

# 四川会理小青山铜(金)矿区变质岩特征 及变质作用 $P-T-D$ 轨迹\*

王奖臻 陆彦 肖渊甫 温春齐

(成都理工学院, 成都 610059)

主题词 变质矿物 变质温压条件  $P-T-D$  轨迹 Cu(Au)矿床 四川会理

提要 经剖面测制及岩相学研究, 确定小青山组主要由石榴石绢云母千枚岩、绢云母千枚岩及碳质板岩组成, 而前人所提出的硬绿泥石千枚岩实际上是退变的石榴石绢云母千枚岩。镜下观察及成分研究证明石榴石具有两期生长的特点, 其内核的 Spe 分子和 Alm 分子分别为 29.22%~33.55% 和 43.28%~48.86%, 而边缘的 Spe 和 Alm 分别为 8.65%~17.08% 和 60.55%~70.06%。依照结构特征划分出了 2 个阶段的白云母。不同阶段白云母的化学成分有一定差异。用同样的方法识别出了 3 个阶段的绿泥石, 不同阶段绿泥石的成分也有一定差异。通过变质岩结构特征及矿物生长关系将变质作用划分为 3 个阶段 ( $M_1$ 、 $M_2$ 、 $M_3$ )。利用矿物温压计估算出了这 3 个阶段的  $T$ 、 $P$  条件,  $M_1$ : 500~550°C, 0.6~0.75GPa;  $M_2$ : 400~430°C, 0.3~0.5GPa;  $M_3$ : 280°C, <0.3GPa。将变质变形研究相结合, 建立了变质作用的  $P-T-D$  轨迹。小青山组变质  $T$ 、 $P$  条件的确定, 排除了其中赋存的小青山 Cu(Au)矿床属沉积变质成因的可能。初步认为该 Cu(Au)矿床为深源流体交代成因。

## 1 前言

四川会理县南部小青山铜(金)矿区位于扬子地台西缘康滇地轴中段。区内出露一套变质岩系, 成都地质学院川滇富铁科研队将其命名为小青山组并认为属中元古代<sup>①</sup>。虽然近年来已有许多单位在此开展地质工作, 在矿床地质及构造地质等方面取得了大量成果, 但对小青山组中变质岩的矿物特征、变质作用温压条件等尚未进行研究, 甚至对某些岩性的确认也存在问题。此外, 该地层中有小青山 Cu(Au)矿床产出。因此, 对小青山组变质岩及变质作用的研究不仅能澄清岩性方面所存在的问题, 为揭示本区地质演化历史的奥秘提供重要的基础资料, 而且对于弄清区内 Cu(Au)矿床的成因机制也会有很大的帮助。

## 2 岩性特征

小青山组变质岩类型比较复杂。通过剖面测制及详细岩相学研究, 它主要包括石榴石绢云母千枚岩、绢云母千枚岩、绢云石英千枚岩、绢云母板岩、碳质板岩、粉砂质板岩及钠长阳起片岩和绿泥石片岩等。这里主要介绍五类:

\* 第一作者简介 王奖臻, 男, 1959年9月生, 硕士, 副教授, 岩石学专业, 从事岩石学研究及教学。

收稿日期 98-04-07, 改回日期 98-05-26

①成都地质学院川滇富铁科研队, 1980, 四川会理南部地区富铁矿成矿基础地质研究报告。

石榴石绢云母千枚岩 主要组成矿物为白云母(40%~50%)、石英(20%~30%)、石榴石(5%~10%)、绿泥石(7%~10%)和黑云母(0%~5%),有少量金红石、电气石及石墨等副矿物。岩石呈灰色;斑状变晶结构。变基质绢云母及石英一般为 0.03~0.08mm;变斑晶石榴石多为 1~1.5mm 左右。由于后期退变质作用的影响,石榴石大部分已退变成绿泥石,宏观上呈绿色,并保留粒状形态,因此,前人将它们误定为“鲕粒状硬绿泥石”,从而认为区内发育大量硬绿泥石千枚岩。该类岩石主要出露于区内中部及大砂坝一带(图 1)。

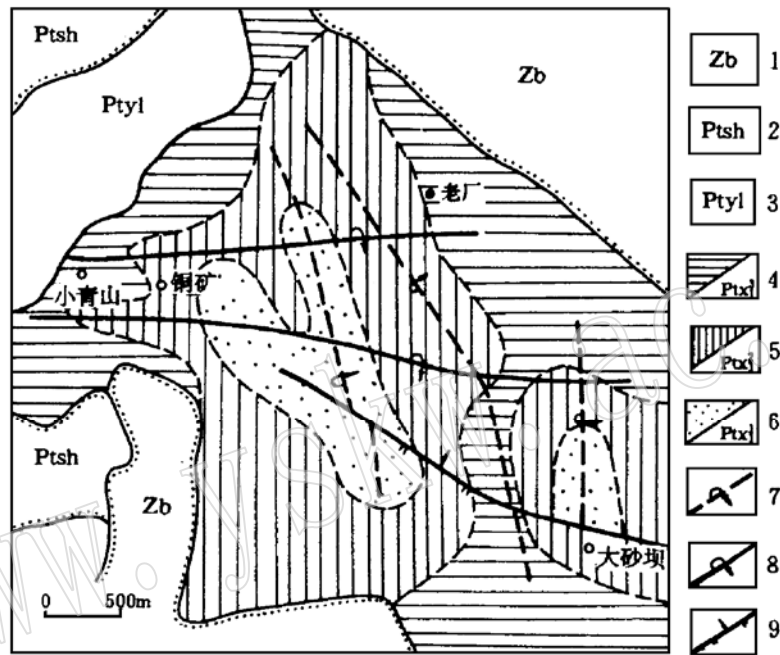


图 1 小青山一大砂坝变质地质略图

Fig. 1 Diagrammatic map showing metamorphic geology of Xiaoqingshan - Dashaba area

1—震旦纪上统;2—新元古代双水井组;3—中元古代因民组及落雪组;4—古元古代小青山组上段(板岩段);5—小青山组中段(绢云母千枚岩段);6—小青山组下段(石榴石绢云母千枚岩段);7—第一期褶皱轴;8—第二期褶皱轴;9—断层

绢云母石英千枚岩 岩石呈灰绿色,主要由石英(50%~60%)、白云母(20%~25%)、绿泥石(10%~15%)及钠长石(1%~5%)所组成,有少量电气石、榍石及金红石等副矿物。白云母及绿泥石为 0.04~0.08mm,多平行于  $S_2$  生长,并往往沿 {001} 构成平行连生。石英及钠长石有一定拉长,多为 0.02~0.04mm,也平行  $S_2$  生长。该类岩石常呈夹层产于石榴石绢云母千枚岩中。

绢云母千枚岩 灰-深灰色,主要由白云母(60%~70%)、石英(20%~30%)及绿泥石(3%~8%)所组成。岩石中有一定量的碳质物(1%~2%),最高可达 5% 左右。在碳质较多的微层中常有黄铁矿(<1%)出现,多在 0.01~0.04mm 之间,沿  $S_2$  定向排列。这类岩石出露于上述两类岩石之外围,占据区内北东及西南大部地区(图 1)。

碳质板岩 岩石呈黑色,污手,显微变晶结构,变余层理构造。主要由石英(20%~40%)、碳质(10%~40%)及绢云母(10%~20%)所组成。石英及绢云母的粒度多在

0.02~0.01mm 之间,甚至更小,二者的颗粒大小随碳质物的增多而减小。这类岩石主要见于小青山及老厂一带(图1)。

钠长阳起片岩 绿-深绿色,弱片状构造。主要由阳起石(40%~50%)、钠长石(10%~20%)、绿泥石(10%~20%)、方解石(7%~10%)及少量绿帘石(1%~3%)、石英(1%~5%)组成,并常有白云母(<1%)、黑云母(<1%)、石榴石(<1%)、榍石(1%)和钛铁矿(<1%)出现。主要矿物在0.1mm左右。该类岩石呈脉状穿插于石榴石绢云母千枚岩中。

根据上述岩性特征,结合它们的空间分布特点,可以把小青山组划分为三段,即小青山组下段,主要由石榴石绢云母千枚岩组成,夹少量绢云石英千枚岩及钠长阳起片岩;小青山组中段,主要由绢云母千枚岩及石英绢云千枚岩组成;小青山组上段,主要为碳质板岩及绢云母板岩(图1)。

### 3 变质作用阶段划分

由于一次区域变质作用往往可以延续较长的时间,而一次变形作用往往比较短暂,因此一个变质期往往可以包括几个不同的变形幕次(A. Spry, 1969)。通过对变质岩显微结构特征的观察及对变质矿物生长与片理之间关系的研究,可以了解变质与变形之间的相互关系,进而将同一变质期划分为若干个不同的变质阶段。通过研究发现,小青山组变质岩,特别是千枚岩类岩石中,发育了3组片理。 $S_1$  主要由第一阶段( $M_1$ )白云母及绿泥石组成,在宏观上它平行于第一变形期形成的南北向同斜褶皱的轴面。 $S_2$  定向性极强,主要由第二阶段( $M_2$ )白云母、绿泥石及石英构成,在宏观上它平行于区内第二变形期所形成的东西向横跨褶皱的轴面。 $S_1$  往往被  $S_2$  切割或形成小褶皱(图2a)。 $S_3$  则表现为第三变形期形成的小型NW向宽缓褶皱或膝折的轴面,沿  $S_3$  有少量绿泥石生长。代替石榴石的绿泥石也形成于这一阶段。由此可见主要变质岩类的变质作用可以划分为3个阶段,即  $M_1$ 、 $M_2$  和  $M_3$ (表1)。

表1 小青山组变质作用阶段划分及矿物生长顺序

Table 1 Substages of metamorphism of Xiaoqingshan Formation and mineral sequence

变质阶段	M1			M2		M3	
	构造期前	构造同期	构造期后	构造同期	构造期后	构造同期	构造期后
石英							
白云母							
石榴石							
黑云母							
钠长石							
绿泥石							
电气石							
黄铁矿							
矿物生长与变形的关系	构造期前	构造同期	构造期后	构造同期	构造期后	构造同期	构造期后
变形期次及形成的片理	$D_1/S_1$			$D_2/S_2$		$D_3/S_3$	

## 4 变质矿物特征

**石榴石** 石榴石为  $M_1$  阶段形成的矿物。镜下无色—浅红色,  $1\sim 1.5\text{mm}$ 。往往由内核及边缘两部分所组成, 内核有较多石英、绢云母及绿泥石的包裹物, 边缘则十分干净(图 2 b)。内核与边缘的化学成分也有较大差别(表 2)。内核锰铝榴石(Spe)分子较高为  $29.22\%\sim 33.55\%$ , 铁铝榴石(Alm)分子较低, 为  $43.28\%\sim 48.86\%$ ; 而边缘的 Spe 分子较低, 为  $8.65\%\sim 17.08\%$ , Alm 分子较高, 为  $60.55\%\sim 70.06\%$ 。一般认为, 石榴石中 Spe 分子的含量与形成温度成反比, 因此从内核到边缘温度是逐渐升高的, 因而是进变质演化<sup>[1]</sup>。

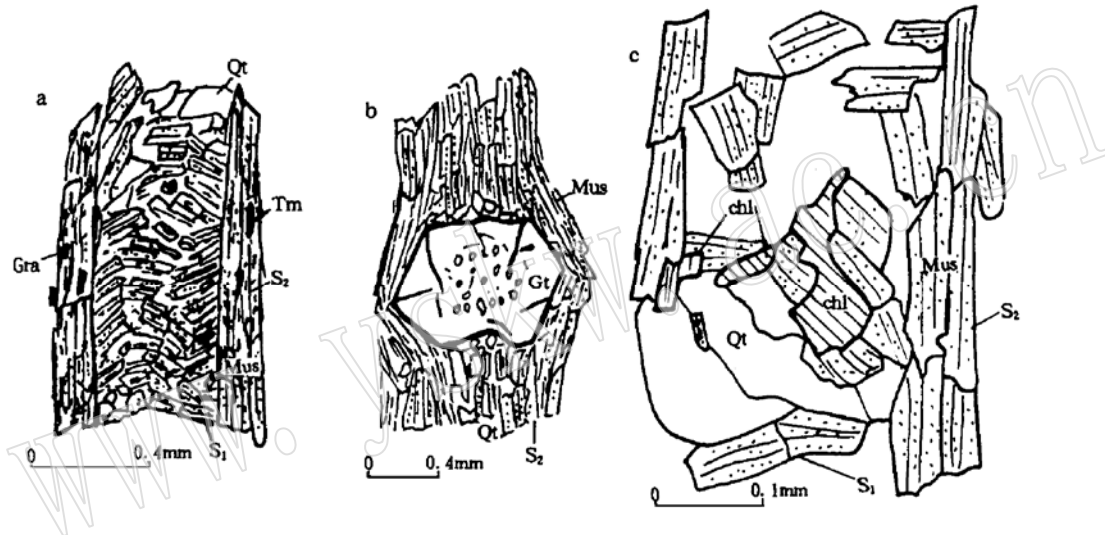


图 2 小青山组千枚岩中变质矿物特征及其与片理之间的关系

Fig. 2 Characteristics of metamorphic minerals in phyllite of Xiaqingshan Formation in relation to schistosity  
 a. 绢云母千枚岩中  $M_1$  阶段的白云母被  $M_2$  阶段白云母所切割, 并且  $S_1$  已发生了褶皱(薄片 D-3, 大砂坝); b. 石榴石绢云母千枚岩中  $M_1$  阶段石榴石变斑晶由内核及边缘两部分所组成, 内核有较多石英等其它矿物的包裹物, 边缘则无包裹物(薄片 S9-1, 水清沟); c. 石英绢云母千枚岩中  $M_1$  阶段绿泥石呈残余状存在于  $S_2$  之间(薄片 III-89, 大垮沟)  
 Mus—白云母; Gt—石榴子石; Qt—石英; Tm—电气石; Gra—石墨; Chl—绿泥石

**白云母** 前已述及,  $M_2$  阶段形成的白云母( $Mus_2$ )构成千枚岩的主期片理  $S_2$ , 而  $M_1$  阶段形成的白云母( $Mus_1$ )则呈残片状分布于  $S_2$  片理之间(图 2a)。镜下二者均呈淡淡的绿色, 细小磷片状, 大小一般在  $0.03\sim 0.08\text{mm}$ 。化学成分上两个阶段的白云母之间有一定差别(表 3)。  $Mus_1$  的 Si 离子数较高, 为  $3.127\sim 3.331$ , 平均为  $3.267$ ; 而  $Mus_2$  的 Si 离子数较低, 为  $3.027\sim 3.282$ , 平均为  $3.162$ 。它们的  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$  比值也不相同,  $Mus_1$  的较高而  $Mus_2$  的较低, 平均分别为  $0.118$  和  $0.079$ 。此外,  $Mus_1$  全为多硅白云母, 而  $Mus_2$  则部分为多硅白云母( $\text{Si} > 3.1$ ), 部分为普通白云母( $\text{Si} < 3.1$ )。这些成分差别说明  $Mus_1$  比  $Mus_2$  形成的  $T$ 、 $P$  要高<sup>[2]</sup>。

表2 小青山组变质石榴子的化学成分、端员组分及形成温度

Table 2 Chemical composition, end-member components and formation temperature of meta-garnets from Xiaoging shan Formation

样号	S9-2C	S9-2R	S7-1R	D3-1C	D3-1R	D2-1C	III-1C
SiO <sub>2</sub>	39.10	38.67	39.40	38.82	38.40	38.40	39.60
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.07	0.11	0.22	0.10	0.08	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.76	20.67	19.90	19.70	19.80	20.16	20.79
<FeO>	22.51	30.30	28.15	19.72	27.30	23.12	22.91
MnO	10.65	3.43	5.37	13.50	7.07	11.80	6.97
MgO	0.44	0.74	0.56	0.40	0.69	0.53	0.74
CaO	5.81	5.64	5.90	6.84	6.35	5.83	8.43
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.36	0.20	0.37	0.00	0.00	0.18
合计	99.63	99.88	99.59	99.57	99.51	99.92	99.64
钙铁榴石	18.70	8.17	2.98	3.81	6.89	16.52	18.30
铁铝榴石	2.10	3.28	2.35	1.75	2.93	2.41	3.52
锰铝榴石	29.22	8.65	12.89	33.55	17.08	30.51	18.82
钙铝榴石	1.46	9.83	17.95	17.62	12.55	2.53	10.49
铁铝榴石	48.5	70.06	66.80	43.28	60.55	48.03	48.86
形成温度(°C)	—	555	—	482	500	—	—

注:①C表示内核,R表示边缘;②成分为电子探针分析,由地质矿产部成都综合测试中心卢文全测定;③形成温度由石榴石-多硅白云母地质温度计(T. H. Green 和 P. L. Hellman, 1982)求得,计算时压力取0.6GPa。

**绿泥石** 如表1所示,变质岩中存在3个阶段的绿泥石。M<sub>1</sub>阶段形成的绿泥石(Chl<sub>1</sub>)基本上已被黑云母等其它矿物所替代,仅偶尔能在S<sub>1</sub>片理中找到其残迹(图2c)。M<sub>2</sub>阶段绿泥石(Chl<sub>2</sub>)最为发育,往往与Mus<sub>2</sub>一起平行生长,构成片理S<sub>2</sub>。M<sub>3</sub>阶段形成的绿泥石(Chl<sub>3</sub>)则主要由石榴石退变而成。镜下前两类绿泥石光性相近,均为浅绿-浅黄多色性,正低突起,具靛蓝色异常干涉色。而Chl<sub>3</sub>常为一级灰白干涉色,多色性很弱。虽然三类绿泥石均属于铁镁绿泥石(Foster, 1962),但它们的化学成分仍有一定差异(表4)。从Chl<sub>1</sub>到Chl<sub>3</sub>,MgO的含量逐渐降低,分别为11.45%~11.86%,10.44%~11.05%和9.06%;而<FeO>含量逐渐升高分别为27.51%~27.74%,28.15%~28.86%和32.77%。业已证明,变质成因绿泥石随形成温度的升高MgO含量升高,而FeO含量降低(都城秋穗,1972)。因此可以推断,从Chl<sub>1</sub>到Chl<sub>3</sub>变质温度是逐渐降低的。

**黑云母** 小青山组变质岩中黑云母较少(1%~4%),分布也比较有限,主要出现于水清沟一带。镜下观察为棕褐-浅黄多色性,鳞片状,大小一般为0.1~0.5mm。黑云母形成于S<sub>1</sub>构造同期及构造期后,属于M<sub>1</sub>变质阶段的产物。

**钠长石** 小青山组变泥质岩中钠长石的含量较少,一般为1%~2%,粒度一般为0.05mm左右。在变质基性岩中钠长石含量稍高,可达10%,一般在0.1mm左右。经电子探针分析,两类岩石中钠长石的An含量分别为0.89和1.72。

## 5 变质作用的温压条件

经镜下详细观察,在确定岩石中平衡矿物对的基础上,选用合适的矿物对交换温度计及

矿物成分温压计估算了变质作用的  $T$ 、 $P$  条件。

表3 小青山组变质白云母的化学成分及形成温度

Table 3 Chemical composition and formation temperature of meta-muscovite Xiaoqingshan Formation

形成阶段	M <sub>1</sub>				M <sub>2</sub>				
样号	S9-2	S7-1	D3-2	D3-1B	D3-4	D3-5	D3-12	Ⅲ-84	Ⅲ-91
SiO <sub>2</sub>	50.24	50.07	49.90	44.22	48.66	49.35	43.80	46.65	49.20
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.28	0.28	0.24	0.29	0.27	0.10	0.27	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.96	31.38	30.74	30.43	31.69	31.18	29.76	34.08	30.44
(FeO)	2.73	2.25	2.36	8.97	2.16	2.60	11.11	2.30	2.81
MnO	0.04	0.00	0.00	0.10	0.02	0.00	0.12	0.03	0.01
MgO	1.30	1.38	1.43	3.25	1.42	1.56	3.35	1.33	1.72
CaO	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.75	0.84	1.12	0.48	0.61	0.61	0.35	0.60	0.09
K <sub>2</sub> O	8.47	9.43	9.73	7.85	10.25	9.90	6.37	9.69	10.58
合计	94.70	95.64	95.48	95.46	95.10	95.50	94.96	94.95	95.58
以11个氧为基础的离子数									
Si	3.331	3.302	3.305	3.127	3.254	3.28	3.027	3.116	3.282
Ti	0.011	0.014	0.014	0.012	0.015	0.012	0.005	0.014	0.017
Al	2.420	2.440	2.404	2.461	2.499	2.443	2.425	2.684	2.394
Fe	0.151	0.124	0.131	0.515	0.121	0.141	0.642	0.129	0.157
Mn	0.002	0.000	0.000	0.006	0.001	0.000	0.007	0.002	0.000
Mg	0.128	0.135	0.141	0.332	0.142	0.152	0.345	0.132	0.172
Ca	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.096	0.108	0.144	0.063	0.078	0.080	0.047	0.078	0.063
K	0.716	0.793	0.824	0.687	0.875	0.840	0.562	0.826	0.900
$\frac{Na}{Na+K}$	0.1182	0.1199	0.1488	0.0840	0.0818	0.0869	0.0772	0.0864	0.0654
T(°C)	503	506	556	—	419	432	407	431	373

注:①成分为电子探针分析,由地质矿产部成都综合测试中心卢文全测定;②温度估算方法引自参考文献[4]。

根据石榴石-多硅白云母地质温度计<sup>[3]</sup>计算了 M<sub>1</sub> 变质阶段的温度(表2)。其中石榴石边部得出的温度为 500~555℃,它代表了 M<sub>1</sub> 阶段峰期的温度。石榴石核部的温度是由石榴石(D3-1C)及其所包裹的白云母(D3-1B)(见表3)的成分计算得到的,为 482℃,它可以代表 M<sub>1</sub> 阶段峰期前的变质温度。

根据白云母中钠云母摩尔分数地质温度计<sup>[4]</sup>分别估算了 Mus<sub>1</sub> 及 Mus<sub>2</sub> 的形成温度,为 503~556℃和 407~432℃(表3)。它们分别代表了 M<sub>1</sub> 与 M<sub>2</sub> 的变质温度。

根据绿泥石化学成分温度计<sup>[6]</sup>,估算了绿泥石的形成温度(表4)。可见所得的 Chl<sub>1</sub>、Chl<sub>2</sub> 的温度比与其共存的白云母的温度低 100~200℃。这是因为该温度计是根据现代地热系统中形成的绿泥石的成分所拟定的,只适用低温绿泥石(≤350℃)。因此,估算的温度不能代表 Chl<sub>1</sub> 及 Chl<sub>2</sub> 的实际形成温度,应该舍去。而所得到的 Chl<sub>3</sub> 的温度为 276℃,没有超出该温度计所能给出的温度上限,因此它可大致代表 M<sub>3</sub>(退变质)阶段的温度。

表4 小青山组变质绿泥石的化学成分

Table 4 Compositions and ion contents of meta-chlorite from Xiaoqingshan Formation

阶段	M <sub>1</sub>		M <sub>2</sub>			M <sub>3</sub>
样号	Ⅲ-1	Ⅲ-2	S9-2	Ⅲ-88	Ⅲ-84	S7-1
SiO <sub>2</sub>	27.47	27.34	26.44	26.68	26.56	27.75
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.02	0.00	0.00	0.08	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.44	21.16	22.05	21.23	21.76	19.79
(FeO)	27.74	27.51	28.15	28.47	28.86	32.77
MnO	0.28	0.25	0.09	0.22	0.18	0.22
MgO	11.86	11.45	11.06	11.05	10.44	9.06
CaO	0.00	0.03	0.05	0.05	0.00	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.06	0.00	0.00	0.29	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
合计	88.87	87.82	87.83	87.70	88.17	89.7
以14个氧为基础的离子数						
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Si	2.87	2.89	2.80	2.84	2.82	2.95
Al <sup>IV</sup>	1.13	1.14	1.20	1.16	1.18	1.05
Al <sup>VI</sup>	1.51	1.53	1.56	1.51	1.54	1.43
Fe	2.42	2.43	2.50	2.54	2.56	2.91
Mn	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	1.85	1.80	1.75	1.75	1.65	1.44
Ca	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.01
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
合计	9.81	9.79	9.83	9.88	9.84	9.82
形成 T(°C)	302	309	324	312	318	276

注：成分为电子探针分析，由地质矿产部成都综合测试中心卢文全测定；T由绿泥石化学成分温度计(Cathlinean, 1988)计算。

根据多硅白云母地质压力计<sup>[5]</sup>估算出了M<sub>1</sub>及M<sub>2</sub>阶段的变质压力分别为0.6~0.75GPa和0.3~0.5GPa(图3)。

此外，对本区千枚岩类岩石的化学成分研究表明<sup>①</sup>，只要T、P条件合适就能形成十字石，但是在岩石中并未出现十字石，这说明变质反应  $\text{Chl} + \text{Mus} \rightleftharpoons \text{Sta} + \text{Bi} + \text{Qt} + \text{H}_2\text{O}$  并未发生。因此该反应的T、P条件(565°C ± 15°C, 0.7GPa)(Winkler, 1976)可以作为M<sub>1</sub>变质条件的上限。

综合上述，小青山组变质岩系3个变质阶段的P、T条件分别为M<sub>1</sub>: 0.6~0.75GPa, 500~550°C; M<sub>2</sub>: 0.3~0.5GPa, 400~430°C和M<sub>3</sub>: <0.3GPa, 280°C。主变质阶段(M<sub>1</sub>)的地温梯度为18.3~22.9°C/km, 属于中压绿帘角闪岩相。

① 陆彦等, 1997, 四川会理通安地区元古界铜(金)矿靶区优选和综合评价。

## 6 变质作用 $P-T-D$ 轨迹

根据各阶段的变质条件在  $P-T$  坐标中的位置,结合各阶段的变形特征<sup>①</sup>,可以确定小青山组变质岩的  $P-T-D$  轨迹(图4)。

第一变质阶段( $M_1$ ) 中-新元古代时,随埋深的加大,小青山组地层发生变质。在达到地表以下约 25km 深处时,压力达到最大值,为 0.75GPa,  $T$  约为 450℃。在这样的条件下,形成了石榴石内核及多硅白云母、绿泥石及石英等变质矿物。同时在东西向挤压应力作用下,形成轴向近南北的同斜褶皱,并使新生矿物定向排列构成  $S_1$  片理。随后在均衡作用下,地壳开始回返,引起压力下降。同时由于热松弛,温度继续升高,并达到最大值 550℃ 左右。在这一过程中形成了石榴石的边缘,并有黑云母生成,其它矿物也不断长大并调整其成分。该阶段的轨迹表现为近等压的升温过程( $M_1$  段)。

第二变质阶段( $M_2$ ) 当地体上升到约 15km 深处左右时,本区发生了第二期构造作用,即南北向挤压。在它的影响下,热流分布受到了干扰,产生了第二阶段变质,形成新的矿物组合:白云母-绿泥石-石英及阳起石+钠长石+绿泥石±绿帘石。在应力作用下,新生矿物强烈定向,构成现今岩石中占优势的片理  $S_2$ 。该阶段的  $P-T$  轨迹为近等温的降压过程( $M_2$  段)。

第三变质阶段( $M_3$ ) 在  $M_2$  之后,地壳上升速度加快,  $T-P$  大幅度降低,从而产生了强烈的退化变质作用,使岩石中大部分石榴石及部分黑云母转变为绿泥石( $M_3$  段)。

## 7 结论与讨论

(1) 小青山组主要由石榴石绢云母千枚岩、绢云石英千枚岩、绢云母千枚岩及碳质板岩所组成,夹有钠长阳起片岩。小青山组不存在鲕粒状硬绿石千枚岩。

(2) 小青山组变质作用延续时间较长,根据矿物生长与片理之间的关系可以划分为 3 个变质阶段。每一阶段的  $P-T$  条件是:  $M_1: 0.6 \sim 0.75$  GPa, 500~550℃,  $M_2: 0.3 \sim 0.5$  GPa, 400~430℃,  $M_3: < 0.3$  GPa, 280℃。主变质作用阶段( $M_1$ )属于中压绿帘角闪岩相,地温梯度为 18.3~22.9℃/km。

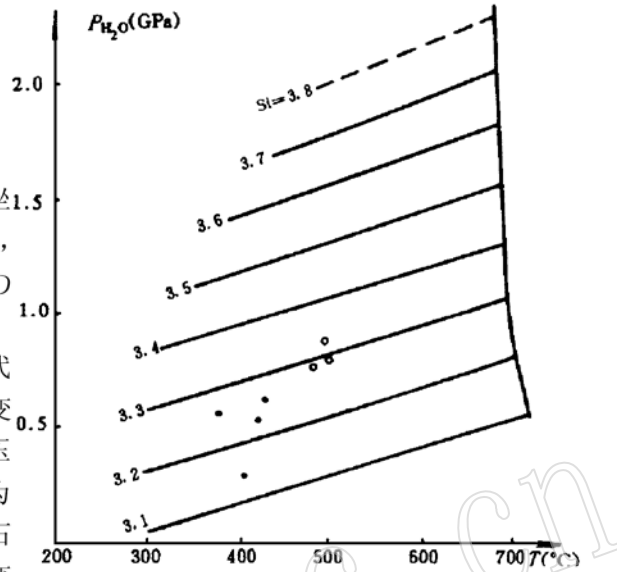


图3 小青山变质泥岩中多硅白云母的 Si 离子数与  $T-P$  关系图

Fig. 3 Relationship between Si ion content of phengite in Xiaoaingshan metamorphic rock and  $P-T$  conditions

(据 H. J. Massonne 和 W. Schreyer, 1987)

○— $M_1$  阶段多硅白云母; ●— $M_2$  阶段多硅白云母



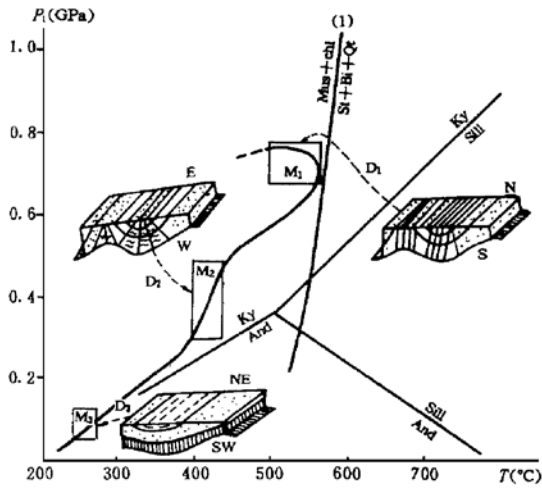


图4 小青山组变质作用的  $P-T-D$  轨迹

Fig. 4  $P-T-D$  path of Xiaqingshan

Formation metamorphism

( $Al_2SiO_5$  相变点据 Holdaway(1971), 曲线(1)据 Winkler, 1976)

(3) 主变质阶段( $M_1$ )之后的总体隆升过程中, 由于构造作用引起的迅速抬升, 使热流状态发生变化, 导致新的变质反应, 形成在较低  $T$ 、 $P$  条件下稳定的矿物组合。因此, 构造作用是引起  $P-T$  轨迹复杂多样的重要因素之一。

(4) 前人认为小青山铜(金)矿床属沉积变质矿床<sup>①</sup>, 通过对变质作用  $P$ 、 $T$  条件的估算, 可以看出, 变质作用的最低温度为  $280^{\circ}C$ , 最高温度达  $550^{\circ}C$ 。而赋存于其中的铜(金)矿床早、中、晚阶段的形成温度分别为  $214 \sim 242^{\circ}C$ 、 $150 \sim 164^{\circ}C$  和  $108 \sim 138^{\circ}C$ <sup>②</sup>。因此单从形成温度方面, 就可以排除小青山铜(金)矿床属于沉积变质矿床的可能。此外沉积变质说也不能解释与矿化相伴的大规模钠长石化现象。我们认为小青山 Cu(Au)矿床为深源流体交代矿床。对此我们将另文报道。

(5) 不同变质阶段的同位素年龄数据, 不仅可以使  $P-T$  轨迹上的各事件点具有明确的时间涵义, 而且还用来推测岩石在地壳中的加温速率及变质地体的上升回返速率。但本次研究没有进行同位素年龄测定, 只有留待今后工作补充完善。

#### 参考文献

- 1 Spear F S et al. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: Implications for thermobarometry and  $P-T$  path determinations. *J. Metamorphic petrol.* 1991, 8: 683~696.
- 2 都城秋穗. 变质作用与变质带. 北京: 地质出版社, 1979, 194~22.
- 3 Green T H and Hellman P L. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos.* 1982, 17: 262~265.
- 4 薛君治等. 成因矿物学(第二版). 武汉: 中国地质大学出版社, 1990, 204~209.
- 5 Massonne M J and Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petr.* 1987, 97: 212~224.
- 6 Cathelinean M. Cation site occupancy in chlorites and illite as a function of temperature. *clay Minerals.* 1988, 23, 471~485.
- 7 Winkler G F. 变质岩成因. 北京: 科学出版社, 1980, 65~93.
- 8 Caritat P et al. Chlorite geochemistry. A review. *Clays and Clays Minerals.* 1993, 41(2): 219~239.

① 四川省冶金地质勘探公司 403 队(1983)四川会理通安小青山铜矿南北段深部评价地质报告。

② 陆彦等, 1997, 四川会理通安地区元古界铜(含)矿靶区优选和综合评价。

## Metamorphic Petrology and $P-T-D$ Path of Xiaoqingshan Formation in the Xiaoqingshan Cu(Au) Deposit, Huili County, Sichuan Province

Wang Jiangzhen   Lu Yan   Xiao Yuanpu   Wen Chunqi  
(Department of Geology, Chengdu Institute of Technology, Chengdu 610059)

**Key words:** metamorphic mineral;  $T-P$  condition for matamorphism;  $P-T-D$  path; Cu(Au) deposit; Huili County in Sichuan Province

### Abstract

The metamorphic unit Xiaoqingshan Formation in Xiaoqingshan Cu(Au) deposit, Huili County, mainly consists of garnet-sericite phyllite, sericite-quartz phyllite, sericite-quartz phyllite, sericite phyllite, carbonaceous slate and a small amount of albite-actinolite schist. The chloritoid phyllite was considered to be the main component of the formation. Nevertheless, the authors consider that this kind of rock belongs to retrograde garnet-sericite phyllite. The metamorphism of the formation can be divided into three stages: M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub> and M<sub>3</sub>, in terms of the evolution of the texture of the rocks and the relationships between the minerals of the rocks. There exists compositional distinction between the core and the rim of the garnets from the garnet-sericite phyllites. Spessartine and almandine make up 29.22% ~ 33.55% and 43.28% ~ 48.36% respectively in the core and 8.65% ~ 17.08% and 60.55% ~ 70.66% respectively in the rim. Muscovites of two genetic stages, Mus<sub>1</sub> and Mus<sub>2</sub>, have been distinguished. There are three genetic kinds of chlorite in the rocks, formed at three stages respectively. The  $T$  and  $P$  conditions of the three metamorphic stages were calculated by means of geothermometers and geobarometers, being 500~550°C, 0.6~0.75 GPa for M<sub>1</sub>, 400~430°C, 0.3~0.5 GPa for M<sub>2</sub>, and 280°C, 0.3 GPa for M<sub>3</sub>. The authors have established the  $P-T-D$  path about the metamorphism and deformation of Xiaoqingshan Formation. It seems to be a clockwise one. Based on the  $T$  and  $P$  conditions of the formation in the area, it is considered that the copper and gold deposit hosted in the formation was replaced by deep-seated Na-, Cu- Au- bearing fluids. It occurred much later than instead of during the metamorphism.