

川西若洛隆-措莫隆复式花岗岩体岩石学及其有关锡矿成矿的物理化学条件

管 士 平

(成都地质矿产研究所)

一、地质概述

与锡多金属成矿关系密切的雀儿山-格聂花岗岩带位于义敦碰撞带西部盖玉-定曲断裂带与德格-乡城断裂带之间。北北西向一级区域构造控制着含矿酸性岩浆岩带的展布,不同构造交接复合部位,次级褶皱及断裂对含矿岩体及矿化富集有明显的控制。

该岩带北起邓柯南至乡城以南的洪措、次林措附近,南北长460km、宽20~30km,由大小不等的20余个岩体组成。含锡花岗岩包括北段的高贡、洞中达、雀儿山岩体,中段的昌多柯、苹果隆巴、若洛隆、措普、措莫隆、亥隆、绒伊措、哈嘎拉等岩体及南段的日拥、茨林措岩体。其中雀儿山、若洛隆、哈嘎拉、格聂等岩体为岩基,余皆为岩株。岩带的K-Ar法年龄值为217~7Ma之间,岩基以140~40Ma的年龄值占多数。经U-Pb法测定雀儿山岩体年龄值为95~8Ma,哈嘎拉为54Ma;用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法测定措莫隆岩体年龄值为85~77Ma;Rb-Sr法全岩等时线年龄值哈嘎拉为81~78Ma,供觉措为83Ma。各含锡花岗岩体同位素地质年龄值多集中于86.9~60Ma范围内,为成矿的主要时期。岩带主要由燕山晚期—喜马拉雅期多期次形成的复式岩体组成,以中南段格聂、茨林措等岩体侵入时间最晚。

根据花岗岩体的空间分布、岩石化学特征、含矿性等综合判别,主要应属陆缘-岛弧造山期后大陆碰撞-陆内汇聚阶段形成的陆壳改造型花岗岩(侯立玮等,1994),并形成与之有关的Sn、W、Cu、Mo、Pb、Zn(Au、Ag)等有色金属成矿系列。岩体侵入及赋矿围岩主要为上三叠统曲嘎寺组及图姆沟组碳酸盐岩、火山岩及变质碎屑岩。

在此花岗岩带内,成矿作用比较有特征的是若洛隆-措莫隆复式岩体控制的措莫隆锡多金属矿床(图1)。图1可见,从花岗岩向外,依次为Sn矿带-(Sn、Cu、Pb、Zn)带-(Pb、Zn、Ag、Sn)带。与此相对应的是夕卡岩带,即内夕卡岩带——绿帘透辉夕卡岩和石榴透辉夕卡岩,正接触带——萤石透辉夕卡岩和萤石阳起石-透闪石夕卡岩带,外接触带——阳起透辉夕卡岩带,远外接触带——绿帘透辉夕卡岩和透辉夕卡岩带。

该矿床在垂向上也呈现矿化分带,深部岩体接触带为含锡磁铁矿化,向上为铜锡矿化及锡多金属矿化,顶部为以铅锌为主的锡铅锌银矿化。

该矿床金属矿物为锡石、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿及闪锌矿、方铅矿等。

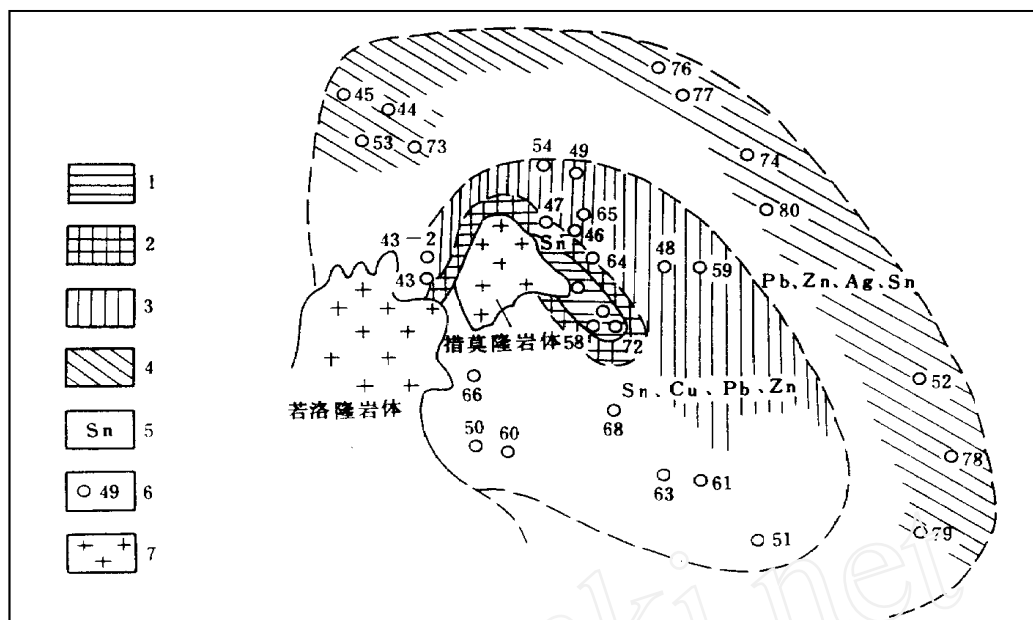


图1 措莫隆锡多金属矿床夕卡岩及矿化水平分带示意图

1—内夕卡岩带；2—正接触带；3—外接触带；4—远外接触带；5—金属分带；6—矿体及编号；7—花岗岩

Fig 1 Schematic diagram showing the horizontal zoning of the skarns and mineralization in the Cuo-mo long tin polymetallic ore deposit

1—inner skarn belt; 2—normal contact zone; 3—outer contact zone; 4—distal outer contact zone; 5—zoning of metallic ore belts; 6—ore body number; 7—granite

二、花岗岩岩石学特征

(一) 地质特征

若洛隆似斑状黑云母二长花岗岩总体呈北西向出露于矿区西南部,南北长12km,东西宽2~4km,面积约44km²,呈岩株产出。除南部玛曲河一带与围岩呈断层接触外,东、西部及北部边界呈波状、锯齿状、指状插入围岩中。岩体可划分三个相,矿区仅出露过渡相和边缘相。矿物成分为钾长石占33%~44%、斜长石占28%~36%、石英占23%~25%及黑云母,副矿物为锆石、磷灰石、金红石、磁铁矿、镜铁矿、榍石、锡石等。

措莫隆似斑状黑云母二长花岗岩出露于矿区中部,沿330°方向延伸,南东侧向130°方向分支,构成“似鱼状”形态。岩体长1.28km、宽140~520m,与围岩接触界线清楚,流动构造明显。岩体分三个相,中央相仅出露在岩体南端,边缘相及过渡相在此明显收缩,宽仅5~10m。岩体中节理、裂隙十分发育。矿物成分为钾长石占28%~34%、斜长石占23%~34%、石英占31%~37%和黑云母占4%~6%,副矿物为磁铁矿、镜铁矿、钛铁矿、磷灰石、金红石、锡石、锆石、黄铁矿等。

在矿物结晶粒度上,两岩体的矿物粒度明显地分为三群,其一是巨斑晶钾长石,一般大

表 1 花岗岩岩石化学成分 (wt%/%)
Table 1 The petrochemical compositions of the granites (wt%/%)

序号	标本编号	岩体	相带	岩石名称	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	F	Cl	H ₂ O ⁺	总量		
1	DL04	措 莫 隆	边缘相	似斑状	75.78	0.13	12.44	0.54	1.40	0.04	0.00	0.79	3.00	5.00	0.04	0.084	0.012	0.43	99.686		
2	DL05		边缘相		74.80	0.25	12.49	0.56	2.19	0.05	0.21	1.29	2.95	4.26	0.08	0.060	0.022	0.52	99.732		
3	No-07		边缘相		73.41	0.32	12.97	0.77	1.81	0.03	0.45	2.04	2.82	4.51	0.10	—	—	—	—	99.23	
4	No-08		边缘相		72.18	0.20	13.86	0.91	1.19	0.02	0.37	1.41	3.07	5.26	0.07	—	—	—	—	98.54	
5	DL03	莫 隆	过渡相	似斑状	72.96	0.25	13.90	0.42	1.72	0.04	0.75	0.59	2.95	5.14	0.08	0.068	0.015	0.60	99.483		
6	No-05		过渡相		72.29	0.23	13.53	0.55	1.67	0.03	0.40	1.47	2.95	5.14	0.08	—	—	—	—	98.34	
7	DL06		中央相		73.83	0.23	13.27	1.01	1.47	0.05	0.11	1.48	3.62	4.22	0.04	0.052	0.015	0.61	100.007		
8	No-10		中央相		75.15	0.19	11.38	0.46	1.95	0.06	0.53	1.35	3.06	4.54	0.07	—	—	—	—	98.74	
9	DL02	岩 洛 隆	边缘相	黑云母	71.94	0.25	14.15	0.58	1.47	0.04	0.25	1.39	3.52	5.07	0.01	0.060	0.035	0.60	99.365		
10	No-16		边缘相		75.48	0.21	12.01	0.47	1.80	0.04	0.27	1.17	2.96	4.50	0.06	—	—	—	—	98.97	
11	No-17		边缘相		72.80	0.34	13.64	0.32	2.39	0.05	0.93	1.78	2.91	4.56	0.13	—	—	—	—	99.82	
12	No-18		边缘相		75.50	0.15	12.10	0.31	1.33	0.07	0.17	1.13	3.50	4.50	0.04	—	—	—	—	98.80	
13	DL01	岩 洛 隆	过渡相	花岗岩	70.72	0.40	14.18	0.88	1.97	0.06	0.45	1.83	3.52	4.69	0.14	0.028	0.032	0.830	99.71		
14	No-19		过渡相		72.46	0.22	13.65	0.55	1.43	0.02	0.45	1.47	3.28	4.89	0.07	—	—	—	—	98.49	
15	No-20		过渡相		71.18	0.47	13.13	0.26	2.63	0.07	0.95	1.86	3.06	4.38	0.17	—	—	—	—	98.16	
16	No-21		过渡相		72.33	0.40	12.89	0.49	2.59	0.07	0.56	1.53	3.10	4.50	0.16	—	—	—	—	98.62	
17	No-22	辛 果 巴 隆 ^①	过渡相	花岗岩	72.24	0.55	14.26	0.67	2.28	0.052	0.85	1.99	3.18	4.45	0.15	—	—	—	—	100.652	
18	No-23		中央相		70.12	0.57	13.62	0.63	2.64	0.07	0.94	2.20	3.20	4.20	0.18	—	—	—	—	98.37	
19	统 伊 措 ^①		岩 洛 隆		中央相	70.32	0.44	13.96	0.48	2.87	0.07	0.92	2.03	3.14	4.98	0.16	—	—	—	—	99.37
20					过渡相	72.89	0.14	13.67	0.36	1.27	0.05	0.25	1.17	3.17	5.44	0.10	—	—	—	—	98.51
21	亥 隆 ^①	岩 洛 隆	过渡相	黑云母	76.28	0.23	11.90	0.60	1.70	0.02	1.06	1.26	2.60	4.37	0.08	—	—	—	—	100.10	
22	哈 嘎 拉 ^①		过渡相		72.41	0.37	13.48	0.61	2.25	0.04	0.57	1.42	2.99	5.09	0.09	—	—	—	—	99.32	
23	次 林 措 ^②		过渡相		70.54	0.40	13.62	0.8	1.82	0.05	0.74	1.79	3.56	4.61	0.21	—	—	—	—	97.93	
24	措 普 ^②		过渡相		73.96	0.25	12.71	0.21	1.70	0.04	0.34	1.56	3.07	4.72	0.06	—	—	—	—	98.62	
25	个 旧	广 西 大 厂 华 南 中 国 平 均 值	过渡相	花岗岩	70.68	0.32	14.26	0.91	2.09	0.08	0.59	1.52	3.41	5.21	—	—	—	—	—	99.07	
26	广 西 大 厂		过渡相		73.28	0.03	15.01	0.08	2.16	0.10	0.49	0.19	2.80	4.23	—	—	—	—	—	98.37	
27	华 南		过渡相		73.80	0.20	13.15	0.89	1.48	0.06	0.46	0.97	3.36	4.69	—	—	—	—	—	99.06	
28	中 国 平 均 值		过渡相		71.99	0.21	13.81	1.37	1.72	0.12	0.81	1.55	3.42	3.81	0.20	—	—	—	—	—	99.01

注: DL.01~06 由本项目测试, No.07~23 由四川地矿局 108 队测试, ①由四川地矿局区调队测试, ②由四川地矿局 402 队测试, 其它由成都地质矿产研究所测试。

表2 花岗岩 C. I. P. W. 标准矿物计算结果
Table 2 The calculations of C. I. P. W. normative compositions of the granites

序号	样品编号	岩体名称	相带	岩石类型	Ap	Il	Fr	Mt	Or	Ab	An	C			Di			Hy		Q
												Wo	En	Fs	En	Fs	En	Fs		
1	DL04	措莫隆	边缘相	铝过饱和	0.00	0.30	0.16	0.69	29.50	25.17	3.34	0.92	—	—	—	0.00	1.85	37.07		
2	DL05				0.34	0.46	0.09	0.93	25.05	25.17	5.15	1.07	—	—	—	—	0.50	3.03	37.37	
3	No-07				0.34	0.61	0.00	1.16	26.72	23.60	9.09	0.14	—	—	—	—	1.10	2.11	34.35	
4	No-08				0.00	0.46	0.00	1.39	31.17	26.22	6.96	0.51	—	—	—	—	0.90	1.06	29.92	
5	DL03	措莫隆	过渡相	正常类型	0.34	0.46	0.13	0.69	30.62	25.17	1.67	2.75	—	—	—	1.91	2.37	32.87		
6	No-09				0.34	0.46	0.00	0.69	30.62	25.17	6.31	0.75	—	—	—	1.00	2.24	30.80		
7	DL06				0.00	0.46	0.12	1.39	25.05	30.42	6.82	0.25	—	—	—	0.30	1.45	32.87		
8	No-10	若洛隆	中央相	正常类型	0.00	0.30	0.00	0.69	26.72	25.70	4.17	—	1.05	0.34	0.75	2.16	35.75			
9	DL02				0.00	0.46	0.12	0.93	30.06	29.39	6.54	0.46	—	—	—	0.60	1.72	27.94		
10	No-16				0.00	0.46	0.00	0.63	26.32	25.17	5.84	0.10	—	—	—	0.70	2.51	36.77		
11	No-17				0.34	0.61	0.00	0.46	26.72	24.65	7.98	1.05	—	—	—	2.21	3.56	32.19		
12	No-18	若洛隆	边缘相	正常类型	0.00	0.30	0.00	0.46	26.72	29.37	4.17	—	0.58	0.11	0.52	0.30	1.46	34.79		
13	DL01				0.34	0.76	0.01	1.39	27.83	29.89	8.21	0.25	—	—	—	1.10	2.11	26.98		
14	No-19				0.00	0.46	0.00	0.69	28.95	27.80	7.23	0.31	—	—	—	1.10	1.85	29.98		
15	No-20	若洛隆	过渡相	铝过饱和	0.34	0.91	0.00	0.46	25.61	25.70	8.25	0.44	—	—	—	2.46	3.83	30.20		
16	No-21				0.34	0.76	0.00	0.69	26.72	26.32	6.58	0.44	—	—	—	1.41	3.69	31.64		
17	No-22				0.34	1.06	0.00	0.93	26.16	26.75	8.81	1.05	—	—	—	2.11	2.77	30.56		
18	No-23				0.34	1.06	0.00	0.93	25.05	27.27	9.92	0.14	—	—	—	2.33	3.43	27.92		
19	辛果巴隆	辛果巴隆	中央相	正常类型	0.34	0.91	0.00	0.69	29.50	26.75	9.09	0.03	—	—	2.31	4.09	25.64			
20	绒伊措				0.34	0.30	0.00	0.46	32.29	26.75	4.92	0.75	—	—	—	0.60	1.85	29.96		
21	亥隆	亥隆	过渡相	正常类型	0.34	0.46	0.00	0.93	25.61	22.03	5.19	1.05	—	—	2.61	2.24	39.76			
22	哈嘎纳				0.34	0.76	0.00	0.93	30.06	25.17	6.03	0.85	—	—	—	1.41	2.90	30.86		
23	次林措	次林措	过渡相	正常类型	0.00	0.76	0.00	1.16	27.28	29.89	7.79	—	0.46	0.22	0.24	1.59	1.74	26.74		
24	措普				0.12	0.48	0.00	0.32	28.34	26.33	7.04	—	0.18	0.04	0.14	0.80	2.51	33.64		

小为 $3 \times 2.5 \times 1 \sim 4 \times 2 \times 1.5 \text{cm}$, 具卡双晶的条纹长石, 不规则连生, 局部呈定向排列, 含量为3%~8%; 其二是小斑晶, 为条纹长石、正长石、斜长石、石英和黑云母, 黑云母具熔蚀边; 其三是基质, 为正长石、斜长石、石英、黑云母等。

(二) 岩石化学特征

岩带中南段主要花岗岩岩石化学分析结果、标准矿物计算结果列于表1及表2。

1. 岩石化学成分特点

(1) 酸度: 本带花岗岩属酸性侵入岩, $w(\text{SiO}_2)$ 均大于70%, 最高达76.28%, 均高于中国花岗岩平均值, 与个旧、大厂及华南地区花岗岩比较相似。措莫隆岩体比若洛隆岩体更富酸性, 前者 $w(\text{SiO}_2)$ 平均为73.80%, 后者平均为72.50%。

(2) 碱度: 本带花岗岩富碱, $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 为6.97%~8.61%, 并且 $w(\text{K}_2\text{O})$ 高于 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 。除亥隆岩体 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 低于中国花岗岩平均值外, 其它岩体与个旧、大厂及华南花岗岩类似。措莫隆与若洛隆岩体的 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 相差很小, 前者平均为7.81%, 后者平均为7.80%。在 $\text{SiO}_2\text{-AR}$ 图上(图2), 本带花岗岩属碱性岩。

(3) 含铝指数: 本带岩体除措莫隆、若洛隆各一件样品及次林措岩体、措普岩体属正常类型外, 其他岩体均属铝过饱和类型, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ 均大于1。措莫隆岩

表3 花岗岩岩石化学指数计算

Table 3 The calculations of the petrochemical indices for the granites

序号	样品编号	岩体名称	相带	岩石化学指数					标准矿物及参数			
				FL	MF	SI	K+Na	AR	DI	An	CL	
1	DL04	措莫隆	边缘相	91.01	100.00	0.00	8.00	4.06	92.57	6	2.84	
2	DL05			84.82	92.90	2.06	7.21	3.19	87.59	9	4.92	
3	No-07			78.23	85.10	4.34	7.33	2.91	84.48	16	4.98	
4	No-08			85.52	85.00	3.43	8.33	3.40	87.55	12	3.81	
5	DL03		过渡相	93.20	74.00	6.83	8.09	3.53	88.55	3	5.43	
6	No-09			84.62	84.70	3.73	8.09	3.34	86.94	11	4.39	
7	DL06			中央相	84.12	95.80	1.05	7.84	3.27	88.49	10	3.60
8	No-10				84.92	82.00	5.03	7.60	3.96	88.39	8	4.12
9	DL02	若洛隆	边缘相	86.07	89.10	2.30	8.59	3.47	88.52	10	3.71	
10	No-16			86.44	89.40	2.70	7.46	3.66	89.13	10	4.36	
11	No-17			80.76	75.10	8.10	7.47	2.88	83.63	14	6.84	
12	No-18			87.62	90.60	1.73	8.00	4.06	90.86	7	3.15	
13	DL01			过渡相	81.77	86.90	3.74	8.21	3.11	85.66	12	5.36
14	No-19				84.75	81.50	4.25	8.17	3.25	86.77	12	4.10
15	No-20		80.00		75.30	8.42	7.44	2.97	81.59	7	7.61	
16	No-21		83.24		84.20	5.15	7.60	3.23	84.35	11	6.55	
17	No-22		79.31		78.04	7.27	7.63	2.77	83.47	14	6.87	
18	No-23		中央相		77.08	77.70	8.10	7.40	2.76	80.22	15	7.73
19	辛巴隆巴			80.00	78.45	7.43	8.12	3.06	81.89	15	8.0	
20	绒伊措			88.04	86.70	2.38	8.61	3.76	89.00	8	3.21	
21	亥隆			84.69	68.45	10.26	6.97	3.25	87.39	11	6.24	
22	哈嘎纳			85.05	83.38	4.95	8.08	3.37	86.09	11	6.0	
23	次林措			82.03	77.98	6.42	8.17	3.26	83.91	12	5.71	
24	措普			83.33	85.02	3.39	7.79	3.40	88.31	12	4.47	

体 $w(A\text{L}\text{O}_3)$ 平均为 12.98%, 若洛隆岩体 $w(A\text{L}\text{O}_3)$ 平均为 13.36%, 均低于中国花岗岩平均值。

2. 岩石化学指数特点

本带花岗岩岩石化学指数计算结果列于表

3.

(1) 长英指数 (FL) 与 镁铁指数 (MF): 本带花岗岩的 FL 、 MF 值较高, FL 值在 77.08~93.20 之间, MF 值在 74~100 之间。在 FL - MF 图上显示 (图3), 两者呈线性关系, 岩浆演化从低 FL 、 MF 向高 FL 、 MF 值方向变化。措莫隆岩体 FL 、 MF 分别平均为 85.81、87.44, 高于若洛隆岩体 FL 、 MF 值 (82.70 和 82.78)。说明若洛隆岩体岩浆来源深度大于措莫隆岩体。

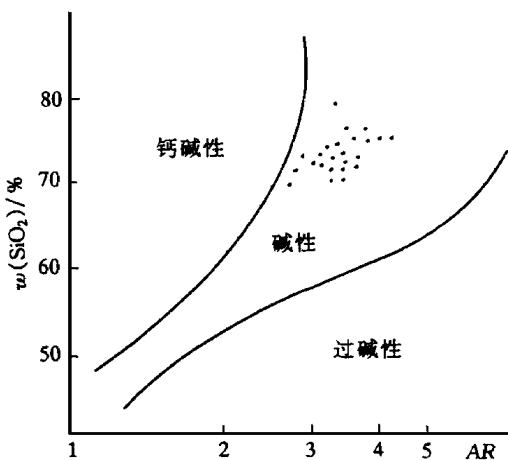


图2 SD_2 - AR 图解

Fig 2 SD_2 versus $A.R$ diagram for the granites

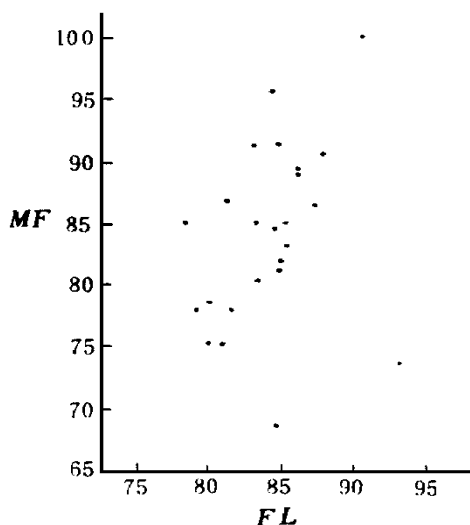


图3 花岗岩 FL - MF 图解

Fig 3 FL versus MF diagram for the granites

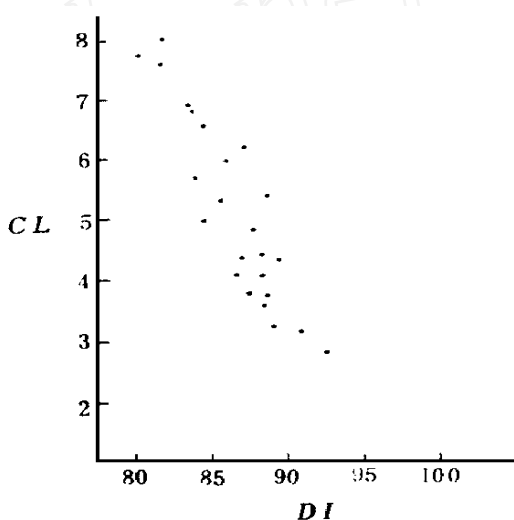


图4 花岗岩 DI - CL 图解

Fig 4 DI versus CL diagram for the granites

(2) 分异指数 (DI) 和 颜色指数 (CL): 本带花岗岩分异指数 DI 在 80.22~92.57 之间变化, 颜色指数 CL 在 2.84~8 之间。措莫隆岩体 DI 、 CL 平均值分别为 88.07 和 4.26, 若洛隆岩体 DI 、 CL 平均值分别为 85.42 及 5.63, 说明前者岩浆分异程度高于后者。图4显示, DI 与 CL 呈负相关, 即岩浆分异程度越高, CL 值越小 (暗色矿物越少)。

3. 岩石化学成分变异特征

图5显示, 本带花岗岩随分异指数 DI 值增大, SiO_2 、 K_2O 含量增多, CaO 、 MgO 、 FeO 含量减少, Fe_2O_3 与 Na_2O 基本无变化, Al_2O_3 则比较分散。说明本带花岗岩向富酸富碱、贫钙镁铁方向演化。

在 $\lg SI$ -氧化物变异图上(图6), SI 值与 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 线性相关, 而与 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)$ 关系不明显, $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 变化不大, 说明在岩浆上升过程中, MgO 、 CaO 很少或没有受围岩的同化混染, 而 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O 受到围岩不同程度的同化混染。

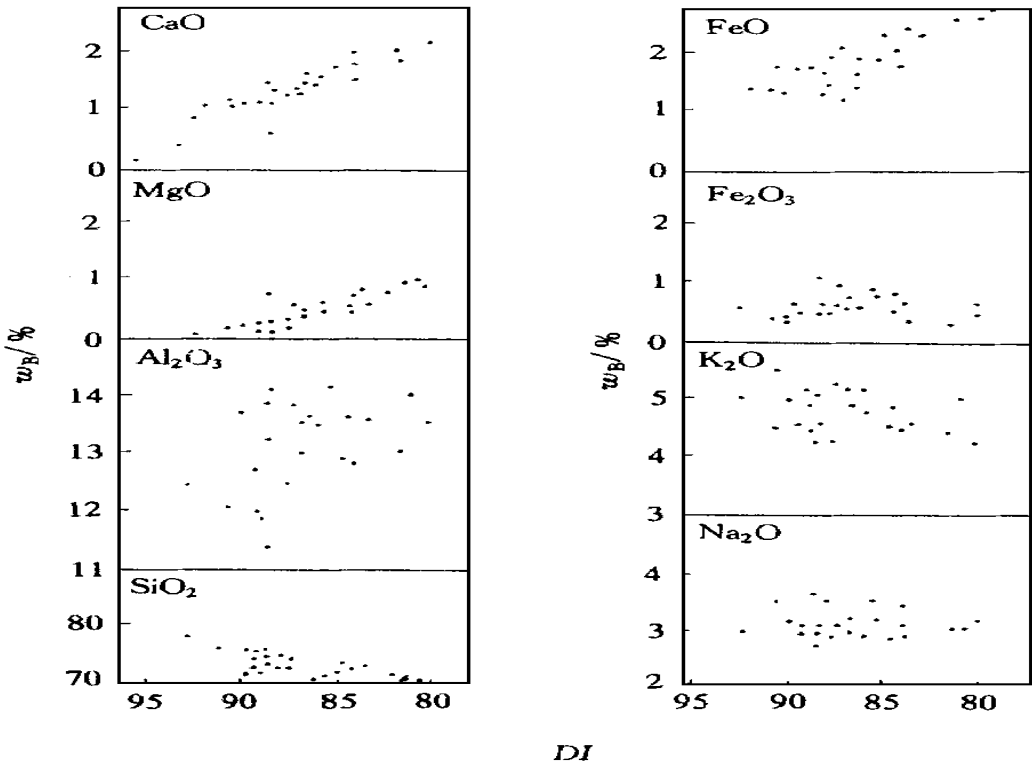


图5 花岗岩氧化物-DI 图解

Fig. 5 Oxides versus DI diagrams for the granites

三、花岗岩稀土元素地球化学

兹以与成矿有关的若洛隆-措莫隆复式岩体为例, 讨论岩体稀土元素地球化学特征。有关分析结果列于表4。其主要特征概述如下:

(1) 稀土总量(含 Y) 若洛隆岩体平均为 276.09×10^{-6} , 措莫隆岩体平均为 232.15×10^{-6} 。

(2) 轻稀土/重稀土之比($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$) 若洛隆岩体平均为 6.55, 措莫隆岩体平均为 2.89, 前者比后者更富轻稀土, 显示其分馏程度低。

(3) δEu 异常明显, 若洛隆岩体平均为 0.43, 措莫隆岩体平均为 0.19, 后者比前者岩浆分异程度高, 与岩石化学成分特点一致。

(4) 稀土元素配分模式(图7) 若洛隆岩体为不对称 V 形, 措莫隆岩体属较对称的 V 形。

(5) 轻、中、重三角图解(图7) 两岩体的投影点明显分为两群, 并沿三角形中线分布, 变

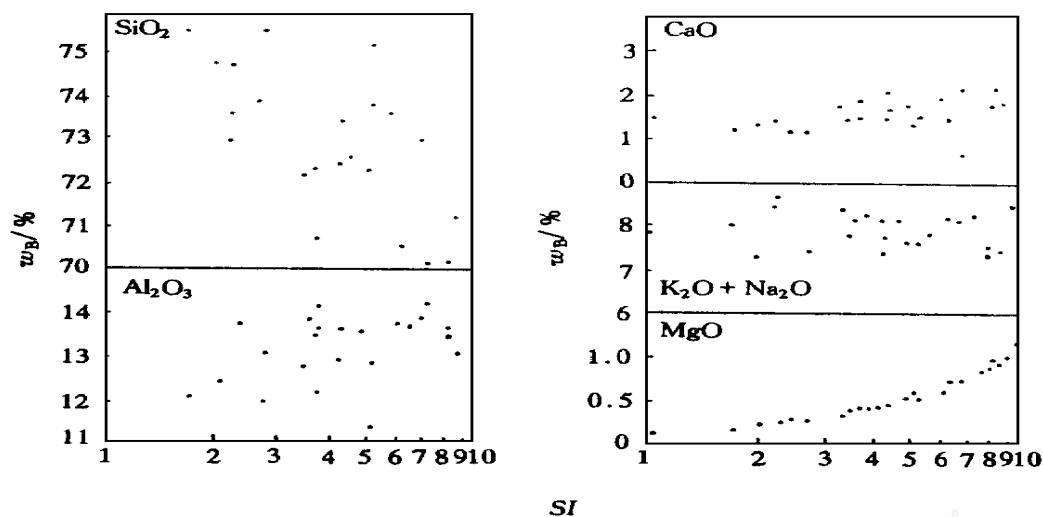


图6 花岗岩氧化物-SI 图解

Fig. 6 Oxides versus SI diagrams for the granites

化趋势为轻稀土减少, 中、重稀土增加, 显示两岩体为同源不同阶段产物。

表4 花岗岩稀土元素成分($w_B/10^{-6}$)及主要参数

Table 4 REE ($w_B/10^{-6}$) analyses and parameters of the granites

序号	岩体	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ	$\frac{\Sigma_{e}}{\Sigma Y}$	δEu
1	措莫隆	DL03	57.03	97.33	11.47	35.84	6.87	0.76	4.48	0.73	3.27	0.59	1.55	0.25	1.51	0.20	16.37	238.25	7.02	0.42
2		DL04	28.18	68.07	8.27	28.05	7.09	0.26	6.65	1.30	9.19	1.91	6.32	1.12	7.54	1.05	61.08	236.02	1.46	0.12
3		DL05	37.64	76.72	9.66	28.53	6.95	0.39	6.22	1.10	7.06	1.50	4.51	0.75	5.30	0.78	44.79	232.06	2.22	0.18
4		DL06	28.07	59.67	7.43	24.77	6.18	0.25	5.75	1.09	6.59	1.45	4.36	0.76	5.20	0.90	39.33	191.80	1.93	0.13
5		Y14	35.80	81.20	9.50	33.20	8.70	0.40	10.50	1.50	11.00	2.60	7.40	1.30	6.00	1.00	52.50	262.60	1.80	0.13
6	若洛隆	DL01	51.02	91.49	10.85	32.24	5.52	0.94	3.60	0.57	2.62	0.48	1.26	0.22	1.25	0.18	14.16	216.40	7.89	0.65
7		DL02	54.03	104.46	12.60	36.00	6.99	0.72	5.02	0.78	3.81	0.74	2.03	0.34	2.06	0.29	20.40	257.27	6.07	0.38
8		DL09	66.90	121.41	14.29	45.57	8.75	0.74	6.10	0.99	4.63	0.88	2.43	0.40	2.34	0.33	24.03	299.78	6.12	0.32
9		R01	79.55	135.38	15.35	45.20	7.80	1.02	5.54	0.97	4.80	1.00	2.97	0.50	3.02	0.45	27.37	330.92	6.10	0.48

分析单位: 湖北地质实验研究所, 1987.

(6) δEu 与 $w(SiO_2)$ 、 DI 关系: δEu 与 $w(SiO_2)$ 、 DI 均呈良好负相关关系。随岩浆演化, $w(SiO_2)$ 增加, δEu 变小, 异常更明显; 随 DI 增大, 岩浆分异程度增高, δEu 变小。 δEu 灵敏地反映岩浆结晶分异程度。

四、花岗岩形成的物理化学条件

业已证实, 若洛隆-措莫隆复式岩体系含锡花岗岩, 是措莫隆锡多金属矿床的物质来

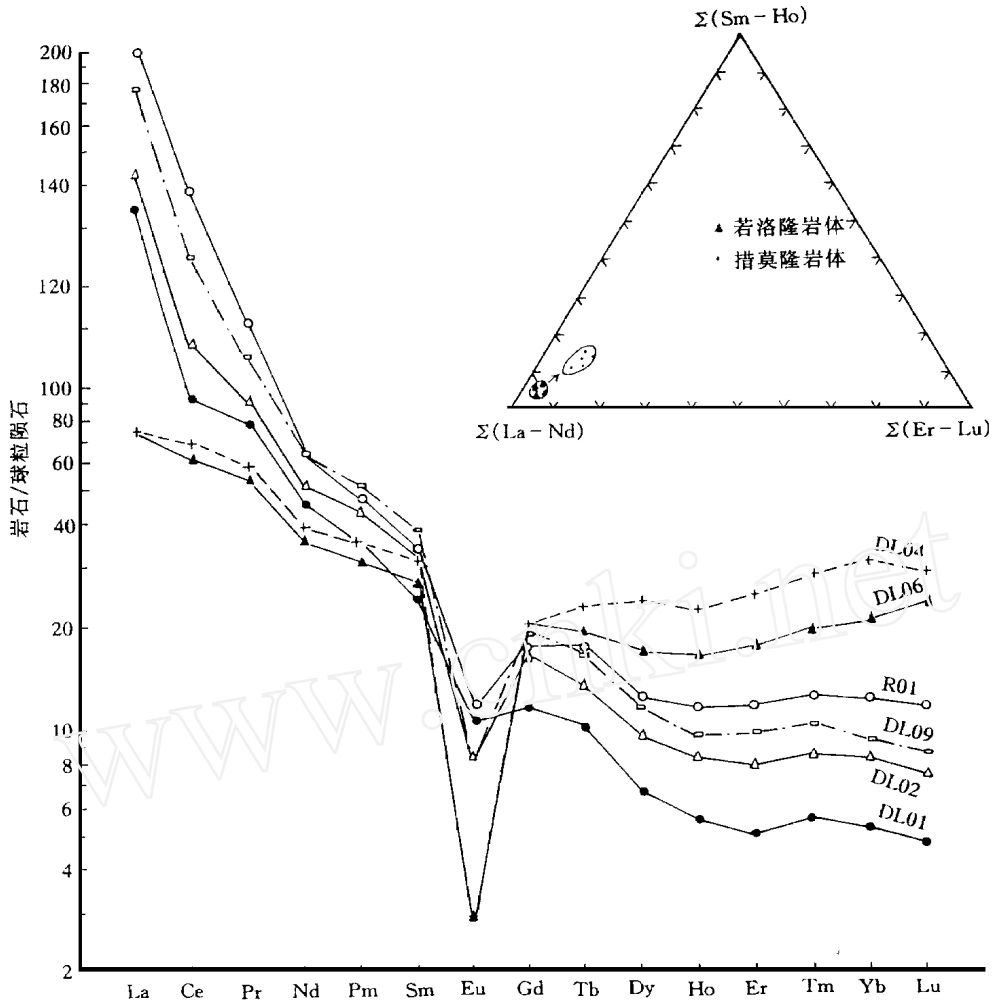


图7 花岗岩稀土元素配分模式及 $\Sigma(La-Nd)-\Sigma(Sm-Ho)-\Sigma(Er-Lu)$ 图

Fig 7 REE distribution patterns and $\Sigma(La-Nd)-\Sigma(Sm-Ho)-\Sigma(Er-Lu)$ diagram for the granites

源 (侯立玮, 1994)。显然, 研究其物理化学形成条件, 对进一步认识锡多金属矿床成矿流体的形成机制有重要的意义。

(一) 花岗岩形成的温度和压力

将两岩体三个相岩石化学 C. I. P. W. 标准矿物组成平均值投入 Q-A-b-O-r 图解中(图 8)。若洛隆花岗岩形成的温度约 710 , 水压为 $(1.0 \sim 3.0) \times 10^8 Pa$; 措莫隆岩体形成的温度约 730 , 水压为 $(1 \sim 2) \times 10^8 Pa$ 。

(二) 花岗岩形成的 f_{O_2}, f_{H_2O}

根据黑云母化学成分 $Fe \times 100 / (Fe + Mg)$ 与 $T - \lg f_{O_2}$ 的关系, 求得 f_{O_2} 。水逸度 f_{H_2O} 根据 Wones(1972) 提出的公式计算:

管士平, 1989, 四川巴塘措莫隆含锡花岗岩及其主要造岩矿物的矿物学研究硕士论文, 以下带 * 号同。

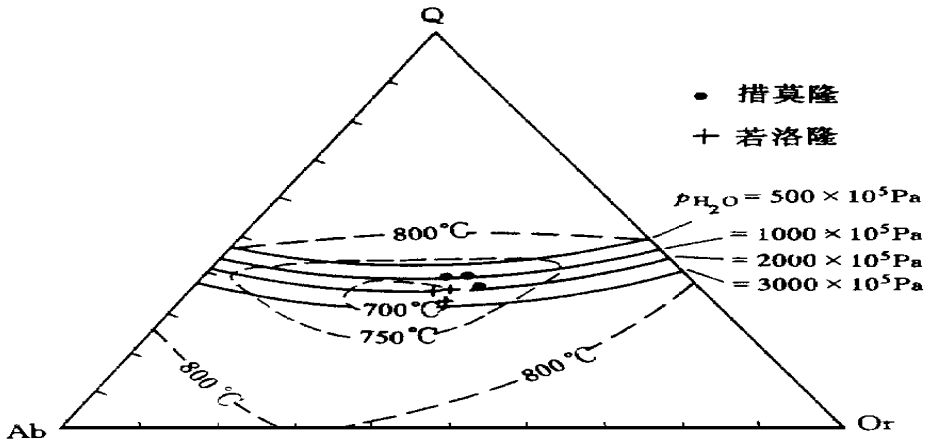


图8 不同温度水压条件下标准矿物Q-Ab-Or图解

Fig 8 Q-Ab-Or diagram for the normative minerals under the conditions of variable temperatures and hydraulic pressures

$$\lg f_{H_2O} = \frac{7409}{T(K)} + 4.25 + \frac{1}{2} \lg f_{O_2} + 3 \lg X_{Fe^{2+}} - \lg a_{Mt} - \lg a_{Kf}$$

式中: $X_{Fe^{2+}} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti + Al^{3+} + Mn^{2+} + Mg^{2+} + \dots)$, a_{Mt} , a_{Kf} 是磁铁矿、钾长石的活度, 取 $a = 1$ 。另据 Camichael(1974) 提出的 $t f_{H_2O} - p_{H_2O}$ 关系, 求出 p_{H_2O} 。计算结果列于下表:

参数 岩体	t/	$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	$f_{O_2}/10^5 Pa$	$f_{H_2O}/10^5 Pa$	$p_{H_2O}/10^5 Pa$
若洛隆花岗岩	710	70.20	$10^{-15.45}$	2089	2997
措莫隆花岗岩	730	72.85	$10^{-15.68}$	1324	1867

岩浆作用过程的 f_{O_2} 是 p 、 t 岩浆 $X_{Fe_2O_3}/X_{FeO}$ (摩尔分数) 比值及总组成的函数。莫宣学 (1984) 推导出根据岩浆的 $X_{Fe_2O_3}/X_{FeO}$ 比值计算任一温度下的 $\ln f_{O_2}$ 公式 (假定岩浆固结后, $X_{Fe_2O_3}/X_{FeO}$ 没有显著改变, 用实际岩石化学资料代入计算)。

$$\ln f_{O_2}^{p,t} = \frac{1}{a} \{ \ln (X_{Fe_2O_3}/X_{FeO}) - b/t - c - \sum_i d X_i \} + (0.52126/t - 8.126 \times 10^5) \quad (p - 1)$$

式中: a, b, c, d 为常数, X_i 是岩浆中各组分的摩尔分数, 所有的 Fe_2O_3 换算成 FeO , $TiO_2, Mn, Cr_2O_3, P_2O_5$ 等不参加计算。计算结果列于下表:

岩体	t/	$\frac{p_{H_2O}}{10^5 Pa}$	$\frac{X_{Fe_2O_3}}{X_{FeO}}$	X_{FeO}	$X_{Al_2O_3}$	X_{CaO}	X_{Na_2O}	X_{K_2O}	$\frac{f_{O_2}}{10^5 Pa}$
若洛隆花岗岩	710	2997	0.1923	0.0186	0.0902	0.0372	0.0368	0.0337	$10^{-14.79}$
措莫隆花岗岩	730	1867	0.1667	0.0182	0.0836	0.0122	0.0333	0.0326	$10^{-15.59}$

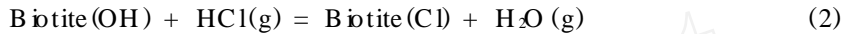
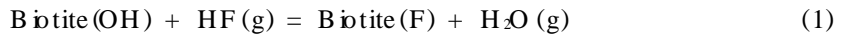
根据岩石化学计算的 f_{O_2} 与用黑云母成分求得的 f_{O_2} 相差很小。若洛隆花岗岩的 f_{O_2} 大于措莫隆花岗岩的 f_{O_2} ,说明压力越大, f_{O_2} 越大,前者形成深度大于后者。

(三) 花岗岩浆期后热液的 f_{HF} , f_{HCl}

若洛隆-措莫隆复式岩体中的 H_2O 、 F 、 Cl 的含量集中在黑云母中,其它矿物含量非常少。因此,用黑云母来研究岩浆期后热液的性质是可行的。

实验表明,含氟化物、氯化物的高温热液流体都能从花岗岩中抽提锡, HF 流体抽提效果比 HCl 流体效果好,氟锡化合物比氯锡化合物稳定性强,对锡的搬运、富集更为有效。事实上,本矿区锡矿富集地段,萤石含量高,矿物包裹体中有 $NaCl$ 子矿物, $w(NaCl)$ 达 46.6%。 HF 、 HCl 可做为含矿热液的载体, F 、 Cl 含量减少,锡的抽提量相对减少。 f_{HF} 、 f_{HCl} 对成矿作用并解释成矿机理有重要的意义。

求出 f_{HF} 、 f_{HCl} 是基于黑云母中 F 、 Cl 置换 OH^- 的原理。



Ludington 和 M unoz(1975)测定(1)式在700~ 1000K 下的 $lgK = lg\left(\frac{f_{H_2O}}{f_{HF}}\right)^{fluid} +$

$$lg\left(\frac{X_F}{X_{OH}}\right)^{Biotite} = \frac{2100}{T(K)} + 0.079 + \frac{0.0107(p-1)}{T} + X_{Mg}^{3/2}(1.444 - \frac{0.0014(p-1)}{T})$$

式中 $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 。

J.L.M unoz(1981)测定了(2)式的 lgK

$$lgK = lg\left(\frac{f_{H_2O}}{f_{HCl}}\right)^{fluid} + lg\left(\frac{X_{Cl}}{X_{OH}}\right)^{Biotite} = \frac{5151}{T(K)} - 5.01 - 1.93X_{Mg}$$

式中: $X_{Mg} = Mg/(Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+} + Al^{3+} + Ti^{4+} + \dots)$ 。至岩浆晚期形成含 HF 、 HCl 的流体相。

用两岩体边缘相黑云母(DL 02, DL 07)的化学成分及岩体形成的 p 、 T 、 f_{H_2O} 条件代入计算,结果见下表:

参数 岩体	X_{Mg}	X'_{Mg}	$\frac{X_F}{X_{OH}}$	$\frac{X_{Cl}}{X_{OH}}$	$lg f_{H_2O}$	$lg \frac{f_{H_2O}}{f_{HF}}$	$lg \frac{f_{H_2O}}{f_{HCl}}$	f_{HF} / $10^5 Pa$	f_{HCl} / $10^5 Pa$	p 总 / $10^5 Pa$	深度 (km)
若洛隆花岗岩	0.3293	0.2777	0.2074	0.0210	3.32	3.20	1.37	1.32	89.13	3087	10
措莫隆花岗岩	0.3107	0.2523	0.2382	0.0326	3.12	3.04	1.07	1.20	112.20	1980	6.5

注: $p_{总} = p_{H_2O} + f_{HF} + f_{HCl}$

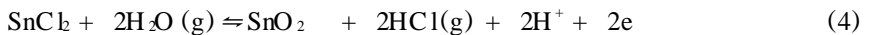
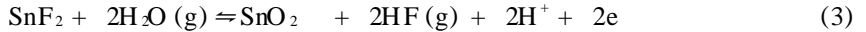
五、锡矿成矿条件

为了认识锡矿形成的物理化学条件,首先应确定锡的迁移形式。

关于锡的迁移形式,不同学者提出不同的迁移形式。例如,巴尔苏科夫(1968)研究苏联远东地区的锡矿床,并进行了成矿模拟实验,认为 Sn 以 $[Sn(F_{6-x}OH_x)]^-$ 稳定的络离子形式搬运,其它一些作者认为以硫化物、硫化配合物形式或卤化物 SnF_4 、 $SnCl_4$ 或络合物盐类 Na_2SnF_6 、 Na_2SnO_3 、 $Na_2(Sn(OH)_6)$ 、 $Na_2[Sn(F,OH)_6]$ 等形式迁移。

K. J. Jaakson 和 H. C. Helgeson (1985) 通过实验指出, 温度低于 250 , 在三种缓冲剂 (NB、MH、FMQ) 控制下, 锡石溶解度几乎被四价锡的化合物控制, 温度高于 290 , 锡石溶解度几乎被二价锡的化合物控制; 在 250~ 290 之间, 在 NB-MH 条件下, 四价锡化合物溶解度迅速减小, 二价锡化合物溶解度增大。

根据锡石硫化物中硫同位素及包裹体测温资料 (侯立玮等, 1994), 矿床形成温度 300~ 340 。据此, 作者认为锡以 SnF_2 、 SnCl_2 形式迁移, 锡石生成可用下两式表示:



(3) 式中 $\ln K = \ln a_{\text{SnO}_2} \cdot f_{\text{HF}}^2 \cdot a_{\text{H}^+}^2 / a_{\text{SnF}_2} \cdot f_{\text{H}_2\text{O}}^2 = 2 \ln f_{\text{HF}} / f_{\text{H}_2\text{O}} + 2 \ln a_{\text{H}^+}$ (假设 $a_{\text{SnO}_2} = a_{\text{SnF}_2} = 1$), $\ln K = 2 \ln f_{\text{HF}} / f_{\text{H}_2\text{O}} - 4.606 \text{pH}$ 。根据范特霍夫等温式: $\Delta G_{T,t} = -Rt \ln K$, $\Delta G_{T,t} = \Delta H_{298} - t \Delta S_{298}$, 那么 $\ln f_{\text{HF}} / f_{\text{H}_2\text{O}} = -\Delta G_{T,t} / 2Rt + 2.303 \text{pH}$ 。 SnF_2 、 SnCl_2 的 S_{298}° 、 ΔH_{298}° 取自 K. J. Jackson (1985), 其它数据取自孙作为等 (1979)。当 $t = 300$, $\lg f_{\text{HF}} / f_{\text{H}_2\text{O}} = 5.97 - \text{pH}$ 。同理, $\lg f_{\text{H}_2\text{O}} / f_{\text{HCl}} = 5.48 - \text{pH}$ 。

上述 (3)、(4) 式为氧化还原反应。因此, $E_h(3) = E_h^\circ(3) + \frac{Rt}{nF} \ln K(3)$, $E_h(4) = E_h^\circ(4) + \frac{Rt}{nF} \ln K(4)$, 其中 $E_h^\circ = \Delta G_{298}^\circ / nF$, n 为得失电子数, $n = 2$, F 为法拉第常数 $96484 \text{J} \cdot \text{mol}^{-1}$, 化简得: $E_h(3) = 0.1942 - 0.1137 \text{pH}$, $E_h(4) = 0.0771 - 0.1137 \text{pH}$ 。

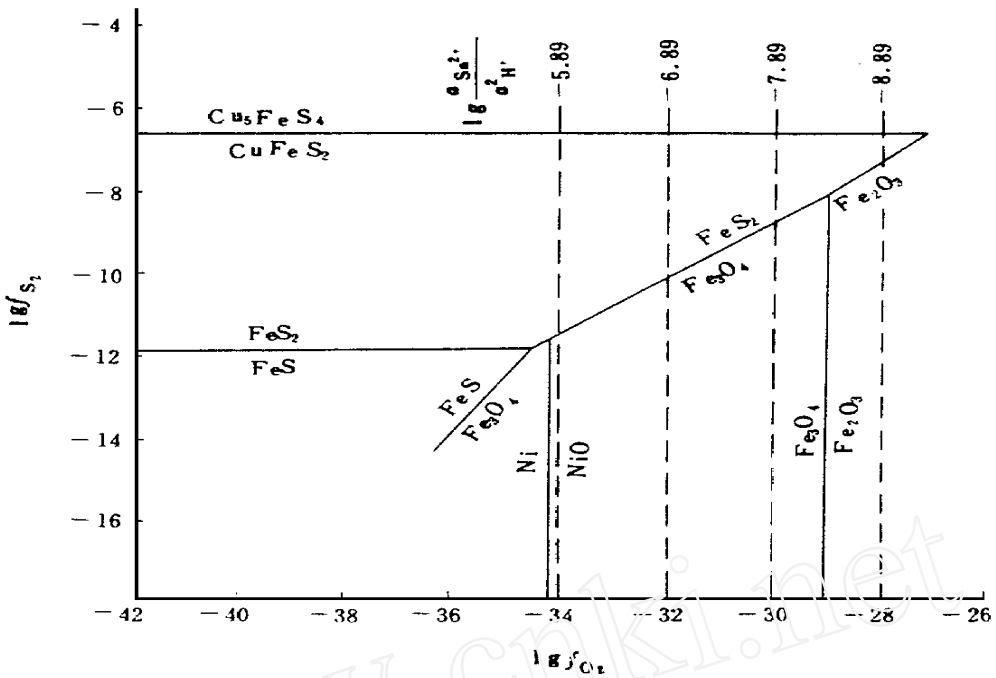
假定岩浆期后热液在搬运过程中, $f_{\text{H}_2\text{O}} / f_{\text{HF}}$ 、 $f_{\text{H}_2\text{O}} / f_{\text{HCl}}$ 保持不变, 则与措莫隆花岗岩有成因联系的锡矿床 pH 为 2.93~ 4.41, 平均 3.67, 氧化还原电位是 -0.1389~ -0.4243V, 平均为 -0.2816V。与若洛隆花岗岩有成因联系的锡矿床 pH 为 2.77~ 4.11, 平均 3.44, 氧化还原电位是 -0.1207~ -0.3902, 平均为 -0.2555V。可见, 不论锡矿床是与措莫隆岩体有关还是与若洛隆岩体有关, 形成条件类似。

当温度为 300 时, 中性溶液 pH 是 5.63, 故该矿床形成于酸性还原环境。

根据锡石的溶解反应: $\text{SnO}_2 + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Sn}^{2+} + \frac{1}{2}\text{O}_2 + \text{H}_2\text{O}$, K. S. P: tzer (1986) 测定了一系列温度下的 $\lg K$, 当温度为 300 时, $\lg K = -19.63$ 。上式 $\lg K = \lg a_{\text{Sn}^{2+}} / a_{\text{H}^+}^2 + \lg a_{\text{H}_2\text{O}} + \frac{1}{2} \lg f_{\text{O}_2}$ 。设 $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$, 则 $\lg a_{\text{Sn}^{2+}} / a_{\text{H}^+}^2 = -19.63 - \frac{1}{2} \lg f_{\text{O}_2}$, f_{O_2} 是矿床形成的氧逸度。当 $\lg f_{\text{O}_2}$ 变小, 则 $\lg a_{\text{Sn}^{2+}} / a_{\text{H}^+}^2$ 变大, 反应向左移动, 形成锡石。同时, 固定 $\lg f_{\text{O}_2}$, 则 $\lg a_{\text{Sn}^{2+}} = -19.63 - \frac{1}{2} \lg f_{\text{O}_2} - 2 \text{pH}$, 当 pH 减小 (变酸性), $\lg a_{\text{Sn}^{2+}}$ 增大, 形成锡石。因此, 酸性低氧逸度条件有利于形成锡矿床。

锡石常与硫化物如黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿共生, 利用周珣若等 (1988), 林传仙等 (1985) 及 A. W. Jasinski (1986) 所建立的矿物反应方程式, 建立在 573K 下的 $\lg f_{\text{O}_2} - \lg f_{\text{S}_2}$ 图解 (图 9) (未考虑成矿压力的影响)

从图 9 可以看出, 黄铁矿、黄铜矿形成的条件是 $f_{\text{S}_2} 1.288 \times 10^{-7} - 2.57 \times 10^{-2} (\text{Pa})$ 、 $f_{\text{O}_2} 3.236 \times 10^{-30} - 9.77 \times 10^{-23} (\text{Pa})$ 。随 f_{O_2} 减小, 硫化物稳定区域增大, $\lg a_{\text{Sn}^{2+}} / a_{\text{H}^+}^2$ 值增大, 氧化物稳定区域减少。故锡石硫化物阶段是锡矿的主要成矿阶段, 氧化物阶段是次要成矿阶段, 与实际观察资料一致。

图9 $\lg f_{O_2}$ - $\lg f_{S_2}$ 图解 ($T = 573K$)Fig 9 $\lg f_{O_2}$ versus $\lg f_{S_2}$ diagram ($T = 573K$)

综上所述,锡多金属矿床形成条件:温度为 $300 \sim 340$, f_{S_2} 为 $1.288 \times 10^{-7} \sim 2.57 \times 10^{-2}$ (Pa), f_{O_2} 为 $3.236 \times 10^{-30} \sim 9.77 \times 10^{-23}$ (Pa), pH 平均为3.55, 氧化还原电位平均是 -0.2685, Sn 以含 SnF_3 、 $SnCl_2$ 的混合热液形式搬运迁移。

杨家琰等(1987)研究大厂矿田锡石硫化物矿床形成条件的实验中得出结论,锡石硫化物矿床形成的最佳物理化学条件是:温度为 $250 \sim 400$, f_{O_2} 为 $10^{-23} \sim 10^{-35}$ (Pa), 介质溶液为碱金属氟化物、氯化物的混合溶液, pH 是4.5~8。D. J. Patterson 等(1981)研究瑞典 Tasmania 西部的 Renison Bell 锡石硫化物矿床,指出其形成条件是 350 左右,低 f_{O_2} 约 3.16×10^{-27} (Pa), 低 f_{S_2} 约 $5.01 \times 10^{-8} \sim 10^{-6}$ (Pa) 和低 pH, 约3.9~5.4。他们所得出的结论与本文所研究的矿床形成条件类似。同时也论证了本区花岗岩是主要的成矿物质来源。

六、花岗岩成因

有关花岗岩的成因争论比较多,按成岩方式有两种观点,即花岗岩是岩浆成因还是交代成因。按物质来源可分为三种:壳源型、壳幔型和幔源型,笔者认为本区花岗岩属岩浆成因壳源型。主要依据是:

- (1) 花岗岩体与围岩接触界线清楚,存在着接触变质晕,发现有红柱石。
- (2) 措莫隆花岗岩中发现有熔融包裹体,是岩浆成因最重要最直接的证据。
- (3) 本区花岗岩的 δEu 异常明显,稀土元素分布模式为 V 形,是岩浆成因的标志。

- (4) 黑云母系IM多型及小斑晶黑云母熔蚀边发育,是岩浆成因的矿物学依据。
- (5) 钾长石和斜长石均见环带结构,是岩浆结晶的证据。
- (6) 若洛隆岩体形成深度约10km,措莫隆岩体形成深度约6.5km,属壳源型花岗岩。

本文撰写过程中,得到中国地质大学叶振寰教授的指导,表示衷心感谢!

参 考 文 献

林传仙等, 1985, 矿物及有关化合物热力学数据手册, 科学出版社。

李统锦, 1988, 锡石的溶解度和锡自花岗岩熔体中的抽提实验研究。地球化学(2)。

侯立玮等, 1994, 四川西部义敦岛弧碰撞造山带与主要成矿系列, 地质出版社。

孙作为等, 1979, 物理化学, 地质出版社。

Jackson K. J. et al, 1985, Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: calculation of the solubility of cassiterite at high pressures and temperature *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Vol 49, 1~22

Jasinski A. W., 1986, Conditions of formation of the iron-containing minerals, Hållefors silver mines, Bergslagen, Sweden *Mineralogical Magazine*, Vol 50, 101~110

Khin, Zaw U. et al, 1978, Fluoride-hydroxyl ratios of skarn silicates, Cantung E-zone scheelite orebody tungsten: Northwest Territories *Canadian Mineralogist*, Vol 16, 207~221.

Munoz J. L., 1981, Chloride-hydroxy exchange in biotite and estimation of relation HCl/HF activities in hydrothermal fluids *Economic Geology*, Vol 76, 2212~2221.

Patterson D. J. et al, 1981, Geologic setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Renisonbell, western Tasmania *Economic Geology*, Vol 76, 393~438

Pitzer K. S. et al, 1986, Thermodynamics of NaCl in steam. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Vol 50, 1445~1454

The Petrology of the Rolhorong and Comolong Compound Granite Masses and Physicochemical Conditions of the Formation of Associated Sn Deposits in Western Sichuan

Guan Shiping

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS)

Abstract

The results of research on the petrology and REE geochemistry of the late Yanshanian-Himalayan granites in the Yidun island-arc collisional zone show that the granites in this region exhibit a evolutionary trend of acid and alkali enrichment and Ca, Mg and Fe depletion. The DI values increase and $\delta^{152}\text{Eu}$ anomaly becomes evident with increasing SO_2 contents. The physico-

chemical conditions for the formation of the granites and tin deposits have been estimated on the basis of the petrochemical compositions and chemical compositions of biotite in the granites in the study area

www.cnki.net