英基质到有开口空间的角砾岩中。总体来看, Ag/Au 值约 25。

据报道, 到 2000 年 3 月, 贝拉德罗矿床菲洛费德里科矿段和阿马布尔矿段的证实储量和概略储量 1.073 亿 t , 品位为 $\text{Au } 1.58 \times 10^{-6}$, $\text{Ag } 23.5 \times 10^{-6}$; 外加矿化物质 3.55 亿 t , 品位为 $\text{Au } 1.17 \times 10^{-6}$, $\text{Ag } 18.9 \times 10^{-6}$ 。即合计含有金 585 t , 银 9231 t 。储量中的富矿为 1680 万 t , 品位为 $\text{Au } 4.97 \times 10^{-6}$, $\text{Ag } 48.0 \times 10^{-6}$ 。

2 勘查与发现

20 世纪 80 年代和 90 年代初期, 有好几家公司在库拉谷踏勘金矿, 认识到它是智利埃尔印第奥成矿带在阿根廷的延伸。但是, 当时未对库拉谷的 2

个明显的蚀变带, 即贝拉德罗 (北、中、南) 和卡门蚀变带 (图 1) 做详细的调查, 原因是它从 1986 年起属于联邦, 后来又属省开采的矿地。不过, 1986 年前, 阿吉拉尔矿业公司曾在北贝拉德罗蚀变带的北缘打过 1 个岩心钻孔检查含锰矿脉构造 (图 2)。1986—1987 年政府机构挖的探槽, 确定南贝拉德罗有一个小的金异常 (图 1), 但未进行追踪工作。90 年代初, 圣胡安省矿产勘查和开采研究所 (IPEEM), 即圣胡安省矿业机构, 归纳了有关 2 块矿地的有限地质资料, 准备公开招标。

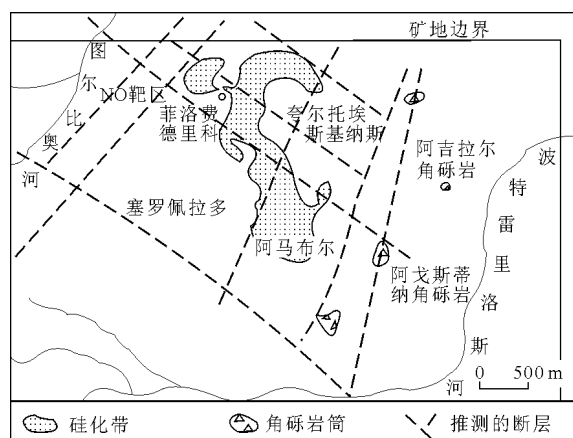


图2 贝拉德罗高硫化低温热液型金-银矿床及其周围断层等的位置和地质特征 (引自 J.P.Jones, 2001)

1990 年举办的第一次拍卖被宣布作废, 1992 年举办的第二次拍卖也被取消。最后, 1993 年早期招标有了着落, 拉克矿产公司和新成立的阿根廷金矿公司一举中标。于是 2 块矿地划给拉克公司。但最初的决定被要求推翻, 因为拉克公司被指责违背了边境法。于是 1994 年下半年, 把 2 块矿地都拨给了阿根廷金矿公司。后来, 阿根廷金矿公司又选择了一个折衷的方案, 即签订了与拉克公司联营协议。协议规定, 阿根廷金矿公司在贝拉德罗占 60% 的股份, 而拉克公司在卡门占主导地位。所幸的是, 贝拉德罗变成了一个大矿, 而卡门也有很大远景。此后不久, 巴里克金矿公司收购了拉克公司, 也成为联营伙伴。

1994 年夏天, 阿根廷金矿公司开始了初步的踏勘工作。首先是在南贝拉德罗进行踏勘性地质填图和取样, 第二年的夏季向北进入以前未填图的地区。当时认为这个地区的下面是以断层为界的古生代侵入岩断块, 没有第三纪火山岩。初步踏勘填图结果否定了当时对该区地质的认识, 并发现一系列小的硅质角砾岩筒, 它们沿 NNE 向断层排列, 向西为一个 $4 \times 3 \text{ km}^2$ 的硅化带包围 (图 2)。角砾岩

的岩屑样品金含量较高,于是在1996年早期打了33个反循环钻孔加以检验。阿戈斯蒂纳角砾岩表明,其资源量为20万盎司(6.22 t)金,200万盎司(62.2 t)银。对阿吉拉尔矿业公司以前钻探过的名叫阿吉拉尔角砾岩(图2)的脉构造进行了重新钻探,但未取得成功。

1996年早期,还对整个矿区进行了一80目粒级的碎屑物化探取样。最初按等高线(等值线)取样,间距为400 m×200 m,有的为100 m×100 m,确定了11.5 km²的Au-Ag异常区域,含Au值为 30×10^{-9} ,个别峰值为 350×10^{-9} 。蛋白石化岩石中的含Au值最高,而上覆的蒸气加热区沉积物中不含贵金属,但含Sb和Hg异常。1996—1997年夏季先后进行了地质填图,航磁和放射性测量以及地面可控源声频大地电磁(CSAMT)、声频大地电磁(AMT)测量。根据填图结果和独立顾问专家们的意见,将角砾岩和硅质蚀变带划分为不同类型,并为其建立了模型,即属于火山爆发角砾岩系统。这些硅化带和角砾岩化带均与金银地球化学异常吻合。磁力低和电阻率高,包括一大片大于50 000 Ω·m的蚀变带,也与地球化学异常吻合,说明它发生了硅化作用。从综合结果的解释看,角砾岩受构造控制,其模型应定为陡倾伏岩体。

1997年早期,对NO(Noroeste)靶区(图2)——它是一个类似阿戈斯蒂纳角砾岩,是根据明显的碎屑物Au地球化学异常确定的——进行了钻探,表明它是一个板状岩体,含金38万盎司(11.8 t),含银500万盎司(155.5 t)。1996—1997年底,根据CSAMT推测的构造交叉点和地势低等标志,对菲洛费德里科(图2)进行了钻探,证明此地的不含矿盖层最薄,并在V97—55号钻孔的表生贫Au蛋白石化层位之下打到了含金 2.7×10^{-6} ,厚180 m的矿层,于是将V97—55号钻孔定为发现孔。

在1997—1998年夏季和以后的一段时间对蚀变带某些部分继续钻探期间,为检验概念上的地球化学-地球物理靶区而打的V98—76号钻孔,打到了170 m的角砾岩,平均含金 1.9×10^{-6} ,从而发现了菲洛费德里科东南2.5 km处的阿马布尔(图2)高品位矿体。阿马布尔矿体的上覆地表堆积物含金 $< 300 \times 10^{-9}$ 。截止1998年5月,在菲洛费德里科区进行的反循环钻探进尺约8 000 m,求出的推测资源量为金200万盎司(62.2 t),银6 950万盎司(2 161.5 t),金的平均品位为 1.3×10^{-6} 。阿马布尔矿体是1998—1999年夏季用间距150 m的扩

边钻孔确定的,加密钻探增加了菲洛费德里科矿体的平均品位。1998—1999年夏末,在阿马布尔共圈出金350万盎司(108.9 t),银5 000万盎司(1 555 t),金的平均品位为 3×10^{-6} 。

1998年晚期,纽蒙特金矿公司向阿根廷金矿公司参股。此后不久,又被巴里克公司(即它在贝拉德罗的伙伴)无情接管(未成功)。1999年初,有好几家公司看好贝拉德罗矿地,最后是霍姆斯塔克矿业公司以其贝拉德罗的60%股份收买了阿根廷金矿公司。收买后立即恢复钻探,直到逐渐扩大储量和资源量前,实际上从未间断。结果菲洛费德里科和阿马布尔靶区被定为证实和推定级,并在两者之间的夸尔托埃斯基纳斯(图2)的硅化层位下发现了新的矿化现象。夸尔托埃斯基纳斯是阿根廷金矿公司在巴里克公司接管它失败后,给北阿马布尔起的新名。对执行钻探计划初期已钻探过的阿戈斯蒂纳角砾岩区还进行了重新钻探,其远景比最初设想的大得多。迄今为止,在贝拉德罗区共打了400多个钻孔,总进尺大于110 000 m,包括7 000 m岩心钻探。

冶金试验表明,用氰化浸析法回收金的效果极好。霍姆斯塔克公司宣布,预计最终投产时将采用露天开采,采用氰化浸析和堆浸法处理矿石。

3 小 结

在原始蚀变带内发现大部分为隐伏的贝拉德罗金-银矿床,是地质(构造和蚀变)、化探和物探工作者共同取得的成果,是三者结合起来才确定了一个统一的大异常带。CSAMT方法对于在贝拉德罗区确定含Au硅质岩具有特殊价值。随着钻探的进展,证明所建立的地质模型获得了它应有的预测价值,是新钻孔选位的主要依据。但是,在矿床发现前坚持打的55个钻孔也功不可没。

J.P.Jones(2001)也强调,贝拉德罗矿床的发现在很大程度上应归功于阿根廷金矿公司附属的伦丁集团公司。后者的另一家公司20世纪90年代早期在下德拉阿伦布雷拉矿床(也是在阿根廷西北部)财政上取得巨大成功。因此,不论是伦丁集团还是股东们,都对库拉谷的金矿勘查计划表示信任,使得最终发现了贝拉德罗矿床。

在菲洛费德里科矿段发现前,阿根廷金矿公司的勘查计划只执行了2.5年,虽然据记载从20世纪80年代中期起其他公司也进行过小规模勘查。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

智利埃尔印第奥金-银-铜矿床

1 地质背景

智利埃尔印第奥 (El Indio) 矿床位于拉塞雷纳 (La Serena) 以东 125 km, 在与阿根廷交界处, 海拔 4 150 m。它是一个与第三纪中-晚期岩浆作用有关的、产在长英质火山岩中的高硫化浅成热液型金-银-铜矿床。矿床赋存在断裂带中, 含矿带长 200 m, 深 300 m 以上。容矿岩石为英安质凝灰岩、安山质角砾岩以及火山碎屑岩。矿化主要集中在 2 个成矿期, 即早期形成的是块状硫化物矿脉, 其中含黄铁矿、硫砷铜矿和明矾石; 晚期为金-石英脉, 并切穿了第一期矿化脉。大部分金与第二期矿化有关, 产在微小的裂隙里。

矿山于 1980 年投产, 到 1989 年已产金约 62 t, 银约 186 t, 铜 10 万 t。现尚有大量储量, 矿床开采前共约含金 140 t, 银 1 100 t, 铜 50 万 t (铜品位达 4.5%)。

2 勘查与发现

埃尔印第奥矿床最初是由当地人于 1967 年发现的, 当时只在夏天开采高品位的铜矿石。1973 年由于金价的升高, 开始手工挑选高品位的金矿石。1974—1976 年间, EMAMI 公司在印第奥矿床周围 30 km 长的蚀变带上开展地质、地球化学、地球物理勘查工作, 并认识到浅成热液型金-银-铜矿床远景。

1974 年, 智利的采矿法修改后, 圣乔 (St. Joe) 矿业公司在智利寻找勘查项目, 并于 1975 年年中派一名地质学家到智利考察旅行。在拉塞雷纳, 该地质学家碰到了一位对印第奥高品位金矿采矿十分了解的地方顾问。这一会面使圣乔矿业公司的地质学家有机会考察了印第奥。根据在秘鲁对高品位低温热液型银矿床的工作经验, 他认定该区具有形成重要金-银矿床的潜力。据报道, 在考察期间获得的样品金品位出乎意料的高, 含量接近 100×10^{-6} 。紧接着进行了第二次考察。但由于冬雪覆盖, 直至 1975 年才完成。1976 年年中, 圣乔矿业公司与印第奥的主人磋商, 同意购买 80% 的股份。

在 1976 年年底前开展了广泛的勘查项目, 包括最原始的地质填图和地理填图, 以及细粒土壤地

球化学取样和岩石拣块取样, 分析 Au, Ag, As, Cu, Pb, Zn。在印第奥当地人的工作区约 3 km^2 内, 按 $60 \text{ m} \times 20 \text{ m}$ 的网格采集了细粒土壤样品。2 000 个样品各元素的算术平均值: Au 0.55×10^{-6} , Ag 7.64×10^{-6} , Cu 98×10^{-6} , As $1\,283 \times 10^{-6}$, Pb 283×10^{-6} , Zn 72×10^{-6} ; Au, Ag, As 和 Pb 明显存在异常, 并表现出正相关 (图 1)。尽管 Cu 和 Zn 由于表生作用可能亏损, 但 Au, Ag 分别超过 1×10^{-6} 和 15×10^{-6} , 它们的异常范围与后来发现的矿化脉十分吻合。As 主要富集在臭葱石和其他含砷矿物中, As 的异常范围要比 Au, Ag, Pb 大得多。因此, 它是一种十分有用的指示元素。由于硫砷铜矿和黄铁矿的溶解度低, 再加上石膏的屏蔽作用, 矿脉在地表上的显示是不明显的。到 1978 年年中, 共完成了地表钻探工作量 1 720 m, 槽探工作量 4 078 m, 而道路建设也揭露出一些人工露头。

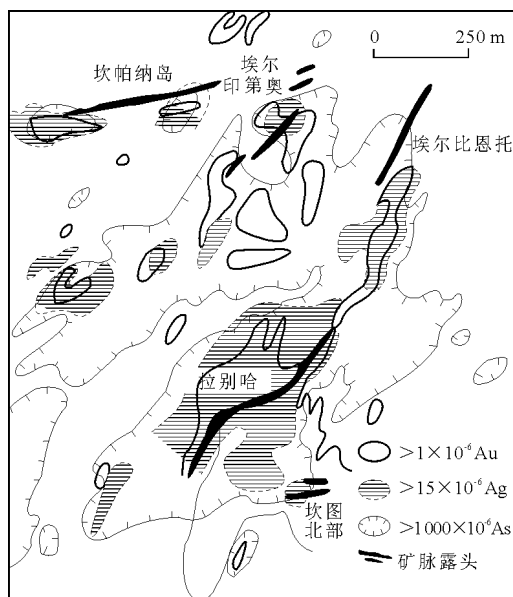


图 1 埃尔印第奥高硫低温热液型金-银-铜矿床的 80 m 土壤金、银、砷综合异常图 (引自 G. Siddely 和 R. Arana, 1986)

1978—1979 年, 完成了地表钻探 4 220 m, 槽探 3 920 m。然而, 直至 1979 年 5 月才揭露出 NE 向的高品位石英脉。按 2 m 间距刻槽取样, 金品位达 $3\,543 \times 10^{-6}$, 故将该脉称作南埃尔印第奥—3 500。这条富矿脉距当地人找到的矿约 100 m, 但当地人未能发现它, 因为该矿体隐伏于 2 m 厚的覆盖层之下。

3 小 结

埃尔印第奥金-银-铜矿床于 1967 年发现, 但 1973 年才开始有选择地采矿。然而, 直至 1977—1978 年才对矿化的特征及其范围作出评价, 进而对资源量作出估算。其中细粒土壤和岩屑地球化学方法起到了很大的作用。南埃尔印第奥—3 500 矿

脉的发现, 也让人意识到薄薄的覆盖层的“蒙蔽作用”有多大。

埃尔印第奥矿床的发现, 对智利 20 世纪 80 年代的矿产勘查产生了重大影响, 使勘查者对晚新生代火山岩地体重新产生了兴趣。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

秘鲁亚纳科查金-银矿区

1 地质背景

亚纳科查 (Yanacocha) 金-银矿区属高硫化低温热液型, 位于秘鲁北部卡哈马卡以北 25 km 处, 海拔 $>4\ 000\text{ m}$ 。亚纳科查矿区有好几个贵金属矿床 (图 1), 均产在不整合于白垩纪沉积岩系之上的中新世安山岩中。晚中新世热液系统导致了石英-明矾石蚀变, 产生了浸染状金矿。矿石的氧化硅含量可达 97%, 局部受到热液角砾岩化。矿化岩石孔隙多, 易破碎, 说明部分矿带受到蒸气加热环境的影响。矿体形状各异, 延深达 100 m 以上, 受到广泛的表生氧化。

硃, 用以制作装饰品。

20 世纪 60 年代, 几家找斑岩型铜矿的公司考察了受广泛蚀变的亚纳科查矿区。其中一家日本公司对矿地进行了较详细的勘查, 主要是找斑岩型铜矿。他们共打了 30 个岩心钻孔, 只揭露出低品位铜矿, 并没对贵金属进行化验。

1969—1971 年, 英国地质调查局 (前地质科学研究所) 和秘鲁地质矿产冶金研究所 (前地质矿产局) 作为双边合作协定的一部分, 对秘鲁北部西科迪勒拉山脉进行了面积约 $25\ 000\text{ km}^2$ 区域水系沉积物化探。化探的目的是探测未知的斑岩型铜矿和多金属脉型矿床。这是当时西科迪勒拉山脉北部 2 种主要的已知矿床类型。河流沉积物样品的采样间距很宽, 约 10 km, 总体密度约为 1 个/ 25 km^2 。这次化探非常成功, 在整个亚纳科查区共揭示出 4 个新的斑岩型铜矿系统和很多 Pb-Zn-Ag 异常。遗憾的是没对样品中的金进行分析。

直到 1981 年, CEDIMIN 公司 (法国地质矿产调查局和秘鲁布埃纳文图拉矿业公司的合营企业) 才开始注意亚纳科查区的 Pb-Zn-Ag 异常, 并取得了部分地区的勘查特许权。CEDIMIN 公司确认, 地质科学研究得到的水系沉积物地球化学测量结果及后来通过土壤测量得到的结果是正确的, 表明亚纳科查确有铅和银异常存在。以后进行的加密土壤测量揭示出 8 个不同的银异常, Ag 含量高达 $30 \times 10^{-6} \sim 90 \times 10^{-6}$ 。

1983 年晚期, CEDIMIN 公司将亚纳科查探区部分出让, 与纽蒙特 (秘鲁) 公司合营, 并于 1984 年早期签订了勘查/选择权协议。在纽蒙特公司指导下, 边缓慢地进行勘查, 边进行地质填图和岩屑金化探, 为 1985 年至今的岩心钻探计划做好准备。化探确定了一系列含量 $>0.5 \times 10^{-6}$ 的金异常 (图 1), 其中之一位于卡拉丘戈区的老隆附近, 经垂直岩心钻探验证, 发现了浸染状金矿。

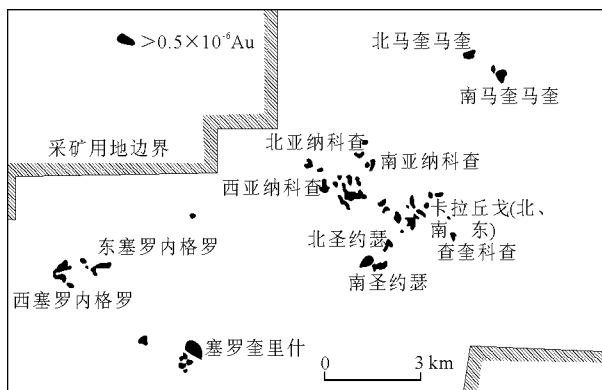


图 1 秘鲁亚纳科查高硫化低温热液型金矿区的岩屑地球化学金异常 (引自 L. Harris, 1995)

亚纳科查矿区的卡拉丘戈矿床储量 4 100 万 t, 品位为金 0.9×10^{-6} ; 此外, 还有马奎的储量 5 100 万 t, 品位为金 1.6×10^{-6} 。据报道, 亚纳科查金矿山为世界第三大矿山, 现有金储量达 1 340 t。

2 勘查与发现

大约从公元 300 年起就有人在亚纳科查区采矿, 当时是从卡拉丘戈矿床露头中采集辰砂和水胆

最终成立的合营公司,美国纽蒙特公司的股份为38%,孔代沙矿产公司(属布埃纳文图拉公司集团)的股份为32.3%,法国地质矿产调查局的股份为24.7%,法国国际公司的股份为5%。1993年中期亚纳科查矿床投产,日堆浸矿石14 000 t。目前卡拉丘戈矿床已有3个采坑,马奎马奎矿床有1个采坑,外加1996年早期投产的圣约瑟矿床(图1)。有人估算,亚纳科查矿区的概略地质资源量(金)为200 t。

3 小 结

像许多金矿一样,亚纳科查矿区的已知蚀变带是20年前作为找斑岩型铜矿的目标首先被勘查的。

几乎与此同时,发现该矿区也有Pb-Zn-Ag异常。遗憾的是20世纪80年代以前的勘查工作都没有注意贵金属测定,只是在确认了银异常的存在之后,就通过岩屑测金化探和岩心钻探才发现这个贵金属矿床。

从亚纳科查区的贵金属勘查到金矿的发现共花了5年时间,从金矿的发现到投产又花了7.5年时间。但是,当时秘鲁政府消极的经济政策以及“光辉道路”(Sendero Lu minoso,一个极左的造反组织,给20世纪80—90年代初的秘鲁生活造成极大破坏)的活动耽搁了勘查工作。基于这个和其他理由,卡拉丘戈矿山的开发确实是近20年来秘鲁矿业第一个值得称道的外国投资项目。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

秘鲁佩里纳金-银矿床

1 地质背景

佩里纳(Pierina)高硫化金-银矿床位于秘鲁中北部内格拉山脉,在瓦拉斯城西北约19 km处。该矿床产在一个小型多金属脉型矿带内。该矿带最大的一个矿床是以前曾勘探过的圣托里维奥铅-锌矿床,它位于佩里纳金-银矿床之南,两者相距仅8 km。

在内格拉山脉的大部分地区第三纪火山岩发

育,在佩里纳区,主要为流纹英安质火山灰流凝灰岩,而矿体之下为安山熔岩。不整合侵入的石英-长石斑岩和火山灰流凝灰岩(图1),可能为一套穹状火山角砾杂岩,产在矿床南面。火山岩层似乎是在构造或地形洼地内堆积的。成矿前的断层作用,与东面在区域上分布很广的地堑有关,似乎使矿体向东逐渐下落。NNW向的矿体(地面和地下面积加起来为900 m×300 m),可能是曾经大得多的成矿系统经侵蚀后残留下来的。

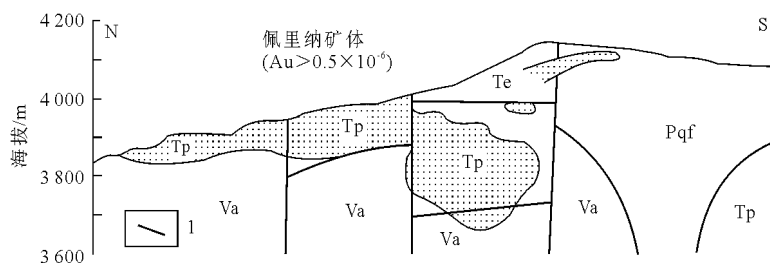


图1 秘鲁北部佩里纳高硫化低温热液型金矿剖面图(引自D.F.Volkert等,1998)

图中示出了金矿发现前的大片露头

Pqf—石英-长石斑岩; Tp—泡沫状火山灰流凝灰岩; Te—岩屑火山灰流凝灰岩; Va—安山岩流; 1—断层

佩里纳为中中新世金-银矿床,在矿床北部的派巴克山的局部地区,其金品位高达 90×10^{-6} ,构成一个缓倾似板状体,围岩为火山灰流凝灰岩,逐渐转变为多孔残余石英带。在海拔逐渐变低的地方,多孔石英带变为石英-明矾石、石英-地开石-叶蜡石和石英-伊利石蚀变带。矿体的95%以上受到表生氧化,不过在接近与底部含黄铁矿安山岩流的

接触带上,也可见到斑斑点点的残余黄铁矿、硫砷铜矿和铜蓝。贫矿的石英-明矾石蚀变带和蒸气加热成因经酸强烈淋滤的无矿岩石,覆盖了矿体的80%以上。

佩里纳矿床的矿石总量为1.009亿t,平均品位: Au 2.15×10^{-6} , Ag 17.1×10^{-6} ,即含金215 t,含银1 711 t。

2 勘查与发现

虽然对圣托里维奥铅-锌矿脉进行过地下和露天开采,但历史上未对整个佩里纳地区进行过找矿或采矿活动。在 20 世纪 80 和 90 年代早期,有几家公司检查过一个明显的颜色带(它是在流经佩里纳矿床东面的一条大河源头陡崖上由出露的含黄铁矿泥岩蚀变带造成),并对其进行过取样。但似乎没有一家公司宣布,在此取得的结果高于矿体不太明显的出露部分的品位。水系沉积物样品取自从向东注入里奥桑达河的河流,包括一条源头在佩里纳附近的河流。1994 年,秘鲁纽克雷斯特矿产公司从这条河流中采取了一 80 目的粉砂和 BLEG 样品,虽然发现有贱金属异常现象存在,但从金的品位来看不值得做进一步工作。不过,在佩里纳矿床发现以后,昆斯达克资源公司又对这条水系与里奥桑达河汇合处的上游重新取样,证明一 200 目的粉砂含金达 150×10^{-9} 。

1994 年,阿雷基帕资源公司根据有经验的秘鲁技术人员的建议,决定改变其勘查方针,把重点从在秘鲁南部勘查铜矿,改为在内格拉山脉勘查金矿。在内格拉山脉的最初活动是勘查佩里纳以北的帕龙金矿点,并在 1994—1995 年,即在放弃矿地前,打了 60 个浅岩心钻孔。在帕龙矿点工作期间,主要是用直升机踏勘内格拉山脉的颜色带,其中有些颜色带,是 5 年前由阿雷基帕资源公司的地质人员用森特鲁明(国家矿业机构)的固定翼飞机飞行时就已发现的。被调查的最后一个颜色带,从瓦拉斯城附近的公路上就能看到,叫艾琳颜色带。后来这个颜色带改名为佩里纳颜色带,是用执行第一个项目的地质人员女儿的名字命名的。沿蚀变带的南面只采取了 8 个岩屑样品,其中 2 个显示出很不明显的金异常($<300 \times 10^{-9}$)。不过,随着帕龙项目的执行,后来在该区采取的岩屑样品含金高达 8×10^{-6} 。

1995 年第三季度进行了补充地球化学取样,共采取了 39 个样品,全都显示出很高的金、银值。此后,又对出露的多孔石英和石英-明矾石蚀变带进行了更详细的(点距 20 m,线距 50 m)岩屑取样,同时对周围地区也进行了间距更宽的取样。总共采取了 851 个样品,化验证明金品位可达 8×10^{-6} ,银品位可达 50×10^{-6} 。但不能肯定原地的岩石样品是否全部如此。于是在 1995 年末,从岩屑显示出最高值的地方开始打深约 3 m 的浅井。浅井中的金含量较高,最高可达 43×10^{-6} 。在 $450 \times$

300 m^2 的面积内最初打的 14 口浅井,平均品位为 $\text{Au } 7.4 \times 10^{-6}$, $\text{Ag } 34.7 \times 10^{-6}$ 。由于取得了令人鼓舞的结果,所以又按 $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ 的网度打了 176 口浅井,样品的金含量介于 $1 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-6}$ 之间。在执行坑探项目期间,还打了 2 个平窿,一个平均含金 5×10^{-6} ,含银 156×10^{-6} ;另一个平均含金 5.2×10^{-6} ,含银 $1\,936 \times 10^{-6}$ 。

1996 年中期开始钻探。第一个钻孔岩心的头 80 m,平均含金 40×10^{-6} ,含银 400×10^{-6} 。刚打完头 9 个钻孔后,巴里克(Barrick)金矿公司表示愿意收买阿雷基帕资源公司。早在 1995 年中期,巴里克公司曾与阿雷基帕公司接洽,以获得其秘鲁北部某些矿地的股份。后来,又通过提供钻探问题咨询开始熟悉佩里纳项目。当时有多家公司应邀到现场考察,但除巴里克公司外,没有一家能接受后来初步估算为 400~500 万盎司($124 \sim 156 \text{ t}$)氧化金资源的报价。巴里克公司按报价买下这些资源后,加速了反循环钻探,用 3 台钻机加紧寻找矿带的延续部分和证实矿化的连续性。在巴里克公司重新审查了这个报价并收买了这些资源后大约 1 个月,开始按 $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ 的网度进行钻探,共打了 16 个岩心钻孔和 54 个反循环钻孔,总进尺 9 906 m,证实了矿化的品位和连续性。

从 1996 年晚期到 1997 年末,巴里克公司共打了 109 个岩心和 327 个反循环钻孔,总进尺 85 980 m,将矿石资源量提升为储量,并明显地增加了矿石所含的金银盎司数。进行过磁法、放射性和电阻率测量,结果反映了有金-银矿体存在。1997 年上半年,进行了 1 000 t 的小规模堆浸试验,证明金的回收率令人满意。由于可行性研究结果不错,建立了一个 27 000 t/d 的露采堆浸场,于 1998 年晚期投产。首先开采的是佩里纳矿床的出露部分,即派巴克山,平均含金 $6 \times 10^{-6} \sim 9 \times 10^{-6}$ 。

3 小结

佩里纳矿床是在颜色带考察的基础上,用岩屑地球化学取样并辅以坑探发现的。在勘查初期对地质情况不甚了解,所以地质认识在发现过程中起的作用不大,而物探只是在矿床发现后才应用。

佩里纳矿床由阿雷基帕资源公司勘查了 1 年以后就告发现,虽然前 10 年期间曾有几家公司考察过其附近地区并进行了取样。由于巴里克公司慧眼识真,佩里纳矿山仅在发现后 2.5 年就投产。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

多米尼加普韦布洛维霍金-银矿床

1 地质背景

普韦布洛维霍 (Pueblo Viejo) 矿床是世界上已知的最大的富硫化物低温热液型金-银矿床之一。它位于多米尼加共和国的东部,即海地岛的东部。矿床产于受轻度侵蚀的火山岩中,矿体的围岩主要是碳质泥岩、砂岩和沿火山口边缘分布的下伏湖相成因砾岩。该浅平火山是一个具有双峰式火山锥的部分近地表相,大约形成于早白垩世。

矿体是呈漏斗状的硅质岩石,它曾经历2个阶段的强泥化蚀变过程:第一阶段是石英-明矾石蚀变和石英-高岭石蚀变,伴有分散状的黄铁矿和金;第二阶段是具有块状硅化帽的叶蜡石±水铝石蚀变。在芒特尼格罗 (Monte Negro) 矿区, Au 主要赋存在作为砾岩填充基质的黄铁矿中,而在摩尔 (Moore) 矿区,金主要与不规则的黄铁矿-闪锌矿±硫砷铜矿脉伴生,这些矿脉切割泥岩和砂岩。表生氧化作用导致碳、硫及碱金属的淋滤,并形成分带。带的厚度从小溪附近的近 0 m 变化到丘陵区的 80 m 厚。在这种分带中,金以自然金的形式存在,而银却以卤化物的形式存在。

在现已开采的普韦布洛维霍氧化矿中,金的边界开采品位为 1×10^{-6} ,若按大约 4×10^{-6} 的金和 20×10^{-6} 的银计算,矿石资源量可达 5 000 万 t 以上。剩余的难以选冶的硫化物资源大约有 1 亿 t,其成矿元素的平均含量: Au 3×10^{-6} ; Ag 23×10^{-6} ; Zn 0.8% 和 Cu 0.2%。合计有金 500 t,银 3 300 t,锌 80 万 t,铜 20 万 t。

2 勘查与发现

普韦布洛维霍矿床可能是西班牙人在美洲开采的第一个金矿。据 1505 年文献记载,在 1495 年西班牙人到达美洲时,当地人已经对该矿床进行了开采。1525 年以后,该矿床被遗弃。直到 1950 年,多米尼加政府对该矿床进行了评估。这次工作主要集中在硫化物矿脉上,这些硫化物矿脉出露在阿罗约麦吉他 (Arroyo Mejita) 河河床上 (图 1)。在此处共打了 8 个平硐,31 个钻孔,此外还建了一个小型实验选厂。由于选冶的困难,导致了这次工程的终止。

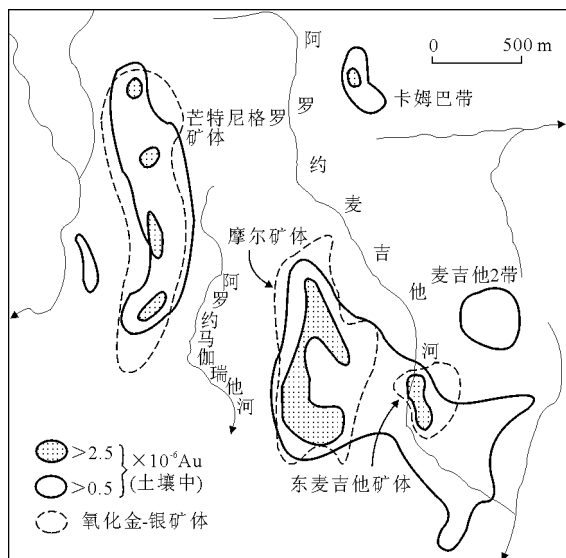


图1 土壤地球化学异常与氧化的富硫化物低温热液型金-银矿体的关系 (引自 N. Russell 等, 1981)

在 20 世纪 60 年代,许多公司对该矿床进行了资产评估,但都没有开展实质性的工作。直到 1969 年,罗萨里奥资源公司对该矿床产生了兴趣。该公司最初的注意力主要集中在阿罗约麦吉他河河床中发育的含锌和铜的金银硫化物矿脉上。对 25 年前打的平硐重新进行取样,对岩脉露头重新进行钻孔取样,但并未获得有意义的结果。当在小河范围以外打了几个钻孔进行探测时,发现了具有相当厚度的氧化带,从而确定了位于山脊之下的矿体具有较大厚度及资源潜力。金以超显微状均匀分布于氧化带中。

由于岩心钻结果并无太多的发现,很快便终止了岩心钻探勘查。取而代之的是冲击钻,最终以 100 英尺的范围为中心,圈定了摩尔和东麦吉他氧化矿体 (图 1)。在 1.4×10^{-6} 开采金品位边界内,矿床综合可采资源量达 2 700 万 t,其中金品位约为 4.23×10^{-6} ,银品位约为 21.6×10^{-6} 。此次勘探总计打了 1 000 多个冲击钻孔,平均每个钻孔的深度约 30 m。在整个钻探工作进行到大约一半时,由于人工作业采集大量冶金及自动选冶测试样品,导致了 4 个矿井的塌陷。罗萨里奥资源公司在 1975 年早期对摩尔矿体进行了露天开采和氰化法选冶。最初,每天的生产和处理量为 8 000 t,最后扩大到每天 10 000 t。

大约在 1978 年,在已探明的矿体及其外围进

行了土壤地球化学测量,分析了 Au, Ag, Cu 和 Zn。取用大约距地表 10 cm 深的土壤,实质上是风化基岩的顶部。由于金没有发生表生活化作用,土壤分析结果很好地指示了下伏氧化岩石中金的含量(图 1)。相反,银在基岩顶部发生明显的贫化。对所有土壤地球化学异常,都用回转钻孔验证,结果发现了芒特尼格罗、麦吉他 2、卡姆巴和奔契 5 个矿体。

1979 年,多米尼加政府从罗萨里奥资源公司及随后的阿麦克斯有限公司购得了开采权。1980 年,在芒特尼格罗进行了回转钻,结果探明了大约 1 100 万 t 的矿石储量,其金与银的品位与摩尔—东麦吉他的矿石品位相似。

在氧化带资源的开采过程中,进行了回转钻探,其平均和最大钻进深度分别为 200 和 350 m,结果圈定了下伏的硫化物带。为了更好地了解地质条件的限制,在钻探晚期进行了大约 100 个岩心钻

孔的探测。

到 1993 年,氧化矿资源已开采完毕,所剩的硫化矿资源则成为世界上最大的露天开采金矿之一,但这些硫化矿资源却难以选冶。

3 小 结

尽管普韦布洛维霍矿区在古代已进行了开采活动,但直到 20 世纪 70 年代早期,因世界黄金价格的暴涨才引起工业界对矿产地的关注。在露天坑尚不普遍的情况下,对一个矿产地进行评估,导致了在普韦布洛维霍矿区的最初的钻探,以及对氧化矿潜力的评估。借助土壤地球化学测量,结果使氧化矿储量翻了一番。在氧化矿下部,通过钻探勘查圈定了硫化矿的资源量。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

巴布亚新几内亚拉多拉姆金矿床

1 地质背景

拉多拉姆(Ladolam)大吨位低硫化浅成热液型金矿,位于巴布亚新几内亚新爱尔兰省利希尔岛(Lihir Island)东海岸。利希尔岛是塔巴尔—费尼(Tabar-to-Feni)列岛中的一个火山岛,面积 $20 \times 15 \text{ km}^2$ 。

该矿床产在路易斯火山岩内部,该火山岩由于发生了扇形塌陷而向东即朝太平洋方向延伸。路易斯火山岩是粗面玄武岩,属更新世。似火山口塌陷区($5.5 \times 3.5 \text{ km}^2$)中心的 3 km^2 之下,有 4 个相距很近的金矿化带:滨海、利纳茨、米尼菲和加昂(图 1),海拔 0~200 m。

利纳茨、米尼菲和比它们小得多的滨海矿体,是含硫化物的近水平状角砾岩,产在火山岩及穿切它的二长岩侵入体中。侵入岩受到钾硅酸盐蚀变,低品位斑岩型铜—金矿化,时代早于浅成热液型金矿化。这些蚀变和矿化伴有伊利石—冰长石蚀变,到 100 m 深处还留有高级泥化的痕迹(图 1),泥化是在弥散着热气的环境下发生的。这些矿化带中有各种热液角砾岩,大部分是潜水成因的,下面是被硬石膏—方解石愈合的矿化带(图 1)。断裂带(图 1)中有高位品金矿。拉多拉姆矿床的斑岩和浅成热液期的矿化,是在距今 100 万年热液活动期间发

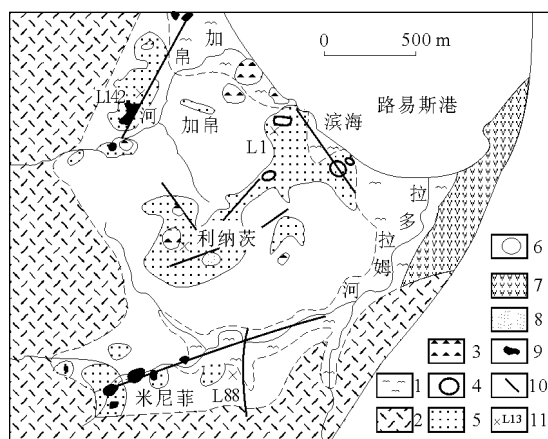


图 1 巴布亚新几内亚拉多拉姆低硫化浅成热液型金矿图
(引自 A.J.Moyle 等, 1990)

图中标出了 4 个矿化带(其名字见图)的发现孔,最初岩屑取样是在滨海矿化带的岩崖上进行的,在古潜水面之上的弥散着热气的环境(其中硅化作用发育)中发生了高级泥化蚀变,局部地方现在仍在发生;1—冲积物;2—岩屑堆;3—角砾岩筒;4—硅化;5—高级泥质蚀变;6—泥质蚀变;7—弱蚀变火山岩;8—泥化二长岩;9—活动地热区;10—断裂;11—钻孔及编号

生的,在矿床的某些部分至今仍在发生热液活动。

拉多拉姆矿床的金主要呈细脉和浸染状黄铁矿和白铁矿,以及充填在角砾岩中的黄铁矿和白铁矿产出。金与砷成正比,难选难炼,因为它被黄铁矿包裹着。氧化作用可达 60 m 深,波及的矿石 < 5%。

拉多拉姆矿床包括加帛矿化带在内,共有硫化物矿石证实储量和概略储量 1.682 亿 t,金品位 3.48×10^{-6} (即含金 585 t);外加氧化物矿石 470 万 t,金品位 1.96×10^{-6} (即含金 9 t)。其中,纳入目前开采计划中的有 1.04 亿 t,金品位 4.37×10^{-6} (即含金 455 t)。约有一半可采储量的金平均品位约 7×10^{-6} 。在加帛矿化带进行的宽间距钻探表明,约 5 000 万 t 储量的金品位为 2.9×10^{-6} 。

2 勘查与发现

在利希尔岛西北约 80 km 的塔巴尔群岛的一个岛上,曾小规模地开采过砂金。但是,在利希尔岛上从未有过开采金的记录。这可能是因为从拉多拉姆矿床冲刷出来的矿石数量少,金粒细。

20 世纪 60 年代中期和 70 年代早期,阿马克斯、英美、BHP 和 CRA 公司作为找斑岩型铜矿的一部分,在利希尔岛采集了河流沉积物样品,但没发现重要的铜异常。70 年代,澳大利亚矿产资源和巴布亚新几内亚地质调查所联合对塔巴尔—费尼列岛进行了地质调查,发现了热液蚀变岩石及与路易斯火山有关的地热活动。

1981 年晚期,肯尼科特勘探公司和纽吉尼矿业公司联合在巴布亚新几内亚勘查金矿。纽吉尼矿业公司负责操作。它认为应当先租下 Nord 资源公司的矿地。河流沉积物取样证明,Simberi 岛上有 $>20 \text{ km}^2$ 的地区在 -80 目粒级中 $\text{Au} > 0.5 \times 10^{-6}$ 。这个惊人的结果,加之从新出版的巴布亚新几内亚 1:250 万地质图上得知,塔巴尔—费尼火山链应当向东南延伸到布干维尔岛,所以决定把塔巴尔—费尼列岛的其他岛屿作为首选勘查对象。

1982 年中期,肯尼科特勘探(澳大利亚)公司的地质人员被派往堪培拉矿产资源局阅读有关塔巴尔—费尼列岛地质报告的复制件,并受到很大鼓舞。因为报告中提到利希尔岛上的路易斯火山岩有强烈蚀变的石英粗面岩栓,其样品中含明矾石、黄铁矿和异常的铜量。与此同时,纽吉尼矿业公司的人员也积极筹备直升机和快艇支援,以对塔巴尔—费尼列岛进行取样。路易斯火山岩的金矿远景看好。这个消息立即传到纽吉尼矿业公司的地质人员耳中,他们随即赴利希尔岛进行野外调查。

在路易斯港的入口处(图 1),沿低崖出现的蚀变岩石(1:10 万地形图上标为“红色岩崖”)非常醒目。在岩崖出露的长 450 m 的硅质角砾岩中采集了 20 个岩屑样品,含金 $0.53 \times 10^{-6} \sim 4.36 \times$

10^{-6} ,平均 1.79×10^{-6} 。因为结果喜人,所以在 1983 年中期对路易斯火山岩先后进行了地质填图、土壤和岩屑地球化学测量、手摇钻取样和手掘坑探。在滨海、科纳茨和加帛矿化带上采取的土壤样品均含金 $>0.2 \times 10^{-6}$ 。滨海矿化带内 $450 \times 250 \text{ m}^2$ 的岩屑和土壤样品的金含量均超过 1×10^{-6} ,平均 4.0×10^{-6} 。在海岸石崖顶部总共进行了 219 m 刻槽取样,平均含金 4.58×10^{-6} 。然而,从米尼菲矿化带有限露头采取的 2 个岩屑样品,含金只有 0.02×10^{-6} 和 0.96×10^{-6} 。取自米尼菲矿化带内拉多拉姆河流域的河流沉积物和重砂样品,最高金含量分别为 0.02×10^{-6} 和 0.03×10^{-6} ;而取自流经利纳茨、滨海和加帛矿化带部分地区的加帛河南部支流的沉积物样品,最高金含量分别为 2.25×10^{-6} 和 13.4×10^{-6} 。1983 年晚期开始对滨海矿化带进行岩心钻探,打了 7 个钻孔。按肯尼科特地质人员(他们因调查过新西兰北岛陶波火山岩带中活动的地热系统而受到启发)和科学工业研究部化学处的人员想象的概念模式,这应当是一个平伏板状金矿体,代表古沸腾带。第一个钻孔(L1)布置在海岸陆地一侧的硅化带上(图 1),打到了 35 m 的氧化矿层,金品位 6.52×10^{-6} ,全长 180 m 的平均金品位 3.07×10^{-6} 。1984 年继续进行钻探和挖土机槽探,结果在利纳茨矿化带挖的一个长 216 m 的探槽揭露出氧化硅质角砾岩,含金 3.38×10^{-6} 。

第二个值得注意的发现是在 1984 年中期,当时在利纳茨矿化带打的第一个岩心钻孔,打到了 53 m 的氧化物,含金 2.19×10^{-6} ,接着在 120 m 以下深处又打到 70 m 硫化角砾岩,平均含金 5.16×10^{-6} 。在 1984 年其余时间和 1985 年早期在利纳茨矿化带上打的许多钻孔中,这是第一个打到金含量 $>5 \times 10^{-6}$ 的平伏板状硫化角砾岩带的钻孔。证明上述地质人员想象的概念模式是对的。后来又打了大约 165 个浅浅循环钻孔,氧化矿储量更加精确。

1985 年晚期,在拉多拉姆河源头附近的植被异常区进行了土壤取样,圈出了一个大于 1×10^{-6} 的金异常;接着在 1986 年对其进行了手摇钻和浅循环钻探。1986 年晚期,出现了最重要的突破,这就是第一个岩心钻孔打到了米尼菲矿化带。这个钻孔在它穿过的 197.6 m 打到的全是平均含金 5.86×10^{-6} 的矿层,加深后又打到了 272 m 含金 5.01×10^{-6} 的矿层。1987 年继续圈定米尼菲矿化带的边界,结果为验证加帛矿化带而打的 L142 号岩心钻孔打到了平均含金 2.05×10^{-6} 的 400 m 矿层。

到 1992 年,为了圈定以 50 m 为中心的矿体边

界,共打了343个岩心钻孔,总进尺83 550 m,490个反循环钻孔总进尺19 070 m。1992年后,开始对路易斯港水下和利希尔岛其他地方进行勘查。但许多功夫都花在各公司如何签订拉多拉姆矿床的租地权协议上。

计划在1998年投产,用露采/加压氧化—CIL法,先开采品位较高、埋藏较浅的米尼菲矿化带,然后开采利纳茨和滨海矿体。品位较低的矿石先储存起来,留待开采15年后再处理。估计水文和地热条件会给拉多拉姆矿床的露采工作造成麻烦。

3 小 结

拉多拉姆矿床的发现是对塔巴尔—费尼列岛的金矿进行深思熟虑的草根勘查的早期结果。例如,

把利希尔岛列为首选目标,是因为文献中屡屡提到它有热液成矿特征。沿利希尔岛海岸暴露的肉眼可见的蚀变带,预示着它可能成为矿石级的金矿。尔后进行的土壤和岩屑地球化学测量,确定了未来的钻探目标。在勘查早期提出的矿化呈平伏层状系因古沸腾带所致的设想,得到了钻探的证实。具有讽刺意味的是,拉多拉姆矿床的新近研究结果表明,矿带可能是由先于沸腾作用的流体混合作用形成的。

从拉多拉姆矿床发现到现在已经过去了12年。这主要是各公司在取得采矿许可证方面耽误了时间,而且在矿山设计和成本核算方面也遇到了麻烦造成的。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

印度尼西亚凯利安金矿床

1 地质背景

凯利安(Kelian)金矿床位于印度尼西亚东加里曼丹的普拉姆普斯山上,该区森林覆盖浓密。凯利安金矿床为低硫化低温热液型矿床,形成于早中新世,矿化面积为 1 km^2 。矿床受断裂控制,在成因上与流纹岩侵入体有关(图1)。在凯利安矿床可见到几个阶段的矿化和蚀变,很多金与贱金属及碳酸盐脉、热液角砾有关。与矿化有关的蚀变类型主要为绢云母化、冰长石化和碳酸盐化,只有少量石英出现。

凯利安矿床的地质资源量是9 500万t,平均金品位 1.85×10^{-6} ,即含有金176 t。其中5 330万t矿石的金品位为 1.97×10^{-6} 。

2 勘查与发现

1975年,RTZ的子公司印度尼西亚里奥廷托(Rio Tinto)公司在东加里曼丹开展了勘查项目。该项目最初是追踪已知砂金矿床,其中一个已知砂金矿是双溪凯利安。该砂金矿是于1947年由当地的达雅克人发现的。据政府的保守估计,在1958年至1963年间,该矿床产金量为 $100\sim 300\text{ kg/a}$ 。

凯利安河砂金在1963年停止开采,但由于金价的上涨,1979年再度兴起淘金热。最初依靠挖

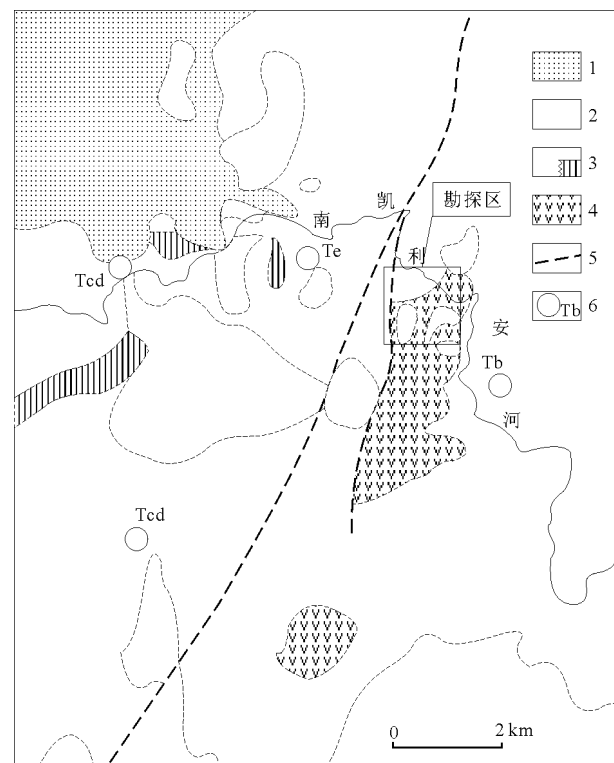


图1 凯利安地区地质特征及矿床位置图(引自 T.M.Van Leeuwen 等, 1990)

1—更新世玄武岩;2—渐新世—中新世侵入岩;3—始新世—渐新世沉积岩夹凝灰岩;4—始新世硅质火山碎屑岩;5—断层和线性构造;6—矿石发现地

坑和淘洗,后被机械化的溜槽所取代。据估计,从1955年以来,共采集了20 t砂金。

1975年,当地采金活动处在相对平静时期。RTZ的地质学家对马哈坎河的几条支流的含金性进行过评价,其中包括了凯利安河。在此之前,凯利安地区几乎没有开展过任何地质工作,RTZ的调查算是该区最早的地质工作。

砂金矿虽品位高,但矿较小,且金颗粒不成熟,说明搬运不远,这促使地质学家产生寻找原生金矿的念头。由于地质工作者得了疟疾,试图追踪源头的工作只好推迟到1976年的第二次考察。

上游的追踪证明是非常成功的,在普拉姆普斯山脚的河流两侧确定了粘土化和褐铁矿锈斑的滑坡。从滑坡面上取得的岩石碎块具有金的异常。1976年,该区的普查沿特普河(Tepu)和达雅克河(Dayak)支流进行,并发现大量蚀变岩的滚石。在普拉姆普斯地区最初大约采集了100件岩石样品,其中40件样品金含量在 $0.1 \times 10^{-6} \sim 7.9 \times 10^{-6}$,在支流的重砂样品中发现金和毒砂。在水系沉积物样品中存在Au, Ag, Cu, Pb, Zn的异常。

1976—1978年间开展了地质填图、深部螺旋钻土壤取样和探槽取样等工作。使用手摇钻从腐殖层之下取样,其最大深度达1 m,按50 m的水平间距沿等值线按20 m的垂直间距取样。按 0.2×10^{-6} 金所圈定的异常面积达1 km²,异常往往与安山岩侵入体和火山熔岩的接触带相吻合(图2)。高于 2×10^{-6} 的金构成了一个带。 2×10^{-6} 银和 300×10^{-6} 铅的异常分布与 2×10^{-6} 金异常分布相一致。锌异常稍弱,在金异常边缘发育,在地形上它略低于金异常,表明锌的位移较大。依据螺旋钻取样和探槽

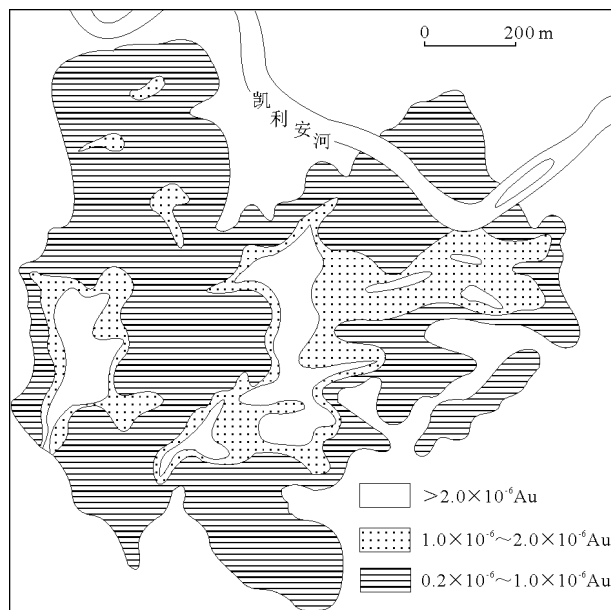


图2 凯利安矿床上方土壤中金的地球化学异常分布(引自T.M.Van Leeuwen等, 1990)

取样圈出了2个金矿化异常($\text{Au} > 3 \times 10^{-6}$)。

在最后阶段的调查中,为了检验Au的地球化学异常之内是否有矿,进行了土壤样品的Hg气测量(图3)和激发极化测量(图4)。 100×10^{-9} 的Hg等值线与 0.2×10^{-6} Au等值线相吻合,据以圈出了热液蚀变系统的总轮廓。在这宽大的异常内, $2\,000 \times 10^{-9} \sim 32\,000 \times 10^{-9}$ 汞异常与东部普拉姆普斯矿体对应; $2\,000 \times 10^{-9}$ 的汞异常与 2×10^{-6} 金的等值线对应较好。在普拉姆普斯西部,据 $2\,000 \times 10^{-9}$ 汞圈出的范围更小,其峰值达 $6\,600 \times 10^{-9}$ 。

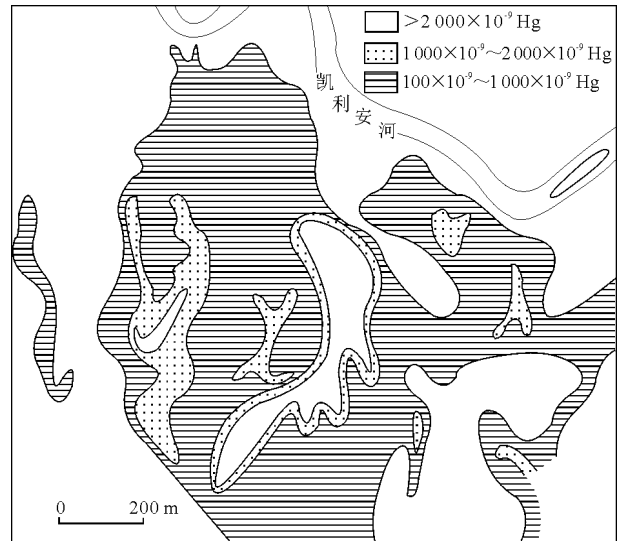


图3 凯利安矿床上方土壤中汞地球化学异常分布图(引自T.M.Van Leeuwen等, 1990)

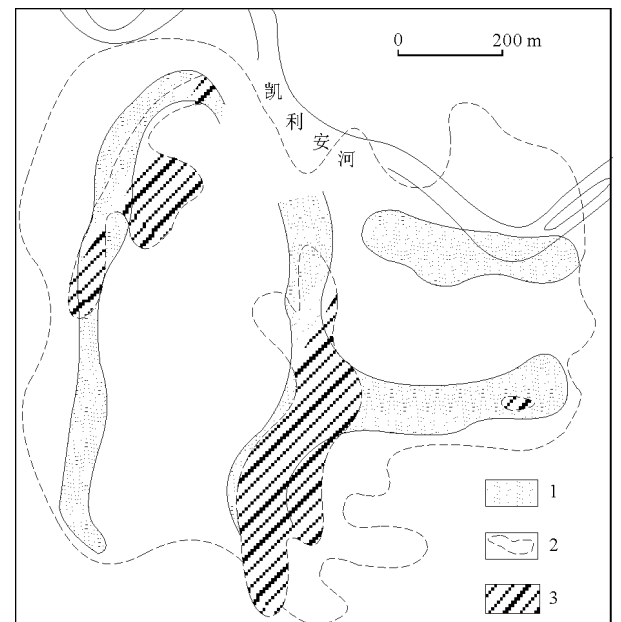


图4 凯利安矿床地球物理综合解释(引自T.M.Van Leeuwen等, 1990)

1—激发极化异常($>4\%$ FE); 2—与激发极化异常有关的蚀变范围(约 3% FE); 3—地表高阻带

在工作区的东北部存在 2 个小的 $1\ 000 \times 10^{-9}$ 汞异常。

随后使用地面磁法、激发极化和电阻率法对土壤地球化学异常进行查证。地面磁法清楚地识别出安山岩体的绿磐岩化带及矿化后的玄武岩流。

激发极化法圈出了宽广的频率效应异常,其范围基本上与蚀变带的范围和土壤金异常的范围相一致(图 4)。从图 4 看出,存在 2 个 SN 向和 2 个 EW 向极化率高的导体。其中 2 个 SN 向的良导体与普拉姆普斯 EW 向的 2 个矿体相对应。对南部 EW 向的良导体的钻探验证表明,它是由金矿体所引起的,但过去未被发现,地表磁测并没有测出任

何金矿化的显示。

3 小 结

凯利安矿床是依据已知金矿床的特点,最终选定勘查远景区。在勘查过程中,土壤测量和岩石碎块取样是一种十分有效的勘查方法。在土壤地球化学异常查证过程中,土壤的汞气测量和激发极化测量起着决定性的作用。尤其值得指出的是,土壤的汞气测量对于该区圈定与矿化有关的蚀变系统是非常有效的。

摘自《信息找矿战略与勘查百例》

吉林五凤—五星山金矿床

五凤—五星矿床位于中朝边界,兴蒙褶皱带的东缘,延吉断陷盆地之中。矿区出露的岩石类型为晚侏罗世安山质熔岩和安山质火山角砾岩,下白垩统陆相沉积岩,北部出露碱长花岗岩以及零星分布的次粗面安山岩和次安山岩。在西南部,金矿体主要赋存于火山岩中,在东北部,矿体主要赋存于碱性花岗岩中,并分别命名为五凤和五星山矿床(图 1)。在东北部的五星山矿区,金矿体主要发育于次安山岩与细粒花岗岩体的接触带上。在五凤矿区矿体主要沿 NW, NE 向断裂发育,最大的矿体长 2 km,宽 3~8 m,矿体主要呈脉、网脉和浸染状。2 个矿床的物质组分基本相同,以微细冰长石-绢云母-方解石-石英,萤石-方解石-石英和玉髓脉广泛发育为特征。围绕矿脉或者矿体往往发育较大的蚀变晕。金属矿物主要有碲金矿、银金矿、自然金、自然银、辉银矿、黄铁矿、磁铁矿、闪锌矿、方铅矿、赤铁矿、黄铜矿、黝铜矿和辰砂。非金属矿物主要有蛋白石、玉髓、方解石、石英、萤石、绢云母和高岭石(冯守忠,1998)。五凤—五星山矿床已探明金的储量为 5 t,金的平均品位为 6×10^{-6} 。虽然迄今未见有成矿年龄数据的报道,但与矿化有关的围岩为侏罗纪末期的安山质火山岩及稍晚侵位的花岗岩,因此,相应的成矿时代为侏罗纪末期到白垩纪早期,140~150 Ma。矿床的流体包裹体

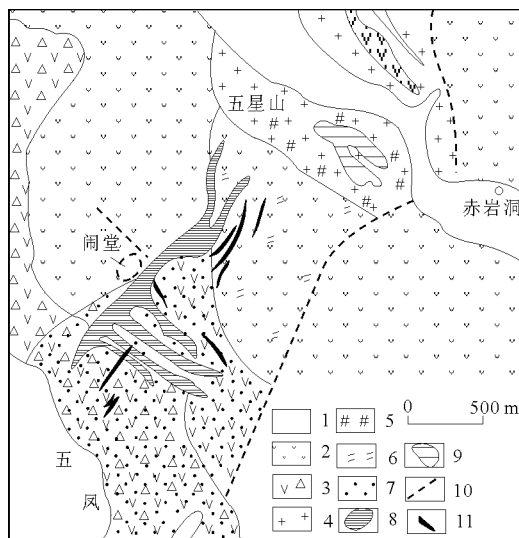


图 1 吉林五凤—五星山金矿区地质简图(据冯守忠,1998)

1—第四纪沉积物;2—侏罗纪安山岩/石英安山岩;3—侏罗纪火山碎屑岩;4—碱长花岗岩;5—绢英岩化带;6—硅化-水云母化带;7—硅化-冰长石-沸石化带;8—破碎蚀变带及含 Au 石英脉;9—网脉浸染状矿体;10—断裂;11—矿体

的均一温度为 $100 \sim 180\ ^\circ\text{C}$, $w(\text{NaCl})$ 为 $0.5\% \sim 5.0\%$ 。黄铜矿硫同位素为 $1.0\% \sim 2.6\%$, 平均值为 1.7% , 方解石的碳同位素为 $-6.9\% \sim -9.4\%$ (冯守忠,1998),说明它们可能来源于地幔。然而,石英流体包裹体氢氧同位素则显示主要为大气降水来源。

浙江治岭头金矿床

浙江治岭头金矿位于江山—绍兴深大断裂与余姚深大断裂之间遂昌断隆的东北倾伏端(毛伟雄

等,2001)。矿区产出在元古宇基底陈蔡群变质岩与上侏罗统磨石山组火山岩系中(图 1)。陈蔡群

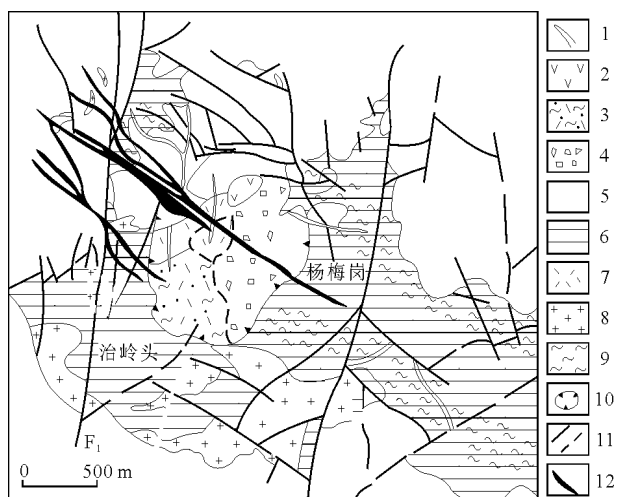


图1 浙江治岭头金矿地质简图 (据周俊法等, 1996)

1—侏罗纪酸性次火山岩; 2—侏罗纪凝灰岩; 3—侏罗纪火山角砾岩; 4—侏罗纪流纹岩; 5—晚侏罗世酸性火山岩; 6—元古宇八都群黑云斜长片麻岩; 7—燕山期花岗斑岩; 8—燕山期霏细岩; 9—糜棱岩带; 10—火山构造; 11—断层; 12—矿体

变质岩由二云片麻岩和黑云角闪岩组成, 2组NW向韧-脆性剪切带强烈发育。上侏罗统磨石山组火山岩由酸性凝灰岩、流纹岩、流纹斑岩和火山角砾岩组成, 构成一个破火山口。两者之间呈明显的角度不整合接触。燕山期花岗斑岩体出露在矿区外围。燕山期石英闪长玢岩墙、花岗斑岩墙、霏细斑岩墙、闪斜煌斑岩墙广泛发育 (毛伟雄等, 2001)。

矿化出现在破火山口周围的NW向韧-脆性剪切带中, 同时也受华峰尖中心塌陷式破火山构造的控制。构成了宽几十米, 延长大于2500m的矿脉

带。矿体由交代和充填形成的玉髓状含Au石英岩、含Au石英脉和含Au石英网脉及黄铁绢英岩化片麻岩组成 (毛伟雄等, 2001, 周俊法等, 1996)。主要金属矿物为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、金银矿物系列、金银碲化物系列和银硫化物及硫酸盐; 非金属矿物有石英、方解石、冰长石、蔷薇辉石、菱锰矿、绢云母、绿泥石。岳树勤 (1983) 将成矿划为自然金-碲化物阶段和自然金-金银矿-银硫化物阶段。近矿围岩蚀变有硅化、绢云母化、蔷薇辉石化、碳酸岩化和黄铁矿化。

前人用K-Ar法和流体包裹体Rb-Sr等时线方法对成矿年龄进行了测定, 由于方法本身的精度限制, 得出的结果变化范围为82~141 Ma (王华田, 1989; 周俊法等, 1996)。鉴于矿化与火山岩和相关脉岩的密切关系, 又对贯入在断裂中的石英闪长玢岩中角闪石和花岗斑岩中的锆石分别进行Ar-Ar和U-Pb年龄测定, 分别获得 167 ± 0.8 和 (148 ± 0.5) Ma数据 (周俊法等, 1996)。这些资料表明治岭头金矿成矿时代可能为141 Ma, 与花岗斑岩的成岩时代相吻合, 为晚侏罗世火山-岩浆事件的产物。

毛伟雄等 (2001) 对治岭头金矿进行了系统地球化学研究, 厘定矿石中 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $-2.76\text{‰} \sim 4.58\text{‰}$, 平均 1.3‰ , 认为硫来自深部或岩浆, 氢氧同位素显示为岩浆热液与大气降水的混合物。流体包裹体测温表现出330, 270和170℃三个峰值, 成矿深度为460~1200 m。

河南祁雨沟金矿床

祁雨沟金矿 (探明储量40 t) 位于熊耳山东缘, 中生代华山花岗岩体南东5 km。在金矿区及邻区未见同时代火山岩, 但金矿体赋存于隐爆角砾岩筒中。已发现38个角砾岩筒和许多小的斑岩体沿NW和NE向断裂发育 (图1)。与金矿化有关的钾长石Ar-Ar法年龄为115~125 Ma (任富根等, 1996; 王义天等, 2001), 稍晚于华山花岗岩体侵位的Rb-Sr等时线年龄 (邵克忠和栾文楼, 1989)。

祁雨沟金矿主要由6个含Au角砾岩筒组成。角砾岩筒在平面上呈椭圆形和纺锤形, 面积 $0.01 \sim 0.03 \text{ km}^2$, 垂直延伸大于660 m。角砾的直径大小一般为几厘米到几米不等。角砾的成分比较复杂, 主要为顶板及周围的太华群各类片麻岩, 熊耳群安山岩和各种岩株、岩脉的碎块, 其形态多为次

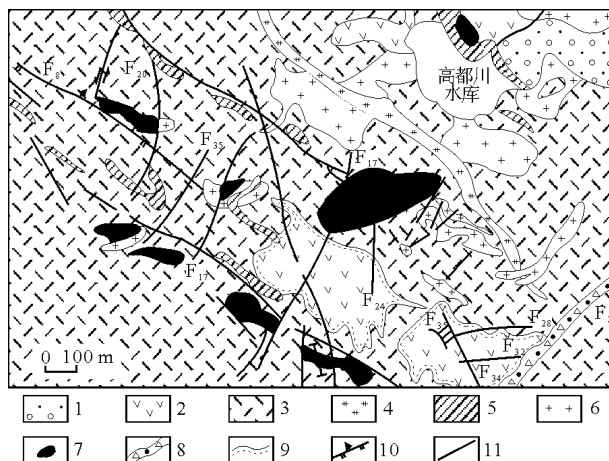


图1 祁雨沟金矿地质简图 (据任富根等, 1996)

1—第四纪残破积; 2—中元古界熊耳山群中性火山碎屑岩夹镁质火山岩; 3—上太古界太华群; 4—白垩纪花岗斑岩; 5—白垩纪二长花岗斑岩; 6—白垩纪黑云母花岗斑岩; 7—含金角砾岩; 8—破碎角砾岩带; 9—不整合地质界限; 10—逆冲断层; 11—断层

棱角状和棱角状。

祁雨沟金矿的热液活动可以划分为 3 个阶段。第一阶段主要与云英岩化有关, 蚀变矿物组合有石英-黄铁矿、石英-白云母-玉髓以及石英-白云母-黄铁矿组合。第二阶段是金的主要成矿期, 主要由金、贱金属硫化物和石英组成, 还有钾长石、绿钙闪石及少量的辉碲铋矿。第三阶段由石英、方解石和黄铁矿网脉组成 (邵克忠和栾文楼, 1989; 任富根等, 1996)。3 个成矿阶段流体包裹体的均一温度分别为 433~331, 338~240 和 200~174 °C (邵克忠和栾文楼, 1989; 陈衍景和富士谷, 1992)。

热液蚀变及矿化主要局限于角砾岩筒中, 富金地段主要位于角砾岩筒的中—中上部及裂隙发育地段。钾长石-石英-黄铁矿蚀变与金的矿化作用最为密切。

黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-1.8\text{‰} \sim 2.7\text{‰}$, 黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-2.3\text{‰} \sim -1.0\text{‰}$, 方铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-3.5\text{‰} \sim -2.1\text{‰}$ (邵克忠等, 1989; 任富根等, 1996)。含 Au 石英脉石英流体包裹体的氢、氧同位素分别为 $1.4\text{‰} \sim 7.0\text{‰}$ 和 $-52\text{‰} \sim -74\text{‰}$ (任富根等, 1996)。这些表明祁雨沟金的矿化作用与岩浆作用有关。

广西龙头山金矿床

龙头山金矿床位于华南大瑶山隆起区西南的龙鼻状背斜倾伏端 (广西地质矿产局, 1985), 平天山金-银-多金属矿田西南部。区内出露地层主要为寒武纪浅变质碎屑岩与泥盆纪—二叠纪碳酸盐岩与碎屑岩, 三叠系、白垩系和第三系在矿区周边零星出露 (图 1)。矿区内燕山晚期岩浆活动强烈, 其中流纹斑岩、角砾熔岩和花岗斑岩构成的龙头山火山-侵入杂岩体呈筒状侵位于早泥盆世碎屑岩中, 其锆石 U-Pb 年龄为 103.5~107.7 Ma (陈毓川等, 2001), 属第一次岩浆活动产物。第二次侵入以黑云母花岗岩为主体的平天山岩体, 呈岩株状侵位于寒武纪浅变质碎屑岩和早泥盆世碎屑岩, 出露面积 29 km²; 还有以狮子山花岗斑岩为代表的岩脉群,

呈 SN 向分布于矿田中部寒武纪浅变质碎屑岩, 其黑云母 K-Ar 年龄为 92.2~96.0 Ma。这一套花岗质岩石及喷出岩为富含挥发组分的壳源钙碱性系列岩石。区内褶皱和断裂发育, 褶皱主要有加里东期 (NEE 向)、华力西—印支期 (NE 向) 和燕山期 (NEE 向) 褶皱; 断裂按其走向大致有 NW, NNW (近 SN), NE, 近 EW (NEE) 向 4 组 (黄民智等, 1999)。

龙头山金矿床包括斑岩角砾岩和构造角砾岩 2 种矿化类型。矿化明显受火山机构及其有关断裂的控制, 矿体出现于花岗斑岩超浅成侵入体的接触带, 围岩主要为火山角砾岩、角砾熔岩和流纹斑岩。已经探明 20 余个矿体, 长度一般 200~359 m, 延深 80~300 m, 厚度 0.2~25 m。沿走向矿体有膨大缩小、分支复合等现象。金品位为 $3 \times 10^{-6} \sim 20 \times 10^{-6}$, 银品位 $20 \times 10^{-6} \sim 30 \times 10^{-6}$ 。主要矿物为石英和电气石, 次为黄铁矿、绢云母、褐铁矿与赤铁矿。微量矿物为自然金、毒砂、黄铜矿、辉铜矿、方铅矿、闪锌矿、铜蓝以及银的硫盐。围岩蚀变主要类型有电气石化、钾长石化、黄铁矿化、绢云母化、硅化、透闪石化、绿帘石化、碳酸盐化和角岩化等, 其中电气石化、硅化、黄铁矿化蚀变与金矿化的关系极为密切 (谢抡司等, 1993)。

龙头山金矿流体包裹体均一温度为 177~286 °C, 属于中低温矿床。矿石中的黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $0.64\text{‰} \sim 2.48\text{‰}$, 平均 1.7‰ (朱桂田, 2002), 显示硫来自深部。成矿晚期的石英流体包裹体的 δD 为 $-61\text{‰} \sim -80\text{‰}$, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-2.2\text{‰} \sim -7.44\text{‰}$, 表明流体以大气降水为主 (朱桂田, 2002)。

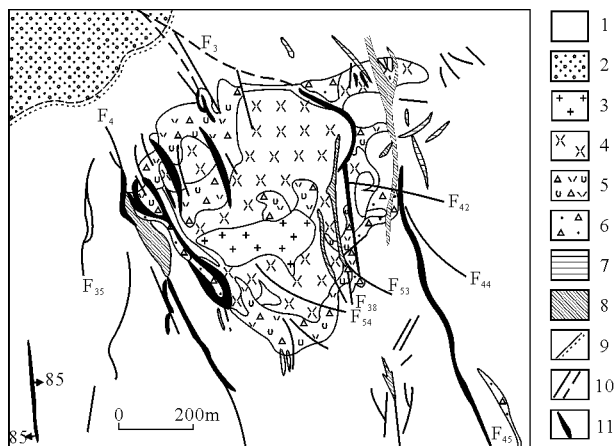


图 1 龙头山金矿床地质简图 (据广西地质六队)

1—泥盆纪石英砂岩夹细砂岩; 2—寒武纪浅变质细砂岩; 3—燕山期花岗岩; 4—燕山期流纹斑岩; 5—燕山期隐爆角砾岩; 6—燕山期火山角砾岩; 7—燕山期石英斑岩; 8—燕山期霏细岩; 9—不整合地质界线; 10—断裂; 11—矿体

台湾金瓜石金矿床

金瓜石矿床位于台湾东北部基隆港之东约 15 km 处,“金瓜石”是根据甜瓜形的山峰而得名,早在清康熙二十三年 (1684) 已有砂金的记载。至光绪十六年 (1890) 修筑铁路时工人发现砂金,1898 年发现九份地区金矿脉,随之开采。以后通过地质、地球物理、地球化学方法也有新的发现:1) 利用重力发现 4 个含矿隐伏岩体和一些含 Au 的爆发角砾岩;2) 应用 As, Bi, Cu, Ge, Sb, Sn 异常指示金-铜矿体, Mn, Ga, Zn 指示金矿体;3) Hg 气测定,铜-金矿化区的 Hg 气背景值为 $100 \times 10^{-9} \sim 300 \times 10^{-9}$,金瓜石金矿开采 90 年,已采黄金 200 t,把剩余储量或新发现可能矿体储量计算在内,不愧为是世界级大矿。

金瓜石金 (铜) 矿床位于台湾北部火山区,该火山区包括台湾本岛大屯、观音山、草岭山、基隆火山和台湾邻近岛屿—彭屿、棉花屿、花瓶屿和龟山岛,金瓜石 (铜) 矿床即与基隆火山群有关。区内已知有本山、基隆山、草山等 3 个石英安山岩体,矿体就赋存在这些岩体中。矿床可分为中心区的本山群脉状金-铜矿;本山以东为粗石山 (即粗势山) 和长仁群角砾岩岩筒;西为九分和武丹山群金矿脉。本山群金-铜矿脉长达 2.3 km,中心部位为高品位的裂隙充填矿脉,厚 5~15 m,主矿脉呈 SN 向,倾向 E,倾角 70° ,在海拔 620 m 处,最初呈“瓜”状出露;南部出露海拔 430~650 m,已开采至海平面以下 160 m 处。硫同位素研究表明,矿体底部的形成温度为 $350 \sim 375^\circ\text{C}$,顶部为 200°C 。矿脉底部到顶部在矿物学方面没有大的差异,硫砷铜矿、锑硫砷铜矿、黄铁矿和石英等矿物在整条金矿脉中均有发现。粗石山和长仁群角砾岩岩筒,包括粗石山和长仁矿体,前者又可分为 2 个亚组:西南部 3~7 号矿体组成的粗石山亚组;东北部 4~5 号矿体组成的拉吉 (Lucky) 亚组。长仁角砾岩岩筒包括龟北矿体、龟矿体、牛伏矿体、第三长仁矿体、狮子岩矿体、第二长仁矿体以及新山矿体 (图 1)。角砾岩筒的倾角很陡且变化不定,岩筒直径为 10~40 m,牛伏矿体为 $35 \text{ m} \times 110 \text{ m}$,有的岩筒呈椭圆形,岩筒顶部硅化,或硅化和泥质化,而且只含 Au。角砾岩岩筒经常伴生有品位为 $100 \times 10^{-6} \sim$

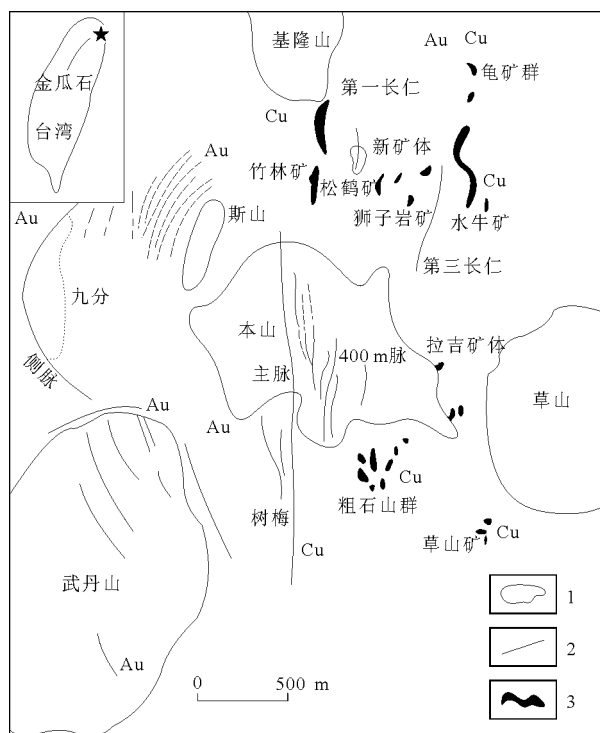


图 1 金瓜石矿床地质图

1—英安岩; 2—脉; 3—角砾岩筒

$1\ 000 \times 10^{-6}$ 的大金矿囊 (金包), 矿囊直径从几米到 30 m。九分和武丹山群金矿脉主要矿物为富银金的矿物或银金矿、黄铜矿、辉锑矿、闪锌矿、方铅矿、菱锰矿、冰铝矿以及埃洛石。主要矿脉为侧脉或称 A 号脉, 长 800 m, 普遍泥质化, 金包产出处泥质带宽超过 10 m, 矿脉向西陡倾。A 号脉南端为小金瓜。

金瓜石矿床明显与第三纪火山活动有关, 其成因为浅成低温热液型。余炳盛等结合矿化分带与地温梯度等推断成矿深度为 1 200 m, 矿床剥蚀深度属浅剥蚀 (小于 100 m)。矿床中的金主要为自然金或银金矿, 许多金矿体中经常以富矿体产出, 称为“包金”。其直径数米至数十米, 品位极高, 在脉型金矿体中经常见有大金块、黄铁矿含铜, 其含量外层高而内层低。小金瓜地区黄铁矿含金达 100×10^{-6} 。金以自然金、银金矿和含金黄铁矿产出, 自然金成色 610~930。自然金粒度多为几微米。约 100 年前在小金瓜石地区发现过重 10 kg 人状天然金块。

含石英脉的流体包裹体与次火山岩脉花岗斑岩中的包裹体类型及特征十分相似。矿床产于中生代构造岩浆带,为热液型脉状金-多金属矿床。金矿床成矿流体中 CO_2 为主要气体成分,液相成分阳离子主要是 Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , 阴离子主要是 Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , 成矿温度为 $190\sim 349\text{ }^\circ\text{C}$, 成矿

压力为 $20.0\sim 76.0\text{ MPa}$ 。成矿溶液的 pH 值为 $6.16\sim 6.53$, Eh 值为 $-0.281\sim -0.280$, $\lg f_{\text{O}_2}$ 为 $-36\sim -29$, $\lg f_{\text{CO}_2}$ 为 $5.2\sim 4.3$ 。矿床主成矿期石英的坪年龄为 $(131.4\pm 3.1)\text{ Ma}$ 。

山东归来庄金矿

山东归来庄大型金矿隶属山东省平邑县,1989年通过化探异常查证发现。金矿位于沂沭断裂带南段西侧,鲁西尼山隆起北边缘、燕甘断裂的东侧次一级 EW 向构造隐爆破碎蚀变带中(图1)。基底岩层为太古宇泰山群及花岗岩,其上平缓覆以寒武系、奥陶系及石炭系。从石炭纪到早侏罗世,华南地体与华北地体沿沂沭断裂相接,太平洋板块活动时进一步引发了沂沭断裂的活动,在鲁西地体上产生了 NNW 向燕甘断裂。与金矿成矿有关的铜石次火山杂岩体受燕甘断裂 NW 向断裂交会的控制侵位。岩浆进入高层位后沿着太古宇与下古生界的不整合面以及古生界的层间剥离面贯入,形成了次火山穹隆。受穹隆机制制约的环状、放射状裂隙控制了隐爆角砾岩的分布,它们和区域性构造活动的叠

加制约了矿化的分布,金矿成矿年龄 $188\sim 180\text{ Ma}$ 。

矿床产于近 EW 向角砾岩带内,金矿体主要赋存于隐爆破碎蚀变角砾内及两侧蚀变碎裂白云质(含白云质)灰岩与灰质(含灰质)白云岩裂隙中,呈不规则脉状、透镜状,其产状与角砾岩带基本一致。矿体与围岩呈过渡关系, Au/Ag 值在矿床上部为1,下部则为 $1/6$,由矿体至两侧围岩 Au/Ag 值减小。矿石类型:1)泥化萤石化二长闪长玢岩(石英二长闪长玢岩)质碎粉碎斑角砾岩型;2)泥化萤石化二长斑岩(石英二长斑岩)质碎粉碎斑角砾岩型;3)泥化萤石化正长斑岩质碎粉碎斑岩角砾岩型;4)斑杂角砾岩型;5)硅化硅质角砾岩石型;6)泥化硅化含白云质(白云质)灰岩角砾岩型;7)泥化硅化含灰质(灰质)白云岩角砾岩型。金矿物有裂隙金、晶隙金、黄铁矿的包体金、超微粒金。金的平均品位为 7.54×10^{-6} 。主要围岩蚀变为萤石化、硅化,次为泥化与碳酸盐化。成矿温度主要在 $140\sim 250\text{ }^\circ\text{C}$ 。

流体主要成分是 H_2O , 含不等量的 Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} 和 CO_2 , F , Cl 及少量 CH_4 , H_2S , N_2 等。流经铜石杂岩体内部的液相温度较高,为含 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 的盐水体体系,并含 N_2 , H_2S , CH_4 ; 流经归来庄矿床的较早阶段流体温度也较高,但中低温热液活动最明显,成矿溶液中 CO_2 , CH_4 , N_2 等含量很低。早阶段流体压力大于或等于 $360\times 10^5\text{ Pa}$ (深度约 $1\ 000\text{ m}$), 密度 $0.7\sim 0.8\text{ g/cm}^3$, 为沸腾流体,晚阶段密度达 $0.92\sim 1.08\text{ g/cm}^3$ 的低压流体。早阶段为低盐度 ($1\%\sim 6\%$) 的 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 流体,富含挥发份。中阶段流体挥发份大量逸失,基本上不含 CO_2 , 为中—低盐度 ($4\%\sim 10\%$) 水溶液。晚阶段热液盐度变化大,有的近于纯水,有的则为高盐度 ($\approx 20\%$), Ca^{2+} 含量明显增高的流体,后者与流体同灰岩、白云岩围岩相互作用有关,前者显示近地表循环大气水的加入。

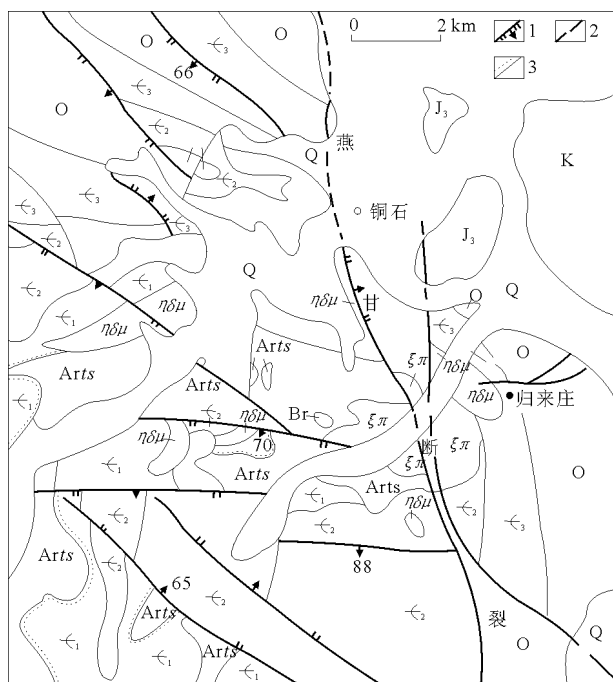


图1 归来庄金矿区地质简图

Q—第四系; K—白垩系; J₃—上侏罗统; O—奥陶系; E₃—上寒武统; E₂—中寒武统; E₁—下寒武统; Arts—太古宇泰山群山草峪组; ξπ—正长斑岩; ηδμ—二长闪长玢岩; Br—隐爆角砾岩; 1—实测断层及产状; 2—推测断层; 3—不整合界线

新疆石英滩金矿床

石英滩金矿位于鄯善县城南东约 92 km 处,大地构造位置处于东天山塔里木板块北缘阿齐山—雅满苏岛弧北缘。矿区出露地层为下二叠统阿齐克布拉克组,为一套岛弧型钙碱性火山熔岩夹火山碎屑岩,由安山岩、英安岩、火山角砾岩、凝灰岩等组成。侵入岩主要为海西期花岗闪长岩、闪长玢岩、花岗斑岩。矿区位于秋格明塔什强应变带南侧约 2 km 处,容矿围岩未遭受韧性剪切变形。矿区存在一个破火山口,被潜流纹斑岩充填,环形断裂及晚期 NEE 和 NW 向脆性断裂发育。矿化基本上受火山机构断裂和区域断裂的双重控制,大致沿一组近 NW 向的张性断裂产出,形成一组以石英脉为主体的矿脉群(图 1),但各矿体产状变化比较大(毛景文等,2002)。已圈定金矿体 3 个, L_1 矿体产于安山岩中,呈脉状,总体走向 $73^{\circ}\sim 108^{\circ}$,倾向 N,倾角 $32^{\circ}\sim 59^{\circ}$,长约 340 m,厚度为 0.9~6.8 m,控制斜深 300 m。近地表产状陡,向深部变缓。 L_3 矿体赋存于隐爆角砾岩中,走向 $112^{\circ}\sim 292^{\circ}$,倾向北,倾角 56° ,长约 320 m,厚度 12.2~20.3 m。 L_2 为贫矿,赋存于安山岩及火山角砾岩中。围岩蚀变包括呈面型分布的青磐岩化及近矿脉带状热液蚀变,后者与金成矿有密切关系,主要类型有硅化、黄铁绢英岩化、绿泥石化、碳酸盐化、冰长石化、高岭土化。围岩蚀变具有分带性,以矿体为中心向围岩划分为硅化带、泥化带、黄铁绢英岩化带和青

磐岩化带(丰成友等,2000)。矿石属于低硫化物型,硫化物含量 $<1\%$,按矿物组合分为玉髓-方解石-黄铁矿-银金矿-自然金和石英-黄铁矿-绢云母-自然金 2 类矿石。主要金属矿物为黄铁矿、黄铜矿、黝铜矿和毒砂。金矿物为银金矿和自然金,其赋存状态以粒间金为主,裂隙金和包体金次之。非金属矿物主要为玉髓、石英、方解石、绢云母、绿泥石、冰长石、浊沸石、高岭石和伊利石。矿石中存在的少量绢云母、冰长石、浊沸石和高岭石等表明矿床属低硫型浅成低温热液矿床。矿石主要为显微状和微粒状结构,角砾状、皮壳状、条带状、鸡冠状、板条状和胶状构造。矿体成矿作用可分为 3 个阶段:①微晶石英阶段,形成矿脉的主体,脉体规模大,含少量硫化物,金品位低,达不到工业品位;②(硫化物)-玉髓-方解石阶段,为金主要矿化阶段,呈网脉和细脉状沿微晶石英脉内裂隙充填,在强破碎处构成富矿体;③为碳酸盐阶段,形成方解石脉,叠加在前 2 个成矿阶段形成的脉体之上。李华芹等(1998)利用 Rb-Sr 等时线方法测定矿区安山岩、中细粒英云闪长岩、隐爆角砾岩、花岗斑岩和熔结角砾凝灰岩全岩年龄分别为 285 ± 12 , 293 ± 1 , 261.6 ± 7 , 266 ± 3 和 (256.8 ± 13) Ma。3 条矿脉含 Au 石英 Rb-Sr 等时线年龄为 288 ± 7 , 276 ± 7 和 (244 ± 9) Ma。这些年龄数据表明金成矿与多次火山岩浆热液活动有关。

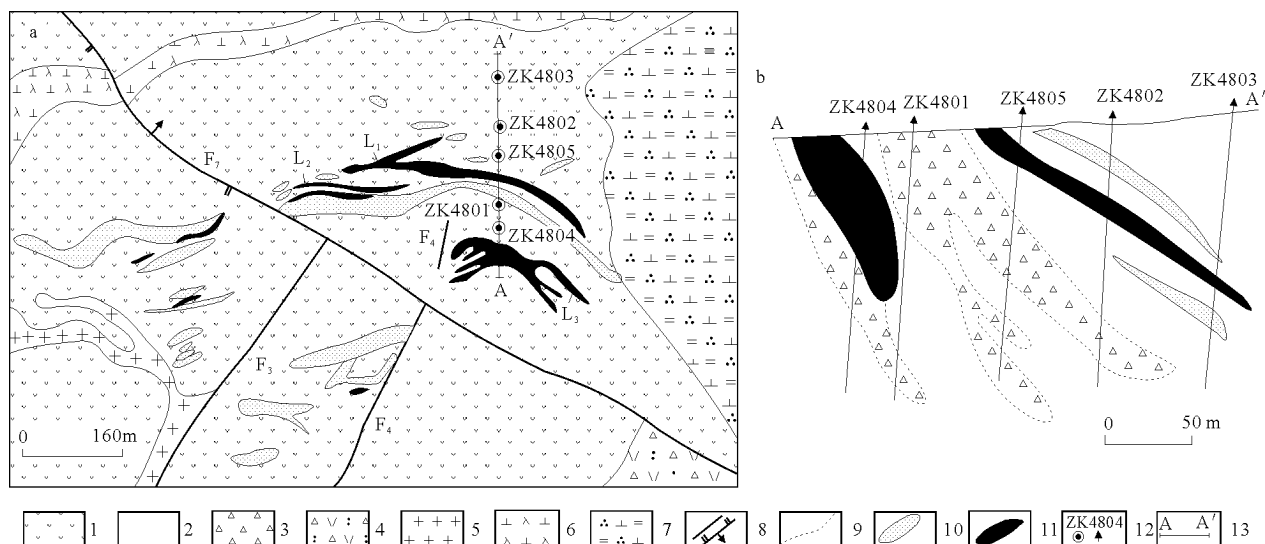


图 1 石英滩金矿地质图 (a) 和剖面图 (b) (据丰成友等, 1999; 蔡仲举, 1997)

1, 2, 3, 4—下二叠统阿齐克布拉克组安山岩、英安岩、火山角砾岩, 安山岩, 火山角砾岩, 熔结角砾凝灰岩; 5—花岗斑岩脉; 6—闪长玢岩脉; 7—英云闪长岩; 8—断层; 9—岩性界线; 10—石英脉; 11—金矿体; 12—钻孔; 13—剖面线

流体包裹体均一温度为 $109\sim 250\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，集中在 $130\sim 190\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， $w(\text{NaCl})$ 一般为 $0.8\%\sim 6.7\%$ ，部分为 $9.2\%\sim 19.2\%$ （蔡仲举，1997；李华芹等，1998；丰成友等，2000；王志良等，2003）。流体液相成分中阳离子以 K^+ 和 Na^+ 为主，且 $\text{K}^+/\text{Na}^+ > 1$ ，少量 Ca^{2+} ， Mg^{2+} ， Li^+ ；阴离子以 Cl^- 为主， F^- 少量。气相成分中以 H_2O 和 CO_2 为主，少量 H_2 （丰成友等，2000）。黄铁矿和矿石全岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $0.1\%\sim 2.39\%$ ，平均 1.05% ，十分接近陨硫石，矿石与围岩火山岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值相近（丰成友等，2000），表明硫来自深部。矿石中方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -5.5% ，与 Hoefs（1997）界定的地幔来源碳同位素值（ $-5\%\pm 2\%$ ）十分接近，显示出地幔来源的特征。矿石中石英和围岩安山岩

$\delta^{30}\text{Si}$ 的值分别为 $-0.1\%\sim 0.3\%$ 和 -0.2% ，两者接近（丰成友等，2000）。含 Au 石英脉中石英的铍初始比值为 $0.704\ 9\sim 0.705\ 9$ ，与矿区安山岩、隐爆角砾岩和花岗斑岩的铍初始比值（ $0.704\ 6\sim 0.705\ 4$ ）十分接近（李华芹等，1998）。成矿流体与安山岩、花岗斑岩及花岗闪长岩的稀土配分曲线基本相似，均向右倾斜，显示轻稀土富集和负 Eu 异常（王志良等，2003）。碳、硅和铍同位素及稀土元素特征暗示成矿物质来源于火山岩和潜火山岩。金成矿阶段石英和玉髓流体包裹体的 δD 值为 $-90\%\sim -119\%$ ， $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $4.7\%\sim 8.5\%$ ， $\delta^{18}\text{O}$ 水值为 $-1.6\%\sim -12.7\%$ ，表明成矿流体以大气降水为主（丰成友等，2000）。

新疆金山沟金矿床

金山沟金矿位于奇台县城 NE 约 130 km 处，大地构造位置属卡拉麦里缝合带南侧，东准噶尔陆块边缘隆起带南缘的火山盆地中。矿区出露主要地层为下石炭统巴塔玛依内山组的一套陆相火山岩建造（图 1），自下而上分成 2 个岩性段，代表 2 个火山岩喷发亚旋回。第一段以基性—中基性熔岩为主，由橄榄玄武岩、玄武岩、安山玄武岩和辉石安山岩组成。第二段以中酸性、酸性熔岩和火山碎屑岩为

主，岩石组合为下部以流纹岩为主夹少量英安岩及粗安岩，上部为集块岩、火山角砾岩、凝灰岩和熔结凝灰岩。岩石地球化学研究表明，金山沟火山岩主要为一套钙碱性系列火山岩（杨富全等，2001a；2001b）。新疆地质矿产勘探开发局第二区调大队（1976）测得巴塔玛依内山组下部玄武岩 K-Ar 年龄为 354.4 Ma ，上部火山集块岩 K-Ar 年龄为 326.2 Ma ，张以熔等（1992）测定熔结角砾凝灰岩全岩

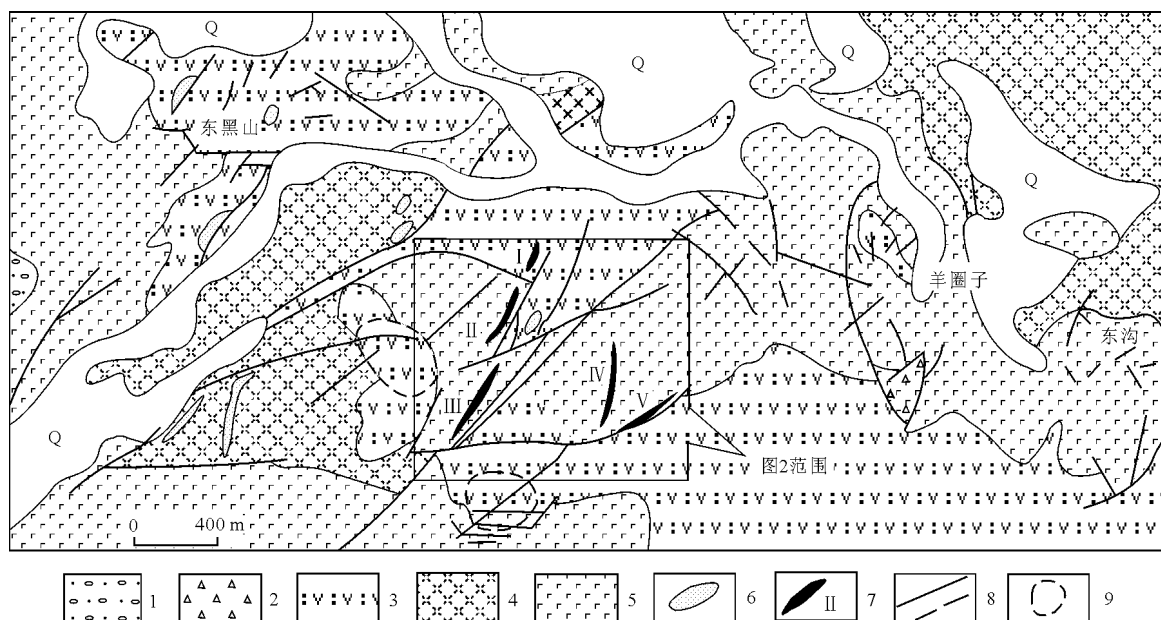


图 1 奇台县金山沟金矿地质图（据杨富全等，1999）

Q—第四系；1—下侏罗统砂砾岩；2—下石炭统巴塔玛依内山组二段集块岩和火山碎屑岩；3—巴塔玛依内山组二段熔结凝灰岩和熔结火山角砾岩；4—巴塔玛依内山组二段流纹岩夹英安岩；5—巴塔玛依内山组一段玄武岩、玄武安山岩、安山岩；6—潜火山岩；7—金矿化带及编号；8—实测和推断断层；9—环形断裂

K-Ar 年龄为 309.6 Ma。矿区及外围火山穹隆、破火山口以及环状、放射状断裂发育，晚期叠加 NE 向断裂。矿区潜火山岩发育，主要包括花岗斑岩、流纹斑岩、钠长斑岩和潜英安岩，少量辉绿岩脉。金山沟金矿已圈出 5 个矿化带，由 10 个矿体和 6 个矿化体组成（图 2），矿体产于熔结凝灰岩、玄武岩、粗安岩的接触带及断裂破碎带中。金矿化受破火山口的环状、放射状断裂及叠加的 NE 向断裂裂隙控制，构造叠加和交会部位金矿化最发育（杨富全等，1999）。矿体呈脉状，分叉、膨大和尖灭现象普遍。矿体走向 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$ ，长 $80\sim 480$ m，平均厚 $2\sim 4$ m，最大厚度 7.1 m，平均品位 $1.1\times 10^{-6}\sim 8.8\times 10^{-6}$ ，最高 18×10^{-6} 。矿石类型为含 Au 蚀变岩型和含 Au 石英脉型。矿石中硫化物含量一般为 $1\%\sim 2\%$ ，属少硫化物型。矿石中金属矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂，少量黝铜矿、斑铜矿、磁铁矿、赤铁矿、钛铁矿、自然金、银金矿和自然银。非金属矿物以石英为主，

其次为长石、方解石、绢云母、重晶石、萤石、绿泥石、绿帘石，少量电气石、独居石、明矾石、叶蜡石和蒙脱石。矿石结构为自形一半自形粒状和交代结构。矿石构造主要有细脉、浸染和网脉状。围岩蚀变主要有硅化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化、高岭石化、蒙脱石化和明矾石化。具有明显的蚀变分带性，线性蚀变从中心向两侧依次：青磐岩化、硅化、绢云母化和黄铁矿化→玉髓状硅化、黄铁矿化、绢云母化和碳酸盐化→高岭石化、绢云母化和硅化→碳酸盐化。面型蚀变带受火山机构和断裂交会部位控制，中心部位以强烈硅化、绢云母化为主，中间为黄铁矿化、硅化带，外侧为青磐岩化带（张以熔等，1992）。刘光海等（1995）将成矿作用分为 4 个阶段：黄铁矿-闪锌矿-石英阶段，多金属硫化物阶段，黄铁矿-石英-金阶段（主成矿阶段）和碳酸盐阶段。目前还未见成矿年龄数据的报道，但与矿化有关的围岩为早石炭世火山岩（354.4~309.6 Ma），因此，相应的成矿时代为晚石炭世。

含矿石英脉中石英流体包裹体均一温度为 $242\sim 310^{\circ}\text{C}$ ，平均 272°C ， $w(\text{NaCl})$ 为 $1.2\%\sim 10.5\%$ ，成矿深度在 $500\sim 600$ m（张以熔等，1992）。流体成分中阳离子以 Ca^{2+} ， Na^{+} 和 K^{+} 为主，少量 Mg^{2+} ；阴离子以 SO_4^{2-} 和 Cl^{-} 为主，少量 F^{-} 。气相成分中以 H_2O 为主， CO_2 次之，少量 CO ， N_2 和 CH_4 。黄铁矿、方铅矿和矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-0.7\text{‰}\sim 3.8\text{‰}$ ，峰值为 2.5‰ ， $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围窄，接近 0，反映硫来自未分异的地幔硫（Hoefs，1997），火山岩是硫的主要来源。铅同位素特征表明，矿石和围岩火山岩的铅同位素组成基本一致，暗示它们有共同来源，即源于上地幔。方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化于 $-3.2\text{‰}\sim -0.1\text{‰}$ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 $4.1\text{‰}\sim 7.7\text{‰}$ ，表明碳主要来源于火成碳酸岩。石英流体包裹体的 δD 值为 $-105.8\text{‰}\sim -121.2\text{‰}$ ， $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $4.3\text{‰}\sim 13.5\text{‰}$ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $-3.8\text{‰}\sim 7.5\text{‰}$ ，表明成矿流体为岩浆水与大气降水的混合，随着成矿作用的进行，大气降水所占比例增大。

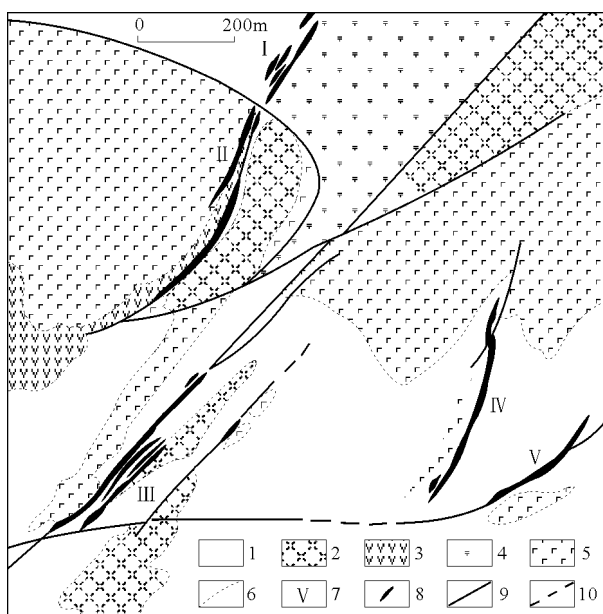


图 2 奇台县金山沟金矿矿带和矿体分布图（据张以熔等，1992）

1, 2, 3, 4, 5—下石炭统巴塔玛依内山组熔结凝灰岩、熔结凝灰角砾岩，流纹岩，英安岩，粗安岩，玄武岩和玄武安山岩；6—岩性界线；7—金矿化带编号；8—金矿体；9—断层；10—推测断层

新疆双峰山金矿床

双峰山金矿位于巴里坤县城北西 95 km 处，是新疆哈密矿产地质勘察院于 1994 年发现的（林锦

富等，1999）。大地构造位置处于西伯利亚板块晚古生代库兰卡孜干岛弧南部边缘，靠近卡拉麦里板

块缝合带。矿区出露地层为下石炭统巴塔玛依内山组一套海-陆相火山岩建造,由安山岩、安山质火山碎屑岩、流纹质火山碎屑岩、流纹岩夹透镜状碧玉岩组成(图1)。火山岩属钙碱性系列(彭晓明等,2004)。矿区出露少量华力西中期钠长斑岩脉和石英斑岩脉。金矿化产于双峰山背斜核部附近,受断裂控制。矿体呈似层状和透镜状,长360~550 m,厚0.6~12.5 m,最大延深113 m,向NE—NNE倾斜。矿石分为角砾状、石英网脉状和细脉浸染状。金品位一般为 $2 \times 10^{-6} \sim 8 \times 10^{-6}$,最高达 33.8×10^{-6} 。金属矿物主要为黄铁矿、毒砂、自然金。非金属矿物主要有石英、玉髓,其次有冰长石、蒙脱石、绢云母、萤石、方解石、绿泥石、绿帘石。根据林锦富等(1999)的资料,10件金矿石中平均

金属含量: Au 9.17×10^{-6} , Ag 3.72×10^{-6} , Cu 16.7×10^{-6} , Pb 13.5×10^{-6} , Zn 51.2×10^{-6} , As 262.5×10^{-6} , Sb 36.9×10^{-6} , Hg 3.14×10^{-6} , Bi 0.49×10^{-6} 。矿石具有半自形和他形粒状结构,角砾状、网脉状和浸染状构造。围岩蚀变有硅化、黄铁矿化、蒙脱石化、冰长石化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化。蚀变具有明显的分带性,从上至下分为隐爆硅质角砾岩化带、低金含量硅化带、石英(冰长石)网脉带(矿体)、黄铁矿-蒙脱石化带和青磐岩化带(绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化;彭晓明等,2004)。成矿作用划分为2个阶段,其中火山热泉阶段主要形成蚀变带,潜火山热液阶段是金的主要成矿阶段,形成的含Au石英(冰长石)网脉充填在硅质岩裂隙中。

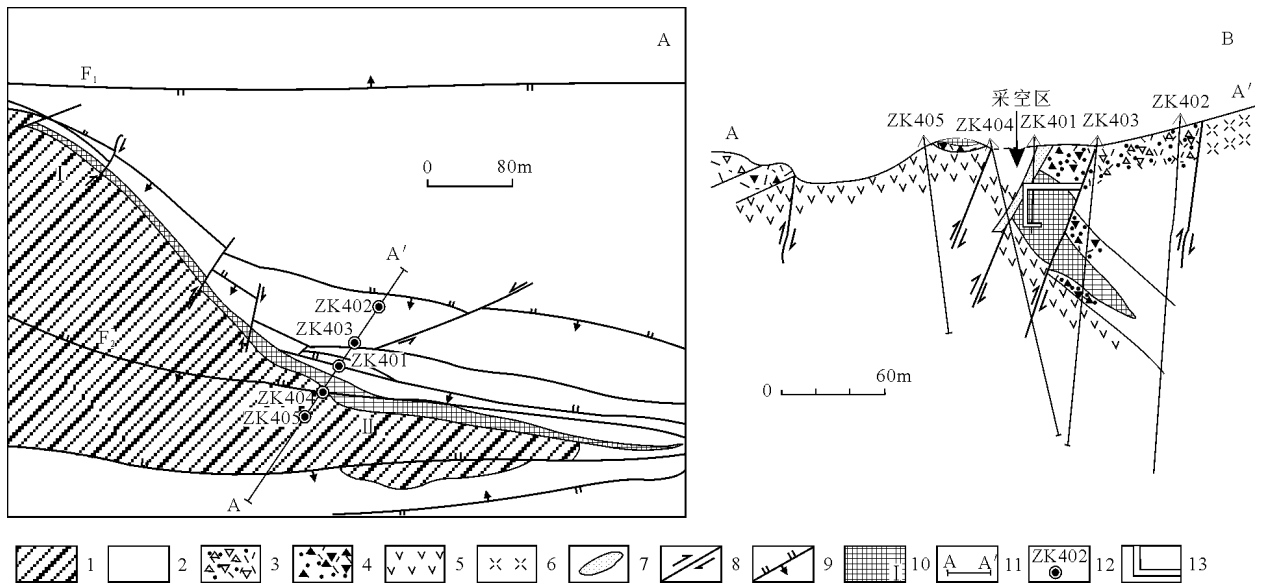


图1 双峰山金矿地质简图和4勘探线剖面图(据彭晓明等,2004)

1—下石炭统巴塔玛依内山组一段安山岩、安山质火山碎屑岩;2—巴塔玛依内山组二段流纹岩、流纹质火山碎屑岩;3—流纹质凝灰角砾岩;4—流纹质凝灰岩;5—安山岩;6—流纹岩;7—钾长斑岩脉;8—平移断层;9—逆断层;10—矿体及编号;11—剖面线;12—钻孔及编号;13—探矿坑道

矿石与安山岩、流纹岩、英安斑岩和石英斑岩的稀土配分模式相似,表明成矿物质与火山-潜火山岩有关(林锦富等,1999;刘家远等,2002)。石英流体包裹体($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)初始比值为 0.7052 ± 0.0005 ,反映成矿物质来自上地幔(刘家远等,

2002)。矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-9.7\text{‰} \sim 1.6\text{‰}$,表明硫来自深部(席小平,1999)。与矿化有关的围岩为早石炭世晚期的火山岩及潜火山岩,因此,推断成矿时代为晚石炭世到二叠纪。

古巴 Camagüey 金-银矿区的成矿年龄：火山弧内浅成低温热液型矿化的构造演化及保存

浅成热液贵金属矿床通常形成于基底基岩覆盖地层几公里以上的中至晚期新生代岛弧内。这种关系指示我们在岩基广泛暴露的火山岛弧内寻找浅成热液型矿床是不现实的。但古巴中部 Camagüey 地区提供了有关岛弧形成产生并暴露浅成热液型矿床的重要见解。

Camagüey 地区赋存有 Jacinto 和 Florencia 低硫型脉状及 Deseada 和 Golden Hill 高硫型矿点，它们都位于几公里长的大型 Camagüey 岩基内。其中有些矿床，如：Jacinto 矿床就位于有岩基出露的一个古地表下面，可能在流纹岩穹隆就位于该古地表时形成。另一组矿床如 Deseada 高硫型系列，则主要赋存于 Camagüey 岩基之上或古地表之上的火山岩内。

新的 Ar-Ar 年龄测试表明 Jacinto 型矿床和远景区大约在 71 Ma 时冷却形成（冰长石和白云母的 Ar/Ar 封闭温度），这比 Camagüey 岩基内广泛分布的花岗闪长岩年轻一些。相比之下，Deseada 型矿床和成矿带（与绢云母、伊利石、明矾石等封闭温

度类似）大约形成于 80 Ma，比下伏的 Camagüey 岩基年龄要大。这些年龄很好地解释了 Camagüey 岩基和其周围的火山岩经历了快速抬升（可能为构造隆升）形成古地表，Jacinto 型矿床在其底部形成，较老的 Deseada 型矿床上冲后形成。这种构造蚀顶作用发生于晚白垩纪时期，此时安的列斯群岛向北进入加勒比海，古巴和尤卡坦半岛的斜向聚合作用处于拉伸状态。这种上冲作用发生于始新世聚合作用晚期和（或）巴拿马碰撞作用晚期。所有浅成热液矿床都被晚白垩纪—始新纪沉积岩所覆盖，这种沉积岩由于侵蚀作用已经消失，这些古老的浅成热液矿床才得以保存。

拉伸运动引起构造蚀顶也许在岛弧内常发生于遭斜向聚合作用的，可能已成为世界其他地方浅成热液矿床形成的一个重要因素。而沉淀作用及与晚期碰撞相关的沉积层的晚期侵蚀作用则有助于矿床的保存。

任胜泽自 *Economic Geology*, 2004, 99 (5), 王美娟校

墨西哥浅成低温热液型矿床的成矿年龄：区域作用及与第三纪火山作用演变的关系

根据墨西哥中部 7 个矿床新的资料及理论分析，以及 Temascaltepec 地区 La Guitarra 矿床新的年龄，对墨西哥浅成低温热液型矿床进行了新的时空划分。近来，对无矿化期及主成矿阶段石英带中的冰长石，以及二长花岗岩的正长石斑晶（其中一样品的成矿年龄为拉腊米造山运动晚期）进行了 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 分析，冰长石年龄为 32.9 ± 0.1 和 (33.3 ± 0.1) Ma，相当于下渐新世中期。这比研究区附近的熔结凝灰岩序列内的冰长石年龄稍年轻，表明矿床与同源岩浆侵入岩的结晶作用有关。与墨西哥南部一些浅成低温热液型矿床的成矿年龄为中新世早期的假设相反，横穿墨西哥火山带的南部的 La Guitarra 矿床的年龄可能为渐新纪或更早。另外，侵入岩和浅成低温热液型矿化具成因关系也与早期对矿床的流体地球化学研究一致。

为评估区域内所测得的年龄，对墨西哥中部第三纪浅成低温热液型矿床的地理分布及年龄进行了分析。研究发现，这些矿床与 Sierra Madre Occidental 主要火山脉冲吻合。因此，浅成低温热液型矿床的成矿时代可分成 3 个主要阶段：1) 48~40 Ma 间；2) 36~27 Ma 间；3) 23~18 Ma 间。其中第一阶段的有 Batopilas 和 Topia 矿床，是墨西哥发现的年龄最老的浅成低温热液型矿床。这些矿床主要赋存于 Sierra Madre Occidental 低火山超群中，并与 Sierra Madre Occidental 拉腊米岩浆活动有关。墨西哥大多数浅成低温热液型矿床的成矿为第二时间段，他们分布在从 Chihuahua 到墨西哥省及 Guerrero 省的一个 NW—SE 向的带内，与 Sierra Madre Occidental 熔结凝灰岩爆破主幕有关。第三时间段包括 Bolaños, San Martín de Bolaños 及 Pachuca-Real del

Monte 矿床,可能还包括本次工作中分析过的其他 7 个浅成低温热液型矿床,他们与 Sierra Madre Occidental 的最后一次熔结凝灰岩爆破有关,并普遍以 W—NW—E—SE 向分布,这在 Sierra Madre Occi-

dental 南部得到了证实。

任胜译自 *Economic Geology*, 2003, 98 (5), 王美娟校

日本菱刈低硫型浅成低温热液型金矿床中 叶片状石英及其与金矿化的关系

低硫型浅成低温热液型金矿床中常发现有叶片状石英。在一些活动的浅成热液系统的沸腾区内也发现有叶片状方解石的存在,而且该系统的沸腾作用与金矿化有直接联系。在菱刈低硫型浅成低温热液型金矿床中,叶片状石英中流体包裹体的分布和构造显示出其与金沉淀的相似关系。

菱刈矿床中叶片状石英的形成有 4 个阶段: 1) 叶片状方解石沉淀; 2) 细粒冰长石和石英在方解石叶片表面沉淀; 3) 方解石叶片溶解, 在冰长石

和石英聚合体间的空隙内留下孔洞; 4) 孔洞被晚期石英填充(即叶片状方解石的假象)。叶片状石英大量存在于岩脉系统深部,并位于菱刈矿床高品位金矿带的下部。这由叶片状方解石在系统深部形成证实,而系统内沸腾作用和 CO_2 的流失使方解石沉淀,石英则以方解石叶片的假象形式形成。

任胜译自 *Economic Geology*, 2002, 97 (8), 王美娟校

低硫型浅成低温热液型金矿床中金的沉淀: 脉状石英中亚毫米级氧同位素的分析

菱刈(日本南部)典型低硫型浅成低温热液型矿床内金沉淀的物理和化学机制是由脉状石英中亚毫米级氧同位素分析决定的。用 CO_2 激光剥蚀氟化作用来测量 $\delta^{18}\text{O}$ 值。成矿流体的氧同位素组成表明存在浅成热液岩脉的动态过程。岩脉的间断性

开放使含金属元素的深部流体进入浅成热液系统,同时沸腾作用及随后与大气降水的混合导致了贵金属的沉淀。

任胜译自 *Economic Geology*, 2001, 96 (1), 王美娟校

菲律宾 Baguio 和 Acupan 地区的浅成低温热液型 Au-Ag-Te 矿化: 矿物沉淀的数值模拟

文章主要讨论了冷却、沸腾、流体混合及水岩作用对低硫型卤水的作用。根据对菲律宾 Acupan 金矿山(大型含金-银-碲的低硫型浅成低温热液型矿床)的矿物学及流体包裹体研究,得出了水的成分。数值模拟显示,单矿化水($300\text{ }^\circ\text{C}$, 0.5% $\text{NaCl}+\text{KCl}$)在不同的物理化学条件下沿不同的反应通道演化,而且大多情况下这些通道很难凭直觉判断。在不同方向酸性和氧化还原作用均强烈,沸腾导致氧化作用及 pH 值升高,冷却导致 pH 值降低至一相对稳定的硫酸盐/硫化物值,而与含硫酸盐地下水的混合作用则导致了氧化和酸化。

根据矿石及脉石矿物的关系发现: 在 Acupan 矿山,沸腾作用导致了大多数贵金属及有色金属的沉积。连续的沸腾及其伴生的去气作用和节流在水热系统演化不同时间均可能发生。沸腾时的去气作用(如: H_2S , H_2Te , Te_2)有利于银金矿及有色金属硫化物的沉积,但对碲银矿和碲金矿的沉淀不利。低温地下水与高温卤水的混合产生了与矿山浅层及深部晚期贫矿脉填充相似的矿物组合。与地下水的混合使深部冰长石-碳酸盐岩脉组合与浅层含绢云母组合之间发生转换。晚期近地表地下水的加热或混合作用形成了硬石膏。

据估计,碲在气相中被优先迁移。因为碲在含金卤水中的溶解度较低,所以,在低硫环境下,碲化物及自然碲的沉淀是由于岩浆作用使 $\text{H}_2\text{Te}(\text{g})$ 与 $\text{Te}_2(\text{g})$ 进入深层卤水里凝结而形成的。少量溶解于卤水中的碲化物将通过冷却或流体混合沉淀。

水碲化物在沸腾的低硫系统中变为气相,经冷凝作用在地下水中沉淀,使碲化物及含碲化物矿物具有垂直分带,这对矿物勘探具有重要意义。

任胜译自 *Economic Geology*, 2001, 96 (1), 王美娟校

朝鲜白垩纪浅成低温热液型金-银矿化 及其地球动力学环境

朝鲜半岛上的浅成热液贵金属矿化主要赋存于 NNE 向主平移断层系统,该系统常与白垩纪主要火山活动及拉张盆地的形成伴生。盆地内沉积作用始于豪特里维阶并持续到阿尔布阶,而很多火山作用发生在 110~50 Ma,其中主要幕在 90~70 Ma 形成。朝鲜的浅成低温热液型金-银矿化主要发生在 100~70 Ma,与浅层岩浆活动一致,其类型包括 Mugeug 型矿床——发现于中部的沉积盆地中,及 Haenam 型矿床——发现于西南部的火山盆地中。朝鲜南部与火山盆地伴生的浅成低温热液型矿床一般形成于地壳浅部 ($<0.5 \times 10^5 \text{ Pa}$),较低温度 ($<300^\circ\text{C}$),流体中含大量大气降水,而沉积盆地流体中则不含大气降水。白垩纪时期 Izanagi 板块

沿太平洋大陆边缘发生的倾斜俯冲及伴随的垂直俯冲控制了整个朝鲜半岛的岩浆活动及伴生金-银矿化。白垩纪早期,由于板块向 N 倾斜俯冲引起的左旋走滑运动形成了 Gongjin-Eumseong 和 Yeongdong-Gwangju 断裂系统。晚白垩世钙碱性火山活动与伴生的破火山断裂的垂直交会使 NNE 走向平移断裂延迟,这对浅成低温热液型金-银矿床的形成起到了重要作用。与岩浆活动同时发生或稍后发生的走滑断裂对成矿也非常重要,它使压力释放,提高地壳透水性,促进成矿流体混合。

任胜译自 *Ore Geology Reviews*, 2005, 26 (1), 王美娟校

美国西部 Great Basin 北部中新世和早上新世 浅成低温热液型金-银矿床的特征,分布 及其与岩浆活动的关系

Great Basin 北部有许多重要的中新世及早上新世浅成低温热液型金-银矿床。它们大多与双峰玄武岩-流纹岩和西部安山岩 2 个岩浆组合具时空联系。这些岩浆组合为成岩序列,反映了岩浆形成时的构造环境变化。双峰组合为一富钾拉斑玄武岩系列,形成于大陆裂谷形成时。双峰组合中岩石主要由玄武岩、安山岩及流纹岩构成,并普遍含无水及还原矿物组合(如石英+铁橄榄石流纹岩)。火山喷发型式主要有镁铁质熔岩流、岩墙、火山渣和(或)熔岩滴锥、火山盾、硅质熔岩流、火山穹丘及火山灰破火山口。Fe-Ti 氧化物的气压测定表明在磁铁矿-方铁矿和铁橄榄石-磁铁矿-石英之间的氧逸度缓冲了该岩浆组合。西部安山岩组合属高钾钙碱性系列,形成了与北美西海岸底部的洋壳俯冲作

用有关的大陆边缘岛弧。在 Great Basin 北部,绝大多数西部安山岩组合喷发于 Walker Lane 带——转换拉张及走滑断裂带内。西部安山岩组合由火山岩层、穹隆地盾、次火山深成岩及绝大多数安山岩和英安岩组成。黑云母和普通角闪石斑晶在这些岩石中十分丰富。西部安山岩组合岩浆的氧逸度介于镍-镍氧化物和赤铁矿-磁铁矿之间,比双峰组合岩浆的大 2~4 个数量级。

双峰组合内含大量低硫型金-银矿床,分布于 Midas (Ken Snyder), Sleeper, Delamar, Mule Canyon, Buckhorn, National, Hog Ranch, Ivanhoe 及 Jarbidge 等地区,而缺乏高硫型金矿和斑岩型铜-金矿床。无论高硫型还是低硫型金-银矿床及斑岩型铜-金矿床都与西部安山岩组合密切相关,这些矿床包括

Comstock Lode, Tonopah, Goldfield, Aurora, Bodie, Paradise Peak 及 Rawhide 矿床。与同时期安山岩组合内的低硫型矿床相比,双峰组合内的低硫型金-银矿床形成于较低的氧逸度和硫逸度,有色金属总量(Cu+Pb+Zn)普遍较低,Ag/Au 值低,硒化物含量高。岩石学研究表明这种区别反映了西部安山岩组合内共生岩浆组合矿床的岩浆-构造背景的变化。西部安山岩组合形成于氧化的、富水、与俯冲

有关的钙碱性岩浆内,而双峰组合中的矿床则与大陆扩张期岩石圈外壳的还原性、贫水拉斑玄武岩岩浆共生。浅成低温热液型矿床的类型和特征的比较及它们与火成岩的密切关系表明,这些金-银矿床和与之共生的岩浆活动有成因关系,虽然对大多数低硫型矿床还没有有效的数据来证明这种关系。

任胜译自 *Economic Geology*, 2001, 96 (8), 王美娟校

美国内华达 Elko 县 Midas 低硫型浅成低温热液型金-银矿床的地质年代

Midas 矿床是沿内华达大峡谷北部分布的已知最大的高品位金-银脉状矿床。它属中新世与沿大峡谷分布的岩浆活动和断裂共生的低硫型浅成低温热液系列的一组岩套。火山岩和与矿化有关的热液矿物的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄及 Midas 地区其他同位素年龄控制了火山活动、大地构造运动及热液活动的时间。约 15.6 Ma 镁铁质双峰火山活动和盆地建造向长英质火山活动、褶皱和断裂转化形成了 Midas 热液系统。15.6~15.2 Ma, 沉积物与凝灰岩沉积于相对不透水的流纹岩熔岩流内。在此期间断裂和火山堆积物倾斜为热液流体流向地表形成通道,在地表形成了硅华和热液角砾岩。在火山-构造边缘转

换约 20 万年后,斜滑断层沿早期弱化带发生,为矿化流体形成扩散带及辅助通道。在 15.4 Ma, 高品位岩脉在区内断裂带中形成,并沉淀了至少 400 万盎司的黄金及 40 Moz 的银。高品位金-银矿化时间与流纹岩侵入年龄相同,后者的原始岩浆房为热液系统提供了必要的热量。不整合于蛋白石化沉积物上未蚀变凝灰岩的年龄证明了岩体倾斜及热液系统在 15.2 Ma 就停止了。流纹岩火山运动、断裂与高品位成矿的时空吻合,反映了含岩浆成分或富集大量大气降水的深部流体的重要性。

任胜译自 *Economic Geology*, 2004, 99 (8), 王美娟校

美国内华达州北部大型断裂与浅成热液金矿床的关系

内华达北部的地球物理图表明该地区至少有 3 条甚至 6 条大型弧形断裂,其中有 1 条相当于北内华达裂谷,从俄勒冈—爱达荷边界一直延伸到南内华达,长 1 000 多 km。这些断裂反映了地壳深部的不连续性,可能与黄石热点的碰撞有关。由于中中新世的浅成低温热液型金矿床与北内华达裂谷相关,因此,对内华达州北部其他浅成低温热液型金矿床与弧形断裂间的关系进行了研究。中中新世及更年轻的浅成低温热液型金-银矿床也赋存于北内

华达裂谷西部的航磁异常周围,因此推断中中新世矿床形成于与中中新世断裂相关的岩浆活动共生的深部断裂周围,年轻的矿床同样拥有这些特点。对断裂与浅成低温热液型金矿床的相邻性统计分析发现,内华达北部的浅成低温热液型金矿床与地球物理解译的大型地壳断裂在空间上共生。

任胜译自 *Economic Geology*, 2002, 97 (1), 王美娟校

印度尼西亚 Pongkor 及秘鲁 Nazareño 低硫型浅成低温热液金-银矿床中原始矿石组合的浅成蚀变

对 Pongkor (2 Ma; 爪哇西部,印度尼西亚)和 Nazareño (10 Ma; Cordillera Shila, 秘鲁南部) 2 个

低硫型浅成低温热液金-银矿床中高品位矿石样品进行结构学及矿物组合研究,对与原生矿物共生组

合成矿期后的蚀变过程进行了观察。这 2 个矿床均以具晚期原始高品位有色金属及贵金属阶段为特征,该阶段矿物组合为黄铜矿-闪锌矿-方铅矿-黄铁矿-硫锑铜银矿-硫砷银矿-黝铜矿-银金矿。

硫锑铜银矿-硫砷银矿系列的矿物为 Ag 的主要载体,后期转变为螺硫银矿。螺硫银矿与自然银伴生,为有色金属硫化物的交代产物,作为细岩脉,与表生铁氧化物周期性替代黄铁矿,蜂窝状构造,与重晶石、铁氧化物及铜蓝伴生。 $\text{Au}_{0.6}\text{Ag}_{0.4}$ 组成的初始银金矿颗粒部分被 Au-Ag 硫化物替换 [当地称

为硫金银矿 (Ag_3AuS_2)] ,或被螺硫银矿替换。这 2 种替换矿物常与高纯度的蠕虫状银金矿 ($\text{Au}_{0.8}\text{Ag}_{0.2}$) 伴生。

接近现代地表的交代结构及共生次生矿物组合有力地证明了 Au 和 Ag 硫化物相的表生成因。Pongkor 和 Nazareño 矿床的对比研究发现, Au 和 Ag 的表生再活化具有地球化学意义,并存在于不同的地貌和气候环境下。

任胜译自 *Economic Geology*, 2002, 97 (3), 王美娟校

智利、阿根廷 El Indio-Pascua 金-银-铜矿带内中新世自然景观演变及地貌对浅成低温热液型成矿的影响

安第斯山脉中部 El Indio-Pascua 带中世界级浅成低温热液型金-银-铜矿床位于南纬 29° 到 $30^{\circ}30'$, 主要赋存于角砾岩、网状脉及脉状中,形成于 $6.2\sim 9.4\text{ Ma}$, 处于 Principal 山系中心轴的一活动抬升的 SN 向构造带下面。Pascua-Lama, Veladero, El Indio 及 Tambo 等地区的矿床主要赋存于晚渐新世—早中新世及晚古生代的大面积长英质火山系列中,且与 Pasuca 建造中英安斑岩的浅成小矿体伴生。浅成低温热液型矿床中部并不存在火山堆积物。

研究发现,中新世前冰期自然景观与 3 个区域延伸侵蚀面结合: 1) $15\sim 17\text{ Ma}$ 的 Frontera-Deidad 侵蚀面; 2) $12.5\sim 14\text{ Ma}$ 的 Azufreras-Torta 侵蚀面; 3) $6\sim 10\text{ Ma}$ 的 Los Rios 侵蚀面。这些山麓侵蚀平原垂直相距 $200\sim 400\text{ m}$, 与智利北部及秘鲁南部的阿塔卡马沙漠的大型侵蚀面类似,形成于相对抬升的半干旱气候。尽管 Azufreras-Torta 侵蚀面直接覆盖于大多数热液系统之上,并影响了他们演化,但

矿床的形成与年轻的 Los Rios 山麓侵蚀平原的发育是同时的,而且几乎全部集中在第Ⅲ阶段山前侵蚀平原的上端。相比较,主矿化带内早期高硫型热液蚀变带的年龄为 $10\sim 13.6\text{ Ma}$, 并与无矿带 (发生于 Los Rios 山前侵蚀平原下切之前) Vacas Heladas 建造的英安岩浆作用伴生。

具经济价值的浅成低温热液中部与上中新世山前侵蚀平原顶部之间的这种时空关系,为 El Indio-Pascua 带的地质勘探工作提供了清晰、有经验的指导方向。但是,地表热液水动力环境的变化,包括水面的快速下降、地表水侧向流动的增多、流体沸腾和混合等所有有利于矿石沉积的因素,都可能因半干旱山系环境中的山前侵蚀平原的下切而诱发产生,该半干旱环境中的浅成低温热液矿化作用不与火山堆积物伴生。

任胜译自 *Economic Geology*, 2002, 97 (5), 王美娟校

新西兰 Golden Cross 浅成低温热液型金-银矿床的热液蚀变和水文演化

Gold Cross 位于新西兰 Coromandel 半岛,为一典型火山岩为主的低硫型浅成低温热液型金-银矿床。金矿石和银矿石集中在 Empire 岩脉系统及浅部的网状脉中。岩脉主要赋存于中新世到早上新世安山岩、Waipupu 建造中的英安岩及被成矿后 Whakamoehau 安山岩不整合的 Waiharakeke 英安岩

中。

在岩脉四周,热液蚀变矿物表现出明显的时空分带性。它们被沿 3 个长 $1\,000\text{ m}$, 深 450 m 的横剖面相隔,间距约 200 m , 并横切整个 Empire 岩脉系统。沿这些截面,随着石英脉的向主岩脉接近,交代石英、绿泥石及黄铁矿普遍存在,交代冰长石围

绕 Empire 岩脉系统和浅部网状脉。它与伊利石共生并被伊利石替代, 伊利石逐渐富集最终形成围绕矿床的伊利石-蒙托石夹层。交代方解石和少量菱铁矿与上述矿物同时形成并产生重叠, 而晚期贫方解石岩脉则切割矿化石英脉。高岭土-黄铁矿细脉及稀少的当地明矾石形成于晚期热液活动期间。粘土矿物分带发育良好。伊利石产于深部接近岩脉的地方, 向外向上变为伊利石-蒙托石带, 少量蒙托石赋存于 Empire 脉系以东约 600 m 处。这种分带性表明古气候梯度在外围时为 150 °C, 而在接近岩脉时为 >220 °C, 与石英、板状方解石及晚期贫方解石岩脉内流体包裹体的 T_h 值 (150~240 °C) 一致。包裹体的最后冰点温度大多在 0.0~1.4 °C 之间, 相当于 w (NaCl) 低于 2.4%。冰点温度及压碎时蒸汽泡的膨胀都表明在一些板状方解石和晚期贫方解石中 CO₂ 被分解。CO₂ 含量 0.35%~3.5%, 其下限由压碎期间流体包裹体的蒸汽膨胀决定, 上

限则由任何可见笼形化合物的缺失决定。对板状方解石内包裹体的深部预测表明, 在静水条件下, 浅层网状脉带形成于古地下水面下约 100 m 处。

Golden Cross 的岩脉和蚀变矿物形成于离 Tanpo 火山很近的类似地热系统的水热系统浅层部位内 (<400 m)。石英、冰长石、绿泥石、伊利石、方解石及黄铁矿组合的出现表明上升流体为 pH 近中性到弱碱性的卤水。同时, 在边缘形成富 CO₂ 水并与围岩反应形成方解石、菱铁矿、蒙托石、伊利石-蒙托石及高岭土组合。最后这些外围富 CO₂ 水发生热坍塌并侵入到前述上升流地带, 从而产生晚期贫方解石脉和一个粘土-碳酸盐蚀变矿物的重叠构造。同时, 加热的酸性-硫酸盐水形成于浅水面上, 并下渗形成高岭土、黄铁矿及明矾石的晚期重叠。

任胜译自 *Economic Geology*, 2001, 96 (4), 王美娟校

Age of the Pueblo Viejo gold-silver deposit and its significance to models for high-sulfidation epithermal mineralization

Isotopic analyses were undertaken to clarify age relationships between mineralization in the Pueblo Viejo high-sulfidation epithermal deposit and its host Los Ranchos Formation. This study is important to models for high-sulfidation epithermal deposits because the Los Ranchos Formation is a largely submarine, island-arc tholeiite sequence, very unlike the subaerial, calc-alkaline volcanic sequences that host most high-sulfidation epithermal deposits.

Previous U-Pb analyses of zircons from the Los Ranchos Formation show that it formed between about 118 and 111 Ma and was intruded by the Cotui stock at about 112 Ma. New U-Pb isotope analyses of zircons from quartz porphyries at two different levels in the ore-hosting, upper Los Ranchos Formation indicate an age of (111.4 ± 0.5) Ma (MSWD = 1.92), essentially the same as that of the Cotui stock, confirming that the stock was probably the source of the quartz porphyry magmas and mineralizing fluids. Rb-Sr analyses of sphalerite from gold-bearing veins reflect mixing between magmatic and seawater Sr reservoirs but yield no age constraints. Ar-Ar analyses of illite from advanced argillic alteration in the Moore ore-body yield a plateau age of 58 Ma interpreted to represent

complete resetting or neocrystallization, probably related to the thermal effect of small diorite intrusions immediately south and west of the district.

These measurements, combined with geologic relationships, confirm that high-sulfidation mineralization at Pueblo Viejo was coeval with deposition of its host Los Ranchos Formation, part of the island-arc tholeiite sequence that forms the base of the Greater Antilles arc. This greatly expands the types of volcanic terranes that might be prospective for high-sulfidation mineralization beyond subaerial calc-alkaline sequences to more mafic, dominantly submarine, island-arc tholeiite sequences. At present, relatively few high-sulfidation deposits are known in island-arc tholeiite sequences. This could reflect the greater difficulty of developing large advanced argillic alteration zones in these dominantly mafic rocks or simply a failure to recognize island-arc tholeiite sequences in volcanic arcs that contain mineralization. Exploration might also have been discouraged by the fact that most island-arc tholeiite sequences are dominantly submarine and contain exhalative mineralization. That both types of mineralization might form in these arcs is suggested by relationships in the Tonga-Kermadec ridge and adjacent areas, where

dacitic calderas in island-arc tholeiite sequences host exhalative and high-sulfidation mineralization. The presence of an unusually large deposit such as Pueblo Viejo in an island-arc volcanic sequence is attributable to the iron-rich nature of the wall rocks, which promoted early deposition of gold by sulfidation, and to the presence of carbonaceous sedimentary rocks that isolated the hydrothermal system and promoted ore deposition. The age and iso-

topic data show further that these carbonaceous sedimentary rocks were deposited during ocean anoxic event (OAE) 1b, encouraging speculation that other island-arc tholeiite volcanic sequences containing ocean anoxic event sediments might also be favorable for high-sulfidation epithermal mineralization.

Economic Geology, 2005, 100 (2)

Geology and genesis of the multistage high-sulfidation epithermal Pascua Au-Ag-Cu deposit, Chile and Argentina

The giant Pascua epithermal Au-Ag-Cu deposit is located in the El Indio belt of north-central Chile and Argentina and was the product of a high-sulfidation hydrothermal system. The host rocks consist mainly of Triassic granite and heterolithic Miocene breccia pipes. Granitic rocks host $\sim 60\%$ of the mineralization (or $>80\%$ if granitic breccia fragments are included) but were not the cause of hydrothermal activity. The economic mineralization forms a large orebody centered on Brecha Central, the largest of the breccia pipes, and several smaller satellite bodies that are separated by zones of subeconomic mineralization. Hydrothermal activity produced two main stages of advanced argillic and vuggy silica alteration.

These were separated by an intermediate stage of argillic alteration, silicification and hypogene jarosite, which occurred penecontemporaneously with the emplacement of Brecha Central. Main-stage Au-Ag-Cu mineralization occurred toward the end of the second stage of alteration and involved precipitation of native gold with pyrite and enargite and incorporation of Au in the structure of these minerals. Four types of mineralization are recognized based on the occurrence of economic concentrations of Au in rocks containing significant amounts of the following minerals: 1) alunite, pyrite, and enargite; 2) pyrite; 3) pyrite and szomolnokite; and 4) native gold.

Main-stage gold mineralization was followed by a sulfate stage represented by barite and anglesite at lower elevations and barite, anglesite, plus primary szomolnokite, the first reported occurrence of this phase as a hydrothermal ore mineral, at higher elevations. Late-stage silver mineralization, characterized by the occurrence of microscopic Cl^- , I^- , and Hg-bearing phases in voids and fractures, enriched the upper parts of the deposit, forming an extensive subhorizontal zone that overprints previous alteration and mineralization. Advanced argillic alteration and high-sulfidation mineralization at Pascua are interpreted to have resulted from a high-level hydrothermal system developed above a porphyry stock located in Argentina. Extensive vuggy silica and advanced argillic alteration reflect interaction of the wall rocks with acidic magmatic vapors. Gold, copper, and arsenic are interpreted to have been transported by these vapors and to have deposited as a result of their cooling and subsequent condensation. Ore-forming hydrothermal activity terminated with silver enrichment in response to the condensation of residual magmatic vapors during the waning stages of the system.

Economic Geology, 2005, 100 (3)

The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: Oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids

Quartz, adularia, and clay minerals from low-sulfidation epithermal veins at Hishikari [(1.3 \sim 0.7) Ma]

were analyzed for their oxygen and hydrogen stable isotope compositions to establish the source of paleohydrothermal

waters. Veins consist predominantly of adularia and quartz, are banded, and exhibit a range of recrystallization and replacement textures indicative of precursor silica polymorphs and platy calcite. Adularia/quartz ratios decrease progressively from older, sulfide-mineral bearing, outer bands to late-stage, drusy, barren quartz in the central portions of veins.

Gold and silver occur predominantly as electrum, but smectite and vermiculite that occur as disseminated zones or thin bands (<2 mm) in early adularia-rich stages of veins are in some cases impregnated with micrometer-size native gold. High gold ($>500 \times 10^{-6}$) and silver ($>150 \times 10^{-6}$) concentrations in veins occur within bonanza zones (<50 m vertical and up to 600 m horizontal extent), and values ($\text{Au} < 60 \times 10^{-6}$) sharply decrease outside those zones. These zones characteristically have relatively high adularia/quartz ratios (>0.5). Positive correlation between Au-Ag and the adularia/quartz ratio, the presence of platy calcite, Au-bearing smectite and vermiculite, and constant vertical elevation of ore zones are permissive evidence that boiling controlled ore deposition.

Quartz and adularia in gold- and silver-bearing parts of veins have $\delta^{18}\text{O}$ values that range from $7\text{‰} \sim 9\text{‰}$ and $5\text{‰} \sim 6\text{‰}$, respectively. Late-stage drusy quartz usually has lower $\delta^{18}\text{O}$ values of $6\text{‰} \sim 7\text{‰}$. Gold-bearing smectite and vermiculite have $\delta^{18}\text{O}$ values that range from $8\text{‰} \sim 13\text{‰}$ and δD values that range from $-55\text{‰} \sim -85\text{‰}$. Late-stage clay (smectite and kaolinite), a common alteration product of adularia in veins, has $\delta^{18}\text{O}$ values ($4\text{‰} \sim 11\text{‰}$) similar to those from early-stage clay but δD values that are distinctly lower ($-90\text{‰} \sim -130\text{‰}$) than early-stage clay. Oxygen isotope equilibrium temperatures between quartz and adularia are $220 \sim 250$ °C and 170 °C. Average homogenization temperatures of fluid inclusions from early quartz and adularia are about $180 \sim 220$ °C. Quartz and adularia results indicate that the ore-forming hydrothermal fluids at Hishikari had $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values that range from about $-4\text{‰} \sim 0$, ^{18}O en-

riched compared with present-day meteoric water (-7‰). The Au-bearing smectite and vermiculite have calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of $1\text{‰} \sim 4\text{‰}$ (at temperatures of 200 °C) and $-65\text{‰} \sim -40\text{‰}$, respectively. Calculation of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ variation as a consequence of boiling indicates that closed-system boiling was more likely than open-system boiling. Assuming isotopic equilibrium between columnar adularia and adjacent fine-grained quartz, then the lower calculated equilibrium temperatures of 170 °C are consistent with a decrease in pressure causing steam loss and the formation of amorphous silica from fluids that were silica supersaturated. The calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values (from quartz, adularia, and early smectite) suggest that mineralizing solutions were a mixture of magmatic and meteoric waters. Alternatively, water-rock calculations indicate that these values could derive from heated modern meteoric water that had undergone isotope exchange during circulation through basement rock (water/rock ratio $0.1 \sim 3$). The overlap in δD values of magmatic water ($-30\text{‰} \sim -70\text{‰}$) and meteoric water (-50‰) at Hishikari makes it impossible to clearly differentiate between these two processes. $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ values of veins have a north-south zonation, and values increase to the north, possibly reflecting a source or fluid flow direction. The latest-stage drusy quartz from the central portions of veins has calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values between -4‰ and -6‰ , close to values (-7‰) of present-day meteoric water. Late-stage clays (smectite and kaolinite) have low $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values ($-110\text{‰} \sim -75\text{‰}$) compared with present-day meteoric water (-50‰) that cannot be adequately explained by fluid mixing or water-rock interaction. δD values of water extracted from fluid inclusions in adularia (-110‰) and quartz (-70‰) at Hishikari are not considered to be reliable for estimating $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of paleohydrothermal waters.

Economic Geology, 2002, 97 (3)

Lode gold and epithermal deposits of the Mallina basin , North Pilbara terrain , western Australia

The Mallina basin, in the central west part of the

North Pilbara terrain, is one of the more mineralized parts

of the Pilbara craton. Three styles of Au mineralization are present in the region: 1) lode Au deposits associated with sericite-carbonate-pyrite alteration assemblages, 2) lode Au deposits associated with pyrophyllite-bearing alteration assemblages, and 3) lode Sb-Au deposits. Gold resources have been identified at the Withnell and Camel deposits just to the north of the east-trending Mallina shear zone. East-trending mineralized zones at the Withnell deposit are typical of turbidite-hosted lode Au deposits in that they are late tectonic (synto late-local D₃) and associated with extensive carbonate-sericite alteration. Gold mineralization occurs in planar quartz carbonate veins and with pyrite and arsenopyrite in the host rocks to the veins. Fluid inclusion analyses indicate mainly low-salinity, carbonic inclusions with moderate homogenization temperatures. The lode Sb-Au deposits have a similar structural setting and fluid characteristics. At the Camel 2 deposit Au is associated with syn- to late-D₃ pyrophyllitic

shear zones that have overprinted an earlier carbonate alteration assemblage. Structural relationships and limited Pb isotope data suggest that the lode Au mineralization in this district formed at about 2 900 Ma.

In addition to the lode Au and Sb-Au deposits, north-northwest-trending quartz veins have textures typical of low-sulfidation epithermal deposits. The lithochemistry of samples collected from these veins indicates local enrichment of Au, As, Sb, Ag, Te, and Hg, which is consistent with an epithermal origin. Based on geologic relationships and Pb isotope data, these deposits are interpreted to have formed in the Mallina basin at ca. 2 750 Ma. If they are true epithermal deposits, then they are among the oldest known. Their presence suggests that preservation, not Archean age, is the key control on the temporal distribution of epithermal deposits.

Economic Geology, 2002, 97 (4)

Telluride mineralogy of the low-sulfidation epithermal Emperor gold deposit, Vatukoula, Fiji

The epithermal, low sulfidation Emperor gold telluride deposit in Fiji, hosted by Late Miocene-Early Pliocene shoshonitic rocks, is spatially related to a low-grade porphyry Cu system on the western flank of the Tavua Caldera. Gold is largely in the form of invisible gold in arsenian pyrite but 10% to 50% of gold is in the form of precious metal tellurides. Gold mineralization occurs in steeply dipping dikes and faults, flat-dipping structures ($<45^\circ$), referred to locally as flatmakes, and at the intersection of two or more structures referred to as shatter zones. Petrographic, electron microprobe, and scanning electron microscope analyses of ores from some of the more recently discovered orebodies, Matanagata, Matanagata East, and R1 reveal that tellurium-bearing minerals, sylvanite, calaverite, krennerite, petzite, hessite, coloradoite, melonite, native tellurium, and rare benleonard-

ite, formed during various hydrothermal stages, hosted in quartz, and to a lesser extent arsenian pyrite and tetrahedrite group minerals. Sylvanite followed by krennerite are the two most common tellurides in these orebodies. These tellurides show no systematic spatial distribution within flatmakes but there appears to be a higher concentration of tellurides where the flatmake intersects steep structures. Gold-rich tellurides preceded the formation of silver-rich tellurides and were constrained at 250 °C in $\log f_{S_2}$ and $\log f_{Te_2}$ space at -12.7 to -10.1 and -9.4 to -7.8, respectively, based on sulfide and telluride stabilities, and the composition of sphalerite. Ore-forming components, such as Au, Ag, Te, Cu, V, and S, were likely derived from Late Miocene-Early Pliocene monzonites in and adjacent to the Tavua caldera.

Mineralogy and Petrology, 2003, 79 (3-4)

Predicting gold-rich epithermal and porphyry systems in the central Andes with a continental-scale metallogenic GIS

BRGM's GIS Andes, a comprehensive continental-

scale metallogenic information system for the entire Andes

Cordillera, is based on original syntheses structured into thematic layers. The aim of developing the GIS was to produce an integrated tool to understand ore deposit localization in the Andes. A fundamental question arising at the outset was whether the tool would be suitable for producing predictive mineral-resource maps at the continental scale, considering that previous predictive studies focus only on the regional scale. The continental-scale synthesis implied working with heterogeneous data in terms of distribution, quantity, quality, and in particular, accuracy. The benefit is the ability to include uncommon parameters linked to the geodynamic evolution of the active margin and significant only at the continental scale. In view of the particularities of the GIS dataset, an "expert-guided data-driven" approach was adopted for the multicriteria processing; an approach that combined expert knowledge and the use of elementary statistics, allowing to provide a link between the tectonic development of the whole Andean margin and the spatial and temporal distribution of individual mining districts.

This study was purposely restricted to assessing the distribution of Neogene gold in the central Andes between lat. 3° and 33° S, thus (a) incorporating well constrained data on the present morphology of the convergent margin, and (b) avoiding ambiguities in the less well constrained older history of the complex evolution of the Andean mar-

gin. Five regional parameters were selected and were considered to have a significant influence on the Neogene magmatic-hydrothermal ore formation at continental scale. The five parameters: (i) host-rock lithostratigraphy, (ii) lithostratigraphic contacts, (iii) structural discontinuities, and (iv) depth and (v) dip of the Wadati-Benioff zone modeled from seismic data, had assigned favorability scores, from 0 to 2, based on their associated metal content with respect to a set of identified Neogene gold deposits. The next step was to calculate favorability maps for each criterion that were combined to create an overall (cumulative) favorability map or predictive gold map. Verifying the predictive map against known gold deposits, it was found that the cumulative favorability score of ≥ 4 (out of 10 maximum) located about two-thirds of the known gold-bearing epithermal and porphyry deposits and 95% of the metal content; a cumulative favorability score of ≥ 5 reduced these figures to 50% of the deposits and 71% of the metal content, and that of ≥ 6 relocated 24% of the deposits and 51% of the metal content. In addition to verifying the method, the predictive map outlines new potentially favorable gold areas and even indicates that some known districts could well host yet undiscovered mineralization.

Ore Geology Reviews 2004, 25 (1-2)

Potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization, Lihir Island, Papua New Guinea

Many world-class porphyry copper-gold and epithermal gold deposits worldwide are hosted by volatile-rich and oxidized alkaline rocks. This study investigates potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization at Lihir Island, Papua New Guinea. The island consists of five Pliocene-Pleistocene stratovolcanoes, one of which hosts Ladolam, one of the largest epithermal gold deposits discovered to date.

Petrographically, the rocks range from porphyritic trachybasalts, trachyandesites and latites to rare phonolites and olivine-clinopyroxene cumulates. In some places, these rocks are cut by monzodiorite stocks. According to Al-in-hornblende barometry, the main crystallization of these rocks occurred close to the surface. Titanium-in-

hornblende thermometry as well as olivine-spinel geothermometry and oxygen barometry indicate temperatures of $787\sim 965^{\circ}\text{C}$ at elevated oxygen fugacities (f_{O_2}) of $1.4\sim 4.8$ log units above that of the FMQ buffer. Although previous studies have suggested high f_{O_2} of alkaline rocks associated with copper-gold mineralization based on abundant primary magnetite contents, this is the first direct determination of the f_{O_2} of such rocks. High f_{O_2} of parental melts commonly delays the early crystallization of magmatic sulphides; this is important because metals such as Au and Cu preferentially partition into sulphide phases resulting in their depletion in the melt during increasing fractionation.

Geochemically, the rocks range from primitive to relatively evolved compositions, as reflected by their SiO_2 ($45.8\% \sim 55.0\%$) and MgO ($1.4\% \sim 15.3\%$) contents and variable concentrations of mantle-compatible elements ($\text{V } 130 \times 10^{-6} \sim 328 \times 10^{-6}$, $\text{Ni } 1 \times 10^{-6} \sim 186 \times 10^{-6}$). Their high K_2O content (up to 4.7%), high average $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios (0.8) and high average Ce/Yb ratios (14) are typical of high-K igneous rocks transitional to shoshonites. Although these rocks formed by decompression melting related to back-arc rifting in the Manus Basin, the high LILE, low LREE and very low HFSE concentrations are typical of potassic igneous rocks from oceanic (island) arc settings. The reason for this remark-

able composition is the partial melting of subduction-modified lithospheric mantle, which developed in a stalled subduction zone.

Mica phenocrysts in the rocks reveal unusually high halogen concentrations. Magmatic phlogopites contain high F (up to 5.6%) and elevated Cl contents ($< 0.08\%$). Hydrothermal biotites from rocks that display potassic alteration have low F ($< 0.08\%$), but very high Cl concentrations (up to 0.15%). It is suggested that chloride complexing largely controlled the abundances of Au and Cu in the aqueous fluids responsible for the hydrothermal gold mineralization at Ladolam.

Lithos, 2001, 57 (2-3)

Shallow to near-surface, vein-type epithermal gold mineralization at Lalab in the Sibutad gold deposit, Zamboanga del Norte, Mindanao, Philippines

The Sibutad vein-type epithermal gold deposit is the most promising economically feasible gold mineralization found in recent years in Zamboanga del Norte province in Zamboanga Peninsula, Mindanao island. The Sibutad gold deposit occurs in Pliocene to Pleistocene volcanic rocks, resting on a deformed island arc block to the east of the tectonically active Sindangan-Cotabato-Daguma Lineament. The host rocks are the Malindang Volcanics, composed of lower and upper members, which are both intruded by andesite porphyry. The lower member is made up of andesite flows, dacite tuff and tuffite, whereas volcanic breccia and tuff breccia characterize the upper member. The Sibutad gold deposit is subdivided into the Larayan and Lalab prospects. In Lalab, which is the

prospect studied, hydrothermal activity and gold mineralization occur in the andesite flows. The geology, alteration and mineralization of the Lalab orebody are of adularia-sericite type that suggests the gold was precipitated from reduced, near-neutral pH solutions within a shallow to near-surface environment. The following events produced the Lalab orebody: 1) pre-breccia wallrock alteration, 2) hydrothermal brecciation, 3) post-breccia wallrock alteration, and 4) gold mineralization. Gold precipitated in quartz veins was a response to boiling, followed by fluid mixing. Prolific gold zones occur between 30 m below sea level and 200 m above sea level.

Journal of Asian Earth Sciences, 2002, 21 (2)

The Pierina epithermal Au-Ag deposit, Ancash, Peru: Paragenetic relationships, alunite textures, and stable-isotope geochemistry

The Pierina high-sulfidation epithermal Au-Ag deposit ($9^\circ 26.5'S$; $77^\circ 35'W$) was emplaced in the Middle Miocene into a hypabyssal-to-extrusive "pumice-tuff" and an underlying, older, dacitic flow-dome complex, both of which are cut by hydrothermal breccias and small dacitic domes. Stage I advanced argillic alteration generated a core of vuggy silica, focused in the tuff, and surrounded successively by zones of quartz-alunite, dickite \pm kaolinite

\pm pyrophyllite, and illite-montmorillonite \pm kaolinite. Laser-ablation ICP-MS analysis of the sulfide minerals of the succeeding, Stage II, Cu (Pb, Bi, Sb, Zn, As)-barite mineralization, largely confined to the vuggy-silica zone, reveals that both Au and Ag were introduced at that time. This assemblage was almost entirely obliterated during Stage III, when oxidation by low-temperature meteoric waters generated botryoidal hematite-goethite assemblage-

es, which are now the main precious-metal hosts. Stage IV barite-acanthite mineralization shows limited temporal overlap with Stage III, but dominantly overprints the hematite-goethite assemblage. The deposit incorporates alunite exhibiting a wide range of modes of occurrence, grain size, and morphology. Disseminated alunite dominates Stage I alteration, which replaced phenocrysts and fragments, and locally hosts corroded, $\leq 40 \mu\text{m}$ aluminophosphate-sulfate (APS) inclusions. The alunite shows limited Na substitution [molar $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}) \leq 0.2$], but alunite-natroalunite assemblages occur sporadically throughout the quartz-alunite alteration zone. Isotopic analysis yields $\delta^{34}\text{S}$ values of $16.6\text{‰} \sim 31.0\text{‰}$, consistent with a magmatic-hydrothermal origin. Rare occurrences of disseminated alunite and pyrite in textural equilibrium occur in unoxidized areas of the deposit, and yield $\delta^{34}\text{S}$ Salu-py precipitation temperatures of $179 \sim 250^\circ\text{C}$, with the majority below 200°C . Disseminated alunite in shallower, oxidized portions of the deposit, where pyrite has been destroyed, yield $\delta^{18}\text{O}_{\text{so}_4}$ values of 6.3‰ to 14.4‰ . The lighter compositions occur along the axis of the quartz-alunite alteration zone, and imply precipitation at higher temperatures, albeit with some meteoric water involvement. Porcelaneous alunite ($10 \sim 100 \mu\text{m}$) forms the matrix of breccias that cut Stage I alteration. Sodium contents are low [$\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ molar ≈ 0.1] and APS

inclusions have not been identified. The $\delta^{34}\text{S}$ values of $21.8\text{‰} \sim 27.1\text{‰}$ are consistent with a magmatic-hydrothermal origin, but the $\delta^{18}\text{O}_{\text{so}_4}$ values of 11.4‰ to 14.6‰ indicate deposition under cooler temperatures and the involvement of meteoric water that interacted substantially with igneous country-rocks. Coarse, open-space-filling alunite, which occurs as veins or coatings on breccia fragments, exhibits limited Na substitution, is not associated with natroalunite, and does not host APS inclusions. Its $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{so}_4}$ values of 12.9‰ to 26.2‰ and 6.5‰ to 8.6‰ , respectively, imply a magmatic-hydrothermal origin and deposition at higher temperatures. Dike-like bodies and mantos of friable alunite have distinctive $\delta^{34}\text{S}$ ($16.2\text{‰} \sim 19.3\text{‰}$) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{so}_4}$ ($7.6\text{‰} \sim 9.2\text{‰}$) values, and may record a steam-heated environment. However, these compositions may also indicate loss of H_2S gas during oxidation, or overprinting of steam-heated alunite by magmatic-hydrothermal alunite (or vice versa). All forms of alunite exhibit higher $\delta^{18}\text{O}_{\text{so}_4}$ values in the central part of the deposit, and the coherent isotopic chemistry casts doubt on the reliability of the widely accepted textural criteria for the origin of this mineral in hydrothermal systems.

Chemical Geology, 2005, 215 (1-4)

Re-Os isotopes applied to the epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia

The epithermal gold mineralization near Bucaramanga, Colombia, is spatially associated with a dacitic porphyry of Upper Cretaceous to Early Tertiary age. Two mining districts in the vicinity of Bucaramanga, the California and the Vetás, host different styles of mineralization that could be interpreted as high- and low-sulfidation style mineralization, respectively. Re-Os isotope systematics were used on sulfide-gold-rich gravity concentrates in an attempt to determine both the ages of the epithermal deposits and the possible genetic relationships between the porphyry and the epithermal mineralization. The concentration of Os for sulfide samples taken from both systems is relatively uniform, ranging from 19×10^{-9} to 35×10^{-9} , whereas the Re concentration varies significantly, with the

California system averaging 10×10^{-9} and the Vetás system averaging 140×10^{-9} . The samples from the high-sulfidation California deposit form an isochron with an age of $(57 \pm 10) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0.8$), which overlaps with the age of the dacitic volcanism. The initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ of the isochron is 1.20 ± 0.13 and indicates a predominately crustal source for the Os and, by inference, gold. The samples from the Vetás low-sulfidation system have very high Re/Os ratios and do not lie on the isochron.

These data reveal a difference between two epithermal systems that border one intrusion. Sulfide samples from the high-sulfidation system are isotopically homogeneous with respect to Re-Os (form an isochron) and probably represent mineralization linked closely with the high

temperature volatiles/fluids from the magma . In contrast , the sulfides from the Vetas system are in disequilibrium with respect to Re-Os and may illustrate mineralization

that is not directly related to similar magmatic fluids .

Journal of South American Earth Sciences , 2003 , 15 (7)

Pb-Sr isotopic evidence for contribution of deep crustal fluid to the Hishikari epithermal gold deposit , southwestern Japan

The gold-bearing quartz-adularia veins of the world-class Hishikari mine in southwestern Japan occur in a geological regime where the rocks of the upper to middle crust are simple and their chemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions are well studied . Detailed comparison of Pb and Sr isotopic data of the Hishikari veins with those of all possible source materials demonstrates that metals in the veins were essentially derived from a mixture of magmatic fluid with a deep crustal fluid that originated near the boundary between the Shimanto middle crust and the underlying subcontinental crustal materials . We propose that the release of the deep crustal fluid was triggered by intru-

sion of the Shishimano rhyodacite magma related to timing of the mineralization . This fluid mixture carried metals to the brittle upper crust along fissures created by extensional stress forming the ore deposits . Although the deep crustal fluid has not been paid much attention , it may be distributed over a large scale in the deep crust from the continent to the arc system and play an important role in the genesis of magmatic-hydrothermal ore deposits and in the generation of flow-induced deep tremor .

Earth and Planetary Science Letters , 2004 , 222 (1)

Morphogenesis and composition of native gold in the Chelopech volcanic-hosted Au-Cu epithermal deposit , Srednogie zone , Bulgaria

Native gold is an important economic component of the complex ores of the Chelopech high-sulphidation volcanic-hosted epithermal Au-Cu deposit (Bulgaria) . The ore consists of pyrite , chalcedonic silica , chalcopryrite , enargite , luzonite , tennantite , bornite , sphalerite , galena , and numerous other sulphide , arsenide and telluride minerals . Gold is paragenetically associated with most of the arsenic-bearing and base metal sulphide minerals . The chemistry and morphology of gold grains , which were separated from disintegrated ores , were systematically studied by scanning electron microscopy (SEM) and electron probe microanalysis (EPMA) . The gold is characterised by high fineness (950) and a mean composition of 94.1 wt% Au , 5.27% Ag , 0.53% Cu and 0.10% Fe . Gold grains show variable morphology : subhedral flakes ,

irregular grains , euhedral isometric crystals , elongated rods , wires and fine-fibrous crystals , {111} twins , fine dendrite-like formations , spongy gold , and polycrystalline grains . The densest faces {111} are morphologically the most important . Morphometric measurements show a pronounced flatness of the gold particles . The mean value of the Corey factor (a measure of flatness from 0 to 1 = spherical) is 0.14 and the mean length to width value is 1.64 . It is suggested that crystal growth of gold took place in small voids , fine cracks and intergranular space , the geometry of which have controlled the highly variable grain shapes . No direct correlation between the size and composition of gold grains exists , but larger grains tend to be of higher fineness .

Mineralium Deposita , 2002 , 37 (6-7)

Evaluation of weights of evidence to predict epithermal gold deposits in the Great Basin of the western United States

The weights-of-evidence method provides a simple

approach to the integration of diverse geologic informa-

tion. The application addressed is to construct a model that predicts the locations of epithermal-gold mineral deposits in the Great Basin of the western United States. Weights of evidence is a data-driven method requiring known deposits and occurrences that are used as training sites in the evaluated area. Four hundred and fifteen known hot spring gold-silver, Comstock vein, hot spring mercury, epithermal manganese, and volcanogenic uranium deposits and occurrences in Nevada were used to define an area of 327.4 km^2 as training sites to develop the model. The model consists of nine weighted-map patterns that are combined to produce a favorability map predicting the distribution of epithermal-gold deposits. Using a measure of the association of training sites with predictor features (or patterns), the patterns can be ranked from best to worst predictors. Based on proximity analysis, the strongest predictor is the area within 8 km of volcanic rocks younger than 43 Ma. Being close to volcanic rocks is not highly weighted, but being far from volcanic rocks causes a strong negative weight. These weights suggest that proximity to volcanic rocks define where deposits do not occur.

The second best pattern is the area within 1 km of hydrothermally altered areas. The next best pattern is the area within 1 km of known placer-gold sites. The proximity analysis for gold placers weights this pattern as useful when close to known placer sites, but unimportant where placers do not exist. The remaining patterns are significantly weaker predictors. In order of decreasing correlation, they are: proximity to volcanic vents, proximity to

east-west to northwest faults, elevated airborne radiometric uranium, proximity to northwest to west and north-northwest linear features, elevated aeromagnetics, and anomalous geochemistry. This ordering of the patterns is a function of the quality, applicability, and use of the data. The nine-pattern favorability map can be evaluated by comparison with the USGS National Assessment for hot spring gold-silver deposits. The Spearman's ranked correlation coefficient between the favorability and the National Assessment permissive tracts is 0.5. Tabulations of the areas of agreement and disagreement between the two maps show 74% agreement for the Great Basin. The posterior probabilities for 51 significant deposits in the Great Basin, both used and not used in the model, show the following: 26 classified as favorable; 25 classified as permissive; and 1, Florida Canyon, classified as nonpermissive. The Florida Canyon deposit has a low favorability because there are no volcanic rocks near the deposit on the Nevada geologic map used. The largest areas of disagreement are caused by the USGS National Assessment team concluding that volcanic rocks older than 27 Ma in Nevada are not permissive, which was not assumed in this model. The weights-of-evidence model is evaluated as reasonable and delineates permissive areas for epithermal deposits comparable to expert's delineation. The weights-of-evidence model has the additional characteristics that it is well defined, reproducible, objective, and provides a quantitative measure of confidence.

Natural Resources Research, 1999, 8 (4)

The Jinxi-Yelmand high-sulfidation epithermal gold deposit , Western Tianshan , Xinjiang Province , P. R. China

The Jinxi-Yelmand gold deposit is located in the late Paleozoic Tulasi intra-arc volcano-sedimentary basin in the Xinjiang Uygur Autonomous Province of northwest China. Although all known deposits in the Tulasi Basin were previously described as low-sulfidation epithermal systems, the recently discovered Jinxi-Yelmand deposit is interpreted here to be a modified high-sulfidation epithermal gold deposit based on its hydrothermal alteration assemblages, fluid inclusions and isotopic data.

Hydrothermal alteration at Jinxi-Yelmand covers an

area of about 4 km^2 and is well zoned. The inner zone (Zone 1) is characterized by intense silicification, with a remnant quartz + dickite assemblage. Vuggy quartz textures are locally preserved in this zone. The intermediate zone (Zone 2) has advanced argillic alteration with a dickite + kaolinite + quartz + smectite assemblage. The outer zone (Zone 3) is characterized by an argillic alteration assemblage of montmorillonite + kaolinite. Gold is hosted mainly by quartz and pyrite in alteration zones 1 and 2. Fluid inclusion study indicates that the hydrothermal al-

teration and mineralization formed at temperatures between 198 and 275 °C ; and relatively low salinities (5‰) . Oxygen and hydrogen isotopic data from fluid inclusions and alteration mineral assemblages , as well as geological relationships , suggest that the ore-stage hydrothermal fluids were of magmatic-hydrothermal origin , with early stage

input of SO₂-rich magmatic vapors . This study reports the first recognized occurrence of a modified high-sulfidation style hydrothermal system in the western Chinese Xinjiang province , enhancing the potential for the exploration of epithermal gold in this region .

Ore Geology Reviews , 2005 , 26 (1)

浅成低温热液型金矿共同特征

浅成热液脉型金矿是在近地表处形成的, 金矿化垂直深度一般不超过 1 500 m。火山环境中的浅成热液脉型矿床的赋矿围岩多为中性的安山岩、中酸性的英安岩及火山碎屑岩, 有一些是次火山岩相, 而产于基性火山岩中的金矿则为数较少。矿多形成于张性构造环境, 区域断裂及火山机构在矿床形成中常起十分关键的导矿构造及控矿构造的作用, 破火山口环境是很有利的成矿场所, 但破火山口并非浅成热液矿床发育的先决条件; 在美国西部, 125 个已知破火山口中只有 14 个含矿。浅成热液金矿中矿体通常呈脉状产出。矿石和伴生矿物主要是以裂隙充填形式沉积, 少数以交代浸染形式出现。非金属矿物常见有结晶良好的次生加大, 而矿石矿物则以细粒状为主, 一般来说, 金含量高的

地方, 石英颗粒细小, 并同时含有冰长石或绢云母。矿床中常伴有大量的 Hg, As, Sb 和少量 Se, Te。Au/Ag 值变化很大, 主要的金属矿物为自然金、自然银、银金矿、金银矿, 辉银矿和含银的碲-绿硫盐矿物。非金属矿物主要为石英和方解石, 其次为冰长石、重晶石、萤石、黄铁矿、绢云母和绿泥石等。热液交代作用非常强烈, 金矿化通常与硅化伴生 (包括冰长石化), 两侧为伊利石-绢云母和粘土蚀变带。青磐岩化蚀变在矿区内广泛分布。在深部矿脉中含冰长石化和钠长石化, 而地表附近以较宽的泥质蚀变为显著特征, 有些泥质蚀变含明矾石。金矿化的成矿温度从 200 °C 左右到 300 °C 以上, 平均 240 °C, *w* (NaCl) 一般低于 3%。

摘自《世界地质》2001 年第 3 期