桂北地区火成岩系列和锡多金属矿床成矿系列

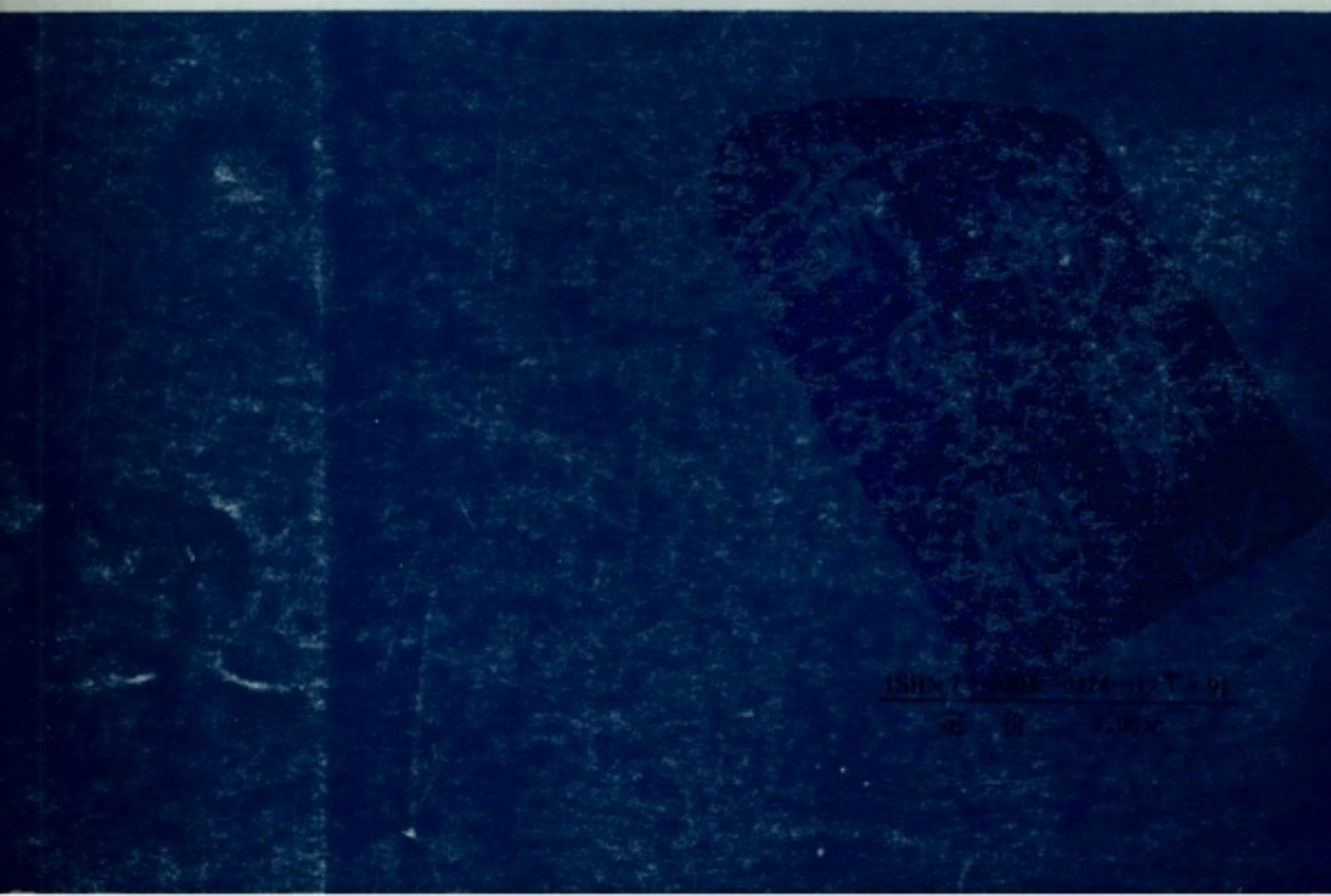
毛景文　宋叔和　陈毓川　著

62

北京科学技术出版社

89-40

责任编辑：刘福源
封面设计：郭景云



ISBN [illegible]
定 价 [illegible]

前　　言

桂北九万大山—元宝山地区是我国 60 年代初新开发的锡、铜、铅、锌、镍、钴、钯、铂多金属成矿区。二十多年来地质工作者在该区进行了大量的矿产勘探和基础地质研究工作。"六五"期间，广西地质矿产局、中国地质科学院和广西冶金地质勘探公司在此对锡多金属矿床及有关的花岗质岩石进行了研究，在区域地质、构造地质、岩石学、矿床学和地球化学等方面均获得了许多珍贵的地质资料和有意义的成果。

关于成矿区内锡多金属矿床的成因问题，80 年代以前地质工作者毫无疑虑地一致认为与锡多金属矿床相伴产出的黑云母花岗岩是成矿之母体。但自 80 年代以来一些地质工作者先后对此提出质疑，而将矿床成因与矿体主岩紧密地联系在一起。诸如，以镁铁质岩、超镁铁质为主岩的锡矿体由镁铁质岩—超镁铁质岩浆分异成矿（马宏，1984；莫少剑，1987）或受区域变质作用、热变质作用制约的锡从镁铁质岩—超镁铁质岩中析出成矿（李在基,1984；彭大良，1985；程先耀和卢建春等，1985），以地层为主岩的锡矿床为层控矿床（马宏，1984；冯群耀，1985；程先耀和卢建春等，1985）。这些新认识尽管有其局限性的一面，但却有益于研究工作者从多方位、更高层次来考虑和厘定矿床成因及成矿物质来源。陈毓川认为从成矿系列角度去研究锡多金属矿产分布必将得到认识成矿规律的钥匙。宋叔和一再强调，在地质历史演化中成岩成矿的统一性和相关性，从岩石演化和岩石系列角度深刻剖析有关元素的性状和演绎，将有助于认识主导矿产成因之真谛和矿床产布的规律性。

我们的研究基于前人工作之上，从区域地球化学场、火成岩系列演化入手，运用成矿系列的学术思想，尝试探讨构造—成岩—成矿多旋回性及各个矿床在三维空间上的分布特点和相互关系。文中主要突出了：①与雪峰期黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床成矿系列的时空演变及在同一成矿系列中内生成矿作用与外生成矿作用的辩证统一。②进一步确定了雪峰期黑云母花岗岩是矿床：成矿的核心，该岩浆系列的分异演化导致硅质、碱质、挥发组分、酸性不相容元素和成矿元素高度富集于其岩隆部位，遂即成矿。③研究了与成矿作用相伴生的交代体系、交代系列及交代建造，并建立了区域蚀变找矿模型。此外，在研究过程中还发现：①与四堡期镁铁质火山活动（2412Ma 右左）有关的海底喷气型层纹状电英岩锡矿化，此举将我国锡矿成矿时代向前推移了 1600Ma 右左；②原命名的顺层侵入的基性—超基性岩体是海底火山喷出的镁铁质—超镁铁质岩，部分属科马提岩。原所谓的正岩浆熔离型铜镍矿床是一种比较典型的火山岩型铜镍硫化物矿床，属我国一个新的铜镍矿床类型；③证明了原由王德滋、周新民（1982、1984）称为幔源分异型的本洞等花岗闪长岩是一种地壳重熔的混源型花岗质岩石，它们虽生成于四堡晚期，但在物质组分、成岩和环境诸方面都与雪峰期黑云母花岗岩系列有很多相似性，它们之所以未构成成矿母体，关键在于其本身分异性很弱；④从岩石化学、微量元素、特殊参数及比值、同位素等方面提出了一整套中国含锡花岗岩的系列辩别准则；（5）用 Sm—Nd 同位素等时线方法测得四堡群成

岩时代为 2412±97Ma，从而证明了华南地区出露的最老地层形成于早元古代。

在工作期间，曾与裴荣富研究员、赵一鸣研究员、盛继福副研究员、林文蔚助理研究员讨论过有关问题，经允许引用了胡云中副研究员部分地层地球化学原始资料。在野外工作中，广西地质矿产局和广西冶金勘探公司的马富君高级工程师、郜兆典高级工程师、黎国初高级工程师、蒋承欢高级工程师、杨开泰工程师、林进姜工程师、陈晴勋工程师、朱征工程师、唐耀相工程师给予了大力支持和帮助。李廷栋研究员、石准立教授、裴荣富研究员、赵一鸣研究员、孙延绵高级工程师对本书初稿进行了详细审阅并提出了诸多宝贵意见。王骁虹同志在业余时间清绘所有图件。值此，著者一并致以衷心的感谢。

著　者

一九八八年八月

目　　录

前　言

第一章　区域地质地球化学概述 ---------- (1)

一、地层层序和地层地球化学---------- (1)

(一) 地层层序 ---------- (1)

(二) 地层地球化学 ---------- (3)

二、构造层及控岩控矿意义---------- (6)

(一) 四堡期构造层 ---------- (6)

(二) 雪峰期构造层 ---------- (6)

(三) 加里东期构造层 ---------- (8)

三、火成岩系列及其时空分布规律性 ---------- (8)

(一) 镁铁质-超镁铁质火山杂岩系列 ---------- (8)

(二) 花岗闪长岩系列和黑云母花岗岩系列 ---------- (16)

四、矿产及成矿系列划分 ---------- (17)

五、小结 ---------- (18)

第二章　两个系列花岗岩的生成演化及与锡多金属矿床成矿关系 ---------- (19)

一、岩体地质---------- (19)

(一) 花岗闪长岩岩体的地质特征---------- (19)

(二) 黑云母花岗岩岩体的地质特征 ---------- (20)

二、矿物基本特征及成因意义 ---------- (22)

(一) 斜长石 ---------- (22)

(二) 钾长石 ---------- (24)

(三) 黑云母 ---------- (25)

三、岩石化学和地球化学 ---------- (28)

(一) 主元素 ---------- (28)

(二) 微量元素 ---------- (34)

(三) 稀土元素 ---------- (39)

四、岩石生成的物理化学条件 ---------- (46)

(一) 挥发组分在成岩过程中的意义 ---------- (46)

(二) 成岩温度估计 ---------- (47)

(三) 成岩压力和氧逸度 (f_{O_2}) ---------- (49)

五、小结 ---------- (51)

第三章　与雪峰期黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床成矿系列 ---------- (52)

一、成矿期和成矿阶段 ---------- (52)

(一) 锡石硅酸盐成矿期 ---------- (54)

(二) 锡石硫化物成矿期 ---------- (55)
(三) 贱金属硫化物成矿期 ---------- (56)
二、矿床分带性 ---------- (56)
(一) 矿床分带特点 ---------- (56)
(二) 对矿床分带的新认识 ---------- (58)
三、主要矿床的成矿特征 ---------- (59)
(一) 一洞一五地锡多金属矿床的成矿地质特征 ---------- (60)
(二) 红岗—沙坪锡多金属矿床的成矿地质特征 ---------- (64)
(三) 九毛—六秀锡多金属矿床的成矿地质特征 ---------- (69)
四、重要金属矿物特征及成因指示意义 ---------- (72)
(一) 锡石 ---------- (72)
(二) 硫化物矿物 ---------- (76)
五、矿石地球化学 ---------- (78)
(一) 云英岩型和锡石石英型锡矿石地球化学 ---------- (78)
(二) 电英岩型锡矿石地球化学 ---------- (78)
(三) 锡石硫化物型矿石地球化学 ---------- (87)
(四) 贱金属硫化物型矿石地球化学 ---------- (89)
六、小结 ---------- (90)
第四章 交代作用和交代体系 ---------- (91)
一、交代类型 ---------- (91)
二、交代矿物剖析 ---------- (92)
(一) 电气石 ---------- (92)
(二) 钾长石 ---------- (96)
(三) 斜长石 ---------- (96)
(四) 黑云母 ---------- (97)
(五) 白云母 ---------- (99)
(六) 石榴石 ---------- (100)
(七) 绿泥石 ---------- (102)
(八) 绿帘石-斜黝帘石 ---------- (102)
三、交代体系和交代系列 ---------- (103)
(一) 与岩浆热液有关的交代体系 ---------- (103)
(二) 与非岩浆热液有关的交代体系 ---------- (108)
四、交代分带 ---------- (109)
(一) 区域交代分带 ---------- (110)
(二) 花岗岩岩隆周围的交代分带 ---------- (110)
(三) 矿体边侧的交代分带 ---------- (114)
(四) 叠加交代现象 ---------- (115)
(五) 淋滤交代分带 ---------- (116)
五、交代过程的地球化学变化 ---------- (116)

(一) 花岗岩隆起部位蚀变岩的化学成分变化 ---------- (117)
(二) 在镁铁质岩中近矿围岩蚀变的化学成分变化 ------ (119)
(三) 在超镁铁质岩内近矿围岩蚀变的化学成分变化 ---- (120)
(四) 在粉砂岩内近矿围岩蚀变的化学成化变化 ------- (122)
(五) 在镁铁质岩中贱金属硫化物矿脉
边侧蚀变分带的化学成分变化 ---------- (123)
(六) 在酸性岩中贱金属硫化物矿脉
边侧蚀变分带的化学成分变化 ---------- (124)
六、小结 ---------- (125)
第五章 控矿构造型式和控矿构造体系 ---------- (126)
一、控矿构造体系 ---------- (126)
二、主要控矿构造型式 ---------- (129)
第六章 成矿物理化学条件探讨 ---------- (135)
一、成矿温度 ---------- (135)
(一) 包裹体分类 ---------- (135)
(二) 各成矿期的生成温度 ---------- (135)
(三) 成矿温度在空间上的分布状态 ---------- (136)
二、成矿压力估算 ---------- (138)
(一) 锡石压力计 ---------- (138)
(二) 包裹体压力计 ---------- (138)
三、成矿的 $f O_2$ 和 $f S_2$ 估计 ---------- (139)
(一) 利用矿物组合估计 $f O_2$ 和 $f S_2$ ---------- (139)
(二) 利用化学平衡式估算 $f S_2$ ---------- (140)
(三) 利用包裹体气相成分估算 $f O_2$ ---------- (141)
四、成矿的 pH 和 Eh 估算 ---------- (142)
(一) 锡石硅酸盐期的 pH 值 ---------- (142)
(二) 锡石硫化物成矿期的 pH 值和 Eh 值 ---------- (142)
第七章 成矿物质来源讨论 ---------- (144)
一、氧同位素地球化学 ---------- (144)
(一) 火成岩的氧同位素 ---------- (144)
(二) 矿石的氧同位素 ---------- (148)
二、碳、氧同位素地球化学 ---------- (150)
(一) 碳、氧同位素组成 ---------- (150)
(二) 全碳值 ($\delta C_{\Sigma C}$) 的确定 ---------- (152)
(三) 与方解石呈平衡状态的热流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ ---------- (152)
三、氢氧同位素地球化学 ---------- (152)
四、硫同位素地球化学 ---------- (154)
(一) 铜镍硫化物矿床及有关岩石的硫同位素 ---------- (154)
(二) 锡多金属硫化物矿床的硫同位素 ---------- (155)

(三) 贱金属硫化物矿床的硫同位素 ---------- (156)
五、铅同位素地球化学 ---------- (156)
六、钐钕和锶锶同位素地球化学 ---------- (158)
第八章 区域矿产成矿演化—成矿模型
及理论找矿和靶区优选 ---------- (161)
一、对地幔成锡问题的探讨 ---------- (161)
二、成矿演化规律和成矿模式 ---------- (163)
(一) 成矿元素地球化学异常区是成矿的物质基础 ---------- (163)
(二) 构造作用是成岩成矿的主导因素 ---------- (164)
(三) 黑云母花岗岩是成矿之主因 ---------- (164)
三、找矿预测战略分析和靶区优选 ---------- (165)
(一) 锡多金属矿床的找矿方向和靶区优选 ---------- (165)
(二) 绿岩中金矿远景预测 ---------- (169)
结束语 ---------- (170)
主要参考文献 ---------- (172)
照片及说明 ---------- (182)
英文目录 ---------- (190)
英文摘要 ---------- (194)

第一章　区域地质地球化学概述

九万大山—元宝山地区位于广西壮族自治区北部的罗城县—融水县—环江县境内（图1）。其长 93km，宽 85km，约 7900km^2。研究区的大地构造位置属于黄汲清先生所划分的扬子古陆南部边缘。

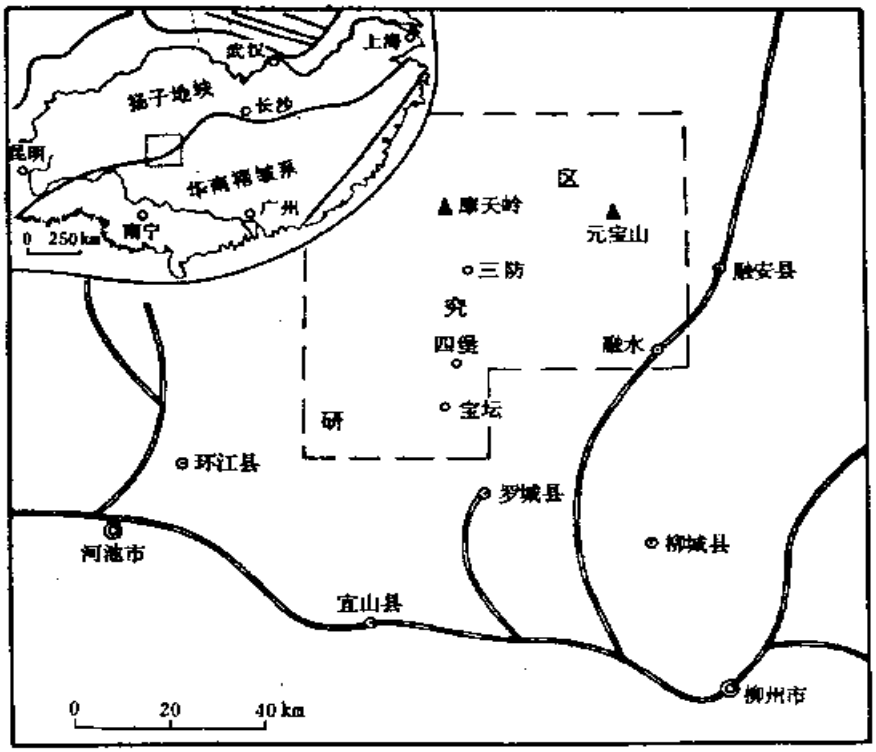


图 1　九万大山—元宝地区地理和大地构造位置图

Fig.1. Map showing geographic and geotectonic location of Jiuwandashan–Yuandaoan region

一、地层层序和地层地球化学

(一) 地层层序

本文基本上采用了广西壮族自治区区域地质志（1985）中的地层划分方案，并结合九万大山—元宝山地区的地层分布及变化的具体实际资略加以修正。其地层层序大致如下：

1. 四堡群

四堡群仅分布于黑云母花岗岩体周围。主要由变泥砂质岩石、千枚岩、片岩夹火山碎屑岩、枕状熔岩和镁铁质–超镁铁质熔岩所组成。四堡群自下而上可进一步分为九小组、文通组和鱼西组。

（1）九小组：底部为灰黑色变粒岩及灰绿色绢云石英板岩夹 2—3 层数米厚的变质硬砂岩；下部为浅紫灰色厚层状黑云变粒岩；中部是灰、灰绿色变质硬砂岩夹千枚岩和绢云

板岩；上部为浅灰绿色板岩、绢云石英板岩和变质粉砂岩．局部夹 70—80m 厚不稳定的镁铁质熔岩．本组最大厚度大于 3000m．

(2) 文通组：下部是灰一深灰色变硬砂岩、粉砂岩及砂质板岩和千枚岩；中部为砂质板岩、粉砂岩、硬砂岩与角砾熔岩、枕状熔岩、火山角砾熔岩、硅质岩的互层；上部有超镁铁质岩-镁铁质岩（部分属科马提岩）、细碧岩、枕状熔岩与细砂岩、粉砂岩和砂质板岩的互层．该组厚度约 1850—3700m．

(3) 鱼西组：主要岩性有绢云板岩、砂质板岩、硬砂岩及千枚岩、二云母片岩等．在该组底部有一层比较稳定的玄武质科马提岩，它被视为文通组与鱼西组的分界线．在部分地段，鱼西组的中下部也夹有数层镁铁质-超镁铁质熔岩（属科马提岩类）．鱼西组厚度约 1500m 左右．在鱼西组之上有一明显的不整合界面，板溪群以角度不整合形式覆盖于其上．

2. 板溪群

板溪群在九万大山—元宝山地区为一套比较稳定的浅海—半深海相沉积．在空间上分布于四堡群的外部，多发育于元宝山南部、北部和东部及九万大山之西部．板溪群亦可划分为三个组，即白竹组、合桐组和拱桐组．该群出露厚度 1065—2400m。

(1) 白竹组：底部为灰、灰绿色变质砾岩、含砾千枚岩；下部为灰白色粗粒石英砂岩、砂质板岩、泥质砂岩夹数层绿色石英千枚岩；中部为浅灰绿色石英绿泥石千枚岩；上部为灰绿色钙质片岩、钙质千枚岩夹条带状大理岩、绢云石英千枚岩．这些大理岩在整个桂北地区比较稳定，而且被作为白竹组与合桐组的分界线。本组厚 264—628m。

(2) 合桐组：下部为灰绿色、灰色石英板岩及绢云千枚岩和少量绢云石英板岩。上部岩石是灰黑、黑色绢云板岩和千枚岩．合桐组厚 390—758m。

(3) 拱桐组：下部为灰绿色千枚岩、绢云板岩、石英绢云板岩及硬砂岩、粉砂岩和硅质岩．上部有灰绿色条带状绢云板岩、绢云千枚岩及石英绢云千枚岩夹变质砂岩．最顶部普遍有紫灰、紫红色绢云千枚岩。拱桐组厚 400—1200m。

在拱桐组之上为震旦系，二者之间部分为平行不整合关系，局部表现为整合接触．

3. 震旦系

震旦系在九万大山—元宝山地区边部出露．根据岩性特征，可将震旦系分为下统长安组、中统富禄组和南沱组，上统陡山沱组和老堡组。长安组和南沱组以含砾泥质砂岩（属冰水相堆积）为主，富禄组则为滨浅海相砂岩、泥质钙质砂岩、长石砂岩等。陡山沱组和老堡组均为浅海相砂质页岩、页岩及硅质岩．震旦系厚 0—1900m。

区内震旦系的长安组与富禄组，南沱组与陡山沱组之间均为平行不整合接触。震旦系地层由于加里东运动的强烈影响而隆起和遭受风化剥蚀．区内缺失寒武系、奥陶系和志留系．泥盆系以角度不整合形式直接覆于震旦系和板溪群乃至四堡群之上．

4. 泥盆系

研究区内的泥盆系残缺不全，仅有中泥盆统存在，而且全部分布在区内的南缘地带．据岩性及化石特征，泥盆中统可划分为郁江阶和东岗岭阶，两阶为整合接触．共厚 1200m 左右．

(1) 郁江阶：主要由灰、灰白、深灰色砾岩，含砾砂岩，砂岩及深灰，灰黑色页岩组成．自下而上岩屑粒度由粗到细组成一至二个沉积旋回．在宝坛一带，本阶底部夹有 1—

2层几十厘米厚的鲕状赤铁矿．郁江阶厚0—130m。

(2) 东岗岭阶：本阶为一套碳酸盐岩，与下伏郁江阶碎屑岩分界明显．以深灰、灰黑、灰色灰岩为主，夹中细粒结晶白云岩及薄层泥灰岩．本阶厚近0—1100m。

(二) 地层地球化学

对于成矿作用的认识业已发生了较大的飞跃，过去地质工作者将成矿物质来源往往与地幔及其有关作用联系在一起，而今却更倾向于在地壳本身找答案．地层地球化学研究正是评价地壳上某些地段是否有利于生成有关矿产的一条途径。

胡云中等（1985）完成的罗城沙坪—四堡—黄金地球化学大剖面（长25km），Ⅰ－Ⅰ'和Ⅱ－Ⅱ'地球化学剖面横穿四堡群、板溪群、震旦系和部分泥盆系．测试样品共一百件，分析的元素有Al、Fe、Ca、Mg、K、Na、Ti、Mn、P、Ba、Be、Co、Cr、Cu、Ga、Li、Ni、Pb、Sr、Th、V、Zn、Gd、Nb、Ta、W、Sn、Mo、Bi、S、Sb、Au、Ag、Hg、As、F、Cl、B、Rb、Zr、Sc、Y及镧系14项元素。

为了更好地了解研究区内地层中化学元素的富集程度，兹将各时代地层及各种岩类的全岩元素丰度与地壳相同岩类的元素丰度（S R. Taylor，1964）进行对比，获得各元素浓度系数（K值）．根据浓度系数的大小将元素分为四个类型：(1) $K<0.5$，贫化元素组；(2) $0.5<K<1.5$，相对稳定元素组，(3) $1.5<K<5$，富集元素组；(4) $K>5$，特别富集元素组。

1. 各时代地层的元素丰度及地球化学特征

正如前文所述，在九万大山—元宝山地区出露的地层有四堡群、板溪群、震旦系和部分泥盆系．各时代地层的元素丰度及富集系数一并列入表1中。其中四堡群中特别富集元素仅有As，富集元素有Sn、W、Zn、Li、Dy、Sb、Rb和B，贫化元素有Ca、P、Co、Sr、Na、Au、Ni、Mo和S。富集系数大于1的元素除了As、Sn、W、Zn、Li、Dy、Sb、Rb和B外，还有K、Ba、Be、Ga、Th、La、Na、Sm、Zr、F和Cl。板溪群中特别富集元素仅B，富集元素有Ba、Li、As、Sb和Rb，贫化元素有Ca、Mg、Co、Cr、Cu、Ni、Sr、U、Y、Mo、Au和Cl．富集系数大于1的元素除了特别富集元素组和富集元素组以外，还有K、Ga、Th、Zn、La、Nd、Dy、Sn、Zr和F．震旦系的特别富集元素也是B，富集元素有Ba、Li、As、Sb和S，贫化元素有Ca、Mg、Na、Mn、P、Cr、Co、Cu、Ni、Sr、Y、Mo、Au．富集系数大于1的元素有K、Ga、Zn、La、Nd、Dy、Sn、Rb、Zr和S。泥盆系特别富集元素有As、Sb和B元素，富集元素为Ga、Li、Sn、Mo、Rb和F，贫化元素是Fe、Mg、Na、M±n、P、Co、Cu、Ni、Y、Yb、Sc和Au．富集系数大于1的元素除了特别富集和富集元素外，还有K、Ba、Ga、Th、U、La、Nd、Sm、Dy、Zr和S．通过上述的元素分组和横向对比，可以得出两个结论：(1) 从早元古的四堡群到上古生界的泥盆系，地层中元素的富集分散组合具有明显的继承性．(2) 各时代地层均比较富有挥发组分B、F，酸性不相容元素Sn、(W、Sb、Zn、Rb、Be、Ba、Ga、Zr，放射性元素Th，轻稀土元素La、Ce、Nd、Sm及碱金属K．由此可以证明研究区为一个富锡多金属元素的地球化学场．在该区，无论是同生成矿作用还是后生成矿作用，只要其一旦发生，B、F、Li、K等元素将会有助于

锡多金属元素富集成矿。

表1 各地层中元素丰度及富集系数表（PPm）

Table 1. Abundance （ppm） of chemical elements in various strata and their erichmented coefficeints (K)

元素		Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Ti	Mn	P	Ba	Be	Co	Cr	Cu
四堡群	E_{sr}	80860	44840	2000	11560	28060	5740	4397	716	449	448	3.0	11	71	38.4
	K	0.98	0.80	0.05	0.50	1.34	0. 24	0.77	0.75	0.43	1.05	1.07	0.44	0.71	0.70
板溪群	E_{sr}	71700	33400	2570	9100	27190	11900	3840	587	549	725	2.6	9.8	48.7	19.9
	K	0.87	0.59	0.06	0.39	1.30	0.50	0.67	0.62	0.52	1.71	0.93	0.37	0.49	0.36
震旦系	E_{sr}	80200	29500	2000	8900	27700	10200	4122	454	395	850	2.2	6.8	42.7	18.0
	K	0.97	0.52	0.05	0.38	1.33	0.43	0.72	0.48	0.38	2.0	0.79	0.27	0.43	0.33
泥盆系	E_{sr}	61800	20900	22200	4200	23500	1000	3185	217	184	520	1.8	5.5	66.6	20.3
	K	0.75	0.37	0.53	0.18	1.12	0.04	0.56	0.23	0.18	1.22	0.64	0.22	0.67	0.38

元素		Ga	Li	Ni	Sr	Th	U	Zn	La	Ce	Nd	Sm	Dy	Y
四堡群	E_{sr}	21.8	36.9	25.9	23.6	14.3	98.7	105.4	33.6	51.3	30.1	6.0	4.5	18.6
	K	1.45	1.85	0.35	0.06	1.49	0.73	1.51	1.12	0.86	1.08	1.0	1.5	0.56
板溪群	E_{sr}	21.6	30.7	20.9	67.4	10.8	65.3	92.1	34.5	55.7	29.3	5.5	3.2	14.9
	K	1.44	1.54	0.28	0.18	1.13	0.48	1.32	1.15	0.93	1.05	0.92	1.07	0.45
震旦系	E_{sr}	21.3	30	14	68.2	9.4	68.8	74.2	34.2	58.6	32.8	5.9	3.7	15.3
	K	1 .42	1.50	0.19	0.18	0.98	0.51	1.06	1.14	0.98	1.17	0.98	1.23	0.46
泥盆系	E_{sr}	20.0	31.0	20.3	51.9	14.2	146.4	60.2	31.5	57.7	30.6	6.5	3.0	12.3
	K	1.33	1.55	0.27	0.14	1.48	1.08	0.86	1.05	0.96	1.09	1.08	1.0	0.37

元素		Yb	Sc	Sn	W	Mo	As	Sb	Au	Rb	Zr	S	B	F	Cl
四堡群	E_{sr}	2.28	13.7	3.4	4. 3	0.26	15.7	0.45	0.77	181	215	72	44	692	141.6
	K	0.76	0.62	1.70	2.87	0.17	8.73	2.25	0.19	2.01	1.3	0.28	4.4	1.11	1.09
板溪群	E_{sr}	2.3	11.9	2.2	1.4	0.3	7.58	0.52	0.46	138	208.6	150	54.7	710	63
	K	0.77	0.54	1.1	0.93	0.20	4.21	2.60	0.12	1.53	1.26	0.58	5.47	1.14	0.48
震旦系	E_{sr}	2.50	11.9	2.5	1.1	0.5	5.8	0.65	0.40	126	245	380	67.7	570.7	6.9
	K	0.86	0.54	1.25	0.73	0.33	3.22	3.25	0.10	1.40	1.48	1.46	6.77	0.91	0.53
泥盆系	E_{sr}	1.47	10.2	3.0	1.3	3.5	11.5	1.04	0.86	161	200	283	99	940	76
	K	0.49	0.46	1.5	0.87	2.33	6.39	5.2	0.22	1.79	1.21	1.09	9.9	1.50	0.58

据胡云中原始资料整理； E_{sr}一地层元素丰度； K一元素富集系数；

在计算各时代地层中元素富集系数时，利用了 S. R. Taylor（1964）相应时代地层的克拉克值。该克拉克值出自一系列不同碎屑岩、泥页岩和碳酸盐岩的加权平均值。因此，对于以碎屑岩为主的九万大山一元宝山地区而言，该值均偏高，导致部分富集元素未能得到合理反映。

2.各岩类的元素丰度及地球化学特点

兹将九万大山一元宝山地区前寒武纪地层中的岩石进行了分类，大致可归为砂岩、粉砂岩、页岩和变质岩，其中变质岩又包括板岩、千枚岩和片岩。通过对各岩类的等离子光

谱分析及整理胡云中等（1985）的原始数据，其元素丰度和相应的富集系数列入表2．由表2可知，与世界页岩相比较，区内页岩中元素丰度均偏低，富集系数大于1的元素有Al、K、Ti、Ba、Ga、U、Nd、Nb、Zr、Rb、W和B共12种．引起元素丰度偏低的原因可能与区内页岩的硅质含量高有关．

表2　各岩类元素丰度及富集系数表（PPm）

Table 2.　Abundance (ppm) of chemical elements in various rock types and their enrichmented coefficients (K)

元素	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Ti	Mn	P	Ba	Be	Co
砂　岩[53]	75473	39030	5660	11343	23918	5824	4078	633	399	778	2.43	19.15
富集系数	3.02	3.98	0.14	1.60	2.24	1.76	2.70	12.66	2.33	15.56	0.87	63.83
粉砂岩[13]	81516	43978	2102	10404	27818	5061	4674	659	419	566	3.00	11.29
富集系数	3.26	4.48	0.05	1.47	2.60	1.53	3.10	13.18	2.45	11.32	1.07	37.63
页　岩[6]	118600	38916	629	6970	31520	3600	4800	452	330	685	2.63	9.60
富集系数	1.48	0.82	0.03	0.46	1.18	0.37	1.04	0.53	0.46	1.18	0.88	0.51
变质岩（23）	77637	41288	1476	9469	26628	5693	4109	745	332	519	2.62	11.90
富集系数	3.11	4.21	0.04	1.33	2.49	1.72	2.72	15.12	1.94	10.38	0.94	39.67

元　素	Cr	Cu	Ga	Li	Ni	Pb	Sr	Tb	U	Zn	La	Ce
砂　岩[53]	91.38	46.15	18.08	39.68	27.42	9.90	44.27	13.71	90.61	96.40	37.37	50.89
富集系数	2.61	23.08	1.51	2.64	13.71	1.41	2.21	8.06	201.36	6.03	1.21	0.55
粉砂岩[13]	77.87	40.19	22.11	43.66	39.33	26.51	32.65	14.60	96.32	115.53	40.46	54.55
富集系数	2.22	20.10	1.84	2.91	18.17	3.79	1.63	8.59	214.04	7.22	1.31	0.59
页　岩[6]	52.75	13.66	25.57	36.60	16.79	19.39	56.09	10.47	84.17	82.18	31.48	56.53
富集系数	0.58	0.20	1.31	0.55	0.25	0.92	0.18	0.87	22.75	0.87	0.34	0.96
变质岩[23]	66.05	25.97	22.82	48.20	27.69	24.84	41.03	9.86	88.03	127.56	30.66	41.59
富集系数	1.89	12.98	1.90	3.21	13.85	3.55	2.05	5.80	195.62	7.97	0.99	0.45

元　素	Nd	Sm	Gd	Dy	Y	Yb	Sc	Cd	Nb	Zr	Rb	As
砂　岩	31.93	6.68	5.75	4.76	19.06	2.27	14.93	3.40	19.28	139.30	120	66.56
富集系数	0.86	0.67	0.58	0.66	0.46	0.55	14.93	37.76	21.42	0.63	2.00	66.56
粉砂岩[13]	35.26	6.84	6.89	4.90	21.46	2.64	14.61	<1	19.26	165.54	157	9.54
富集系数	0.95	0.68	0.69	0.68	0.52	0.64	14.61	—	21.40	0.75	2.62	9.54
页　岩[6]	31.62	5.93	4.44	3.82	11.50	2.45	12.73	<1	17.61	203.80	203	3.79
富集系数	1.32	0.92	0.69	0.83	0.44	0.94	0.98	—	1.60	1.27	1.44	0.29
变质岩[23]	27.78	5.46	5.24	4.08	16.96	2.28	12.80	<1	15.50	155.32	171	7.34
富集系数	0.75	0.55	0.52	0.57	0.41	0.56	12.80	—	17.20	0.70	2.85	7.34

元　素	Sn	W	Mo	Hg	Sb	Au	Ag	F	B	S	Cl
砂　岩[53]	14.80	3.70	0.24	0.08	1.48	0.44	142	623	84.24	234	123
富集系数	29.60	2.31	1.20	2.67	29.60	0.088	2.03	2.31	2.41	0.97	11.18
粉砂岩[13]	12.31	3.98	0.21	0.04	0.39	0.40	36.92	668	62.92	135	124
富集系数	24.62	2.49	1.05	1.33	7.80	0.0870	0.53	2.47	1.80	0.56	11.27
页　岩[6]	2.89	1.93	0.45	0.03	0.72	0.13	35.00	593	112	333	165
富集系数	0.48	1.07	0.17	0.08	0.51	0.026	0.50	0.80	1.02	0.14	0.91
变质岩[23]	2.07	2.06	0.37	0.02	0.49	0.62	35.65	583	61.52	68.70	157
富集系数	4.14	1.29	1.80	0.67	9.80	0.124	0.51	2.16	1.76	0.29	14.27

据胡云中资料整理，并补充测试了部分样品；　(53) —分析样品数

区内板岩中的各元素丰度与砂岩、粉砂岩很相似，这也可能是一种前因后果的具体反映．在这三种岩石中，特别富集元素有 Mn、Ba、Co、Cu、Ni、Th、U、Zn、Sc、Nb、As、Sn、Sb、Cl，富集元素是 Al、Fe、K、Na、Ti、P、Cr、Ga、Ci、Pb、Sr、Rb、W、Hg、F 和 B，贫化元素为 Au，Y 和 Ca．该资料不仅表明研究区地层富有 Sn、W、Cu、Pb、Zn、Sb、Hg、Li、As、F、B、Ga、K、Na、Al、U、Th、Nb 和 Rb 酸性成矿元素组合，同时也存在一个富基性成矿元素组合，即 Co、Ni、Cu、Zn、Sn、Cr、Sr、Ti、Fe、P、Sc、Mn 组合．这种结果恰好与构造—岩浆—成矿旋回相吻合，即四堡期超镁铁质—镁铁质火山活动不仅生成了一系列有关的 Cu-Ni 矿床，而且导致周围地层中富有基性元素．也正是由于区域地层具较高的锡多金属元素丰度，其本身的重熔再造及花岗岩体的高度分异演化和热水溶液的汲取作用，致使诸多锡多金属矿床沿岩体内外接触带的分布．

二、构造层及控岩控矿意义

九万大山—元宝山地区在漫长的地质过程中经历了数次构造运动，影响较大的有四堡运动、雪峰运动和加里东运动，印支运动和燕山运动虽然在该区也留有一些痕迹，但不太显著．

(一) 四堡期构造层

四堡期构造发生于早元古代中末期，由四堡群的褶皱变形及断裂所体现．兹因受雪峰期运动的干扰和破坏，四堡期构造仅在九万大山南部的宝坛一带表现的比较明显（图 2)．四堡期褶皱为一系列近 SEE 走向且平行排列的复式倒转褶皱，轴面倾向 SSW，倾角 30—60 度．规模较大的褶皱包括西部的旧洞向斜和田蓬背斜；中部的池洞、红岗山、五地背斜，文通、高岭、鱼勇向斜；东部的台龙山、考榜山、白头山背斜，蟠龙、马潮山和龙有向斜．这些褶皱长几公里至 10 多公里，宽 1—3km．与其相伴的有一些平行且规模较大的逆冲断层，该组断层在以后的雪峰运动期间断续活动，其性质转变为正断层（张扭性断层)．另外，还存在一组 NNE 走向的剪切小断裂，在四堡运动末期逐渐增大，切割亦较深；并在雪峰运动时期又被活化和继承，因此成为研究区内重要的控岩控矿构造．

(二) 雪峰期构造层

雪峰期构造在全区最发育，而且分布范围广，保存的相当好，在所有的四堡群和板溪群中均有所反映．雪峰运动形成 NNE-NS 向的不对称褶皱，轴面倾向 SEE-EW，倾角 30°-50°．区内有两个规模巨大的复式褶皱，即东部的元宝山复式褶皱和西部的三防复式褶皱．在这两个复式褶皱的核心部位分别被元宝山和三防黑云母花岗岩所占据（图 2)．在三防岩体以南可见三个次一级的不完整复式背斜，它们是旧洞—田蓬、池洞—五地、龙台山—龙有．这些次一级复式背斜一般长 25—60km，宽 6km．与雪峰期褶皱相伴

生的有一系列深大断裂，其中最大的有 F1、F101 和元宝山断裂，它们走向为 NNE—NS，倾向 270°—290°，倾角 40°—70°，该组断裂延长 80—100km 向北入贵州境内，其破碎带一般宽几米至上百米，NNE—NS 向断裂自四堡期生成以来，反复活动，对四堡晚期花岗闪长岩、雪峰期黑云母花岗岩的生成和定位曾起到了重要作用．由其所派生的次一级 NE 向断裂（宝坛地区和三防地区）和与其 NS 向平行的小断裂（元宝山地区）往往是锡多金属矿床成矿的最佳空间．

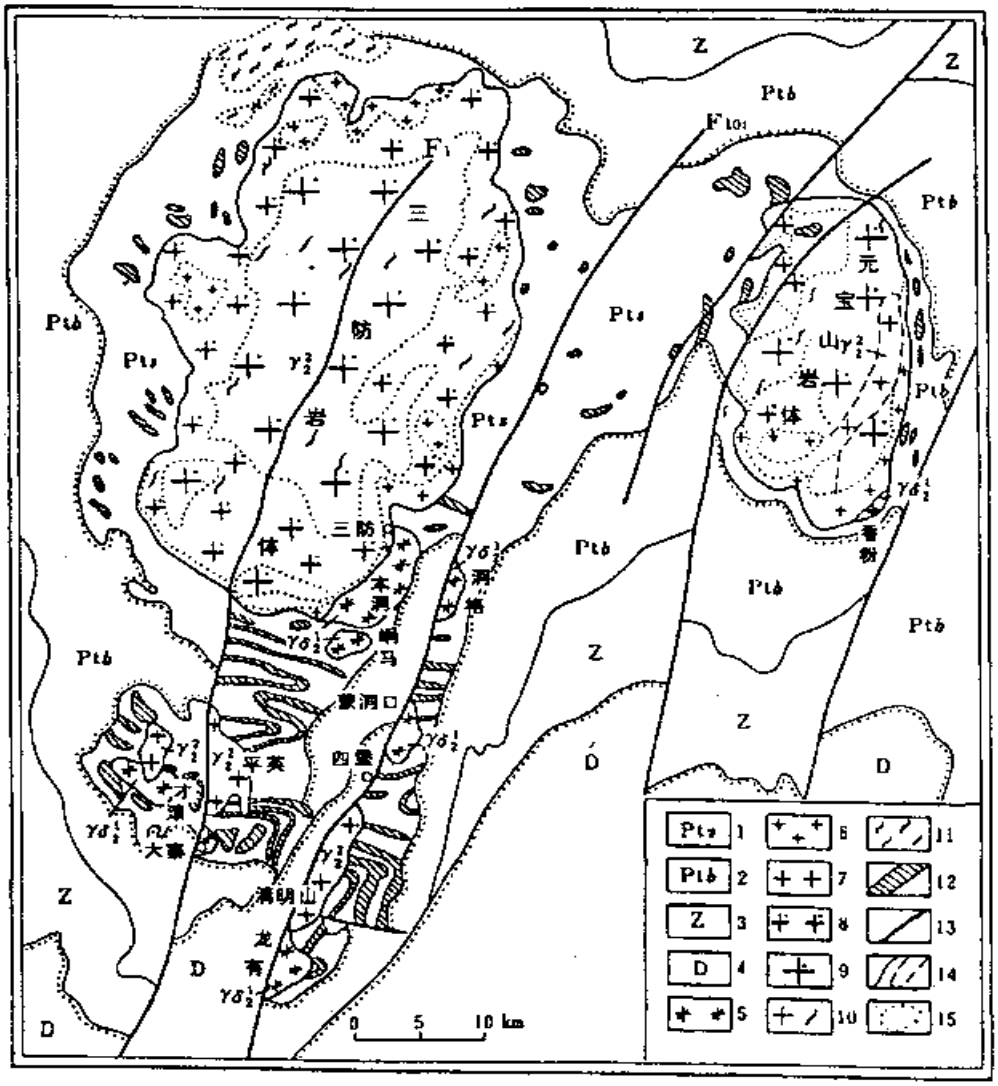


图 2　桂北九万大山—元宝山地区地质略图

Fig.2. Schematic geological map of Jiuwandashan–Yuanbaoshan region

（据莫柱孙等修编，1980）

1–四堡群；2–板溪群；3–震旦系；4–泥盆系；5–花岗闪长岩；6–细粒黑云母花岗岩；7–中粒黑云母花岗岩；8–中粒斑状黑云母花岗岩；9–中粗粒斑状黑云母花岗岩；10–片麻状花岗岩；11–混合岩；12–镁铁质–超镁铁质岩；13–断层；14–实测、推测地质界线；15–岩体相带界线

（三）加里东期构造层

加里东运动与雪峰运动的主应力场基本一致．原雪峰期的 NS—NNE 向构造在加里东运动中被利用和改造．因此，在断层的横切面中可见有不同性质和产状的断裂结构面复合叠加在一起．另外，在泥盆系中也可见到平缓开阔的 NNE—NS 向褶皱及古断裂复活也切割了古生界地层．在加里东期，九万大山—元宝山地区地壳振荡频繁，地层不仅受到了强烈的风化剥蚀，其基底也经历了明显的变质作用，局部至片岩相（元宝山地区）．目前用 K—Ar 放射性同位素方法测定火成岩（包括镁铁质岩和花岗质岩类）及有关矿产所获得年龄数据均在 337–460Ma 之间．

三、火成岩系列及其时空分布规律性

火成岩系列或称岩浆系列一词最早由 E. B. Bailay（1924）提出，自此以后，该概念在岩石学中广泛应用，其含义也随学者、地区、历史和岩石组合类型而有所变化．著者通过对火成岩系列的研究，结合研究区的实际地质情况，兹将火成岩系列定义为：在一定地质时期的某一构造环境中，形成了一套火成岩组合，该组合由一种或一种以上岩石类型所组成．这些岩石类型出自同一母源，并且呈阶段性先后侵入和（或）喷出，其岩石性质和成分具有一定的演化方向．如果不同火成岩系列出现于同一地区，而且它们之间也存在着一定的物质继承性，那么可笼统称之为泛火成岩系列．在桂北九万大山—元宝山地区，从早元古代到晚元古代形成了一个比较典型的泛火成岩系列，其中包括四堡早期的镁铁质–超镁铁质火山杂岩系列，四堡晚期的花岗闪长岩系列和雪峰期黑云母花岗岩系列．

（一）镁铁质–超镁铁质火山杂岩系列

1. 镁铁质–超镁铁质火山杂岩和分布特点

在地层层序一节中业已提及文通组和鱼西组下部广泛发育有镁铁质–超镁铁质熔岩、角砾熔岩、火山角砾岩、熔凝灰岩及结晶较好的辉长辉绿岩、橄辉岩、辉石岩和闪长岩．该火山杂岩分布于元宝山和九万大山黑云母花岗岩体周围，多集中于宝坛地区和九毛地区，出露面积达 120km^2．其产出状态基本上为层状和透镜状，绝大部分与周围地层整合接触，部分呈切层态．广西区域地质调查队以往将这套杂岩大都定为层状侵入体，仅个别层被划为细碧–角斑岩．通过近几年的野外和室内的初步研究，笔者认为区内的镁铁质–超镁铁质岩均属于早元古代古陆边缘凹陷槽（或岛弧区）内火山活动或次火山活动的产物．火山活动具多旋回性，从早到晚可分出三至十多个旋回．火山喷发的完整系列为：超镁铁质岩→镁铁质岩→枕状熔岩→安山岩类→火山角砾岩和凝灰岩及硅质岩．部分岩石序列由于富镁质和具鬣刺结构可定为科马提岩或玄武质科马提岩．

2. 科马提岩的特点和证据

（1）各分区的岩石剖面及区域对比：在九万大山—元宝山地区的区域上有一层连续性较好的玄武质科马提岩（图 3），厚度 10—200m，平均 50m 左右．根据岩石的结构状

态，可分出两个种类：其一是浅绿色致密状岩石；其二是角砾熔岩。该层玄武质科马提岩具有清楚的流动构造、枕状构造、杏仁构造。杏仁体多为细粒石英集合体。在宝坛羊角山一带，该层岩石中具有断续分布的硅质条带。角砾熔岩中的角砾内有浑圆状蛇纹石化橄榄石，其长轴方向与熔岩流动方向一致。这一层玄武质科马提岩的造岩矿物以透闪石化普通辉石为主。辉石呈针状和长柱状，一般长 1.5—15mm，宽 0.08—0.2mm，其周围为脱玻化物质，组成矿物有辉石、绿帘石、斜黝帘石，黝帘石等。在该层岩石中，矿物和结构分层现象不太明显，但板状、放射状鬣刺结构、淬火结构比较发育，在岩层的顶底部均有明显的冷凝结构。

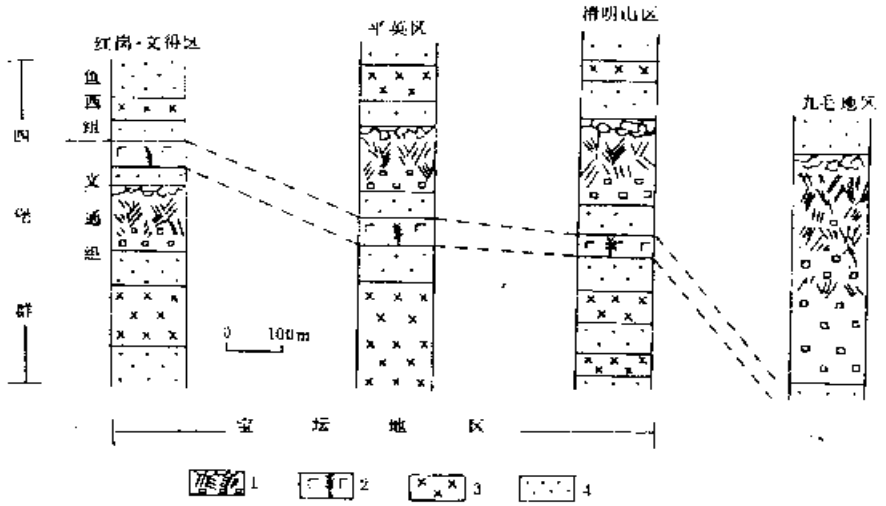


图 3　九万大山—元宝山地区科马提岩柱状对比图

Fig.3. Columnar diagrams for comparison in Jiuwandashan—yuanbaoshan region

1—科马提岩；2—玄武质科马提岩；3—拉斑玄武岩；4—四堡群

（注：地层厚度未按比例尺绘制）

在宝坛地区，上述"标志层"玄武质科马提岩之上和之下各有一层科马提岩。上部科马提岩出露在北段的文通、文得、红岗、池洞和沙坪等地，下部科马提岩则发育于平英、清明山和田蓬一带。这两层科马提岩厚度相似，一般厚 10 —150m，且在成分和结构层次等方面都比较接近。其柱状剖面自上而下有：

⑤顶部冷凝层：厚几十公分，偶见有网状构造。岩石已经脱玻化，隐晶质玻璃团块时而可见。

④中细粒辉长辉绿岩层：其组成矿物同③层，但斜长石含量增高，岩石颜色相应为灰色。该层也有不少斑状鬣刺结构及斜长石石英的交生现象，原岩流动构造比较清楚。

③粗粒辉长岩层：造岩矿物为普通辉石、斜长石及少量石英。变质后为透闪石、绿帘石、斜黝帘石、绿泥石、黑云母等矿物组合。该层最大特点是斑状鬣刺结构比较发育，辉石斑晶长达 0.8—2cm，宽 0.1—0.6mm。此外，还普遍见有斜长石和石英的交生结构，形似花朵状。

③至⑤层钙质含量较高，属玄武质科马提岩类。

②堆积粗粒辉石岩层：主要组成矿物是单斜辉石和斜方辉石，偶见呈斑状鬣刺的橄榄石．部分辉石已蚀变为透闪石和镁绿泥石．该层内常见有单斜辉石杏仁体，气孔最大可至1cm，其形态一般是梨形或次圆形．另外，在①层和②层之间是铜镍硫化物矿化部位．

①底部细粒含斜长辉石岩层：该层厚几十厘米，内部流动构造清楚，常含有大量的包体，这些暗色包体可能来自深部．

①和②层富有镁质，属于堆积的辉石质科马提岩．

岩流下伏地层有明显的烘烤现象，原碎屑岩变成红色砂质泥岩，厚0—2m．

在整个宝坛地区，该层科马提岩流风化时常形成球状风化面及椭球体，这些椭球体有坚硬的外壳，部分可以逐层剥离直至核心．

在九毛地区仅出露有鱼西组地层，因此也只出露了最上层的科马提岩．本层科马提岩全部为橄榄质科马提岩，其厚度几十米到几百米，最厚可达600m．岩石本身富含橄榄石、普通辉石和紫苏辉石．变质后矿物组合是蛇纹石、镁绿泥石、透闪石等．该层岩流结构分层明显，正如74号岩体（野外露头编号）的横切剖面如图4所示，从上到下（即从西向南）：

⑤顶部冷凝层：厚近10m，岩石呈铁黑色，致密坚硬，组成矿物以辉石为主，也见有微晶的橄榄石鬣刺．在冷凝收缩的网状破裂中充填有玻璃质及粘土矿物．此外，也可见显微流动构造．

④橄辉岩层：岩石中紫苏辉石和普通辉石含量之和占总量的70%．在辉石中，橄榄石绝大多数表现为放射状、板状、束状鬣刺，鬣刺一般长0.75—2.3mm，宽0.05mm左右．橄辉岩层中有较多的气孔，其内充填有单斜辉石和铁质矿物杏仁体．

③堆积橄榄岩层：颜色为浅灰至灰黄色，主要组成矿物是橄榄石，其占全岩体积的50—90%，余者为紫苏辉石及少量普通辉石．纯橄岩常呈团块状（直径几十厘米至几米）出现于橄榄岩中．橄榄石以浑圆状、次圆状为主，作无序排列．该层中有一定量的气孔构造，杏仁体为单斜辉石及镁绿泥石．在上部放射状橄榄石鬣刺渐增多．

②细粒橄辉岩层：厚度小于10m．组成矿物以紫苏辉石为主（大于80%），其余为圆状和浑圆状橄榄石．在橄榄石内部是鳞片状蛇纹石集合体．本层中含有较高的Pt、Pd、Cr、Co和Ni元素，局部构成矿化点．

①底部流动构造层：厚几米，流动构造清楚．岩石的组成矿物为紫苏辉石和普通辉石．在该岩层中夹有石英、石英绢云母条带或块体，它们可能是岩流从下伏地层（原为沉积物）捕获而得．

在岩流下部，原始泥质沉积物受烘烤变为红色，因此见有几米厚的红色粘土岩或变质的红色片岩．向下逐渐变成灰色片岩或砂质千枚岩．

(2) 科马提岩的一些典型结构和构造：鉴别一套超镁铁质-镁铁质岩是否是科马提岩，其特征的结构——鬣刺结构曾起过决定性作用．近几年来不少学者倾向将缺少鬣刺结构的超镁铁质喷出岩也划入科马提岩．但不可否认，结构和构造对科马提岩的确定仍然作为必要条件．研究区内科马提岩已见有多种鬣刺结构和典型的火山岩结构和构造，大体可归结为以下七种：

①板状鬣刺结构：该结构被岩石学家们视为"标准鬣刺结构"，形如鬣刺草．在宝坛地区透闪石化单斜辉石呈晶体束，其间隙中有隐晶质熔体（照片1）；而九毛地区则见有蛇

纹石化橄榄石晶体束，基质为紫苏辉石和脱玻化物质（照片 2 和照片 3）。

②放射状鬣刺结构：单斜辉石（照片 4）和蛇纹石化橄榄石长刺状晶体以无序态分布于玻璃基质或晶化辉石集合体中。

③斑状鬣刺结构：在辉石质科马提岩内，长 3—4mm 的橄榄石骸晶残留在细粒单斜辉石组成的基质中（照片 5）。而在玄武质科马提岩中常有长条状辉石，一般长 0.5—5mm，宽 0.1—0.5mm（照片 6）嵌布于由中细粒辉石和斜长石组成的基质中。

④淬火结构：在火山岩流的顶部和底部多见较好的淬火结构，即细粒橄榄石和辉石雏晶嵌布于隐晶基质中。



图 4　九毛地区超镁铁质岩流层的结构剖面图

Fig.4. Section of komatiite in Jiumao area

1—底部流动构造层；2—细粒橄辉岩层；3—堆积橄榄岩层；4—鬣刺橄榄岩层；5—上部冷凝层；6—底部围岩烘烤带；7—四堡群鱼西组

⑤斜长石石英交生结构：在九万大山地区玄武质科马提岩中普遍存在斜长石与石英的交生现象（照片 7）。

⑥气孔构造、杏仁构造：科马提岩中的气孔比较发育，且大小不一。大部分气孔已经被单斜辉石和石英等所充填。石英集合体杏仁（照片 8）见于玄武质科马提岩中，单斜辉石杏仁体（照片 9）存在于橄榄质和辉石质科马提岩内。单斜辉石杏仁体多呈半充填形式，以弯曲状沿气孔壁向内生长。这些弯曲状辉石表现为细长丝发状集合体。

⑦枕状构造：扁球体、椭球体及肾状枕体熔岩的直径 0.2—1.3m，由玻璃质紧密胶结，风化地表表现为波浪状态。枕体外部是一层致密状的硬壳，内部的矿物层层渐大。

另外，各类岩石中的流动构造（照片 10）广泛发育，在局部可见到玄武质科马提岩有清楚的柱状节理（照片 11）。

(3) 科马提岩地球化学特点：正如 M. J. Viljoen 等（1982）所指出的"如果蚀变作用不太强烈，一般重要的地球化学性质，包括各种元素比值就会保存下来，也能得到说明原始地球化学特征的可靠数据"。桂北地区变质程度尚低，类似于北美、西澳和南非地块，一般为亚绿片岩相或绿片岩相。本次工作分析了区内 27 件科马提岩样品（表 3），其中辉石质科马提岩 8 件，玄武质科马提岩 12 件和橄榄质科马提岩 7 件。下面从八个方面来探讨区内科马提岩的地球化学特点：

表 3　九万大山—元宝山地区科马提岩主要成分分析数据[①]

Table 3.　Major chemical components of komatites in Jiuwandashan–Yuanbaoshan region

分区	宝坛地区											
岩类	第一旋回								第二旋回			
	堆积科马提岩				玄武质拉马提岩				玄武质科马提岩			
SiO_2	42.76	44.95	47.30	49.37	50.87	51.64	54.54	51.07	47.38	51.83	50.45	54.07
TiO_2	0.40	0.45	0.38	0.49	1.18	0.78	0.62	0.54	0.59	0.57	0.63	0.66
Al_2O_3	4.99	5.47	5.59	8.54	12.64	16.03	9.42	16.38	10.75	13.17	13.52	14.34
Fe_2O_3	5.65	4.50	2.37	1.02	1.11	3.15	2.78	0.86	0.00	0.98	0.55	1.67
FeO	9.03	8.96	8.58	9.69	11.36	8.13	9.33	6.25	13.33	9.23	9.66	9.76
MnO	/	/	0.16	0.21	/	0.25	0.17	0.15	0.16	0.19	0.19	0.22
MgO	32.87	30.36	31.51	21.07	9.13	5.88	15.97	10.28	18.58	12.52	13.71	7.46
CaO	3.95	5.52	4.00	9.27	10.62	11.90	6.03	11.60	8.83	9.49	9.43	10.01
Na_2O	0.11	0.11	0.05	0.19	1.84	1.10	0.66	1.59	0.15	1.37	1.12	0.88
K_2O	0.15	0.12	0.00	0.05	1.18	1.02	0.42	1.30	0.1	0.64	0.7	0.92
P_2O_5	0.06	0.02	0.07	0.09	0.06	0.11	0.06	/	0.13	/	/	/
CaO/Al_2O_3	0.79	1.01	0.72	1.09	0.84	0.74	0.64	0.71	0.82	0.72	0.70	0.70

分区	宝坛地区								元宝山地区						
岩类	第三旋回														
	堆积科马提岩				玄武质科马提岩				科马提岩						
SiO_2	45.84	47.29	46.98	54.91	54.20	53.84	55.56	50.58	40.08	47.38	50.33	46.40	47.68	42.90	42.08
TiO_2	0.45	0.53	0.57	0.49	0.46	0.69	0.53	0.44	0.40	0.24	0.65	0.73	0.71	0.50	0.51
Al_2O_3	9.76	7.89	9.02	8.27	14.06	11.88	10.96	16.14	4.36	6.39	7.62	8.47	7.52	5.66	4.39
Fe_2O_3	2.99	2.82	1.53	1.17	2.13	1.70	1.32	1.76	8.10	3.44	0.60	1.05	2.11	5.48	4.98
FeO	10.02	9.29	10.53	9.27	7.20	9.07	9.11	8.89	6.95	6.39	7.88	9.02	9.40	7.35	8.25
MnO	0.10	0.21	0.21	0.26	0.18	0.21	0.23	0.26	0.24	0.23	0.21	0.14	0.27	0.24	0.19
MgO	22.25	24.93	23.36	17.63	7.77	15.16	15.27	7.77	35.01	26.55	22.34	23.30	22.69	30.31	36.31
CaO	7.65	6.39	7.15	7.00	11.20	5.71	5.79	11.10	4.65	9.11	9.88	9.91	9.06	7.30	3.12
Na_2O	0.26	0.41	0.36	0.84	2.04	0.53	0.60	2.45	0.09	0.17	0.37	0.69	0.41	0.13	0.09
K_2O	0.52	0.06	0.13	0.11	0.61	1.13	0.55	0.58	0.10	0.02	0.04	0.17	0.06	0.02	0.05
P_2O_5	0.14	0.17	0.17	0.06	0.14	0.07	0.07	0.04	0.04	0.08	0.08	0.10	0.10	0.10	0.04
CaO/Al_2O_3	0.78	0.81	0.79	0.85	0.8	0.48	0.53	0.69	1.07	1.43	1.30	1.17	1.20	1.29	0.71

[①]干体系　　分析单位：地质矿产部岩矿测试所

①九万大山—元宝山地区科马提岩具有较高的镁质含量，各类岩石的 MgO（wt%）分别为：橄榄质科马提岩 22.34—36.31，辉石质科马提岩 17.63—32.87，玄武质科马提岩 5.88–8.58。与世界标准科马提岩的 MgO 含量比较，前二者十分典型，后者则离散度稍大，且部分 MgO 小于 12%。据现有资料来看，引起玄武质科马提岩 MgO 含量偏低的原因似可能为成岩期后由充填在气孔中的石英杏仁所引起。

②CaO/Al_2O_3 比值是辩别科马提岩的一项重要参数。究竟科马提岩的 CaO/Al_2O_3 比值应该大于 0.7 还是大于 1，目前尚未统一认识。而区内橄榄质科马提岩的 CaO/Al_2O_3 比值基本上大于 1，最高达 1.43；其它两类则大于 0.7。

③岩石学家们通过对南非绿岩带的工作，根据化学成分数据在 $MgO-CaO-Al_2O_3$ 三元图解中确定了橄榄质科马提岩和拉斑玄武岩的位置（图 5）。图中的岩类分区线的划分未免有点武断，但却具一定的普遍意义。研究区内和各类科马提岩几乎完全可以与之对比，仅有个别样品落入拉斑玄武岩区。

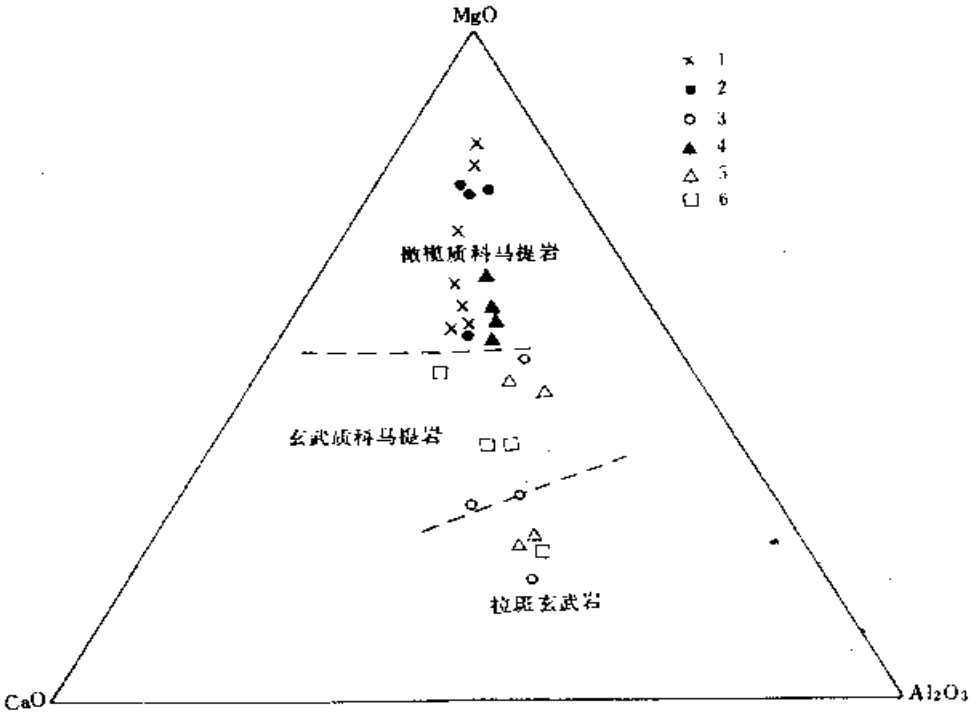


图 5　九万大山—元宝山地区科马提岩的 $CaO-MgO-Al_2O_3$ 图解

（图中的岩类分区由 Viljoen 等提出，1982）

Fig.5. $CaO-MgO-Al_2O_3$ plot of komatiites in Jiuwandashan–Yuanbaoshan region

1–元宝山地区橄榄质科马提岩；2–宝坛地区第一旋回辉石质科马提岩；3–宝坛地区第一旋回玄武质科马提岩；4–宝坛地区第三旋回辉石质科马提岩；5–宝坛地区第三旋回玄武质科马提岩；6–宝坛地区第二旋回玄武质科马提岩

④用岩石的 MgO、Al_2O_3 和 $(FeO+Fe_2O_3+TiO_2)$ 含量在其三元图解中判别科马提岩首先是由 Jensen（1976）提出，嗣后，Viljoen 等（1982）进行了修正，修正的结果是扩大了 Jensen 所划分的科马提岩范围。兹将研究区内的岩石化学数据在 $MgO-Al_2O_3-(FeO+Fe_2O_3+TiO_2)$ 图解中投影，其绝大多数投影点落入了科马提岩类范围（图 6）。

⑤在 Naldrett 和 Goodwin（1977）科马提岩成分辩别图解 A_2O_3 对 $FeO^T/(FeO^T+MgO)$ 中，研究区内的科马提岩可以得到证实（图 7）。从橄榄质科马提岩到玄武质科马提岩，Al_2O_3 和含铁度按一定比例同步增长。

⑥贫 TiO_2 富 MgO 是科马提岩的特点之一，在 TiO_2 对 MgO 图解（图 8）中，研究区内科马提岩的成分分布区与典型的南非 Barberton 和美国明尼苏达科马提岩成分区相比较，TiO_2 含量稍偏低，而 MgO 含量高出 5–10%。

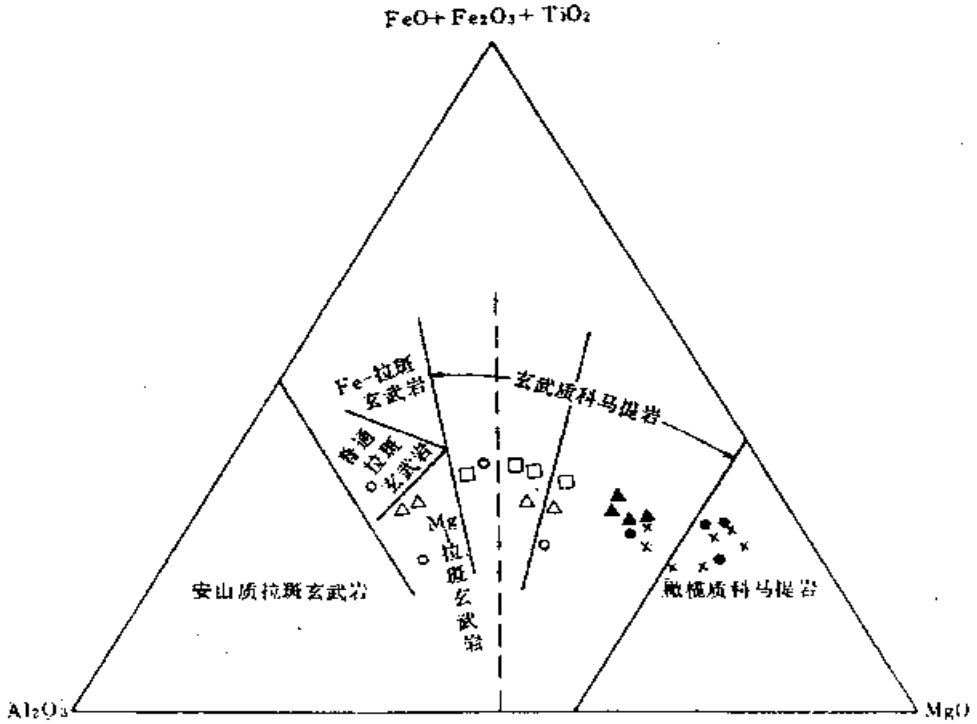


图 6　九万大山—元宝山地区科马提岩的 Al_2O_3–MgO–（$FeO+Fe_2O_3+TiO_2$）图解

（据 Viljeon 等的 Jensen 修正图解，1982）图中的投影点图例同图 5

Fig.6. Al_2O_3–MgO–（$FeO+Fe_2O_3+TiO_2$） plot of komatities

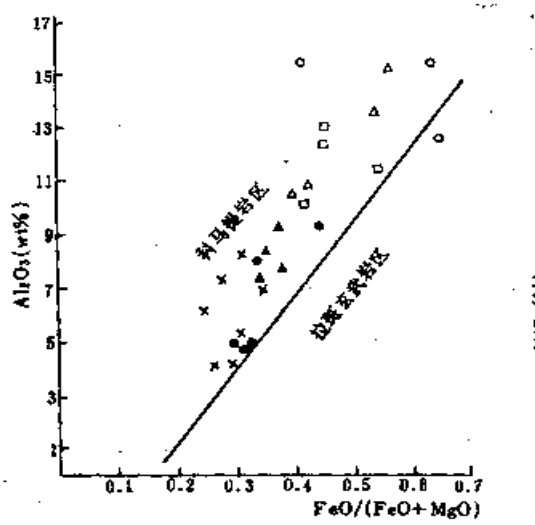


图 7　九万大山—元宝山地区科马提岩的 Al_2O_3 对 FeO^T／（FeO^T+MgO）图解

图中投影点图例同图 5

Fig.7. Diagram showing Al_2O_3 V.S FeO^T／（FeO^T+MgO） of komatities

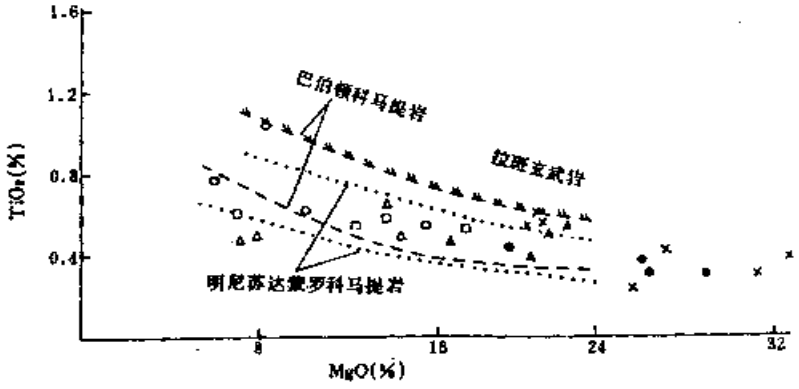


图 8　九万大山—元宝山地区科马提岩的 TiO_2 对 MgO 图解

（巴伯顿和明尼苏达蒙罗区资料取自 K. J. shultz，1984）

图中投影点图例同图 5

Fig.8. Diagram showing TiO_2 v.s. MgO of komatites

⑦T. N. Pearton，(1982) 通过对加拿大、澳大利亚及南非科马提岩的研究，总结出了其过渡族元素的模式图．研究区内的辉石质科马提岩和橄榄质科马提岩具有类似的模式图（图 9)．但由于区内 Ni、Cu 和 Zn 的矿化度较好，它们的曲线变化略大．

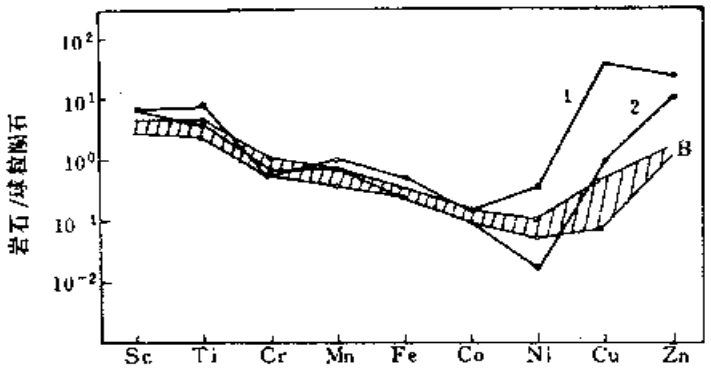


图 9　九万大山一元宝山地区科马提岩过渡族元素模式图

(取自 T. N. Pearton，1982)

Fig.9. Diagram showing the patterns of transitional elements of komatities

1—辉石质科马提岩；2—橄榄质科马提岩；B—世界科马提岩区

⑧研究区内科马提岩的稀土元素型式图（图 10）基本上反映了其大洋生成环境，这与其它地区科马提岩的生成环境相吻合．

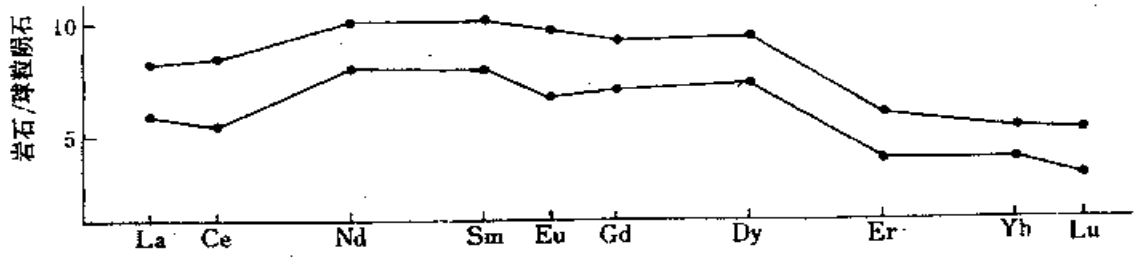


图 10　元宝山地区橄榄质科马提岩的稀土元素分布型式图

Fig.10. Diagram showing the REE patterns of komatiites

3. 镁铁质–超镁铁质火山杂岩成矿性探讨

关于镁铁质–超镁铁质火山杂岩成矿性评价，主要包括两个方面内容：第一是其本身直接成矿的可行性，第二是其作为成矿容岩的利弊因素。

兹将九万大山一元宝山地区镁铁质–超镁铁质岩划分为超镁铁质岩（主指科马提岩类)、镁铁质岩（包括基性枕状熔岩、玄武质科马提岩和细碧岩）和中酸性岩（包括类安山岩、角斑岩和和凝灰岩)，并分别取样分析了各类岩石的成矿元素 Sn、W、Mo、Cu、Zn、Pb、Sb、Hg、Au、Ag、Co、Ni、Cr 和挥发组分 F、B、Cl、S，其结果和相应的

富集系数列入表 4. 从表 4 可以看出，杂岩中的 Ni、Cr、Co 元素的富集系数显然较低，但由其融离生成的铜镍硫化物矿床及铬、钴、铂、钯矿化的确客观存在，这说明了该杂岩在喷发之前的岩浆房内已经过了较好的分离作用。杂岩中的金的地球化学特点与 Cr、Ni 和 Co 很相似，关键问题是探索其富集的最佳空间何在。杂岩内的锡多金属（包括 Sn、W、Cu、Zn、Sb、Hg 和 Ag）及有关的挥发组分明显高出其它地区相同岩类的元素含量，这证明了该元素组合在九万大山—元宝山地区不仅于地壳中相当富有，而且在地幔中也如此。众所周知，锡多金属元素在岩浆房内具有晚期聚集的习性，因此它们在镁铁质—超镁铁质火山杂岩的生成演化期间趋于分散，未形成明显的矿化富集。

表 4　镁铁质—超镁铁质火山杂岩中矿化元素丰度和富集系数表
Table 4. Abundance of chemical elements in mafic—ultramafic volcanic rocks and their enrichmented coefficients

岩石名称	样品数	Sn	W	Mo	Cu	Zn	Sb	Hg	Au[②]
超镁铁质岩	11	6.97	0.90	0.12	80.84	133	1.82	0.05	0.96
富集系数（K）[①]		13.94	9.00	0.60	3.85	4.29	18.2	5.00	0.192
镁铁质岩	23	15.29	2.67	0.26	84.80	129	1.47	0.057	0.53
富集系数（K）[①]		10.19	2.67	0.19	0.77	0.99	1.47	0.62	0.133
中酸性岩	12	22.40	1.94	0.17	30.72	91	1.90	0.055	2.55
富集系数（K）[①]		3.96	1.94	0.19	0.88	1.26	9.50	0.69	0.567

岩石名称	样品数	Ag[②]	Co	Ni	Cr	F	B	Cl	S
超镁铁质岩	11	302	66.58	433	1770	300	185	262	208
富集系数（K）		6.04	0.32	0.21	0.84	2.73	18.50	5.24	2.08
镁铁质岩	23	274.35	25.35	26.23	205	598	25	195	173
富集系数（K）		2.74	0.56	0.17	1.02	1.62	5.00	3.90	0.58
中酸性岩	12	236.06	25.48	112.39	45.94	578	16	260	122
富集系数（K）		3.37	2.31	2.04	0.92	1.16	1.07	2.36	0.61

①中酸性岩克拉克值取自美国地调所（1974）；
②Au、Ag 的测试单位为 PPb，其余元素为 PPm；
③岩石中各元素的富集系数的计算取自维诺格拉多夫的克拉克值（1962）

在九万大山—元宝山地区，镁铁质—超镁铁质火山杂岩作为铜镍硫化物矿床、铂钯矿床的容矿主岩和物质来源是勿庸置疑的，当其作为锡多金属矿床的主岩时也显示出了两点优越性。其一，该套杂岩性脆、易破裂，其内的破裂网络系统相当发育。这些网络系统有利于含矿热水溶液的聚集成矿。尤其是当泥页岩或粉砂岩与之成互层时，前者的屏蔽作用更有助于在后者内矿化富集。其二，该套杂岩多钙、镁等活性元素，因此易于被交代并能改变成矿热水溶液的性质，进而引起矿质沉淀。也正是由于这一特性，在较低温条件下，（>250℃），杂岩中的 Cu、Zn、Pb 和 Sb 等元素也能被循环热水淋滤而再成矿。

（二）花岗闪长岩系列和黑云母花岗岩系列

桂北九万大山—元宝山地区的花岗闪长岩系列和黑云母花岗岩系列分别是四堡运动末

期和雪峰运动岩浆活动事件的结果。目前区内有 8 个花岗闪长岩体和 5 个黑云母花岗岩体，它们呈串珠状沿四堡、池洞一五地、旧洞一才溪和元宝山断裂分布。两个系列岩石虽然在侵位时间上呈非连续性，但于同空间产出，并在物质来源、侵位方式上有很大的相似性。然而，花岗闪长岩属非含锡花岗岩，黑云母花岗岩与锡多金属矿床密切相关。造成这种巨大差异性的结果并不是岩体本身物质组分的不同（两个系列岩石都富含锡多金属元素和有关的挥发组分），而是岩浆迥然不同的结晶分异程度。兹因花岗质岩石与锡多金属矿床在成因方面的特殊关系，将在第二章中进行详细研究。

四、矿产及成矿系列划分

1979 年程裕淇、陈毓川、赵一鸣提出矿床成矿系列概念，认为"在一定的地质发展阶段，与一定的地质作用有关，形成相互有成因联系，具一定时空分布规律的矿床组合，称为一个成矿系列"（陈毓川，1983）。

在桂北九万大山一元宝山成矿区内，锡、铜、铅、锌、锑、镍、钴、钯多金属矿床及矿化点星罗棋布，交错相映。究其成矿时代和空间展布，可分为两大成矿系列。其一是与雪峰期黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床。目前已发现二个大型、五个中型及一系列小型锡钨、锡铜、铜锌和铅锌矿床。这些矿床均围绕黑云母花岗岩体分布，在时间上具良好的生成演化关系。其二是与四堡早期科马提岩有关的铜、镍、钴、钯、锡矿床成矿系列。以往地质工作者将桂北的镁铁质-超镁铁质岩认定为侵入岩类，位于其底部的铜镍硫化物矿床也自然地被归为正岩浆熔离型矿床。此次工作不仅初步证明了上述镁铁质-超镁铁质岩属科马提岩类，而且有理由认为与其有关的铜镍矿床也是我国一个新矿床类型——火山岩型铜镍矿床。其特点有三：（1）以不连续的层状分布于辉石质科马提岩的底部；（2）矿石有斑杂状和浸染状两类。斑杂豆状体矿石的长轴方向与岩流底部接触带呈 10°—30° 夹角，这基本上指示出矿质乳滴生成于动荡环境中，在其定位时曾受到地球吸引力和岩流冲力的联合影响；（3）科马提岩、铜镍矿石及磁黄铁矿的硫同位素测试结果为 $\delta^{34}S=+3.4$—$+23.5‰$；而且 ^{34}S 在矿化密集处降低，于矿化分散处及岩流中则大大富集。这似乎反映出海底硫酸盐大幅度地参与了成岩成矿作用和原始岩浆为一个相对贫硫环境，这一点也由矿石中多出现自然镍和金属互化物——宝坛矿①所印证。此外，最近在五地一孟公山一带发现与四堡早期镁铁质岩有关的层纹状电英岩型锡矿化。锡矿化体呈似层状、透镜状和扁豆状，厚一米至数十厘米不等，产布于镁铁质火山杂岩与粉砂岩地层的交互部位。矿化体与周围地层整合接触，其中部分受到雪峰期脉状电英岩锡矿脉的切割和穿叉。矿化体中发育有典型的层纹状构造（照片 12），层纹宽度大小不一，从数厘米到零点几毫米，由富镁电气石与石英重复交替而成。矿化岩石为致密块状构造，组成矿物十分简单，仅有电气石（75—80%）、石英（20—25%）及微量锡石。白色锡石呈他形晶，与电气石共生。矿化岩石不具工业意义，其含锡品位一般为万分之几，仅个别取样点达千分之几。在有雪峰期脉状电英岩叠加的部位构成矿体。关于层纹状电英岩锡矿化的成因，笔者认为是在四堡早期海底镁铁质岩浆喷发时，由喷气作用于熔体周围的洼地形成硼质锡矿化体。

---

①由周科子与笔者最近发现，正在工作之中。

五、小　结

通过以上四个方面的论述和研讨，可以得到以下几个结论：

1. 位于扬子古陆边缘的九万大山—元宝山地区是一个富成矿元素 Sn、W、Cu、Pb、Zn、Sb、Co、Ni、Cr，碱质组分 K 和 Na，挥发组分 B、F 和 Cl，不相容元素 Rb、Sr、Li、Ba、U 和 Th 等的地球化学场。在该地球化学场中，无论是地层，还是火成岩，包括镁铁质-超镁铁质岩、中酸性喷出-侵入岩和酸性侵入岩均显示出富有上述元素组合。由此可以认为元素富集场的客观存在是生成有关矿产的物质基础。

2. 构造多旋回性导致构造-沉积环境不断更替变迁，岩浆活动周而复始，成矿作用亦多次发生。区内存在着两个明显的成矿系列，即四堡期与镁铁质-超镁铁质岩浆活动有关的 Cu、Ni、Pt、Pd、Co、Sn 成矿系列和雪峰期与黑云母花岗岩有关的 Sn、Cu、Pb、Zn、Sb、W 成矿系列。

3. 改正原命名的层状基性-超基性侵入岩为超镁铁质-镁铁质火山杂岩，并将部分岩石鉴定为科马提岩类。

4. 论证了区内的铜镍硫化物矿床属于与科马提岩有关的火山岩型铜镍矿床，系我国一个新的矿床类型。

5. 在区内发现了与四堡中期镁铁质岩浆活动有关的层纹状电英岩型锡矿化。这一点可由环江县黄麻坳和融水县东田等地板溪群底砾岩中存在含锡电英岩砾石（彭大良，1985）所印证。此项发现不仅将我国锡矿化的最早时代向前推移至早元古代（约2412Ma），而且也提供了一个基性岩浆活动生成锡矿化的典型范例。此外还可以证实在九万大山—元宝山地区，锡矿成矿作用的多旋回性和继承性。四堡早期的层纹状锡矿化虽然未形成工业性矿床，但它的确为以后的成矿奠定了一个良好的基础。

第二章　两个系列花岗岩的生成演化及与锡多金属矿床成矿关系

桂北地区的花岗质岩石可分为两个成岩系列：其一是花岗闪长岩系列，包括本洞、洞格、峒马、蒙洞口、龙有、大寨、才滚和香粉八个岩体（图 2），其出露面积约 80Km^2。其二是黑云母花岗岩系列，包括主岩体和补岩体黑云母花岗岩．主要代表性岩体有三防、元宝山、平英、清明山和田蓬，其分布面积约 1440km^2。

两个系列花岗质岩石分别属四堡运动和雪峰运动的产物．它们的分布特点是：相伴产出，均受 NNE—NS 向构造的制约，沿同一断裂先后侵位。

一、岩　体　地　质

（一）花岗闪长岩的岩体地质特征

本洞、洞格、峒马、龙有、蒙洞口、大寨和才滚七个花岗闪长岩体沿北北东向的四堡、池洞和旧洞大断裂呈串珠状产出，香粉岩体则位于元宝山黑云母花岗岩体的东南侧。

大多数花岗闪长岩体在其成岩之后遭受了后期黑云母花岗岩及构造运动的破坏，故其原始形态很难估计．就目前存在的形态而言，一般为半椭圆状，走向有 NNE 向（龙有、蒙洞口、大寨和洞格岩体）、NE 向（本洞、峒马和香粉岩体）和 NW 向（才滚岩体）．岩体在地表出露的面积 2.5—40km^2，且以本洞为最大。

花岗闪长岩体侵位的地层一律是四堡群．岩体与地层之间的界线清楚，一般向外倾，倾角大于 60°．在接触带处变质作用及烘烤现象均不发育。

在花岗闪长岩体边部含有大量的包体，按其成因可分为两类：第一类为富云包体（照片 13），呈暗色圆状或椭圆状，其中的组成矿物与岩体类似，仅黑云母含量明显增高，一般大于 50%．第二类包体来自围岩，据成分的差异又可分为泥砂质岩包体和镁铁质岩包体，前者广泛发育，后者较少．这类包体形态既不规则，又大小悬殊，最大的直径可达上百厘米．包体的组成物质可以与围岩相对比。另外，据彭大良（1985）报道，曾发现有铬铁矿集合体的包体，但的确十分罕见。

关于花岗闪长岩的成岩时代，岩石学家们已经取得了基本一致的认识．广西壮族自治区区域地质调查队（1968）在进行 1∶20 万地质填图时首次发现板溪群直接沉积在花岗闪长岩之上（图 11），在两者的接触处有清晰的风化剥蚀面。该证据充分说明花岗闪长岩早于板溪群生成．后来，伍实（1979）在本洞岩体取了六个锆石、磷灰石和独居石样品，用铀-铅法测定，将结果用韦瑟里尔一致曲线图解法求得年龄值为 1100Ma，全岩铷-锶等时线测定年龄为 1063±95Ma．北京第三研究所（1977）取二个锆石样品作铀-铅法测定，求得表面年龄 1041Ma．赵子杰等（1985）用全岩铷-锶等时线法测出本洞岩体的年

龄为 957±64Ma．通过对比以上各种测试方法及结果的分析，笔者认为 957±64Ma 基本上代表了花岗闪长岩成岩的上限，而 1100Ma 可视为成岩的下限。

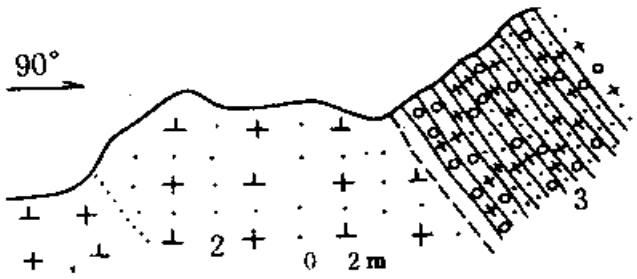


图 11 融水县本洞大炮山南西 1.3km 处本洞岩体与板溪群沉积接触剖面图
（据广西地矿局区域地质调查队，1985）
Fig.11. Section 1.3km southeast to Dapaoshan in Rongshui county showing the relationship between Beidong granodiorite and Banxi group
1—中粒花岗闪长岩；2—花岗闪长岩古风化壳；3—含砾不等粒长石砂岩

花岗闪长岩呈中细—中粗粒结构，块状构造，其颜色为灰色，颜色的深浅与岩体大小有一定的相关性，岩体越大，颜色越浅。

花岗闪长岩的主要造岩矿物有石英（25—35%）、奥长石（30—40%）、黑云母（10—25%）和微斜长石、正长石（5—10%）。矿物的一般生成顺序为奥长石→黑云母→微斜长石和正长石→石英。常见的副矿物有钛铁矿、锆石、磷灰石、磁铁矿、电气石、锡石及少量的独居石、磷钇矿、金红石、白钛石、钙铝榴石和黄铁矿等。

（二）黑云母花岗岩岩体的地质特征

如图 2 所示，三防、元宝山、平英、清明山和田蓬黑云母花岗岩体亦沿池洞、旧洞、四堡和元宝山大断裂定位而成。就面积而论，三防岩体最大，元宝山岩体次之，其它几个岩体较小。两个大岩体分别占据了两个复式背斜的核部，走向 NS—NNE 向。所有岩体向下均往四周的四堡群中倾斜，倾角 20°—75° 不等。据地球物理资料，位于九万大山南部的平英、田蓬和清明山等岩体在深部可连成一体（图 12），其中心在平英一带。平英一带的低重力异常区与三防、元宝山相比，说明三个小岩体剥蚀程度很浅。至于五个黑云母花岗岩体在一定的深部是否会合为一体，这种可能性不是没有的。

黑云母花岗岩体亦呈被动侵位的特点，在其接触带部位，热变质作用一般不明显，局部有热烘烤现象。唯在岩隆部位才有不同程度的气成-热液的蚀变作用（主要为云英岩化、钠长石化、钾长石化和电英岩化）及矿化作用。

黑云母花岗岩体无论大小，都是复式岩体，可划分出主体岩体（第一阶段）和补体岩体（第二阶段）。主体花岗岩构成整个岩体的基本轮廓，其岩相分带也较明显，一般有中心相、过渡相和边缘相。补岩体以脉状、小岩株、岩盆等形式穿叉在主岩体内，二者之间界线清楚（图 13），变质和蚀变现象微弱，偶见绿柱石化。从宏观上来看，主岩体的岩石具有似斑状或中粗—粗粒结构，三防和元宝山岩体的片麻状构造十分发育。补岩体的岩石是等粒或细至中粒结构。两个阶段岩体的矿物组成基本相似，主要造岩矿物有石英 35—42%，钾长石 25—32%，钠长石 18—25%，黑云母 3—5%。矿物生成顺序是黑云母→钠

长石＞钾长石＞石英。黑云母花岗岩的副矿物组合与花岗闪长岩的副矿物组合相当吻合，其代表性的矿物为钛铁矿、磁铁矿、电气石、锆石和磷灰石，还有独居石、磷钇矿、烧绿石、细晶石、钙铝榴石、萤石、黄玉、锡石、金红石、黑钨矿、白钛石及一系列硫化物矿物。补岩体与主岩体副矿物的差异性仅在于前者含有比较多的硫化物矿物。经横向对比可以发现，对于主岩体来讲，尽管各岩体的组成大同小异，但它们的矿物含量比例表明，岩体越小其酸性程度越高，然而这种差别在各个补岩体之间不复存在。

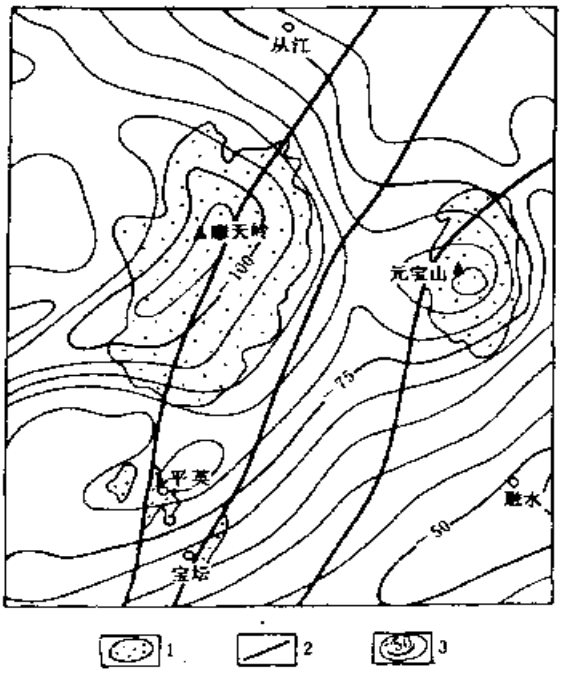


图 12　桂北黑云母花岗岩及其反映的布伽重力低异常示意图

（据彭大良：冼柏琪，1986）

Fig.12. Diagram showing the gravity anomaly caused by the biotite granites in Jiuwandashan–Yuanbaoshan region

1—出露的花岗岩体；　2—区域大断裂；

3—布伽重力等值线（单位：毫伽）；

就包体而论，黑云母花岗岩与花岗闪长岩不同，其中很少见有围岩捕虏体，但以富有电气石巢而显其特色。电气石巢（照片 14）出现于主岩体的边缘相、过渡相和补岩体、岩盆、岩脉中，但在主岩体的中心相内分布较少。电气石巢多呈圆球形，内部的电气石以圆心为核心，呈放射状排列。在电气石之间仅有少量的石英充填。电气石巢大小不一，小至几毫米，大至几十厘米，以 5—10cm 者最为普遍；其产出形态有单体、孪生体和串珠状。在电气石巢的四周有一圈浅色带（或曰浅色晕），其组成为石英或长石，有时是石英和长石的集合体。这种浅色带的宽度与电气石巢的直径成正比，即巢体越大，浅色带的宽度越宽。然而小巢的浅色带宽度与巢直径的比值大于大巢的比值，并不像 J. Dydy (1981) 所指出的近似 4∶1 的恒定比例关系。据现有的分析资料，组成巢的电气石均为富铁电气石类。

黑云母花岗岩的雪峰期成岩时代已得到越来越多资料的证实。广西区域地质调查队 (1967) 发现三防岩体的西北边缘切穿了板溪群地层。施实（1976）首先发表了三防岩体 10 个锆石样品的图解法处理结果，既在乌尔里克两阶段模式的一致曲线上交点为 712Ma，在阿仑斯–韦瑟里尔一致曲线上交点为 808Ma，两组的均值为 760Ma。其后，北京铀矿地质研究所（1977）用 7 个样品对三防岩体进行了铷–锶等时线年龄测定，其结果为 730Ma。另外，宜昌地质矿产研究所（1980）用锆石等时线求得三防岩体年龄 757Ma。北京铀矿地质研究所（1977）在元宝山岩体中取了二件锆石样品，求得表面年龄 768Ma 和 884Ma。彭大良（1985）采集 9 件全岩样品，用铷–锶等时线法对平英岩体进

行了年龄测定，其数据为 836Ma．以上 6 件年龄资料都比较接近，其均值在 800Ma 左右．这一数据与地质构造运动相吻合，故此认为基本上可以代表黑云母花岗岩的成岩时代．

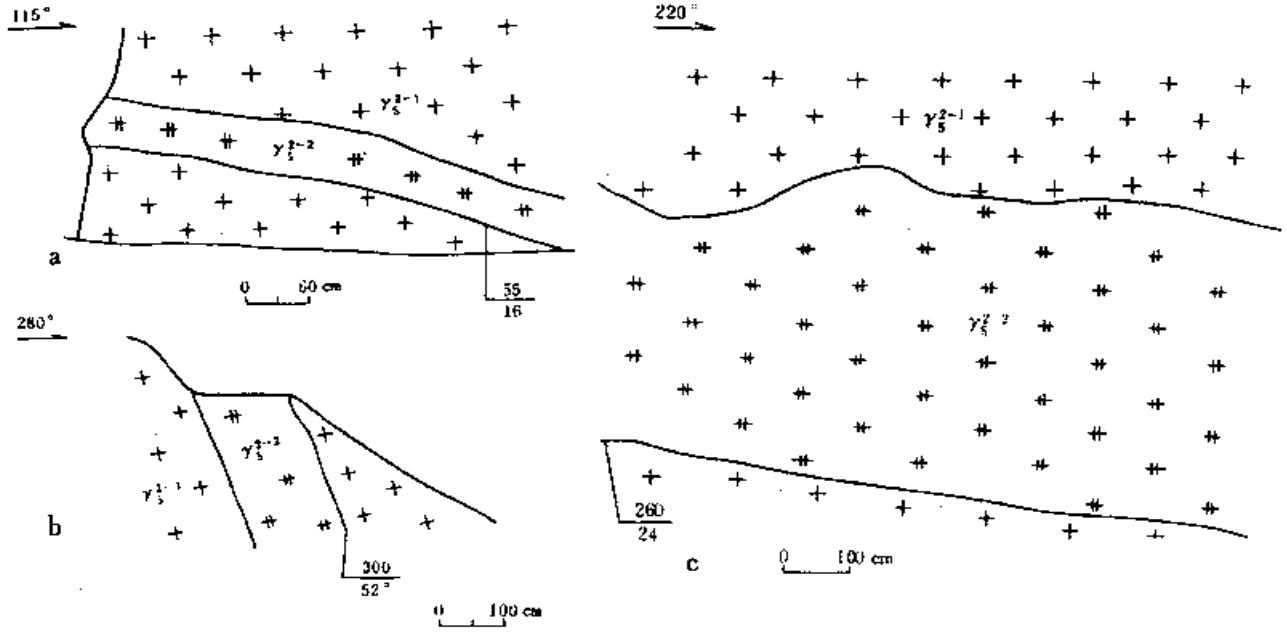


图 13　主体与补体花岗岩之间关系素描图

Fig.13.　Sketch diagram showing the relationship between the first and the second stage granites

a—平英岩体；b.c—三防岩体；γ_5^{2-1}—主体花岗岩；γ_5^{2-2}—补体花岗岩

二、矿物基本特征及成因意义

矿物是组成岩石的基本单元，其本身特征与岩浆的性质及演化方向息息相关。本节基于主要矿物基本特征的讨论，旨从其中获取有关岩浆演化、岩石成因机制和成岩物质来源等方面信息。

(一) 斜长石

花岗闪长岩中的斜长石呈短柱状或宽板状，具清楚的环带结构（照片 15），其中心部分由于强烈的斜黝帘石化及绢云母化而显得混浊粗糙，边缘部分则洁白清晰，基本上没有遭受变质或蚀变．兹因中心部分与边缘部分界线明显，给人一种非环带结构而是次生长大之感．斜长石的聚片双晶不发育但隐约可见．电子探针分析数据及计算结果（表 5）表明，花岗闪长岩中斜长石的 *An* 分子局限于 10.32—38.42 之间．就现有的资料而论，龙有岩体中斜长石基性程度最高，其 *An* 值为 31.23 和 38.42，属中长石类．本洞和蒙洞口岩体的斜长石为更长石，其 *An* 均小于 20．经横向对比可知，岩体出露面积越大，其斜长石的

An 分子含量越低，也就是酸性程度越高。另外，本洞岩体黑云母包体中的斜长石与其它斜长石的特征基本相同，其 *An* 牌号也仅 11.07。这一资料说明了黑云母包体与岩体其它部分岩石相类似，可谓同时结晶的产物。对斜长石环带成分分析表明其为一种反环带结构，从中心到边缘，*An* 分子渐增。这种反环带结构似乎反映出岩浆侵位的空间位置距地表不太深，由于温度降低的比较快，导致环境有利于较酸性斜长石的晶出。在结晶过程中，随着 Na^+离子活度的降低和 Ca^{2+}离子活度相对增高，所以斜长石的成分向着 *An* 分子增高的方向演化。在斜长石环带成分中，*Or* 分子也有一种规律性的变化趋势，即从中心到边缘，*Or* 分子增高。这似乎代表了岩浆体系向着富钾方向演化。

表 5　花岗闪长岩中斜长石电子探针分析数据（%）

Table 5　Electron microprobe analyses of plagioclase in granodiorites.

编号	岩体名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	合计	*An*	*Ab*	*Or*
Bd-1Z	本洞岩体	64.53	0.05	22.07	0.00	0.13	0.00	3.15	10.14	0.12	0.01	100.20	11.46	87.87	0.67
Bd-1B		64.00	0.00	21.96	0.00	0.04	0.00	3.29	10.14	0.12	0.45	100.00	10.32	88.99	0.69
Bd-5		63.79	0.00	23.37	0.07	0.00	0.00	4.15	9.65	0.16	0.28	101.47	15.70	83.39	0.91
BO-1	本洞岩体中包体	65.00	0.00	21.94	0.00	0.00	0.00	2.94	10.22	0.15	0.38	100.63	11.07	88.08	0.85
M-1Z	蒙洞口岩体	63.13	0.04	23.37	0.00	0.00	0.00	4.14	9.58	0.07	0.34	100.67	16.11	83.49	0.40
M-1B		61.86	0.02	23.67	0.11	0.00	0.00	4.89	9.14	0.19	0.16	100.04	18.18	80.71	1.10
L-2Z	龙有岩体	58.47	0.00	29.79	0.32	0.00	0.00	8.24	7.67	0.07	0.09	100.65	31.23	68.37	0.40
L-2B		57.15	0.00	27.08	0.07	0.00	0.00	8.96	6.86	0.12	0.34	100.57	38.42	60.89	0.70

测试单位：中国地质大学电子探针实验室

在黑云母花岗岩系列中，斜长石为自形、半自形的板状或板柱状晶体。其聚片双晶（照片 16）十分发育，也偶见有钾钠复合双晶。斜长石有两种产出状态，其一成结晶单体，其二作为条纹长石（照片 17）中的客晶矿物。由于岩石生成的时代比较古老，条纹长石中斜长石条纹宽度也较大，可占体积的 30—40%。黑云母花岗岩的斜长石的电子探针分析数据列于表 6。由成分数据计算出的端元分子数表明在黑云母花岗岩系列中，所有的补体岩石和平英、清明山主体岩石的斜长石 *An* 分子均小于 5，属钠长石类。组成三防和元宝山两大岩基的主体花岗岩的斜长石成分变化范围比较大，其 *An* 分子最大可达 25.17，最小为 0.39，也就是说有中长石、更长石和钠长石，但以更长石（*An* = 5—20）为主。对于同一斜长石颗粒而言，虽未见有颜色或结构环带，但成分环带也是比较清楚的。例如，元宝山主体岩石中斜长石从中心到边部，*An* 分子变化从 7.83—0.39，三防主岩体则为 25.57—5.16；三防补体是 1.01—0.00，元宝山补体为 0.19—0.00。另外，再从斜长石含 *Or* 分子角度来考虑，则有一个明显特征，即在平英和三防岩体中的斜长石或多或少都含有 *Or* 分子。该特征一则反映出岩石分馏程度稍低一些，但更可能代表了一个比较富钾的体系，由于在这两个岩体隆起部位及有关的锡多金属矿化蚀变岩中相应也有大量的钾长石出现。与此相反，在元宝山岩体的斜长石中不含有 *Or* 分子，因此其岩隆部位钠长石化非常发育，在有关的九毛一六秀矿区的矿石中也有不少的钠长石。由此，我们可以得到一个结论：斜长石的 *Or* 分子含量可以反映出岩浆的演化方向，岩浆残余溶液是向富钠

质还是向富钾质方向演化决定了与其有关的矿化蚀变性质及特点．换句话讲，从岩体本身经其岩隆部位到矿化体，物质有一定的演变系统和继承性．

表 6　黑云母花岗岩中斜长石的电子探针成分（%）

Table 6.　Electron microprobe analyses of plagioclases in biotite granites

编号	岩体名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	合计	*An*	*Ab*	*Or*
L-9Z	元宝山补岩体	67.82	0.03	19.85	0.08	0.00	0.00	0.45	12.05	0.00	0.05	100.31	0.00	100	0.00
L-9B		68.41	0.00	19.31	0.00	0.00	0.12	0.04	12.09	0.04	0.00	100.01	0.19	99.81	0.00
J-3Z	元宝山钠化花岗岩	68.28	0.09	19.62	0.02	0.00	0.00	0.00	12.24	0.07	0.35	100.67	0.00	100	0.00
J-3B		68.34	0.02	19.59	0.21	0.00	0.00	0.07	12.23	0.00	0.27	100.73	0.00	100	0.00
L-6Z	元宝山主岩体	64.89	0.00	21.48	0.04	0.00	0.00	2.76	10.55	0.00	0.11	99.83	7.93	92.07	0.00
L-6B		67.08	0.00	19.65	0.03	0.00	0.00	0.82	11.45	0.08	0.14	99.15	0.39	99.16	0.45
SF-1Z	三防主岩体	60.33	0.00	24.30	0.00	0.21	0.00	5.97	8.36	0.12	0.21	99.50	25.57	73.73	0.70
SF-1B		64.63	0.00	21.07	0.09	0.14	0.00	2.44	10.67	0.08	0.73	99.86	5.16	94.18	0.46
SF-4Z	三防补岩体	67.28	0.06	19.93	0.06	0.13	0.00	0.66	11.38	0.12	0.34	99.96	1.01	98.30	0.68
SF-4B		67.50	0.00	19.38	0.05	0.00	0.00	0.28	11.93	0.03	0.55	99.73	0.00	100	0.00
Qm-6Z	晴明山主岩体	67.74	0.09	19.10	0.00	0.01	0.00	0.09	11.95	0.00	0.04	99.02	0.00	100	0.00
Qm-6B		67.83	0.00	19.29	0.02	0.00	0.00	0.19	12.07	0.02	0.26	99.68	0.00	100	0.00
Gm-7	平英主岩体	67.03	0.02	19.43	0.20	0.00	0.00	0.54	10.79	0.43	0.00	98.58	2.62	94.89	2.49
B-1		67.58	0.01	19.41	0.06	0.01	0.00	0.54	11.07	0.21	0.00				
Gc-5		65.45	0.01	19.89	0.06	0.02	0.02	1.36	10.14	0.95	0.00				
Gb-4	平英补岩体	68.79	0.00	19.23	0.01	0.00	0.00	0.25	11.51	0.07	0.00				
G-2		67.82	0.00	19.07	0.07	0.00	0.01	0.18	11.33	0.08	0.00				

分析单位：中国地质大学电子探针室、地质科学院矿床所电子探针室

通过对平英黑云母花岗岩 20 件和本洞花岗闪长岩 1 件斜长石的 Sn 元素分析，前者的含 Sn 丰度为 90—860ppm，后者为 400ppm．这些数据说明两类岩石中的斜长石对 Sn 元素都有一定的亲合效应．经电子显微镜扫描，在斜长石中尚未见到有锡矿物微粒的显示．因此笔者初步认为 Sn 可能以 Sn^{4+} 离子（半径 $R=0.67\times10^{-12}$m）代替了 Al^{3+}（$R=0.57\times10^{-12}$m）和 Na^{+}（$R=0.98\times10^{-12}$m）离子的质点位置．

（二）　钾　长　石

钾长石在花岗闪长岩和黑云母花岗岩系列中均有出现，但产出的类型不同．在花岗闪长岩中是以正长石为主，偶见有少量的微斜长石（照片 18）．前者结晶较早，呈半自形或他形晶，而后者以填隙形式较为普遍．在黑云母花岗岩系列的主体和补体岩石中，钾长石仅有粒度大小之分，没有实质性之别．其产出形式也有两种，一种是比较少见的单晶，另一种为条纹长石中的主晶矿物，它占条纹长石体积的 60—70%．钾长石在黑云母花岗岩系列中全部为微斜长石，其有序度比较高（$\triangle Z=0.87$—0.99），格子双晶十分发育（照片 19）．在主体黑云母花岗岩中也偶见有微斜长石的次生长大现象．

钾长石的电子探针分析数据（表 7）表明，无论是在花岗闪长岩中还是在黑云母花岗

岩中，钾长石的 *Or* 分子含量均大于 93，最高可达 98.99．对于黑云母花岗岩而言，主体和补体岩石中的钾长石成分基本相似．从主体到补体岩石的钾长石，*Or* 分子略有升高或

表 7　黑云母花岗岩和花岗闪长岩中钾长石电子探针分析数据（%）

Table 7. Electron microprobe analyses of k-feldspars in granodiorite and biotite granite

编号	岩体名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	合计	*An*	*Ab*	*Or*
L-9Z	元宝山岩体补体	64.33	0.00	18.09	0.00	0.02	0.00	0.00	0.48	16.07	0.32	99.31	0.00	4.37	95.63
L-9B		64.38	0.00	18.53	0.12	0.00	0.00	0.00	0.11	16.44	0.35	99.93	0.00	1.01	98.99
L-6	元宝山岩体主体	64.31	0.12	18.42	0.06	0.00	0.00	0.00	0.45	15.92	0.00	99.28	0.00	4.12	95.88
SP-4	三防主岩体	65.46	0.00	18.76	0.00	0.17	0.00	0.00	0.41	15.93	0.16	100.35	0.00	3.89	96.11
Gd-7	平英主岩体	63.82	0.00	17.85	0.03	0.01	0.00	0.05	0.41	17.10	0.00	99.27	0.25	3.78	95.97
Gm-7		63.67	0.00	17.78	0.00	0.08	0.00	0.02	0.54	17.03	0.00	99.12	0.10	5.00	94.90
G-2	平英补岩体	64.16	0.02	18.00	0.01	0.02	0.00	0.07	0.69	16.88	0.00	99.85	0.35	6.33	93.32
Bd-11	本洞岩体	64.62	0.27	18.10	0.00	0.02	0.00	0.00	0.31	15.12	0.32	98.76	0.00	3.02	96.98
Bd-13		65.84	0.02	18.68	0.04	0.00	0.00	0.24	0.25	14.35	0.39	99.81	0.00	2.58	97.42
Qm-12	清明山岩体	64.92	0.17	18.31	0.19	0.00	0.00	0.00	0.42	16.28	0.27	100.56	0.00	3.77	96.23

测试单位：中国地质大学电子探针室、地质科学院矿床所电子探针室

降低，且因岩体而异．例如，元宝山岩体的钾长石 *Or* 分子的变化从主体到补体为 95.88→97.31，而平英岩体钾长石 *Or* 分子的变化是从 95.44→93.32。

(三)　黑　云　母

黑云母在花岗闪长岩和黑云母花岗岩中都是唯一的一种暗色造岩矿物。在花岗闪长岩中黑云母含量约 10—25%，其晶形良好，多色性为 Ng—深黄、Nm—黄色，Np—淡黄或无色．黑云母一般保存的比较好，蚀变或变质不明显，局部仅见有白云母、绿泥石沿矿物边部或解理进行交代．在黑云母花岗岩中，黑云母呈自形或半自形晶，含量仅 2—5%，其多色性为 Ng—深褐色、Nm—褐黄色、Np—黄色或杏黄色．黑云母花岗岩中的黑云母犹如储存副矿物的大藏库，往往包含有锆石、独居石、磷钇矿、钍石、钛铁矿和磁铁矿等．锆石等放射性矿物常常在黑云母内造成放射性破坏（照片 20）。与花岗闪长岩中的黑云母相比较，在黑云母花岗岩中的黑云母往往蚀变十分强烈，多变成白云母、石英白云母、叶绿泥石及少量的绿帘石．

黑云母电子探针分析数据列于表 8、9．花岗闪长岩中的黑云母含 SiO_2 平均 36.97 (Wt%)、FeO 17.22—19.62%．MgO 9.55—11.67%，K_2O 9.21%．黑云母花岗岩中黑云母的 SiO_2 33.76—37.47%、平均 35.34%，FeO 20.78—27.89%，MgO 4.31—5.85%，K_2O 8.23%。与花岗闪长岩中黑云母相比，黑云母花岗岩中的黑云母相对贫 Si、Mg、K，富 Fe．两类岩石的黑云母成分在 Si 原子数对 $Mg/(Mg+Fe^{3+}+Fc^{2+}+Mn)$ 图解（图

14）中投影表明，二者皆属铁质黑云母系列，而且比较偏铁叶云母一端．洪大卫在研究华南地区黑云母成分对花岗岩成因的指示意义时，于 Si 原子数对 Mg／(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn) 图解中用 Mg／ (Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn) 比值等于 0.5 作为界线，将小于 0.5 的区域定为 S 型（重熔型）花岗岩范围，大于 0.5 的区域划为 I 型（同熔型）花岗岩范畴．依据这一结论，桂北花岗闪长岩和黑云母花岗岩同属于地壳重熔产物。但花岗闪长岩的投影点全部聚集于中线附近，说明它们混染了比较多的富镁物质．

笔者将我国 260 多件花岗质岩石中的黑云母资料（包括长江中下游地区和三江地区与 Fe–Cu 矿床有关的花岗闪长岩、华北地区与 Cu–Mo 矿床有关的花岗岩以及华南、川滇地区与 Sn–W–Nb–Ta 矿床有关的花岗岩）投影于 F／FM 对 Al^{IV}图解（图 15）中，初步确定了 Fe–Cu–Mo 花岗岩区、Cu–Mo 花岗岩区，W–Nb–Ta 花岗岩区和 Sn 花岗岩区．兹将桂北地区花岗岩类投影于其内（图 15），由图可知黑云母花岗岩毫无疑问地属于含锡花岗岩类，而且从岩体中的黑云母到与云英岩型锡矿脉有关蚀变岩中的黑云母，铁质组分升高．花岗闪长岩几乎全部落入 Sn 花岗岩与 Fe–Cu–Mn 花岗岩的过渡区，以此也可以证明该套岩石可能为一种混源型花岗岩。

表 8　花岗闪长岩中黑云母分析数据

Table 8.　Electron microprobe analyses of biotites in granodiorites

编号	化学成分（质量%）											
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	合计
Bo–1	37.26	1.43	18.23	0.08	18.95	0.36	9.72	0.00	0.00	9.90	0.25	96.18
Bo–2	36.78	1.71	18.46	0.21	18.53	0.50	9.91	0.02	0.10	9.76	0.30	96.30
Bo–3	37.13	1.43	18.78	0.12	18.95	0.59	9.90	0.06	0.09	9.87	0.30	97.22
Bd–2–1	37.45	1.47	18.30	0.11	19.62	0.63	9.55	0.10	0.00	8.87	0.20	96.30
Bd–2–2	37.85	1.67	18.07	0.14	19.42	0.78	9.82	0.18	0.00	9.30	0.10	97.33
M–12	36.70	1.73	18.19	0.20	19.25	0.44	9.85	0.00	0.01	9.22	0.04	95.63
M–13	37.84	1.41	18.13	0.25	19.26	0.37	10.90	0.00	0.09	9.03	0.12	97.40
L–2	36.93	2.91	16.80	0.00	17.22	0.52	11.08	0.13	0.16	9.36	0.09	95.20
L–2–2	37.63	1.26	17.67	0.19	17.34	0.28	11.67	0.07	0.00	8.33	0.12	94.76
B–2①	35.56	1.85	17.51	0.00	18.84	0.45	9.67	1.00	0.10	8.62	0.04	93.64
B–12①	35.60	1.89	17.30	0.00	18.90	0.41	9.83	1.01	0.10	9.06	0.04	94.14

编号	原子数											岩体名称
	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Al^{IV}	Al^{VI}	
Bo–1	5.6164	0.1620	3.2386	0.0096	2.3888	0.0460	2.1836	0.0000	0.0000	1.9036	2.3836	0.8352	本洞岩体中的黑云母包体
Bo–2	5.5406	0.1938	3.2774	0.0250	2.3344	0.0638	2.2252	0.0000	0.0292	1.8794	2.4594	0.8180	
Bo–3	5.5478	0.1606	3.3072	0.0142	2.3680	0.0746	2.2048	0.0000	0.0260	1.8812	2.4522	0.8350	
Bd–2–1	5.6266	0.1660	3.2406	0.0130	2.4652	0.0802	2.1386	0.0000	0.0000	1.7000	2.3734	0.8672	本洞岩体
Bd–2–2	5.6322	0.1868	3.1690	0.0164	2.4168	0.0984	2.1780	0.0078	0.0000	1.7654	2.3678	0.8014	
M–12	5.5514	0.1968	3.2428	0.0240	2.4352	0.0564	2.2208	0.0000	0.0030	1.7790	2.4486	0.7944	象洞口岩体
M–13	5.5998	0.1570	3.1622	0.0292	2.3836	0.0464	2.4042	0.0000	0.0258	1.7046	2.4002	0.7620	
L–2	5.5866	0.3310	2.9952	0.0000	2.1786	0.0666	2.4982	0.0018	0.0470	1.8062	2.4134	0.5818	龙有岩体
L–2–2	5.6561	0.1424	3.1304	0.0226	2.1798	0.0356	2.6594	0.0000	0.0000	1.5972	2.2438	0.7866	
B–2①	5.5648	0.2178	3.2294	0.0000	2.4574	0.0596	2.2556	0.1588	0.0304	1.7208	2.4352	0.7942	本洞岩体
B–12①	5.5366	0.2210	3.1710	0.0000	2.4510	0.0540	2.2788	0.1596	0.0302	1.6974	2.4634	0.7808	

①引自孙幼祥资料；　测试单位：中国地质大学电子探针实验室

表 9　黑云母花岗岩中黑云母的电子探针分析数据

Table 9.　Electron microprobe analyses of biotites in biotite granites

编号	化学成分（质量%）										
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	合计
SF-11	35.44	1.35	17.50	26.88	0.40	4.93	0.00	0.00	9.73	0.22	96.45
SF-1	33.76	2.29	17.89	28.17	0.45	4.43	0.37	0.06	7.80	—	95.22
SF-2	35.76	3.48	18.20	27.89	0.49	4.31	1.73	0.06	7.24	—	99.16
P-113	34.10	2.77	17.26	20.78	0.41	5.85	1.34	0.07	6.85	0.00	89.43
LL-61	37.47	1.61	17.75	23.23	0.50	6.05	0.10	0.21	8.70	0.13	96.10
LL-62	35.49	1.60	17.59	24.41	0.64	5.67	0.05	0.19	9.06	0.00	94.70
LL-211	32.19	0.23	17.86	34.54	0.22	3.01	0.00	0.25	6.63	0.00	94.93
LL-212	34.92	0.07	17.94	32.92	0.24	2.82	0.05	0.22	6.81	0.00	95.99

编号	原子数											岩（矿）体名称
	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Al^{IV}	Al^{VI}	
SF-11	5.5590	0.1592	3.2352	3.5260	0.0532	1.1526	0.0000	0.0000	1.9508	2.4410	0.7942	三防岩体
SF-1	5.8078	0.2962	3.6272	4.0260	0.0654	1.1360	0.0682	0.0200	1.7118	2.1922	1.4350	
SF-2	5.8629	0.4296	3.5206	3.8058	0.0626	1.0544	0.3042	0.0190	1.5158	2.1308	1.3898	
P-113	5.4452	0.3326	3.2482	2.7098	0.0554	1.3924	0.2292	0.0216	1.3954	2.5548	0.6934	平英岩体
LL-61	5.7378	0.1854	3.2034	2.9748	0.0648	1.3808	0.0000	0.1824	1.6994	2.2622	0.9412	元宝山岩体
LL-62	5.5768	0.1890	3.2576	3.2078	0.0842	1.2380	0.0050	0.0418	1.8160	2.4232	0.8356	
LL-211	5.2686	0.0284	3.4452	5.7278	0.0304	0.7344	0.0000	0.0794	1.3842	2.3312	1.1140	九毛矿区云英岩
LL-212	5.5562	0.0084	3.3642	4.3804	0.0324	0.6688	0.0086	0.0678	1.3822	2.4438	0.9204	锡矿脉边侧蚀变岩

测试单位：中国地质大学电子探针实验室

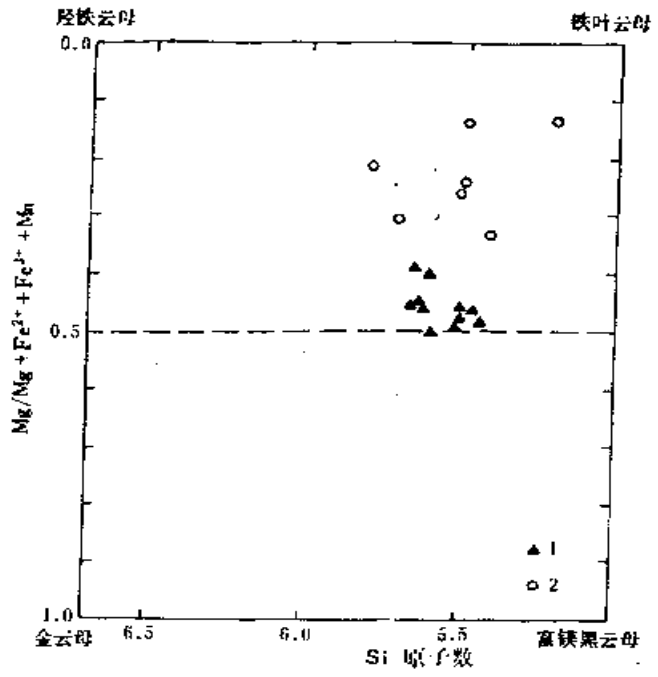


图 14　黑云母中 Si 原子数对 $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$ 图解

Fig.14.　Diagram showing Si v.s. $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$ of biotites

1—桂北花岗闪长岩；2—桂北黑云母花岗岩

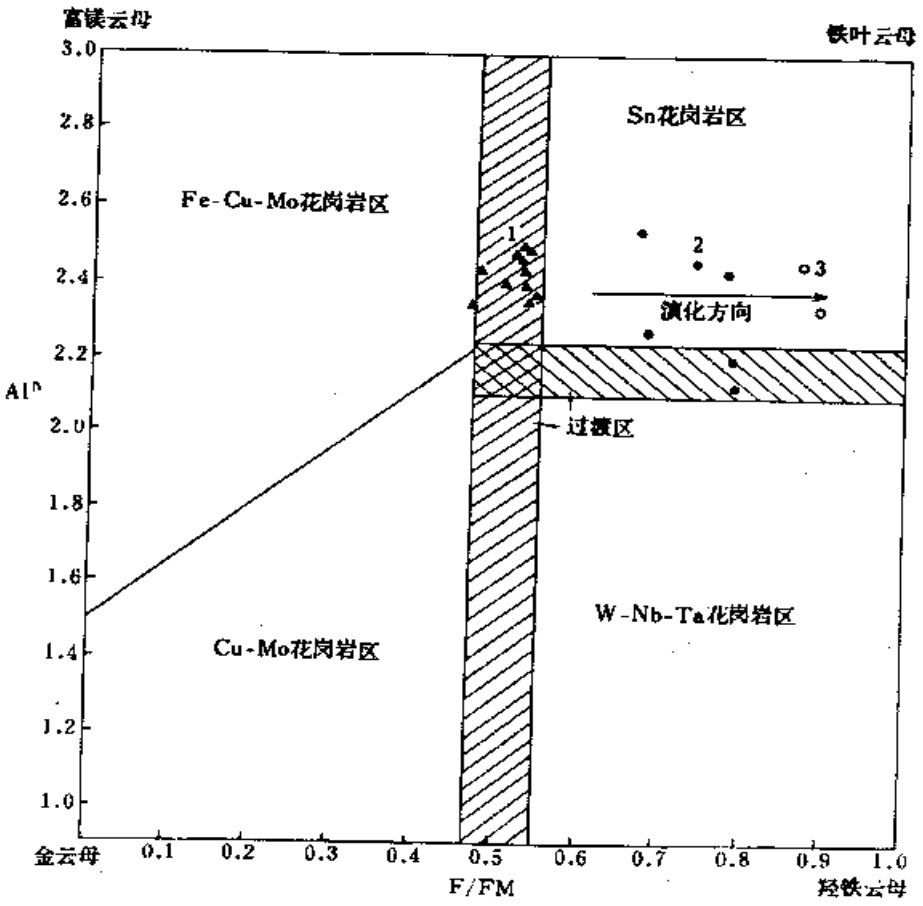


图 15　黑云母中 F / FM 对 Al^{IV}图解

Fig .15.　Diagram showing F / FM v.s. Al^{IV} of biotites

1—花岗闪长岩；2—黑云母花岗岩；3—锡矿脉侧边蚀变岩

三、岩石化学和地球化学

桂北地区的花岗质岩类是华南地区比较典型的前寒武纪中酸性至酸性岩，不少地质生产、研究和高教单位在此完成了大量有益的岩石化学工作。本文尽量地利用了前人的资料，辅作了 20 多件岩石化学分析及部分痕量元素和稀土元素分析，着重在岩石学演化、岩类判别和岩石含矿性等方面进行了一些探讨。

(一)　主　元　素

通过对岩石化学数据的 CIPW 标准矿物计算和某些有关参数的分析和计算（表 10 和表 11），可以得到以下几条结论：

1. 四堡期花岗闪长岩和两个阶段黑云母花岗岩的 $Al_2O_3 > CaO+Na_2O+K_2O$，其标准矿物刚玉的值域分别为 2.45—5.34、2.04—3.18 (r_5^{2-1}) 和 2.34—3.24 (r_5^{2-2})，均属于铝过饱和系列，花岗闪长岩富铝的程度更甚。

表 10　花岗闪长岩化学分析、标准矿物及有关参数表

Table 10.　Bulk analyses of granodiorites

顺序	岩体名称	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	合计	Q
1	本溪	9	67.43	0.42	14.36	0.69	3.30	0.12	2.39	2.23	3.08	3.09	0.12	2.88	100.11	27.40
2	蝌马	7	64.10	0.54	13.49	0.88	4.82	0.12	5.18	2.78	2.01	2.35	0.16	2.93	99.36	26.79
3	蒙洞口	6	65.01	0.31	13.81	0.33	4.59	0.12	5.34	2.61	2.44	2.65	0.15	2.67	100.03	23.96
4	大寨	4	65.55	0.60	15.38	0.75	4.83	0.12	3.12	2.21	2.25	2.45	0.14	1.69	99.09	30.69
5	龙有	4	64.59	0.58	15.04	0.78	4.75	0.11	3.85	3.11	2.13	2.68	0.13	1.57	99.32	26.57
6	才旦	3	65.57	0.60	14.78	0.71	4.44	0.10	3.33	2.73	2.45	3.21	0.15	1.33	99.40	25.57
7	香粉	2	62.97	0.54	14.46	0.51	5.20	0.11	5.62	3.34	2.06	2.14	—	2.29	99.24	23.42

C	Or	Ab	An	En	Fs	Mt	Ilm	Ap	D.I	OX	Fl	MF	SI	K_2O/Na_2O	$\frac{(K_2O+Na_2O)}{Al_2O_3}$
2.45	18.26	26.06	10.28	5.98	5.02	1.00	0.80	0.28	71.73	0.17	73.45	62.54	19.04	1.00	0.43
2.97	13.89	17.01	12.75	12.95	7.46	1.28	1.03	0.38	57.69	0.15	61.06	52.39	33.99	1.17	0.32
2.54	15.66	20.65	11.97	13.35	7.87	0.48	0.59	0.36	60.27	0.07	66.10	47.95	34.79	1.09	0.37
5.34	14.48	19.04	10.05	7.80	7.48	1.09	1.14	0.33	60.20	0.13	68.02	64.14	23.28	1.00	0.31
3.29	15.84	18.02	14.58	9.63	7.32	1.13	1.10	0.31	60.43	0.14	60.73	58.96	27.13	1.26	0.32
2.67	18.97	20.73	12.56	8.33	6.76	1.03	1.14	0.36	65.27	0.14	67.46	60.73	23.55	1.31	0.38
2.68	12.65	17.43	16.57	14.05	8.44	0.74	1.03	0.00	53.50	0.09	55.70	50.40	36.19	1.04	0.29

表 11　雪峰期黑云母花岗岩化学分析、标准矿物及有关参数表

Table 11.　Bulk analyses of biotite granites

顺序号	岩体名称	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	合计	Q
1	三防岩体	20	75.35	0.15	12.48	0.69	1.65	0.05	0.43	0.56	2.52	4.92	0.12	1.11	100.03	38.84
2	三防补体	5	75.69	0.08	12.71	0.38	1.27	0.02	0.23	0.24	2.68	5.41	0.14	1.01	99.86	38.86
3	平英岩体	40	75.47	0.07	12.67	0.45	1.19	0.03	0.28	0.42	2.67	4.89	0.14	0.85	99.13	39.51
4	平英补体	4	76.94	0.04	12.41	0.37	0.98	0.03	0.23	0.36	2.77	4.57	0.11	0.73	99.54	41.86
5	元宝山岩体	38	74.88	0.17	12.74	0.84	1.39	0.05	0.51	0.66	2.23	4.64	0.14	1.13	99.38	41.61
6	元宝山补体	14	75.77	0.07	12.61	0.58	1.33	0.04	0.37	0.43	2.35	4.67	0.14	0.75	99.11	42.28
7	青明山岩体	13	74.83	0.11	12.62	0.48	1.71	0.03	0.77	0.45	2.88	4.86	0.10	0.82	99.66	36.46
8	田蓬岩体	16	75.21	0.08	12.97	0.56	1.07	0.04	0.30	0.38	2.08	4.76	0.18	0.94	99.29	39.30

C	Or	Ab	An	En	Fs	Mt	Ilm	Ap	D.I.	OX	Fl	MF	SI	K_2O/Na_2O	$\frac{(K_2O+Na_2O)}{Al_2O_3}$
2.238	29.07	21.32	1.99	1.08	2.31	1.00	0.28	0.28	89.71	0.29	93.00	84.48	4.21	1.95	0.60
2.34	31.97	22.68	0.28	0.58	1.92	0.55	0.15	0.33	92.71	0.23	97.11	87.77	2.31	2.02	0.64
2.56	28.90	22.59	1.17	0.70	1.75	0.65	0.13	0.33	90.99	0.27	94.74	85.42	2.95	1.83	0.60
2.52	27.01	23.44	1.07	0.58	1.48	0.54	0.08	0.26	92.30	0.27	95.32	85.44	2.59	1.65	0.59
3.18	27.42	18.87	2.36	1.28	1.67	1.22	0.32	0.33	87.90	0.38	91.24	81.39	5.31	2.08	0.54
3.24	27.60	19.89	1.22	0.93	1.92	0.84	0.13	0.33	89.76	0.30	94.23	83.77	3.99	1.99	0.56
2.04	28.72	24.37	1.58	1.93	2.62	0.70	0.21	0.24	89.54	0.22	94.51	73.99	7.20	1.69	0.61
2.95	28.13	23.69	0.71	0.75	1.44	0.81	0.15	0.43	91.12	0.34	95.21	84.46	3.16	1.70	0.53

2. 花岗闪长岩与黑云母花岗岩在化学成分方面存在着明显的差别。前者比较基性，富有 MgO、FeO、CaO 和 TiO_2，其固结指数（*SI*）小于 40，分异指数（*D.I.*）在 53.50 至 71.73 之间，基本上表明结晶分异作用很弱。后者富 SiO_2、Na_2O 和 K_2O，其镁铁指数（$MF=73.99-87.87$）和氧化度（$OX=0.22-0.38$）相对较高，固结指数小于 7.5，最低达 2.31，分异指数在 87.9–92.71 之间。这些指数和特征均表明黑云母花岗岩经过了良好的分异作用。

3. 在黑云母花岗岩岩石系列中，从第一阶段到第二阶段，SiO_2、Na_2O 增高，分异指数和长英质指数渐长，而 Fe_2O_3、FeO、MgO、CaO、TiO_2 和固结指数降低，表明岩浆演化程度愈加完善，分异程度趋向更高态。

4. 四堡期花岗闪长岩体和雪峰期主体黑云母花岗岩皆有清楚的岩相分带，前者可分出两个相，后者有三个相带。通过对本洞、峒马和蒙洞口三个花岗闪长岩体不同相带的岩石化学分析（图 16），其一致规律是从岩体的中心相到边缘相，SiO_2、Al_2O_3、碱质（K_2O+Na_2O）和分异指数明显降低，而 MgO、FeO、Fe_2O_3 和 CaO 显著升高，且以 MgO 的变化幅度为最大。平英、清明山、三防和元宝山黑云母花岗岩体相带的岩石化学资料（图 17）表明，从中心相经过渡相到边缘相，SiO_2、K_2O、Na_2O 及分异指数逐渐递增，而镁铁质、CaO 和 Al_2O_3 等则不断下降。

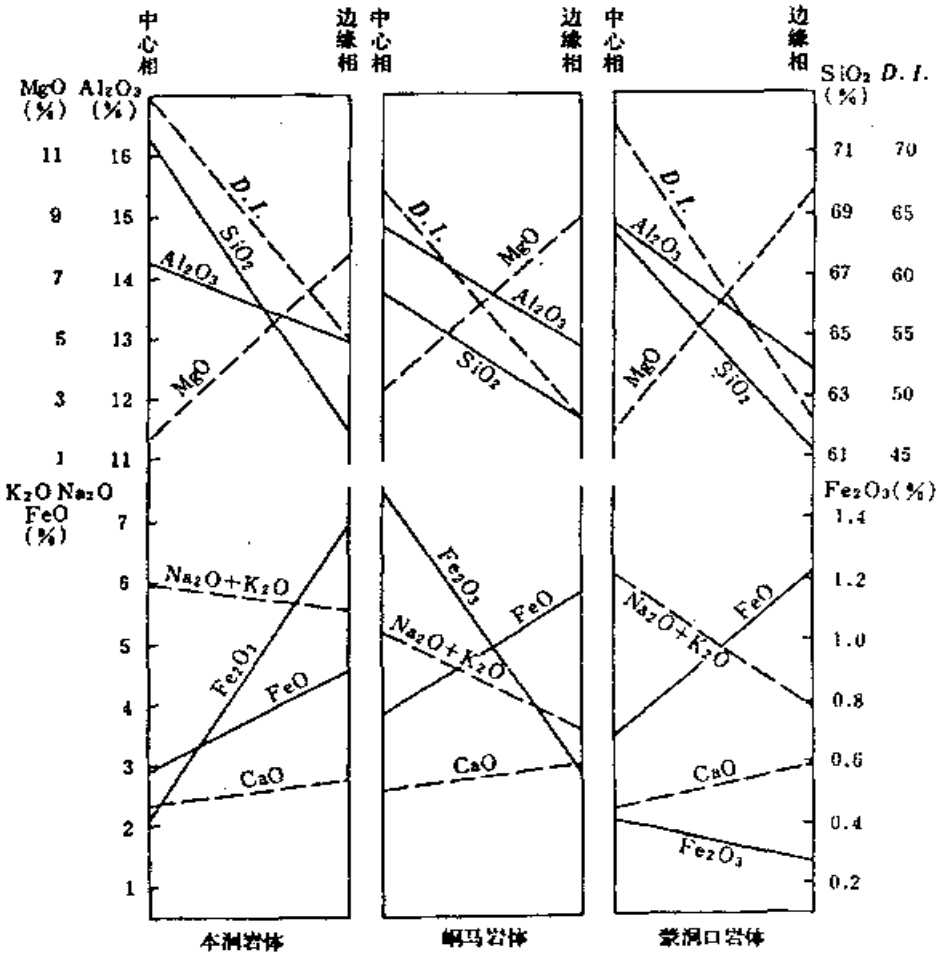


图 16　花岗闪长岩体相带间化学成分变异图

Fig.16.　Diagram showing chemical compositions of various phases of granodiorite intrusions

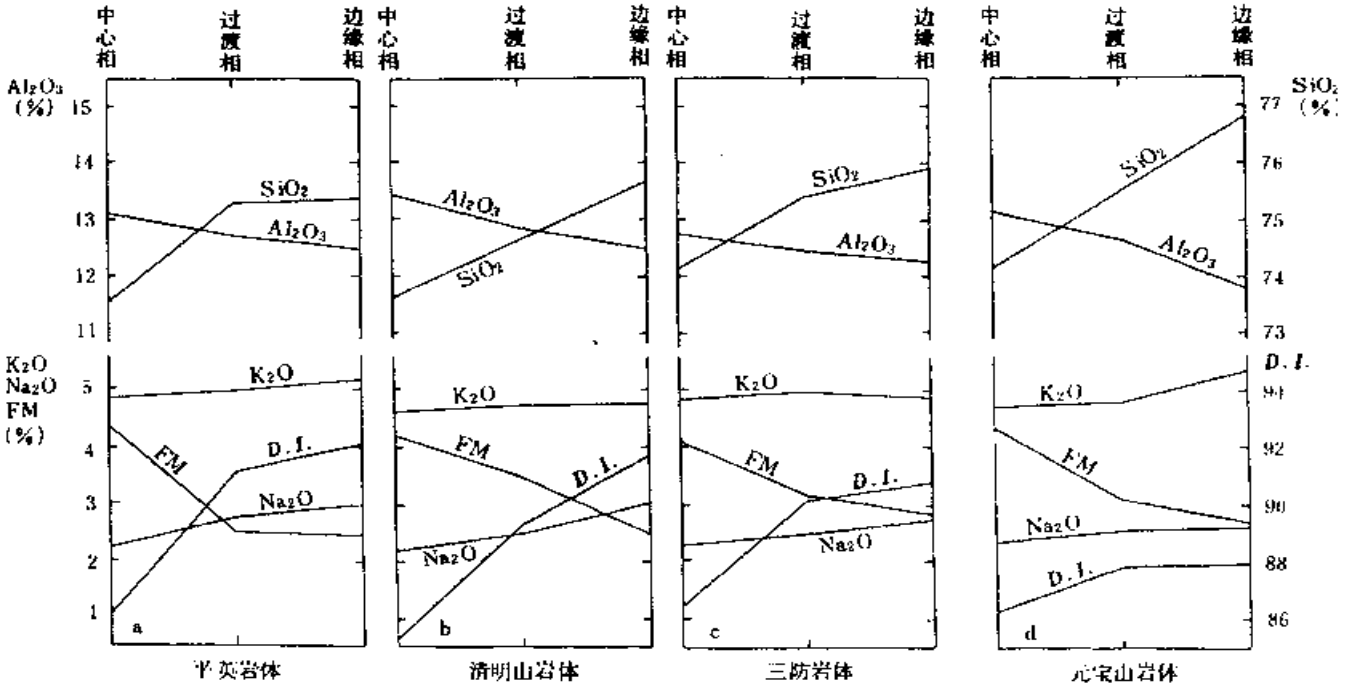


图 17　桂北黑云母花岗岩体相带间成分变化图解

Fig.17.　Diagram showing chemical compositions of various phases of biotite granites

a—平英岩体；b—清明山岩体；c—三防岩体；d—元宝山岩体；FM = Fe_2O_3+FeO+CaO+MgO+MnO

5. 黑云母花岗岩体顶面形态凹凸不平，从岩体内部到岩隆部位，硅质、碱质、挥发组分、不相容元素和成矿元素大幅度聚集，而镁铁质和 CaO 等锐减。

近十几年来，国内外不少学者致力于用岩石化学成分变化和演绎来探求含锡花岗岩的特殊性，以期找到比较可靠的标志而服务于地质找矿。J. H. Ratcegan (1964) 提出 (Na+K)−Fe−Mg 和 Na−K−Ca 三角图解，M. Stemprok (1970) 采用 SiO_2−(CaO+MgO+FeO) − (Na_2O+K_2O+Al_2O_3) 三角图解，J. G. Blockley (1980) 使用 (ΣFeO+MgO)−CaO−(K_2O+Na_2O) 三元图解来分别确定世界含锡花岗岩在其中的区域。尽管我国不少学者在工作中较多地使用了上述图解，但或多或少都存在一些不宜对比的难题。由于建立这些图解的主要原始资料来自于澳大利亚、东南亚和欧州。众所周知，地球上的物质并非均匀分布，其分区性显然存在。基于此，本文利用我国已知的 58 个典型含锡花岗岩体资料首先建立了一套岩石化学、微量元素和同位素图解（微量元素和同位素图解将在有关章节中论述），然后对桂北地区花岗质岩石进行逐项判别。

(1) Q−A−P 图解：Q−A−P 图解是国际地科联 (1972) 推荐的酸性岩岩石分类图解。尔后，P. Bowden 等 (1984) 在该图中划分出花岗岩的成因类型（即 I 型、S 型、A 型和 M 型）。笔者通过收集 58 个含锡花岗岩体 913 件岩石化学分析资料，使用各岩体的平均值在 Q−A−P 图解中投影。投影点全部局限于 OGM 三角区（图 18）内，其中绝大部分 (82%) 在 TBG 小三角区中。将桂北地区的四堡期花岗闪长岩各岩体的岩石化学均值和雪峰期黑云母花岗岩各岩体和补体的均值及三防、平英、元宝山和清明山各岩体的各相带成分的均值在 Q−A−P 图中投影。由图 18 可以看出，两个阶段的黑云母花岗岩皆属

含锡花岗岩，而花岗闪长岩则为非含锡花岗岩。

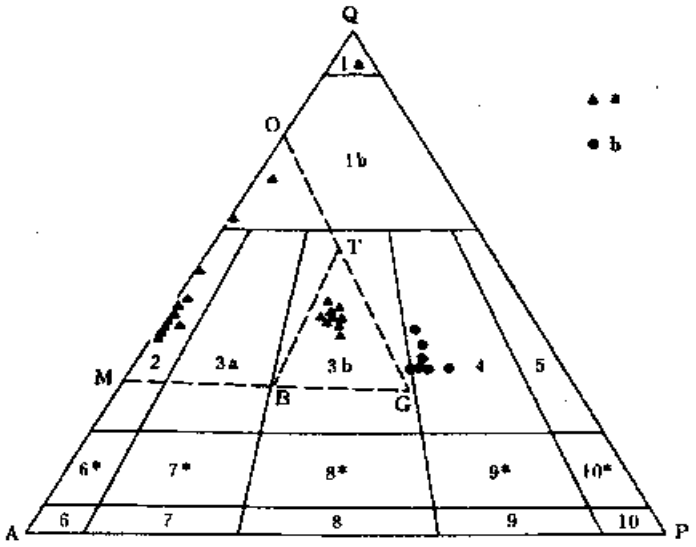


图 18　Q–A–P 变异图解

Fig.18.　Q–A–P plot of granitoids

1a—石英岩；1b—富石英花岗岩；2—碱长花岗岩；3a—钾长花岗岩；3b—二长花岗岩；4—花岗闪长岩；5—英云闪长岩；6*—碱长石英正长岩；7*—石英正长岩；8*—石英二长岩；9*—石英二长闪长岩（$An<50$）；10*—石英闪长岩（$An<50$）；6—碱长正长岩；7—正长岩；8—二长岩；9—二长闪长岩（$An<50$）；10—闪长岩（$An<50$）；a—桂北地区黑云母花岗岩；b—桂北地区花岗闪长岩；OMG—中国锡花岗岩区；TBG—中国锡花岗岩集中区

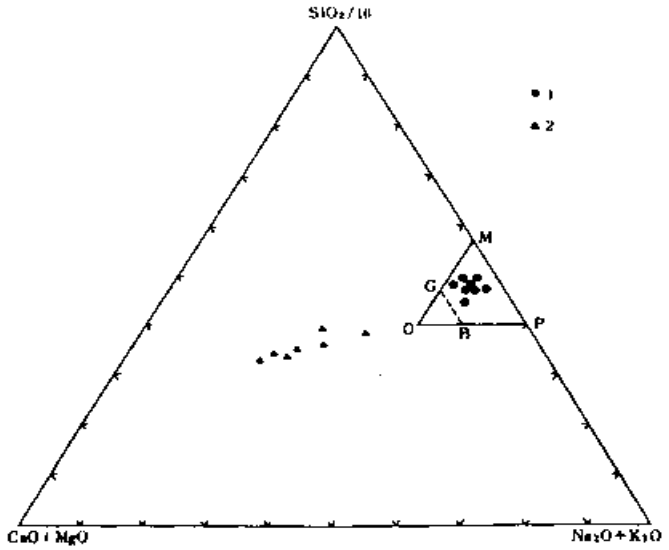


图 19　$SiO_2/10-(CaO+MgO)-(Na_2O+K_2O)$ 变异图解

Fig.19.　$SiO_2/10-(CaO+MgO)-(Na_2O+K_2O)$ plot of granitoids

1—桂北地区黑云母花岗岩；2—桂北地区花岗闪长岩；GBMP—中国含锡花岗岩区；OGB—与含锡花岗岩有关的大岩体投影区

(2) $SiO_2/10-(CaO+MgO)-(Na_2O+K_2O)$ 图解（图 19）：如前所述，含锡花岗岩都是经历了高度分异作用的岩石。在 $SiO_2/10-(CaO+MgO)-(Na_2O+K_2O)$ 图解中，含锡花岗岩必然趋向硅—碱一边。我国 58 个含锡花岗岩的投影点全部集中于 OMP 范围内，而绝大部分在 GBMP 梯形中。落入 OGB 小三角中的岩体为苗儿岭、越城岭和贵东等巨大岩基。桂北地区四堡期花岗闪长岩和雪峰期黑云母花岗岩的投影结果表明，前者为非锡花岗岩，后者为含锡花岗岩。就花岗闪长岩而论，岩体越大越趋向含锡花岗岩区。

(3) $(\Sigma FeO+MgO)-CaO-(Na_2O+K_2O)$ 图解（图 20）：在以 $\Sigma FeO+MgO$、CaO 和 Na_2O+K_2O 为端元的三角图解中，有两端元为基性组分。对于分异程度较高的岩石来讲，其位置趋近碱质一角。我国含锡花岗岩区位于以 $\Sigma(FeO+MgO)$ 和 Na_2O+K_2O 为一边的小梯形内。桂北地区花岗质岩石在图中投影结果亦同样表明，雪峰期黑云母花岗岩为含锡花岗岩，而四堡期花岗闪长岩属非锡花岗岩。就后者而言，岩体的分异程度越高，越趋向中国含锡花岗岩区，本洞岩体距中国锡花岗岩区最近。

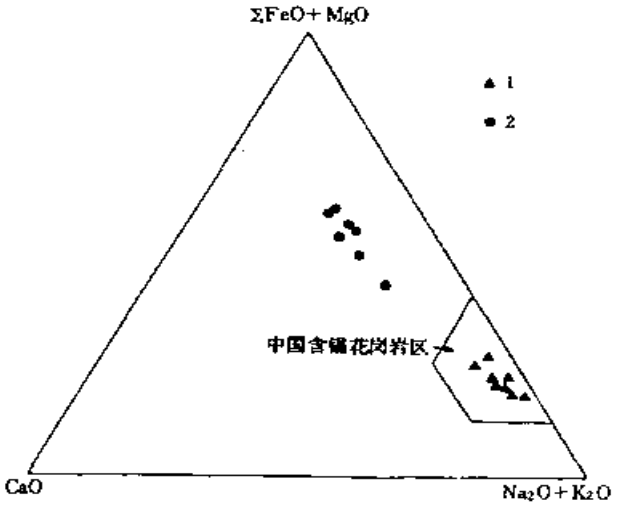


图 20 $(\Sigma FeO+MgO)-CaO-(Na_2O+K_2O)$ 变异图解（左）
Fig.20. $(\Sigma FeO+MgO)-CaO-(Na_2O+K_2O)$ plot of granitoids (left)
1—桂北地区黑云母花岗岩；
2—桂北地区花岗闪长岩

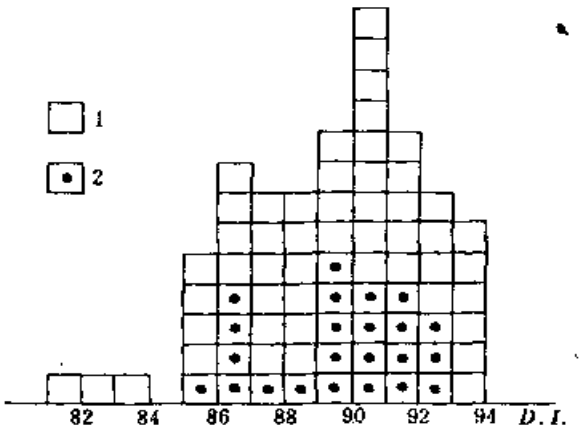


图 21 含锡花岗岩分异指数直方图（右）
Fig.21. Histogram showing the differentiation index of tin-bearing granites (right)
1—含锡花岗岩（中国及世界）；
2—桂北地区黑云母花岗岩

(4) 分异指数直方图（图 21）：与铁铜、铜钼花岗质岩石相比较，锡钨花岗岩的最大特点之一就是其分异程度高。前二者的分异指数多小于 80，后者一般在 85 以上。通过计算中国 58 个含锡花岗岩和世界其它 16 个主要锡多金属成矿带或成矿区中锡花岗岩的分异指数，制成直方图（图 21）。分异指数的分布范围为 81—94，其中 85—94 区间占 96%，

89—92 区间具最高频数。桂北雪峰期黑云母花岗岩的分异指数全部大于 87，大于 89 的有 88%。四堡期花岗闪长岩则大多数小于 65，仅 14%稍大于 70。

(5) ACF 图解（图 22）：B. W. Chappell 和 A. J. R. White (1977) 首次使用 ACF 图解进行两个岩石成因系列的判别，其弧形界线左侧为 I 型花岗岩区，右侧是 S 型花岗岩区。本文将我国 58 个含锡花岗岩体的岩石化学资料经计算投影到 ACF 图中，其范围几乎全部局限于图中的平行四边形内，说明中国的含锡花岗岩基本上都是壳源重熔生成的。在此基础上，又将桂北 13 个岩体的资料亦在其中投影，它们的投影点全部落入方框的中心地带。这一结果似乎证明了两个系列花岗质岩石或多或少都与锡元素的成矿有着一定联系，二者的物质来源在一定程度上也有较大的相似性。

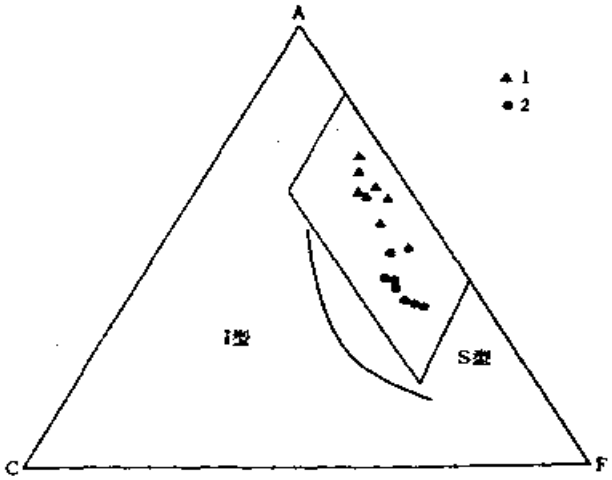


图 22 ACF 变异图解

Fig.22. ACF plot of granitoids

1—桂北地区黑云母花岗岩；

2—桂北地区花岗闪长岩

(二) 微 量 元 素

岩浆演化的实质是各种化学元素在岩浆房内的再分配。以主元素为主体构成各个演化阶段的造岩矿物，而绝大多数微量元素则表现出不同的习性。具不相容性质的微量元素的行动轨迹往往不仅能描绘出花岗岩的成岩作用过程，而且也较准确地反映了岩浆期后成矿作用的特点和性质。本次工作分析和搜集了桂北地区主要花岗质岩体的 26 种微量元素资料（表 12 和表 13），尝试探索一下这些元素在岩石演化及成矿作用发生前的演绎途径。

1. 全岩中的锡 奥尼什和桑德尔（1957）估算花岗岩中的锡平均丰度 3ppm，哈古奇和库罗达（1970）再一次在这方面工作，总结出花岗岩的含锡量介于 2—4ppm 之间。据目前世界各地锡花岗岩方面的研究资料，所有锡花岗岩的 Sn 含量均高于与锡矿床无任何关系的花岗岩。例如，巴尔苏柯夫（1958）报道苏联的锡花岗岩含锡 16—30ppm，拉蒂根（1963）提出澳大利亚锡花岗岩中的锡平均 20ppm，而东欧厄尔士锡矿带内的花岗岩含锡达 60ppm。我国南岭成矿带含锡花岗岩的锡含量为 15—82.5ppm，滇西成矿带为 14—64.32ppm。桂北地区黑云母花岗岩含锡 21.80—75.56ppm，而且主体比补体含量稍高一些，花岗闪长岩的锡含量区间是 3.3—20.50ppm。两个系列岩石均比较富锡元素，前者更甚。这说明二者都具备锡成矿的基础。

2. 锂 据现有的资料，世界锡花岗岩按挥发组分的富集特征，可分为 F-Li 型、B 型和 B-F-Li 型。对于 F-Li 型和 B-F-Li 型来讲，在锡花岗岩演化的末端，Li 和 F 高度富集，而且分配的也比较均匀。但 B 型锡花岗岩则相反，由于 B 元素的典型不相容性，

导致其只能在成岩末期形成电气石集合体。B 与 Li 元素组成的络合物直接控制着 Li 的存

表 12　黑云母花岗岩的微量元素分析数据（ppm）

Table 12.　Trace elements of biotite granites

岩体名称	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Li	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	U	Zn	Y	资料来源
三防主体	204.70	1.17	3.52	12.02	12.19	15.03	29.27	<4	43.55	280.18	54.88	12.49	14.72	66.31	29.40	本文
三防补体	31.63	1.01	<1.00	<4.00	4.57	13.53	9.19	<4	35.26	365.82	17.17	10.31	<1.50	23.01	21.14	本文
元宝山主体	271.40	1.51	2.59	14.40	14.05	14.77	51.98	4.53	43.29	302.33	64.96	11.18	17.46	134.80	43.61	本文
元宝山补体	152.90	<1	<1	10.29	11.84	11.41	11.77	<4	71.48	421.00	41.83	11.20	3.33	215.40	18.28	本文
平英主体	138.07	1.54	1.97	11.54	71.75	17.42	30.01	3.58	31.31	402.45	30.77	12.52	—	57.91	19.12	彭大良等，1985
平英补体	30.11	1.33	0.67	7.71	137.40	16.33	8.20	2.67	25.12	342.00	10.74	8.38	—	54.36	12.94	彭大良等，1985
清明山岩体	77.55	<1	<1	<4	9.52	14.19	17.84	<4	34.19	—	15.68	11.44	<1.5	107.30	7.38	本文
田蓬岩体	58.38	1.87	0.67	6.69	102.13	20.91	22.06	2.67	23.26	—	16.11	11.25	—	49.89	9.62	彭大良等，1985

岩体名称	Yb	La	Ce	Nb	Sc	Zr	Hf	W	Sn	Cl	F	B	资料来源
三防主体	2.68	16.76	31.25	—	4.20	94.03	4.20	3.3	26.10	230	1700	62	本文
三防补体	2.72	6.39	14.16	—	3.56	45.05	3.35	3.0	—	200	4900	148	本文
元宝山主体	4.28	19.09	27.95	—	4.84	80.88	3.77	1.9	36.76	190	1000	25	本文
元宝山补体	2.40	11.14	11.84	—	4.20	24.12	1.46	0.8	21.80	150	480	63	本文
平英主体	2.16	12.02	22.61	10.91	4.61	54.74	—	6.61	75.56	102	1070	230	彭大良等，1985
平英补体	1.85	6.40	11.16	8.00	3.31	35.22	—	4.22	66.00	80	340	63	彭大良等，1985
清明山岩体	1.12	2.18	11.82	—	3.72	43.45	4.84	2.3	28.42	190	1000	126	本文
田蓬岩体	1.34	4.72	8.39	16.44	5.01	48.00	—	11.21	26.70	105	1130	450	彭大良等，1985

—表示未测试

表 13　花岗闪长岩的微量元素分析数据（ppm）

Table 13.　Trace elements of granodiorites

岩体名称	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Li	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	U	Zn	Y	Yb
蒙洞口岩体	416.60	1.40	7.30	72.73	13.84	17.36	35.01	17.17	75.41	—	194.70	15.31	47.81	608.70	32.14	3.27
本洞岩体	447.50	1.82	7.34	54.81	10.81	17.14	59.64	15.59	27.24	124.31	185.00	14.25	44.69	76.64	29.35	2.92
龙有岩体	395.40	1.53	16.06	138.30	179.50	16.63	52.32	46.96	33.13	—	138.90	13.81	—	96.86	21.89	2.47
才旗岩体	399.30	2.39	13.20	103.00	43.79	20.12	45.91	31.22	28.71	131.04	133.70	14.26	—	84.36	22.09	2.52

La	Ce	Nb	Zr	Hf	W	Sn	Cl	F	B	Sc	资料来源
36.23	71.32	—	179.25	3.86	0.70	7.1	180	1200	9.7	11.91	本文
32.93	59.84	—	166.59	4.37	2.0	3.3	190	890	13	11.26	本文
31.55	49.68	25.57	22.58	—	0.80	20.50	—	—	—	16.19	彭大良等，1985
29.22	50.78	20.33	28.10	—	1.37	5.60	—	—	—	13.81	彭大良等，1985

—表示未测试

在特点，也就是说 Li 多存在于电气石中，在其它矿物（包括黑云母）中含量很低。桂北地区的黑云母花岗岩正是 B 型花岗岩的典型代表，Li 在花岗岩中浓度很低，一般为 8.20—30.01ppm，明显低于低钙花岗岩（40ppm），甚至还亚于高钙花岗岩（24ppm）；但在岩体内电气石巢及矿脉中的电气石均含 Li 达 100—250ppm。桂北地区花岗闪长岩的 Li 含量较高，其值域为 35.01—59.64ppm。笔者认为 Li 的这种均匀分布状况恰好反映出岩体没有经历过充分的结晶分异作用。

3. K／Rb 比值 K／Rb 比值是讨论花岗岩分异程度的重要标准之一，普通花岗岩的 K／Rb 比值正常范围为 160 至 300，小于 160 的数值指示出已发生了分异作用。世界锡花岗岩的 K／Rb 比值均小于 130，部分低于 100。桂北地区黑云母花岗岩的 K／Rb 比值为 90—145，证明它们都曾经历了较好的分异作用，补体的分异程度更高。花岗闪长岩的 K／Rb 比值均大于 200，同样显示出弱分异的特点。

4. Rb／Sr 比值 在花岗质岩石的研究领域，不相容元素 Rb 和 Sr 一向被认为是揭示岩浆演化的探途元素，在花岗质岩石中，Rb 和 Sr 很少形成自己的独立矿物，往往是 Rb 以类质同象形式取代 K 寄于含钾矿物中，而 Sr 则代替 Ca 出现于含钙矿物中钙的质点位置。随着岩浆分异作用的深入，Rb／Sr 比值逐渐增高。从三防、元宝山和平英黑云母花岗岩体可以发现其 Rb／Sr 比值均高于 4.65，岩体越小，比值越大。另外，补充期岩体的 Rb／Sr 比值远远高于主体岩石。对比大厂、个旧、曾家垄、滇西、阳春地区和柿竹园等含锡花岗岩，Rb／Sr 比值大于 5 可作为中国含锡花岗岩的标志。Rb／Sr 比值一般小于 1 的四堡期花岗闪长岩不仅表明本身弱分异的特点，而且也说明其来源物质富锶。

5. Rb／Ba 比值 Rb 和 Ba 同为酸性不相容元素，在岩浆演化过程中同趋向富集。二者不同的是 Ba 多为黑云母持有，Rb 则寄存于钾长石和黑云母中。通过分析三防、元宝山和平英黑云母花岗岩岩体可以看到，从主岩体到补岩体，Rb／Ba 比值变化分别为 1.37→11.57、1.11→2.75、2.91→11.36。这表明 Rb 和 Ba 富集率速的差异较大，换句话讲，随着岩浆的分异演化，Rb／Ba 比值增高。与黑云母花岗岩相反，本洞、才滚花岗闪长岩体的 Rb／Ba 比值一般很低，均小于 0.35。由上述可以得出一个结论，未分异或分异程度很差的岩体具有较低的 Rb／Ba 比值。

6. Co、Ni、Cr 元素组合 Co、Ni 和 Cr 是一组典型的基性元素组合，据 A. P. Vinogladov（1962）的资料，它们在世界平均花岗质岩石中的丰度分别是 5、8.1 和 25ppm。而桂北地区的花岗闪长岩中平均分别为 10.98、27.74 和 92.21ppm，黑云母花岗岩的平均含量为 1.55、3.68 和 8.85ppm，经对比发现，弱分异的花岗闪长岩中的基性元素较克拉克值高出 2—4 倍，分异好的黑云母花岗岩却低出 3 倍左右。而且从主体到补体黑云母花岗岩，基性元素含量又大幅度降低。某些学者曾将 Co、Ni 和 Cr 元素在花岗质岩石中的丰度作为判别幔源花岗岩的标志，他们提出与幔源有关的花岗质岩石由于继承性的缘故而大量富集。但是，事实上经过强烈分异作用的幔源分异花岗岩含 Co、Ni 和 Cr 分别仅为 7ppm、10ppm 和 22ppm 左右（世界斜长花岗岩均值）。由此可以说明，在花岗质岩石中基性元素含量的丰度反比于岩浆演化程度，与岩浆来源关系并不十分明显。

7. Th／U 比值 在火成岩系列中，Th 和 U 元素由于它们高电荷的影响，多表现为不相容性，一般在残余熔体中聚集。笔者通过对中国含锡花岗岩的对比研究，发现根据 Th／U 比值的变化，可将中国锡花岗岩分成两个演化系列：其一以个旧和腾冲地区为代

表，早阶段岩体富 Th，晚阶段岩体富 U，Th／U 比值分别由 5.17 到 0.63（汪志芬、殷成玉，1984）和从 30 ▸22.50（毛景文、张士鲁，1986）；其二以桂北地区黑云母花岗岩为代表，主体岩石富 U，补体岩石富 Th，Th／U 比值在三防岩体为 0.85—6.87，元宝山岩体为 0.64—3.36．桂北地区花岗闪长岩的 Th／U 比值较低，一般在 0.32 左右．由花岗闪长岩和主体黑云母花岗岩反映出，桂北地区花岗质岩石的 Th／U 比值低，与绝大多数花岗质岩石以及世界花岗岩均值（5.14）截然不同，但与四堡群的 Th／U 比值十分接近．这可能是区域地球化学继承性的一种体现。

8. Zr／Hf 比值 由于 Zr 与 Hf 具有相近的地球化学性质，所以它们在地质作用中互相伴生．世界花岗质岩石的 Zr／Hf 比值范围为 210—25，桂北地区的花岗闪长岩 Zr／Hf 比值是 46.07—38.12，黑云母花岗岩的比值均小于 23，其范围为 8.98—22.39．而且从主体岩石到补体岩石，其 Zr／Hf 比值进一步降低．这些结果给我们的启迪是：在未分异的岩浆中，Zr／Hf 比值比较高，一般近似区域地壳克拉克值，但在曾经历过分异的花岗岩系列中，该比值逐渐降低．引起这种降低的主因基本上应归咎于岩浆体系内锆石的晶出。

9. 3d 过渡族元素的分布型式 桂北地区黑云母花岗岩、花岗闪长岩和镁铁质熔岩、超镁铁质熔岩的 3d 过渡族元素经 Jagoutzetal （1979）的原始地幔数据标准化，绘于图 23 中．从图中可以看出：①从超镁铁质熔岩 ▸镁铁质熔岩 ▸花岗闪长岩 ▸黑云母花岗岩，3d 过渡族元素的丰度逐渐递减；②除超镁铁质熔岩外，其余几种岩石的型式图十分相似，具有明显的“W”型式，并以 Cr 和 Ni 元素的强烈亏损为特征．王德滋等（1982）在将区内的花岗闪长岩划归为幔源分异型花岗岩类时，曾把花岗闪长岩与镁铁质岩类有相似的 3d 过渡族元素分布型式作为一个重要的证据．事实上，花岗闪长岩的 3d 过渡族元素丰度和分布型式图均比较接近黑云母花岗岩，二者与镁铁质岩类的差别是显而易见的；③为什么桂北地区的火成岩类普遍有 Cr 和 Ni 的负异常？笔者认为花岗闪长岩和黑云母花岗岩为部分熔融的产物，在岩浆生成时 Cr 和 Ni 元素倾向停留于较难熔化的残体中，而镁铁质岩由于在深部岩浆房中已发生了结晶分异作用，所以，Cr 和 Ni 向橄榄岩内集中甚至形成铜镍矿石，相反 Zr、Ti、Sc、V、Mn 和 Fe 则趋于玄武岩或辉长辉绿岩内。

10. 不相容元素的分布型式 桂北地区三防、元宝山黑云母花岗岩和本洞、蒙洞口花岗闪长岩的部分不相容元素经球粒陨石标准化，绘于图 24 中。由该型式图可总结出以下四个特点：①对三防和元宝山黑云母花岗岩而言，其不相容元素分布型式具含锡花岗岩的“三峰式”（即 Ba、Sr 和 Ti 亏损）特征。从主岩体到补岩体，绝大多数过渡族元素普遍降低，而且 Ba、Sr 和 Ti 亏损愈益强烈．这基本上反映出岩石系列演化趋向．关于含锡花岗岩的“三峰式”特征，加拿大学者 Chatterjee 和 Strong（1985）首先予以总结（图 25），并肯定了其在世界锡花岗岩方面的普遍意义．本次工作对比了我国的大厂、个旧和腾冲地区的含锡花岗岩的过渡族元素分布型式（图 24），它们皆显示出清晰的三峰式特微．此外，由于这些含锡花岗岩比较富 Nb，因而产生了 K 的微弱亏损．②黑云母花岗岩富有挥发组分 F 和 B，Cl 表现为负异常．从主岩体到补岩体，F、B 趋向富集，Cl 更加贫化（图中未示出）．③以本洞和蒙洞口为代表的桂北花岗闪长岩的不相容元素分布型式图在一定程度上类似于黑云母花岗岩，例如有比较强烈的 Sr 和 Ti 亏损。另一方面，花岗闪长岩有其特殊性的一面，富 LREE 而引起 K 的负异常及含较多的富 Ba 矿物黑云母和斜长石致使 Ba 亏损异常消失．尽管花岗闪长岩与黑云母花岗岩有一定的差异性，但与镁铁

质岩（包括超镁铁质岩）的不相容元素分布型式比较，二者的相同性更小．后者有强烈的K亏损和微弱的Zr亏损，Sr和Ti则几乎无负异常，这些正是大洋生成环境的标志.④正如Strong等（1985）所指出，含锡花岗岩一般为HHP型花岗岩类，以富放射性U和Th为特色．桂北地区黑云母花岗岩与此特征完全吻合，而且富集的程度更甚．此外，纵观图24，可以发现桂北各类火成岩都具有明显的U和Th正异常．越基性的岩石，异常值越大．这可能为地球（包括地壳和地幔）区域分布的非均一性所决定．

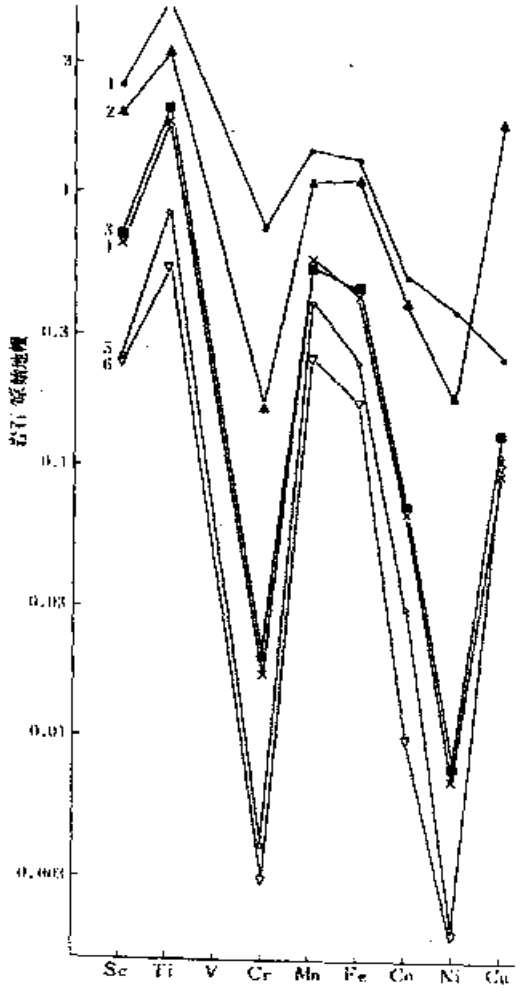


图23　桂北火成岩系列的3d过渡族元素分布型式图

Fig.23.　Diagram showing the distribution patterns of　3d transitional elements of the igneous rock series

1—超镁铁质岩；2—镁铁质岩；3、4—花岗闪长岩；5、6—黑云母花岗岩

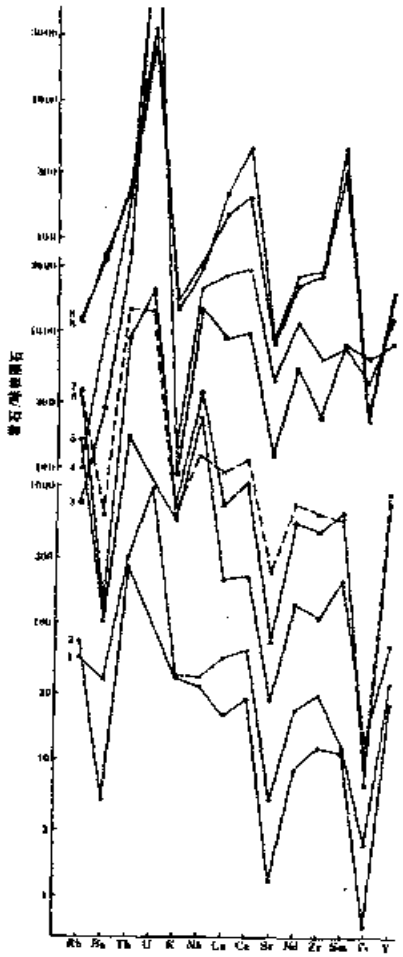


图24　桂北地区火成岩系列中不相容元素分布型式图

Fig.24.　Diagram showing the distribution patterrns of　incompatible elements of igneous rock series

1—三防黑云母花岗岩；2—元宝山黑云母花岗岩；3—猴洞口花岗闪长岩；4—本洞花岗闪长岩；5—腾冲地区黑云母花岗岩；6—个旧黑云母花岗岩；7—大厂黑云母花岗岩；8、9—镁铁质—超镁铁质岩

(三) 稀 土 元 素

此次工作使用 XRF 方法对 11 件黑云母花岗岩、1 件云英岩和 2 件花岗闪长岩及 1 件电气石单矿物进行了稀土元素（REE）分析，并收集了 3 件花岗闪长岩的 REE 资料，结果一并列于表 14 中。REE 球粒陨石标准化型式（球粒陨石资料取自 Helmman，1973）分别示于图 26、29。

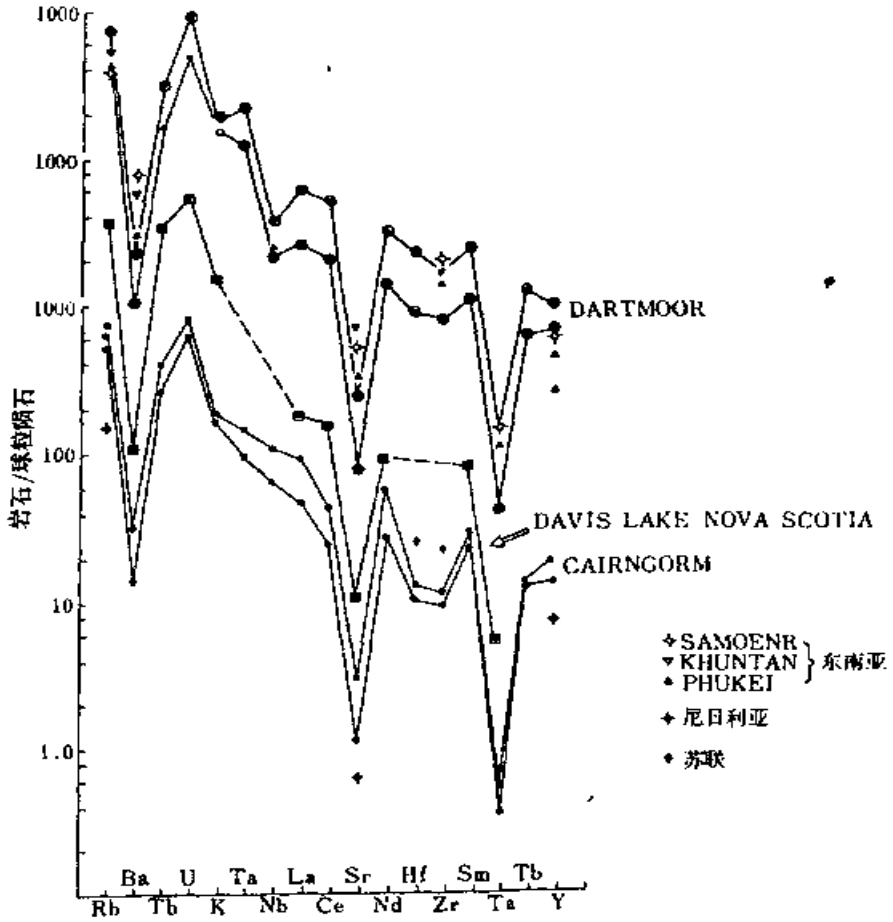


图 25 世界典型含锡花岗岩不相容元素分布型式图

（据 Chatterjee 和 Strong，1985）

Fig.25. Diagram showing the distribution patterns of incompatible elements of typical tin-bearing granites in the whole world

1. 花岗闪长岩的稀土元素

花岗闪长岩类的稀土元素总量（ΣREE）为 161—201ppm，La／Yb＝10—15，δEu＝0.58—0.66。各岩体的 REE 分布型式十分相似，一律呈向右倾斜形，铕亏损微弱（图 26）。

轻稀土元素（LREE）与重稀土元素（HREE）的变化规律与岩石的酸性程度有一定的关系。五个岩体样品的 La／Yb 与 SiO_2（wt%）含量呈反比（图 27），也就是说，随着

岩石向酸性方向演化，LREE 相对减少，HREE 相对增高。一般来讲，岩石的∑REE 及 δEu 变化与硅含量也有比较密切的关系，但桂北花岗闪长岩却表现的不很明显。引起这种

表 14　桂北地区花岗质岩石稀土元素分析数据

Table 14.　REE of　granitoids in North Guangxi region

编号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	岩体名称
SF-3	花岗岩	16.26	35.80	3.43	15.08	4.06	0.48	3.87	0.90	5.57	三防岩体
SF-5	花岗岩	6.78	17.14	1.66	6.36	2.04	0.12	2.68	0.80	5.05	
L-6	花岗岩	19.52	31.47	4.47	20.07	5.26	0.69	5.60	1.21	7.56	元宝山岩体
L-9	花岗岩	10.77	14.59	2.20	8.32	2.28	0.22	2.51	0.70	5.00	
J-3	钠化花岗岩	3.02	6.09	0.90	4.66	2.36	0.30	3.41	0.75	4.99	
L-11	云英岩	9.11	21.02	2.15	8.95	2.74	0.19	2.78	0.71	4.62	
BT-4	边缘相花岗岩	5.91	12.98	1.79	6.41	2.42	0.11	2.92	0.72	5.08	平英岩体
BT-5	过渡相花岗岩	6.53	14.63	2.08	7.13	2.68	0.08	3.00	0.66	4.83	
BT-6	中心相花岗岩	10.53	22.86	2.87	10.81	3.43	0.13	4.01	0.87	6.49	
BT-7	白云母化花岗岩	7.69	19.30	2.05	7.06	2.21	0.10	2.40	0.45	3.65	
Gb-1	花岗岩	6.28	12.42	1.75	6.73	2.28	0.10	2.63	0.64	4.15	
Tom-3	电气石	1.90	5.00	0.46	2.00	0.53	0.018	0.54	0.10	0.68	
Qm-12	花岗岩	3.04	12.75	0.88	3.45	1.59	0.08	2.14	0.43	3.97	青明山岩体
M-2	花岗闪长岩	33.29	72.42	7.16	32.33	7.45	1.19	6.23	0.99	5.70	蒙洞口岩体
Bd-1	花岗闪长岩	30.99	68.28	6.44	28.90	6.72	1.16	5.56	1.19	6.09	本洞岩体
Ch-1	花岗闪长岩	32.40	55.35	8.44	27.43	5.17	1.04	4.34	0.85	3.66	才溪岩体
Ly-2	花岗闪长岩	35.39	61.06	8.77	31.29	6.68	1.14	5.03	0.79	4.19	龙有岩体
Dm-1	花岗闪长岩	32.40	54.95	7.24	25.72	4.96	0.93	4.01	0.61	3.49	

编号	岩石名称	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑REE	La/Yb	δEu	岩体名称
SF-3	花岗岩	1.16	2.79	0.50	3.06	0.31	28.63	121.90	5.31	0.41	三防岩体
SF-5	花岗岩	1.07	2.68	0.51	3.47	0.35	25.51	76.58	1.95	0.15	
L-6	花岗岩	1.55	3.91	0.71	4.47	0.51	38.37	145.37	4.37	0.43	元宝山岩体
L-9	花岗岩	1.08	3.04	0.58	3.72	0.44	27.45	82.90	2.90	0.32	
J-3	钠化花岗岩	0.90	2.21	0.41	2.52	0.26	18.67	51.64	1.20	0.25	
L-11	云英岩	0.93	2.27	0.42	2.71	0.24	22.78	72.50	3.36	0.34	
BT-4	边缘相花岗岩	1.02	2.57	0.47	3.11	0.44	27.50	74.45	1.90	0.14	平英岩体
BT-5	过渡相花岗岩	1.03	2.66	0.50	3.27	0.49	26.98	76.55	2.00	0.11	
BT-6	中心相花岗岩	1.44	3.82	0.66	4.16	0.58	38.56	111.22	2.53	0.12	
BT-7	白云母化花岗岩	0.73	2.18	0.34	2.38	0.41	21.14	72.09	3.23	0.15	
Gb-1	花岗岩	0.91	2.60	0.49	3.29	0.50	23.49	68.26	1.91	0.13	
Tom-3	电气石	0.13	0.41	0.05	0.49	<0.1	3.90	16.31	3.88	0.11	
Qm-12	花岗岩	0.73	1.82	0.34	2.27	0.16	19.33	52.98	1.34	0.15	青明山岩体
M-2	花岗闪长岩	1.14	2.72	0.46	3.05	0.35	26.50	200.98	10.91	0.62	蒙洞口岩体
Bd-1	花岗闪长岩	1.20	2.88	0.52	3.08	0.36	28.57	191.94	10.06	0.65	本洞岩体
Ch-1	花岗闪长岩	0.79	2.36	0.35	2.20	0.35	23.62	168.35	14.73	0.66	才溪岩体
Ly-2	花岗闪长岩	1.00	3.28	0.47	2.94	0.69	28.35	191.67	12.04	0.58	龙有岩体
Dm-1	花岗闪长岩	0.70	1.86	0.31	2.13	0.31	21.65	161.27	15.21	0.63	峒马岩体

分析单位：地质矿产部测试技术研究所；　Ch-1 和 Ly-2、Dm-1 分别为赵子杰和彭大良资料

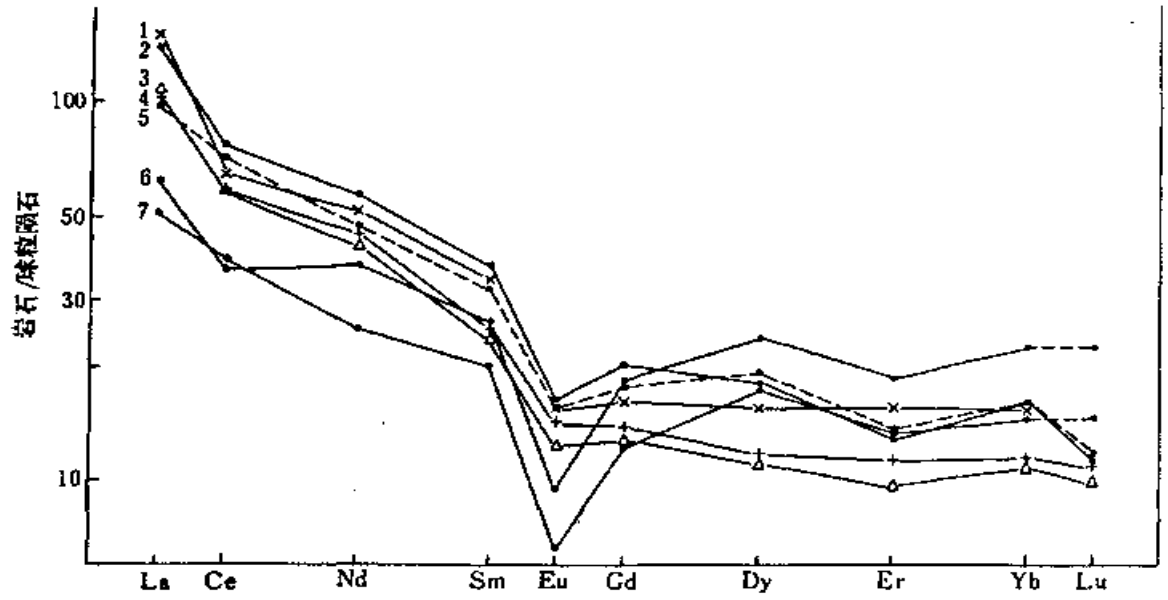


图 26　花岗闪长岩稀土元素分布型式图

Fig.26.　Diagram showihng the REE distribution patterns of granodiorites

1—龙有花岗闪长岩；　2—蒙洞口花岗闪长岩；　3—峒马花岗闪长岩；　4—才滚花岗闪长岩；

5—本洞花岗闪长岩；　6—元宝山黑云母花岗岩；　7—三防黑云母花岗岩

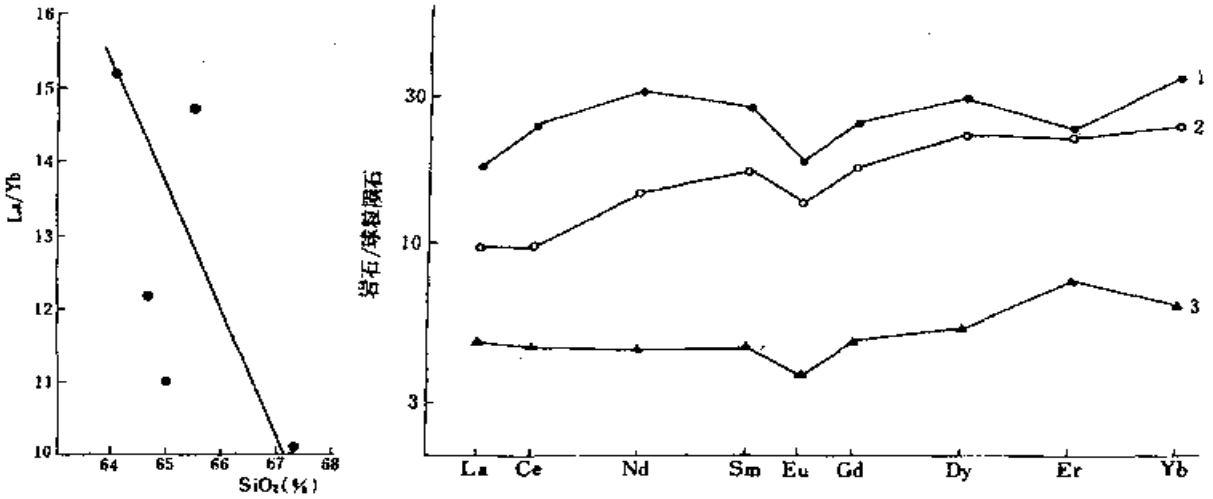


图 27　花岗闪长岩的 La / Yb 与 SiO_2（wt%）关系图解（左图）

Fig.27.　Diagram showing La / Yb v.s. SiO_2 (wt%)　of　granodiorites　(Left)

图 28　世界典型幔源分异型斜长花岗岩的 REE 分布型式图（右图）

Fig.28.　Diagram showing the REE distribution patterns of the typical plagiogranites in Cyprus , Noway and Tibet (right)

1—西藏大竹（据鲍佩声等，1985）；2—塞浦路斯（据 R. G. Coleman，1977）；

3—挪威（据 R. B. Pedersen 和 J. Malpas，1984）

特点的内在因素很可能是岩体分异程度弱及各岩体之间差异性较小所致。

在过去十几年间，从 Emmermann（1975）起始，地质工作者习惯于利用 REE 的分布型式判别岩石的成因类型及成岩物质来源。王德滋等（1982）在将桂北花岗闪长岩划归为幔源分异型花岗岩时，其中的一条证据就是其 REE 分布型式类似于四堡期的镁铁质熔岩。笔者经过广泛对比研究，发现所有的幔源分异型斜长花岗岩的∑REE 含量较低，而且有清楚的铕亏损，δEu 值在 0.70—0.80 之间，其分布型式图一般表现为"海鸥型"或微左倾斜型（图 28）。这些特征与桂北花岗闪长岩几乎是格格不入，很难进行类比。故此，赵子杰等（1985）和彭大良等（1985）也曾对王德滋等（1982）的研究提出过质疑或曰否定。并据 REE 的分布型式将桂北该套花岗闪长岩套为 Chappell 等（1977）所划分的 I 型花岗岩。笔者认为这种笼统的对比分类也有欠妥之感，因为近几年在华南地区和滇西地区的研究（毛景文等，1985、1987），发现 S 型花岗岩，尤其是与锡多金属矿床有关的花岗岩类并非一次性成岩，往往有数次侵位，构成了一个岩石系列。从早阶段到晚阶段，岩石的∑REE 降低，LREE 渐减，HREE 渐增，Eu 亏损由弱到强。对于各岩石系列的最早阶段岩石而言，其 REE 分布型式与 I 型花岗岩的 REE 分布型式大同小异或完全相同。由此可以认为，用 REE 很难区分 I 型与分异程度很弱的 S 型花岗岩。同理，在桂北地区，花岗闪长岩的 REE 分布型式似长江中下游地区的 I 型花岗岩类，也与同区比较典型的地壳重熔型花岗岩（三防和元宝山岩体）早阶段岩石的 REE 分布型式十分相象（图 26）。

2. 黑云母花岗岩的稀土元素

（1）桂北地区黑云母花岗岩的 REE 含量区间为 51.64—145.37ppm，平均 85.29ppm，明显低于地壳克拉克值（120ppm），较华南地区花岗岩平均值（229ppm，袁忠信，1984）低近 2 倍。但与邻区的丹池成矿带内花岗岩的 REE 平均含量（97.38ppm，徐珏，1985）比较接近。

尽管研究区内黑云母花岗岩的 REE 含量偏低，但其"海鸥式"分布型式（图 29）仍然显示出一般含锡花岗岩所具有的特征。以此可与华南成矿区内的阳春地区、赣南地区、东南沿海区、湘南粤北桂东区、个旧区及大厂区含锡花岗岩进行对比（图 30）。

（2）黑云母花岗岩系列中稀土元素的演化特点，前文已经提及，桂北地区的黑云母花岗岩呈岩石系列出现，可分为早阶段主岩体和晚阶段补岩体。从早阶段到晚阶段，各岩体岩石系列的变化趋势并不一致。三防和元宝山早阶段岩体的稀土元素含量比较高，其∑REE＝122—145ppm，La／Yb＝4.37—5.13，δEu＝0.41—0.43，球粒陨石标准化的分布型式呈缓右倾斜"V"字型（图 29a.b），Eu 亏损微弱。与早阶段岩石比较，三防和元宝山晚阶段的补岩体的∑REE 大幅度降低，其∑REE 分别为 76.58、82.90ppm；LREE 下降的速度大于 HREE，La／Yb＝1.95—2.90；δEu＝0.15—0.32，分布型式图基本上为正"V"字型（图 29a.b），Eu 亏损的更加强烈。平英和清明山岩体的岩石系列所表现出的特征为：主岩体与补岩体的 REE 特征基本相似，∑REE＝52.98—111.72ppm，绝大多数低于 80ppm，La／Yb 比值小于 3.5，最低至 1.34，δEu 不大于 0.15。这些小岩体的两个阶段岩石的稀土元素分布型式为正"V"字形（图 29c），类似三防补岩体的稀土元素分布型式。平英主岩体各相带及各个部位分布也是不均一的，取其平均值与晚阶段岩体比较，同样显示了从主岩体到补岩体，∑REE 和 δEu 均稍有降低（图 29c）。

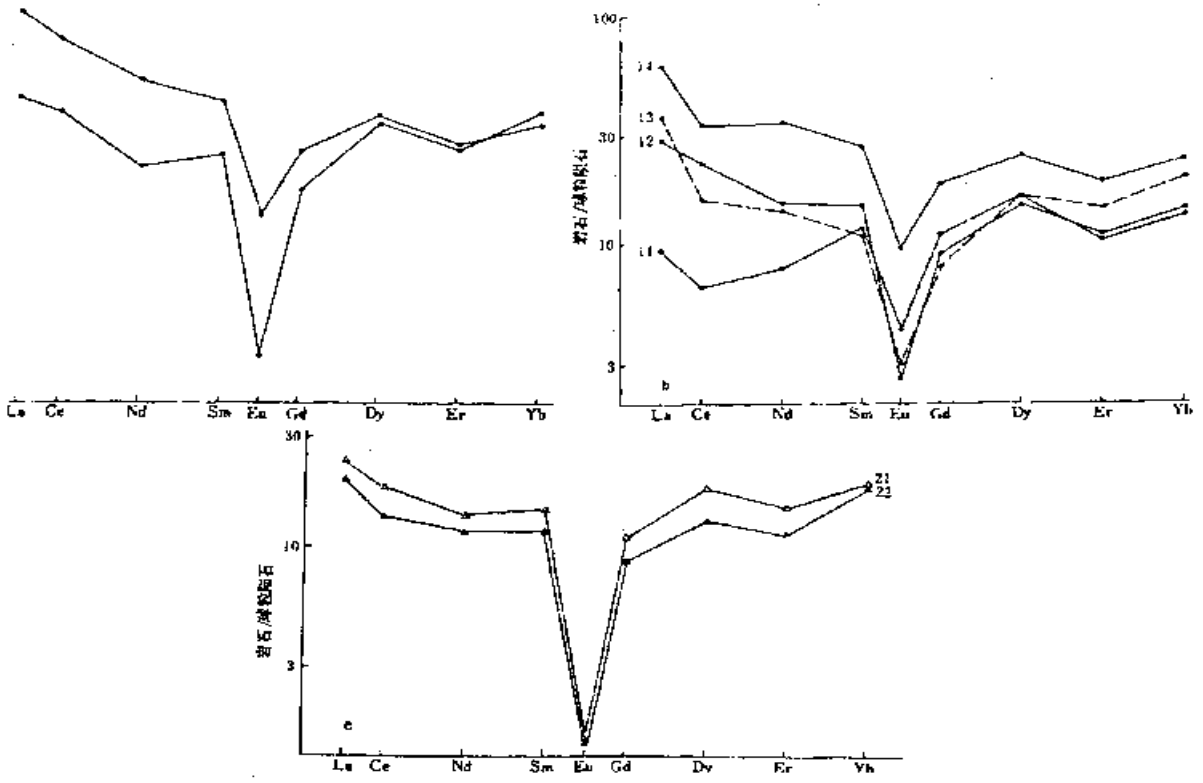


图 29　桂北地区主要黑云母花岗岩岩体稀土元素分布型式图

Fig.29.　Diagram showing the REE distributron patterns of major biotite granite intiusions

a—三防岩体：1—主岩体；2—补岩体；b—元宝山岩体：1—主岩体；12—补岩体；13—云英岩；14—钠长石化花岗岩；c—平英岩体：21—主岩体；22—补岩体

在桂北黑云母花岗岩系列中，不同阶段岩体很可能是部分熔融的结果，这一结论可以在 La 对 La／Sm 图解(图 31)得到初步印证．经分析研究，从早阶段到晚阶段岩体，引起ΣREE 含量降低、Eu 亏损愈益强烈的主要因素可能有两点：其一，在主岩体凝固之后，于其下部发生了规模不大的部分熔融作用，含 REE 分配系数较小的低共熔矿物及一些副矿物石榴石、方解石、萤石等首先进入熔体，其次有部分斜长石和黑云母熔化．由于具大分配系数的黑云母及大多数副矿物的残留，导致再生熔体中ΣREE 降低．其二，经对流体包裹体的研究，发现晚阶段岩体中包裹体，尤其是富含 CO_2 包裹体相当发育．气液体成分不仅 CO_2 高，也有高于主岩体的 Cl 和 F 挥发组分．R. P. Taylor 和 B. J. Fryer (1982) 在研究热液矿床 REE 地球化学时曾指出，在氯溶液中，中到重 REE 进一步降低可溶性，HREE 优先与 CO_3^{2-} 组成络合物，进行淋滤搬运．如果将这一结论向外拓延，就可以推理出，在桂北主岩体部分熔融时，有大量的 CO_2 等将部分 REE、尤其是 HREE 运移到新的熔体内．在以上两种因素共同制约下，引起了 HREE 相对增高，LREE 相对降低，及ΣREE 和 δEu 下降的结局。

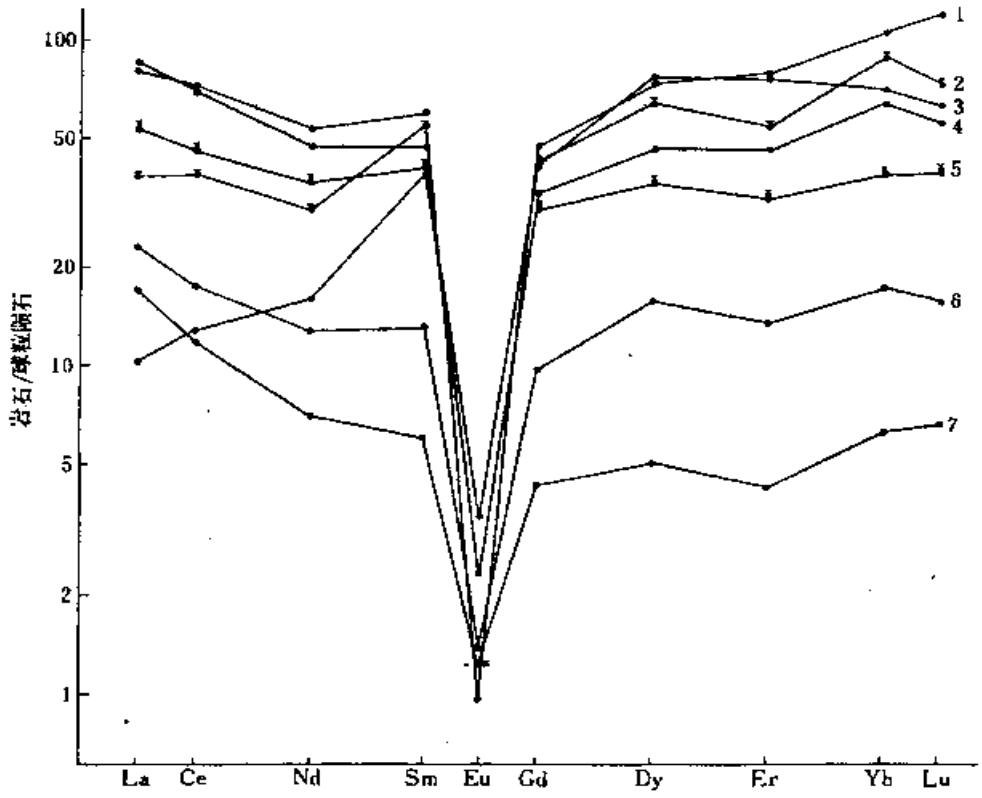


图 30　华南成矿带内含锡花岗岩 REE 分布型式对比图

Fig.30.　Diagram showing comparison for REE distribution patterns of tin-bearing granites in South Chinese metallogenic belt

1—阳春地区；2—赣南地区；3—东南沿海区；4—湘南粤北桂东区；5—个旧；6—桂北区；7—大厂

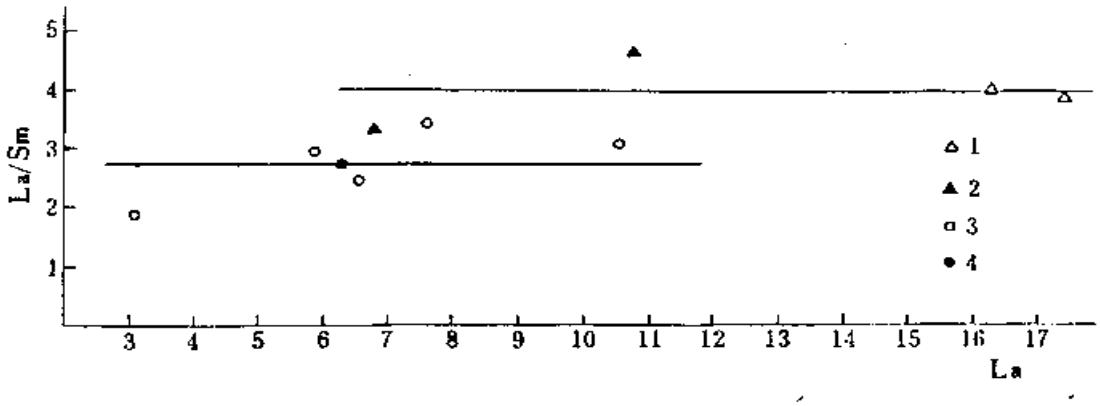


图 31　黑云母花岗岩系列中岩石的 La 对 La／Sm 图解

Fig.31.　La v.s. La / Sm diagram of biotite granite series

1—三防、元宝山主岩体；2—三防、元宝山补岩体；3—平英、清明山主岩体；4—平英补岩体

(3) 主岩体不同部位 REE 变化：桂北黑云母花岗岩主岩体从深部到其岩隆部位，ΣREE 降低，δEu 亏损趋向强烈。元宝山和三防岩体出露面积大，剥蚀程度深，因此，ΣREE、LREE 含量相对较高，δEu 亏损较弱。平英、清明山和田蓬岩体剥蚀较浅，基本

上代表了岩体的隆起部位，相应ΣREE、δEu下降。岩体REE的这种有序变化可能反映出岩浆结晶分离作用和挥发组分搬运作用的特点。在岩浆房内，由于REE分配系数较高的黑云母、独居石、锆石、磷灰石等矿物及富LREE和Eu的斜长石率先结晶沉淀，较多分散态的REE为其捕获而聚集。因此，这就决定了岩体下部REE分布特点。与此相反，小分配系数的石英和钾长石相应在岩浆房上部趋于集中。此间，副矿物锆石、石榴石、磷钇矿和电气石等为主要的持REE矿物，它们支配着全岩REE分布型式多为正"V"字型或缓左倾斜"V"字型。至于Eu亏损的原因，以往大多数地质学家们多将其归因为早结晶出的富Eu矿物斜长石，但由于斜长石中REE（包括Eu）的分配系数过低，其对Eu的总贡献毕竟不起重要作用。笔者认为欲解决Eu亏损的问题，除了考虑结晶分离时Eu在各种矿物中分配及岩体部位外，还应在成岩原始物质和含卤族元素流体作用诸方面进行探索。如果桂北地区黑云母花岗岩的成岩物质是四堡群碎屑岩或者四堡群碎屑岩和镁铁质岩的混合物，那么，这两种岩石本身就具有清楚的Eu亏损，其中碎屑岩平均δEu＝0.64，镁铁质岩的δEu＝0.7—0.81。关于含卤族元素流体对Eu的搬运作用，已逐步得到证实，Flynn和Burnham（1978）在模拟岩浆生成条件（t＝800℃，p＝1.25—4.0kb）时，研究了氯化物溶体对REE在气相和花岗岩熔体相之间的分配系数（K_p^{REE}）的影响，发现气相中的REE具明显的Eu正异常。Eu的Kp值最大，LREE的Kp值次之，HREE的Kp值最小。氟化物流体亦有类似的影响。由此可知，在岩体隆起部位，高度集中的挥发组分有利于将LREE和Eu搬运到体系以外的岩石中去。这也就说明了为什么在花岗岩岩隆外部的蚀变带和矿石中有比较高的REE含量，而且LREE和Eu相对更为富集（毛景文，1987）。通过对花岗岩岩隆部位的电英岩瘤及电气石的研究表明，在其中的REE含量比较低，而且Eu亏损强烈（图32），这证明了B对REE的亲合力是相对有限的。

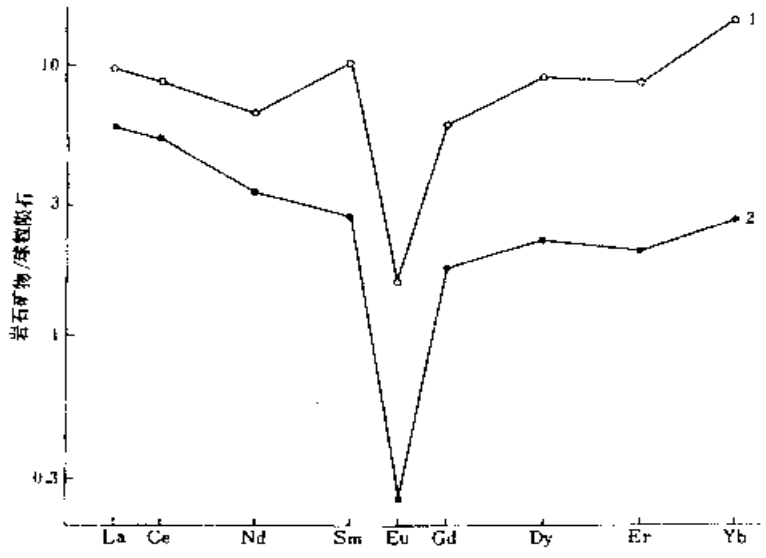


图32 电英岩瘤和电气石REE分布型式图

Fig.32. Diagram showing REE distribution patterns of tourmalite and tourmaline in biotite granites

1—电英岩瘤(据彭大良,1985)； 2—电气石

（4）以平英岩体为例，分析研究了同一岩体不同相带中REE的变化趋势。从边缘相、过渡相至中心相，ΣREE和Eu含量逐渐增高，与SiO_2同步演化（图33）。经对比可知，REE在岩体相带中的上述变化规律与花岗岩系列及同一岩体垂向变化的情况正好相反。引起这种状态的内在原因也很可能是结晶分异作用。兹因岩体边缘冷凝的比较快，

具有大半径、高电荷的 REE 很难进入造岩矿物或副矿物以代替其内的有关离子。因此，产生了 REE 向岩体内部运动的倾向。

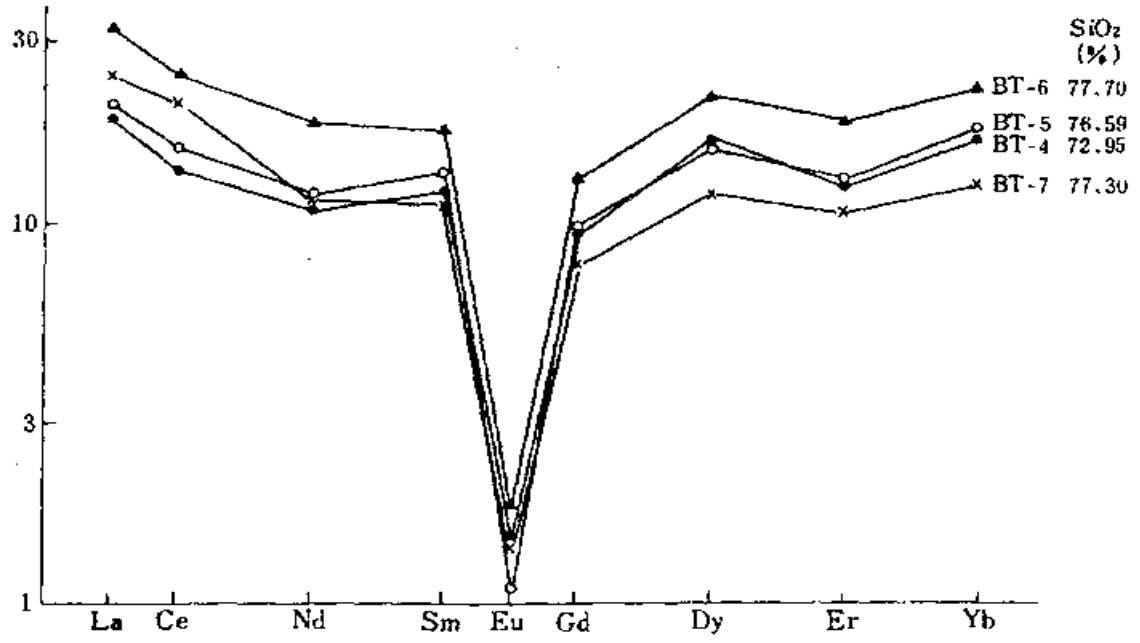


图 33　平英岩体各相带 REE 分布型式图

Fig.33.　Diagram showing REE distribution patterns of different phases of Pingying biotite granite intrusion

BT-4—边缘相；BT-5—过渡相；BT-6—中心相；BT-7—白云母化花岗岩

(5) 在岩体蚀变过程中 REE 的动态：在桂北地区的黑云母花岗岩中，主要的蚀变类型有云英岩化、钠长石化、白云母化及微弱的钾长石化。由于钾长石化很微弱，对花岗岩全岩的 REE 分布不产生明显的影响。平英岩体中的白云母化花岗岩与原岩相比则表现出 HREE 贫化、LREE 相对富集（图 33）。这一变化基本上是受到白云母含 REE 特征的制约。在元宝山岩体的隆起部位广泛发育了钠长石化，钠长石的急骤增加引起了ΣREE 的降低、LREE 贫化、HREE 和 Eu 含量的相对上升（图 29b）。钠长石化花岗岩的 REE 分布型式为左倾斜"V"字形。云英岩的 REE 比钠长石化花岗岩高，但分布型式恰好相反，呈右倾斜"V"字形，这可能也是由于白云母富集所致。

四、岩石生成的物理化学条件

(一) 挥发组分在成岩过程中的意义

众多的地质事实和实验资料业已证实，花岗质岩石富有 OH^-、F、Cl、B 和 CO_2 等挥发组分，这些组分在岩浆演化晚期趋向富集，并且对成矿元素的运移起着积极作用。桂北地区花岗闪长岩和黑云母花岗岩也同样具备上述特点，它们所亲合的主要挥发组分是 F、B 和 OH^-。花岗闪长岩所持的大量黑云母（10—25%）正是富 F 和 OH^-的具体反映，其全岩 B 的含量也明显高于一般花岗岩类数倍。演化程度比较高的黑云母花岗岩系

列含挥发组分更高出一筹，其表现形式为富 F、B 和 OH^-的矿物电气石、萤石、黄玉和黑云母广泛发育，而且以电气石的高度富有而称道。尽管黑云母花岗岩全岩化学分析 B_2O_3 含量为 62—450ppm，但电气石巢可占全岩体积的 3%左右。如果不怀疑花岗岩周围的硼质交代岩和电英岩型锡矿与岩体的母子关系，无论如何原始熔浆中 B_2O_3 的总和将不少于 2%。另外，黑云母花岗岩的强烈自变质作用（包括氢氟酸性淋滤作用和水化作用）以及形成的与之有关的成矿体系均显示了岩体富挥发组分的特性。

（二）成岩温度估计

众所周知，借助岩石中玻璃包裹体的测试和熔融实验是得到成岩温度的有效方法，但本次工作尚未找到理想的玻璃包裹体也未涉及熔融实验工作。因此，这里用以下四种方法进行概略的温度计算。

1. 磁铁矿-石英同位素温度计

彭大良和冼柏琪（1985）在研究平英黑云母花岗岩时分析了共生矿物对磁铁矿和石英的氧同位素，其 $\delta^{18}O$ 值分别为-1.1‰和 11.9‰。利用分馏公式：$1000\ln\alpha_{mt-Q}=4.32\cdot 10^6T^{-2}+1.45$（Shick，1972）计算，结果求得岩体的形成温度为 612℃。

2. 体包裹体均一温度

通过对平英、清明山、三防和元宝山黑云母花岗岩的流体包裹体（包括气相和气液相）测试研究，得到岩体均一温度 300—640℃。笔者认为 600—640℃基本上代表了岩浆的最低共结点或稍偏低一些，而 600℃以下的数据可能为岩浆期后热水溶液或气水流体的生成温度。

3. 用 *Or-Ab-An* 相图求温度

Winkler（1979）提出了在 $p=5$kb 条件下花岗岩 An-Ab-Or-Q 四元相变图解，在该图解的 An-Ab-Or 和 Or-Q-Ab 投影面上标记着岩石生成的等温线（图 34）。兹将桂北地区的花岗闪长岩和黑云母花岗岩在 An-Ab-Or 图中进行投影，所求得的成岩温度为：前者大部分等于或大于 700℃，仅有一个岩体位于 685℃等温线上，后者均在 670—690℃范围内。由于 Winkler（1979）实验条件之一压力过大（$p=5$Kb），因此这组温度数值略有偏高。

4. 利用 Zr 对（Na+K+2Ca）/Al·Si 图解求温度

在锆元素饱和体系中，Watson 和 Harrison（1984）实验证明熔体的含 Zr 丰度是阳离子比值[（Na+K+2Ca）/Al·Si]的函数。桂北地区的花岗闪长岩和黑云母花岗岩中有大量的微晶锆石出现，说明形成岩体的熔浆都是 Zr 过饱和体系，经阳离子计算投影于 Zr 对（Na+K+2Ca）/Si·Al 图解（图 35）中。由该图读出桂北花岗闪长岩的成岩温度约 770—700℃，黑云母花岗岩明显小于 750℃。

对比以上四种温度计得出的结果，剔去已知的影响因素，笔者认为桂北花岗闪长岩的成岩温度可能为 760—685℃，黑云母花岗岩的成岩温度区间是 640—680℃。这些结论与由钾长石结构特征所反映出的温度是吻合的。花岗闪长岩中的钾长石以正长石为主，证明它们的结晶温度至少大于碱性长石固相线的临界温度 650℃，而黑云母花岗岩中的钾长石则全部为条纹长石，证明它们的生成温度在 650℃左右。

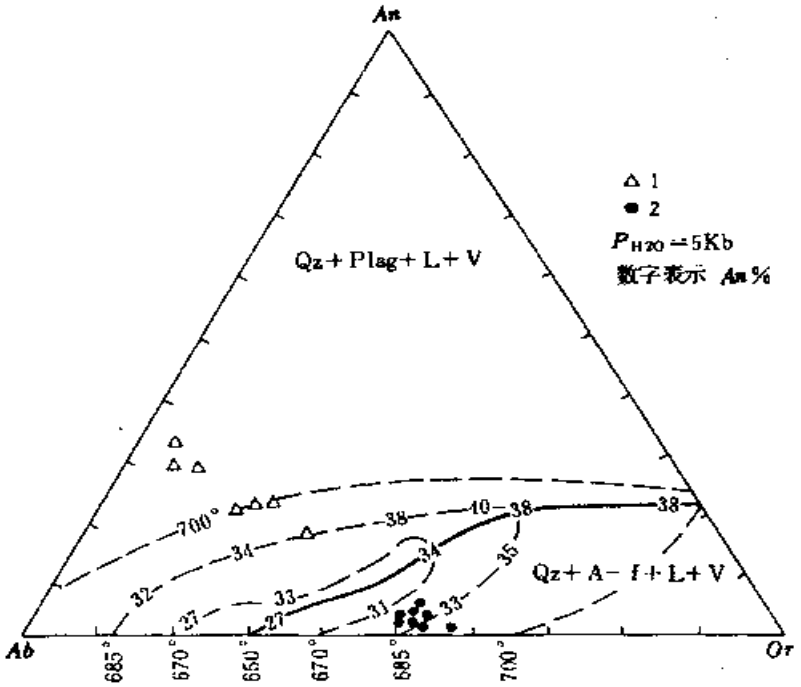


图 34　*An*—*Ab*—*Or* 图解

Fig.34.　*An*—*Ab*—*Or*　plot　of　granitoids

1—花岗闪长岩；　2—黑云母花岗岩

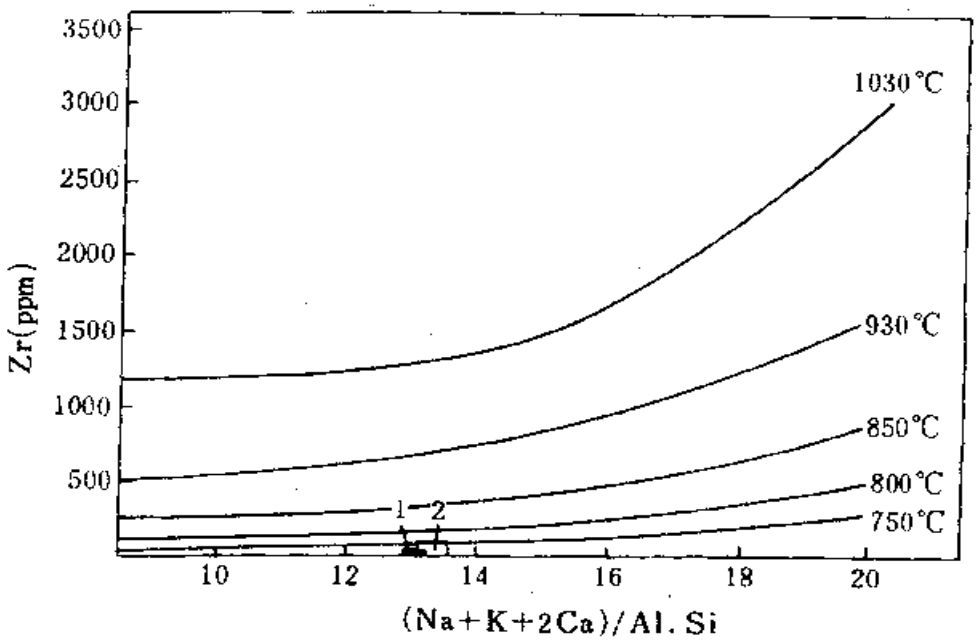


图 35　Zr 对（Na+K+2Ca）／Al·Si 图解

（据 Watson 等，1984）

Fig.35.　Zr V. S.　(Na+K+2Ca)／Al·Si　plot　of　granitoids

1—黑云母花岗岩；2—花岗闪长岩

（三）成岩压力和氧逸度（$f\,o_2$）

1. 成岩压力

对于富碱硅过铝花岗质岩石来讲，目前尚未找到比较适宜的地质压力计，以往地质工作者所常用的 Q–Ab–Or 压力相图图解（Tuttle 和 Bowen，1965）可使用的岩石范围十分有限。由于桂北地区花岗闪长岩和黑云母花岗岩的石英分子含量一般大于 40%，因此很难从该图解中得到贴切数据。

桂北花岗闪长岩在四堡晚期侵位，大多数岩体侵位于九小组和鱼西组下段，在龙有岩体北部可见切割鱼西组上段岩石。从桂北地区的地层厚度计算来看，花岗闪长岩体侵位的深度大小不一，最深约 6km，最浅约 1km，相当静岩压力 0.25—1.5kb。黑云母花岗岩在雪峰期侵位，切穿的最高地层层位为板溪群底部的白竹组。板溪群地层在桂北地区平均厚度 2.7km，也就是说，黑云母花岗岩定位于地表 2.7km 以下的部位，相当于静岩压力 0.8kb。前文已经述及，桂北黑云母花岗岩的 B_2O_3 含量可以达到 2%左右，在岩体中仅有钙铝榴石而没有矽线石。以此为依据，在 M. Pichavant 和 D. Manning（1984）的综合图解（图 36）中求得黑云母花岗岩的成岩压力约 1kb 左右。

2. 成岩氧逸度

在温度已经确定的前提下，通过计算各岩体中黑云母的含铁度〔Fe／(Fe+Mg)〕，然后在 Wones 和 Eugsten（1965）的氧逸度图解（图 37）中求得黑云母生成时的氧逸度。从图中可知桂北花岗闪长岩和黑云母花岗岩中黑云母生成的 $f\,o_2$ 值分别为 $10^{-12.5}$—10^{-15} 和 10^{-14}—10^{-18}。

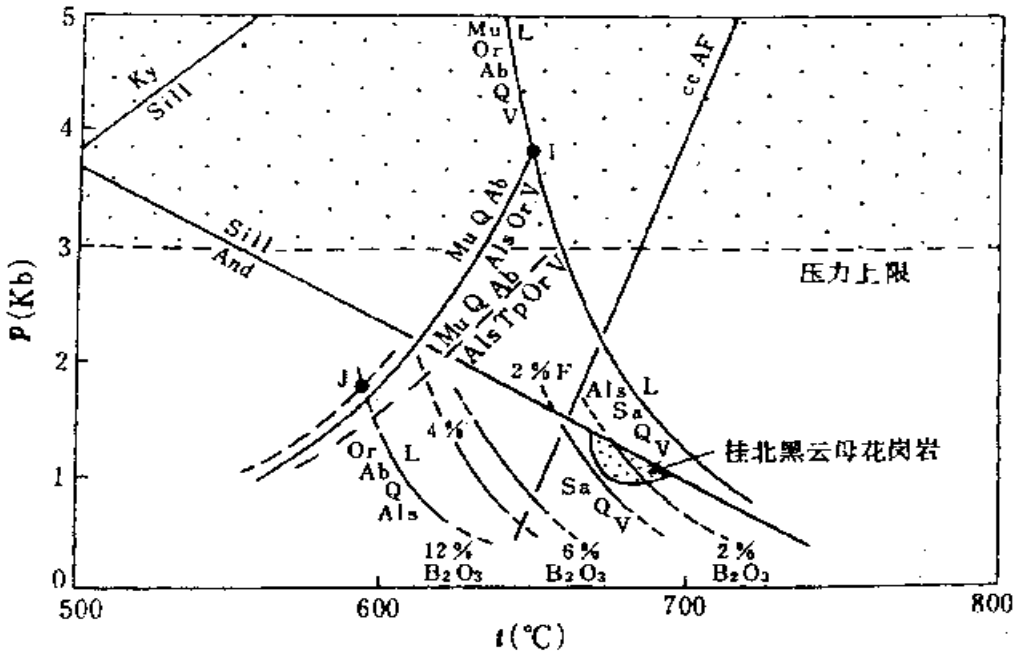


图 36　富 F 和 B 花岗岩成分再结晶的 P—t 平衡图解

（据 Pichavant 和 Manning，1984）

Fig.36. P—t Equilibrium plot of recrystallized granites enriched in F and B

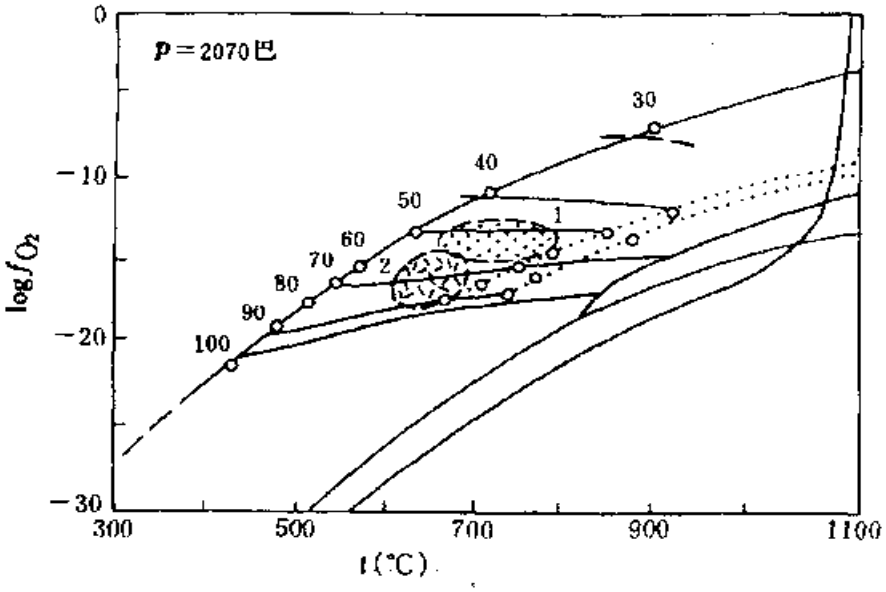


图 37　黑云母生成氧逸度图解
(据 Wones 和 Eugster，1965)
Fig.37. Diagram showihng the oxygen fugacities of the biotite
1—花岗闪长岩；2—黑云母花岗岩

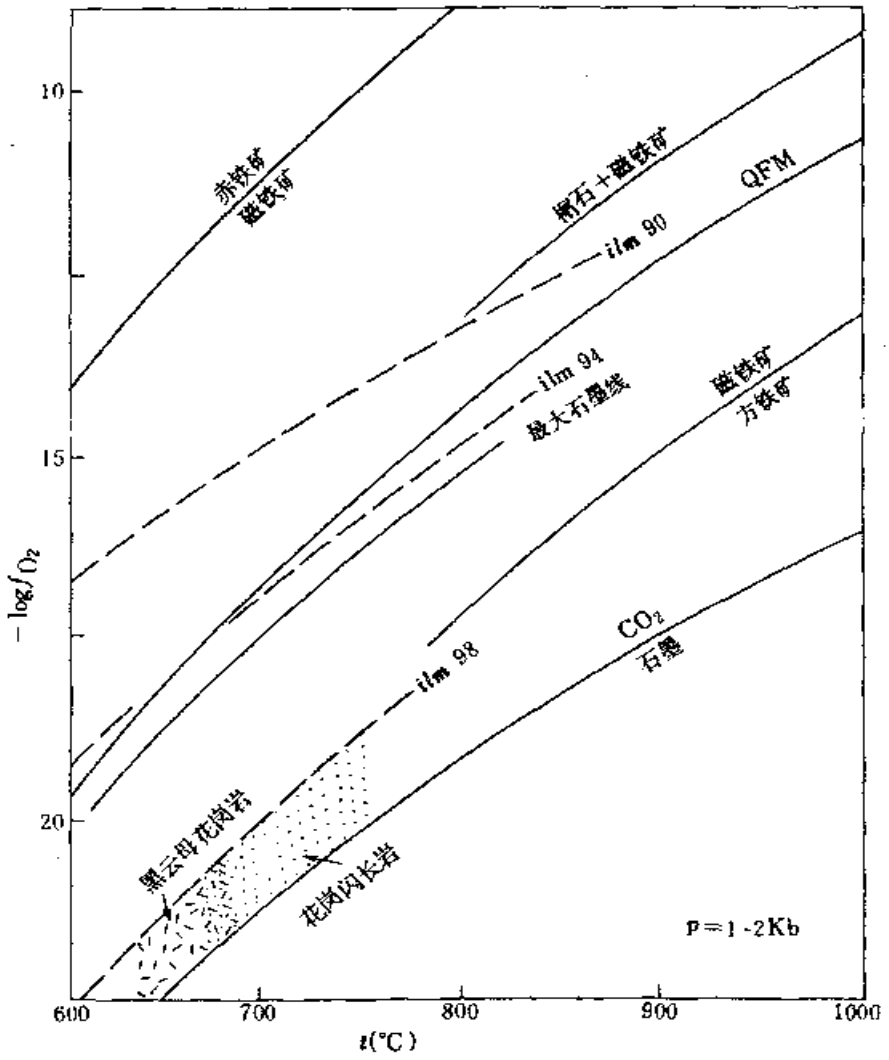


图 38　花岗岩类−Log$f\,o_2$−t 图解
Fig.38.　−Log$f_{\,2}$o −t diagram for granitoids

钛铁矿成分稳定曲线取自 Spence 和 Lindsley，1981；赤铁矿−磁铁矿、石英−铁橄榄石−磁铁矿、石墨− CO_2 缓冲曲线和最大石墨曲线取自 Ohmoto 和 Kerrick(1977)；榍石+磁铁矿+石英＝钙铁辉石+钛铁矿反应曲线取自 Wones(1965)

除用黑云母成分求氧逸度的方法外，地质工作者已经探索利用花岗岩类中的副矿物及特殊组合的反应平衡方程确定一系列缓冲曲线（t—$\log f_{O_2}$）。例如，赤铁矿-磁铁矿、石英-铁橄榄石-磁铁矿、石墨-CO_2、榍石-磁铁矿缓冲曲线，钛铁矿中 ilm 分子曲线及最大石墨曲线，综合利用上述曲线可以大致确定花岗岩成岩时的氧逸度范围。在此基础上，经电子探针分析桂北地区花岗闪长岩和黑云母花岗岩中的钛铁矿，发现其中含 MnO 达 6—7%及含钛铁矿（ilm）分子均大于 98%，表明了一种相对还原环境。由于两类岩石中都未发现有石墨出现，因此其生成区间必然是在 ilm 分子 98 与 CO_2-石墨缓冲线的区间。据前文所求的温度于图 38 中得到花岗闪长岩结晶时的 f_{O_2} 值为 10^{-18}—$10^{-21.5}$，黑云母花岗岩结晶时的 f_{O_2} 为值 $10^{-20.5}$—$10^{-22.5}$。

由上述两种方法所获得的氧逸度值有一定差距，它们分别代表了黑云母和钛铁矿结晶时的氧逸度状态。由数据可以看到，从结晶较早的钛铁矿到结晶较晚的黑云母，氧逸度逐渐升高，似乎反映出岩体是在一个相对开放的系统中进行凝固，有外来氧的参与。此外，两种方法一致证明花岗闪长岩比黑云母花岗岩成岩氧逸度值略高一些，但差别不太显著。

五、小　　结

1. 本洞、洞格、峒马、蒙洞口、才滚、龙有、大寨和香粉花岗闪长岩具有铝过饱和、分异程度低和富成矿元素 Sn、W、Cu、Pb、Zn 等特点。此次工作从岩体地质、岩石学、矿物学、地球化学和稳定同位素等方面，证明这套岩石并非王德滋等（1982）所称的幔源分异型花岗岩类，也不是赵子杰（1987）所定义的 I 型花岗岩，而是一种以地壳物质为主、地幔物质为辅的混源型花岗岩。在第七章中的 Sm-Nd 同位素模式年龄资料将进一步确定该花岗闪长岩的原始成岩物质为含层状镁铁质杂岩的四堡群地层。

2. 三防、元宝山、平英、清明山和田蓬黑云母花岗岩系列由主体和补体两个不同阶段的岩体组成。两阶段岩体均属铝过饱和系列，并经历了良好的结晶分异作用。该作用导致硅质、碱质、挥发组分、酸性不相容元素和成矿物质高度集中于其岩隆部位，继而成矿。另外，黑云母花岗岩系列也由地壳物质重熔生成，其本身含有较高的锡多金属元素和 F、B 等挥发组分。

3. 利用标型矿物、副矿物组合、岩石化学、微量元素及比值，酸性不相容元素、过渡族元素及稀土元素分布型式、同位素、分异指数等建立了我国含锡花岗岩的一系列判别准则。并利用这些准则对区内的两个系列花岗岩进行判别，取得了良好的效果。

4. 从包裹体、稳定同位素、有关岩石相图和岩石化学组成等特征初步确定了两个系列花岗岩生成的物理化学条件。

5. 黑云母花岗岩富 U 和 Th 等放射性元素，这些元素蜕变所产生的热能和岩浆本身的热能构成了一个巨大的"热能机"。该"热能机"对非岩浆热液矿床的生成起着决定性作用。

第三章　与雪峰期黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床成矿系列

位于古扬子地块南缘的桂北九万大山—元宝山锡多金属成矿区与扬子地块西缘的岔河—泸沽锡多金属成矿区构成了我国最古老（雪峰期）的大陆边缘锡多金属成矿带。然而，桂北锡多金属成矿区只是在近十年才被发现，目前尚在普查勘探之中。迄今为止，在区内已找到 30 个矿床和矿点（图 39），其中大型 2 个（一洞、九毛），中型 5 个（五地、红岗、沙坪、六秀和加龙屯），小型矿床和矿点 23 个。该区内矿化的最大特点有三：①成矿作用与雪峰期酸性火成岩系列的演化生成有着密切的联系。成矿时代在 717—800Ma 之间（表 15），与黑云母花岗岩系列定位时间基本吻合。而且所有矿床的分布总是以黑云母花岗岩为中心，局部可见到从岩体接触带向外有锡钨矿床→锡铜矿床→铜铅锌矿床→锑矿床的分带现象；②成矿围岩条件复杂而特殊，除了常见的正常碎屑沉积岩外，还有大量的超镁铁质—镁铁质熔岩。因此，生成了纷繁有序的交代建造和交代系列，并同时改变了矿石的地球化学性质；③构造—岩浆多旋回性与成矿多期次、多阶段性的有机联系，默契吻合寓于各个矿田及矿床。据以上特点，可以认为这些矿床（点）构成了一个与雪峰期酸性火成岩系列有关的锡、铜、铅、锌多金属矿床成矿系列。

表 15　锡多金属矿床成矿时代表

Table 15.　Metallogenic time of tin polymetallic deposits in Jiuwandashan–Yuanbaoshan region

矿床名称	成矿期次	测试矿物	测试方法	成矿年龄（Ma）	资料来源
一洞、五地	锡石硅酸盐期	钾长石、白云母等	Rb–Sr 等时线	717—800	本文
沙坪	锡石硫化物期	方铅矿	模式年龄	773	彭大良、冼柏琪（1985）
九毛、六秀	锡石硫化物期	方铅矿	模式年龄	740—800	唐跃相（1986）
四堡	贱金属硫化物期	方铅矿	模式年龄	670—790	本文
白石	贱金属硫化物期	方铅矿	模式年龄	780	本文

一、成矿期和成矿阶段

成矿期和成矿阶段是矿床学中的一组古老名词概念，其含义随时代转逝和研究出发点不同而不断地更新。本文采用了陈毓川等①提出的划分原则，即在成矿过程中“具有相对独立的、同一成因的矿床活动时期称为成矿期。成矿期之间成矿活动有间歇，有时有岩浆活动。在一个成矿期内成矿作用因矿液的演化和脉动构造活动等因素而表现出阶段性，称为成矿阶段。成矿阶段之间的成矿物化条件和成矿组分既有继承、又有差别，具有一定的演化规律”。

①陈毓川等，1985，内部研究报告。

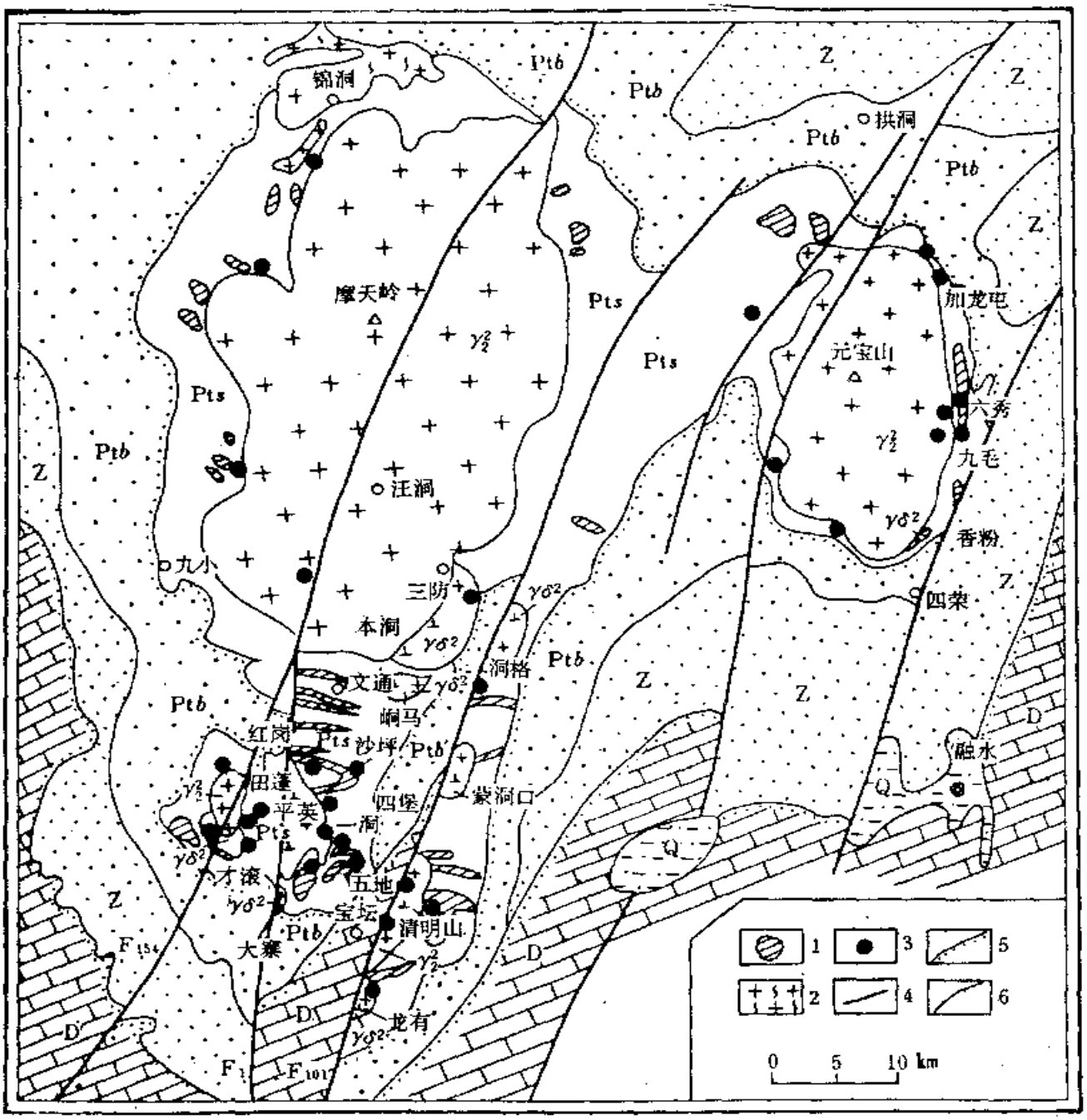


图 39　九万大山—元宝山地质和锡矿分布略图

Fig.39. Schematic diagram of geology and tin distribution in Jiuwandashan–Yuanbaoshan region

Pts—四堡群；Ptb—板溪群；Z—震旦系；D—泥盆系；Q—第四系；$\gamma\delta^2$—花岗闪长岩；γ_2^2—黑云母花岗岩；1—四堡期镁铁质-超镁铁质杂岩；2—混合岩；3—锡多金属矿床（点）；4—大断裂；5—不整合界面；6—地质界线

桂北锡多金属成矿作用可划分为三个成矿期和六个成矿阶段：

(1) 锡石硅酸盐成矿期
- ①云英岩成矿阶段
- ②电英岩成矿阶段
- ③锡石石英成矿阶段

(2) 锡石硫化物成矿期 { ④矽卡岩锡铜锌成矿阶段
⑤锡石-黄铜矿-黄铁矿成矿阶段
⑥锡石-闪锌矿-方铅矿成矿阶段

(3) 贱金属硫化物成矿期

在各个成矿期和成矿阶段中，矿石（矿体）产出的空间位置和环境，矿物组合及演化等示于图 40。

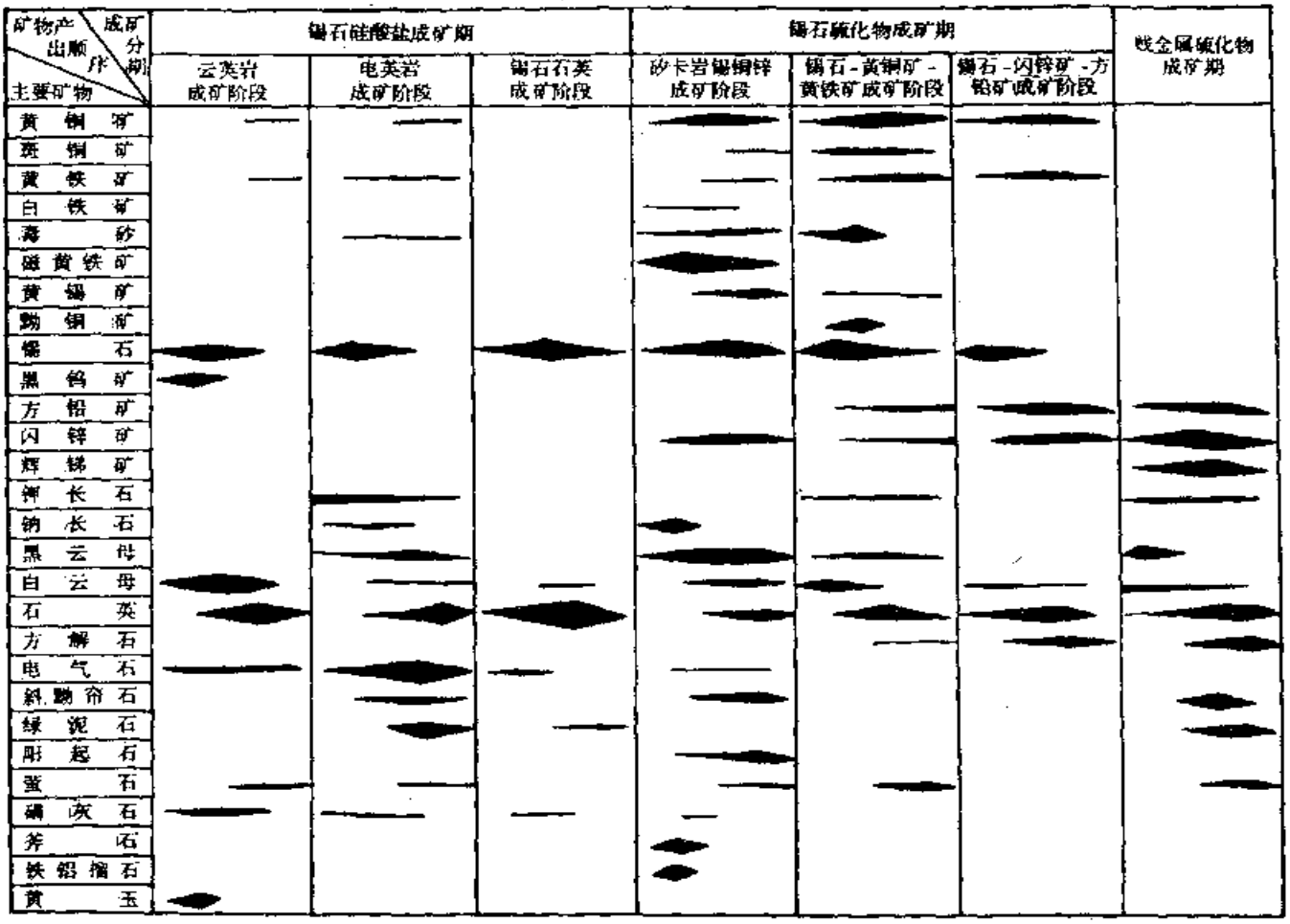


Fig.40. Sketch diagram showing the major mineral assemblages and relative contents in the various minerogenetic periods and stages

(一) 锡石硅酸盐成矿期

锡石硅酸盐成矿期在成因上与雪峰期主体黑云母花岗岩有关。实事上，矿化作用是岩浆分异演化末期的另一种形式的继续。在这一期间成矿元素有 Sn、Cu、W 和 U，主要矿化剂元素是 B、OH^-及 F。

1. 云英岩成矿阶段

发生于黑云母花岗岩岩隆部位，为岩浆期后水解作用的产物。该阶段矿化所生成的矿体（矿床）分布范围很局限，仅出现在平英、元宝山、清明山、田蓬和三防花岗岩岩体的内接触带及近邻的外接触带。目前所发现的云英岩型锡矿床有陶家、清明山、板票、红岗湾、唠荣、关山口、百合南、乌勇岭和老山。矿化主要表现为三种形式，即脉状锡矿脉、片理带状锡矿脉和似脉状锡铜铀矿脉。前者与岩体有清楚的界线，后二者与岩体呈逐渐过渡的关系。另外，局部亦见到面型浸染状钨锡矿化（田头）。该阶段所形成的矿石矿物有锡石、黑钨矿、晶质铀矿、黄铜矿和黄铁矿，脉石矿物有石英、白云母、电气石、萤石、黄玉及磷灰石、锆石、铁锂云母等。

2. 电英岩成矿阶段

如前所述，桂北地区雪峰期火成岩系列以富有电气石而显示其特殊性，与之相应的也有大规模的电英岩型矿化作用。该阶段矿化波及范围比较大，而且形成了一系列矿床，其中包括一洞、五地、红岗 103、104 矿带和 106 矿带中的 9 号及 10 号矿脉，还有龙有、塘村、才滚、小东江、一家坪和红旗桥等矿点。电英岩阶段矿化在桂北地区表现出很大的不均一性，强烈发育于九万大山地区，而且在平英岩体周围形成一批大中型矿床。值得提出的是在一洞和五地矿区发现有两次电英岩矿化。与此相反，电英岩阶段矿化在元宝山地区相当微弱，一般没有生成具工业价值的矿体。本阶段的主要金属矿物是锡石，少量的毒砂、黄铜矿、黄铁矿及微量的铜硫铟锌矿、钛铁矿和闪锌矿。脉石矿物有石英、电气石、少量钾长石、黑云母、白云母、萤石、磷灰石、绿帘石、斜黝帘石、绿泥石和榍石。

3. 锡石石英成矿阶段

本阶段矿化比较弱，分布范围较局限，所形成的矿体距黑云母花岗岩岩隆部位不太远。但锡石石英阶段矿化往往构成富矿体和富矿包。具工业价值的矿化有五地矿区的猫背梁矿体，红岗矿区的 107、108 矿带及沙坪矿区 21 号和 22 号矿体的一部分。锡石石英矿化阶段的矿物组成比较简单，锡石和石英占总体的 95%以上，尚有白云母、绢云母、黄铁矿、赤铁矿和极少见的浅色针状电气石或胶粒状电气石。另外，在沙坪矿区，见有细脉状锡石-正长石-石英矿脉，可能为锡石石英阶段的一个特殊组合。

（二）锡石硫化物成矿期

通过对成矿区内构造-岩浆-成矿旋回研究和微量元素特征值对比，发现锡石硫化物成矿期在成因上与雪峰期晚阶段黑云母花岗岩有良好的相关性。锡石硫化物成矿期矿化比较庞杂，多金属硫化物大量产出，而作为矿化剂的元素 S 则居首位，其次有 F、Cl 和 B。就矿化强度在空间分布方面而论，锡石硫化物成矿期与锡石电英岩成矿期正好相反，大规模产出于元宝山地区，在九万大山一带亦表现为南弱北强的局面。

1. 矽卡岩锡铜锌成矿阶段

矽卡岩锡铜锌矿化广泛发育于元宝山东侧，且以九毛一六秀矿区的 53 号矿带为代表，也见于沙坪矿区。矽卡岩由成矿热水溶液作用于超镁铁质或镁铁质岩而生成，之后紧接着是锡石硫化物矿化叠加其上。金属矿物以磁黄铁矿为主，还有毒砂、闪锌矿、方黄铜矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿、钛铁矿和磁铁矿。脉石矿物为铁铝榴石、斜长石、金云

母、黑云母、透闪石、阳起石、石英和镁绿泥石等。

2. 锡石-黄铜矿-黄铁矿成矿阶段

锡石-黄铜矿-黄铁矿成矿阶段尽管未形成大型矿床或矿体，但以其分布范围广而显示其特点。它不仅较多地出现在沙坪、红岗和一洞矿区，在九毛一六秀一带也有少许，仕道、甲报、加龙屯、九溪等矿床和矿点皆属此类。本矿化阶段的金属矿物除了锡石、黄铜矿和黄铁矿外，还有一些钛铁矿、黄锡矿、方黄铜矿、黝铜矿、辉锑铅矿、闪锌矿和辉钴矿。脉石矿物有石英、白云母、绿泥石及少量电气石、正长石和萤石。

3. 锡石-方铅矿-闪锌矿阶段

该阶段矿化微弱，以细网脉形式产出，一般不形成单独矿体。但它标志着与黑云母花岗岩有直接关系的矿化作用的结束。

（三）贱金属硫化物成矿期

贱金属硫化物成矿期所形成的铜矿床、铜锌矿床和铅锌矿床及锑矿床遍布整个研究区，大部分分布在锡多金属矿床外围，也见于黑云母花岗岩体边部及接触带。以往地质工作者把这套贱金属硫化物矿床归为与燕山期花岗斑岩有关的岩浆热液矿床，但鉴于矿化周围很少有花岗斑岩以及矿床铅同位素年龄的测试资料（表 15），笔者认为将其划为雪峰期矿化比较适宜。贱金属硫化物矿床（矿点）的矿石组合与围岩性质有着一定的联系，以镁铁质岩石为主岩的有铜锌矿，以花岗岩和长英质碎屑岩为主岩的是铅锌矿。另外，矿化类型也具有分区性，元宝山地区以铜矿化为主，九万大山一带以铅锌矿为要，辅有铜锌铅矿和锑矿。铜铅锌矿石中的金属矿物有黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿、黄铁矿，脉石矿物为石英、绿泥石、高岭石、绢云母、方解石和萤石。锑矿床中的矿石由辉锑矿和石英组成。

二、矿床分带性

（一）矿床分带特点

对研究区内的锡多金属矿床而言，矿化作用的中心部位毫不例外的是雪峰期黑云母花岗岩。由于有五个黑云母花岗岩岩体的侵位，因此，矿化作用表现为多中心，矿床分带亦然。矿床分带从黑云母花岗岩内接触带向外依次有钨锡矿床→锡铜矿床→铜铅锌矿床→铅锌矿床→锑矿床。这样的组合排列代表了一种常见的温度梯度分带，也称顺向分带。最晚期的矿化形成了逆向分带，其表现形式是在黑云母花岗岩体的近邻外接触带、内接触带、甚至岩体内部出现一定数量的铜铅锌矿床。基于成矿环境的差异性，各岩体周围的矿床分带形式也不同，大体可分为平英式、清明山式和元宝山式。

1. 平英式矿床分带

如图 41 所示，在平英岩体内、外接触带是锡多金属矿床，其外为以铅锌为主的贱金属硫化物矿床（矿点）。在距岩体接触带 3.5km 以外的西南部也见有锑矿化点（图中未示出）。而锡多金属矿床又可进一步分出内接触带云英岩型钨锡矿床带、电英岩型锡矿床带

和锡石硫化物型锡铜矿化带。产于岩体边缘的铅锌矿代表了最晚阶段的逆向分带。

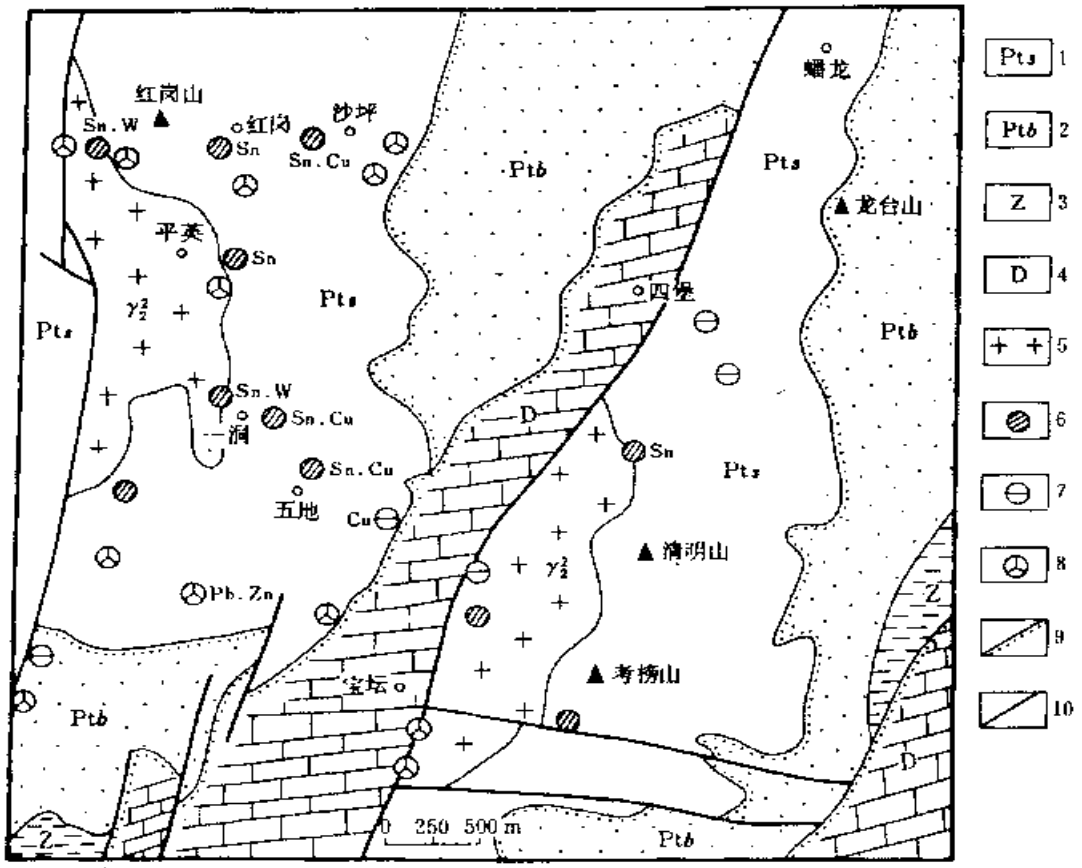


图 41　平英、清明山岩体周围矿床分带图

Fig.41.　Schematic map showing the deposit zoning around Pingying and Qingmingshan biotite granite intrusions

1—四堡群；2—板溪群；3—震旦系；4—泥盆系；5—黑云母花岗岩；6—锡钨铜多金属矿床；7—铜矿床；8—铜铅锌矿床；9—断层；10—不整合界面

2. 清明山式矿床分带

清明山式矿床分带形式为顺向分带锡钨 ▸锡 ▸铜锌铅，逆向分带铅锌。

如图 41 所示，清明山岩体的内接触带为片理发育的云英岩型锡（钨）矿化点，外接触带是电英岩型锡矿化点，1km 左右则有铜铅锌矿床，逆向分带的成矿元素在通过岩体的断裂中形成串珠状的铅锌矿化点。

3. 元宝山式矿床分带

如图 42 所示，元宝山式矿床分带形式：顺向有云英岩型锡铜钨铀矿化 ▸锡石硫化物型锡锌铜矿化 ▸以铜为主的贱金属硫化物矿化；逆向分带矿床分布在元宝山黑云母花岗岩的内接触带，其成矿类型也是以铜为主的贱金属硫化物矿化。

以上三种形式的矿床分带，尽管它们之间有一定差异，但其共性也是明显的：其一，顺向分带从锡多金属矿化至贱金属硫化物矿化，再至逆向的贱金属硫化物矿化；其二，围绕黑云母花岗岩体的矿化作用范围在距接触带 5km 以内，其中锡多金属矿床不超过 1.5km；其三，矿化作用一般发生在四堡群内，只有个别矿化点延入板溪群底部。

(二) 对矿床分带的新认识

由于受成矿地质条件、物理化学条件的控制及成矿溶液本身的演变，一组矿床在空间上构成某种有序的排列，这是客观存在且广泛产出的一种自然现象。对以岩浆活动为中心的矿床分带，前人已进行了深入研究，30 年代 Emmons (1938) 提出了地温梯度分带假说，50 年代 C. C. Smilnov (1955) 等又提出脉动成矿分带设想。这两种理论在半个世纪以来得到了广泛应用，并使不少矿床分带现象得到合理解释。

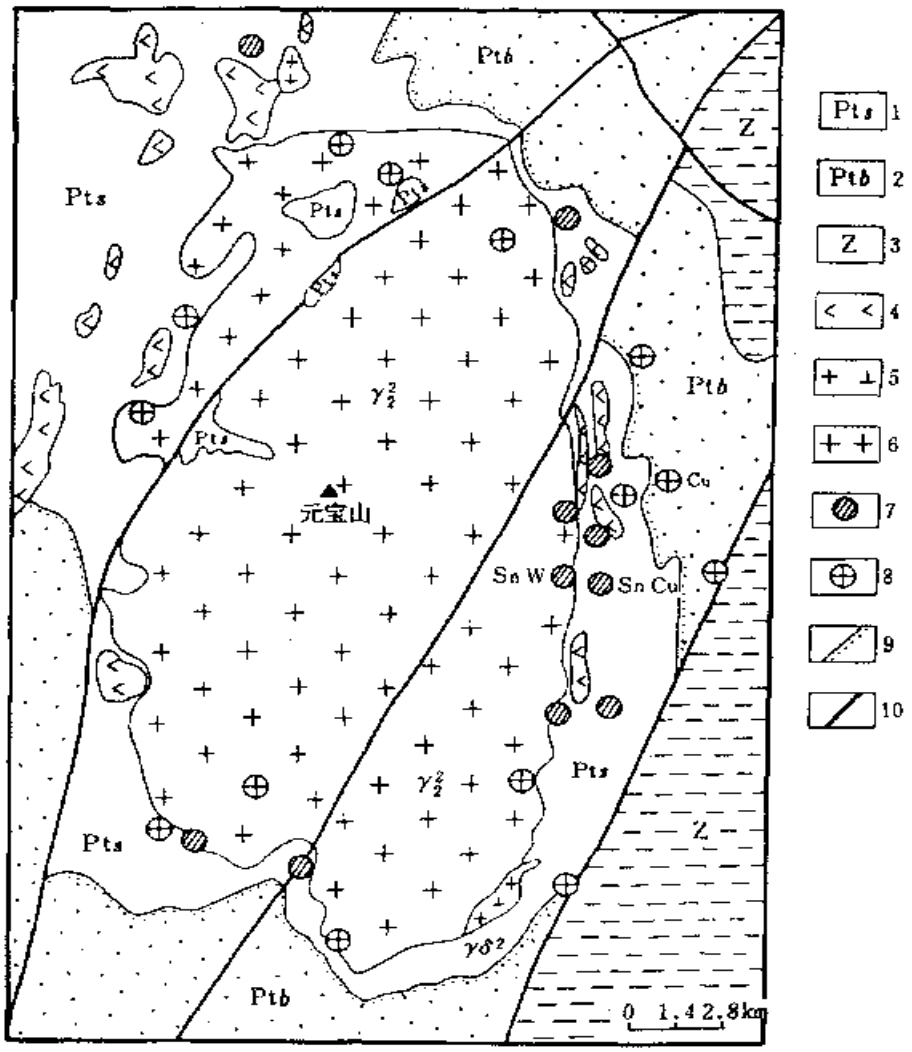


图 42 元宝山岩体周围的矿床分带图

Fig.42. Schematic map showing the deposit zoning around Yuanbaoshan biotite granite intrusion

1—四堡群；2—板溪群；3—震旦系；4—超镁铁质岩；5—花岗闪长岩；6—黑云母花岗岩；7—锡多金属矿床；8—铜矿床（点）；9—不整合界面；10—断裂

近些年来，稳定同位素地质和成矿模拟实验等边缘学科的飞速发展，其结果业已证明，岩浆热液活动的范围十分有限，一般仅局限在岩体接触带的几百米范围内，从几百米到 2—3km 之间混合有较多的地下循环水。但无论如何，岩浆水很难波及到 3—5km 以外的地域，即使有，也已经十分稀释，不可能形成矿床。换句话讲，只有岩体附近的高中温

热液矿床才有可能由岩浆热液形成或者说岩浆热液参与成矿。那么，一套从高温到低温热液矿床分带是如何形成的呢？经过近几年的研究和对比，笔者认为制约矿床分带的因素较多，其主因是岩浆本身的热能。岩浆侵位时，由于热能向外扩散，岩浆期后的含矿气水溶液向压力减小的地段运移，构成了一个以岩体为中心的高能热液活动域，其中可分出高温岩浆热液活动场、中高温混合热液活动场和中低温非岩浆热液活动场（图 43a）。在岩浆结晶之后，随着岩体冷却，岩浆热源影响范围缩小，仅在岩体周围或其内部形成非岩浆热液活动场，相应亦生成了一套中低温非岩浆热液矿床（图 43b）。

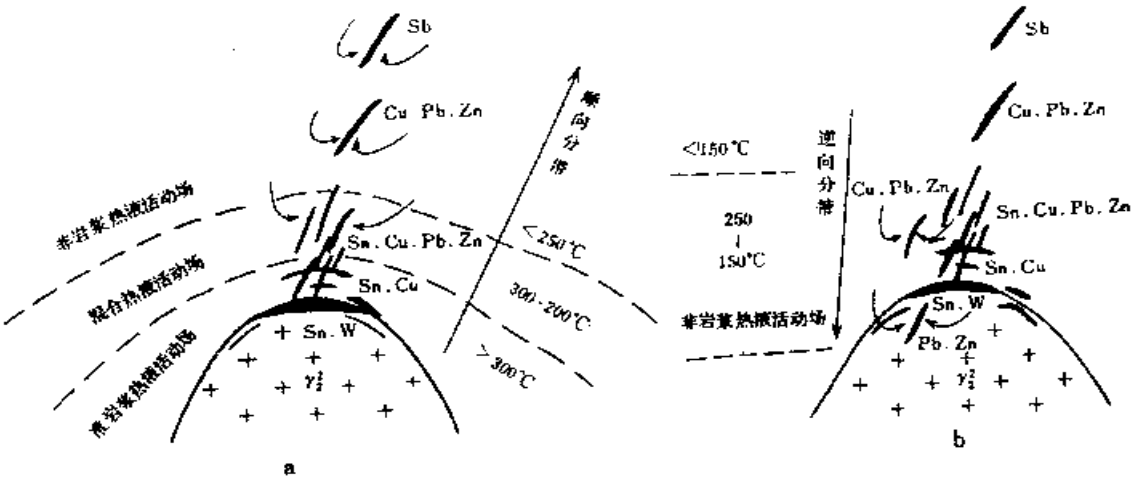


图 43　热液活动方向和矿床分带生成示意图

Fig.43.　Schematic map showing the direction of hydrothermal activity and the deposit zoning in space

a—岩浆侵位形成地热梯度场和顺向矿床分带；b—岩浆结晶晚期的地热梯度场和逆向矿床分带

桂北锡多金属矿床分带是上述分带形式的典型代表（其稳定同位素、流体包裹体资料及矿物学证据将在以后几节中分别讨论）。当雪峰期黑云母花岗岩侵位后，在岩隆部位及几百米近邻的外接触带是岩浆热液活动和成矿的场所，Sn、W 及 Cu 先后交代沉淀成矿，岩浆热液与受热而循环的地下水混合成矿，发生在几百米至 1.5km 区间内。1.5km 以外是非岩浆热液活动场，此间，由于岩浆热能的作用，导致地下水加速循环，逐渐变成 250—150℃的热水溶液。这些热水溶液在沿断裂系统流动过程中从周围岩石汲取可活性的金属元素，至上部沉淀成矿。兹因各种元素活化对温度和溶液性质的不同选择，所以在 250—180℃温度区间生成铜铅锌矿床，在距热源更远的地方（也就是温度更低的地段）出现锑矿床。在雪峰期黑云母花岗岩体完全结晶之后，岩体本身不断冷却，故热源中心向深部移动。原来所形成的地热系统全部解体，代之在岩体内部或接触带附近构成非岩浆热液活动场。

三、主要矿床的成矿特征

桂北九万大山—元宝山锡多金属成矿区可分为三个锡多金属矿田。在三个矿田中，矿

化作用集中在一洞和五地、红岗和沙坪、九毛和六秀三个矿床组。以下讨论这三组矿床的基本特点，兼论贱金属硫化物矿化的一般性质。

(一) 一洞、五地锡多金属矿床的成矿地质特征

一洞一五地锡矿床是桂北地区最大的锡多金属矿床，位于平英岩体南部之东侧，距宝坛乡约 7—8km。

1. 成矿控制条件

控矿条件之一的雪峰期黑云母花岗岩在第二章已详细讨论，故不再赘述。这里仅从地层、构造与成矿的关系进行论述。

(1) 地层特征及与成矿关系：矿区内仅出露元古界四堡群 (Pt*s*) 浅变质岩系，其中夹有数层镁铁质喷出杂岩，在矿区外缘有板溪群出露 (图 44)。

①四堡群文通组 (Pt*sw*)：分布于矿区的中部和南部。岩性为深灰、灰绿色变质粉砂岩、砂质板岩，下部夹有多层镁铁质喷出杂岩。杂岩中的暗色矿物全部为透闪石和纤闪石，由于变质作用比较均匀，其残体不易见到；斜长石部分变成斜黝帘石及绿帘石。在文通组顶部有一层流动构造、枕状构造和气孔构造非常发育的镁铁质熔岩。

②四堡群鱼西组 (Pt*sy*)：出露于矿区的北部，主要岩性亦是一套灰色砂岩、粉砂岩及泥岩。这些岩石组成了许多规模不等的韵律层，砂岩中的交错层理比较发育。在鱼西组下部有一厚层镁铁质喷出岩，且具一定的分带现象。下部为辉石质超镁铁质岩，中部普通镁铁质岩，上部偏酸性镁铁质岩。在该层岩石底部有一薄层连续性较好的铜镍硫化物矿(命名为大坡岭铜镍矿床)。

镁铁质和粉砂岩都是锡多金属矿体的的围岩。镁铁质岩由于本身性脆、内部裂隙发育，为成矿提供了较好的空间条件，60—70%的矿石赋存其中。在变质砂岩—粉砂岩中矿石占 25—35%，其余的在花岗岩内。

岩石化学分析资料说明文通组和鱼西组碎屑岩的成分基本相似，以高 Si、Al 低 Ca 为特征，化学活动性较差，不利于交代成矿作用进行。相反，镁铁质岩富 Ca、Fe、贫 Si，具有较强的化学活动性，在其中交代作用强烈，利于成矿元素的沉淀。

(2) 构造特征与成矿：五地倒转复式背斜是矿区内最古老的构造，轴向近东西，向东倾伏，倾伏角 30°—45°。褶皱向西延伸被区域 NNE 向断裂 F_1 切断。F_1 长达数十公里，控制着平英黑云母花岗岩体的生成。由 F_1 所派生的一系列北东向断裂平行排列，均向南东倾斜，倾角 50°—80°。北东向断裂多次活动，应力场性质反复转换，所以呈现出压性、张性和扭性等特点。在矿区内，北东向断裂自北西向南东有九条，相应控制着九条矿带，分别命名为 411、421、431、441、451、461、471、481 和 491 (图 44)。北西西向断裂 F_2 横贯全区，北盘上升，南盘下降，对矿带起到了较大的破坏作用。被 F_2 切断的九条矿带在其南盘埋藏较深，迄今未发现较好的矿体。另一组近东西向断裂规模小，仅出现于平英花岗岩体周围，与接触带基本平行，倾向 NE 25°—10°，倾角 15°—30°，均为正断层，也是矿区内的一组主要控矿构造。74、75、76、77、78 和 79 号矿体赋存其内。

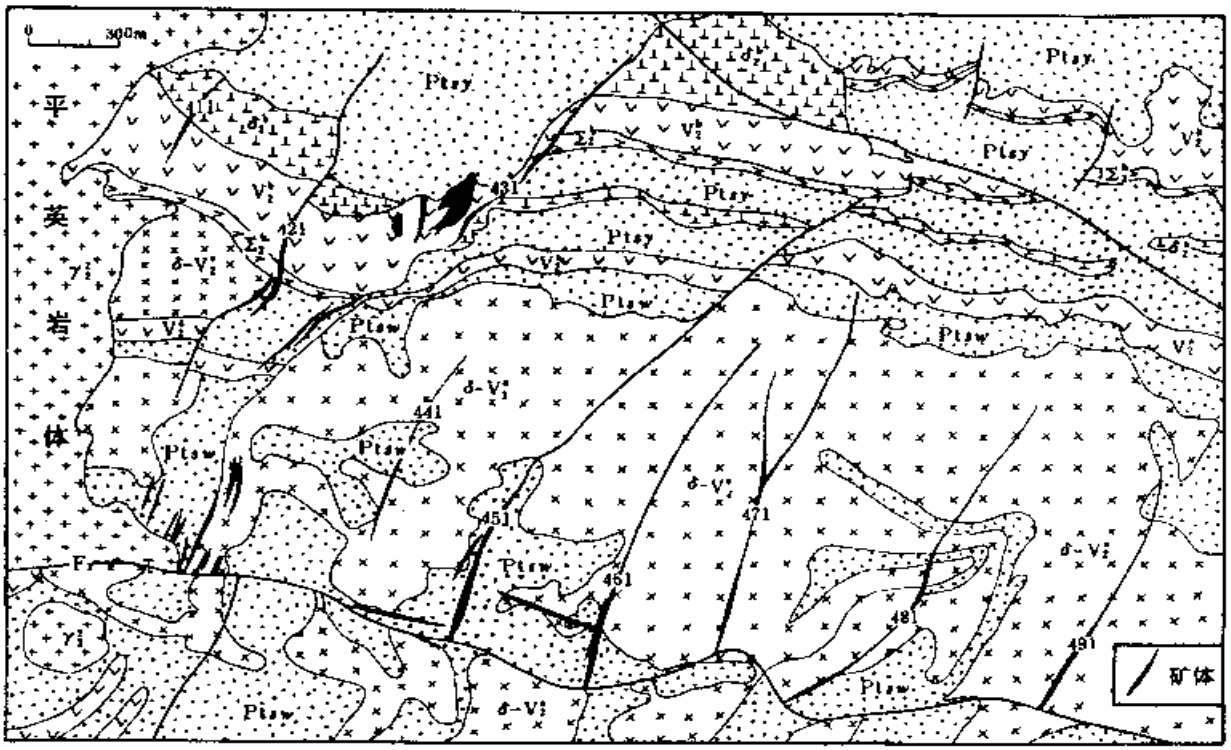


图 44　一洞五地锡矿床地质矿产略图

（据广西地质矿产局第七地质队资料改编）

Fig.44.　Schematic map of Yidong-Wudi tin deposit

Ptsw—四堡群文通组粉砂岩；Ptsy—四堡群鱼西组粉砂岩；Σ_2^b—超镁铁质岩；V_2^b—第一旋回镁铁质岩；V_2^b—第二旋回镁铁质岩；$\delta—V_2^b$—镁铁质杂岩；δ_2^b—第一旋回中酸性熔岩；δ_2^b—第二旋回中酸性熔岩；γ_2^2—黑云母花岗岩；F_2—断裂；431—矿带编号

2. 矿体分布和形态

在图 44 中已经表明，从平英花岗岩体向东，九条矿带平行排列，走向北北东，倾角 50°—80°。就规模而言，431 矿带规模最大，长达 2000m，其北部大矿团拥有全矿区一半以上储量。其次为 451 矿带，长约 800m。该带南端与 F_2 相交处的猫背梁矿体不仅储量较大，而且在其成因方面也颇具典型意义。其余的几条矿带延长较短，矿化较差。地层下伏花岗岩体的隆起追踪四堡期褶皱构造成东西方向展布，在花岗岩岩隆与北东向断裂的交汇部位矿化大量发育。因此，北东向矿带中的矿体断续产出，在地表呈现为南北成带、东西成行的特点。在 431 至 471 矿带之间有近东西向矿体出露，倾向南至南西，倾角 15°—30°。该类矿体在剖面上为多层，总体范围延伸较大，但厚度较薄，最厚不超过 50cm。此外，在黑云母花岗岩体边部有近南北走向的云英岩型锡（钨）矿脉，但延伸较短。

据矿物组合特点，一洞五地矿区内的矿石可分成五类，即云英岩型、电英岩型（Ⅰ）、电英岩型（Ⅱ）、锡石石英型和锡石硫化物型，它们分别是各阶段成矿作用的产物。

3. 成矿作用在时间上的演绎

在一洞五地矿区内存在有锡石硅酸盐成矿期和锡石硫化物成矿期，但以前者为主。

(1) 云英岩成矿阶段：云英岩成矿阶段发育于平英黑云母花岗岩的内外接触带．该阶段矿化所形成的矿体呈脉状，走向南北，向西倾，倾角 60°—85°．主要金属矿物是锡石，其次有黑钨矿、黄铜矿、黄铁矿．脉石矿物以石英、白云母为主，还有电气石、萤石、磷灰石、锆石、黄玉、钾长石和榍石．云英岩锡矿脉经后期同方向的压应力挤压，发生了强烈的绢云母化，原生白云母等矿物几乎全部被交代．绢云母、石英和锡石等矿物定向排列，由于锡石原始结晶颗粒比较大，因此常有绢云母和次生石英形成流线，绕锡石而"行"．凡经受过构造作用的云英岩锡矿脉，其中的锡石不同程度地破裂成碎块．

(2) 电英岩（Ⅰ）成矿阶段：该阶段矿化范围大，从花岗岩体到距接触带以外 2000m 围岩中均有出现．而且从西向东逐渐减弱．矿化中金属矿物有锡石、毒砂及少量的黄铜矿、板钛矿和自然铋．脉石矿物主要有石英、电气石、钾长石、黑云母、钠长石、绿帘石、榍石、萤石和磷灰石．该阶段电气石的多色性为 *No*—褐黑，*Ne*—褐-浅褐色．电气石呈放射状、短柱状，早于锡石生成，与钾长石基本上同时沉淀．本阶段电英岩锡矿石常受晚一阶段电英岩（Ⅱ）锡矿化的蚕食交代（照片 21）．

(3) 电英岩（Ⅱ）成矿阶段：电英岩（Ⅱ）成矿阶段的矿化分布范围与前一阶段略同，只是规模较小，强度变弱．矿化中心在 451 矿带，向东、西两侧递减．金属矿物主要为锡石、黄铜矿、黄铁矿及少量的铜硫铟锌矿、闪锌矿、白钛矿．主要脉石矿物为石英、电气石、钾长石，次要矿物有黑云母、萤石、磷灰石和榍石．电气石的多色性是 *No*—深蓝到蓝，*Ne*—蓝至浅蓝．电气石呈长柱状（照片 22）、放射状（照片 23），偶见沿脉壁形成束状（照片 24）．

(4) 锡石石英成矿阶段：锡石石英成矿阶段所形成的矿石在一洞五地矿区是一种次要类型．呈脉状、透镜状产于 431 和 451 矿带的电英岩锡矿体或周围的镁铁质岩和碎屑岩中．在 481 和 491 矿带以及东西向缓倾斜脉状矿体内呈细脉或网脉状．经常可见本阶段矿石交代前几个阶段的矿石．锡石石英阶段矿石组合简单，金属矿物只有粗晶锡石和微量的黄铁矿及赤铁矿．脉石矿物有石英和少量绢云母，胶状电气石偶尔可见．造矿矿物——锡石有很发育的环带结构，颜色从中心到边缘，由褐黑色→褐黄色→黄色→无色．在透镜状小矿囊中，锡石围绕六方柱状石英生长成花状结构矿石（照片 25）．

(5) 锡石-黄铜矿-黄铁矿成矿阶段：上述四个阶段同属锡石硅酸盐成矿期．本阶段隶属于锡石硫化物成矿期．锡石硫化物成矿期在一洞五地锡矿区矿化很弱，仅出露于 431 矿带北段，41 号矿体内相当一部分属于此类．锡石-黄铜矿-黄铁矿成矿阶段中的金属矿物，尤其是硫化物矿物在种类上和数量上大大增加，约占矿石总体积的 30—45%．主要金属矿物为锡石、黄铜矿、斑铜矿、方黄铜矿和黄铁矿，还有一定量的闪锌矿、方铅矿、辉钴矿、硫锑铅矿、黄锡矿和黝铜矿及微量毒砂．这是一组 Fe-Cu-S 系列的金属硫化物，其生成演化序次可由图 45 表示．脉石矿物以石英为主，次有绿泥石、钾长石和绢云母．

由上述可知，除云英岩阶段矿化外，其余四个阶段矿化先后出现于同一断裂构造内，这种同空间反复成矿不仅是一洞五地，而且也是整个桂北地区成矿的一大特点．

4. 成矿作用在空间上展布

众所周知，矿化强度和范围不仅依赖于矿液本身的温度、组分等，而且总是与一定的构造活动强度密切相关．由于各个成矿阶段构造—矿化强度的不一致性，不仅造成矿化的

叠加，也必然产生空间上的分带现象。

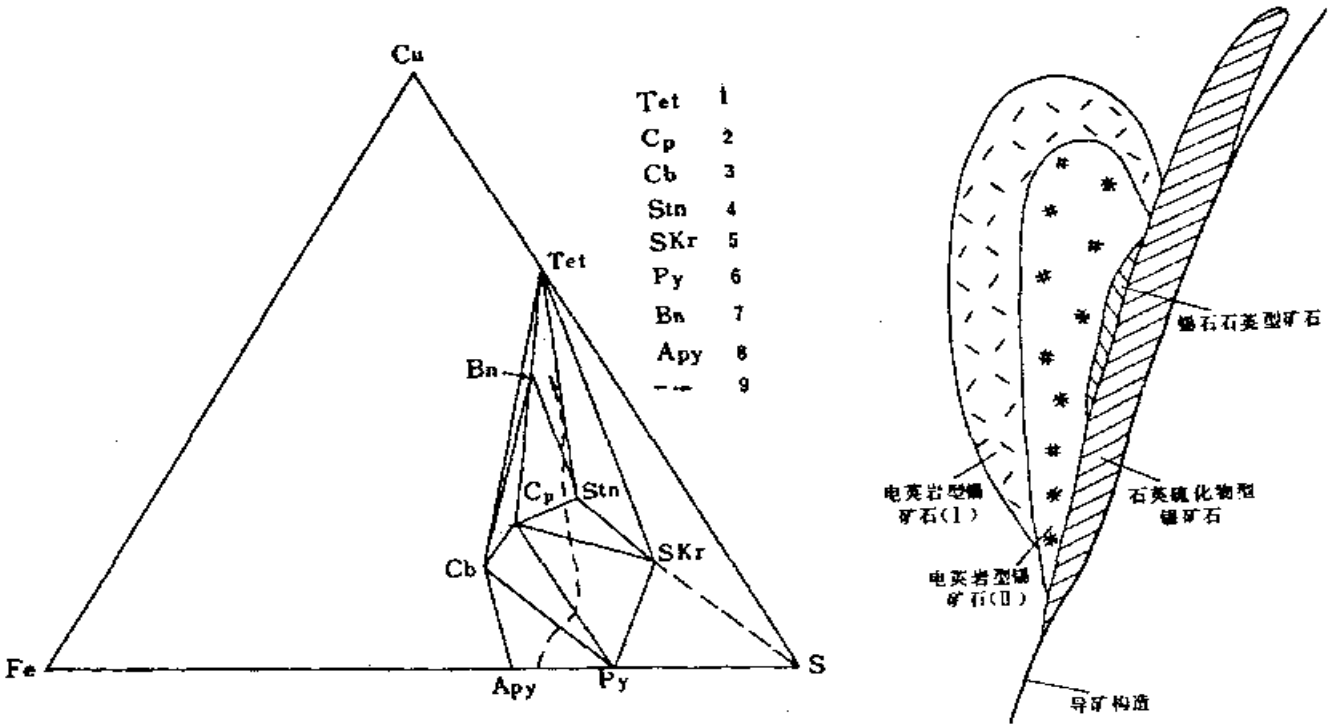


图 45　锡石—黄铁矿—黄铜矿成矿阶段金属硫化物组合和演化方向（左图）

Fig. 45.　Diagram showing the metallic sulfide assemblages and the evolutional direction of cassiterite–pyrite–chalcopyrite minerogenetic stage (left)

1—黝铜矿；2—黄铜矿；3—方黄铜矿；4—砷黝铜矿；5—铜硫铟锌矿；6—黄铁矿；7—斑铜矿；8—毒砂；9—演化方向

图 46　431 矿带北端大矿团矿化分带剖面示意图（右图）

Fig.46.　Schematic section of mineralized zoning in the northen end of 431 ore belt, Yidong ore district (right)

从整个矿区着眼，以地表出露的花岗岩体为中心的矿化分带并不显著，但在同一矿体内矿化分带却十分明显。这正是一洞五地锡矿床在矿化分带方面有别于其它矿区的一大特色。此间的矿化分带以脉动退缩分带为主，也有较少的脉动顺向分带。矿化中心一般都是北东向的断裂与隐伏花岗岩岩隆的复合部位。

(1) 脉动退缩分带：一般表现形式为从中心到边缘，矿化时代逐渐变老，形成温度逐渐增高。这种形式的分带在本区比较发育。下面介绍两个实例：

①431 矿带北端大矿团的矿化分带：如图 46 所示，北东向断裂位于矿体的东侧，断裂附近是锡石硫化物成矿期的矿石，其中有锡石石英阶段的矿石成团块状包含于其内。由于最后一次成矿作用在此表现强烈，前一阶段矿石大部分被超覆。往北西方向延伸出现了两次电英岩阶段矿化叠加区（42 号矿体）。42 号矿体以西的 40 号和 43 号矿体基本上都是由第一阶段电英岩锡矿石组成。

②猫背梁矿体的矿化分带：位于 451 矿带南部的猫背梁矿体在平面（图 47）上，从

中心向外有：锡石石英型锡矿石（250—300℃，均一法测温，以下同）→电英岩型锡矿石（Ⅱ）（310—360℃）→电英岩型锡矿石（Ⅰ）（330—400℃）。

矿体外部的青磐岩化和石英绢云母化与第一阶段电英岩锡矿石同时生成。

猫背梁矿体在剖面上反映出同样的分带趋势。中部为锡石石英阶段矿化，向两侧依次是电英岩阶段矿化（Ⅱ）和电英岩阶段矿化（Ⅰ）。矿化中心向下延伸直到黑云母花岗岩岩隆。

(2) 脉动顺向分带：所谓的脉动顺向分带是指后一次构造矿化强度大于前一次或几次，成矿的前锋不是向后退缩而是向前推进。这种分带现象在桂北成矿区不太明显，仅见于一洞矿区 431 矿带北端大矿团（图 46）。锡石硫化物成矿期的矿化在空间上超越了锡石硅酸期的几个矿化阶段，向更高部位延展。

(3) 矿化叠加：矿化叠加即不同期次、不同阶段矿化发生在同一地区或地段。上述的各阶段矿化皆以同一构造裂隙为中心交代沉淀成矿，无论是脉动退缩分带还是脉动顺向分带在很大程度上都有叠加现象。所以说叠加是矿化的一种最普遍存在形式。

(二) 红岗一沙坪锡多金属矿床成矿地质特征

红岗一沙坪锡多金属矿床属于宝坛矿田，空间上位于平英黑云母花岗岩北端东侧。

1. 矿床主要控矿条件

(1) 地层：矿区内出露的地层有前寒武纪四堡群文通组、鱼西组和板溪群白竹组，它们沿红岗山复式背斜依次排布：

板溪群白竹组：上部灰绿色板岩，局部夹变砂岩、粗粒石英砂岩；下部灰白色石英砂岩，底部有一层灰绿色含砾绢云母石英千枚岩。该组与下伏四堡群鱼西组呈角度不整合接触。

四堡群鱼西组：上部变质粉砂岩、砂岩；中部砂质板岩、绢云母板岩；下部灰绿色变质砂岩、中粗粒长石砂岩和钙质砂岩。在本组下部有三层中基性熔岩，其中第一层比较连续，其它两层断续出露。

四堡群文通组：顶部有一层 0—100m 厚的熔凝灰岩和熔角砾岩（这是野外划分文通组与鱼西组的标志层）。上部浅灰、灰绿色变质粉砂岩夹少量斑点状板岩，其内有两层（60—200m）镁铁质熔岩。中部为浅灰绿色薄至中厚层变质粉砂岩夹砂岩及少量泥质粉砂岩，其内有一层 0—90m 厚的熔凝灰岩、角砾熔岩和另一层厚 24—267m 的超镁铁质—镁铁质熔岩层。后者具有分层性，从下往上岩性变化为超基性→基性→中基性→中性。下部为浅灰、灰绿色变质粉砂岩，亦见一层 60—200m 厚的镁铁质熔岩。

由上述可知，矿区内地层的最大特点有三：火山岩十分发育；由于受断裂影响，地层出露的十分杂乱；火山岩多为锡多金属矿体的成矿主岩。

(2) 构造：红岗山倒转背斜是矿区内的一级构造，背斜向东倾没。南翼地层向南倾，倾角 40°—60°。北翼地层在 1000m 标高以上向南倾，在 1000m 标高以下，变为向北倾，倾角 40°—50°。背斜西部受东西和北东向断裂系的严重破坏，东部保存的比较完整。

矿区的断裂极其发育，大小共 40 余条，按方向可分为三组：第一组 NNE 向，倾向 NW 或 SE，倾角 40°—70°。该组断裂及其由它们所派生的次一级裂隙是锡多金属矿的导

矿和储矿构造。在这组断裂中都有一定的矿化蚀变或锡铜多金属异常。第二组东西向或近东西向，仅见 F_3、F_6 和 F_7 三条断裂，倾向南，倾角 60°—75°。这组断裂具多次活动的特点，其内也有铅、锌和铜的矿化异常。第三组为南北向断裂，一般规模小，与成矿无关。

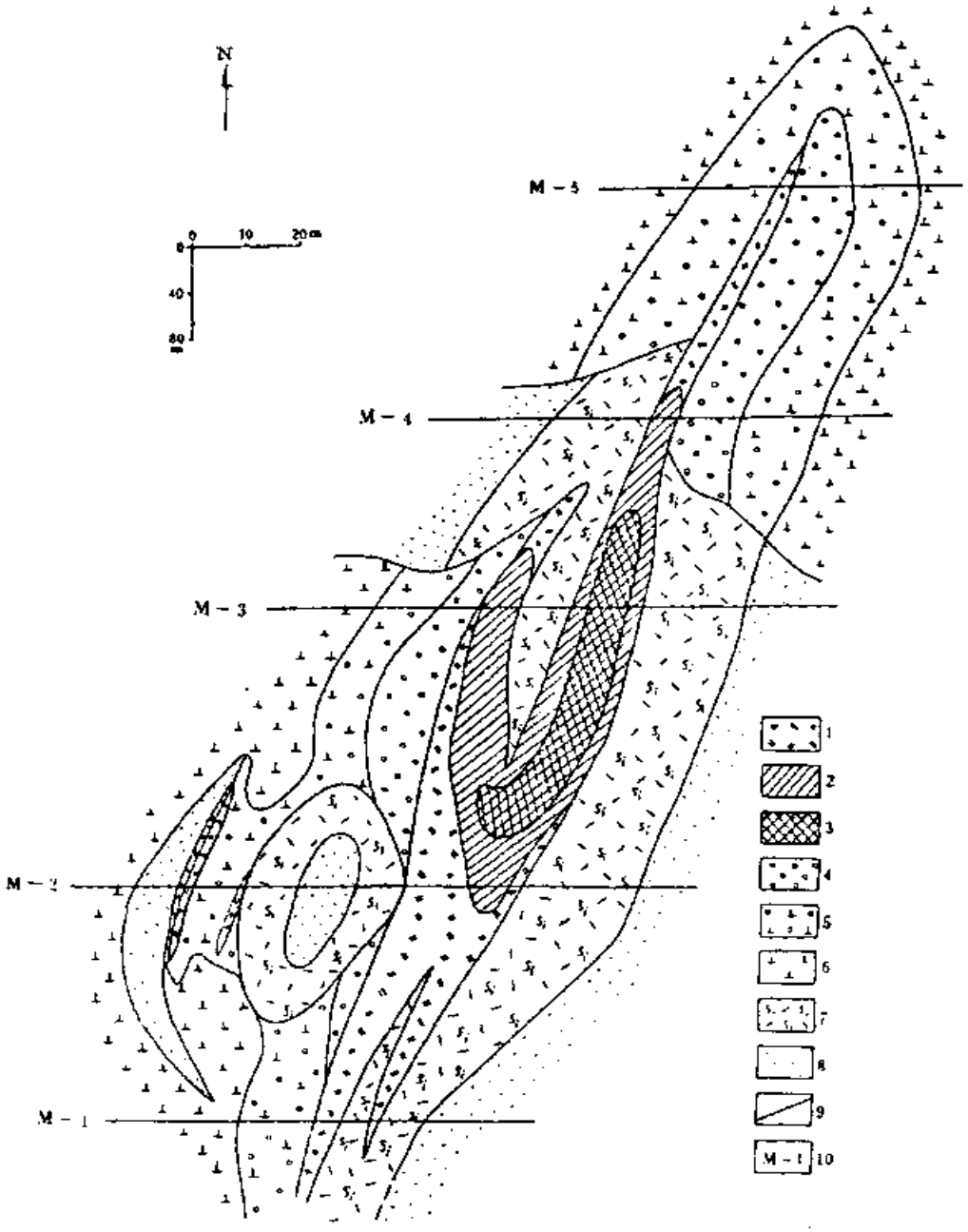


图 47　猫背梁矿体矿化蚀变分带平面图

Fig.47. Schematic plan of mineralized-alterated zoning of Maobeiliang orebody

1—电英岩（Ⅰ）阶段矿化；2—电英岩（Ⅱ）阶段矿化；3—锡石石英阶段矿化；4—青磐岩；5—青磐岩化镁铁质岩；6—镁铁质岩；7—石英绢云母化粉砂岩；8—粉砂岩；9—地质界线；10—剖面线

2. 矿床特征

到目前为止，通过对北北东向断裂系的矿化检查，已发现 13 条锡多金属矿带或矿化

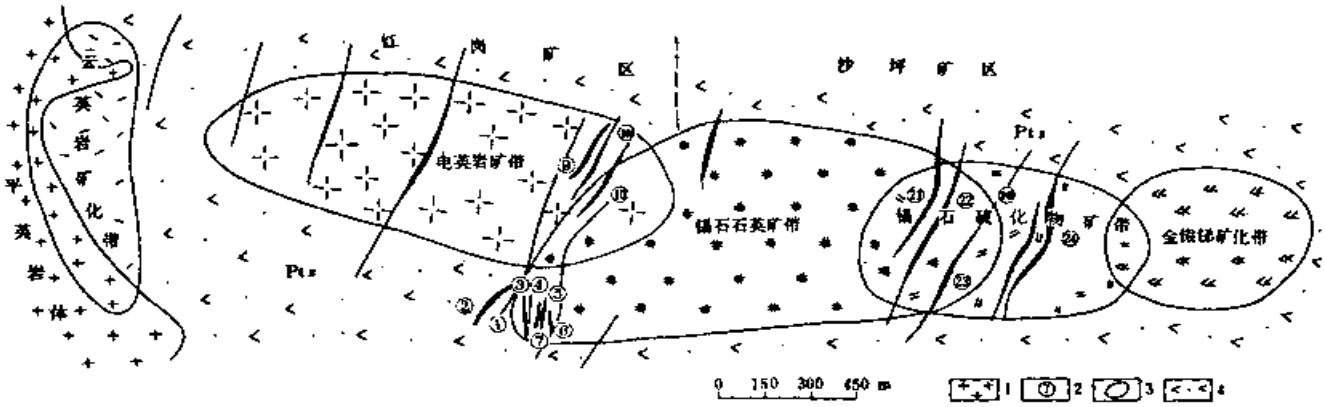


图 48　红岗—沙坪矿区矿体分布及矿化分带图

Fig.48.　Schematic map of the ore body distribution and mineralized zoning in Honggang–Shaping ore district

1—黑云母花岗岩；2—矿体编号；3—矿（化）带范围；4—四堡群碎屑岩与镁铁质–超镁铁质岩互层

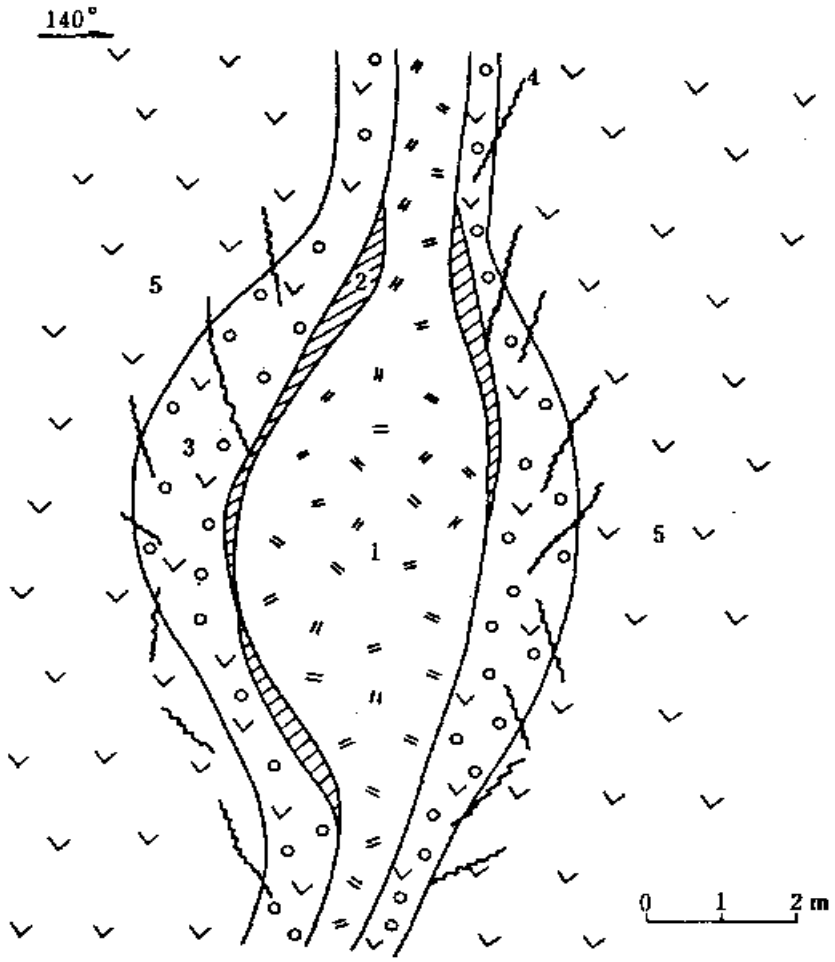


图 49　红岗矿区 10 号脉富矿包素描图

Fig.49.　Sketch diagram showing the big ore bunch of No.10 vein in Shaping ore district

1—电岩英阶段矿体；2—黑云母岩；3—硅化岩；4—绿帘石脉或碳酸盐岩脉；5—镁铁质熔岩

带（图 48）。在红岗区分别命名为 101—108 矿带，在沙坪矿区称 201 至 206 矿带。其中 106、107、103、202、203 和 204 矿带具有较好的矿化，其余几条尚不具工业意义。

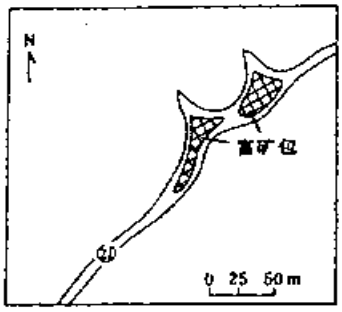


图 50 沙坪矿区 202 矿带 21 号矿体平面图
（据马富君，1983）
Fig.50.Diagram showing No.202 ore belt in Shaping ore district

红岗—沙坪矿区锡多金属矿化几乎全部分布于平英黑云母花岗岩体的外接触带约 4km 以内。受红岗山复式背斜控制，矿化被局限在背斜轴部这一狭长地带。各矿体的产出形态依赖于北东向断裂，由于断裂呈高倾角向东倾斜，矿脉产状亦然。此外，在断裂的膨大处，常形成大矿包，例如红岗区的 103 矿带和 106 矿带中的 9 号和 10 号矿脉（图 49）。断裂的转弯处也有显著的矿化富集，沙坪矿区 201 矿带中 21 号矿体为此类的代表（图 50）。

3. 成矿作用在时间上的演绎

红岗—沙坪锡多金属矿床的矿化作用在时间上可分为两个成矿期和七个成矿阶段。该矿床正是以两期成矿作用皆发育、成矿阶段最多而著称于桂北锡多金属成矿区。

（1）锡石硅酸盐成矿期

①云英岩锡钨成矿阶段：产于平英黑云母花岗岩的内接触带。在花岗岩体内部有不均一的面型云英岩化，不连续的云英岩型锡钨矿脉交代充填在岩体的原生节理中。本阶段矿化组成矿物有锡石、石英、黑钨矿、白云母、黄玉、电气石和锆石。

②电英岩锡铜成矿阶段：发育于红岗区的 102、103 矿带和 9 号、10 号矿脉。在沙坪矿区内的较深部也见到电英岩矿化脉（由于钻探较浅，其深部是否有电英岩锡矿脉，尚是一个谜）。该阶段脉石矿物有电气石、石英、黑云母、白云母、钾长石、绿帘石及萤石和磷灰石；金属矿物有锡石、黄铜矿和黄铁矿。本阶段特征性矿物电气石呈放射状、束状构造，其多色性为 *No*—深蓝、蓝，*Ne*—浅蓝、浅褐或无色。大多数电气石为细长柱状，宽与长之比为 1∶5—8。

③石英-钾长石-锡石成矿阶段：该阶段矿化呈细脉状零星出露，在红岗矿区的 103 矿带和沙坪矿区的 21 号和 22 号矿脉中皆有分布。脉石的矿物组合为正长石、石英和一些丝发状电气石（照片 26），其多色性微弱，多被包含在石英晶体内。在这类矿化中见有以自形晶正长石为中心，锡石围绕其生成的现象。

④锡石-石英成矿阶段：该阶段的矿物组合比较简单，石英和锡石占矿物总量的 80—90%，其次还有一些白云母、绿泥石、绿帘石和电气石。锡石石英阶段矿化中的锡石晶体粗大，且多呈四方柱状，晶体内部有明显的颜色环带。有时还见有放射状锡石集合体（照片 27）。在锡石晶体外缘经常生成放射状微晶丝发电气石（照片 28）。锡石石英阶段矿化主要出现在红岗区的 106、107 矿带南部和在沙坪区的 202、203、204 矿带中呈透镜体被锡石硫化物期的矿化所包围，局部构成极富的矿化地段。

（2）锡石硫化物成矿期

①锡石-毒砂-磁黄铁矿成矿阶段：这一阶段矿化的组成矿物有毒砂、锡石和一些磁黄铁矿、黄铜矿、黄锡矿、铁闪锌矿、白铁矿、磁铁矿和黝铜矿。脉石矿物有钾长石、钠

长石、白云母、石英、萤石及斜黝帘石。该阶段矿化多分布在沙坪矿区各矿带中，偶见呈透镜体被晚阶段矿化所包容或胶结。矿化伴生大量萤石和白云母，表明成矿体系高度富氟元素。

②锡石-黄铜矿-黄铁矿-闪锌矿成矿阶段：该阶段矿化在沙坪矿区呈细脉、网脉状交代、切割和穿叉锡石-毒砂-磁黄铁矿阶段所生成的矿体或矿石。在红岗区仅出露于106矿带南部的1号和2号矿脉中。矿石矿物除锡石、黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿外，还有黄锡矿、方黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿和钛铁矿。脉石矿物为石英、白云母、萤石和绿泥石。另外，一些紊乱状丝发电气石（多色性不明显）被包容在石英集合体内。黄铜矿与闪锌矿共生关系十分密切，在绝大多数闪锌矿中都有乳滴状、条纹状黄铜矿的固溶分离体，而斑铜矿和黝铜矿则从黄铜矿中分离出。

③锡石-闪锌矿-方铅矿阶段：该阶段矿化强度很弱，多出现于沙坪矿区的202和203矿带，叠加在前几次矿化之上。组成矿物以锡石、闪锌矿、方铅矿、石英为主，还有一些黄铜矿、黄铁矿、白云母、绢云母和绿泥石。

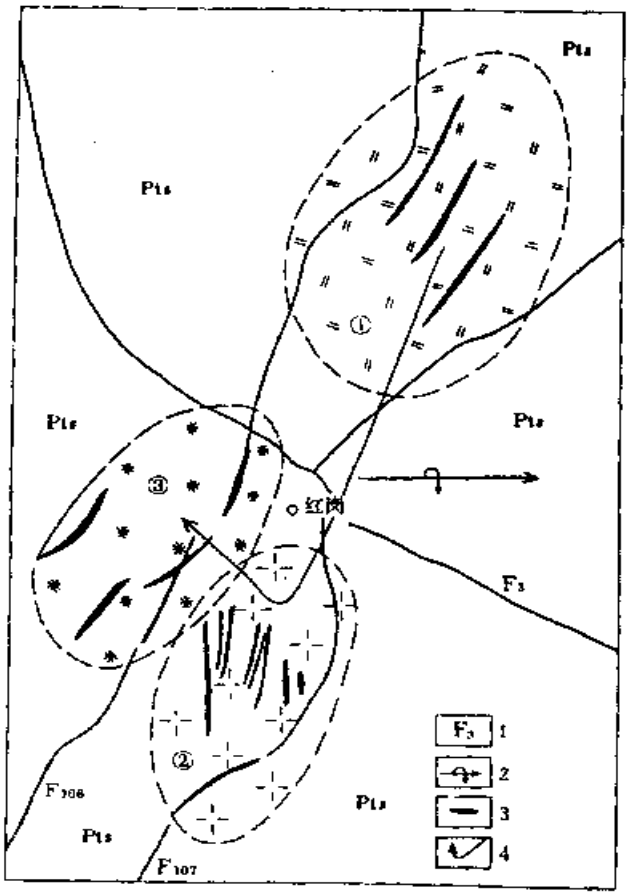


图51　红岗矿区106和107矿带内矿化分带图

（据广西地质矿产局第七地质队资料编制）

Fig.51. Schematic map of mineralized zoning at No.106 and No.107 ore belt in Honggang ore district

1—断层；2—倒转背斜；3—矿脉；4—演化方面；①—电英岩矿化；②—锡石石英矿化；③—锡石硫化物矿化

4. 成矿作用在空间上的展布

在红岗—沙坪锡多金属矿区，矿化分带严格受二个条件的制约：其一是红岗山倒转背斜及横切该背斜的北东向断裂；其二是黑云母花岗岩体，尤其是岩体的隐伏隆起。

(1) 矿体的水平分带：以西部的平英黑云母花岗岩为中心，从西向东可分出五个矿化带（图48）：①云英岩矿化带，位于平英黑云母花岗岩体的内接触带。目前在该带中尚未见具工业价值的矿脉，但该阶段矿化显然存在；②电英岩矿化带，距接触带300—1800m，包含红岗矿区的主要矿体和大多数储量；③锡石石英矿化带，出露的区间距接触带1200—2700m；④锡石硫化物矿化带，分布在整个沙坪矿区，距接触带2250—3150m；⑤金-银-锑矿化带，出现于最东侧，距接触带3000—3600m。

上述以黑云母花岗岩为中心的面型矿化分带遍布整个矿区，而隐伏的黑云母花岗岩岩隆则是次一级矿化分带的中心。例如，在红岗矿区9号和10号脉下部正是一个隐伏岩隆，因此，在这里生成了规模较大的矿体，而从中心向南部依次出现电英岩矿化带、锡石石英矿化带、锡石硫化物矿化带（图51）。在沙坪矿区202和203矿带的下

部是另一个次一级热水溶液活动中心，尽管在该处尚未揭露有岩体的存在，但矿化蚀变分带已予以良好的显示。其垂直矿化分带有：①在 300m 深处，见有比较密集的电气石-石英细网脉，个别脉含有锡石；②在 250—150m 以上锡石-石英-钾长石矿化细网脉相对密集度增高；③200m 以上的地段，锡石石英矿化大量发育；④在 150m 以上则各阶段的锡石硫化物矿化高度富集，并且在同一断裂中多次叠加。

（三）九毛—六秀锡多金属矿床成矿特征

融水县九毛—六秀锡多金属矿床是九毛矿田内最大的两个矿床，均位于元宝山黑云母花岗岩的内外接触带（图 52）。

1. 主要控矿条件

（1）地层：矿区内出露的地层是四堡群鱼西组（Ptsy）。主要岩性有白云母石英片岩、二云母石英片岩、千枚岩、石英片岩和绿泥石白云母片岩。在鱼西组内有一层几十到几百米厚的超镁铁质熔岩，经初步工作属科马提岩。由于地层的强烈褶皱，这些科马提岩在矿区内出露三次（图 52）。在矿区之东有板溪群地层发育，其岩性为一套含钙质比较高的白云母石英片岩、方解石绿泥石片岩、白云母绿泥石片岩夹大理岩层。四堡群片岩、科马提岩及花岗岩都是锡多金属矿体的成矿围岩。在科马提熔岩顶部与片岩接触处往往是成矿的最佳空间。

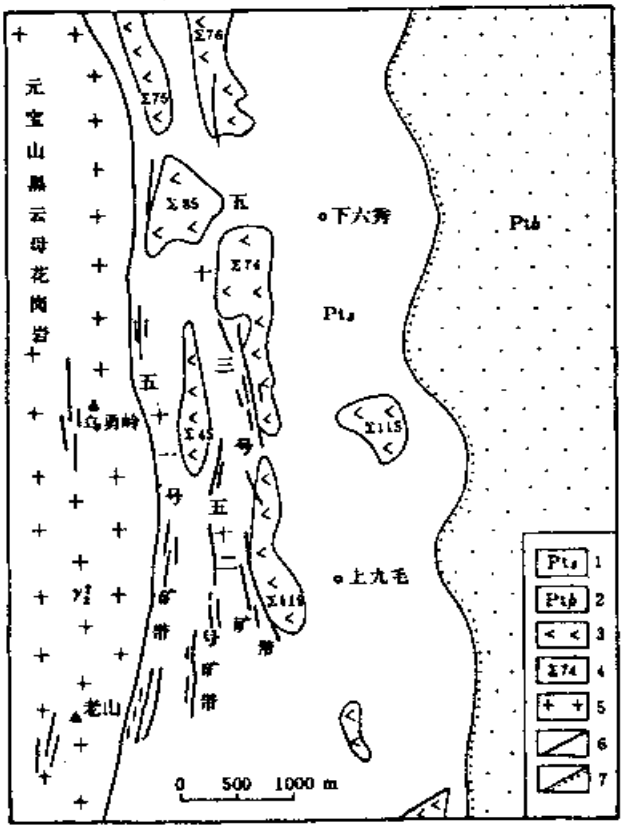


图 52　九毛—六秀锡多金属矿床地质略图

Fig.52. Schematic map of Jiumao-Liuxiu tin polymetallic deposits

1—四堡群；2—板溪群；3—黑云母花岗岩；4—科马提岩；5—锡多金属矿体；6—野外露头编号

（2）构造：南北向的元宝山复式褶皱是区域主导性构造，元宝山黑云母花岗岩沿其核部侵位。在元宝山复式褶皱东翼的九毛—六秀矿区内，发育有次一级的营梅沟向斜（52 号矿带以西）和九毛背斜（52 号矿带以东的四堡群内）。这些褶曲轴向近南北，轴面向西倾，两翼倾角西陡东缓。由于强烈的挤压作用，在矿区内见有多种多样的小型平卧褶皱、挠曲等。在这些褶皱轴的虚脱部位常形成较好的矿化（图 53）。

在九毛—六秀矿区内，未见较大的断裂，仅有一系列平行于褶皱轴的挤压逆冲断裂。这些逆冲断裂断续相连，成群出现，并主要集中成三个条带，其内都有一定的矿化。因此，它们被分别命名为 51、52 和 53 号断裂矿化带。断裂带中的断层产状大都为倾向 260°—290°，倾角 50°—60°。

2. 矿体分布和矿化特点

九毛—六秀矿区有四个矿带，即老山—乌勇岭矿带、51 号矿带、52 号矿带和 53 号矿

带．前者受黑云母花岗岩原生节理和断裂的控制，后者赋存于由褶皱作用形成的断裂中．经详细勘探，已发现 150 多条矿脉，其中 53 号矿带中的 51 号、95 号和 5 号矿脉具有较大规模和储量．

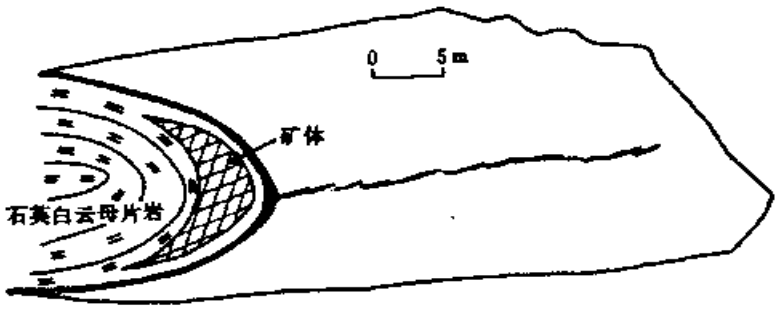


图 53 平卧褶曲控矿素描图
Fig.53. Sketch diagram showing ore-controlling recumbent fold

岩关系，矿脉可类聚成四个类型：①花岗岩中的锡矿脉，分布在老山和乌勇岭地区，伴生有大量的钠长石化、云英岩化；②科马提岩中的锡矿脉，出现在排坳（276 号岩体①中）等地；③四堡群鱼西组片岩中的矿脉，包括 51 号和 52 号矿带；④科马提岩接触断裂带内的锡矿脉，产于 74、119 和 85 号熔岩体的西接触带．

矿区内的矿石类型比较简单，仅有三种，其中以锡石硫化物型为主，还有一些云英岩型和电英岩型锡多金属矿石．

据锡多金属矿脉的产出空间位置与围

3. 矿化在时间上的演绎

在九毛一六秀锡多金属矿区，同样有锡石硅酸盐和锡石硫化物两个成矿期，但以后一个成矿期为主．

（1）锡石硅酸盐成矿期：九毛一六秀矿区的锡石硅酸盐成矿期仅含云英岩和电英岩两个成矿阶段．

①云英岩成矿阶段：产于元宝山黑云母花岗岩体东侧的内接触带，以老山和乌勇岭区最为集中．矿脉走向南北，成群出现．脉长几米到几百米，宽几公分到一米左右．老山一乌勇岭云英岩锡矿脉的产出形态比较特殊，矿脉与黑云母花岗岩体之间没有截然的界线，矿石中的粗晶石英大多为花岗岩原岩中矿物的残留体．矿脉两侧的交代作用十分发育．

②电英岩成矿阶段：该阶段矿化在九毛一六秀矿区发育很弱，而且大多为后一期大规模成矿作用所掩盖．就目前出露情况而言，电英岩阶段矿化在 51、52 号矿带比 53 号矿带强，宏观上比较清楚的露头有三处：（a）在荣坪一带距黑云母花岗岩体接触带约 500m 的科马提岩层中，见有两组电英岩阶段矿脉出露，但脉幅小，延伸长．往往在两组断裂的交叉处，矿化较好（图 54）．（b）九毛矿区的"王牌"51 号矿体几乎全部由锡石硫化物成矿期的矿石组成，但在主矿体边侧，有电英岩锡矿体（矿石）零星出露（图 55）．（c）上六秀矿区的电英岩阶段矿化相对发育，一般沿白云母片岩的片理及裂隙形成细脉．从微观上观察，几乎在各个锡石硫化物矿体中或多或少都可以见到电英岩锡矿化的遗痕．其表现形式是呈残体存在于锡石硫化物矿体内部或边侧，亦或以细脉状分布于矿体周围的蚀变岩中．

电英岩矿化阶段的金属矿物以锡石为主，偶有钛铁矿伴生．而脉石矿物仅有石英和电气石．电气石尽管颜色深浅变化较大，但统属蓝色色调．一般多色性为 *Ne*—蓝、浅蓝和无色，*No*—蓝黑、深蓝和蓝．

①当地地质工作者对熔岩体露头的编号．

(2) 锡石硫化物成矿期：在桂北地区，锡石硫化物成矿期虽然发育于各个矿区，唯在九毛一六秀矿区最为强烈。该期矿化所生成的锡多金属储量达数万吨，占矿区总储量的90%以上，其生成时间又分为矽卡岩和锡多金属成矿阶段。

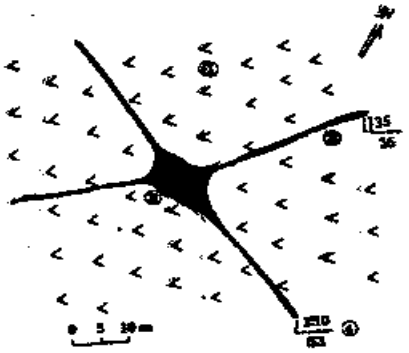


图 54　荣坪沟两组电英岩锡矿化素描图

Fig. 54.　Sketch diagrm showing two groups of tourmalite type tin mineralization in Rongping valley

①—科马提岩；②—矿脉；③—两组矿脉相交处矿团；④—产状

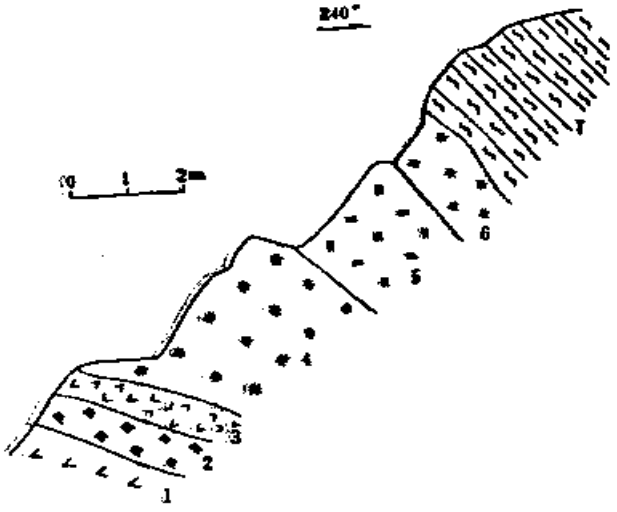


图 55　51 号矿体露天采场矿化蚀变素描图

Fig.55.　Sketch section of mineralization and alteration around No.51 ore body in the open pit, Jiumao mine

1—科马提岩；2—金云母阳起石岩；3—金云母岩；4—锡石硫化物矿石；5—电英岩锡矿石；6—硅化岩；7—白云母石英片岩

①矽卡岩成矿阶段：以铁铝榴石、金云母、斧石、阳起石、透闪石和斜长石等为主的矽卡岩组合遍布九毛一六秀矿区内的各个矿带，尤其是在科马提岩或其接触带附近发育最佳。与矽卡岩同时生成的矿石矿物有磁铁矿、钛铁矿及少量锡石。矽卡岩成矿阶段的矿化强度从元宝山黑云母花岗岩向东依次减弱，在 51 号和 52 号矿带中可见到磁铁矿矿石和锡矿石的团块。组成矽卡岩的造岩矿物中都含有较高的 Sn 元素，其中以石榴石最富，可达 3500ppm。

②锡多金属成矿阶段：锡多金属成矿阶段所生成的矿化叠加在矽卡岩之上，其范围往往大于前者。该阶段矿化的金属矿物组合是磁黄铁矿、铁闪锌矿、毒砂、方铅矿、黄铜矿、钛铁矿、黄铁矿，所伴生的脉石矿物有钠长石、白云母、黑云母、绿泥石、斜黝帘石及电气石、萤石和微量的磷灰石。锡多金属矿化网脉穿叉切割矽卡岩（照片 29 和照片 30）。在矿化强烈处，可见到矽卡岩的残留体，而在矿化非常强烈的地段，仅有磁铁矿的残留体，这些磁铁矿明显被晚阶段锡多金属矿物所包围和交代。

4. 矿化在空间上的展布

在九毛一六秀矿区，矿化作用在表面上似乎是处于紊乱状态，无规律可寻。其实不

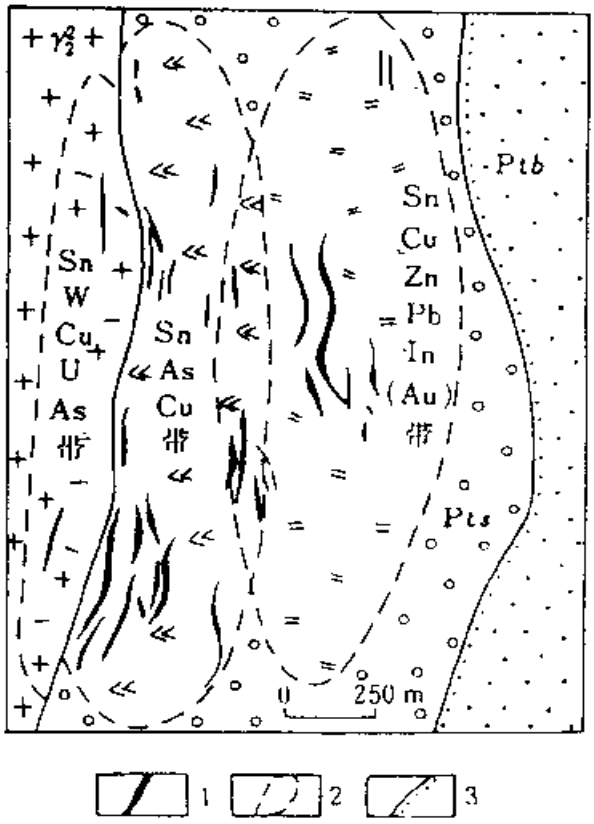


图 56　九毛一六秀矿区元素组合分带图

Fig.56. Diagram showing the element zoning in space in Jiumao–Liuxiu mine

Ptb—板溪群；Pts—四堡群；

1—矿体；2—矿化范围；3—不整合界面

然，通过详细的研究，我们得出的结论是该矿床在宏观上矿体分带不明显，但矿物组合和元素组合的分带性则比较清楚．而且这些分带同样亦表现出以元宝山黑云母花岗岩为矿化中心．

(1) 矿物组合分带：着眼于矿物组合特点，九毛一六秀矿区内的矿化分带从黑云母花岗岩接触带向东有：黄铜矿–黄铁矿–晶质铀矿–黑钨矿–锡石–白云母和铁锂云母（老山、乌勇岭）→黄铁矿–磁黄铁矿–磁铁矿–黄铜矿–铁铝榴石和锡石（51、52 号矿带）→磁黄铁矿–闪锌矿–方铅矿–白铁矿–黄铜矿–铁铝榴石–钠长石–金云母和锡石（53 号矿带）．这种矿物组合的分带基本上是受硫逸度（fs_2）和氧逸度（fo_2）的支配．从岩体向外矿物组合的变化正是硫逸度和氧逸度降低的方向．

(2) 元素组合分带：广西地质矿产局第七地质队和广西冶金勘探公司 270 地质队在九毛一六秀矿区进行了大量的元素地球化学工作（或称化探工作），并获得了不少有益的资料．通过对这些资料的检测处理，发现有三组矿化元素存在．如图 56 所示，从元宝山黑云母花岗岩内接触带向外，元素组合分带为 Sn–W–Cu–U–As→Sn–Cu–As→Sn–Zn–Pb–Au–Cu．

四、重要金属矿物特微及成因指示意义

随着矿床学研究的深入进展，地质工作者已经注意到从各个角度开拓矿床的成因标志和成矿预测信息．现代的矿物学研究也不仅限于其本身特征的描述，而且往往与矿床成因等联系在一起考虑．

在桂北九万大山—元宝山成矿区内，金属矿物种类逾 50 种．本文不拟一一述及，仅就能反映矿床成因的锡石、黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿等作一概略剖析．

(一) 锡石

1. 锡石的产出状态和一般物理性质

锡石是研究区内锡矿床中的最主要造矿矿物，大量出现于锡石硅酸盐成矿期和锡石硫化物成矿期的各个成矿阶段中．由于锡石产出的时空及环境的差异性，其晶形、结构、构造、颜色、硬度、反射率及电磁性等方面都有所不同．在云英岩和锡石石英两个成矿阶段的矿石中，锡石结晶程度比较高，呈自形晶，在五地矿区还见有晶洞状锡石巨晶．锡石颜

色为褐色至褐黑色，具十分发育的颜色环带结构（照片 31 和照片 32）：中心是一个黑方块或黑长方块；向外有褐色带、褐黑色带或黑色带相间产布；再向外部则是褐色带与无色带交替出现。在电英岩成矿阶段的矿石中，锡石颜色多变，往往与主岩的关系甚为密切。在以镁铁质火山杂岩为主岩的矿体中一般为深褐至褐色，在以地层为主岩的矿脉中是浅褐色至粉色。锡石的晶体特征也变化较大，多为短柱状、长柱状及丝发状等。在矽卡岩锡铜锌成矿阶段中，锡石颜色是褐黑色至褐色，短柱状，电磁性较强。在锡石-黄铜矿-黄铁矿成矿阶段和锡石-闪锌矿-方铅矿成矿阶段中，锡石晶体细长，颜色较浅。当锡石硫化物矿脉的主岩是超镁铁质岩时，锡石的颜色为白色。因此，白锡石在九毛锡矿区尤为发育。在一洞—五地和九毛—六秀等矿区，也见有胶状乳白色锡石，可能是木锡矿脱水而成，因而仍保留有放射结构等特点（照片 33）。

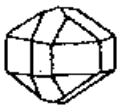
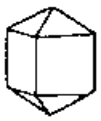
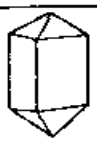
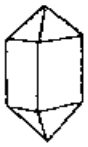
锡石类型	云英岩型	电英岩型(Ⅰ)	电英岩型(Ⅱ)	锡石-石英型	锡石-硫化物型
颜色	褐黑色	深褐色	褐色	褐色-褐黑色	浅褐色-灰色
晶形					
宽长比	1∶1.0	1∶1.5	1∶2.5	1∶3.0	1∶3.8
硬度(kg/mm²)	1250	1114	1045	1214	963
反射率（标准546mm）	Re 12.73 Ro 11.40	Re 12.01 Ro 11.12	Re 11.95 Ro 10.88	Re 11.30 Ro 10.20	Re 11.10 Ro 10.00
生成温度（均一温度）（°C）	430－380	400－350	360－320	350－280	290－250
电磁性	强	弱	弱	弱-中	无
环带结构	有	无	无	有	无

图 57　一洞—五地矿区各阶段锡石特征图

Fig.57. Diagram showing characteristics of various stage cassiterites in Yidong-Wudi tin deposit

通过对一洞、五地锡矿区各阶段矿化中锡石物理性质的系统研究，得出一个结论：五个阶段锡石尽管都是四方晶系，但由于其形成环境的不同，在颜色、形态等方面均存在着一些差异，其特点见图 57。从图中可见，自第一阶段到第五阶段，锡石的结晶形态由粒状→短柱状→长柱状变化，而硬度、生成温度、反射率、电磁性都是从高态向低态演变。

2. 锡石的化学特性

锡石的空间群为 D_{4h}^{14}—P_{42}/mnm，$Z=2$．每个锡原子邻近有六个氧原子组成八面体配位，并沿四次轴共棱形成链，单位晶胞中含两个非等价的 Sn^{4+}离子，它们绕轴 90° 能互换位置．Sn^{4+}位于两个非等价的畸变八面体中，其局部对称为 D_2h．锡石的化学成分复杂，其中含有一系列杂质元素．这些杂质元素以不同的形式（如类质同象、机械混入等）寄于锡石内，它们的含量、种类及组合形式均能反映出锡石的生成环境和条件等．

(1) 各成矿阶段中锡石的成分特点及生成环境映射：前文已经述及，区内锡多金属矿床的锡石出现于锡石硅酸盐成矿期和锡石硫化物成矿期的六个成矿阶段中．经 57 件样品的测试分析（表 16）表明，各阶段锡石的 SnO_2 含量均大于 98.50%，杂质元素以 WO_3 为最高，随之是 FeO 和 SiO_2．FeO 在云英岩阶段和锡石石英阶段锡石中含量较高，这可能是由于该成矿体系中缺少含铁造岩矿物而导致铁元素趋向于结晶较早的锡石中．与之相反，电英岩成矿阶段中大量产出的电气石吸取了热水溶液中的铁元素，则引起锡石铁质的骤然降低．在锡石-方铅矿-闪锌矿成矿阶段中的锡石含 SiO_2 偏低，但却具有较高的 Al_2O_3．由于 Nb、Ta、Zr、Hf 等元素在区域地层和花岗岩中较贫，反映在锡石中的含量也如此．

通过对四堡期与镁铁质火山岩有关的层纹状锡矿化中锡石的电子探针测试，其结果证明，该类锡石的 SnO_2 和杂质元素含量同雪峰期与黑云母花岗岩有关的锡矿化中锡石的同类元素含量基本相似，仅 WO_3 明显下降 6—10 倍．这一事实不仅是环境在锡石生成中的具体印证，而且更多地证实了同一地区在锡矿化方面的继承性．

兹将区内的锡石成分与扬子古陆边缘凹陷中的大厂和个旧锡矿区的锡石成分进行了对比（表 16），后二者尽管属于燕山期的产物，但与前者的组成基本类同，这说明属同一区域地球化学场的结果．然后再比较滇西腾冲锡矿带内的锡石成分（表 16），不难发现，一个明显的区别是腾冲锡矿带内锡石的 Nb／Ta 比值仅为 0.1 左右，而桂北地区锡石的 Nb／Ta 比值为 0.5—28．由区域地层-岩石地球化学研究可知，两个成矿区（带）中锡石的 Nb／Ta 比值与各自区内的地层-岩石的 Nb／Ta 比值基本吻合．因此说，锡石中的杂质元素含量不仅受到生成环境的制约，也为区域地球化学场所影响．

(2) 成矿围岩与锡石成分的关系："近朱者赤，近墨者黑"，环境对体系的作用是不言而喻的，关键问题是作用到什么程度．研究区内锡多金属矿体的成矿围岩有黑云母花岗岩、粉砂岩（包括相应的变质岩）、超镁铁质岩-镁铁质岩-基性熔岩．按围岩的不同，将锡石的成分分析结果列于表 17．表中所显示出的结果是：各类锡石成分没有明显的差异，都以富含 WO_3 为特色，也有比较高的 FeO、Nb_2O_5 和 HfO_2．该结果表明了围岩对锡石生成的影响很有限，但这并不否定成矿时的强烈交代作用，兹因锡石结晶的比较早，更多地捕获了原始热液中的杂质．

(3) 锡石颜色和环带：研究区内的锡石颜色变化范围较广，从黑色、褐黑色、褐色、粉色至白色．现代紫外吸收光谱研究证明，锡石是具宽能隙的半导体矿物，能隙与 Fe^{3+}、Nb^{5+}、Ta^{5+}和 W^{6+}等杂质离子有关，当杂质离子以类质同象加入时，增加了施主或主能级，致使颜色变深，能隙变小．另外，元素的类质同象，尤其是异价元素类质同象的程度又是温度的函数，即高温有益于类质同象的替代．由此又可以得到一个结论：锡石对杂质元素的捕获及颜色变化非但取决于环境中杂质元素的存在、种类和富集程度，也依赖于成矿温度等条件．

表 16　九万大山—元宝山地区各成矿阶段及有关矿区锡石成分

Table 16.　Electron microprobe analyses of cassiterites of the various metallogenic stages

成矿阶段	样品数	SnO_2	FeO	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Al_2O_3	SiO_2	WO_3	MnO	ZrO_2	HfO_2	合计
云英岩阶段	11	99.32	0.64	0.073	0.018	0.007	0.119	0.293	0.015	0.001	0.002	100.488
电英岩阶段	10	98.57	0.091	0.037	0.009	0.041	0.103	0.251	0.016	0.027	0.093	99.238
锡石石英阶段	8	99.31	0.642	0.084	0.003	0.009	0.114	0.155	0.006	0.004	0.000	100.327
矽卡岩锡铜锌阶段①	1	98.97	0.370	n.d	n.d	—	—	0.404	—	—	—	99.744
锡石—黄铜矿—黄铁矿阶段	19	98.77	0.256	0.035	0.049	0.047	0.149	0.214	0.022	0.055	0.081	99.687
锡石—方铅矿—闪锌矿阶段	8	98.92	0.221	0.020	—	0.297	0.077	0.409	0.047	0.030	0.191	100.212
板溪群底砾岩中锡石	18	99.08	0.145	0.017	0.038	0.022	0.129	0.048	0.003	—	—	99.482
大厂矿区②	6	98.48	0.117	0.024	0.014	0.017	0.113	0.134	0.010	0.013	0.077	99.00
个旧矿区③	3	99.04	0.048	0.072	0.084	0.240	0.042	0.119	0.019	0.140	—	99.804
腾冲锡矿带	67	98.87	0.674	0.043	0.439	—	—	—	0.012	—	—	100.038

分析单位：中国地质大学电子探针实验室、法国 BRGM 电子探针实验室；①据马宏（1984）资料；②据黄民智(1985) 资料；③据《个旧锡矿地质》

利用电子探针测试了锡石各环带中的成分，除 SnO_2、FeO 和 WO_3 以外，其余杂质元素变化甚微．在深色带中 SnO_2 降低，FeO 和 WO_3 则升高，在浅色带中正好相反（图 58）．这也从侧面反映出 Fe^{3+}和 W^{6+}离子对 Sn^{4+}离子的类质同象替代作用及锡石生成环境的复杂性．

表 17　不同围岩中锡矿脉内锡石分析数据

Table 17.　Electron microprobe analyses of cassiterites of the ore veins in different host rocks

主岩名称	SnO_2	FeO	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Al_2O_3	SiO_2	WO_3	MnO	ZrO_2	HfO_2	合计
花岗岩类	99.320	0.640	0.073	0.018	0.007	0.119	0.293	0.015	0.001	0.002	100.488
粉砂岩	98.400	0.106	0.028	0.007	0.088	0.024	0.122	0.046	0.002	0.234	99.57
镁铁质岩	98.435	0.178	0.051	0.013	0.069	0.031	0.123	0.016	0.006	0.277	99.199
超镁铁质杂岩	99.108	0.173	0.008	—	0.118	0.208	0.153	0.053	0.030	0.193	100.044
基性熔岩	98.916	0.090	0.026	—	0.300	0.058	0.416	0.048	0.040	0.150	100.044

分析单位：中国地质大学和地质科学院矿床所电子探针实验室

(4) 锡石中某些元素之间的关系：前文已经提及，在不同成矿阶段中锡石成分具一定的差异及对其环境的指示意义．此间，进一步论述云英岩、电英岩和锡石-黄铜矿-黄铁矿三大成矿阶段中锡石主要元素之间的关系．

在云英岩成矿阶段中，Sn^{4+}与 Fe^{3+}、Sn^{4+}与 W^{6+}呈负相关性，其相关系数（r）分别为−0.6238 和−0.3741，而 Sn^{4+}与 $W^{6+}+Fe^{3+}$的相关性更加显著，其 $r=-0.7370$，相关方程

是 $y=44.4680x-0.5603$，杂质元素 W 与 Fe 也具较好的正相关关系，$r=0.6631$，方程为 $y=0.0179x+0.1116$。由此可知，在该阶段锡石中，Fe^{3+}和 W^{6+}离子以不同的组合形式代替 Sn^{4+}离子而占据其晶格质点位置。

在电英岩成矿阶段中，由于成矿流体中 Fe^{3+}离子浓度较低，锡石中有更多的其它离子如 Nb^{5+}、Ta^{5+}、W^{6+}、Mn^{2+}等参与了以类质同象形式代替 Sn^{4+}离子。Sn^{4+}与 Nb^{5+}、Ta^{5+}、W^{6+}、Mn^{2+}的相关系数分别为−0.2584、−0.5167、−0.3788 和−0.5032。但 Sn^{4+}和 Fe^{3+}之间的相关系数仅为−0.0198，表现出无相关性。Sn^{4+}与 $Nb^{5+}+Ta^{5+}$有着良好的相关关系，$r=-0.8050$，相关方程为 $y=6.2191x-0.0797$。由此说明 Nb^{5+}与 Ta^{5+}联合对 Sn^{4+}的置换起着重要作用。W^{6+}与 Fe^{3+}、Nb^{5+}与 Ta^{5+}、Zr^{4+}与 Hf^{4+}之间的相关性较好或显著，其相关系数分别为+0.4890、+0.8813 和+0.8102，兹可证明 W^{6+}与 Fe^{3+}、Ta^{5+}与 Nb^{5+}、Zr^{4+}与 Hf^{4+}具相近的地球化学习性，在对 Sn^{4+}离子的类质同象替代时亦同步进行。

在锡石−黄铜矿−黄铁矿阶段的锡石中，Sn^{4+}与 Fe^{3+}、W^{6+}的相关性亦比较清楚，相关系数分别是−0.5332 和−0.6096。而且 Sn^{4+}与 $Fe^{3+}+W^{6+}$的负相关性愈益明显，其 $r=-0.7749$，相关方程为：$y=4.3199x-0.5493$。杂质元素 Zr^{4+}与 Hf^{4+}在进入锡石中 Sn^{4+}的质点位置时发生了竞争（或分离），这由其负相关性 $r=-0.5533$ 所显示。该特点与电英岩阶段锡石中的 Zr^{4+}、Hf^{4+}情形正好相反，是否是不同的成矿温度在起作用，待查。

（二）主要硫化物矿物

1.黄铜矿

研究区内黄铜矿分布范围很广，自早元古代的铜镍硫化物矿床至晚元古代锡多金属矿床的各个成矿期均有出现。在铜镍硫化物矿石中，黄铜矿与磁黄铁矿、镍黄铁矿共生，其自形程度较高，很少见到与其它硫化物构成固溶体分离结构。在锡石硅酸盐成矿期中，云英岩成矿阶段和锡石石英成矿阶段一般含黄铜矿甚微，唯在老山一乌勇岭云英岩锡矿脉中含量甚高，并多充填在锡石、石英和白云母的间隙中。电英岩成矿阶段中的黄铜矿含量也比较少，但分布相当均匀，亦往往充填于锡石和电气石间隙内或在前两种矿物的裂理中。在锡石硫化物成矿期，黄铜矿是一种主要的金属矿物，其晶形以半自形和他形晶为主，通常可见黄铜矿与其它矿物构成固溶体分离结构。诸如，黄铜矿从斑铜矿（照片 34）和闪锌矿的解理中分离出，闪锌矿和黝铜矿从黄铜矿解理中分离出。在贱金属硫化物期，黄铜矿为半自形或自形晶，多与闪锌矿、方铅矿共生。

在各类黄铜矿中，主要组分 S、Cu、Fe 含量变化较小，而其中的微量元素则有明显的差异。铜镍硫化物矿石的黄铜矿中 Ni 含量特别高，最高可达 3010ppm，Cd 含量为 230—350ppm，各件分析样品均不含 Sn。这些微量元素信息在一定程度上反映了成岩成矿体系富 Ni、Cd、贫 Sn。在锡石硅酸盐期，黄铜矿中的 Co、Ni 含量都比较低，分别小于 150ppm 和 140ppm，绝大部分在 10ppm 以下；相反，Sn 含量为 100—730ppm，Hg 为 60—980ppm。该期黄铜矿的另一个特点是贫 Zn（低于 10ppm），比较富 Pb（250—3100ppm）。以上成分变化反映出锡石硅酸盐成矿期的成矿组分来自地壳而不是地幔。锡石硫化物成矿期中黄铜矿的微量元素差异具有分区性的特点，在宝坛地区，黄铜矿基本上不含 Co、Ni 元素，多 Pb 贫 Zn；在沙坪锡多金属矿床中，该期黄铜矿显著富 Ag，平均

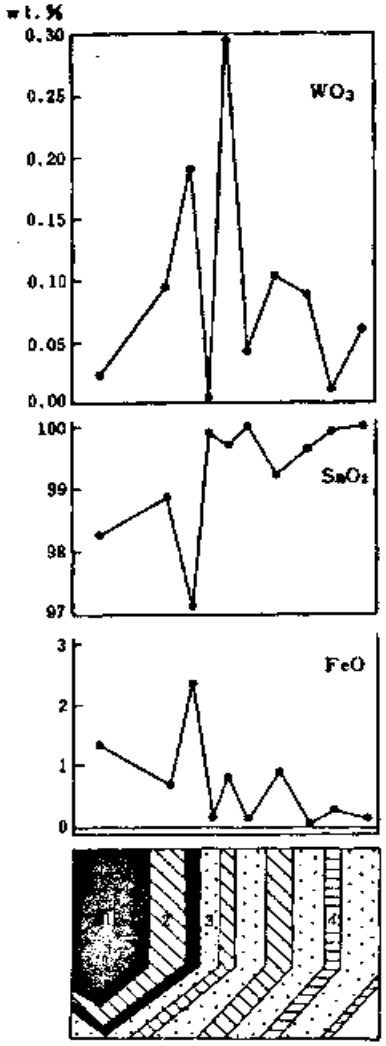


图 58 锡石各环带中 WO_3、FO 和 SnO_2 变化曲线图

Fig. 58. Diagran showing WO_3, FeO and SnO contents in the zones of the cassiterite

1—黑色带; 2—褐色带; 3—无色带; 4—浅褐色带

1700ppm; 在元宝山地区，黄铜矿含 Co 400—800ppm，Ni 400—600ppm，也是富 Pb (230ppm) 相对少 Zn (700ppm)。在整个研究区内，锡石硫化物成矿期的黄铜矿都含有一定量的 Sn，这也可能正是成矿体系富 Sn 的具体体现。在贱金属硫化物矿石中，黄铜矿含杂质元素较少，而且所含的微量元素种类及数量与成矿主岩的成分具有较好的一致性，还取决某种金属元素的可活化性。例如，在以酸性岩石为主岩的矿石中，黄铜矿不含 Co 和 Ni，含 Pb、Zn 和 Sn 分别为 400、500 和 800ppm。在以镁铁质岩石为主岩的矿石中，黄铜矿含 Co 和 Ni 分别为 300—700ppm 和 100—500ppm；其 Zn 含量高于 Pb，所分析的 5 件样品都不含 Sn。值得指出的是贱金属硫化物期黄铜矿不同程度地含有 Ag，一般为 100—300ppm。

2.黄铁矿

对硫化物矿物家族而言，黄铁矿在自然界出现的几率最高，但研究区内却不尽其然。尽管它分布于各成矿时代、成矿期和成矿阶段中，然其数量皆相当有限。黄铁矿自形程度较高，一般多表现为自形或半自形晶。在锡石硫化物和贱金属硫化物成矿期，黄铁矿经常与黄铜矿、斑铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿及锡石共生；在铜镍硫化物矿床中黄铁矿与磁黄铁矿、镍黄铁矿、紫硫镍矿、辉砷镍矿共生；黄铁矿亦作为副矿物而出现在黑云母花岗岩内。70 年代以来，黄铁矿中的 Co／Ni 比值一直被作为辨别成矿物质来源的重要参数，即 Co／Ni 比值小于 1 为沉积起源，而比值大于 1 为岩浆热液起源。区内铜镍硫化物矿床中的黄铁矿的 Co／Ni 比值小于 0.01，该结果不可能反映成矿物质来源，而显示了成岩成矿体系高度富 Ni 的特点。黑云母花岗岩和有关的三个成矿期中黄铁矿的 Co／Ni 比值均大于 1，且绝大部分在 5 之上。这一数据证明所有热液矿床（包括与岩浆热液有关或无关的）的黄铁矿都具有较高的 Co／Ni 比值。此外，这些黄铁矿生成于富锡的地球化学场，因而都含较多的锡元素，最高可至 1900ppm。黄铁矿的 Pb／Zn 比值相当高，大多在 1.5—30 之间，这亦意味着成岩成矿原始物质主要来自地壳本身。在贱金属硫化物矿床（点）中，黄铁矿含 Ag 平均 1063ppm（8 件样品）。

3.闪锌矿

闪锌矿在锡石硅酸盐成矿期出现的极少，则广泛发育于锡石硫化物和贱金属硫化物成矿期。在锡石硫化物矿石中，闪锌矿呈两种状态，一种是半自形、他形粒状集合体，另一种是与黄铜矿、方黄铜矿呈固溶体分离态。闪锌矿在早阶段为客晶，在晚阶段为主晶。贱

金属硫化物矿床中的闪锌矿自形程度高，结晶粒度大，颜色为淡黄色，透明度好．偶见闪锌矿晶体中有黄铜矿乳滴分离出．

从成分上来看，锡石硫化物成矿期中的闪锌矿含 Fe 6.33—11.26%，相当于 FeS 分子 10.55—18.53，属于铁闪锌矿类．在闪锌矿中 Fe 与 Zn 呈明显的相关性，其相关系数等于 0.8836．在贱金属硫化物成矿期，按含 FeS 分子数，闪锌矿可分成两类：其一是以长英质岩为主岩的贱金属硫化物矿床中的闪锌矿，含 Fe 0.41—0.68%，相当于 FeS 分子数 0.70—0.92%；其二，以镁铁质岩为主岩的贱金属硫化物矿床中的闪锌矿，含 Fe7.43—8.14%，相应 FeS 分子数 12.22—13.40%，亦属铁闪锌矿类。此外，在两期闪锌矿中所具有的其它差别是，锡石硫化物成矿期中的闪锌矿富 Cu，贱金属硫化物成矿期的闪锌矿多 Sn、Pb 和 Ag（7 件样品平均 1200ppm）。

经过对以上三种硫化物矿物的研究，可以发现在贱金属硫化物矿物中都含有较高的 Ag 元素．由此可以指出，在贱金属硫化物矿床中找贵金属银（和金）是研究区内一个新的找矿方向。

五、矿石地球化学

纵观矿床研究史，我们不难发现，地质学家们在研究热液矿床时往往十分注重矿液沉淀时的围岩成分变化，对矿石本身仅一提而过或稍附带提及一些矿石化学分析资料．然而，矿石的地球化学行为——主元素和微量元素的组合、分散和演绎等特征正是矿石物质来源、成矿方式的最直接反映，其本身的"烙印"恰能表明矿石形成的环境和机理。

（一）云英岩型和锡石石英型锡矿石地球化学

这两类矿石产于黑云母花岗岩岩体内或近邻的外接触带中，因此地球化学成分继承了黑云母花岗岩的一些特点．例如组分中富有 SiO_2、K_2O、B、F 和 CO_2、贫 MgO、CaO 和 MnO 等（表 18）．这两类矿石的最大特点是锡的品位富，SnO_2 含量达百分之几到百分之几十．

（二）电英岩型锡矿石的地球化学

由表 18 可知，电英岩型锡矿石高硅富碱多挥发组分 B 和 F 少 Cl，这些特征与花岗岩具有一致性。然而该类矿石亦富 Fe、Mg 质元素，究其原因可能有二：①由 B 元素等组合而成的电气石对 Fe、Mg 等元素具有亲合效应；②围岩中富有的 Fe、Mg 元素参加了电气石和黑云母等暗色矿物的生成，在电英岩矿脉或电气石脉两侧常出现浅色蚀变带似乎证明了这一点．生成温度较高的第一类电英岩型锡矿石中 CaO、MgO 和 Fe_2O_3 均高于生成时间稍晚、温度较低的第二类电英岩型锡矿石。对此也有两解：其一，原始热水溶液含基性组分较高；其二，第一类电英岩生成温度高，而且与围岩——镁铁质杂岩接触最直接，通过交代作用成矿体系从围岩获得了较多的 Fe、Mg、Ca 元素．为了进一步证明围岩与矿石成分的关系，这里对产在不同主岩中的矿石进行了化学分析，结果列于表 19．经过

对比不难发现，富 Si 的粉砂质岩石作为围岩时，矿石富 Si；贫 Si 的镁铁质杂岩作为围岩时，矿石贫 Si、富 Fe、Mg、Ca 等元素，K、Na、B、F 等变化不明显，Cl 元素仅出现于以镁铁质杂岩为主岩的矿石内。

表 18　三类矿石化学成分表（wt%）

Table 18.　Chemical compositions of the three kinds of ore

分析项目	云英岩型	电英岩型（Ⅰ）	电英岩型（Ⅱ）	锡石石英型
SnO_2	15.55	1.15	2.29	24.22
SiO_2	72.09	54.08	65.54	72.01
CaO	0.08	4.55	2.97	0.15
MgO	0.29	5.73	3.30	0.40
Al_2O_3	7.48	15.14	13.63	1.51
TiO_2	4.04	0.56	0.64	0.12
Fe_2O_3	1.28	12.10	6.81	1.01
P_2O_5	0.07	0.09	0.11	0.03
MnO	0.01	0.14	0.05	0.02
K_2O	2.04	0.90	1.01	0.05
Na_2O	0.14	1.02	0.85	0.13
H_2O^+	0.76	1.44	1.46	0.27
H_2O^-	0.16	0.07	0.47	0.00
B_2O_3	0.20	3.06	2.69	0.37
合计	100.19	100.03	101.82	100.29
$LiO_2$①	110	450	893	25
$CO_2$①	655	767	200	900
F①	1367	5867	3600	250

分析者：金振善、陈勇军、宋尔良；①分析单位 ppm

表 19　不同围岩中矿石的化学成分差异（wt%）

Table 19.　Comparison for chemical compositions of ores in various host rocks

编号	X-2	X-5	H-10	H-9
围岩	镁铁质岩		粉砂岩	
SnO_2	2.27	1.22	4.26	3.30
SiO_2	53.61	58.42	60.57	81.24
CaO	4.83	2.66	1.08	0.33
MgO	6.80	6.20	2.75	1.35
Al_2O_3	13.18	14.47	16.19	7.04
TiO_2	0.44	0.59	0.91	0.42
Fe_2O_3	12.13	8.65	7.15	2.66
P_2O_5	0.09	0.15	0.13	0.06
MnO	0.13	0.09	0.09	0.02
K_2O	0.17	2.65	0.30	1.09
Na_2O	0.68	1.33	0.95	0.42
B_2O_3	3.77	0.74	3.96	2.22
H_2O^+	1.84	2.33	1.27	0.05
H_2O^-	0.13	0.09	0.02	0.00
合计	100.07	99.59	99.58	109.20
微量元素（ppm）				
Li_2O	1100	3300	110	50
CO_2	300	0.00	300	5000
Cl	200	100	0	0
F	5900	6400	5000	1900

分析者：金振善

微量元素一向被认为是一种有效的成因指示剂，因此，在一洞、五地锡矿区采集了20块电英岩型锡矿石的标本进行了化学分析，结果列于表20。按含量将16种元素分为五组：大于1000ppm有F、B、Sn、Cu；100—1000ppm有Rb、Cl；10—100ppm有Nb、W、Pb、Bi、Sc、Sr；1—10ppm有Ta、Be、Ag；小于1ppm的有Mo。由此可以看出，除了Sn、Cu成矿元素外，F、B、Cl挥发组分含量也名列前茅，无疑这些组分对成矿起着重要的作用。一般成矿理论认为F、B是Sn、W的载体，而Cl和CO_2为Fe、Cu的搬运剂。据它们的地球化学属性，F、B大量存在于酸性岩中，而Cl富集于镁铁质岩内，经测试本区情况亦类似。在B—F—Cl三角图解（图59）中首先确定了镁铁质岩和酸性岩的各自分布区，然后将矿石成分投影其中，很幸运的是矿石和酸性岩的分布区基本重叠，这就表明了矿石中挥发组分的出处。

表20　电英岩型锡矿石中微量元素分析表（ppm）

Table 20.　Trace elements of tourmalite type tin ore

编号	W	Sn	Cu	Pb	Mo	Bi	Ba	Ag	Nb	Ta	Sc	Rb	Sr	B	F	Cl
Y-1	9.2	2280	864	25	0.9	62	3.7	1.26	24	3	41.8	178	63.4	2950	2660	560
Y-2	6.5	1100	141	6	1.5	6.4	5.9	0.1	31	3	54.5	274	96.6	224	3580	1080
Y-3	1.6	540	56	4	0.7	2.3	0.2	0.05	31	2	41.9	126	97.9	245	1460	1480
Y-4	3.6	1150	127	8	0.7	6.0	2.8	0.2	25	2	36	144	89	3150	4100	1280
Y-5	0.8	604	18	29	0.4	18.2	1.4	0.2	11	3	16.5	103	98	155	1470	280
Y-6	8.1	1020	1880	6	0.7	37.8	2.9	3.1	13	5	35.5	126	92.2	8150	7220	240
Y-7	10.1	505	824	5	0.3	4.5	2.1	0.3	15	7	36.1	110	114	40	2160	540
Y-8	11.3	1050	839	21	0.5	15.8	2.7	0.7	13	5	30.1	206	84.7	770	2560	180
Y-9	13.5	1190	4330	0	0.3	77.2	2.8	2.4	34	3	34.4	160	136	710	2060	260
Y-10	1.7	586	120	0	0.3	2.2	1.9	0.1	13	3	37.6	123	123	143	1920	440
Y-11	6.8	3010	2940	51	0.1	41.4	3.7	7.7	17	5	29.7	722	37.1	9650	9120	80
Y-12	2.3	1910	195	5	0.8	4.1	2.8	0.4	13	4	25.9	585	52.6	2300	6360	100
Y-13	2.2	1470	1250	7	0.3	66.8	1.9	1.0	15	5	31.5	663	48.5	2900	8800	180
Y-14	2.8	1900	2390	2	0.3	31.7	2.2	1.0	12	5	34.2	617	92.5	1450	6900	200
Y-15	1.2	720	1040	4	0.3	16.8	2.3	5.9	8	5	33.4	3980	98.4	250	5760	480
Y-16	1.9	2030	3090	0	0.4	33.1	3.5	0.7	10	5	37.6	281	81.8	1550	4780	560
Y-17	7.5	3240	1830	2	2.2	29.3	2.8	1.0	14	5	36	535	62.7	2000	6440	180
Y-18	15.5	3430	1110	11	0.6	12.2	3.2	0.8	18	6	32.3	256	78.2	4050	2240	100
Y-19	1.7	840	35	16	0.3	1.1	1.9	0.1	8	6	37.7	95	123	1850	2880	340
Y-20	93.5	6800	480	10	0.5	249	2.3	3.9	4.5	9	36.9	1870	72.2	9500	6160	80
合计	10.1	1768.8	1159.0	10.6	0.6	52.9	2.7	1.5	18.5	4.6	35.0	557.7	87.1	2601.9	3975.5	432

分析者：广西地质中心实验室晏静华（马富君提供资料）

在清楚了挥发组分来源的前提下，再来讨论金属元素与挥发组分及各金属元素之间的关系。这里将矿石中的16种元素计算成相关矩阵（表21），从表中获悉，成矿元素Sn与W、B呈正相关关系，与F、Rb、Bi、Nb、Ag的关系也比较密切，与Cu等元素无关，而Sr与Cl、Sc呈微弱的正相关性。由此可以推论出一个一般性结论：Sn的来源与基性元素无关，同酸性元素具有较好的一致性。换句话来讲，Sn可能主要来自黑云母花岗岩。我们把相关性比较显著（相关系数$r>0.5$）的元素进行分区（表22），共分B元素区、F元素区、金属元素区和Cl元素四个区，并计算了每一对元素的相关方程及参数。在B区，B与W、Sn、Bi、Ag四种元素呈正相关性；在F区内，F与B、Be、Ag、Rb正相关，F、B都与基性元素Sr呈反相关关系；在Cl区，Cl与Sc正相关，与Ta负相

关。从表 21 还可以看出，Cl 与基性元素 Sr、Mo 都有比较紧密的联系；在金属元素区也表现出酸性元素之间的共生关系，具同步消长的趋势。下面再进一步论述特征性微量元素的变异：

Co、Ni 和 Cr：这几种元素在镁铁质杂岩中比较富有。K.Turkian 和 K.Wedepoh (1961) 提出这些元素的克拉克值在镁铁质岩中的含量分别是 48ppm、130ppm 和 170ppm，比贫钙花岗岩中相应元素高出 28—48 倍。考虑到各种围岩的影响因素，这里计算了五地矿区的 Co、Ni、Cr 三种元素在电英岩型锡矿石、镁铁质杂岩和粉砂岩中的分配 (表 23)。从表中可以得到两点结论：(1) 无论是矿石还是围岩，都有较高的基性元素含量，即使酸性程度较高的花岗岩也高出同类岩石克拉克值数倍。这些说明了区内整体富 Co、Ni 和 Cr 三种元素。(2) 电英岩型锡矿石的 Co、Ni、Cr 含量介于镁铁质岩、粉砂岩与花岗岩之间，而且在矿体内这三种元素的分布也不均匀，这些正是物质多来源的标志。

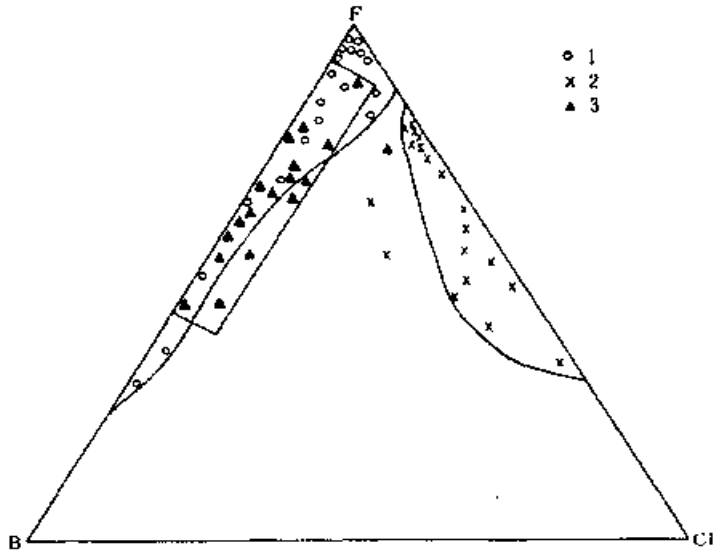


图 59　矿石（岩石）中挥发组分的三元图解

Fig.59.　B–F–Cl diagram for ores and relation to rocks

1—花岗岩；2—镁铁质岩；3—矿石

Co、Ni 与 Sn 元素的关系是本区地质工作者所关心的问题之一，兹将五地矿区猫背梁矿体 8 块样品进行了分析（表 24），这些数据似乎反映出 Sn 与 Co、Ni 没有什么联系。然而通过最小二乘法回归分析（表 25），我们可以得到这样一个信息：Sn 与 Co、Ni 不但非正相关，相反，倒有负相关的趋势。笔者认为这是矿液从下部上升而聚集沉淀，通过交代作用从围岩中带进了 Fe、Mg、Co、Ni 等组分，导致 Sn 等成矿元素在热水溶液中稀释。因而，表现出 Co、Ni 含量越高，Sn 反而越低。

Mn 和 Ca：这是一对偏基性元素，二者在与镁铁质和超镁铁质岩有关的矿床中都比较富集。在现代成矿理论中，Mn 已经成为具有成因指示剂的一种元素，即燧石层和锰结

表 21　电英岩型矿石中微量元素的相关矩阵

Table 21.　Correlative matrix of trace elements in tourmalite type tin ore

	W	Sn	Cu	Pb	Mo	Bi	Be	Ag	Nb	Ta	Sc	Rb	Sr	B	F
W	1														
Sn	0.8447	1													
Cu	−0.0500	0.1372	1												
Pb	0.0117	0.1509	0.0037	1											
Mo	−0.0158	0.1744	−0.1580	−0.2877	1										
Bi	0.5196	0.4144	0.2109	−0.0454	−0.0139	1									
Be	−0.0257	0.1422	0.0000	0.1091	0.4520	−0.0028	1								
Ag	0.2770	0.3571	0.5140	0.4498	−0.2784	0.3647	0.1069	1							
Nb	0.7275	0.4807	−0.0108	−0.073	0.1642	0.2700	0.2838	0.0732	1						
Ta	0.6360	−0.0435	0.0639	0.0275	−0.1782	0.3654	−0.2138	0.3153	−0.0137	1					
Sc	0.084	0.0067	−0.0757	−0.3556	−0.0328	0.0263	0.6032	−0.1542	0.4351	−0.1029	1				
Rb	0.2781	0.2428	0.0000	−0.0750	−0.1331	0.0905	−0.1066	0.6345	−0.0496	0.3365	−0.0695	1			
Sr	−0.1257	−0.514	−0.0436	10.4338	−0.2275	−0.0943	−0.2426	−0.3458	0.0282	−0.1699	0.2096	−0.1303	1		
B	0.5633	0.6849	0.2064	0.4396	−0.0977	0.6807	0.1260	0.6274	0.2795	0.4644	−0.0902	0.1146	−0.5359	1	
F	0.1142	0.4151	0.3369	0.3318	0.0263	0.3857	0.5879	0.5690	−0.1474	0.3374	−0.1332	0.5614	−0.6794	0.6058	1
Cl	−0.2583	−0.4185	−0.3631	−0.2462	0.1978	−0.2642	0.2215	−0.3476	0.3141	−0.5945	0.5695	−0.1545	0.2867	−0.2867	−0.4070

表 22　相关性较显著元素之间的回归方程

Table 22.　Regressive equations for good correlative elements

	元素对	*a*	*b*	*r*	回归方程式
B元素区	W—B	1739.80	85.27	0.5633	B＝85.27W+1739.80
	Sn—B	128.20	1.40	0.6809	B＝1.40Sn+128.20
	Bi—B	1325.35	22.05	0.6807	B＝22.05i+1325.35
	Ag—B	1192.33	912.01	0.6274	B＝912.01Ag+1192.33
	Sr—B	64.15	−62.72	−0.5359	B＝62.72Sr+64.15
F元素区	Be—F	−68704.13	29518.10	0.5879	F＝29518.10Be−68704.13
	Ag—F	3390.68	673.45	0.5690	F＝673.45Ag+3390.68
	Rb—F	3726.47	0.80	0.5614	F＝0.80Rb+3726.47
	Sr—F	10069.83	−64.74	−0.6794	F＝−64.74Sr+10069.83
	B—F	3148.15	0.49	0.6058	F＝0.49B+3148.15
金属元素区	W—Sn	993.63	62.25	0.9447	Sn＝62.25W+993.63
	W—Bi	28.29	2.43	0.5196	Bi＝2.43W+28.29
	W—Nb	13.42	0.36	0.7275	Nb＝0.36W+13.42
	W—Ta	4.00	0.05	0.6360	Ta＝0.05W+4.00
	Sn—Sr	102.95	−8.97	−0.5140	Sr＝−8.97Sn+102.95
	Cu—Ag	0.59	0.0009	0.5140	Ag＝0.0009Cu+0.59
	Be—Sc	22.68	4.48	0.6032	Sc＝4.4Be+22.68
	Ag—Rb	135.08	273.45	0.6345	Rb＝273.45Ag+135.08
Cl元素区	Ta—Cl	1062.53	−138.58	−0.5945	Cl＝−138.58Ta+1062.53
	Sc—Cl	−674.98	31.65	0.5695	Cl＝3165Sn−674.98

表 23　五地矿区电英岩型矿石及其围岩中 Co、Ni、Cr 分配

Table 23.　Co, Ni, Cr distributions in tourmalite type tin ore and relation to host rocks in Wudi ore district

岩　性	电英岩矿体	镁铁质岩	粉砂岩	花岗岩	世界平均花岗岩
分析样品数	11	24	18	6	Turekian, K. K. and Wedepohl. K. H. (1961)
Co	18.36	35.45	16.07	3.10	1.1
Ni	18.98	61.08	27.80	4.76	4.5
Cr	47.36	204.54	100.88	7.56	4.1

分析单位:　地质矿产部岩矿技术测试研究所

表 24　猫背梁电英岩矿体的 Sn、Co、Ni 分析数据

Table 24.　Sn, Co, Ni　abundance in Maobeiliang tourmalite type tin orebody

编　号	W_1—2	W_1—5	W_2—2	W_2—6	W_3—7	W_3—6	W_3—4	W_6—4
Co	17	15	24	15	17	23	30	40
Ni	35	25	28	14	18	7	37	4
Sn	113	1783	160	242	788	1784	113	229

分析者:　测试所高向寨

表 25　Sn 与 Co、Ni 相关性数据

Table 25.　Correlative parameters among sn, Co, Ni elements

	r	*a*	*b*
Sn—Co	−0.3297	25.20	−0.004
Sn—Ni	−0.3376	24.70	−0.006

核被认为是海底热卤水成矿的两个重要标志。本区尽管有富含 Mn (1400ppm，40 件样品均值) 的镁铁质杂岩作为围岩，但矿石中的 Mn 含量仅 400ppm (20 件样品平均值)，后者基本接近雪峰期黑云母花岗岩的数值。以 MnO 和 CaO 为座标，绘出矿石、花岗岩和镁铁质杂岩的各自范围 (图 60)，矿石区与花岗岩区恰好又重叠在一起。这再一次证明了大多数 CaO 和 MnO 也与花岗岩体有关系。从图中还可以看出，MnO、CaO 虽然所处的环境不同，但它们总是同步演化，其相关系数 $r=0.8532$，这种关系可用：$MnO=0.0246CaO+0.0207$ 表示。

W 和 Mo：矿床学中有一个常见的名词"钨钼建造"，这个术语显然表明了 W 与 Mo 的密切共生关系。事实上，W 与 Mo 同时富集成矿只有在接触交代型白钨矿矿床、钨钼斑型矿床中才能见到。在大多情况下，两者共生不繁。W 常云集在酸性岩中，Mo 则喜于较基性的岩石环境。基于此，绘制出图 61。图中反映了上述 W、Mo 的一般性质，区内镁铁质岩的 W／Mo 比值小于 2.14，花岗岩的 W／Mo 比值在 2.14—16.67 之间，矿石的 W／Mo 比值离散度较大，不仅超覆了花岗岩区，还延伸到大于 16.67 区域，这就证明了 Mo 与 W 两种元素基本上来自花岗岩体。

Rb 与 Sr：Rb／Sr 比值是一种有效的微量元素示踪剂，已广泛地应用于岩石学领域，但在矿石研究中还比较少见，然而这并不能怀疑它的有效性。本次工作对电英岩型锡矿石及主岩的研究发现，Rb 在矿石中大量富集 (表 26)，比镁铁质岩、粉砂岩和酸性岩都高出几百个 ppm，其 Rb／Sr 比值介于镁铁质杂岩、粉砂岩与花岗岩之间。据分析资料可推测出，Rb 作为一种活动性强又易挥发的元素，在花岗岩后期的热水溶液中富集当然

是无可非议的。近矿镁铁质岩中的 Rb 绝大部分由热水溶液扩散传递所得，在 20m 以内的镁铁质杂岩中含 Rb 140.13ppm，20m 外平均含 Rb 47.50ppm。由计算可知，20m 以内的镁铁质杂岩原始含 Rb 量仅 34%，另外 66%源于成矿的热水溶液；至于 Sr 元素，经过相同的计算获悉，近矿围岩可能有 50%传递入热水溶液。

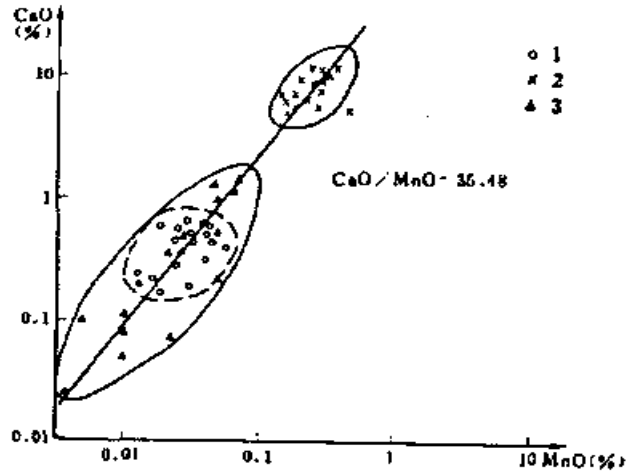


图 60　矿石（岩石）中 CaO 与 MnO 变异图解

Fig.60. Diagram showing CaO v.s. MnO in ores and related rocks

1—花岗岩；　2—镁铁质岩；　3—矿石

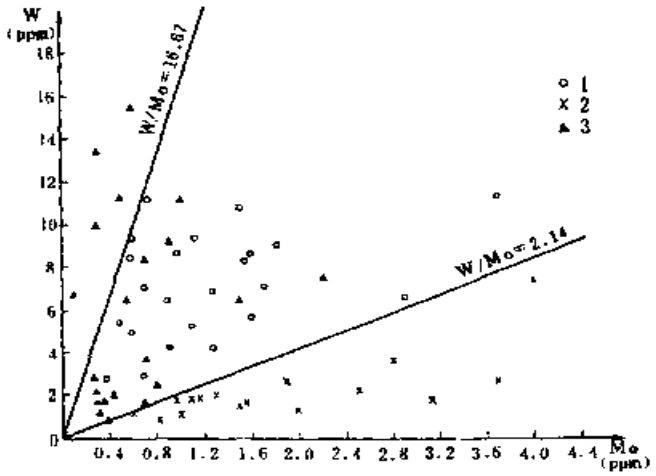


图 61　矿石（岩石）中 W 与 Mo 变异图解

Fig. 61.　Diagram showing W v.s. Mo in ores and related rocks

1—花岗岩；　2—镁铁质岩；　3—矿石

表 26　矿石及围岩的 Rb、Sr 含量和 Rb／Sr 比值

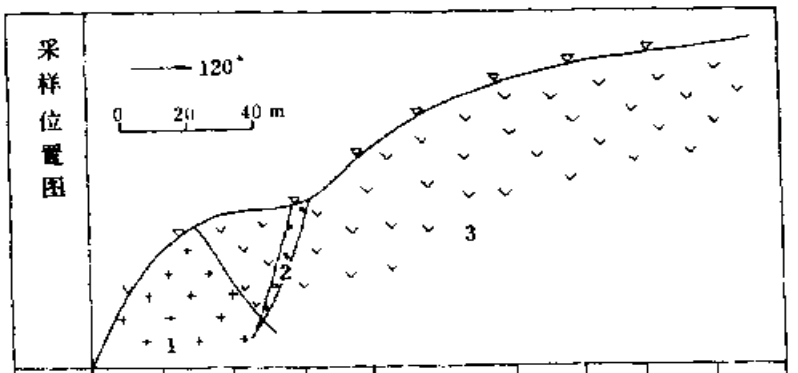
Table 26.　Rb, Sr contents and Rb / Sr ratio in ores and host rocks

岩　性	样品数	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb／Sr
镁铁质岩	10	140.1250	131.1250	1.0686
粉砂岩	11	190.0000	32.5545	5.8364
矿　石	20	557.7000	87.1000	6.4030
花岗岩	17	398.0000	15.3824	25.8737

分析者：　伍新宇

Sr／Ba 比值：在岩浆-热液地球化学演化中，具有 Sr 代替 Ca，Ba 代替 K 的明显趋势。一洞锡矿区 431 矿带南端毗邻着花岗岩体，在此测制了一条横穿矿脉（围岩为镁铁质岩）的剖面，如图 62 所示。经系统采样分析，Sr／Ba 比值在矿体处是一个鲜明的倾斜“V”字型，说明矿体相对于镁铁质岩和花岗岩都富集了 Ba，释出了 Sr。但是，矿石的

Sr／Ba 比值低于镁铁质岩的 Sr／Ba 比值犹可，低于花岗岩则令人费解，由于化学势的存在，矿脉生成时或多或少总要从围岩中猎取一部分 Sr 元素。那么矿石中的 Sr／Ba 比值受什么因素支配？笔者认为兹因矿脉近邻有花岗岩体，矿石中含大量的钾长石和黑云母，因为钾长石和黑云母往往富有 Ba 元素。此外，在该剖面上，(Cu+Zn)／Pb 比值与 Sr／Ba 比值变化类似，而且这个"V"字左倾更强烈。



编号 样品	Y-1	Y-2	Y-3	Y-4	Y-5	Y-6	Y-7	Y-8	世界平均基性岩	世界花岗岩
Sr/Ba	0.1551	0.2047	0.0481	0.2203	0.3430	0.2784	0.3917	0.4093	1.409	0.1310
(Cu+Zn)/Pb	2.60	1.62	1.91	35.45	10.49	15.01	24.94	9.85	31.48	2.63

图 62　一洞矿区 431 矿带南端某矿脉的横切剖面

Fig.62.　Section across the vein at No.431 ore belt in Yidong ore district

1—花岗岩；2—电英岩型锡矿脉；3—镁铁质岩

Cu、Pb、Zn 元素组合：这又是一组地球化学性质相似的元素，黄铜矿、方铅矿和闪锌矿通常一起共生就是一个良好的佐证。然而随着物质的循环和分异，第七周期（V 主族）的 Pb 元素与第四周期（Ⅷ、Ⅷ副族）的 Cu、Zn 元素势必要发生分离。元素地球化学统计表明，Cu 和 Zn 平均含量有镁铁质岩大于中性岩大于酸性岩，而 Pb 则有镁铁质岩小于中性岩小于酸性岩。现代成矿理论研究表明，矿石中的 Cu、Pb、Zn 对矿床成因具有示踪意义。与镁铁质岩有关的矿床金属含量富 Cu、Zn，而贫 Pb；与酸性岩有关的矿床又相对富 Pb。这一结论总的看来具一定的普遍意义，但结合不同矿床需要具体分析，母源仅是一个方面的因素。对一洞锡矿区而言，其诸多矿体（42、41、43 和 36 矿脉）均产于四堡期火山岩型铜镍矿体附近或叠加于后者之上。因此，矿石富 Cu 贫 Pb，Cu 可达工业品位，Pb 仅有几个 ppm，但这并不能说明矿液原始贫 Pb，图 62 中矿脉含 Pb 平均 40ppm，比 Cu 高出二倍。另外，通过对 41、42、43、36 号矿体围岩的分析可知，Pb 具有向围岩扩散的特点，也就是 Pb 趋于分散。经对远离铜镍硫化物矿体的锡矿石研究，得到了一个截然不同的结论，矿石富 Pb、Zn 贫 Cu。该结论类似于黑云母花岗岩中元素的分配特点。兹将 Cu、Pb、Zn 作为端元绘制成三元图解（图 63），从中可以看到，镁铁质岩十分贫 Pb 富 Zn 和 Cu，而花岗岩和矿石皆贫 Cu 而相对富 Pb 和 Zn。

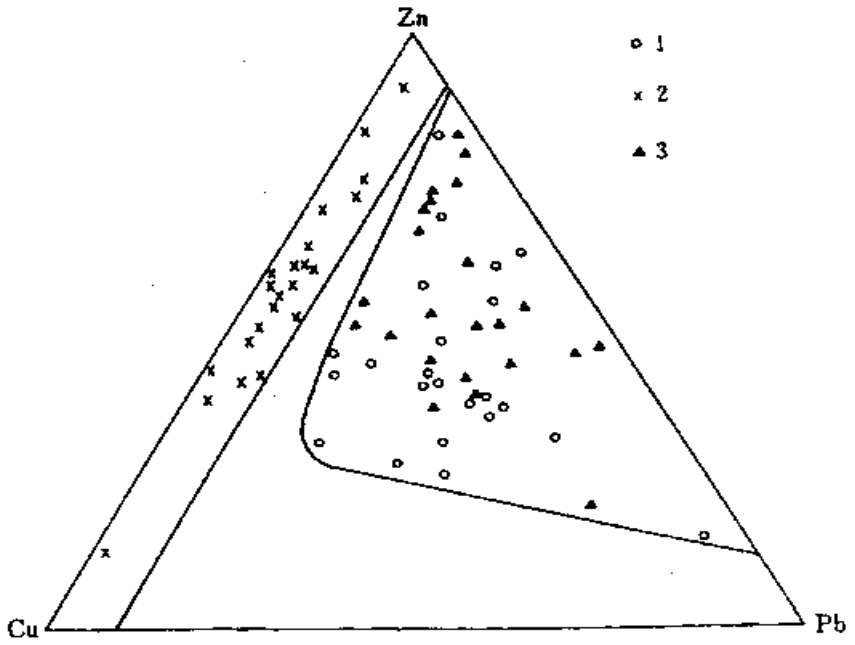


图 63　矿石（岩石）中的 Cu–Pb–Zn 变异图解

Fig.63.　Cu—Pb—Zn plot for ores and relatied rocks

1—花岗岩；2—镁铁质岩；3—矿石

Nb、Ta、Sc 元素组合：该组元素经常富集于铌钽矿床、钨及钨锡石英脉矿床、伟晶岩型和云英岩型锡矿床中。但在电英岩型锡矿床中，Nb、Ta、Sc 含量都比较低，一般格守 Nb＞Ta＞Sc 或 Nb＞Sc＞Ta 的形式，与其母岩花岗岩的情况基本一致。值得一提的是区内电英岩型锡矿石的情况相反，Sc 相对比较富集（表 27），呈现出 Sc＞Nb＞Ta 的规律性，类似于镁铁质岩的变化趋势，但三种元素的含量均低于镁铁质杂岩和粉砂岩。

表 27　矿石及围岩中的 Nb、Ta、Sc 分析数据（ppm）

Table 27.　Nb, Ta and Sc contents in ores and relatied host rocks

名　称	基性杂岩		粉砂岩		花岗岩		锡矿石
样品数	20	*	15	*	20	*	20
Nb	27.77	19	16.20	11	11.14	21	18.50
Ta	3.24	1.1	5.14	0.7	4.56	4.2	4.60
Sc	39.80	30	14.99	19	2.31	7.1	35.00

*** 岩石克拉克值（维诺格拉多夫，1962）**

在以 Nb、Ta、Sc 为端点的三元图解（图 64）中可以发现矿石区和镁铁质岩区比较接近，Ta 主要来自花岗岩。相对富 Sc、Nb 贫 Ta 则是出于区域地球化学场的支配。同一阶段生成的矿脉，在花岗岩附近矿石中的 Nb、Sc 含量都比较低，平均约 13.25ppm 和 8.27ppm，远离花岗岩体的矿石含 Nb 20—30ppm，Sc 30—50ppm。由这些资料所得到

的启示是：当矿液冲出花岗岩壳流向围岩时，带有花岗岩的特色，随着溶液的演化及与围岩的元素交换反应，Sc／Nb 比值由小于 1 到大于 1，即 Sc 的富集速率大于 Nb。

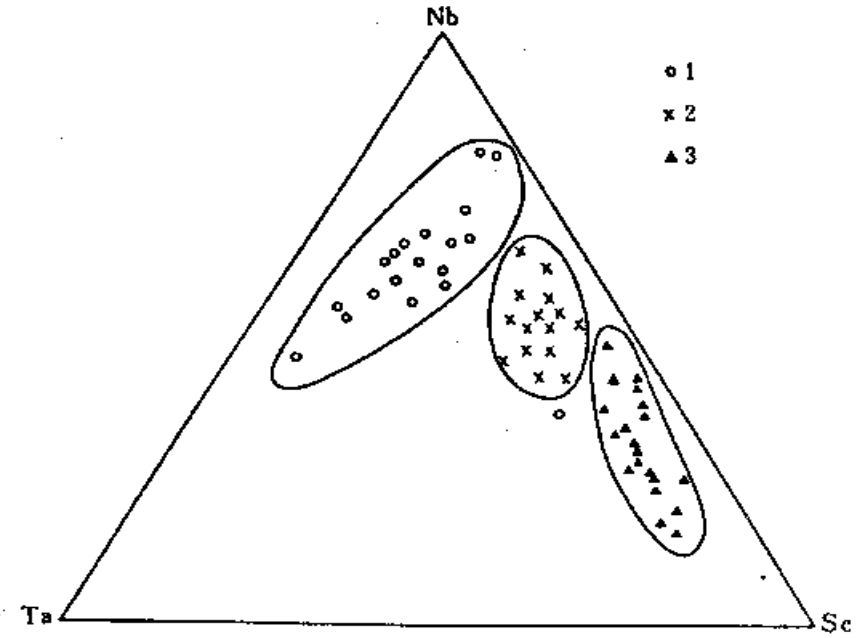


图 64　矿石（岩石）中的 Nb—Ta—Sc 三元图解

Fig.64.　Nb—Ta—Sc　plot for ores and relatied rocks

1—花岗岩；　2—镁铁质岩；　3—矿石

（三）锡石硫化物型矿石地球化学

锡石硫化物型矿石最集中发育于九毛—六秀矿区。关于该矿床的成因问题尚存在着诸多认识。近年来，不少学者积极主张将矿质来源与其主岩超镁铁质岩（科马提岩）联系在一起考虑，有变质分异说和正岩浆分异说等看法。本节尝试从矿石地球化学角度作一些成因方面的探索。

1. 主元素及挥发组分

利用化学分析方法测试了主要矿体中矿石及其主岩——超镁铁质岩（注：Σ74 号岩体），其数据列于表 28。由表 28 可知，矿石与主岩有着明显的地球化学差异性，该差异性不仅反映在主元素中，挥发组分也有所体现：①矿石形成于富 K_2O 的体系中，它们的 K_2O/Na_2O 比值在 12.62—30.14 之间。相反，成矿主岩（超镁铁质岩）是以贫 K_2O 为特征的科马提岩，其 K_2O 含量小于 0.10，K_2O/Na_2O 比值为 0.28—0.54。由此可知，如果从科马提岩中派生出锡矿体，那么，大量 K_2O 的来源就是一大难题。②科马提岩以富 MgO 为著称，其 TFe／MgO 比值为 0.28—0.54，而矿石中的 MgO 含量甚微，最低仅至

0.42（重量%），TFe／MgO 比值范围是 1.53—39.02．镁铁质组分同样反映出矿石与主岩的显著差异性．④Cr_2O_3 是超镁铁质岩中的一个特征组分，它往往被用于判别成岩成矿物质是否是出自超镁铁质岩的一种标志．在九毛—六秀矿区内，科马提岩的 Cr_2O_3 含量介于 0.20—0.45 之间，而矿石中的含量却明显低出一或二个数量级，类似于与花岗岩有关的锡矿石．④挥发组分 F 和 Cl 分别与酸性岩和镁铁质岩-超镁铁质岩有着亲合关系，因此，九毛一带科马提岩中的 F／Cl 比值均小于 1．但矿石则显然富 F 贫 Cl，F 最高含量为 5500ppm，其 F／Cl 比值均大于 1.5，最高达 27.50．总之，以上四点基本证明产于以科马提岩为主岩的矿石显示出与酸性岩关系密切的地球化学特点．

表 28　锡石硫化物矿石及围岩（超镁铁质岩）的化学分析数据（wt%）

Table 28.　Bulk analyses of cassiterite sulfide type ore and its host rock (ultramafic rock)

编号	样品名称	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	P_2O_5	MnO	K_2O	Na_2O	H_2O	Cr_2O_3
51—13	矿石	26.74	17.89	1.88	3.43	15.72	1.36	12.50	0.14	0.44	2.11	0.07	8.54	0.004
D53-2	矿石	39.38	16.01	0.56	4.35	22.27	1.64	2.83	0.05	0.50	3.28	0.26	4.13	0.007
58—12	矿石	12.24	11.56	1.18	8.98	41.75	0.98	1.30	0.18	0.08	1.50	0.09	2.48	0.032
51—1	矿石	29.89	2.63	0.88	2.30	10.69	0.33	0.42	0.15	0.10	0.56	0.02	1.08	0.018
Jy—13	超镁铁质岩	46.08	5.14	0.46	2.75	4.50	7.31	25.44	0.02	0.14	0.10	0.31	7.84	0.20
Jy—17	超镁铁质岩	40.02	4.58	0.73	5.85	6.55	2.43	28.28	0.02	0.19	0.08	0.12	10.22	0.44
Jy—12	超镁铁质岩	44.50	4.08	1.13	5.50	5.50	11.98	21.04	0.02	0.19	0.08	0.31	4.94	0.45
Jy—18	超镁铁质岩	40.70	4.30	0.49	9.13	5.61	7.17	23.65	0.02	0.16	0.07	0.17	7.61	0.35

编号	样品名称	Cu	Pb	Zn	S	Co*	Ni*	Cl*	F*	Sn	TFe／MgO	K_2O／Nb_2O	F／Cl
51-13	矿石	0.026	0.003	0.23	0.36	—	—	200	5500	7.32	1.53	30.14	27.50
D53-2	矿石	0.21	0.004	1.70	3.83	—	—	240	1500	0.48	9.41	12.62	6.25
58-12	矿石	1.00	0.003	0.14	22.89	—	2500	440	700	2.5	39.02	16.67	1.59
51-1	矿石	0.25	0.001	31.60	19.59	—	—	640	1500	0.32	30.93	28.00	2.34
Jy-13	超镁铁质岩	—	—	—	0.05	80	1300	200	140	3.5*	0.28	0.32	0.70
Jy-17	超镁铁质岩	—	—	—	0.05	90	1500	200	170	1.5*	0.44	0.67	0.85
Jy-12	超镁铁质岩	—	—	—	0.21	70	930	220	210	0.5*	0.50	0.26	0.95
Jy-18	超镁铁质岩	—	—	—	0.09	80	1200	200	180	0.5*	0.54	0.41	0.90

分析者：地质矿产部岩矿技术测试研究所殷萍君、邓月金；*—测试单位 ppm；"—"无测试

2. 痕量元素

九毛—六秀矿区锡石硫化物型矿体成矿物质超镁铁质岩来源论者，经常提及锡元素与基性元素有良好的亲合效应。对此，马宏（1984）曾进行了大量的矿石痕量元素地球化学分析对比研究，兹将其分析数据制成两组图解。图 65 是九毛矿区王牌 51 号矿体的矿石微量元素聚类图，图中显示出 Cu-Ag-Mo-Sn-B-Ti-Al-Ga-Na-Zn-Pb-V 和 Cr-Ni-Co-Mn-As 四个元素组合。其中 Sn 与 B 具较好的相关性，Ag、Cu、Mo 行为相似，Co、Ni、Cr 关系密切。但酸性元素 Sn、B、Ag、Cu、Mo 与基性元素 Cr、Ni、Co、Mo 是两个毫无关系的集合，因此，它们在成因上不宜牵强硬扯在一起。图 66 是 51 号矿体 R 式点群图，R 式点群图也表明 Sn、Zn、In、W、Ga、Bi 习性相近，Ni、Cr、Ti 紧密伴生，这两组具有不相容性。

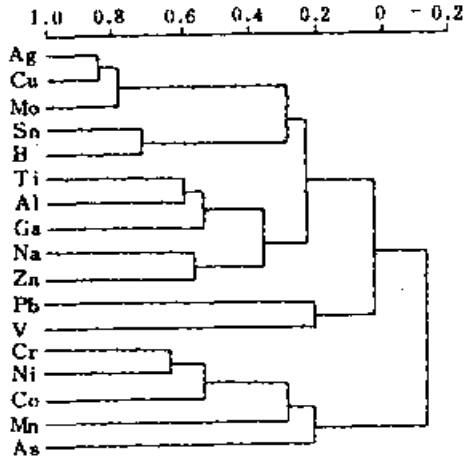


图 65 九毛锡矿区 51 号矿体矿石微量元素聚类图

Fig.65. Dentrogram for trace elements of ores in No.51 orebody in Jiumao tin mine

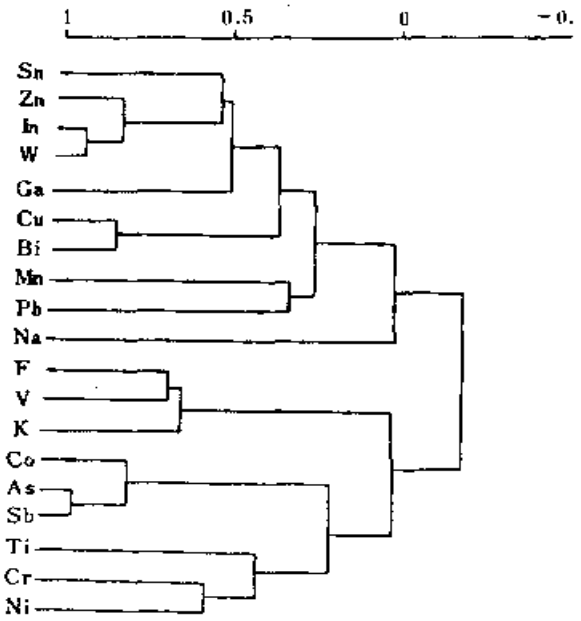


图 66 九毛锡矿区 51 号矿体矿石微量元素 R 式点群图

Fig.66. R-cluster diagram for trace elements of ores in No.51 orebody in Jiumao tin mine

另外，据目前所获的资料，九毛—六秀矿区锡石硫化物矿石中的 Co、Ni 和 Cl 含量分别在 40—330、350—2500 和 700—1100ppm 之间，比一般同类型矿石高出数倍，由此可以反映出在成矿过程中，围岩的部分金属元素由热水溶液活化而富集于矿脉中。

(四) 贱金属硫化物矿石地球化学

前节已述及，研究区内的贱金属硫化物是在花岗岩侵位时加热周围围岩中的地下水，构成循环的成矿热卤水系统，继而成矿。因此，矿石的地球化学在很大程度上取决于热卤水循环系统场与能源的距离及循环地带的主岩性质和成分。

1. 形成白石铅锌矿的热卤水系统位于清明山黑云母花岗岩体中，其矿石成分（表 29）以富 SiO_2 和 K_2O 为特色，而且 K_2O/Na_2O 比值介于 95—170 之间，CaO、MgO 和 CO_2 含量均较低，F 远远大于 Cl。由于成矿热液系统的温度较低（150—230℃），仅有微量的 Sn 和 Cu 元素被活化富集。相反，Zn、Pb 及 S 则比较大幅度地活跃于循环热液中并堆积成矿。白石及刚结铅锌矿生成于开放系统中，矿石中的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值相当高 (1.42—6.29)，显示为氧化环境。

2. 形成铜厂和杀狗洞铜铅锌矿床的热液循环系统位于镁铁质-超镁铁质岩内，所以，其矿石本身具镁铁质岩的一些特征，诸如贫 SiO_2、Al_2O_3、K_2O、Na_2O，富 Fe_2O_3、

Cu 元素淋滤富集。同时矿石中的 Sn 元素含量也超过 20ppm。

表 29　贱金属硫化物矿石化学分析资料（wt%）

Table 29.　Chemical compositions of base metal sulfide type ores

编号	矿床名称	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	TiO_2	P_2O_5
Bs-2	白石铅	84.66	3.98	3.86	0.86	0.08	0.35	0.02	1.91	1.16	0.09	0.02
Bs-1	锌矿床	79.38	3.98	3.54	0.52	0.08	0.21	0.01	1.70	1.20	0.05	0.03
Bs-6		62.04	5.98	1.37	0.93	0.18	0.49	0.02	2.67	1.63	0.21	0.02
T-4	铜厂铜	7.60	0.02	8.90	31.90	5.89	1.32	0.02	0.17	0.82	0.01	0.08
T-8	锌铅矿	18.01	0.56	0.75	6.43	21.10	6.44	0.07	0.11	1.56	0.02	0.09

编号	矿床名称	MnO	CO_2	Pb	Zn	Cu	S	Co*	Ni*	F*	Cl*	Sn*
Bs-2	白石铅	0.012	0.00	0.18	0.42	0.25	3.69	39	63	400	130	3
Bs-1	锌矿床	0.019	0.09	0.52	4.28	0.28	5.59	16	8	500	100	6
Bs-6		0.010	0.00	5.32	11.04	0.24	8.83	39	39	200	160	8
T-4	铜厂铜	0.33	4.90	4.66	11.15	2.83	27.50	283	39	200	270	21
T-8	锌铅矿	0.47	14.15	5.15	14.13	0.20	9.06	102	8	400	230	22

分析单位：地质矿产部岩矿技术测试研究所；殷萍君、邓月金；　* 测试单位为 ppm

六、小　　结

1. 雪峰期在桂北九万大山—元宝山地区形成了一个与黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床成矿系列，其成矿作用在时间上可分为锡石硅酸盐成矿期（包括云英岩成矿阶段、电英岩成矿阶段和锡石石英成矿阶段）、锡石硫化物成矿期（包括矽卡岩锡铜锌成矿阶段、锡石-黄铜矿-黄铁矿成矿阶段和锡石-闪锌矿-方铅矿成矿阶段）和贱金属硫化物成矿期；在空间上表现为以黑云母花岗岩体为中心的带状分布，其总的分带形式是从岩体向外有：W-Sn-Sn、Cu-Cu-Pb-Zn-Pb、Zn-Sb 的顺向分带和岩体冷凝末期于其内外接触带形成 Cu·Pb、Zn 的逆向分带。

2. 从矿床产出的时空规律、成矿物化条件和成矿物质组分等方面阐述了在同一成矿系列中，成矿物质和成矿流体的多来源性，即在花岗岩岩隆附近，成矿流体和组分以岩浆热液及岩浆源物质为主。从岩体接触带至 1500m 以内，成矿流体为混合水，成矿物质也是混合源。兹因岩浆热液未波及到 1500m 以外的地域，代之由岩浆房加热地下的大气降水生成对流循环的热卤水系统，并同时从围岩中汲取金属元素，最终在上部裂隙中卸载成矿。在岩体冷疑晚期，热中心下移，于岩体顶部也生成了一系列热卤水成因的贱金属硫化物矿床。

3. 重点解剖了一洞—五地、红岗—沙坪和九毛—六秀三个矿床组，论证了其成矿地质特征和成矿作用的时空演化特点，并对比了它们之间的共性和提出了各自的个性。

4. 比较详细地研究了锡石的标型特征及其在矿床成因方面的指示意义。

5. 从矿石地球化学角度进一步证明了锡多金属矿床中成矿物质多来源、黑云母花岗岩与成矿的密切关系和内生成矿作用与外生成矿作用的辩证平衡统一问题。

第四章　交代作用和交代体系

近些年来，矿床学正处于变革时期，不少成矿理论应运而生。大半个世纪以来占统治地位的唯岩浆成矿论受到了严重的挑战和改造。但无论如何变换，有一点仍然被地质学家所公认，即含矿热水溶液生成、迁移和演绎是成矿的必由之路。

无论哪一种来源的热水溶液，其性质必然受到环境的制约，它们的行动轨迹不仅以矿化形式表现出来，也许矿化作用的"孪生体"——交代作用在某种程度上能更准确地给人们一些启迪。

在桂北九万大山—元宝山成矿区，由于成矿围岩变化较大，形成了复杂繁多的交代类型。不同的成矿作用相应生成不同的交代体系。据近几年的研究，笔者将与雪峰期锡多金属矿床有关的交代岩分成两个交代体系。所谓的交代体系是指在一个成矿区、矿田或矿床中，与某种成矿作用有关，基于不同的围岩条件和物化条件，生成了多个交代系列。这些交代系列往往又由多个交代建造或交代类型所组成。它们之间既有区别也有联系，在时间上和空间上存在着演化关系。

一、交代类型

在桂北九万大山—元宝山成矿区，已发现25种交代类型，现将主要者简述如下：

1. 云英岩化（照片35）：出现于黑云母花岗岩体的内外接触带。组成矿物有石英、白云母及黄玉、电气石、萤石、磷灰石，有时还有锆石、锡石和黑钨矿等。部分云英岩含锡构成矿体

2. 钾长石化（照片36）：该类型有三种产出状态，在黑云母花岗岩岩隆部位交代斜长石等矿物，在花岗岩体的外接触带交代生成钾长石岩，另外有沉淀形成的正长石脉、石英正长石脉和方解石正长石脉。

3. 钠长石化（照片37）：为岩浆期后交代作用的产物，大面积出露于老山—乌勇岭一带。偶见石英与钠长石伴生。

4. 硅化：硅化或者石英化在成矿区内多期次多阶段产出，但其表现形式都是石英脉，仅个别期次中含有一定量锡石而成为矿脉。

5. 石英绢云母化：发育于碎屑岩内，组成矿物为细小的石英和绢云母。

6. 高岭石化：出现在黑云母花岗岩岩隆部位和贱金属硫化物矿体周围。由钾长石、斜长石、白云母、黑云母和水白云母经酸性淋滤而成。主要组成矿物是高岭石，也有与石英共生成为石英高岭石岩。

7. 白云母化：仅分布于花岗岩蚀变岩隆或蚀变片岩中。

8. 黑云母化（照片38）：由热水溶液交代镁铁质岩或超镁铁质岩而形成的一种交代产物。黑云母化可分为羟铁云母化、金云母化和铁锂云母化。它们分别生成在不同的环境中，并取决于围岩性质。

9. 青磐岩化（照片39）：广泛出现于成矿区内，组成矿物有绿泥石、绿帘石、斜黝帘石、黑云母、钠长石和石英等。

10. 电英岩化：本类型蚀变与矿化关系十分密切，除了花岗岩中呈放射状电气石巢及围岩中一部分电英岩脉和电气石脉以外，大部分电英岩本身就是矿石（或矿脉）。

11. 绿泥石化：绿泥石化（包括普通绿泥石化和镁绿泥石化）出现在不同的成因环境中．在花岗岩内交代黑云母，在成矿时或区域变质期间交代镁铁质或超镁铁质岩生成，在矿脉中以脉石矿物产出，以及由动力变质作用沿断裂形成．

12. 矽卡岩化（照片 29 和照片 30）：自然界绝大多数矽卡岩产于花岗质岩石与富钙或富镁质岩石的接触带．这里的矽卡岩却打破此规，由含矿热水溶液交代科马提岩形成于断裂旁侧．主要岩类有钠长石铁铝榴石岩、斧石岩等．

13. 阳起石金云母岩（照片 40）：由科马提岩经热水溶液交代而成，与磁黄铁矿、钛铁矿等共生．

14. 萤石化：其产出形式有三：萤石细脉，石英萤石细脉，与电气石、斧石、金云母等矿物组成氟硼交代岩．

15. 方解石化：组成矿物几乎全部是方解石，某些期次的方解石含锰较高而呈粉红色．部分方解石与石英共生构成石英方解石脉．方解石化一般出现在矿化蚀变系列的终端，在空间上位于交代分带的最外部或叠加在矿体之上．

二、交代矿物剖析

一种矿物可以产出在几种不同的环境中，其差别往往由矿物本身的微小特征予以反映．另一方面，在特定环境内有一定矿物的组合和排列，这些信息正是研究矿化蚀变作用及其条件的途径之一．

在桂北九万大山—元宝山锡多金属成矿系列中，存在着气成热液矿物、碱质交代矿物、镁铁质–超镁铁质蚀变矿物和酸性淋滤交代矿物．各种矿物组合的成因意义将在下节中讨论．本节仅剖析几种主要的交代矿物．

（一）电气石

1. 分布特点和物理特性

电气石是区内十分发育的一种交代矿物，其分布范围之广，数量之多均名列前茅．在黑云母花岗岩岩体中呈瘤状、巢状、细脉状和星散状，颜色深褐一深蓝色，短柱状，横切面为六方形，矿物表面纵纹发育．在云英岩中呈团状或星散状，颜色深褐色、褐色、蓝黑色和蓝色，柱状，具六方或三方横切面，表面纵纹也比较发育．在电英岩型矿脉中，电气石是最主要的脉石矿物，其颜色变化较大，从黑色、褐色至无色．这种颜色递变在很大程度上取决于围岩成分，在以镁铁质岩为主岩的矿脉中，电气石为黑色至黑褐色；在超镁铁质岩为主岩的矿脉中，电气石呈浅色或无色．电气石有短柱状和长柱状，其长与宽比值变化也较大．在锡石硫化物矿脉中，电气石也不乏出现，一般为无色和浅色长柱或细长柱状体，横切面呈三方形，表面纵纹不太明显．在锡石石英脉中，偶见胶状电气石，呈球粒放射状，颜色较浅，多色性为：*No*–浅蓝、微蓝色，*Ne*–无色．

区内电气石产出有三大特点：（1）放射状和束状构造广泛发育，在花岗岩和电英岩中

尤甚；(2) 深颜色电气石多色性显著，浅颜色电气石多色性微弱；(3) 矿脉中电气石颜色环带（照片 41）比较常见。而且褐色电气石有深褐色、褐黑色与浅黄色、无色带成互层，蓝色电气石为蓝黑色、蓝色与微蓝色、无色带成互层。

一洞一五地锡矿床主要由电英岩型锡矿石所组成。电英岩锡矿化表现为两个阶段产出，电气石亦然。这两个阶段的电气石在同区的黑云母花岗岩和云英岩中都有分布。第一阶段电气石以褐色色调为主，第二阶段电气石以蓝色色调为主。电气石的晶形为六方柱或三方柱，结晶粒度大小不等，巨晶有数厘米长，细晶仅零点几毫米。柱状电气石的宽与长之比，由花岗岩→云英岩→电英岩逐次减小（表 30）。由于电气石结晶的比较早，常受到同空间共生但结晶稍晚的石英的溶蚀，蓝色系列电气石交代褐色系列电气石的现象也比比皆是。由横向对比可知（表 30），无论是褐色电气石系列还是蓝色电气石系列，从黑云母花岗岩、云英岩到电英岩，其生成温度越来越低,而且呈现出一个连续过程，矿物比重和折射率与颜色深浅呈正比。

表 30　电气石的一般特征

Table 30.　General characteristics of tourmalines in Yidong ore district

颜色	晶形	宽：长	折射率	比重	平均生成温度（℃）①	产出空间位置
褐色 褐红色	六方柱	1：3–5 1：3–5	*Ne*–1.6290 *No*–1.6659	3.21	395	花岗岩中
深蓝绿色	六方柱和三方柱	1：5–10	*Ne*–1.6277 *No*–1.6598	3.20	370	
褐黄色	六方柱	1：3–7	*Ne*–1.6258 *No*–1.6615	3.15	370	云英岩中
浅蓝绿色	三方柱和六方柱	1：8–12	*Ne*–1.6183 *No*–1.6512	3.10	340	
褐黑色	三方柱及六方柱	1：5–7	*Ne*–1.6360 *No*–1.6691	3.29	350	电英岩中
蓝色	三方柱	1：8–14	*Ne*–1.6225 *No*–1.6580	3.22	300	

①用均一法测定

此外，在四堡期具层纹状构造的层状电英岩锡矿化体及板溪群底砾岩中的电气石均呈微晶状，颜色为深灰色，多色性有 *No*—灰、灰绿，*Ne*—灰白、无色。与电气石伴生的矿物除石英外，还有大量的碳质颗粒簇拥于其周围。

2. 电气石化学组成及其意义

表 31 中列入 48 件电气石的电子探针分析资料。表中显示出各类电气石具有不同的成分特点。黑云母花岗岩和云英岩中电气石的成分相似，贫 MgO、CaO 富 FeO、Al_2O_3 和 Na_2O；电英岩锡矿脉中电气石贫 Al_2O_3 多 MgO 富 FeO、CaO；锡石硫化物矿脉中部分电气石贫 MgO 富 FeO、Al_2O_3 多 Na_2O。另一部分，由于其赋存的矿脉产于超镁铁质岩中，因而具有富 MgO、Na_2O 贫 FeO 的特征。四堡期层纹状锡矿体和板溪群底砾岩中电气石的成分亦比较类似，皆富 MgO 相对贫 CaO。通过对电气石成分的综合分析对比，初步认为 Al、Fe、Mg 三种元素在指示成因方面起着主要作用。据此，以该三种元素为端点建立三元图解（图 67）。从图解中可分出三个大区，A 区为花岗岩和云英岩中的电气石，B 区为电英岩型锡矿脉中的电气石，C 区为四堡期层纹状锡矿化体和板溪群底砾岩中

表 31　各类电气石化学成分一览表（%）

Table 31.　Electron microprobe analyses of various tourmalines

编号	岩（矿）石类型	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	MgO	FeO	CaO	MnO	Cr_2O_3	Na_2O	K_2O	合计
Tm-1	黑云母花岗岩	36.40	31.02	0.63	1.94	13.66	0.41	0.00	0.00	2.03	0.00	86.09
Tm-2		38.99	31.59	0.64	0.99	13.60	0.23	0.06	0.00	1.93	0.00	88.03
Tm-3		35.83	32.82	0.23	1.23	15.22	0.12	0.00	0.05	2.04	0.12	87.66
TP-2		35.43	30.39	0.42	4.19	12.79	0.30	—	0.31	2.16	—	85.99
TP-3		36.06	34.64	0.20	0.88	14.15	0.23	0.13	0.07	1.93	—	88.29
TP-5	锡矿石云英岩型	36.99	36.04	0.31	1.16	14.26	0.18	0.03	—	2.24	—	91.21
TP-6		36.86	33.34	0.33	1.40	12.28	0.24	0.12	0.19	2.14	—	86.90
Tm-3	电英岩型锡矿石	34.30	24.97	1.37	4.48	15.67	2.20	0.03	—	1.49	0.00	84.51
Tm-4		34.29	23.49	1.36	4.42	16.79	2.38	0.08	—	1.45	0.00	84.26
Tm-5		34.68	24.86	1.45	4.67	15.30	2.20	0.00	—	1.57	0.00	84.73
Tm-6		34.31	25.04	1.09	4.36	16.69	2.01	0.05	—	1.59	0.00	85.51
Tm-7		35.14	27.55	0.69	4.03	14.55	1.20	0.02	—	1.85	0.00	85.03
Tm-8		34.36	25.74	1.11	3.87	16.11	1.71	0.01	—	1.40	0.00	84.31
Tm-9		36.38	25.09	0.22	4.79	10.36	0.97	0.57	—	0.56	1.76	80.70
Tm-10		35.54	30.31	0.14	3.02	13.38	0.25	0.06	—	1.83	0.00	84.53
Tm-11		35.45	30.23	0.28	3.58	12.51	0.47	0.00	—	1.95	0.00	84.47
Tm-12		34.66	28.14	0.65	3.62	13.61	0.88	0.00	—	1.89	0.00	83.45
Tm-13		34.75	27.03	1.36	4.31	13.90	1.17	0.00	—	1.78	0.00	84.30
Tm-14		34.83	27.68	1.92	2.75	15.52	0.36	0.00	—	2.04	0.00	85.01
Tm-15		34.83	26.00	0.72	3.80	15.17	1.09	0.01	—	1.95	0.00	83.57
Tm-16		33.29	22.78	1.39	3.76	21.08	0.36	0.15	—	1.00	2.90	86.71
Tm-17		35.18	28.35	1.49	3.97	14.51	2.04	0.00	0.00	1.56	0.00	87.10
Tm-18		37.12	24.24	0.61	3.35	17.09	1.25	0.00	0.00	2.18	0.00	85.84
Tm-20		36.32	33.14	0.33	3.13	12.13	0.30	0.00	0.00	1.71	0.07	87.13
Tm-21		37.14	33.54	0.19	2.85	12.11	0.21	0.00	0.05	1.70	0.03	87.82
TP-8	锡石硫化物型锡矿石	34.80	34.15	0.26	0.62	15.19	0.32	0.21	—	2.15	—	87.72
TP-9		32.31	31.20	0.29	0.52	15.42	0.34	0.13	—	1.99	—	82.20
TP-10		43.53	31.08	0.44	0.70	23.48	0.42	0.06	—	—	—	89.70
TP-11		30.64	29.36	1.38	1.95	23.33	0.98	0.68	—	—	—	88.31
TP-12		38.87	27.85	0.02	6.05	8.25	1.49	0.07	—	1.91	—	84.51
Tm-22		37.54	33.04	0.85	7.72	6.55	1.19	0.00	0.05	2.26	0.08	89.28
Tm-23		37.13	32.67	0.71	6.68	7.44	0.92	0.06	0.10	2.00	0.01	87.72
Tm-24	锡矿化体（四堡早期）层状（层纹状）	37.41	32.96	0.85	6.62	6.77	1.69	0.08	0.00	1.09	0.05	87.52
Tm-25		38.29	33.60	0.29	7.20	6.34	1.30	0.04	0.17	1.38	0.02	88.63
Tm-26		43.04	29.97	0.38	6.38	8.06	1.13	0.00	0.00	1.93	0.02	90.91
Tm-27		39.14	32.97	0.43	4.39	8.25	0.47	0.00	0.13	1.45	0.00	87.23
Tm-28		38.13	31.62	0.32	5.16	6.71	0.76	0.16	2.45	1.53	0.00	86.84
Tm-29		37.67	30.67	0.61	5.13	8.58	0.95	0.00	0.00	1.72	0.00	85.33
TP-13		36.62	30.56	0.34	7.87	6.79	0.66	—	0.16	2.41	—	85.41
TP-14		38.44	32.62	0.44	7.55	6.99	0.36	0.02	—	2.76	—	89.18
TP-15		37.19	30.00	0.36	10.09	6.03	0.70	0.02	0.10	2.85	—	87.37
TP-16	底砾岩板溪群	38.89	29.77	0.49	5.49	1.59	0.60	1.23	1.40	1.88	—	81.34
TP-17		36.99	32.84	0.31	7.65	2.46	0.58	0.01	0.11	2.02	0.09	83.06
TP-18		36.68	33.32	0.53	4.90	9.05	0.86	0.04	0.01	1.70	—	87.09
TP-19		34.15	29.57	0.60	4.28	7.34	0.72	—	3.51	1.49	—	81.66

TP-1-19 为彭大良等（1985）的编号和分析结果；T-Tm1-29 由中国地质科学院矿床地质研究所、中国地质大学分析

的电气石．澳大利亚 Goden Dyke Dome 层纹状铅锌矿中的电气石亦位于 C 区．从 A 区、B 区至 C 区，MgO 含量依次增高，B 区中电气石的 Al_2O_3 含量相对偏低．

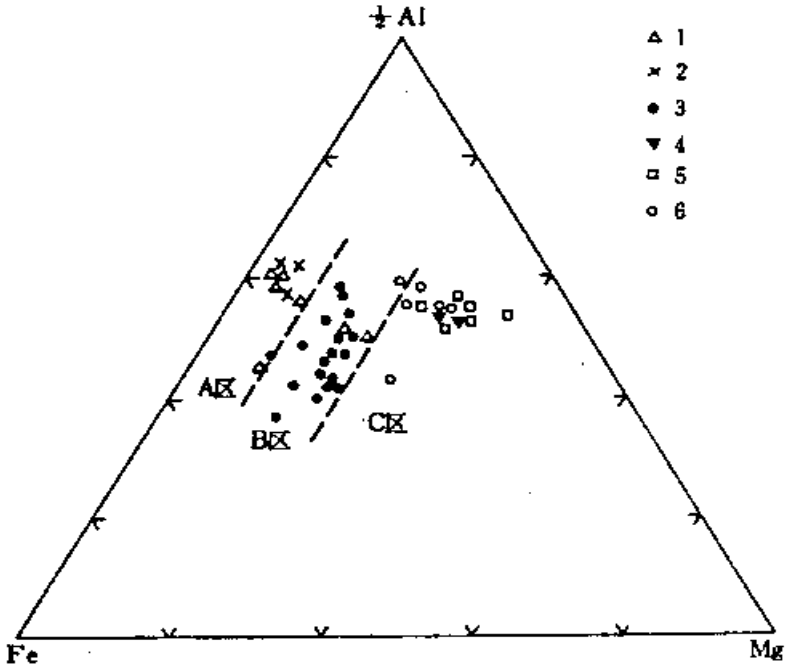


图 67　电气石的 1／2Al–Fe–Mg 三元图解

Fig.67.　1／2 Al–Fe–Mg plot for tourmlines

1–花岗岩中电气石；　2–云英岩中电气石；　3–电英岩型锡矿脉中电气石；

4–锡石硫化物型锡矿脉中电气石；　5–层纹状锡矿化体和板溪群底砾岩中电气石；

6–澳大利亚 Goden Dyke Dome 层纹状铅锌矿中电气石

一般来讲，电气石环带颜色差别与其成分变化有关，深色带为色素离子所致．此次工作用电子探针分析了同一矿物横切面不同颜色环带的化学成分（图 68）．由图 68 可以看出，颜色环带与 FeO 关系甚为密切，深颜色 FeO 含量升高，Al_2O_3 与 FeO 变化恰好相反．从矿物中心到边缘 MgO、CaO 和 TiO_2 逐渐增高．这表明成岩成矿体系中该组分的不断增加．相比之下，Na_2O 变化恒定，仅在结晶初期有亏损的显示．代替 Na_2O 的组分很可能是 K_2O，由于同一测试点的 K_2O 含量骤然高达 1.7%左右，而其它测试点的 K_2O 含量均在检测极限之下．由此似乎也可以说明在成岩成矿体系早期比较富有 K_2O．通过对电气石颜色环带的研究，证明了一个问题，即成矿体系早期富与花岗岩有关的 K_2O、Al_2O_3 等组分．随着结晶作用的进行或者体系与环境（围岩）的物质交换，致使基性元素逐渐富集．

FeO 是电气石中最活跃的一种组分，过去地质学者往往认为它与 MgO 呈类质同象替代关系．本次工作研究表明，FeO 与 MgO 在各类电气石中均没有明显的相关性．例如，花岗岩和云英岩中电气石的 FeO 与 MgO 的相关系数 $r=-0.0101$，电英岩型锡矿脉中电气石的 FeO 与 MgO 的相关系数 $r=-0.0640$．与此相反，FeO 与 Al_2O_3、SiO_2 相关性甚好，其相关系数和方程分别为 $r=-0.8440$，$FeO=-0.7775Al_2O_3+36.10$ 和 $r=-0.9090$，

$FeO=-2.73SiO_2+109.82$.

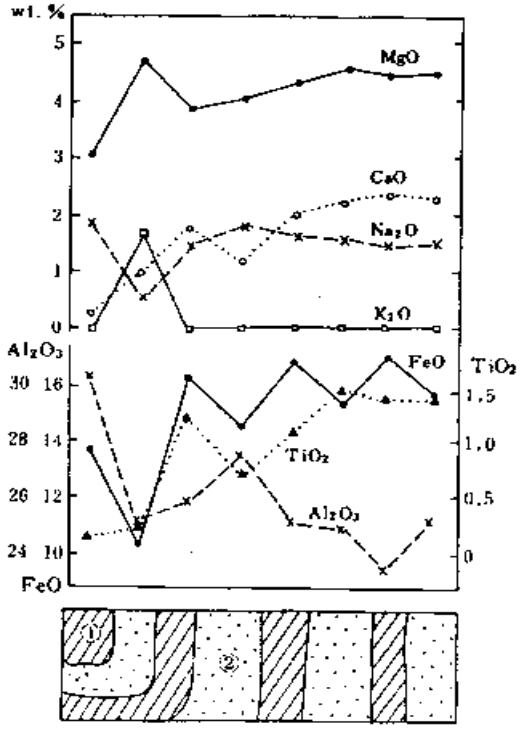


图 68　环带状电气石成分变化图解

Fig.68.　Compositional change of a. zoning tourmaline

①深颜色带；　②—浅颜色带

(二) 钾长石

钾长石在九万大山—元宝山成矿区分布较广，而且在一洞、五地、红岗、沙坪锡多金属矿区及铜厂贱金属硫化物矿区等尤为发育．据其生成方式，可分为交代型和沉淀型两类。交代型：诸如花岗岩岩隆部位的钾长石化，在花岗岩隆起外部的钾长石交代岩中，钾长石置换了镁铁质杂岩中的其它矿物而获得了空间，并呈斜长石假象（照片 42）出现在电英岩锡矿脉两侧．沉淀型：在电英岩型锡矿脉、锡石硫化物型锡矿脉、钾长石脉和石英钾长石脉中的钾长石均为沉淀成因。贱金属硫化物矿石中的冰长石也属此类。

就钾长石的结晶程度而论，各种类型不太相同，在矿石中呈他形状，在钾长石脉、石英钾长石脉中呈自形—半自形状、他晶形状，在镁铁质杂岩中成拉长石假象，多为细长柱状．根据双晶和其它光学性质及 X 粉晶衍射测定，本区内的钾长石属正长石类，三斜度 Δ 在 0.20—0.37 之间．只有花岗岩中钾化的钾长石为微斜长石，三斜度 $\Delta=0.35—0.55$．按晶体化学理论来讲，长石从无序到有序反映其生成温度连续降低，但本区情况恰好相反。笔者认为有序度（三斜度）不只是温度的函数，而且受物质浓度、压力、环境等综合因素的支配。

钾长石的电子探针分析数据见表 32，总的来看较富钾，*Or* 分子大于 87%，大多数介于 92—99%之间．钾长石中的 K_2O 与 Na_2O、CaO 呈负相关性，它们的相关系数分别是 $r=-0.9824$ 和 $r=-0.5566$.区内钾长石 Cr_2O_3 比较高，而且从早到晚逐渐降低．与花岗岩中的钾长石相比，矿石中钾长石的 Cr_2O_3 含量稍低一些．由此可以反映出两个问题：其一，高 Cr_2O_3 含量是受区域地球化学背景值的支配；其二，矿石中 Cr_2O_3 降低，说明早结晶的钾长石所反馈的信息是原始成岩成矿流体富 Cr_2O_3，距母源越远流体含 Cr 元素越低．另外，经测试表明钾长石均不含 Sn 元素，即使与锡石共生者也如此。

(三) 斜长石

在研究区内，由交代作用生成的钠长石以三种状态存在：(1) 在花岗岩侵位的末期阶段，由碱质交代作用在岩隆部位生成钠长石化花岗岩或钠长石岩．这些岩石主要发育于元宝山花岗岩体周围，其中的钠长石呈宽板状，表面清晰，聚片双晶良好．呈钠化花岗岩状

态的钠长石在三防、平英一带也偶然见到，但发育程度甚差，分布范围也十分局限。总的来看，该类钠长石含 *Ab* 分子最高，一般 *An* 分子都是零（表 32），含 K_2O、CaO、FeO 相当低。(2) 在平英一带，花岗岩岩隆外部的钾长石岩和黑云母岩蚀变带中有少量的钠长石，这些钠长石由热水溶液中的 Na^+离子交代原镁铁质岩中斜长石的 Ca^{2+}离子而生成。所以其形态多为细长柱状（照片 43），分布杂乱。聚片双晶和卡钠复合双晶虽不太清楚但也可以辩认。这类钠长石的 *An* 分子含量很低，一般都是零。(3) 在九毛—六秀、沙坪等矿区的锡石硫化物矿体中，钠长石（少量为奥长石）作为一种脉石矿物产出，呈粒状集合体多与石榴石、符山石等矿物共生，有时与锡石硫化物直接同时生成。该类斜长石含 *An* 分子 0.00—11.65%，*Or* 分子 0.00—0.23%。在同一钠长石晶体中，从中心到边缘，*An* 分子增高。这表明了成矿体系的演化方向。

表 32　交代岩和矿石中钾长石和斜长石的成分数据（wt%）

Table 32. Electron microprobe analyses of k-feldspars and plagioclases in metasomatic rocks and ores

编号	矿(岩)石类型	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	合计	*An*	*Ab*	*Or*	矿区名称
51-11-2	锡石硫化物矿石	64.29	0.03	22.42	0.17	0.00	0.00	3.19	10.15	0.02	0.11	100.38	11.65	88.23	0.12	九毛－六秀锡矿区
TY-2-1	锡石硫化物锡石矿石	67.63	0.07	19.29	0.00	0.09	0.00	0.06	12.03	0.06	0.12	99.35	0.00	100.00	0.00	
TY-2-2	锡石硫化物锡矿石	67.34	0.05	20.08	0.07	0.00	0.00	0.62	11.59	0.04	0.26	100.05	0.00	99.77	0.23	
SP-35	锡石硫化物锡矿石	66.80	0.50	18.55	0.00	0.23	0.00	0.00	0.16	13.73	0.31	99.78	0.00	1.74	98.26	沙坪锡矿区
YY-1	平英钾化花岗岩	64.17	0.02	16.15	0.04	0.03	0.14	0.04	0.77	16.90	0.00	99.86	0.21	6.97	92.82	一洞－五地锡矿区
YY-2	电英岩型锡矿石	64.32	0.00	17.72	0.46	0.00	0.06	0.00	0.21	17.50	0.00	100.27	0.00	1.91	98.09	
YY-3	锡石硫化物型锡矿石	63.62	0.00	17.79	0.00	0.00	0.00	0.01	0.26	17.34	0.00	99.22	0.05	2.40	97.55	
YY-4	电英岩型锡矿石	63.62	0.00	17.79	0.00	0.00	0.00	0.01	0.26	17.34	0.00	99.22	0.05	2.40	97.55	
YY-5	石英钾长石脉	64.07	0.00	17.69	0.17	0.00	0.00	0.00	0.11	17.49	0.00	99.53	0.67	1.02	98.31	
YT-6	平英钾化花岗岩	64.06	0.00	18.11	0.04	0.01	0.00	0.06	0.25	17.60	0.00	100.13	0.45	2.27	97.28	
J-32	元宝山钠长石化花岗岩	68.28	0.09	19.62	0.02	0.00	0.00	09.00	12.24	0.07	0.35	100.67	0.00	100	0.00	老山－乌男岭锡矿区
J-3B		68.34	0.02	19.59	0.21	0.00	0.00	0.07	12.23	0.00	0.27	100.73	0.00	100	0.00	

分析单位：中国地质大学、地质矿产部矿床地质研究所

(四) 黑云母

在九万大山—元宝山成矿区内，黑云母出现的几率相当高，除了岩浆作用生成的黑云

母外，由矿化蚀变作用所形成的黑云母亦比比皆是。在黑云母花岗岩岩隆部位和矿体附近围岩（镁铁质-超镁铁质岩及硬砂岩）中，黑云母往往是一种重要的蚀变矿物。该类黑云母在九万大山南部一带粒径细小，与钾长石、绿泥石、绿帘石、电气石、石英和斜黝帘石共生，其多色性为 *Ng*—黄色，*Nm*—淡黄色，*Np*—无色。在元宝山一带呈粗晶状或呈拉长状作定向排列，其多色性为 *Ng*—金黄色，*Nm*—黄至淡黄色，*Np*—淡黄至无色。在一洞、五地、九毛、六秀、沙坪等矿区的矿脉中，也有一些黑云母作为脉石矿物产出，此类黑云母粒度大小不一，颜色较深，其多色性为 *Ng*—褐色，*Nm*—黄色，*Np*—浅黄色。另一种绿色大片状黑云母仅见于老山、乌勇岭矿区云英岩型锡矿脉（位于黑云母花岗岩体内）周围的蚀变带中，其多色性为 *Ng*—深绿色，*Nm*—鲜绿色，*Np*—淡绿至绿色。伴生的矿物有电气石、石英和白云母等。此外，在铜厂和杀狗洞铜铅锌贱金属硫化物矿体周围交代分带中也有黑云母出现，其多色性为 *Ng*—黄色，*Nm*—浅黄色，*Np*—无色。

表 33　矿化蚀变体中黑云母成分（wt%）及原子数数据

Table 33.　Electron microprobe analyses of biotites in alterated rocks and orebodies

样品编号	矿区	产出环境	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	合计
SP-7	沙坪	蚀变围岩	38.80	17.99	0.85	0.12	19.30	0.39	11.65	0.00	0.14	7.81	0.41	97.46
SP-43-2	矿区	矿体	38.62	18.01	0.71	0.20	18.80	0.45	11.02	0.00	0.00	9.02	0.28	97.15
A-7-1	一洞	蚀变围岩	37.60	15.38	0.85	0.00	18.19	0.22	11.77	0.02	0.05	10.26	—	94.76
A-7-2	矿区		37.18	14.90	0.73	0.06	18.51	0.13	12.29	0.04	0.02	10.16	—	94.02
LL-211	老山	蚀变围岩	32.19	17.86	0.23	0.00	34.54	0.22	3.01	0.00	0.25	6.63	0.00	94.93
LL-212	矿区		34.92	17.94	0.07	0.00	32.92	0.24	2.82	0.05	0.22	6.8	0.00	95.99
51-11-12	九毛矿区	矿体内部	34.90	17.34	0.21	0.17	26.07	0.21	5.17	0.05	0.00	9.32	0.00	93.74
51-11-18			35.19	16.97	1.69	0.64	25.93	0.10	5.17	0.01	0.16	9.23	0.09	95.18
LH-1*		矿体邻近围岩蚀变体	37.14	13.48	0.83	—	18.25	0.30	14.94	0.50	0.22	10.09	—	95.75
LH-2*			38.62	13.86	0.73	—	12.23	0.14	21.86	0.04	0.20	10.39	—	98.07
LH-3*			36.72	13.40	0.68	—	18.75	0.18	13.44	0.23	0.20	10.04	—	93.64

样品编号	矿区	产出环境	Si	Al	Ti	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Al^{IV}	Al^{VI}
SP-7	沙坪	蚀变围岩	5.6992	3.1144	0.0938	0.0140	2.3708	0.0486	3.5506	0.000	0.0398	1.4634	2.308	0.8134
SP-43-2	矿区	矿体	5.7200	3.1390	0.0790	0.0234	2.3250	0.0538	2.4290	0.000	0.000	1.7016	2.2800	0.8590
A-7-1	一洞	蚀变围岩	5.7458	2.8456	0.0976	0.0000	2.3246	0.0284	2.6808	0.032	0.148	2.0000	2.2542	0.5914
A-7-2	矿区		5.7472	2.7146	0.0848	0.0037	2.3928	0.0170	2.8316	0.0066	0.0060	2.0034	2.2528	0.4618
LL-211	老山	蚀变围岩	5.2686	3.4452	0.0284	0.0000	5.7278	0.0304	0.7344	0.0000	0.0794	1.3842	2.3312	1.1140
LL-212	矿区		5.5562	3.3642	0.0084	0.0000	4.3804	0.0324	0.6688	0.0086	0.0678	1.3822	2.4438	0.9204
51-11-12	九毛矿区	矿体内部	5.6018	3.2814	0.0254	0.0596	3.508	0.0386	1.2374	0.0086	0.000	1.9090	2.3962	0.8854
51-11-18			5.5616	3.1510	0.2008	0.0800	3.4272	0.0134	1.2180	0.000	9.9689	1.7597	2.4384	0.7226
LH-1*		矿体邻近围岩蚀变体	5.6452	2.4148	0.0948	0.0000	2.5198	0.0386	3.3848	0.0814	0.0648	1.9564	2.3548	0.0600
LH-2*			5.5114	2.3312	0.0784	0.0000	1.4596	0.0170	4.6496	0.0062	0.0554	1.8914	2.3312	0.0000
LH-3*			5.7350	2.4666	0.0798	0.000	2.4490	0.0238	3.1288	0.0364	0.0606	2.0002	2.2650	0.2000

分析单位：中国地质大学电子探针实验室；* 取自卢建春、黄有德资料（1985）

区内矿化蚀变黑云母的成分变化相当大（表 33），该变化主要取决于两个方面的因素：其一是围岩性质和成分，即围岩具易交代性，黑云母生成数量骤增；围岩若富镁质，黑云母亦然。因此在九毛—六秀锡多金属矿区内矿体周围的黑云母全为金黄色云母，MgO 含量最高可达 21.86%。其二是成岩成矿热水溶液的原始组成及演化路线和方向。我们知道，矿脉中黑云母在成矿过程中结晶的比较早，其中常常蕴含着原始成矿溶液的一

些信息．从黑云母的 Mg–Al–Fe 图解（图 69）中可以看到，黑云母成分有几种不同的演化趋势：（1）从黑云母花岗岩中的黑云母到云英岩型矿脉周围蚀变黑云母，成分向铁质富集方向演化，后者实际上已经变成羟铁云母；（2）在九毛一六秀矿区内，从矿脉中的黑云母到蚀变岩（原岩为科马提岩）中的黑云母，成分向镁质富集的方向演变，矿脉中的黑云母类似于花岗岩中的铁质黑云母，围岩中的黑云母则是镁质黑云母；（3）在沙坪矿区内，从矿脉中的黑云母到蚀变岩（原岩为基性熔岩）中的黑云母，组分向富镁铝方向演化。但总的来看，两者都是比较富镁的黑云母类。

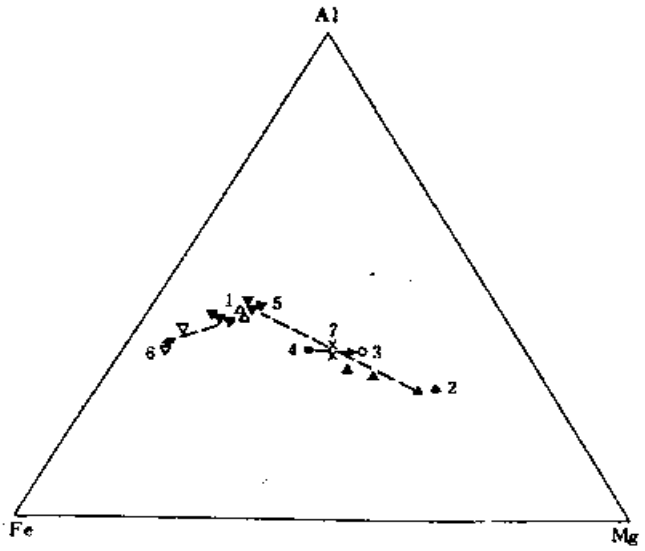


图 69　黑云母的 Al–Fe–Mg 三元图解

Fig.69.　Al–Fe–Mg plot for biotites in metasomatic rocks and ores

1—九毛一六秀矿区锡多金属矿脉中的黑云母；2—九毛一六秀矿区矿脉旁侧蚀变岩中的黑云母；3—沙坪矿区矿脉旁侧蚀变岩中的黑云母；4—沙坪矿区矿脉中的黑云母；5—黑云母花岗岩中的黑云母；6—云英岩矿脉旁侧蚀变岩中的黑云母；7—一洞矿区蚀变岩中的黑云母

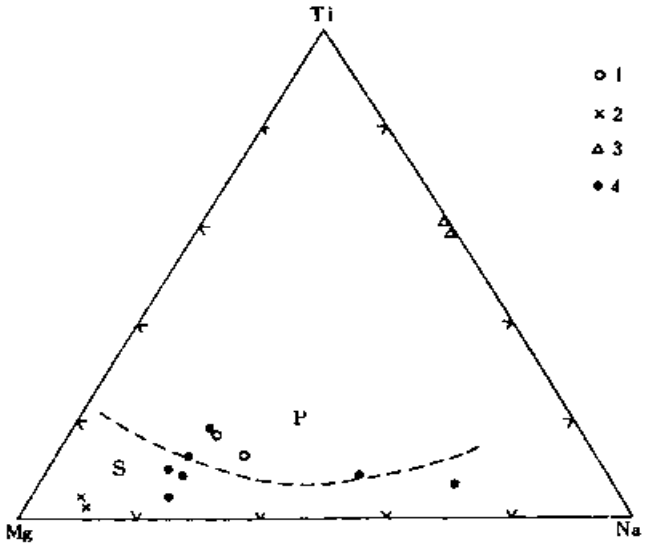


图 70　白云母的 Ti–Mg–Na 原子三元图解

Fig.70.　Ti–Mg–Na plot for muscovite

1—白云母钠长石岩；2—云英岩；3—矿石；4—花岗岩体；P—原生白云母区；S—次生白云母区

（五）白云母

区内大多数白云母产于黑云母花岗岩内接触带以及作为云英岩矿脉的组成部分．在红岗、沙坪矿区内的锡石硫化物矿脉中，白云母则是主要的脉石矿物之一．一般来讲，白云母自形程度较高，其粒度大小不一，有大片状、小片状，也有受应力作用而成的拉长态．部分白云母常具清楚的多色性．

本区白云母成分与其它地区白云母成分相比，铁质含量比较低，FeO 不超过 4%，多在 1.5–3.5%之间．MnO 含量变化范围较大，岩体中白云母的 MnO 含量不大于 0.1%，矿石中白云母的 MnO 含量不大于 0.01%，而云英岩和钠化岩石中白云母的 MnO0.00—0.11%．

白云母的成分是判别有关地质体成因的重要标志，尤其钛是一种灵敏的指示剂．Mil-

ler 等（1981）曾用 Ti–Mg–Na 原子三角图解（图 70）来区别花岗岩的原生与次生白云母，图中的原生与次生白云母的分区界线由诸多分析资料所拟合而成。此次工作将 13 件分析数据一并投影于图 70 中，从图中可以看出，花岗岩中的大部分白云母是后生的，仅个别具原生特点。云英岩中白云母明显贫钛富镁，其投影点趋于镁角。白云母钠长石岩中的白云母成分酷似原生白云母，其投影点位于原生区。该资料说明图中所拟合的界线并非放之四海而皆准的定理，特殊性寓于一般性之中。锡石硫化物矿脉产于围岩中，因此，矿石中白云母显得很特别，以贫 Mg 富 Ti 多 Na 为特征。笔者认为这主要是受围岩成分混染所造成的。

白云母中的 Al 原子数与 Fe 原子数具有良好的负相关性（图 71），其相关系数 $r=-0.8642$，相应的方程是 $Al=1.2527Fe-0.4312$。另外，不同环境生成的白云母可以拟合在同一直线上，其中白云母钠长石岩中白云母的 Al／Fe 比值最低，矿石中白云母 Al／Fe 比值最高，云英岩中白云母的 Al／Fe 比值介于前两者之间，花岗岩中白云母的 Al／Fe 比值变化范围最大。

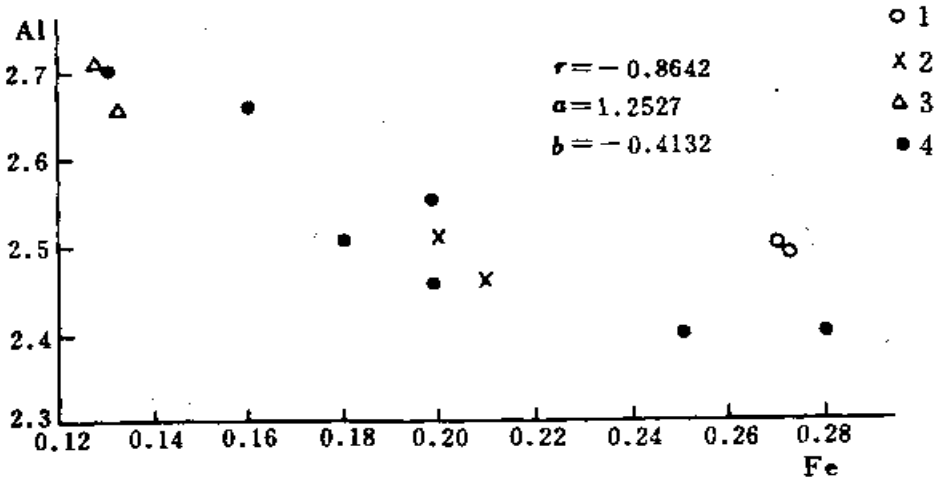


图 71　白云母中 Al 与 Fe 原子数相关图解

Fig.71.　Diagram showing Al v.s. Fe in muscovite

图中符号说明同图 70

（六）石榴石

在研究区内，石榴石仅发现于黑云母花岗岩中及沙坪、九毛一六秀矿区锡石硫化物矿体边侧的矽卡岩中。前者是以副矿物形式产出，粒径细小，常被包裹或者镶嵌在斜长石晶体上；后者呈粉红色，晶体粗大，最大的直径可至 3cm，一般在 0.5–5mm 之间。共生的矿物有黑云母、斧石和钠长石等。

区内石榴石的化学成分列于表 34 中，从表中可以看到各类石榴石的化学组成差异明显。兹将这些数据进行端元组分计算并绘于图 72 中。由图表明，花岗岩中的石榴石为铁铝榴石（*Alm*）、锰铝榴石（*SP*）和钙铝榴石（*Gr*）的过渡系列，其含钙铁榴石（*Ad*）分子很低，$Ad=0$—6.7750%。沙坪矿区锡矿脉周围矽卡岩中的石榴石类似于花岗岩中的石榴石，二者组分基本相同。九毛一六秀锡多金属矿区内石榴石最发育，并以富铁铝榴石端

元分子为特色，*Alm* 分布范围为 52.9175–80.1938%，还有一定量的锰铝榴石、钙铁榴石、钙铝榴石和镁铝榴石分子。

表 34 石榴石电子探针分析数据（wt%）和原子数一览表

Table 34. Electron microprobe analyses of garnets

样品编号	矿区	产出环境	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	合计	Si	Ti
TL–1	九毛一六秀矿区	矽卡岩	35.86	0.07	19.36	34.44	1.87	0.50	7.45	0.18	0.07	99.80	2.9195	0.0048
TL–2			35.46	0.05	19.65	38.23	1.46	1.68	2.98	0.11	0.04	99.66	2.3004	0.0031
TL–3			35.54	0.12	20.30	27.00	6.23	1.20	8.69	0.10	0.04	99.22	2.8794	0.0073
TL–4			34.88	0.24	19.74	29.64	6.00	1.47	8.36	0.10	0.09	100.52	2.0005	0.0145
5–11–1			36.39	0.04	29.89	30.48	4.15	0.00	8.07	0.00	0.10	100.12	2.9464	0.0024
51–11–2			36.52	0.04	20.69	33.59	2.07	0.06	6.89	0.10	0.00	99.95	2.9686	0.0024
SP–7	沙坪矿区	矽卡岩	36.44	0.01	20.88	14.87	17.00	0.00	10.52	0.00	0.00	98.81	2.9378	0.0006
P–1	一洞五地矿区	平英花岗岩	36.91	0.01	20.70	15.76	13.61	0.09	12.25	0.19	0.00	99.49	2.9649	0.0008
P–2			37.93	0.03	20.23	14.57	13.09	0.11	10.74	0.02	0.00	96.72	3.1041	0.0018
P–3			37.46	0.01	20.49	17.92	12.80	0.11	10.74	0.02	0.00	99.55	3.0225	0.0008
P–4			37.48	0.08	21.85	13.63	12.06	0.04	13.45	0.05	0.30	98.65	2.9976	0.0049

样品编号	矿区	产出环境	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	*Alm*	*Sp*	*Gr*	*Ad*	*Pyr*
TL–1	九毛一六秀矿区	矽卡岩	1.8575	2.3446	0.1290	0.0607	0.6498	0.0284	0.0073	70.5984	4.5108	5.4748	17.2849	2.1251
TL–2			1.8941	2.6167	0.1012	0.2048	0.2611	0.0174	0.0042	80.1938	3.5328	0.0000	0.1202	7.1531
TL–3			1.9382	1.8292	0.4275	0.1449	0.7543	0.0157	0.0041	53.4322	15.0066	10.3171	16.1579	5.0862
TL–4			1.8628	1.9900	0.4080	0.1759	0.7191	0.0156	0.0092	52.9175	14.7453	6.0000	25.9855	6.3568
51–11–1			1.9834	2.0637	0.0000	0.0000	0.7000	0.0000	0.0103	66.4028	9.7116	17.8686	6.0170	0.0000
51–11–2			1.9820	2.2831	0.1425	0.0073	0.5991	0.0158	0.0000	74.5462	4.8433	15.7877	0.2471	4.5751
SP–7	沙坪矿区	矽卡岩	1.9838	2.0025	1.1670	0.0000	0.9086	0.0000	0.0000	29.3611	39.7168	23.8477	7.0539	0.0000
P–1	一洞五地矿区	平英花岗岩	1.9598	1.1090	0.9262	0.011	1.0545	0.0240	0.0000	31.7633	31.3288	29.3514	6.7750	0.3815
P–2			1.9515	0.9970	0.9072	0.0129	0.9418	0.0036	0.0000	34.8728	31.7319	32.9430	0.0000	0.4522
P–3			1.9488	1.2088	0.8745	0.0127	0.9287	0.0036	0.0000	38.0995	29.8095	31.2982	0.3382	0.4345
P–4			2.0598	0.9116	0.8173	0.0051	0.1512	0.0081	0.0301	31.5860	28.3175	39.9189	0.0000	0.1776

分析单位：中国地质大学、中国地质科学院矿床地质研究所

据现有资料来看，花岗岩中的石榴石大部分都是铁铝榴石与锰铝榴石的固溶体，只有个别岩体才拥有某一个端元分子。例如，福建金刚山和新村晶洞花岗岩中石榴石的锰铝榴石分子高达 95–96%（洪大卫，1985），广西大容山花岗岩中石榴石含铁铝榴石分子也大于 80%（汪绍年，1982）。关于花岗岩中石榴石的成因，一般认为是岩浆成因的。但经过对区内花岗岩的研究，发现石榴石均出现于斜长石中，呈自形晶的粒状集合体，这些矿物作有序排列，而且在蚀变岩隆部位大大地增多。由此笔者认为在岩体遭受热液交代蚀变时，过铝组分与 Mg、Fe 等反应生成石榴石。

一提及矽卡岩中的石榴石，人们自然会认为它们无疑是富钙铁榴石端元分子的石榴石类。的确，由于矽卡岩往往生成于中酸性花岗岩体与富钙质围岩的接触带，在这种环境中钙铁榴石的生成也是必然的。然而，象九毛一六秀矿区就大不一样了，这里的成矿围岩是科马提岩——一种贫钙多镁岩石，成矿溶液则富铝高碱质。该环境最有益于镁铝榴石的生成，但由于压力条件过低，其结果只能是铁铝榴石应运而生。

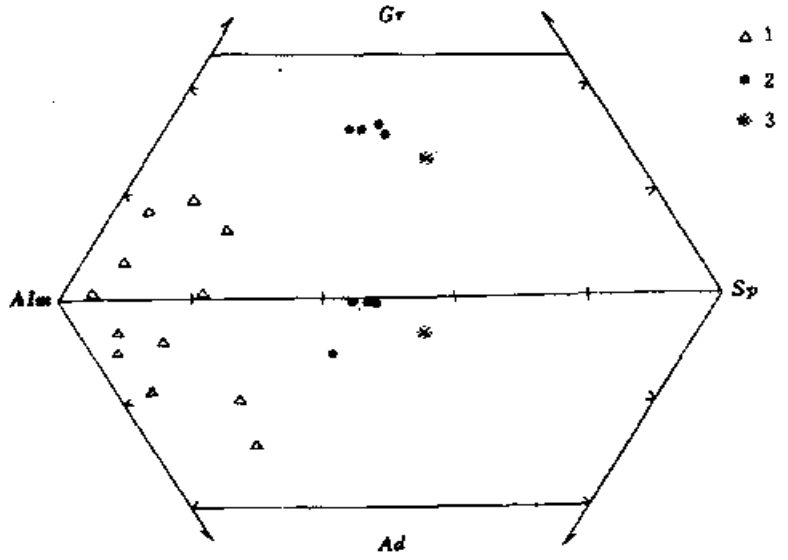


图 72　石榴石的 Alm–Gr–Sp–Ad 图解

Fig.72.　Alm–Gr–Ad–Sp plot for garnet

Alm–铁铝榴石；Gr–钙铝榴石；Sp–锰铝榴石；Ad–钙铁榴石；
1–九毛一六秀矿区的砂卡岩；2–蚀变花岗岩；3–沙坪矿区砂卡岩；

（七）绿泥石

就分布范围而言，绿泥石在桂北九万大山—元宝山地区分布最广。无论是在黑云母花岗岩、镁铁质–超镁铁质岩、碎屑岩和蚀变岩中，还是在矿体内都可见到。按其成因可分成四种类型：(1) 区域变质型：加里东运动在本区表现为退变质作用，结果致使许多暗色矿物如黑云母（在黑云母花岗岩、矿体和蚀变岩中）、橄榄石、辉石、透闪石–阳起石（镁铁质–超镁铁质岩中）等矿物绿泥石化。本类型在数量方面占压倒优势。(2) 热液沉淀型：在部分锡石硫化物型矿石和部分贱金属硫化物矿石中有绿泥石作为脉石矿物。(3) 热液蚀变型：青磐岩化是本区最发育的蚀变类型之一，其中有绿泥石作为成员；还见有一些绿泥石化单独产出。这两类绿泥石常受到后期区域变质作用所改造。(4) 动力变质型：出现于北北东—南北向剪切构造带中，成为具片理构造的绿泥石片岩。

绿泥石一般都呈粒状、片状集合体，粒度大小不一。除动力变质型具有大于 0.1mm 的晶体外，其它类型都局限于 0.1—0.01mm 范围内。部分绿泥石有蓝色和褐紫色的异常干涉色。在黑云母花岗岩中的绿泥石的折射率为：$Ng=1.653-1.661$，$Nm=1.651-1.658$，$Np=1.647-1.652$；发育于镁铁质–超镁铁质岩中的绿泥石的平均折射率为：$Ng=1.635-1.592$，$Nm=1.634-1.585$，$Np=1.599-1.630$；热液蚀变岩中绿泥石的 $Ng=1.643$，$Nm=1.642$；$Np=1.639$。

绿泥石电子探针分析资料表明：在矿石和黑云母花岗岩中，绿泥石的 $Fe/(Fe+Mg)=0.7722—0.8376$，Si/Al 比值为 0.9159—1.1889，据 M.H.Hey（1954）的分类为铁鳞绿泥石和铁绿泥石，按 Albee（1962）的分类方案为铁华绿泥石和硬铁绿泥石类。在镁铁质岩和蚀变岩中的绿泥石含 Mg 原子较高，$Fe/(Fe+Mg)=0.5700—0.6533$，$Si/Al=0.9829—1.0480$，属于富铁的鳞绿泥石或 Fe^{2+}绿泥石。超镁铁质岩中的绿泥石明显富镁，均为镁蠕绿泥石和透绿泥石类。

（八）绿帘石–斜黝帘石

绿帘石与斜黝帘石之间存在着连续的类质同象，他们都是青磐岩的成员，有时亦见于矿体内。在黑云母花岗岩顶部的蚀变带中有一个帘石的变化系列，即下部以斜黝帘石为

主，向上逐渐过渡为绿帘石，其干涉色从低级到高级（灰白一三级绿）的变化反映了这种趋势，而且 $Ca_2Fe_3(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$分子从 5%增加到 28%。另外，在两期电英岩型矿化之间或稍晚常有斜黝帘石脉和绿帘石细脉出现。

利用电子探针分析了区内的绿帘石类，经研究可知，近矿蚀变岩中的绿帘石比黑云母花岗岩顶部蚀变岩中的绿帘石富 Fe 贫 Al 和 Ca，矿体中的绿帘石贫 Fe 富 Al、Ca Fe^{2+} $_{(3+)}$、Ca^{2+}、Al^{3+}离子在帘石中都是配位阳离子，它们之间以类质同象形式互相代替。在区内它们的关系如下：

离子对	相关系数（r）	表达式
$Fe^{2+}-Al^{3+}$	−0.9071	$Fe^{2+}=-1.0744Al^{3+}+35.7203$
$Fe^{2+}-Ca^{2+}$	−0.8297	$Fe^{2+}=-2.8346Ca^{2+}+74.7688$
$Ca^{2+}-Al^{3+}$	+0.9109	$Ca^{2+}=0.3215Al^{3+}+15.1782$

由这些计算可知，Al^{3+}和 Ca^{2+}离子同步消长取代 Fe^{3+}和 Fe^{2+}离子。

值得注意的是区内部分绿帘石是一种较重要的含锡矿物，其中含锡量为 0.428—2.12%。经电镜扫描发现在绿帘石晶体内偶见有直径 3—5μm 的锡石矿物，其成分（wt%）为：SnO_2 95.158，FeO 1.065，CaO 0.891，SiO_2 1.141，TiO_2 0.308，Na_2O 0.048，Al_2O_3 0.728。从目前工作来看，尽管有微晶锡石存在，但大部分锡还是以分散状态存在于绿帘石中，这些锡在现有的工艺条件下尚无法回收利用。

三、交代体系和交代系列

前已述及，桂北锡多金属成矿区内存在两个交代体系，它们分别是与岩浆热液有关的交代体系和与非岩浆热液有关的交代体系。

（一）与岩浆热液有关的交代体系

当雪峰期黑云母花岗岩侵位之后，随着结晶作用的持续进行，大量的 H_2O、B、F、K、Na 等组分在岩体隆起部位不断聚集，内压也在日益增大。与此同时，岩体向四周传递能量导致上部围岩中的水流体加速运移和循环，而早期的构造便成为循环的中心地段，当 $P_{内}$约等于 $P_{外}$时，加之热水溶液的诱发，断裂重新活动。此时，岩体内的挥发组分迅速向上推移，当温度达到临界点时，液体出现。从另一方面讲，在岩浆气液趋向压力减小的方向时，逐渐与围岩中水溶液汇合，这些合二为一的气液此时以渗滤、扩散和沉淀方式开始了矿化交代作用。

交代作用的发生、演化方向和结果完全依赖于花岗岩体、围岩岩性和构造性质的联合作用。与岩浆作用有关的含矿热水溶液作用于四种围岩，即花岗岩体本身、镁铁质岩、超镁铁质岩和沉积变质岩，相应生成了四个交代系列。

交代系列概念系赵一鸣等（1985）提出，并定义为："交代系列是由两个或更多的交代建造所组成，它们存在于一定的交代矿床、矿田或成矿区内，并伴有相应的矿化组合或矿床类型，在空间、生成时间和成因相互之间有着十分密切的内在联系"。该定义虽然基于

矽卡岩矿床研究，但仍可外延到与交代作用有关的其它矿床。

1. 以花岗岩为主岩的交代系列

(1) 第一阶段：在 $P_{内}$小于 $P_{外}$的条件下，岩浆房与周围岩石构成了一个相对稳定的环境。雪峰期黑云母花岗岩是一个富硅富碱的岩体，且 K_2O 大于 Na_2O，从其中分泌出的气水溶液继承了这些特点。由于钾活度（a_{K^+}）大于钠活度（a_{Na^+}），所以热液中的 K^+ 离子首先对原生矿物进行交代，其交代作用的主要表现为条纹长石边部有晚成钾长石的次生长大，钾长石沿钠长石（照片 44）和黑云母边缘交代生成，反应式按下列方程①进行：

$$钠长石+K^+=钾长石+Na^+ \quad (1)$$

$$2\,黑云母=2\,钾长石+2Fe_3O_4+4H^+ \quad (2)$$

在元宝山地区，花岗岩岩浆期后所表现出的特点是 a_{Na^+}大于 a_{K^+}，因此有大面积的钠长石化在岩隆部位或岩体边侧出现。强烈交代作用的结果导致原岩中仅有部分石英残留，其反应式则有：

$$钾长石+Na^+=钠长石+K^+ \quad (3)$$

$$2\,黑云母+2Na^+=2\,钠长石+2Fe_3O_4+2K^++4H^+ \quad (4)$$

(2) 第二阶段：随着岩体的进一步冷却和自交代作用的加剧，岩体内所分泌出的气液体形成了越来越大的压力。当 $P_{内}$大于 $P_{外}$时，原来所构成的稳定环境遭到破坏，代之成为循环系统。由此以来，围岩中的水流体下渗到花岗岩体，组成了一个新的循环系统，此时，一系列矿物发生了水解变化。首先是白云母应运而生，交代花岗岩中的黑云母，其反应平衡式为：

$$黑云母+2Al^{3+}=白云母+2\,(Mg^{2+}、Fe^{2+}) \quad (5)$$

黑云母的白云母化致使前者中的铁镁元素进入流体。与此同时，钾长石和钠长石也受到广泛的云英岩化，它们的反应式为：

$$3\,钾长石+2H^+=白云母+6\,石英+2K^+ \quad (6)$$

$$3\,钠长石+2H^++K^+=白云母+6\,石英+3Na^+ \quad (7)$$

$$2\,钾长石+4HF=黄玉+5\,石英+2KF+2H_2O \quad (8)$$

$$2\,钠长石+4HF=黄玉+5\,石英+2NaF+2H_2O \quad (9)$$

式 (6) 和 (7) 是普通云英岩化反应，生成的矿物为石英和白云母组合。在局部，当氟化氢的逸度（f_{HF}）足够高时，不生成白云母而是黄玉，所以在花岗岩岩隆部位发育似层状、团块状的黄玉云英岩。这两种交代反应的实质都是水解作用。

以上我们仅讨论了事物发展的一个方面，而另一个方面，在白云母交代黑云母时，Fe、Mg 元素进入溶液，造成 Fe 活度（$a_{Fe^{2+}}$）和 Mg 活度（$a_{Mg^{2+}}$）的上升，这些元素与 B 等元素结合成电气石。所以，电气石经常嵌布在云英岩化花岗岩和云英岩中。

当温度下降到 250℃ 左右时，溶液中剩余的 F 与 Ca 元素组成了浅绿色萤石，呈星散状或细脉状叠加于云英岩化花岗岩之上。

(3) 第三阶段：随着温度和酸碱度的不断下降，白云母部分变成细小的高岭石集合

①该方程的前提是体积不变，以下均同

体，绝大部分钾长石也遭受高岭石化，它们的平衡反应式为：

$$2\text{白云母}+2H^+ +3H_2O = 3\text{高岭石}+2K^+ \quad (10)$$

$$2\text{钾长石}+H^+ +H_2O = \text{高岭石}+2K^+ +4\text{石英} \quad (11)$$

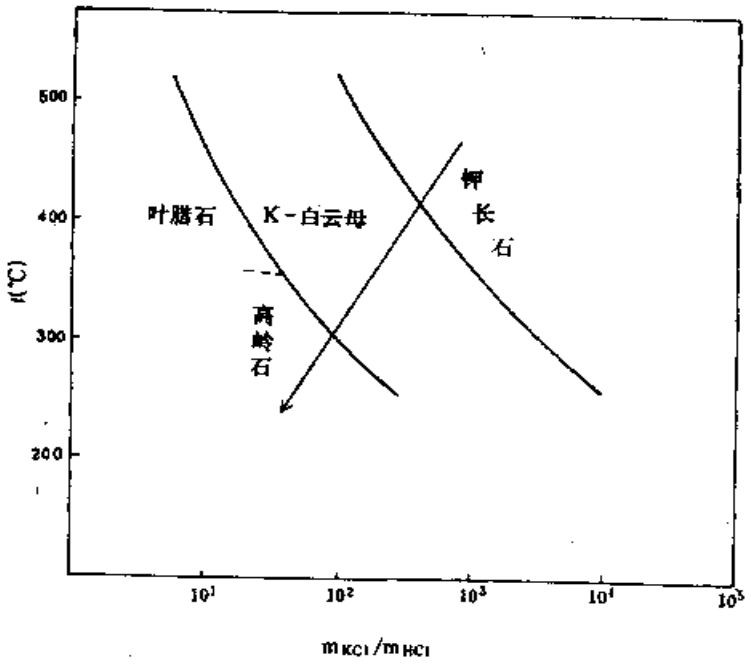


图 73　钾长石、白云母和高岭石的变化图解

Fig.73. Diagram showing evolutional direction of the metasomatism

高岭石的生成说明了水解作用的持续深入，溶液性质继续向酸性方向演化。钾长石→白云母→高岭石连续反应的条件在图 73 中可以得到较好的反映。

钾长石→白云母→高岭石的演化路线代表了桂北地区花岗岩内交代作用的一种途径，但在平英和清明山花岗岩内还见有另一种演化途径。在这种途径中出现的不是高岭石，而是水白云母，水白云母交代钾长石、钠长石和白云母，它们的反应式为：

$$5\text{钠长石}+K^+ +4H^+ +H_2O = 2\text{水白云母}+8\text{石英}+5Na^+ \quad (12)$$

$$5\text{钾长石}+4H^+ +H_2O = 2\text{水白云母}+8\text{石英}+4K^+ \quad (13)$$

$$2\text{白云母}+2\text{石英}+H_2O = 2\text{水白云母}+K^+ +O_2 \quad (14)$$

从反应式可知，水白云母也标志着酸性淋滤作用的加剧进行，当 H^+离子消耗到一定程度时，溶液的酸碱度又开始向中碱性方向演变，于是出现了石英方解石脉。有时可见到石英方解石交代白云母，反应式可表达为：

$$\text{白云母}+2H_2O+Ca^{2+}+2HCO_3^+ +O_2 = 2\text{方解石}+3\text{石英}+[Al(OH)_4]^- +K^+ \quad (15)$$

2. 以镁铁质岩为主岩的交代系列

(1) 第一阶段：在岩浆房未破裂之前，当镁铁质岩作为围岩时，由于花岗岩浆中的气水溶液与围岩化学势有着显著差异，一场大规模的交代作用在此进行。热液从四周岩石中获取部分 Mg^{2+}、$Fe^{2+\ (3+)}$、Ca^{2+}等离子，传递出的离子为 K^+、Na^+和 Si^{4+}。交代作用亦是以钾长石为始端，在花岗岩的隆起部位形成了几米至几十米厚的钾长石岩，其中主要矿物为钾长石，还有一些石英，原岩已全部消失。随着溶液向上渗浸演变，以富挥发组分的黑云母为代表的矿物组合出现。再向上为绿帘石、斜黝帘石、绿泥石等组成的青磐岩。从这一剖面可以看出，元素交代沉淀的顺序为 Si^{4+}→K^+→Na^+→Fe^{2+}→Mg^{2+}，这种排列不仅表明了交代作用从碱质开始，以铁镁质结束，同时也说明 pH 值由碱性演化到中-弱酸性。通过物理化学条件分析，溶液性质和矿物组合变化的主要因素为水逸度（f_{H_2O}）和 K 离子活度（a_{K_2O}），将二者作为交代过程中的活动组分，Al_2O_3、MgO、FeO 和 SiO_2 为有效独立组分，制出矿物共生组合图解（图 74）。从图 74 中分析可知，矿物组合由Ⅰ区经Ⅱ或Ⅴ区到Ⅲ、Ⅳ区，碱质减少，水逸度（f_{H_2O}）降低。

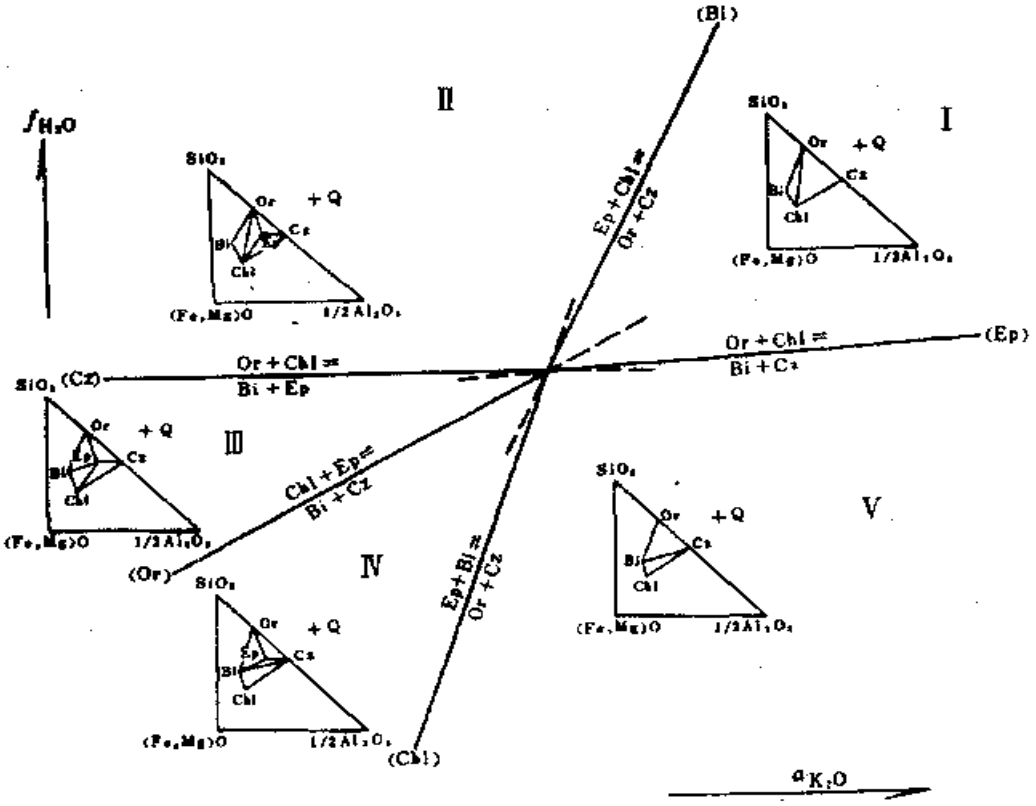


图 74　镁铁质岩内交代矿物共生组合图解

Fig.74.　Diagram showing paragenetic associations of metasomatic minerals in mafic rock

(2) 第二阶段：在岩浆房破裂之后，聚集在岩隆部位的含矿汽水溶液上升到以镁铁质岩为主岩的断裂内，开始以交代沉淀方式进行成矿。与之有关的交代产物，从纵向来看，有电英岩脉（矿脉）→石英大脉→石英细脉→碳酸盐大脉→碳酸盐细网脉，相应的生成温度为 350—400℃、280—360℃和 260—150℃①。溶液酸碱度变化从弱碱性到弱酸性再至中碱性。从横向来看，热液在裂隙中沉淀时，也不断地与周围岩石进行反应。在矿脉两侧由近向外有黑云母钾长石化→青磐岩化→镁铁质原岩。这一交代作用的演化依旧沿 K^+/H^+ 降低的方向演变，其反应式为：

阳起石+中拉长石+$2K^+$+$2H^+$=钾长石+黑云母+2(Mg、Fe)$^{2+}$+$3Ca^{2+}$+Na^++H_2O　　(16)

阳起石+4 中拉长石+$16H^+$=2 绿帘石+绿泥石+4 石英+$4H_2O$+Ca^{2+}　　(17)

由反应式所获得的信息是矿脉形成时的碱质交代作用消耗了 K^+离子，得到了足以生成电气石的 Mg^{2+}、Fe^{2+}和 Na^+离子。此后，流体向外渗透，溶液的 pH 值逐渐降低，形成了以绿帘石和绿泥石为代表的青磐岩。最终由交代过程中所析出的 Ca^{2+}离子与流体内的 CO_2 结合产生了碳酸盐脉，这就说明了为什么在青磐岩之外的镁铁质岩中几乎都能见到方解石脉。

①均一温度

另外，在第三章中已经提及，一洞和五地锡矿床中存在有两次电英岩矿化，第二次叠加于前次矿化之上。在第二次矿脉的外部可见到该次电气石蚕食上次电气石的现象，并且总存在一个宽度有限的交代上次电气石和黑云母所成的绿帘石、绿泥石带，它们的反应式为：

$$\text{黑云母}+\text{电气石}+11\ (OH)^{-}+2Ca^{2+}+4\ (Mg、Fe)^{2+}=\text{绿帘石}+2\ \text{绿泥石}+\text{石英}+2B_2O_3+K^{+}+Na^{+} \quad (18)$$

式 18 说明这种交代作用的实质是一个水化和钙质交代过程。我们不难想到在反应时所捕获的 Na、B 等元素为蓝色电气石的组成曾起到了积极作用。在电英岩脉凝固的晚期，两侧的交代反应业已滞息，唯有 Ca、Al 和 Si 元素先后浓集，生成了叠加在第一次电英岩之上的斜黝帘石脉和石英脉。

3.以沉积变质岩为主岩的交代系列

(1) 第一阶段：在花岗岩浆房未破裂之前的封闭系统中，作为围岩的变质粉砂岩所具有的特点是：岩性致密，成分以石英为主，绢云母（泥质）为辅，所以在交代时反应迟钝，强度较弱，范围很窄。仅在接触带有钾长石生成于石英颗粒之间，明显交代和兼并绢云母，其反应式为：

$$\text{绢云母}+6\ \text{石英}+2K^{+}=\text{钾长石}+2H^{+} \quad (19)$$

这一反应的实质也是一种碱质交代作用。在钾长石生成时，溶液消耗了 K^{+}离子，带入 H^{+}离子，热水溶液性质向酸性方向演化。因此，在流体的前锋逐渐有石英出现。

(2) 第二阶段：构造活动将原封闭体系破坏之后，成矿热水溶液在变质粉砂岩中流经或沉淀时，除了物质交换引起围岩产生几十公分的石英绢云母的交代带外，富余的硅质向外注出，所以最外部为石英细脉和网脉。

该阶段矿化在九毛矿田内的石英白云母片岩（原岩为沉积碎屑岩）中，矿脉边侧有羟铁云母钙铝榴石岩生成，其反应式为：

$$\text{白云母}+\text{石英}+\text{磁铁矿}+3Ca^{2+}+3O_2=\text{钙铝榴石}+\text{羟铁云母} \quad (20)$$

平衡反应式说明含矿热水溶液富 Ca^{2+}离子，在相对较高的氧逸度条件下与围岩发生反应生成交代蚀变岩。

4. 以科马提岩类为主岩的交代系列

在桂北成矿区，迄今未见科马提岩作为黑云母花岗岩岩隆处的围岩，因此，对封闭状态下交代作用尚很难讨论。在开放系统中，成矿流体沿断裂与科马提岩的相互作用亦可以分为两个阶段。

(1) 第一阶段：当成矿热水溶液渗浸到科马提岩时，在其前锋部位，首先产出生了以铁铝榴石为主体的矽卡岩，还伴生一些透辉石（局部也有透辉石矽卡岩），其平衡反应式为：

$$\text{镁橄榄石}+\text{斜方辉石}+2Fe^{2+}+Ca^{2+}+2Al^{3+}+4O_2=\text{铁铝榴石}+\text{透辉石}+2Mg^{2+} \quad (21)$$

这一反应的内涵是离子交换作用，出自热液中的 Ca^{2+}和 Fe^{2+}离子代替了组成原始围岩矿物橄榄石和斜方辉石内的 Mg^{2+}离子。在矽卡岩之外生成的透闪石则是成矿流体富水富硅的具体体现。

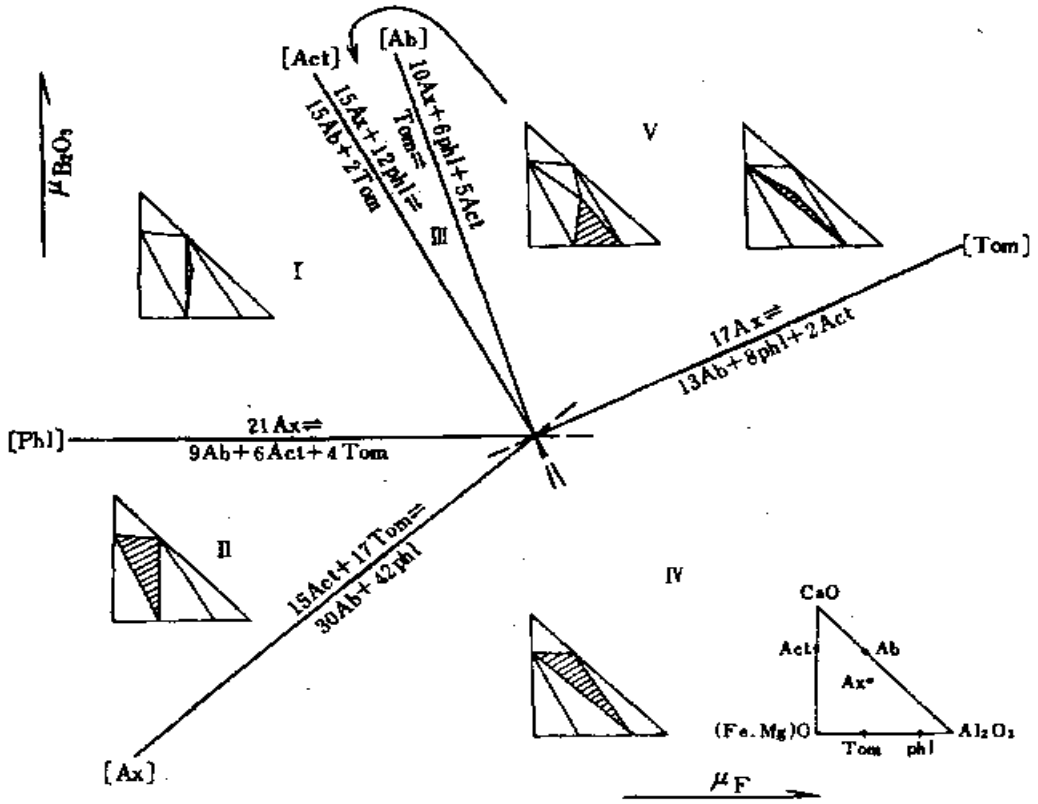


图 75　氟硼质交代阶段的矿物共生组合图解

Fig.75. Diagram showing paragenetic associations of minerals in fluorine–boron metasomatic stage

(2) 第二阶段：继矽卡岩生成之后，在矽卡岩之上即开始了氟硼质交代作用。交代作用结果破坏了早生成的矽卡岩，形成了富硼氟矿物组合如电气石、斧石、金云母和萤石，富水和钙质矿物阳起石、透闪石、绿泥石、斜黝帘石，钠长石、石英和少量正长石则反映出交代体系内硅质已达到过饱和程度，碱质元素也空前富集。通过矿物共生分析，发现有五种矿物稳定共生，形成一系列组合，它们是电气石、钠长石、阳起石、金云母和斧石，经组合分析，构筑出共生组合图解（图 75）。从图中可以观察到，氟逸度和 B_2O_3 逸度支配着矿物的组合排列，从Ⅰ区到Ⅴ区，氟硼作用同趋向强烈。一般来讲，氟硼交代程度与锡石硫化物的矿化强度成正比。

(二) 与非岩浆热液有关的交代体系

在雪峰期黑云母花岗岩侵位和定位过程中，其本身能量的影响区间远远大于热液所能波及的范围。地层水和大气降水受岩体热力的驱动，发生自然对流循环。但对流场的存在与否，还取决于断裂及与之有关的破裂网络是否发育。成矿作用与对流场密切相关，在成矿期间形成了与非岩浆热液有关的交代体系。

与非岩浆热液有关的交代体系含两个交代系列，这两个系列的划分主要依赖于主岩的属性。就现有的研究，可以分为以长英质岩石（花岗质岩石和沉积变质岩）为主岩的交代系列和以镁铁质、超镁铁质岩为主岩的交代系列。

与非岩浆热液有关的交代体系同与岩浆热液有关的交代体系相比较，矿体围岩不但是赋矿的主岩，而且是成矿的源岩；交代作用不仅是与成矿作用有关的一种表达形式，还是

成矿作用的具体体现.

1. 以长英质岩石为主岩的交代系列

在这种交代系列中包括的交代类型有绿泥石化、石英绢云母化、石英化、石英高岭石化和高岭石化. 它们是花岗质岩石和粉砂岩的交代产物，其中的镁铁质硅酸盐矿物（主要是黑云母）变成绿泥石，而长英质矿物变成石英绢云母. 在交代作用最强烈的地段（一般是成矿网络的中心部位），有大量的石英高岭石化和高岭石化. 该交代系列有两条交代途径，如图 76 所示：其一，从钾长石→绢云母→高岭石，表达式为：

$$3\text{钾长石}+2H^+=\text{绢云母}+6\text{石英}+2K^+ \quad (22)$$

$$2\text{绢云母}+3H_2O+2H^+=3\text{高岭}+2K^+ \quad (23)$$

其二，从黑云母→绿泥石→绢云母→高岭石，表达式为：

$$\text{黑云母}+2Fe^{2+}+2H^++Al(OH)_4^-+O_2=\text{绿泥石}+K^+ \quad (24)$$

$$3\text{绿泥石}+2H^++2K^+=2\text{绢云母}+24H_2O+15Fe^{2+}+3\text{石英} \quad (25)$$

$$2\text{绢云母}+2H^++3H_2O=3\text{高岭石}+2K^+ \quad (26)$$

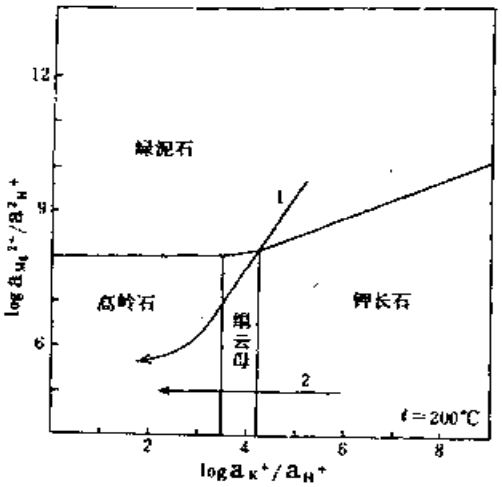


图 76　钾长石、绿泥石、绢云母和高岭石（$t=200℃$）的稳定区

（据 G. Riverin 和 G. J. Hodgson 1980，略有修改，考虑了本区的离子浓度）

Fig.76. Diagram showing stable fields for k-feldspar, chlorite, sericite and kaolinite

1、2—交代途径和演化方向

交代作用的两条演化途径一致反映出，在这一交代系列中酸性淋滤作用占主导地位. 交代演化的结果是热水溶液从围岩中得到了矿质、硅质及挥发组分，这些特点恰从富石英、萤石的矿脉得到进一步证实.

2. 以镁铁质、超镁铁质岩石为主岩的交代系列

在这一交代系列中，一个明显的特点是绿泥石化强烈发育，绿泥石可分为铁质和镁质两种类型，二者的成分和性质由围岩中镁铁质矿物所决定. 镁铁质矿物（以透辉石为例）的绿泥石化也可用体积不变的反应式说明：

$$2\text{透辉石}+0.58Al(OH)_4^-+5.68H^+=0.29\text{绿泥石}+3.13\text{石英}+2Ca^{2+}$$
$$+0.55(Fe.Mg)^{2+}+2.84H_2O \quad (27)$$

在矿化交代的中心部位，发生了类似于前一系列的交代作用，有绢云母化和石英高岭石化出现，但规模比较小. 另外，在矿脉中萤石较少，但以石英碳酸盐矿物的大量产出为著. 这可以认为是交代过程中所捕获的 Ca^{2+} 离子与流体中 CO_2 结合的产物.

四、交代分带性

上节从时间演化方面探讨了矿化交代作用，而矿化交代作用还往往给人们一种直观现

象，这种现象可表达为：矿物组合带状分布的状态、进蚀变和退蚀变的产出形式。

桂北成矿区内的交代作用十分强烈，相应的交代分带亦极其发育。据交代分带的成因特点并考虑到展现规模的大小，将其划为五个类型，即区域交代分带、花岗岩岩隆周围的交代分带、矿体边侧交代分带、叠加式交代分带和淋滤交代分带。

（一）区域交代分带

桂北地区的雪峰期黑云母花岗岩属被动侵位，即没有形成热变质的角岩带，也很难生成较大规模的气水溶液交代分带。唯在平英和清明山岩体东侧略有区域分带的显示。

在平英和清明山地区，黑云母花岗岩体与东西向复式褶皱中的背斜共同制约着矿化交代程度。由于岩体以 15°—30° 倾角向东地下斜插，在东西向四堡期背斜轴部出现了花岗岩隆，相应这些地段的矿化交代作用比较强烈。如果考虑以岩体为中心，向东则有内接触带的云英岩化；近邻外接触带的电英岩化及硅化；继而为绿泥石化、硅化、碳酸盐化；最外有绿泥石化和高岭石化。

（二）花岗岩岩隆周围的交代分带

花岗岩岩隆处往往是矿化蚀变作用的中心部位，热水溶液从花岗岩体出发以断裂为中心向四周渗滤和扩散，造就了一种温度递减分带。这种温度递减分带在不同围岩中的表现形式各异。

1.在花岗岩岩隆部位

具体分带如下：

	分带	新生矿物及组合
自下而上	云英岩	白云母+石英+磷灰石+萤石+电气石
	黄玉云英岩	黄玉（5—20%）+白云母+石英
	云英岩化花岗岩	白云母+石英
	白云母化花岗岩	白云母
	钠长石岩或钠长石化花岗岩	钠长石
	钾长石化花岗岩	钾长石
	黑云母化花岗岩	

这是一个整体分带，自下而上是一个颜色变浅、温度递减，酸碱度（pH）降低的过程。

一洞矿区的 473 剖面（图 77）可作为这类分带的一个实例。在花岗岩体的岩隆部位自下而上有：

黑云花岗岩 ▸钾长石（钠长石）化花岗岩 ▸白云母化花岗岩

▸云英岩化花岗岩 { 普通云英岩（Ⅰ型）
黄玉云英岩（Ⅱ型）

另外，还可以见到一种反常现象，即一条平行接触界面的交代分带，从中心向上、下两侧

对称分带：

黄玉云英岩（中心）{ （上侧）云英岩化花岗岩 ▸白云母化花岗岩 ▸花岗岩
（下侧）云英岩化花岗岩 ▸白云母化花岗岩 ▸花岗岩

通过野外观察和室内分析，这种特殊现象可以认为是热水溶液沿花岗岩体原生节理交代的结果。

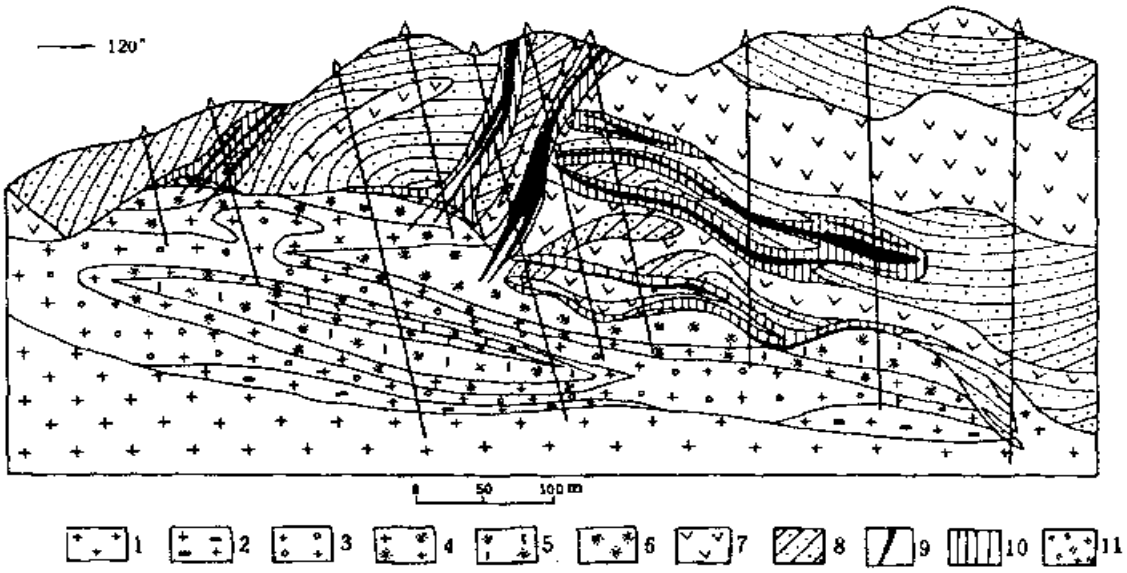


图 77　一洞矿区 473 勘探线围岩蚀变图

Fig.77. Diagram showing alterated zonning in No.473 section, Yidong ore district

1—黑云母花岗岩；2—钾长石化花岗岩；3—白云母化花岗岩；4—云英岩化花岗岩；5—黄玉云英岩；6—云英岩；7—镁铁质岩；8—变质粉砂岩；9—矿体；10—石英绢云母化岩石；11—钾长石岩

2. 在岩隆周围变质粉砂岩中的交代分带

从黑云母花岗岩岩隆到周围的变质粉砂岩，交代强度较弱，分带比较简单，交代分带自下而上为：黑云母花岗岩带 ▸钾长石化（岩）带 ▸硅化带 ▸石英绢云母化带。钾长石化（岩）带只有几公分到十几公分厚，多产于花岗岩隆起顶部，在断裂穿过隆起处最发育。硅化带出现于钾长石带之上，往往是一层石英壳或石英细脉，其成分几乎都是石英。石英绢云母化带位于硅化带之上，其产状是由石英和绢云母组成的细小脉及网脉。

3. 在岩隆周围镁铁质岩中的交代分带

黑云母花岗岩外围的镁铁质岩石含有大量易于交代的钙铁质元素，所以交代分带也格外发育，其交代柱为：

	交代分带	生成温度（℃）
自下而上	方解石脉带	220—150
	石英脉带	280—200
	电英岩化带	380—280
	青磐岩化带	320—250
	钾长石化带	420—350

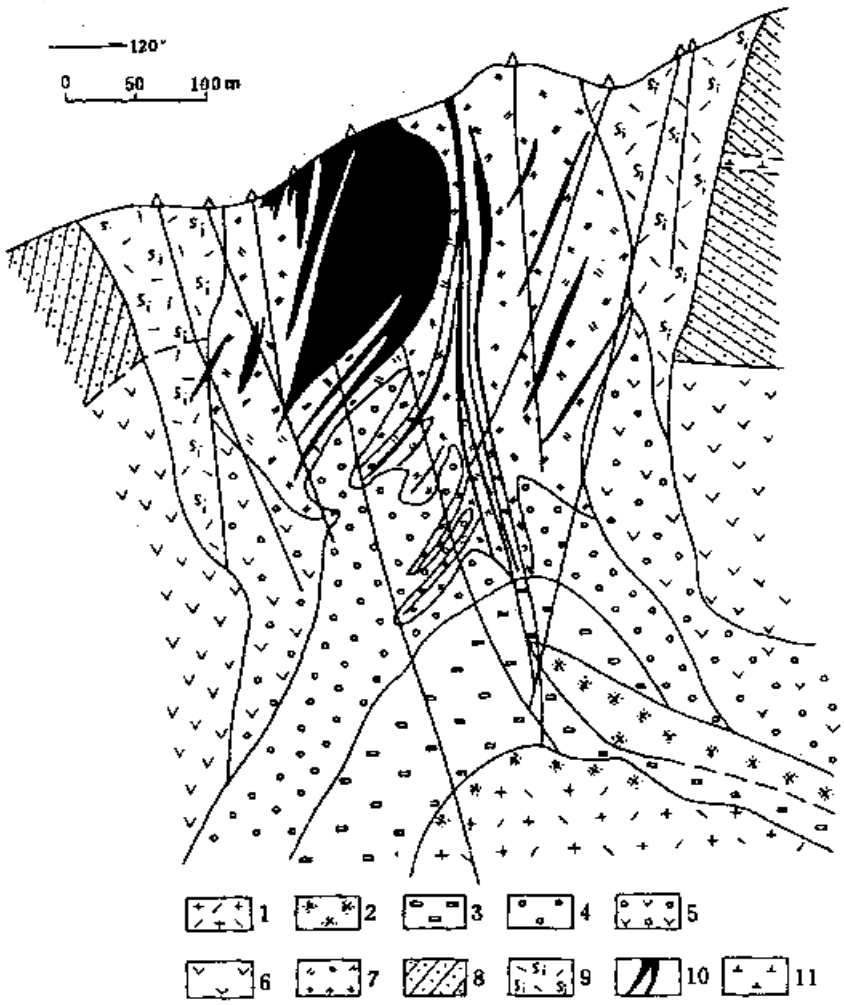


图 78　一洞矿区 459 剖面交代分带图

Fig.78. Diagram showing alterated zoning in No.459 section, Yidong ore district

1—云英岩化花岗岩；2—云英岩；3—钾长石岩；4—青磐岩；5—青磐岩化镁铁质岩；6—镁铁质岩；7—电英岩化岩石；8—变质粉砂岩；9—石英细云母化；10—矿石；11—中基性岩石

在花岗岩岩隆顶部形成几米到几十米厚的钾长石岩。向上为青磐石化带，本带可分出上下两段：下段以黑云母为代表，还有石英、绿帘石和钾长石，所以也称黑云母化亚带；上段以绿帘石、斜黝帘石和绿泥石为特征。电英岩化带本身就是矿带，电英岩脉产出的形态为大脉（几十公分）、小脉（0.X—几公分）和细网脉。硅化带，以石英脉状成群出现，厚几十公分至不足 1mm，从下到上逐渐变细。碳酸盐化带位于最上部（或最外部）。

这类交代分带以一洞矿区 459 剖面（图 78）比较具有典型意义，不足之处是石英脉带和方解石脉带已遭剥蚀。不过五地矿区的 451 矿带的平面交代分带（图 79）可以弥补这一点。从南西到北东，有电英岩化带、硅化带、碳酸盐化带。这一交代分带长达 1km，受北东向断裂的严格控制。

以上三组交代分带既有区别也有联系，如图 80 所示，它们都是与花岗岩体有着密切的空间关系，在成因上其所需能量和部分物质来自花岗岩体。此外，三组交代分带都是从钾长石化伊始，但由于它们所处的围岩岩性差别较大，所以交代规模和分带都有着显著的不同。

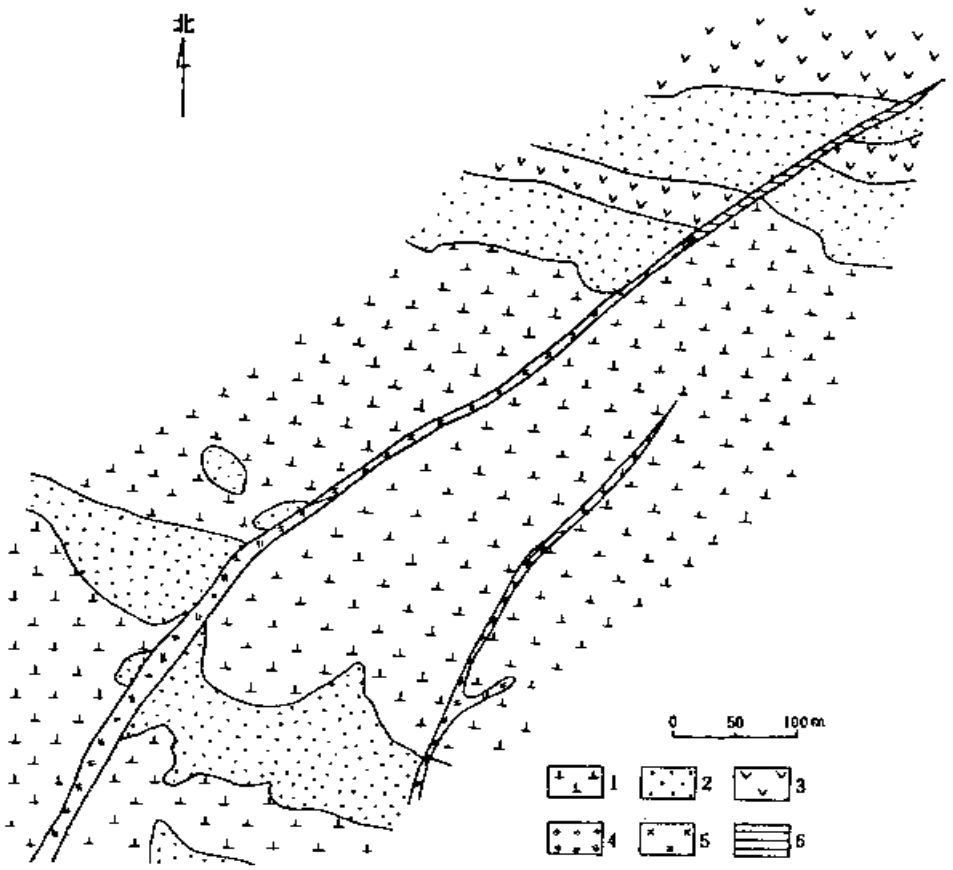


图 79　五地矿区 451 矿带内交代分带图

Fig.79.　Alterated zoning plan of No.451 ore belt in Wudi ore district

1—镁铁质岩（偏中性）；2—变质粉砂岩；3—镁铁质岩；4—电英岩化带；5—硅化带；6—碳酸盐化带

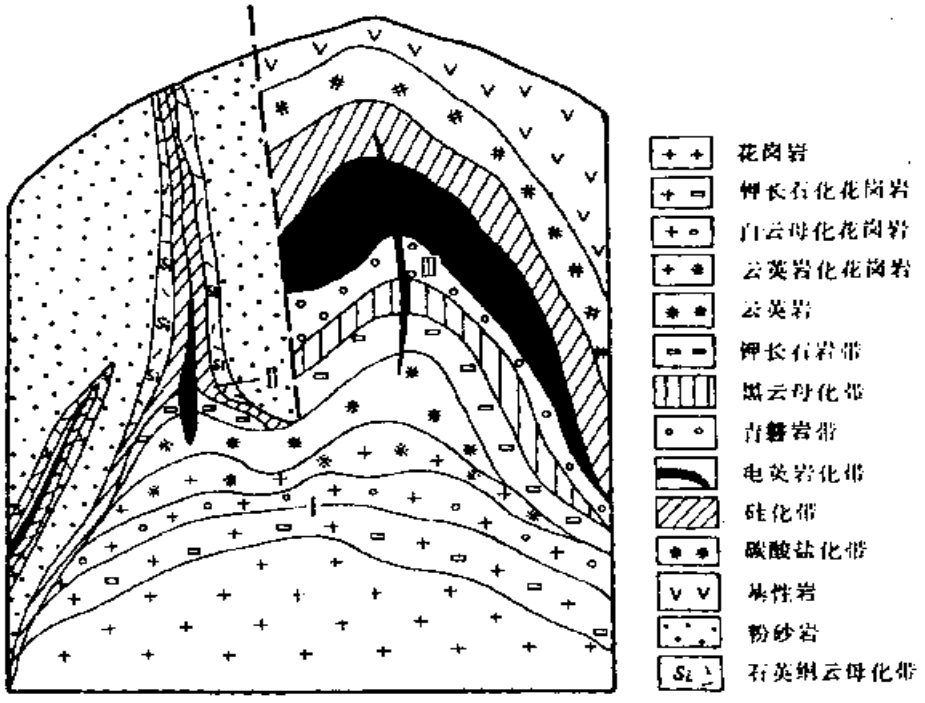


图 80　三组交代分带的综合示意图

Fig.80.　Schematic diagram showing three groups of metasomatic zoning

Ⅰ—第一组交代分带；Ⅱ—第二组交代分带；Ⅲ—第三组交代分带；

(三) 矿体边侧的交代分带

桂北九万大山—元宝山成矿区内的锡多金属矿床的成矿温度比较高，因此，在电英岩矿脉、云英岩矿脉和锡石硫化物矿脉周围常有清楚的交代分带．当然，这种交代分带的发育程度也取决于围岩的可交代性．

1. 云英岩矿脉周围的交代分带

云英岩矿脉周围的交代作用在九万大山地区发育的比较弱，而在元宝山地区却相当强．正如老山矿区一剖面（图 81）所示：从云英岩矿脉向两侧有：绿色铁锂云母岩，最厚可达 30cm，呈连续的团包状产出，电气石云英岩带，主要组成矿物除白云母和石英外，电气石含量可达 10—20%；云英岩化花岗岩；黑云母花岗岩。

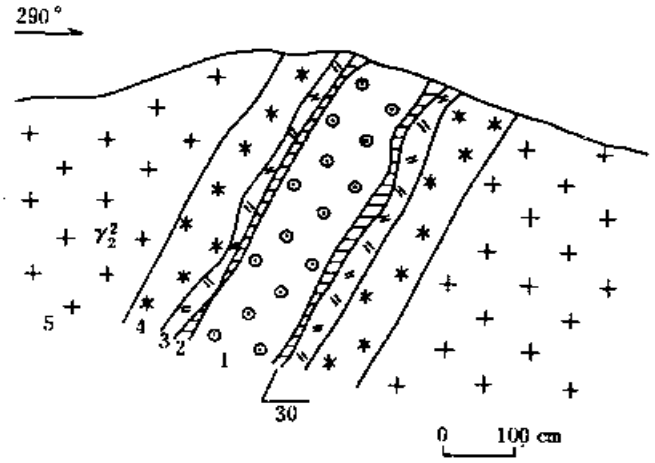


图 81 老山矿区云英岩矿脉周围的交代分带图

Fig. 81. Metasomatic zoning section around a greisen type tin vein in Laoshan ore district

1—矿脉；2—铁锂云母岩带；3—电气石云英岩带；4—云英岩化花岗岩带；5—黑云母花岗岩

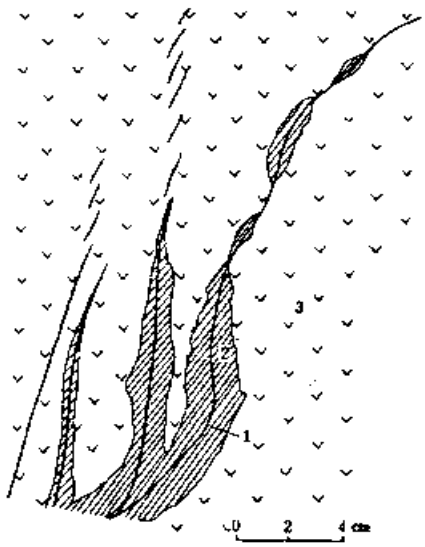


图 82 线状电英岩矿脉两侧交代分带素描图

Fig.82. Sketch diagram showing metasomatic zoning around thin tourmalite type tin vein

1—电英岩矿脉；2—浅色带；3—镁铁质岩；

2. 电英岩矿脉周围的交代分带

发育于九万大山一带的电英岩矿脉往往在围岩镁铁质岩中形成良好的交代分带．无论脉幅的长短和大小，均伴有明显的交代现象，但分带的数目不同．一般来讲，交代面积越宽，分带越多．其交代分带有：

(1) 矿脉。

(2) 石英黑云母交代带：主要组成矿物有石英、黑云母，及少量的钾长石、钠长石和

铁铝榴石。

(3) 青磐岩化带：由黑云母、绿泥石、斜黝帘石及钠长石组成。

(4) 绿泥石斜黝帘石交代带：除绿泥石和斜黝帘石外，还有部分绿帘石。

(5) 斜黝帘石交代带：呈细网脉状产出。

(6) 斜黝帘石交代带：以单矿物细脉穿叉于镁铁质岩石内。

值得指出的是，在镁铁质岩和变质粉砂岩中，于细线状电英岩矿脉边侧都形成比脉体本身宽得多的交代带。如图 82 所示，1mm 的电英岩或电气石脉，在其两旁有 1—1.5cm 宽的浅色带。浅色带中的组成矿物大部分是石英，还有少量的绢云母及绿泥石等矿物，在浅色带与镁铁质岩的接触处往往有一条黑色线条，矿物为黑云母、绿泥石及碳质。

3. 锡石硫化物矿脉旁侧的交代分带

在锡石硫化物矿脉旁侧，交代分带的强度不仅依赖于围岩的可交代性，更重要的是有明显的分区性。在九万大山地区以硅化绿泥石化为代表，而在元宝山地区有强烈的氟硼质交代分带。

(1) 在九万大山地区：红岗矿区 2 号矿脉两侧的交代分带（图 83）可作为一个比较典型的实例。从矿脉向两侧有：锡石硫化物矿脉的组成矿物有锡石、黄铜矿、黄锡矿、黄铁矿、闪锌矿和石英、白云母及绿泥石、铁锂云母；石英岩，呈块体，伴生少量的黄铁矿和黄铜矿；硅化绿泥石化岩，石英脉穿叉在围岩中，使围岩蚀变成以绿泥石为主的岩石，也有少量的斜黝帘石和碳酸盐与之共存；斜黝帘石绿泥石化岩；绿泥石化镁铁质岩；镁铁质岩。

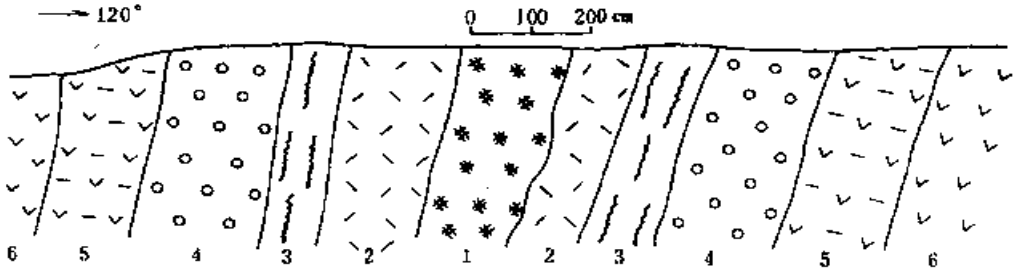


图 83 红岗矿区 2 号矿脉旁侧的交代分带剖面图

Fig.83. Sketch section showing metasomatic zoning around No.2 vein in Honggang ore district

1—矿脉；2—石英岩；3—硅化绿泥石化岩；4—斜黝帘石绿泥石化；5—绿泥石化镁铁质岩；6—镁铁质岩

(2) 在元宝山地区：发育在锡石硫化物矿脉两侧的交代岩和交代组合可以有数种，通过综合分析，其一般性交代分带如下：

①矿脉：在矿脉中，除了金属矿物外，还有金云母、铁铝榴石、斧石、钠长石、绿泥石、电气石及石英、萤石和碳酸盐矿物。

②斧石金云母交代带：组成矿物有斧石、金云母、铁铝榴石和阳起石。

③金云母阳起石带：金云母+阳起石+斜黝帘石。

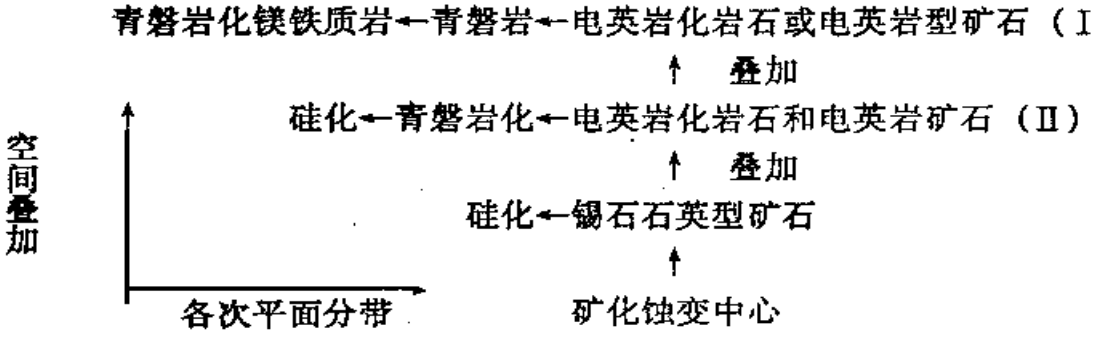
④镁绿泥石斜黝帘石带：镁绿泥石+斜黝帘石。

⑤单矿物带：镁绿泥石或斜黝帘石及大量原生残留矿物组合。

(四) 叠加交代现象

桂北九万大山—元宝山成矿区内的多期多阶段成矿作用往往沿同一断裂发生，那么不

仅造成矿化蚀变的分带，也势必形成大量的蚀变叠加现象．上一章讨论过的五地矿区451矿带猫背梁矿体就是一个例证（图47）．三次矿化出于同一中心，每次都有自已的交代分带，并先后叠加在一起，其解析如下：



（五）淋滤交代分带

由淋滤交代作用所生成的淋滤交代分带在自然界出现的范围比较普遍，但这里所指的淋滤交代分带仅指由非岩浆热液所生成的蚀变岩。

淋滤交代分带亦可分为两套：其一，在长英质岩石内，自矿体或矿化裂隙向外，有高氟硅贱金属硫化物矿脉→石英高岭石岩→石英绢云母岩；其二，在镁铁质岩中有绿泥石碳酸盐（含低温正长石）贱金属硫化物矿脉→石英黑云母化→绿泥石斜黝石化．两套交代分带由图84表示出。

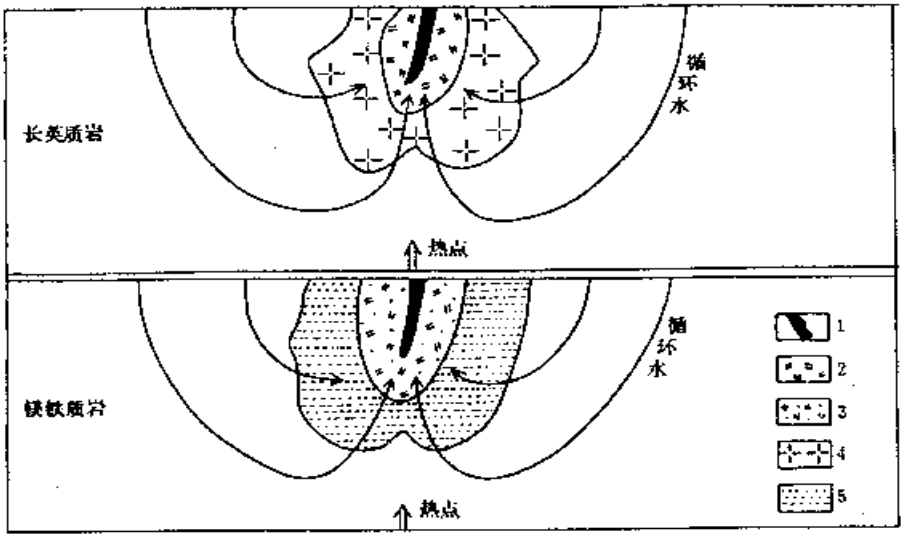


图84 淋滤交代分带示意图

Fig.84. Schematic diagram showing leached metasomatic zoning

1—矿体；2—石英高岭石岩；3—石英黑云母岩；4—石英绢云母岩；5—绿泥石斜黝帘石化岩

五、交代过程的地球化学变化

交代分带的实质是各种组成元素在新的环境下，发生了重新的调整和分配．将其各分带成分与原岩成分的对比，可以得到有关元素变化和运动的路线及方向．兹利用常规化学

方法分析了6条交代分带剖面，据 B A. Nodnik（1964）的计算方法，计算出标准几何体积（10000Å^3）内各元素或氧化物的真实数值，并以原岩为基础，求得元素在各蚀变带中的带进（+）和带出（−）的数量。

表 35　在花岗岩蚀变过程中化学元素带入带出表

Table 35.　Compositional change of alterated granite

分析项目	花岗岩		钾化（钠化）花岗岩			白云母化花岗岩			云英岩		
	Wt%	Ni^{VI}	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*
Na_2O	2.07	10.30	2.17	10.65	+0.35	2.78	13.78	+3.48	1.21	6.43	−3.87
MgO	0.34	1.30	0.036	0.40	−1.16	0.034	0.13	01.17	0.31	1.26	−0.04
Al_2O_3	12.46	37.70	13.59	40.56	+2.86	13.05	39.33	+1.63	11.26	36.30	−1.4
SiO_2	75.28	193.03	76.60	193.78	+0.70	77.30	197.50	+4.42	80.40	219.74	+26.66
K_2O	5.03	16.47	5.73	18.50	+2.03	5.58	18.70	+2.23	3.92	13.69	−2.79
CaO	0.19	0.52	0.21	0.57	+0.05	0.60	1.64	+1.12	0.08	0.23	−0.29
TiO_2	0.15	0.29	0.043	0.08	−0.21	0.023	0.04	−0.25	0.06	0.12	−0.17
MnO	0.027	0.06	0.012	0.03	−0.03	0.017	0.04	−0.02	0.01	0.02	−0.04
Fe_2O_3	0.43	0.83	0.29	0.55	−0.28	0.09	0.17	−0.66	0.16	0.33	−0.05
FeO	1.36	2.92	0.57	1.21	−1.71	0.52	1.11	−1.81	1.42	3.25	+0.33
H_2O	1.04	17.80	0.88	14.86	−2.94	1.07	18.08	+0.28	1.06	19.34	1.54
痕量元素											
P_2O_5	0.10	0.22	0.097	0.21	−0.01	0.15	0.32	+0.10	0.16	0.37	+0.15
CO_2	0.43	1.5068	0.42	1.4517	−0.0497	0.13	0.4238	−1.053	0.121	0.4518	−1.055
SnO_2	0.014	0.014	0.003	0.003	−0.011	0.0033	0.0034	−0.0106	0.0871	0.0950	+0.081
WO_3	0.0013	0.007	0.0049	0.0026	+0.0019	0.0055	0.0030	+0.0023	0.0097	0.0056	+0.0049
F	0.06	0.0487	0.26	2.0815	+1.5458	0.17	1.3746	+0.8876	0.40	3.4597	+2.9727
体重(S.G.)	2.56		2.52			2.55			2.73		

Ni^{VI}是标准几何体积（10000Å^3）中某元素的原子数（以下均同）；* 与原岩相比，（+）带进、（−）带出数量。

分析单位：地矿部岩矿测试所，金振普

由于围岩及生成条件的差异性，产生了不同类型的蚀变分带，相应的元素活动行为亦迥然不同。

（一）花岗岩隆起部位蚀变岩的化学成分变化

前文已经讨论过，在花岗岩隆起部位，交代分带从下而上大致为黑云母花岗岩→钾化（钠化）花岗岩→白云母化花岗岩→云英岩。其元素变化情况如图 85 和表 35 所示，从中可以总结出以下几条规律：

1.从黑云母花岗岩到云英岩，SiO_2 含量逐渐增高，在云英岩中尤其富集。表明硅从溶液向围岩扩散。

2.Al_2O_3、MnO 和 TiO_2 从原岩中带出，虽然 TiO_2 在云英岩中有所回升，但仍低于原岩的含量。

3.K_2O、Na_2O 和 CaO 三者有类似的变化趋势，即在钾化（钠化）花岗岩、白云母化花岗岩中都是带入，在云英岩中与原岩比较接近。FeO、Fe_2O_3、MgO 的变化与前组正好相反。

4.成矿元素 Sn、W 在交代过程中的演化具有一定的差异，从黑云母花岗岩到云英岩，WO_3 的含量逐渐上升；SnO_2 在钾化（钠化）花岗岩和白云母化花岗岩中表现为带

出，而在云英岩内富集。从图 85b 中可以看出，Sn 比 W 有比较大的变化范围，好像 Sn 的活动强度大，但事实并非如此。为了澄清这一问题，这里引进一个"相对活性"(*RAT*) 的概念：

$$RAT=\frac{\text{在10000Å}^3\text{中带进或带入数值}}{\text{原岩中的}Ni^{IV}}\times 10$$

这一概念的优点在于排除了元素数量多寡的干扰，并将计算结果绘成图 86。从图中可以清楚地知道，WO_3 的相对活性大于 SnO_2。

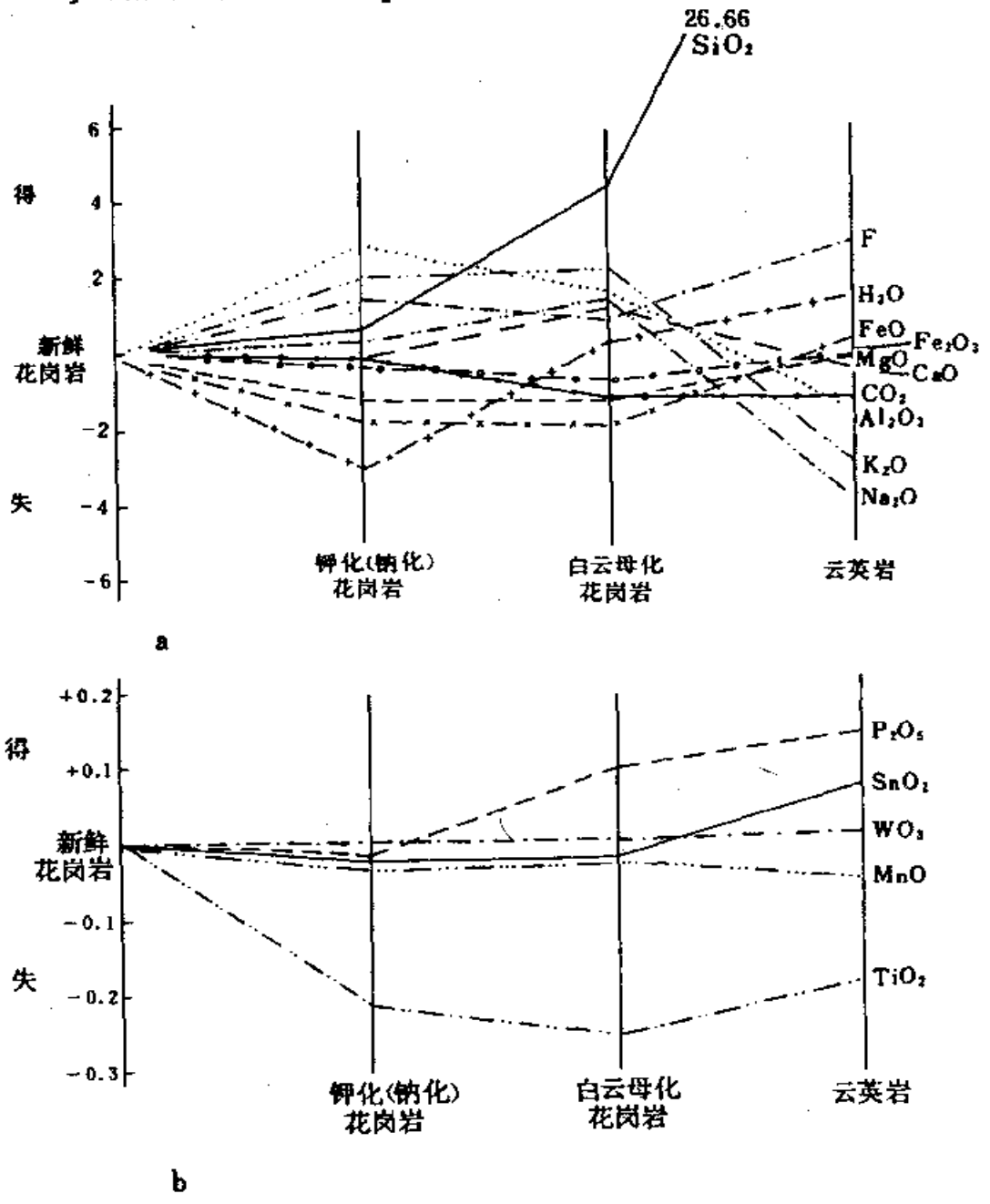


图 85　花岗岩隆起部位交代带中元素的带入和带出图解

Fig.85. Diagram showing variation of chemical composition of various metasomatic zoning in cupolas of biotite granite intrusions

(a—常量组分；b—微量组分)

5. 在交代过程中，挥发组分有两种不同的演化类型：其一，随着蚀变强度的增加而带入原岩中的量愈多，如 F、B、H_2O、P_2O_5；其二，CO_2、Cl（图中未表示出）在蚀变发生时被带出原岩，汇入热流体中。不断增长着的 CO_2 可能是晚期方解石化的组成部分。通过研究挥发组分的相对活性，再次获悉：F 活动强度最大，可以同 SnO_2、WO_3 相媲美，其它几种都比较小。

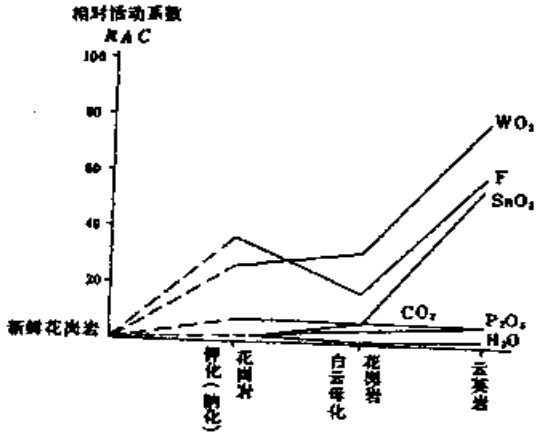


图 86　成矿元素和挥发组分的相对活动系数图解

Fig.86.　Diagram showing relative active coefficients of minerogenetic elements and volatiles

（二）在镁铁质岩中近矿围岩蚀变的化学成分变化

在镁铁质岩内的电英岩型锡矿脉两侧出现的蚀变带一般为青磐岩。至于电英岩脉本身则是以沉淀为主、交代为辅的联合作用的产物。此间将它作为一个特殊蚀变带考虑。在矿化蚀变生成时，从围岩（镁铁质岩）到电英岩脉，其化学成分变化表示于图 87 和表 36 中。从中可以得到以下三个结论：

表 36　在镁铁质岩蚀变过程中化学元素带进带出表

Table 36.　Compositional change of alterated mafic rock

分析项目	基性岩		青磐岩			电英岩		
	Wt%	Ni^{VI}	Wt%	Ni^{VI}	Δ	Wt%	Ni^{VI}	Δ
Na_2O	1.82	10.53	1.99	11.51	+0.99	1.33	7.64	−2.89
MgO	4.88	35.04	7.11	31.52	−3.52	6.20	27.38	−7.66
Al_2O_3	14.69	51.68	14.88	52.19	+0.51	14.47	50.36	−1.32
SiO_2	53.07	158.26	54.15	161.00	+2.74	58.42	173.03	+14.77
P_2O_5	0.063	0.16	0.046	0.12	−0.04	0.15	0.38	+0.22
K_2O	0.50	1.90	0.93	3.53	+1.63	2.65	10.02	+8.12
CaO	9.89	31.61	9.64	30.72	−0.89	2.66	8.44	−23.17
TiO_2	0.67	1.50	0.53	1.19	+0.52	0.59	1.31	−0.19
MnO	0.20	0.51	0.25	0.63	+0.43	0.09	0.23	−0.28
Fe_2O_3	1.15	2.58	1.49	3.33	+2.18	2.65	5.91	+3.06
FeO	7.58	18.9	7.16	17.80	−1.10	6.00	14.86	−4.04
H_2O	1.88	37.38	1.62	32.15	−5.23	2.33	46.06	+8.68
合计	99.663	350.05	99.80	345.68	—	97.54	345.62	
微量元素								
CO_2	0.22	0.8963	0.00	0.00	−0.8963	0.00	0.00	−0.6963
LiO_2	0.007	0.0840	0.09	1.0768	+0.9928	0.35	+4.2139	+4.1299
B_2O_3	0.06	0.3089	0.13	0.6673	+0.3584	0.74	+3.7841	+3.4752
SnO_2	0.0088	0.0045	0.0371	0.044	+0.0895	1.5487	+1.8131	+1.8266
WO_3	0.0006	0.0004	0.0026	0.0016	+0.0012	0.0155	0.0097	+0.0073
Cl	0.06	0.3034	0.01	0.0504	−0.0157	0.00	0.000	−0.3084
F	0.07	0.0661	0.19	1.7878	+1.7217	0.64	+5.9988	+5.9827
体重(S.G.)	2.98		2.96			2.95		

分析单位：地矿部岩矿测试所，金振锦

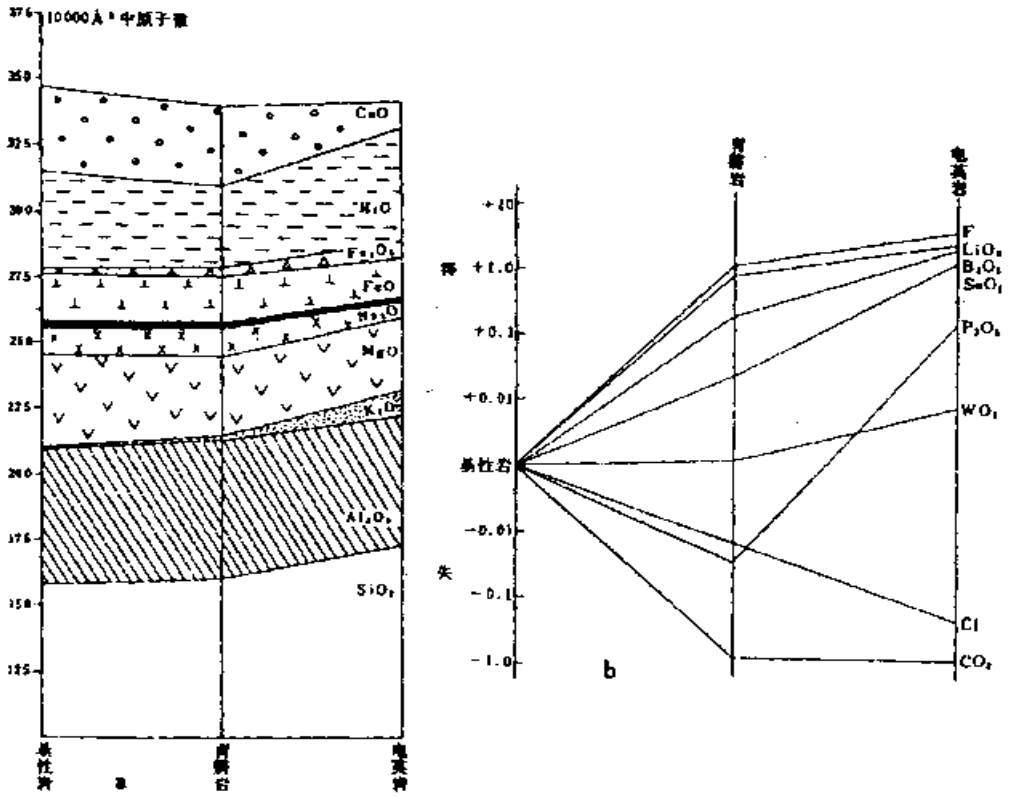


图 87　在镁铁质岩中近矿围岩蚀变的化学成分变化图解

Fig.87. Diagram showing variation of chemical composition of various metasomatic zoning around tin vein in mafic rock

a–主元素；b–痕量元素

1. 从镁铁质岩、青磐岩到电英岩，Si、Fe^{3+}、K 和 Li 原子数不断增高，表明这些元素在矿化蚀变时被带入到围岩。与此相反，Al、Mg、Fe^{2+}、Ti、Na 和 Ca 元素自围岩中带出。Fe^{3+}/Fe^{2+}比值从围岩到矿脉逐渐增大，反映出环境内电位（Eh）的升高。

2. 挥发组分的活动习性与黑云母花岗岩隆起部位的蚀变岩中的同种元素十分相象。Cl 和 CO_2 从围岩中带出，F、H_2O、B 和 P 均从流体带入到镁铁质杂岩。

3. 成矿元素 Sn、W 与挥发组分 F、H_2O、B、P 的变化趋势一致。

（三）在超镁铁质岩内近矿围岩蚀变的化学成分变化

在九毛一六秀矿区，超镁铁质岩是最主要的成矿围岩，矿脉周围发育的一般性蚀变分带为：矿脉→金云母石榴石化→阳起石金云母化→超镁铁质岩。这里仍将矿脉作为一个特殊的蚀变分带，而将围岩作为物质组分变换的基准。从矿脉到围岩，各分带的化学成分和所计算的元素变化数据一并列入表 37，带进带出原子数也示于图 88 中。由该资料也可以总结出以下几个特点：

1.Al、Ti、Ca、Na、K、F、Cl 和 S 在矿脉中比其余三个蚀变分带中富集。反映出这些元素具有从热液活动中心向围岩扩散的趋势。

2.在镁绿泥斜黝帘石带和金云母石榴石带中 Si 显然增高，而在矿脉和阳起石金云母

带中，由于 F、Ca 和 Fe 的大幅度聚集，导致 Si 原子相对贫化．实际上，Si 原子亦是从矿脉向围岩运移．

3.围岩中 Mg 原子化学位最高，因而它的运动方向自然是从围岩经蚀变分带到矿脉．与 Mg 原子运动轨迹相同的组分还有 CO_2．

4.Fe^{3+}、Fe^{2+}和 Mn 元素运动方向飘忽不定．

5.成矿元素 Sn 和 Cu 以及 Pb、Zn（后二者在表中未列出）均从矿脉到围岩而逐渐降低．证明在成矿时，这组元素也具有从热液活动中心向外围扩散的特征．

表 37　超镁铁质岩蚀变过程中元素带进带出表

Table 37.　Compositional change of alterated ultramafic rock

分析项目	超镁铁质岩		镁绿泥石斜黝帘石化			阳起石金云母化			金云母石榴石化			矿脉		
	Wt%	Ni^{VI}	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*
SiO_2	39.26	106.61	47.79	140.30	+33.69	33.44	93.82	−12.79	43.29	124.92	+18.31	12.24	44.03	−62.58
Al_2O_3	3.37	10.79	10.65	36.88	+26.09	20.81	68.87	+58.08	11.34	38.60	+27.81	11.56	49.05	+38.26
TiO_2	0.49	1.00	1.32	2.92	+1.92	1.07	2.26	+1.26	1.27	2.76	+1.76	1.18	3.19	+2.19
Fe_2O_3	5.05	10.32	3.16	6.98	−3.34	3.61	7.62	−2.70	3.21	6.97	−3.35	8.98	24.31	+13.99
FeO	6.90	15.67	8.51	20.89	+5.22	5.91	13.87	−1.80	11.10	26.79	+9.12	41.75	125.60	+109.93
CaO	0.90	2.62	7.64	24.06	+21.44	17.40	52.33	+49.71	2.32	7.18	+4.56	0.98	3.78	+1.16
MgO	31.93	129.28	13.70	59.97	−69.31	4.81	20.12	−109.61	15.85	67.04	−62.24	1.30	6.97	−122.31
Na_2O	0.00	0.00	2.31	13.16	+13.16	0.71	3.86	+3.86	0.41	5.84	+5.84	0.09	0.63	+0.63
K_2O	0.01	0.03	0.23	0.85	+0.82	3.50	12.53	+12.50	5.94	21.88	+21.85	1.50	6.89	+6.86
MnO	0.14	0.32	0.32	0.80	+0.48	0.37	0.88	+0.56	0.26	0.64	+0.32	0.08	0.24	−0.08
P_2O_5	0.07	0.16	0.12	0.30	+0.14	0.23	0.55	+0.29	0.12	0.29	+0.13	0.18	0.55	+0.29
CuO	0.0013	0.003	0.021	0.044	+0.041	0.023	0.049	+0.046	0.004	0.088	+0.085	1.00	2.72	+2.69
CO_2	1.79	6.64	0.18	0.72	−5.92	0.18	0.69	−5.95	0.09	0.35	−6.29	0.04	0.26	−6.38
SO_3	0.28	0.57	0.25	1.12	+0.55	0.28	0.59	+0.02	0.25	0.54	+0.03	57.22	154.48	+153.91
F	0.030	0.26	0.36	3.35	+3.09	7.47	66.32	+66.06	0.90	8.22	+7.96	0.07	0.80	+0.54
Cl	0.013	0.013	0.024	0.030	0.015	0.022	0.026	+0.011	0.012	0.015	0.000	0.044	0.068	+0.053
SnO_2	0.0019	0.0021	0.0061	0.0080	+0.0059	0.0249	0.0279	+0.0258	0.1198	0.13870	+0.1359	3.17	4.55	+4.5479
体重(S.G)	2.71		2.93			2.80			2.88			3.59		

分析单位：地矿部岩矿测试所

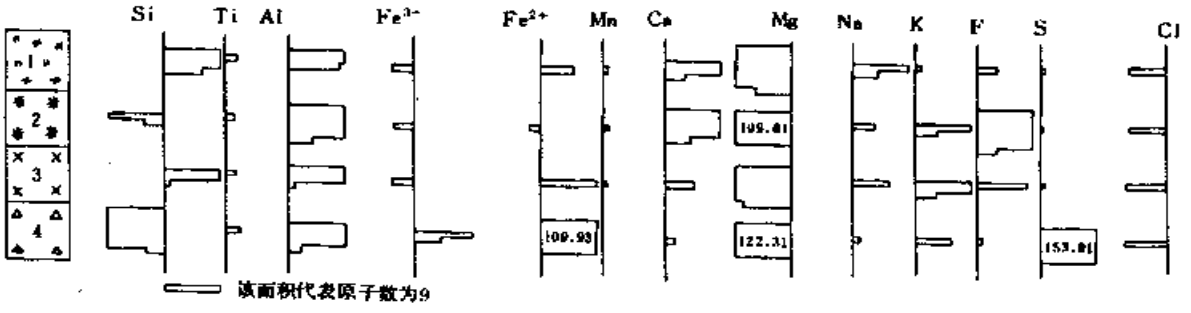


图 88　在超镁铁质岩中近矿围岩蚀变的化学成分变化图解

Fig.88.　Diagram showing variation of chemical composition of various metasomatic zoning around tin vein in ultramafic rock

1—镁绿泥石斜黝帘石化；2—阳起石金云母化；3—金云母石榴石化；4—矿脉；各元素中线左侧为带入，右侧为带出

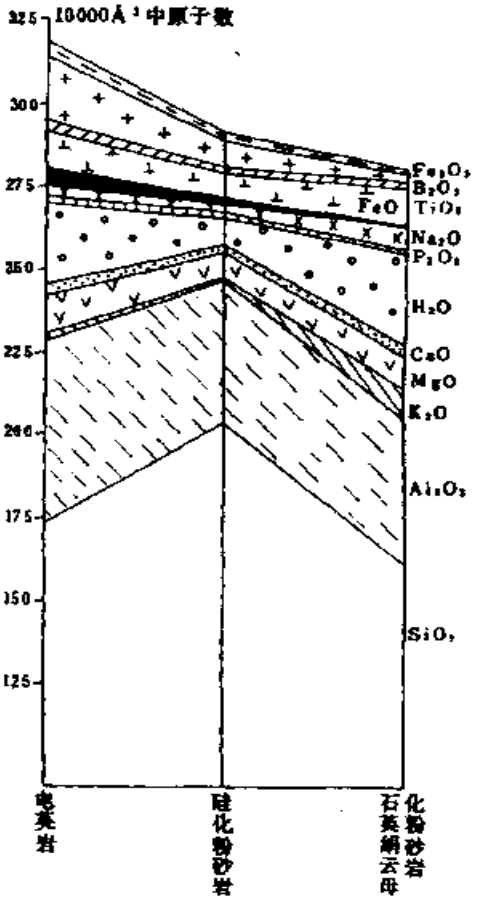


图 89　在粉砂岩中近矿围岩蚀变的化学成分变化

Fig.89.　Diagram showing variation of chemical composition of various metasomatic zoning around tin vein in siltstone

（四）在粉砂岩内近矿围岩蚀变的化学成分变化

表 38　在粉砂岩蚀变过程中化学元素的带进带出表

Table 38.　Compositional change of alterated metasilt stone

分析项目	电英岩		硅化粉砂岩			石英绢云母化粉砂岩		
	Wt%	Ni^{VI}	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*
Na_2O	0.95	5.32	0.70	3.76	−1.56	1.82	8.66	+3.34
MgO	2.75	11.83	2.13	8.97	−2.86	2.58	9.43	−2.40
Al_2O_3	16.19	55.11	13.56	44.30	−10.81	14.81	42.84	−12.27
SiO_2	60.57	174.77	73.61	204.11	+29.34	66.00	161.84	−12.93
P_2O_5	0.18	0.32	0.07	0.02	−0.30	0.11	0.23	−0.09
K_2O	0.30	1.10	0.039	0.14	−0.96	3.23	10.11	+9.01
CaO	1.08	3.34	0.59	1.75	−1.59	1.52	4.00	+0.66
TiO_2	0.91	1.96	0.62	1.29	−0.67	0.60	1.11	−0.85
MnO	0.04	0.10	0.023	0.05	−0.05	0.058	0.12	+0.02
Fe_2O_3	2.37	5.14	1.72	3.58	−1.56	0.68	1.25	−4.16
FeO	4.78	11.54	3.68	8.52	−3.02	6.01	12.32	+0.78
H_2O	1.27	24.46	0.45	8.32	−16.14	1.68	27.50	+3.04
CO_2	0.03	0.12	0.00	0.00	−0.12	0.13	0.44	+0.32
SnO_2	4.26	4.91	0.027	0.03	−4.88	0.009	0.009	−0.48
B_2O_3	3.96	19.73	1.68	8.03	−11.70	0.35	1.48	−18.25
合计	99.59	319.75	99.90	292.87		99.59	281.34	
体重(S.G.)	2.88		2.76			2.45		

分析单位：地矿部岩矿测试所，金振善

在粉砂岩中，电英岩型锡矿脉两侧的蚀变分带为硅化粉砂岩、石英绢云母化粉砂岩。其成分和带进带出原子数列于表 38 和图 89。在该蚀变分带中，元素变化规律是：Fe^{3+}、Ti、Sn 和 B 的含量遵守着电英岩大于硅化粉砂岩大于石英绢云母化粉砂岩。Si 原子在中间带大为富集，向两侧减少，而其它元素像 Al、K、Na、Ca、OH^-、Mg、P、Fe^{2+}均是两边带较富、中间贫化。

（五）在镁铁质岩中贱金属硫化物矿脉旁侧蚀变分带的化学成分变化

在以镁铁质岩为主岩的贱金属硫化物矿脉周围的蚀变分带为：矿脉→石英黑云母化→绿泥石斜黝帘石化→镁铁质岩。这一蚀变分带的化学成分和元素带进带出资料列于表 39 和图 90A 中。

表 39　在镁铁质岩中贱金属硫化物矿体及旁侧蚀变带的化学组成和带进带出表

Table 39.　Compositional change of various metasomatic zoning aroud base metal sulfide vein in mafic rock

分析项目	镁铁质岩		绿泥石斜黝帘石化			石英黑云母化			矿脉		
	Wt%	Ni^{VI}	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*
SiO_2	50.46	144.10	51.02	146.72	+2.62	51.76	147.81	+3.71	7.60	22.77	−121.33
Al_2O_3	13.82	46.56	13.59	46.10	−0.46	14.57	49.08	+2.52	0.02	0.07	−46.49
Fe_2O_3	2.73	5.87	2.77	5.99	+0.12	2.80	6.02	+0.15	8.90	20.06	+14.19
FeO	5.89	14.07	5.86	14.09	+0.02	5.35	12.78	−1.29	31.90	79.92	+65.87
CaO	9.36	28.65	8.52	26.26	−2.30	8.70	76.63	−2.02	5.89	18.91	−9.74
MgO	10.45	44.50	10.70	45.88	+1.38	9.38	39.94	−4.56	1.32	5.90	−38.60
MnO	0.29	0.70	0.33	0.80	+0.10	0.22	0.53	−0.17	0.33	0.85	+0.15
Na_2O	2.35	13.02	2.42	13.50	+0.48	2.96	16.40	+3.38	0.02	0.12	+12.90
K_2O	0.83	3.03	1.99	7.30	+4.27	1.04	3.79	+0.76	0.17	0.65	−2.38
TiO_2	0.54	1.16	0.54	1.17	+0.01	0.58	1.25	+0.09	0.01	0.02	−1.14
P_2O_5	0.08	0.19	0.07	0.17	−0.002	0.08	0.19	0.00	0.08	0.20	+0.01
CO_2	0.28	1.09	0.14	0.55	−0.54	0.00	0.00	−1.09	4.90	20.05	+18.96
F	0.05	0.45	0.07	0.64	+0.19	0.09	0.81	+0.36	0.39	3.70	+3.25
Cl	0.010	0.012	0.012	0.015	+0.003	0.015	0.018	+0.006	0.027	0.035	+0.023
CuO	0.0098	0.0210	0.0010	0.0022	−0.0188	0.017	0.0037	−0.0173	3.54	8.0125	+7.9915
体重(S.G.)	2.85		2.87			2.85			2.99		

分析单位：地矿部岩矿测试研究所

1. 从围岩到矿脉，Si、Al 和 K 元素在中间两个酸性蚀变淋滤带中有一定程度富集，也可能是由某些元素迁出所致。相反，这些元素在矿脉内明显贫化。

2. F、Fe^{3+}、Na、Cl 从溶液中向外扩散，表明贱金属硫化物矿脉的生成物质不仅取自附近围岩，也可能是在流体循环过程中从其它部位的岩石汲取部分有用的物质组分。

3. Ca、Mg、CO_2 从围岩趋向热液活动中心，仅活性较强的 CO_2 在矿脉中含量相对富集。

4. 成矿元素 Cu 和 Pb、Zn（表中未列出）在酸性淋滤蚀变带中大大贫化，在矿脉中

又高度富集。

(六) 在酸性岩中贱金属硫化物矿脉边侧蚀变分带的成分变化

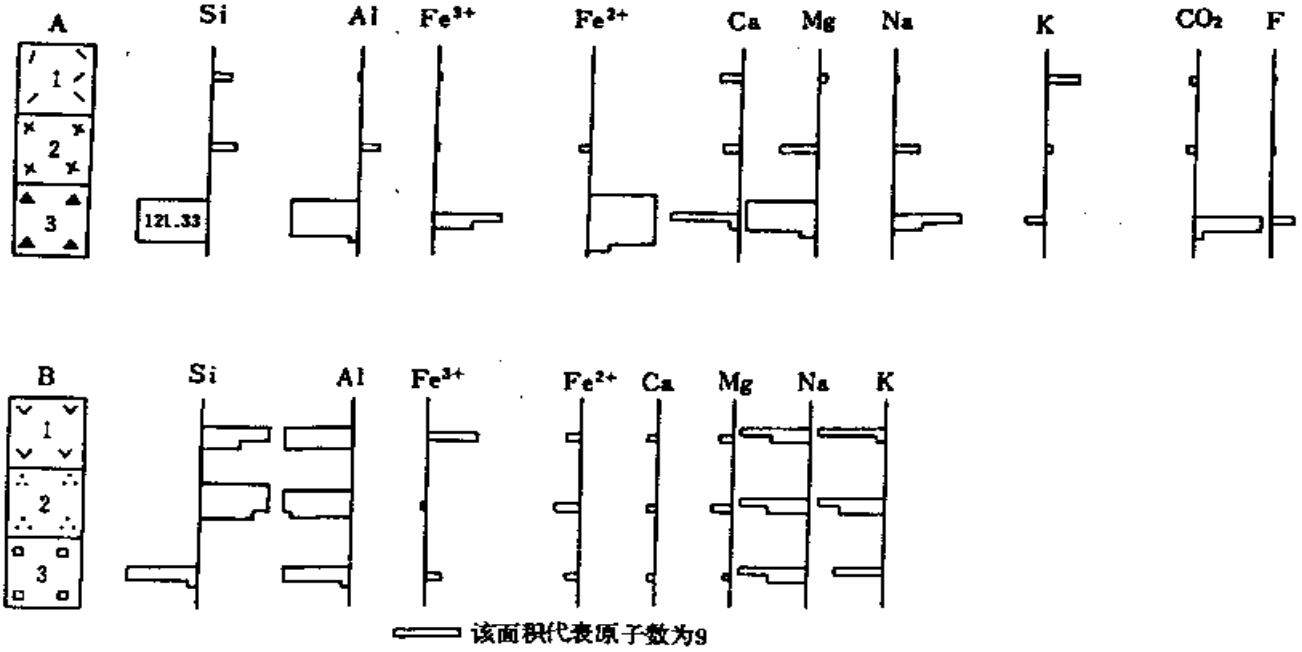


图 90 两套蚀变剖面的化学组分变化图解

Fig.90. Diagram showing variation of chemical composition of various metasomatic zoning around base metal sulfide veins

A.在镁铁质岩中贱金属硫化物矿脉边侧围岩蚀变化学组分变化图解：1—绿泥石斜黝帘石化;2—石英黑云母化;3—矿脉

B.在黑云母花岗岩中贱金属硫化物矿脉边侧围岩蚀变化学组分变化图解：1—绢云母石英化;2—石英高岭石化;3—矿脉

各元素中线左侧为带入，右侧为带出

表 40 在酸性岩中贱金属硫化物矿体边侧蚀变分带的化学组成及带进带出表

Table 40. Compositional change of various metasomatic zoning around base metal sulfide veins in acidic rock

分析项目	花岗岩		绢云母石英化			石英高岭石化			矿脉		
	Wt%	Ni^{VI}	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*	Wt%	Ni^{VI}	*
SiO_2	74.83	198.70	84.66	221.40	+22.70	96.60	241.98	+43.28	62.04	179.03	−19.67
Al_2O_3	12.62	39.53	3.98	12.28	−27.25	1.42	4.20	−35.33	5.98	20.36	−19.17
Fe_2O_3	0.48	0.96	3.86	7.60	+6.64	0.23	0.43	−0.53	1.37	2.97	+2.01
FeO	1.71	3.80	0.86	1.88	−1.92	0.29	0.61	−3.19	0.93	2.24	−1.56
CaO	0.45	1.28	0.08	0.22	−1.06	0.10	0.27	−1.01	0.18	0.56	−0.72
MgO	0.77	3.05	0.35	1.39	−1.66	0.17	0.63	−2.42	0.49	2.11	−0.94
MnO	0.03	0.07	0.01	0.02	−0.05	0.01	0.02	−0.05	0.01	0.02	−0.05
Na_2O	2.88	14.84	0.02	0.10	−14.74	0.01	0.05	−14.79	0.02	0.11	−14.73
K_2O	4.86	16.47	1.91	6.39	−10.09	0.30	0.96	−15.51	2.67	9.83	−6.64
TiO_2	0.11	0.22	0.09	0.18	−0.04	0.004	0.008	0.212	0.21	0.46	+0.24
P_2O_5	0.10	0.22	0.02	0.04	−0.18	0.01	0.02	−0.20	0.02	0.05	−0.17
CO_2	0.16	0.58	0.00	0.00	−0.58	0.00	0.00	−0.58	0.00	0.00	−0.58
F	0.072	0.61	0.040	0.33	−0.28	0.020	0.16	−0.45	0.16	1.46	+0.85
Cl	0.015	0.017	0.013	0.015	−0.002	0.019	0.02	+0.003	0.016	0.20	+0.183
体重(S.G.)	2.65		2.61			2.50			2.88		

在以黑云母花岗岩或花岗闪长岩为主岩的贱金属硫化物矿脉周围的蚀变分带为：矿脉→石英高岭石化→绢云母石英化→黑云母花岗岩或花岗闪长岩。该蚀变分带的化学分析结果及由其计算的单位体积内原子数的元素变化数据一并列入表 40，元素带进和带出数字示于图 90B。从这些资料可以看出：大多数元素例如 Al、Fe^{2+}、Ca、Mg、Na 和 K 具有同一变化趋势。它们相对黑云母花岗岩原岩中的成分都呈现出明显的亏损，唯 Si 元素在中间两个酸性淋滤蚀变分带中显著富集，在矿脉内则相对贫化。挥发组分 F 和 Cl 的变化与 Si 元素基本相似，而 CO_2 似在矿化蚀变过程中遗失。

六、小　　结

1.提出了交代体系的概念，按有关的成矿作用，将区内交代产物分为与岩浆热液有关和与非岩浆热液有关的两大交代体系。学习和运用了交代系列的学术的思想，并按围岩性质和交代建造组合将两大交代体系分为 6 个交代系列。在此基础上，探讨了交代系列的特点、生成环境和演绎方向。

2. 剖析了区内的主要交代矿物，并从中提取了有关指示矿床成因方面的信息。

3. 交代分带在研究区内广泛发育。联系成矿期次和成矿阶段及交代系列的时间演变规律，描述了各层次的交代分带现象及特点。通过对各分带的化学组成及物质变换讨论，厘定了矿化蚀变过程中主要物质组分及成矿物质和挥发组分的运动方向及富集规律。

第五章　控矿构造型式和控矿构造体系

桂北九万大山—元宝山锡多金属成矿区位于扬子地块边缘活动带，地壳运动及构造作用在此表现的十分强烈复杂．由于构造应力场随时代而异,所生成的构造体系及构造网络也迥然不同，并先后叠加、继承和利用．就成矿和控矿因素而言，前寒武的各构造体系对锡多金属矿产的运移、沉淀及生成起着重要作用。

一、控矿构造体系

构造体系一概念系李四光（1929）提出，他将许多不同形态、不同性质、不同级别和不同序次的但具有成生联系的各项结构要素所组成的构造带以及它们之间所夹的岩块或地块组合而成的总体称为构造体系．翟裕生和他的同事们（1984）将构造体系的概念引伸到矿田构造中，基于构造控矿作用的研究，提出了控矿构造体系理论．借鉴翟裕生等的工作，通过对桂北锡多金属成矿区各序次控矿构造的研究，将区内庞杂的褶皱和断裂系统归并为四大控矿构造体系，即纬向控矿构造体系、新华夏控矿构造体系、经向控矿构造体系和黑云母花岗岩接触带控矿构造体系。

1. 四堡期纬向控矿构造体系

在宝坛矿田中，纬向控矿构造体系的主体由一系列近东西走向的倒转褶皱所组成（图91）。由于受北北东向大断裂的切割，这些褶皱分成了西、中和东三段。西段有旧洞向斜，田蓬背斜；中段有池洞、红岗岩、五地背斜，文通、高岭、鱼勇向斜；东段有龙台山、考榜山、白头山背斜，蟠龙、马潮山、龙有向斜。这些褶皱长几到 10km，宽 1—3km，轴走向 90°—110°，倾向 180°—190°，倾角 50°—75°．与近东西向褶皱伴生的有平行褶皱轴的压性、压扭性断裂及近南北向的张性断裂。纬向构造体系的生成基本上体现为南北方向压应力场的作用。

从宏观上来看，宝坛矿田内的锡多金属矿床大都分布在纬向褶皱的复式背斜地段．其中一洞和五地矿床受五地倒转背斜的控制，红岗和沙坪矿床均被限制于红岗山倒转背斜内．轴向断裂中也有少量的铜、铅、锌矿化，但由其派生的南东东向断裂在五地矿区表现为良好的导矿和储矿构造，低角度的矿体均赋存于其中。

2. 雪峰期新华夏控矿构造体系

主干构造由一系列北北东向的复式不对称褶皱和大断裂组成．复式褶皱长 25—50km，轴面倾向南东东，倾角 30°—50°．较大的褶皱有旧洞—田蓬、池洞—五地和龙台山—龙有背斜，三个背斜之间有两个不完整的向斜。较大的断裂有 F154、F1 和 F101，倾向 270°—290°，倾角 50°—70°．它们切割深度较大，不仅破坏了原已存在的褶皱，而且

是花岗闪长岩和黑云母花岗岩侵位的导岩构造。此外，北北东向断裂也是较好的导矿及容矿构造，例如，目前已经在F101大断裂中发现了一系列贱金属硫化物矿化。但在宝坛矿田内最佳的容矿构造并不是北北东向大断裂本身，而是由它们所派生的北东向断裂（图92），大多数锡多金属矿体赋存于其内，部分贱金属硫化物矿体亦然。

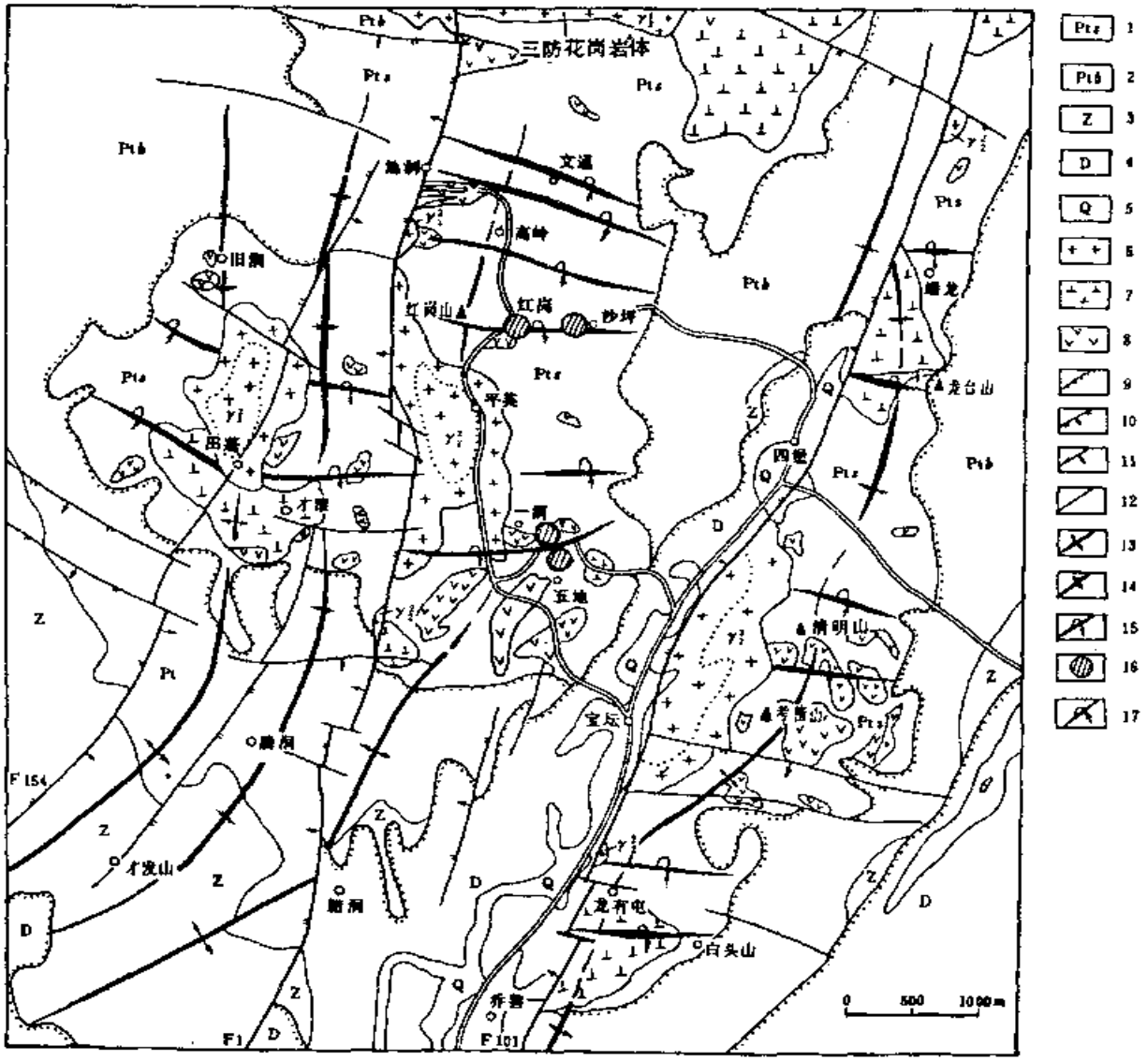


图91　宝坛矿田控矿构造体系略图

（据广西地质矿产局第七地质队资料改编）

Fig.91.　Schematic map of ore-controlling structure system in Baotan area

1-元古界四堡群；2-元古界板溪群；3-震旦系；　4-泥盆系；　5-第四系；　6-黑云母花岗岩；

7-花岗闪长岩；　8-镁铁质岩；　9-不整合界面；　10-逆断层；　11-正断层；　12-性质不明断层；

13-背斜；　14-向斜；　15-倒转背斜；　16-矿床；　17-倒转向斜

3. 雪峰期经向控矿构造体系

在雪峰期，桂北地区的主体构造为北北东向，但局部的元宝山附近却表现为南北向。也就是说雪峰期在元宝山一带的主压应力来自东西方向。南北走向的元宝山复式背斜延展全区，除背斜轴部为雪峰期黑云母花岗岩占据外，其两翼发育有一系列次级倒转褶皱,它们倾向西，倾角 10°—60°。这些次级褶皱都有一定的控矿性，唯九毛背斜最佳。背斜轴部的轴向断裂及层间剥离构造是良好的储矿构造。另外，还见有平行于主压应力方向的张扭构造（产状：倾向北或南，倾角 45°—80°）及北北东向的压扭构造（产状：倾向 280°—300°，倾角 50°—70°）。这些断裂往往是贱金属硫化物生成演化及成矿的有利部位。

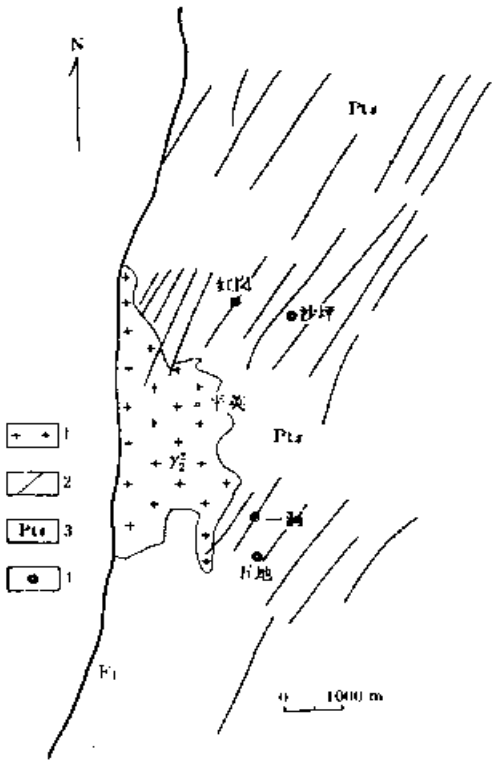


图 92 平英地区雪峰期控矿构造体系图

Fig.92. Schematic map of Xuefeng ore-controlling structure system in Pingying area

1—雪峰期黑云母花岗岩； 2—断裂；
3—四堡群； 4—矿床位置

4. 接触带控矿构造体系

对脉状钨锡矿而言，花岗岩岩隆是成矿物质富集的场所和热点中心部位，在岩隆的内外接触带通常形成一系列矿化。至于矿化体的产出形态，主要取决于接触带控矿构造类型。在桂北九万大山—元宝山锡多金属成矿区内，黑云母花岗岩岩体接触带控矿构造体系主要包括以下四种类型：

(1) 岩隆—圈闭构造控矿：当四堡群泥质岩石为黑云母花岗岩岩隆上部的围岩时，由于其性质既致密又可塑，还不易参与化学反应，导致聚集在岩隆处的挥发组分、矿质及热水溶液很难向外运移，结果在岩隆部位交代成矿。

(2) 花岗岩原生节理控矿：在平英和元宝山岩体有层节理和纵节理控制着云英岩锡矿化和电英岩锡矿化，所成的矿脉厚度和脉幅都较大。清明山和田蓬岩体中的矿化多为横节理所控制，矿脉的厚度很薄，但延伸较长，矿脉边部十分不规则且与围岩无明显界线。朱征 (1986)①将后者称为片理化矿脉。

(3) 平行接触界面的张裂隙控矿：这种张裂隙发育于花岗岩体附近的围岩中或接触界面处，由岩体冷凝拉张而成。此类构造控矿现象在一洞矿区南段（图 93）表现的十分清楚。

(4) 岩隆与其它构造联合控矿：当别的构造体系中的断裂延伸到黑云母花岗岩岩隆时，导致岩隆部位的成矿物质在岩隆上部围岩裂隙中成矿。利用一洞—五地矿区的钻探资料所绘制的岩体顶部界面等深图（图 94）表明，在岩隆与北东向断裂的复合部位，便有

①私人通信和讨论。

成群出现的矿体。

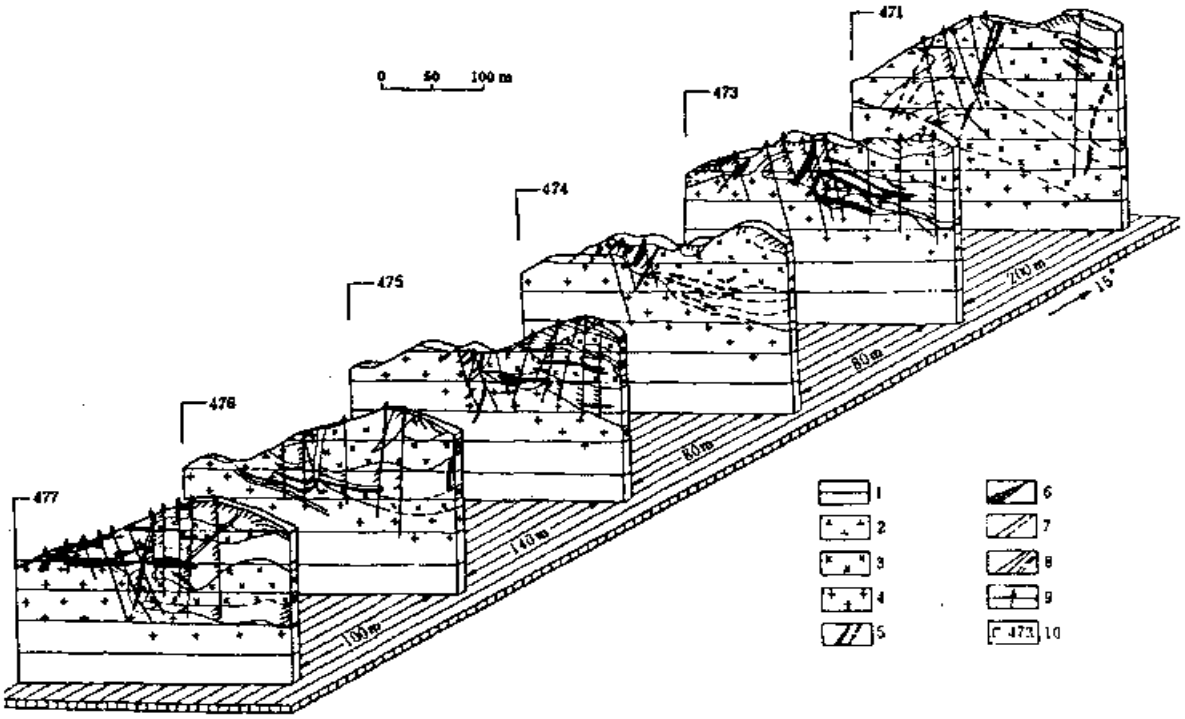


图 93　一洞矿区南段矿体联合剖面图

（据广西地质矿产局第七地质队）

Fig.93.　Join section in south Yidong ore district

1—四堡群变质粉砂岩；2—闪长岩；3—镁铁质岩；4—黑云母花岗岩；5—实测—推测锡矿体；6—石英岩；7—实测—推测地质界线；8—实测—推测断层；9—钻孔位置；10—勘探线编号

二、主要控矿构造型式

就产出状态而论，自然界的矿体有层状和脉状之分，所有的脉状矿体毫不例外地受断裂控制。桂北锡多金属成矿区内的矿化呈各种不同形状的脉体，而且作有规律性的排列。经产出状态和力学性质的分析，将制约这些规律的构造归纳为八种型式。

1. 等距型　由于地应力以正弦波形式传递，决定了断裂和褶皱等皆具等距性。在前述的一洞—五地，红岗—沙坪和九毛—六秀矿床内的各矿带之间都以一定的距离分布，且以一洞—五地矿床为著（图 95）。从 411 矿带到 491 矿带，其各相带之间的距离为 200—300m。矿脉成群集中出现在北东向断裂与间距为 500—700m 的南东东向背斜（属五地倒转背斜中的次一级单元）的交切部位。

等距性不仅寓于矿带分布，而且大多数矿脉的排列也具此特点。例如，在五地矿区的河西岸边，纤细的电英岩矿脉群呈等距排布（图 96），这些矿脉至泥质岩石即尖灭，部分在上部的砂岩中再现。

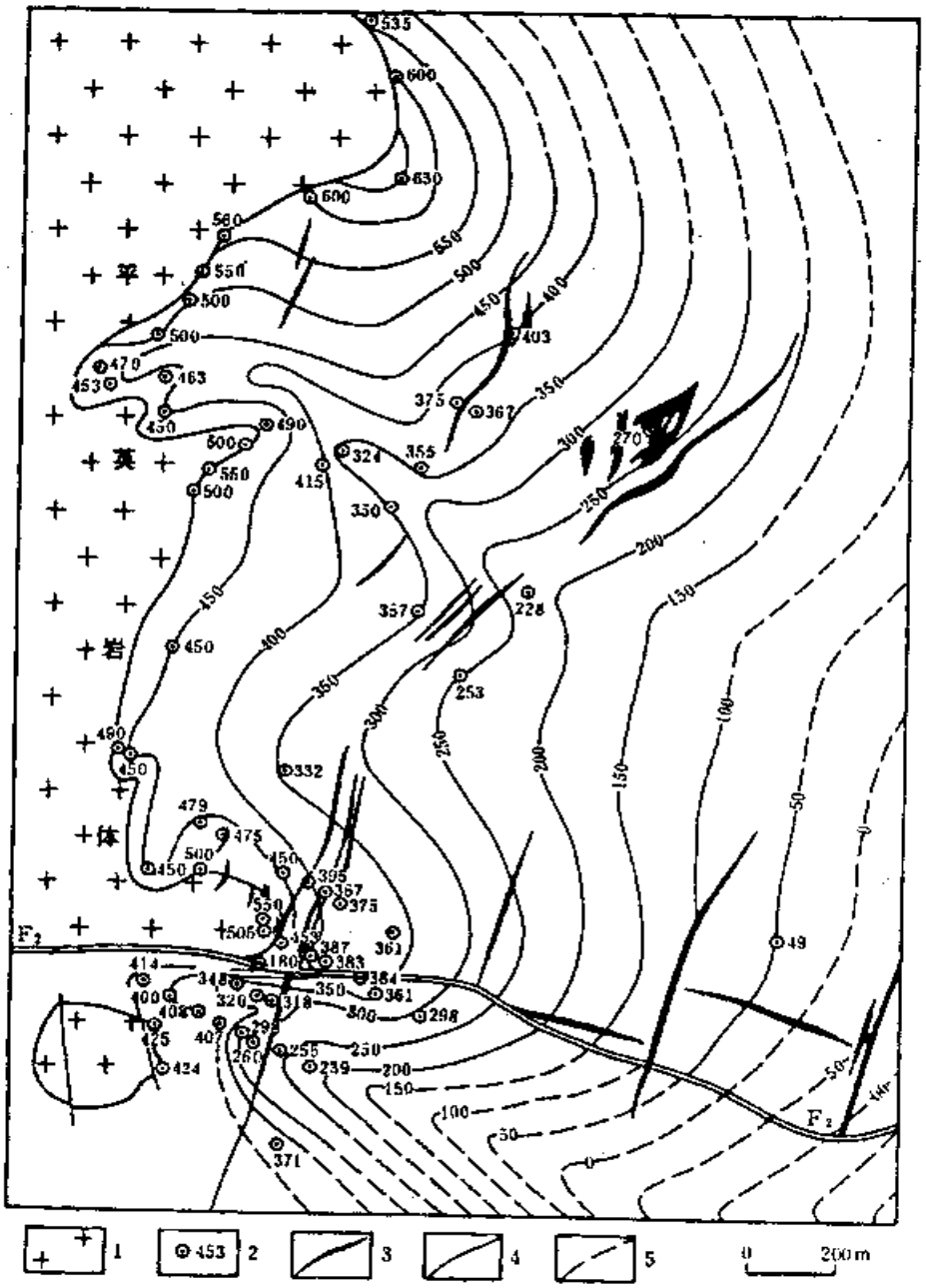


图 94　一洞一五地矿区花岗岩顶板等高线图

Fig.94.　Top contour map of biotite granite intrusion in Yidong–Wudi ore district

1—雪峰期黑云母花岗岩；2—标高值；3—矿体；4—等高线；5—推测等高线

2. 右斜列型　矿脉群（图 97）或单体矿脉（图 98）沿某种方向斜列，后组（或后者）位于前组（或前者）的右下方。

3. "入"字型　所谓的入字型控矿构造是由主断裂与之派生的次级断裂均为容矿构造。这种形式的控矿构造在桂北成矿区广泛发育，其中一洞矿区 431 矿带北段（图 99）为一个典型实例。F431 断裂走向北东，在其北西盘有大量的北北东至南北向断裂产出，表明断裂整体为右行断裂性质。F431 断裂为良好的导矿构造，也有一定的矿化赋存其

内，其旁侧的次级构造则是最佳的容矿构造。

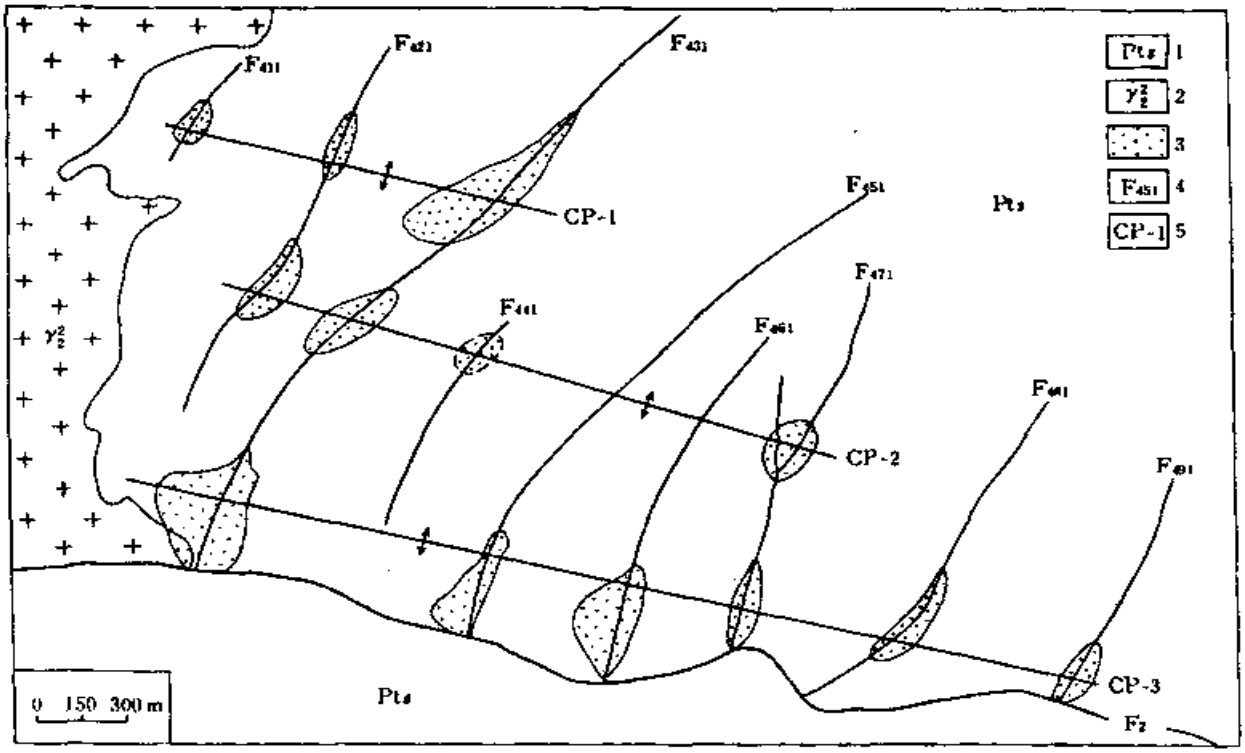


图 95　一洞一五地矿区中矿体群等距产布图

Fig.95.　Map showing orebody groups in equidistance distribution

1—四堡群；2—雪峰期黑云母花岗岩；3—矿化范围；4—断裂；5—背斜

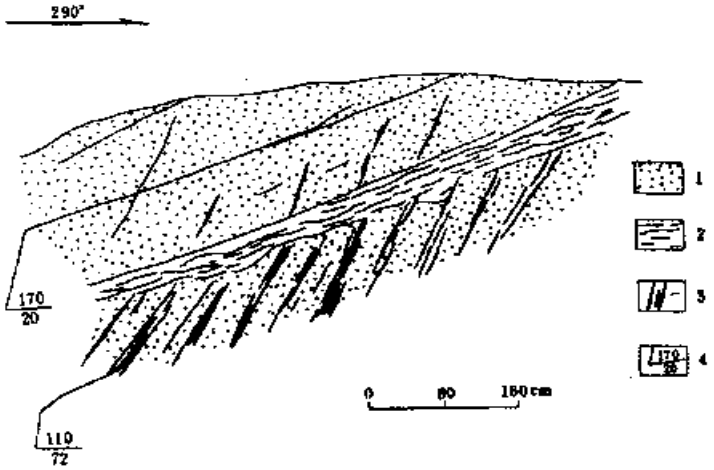


图 96　五地矿区河西岸矿脉群等距分布素描图

Fig.96.　Sketch diagram showing vein distribution in equidistance in Wudi ore district

1—粉砂岩；2—泥岩；3—电英岩矿脉；4—产状

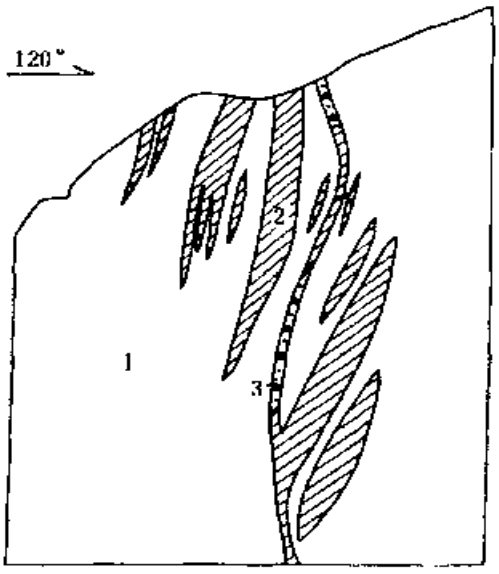


图 97　一洞矿区 458 勘探线剖面图

（据广西地质矿产局第七地质队资料）

Fig.97.　No.458 section in Yidong ore district

1—围岩；2—矿脉群（或矿体）；3—断裂破碎带

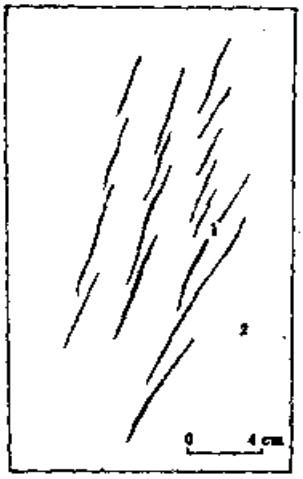


图 98　右斜列裂隙控矿素描图

Fig.98.　Sketch diagram showing ore-controlling pinnate fractures

1—电英岩矿脉；2—围岩

4. 交叉型　矿化作用同时发生于两组共轭的断裂或裂隙中（图 54）。

5. 顺层型　顺层产出的矿脉并没有固定的层位，而是由构造作用产生的层间破裂或虚脱部位所控制。矿体多分布在褶皱的轴部（图 53）或翼部（图 100）。在九毛一六秀矿区内，由于泥砂质地层与科马提岩岩石性质的差异，在地层受挤压褶皱时，经常沿二者接触处及其附近发生破裂，并形成一系列矿脉（图 101）。

6. 旋扭型　旋扭型构造在成矿区内出现的几率很低，仅见于五地矿区 451 矿带猫背梁矿体旁侧的冲沟内。矿体的总体形式是人字型，但在断裂的周围旁侧有压扭性的旋扭矿脉群（图 102）。

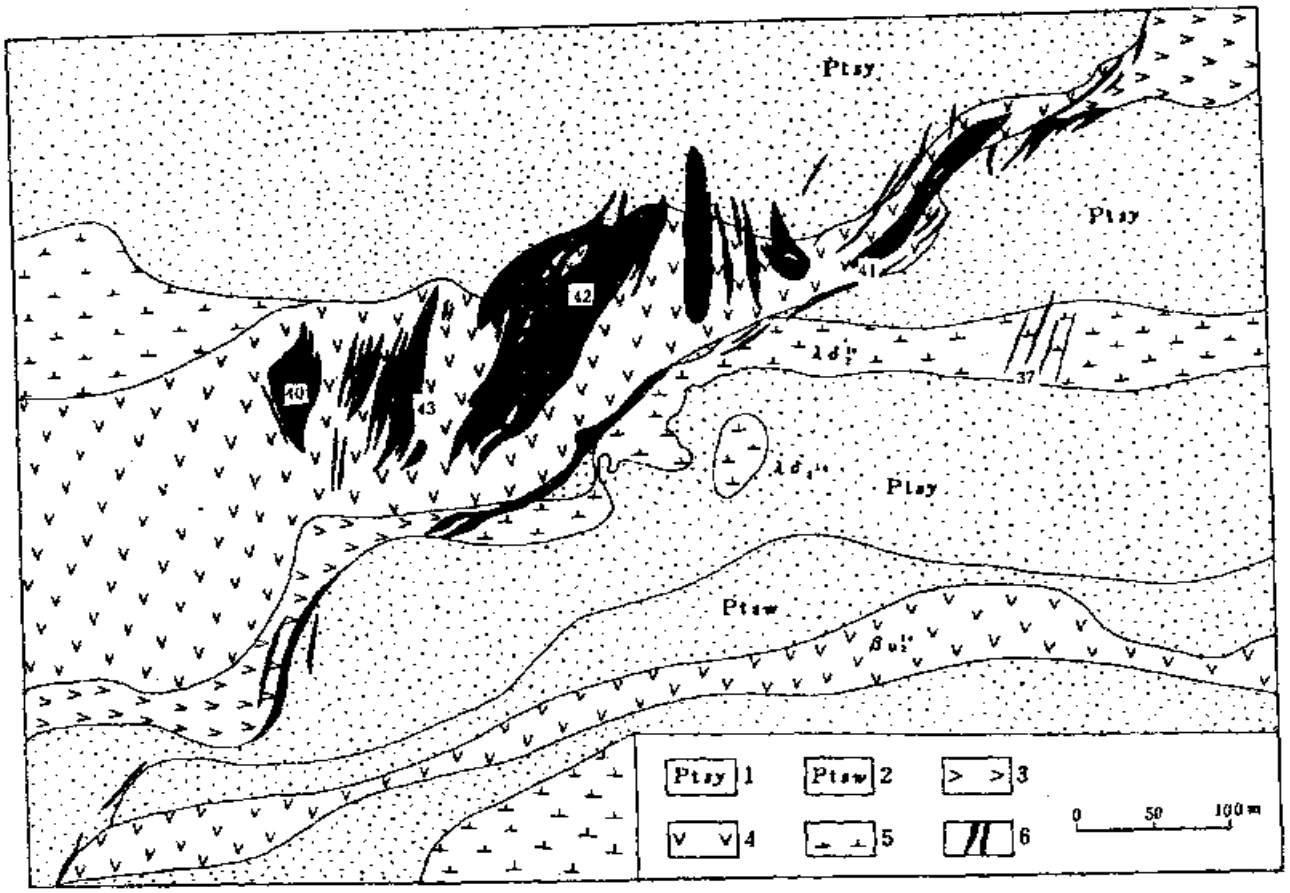


图 99　一洞矿区 431 矿带北段"人"字型控矿构造图

Fig.99.　Schematic diagram showing ore-controlling "人"-like structure in north end of No.431 ore belt, Yidong ore district

1—四堡群鱼西组粉砂岩；2—四堡群文通组粉砂岩；3—超镁铁质岩；4—镁铁质岩；5—中基性杂岩；6—矿体

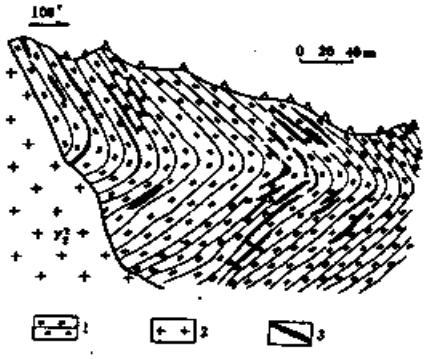


图 100　九毛矿区 0 线剖面图

(据广西冶金勘探公司 270 地质队资料略加修改)

Fig.100.　No.0 line section

in Jiumao tin mine

1—四堡群鱼西组片岩；2—雪峰期黑云母花岗岩；3—矿体

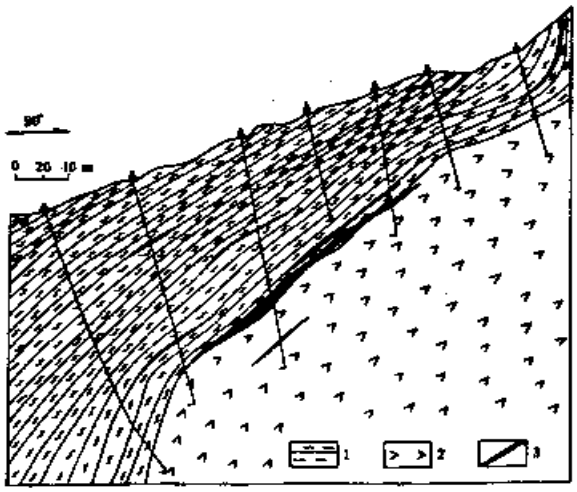


图 101　九毛—六秀矿区 141 勘探线剖面图

(据广西冶金勘探公司 270 地质队)

Fig.101.　No.141 line section

in Jiumao—Liuxiu ore district

1—四堡群鱼西组片岩；2—科马提岩；3—矿体

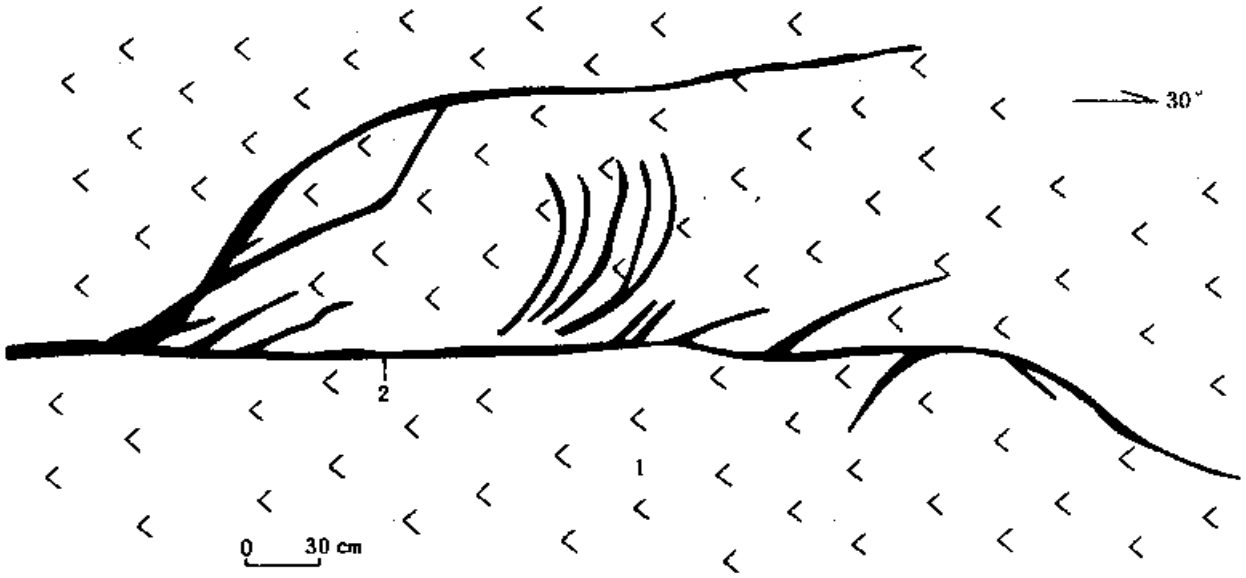


图 102　五地矿区猫背梁矿体旁侧冲沟中旋扭型控矿构造素描图

Fig.102.　Sketch diagram showing ore-controlling whirl-like structrue

1—镁铁质岩；2—电英岩锡矿脉

7. 扫帚型　矿脉在下部为单脉，向下撒开，形如扫帚（图 103）。

8. 复合型　一般来讲，工业意义较大的脉状矿体都是由多种有利构造等条件的联合

控制。成矿区内最大的矿体（图 104）正是产于背斜的枢扭部位，背斜核部是易交代的镁铁质岩石，周围是渗透性较差的粉砂岩。北东向断裂切割背斜经核部向下直通到隐伏黑云母花岗岩岩隆，在背斜核部又有大量的次一级容矿断裂密集分布。

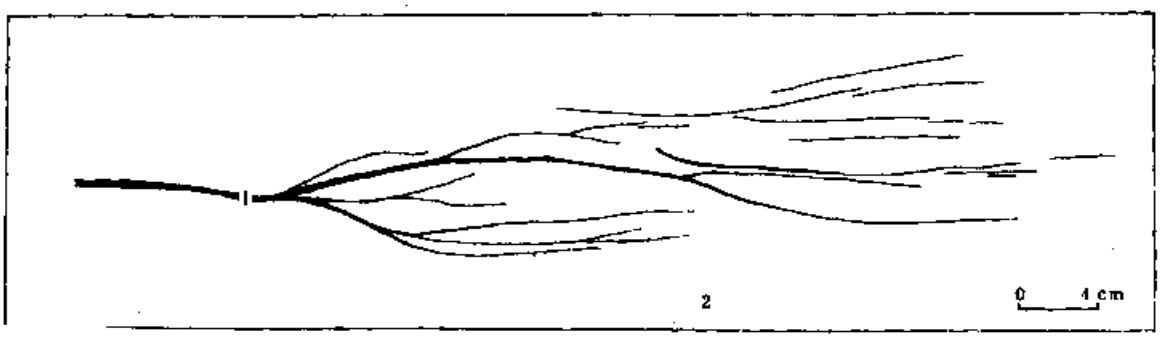


图 103　扫帚型控矿构造素描图

Fig.103.　Sketch diagram showing ore-controlling sweep-like structure

1—矿脉；2—围岩

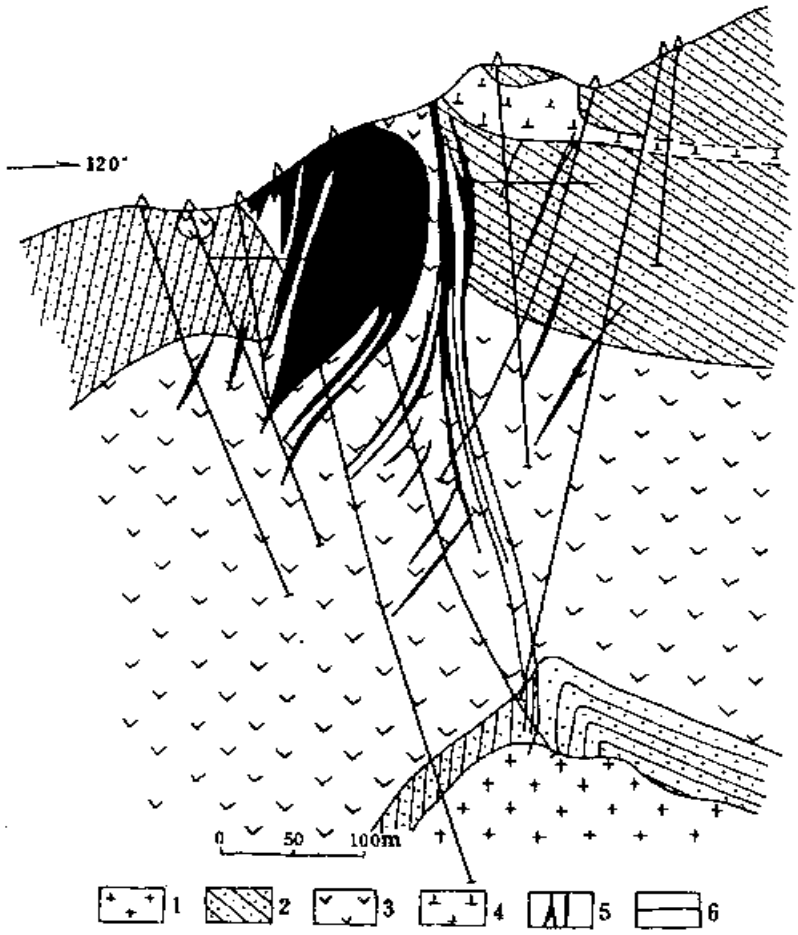


图 104　一洞矿区 459 线剖面图

（据广西地质矿产局第七地质队资料）

Fig.104.　No.459 line section in Yidong ore district

1—雪峰期黑云母花岗；2—四堡群变质砂岩；3—镁铁质岩；4—中基性岩；5—矿体；6—坑道

第六章　成矿物理化学条件

一、　成　矿　温　度

包裹体在成岩成矿温度方面的重要意义已经得到地质学家们的一致公认。本节将利用包裹体均一化测温方法来讨论各成矿阶段温度梯度变化及规律性。

(一)　包裹体的分类

根据流体包裹体的气、液、固比值，成分特点，均一方式，兹将九万大山—元宝山锡多金属成矿系列中包裹体分为以下几个类型（其形态特征见图 105）。

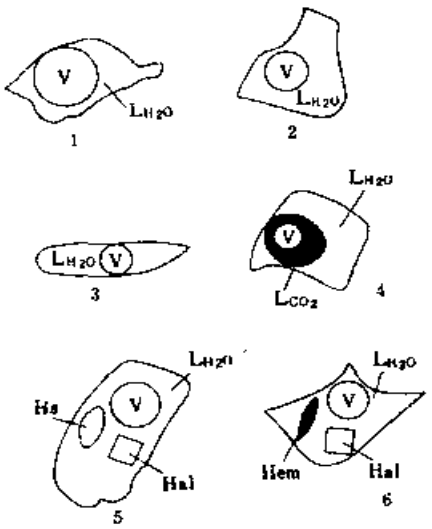


图 105　主要类型包裹体的示意图

Fig.105.　Sketch diagram showing major types of inclusion

1—气相包裹体；2、3—气液相包裹体；4—含 CO_2 包裹体；5—含钾盐、钠盐子晶包裹体；6—含钠盐、赤铁矿子晶包裹体

A 型：即气体包裹体，气液比 $V_G/(V_G+V_L)>50\%$，加热时均一到气相，多出现于花岗岩体内，云英岩型锡矿石和电英岩型锡矿石以及含锡矽卡岩中。

B 型：气液包裹体，$V_G/(V_G+V_L)<50\%$，加热时均一为液相，此类型在研究区内占有绝对优势，在花岗岩、各类矿石和蚀变岩中都比较发育。

C 型：含 CO_2 包裹体，CO_2 与水蒸气、水溶液三相共存。一般表现为液体 CO_2 围绕气泡分布，介于气体与液体之间。本类型包裹体数量少，出现的几率低，只有在花岗岩、云英岩、矽卡岩和锡石石英脉中偶尔可见。

D 型：含子矿物多相包裹体，气、液、固三相共存。固体一般占包裹体体积的 10—35%。子矿物主要为钠盐，微绿至无色，呈立方体；钾盐，微绿色，椭球状、棒状；钠盐和钾盐皆为均质体，折射率明显低于石英。水合物，无色，不规则状，二轴晶，折射率与石英相近；赤铁矿，褐黑色，边部淡红，棒状，不规则状，折射率显然高于石英。按照子矿物的组合又可分成几个亚型：DI 型，只有钠盐一种子矿物；DII 型，只有钾盐一种子矿物；DIII 型，钠盐与钾盐共存；DIV 型，钠盐与水合物共存；DV 型，钾盐与水合物共存；DVI 型，钠盐（钾盐）、水合物与赤铁矿共存。

(二)　各成矿期的生成温度

122 件锡石硅酸盐期包裹体测试数据（图 106）表明，其均一化温度分布范围为 440—210℃。其中云英岩成矿阶段均一化温度 440—280℃，最高几率处为 350—400℃。电英

岩成矿阶段的温度范围是 430—280℃，数据大多集中在 400—320℃的区间．锡石—石英成矿阶段的温度数据分布在 350—210℃之间，以 320—250℃居多．320—290℃区间比例为总数的 20%．经纵向对比可以看出，云英岩和电英岩两个成矿阶段的包裹体均一化温

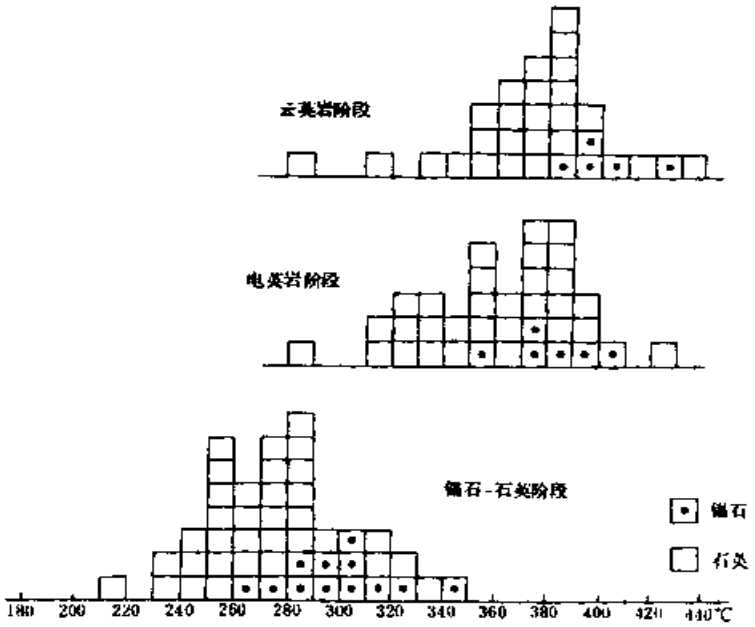


图 106　锡石硅酸盐成矿期各成矿阶段的包裹体均一化温度直方图

Fig.106. Histogram of homogenization temperatures of various stages in cassiterite silicate minerogenetic peroid

度相当接近，而锡石石英成矿阶段的温度相对较低．对锡石硫化物成矿期 114 件包裹体进行了均一化温度测试，其数据（图 107）表明温度的范围是 390—180℃．总体来看比前期成矿温度低出几十度．该成矿期中的矽卡岩锡铜锌成矿阶段的均一化温度最高，而且大多数据分布在 380—300℃区间，最大几率在 340℃左右．锡石—黄铜矿—黄铁矿成矿阶段的均一化温度局限于 330—210℃范围，多集中于 300—260℃之间．锡石—方铅矿—闪锌矿成矿阶段的均一化温度最低，高至 300℃，低至 180℃，在 280—220℃区间的数据比较集中，并在 260℃左右有最大峰值．贱金属硫化物成矿期的 35 件包裹体均一化温度数据的塔式分布图（图 108）表明，该期温度分布的离散度较大，而且在 240—220℃和 180℃左右处有两个峰值．前者基本上代表了铜铅锌矿化的生成温度，后者为锑矿化的生成温度．此外，利用包裹体液相成分在 Fournier 和 Truesdell（1973）的 $Na-K-\sqrt{Ca}$ 等温图解上进行投影，其结果证明锡石硅酸盐成矿期的生成温度在 310—425℃之间，锡石硫化物成矿期的矽卡岩锡铜锌和锡石—黄铜矿—黄铁矿成矿阶段的生成温度约 280—345℃．这些结果基本可以验证包裹体均一化温度数据的可信度．

（三）成矿温度在空间上的分布状态

在第三章已经述及，九万大山—元宝山地区锡多金属矿化的最大特点之一是矿床在空

间上以雪峰期黑云母花岗岩为中心的良好分带性。从岩体向外，矿化分带为：云英岩锡（钨、铜）矿→电英岩型锡矿→锡石硫化物型锡矿→贱金属硫化物矿，其成矿平均温度依次有为：400—350℃→400—320℃→320—250℃→300—260℃→240—180℃。

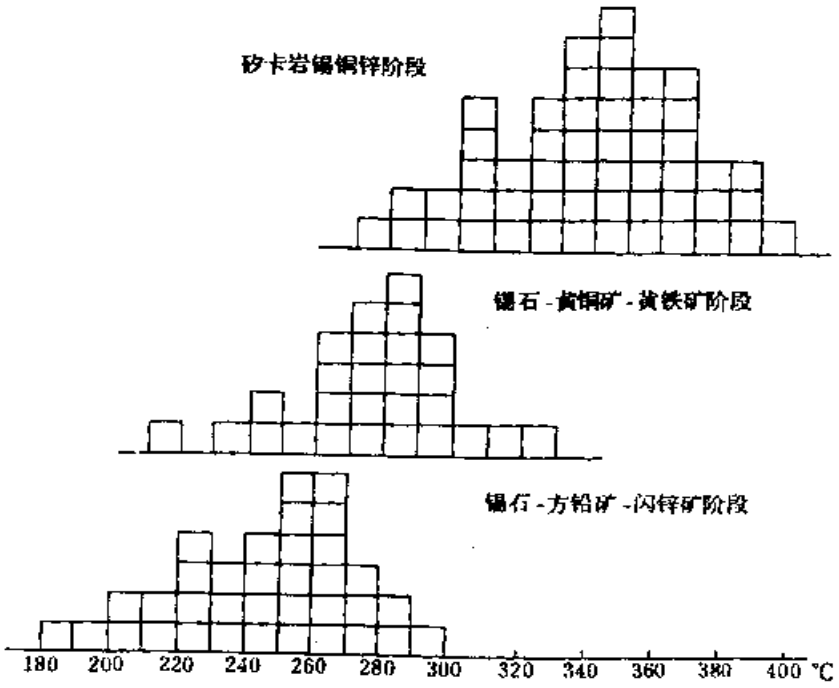


图 107　锡石硫化物成矿期各成矿阶段的包裹体均一化温度直方图

Fig.107.　Histogram of homogenization temperatures of various stages in cassiterite sulfide minerogepetic period

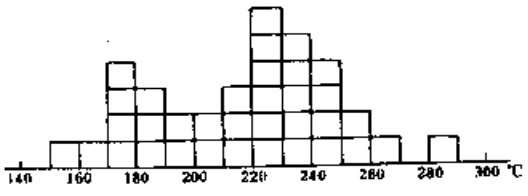


图 108　贱金属硫化物成矿期包裹体均一化温度直方图

Fig.108.　Histogram of homogenization temperatures of base metal sulfide minerogenetic period

同一成矿期次所生成的矿脉在空间上的形成温度也呈有序性变化。图 109 是一洞矿区 471 勘探剖面，图中的高倾角电英岩型锡矿脉出自花岗岩体，穿过粉砂岩和镁铁质岩直到地表。该矿脉受到五个钻孔工程的控制。通过测温发现，从标高 300m 至 750m，包裹体均一化温度由 405℃降低至 350℃，这基本上反映了矿液出自深部，向上流动逐渐沉淀成矿。

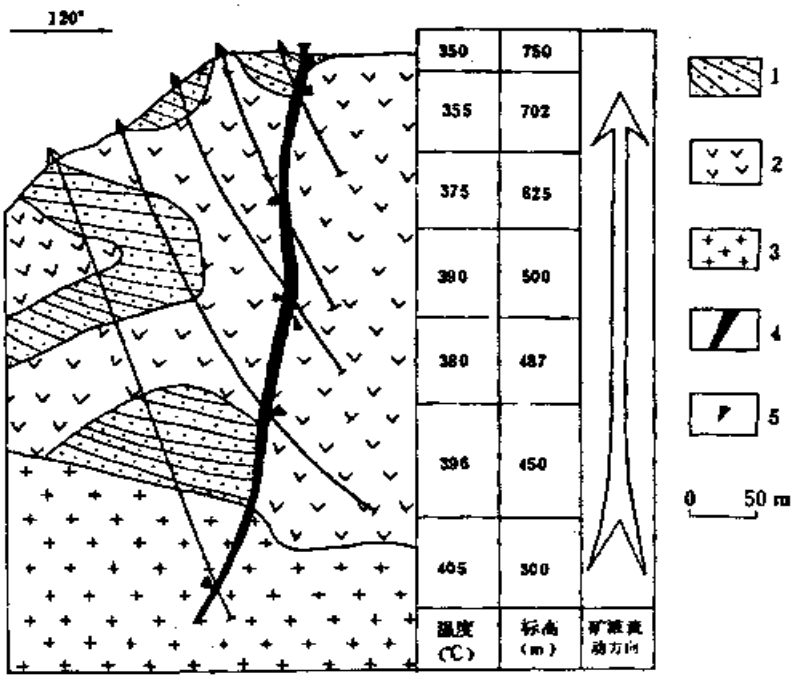


图 109 一洞矿区 471 勘探线 41 号矿脉的温度梯度变化和矿液流动方向图解

Fig.109. No.471 line section in Yidong ore district showing temperature change and flow direction of hydrothermal solution

1—粉砂岩；2—镁铁质杂岩；3—黑云母花岗岩；4—电英岩型矿脉；5—取样位置

二、成矿压力估算

(一) 锡石压力计

尼库林（1981）认为锡石中的 In 含量与矿物的生成深度密切相关，也就是说 In 作为杂质元素进入锡石晶体的能力主要依赖于压力条件．尼库林通过大量的分析计算，拟合出的成矿深度与 In 含量的关系式为：$H = 3.15 - 0.95\mathrm{Log}C$．式中的 H 为成矿深度，C 为 In 含量（ppm）的算术平均值．通过化学分析方法，分析了一洞—五地和九毛—六秀矿区中锡石的 In 含量，前者平均值为 15ppm，后者则为 4ppm．将该数值代入尼库林公式，得到的成矿深度分别为 2.0327km 和 2.5780km．相应的压力为 508×10^5Pa 和 645×10^5Pa．

(二) 包裹体的压力估计

关于成岩成矿的压力计算，包裹体中的 CO_2 含量一向被认为是一种有效的方法，由于 CO_2 的含量是压力的函数．但很遗憾的是本区内矿石含 CO_2 包裹体甚少，不易得到确切的数据．通过测定黑云母花岗岩中包裹体的 CO_2 含量和盐度，在 Roedder 图解（1965）中判读出压力为（1500—500）$\times 10^5$Pa．关于成矿压力的确定，Souriyajian 和 Kennedy（1962）的实验工作为我们提供了一个方便．两位学者研究了 $NaCl-H_2O$ 体系

中的 P—T 关系后提出，溶液中 NaCl 的溶解度不仅受温度的制约，而且与压力也有密切的关系，这种关系在图 110 中得以反映。根据已经确定的成矿温度和盐度（5—25wt%NaCl）数据，在图 110 中初步得到成矿压力为（415—125）$\times 10^5$Pa。

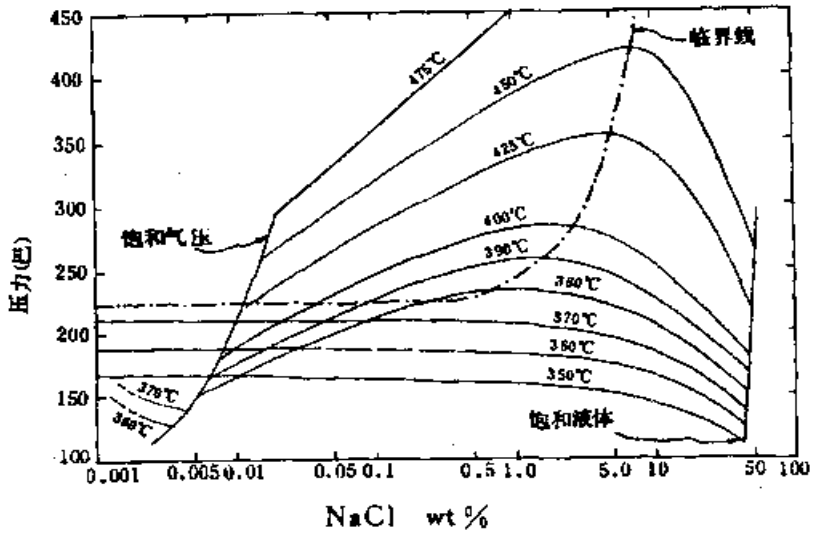


图 110 $NaCl—H_2O$ 体系中共存气-液的成分图解

（据 Souriyajain 和 Kennedy，1962）

Fig.110. Diagram showing $NaCl-H_2O$ system of inclusion composition

Cunningham（1978）修正了前人的成果后，提出了 $NaCl-H_2O$ 体系的温度-压力-深度图解。其前提是包裹体形成时的压力等于饱和蒸气压，相当于静水压力或静岩压力。据此，初步确定区内黑云母花岗岩的成岩深度为 1800m 左右，而成矿深度为 1800—1000m，相当于压力 370×10^5Pa—250×10^5Pa。

以上三种方法所得出的成矿压力数据可以互相印证，其基本范围为 650×10^5Pa—125×10^5Pa。这与南岭地区其它锡多金属矿床成矿压力也比较接近。

三、 成矿的氧逸度（f_{O_2}）和硫逸度（f_{S_2}）估计

（一）利用矿物组合估计 f_{O_2} 和 f_{S_2}

锡石硅酸盐成矿期和锡石硫化物成矿期的生成温度的中值分别为 350℃和 300℃左右，结合各成矿期的矿物组合资料，可以在 $Log f_{S_2}$—$Log f_{O_2}$ 图解（图 111）中找到其稳定域。在锡石硅酸盐期的早阶段仅有锡石和磁铁矿；晚阶段有少量的硫化物矿物但没有磁黄铁矿、黄锡矿和斑铜矿出现。由此可以估计出早阶段的 $f_{O_2}=10^{-24.5}$—10^{-33}，而晚阶段的 $f_{O_2}=10^{-42.5}$—$10^{-30.5}$；二者的 $f_{S_2}=10^{-15}$—$10^{-4.95}$，而且从早阶段到晚阶段，硫逸度降

低．在锡石硫化物期的早期阶段，磁黄铁矿是主要的金属矿物之一，而在晚阶段却完全消失，代之出现的是大量的黄铁矿、黄铜矿以及部分斑铜矿．由此可以估计出，早阶段的 $f_{O_2}=10^{-30.5}$—10^{-39}，$f_{S_2}=10^{-17.5}$—$10^{-11.8}$，晚阶段的 $f_{O_2}=10^{-30.5}$—10^{-35}，$f_{S_2}=10^{-11.8}$—10^{-5}．

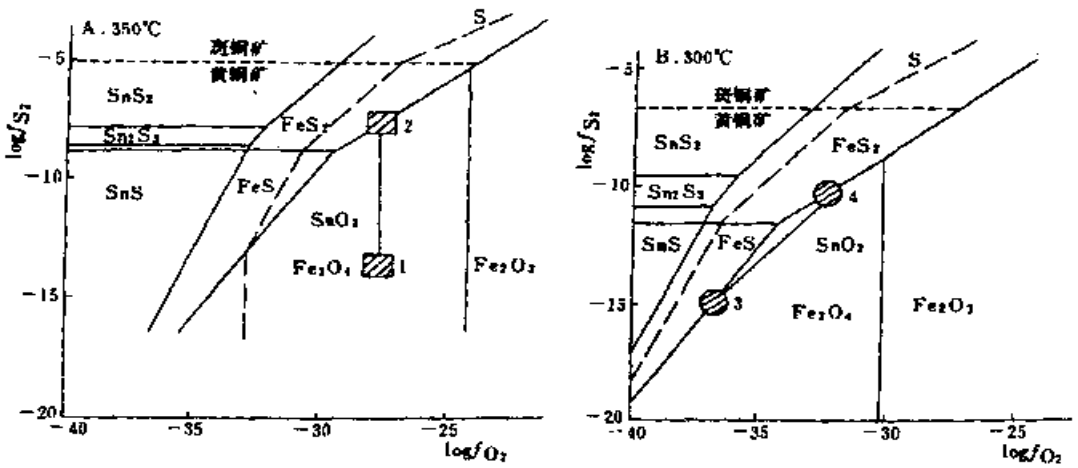


图 111　锡石、黄锡矿和 S 锡硫化物稳定区的 $Logf_{S_2}$—$Logf_{O_2}$ 图解

Fig.111.　$Logf_{S_2}$ v.s. $Logf_{O_2}$ diagrm for stable fields of cassiterite, stannite and Sn-bearing sulfides

A— t=350℃；1 和 2 分别为锡石硅酸盐期早、晚阶段的成矿条件；

B— t=300℃；3 和 4 分别为锡石硫化物期早、晚阶段的成矿条件

（二）利用化学平衡式估算 f_{S_2}

在锡石硫化物成矿期的前两个成矿阶段和贱金属硫化物成矿期中，存在着一个磁黄铁矿与黄铁矿的平衡反应式：

$$2FeS+S_2\ (气)\ =2FeS_2$$

其平衡常数 $K=\dfrac{a^2_{py}}{fs_2+a^2_{po}}$

$LogK=Logf_{S_2}$，固体矿物的活度约等 1

$Logf_{S_2}=\dfrac{\triangle G^o_T}{2.303Rt}$，$R$ 为气体常数，$\triangle G^o_T$ 为自由能

该式表明硫逸度的大小主要取决于温度和不同温度条件下的自由能计算．利用自由能的近似计算公式：$\triangle G^o_T=\triangle H^o_{298}-t\triangle S^o_{298}$ 求解自由能．然后再考虑前文所测的成矿温度．锡石硫化物成矿期的磁黄铁矿与黄铁矿的转变温度约 320℃，其 $f_{S_2}=10^{-6.55}$．而贱金属硫化物期的矿物转变温度为 230℃左右，其 $f_{S_2}=10^{-8.08}$．

（三）利用包裹体气相成分估算 f_{O_2}

包裹体气相成分主要有 C、H、O 及其化合物，除了大量的 H_2O 和 CO_2 以外，还有 CH_4、H_2 和 CO。桂北锡多金属矿床的包裹体也是有类似的成分，所不同的是 N_2 含量比较高，这些气体组成不仅反映了矿床的生成环境，而且也可以提供一些有关成矿环境的物理化学条件。李秉伦（1983）曾指出成矿流体的气相组分中主要有三个基本化学反应式：

$$H_2+\frac{1}{2}O_2=H_2O;\quad CO+\frac{1}{2}O_2=CO_2;\quad CH_4+2O_2=CO_2+2H_2O$$

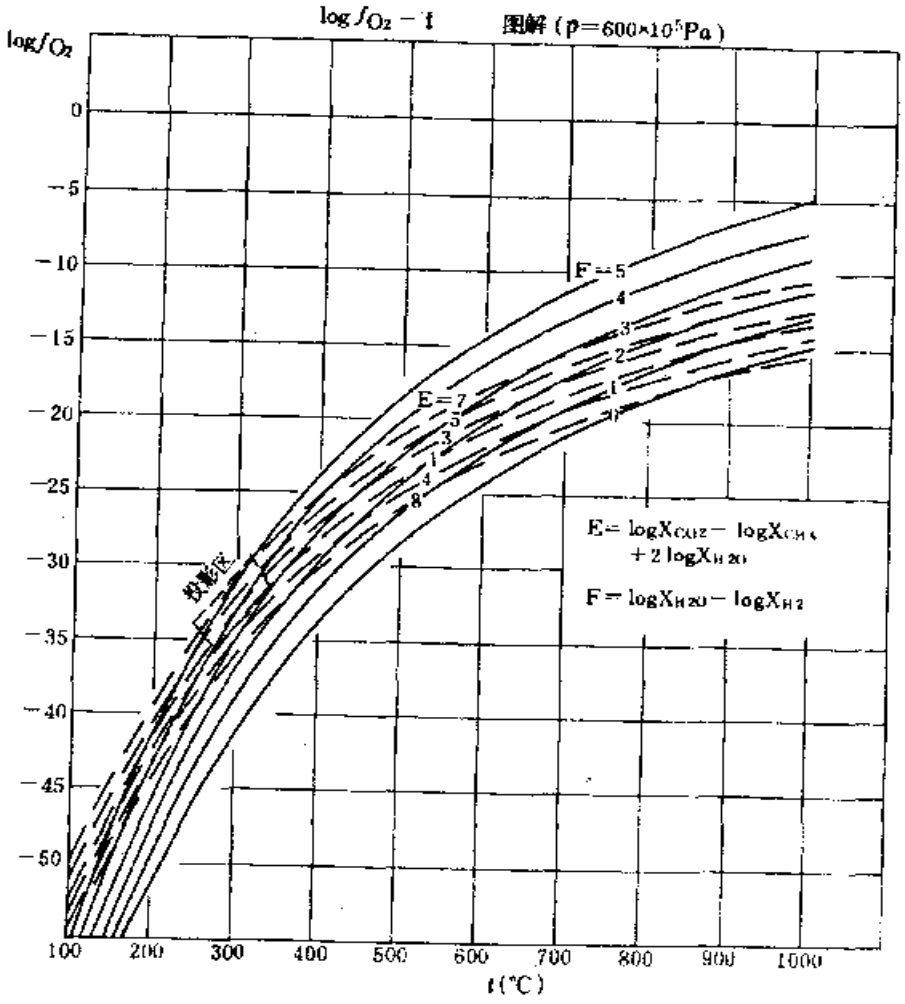


图 112　f_{O_2}—t　图解（$P=600\times10^5$Pa）（据李秉伦，1983）

Fig.112. f_{O_2}—t　diagram

如果在成矿过程中，上述气体反应达到平衡，则可以根据各种气体反应式的平衡常数与逸度的关系式，推导出逸度与各种气体的摩尔分数的关系式。其中 $\mathrm{Log}f_{O_2}$–t 图解（图 112）就是其中之一。从图上可知，该图可利用的先决条件必须满足：①成矿压力约 600×10^5Pa 左右；②能够解构筑两套曲线的方程 $E=\mathrm{Log}X_{CO_2}-\mathrm{Log}X_{CH_4}+2\mathrm{Log}X_{H_2O}$ 和 $F=\mathrm{Log}X_{H_2O}-\mathrm{Log}X_{H_2}$。回顾前文得知，$p=600\times10^5$Pa 恰好位于九万大山—元宝山地区锡多金属矿床成矿压力区间。再利用马宏（1984）和卢建春、黄有德（1985）所测的包裹体

气相成分资料，经计算投影于图 112 中。由此可以得到锡石硫化物成矿期的成矿温度为 270—330℃，成矿氧逸度 $f_{O_2}=10^{-29.5}$—$10^{-36.5}$。

四、成矿 pH 和 Eh 的估算

(一) 锡石硅酸盐成矿期的 pH 值

在锡石硅酸盐成矿期的云英岩和电英岩成矿阶段中普遍存在着白云母、石英和钾长石蚀变或脉石矿物。它们之间的稳定共生关系的平衡反应式为:

$$3KAlSi_3O_8+2H^+=KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2+6SiO_2+2K^+$$

钾长石　　白云母　　石英

其中反应平衡常数为 $K=\dfrac{a_{mus}\cdot a_Q^6\cdot a_{K^+}^2}{a_{Kf}^3\cdot a_{H^+}^2}$；$LogK=2Loga_{K^+}-2Loga_{H^+}+Log\dfrac{a_{mus}\cdot a_Q^6}{a_{Kf}^3}$；$pH=\dfrac{1}{2}LogK-Loga_{K^+}-\dfrac{1}{2}Log\dfrac{a_{mus}\cdot a_Q^6}{a_{Kf}^3}$；

一般认为固体物质的活度近似 1，所以有:

$$pH=1/2LogK-Loga_{K^+}-1/2$$

由上式可以了解到，酸碱度的计算取决于求平衡常数 K 和成矿时流体中钾离子的活度。关于平衡常数数值，可以运用自由能近似计算公式较容易地得到，而钾离子活度的求证已有李荫清 (1986) 和马秀娟 (1985) 二位学者作了专门的论述。根据她们的钾离子活度得到以下结果:

t (℃)	100	150	200	250	300	350
pH	6.14	5.82	5.65	5.60	5.65	5.84

温度 350℃ 接近于区内锡石硅酸盐成矿期的中值温度，所以 pH = 5.84 基本代表了成矿时的酸碱度，显示出成矿介质为弱酸性。

(二) 锡石硫化物成矿期的 pH 和 Eh

D. J. Patterson 等 (1981) 曾考虑到成矿时流体中的含锡络合物如 SnF^{2-}、$Sn(OH)^{2-}$和 $SnCl^{2-}$与锡石的反应平衡条件下的环境问题。他们利用 Naumov (1974) 和 Helgeson (1969) 的有关物理化学资料构筑了图 113。图中的实线为 $Sn(OH)^{2-}$ 与锡石反应平衡时的 Sn 浓度 (ppm)，根据实验资料该反应平衡时 Sn 含量介于 0.1—1000ppm 之间。由于本次工作缺少溶液中 Sn 浓度的实验资料，因而可将 Sn 含量范围考虑的宽一些，结合前文所估算的 $f_{O_2}=10^{-35}$ 左右的数据，在图 113 上可得到相应的 pH 值为 3.55—5.80，中值是 4.18。该数值说明成矿时流体的酸性程度较高，但也属于弱酸性范畴。

关于 Eh 值的估算，首先设成矿溶液中 CO_2、H^+、CH_4 及 H_2O 已达到化学平衡，其中的 CO_2 与 CH_4 的反应式为: $CO_2+8H^++8e=CH_4+2H_2O$

由式可得：$Eh=E_0+\frac{2.303Rt}{nf}Log\frac{[CO_2]\cdot[H^+]^8}{[CH_4]}$

当 $t=320℃$ 时，$Eh=0.1408-0.1184pH+0.0148Log X_{CO_2}/X_{CH_4}$

利用马宏（1985）的包裹体气相分析资料和上述的 pH＝3.55—5.80，求出两组 Eh 值。兹将所得到的全部 Eh 值一并列于表 41。从表 41 可以总结出，锡石硫化物成矿期的 Eh＝−0.2673—−0.6367。也就是说氧化还原电位处于偏还原环境。

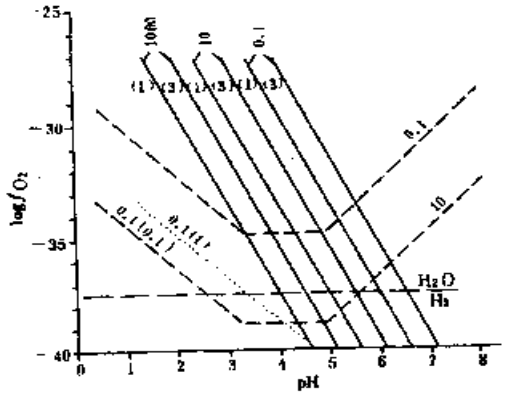


图 113　成矿溶液中 pH 对 $Log f_{O_2}$ 图解

（据 Patterson，1981）

Fig.113. Diagram showing pH v.s.$Log f_{O_2}$ of metal logenic solution

实线—Sn^{2+}—（OH）平衡曲线；

虚线—Sn^{2+}—F 平衡曲线

表 41　锡石硫化物成矿期的 Eh 值一览表

Table 41.　Eh values of cassiterite sulfide period

pH \ X_{CO_2}/X_{CH_4}	6.67	4.86	3.71	1.97
3.35	−0.2673	−0.2693	−0.2711	−0.2751
5.80	−0.6367	−0.5351	−0.5375	−0.5415

据马宏（1985）资料

第七章　成矿物质来源探讨

目前稳定同位素已经成为判别成岩成矿物质来源的一种重要途径．本章从 O、C、S、Pb、Sm—Nd 等同位素角度来厘定桂北九万大山—元宝山地区有关矿床的成岩成矿物质来源和流体演化特点．

一、氧同位素地球化学

凡含有氧元素的岩石、矿物皆可测得氧同位素值．但已受到后期改造和表生变化者却会给人们带来错误的信息．尤其是长石类和云母类矿物易于分解，常与贫 $\delta^{18}O$ 的大气降水发生同位素交换，乃至 δ 值相对降低．考虑到本区成岩成矿时代古老，长石和云母不同程度地发生了一些变化，故主要选用了石英、锡石和少量磁铁矿作为测试对象，并挑选了部分较新鲜的岩石进行全岩氧同位素测定．

(一) 火成岩的氧同位素

本文测试和收集了火成岩氧同位素样品 58 件（表 42），其中全岩样品 40 件，矿物石英样品 18 件．

1. 超镁铁质岩和镁铁质岩的氧同位素

10 件镁铁质岩-超镁铁质岩全岩氧同位素组成表明，其 $\delta^{18}O$ 值为 4.3—7.4‰，平均 5.2‰．这些数据与一般同类岩石相比较，^{18}O 含量偏低一些．另外，在同一岩石序列中，从超镁铁质到镁铁质岩，$\delta^{18}O$ 值降低．这一事实显然违反了先结晶岩石贫 ^{18}O 而晚结晶岩石相对富 ^{18}O 的基本原理．对于以上两个问题，笔者认为其反映了该套岩石生成于海洋环境，岩石中的氧同位素与海水中的氧同位素发生了一定程度的交换，而且空间上位于越上部的岩石交换程度越高．

2. 花岗闪长岩的氧同位素

花岗闪长岩全岩 $\delta^{18}O$ 值为 6.6—10.9‰，^{18}O 值的高低与岩体大小关系密切，岩体越大 ^{18}O 值越高．本洞岩体最大，酸性程度最高，^{18}O 值相应也最高．龙有岩体较小，黑云母含量比一般岩体高，因而相应的镁铁质组分高，^{18}O 值最低．H. P. Taylor (1977) 按照全岩氧同位素将花岗岩类分为三组，即高 ^{18}O 花岗岩（$\delta^{18}O>10‰$）组，正常 ^{18}O 花岗岩（$\delta^{18}O=+6—+10‰$）组和低 ^{18}O 花岗岩（$\delta^{18}O<+6‰$）组．区内花岗闪长岩类的全岩 $\delta^{18}O$ 属于正常花岗岩范畴．对正常花岗岩的起源，正如 H. P. Taylor (1977) 所提出的"在正常 ^{18}O 花岗岩中，较高 ^{18}O 一端（即 $\delta^{18}O=+8.5—+10‰$）肯定与地壳泥质物质熔融作用有关，而较低 ^{18}O 一端（即 $\delta^{18}O=+6—8.5‰$）似可能与地幔岩浆分异或（和）地壳物质的深熔、同熔作用有关"．由此进一步证明了桂北地区花岗闪长岩的物质来源是以地壳物质为主体，夹有

少量地幔物质.

表 42　桂北九万大山—元宝山地区火成岩氧同位素数据

Table 42.　Oxygen isotope data of igneous rocks

样品编号	岩体和岩性	测试矿物（或全岩）	$\delta^{18}O$ (‰)	温度（℃）▲	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰)
Bd-1	本洞花岗闪长岩	全岩	+10.0		
ⅢG-2★		全岩	+9.2		
ⅢG-8★		全岩	+9.6		
ⅢG-12★		全岩	+10.9		
ⅢG-18★		全岩	+7.0		
本 5-1●		全岩	+10.1		
本 47●		全岩	+8.1		
Ly-4	龙有花岗闪长岩	全岩	+6.6		
M-1	蒙洞口花岗闪长岩	全岩	+7.7		
D_{zh}-1	大寨花岗闪长岩	全岩	+9.9		
ⅢG-69★			+8.8		
ⅢG56★	才滚花岗闪长岩	全岩	+9.1		
C-1	平英黑云母花岗岩	石英	+11.5	500	+9.95
C-2		石英	+11.4	480	+9.22
C-3		石英	+11.9	450	+9.26
C-4		石英	+11.8	460	+9.32
C-5		石英	+12.4	400	+8.86
C-6		石英	+14.2	350	+9.56
C-7		石英	+11.4	455	+10.09
C-8		石英	+12.2	385	+8.35
C-9		石英	+12.6	425	+9.53
C-10		石英	+11.7	620	+10.50
C-11		石英	+13.3	380	+9.35
C-12		石英	+10.6	600	+9.44
平-113■		全岩	+13.3		
平-119■		全岩	≈12.2		
平-104■		全岩	+11.2		
17-1■		全岩	+10.5		

续 表 42

样品编号	岩体和岩性	测试矿物（或全岩）	$\delta^{18}O$ (‰)	温度（℃）▲	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰)
SF-3	三防黑云母花岗岩	全岩	+9.8		
SF-5		全岩	+8.5		
ⅢG-25★		全岩	+12.6		
ⅢG-27★		全岩	+12.6		
ⅢG-33★		全岩	+14.1		
ⅢG-53★		全岩	+10.1		
ⅢG-14★		全岩	+11.2		
ⅢG-24★		全岩	+11.1		
L-9	元宝山黑云母花岗岩	全岩	+11.0		
L-11		全岩	+10.7		
J-3		全岩	+8.0		
Y-1☆		石英	+12.1	600	+10.76
Y-2☆		石英	+12.2	600	+10.86
Y-3☆		石英	+14.2	600	+12.86
Y-4☆		石英	+12.3	600	+10.96
Qm-7	清明山黑云母花岗岩	全岩	+10.0		
Qm-12		全岩	+10.7		
Qm-1☆		石英	+13.1	580	+11.6
清-311☆		全岩	+12.3		
T-1☆	田蓬黑云母花岗岩	石英	+13.6	585	+12.14
W-16	超镁铁质岩	全岩	+7.0		
Jy-18		全岩	+4.3		
J-20		全岩	+4.7		
ⅢG-70★		全岩	+7.4		
ⅢG-71★		全岩	+7.3		
ⅢG-80★		全岩	+4.7		
Sp-15	镁铁质岩	全岩	+4.7		
W-12		全岩	+6.1		
ⅢG-84		全岩	+4.6		
ⅢG-85		全岩	+5.1		

★赵子杰资料（1985）；　●施实资料，转自赵子杰（1985）；　■彭大良、洗柏琪资料（1985）；

☆徐文忻资料（1987）；　▲均一温度

3. 黑云母花岗岩的氧同位素

黑云母花岗岩的全岩和石英样品均以富含^{18}O为特征，其绝大多数$\delta^{18}O$值高于10‰，最高可至14.1‰（全岩）和14.2‰（石英）。根据H. P. Taylor的结论，这种高^{18}O的花岗岩无疑是地壳物质重熔再造的结果。表42中编号为J-3的样品是强钠化-云英岩化花岗岩，其$\delta^{18}O$值为+8.0‰，这种^{18}O降低现象似乎表明在云英岩化发生期间，矿化蚀变体系为开放型的，大气降水参与了交代作用。

兹将平英和元宝山岩体中石英的$\delta^{18}O$值和相应的包裹体均一化温度一并代入分馏方程：$1000\ln\alpha=2.51\times10^{6}T^{-2}-1.95$（R. N. Clayton, I. R. O'Neil, 1972），求出成岩流体的氧同位素值，即$\delta^{18}O_{水}=+8.35—12.86‰$。该值显示为正岩浆水。

4. 两个系列花岗质岩石的含矿性判别

S. Harmon（1984）在研究爱尔兰和东英格兰地区加里东期花岗质岩石的稳定同位素地球化学时，在全岩SiO_2对$\delta^{18}O_{全岩}$（SMOW）图中，较清楚地划分出了S型和I型两类花岗岩的界线。借鉴于此，本文收集了我国300个岩体的分析数据，在$\delta^{18}O_{全岩}$对SiO_2图解上拟合了I型与S型花岗岩的分界线；另外据30个含锡花岗岩的分析资料，在图中又确定了中国含锡花岗岩区（图114）。此次工作，又将桂北九万大山—元宝山地区的两个系列花岗岩在该图中进行投影。结果表明黑云母花岗岩系列基本上皆落于中国含锡花岗岩区，且以富硅质和^{18}O而显其特色。花岗闪长岩的投影点横跨S型和I型两个花岗岩区，并具良好的相关性，即SiO_2含量越高，^{18}O含量亦然。这种信息所映射出的结论是：花岗闪长岩是一种既此亦彼的岩石类型，随着岩石演化程度的增强，其本身从I型向S型转变。也许正是由于花岗闪长岩生成演化程度较差，因而尚未构成矿化富集和成矿。

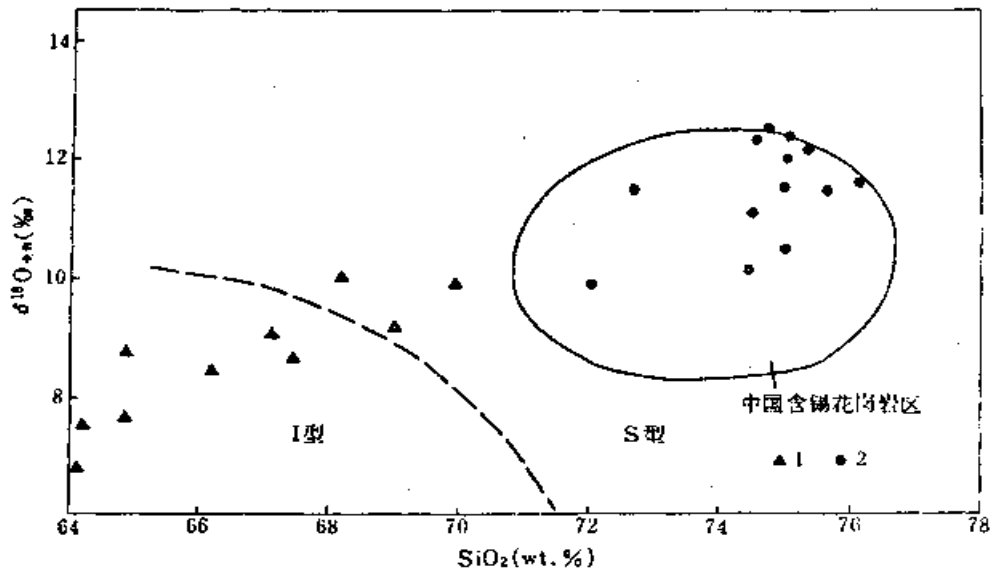


图114　花岗质岩石$\delta^{18}O_{全岩}$对SiO_2图解

Fig.114.　$\delta^{18}O$ v.s. SiO_2diagram for granitoids

1—花岗闪长岩；2—黑云母花岗岩

（二）矿石的氧同位素

1. 锡多金属矿石的氧同位素

（1）氧同位素组成　此次工作测试和收集了 38 件样品数据（表 43），测试的矿物有石英、锡石和磁铁矿，其各自的 $\delta^{18}O$ 值域分别为 12.3—7.0‰，7.8—1.0‰和 −1.1‰。就石英的 $\delta^{18}O$ 值的横向对比来看，各成因类型矿石中氧同位素分布基本大同小异，唯一洞矿区的锡石硫化物矿石（属黄铜矿−黄铁矿成矿阶段）中 $\delta^{18}O$ 值较低，仅 7.0—7.3‰，这种 ^{18}O 值降低现象可能与大气降水有关。

表 43　各类矿石的氧同位素组成

Table143.　Oxygen isotope data of various type ores

样品编号	矿区和矿石类型		测试矿物	$\delta^{18}O$ (‰)	温度（°C）●	$\delta^{18}O_{水}$ (‰)
G−13	一洞和五地矿区	云英岩型锡矿石	石英	+10.3	350	+5.65
G−14			石英	+8.3	370	+4.13
G−15			石英	+7.5	380	+3.25
G−16			石英	+9.9	400	+6.36
G−17		电英岩型锡矿石	石英	+9.1	350	+4.45
G−18			石英	+9.3	375	+5.24
G−19			石英	+9.1	335	+4.06
G−20			石英	8.7	373☆	+4.75
G−21			锡石	+2.7	373☆	+5.79
G−22			石英	+8.5	340	+3.60
G−23			石英	+8.9	340	+4.02
G−24			锡石	+6.9	320	+8.69
G−25			锡石	+7.8		
G−26		锡石石英型锡矿石	石英	12.3	310	+5.65
G−27			石英	+10.2	290	+3.80
G−28			石英	+10.4	300	+4.35
G−29			石英	+11.4	318★	+5.05
G−30			锡石	+4.04	318★	+5.83
G−31		锡石硫化物型矿石	石英	+7.0	285	+0.46
G−32			石英	+7.3	280▲	0.22
G−33			锡石	+4.5	280▲	+6.26

续 表 43

样品编号	矿区和矿石类型		测试矿物	$\delta^{18}O$ (‰)	温度 (°C) ●	$\delta^{18}O_{水}$ (‰)
Jm-1	九毛-六秀锡矿区	51 号矿带	磁铁矿	-1.1	350	+6.5
Jm-2			石英	+9.5	350	+4.2
Jm-3		52 号矿带	锡石	+1.0	350	+2.8
Jm-4			锡石	+2.3	350	+4.1
Jm-5		53 号矿带	锡石	+3.4	350	+5.2
Jm-6			锡石	+4.8	350	+6.6
Jm-7			石英	+9.6	350	+4.4
Jm-8			石英	+9.9	350	+4.4
Jm-9			锡石	+5.7	350	+7.5
jm-10			锡石	+5.9	350	+7.5
Jm-11			石英	+11.2	350	+5.9
Jm-12			石英	+11.2	350	+5.9
Jm-13			锡石	+4.1	250	+5.9
Jm-14			锡石	+2.5	250	+4.3
bs-1	贱金属硫化物矿床		石英	+7.8	200	-3.91
Hg-3			石英	+6.9	195	-5.13
T-12			石英	+9.4	200	-2.31
P-13			石英	+7.6	210	-3.89
P-30			石英	+7.7	220	-2.81

☆★▲为共生矿物对；●均一化温度和平衡矿物对温度

(2) 氧同位素平衡温度计算　在所分析的氧同位素样品中有 3 对石英-锡石共生矿物对。它们分别取自电英岩型锡矿脉、锡石石英型锡矿脉和锡石硫化物型锡矿脉。根据分馏方程：$1000\ln\alpha = 3.262\times10^{6}T^{-2}-1.24$ 的计算结果，得到的成矿温度分别为 373℃、318℃和 280℃，这与包裹体均一法测温的数据相当吻合。从另一方面来讲，此举也证明了锡石与其所伴生的石英具共生关系，而且同位素分馏达到了平衡。

(3) 成矿流体的氧同位素及来源　我们知道，如果获得了矿物的形成温度，且知道矿物的氧同素组成，则可以估算出与矿物平衡的成矿溶液中水的氧同位素组成。本文结合包裹体均一化测温和同位素平衡温度资料，试计算成矿溶液中水的 $\delta^{18}O_{水}$ 值。这里所采用的分馏公式为：

$\triangle_{石英-水}=3.38\times10^{6}T^{-2}-3.4$ (R. N. Clayton and I. R. O'Neil, 1972)

$\triangle_{锡石-水}=0.09\times10^{6}T^{-2}-2.05$

$\triangle_{磁铁矿-水}=-1.47\times10^{6}T^{-2}-3.6$ 〉(转自徐文昕，1987)

从计算结果（表 43）可以看出，成矿流体中水的 $\delta^{18}O$ 值变化较大，其范围是+0.22—+7.7‰。通过进一步分别研究一洞一五地和九毛一六秀两大矿区的流体 $\delta^{18}O$ 值的空间分布特点，得到了流体演变的一些信息。在一洞五地矿区，以平英黑云母花岗岩为中心的矿石类型分带形式为：黑云母花岗岩→云英岩型锡矿石→电英岩型锡矿石→锡石石英型锡矿石→锡石硫化物型锡矿石，相应的 $\delta^{18}O_{水}$ (‰) 值为：9.45→4.85→5.08→4.94→2.31。该资料整体显示出：距岩体越远，矿石的 $^{18}O_{水}$ 越低，也就是说成矿流体中混入了越来越多的大气降水。此外，还可以证明，发生在黑云母花岗岩体内部的成矿作用，其成矿流体中的水并非都是正岩浆水，大气降水也占有一定的比例。换句话讲，云英岩阶段的成矿作用也处于开放系统中，而不是过去所认为的封闭系统。在九毛一六秀矿区，由石英等矿物计算出的流体中水的 $\delta^{18}O_{水}=+2.8$—+7.7‰，其中 51 号矿带为+5.35‰，52 号矿带是+3.45‰，53 号矿带为+5.81‰，位于 51 号矿带西侧的元宝山花岗岩是+11.36‰。由这些氧同位素资料可知，成矿流体是以正岩浆水为主，以大气降水为辅的混合水，而不是变质水或纯大气降水。该区成矿作用中心位于元宝山黑云母花岗岩边侧隆起处和 53 号矿带（其下部可能也存在一个花岗岩的隆起带）。因而，可以认为成矿流体从岩体和 53 号矿带向两侧运移，距热中心点越远，混入的大气降水也就越多。

3. 贱金属硫化物矿石的氧同位素

贱金属硫化物矿床中 5 件石英氧同位素组成 $\delta^{18}O$ 为+6.9—+9.4‰，该组数据显示出其 ^{18}O 含量比锡多金属矿床的 ^{18}O 含量大幅度降低。通过将这些数据结合包裹体均一化测温结果，利用分馏公式为：

$\triangle_{石英-水}=3.38\times10^{6}T^{-2}-3.4$ (R. N. Clayton, I. R. O'Neil, 1972)

计算出的成矿流体中水的 $\delta^{18}O_{水}=-2.31$—−5.13‰。这组结果所提供的信息是：成矿流体中水基本上全部来自大气降水。

二、碳、氧同位素地球化学

在成矿区内，适于碳氧同位素测试的矿物仅有方解石。方解石以脉体产于黑云母花岗岩体、锡多金属矿体、贱金属硫化物矿体及地层和镁铁质岩为主岩的破碎带中。此次工作采集和测试 9 件样品，结果列于表 44 中。

(一) 碳氧同位素组成

研究区内方解石的 $\delta^{13}C$ 值介于−0.80—−10.8‰之间，平均−5.36‰，$\delta^{18}O$‰值局限于+6.6—+16.1‰内，平均值+10.96‰。从表 44 中可以看出，贱金属硫化物矿体中的碳、氧同位素与其它岩矿中的碳氧同位素组成明显不同，其 ^{13}C 降低，^{18}O 升高。

表 44　方解石的碳氧同位素组成

Table 44.　Carbon and oxygen isotope data of calcite

编　号	采样位置	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰) (SMOW)	均一化温度 (°C)	$\delta^{13}C_{\Sigma C}$ (‰)	$\delta^{18}O_{*}$ (‰)
C-1	锡多金属矿体	−3.9	+12.0	185	−4.50	+3.47
C-2	锡多金属矿体	−3.7	+7.9	200	−4.60	+0.08
C-3	粉砂岩	−8.4	+12.0	210	−9.45	+4.62
C-4	镁铁质岩	−0.8	+16.1	190	−1.50	+7.82
C-5	花岗岩体	−2.9	+11.7	240	−4.37	+5.49
C-6	花岗岩体	−3.0	+11.7	252	−4.60	+5.90
C-7	锡多金属矿体	−4.4	+12.9	220	−3.60	+4.85
C-8	贱金属硫化物矿体	−10.8	+7.7	210	−10.20	−0.83
C-9		−10.3	+6.6	210	−9.70	−2.02

分析者：矿床所白瑞梅、董燕玲

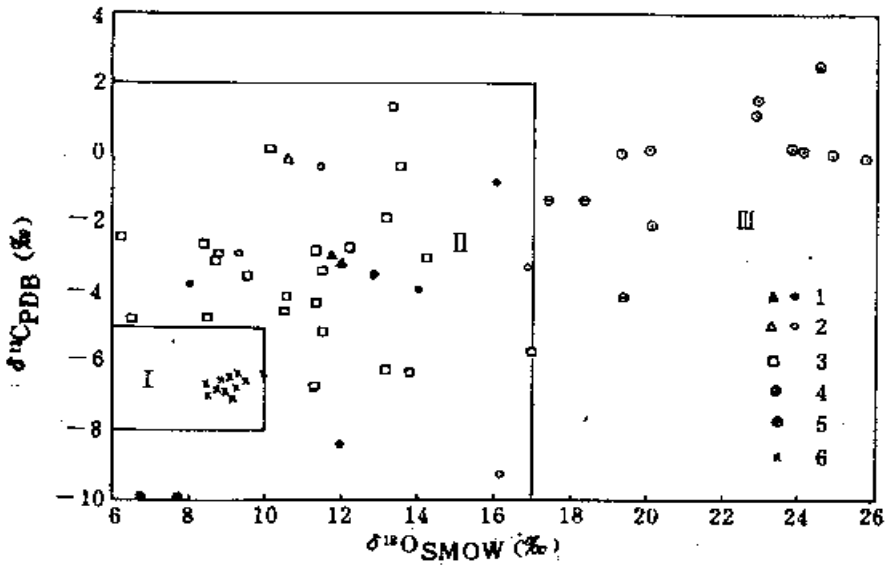


图 115　方解石的 $\delta^{13}C$ 对 $\delta^{18}O$ 图解

Fig.115　$\delta^{13}C$ v.s. $\delta^{18}O$ diagram for calcite

I—火成碳酸盐区；II—热液碳酸盐区；III—沉积碳酸盐区；1—九万大山—元宝山地区产于花岗岩和围岩（包括矿体）内的方解石脉；2—个旧矿区产于花岗岩和围岩（包括矿体）内的方解石脉（个旧锡矿地质，1984）；3—华南地区热液钨钼铜铅锌矿床中的方解石（毕承思、葛朝华、穆治国等的资料）；4—碳酸盐地层中的方解石脉（施焕琪、王美玉资料）；5—大厂礁灰岩中方解石脉（徐珏资料）；6—火成碳酸岩型钼矿床中方解石（黄典豪，1985）

兹将分析的碳氧同位素数据及收集的我国（大部分为南岭地区）58 个方解石中碳氧同位素资料一并投绘到 $\delta^{13}C-\delta^{18}O$ 图解（图 115）中。在图中首先可分出三个区：I 区，$\delta^{13}C=-5—-8‰$与 $\delta^{18}O=+6—+10‰$的火成碳酸盐区。本区由贝彻尔（1957）、康韦和泰

勒（1969）等所确定，我国火成碳酸盐型的黄龙铺钼矿床（黄典豪，1986）正好投入该区间。Ⅲ区，沉积碳酸盐区，其中 $\delta^{13}C=-10—+4‰$，$\delta^{18}O=+17—+26‰$。南岭地区碳酸盐地层中的方解石脉、层控矿床中的方解石脉皆落入该区，大厂矿区生物礁中的碳酸盐脉也在其中。Ⅱ区，热液碳酸盐区，$\delta^{13}C=-10—+2‰$，$\delta^{18}O=+6—+17‰$。本区介于火成岩区与水成岩区之间，表明了成矿溶液是一种混合型的热水溶液。南岭地区的锡、钨、钼、铜铅锌矿床均位于该区。桂北九万大山—元宝山地区的9个数据尽管分散，但都毫不例外地落入热液区。个旧锡矿床的资料也如此。

（二）全碳值（$\delta^{13}C_{\Sigma C}$）的确定

全碳值是热水溶液来源的良好指示剂。但在目前条件下尚不能测出全碳值。因而，一般多用 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 来近似代替。Y. Bottinga 基于 CO_2 与方解石之间的碳同位素交换平衡，提出了方程：

$1000\ln\alpha_{CO_2-方解石}=-2.9880\times10^6T^{-2}+7.6663\times10^3T^{-1}-2.4612$（Y. Bottinga，1968）据此方程结合均一化温度资料可求出与方解石呈平衡的 CO_2 的 $\delta^{13}C_{CO_2}$，结果见表45。所测的方解石的均一温度在185—252℃之间，$\delta^{13}C_{CO_2}$ 局限于−1.5—−10.20‰之间，平均−5.34‰。大部分数值在−4.37—−4.60‰区，仅贱金属硫化物矿床中方解石的 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 含量十分低，其区间为−9.70—−10.20‰。如果说碳同位素的 $\delta^{13}C_{CO_2}=-5—-8‰$ 为典型的岩浆流体区，那么贱金属硫化物矿体相对富 ^{12}C，可能源于周围地层，而其它样品则显示了以岩浆碳为主的混合碳源。

（三）与方解石呈平衡状态的热流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$

上一节已经讨论了石英和锡石的 $\delta^{18}O$ 值以及与其呈平衡态的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值。值此，再讨论与方解石处于平衡状态下的流体 $\delta^{18}OH_2O$。根据方解石的 $\delta^{18}O$ 矿物和其均一化温度，按照公式：$1000\ln\alpha_{方解石-水}=2.78\times10^6T^{-2}-3.39$（O'Neil 等，1969）计算，所得的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为−2.02—+7.82‰。其中贱金属硫化物的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 小于零，表现为大气降水的特点，而其它样品的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 均大于0‰，且绝大部分在3.47—5.90‰区间，反映为混源水—岩浆水与大气降水的混合作用所致。

三、氢氧同位素地球化学

在云英岩型、电英岩型和锡石硫化物型锡矿石中采集了四件样品，分别测试了包裹体中水的氢同位素 $\delta D_{水}$（SMOW）。并利用锡石、石英的氧同位素值和均一化温度数据计算出流体水的氧同位素（$\delta^{18}O_{水}$），列于表45中。同时将数值亦投影于 $\delta D-\delta^{18}O$ 图解（图116）。

表 45　矿石氢氧同位素组成

Table 45　Hydrogen and oxygen isotope data of various ores

编　号	矿石类型	$\delta^{18}O_{水}$ (‰) (计算值)	$\delta D_{水}$ (‰) (SMOW)
C-11	云英岩型矿石	+4.13	−50.7
C-12	电英岩型矿石	+3.60	−49.7
C-13	电英岩型矿石	+4.00	−39.8
C-14	锡石硫化物型矿石	+0.22	−50.2

原样品由林进姜采集，宜昌所测试

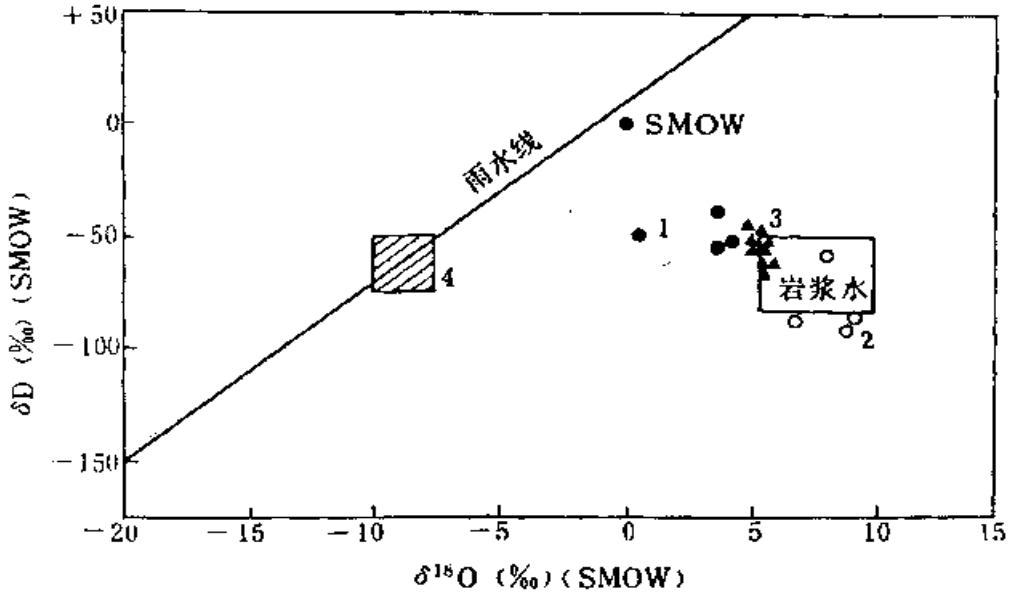


图 116　锡多金属矿床的 δ_D—$\delta^{18}O$ 图解

Fig.116　$\delta D‰$–$\delta^{18}O‰$ diagram for tin polymcrallic deposits

1—研究区锡多金属矿床；2—漂塘钨矿；3—马坑铁矿；4—南岭地区雨水范围

4 个样品的 δD_{H_2O} 值范围为−39.8—−50.7‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值域是+0.22—+4.13‰。如图 116 所示，二者均位于大气降水和岩浆水之间，而且距岩浆水更近一些。据张理刚的总结，在南岭地区，岩浆热液水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ = +5—+9‰，δD_{H_2O} = −30—70‰，而大气降水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ = −7.5—−10‰，δD_{H_2O} = −50—70‰。由于研究区内生成锡矿床的岩浆水的 $\delta D_{水}$ 与该区雨水的 δD 值差异较小，因此二者之间氢同位素交换微弱；它们的氧同位素差值甚大，岩浆水与混合水向着 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 降低的方向演化。锡石硫化物型矿石生成位置较高，混染了较多的地下循环水，所以其投影点距岩浆水区最远；产于花岗岩体内接触带的云英岩型矿石的投影点最接近岩浆水区；空间上介于前二者之间的电英岩型矿石的投影点也恰好落在它们之间。

此外，产于花岗岩体内的漂塘钨锡石英脉型矿石的氢氧同位素数值均投影于 δD–$\delta^{18}O$ 图中的岩浆水区，说明该矿床形成时受大气降水或古海水影响微弱。桂北九万大山—元宝山地区锡多金属矿床与之比较，则进一步证明了成矿流体的变化受空间

位置的严格制约.

四、硫同位素地球化学

本文测试和收集了锡多金属硫化物矿、贱金属硫化物矿和铜镍硫化物矿及有关岩石的硫同位素数据 106 件. 测试的样品有黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿和全岩. 按矿区和测试样品分别示于表 46 和图 117.

表 46　镁铁质岩、铜镍矿床和贱金属硫化物矿床的硫同位素组成

Table 46.　Sulfur isotope data of copper—nickle deposits and base metal sulfide deposits

样品编号	矿床名称	矿岩类型	样品名称	$\delta^{34}S$ (‰)	资料来源
4598-16	大坡岭	超镁铁质岩	全岩	+17.04	本文
B-37		镁铁质岩	全岩	+16.80	
P-29	文得、文通		全岩	+15.43	
D-27			黄铁矿	+24.90	
D-19			黄铁矿	+6.3	
N-1	马潮山	铜镍矿石	磁黄铁矿	+3.3	
N-2			磁黄铁矿	+4.2	
445-1	文得	铜镍矿石	黄铜矿	-0.4	彭大良、冼柏琪（1986）
445-2			磁黄铁矿	-0.5	
612	池洞	铜镍矿石	黄铜矿	+2.6	
623	红岗山	铜镍矿石	黄铜矿	+2.5	
595			磁黄铁矿	+3.6	
636	陶家	铜镍矿石	磁黄铁矿	+2.9	
541	大坡岭		黄铁矿	+4.0	
D-1				+21.2	本文
Bsh-11	白石	贱金属硫化物矿石	方铅矿	+0.4	
Bsh-22			闪锌矿	+1.3	
T-1	铜厂		方铅矿	-4.1	
T-10			方铅矿	-1.2	
B-102	黑刚		辉锑矿	-4.2	

(一) 铜镍硫化物矿床及有关岩石的硫同位素

九万大山地区铜镍硫化物矿床中磁黄铁矿、黄铜矿和黄铁矿的硫同位素数据（表 46）分布较宽，其 $\delta^{34}S=-0.4$—$+21.2$‰. 块状硫化物矿石的 $\delta^{34}S$ 值大都在+2.2—+3.6‰之间，浸染状、星散状矿石的 $\delta^{34}S=+4.0$—$+21.2$‰，而成矿主岩超镁铁质岩的

$\delta^{34}S$ 值可达+17.04‰，镁铁质岩为+6.3—+24.90‰．通过对黄铜矿—磁黄铁矿共生矿物对进行平衡温度计算，结果反映出该矿物对一般都未达到硫同位素分馏平衡，自然也无法得到合理的温度数据．由上述资料可以看出，区内这套岩石和矿石的硫同位素具有很大的异常性，其 S 源既显示了幔源的特点，也反映了明显的海洋沉积环境．块状矿石中的硫以幔源硫为主，浸染状和星散状矿石及成矿主岩在生成过程中可能从海底环境中汲取了较多的^{34}S．

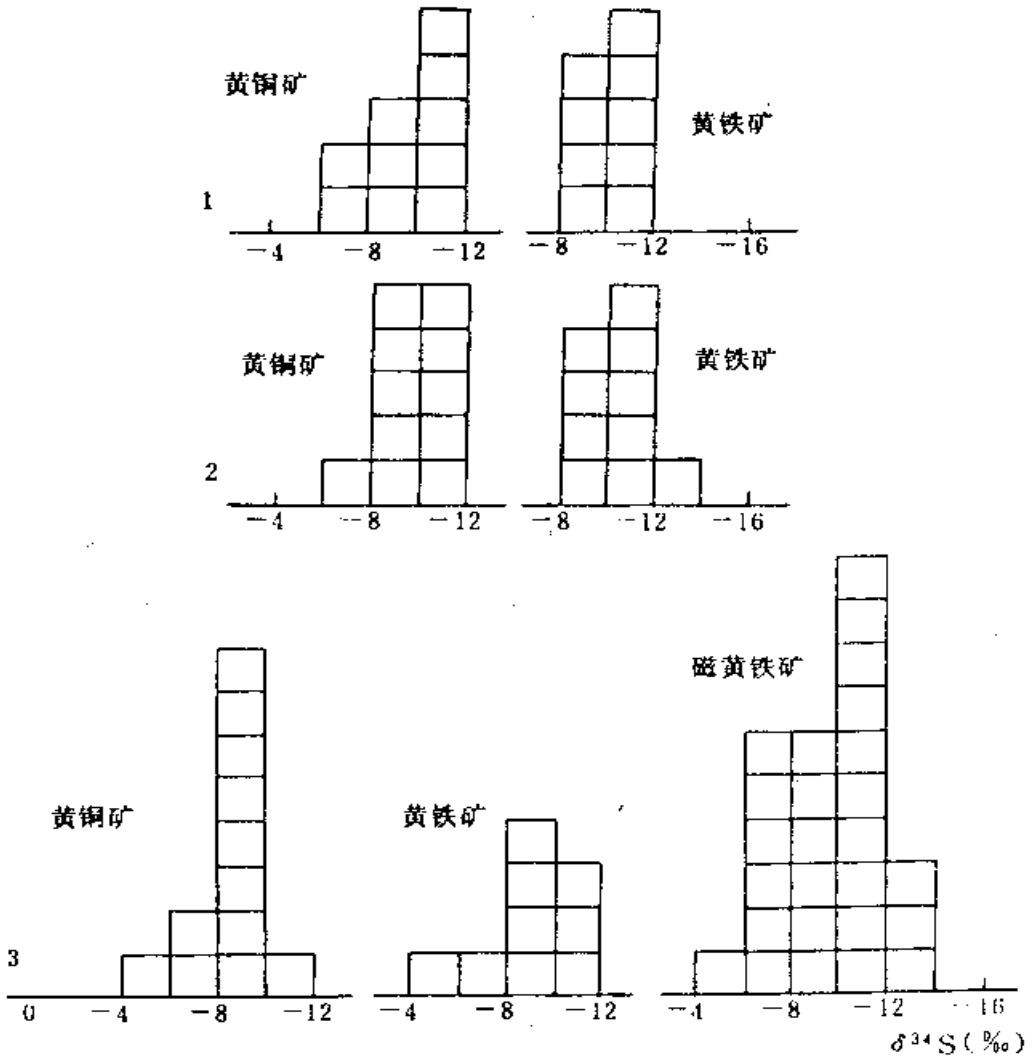


图 117　锡多金属矿床的硫同位素分布直方图

Fig.117.　Histogram of sulfur isotopes of tin polymetallic deposits

1— 红岗—沙坪矿床；2— 一洞—五地矿床；3 —九毛—六秀矿床

(二) 锡多金属硫化物矿床的硫同位素

1.硫同位素组成

九毛—六秀、一洞—五地、红岗—沙坪六大矿床的硫同位素测试结果（图 117）表明，$\delta^{34}S$ 值变化范围较小，皆位于−4‰—−14‰之间，而且从−8‰至−12‰为最大

的值区．对所测试的单矿物磁黄铁矿、黄铜矿和黄铁矿而言，各个矿区内黄铜矿比黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值稍大一些，磁黄铁矿硫同位素分布较宽．

2．硫同位素平衡条件论证

从溶液中同时沉淀出的矿物对，当其同位素分馏达到平衡时，必然与生成温度构成函数关系．本次工作挑选了 10 个黄铁矿—黄铜矿矿物对，并认定它们的同位素分馏处于平衡状态，然后用分馏方程 $\triangle_{黄铁矿—黄铜矿}=0.45\times10^{6}T^{-2}$ (Kajawara 和 Krouse，1971) 进行温度计算，得出的温度分布域从−50℃至+1300℃，只有 315℃和 378℃两个数据与包裹体均一化温度基本相符，其余的皆为异常温度．由此可知，区内该类型矿床的硫同位素分馏未达到平衡态。

3．$\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 值估算

锡多金属硫化物矿床硫同位素的最大特征是大负值．一般来讲，$\delta^{34}S$ 负值与生物作用有关，然而区内的成矿围岩以镁铁质岩—超镁铁质岩为主，且其 $\delta^{34}S$ 为大正值。那么，大量的生物硫来自何处？最近，徐文昕 (1987) 撰文认为，桂北地区锡矿床硫同位素的大负值是特定矿液物理化学条件下的结果．他通过构筑化学反应平衡式结合包裹体均一化温度，求出氧逸度、酸碱度、离子强度和 K^{+}、Na^{+}离子活度，然后一并代入到 H. Ohmoto 等人的方程中，求出 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 值．由该方法所求得的区内锡多金属矿床的全硫值全部在−3—+3‰之间．H. Ohmoto 指出一般花岗岩的 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 值为 0—+5‰．由此可以证明锡多金属矿床中的硫与花岗岩中的硫比较接近．也就是说，矿石中的大多数硫很可能来自于花岗岩．

(三) 贱金属硫化物矿床的硫同位素

贱金属硫化物矿床中的硫同位素分析结果列于表 46 中．该类矿床的硫同位素与围岩的硫同位素总是相类似的．白石铅锌矿位于清明山花岗岩的边侧，因此其 $\delta^{34}S$ (+0.4—+1.3‰) 与黑云母花岗岩的 $\delta^{34}S$ 值完全吻合．铜厂铜铅锌矿形成于四堡地层与镁铁质岩的接触断裂中，其 $\delta^{34}S$ 值 (−1.2—−4.1‰) 与地层 (区域地层的 $\delta^{34}S=-6.0$‰左右) 的 $\delta^{34}S$ 相似．由此可以认为形成该矿床的热液循环区可能主要位于下部地层中，也受镁铁质岩的影响．黑岗辉锑矿沿断裂带生成，其围岩是前寒武纪地层，所以辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 值为−4.2‰。

五、铅同位素地球化学

本次工作分析和收集了 16 件矿石铅同位素资料，其组成、比值及有关计算结果一并示于表 47 中．

在成矿系列一章中，我们曾论述过区内锡多金属矿床在空间上分布于黑云母花岗岩的内外接触带，而贱金属硫化物位于其外侧或 (和) 叠于前者或花岗岩体之上．另外，在以上两类矿床之上还叠加有上一些细脉状的方铅矿、闪锌矿石英 (或碳酸盐) 脉．前两类矿床被认为是雪峰期成矿，而后者可能是另外一个时代的产物．此次工作注意到前人的采样情况，并且着重补测了有关贱金属硫化物的样品。研究结果表明两

个时代方铅矿及闪锌矿的铅同位素资料截然不同．锡多金属成矿期矿床的铅同位素比值分布稳定，其中$^{206}Pb/^{204}Pb$= 17.521—17.713，$^{207}Pb/^{204}Pb$= 15.583—15.781，$^{208}Pb/^{204}Pb$=37.162—37.940；方铅矿-闪锌矿矿化期的铅同位素比值变化较大，其$^{206}Pb/^{204}Pb$= 17.648— 18.838，$^{207}Pb/^{204}Pb$= 15.456— 15.744，$^{208}Pb/^{204}Pb$= 37.058— 39.132．兹将矿石铅同位素资料在$^{207}Pb/^{204}Pb$对$^{206}Pb/^{204}Pb$图解（图 118）中进行投影，该图反映出两类矿化各成体系分布．锡多金属矿床位于造山带演化曲线上，并具单阶段演化特点．经 B.R.Doe 单阶段铅同位素模式年龄计算出其成矿时代为 740—850Ma，这一年龄数据与雪峰期黑云母花岗岩的侵位时代完全吻合．证明了成矿与岩体侵位这一热事件的密切相关．从图 118 中还可以得到另一个信息，即成矿物质基本上来源于上地壳．方铅矿-闪锌矿石英（或方解石）矿化脉的铅同位素在图 118 中分布范围较大，从地幔演化曲线上端向右上方横跨造山带和上地壳两条演化曲线，而且所有的投影点形成了一条相关性尚好的直线．这些资料似乎表明该时期的铅同位素可能经历了两个演化阶段，其单阶段模式年龄为300—546Ma，两阶段模式年龄比单阶段模式年龄稍老一些，但都显示为加里东期的产物．该期矿化恰好与区内加里东区域变质作用这一热事件相一致，很可能为雪峰期锡多金属和贱金属硫化物矿床中某些元素再活化的结果。

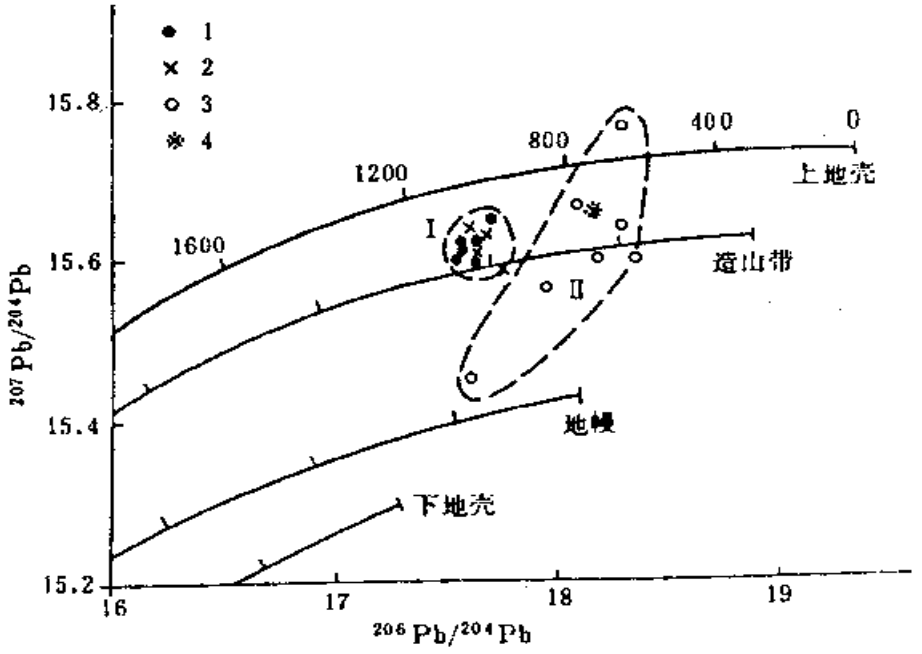


图 118 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 对$^{206}Pb/^{204}P_b$ 图解

Fig.118 $^{207}Pb/^{204}Pb$ v.s.$^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram of polymetallic deposits

1—锡多金属矿床；2—贱金属硫化物矿床；3—叠加在锡多金属矿床之上的铅锌矿化；4—叠加在贱金属硫化矿床之上的铅锌矿化；Ⅰ—雪峰期矿化区；Ⅱ—加里东矿化区

另外，根据 Jaffey 等（1971）的公式：$\mu=[(^{206}Pb/^{204}Pb)-a]/(2.0255-e^{\lambda t})$（式中 $\lambda=1.55125\times10^{-10}$ 年，$a_。=9.307$，t 为模式年龄）计算出两个时代矿化正常铅的 μ 值．正如表 47 所示，计算出的全部 μ 值都很接近，其范围为 9.17—9.37．据

目前已有的资料，大洋玄武岩的 μ 值为 8.6—8.8，大陆成因的铅矿石 μ 值则大于 8.9 (I. S. E. Carmichael 等，1980)。我国一些典型锡多金属矿床的 μ 值皆符合这一经验规则。诸如柿竹园钨锡矿为 8.9—9.2，香花岭锡、稀有矿床是 9.17—9.11（谢文安，刘文均，1986），大厂锡多金属矿床为 9.01 左右。经计算和横向对比，可以进一步证实了研究区内两个时代矿化的成矿物质大都来自地壳本身。

表 47　多金属矿床铅同位素组成

Table 47.　Lead isotope data of polymetallic deposits

矿区名称	测试矿物	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	年龄 (Ma)	μ	资料来源
九毛一六秀锡多金属矿区	方铅矿	17.521	15.589	37.395	785	9.17	徐文昕（1987）
	方铅矿	17.532	15.616	37.453	800	9.21	
	方铅矿	17.574	15.583	37.162	740	9.15	
	方铅矿	17.530	15.618	37.494	810	9.22	
	方铅矿	17.602	15.649	37.603	790	9.27	
沙坪锡多金属矿区	方铅矿*	17.648	15.456	39.132	546	9.27	林进姜（1986）
	方铅矿	17.548	15.595	37.3888	773	9.18	彭大良、冼柏琪（1986）
	闪锌矿*	18.417	15.744	38.694	337	9.37	
红岗锡多金属矿区	闪锌矿*	18.472	15.745	38.802	300	9.37	
白石贱金属硫化物矿区	方铅矿	17.575	15.609	37.434	780	9.22	本文
铜厂贱金属硫化物矿区	方铅矿	17.593	15.642	37.539	790	9.27	
	方铅矿	17.605	15.637	37.509	780	9.25	
杀狗洞贱金属硫化物矿	方铅矿	17.713	15.781	37.940	850	9.37	
枫树湾贱金属硫化物矿	方铅矿*	18.256	15.658	37.866	345	9.22	林进姜（1986）
九毛一六秀锡多金属矿区	方铅矿*	18.383	15.647	37.058	240	9.17	徐文昕（1987）
	方铅矿*	18.158	15.703	37.921	470	9.32	

* 雪峰期成矿期后的方铅矿—闪锌矿脉

六、钐—钕同位素地球化学

Sm—Nd 同位素地球化学是近十年来才发现和发展起来的一种新方法。与其它同位素相比，其最大特点是能够保持较好的封闭状态。无论是经历了风化作用、热液蚀变作用还是变质作用的岩石，其 Sm—Nd 同位素都能比较准确地给出成岩时代和指示出成岩物质来源。

桂北乃至江南古陆，目前出露的最古老地层是四堡群（亦称冷家溪群、双溪坞群、双桥山群和下坵群），其成岩时代一般推测为中元古代。最近，广西区域地质调查队董宝林（1987）对四堡群中层状镁铁质岩进行了 Rb—Sr 同位素年龄测定，其全

岩等时线年龄为 1669±247Ma．由于该方法的局限性，所得到的时代比较偏新．本次工作取超镁铁质岩（科马提岩）两件，基性熔岩(玄武质科马提岩)和层状闪长岩各1件进行了 Sm－Nd 同位素测定，其结果见表 48．从表中可知，$^{143}Nd/^{144}Nd=0.512009—0.513146$，$^{147}Sm/^{144}Nd=0.13927—0.21152$．四个测试点比较好地回归在一条直线上，其相关系数 $r=0.9996$（图 119），成岩时代为 2412±97.33Ma．这一资料表明四堡群应划归为早元古代为宜．另外 Sm－Nd 同位素资料还进一步证明了原命名的晚期层状侵入岩与早期喷出的基性熔岩为同时生成的一套杂岩，而且大多为喷出岩；这套岩石的初始 $\varepsilon_{Nd}=+5.5306\pm0.6261$，说明其来自亏损地幔。

表 48　四堡期镁铁质岩的 Sm－Nd 同位素资料

Table48.　Sm－Nd isotope data of Sibao mafic－ultramafic rocks

编 号	样品名称	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$
J－1	层状闪长岩	4.9431	21.470	0.13927	0.512009
Jy－14	橄榄质科马提岩	2.9911	10.618	0.17040	0.512530
Jy－13	橄榄质科马提岩	2.7102	7.7504	0.21152	0.513146
W－12	基性熔岩	3.6930	15.558	0.14358	0.512076

$t=2412\pm97$ (2δ) Ma;　　$INd=0.50980\pm10$ (2δ);　　ε_{Nd} (T) $=+5.56\pm0.63$; 测试者：张宗清

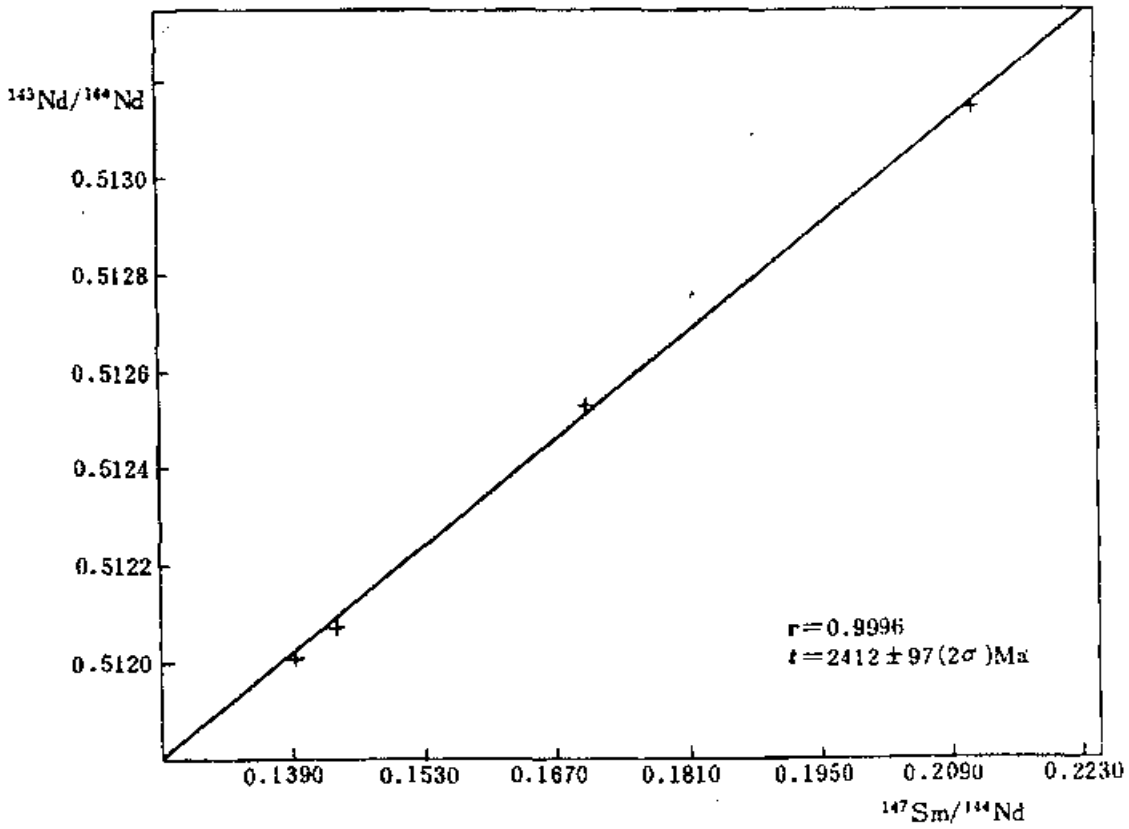


图 119　四堡群镁铁质岩的 Sm－Nd 同位素等时线

Fig.119.　Diagram showing Sm－Nd isochron of Sibao mafic－ultramafic rocks

桂北九万大山一元宝山花岗闪长岩的四件 Nd-Sm 同位素测试结果示于表 49。其$^{143}Nd/^{144}Nd=0.511982—0.512055$，$^{147}Sm/^{144}Nd=0.12862—0.16334$。该套岩石的初始 $\varepsilon_{Nd}=-10.0718$，表明为地壳本身重熔的产物。由各个样品所计算出的模式年龄范围为 2085—3289Ma，平均 2531Ma。该数值恰好与四堡群镁铁质岩的成岩时代相吻合，这一资料基本上证明花岗闪长岩由四堡群夹杂一些镁铁质岩经过重熔作用而生成。

表 49　花岗闪长岩的 Sm-Nd 同位素资料

Table 49.　Sm-Nd isotope data of granodiorites

样品编号	岩体名称	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$t_{(DM)}$ (Ma)
Bd-2	本洞	12.238	45.320	0.16334	0.512055	3289
Bd-1	本洞	8.2114	34.383	0.14446	0.512022	2471
M-1	蒙洞口	5.5406	24.340	0.13770	0.512010	2277
Ly-1	龙有	8.1582	38.368	0.12862	0.511982	2085

测试者：张宗清

第八章　区域矿产成因演化-成矿模型及理论找矿和靶区优选

一、对幔源成锡问题的探讨

迄今，区内锡多金属矿床的成因问题已是我国金属矿床方面争议的热点之一。近几年来，不少学者基于以下三点事实：①研究区内相当一部分锡多金属矿床位于镁铁质-超镁铁质岩中；②镁铁质-超镁铁质岩的含锡丰度高于同类岩石的克拉克值；③部分矿体呈似层状产出，将该类矿床认定为幔源成因，镁铁质岩-超镁铁质岩被誉为成矿的物质来源。其中马宏（1985）和李在基（1987）提出锡多金属矿床直接从镁铁质岩浆中熔离生成，而卢建春、黄有德（1985）和彭大良（1985）则认为镁铁质-超镁铁质岩原始富锡，经区域变质作用而富集成矿。笔者认为这些认识不乏为有益的探索，但面临着以下几个不易解释的难题：

1. 研究区内的镁铁质-超镁铁质岩是喷出岩，部分属科马提岩，而不是侵入岩。锡多金属矿体（九毛）又位于超镁铁质熔岩的顶部断裂带中，因此说矿质直接从超镁铁质岩中熔离出是不可能的。

2. 锡多金属矿床的成矿时代是 717—800Ma 左右，而镁铁质-超镁质岩为 2412Ma 左右。所以两者不可能同步生成。如果说区域变质作用是成矿的驱动力，那么区内明显的区域变质作用是加里东期（320—546Ma），而不是雪峰期。退一步讲，即使区域变质作用是雪峰期，那么变质程度很低的九万大山地区也无法致使锡的活化转移和成矿。

3. 在锡多金属矿脉中的矿物组合往往是一套富硅质、碱质和挥发组分的矿物，常见的矿物有钾长石、黑云母（包括金云母）、白云母、钠长石、电气石、萤石、斧石和石英。这些物质在成分上与镁铁质岩-超镁铁质岩迥然不同。

4. 从矿脉向外，总出现较好的围岩蚀变，其化学组分的变化趋势为：K_2O、Na_2O、P_2O_5、SiO_2、F 向外扩散，FcO、Fc_2O_3 和 MgO、CaO 向内渗透。由此可知，该蚀变是两种截然不同的化学组分在趋向平衡。

5. 如果认为镁铁质-超镁铁质岩受热而富集成矿，那么，可以考虑当较均一的岩体受到外来作用影响时，物质必然发生运动和变化，锡元素在局部聚集，相应必然要在另外更多的地带大大贫化。但贫化场迄今在研究区的各个矿床周围均未发现。另外，在一洞—五地锡矿区北部边缘的无矿化地带，著者测制了一条短剖面（图 120），意旨在发现地质体中 Sn 元素的变化情况。从图中可以看出，锡元素的含量在破碎带和两种岩性之间富集，达 65—150ppm，在没有构造和非岩性界面处的岩石含锡量约 10ppm 左右。B 和 F 元素的变化趋势类同 Sn 元素。

6. 矿脉中的硫同位素为大负值，而镁铁质岩-超镁铁质岩中的硫同位素却为大正值，这种巨大的差异是二者不同源性的一种有力证据。

7. 锡多金属矿床中水的氧同位素（$\delta^{18}O$）大都显示为以岩浆热液为主，以大气降

水为辅的特点。仅个别矿体中的成矿水流体则以大气降水为主。但无论如何，水流体都没有变质水的征兆。

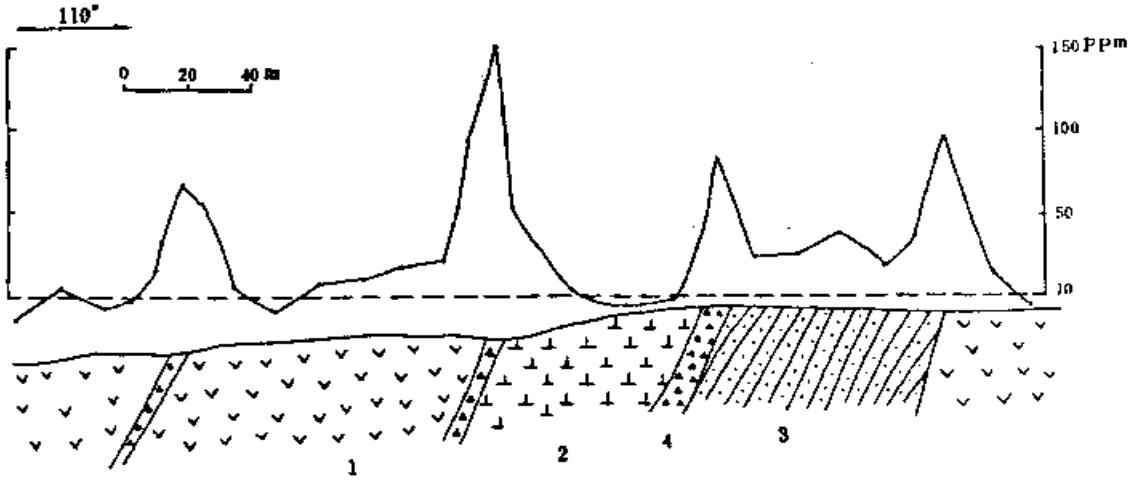


图 120　一洞一五地矿区北缘各地质体含锡丰度变化图

Fig.20.　Sketch section north to Yidong ore district showing Sn abundance change

1—镁铁质岩；　2—中酸性岩；　3—粉砂岩；　4—断层角砾岩

表 50　桂北地区及九毛锡矿区各种岩石的含锡丰度（ppm）表

Table　50.　Sn abundance of various rocks in North Guangxi and Jiumao tin polymetallic mine

地名	桂北地区					九毛锡矿区及邻区		
岩性	黑云母花岗岩	花岗闪长岩	镁铁质岩	超镁铁质岩	四堡群②	元宝山黑云母花岗岩	远离锡矿体的超镁铁质岩	矿体附近的超镁铁质岩
样品数	29	4	30	12	250	5	4	10
锡丰度(ppm)	40.32	9.13	15.29	6.97	3.25	29.67	1.5	21.41
世界克拉克值①	2.0	8.60	3.05	1.18	—	2.0	1.18	1.18

①美国地调所（1971）；②胡云中（1985）；由地质科学院岩矿测试研究所测试

8. 持幔源锡成矿观点的学者十分注重镁铁质–超镁铁质岩具有较高的含锡丰度，然而却忽视了对其它岩类探讨. 经过对研究区内远离矿体的各类岩石的含锡丰度分析(表 50)，结果表明区内岩石含锡最高的不是镁铁质岩和超镁铁质岩，而是黑云母花岗岩. 此外，又进一步对九毛一六秀地区的黑云母花岗岩，远离锡矿体的超镁铁质岩和矿体附近的超镁铁质岩进行了分析（表 50)，结果也证实超镁铁质岩虽然含锡偏高，但与元宝山黑云母花岗岩相比则明显偏低. 从矿体附近的超镁铁质岩到远离矿体的超镁铁质岩，锡元素变化十分显著，具向外扩散的趋势.

9. 在九毛一六秀、五地和沙坪等矿区，有一系列似层状矿体出现，但实际上，所有的矿体并不受层位的控制而是受控于断裂破碎带. 由此可以认为在地层受挤压褶皱时，层状火山岩体与地层之间由于岩性的截然差异而易于破裂. 破裂带的存在对以后的成岩成矿提供了诸多的方便.

我们知道，任何一种认识是否能够成立，关键在于它能否合理地解释业已存在的地质现象. 因此可以认为，镁铁质–超镁铁质岩尽管对锡多金属矿床的形成起到了积极的作用，诸如其中的 Fe、Mg、Ca、Sc、Ni、Cr、Cl（也许有一些 Sn）参与了成矿过程，但将其描绘为成矿的核心尚不足可取.

二、成矿演化规律和成矿模型

众所周知，在整个地球上，所有的锡多金属矿床总是成带或成区分布. 这种有规律的分布形式必然受到一定规则的制约. 通过学习国内外地质学家和地球物理学家近十年的工作，笔者认为锡矿成矿作用的发生和结果取决于三个因素：①富锡地球化学场的客观存在；②地壳重熔型花岗岩的高度分馏演化作用和巨大"热能机"作用；③构造边缘活动带的动定转换.

(一) 成矿元素地球化学异常区是成矿的物质基础

元素在地球上分布的不均一性是显而易见的，这就解释了为什么有些地带形成某种特有的矿产. 例如，在华北地台边缘钼矿、铅锌矿大量云集，长江中下游地带形成铜铁矿，而在南岭地区钨锡矿遍地开花. 反过来讲，无论地质作用如何变换，上述的矿产展布格架都无法得到改变.

最近几年的区域地层地球化学和区域岩石学研究（於崇文等，1987）业已表明，在南岭地区，成矿元素 Sn、W、Cu、Pb、Zn 等明显富集，并于前寒武系、寒武系和泥盆系尤甚. 就桂北地区而言，本文的第一和第二章及本章第一节都涉及了区域地质体元素丰度问题. 在此，我们可以得到一个结论：在桂北九万大山一元宝山地区，无论地层、镁铁质岩–超镁铁质岩、花岗闪长岩还是黑云母花岗岩都具有高于同类岩石克拉克值的成矿元素（包括 Sn、W、Cu、Pb、Zn、Sb、Co、Ni)，也就是说区内的整体（包括地壳和地幔）都富有锡多金属元素，这正是锡多金属矿床成矿的物质基础. 另外，在镁铁质岩喷发生成时，由喷气作用所形成的似层状体、透镜状体的层纹状电英岩锡矿化虽然未能构成成型矿体，但为以后锡的进一步富集成矿提供了一个重

要的阶梯。

（二）构造作用是成岩成矿的主导因素

扬子地块的古老基底为早元古四堡群，其成岩时代约 2412Ma 左右。最近几年，应用 Sm—Nd 同位素年代学方法测得扬子地块以南的华南褶皱带中最古老岩石的成岩时代亦为 1800—2700Ma。由此可以初步认为这两个地质单元在早元古代及以前很可能连在一起。二者的分裂可能是一个北东东向裂谷带沿柳州—抚州—金华一线产出。之后又进一步发展为一个海槽。海槽中的洋脊活动导致板块运动，并于大陆两侧发生了板块俯冲。当时的海槽在桂北地区走向近东西，其扬子古陆南缘的主构造线亦为近东西向。根据此次工作的野外调查，发现九万大山—元宝山地区的镁铁质岩浆活动表现为非均一性，即在三防—四荣以南的镁铁质岩十分发育，超镁铁质岩则以辉石质科马提岩为主，而该线以北却很少有镁铁质岩，广泛发育的超镁铁质岩又以橄榄质科马提岩为主体。因此，初步推测宝坛一带在早元古代时可能为一个洋中小陆块，在板块碰撞时被逐渐向北推移，最后与大陆拼接在一起。在四堡末期由于海槽的关折，沉积作用将两个大陆又连在一起。应该指出的是在四堡期板块碰撞时不仅产出了 EW 向的挤压性构造，也产生了 NS—NNE 向的张裂隙。在四堡晚期，后一组断裂反客为主，又变成了压性断裂。该断裂组的活动导致地幔热流上升及深部地壳重熔生成了花岗闪长岩。此后，本区经历了一个构造平稳期。步平稳期之后的雪峰运动继而伊始，原 NNE—NS 向挤压构造重新活动，并同步生成了地壳重熔型的黑云母花岗岩。在黑云母花岗岩的形成和定位过程中，一场强烈的矿化作用在此发生。

（三）黑云母花岗岩是成矿之主因

前已述及，桂北地区是一个富锡多金属元素的地球化学异常区，这些元素富集必能成矿。然而，元素富集的途径是什么？首先，应该指出的是与主期锡多金属矿床成矿作用同时发生的地质事件不是区域变质作用，不是镁铁质-超镁铁质岩浆的喷出作用，也不是花岗闪长岩的侵位，而是黑云母花岗岩的定位。此间，黑云母花岗岩对成矿的贡献有两重意义：其一，由地壳重熔生成的花岗岩经过充分的分异作用，导致原分散在地层和火成岩中的锡多金属矿质与挥发组分一起首先聚集在其岩隆部位，继而成矿。其二，黑云母花岗岩作为一个巨大的热能机，加热其周围的地下水而形成对流循环系统。热水在循环过程中从周围岩石中汲取部分贱金属矿质，逐渐演变为含矿热卤水。这些热卤水运移至上部裂隙中卸载成矿。

综上所述，笔者认为九万大山—元宝山地区的成矿事件是一个矿质来源庞杂，物化条件多变的集合。构造运动是成岩成矿之主导因素，区域地球化学场富锡多金属元素是基础，雪峰期黑云母花岗岩为成矿之主因。从另外一个角度来讲，以岩浆侵位—分异演化—矿质富集为一端点的内生成矿作用与以围岩（包括地层和镁铁质岩-超镁铁质岩）和地下循环水为另一端点的外生成矿作用达到平衡统一，从而将一系列矿床

以时空的有序性排列于黑云母花岗岩周围，构成了一个完整的锡多金属矿床成矿系列。基于此，本文提出了九万大山一元宝山地区锡多金属矿床成矿系列的成矿模型(图 121)。

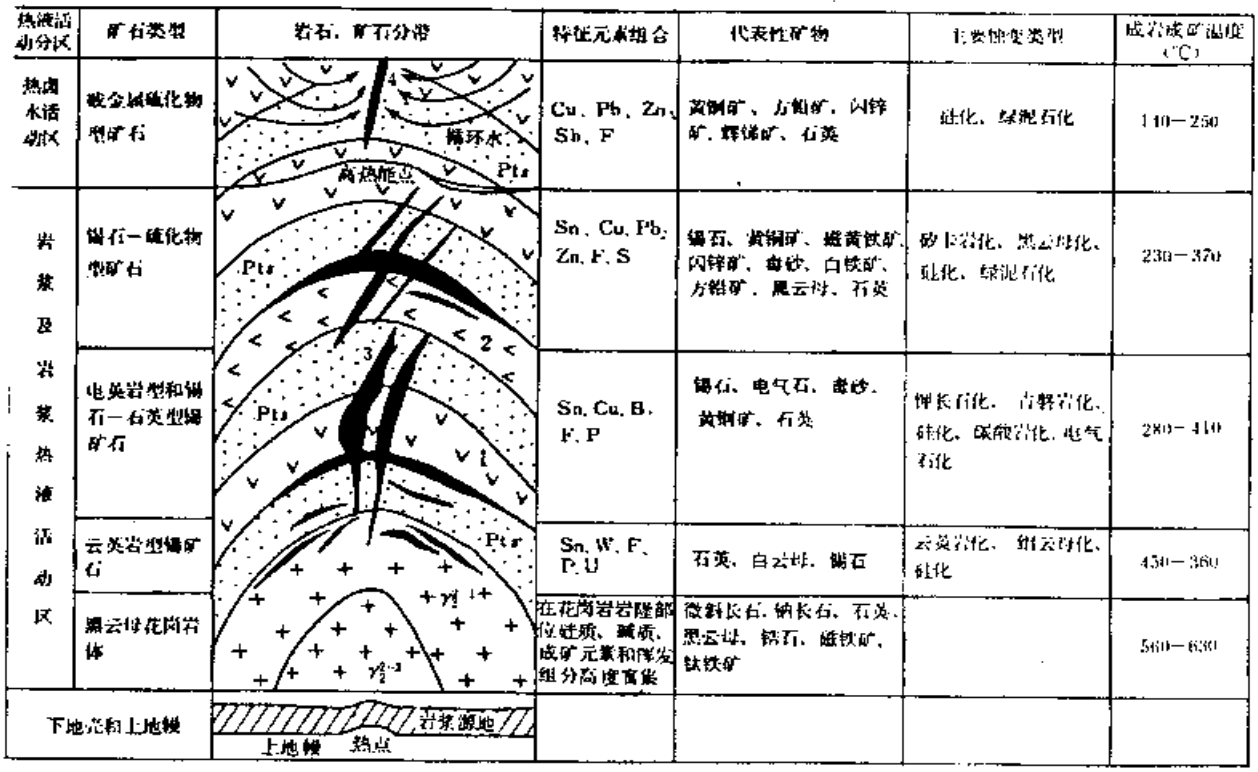


图 121　九万大山一元宝山地区锡多金属矿床成矿系列的成矿模型

Fig.121.　Metallogenic model of metallogenic series of tin polymetallic deposits in Jiuwandashan-Yuanbaoshan region, North Guangxi

γ_2^{2-1}—雪峰期黑云母花岗岩主体；γ_2^{2-2}—雪峰期黑云母花岗岩补体；Pt₃—四堡群碎屑岩；

1—四堡期镁铁质岩；　2—四堡期超镁铁质岩；　3—锡多金属矿体；　4—贱金属硫化物矿体

三、找矿预测战略分析和靶区优选

(一) 锡多金属矿床的找矿方向和靶区优选

1. 锡多金属矿床的找矿方向

在九万大山一元宝山地区，探寻锡多金属矿床的宏观战略仍然是雪峰期黑云母花岗岩体周围 0—5km。重点注意 EW 向与 NS—NNE 向构造的交汇部位，在构造有利地段以捕捉隐伏花岗岩隆为目标。在实现该目标时，首先应瞄准两个问题：①利用矿化蚀变分带推测和计算隐伏花岗岩隆的埋深，矿体可能出现的部位；②镁铁质-超镁铁质岩是最佳的赋矿围岩，而且由于其本身易于化学变化，常常给出最明显的蚀变分带信号。

继续深化总结一洞一五地、红岗一沙坪和九毛一六秀地区矿化蚀变理论模型，然后利用模型在各矿区的外围进行预测找矿。

在发现与镁铁质岩有关的层纹状锡矿化体的基础上，进一步沿镁铁质岩层进行找

矿，以真正评价是否有成型矿体的存在。

2. 一洞一五地锡矿区矿化蚀变分带模型及在隐伏矿体靶区优选方面的应用：

(1) 一洞一五地矿化蚀变分带模型：一洞一五地锡矿区及外围的地质略图示于图122。笔者通过近几年对该矿区的系统研究，认为寻找盲矿体的必要条件是首先确定黑云母花岗岩的隐伏岩隆，而蚀变分带又是辨别花岗岩岩隆行之有效的途径。经大量野外调查、测量和室内测试、计算工作，初步提出了一洞一五地矿区的矿化蚀变分带的找矿模型（图123）。该模型解译为：黑云母花岗岩于构造交互部位侵位，其周围为镁铁质-超镁铁质岩。从花岗岩岩隆向上形成的面型蚀变分带有：钾长石岩带→黑云母岩带→中温青磐岩带→低温青磐岩带。

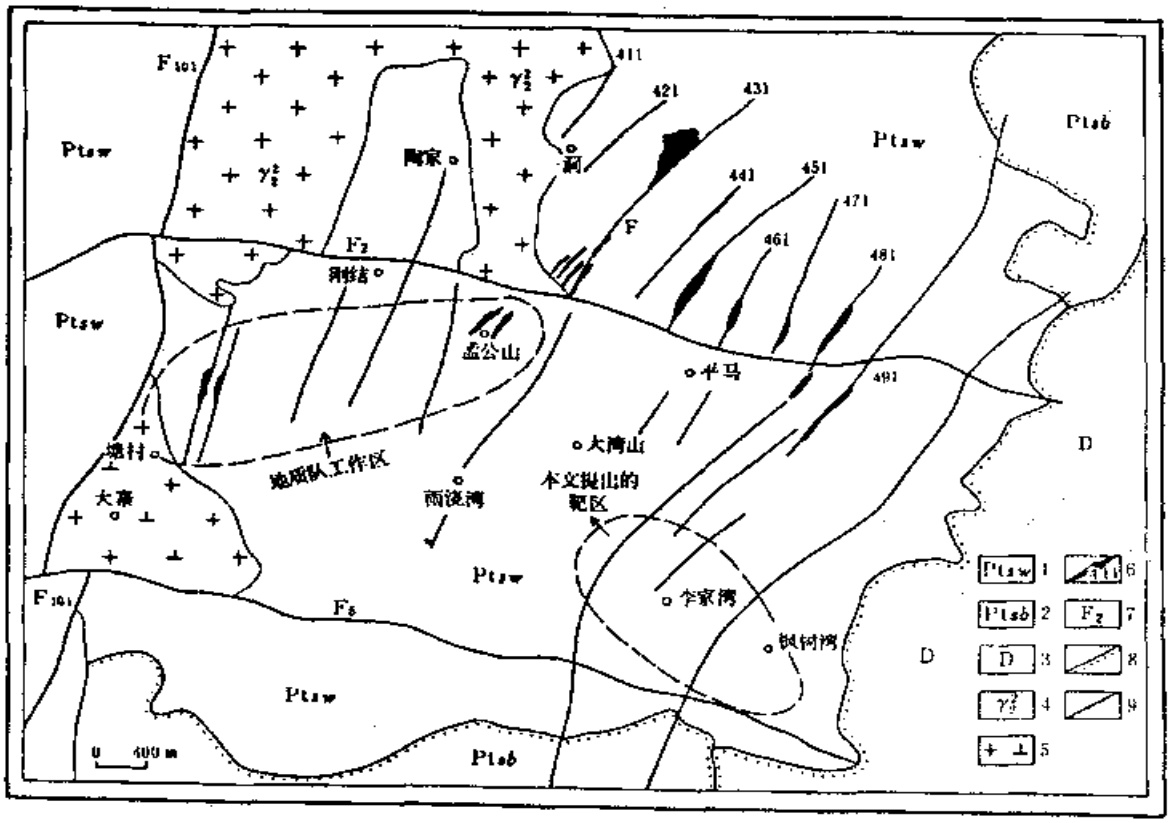


图122　一洞五地锡矿床及外围地质简图（据第七地质队底图）

Fig.122　Schematic map of Yidong-Wudi deposit and their nearby are

1—四堡群粉砂岩与镁铁质岩互层；　2—板溪群粉砂岩；　3—泥盆系；　4—雪峰期黑云母花岗岩；

5—四堡晚期花岗闪长岩；　6—矿体及矿带编号；　7—断层；　8—不整合面；　9—地质界线

钾长石岩带：肉红色，主要组成矿物有正长石及石英，伴随少量的钠长石和黑云母，该带厚20—50m。

黑云母岩带：厚25—40m，暗绿色细粒集合体状的黑云母是最重要的组成矿物。当镁铁质岩类为围岩时黑云母是富铁黑云母，当超镁铁质熔岩（科马提岩）为围岩时则是富镁黑云母或金云母。与黑云母共生的还有钾长石、钠长石、石英、绿泥石和绿帘石。

中温青磐岩带：厚140—230m，组成矿物有钾长石、绿泥石、绿帘石、斜黝帘

石、黑云母，偶见有石英和钠长石。

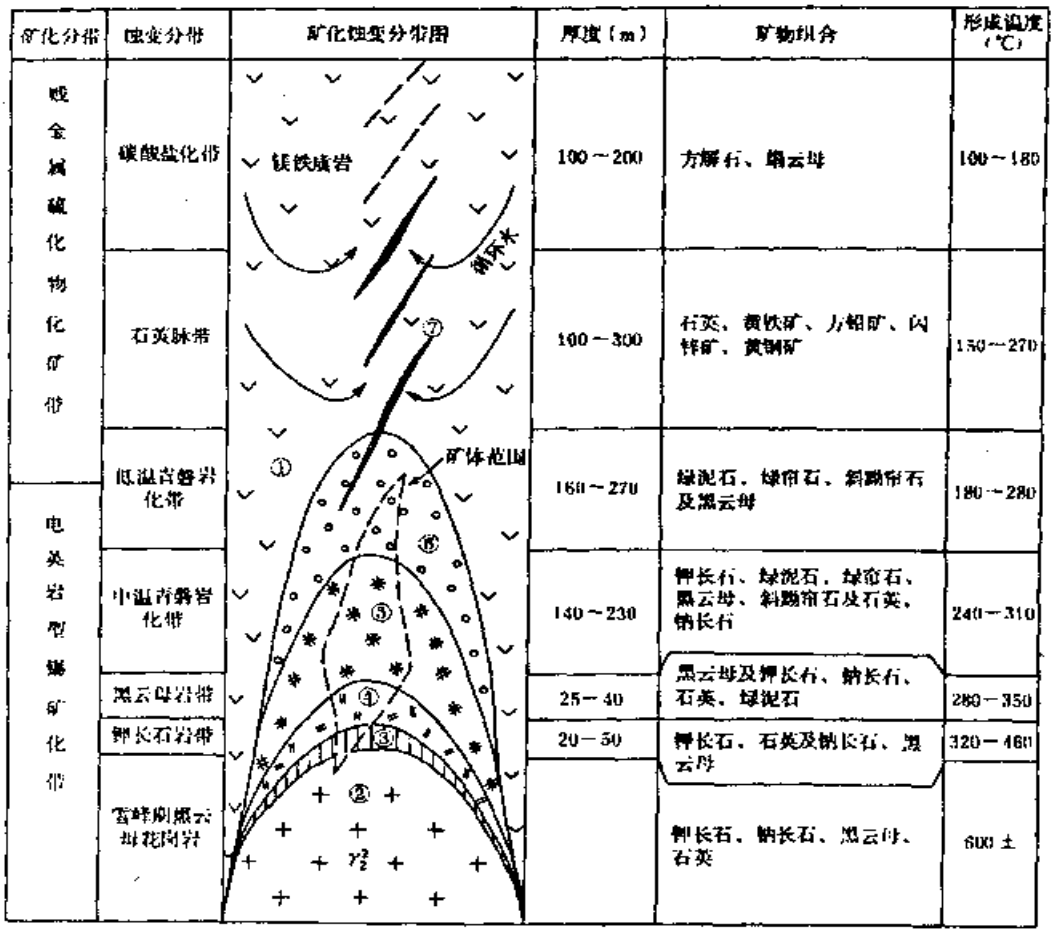


图 123　一洞五地矿化蚀变分带模型图

Fig.123　Model diagram of Yidong–Wudi mineralization–alteration zoning

①—镁铁质火山杂岩；②—黑云母花岗岩；③—钾长石岩；
④—黑云母岩；⑤—中温青磐岩；⑥—低温青磐岩；
⑦—贱金属硫化物矿脉

低温青磐岩带：厚 160—270m。一般仅含绿泥石、绿帘石、斜黝帘石和一些黑云母。这种岩石的特征是呈细粒绿色矿物的集合体。没有经过热液蚀变而仅遭受区域变质作用的镁铁质岩则较好地保留了原岩构造及原生矿物的轮廓和颜色。

锡多金属矿体以脉状形式叠加在两类青磐岩蚀变带中及黑云母岩之上半部。

另外，在以上各个蚀变分带中都可以见到钾长石脉或石英钾长石脉，它们在局部甚至超越在面型蚀变分带之上。

花岗岩隆及面型蚀变带所在部位也正是热点处，在其上有含贱金属硫化物石英脉、石英脉及碳酸盐脉。贱金属硫化物石英脉的生成温度范围为 150—250℃，其所在的空间位置处于低温青磐岩带之上，部分与之重叠。石英脉垂直延深 100—300m，上部是几十厘米厚的大脉，下部为细脉和细网脉。同理，在石英脉之上，热点温度在 180℃，在剖面上延深约 100—200m。

(2) 运用"模型"选择找矿靶区：运用上述矿化蚀变分带模型，通过在矿区外围的

围岩蚀变填图及其它方法的研究，初步认为李家湾一枫树湾地段有较好的找矿远景。其证据如下：

①矿化蚀变显著：在李家湾至枫树湾地段，围岩蚀变沿断裂断续出现，多呈现为低温青磐岩化，在切割程度较深的枫树湾东南的公路边有中温青磐岩化。在局部，青磐岩含有少量电气石。钾长石脉和石英钾长石脉时而可见。大脉状石英脉分布广泛，一般厚几十公分到一米以上。部分石英脉含方铅矿、黄铜矿和黄铁矿而构成贱金属硫化物矿化脉。上述的矿化蚀变组合显示出这一地段曾经是一个热点部位所在，其深处很可能有一个隐伏花岗岩岩隆及与其有关的电英岩型锡矿体。

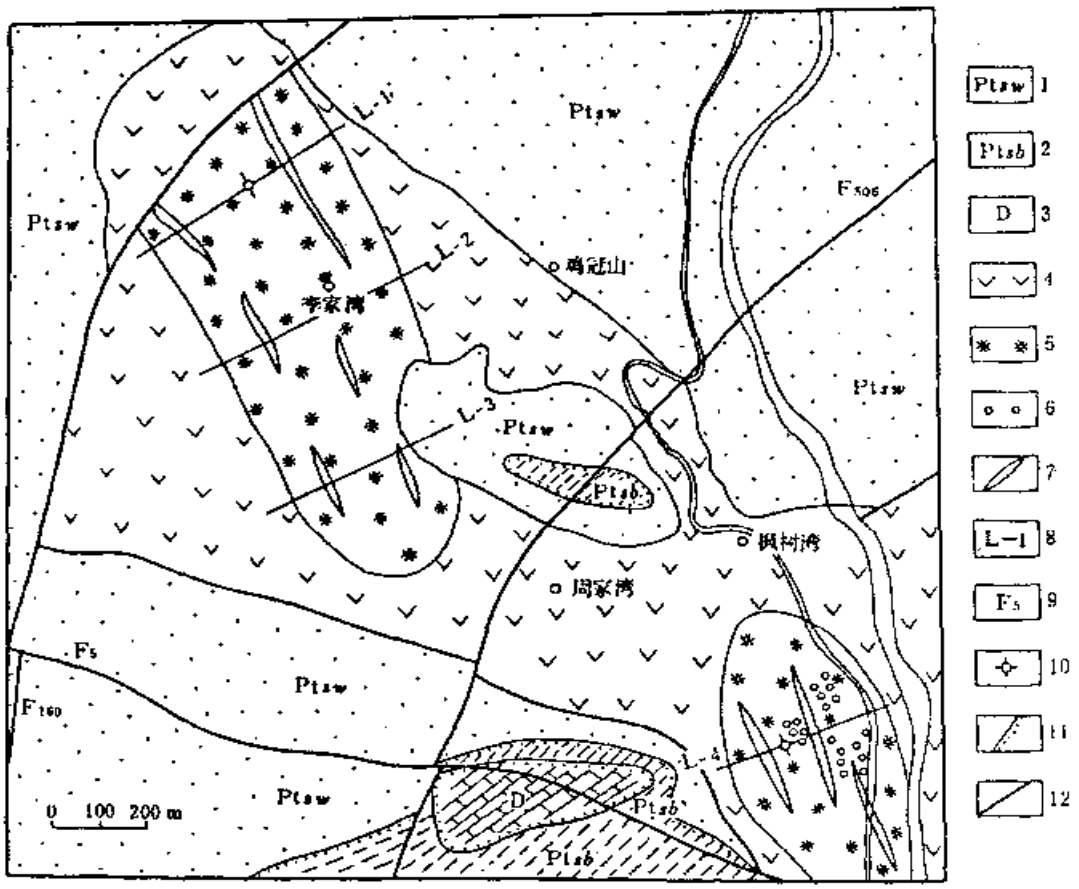


图 124　李家湾一枫树湾地段矿化蚀变图及勘探线和钻孔设计图

Fig.124.　Map showing design for exploiting lines and positions of drill hole

1—四堡群文通组粉砂岩；　2—四堡群鱼西组粉砂岩；　3—泥盆系灰岩；　4—镁铁质岩；　5—低温青磐岩；　6—中温青磐岩；　7—含贱金属硫化物石英脉；　8—设计勘探线；　9—断层；　10—钻孔；　11—不整界面；　12—断层

②有利的控矿构造体系：在 F2 断裂以南，北东向断层发育程度较差，唯 F506 和 F160 两条断裂例外，其破碎带宽至数米，走向连续，横跨南区延出界外，这两条断裂恰好通过李家湾至枫树湾地段。另外，在该地段，又是北东向断裂与东西向背斜的交叉部位，无疑有利于黑云母花岗岩在此隆起。经分析一洞一五地矿区乃至宝坛矿田内的控矿构造体系，不难发现主从复合体系（即入字型构造体系）在研究区内广泛

出现，且为最佳的容矿构造体系。占一洞一五地矿区锡金属储量 60%以上的 431 矿带北端大矿团正是受北东向断裂（F40）与其次一级断裂群所控制。F10 断裂产状为倾向南东，倾角 70°—80°；次一级断裂（主要储矿断裂）走向北北东，倾向南南东，倾角 60°—80°。李家湾一枫树湾地段也存在明显的主从复合型构造体系，其产状为：F160 和 F506 主断裂走向北东，倾向北西，倾角 70°—80°；由含贱金属硫化物石英脉所充填的次一级断裂走向北北西，倾向南西西，倾角 60°—80°。二个构造体系无论是在空间上（包括平面和剖面），还是在构造排列型式上正好呈对称镜像关系。

⑤良好的围岩条件：一洞一五地锡矿区的主要成矿围岩是镁铁质杂岩，规模较大的矿体无不产于其内。例如，451 矿带中的"王牌"猫背梁矿体和 431 矿带的北端大矿团正是这种结论的有力佐证。镁铁质杂岩恰在李家湾一枫树湾地带分布的也比较集中，除一小片粉砂岩残盖外，其余皆为镁铁质岩所覆盖。

④同"等距性原则"：构造及矿脉的等距性排列组合是一洞一五地锡矿区的另一个特点。这一特点不仅为小羽列、节理和劈理所体现，也反映在较大的褶皱和断裂上。雪峰期黑云母花岗岩在东和南部两侧的地表下追踪近东西向复式褶皱的背斜轴部而形成隆起带，电英岩型锡矿体绝大部分分布于该隆起带之上。从现有的勘探资料分析，自北向南有一洞带、陈家一凤凰山带、社堡（现称塘村锡矿点）一大湾山带，这几个带之间间距大约分别为 600m 左右，按这种等距性向南外推，正是里村一雨尧湾一李家湾一枫树湾带。

通过以上分析，可以发现李家湾至枫树湾地段是成矿条件比较优越的靶区。在对该地段地表矿化蚀变组合的流体包裹体测温和成岩成矿流体氧同位素分析的基础上，再与矿化蚀变模型及 431 和 451 矿带中的矿化蚀变分带进行对比，确定李家湾至枫树湾地段的隐伏矿体深度约在 300—550m 之间，在 500m 处可见到隐伏花岗岩隆起。考虑到矿体的可能形态及分布空间，于 1：10000 地形地质图上初步设计了 4 条勘探剖面线（图 124）。期望日后的地质勘探工作能予以验证。

（二）绿岩中金矿远景预测

全世界前寒武纪绿岩金矿无论在储量还是在产量方面均占有重要位置，近些年来又有大批太古代绿岩金矿相继问世。据统计我国 70%的原生金矿与前寒武纪绿岩系有着直接或间接的联系（聂凤军，1987）。近期在湖南冷家溪群中所发现的金矿床也为扬子地块南缘绿岩找金提供了先例，而该带西延的桂北地区是否有金，此问题亟待回答。笔者通过近两年的野外调查和少量室内工作，认为前景是乐观的。并应着重从以下几个方面进行探测：

1. 重点研究区内层状火山岩型铜镍矿的含金性。

2. 评价贱金属硫化物和锡石硫化物矿石中的伴生金。目前在铜厂和杀狗洞贱金属硫化物矿石中已见有达品位的金矿石和银矿石。

3. 在绿岩中及 NS、NNE 和 NNW 向构造带中，石英脉、碳酸盐脉广泛发育。按照加拿大、澳大利亚等地的找矿模型，这些脉体往往是成金的主要场所。

结　　束　　语

本书以岩石系列演化为基点，从时空和物质演绎方面研究了桂北九万大山—元宝山地区锡多金属矿床成矿系列．获得基本结论如下：

1. 桂北九万大山—元宝山地区是一个富成矿元素 Sn、W、Cu、Pb、Zn、Cr、Co、Ni、Sb，碱质组分 K 和 Na，挥发组分 B、F 和 Cl 及不相容元素 Rb、Sr、Li、Ba、U 和 Th 等的地球化学异常区．该异常区内的最大特征是无论地壳还是地幔都富有上述元素，这正是锡多金属矿床成矿的基础．

2. 用 Sm—Nd 同位素年代学方法测得四堡群成岩时代为 2412±97Ma．由此可以认为扬子地块最古老的地层至少形成于早元古代而不是中晚元古代．

3. 通过区域岩石序列、岩石学、岩石组构、地球化学、微量元素等方面研究，确认原命名的层状基性-超基性侵入岩是一套镁铁质-超镁铁质火山杂岩，其中部分为科马提岩．

4. 从岩石序列、矿体产状、矿石构造和硫同位素等方面证明原称之谓正岩浆熔离型 Cu—Ni 硫化物矿床是一种与辉石质科马提岩有关的火山岩型铜镍矿床，系我国一个新的矿床类型．

5. 黑云母花岗岩是锡多金属矿床成矿之主因．它来源于地壳，并分两个阶段于雪峰期定位．黑云母花岗岩对成矿的贡献有两个突出的方面：其一是在重熔生成演化过程中，经高度分异作用，将原各地质体中的锡多金属元素分馏富集，为成矿奠定了一个良好的基础．其二，花岗岩在定位期间，其本身的热能导致周围地层中的地下水形成了一系列热卤水循环系统，生成了众多的贱金属硫化物矿床．

6. 收集了我国的有关资料，从岩石学、矿物学、地球化学、微量元素、过渡族元素、不相容元素和同位素等方面建立了我国含锡花岗岩的系列判别准则．并尝试对研究区内的花岗质岩石进行判别，得到了良好的效果．

7. 长时间以来，本洞等花岗闪长岩体被认为是华南地区典型的幔源分异型花岗岩，近几年又有人提出其为 I 型花岗岩，并与三防、元宝山、平英等 S 型花岗岩构成了大陆边缘成对花岗岩类．此次工作，通过进一步对该套岩体的岩石学、矿物学、地球化学、微量元素、稀土元素和同位素等方面研究，并考虑了区域地质演化和地质时代等因素，基本上证明其并非幔源分异型花岗岩，也不是典型 I 或 S 型花岗岩，而是一种以地壳物质为主、地幔物质为辅的混源重熔型花岗岩．该岩石的 Sm—Nd 同位素模式年龄恰与四堡群的 Sm—Nd 同位素等时线年龄一致，说明前者源于后者．花岗闪长岩之所以没有成矿，关键在于本身的分异程度较低，它们较小的体积，也不足以引起地下热卤水矿床的生成．

8. 发现了四堡期层状、透镜体状具层纹构造的电英岩锡矿化体．此举不仅将我国锡矿成矿时代从 800Ma 左右推前至 2412Ma 左右，而且证明该区锡矿化的多旋回性和继承性，也提出了一个与镁铁质岩浆活动有关的热卤水锡矿化的实例．

9. 本文从成矿系列角度研究了与雪峰期黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床．该成矿系列的矿床在空间上有序分带，即以岩体为中心的顺向分带有：云英岩型锡矿床→电英岩型锡矿床→锡石石英型锡矿床→锡石硫化物型锡矿床→铜铅锌金属硫化物矿

床→铅锌硫化物矿床→锑矿床；逆向分带为：锡多金属矿床→铜铅锌硫化物矿床→铅锌硫化物矿床。造成这种分带现象的内在因素是高热能且富含矿热液的黑云母花岗岩的高侵定位和岩体热中心的向下移动。该成矿系列的时间递变可分为三个成矿期（锡石硅酸盐成矿期、锡石硫化物成矿期和贱金属硫化物成矿期）和六个成矿阶段。

10. 关于内陆的成矿作用，岩浆热液成矿论者将花岗岩视为成矿物质唯一来源，而层控成矿论者将花岗岩仅看作成矿的能源。本区的工作初步证实，部分矿质（Sn、W、Cu 等元素）与花岗岩有关，另一部分矿质（Cu、Pb、Zn、Sb 等）与周围岩石有关。锡多金属矿床的成矿水以岩浆水为主，混合有大气降水，而贱金属硫化物矿床的成矿水主要为大气降水。由此可以认为这正是在同一成矿系列中内生成矿作用与外生成矿作用的辩证统一。

11. 提出了交代体系的概念，并运用了交代系列和交代建造的学术思想。以矿化蚀变期为经线，以交代系列为纬线，探讨了交代网络中各个子系列的化学变化、条件、演化方向和最终结果。

12. 从成因矿物、矿石和蚀变岩地球化学、同位素和包裹体地球化学、成岩成矿物理化学等方面探讨了与黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床成矿系列的成矿环境和组成演绎。

13. 提出了以锡多金属地球化学异常场客观存在为基础，以构造运动为主导，以黑云母花岗岩分异演化及热功能作用为主因的成矿思路。此外，还建立了该区域成矿系列的成矿模型。

14. 与周科子一起发现了一个新矿物（由新矿物命名委员会有关专家的初步证实），为一个 Cu 与 Ni 的金属互化物。其主要成分为 Cu（28.52%）、Ni（64.81%）和 Fe（6.58%）。

15. 构筑了一洞一五地矿化蚀变分带的找矿模型，并利用该模型对其外围的李家湾—枫树湾地段进行了靶区优选。另外，还指出了九万大山—元宝山地区找金矿的可行性。

兹因本次工作的时间有限和财力不足，尚存在一系列问题有待于深化和解决。主要总结为以下几点：

1. 四堡早期的地质构造环境似岛弧相，但板块边缘界线不清楚。

2. 元宝山地区与宝坛地区镁铁质岩类差异性较大，引起这种差别的内在因素是什么，尚待进一步工作。

3. 加强野外工作，准确确定镁铁质-超镁铁质岩喷发的旋回性，力求找到一条典型的科马提岩剖面。

4. 详细解剖 1—2 个贱金属硫化物矿床。

5. 深入研究火成岩系列中各阶段岩体的演化关系及各系列岩石之间的相互关系。

6. 在雪峰期以后是否还有岩浆活动和成矿作用的发生，有待进一步探索。

参 考 文 献

〔1〕 丁悌平，1980，《氢氧同位素地球化学》，地质出版社。

〔2〕 广西区域地质调查队，1985，《广西壮族自治区区域地质志》，地质出版社。

〔3〕 于崇文等，1987，《南岭地区区域地球化学》，地质出版社。

〔4〕 王书凤，1983，大顶锡铁矿的地球化学问题，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，总第9号。

〔5〕 王德滋等，1982，华南前寒武纪幔源花岗岩类的基本特征，桂林冶金地质学院学报，第4期。

〔6〕 毛景文、唐绍华，1986，广西一洞五地锡矿床围岩蚀变研究，中国地质科学院院报，总第13号。

〔7〕 毛景文，1987，桂北九万大山一元宝山地区锡多金属矿床的地质特征和成矿系列，矿床地质，第4期。

〔8〕 毛景文，1987，广西宝坛锡矿稀土元素特征及其与成矿关系，河北地质学院学报，第10卷，第2期。

〔9〕 毛景文、林进娄、马富君，1987，广西一洞五地锡矿床成因讨论，地质论评，第33卷，第6期。

〔10〕 毛景文、张士鲁、Ph. Rossi，1987，云南腾冲地区锡花岗岩演化及其与成矿关系，岩石学报，第4期。

〔11〕 毛景文、周科子、朱征，1987，九万大山地区科马提岩及有关铜镍矿的初步研究，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，总第21期。

〔12〕 毛景文、陈晴勋等，1988，桂北地区中元古代层纹状锡矿化的发现及其意义，矿床地质，第7卷，第1期。

〔13〕 毛景文，1988，云南腾冲地区火成岩系列和锡多金属矿床成矿系列研究，地质学报，第4期。

〔14〕 毛景文、周科子，1988，广西宝坛地区火山岩型铜镍矿床——我国一个新铜镍矿类型，矿床地质，第7卷，第2期。

〔15〕 毛景文、陈毓川，1988，关于桂北四堡期花岗闪长岩成因的探讨，岩石矿物学杂志，第7卷，第4期。

〔16〕 叶庆同，1987，《江西银山铜铅锌矿床及赣北过渡带中铅锌矿床成矿系列研究》，北京科学技术出版社。

〔17〕 冯钟燕、于方、魏绮英，1985，太行山北段接触交代铜矿特征、矿液性质和起源，国际交流地质学术论文集——为二十七届国际地质大会撰写，地质出版出社。

〔18〕 冯钟燕、张兴余，1985，冀东层状硫化物矿床的特征和成因，国际交流地质学术论文集——为二十七届国际地质大会撰写，地质出版社。

〔19〕 刘元镇、钟铿、马林清，1987，广西锡矿地质特征和成矿规律，《锡矿地质讨论会论文集》，地质出版社。

〔20〕 地球化学研究所，1977，《简明地球化学手册》，科学出版社。

〔21〕 伍实，1979，广西晚元古代本洞岩体同位素年代学研究，地球化学，第3期。

〔22〕 汪绍年，1986，大容山花岗岩形成的物理化学条件和地质背景的初步探讨，《花岗岩地质和成矿关系》，江苏科学技术出版社。

〔23〕 冶金工业部西南冶金地质勘探公司，1984，《个旧锡矿地质》，冶金工业出版社。

〔24〕 张荣华，1980，长江中下游玢岩铁矿围岩蚀变的地球化学分带形成机理，地质学报，第54卷，第1期。

〔25〕 张荣华，1979，长江中下游玢岩铁矿围岩蚀变的地球化学分带，地质学报，第53卷，第2期。

〔26〕 张德全、孙桂英，1987，广西姑婆山一里松花岗岩及其与锡矿化关系的研究，《锡矿地质讨论会论文集》，地质出版社。

〔27〕 张德全、王立华，1986，湖南香花岭锡矿床交代蚀变作用及其分带，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第2号。

〔28〕 张理刚，1985，《稳定同位素在地质科学中应用》，陕西科学技术出版社。

〔29〕 芮宗瑶等，1984，《中国斑岩铜（钼）矿床》，地质出版社。

〔30〕 宋叔和，1985，甘陕境内秦祁地轴两侧古生代断陷地槽海相火山活动与多金属成矿的探讨．中国地质科学院矿床地质研究所所刊，总第14号．

〔31〕 宋叔和，1982，黄铁矿型铜和多金属矿床（铜、铅、锌）——世界范围内一些主要矿带和矿床类型的对比及研究趋势．中国地质科学院矿床地质研究所所刊，总第5号．

〔32〕 李文达，1980，《长江中下游硫化物矿床氧化带及铁帽评价研究》．地质出版社．

〔33〕 李在基，1987，广西北部火山—侵入基性—超基性杂岩中锡矿床的某些地球化学特征．《锡矿地质讨论会论文集》．地质出版社．

〔34〕 李朝清，1985，我国几个主要斑岩铜（钼）矿床的包裹体演化机制及成矿pH条件．矿床地质，第4卷，第3期．

〔35〕 赵子杰、马大铨等，1986，广东省阳春盆地两类花岗岩的对比及其成因探讨．《花岗岩地质和成矿关系》．江苏科学技术出版社．

〔36〕 陈好寿，1979，《铅同位素地质研究的基本问题》．地质出版社．

〔37〕 陈毓川，1964，对某矿床热液交代岩层中某些地球化学特点的初步探讨．中国地质学会第一届矿物、岩石、地球化学专业学术会议论文集（地球化学部分）．科学出版社．

〔38〕 陈毓川，1964，一个锡石多金属矿带中闪锌矿的成矿期与成矿特征．地质论评，第22卷，第2期．

〔39〕 陈毓川，1965，广西某矿带原生带状分布．地质论评，第23卷，第1期．

〔40〕 陈毓川，1983，华南与燕山期花岗岩有关的稀土、稀有、有色金属矿床成矿系列．矿床地质，第2卷，第2期．

〔41〕 陈毓川、黄民智等，1985，大厂锡石—硫化物多金属矿带地质特征及成矿系列．地质学报，第59卷，第3期．

〔42〕 冼柏琪，1984，试论广西锡矿的成矿条件及分布规律．地质学报，第58卷，第1期．

〔43〕 陈德潜，1982，《稀有元素地质概论》．地质出版社．

〔44〕 陈德潜，1987，论香花岭花岗岩的成因与稀土元素地球化学．中国地质科学院矿床地质研究所所刊，总第20号．

〔45〕 邹天人，1985，论中国三个岩浆系列的稀有金属花岗岩及其稀土分布型式．昆明工学院学报，总第20期．

〔46〕 季克俭、吴学汉、张国柄，1982，热液矿床三源表成热液成矿模式．中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第3号．

〔47〕 林文蔚，1987，辽西杨家杖子钼矿田的交代系列．矿床地质，第6卷，第1期．

〔48〕 林进姜、毛景文等，1986，桂北平英花岗岩与锡矿成矿关系的初步研究．广西地质，第1期．

〔49〕 莫少剑，1986，锡矿新类型及其成因机理研究．中国科学院地球化学研究所年报，贵州人民出版社．

〔50〕 莫柱孙等，1980，《南岭花岗岩地质学》．地质出版社．

〔51〕 施实，1976，前寒武摩天岭岩体同位素年龄讨论．地球化学，第4期．

〔52〕 施央申、郭令智、马瑞士，1986，成矿作用的板块构造类型．板块构造基本问题，地震出版社．

〔53〕 赵一鸣、毕承思，1980，从岩浆专属性的角度讨论中国接触交代型铁矿的成因分类．国际交流地质学术论文集——为二十六届国际大会撰写（3），成矿作用和矿床，地质出版社．

〔54〕 赵一鸣、谭惠静、孙静华，1982，福建马坑、阳山铁矿床的矽卡岩分带特征及其与矿化分带的关系．岩石矿物及测试，第1卷，第1期．

〔55〕 赵一鸣、谭惠静等，1983，闽西南地区马坑式钙矽卡岩型铁矿床．中国地质科学院矿床地质研究所所

刊，第1号。

〔56〕 赵一鸣、毕承思、李大新，1983，中国主要矽卡岩铁矿床的挥发组分和碱质交代特征及其在成矿中的作用。地质论评，第29卷，第1期。

〔57〕 赵一鸣、林文蔚、毕承思、李大新，1985，中国矽卡岩矿床的几个重要交代系列，国际交流地质学术论文集（4）——为二十七届国际地质大会撰写。地质出版社。

〔58〕 赵一鸣，1986，交代岩分类及其含矿性初探，矿床地质，第5卷，第4期。

〔59〕 南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系，科学出版社。

〔60〕 胡受奚等，1985，华南414花岗岩体中氢-钠-钾交代蚀变作用与锂-铌-钽矿化之间的成因联系。国际交流地质学术论文集（4）——为二十七届国际地质大会撰写。地质出版社。

〔61〕 洪大卫，1982，华南花岗岩的黑云母和矿物相及其与矿化系列的关系，地质学报，第56卷，第2期。

〔62〕 洪大卫，1986，试论华南花岗岩岩套（岩石序列）的划分原则和研究方法，中国区域地质，第3期。

〔63〕 洪大卫，1987，福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化，北京科学技术出版社。

〔64〕 涂光炽，1984，锡和铅锌成矿作用的若干问题，矿床地质，第1期。

〔65〕 涂光炽，1984，《中国层控矿床地球化学》，科学出版社。

〔66〕 涂光炽，1987，广西大厂矿床成因兼论锡石硫化物矿床形成条件。《锡矿地质讨论会论文集》，地质出版社。

〔67〕 郭文魁，1963，某些金属矿床的原生分带及其成因问题，地质学报，第43卷，第3期。

〔68〕 郭文魁，1982，中国东部成矿域与成矿期的基本特征，矿床地质，第1卷，第1期。

〔69〕 郭文魁，1982，谈类花岗岩与金属成矿作用，中国区域地质，第1卷，第2期。

〔70〕 郭令智、俞剑华、施央申，1963，华南加里东地槽褶皱区大地构造的几个问题的探讨，地质学报，第43卷，第2期。

〔71〕 郭令智、俞剑华等，1987，中国东南部花岗岩类的时空分布与大地构造格架形成和演化的关系。《花岗岩地质和成矿关系》，地质出版社。

〔72〕 徐克勤等，1985，华南花岗岩成因与成矿。《花岗岩地质和成矿关系》，地质出版社。

〔73〕 徐克勤、胡受奚等，1982，华南两个成因系列花岗岩类及其成矿特征，矿床地质，第1卷，第2期。

〔74〕 徐克勤等，1982，华南两类不同成因花岗岩岩石学特征，岩矿测试，第1卷，第2期。

〔75〕 袁忠信等，1988，《江西灵山花岗岩地质特征及其成岩成矿作用》，北京科学技术出版社。

〔76〕 徐文昕，1987，广西主要锡矿床的物理化学条件和同位素的初步研究，广西地质，第2期。

〔77〕 徐文昕，1987，桂北九毛锡多金属矿床物理化学和硫、氧同位素研究，矿产与地质，第1卷，第4期。

〔78〕 徐俊，1987，广西元宝山东侧层状基性-超基性岩带及有关锡、铅矿床的地质特征，岩石矿物学杂志，第6卷，第3期。

〔79〕 夏卫华、章锦统、冯志文、陈紫英，1985，稀有元素矿化花岗岩的成因，国际交流地质学术论文集（4）——为二十七届国际地质大会撰写，地质出版社。

〔80〕 夏宏远、梁艺书、谢为鑫、帅德权，1983，江西黄沙钨矿床的原生分带及其成因。《钨矿地质国际讨论会论文集》，地质出版社。

〔81〕 黄福生等，1983，个旧锡花岗岩的氢氧碳稳定同位素研究，岩石矿物及测试，第2卷，第4期。

〔82〕 程先耀、黄有德，1984，试论锡的原始富集，地质与勘探，第6期。

〔83〕 韩发、葛朝华，1983，福建马坑铁矿床海相火山-热液-沉积成因地质地球化学特征，中国地质科学院矿床地质研究所所刊，总第8号。

〔84〕 程裕淇、陈毓川、赵一鸣，1979．初论矿床的成矿系列问题．中国地质科学院院报，第1号．

〔85〕 程裕淇、陈毓川、赵一鸣、宋天锐，1983．再论矿床的成矿系列问题．中国地质科学院院报，第6号．

〔86〕 裴荣富、刘琰、吕凤翔，1985．再论大冶式铁矿．中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第3号．

〔87〕 裴荣富、吴良士，1987．中国东南部中生代火山岩区域成矿条件．中国地质科学院院报，总第16号．

〔88〕 鲍佩声、王希斌等，1985，西藏大竹区蛇绿岩的钠长花岗岩．岩石矿物及测试，第4卷，第1期．

〔89〕 翟裕生、姚书振、林新多，1983．长江中下游地区铁铜矿床类型、形成条件和成矿演化．地球科学，第4期．

〔90〕 翟裕生等，1981，《矿田构造与成矿》．地质出版社．

〔91〕 彭大良、郭玉儒、邓德贵，1987，桂北锡矿成矿作用过程及矿床成因探讨．《锡矿地质讨论会论文集》．地质出版社．

〔93〕 谢文安、刘文均，1986．湖南两类铅矿床的铅同位素组成特征．矿床地质，第5卷，第3期．

〔94〕 Bernard，A. J. Dagallier，G. and Soler，E.，1984（邢文臣译），与火山喷气块状硫化物矿床有关的喷气沉积——欧洲的一个实例．火山地质矿产，第3期．

〔95〕 Carmichael，I. S. E，Turner，F. J. and Verhoogen，J.，1982（从柏林等译），《火成岩石学》．地质出版社．

〔96〕 福尔，1983（潘曙兰等译），《同位素地质学原理》，科学出版社．

〔97〕 斯通，1984（徐珏译），英国康沃尔西部花岗岩分异作用期间的锡和其它一些痕量元素的性状．国外矿床地质，第29期．

〔98〕 萨维德拉，1984（盛继福译），西班牙中西部无矿花岗岩和锡钨矿化花岗岩的地球化学．国外矿床地质，第29期．

〔99〕 Jackson，N. J，Halliday，A. N. Sheppard，S.M．and Mitchell，J. G.，1984（艾永德译），英格兰康沃尔St. Just矿区的热液活动．国外矿床地质，第29期．

〔100〕 赵子杰等，1985，桂北前寒武纪花岗岩本洞、三防岩体的最新研究资料．研究报告

〔101〕 Anderson，G. M.，1970，Some thermodynamics of dehydration equilibria. Am. J. Sci.，Vol. 269，pp.392—401.

〔102〕 Arndt，N. T.and Nisbert，E. G.，1982. Komatiites. George Allen and Unwin (Publishers) Ltd.

〔103〕 Barnes，H.L.，1979. Geochemistry of hydrothermal ore deposits (2nd Edition) .Awiley-Interscience Publication.

〔104〕 Barsukov，V. L. and Kurilchikova，G. Y.，1966. On the forms in which tin is transported in the hydrothermal solutions. Geokhimiya.，No.8. pp.943—948.

〔105〕 Berglund，S. and Ekstrom，T.K.，1980. Arsnopyrite and sphalerite as T—P indications in sulfide ores from Northern Sweden. Mineralium Deposita.，Vol.15，pp.175—187.

〔106〕 Blockley，J. G.，1980. The tin deposits of Western Australia with special reference to the associated granites. Geological Survey of Western Australia Mineral Resources.，Bulletin 12.

〔107〕 Boissavy，V. M. and Roger，G.，1980. The Ti/ Ta ratio as an indicator of the degree of differentiation of tin granites. Mineralium Deposita. Vol.15，pp.231—236.

〔108〕 Bowden，P. Batchelor，R. A. Chappell，B. W. Didier，J. and Lameyre，J.，1984，Petrological，geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks：a discussion. Physics of the Earth and Planetary Interiors.Vol.35，pp.1—11.

(109) Bowden, P. and Kinnaird, J. A., 1984. The petrology and geochemistry of alkalinegranites from Nigeria. Physics of the Earth and Planetary Interiors., Vol. 35, pp.199–211.

(110) Burnham, C. W. and Ohmoto, H., 1980. Late–stage processes of felsic magmatism. pp. 1–12. In: Granitic Magmatism and Related Mineralization. The society of Minning Geologists of Japan.

(111) Chatterjee, A. K. and Strong, D. F., 1985. Review of some chemical and mineralogical characteristics of granitoid rocks hosting Sn, W, U, Mo deposits in Newfoundland and Nova Scotia. In: High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis. Inst. Min. and Metall., London.

(112) Cocherie, A. Rossi, Ph. and Le Bel, L., 1984. The Variscan calc–alkalic plutonism of western Corsica: mineralogy and trace element geochemistry. Physics of Earth and Planetary Interiors., Vol.35, pp.145–178.

(113) Coleman, R. G., 1977. Ophiolities: Ancient oceanic lithosphere. Springer, New York, Berlin, Heidelberg.

(114) Collins, W. J. Beams, S. D. White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1982. Nature and origin of A–type granites with particular reference to Southeastern Australia. contrib. Mieral. petrol., Vol. 80, pp.189–200.

(115) Condie, K. C., 1975. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press, INC.

(116) Corn, R. M., 1975, Alteration–mineralization zoning, Red Mountain, Arizona. Econ. Geol., Vol.70, pp.1437–1447.

(117) Cox. R. and Glasson, K. R., 1971. Cleveland Mine, Tasmania. Econ. Geol., Vol.66, pp.861–878.

(118) de la Roche, H. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses — its relationships with current nomenclature. Chemical Geology., Vol. 29, pp.183–210.

(119) Flynn, R. T. and Burnham, C. W., 1978. An experimental detemination of rare earth partition coeficients between a chloride containing vapour phase and silicate melts. Geochim. Cosmochim., Vol.42, pp.685–701.

(120) Fyfe, W .S. Price, N. J. and Thompson, A. B., 1978. Fluids in the Earths crust. Eleseveir Science Publishing Company, Amsterdam.

(121) Goad, B. E. and Corny, P., 1981. Peraluminous pegmatitic granites and their pegmatite aureoles in the Winnipeg River District, Southeastern Monitoba. Canadian Mineralogist., Vol.19, pp.177–194.

(122) Green, A. H. and Naldrett, A. J., 1981. The lagmuir volcanic peridotite–associated nickle deposits: Canadian equivalents of the Western Australia occurences. Econ. Geol., Vol.76, pp.1503–1523.

(123) Groves, D. I., 1972. The geochemical evolution of tin–bearing granites in the Blue Tier batholith, Tasmania. Econ. Geol., Vol.67, pp445–457.

(124) Groves, D. I.and Mccarthy, T. S., 1978, Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. Mineralium Deposita., Vol.13, pp.11–26.

(125) Groves, D. I. Barrett, F. M. and Mcqueen, K. G., 1979. The relative roles of magmatic segregation, volcanic exhalation and regional metamophism in the generation of volcanic associated nickle oires of Western Australia. Can. Mineral., Vol.17, pp.319–336.

(126) Groves, D.I., 1982. Vertical geochemical zonation within tin-bearing granite sheets. Blue Tier batholith, NE Tasmania. Metallization Associated with Acid Magmatism., Vol.3. pp.205-215.

(127) Halliday, A. N. and Stephens, W. E., 1984. Crustal controls on the genesis of the 400Ma old Caledonian granites. Physics of the Earth Planetary Interiors., Vol.35, pp.89-104

(128) Hannington, M. D. Peter, J. M. and Scott, S. D., 1986. Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. Econ. Geol., Vol.81, pp.1867-1883.

(129) Harmon, R.S., 1984. Stable geochenistry of Caledonian granitoids from the British Isles and East Greenland. Physics of the Earth and Planetary Interiors., Vol.35, pp.105-120.

(130) Helgeson, J. W. and Hemley, J. J., 1975. Activity relations stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. Econ. Geol., Vol.70, pp.577-594.

(131) Helgeson, H. C., 1970. Reaction rates in hydrothermal system. Min. Soc. Am., Vol.269, pp.392-401.

(132) Hesp, W. R. and Rigby, D., 1971. The transport of tin in acid igneous rocks. Pacific. Geol., Vol.5, pp.135-152.

(133) Hesp, W.R. and Rigby, D., 1974. Some geological aspects of tin mineralization in the Tasman geosyncline. Mineralium deposita. Vol.9, pp.49-60.

(134) Hetrogen, J. Janssen, M. J. and Palme, H., 1980. Trace elements in ocean ridge basalt glasses, implications for fractionation during mantle evolution and petrogenesis. Geochim. Cosmochim. Vol. 44. pp.2125-2143.

(135) Higgins, N. C. Solomon, M. and Varne, R., 1985. The genesis of the Blue Tier batholith, Northeast Tasmania, Australia. Lithos., Vol.18, pp.129-149.

(136) Hosking, K. F. G., 1969. The primary tin ores of the southwest England. A second technical conference of tin . Bankok. International Tin Council. Vol.I, pp.1157-1243.

(137) Hosking, K. F. G., 1977. Known relationship between the 'hardrock' tin granites and the granites of southeast Asia. Geol. Soc. Malaysia., Bulletin 9, pp.141-157.

(138) Hosking, K. F. G., 1979. Tin ditribution patterns. Geol, Soc. Malaysia., Bulletin 11, pp.1-70.

(139) Imeokparia, E. G., 1982. Tin content of biotites from the Afu younger granite complex, Central Nigeria. Econ. Geol., Vol.77, pp.1710-1724.

(140) Ishihara, S., 1977. The magnetite and ilmenite series granitic rocks. Mining Geol., Vol. 27, pp.293-305.

(141) Ishihara, S., 1984. Granitoid series and Mo / W-Sn mineralization in East Asia. Geological Survey of Japan Report., No.263, pp.173-208.

(142) Jones, B. G., 1981. Ferrian tourmaline from Bungonia, New South Wales. J. Geol. Soc. Aust., Vol.28, pp.13-17.

(143) Jackson, K. and Helgeson, H. C., 1985. Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: II. Interpretation of phase relations in the Southeast Asia tin belt. Econ. Geol., Vol. 80, pp.1365-1378.

(144) Kretschmar, U. Scott, S. D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their applications. Can. Mineral., Vol. 14, pp.364-386.

(145) Kawk, T.A.P. and Askins, P.W., 1981. Geology and genesis of the F-Sn-W (-Be-Zn) skarn

(wrigglite) at Monina, Tasmania. Econ. Geol., Vol.76, pp.439–467.

(146) Le Bel, L. Li Yi-dou and Sheng Ji-fu., 1984. Granitic evolution of the Xihuashan-Dangping (Jiangxi, China) tungsten-bearing system. TMPM Tschermarks Min. Petro. Miff., Vol.33, pp.149–167.

(147) Lehmann, B. H., 1980. Tin distribution in mid-Andean volcanic rocks. Mineralium deposita., Vol.15, pp.35–39.

(148) Liew, T. C. and Mcculloch, M. T., 1984. Genesis of granitoid batholiths of Penisular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from a Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. Geochemica et Cosmochemica., Vol.49, pp.587–600.

(149) Mcculloch, M. T. and Chappell, B. W., 1982. Sm-Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. Earth Planet. Sci. Less., Vol.59, pp.51–64.

(150) Marston, R. J. Groves D. I. Hudson, D. R. and Ross, J. R., 1981. Nickle sulfide deposits in Western Australia: A review. Econ. Geol., Vol.76, pp.1330–1363.

(151) Mckay, W. J. and Hazeldene, R. K., 1987. Woodlawn Zn-Pb-Cu sulfide deposit, New South Wales, Australia: An interpretation of ore formation from fluid observations and metal zoning. Econ. Gdeol., Vol.82, pp.141–164.

(152) Miller, C. F. Stoddard, E. F. Bradfish, L. J. and Dollase, W. A., 1984. Composition of plutonic muscovite: granitic implications. Canadian Mineralogist, Vol.19, pp.25–34.

(153) Mitchell, A. H. G., 1977. Tectonic settings for emplacement of Southeast Asia tin granites. geol. Soc. Malaysia., Bulletin 9, pp.123–140.

(154) Mitchell, A. H. G., 1979. Rift-, subduction- and collision related tin belts. Geol. Soc. Malaysia., Bulletin 11, pp.81–102.

(155) Mitchell, A. H. G. and Garson, M. S., 1981. Mineral deposits and global tectonic settings. Academic Press. Inc. (London) Ltd.

(156) Moller, P. Morteani, G. Hoefs, J. and Parekh, P. P., 1979. The origin of the ore-bearing solution in the Pb-Zn veins of the Western Harz, Germany Chem. Geol., Vol.26. pp.197–215.

(157) Montoya, J. W. and Hemley, J. J., 1975. Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. Econ. Geol., Vol.70. pp. 577–594.

(158) Mueke, G. K. and Clarke, D. B., 1981. Geochemical evolution of the south mountain batholith, Nova scotia; rare earth element evidence. Canadian Mineralogist., Vol.19, pp.133–145.

(159) Neall, F. B. and Phillips, G. N., 1987. Fluid-wall rock interaction in an Archean hydrothermal gold deposit: a thermodynamic model for the Hunt Mine, Kambalda. Econ. Geol., Vol.82, pp.1679–1694.

(160) Neiva, A. M. R., 1984. Geochemistry of tin-bearing granitic rocks. Chemical Geology., Vol. 43, pp.241–256.

(161) O'neil, J. R., 1977. Oxygen and hydrogen isotope compositions as indictors of granite genesis in the New England batholith, Austualia. Contri. Mineral. Petrol., Vol.62, pp.313–328.

(162) Patterson, D. J. Ohmoto, H. and solomon, M., 1981. Geological setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Renison Bell, Western Tasmania. Econ. Geol., Vol.76, pp.393–438.

(163) Pearce, J. A. Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984. Trace elemetn discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., Vol.25, pp.956–983.

(164) Pedersen, R. B. and Malpas, J., 1984. The origin of oceanic plagiogranites from the Carmoy ophiolite, Western Norway. Contri. Mineral. Petrol. Vol.88, No.1/2.

(165) Porfit, M. R. Brueckner, H. Lawrence, J. R. and Kay, R. W., 1980. Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated vocanic rocks. Unalaska Island, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calcalkaline suite. Contrib. Mineral. petrol., Vol.73, pp.69–87.

(166) Pichavant, C. W. and Ohmoto, H., 1980. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data. Interiors., Vol.35, pp.31–50.

(167) Pitcher, W. S., 1982. Granite type and tectonic envirorment. In: K. J. Hsu (Ed), Mountain Building Process. Academic Press. London, pp.19–40.

(168) Plimer, I. R., 1980. Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits associated with granites. Mineralium Deposita., Vol.15. pp.275–289.

(169) Plimer, I. R., 1987. The association of tourmaline with stratiform scheelite deposits. Mineralium deposita., Vol.22, pp.282–291.

(170) Porter, D. J. and Mckay, K. G., 1981. The nickle sulfide mineralization and metamorphic setting of the forrestrania area, Western Australia. Econ. Geol., Vol.76, pp.1524–1549.

(171) Puchner, C. C., 1986. Geology, alteration, and mineralization of the Kougarok Sn deposit, Seward Peninsula, Alaska. Econ. Geol., Vol.81, pp.1775–1794.

(172) Rona, P. A., 1978. Griteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. Econ. Geol., Vol.73, pp.135–160.

(173) Ryabchirov, I. D. Durasova, N. A. and Barsukov, V. L., 1974. The role of volatiles in the mobilization of tin from granitic magmas. In: M. Stemprok (Ed), Metallization Associated with Acid Magmatism., Vol.1, pp.287–288.

(174) Ross, J R. and Travis, G. A. 1981. The nickle sulfide deposits of Western Australia in global perespective. Econ. Geol., Vol.76, pp.1291–1299.

(175) Sahama, T. G. Knorring, O. and Tornroos, R., ,1979, On tourmaline. . Lithos., Vol. 12, pp.109–114.

(176) Sangster, D. F., 1970. Metallogenesis of some Candian lead—zinc deposits in carbonate rocks. Geol. Ass. Proc., Vol.22, pp.27–36.

(177) Sawkins, F. J., 1972. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. J. Geol., Vol.80, pp.37–394.

(178) Sawkins, F. J., 1984, Metal deposits in relation to plate tectonics. printed in Germany.

(179) Schneider, H. J. Dulski, P. Luck, J. Moller, P. and Villalpando, A., 1978. Correlation of trace element distribution in cassiterites and geological position of their deposits in Bolivia. Mineralium Deposita., Vol.13, pp.119–122.

(180) Schuiling, R. D., 1967, Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean. Econ. Geol., Vol.62, pp.540–550.

(181) Scott, S. D. and Barnes, H. C., 1971. Sphalerite geothermometry and geobarometry. Econ. Geol., Vol.66, pp.653–669.

(182) Scott, B., 1976, Zinc and lead mineralization along the margins of the Caledonian orogen. Tans. Insth. Min. Metall., Vol.85, pp.200–204.

(183) Sillitoe, R. H. 1974. Tin mineralization above mantle hot spots. Nature., Vol.284, pp.297—499.

(184) Sillitoe, R. H. Halls, C. and Grant, J. N., 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia. Econ. Geol., Vol.70, pp.913—927.

(185) Solomon, M., 1981, An introduction to the geology and metallic ore deposits of Tasmania. Econ. Geol., Vol.76, pp.21—54.

(186) Souriyajan, S. and Kenneday, G. C., 1962. The system H2O—NaCl at elevated tempratures and pressures. Am. J. Sci., Vol.260, pp.115—141.

(187) Stemprok, M., 1982,. Differentiation of some elements by ore—bearing grantites. Metallization Associated with Acid Magmatism., Vol.3, pp. 393—403.

(188) Stormer, J. J. C., 1975, A practical two—feldspar geothermometer. Am. Mineral., Vol. 60, pp667—674.

(189) Sun Shen—su and Eadington, P. J., 1984, Oxygen isotope evidence for the mixing of magmatic and meteoric waters during tin mineralization in the Mole granite. New South Wales, Australia Econ. Geol., Vol.82, pp .43—52.

(190) Tauson, L. V. and Kuzmin, M. I., 1966. Behavior of tin in tin—bearing and non—tin—bearing granites of Eastern Trasbaikaliya. Geokhimiya., No.2, pp.161—167.

(191) Taylor, D. and Leeuwen, T. V., 1980, Porphyry—type deposits in Southeast Asia, pp.95—116. In: Granitic Magmatism and Related Mineralization. The Society of Mining Geologist of Japan.

(192) Taylor, Jr, H. P., 1978, Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth. Planet. Sci. Lett., Vol.38, pp.177—210.

(193) Taylor, R. G., 1979, Geology of tin deposits. Elesevier Scientific Publishing Company.

(194) Taylor, R. G., 1979, Some observation upon the tin deposits of Australia. Geol. Soc. Malaysia., Bulletin 11, pp.181—207.

(195) Tischendorf, G. Schust, F. and Lange, H., 1982, Relation between granites and tin deposits in the Erzgebirge, GDR. Metallization Associatted with Acid Mangmatism., Vol.3, pp123—137.

(196) Tuttle, O. F. and Bowen, N. L., 1958, Origin of granite in the light of experiment studies in the system NaAlSi3O8—KAlSi3O8—SiO2—H20. Geol. Soc. Am. Mem. Vol.74, pp.1—153.

(197) Varlamoff, N., 1972, Central and West African rare metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and mineral deposites. Mineralium Deposita., Vol.7, pp.202—216.

(198) Vidal, Ph. Griffiths, J. B. cocherie, A. Le Fort, P. Peucat, J. J. and Sheppared, S. M. F., 1984, Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. Physics of the Earth and Planetary Interiors., Vol.35, pp.179—190.

(199) Von Damm, K. L.Edmond, J. M Measures, C. I. and Grat, B., 1985, Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California. Geochim et Cosmochim., Vol. 49, pp.2221—2237.

(200) Waston, E. B. and Harrison, T. M., 1984, Accessory minerals and the geochematical evolution of crustal magmatic system: a summary and prospectes of experimental approaches. Physics of the Earth and Planetary Interiors., Vol.35, pp. 19—30.

(201) Whalen, J. B. Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987, A—type granites: geochemical

characteristrics, distrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol., Vol.95, pp.407—419.

〔202〕 Wones, D. R. and Eugster, H. P., 1965, Stability of biotite: experiment, theory and application. Am. Mineral., Vol. 50, pp.1228—1272.

〔203〕 Wones, D. R., 1972, Stability of biotite: A reply. Am. Mineral., Vol.57, pp.316—317.

〔204〕 彭大良、冼柏琪等，1985，广西罗城宝坛地区花岗岩与锡矿成矿作用的关系。广西壮族自治区地质矿产局出版。

〔205〕 洪流，1984，从两个岩浆系列的演化探讨桂北大地构造对成岩成矿的控制。硕士研究生论文。

〔206〕 马宏，1984，九毛锡铜矿床成矿条件与成矿机理剖析一兼论基性超基性岩与锡矿化的关系。硕士研究生论文。

〔207〕 陈骏，1985，论华南某些层控锡矿床的地质特征与形成机制。博士研究生论文。

〔208〕 胡云中等，1989，《桂北地区锡矿带地层地球化学》。北京科学技术出版社。

〔209〕 程先耀、卢建春、彭振安，1985，桂北地区锡矿床地质特征、成矿作用和找矿方向研究总报告。

〔210〕 葛朝华、韩发，1988，《广东大宝矿床喷气-沉积成因地质地球化学特征》。北京科学技术出版社。

照　片　说　明

照片 1　由辉石组成的板状嵌刺结构 正交偏光 ×100

照片 2　由蛇纹石化橄榄石组成的板状嵌刺结构 正交偏光 ×100

照片 3　由蛇纹石化橄榄石组成的板状嵌刺结构 正交偏光 ×100

照片 4　由透闪石化辉石组成的放射状嵌刺结构 正交偏光 ×100

照片 5　由橄榄石组成的斑状嵌刺结构 正交偏光 ×40

照片 6　由辉石组成的斑状嵌刺结构 单偏光 ×40

照片 7　玄武质科马提岩中斜长石与石英组成的交生结构 正交偏光 ×200

照片 8　石英集合体杏仁构造 单偏光 ×40

照片 9　科马提岩中丝发状单斜辉石集合体杏仁构造 单偏光 ×40

照片 10　镁铁质岩中的流动构造 单偏光 ×40

照片 11　镁铁质岩中的柱状节理

照片 12　层纹状电英岩锡矿化标本

照片 13　花岗闪长岩中的富黑云母包体

照片 14　黑云母花岗岩中的放射状电气石巢

照片 15　花岗闪长岩中斜长石的环带结构 正交偏光 ×40

照片 16　黑云母花岗岩中斜长石的聚片双晶 正交偏光 ×40

照片 17　黑云母花岗岩中的条纹长石 单偏光 ×40

照片 18　花岗闪长岩中的微斜长石 正交偏光 ×100

照片 19　黑云母花岗岩中微斜长石的格子双晶 正交偏光 ×40

照片 20　黑云母花岗岩中黑云母晶体内副矿物所造成的放射性损坏 单偏光 ×40

照片 21　一洞一五地矿区第一阶段电气石受到第二阶段电气石的蚕食交代 单偏光 ×25

照片 22　柱状电气石 单偏光 ×40

照片 23　放射状电气石 单偏光 ×40

照片 24　沿脉壁形成的束状电气石 单偏光 ×100

照片 25　锡石集合体围绕自形晶石英生长 单偏光 ×100

照片 26　丝发状电气石 单偏光 ×200

照片 27　放射状锡石集合体 单偏光 ×40

照片 28　沙坪矿区沿锡石晶体外缘生成微晶丝发状电气石 单偏光 ×100

照片 29　锡多金属矿化网脉穿叉切割石榴石矽卡岩 单偏光 ×40

照片 30　锡多金属矿化网脉穿叉切割辉石矽卡岩 单偏光 ×40

照片 31　锡石环带结构 单偏光 ×40

照片 32　锡石环带结构 单偏光 ×100

照片 33　胶状具放射结构的锡石 单偏光 ×40

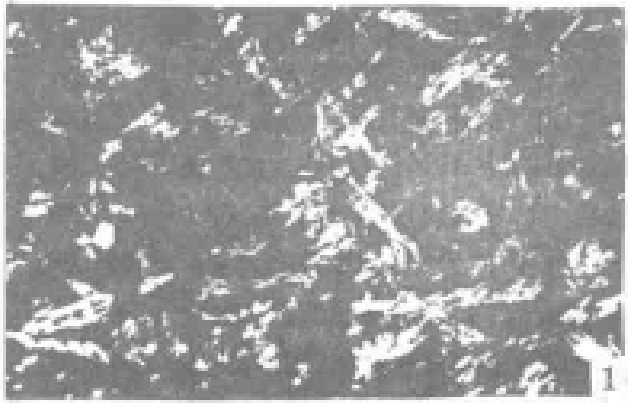
照片 34　黄铜矿从斑铜矿解理缝中分离出 单偏光 ×240

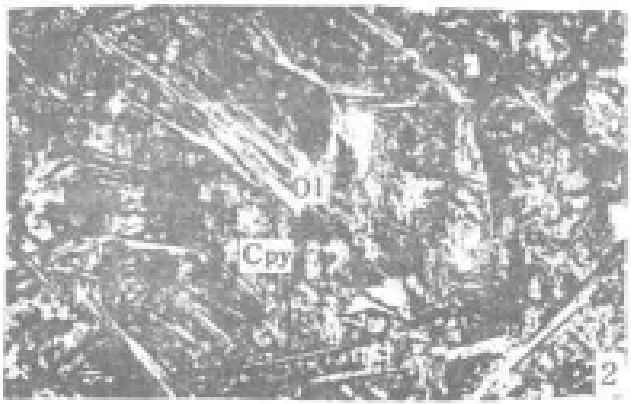
照片 35　云英岩 正交偏光 ×40

照片 36　钾长石化　正交偏光　×100
照片 37　钠长石化岩石　正交偏光　×40
照片 38　黑云母化岩石　单偏光　×40
照片 39　青磐岩　单偏光　×40
照片 40　阳起石金云母岩　单偏光　×40
照片 41　环带状电气石　单偏光　×100
照片 42　交代岩中钾长石呈斜长石假象　正交偏光　×40
照片 43　交代岩中钠长石呈基性斜长石的假象　正交偏光　×40
照片 44　在花岗岩隆起部位，钾长石交代钠长石　正交偏光　×40

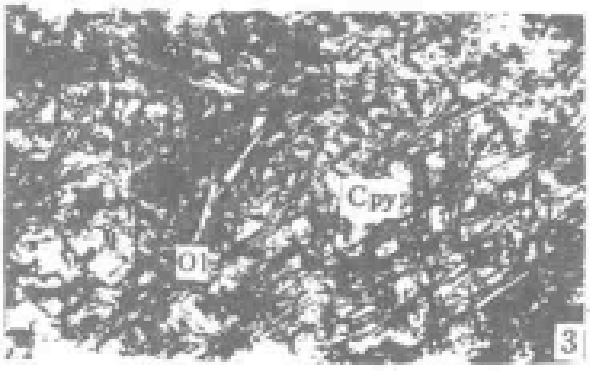
注　　释

An—钙长石	Ab—钠长石	Pl—斜长石	Or—钾长石
Tom—电气石	Phl—金云母	Bio—黑云母	Mus—白云母
Ser—绢云母	Ax—斧石	Act—阳起石	Trm—透闪石
Ep—绿帘石	Cz—斜黝帘石	Chl—绿泥石	Gnt—石榴石
Cal—方解石	Cpy—辉石	Alm—铁铝榴石	Ad—钙铁榴石
Gr—钙铝榴石	Sp—锰铝榴石	Pyr—镁铝榴石	Q—石英
Kao—高岭石	Top—黄玉	Cass—锡石	Tet—黝铜矿
Cp—黄铜矿	Cb—方黄铜矿	Stn—砷黝铜矿	Skr—硫铜锡锌矿
Py—黄铁矿	Bn—斑铜矿	Apy—毒砂	Gn—方铅矿
Sph—闪锌矿	a—化学活度	μ—化学位	f—逸度
p—压力	t—温度	Eh—氧化电位	pH—氢离子化学活度的负对数值

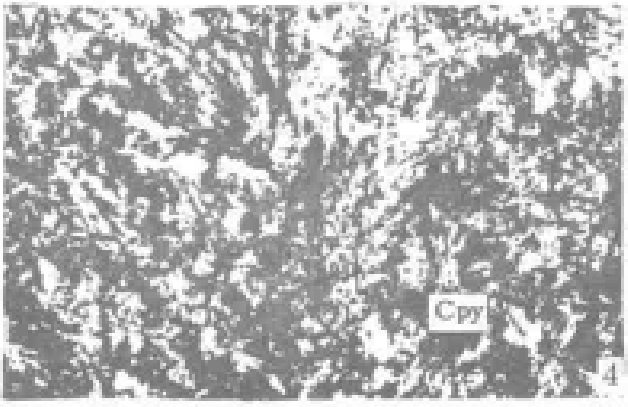

1



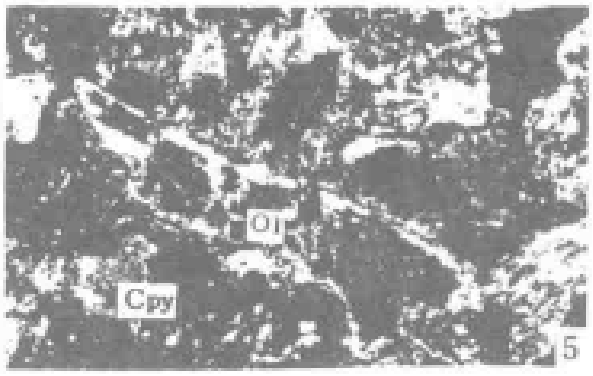
2



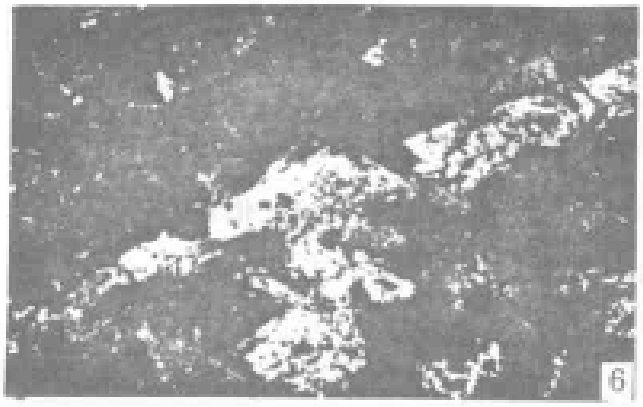
3

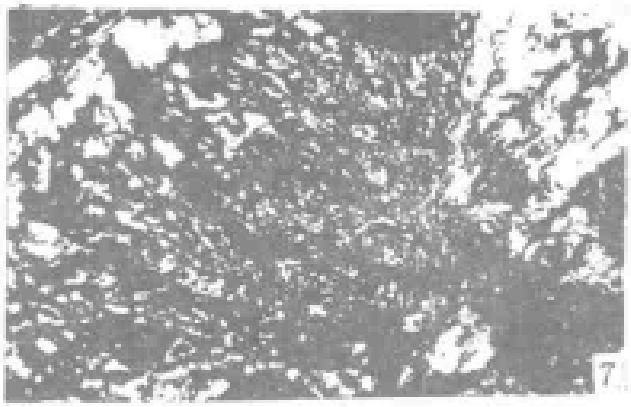


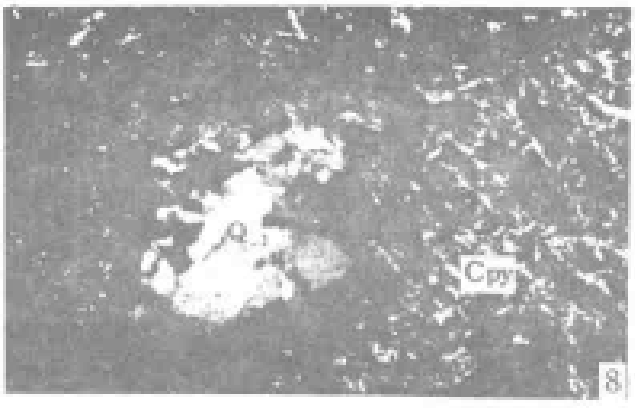
4



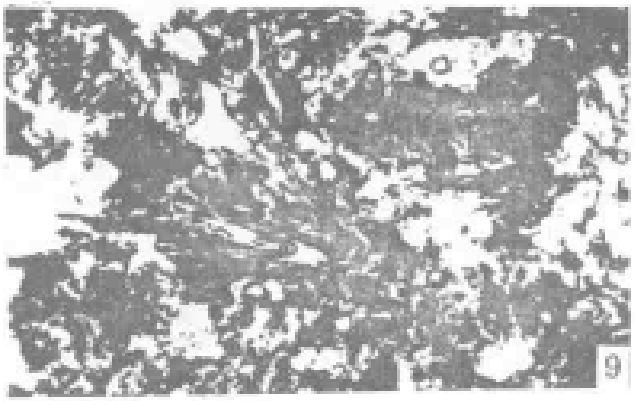
5


6

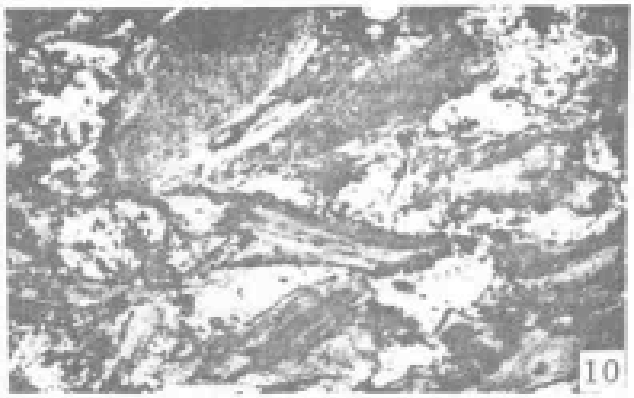

7



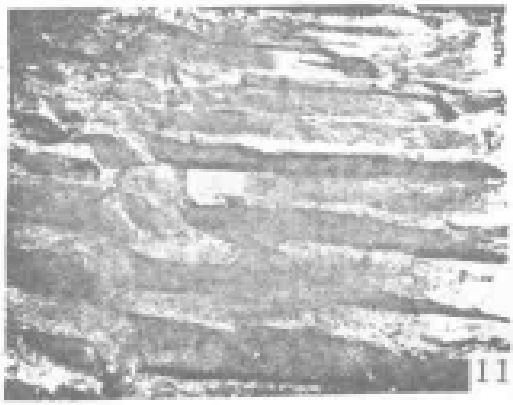
8



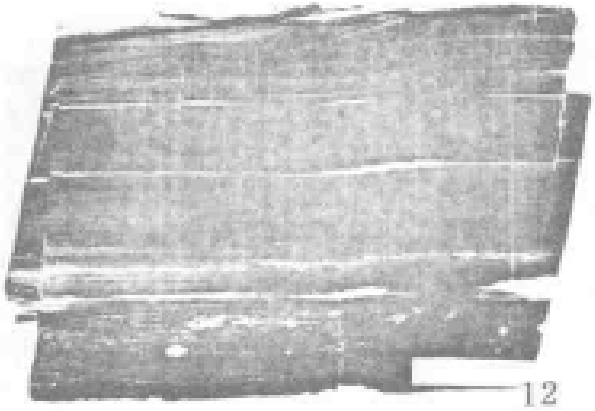
9



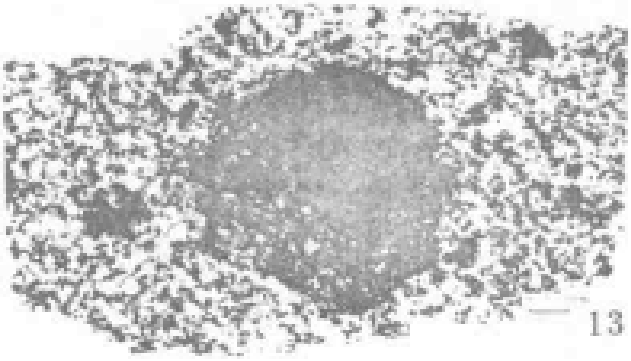
10



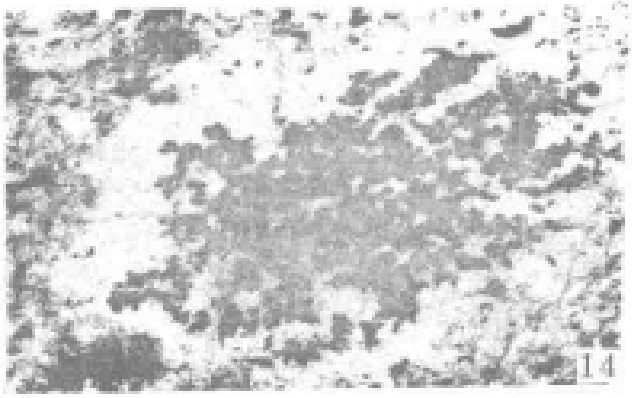
11



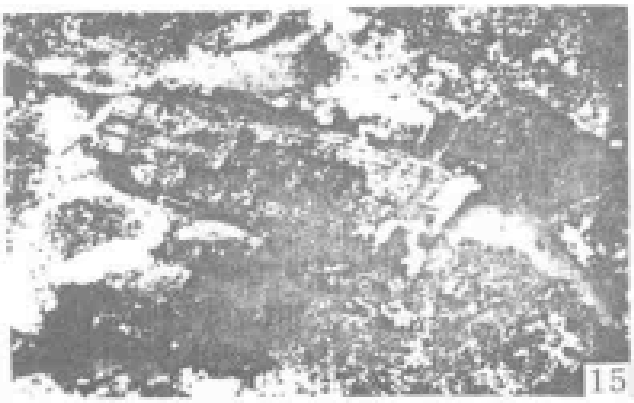
12



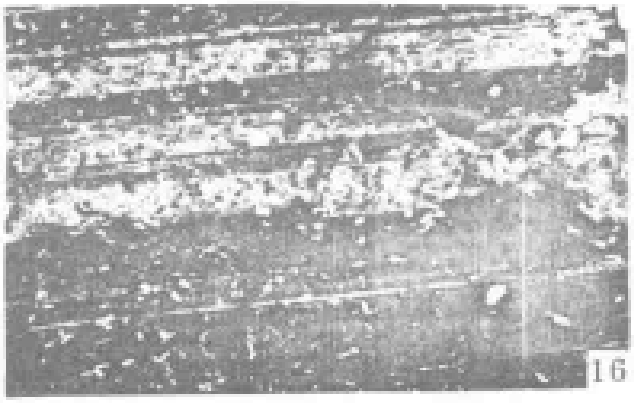
13



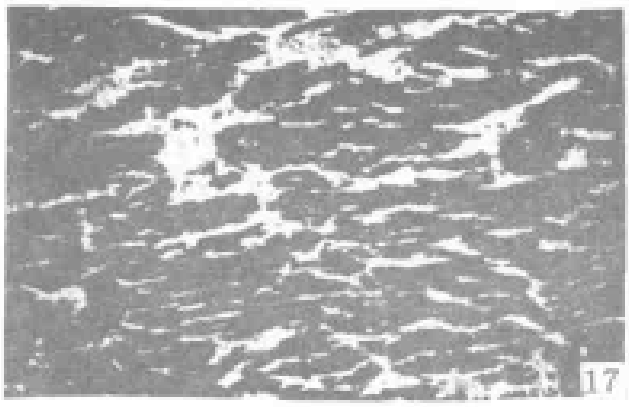
14

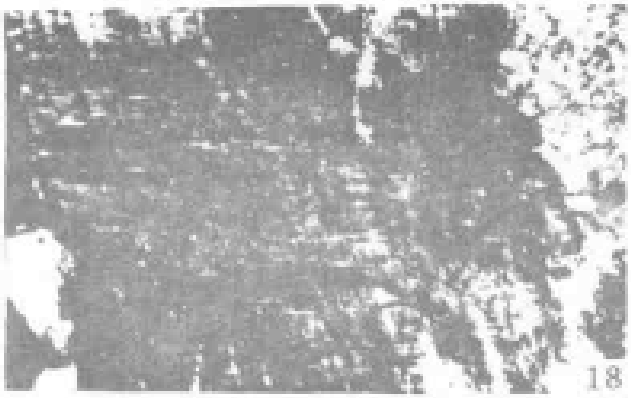


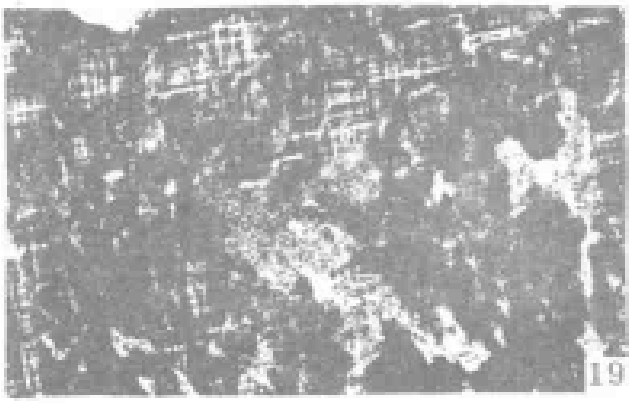
15

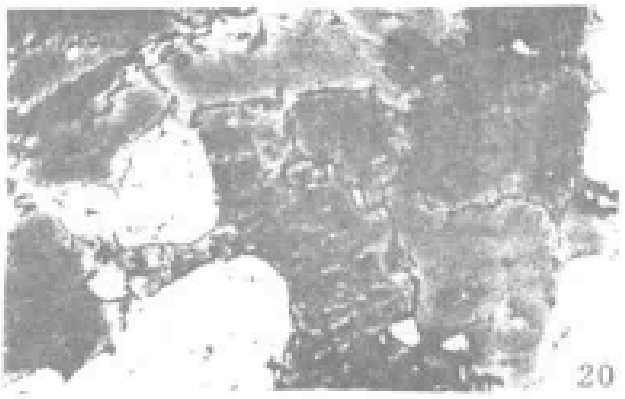


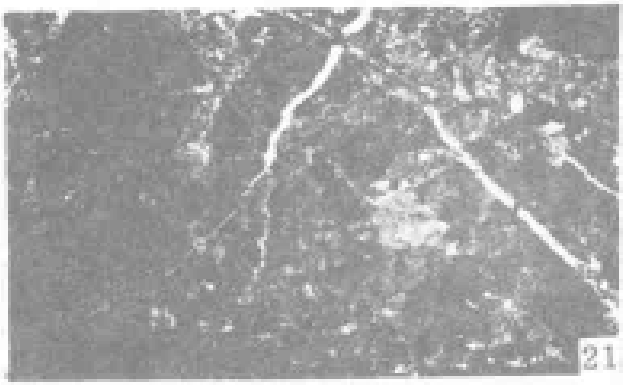
16

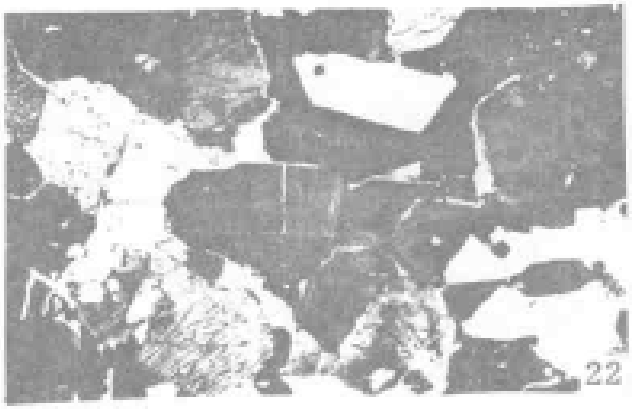

17

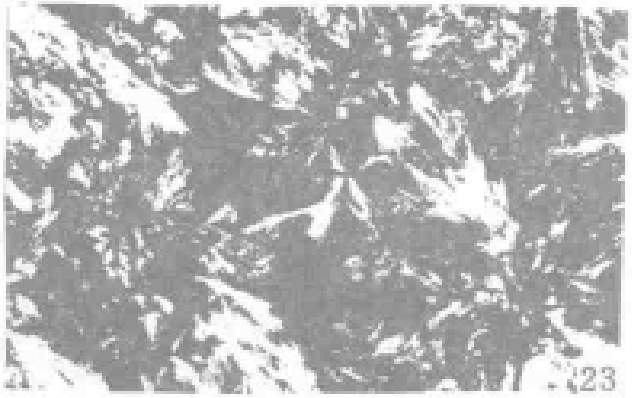

18

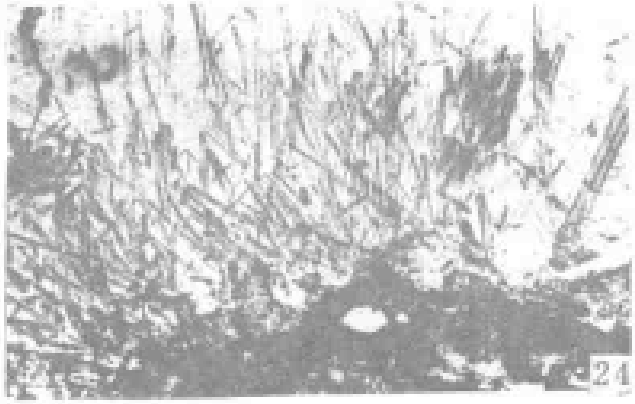

19

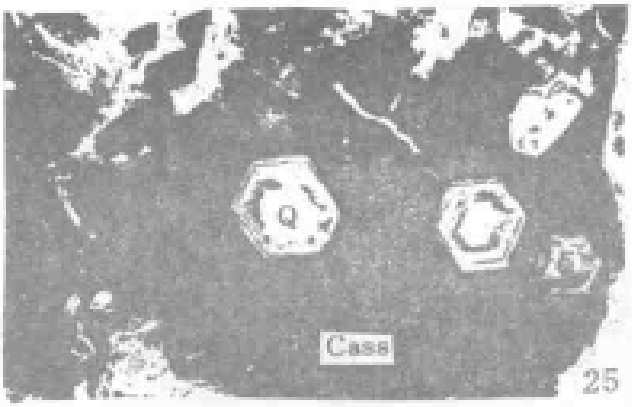

20


21

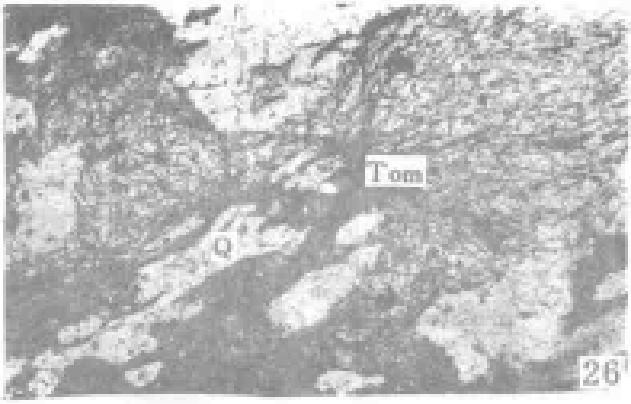

22


23

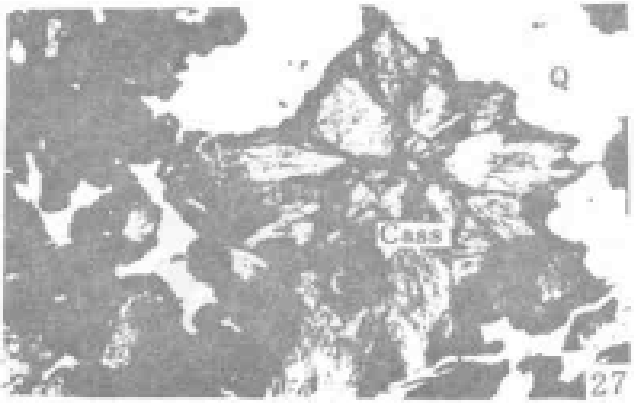

24



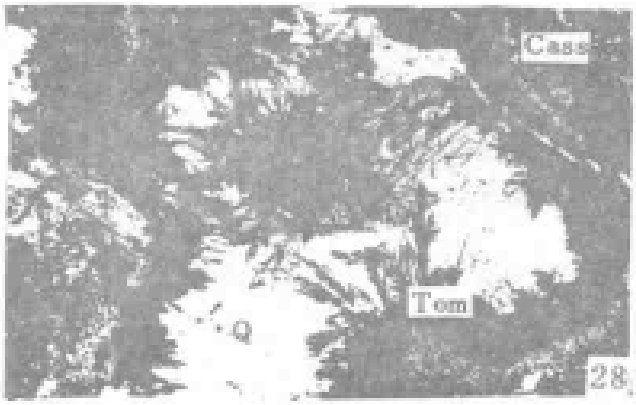
25



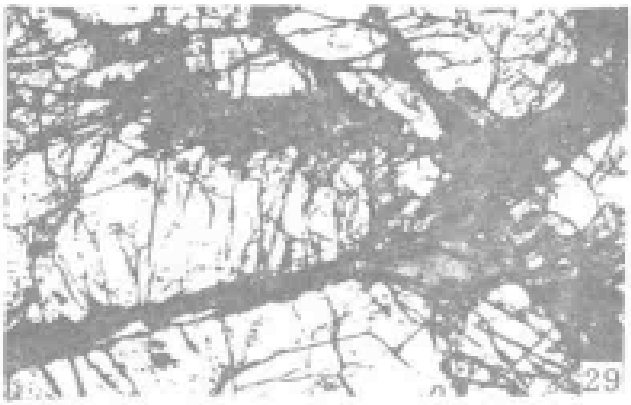
26

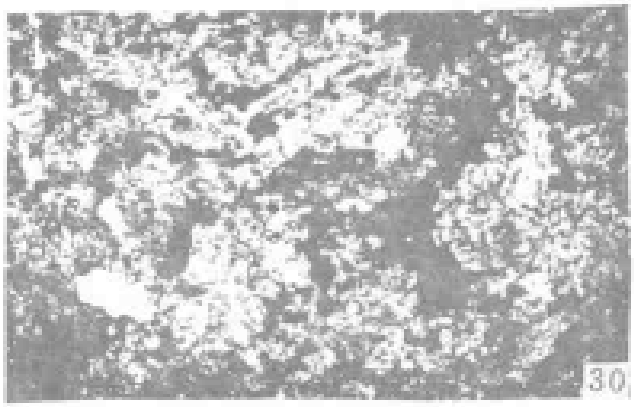


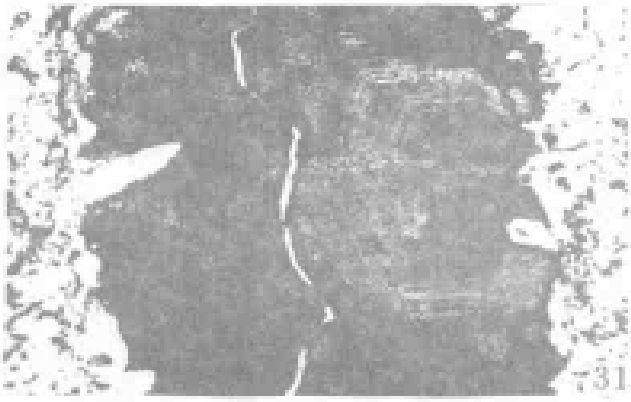
27

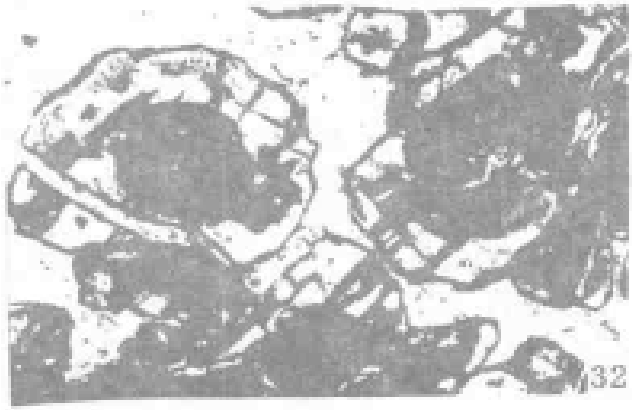


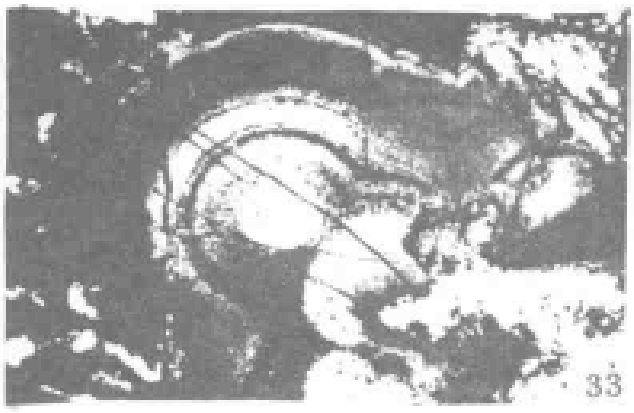
28


29

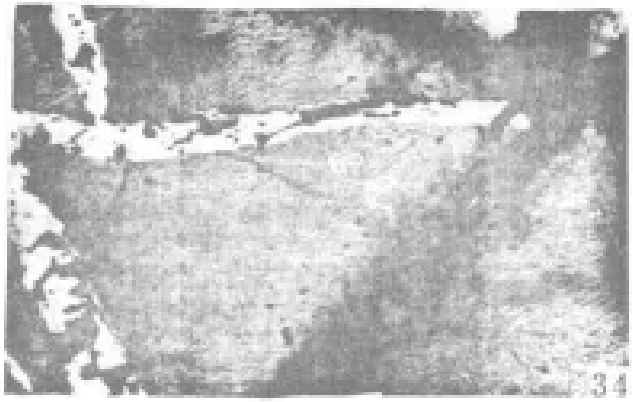

30


31

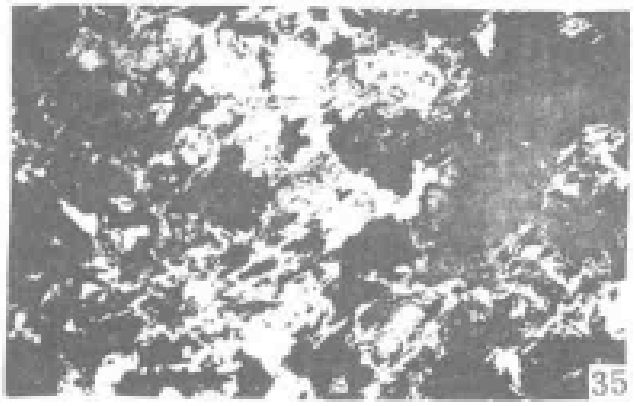

32



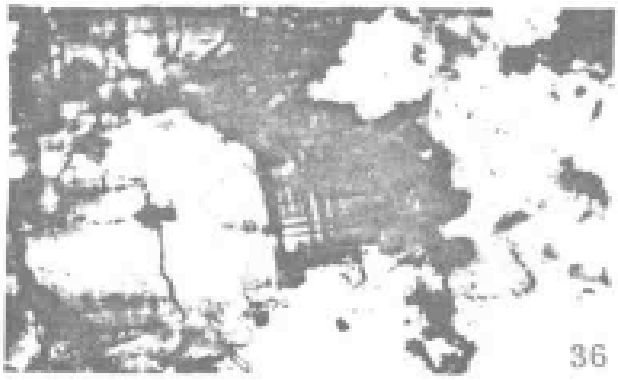
33



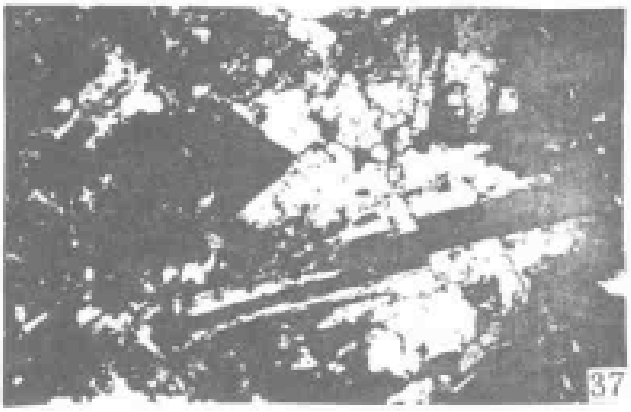
34



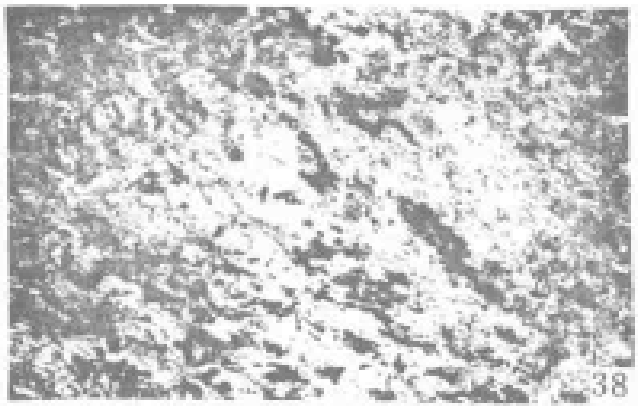
35



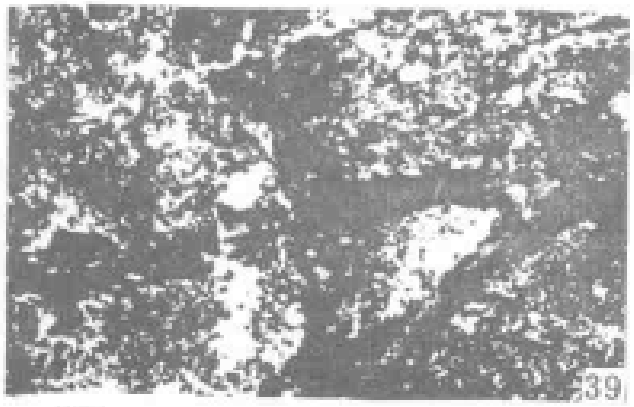
36



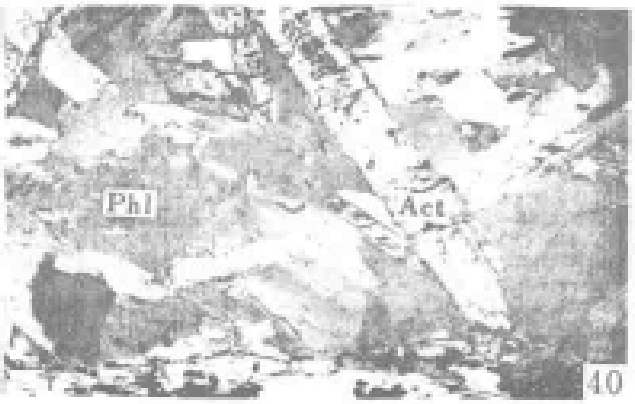
37



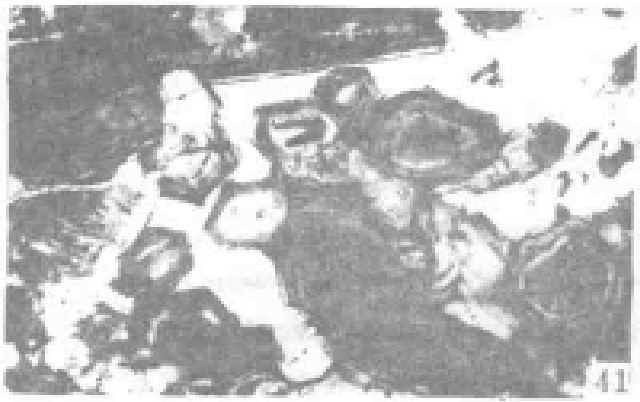
38



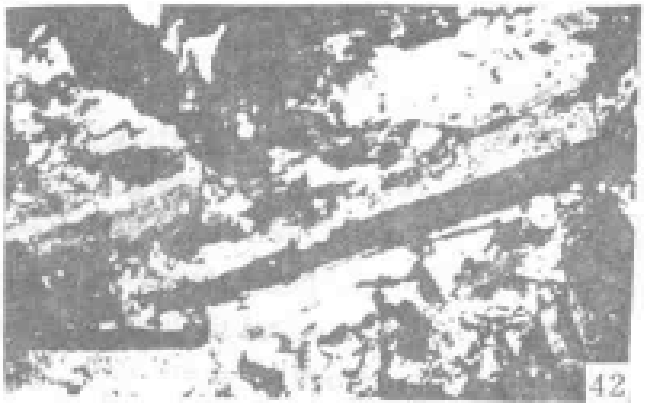
39



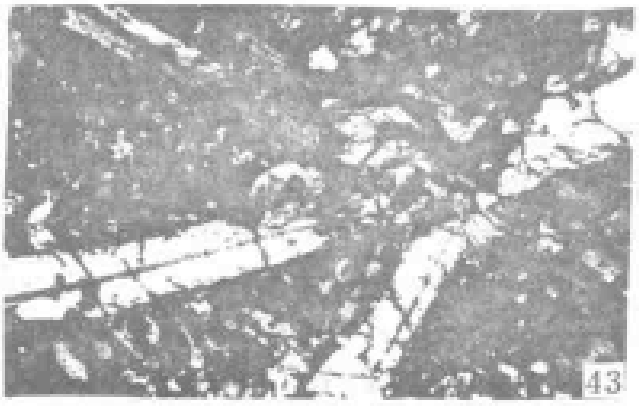
40



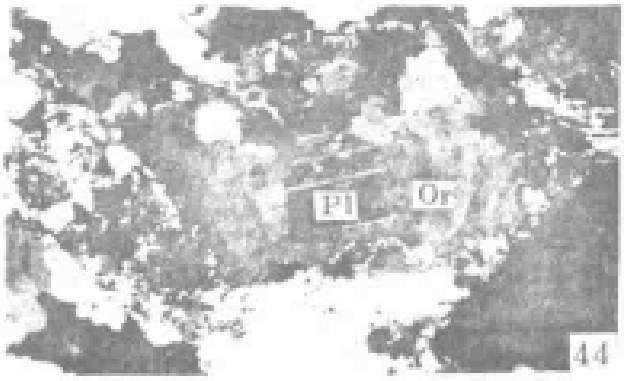
41



42



43



44

Contents

Preface

Chapter 1 Regional geology and geochemistry (1)

Strata sequence and strata geochemistry (1)

Strata sequence (1)

Strata geochemistry (3)

Structural layers and their significances on controlling igneous rocks and mineral deposits (6)

Sibao structural layer (6)

Xuefeng structural layer (6)

Caledonian structural layer (8)

Igneous rock series and their distributional regularity in time and space (8)

Mafic–ultramafic volcanic rock series (8)

Granodiorite series and biotite granite series (16)

Mineral resources and metallogenic series (17)

Brief summay (18)

Chapter 2 Genetic evolutions of two granite series and their relation to tin polymetallic deposits (19)

Geology of granitic rock intrutions (19)

Geological characteristics of granodiorite intrusions (19)

Geological characteristics of biotite granite intrusions (20)

Basic characteristics of minerals and their genetic significances (22)

Plagioclase (22)

K–feldspar (24)

Biotite (25)

Petrochemistry and geochemistry (28)

Major elements (28)

Trace elements (34)

Rare earth elements (39)

Physicochemical conditions of rock formation (46)

Significance of volatile components during the rock formation (46)

Temperature of rock formation (47)

Pressure and oxygen fugacity (fo_2) of rock formation (49)

Brief summary (51)

Chapter 3 Metallogenic series of tin polymetallic deposits associated with Xuefeng biotite granite (52)

Metallogenic period and metallogenic stage (52)
Metallogenic period of cassiterite silicate (54)
Metallogenic period of cassiterite sulfide (55)
Metallogenic period of base metal sulfide (56)
Deposit zoning (56)
Characteristics of deposit zoning (56)
A new idea for deposit zoning (58)
Metallogenic characteristics of major deposits (59)
Metallogenic geological characteristics of Yidong–Wudi tin polymetallic deposits (60)
Metallogenic geological characteristics of Honggang–Shaping tin polymetallic deposits (64)
Metallogenic geological characteristics of Jiumao–Liuxiu tin polymetallic deposits (69)
Character of major ore minerals and their significance as indicators for genesis of mineral deposits (72)
Cassiterite (72)
Sulfide minerals (76)
Ore geochemistry (78)
Geochemistry of greisen type and cassiterite quartz type ores (78)
Geochemistry of tourmalite type ore (78)
Geochemistry of cassiterite sulfide type ore (87)
Geochemistry of base metal sulfide type ore (89)
Brief summary (90)
Chapter 4 Metasomatism and metasomatic system (91)
Metasomatic types (91)
Major metasomatic minerals (92)
Tourmaline (92)
K–feldspar (96)
Plagioclase (96)
Biotite (97)
Muscovite (99)
Garnet (100)
Chlorite (102)
Epidote–Clinoepidote (102)
Metasomatic system and metasomatic series (103)
Metasomatic system related to magmatic hydrothermal solution (103)

Metasomatic system associated with nonmagmatic hydrothermal solution (108)
Metasomatic zoning (109)
Regional metasomatic zoning (110)
Metasomatic zoning around cupolas of granite intrusions (110)
Metasomatic zoning beside veins (114)
Multiple metasomatic phenomena (115)
Leaching metasomatic zoning (116)
Geochemistry during metasomatism (116)
Geochemistry of the alterated rocks in cupolas of granite intrusions (117)
Geochemistry of the wall rock alteration nearby orebodies in mafic rock (119)
Geochemistry of wall rock alteration nearby orebodies in ultramafic in ultramafic rock (120)
Geochemistry of wall rock alteration nearby orebodies in siltstone (122)
Geochemistry of wall rock alteration nearby orebodies of base metal sulfide in mafic rock (123)
Geochemistry of wall rock alteration nearby orebodies of base sulfide in acidic rock (124)
Brief Summary (125)
Chapter 5 Structural patterns for controlling orebodies (126)
Structural systems for controlling orebodies (126)
Major structural patterns for controlling orebodies (129)
Chapter 6 Study on physicochemical conditions of metallogenesis (135)
Metallogenic temperature (135)
Classification of inclusions (135)
Genetic temperature of various metallogenic periods (135)
Distributional states of minerogenetic temperature in space (136)
Calculation for minerogenetic pressure (138)
Cassiterite geobarometry (138)
Inclusion geobarometry (138)
Assessment of metallogenic $f\,o_2$ and $f\,s_2$ (139)
Assessment of metallogenic $f\,o_2$ and $f\,s_2$ with mineral assemblages (139)
Calculation for $f\,s_2$ with chemical equilibrium formulas (140)
Caculation for $f\,o_2$ with gaseous composition of inclusions (141)

Calculation for metallogenic pH and Eh values (141)
pH value of cassiterite silicate period (142)
pH and Eh values of cassiterite sulfide period (142)
Chapter 7 On the sources of metallogenic substances (142)
Geochemistry of oxygen isotope (144)
Oxygen isotope of igneous rocks (144)
Oxygen isotope of ores (144)
Geochemistry of carbon–oxygen isotopes (148)
Component of carbon–oxygen isotopes (150)
Determination on whole carbon value($\delta^{13}C_{\Sigma C}$) (150)
$\delta^{18}O_{H_2O}$ of hydrothermal solution in equilibrium with calcite (152)
Geochemistry of hydrogen–oxygen isotopes (152)
Geochemistry of sulfur isotopes (152)
Sulfur isotopes of copper–nickel sulfide deposits and related rocks (154)
Sulfur isotopes of tin–polymetallic sulfide deposits (154)
Sulfur isotopes of base metal sulfide deposits (155)
Geochemistry of lead isotope (156)
Geochemistry of samarium–neodymium and rubidium–strontium isotopes (156)
Chapter 8 Regional metallogenic evolution, metallogenic model and optimum choice for target (158)
On tin source (161)
Metallogenic evolutional regularity and model (161)
Geochemical anomalous area of metallogenic elements being substance basis for metallogenésis (163)
Tectonism being a leading actor for rock–forming and minerogenesis (163)
Biotite granite being a major actor for minerogenesis (164)
Strategic analysis on exploration prognostic and optimum choice target (164)
Exploration direction of tin polymetallic depositsand optimum choice for targer (165)
Perspective prognostication for gold deposit in the greenstone belt (165)
Concluding remarks (169)
Major references (170)
Plates (182)
Contents (190)
English abstract (194)

IGNEOUS ROCK SERIES AND METALLOGENIC SERIES OF TIN POLYMETALLIC DEPOSITS IN NORTH GUANGXI REGION

Mao Jingwen Song Shuhe Chen Yuchuan

Abstract

The metallogenic region of Jiuwandashan–Yuanbaoshan tin polymetallic deposits in North Guangxi is located in the marginal active belt of Yangtze massif where there is a great deal of various igneous rocks and a very special rock–forming and metallogenic environment. Some gelolgists have pointed out that the main characteristics of gelolgical evolution of South China was that the crust grew from the margin of Yangtze massif outward. So if the massif margin is well studied, it is possible to get a key for knowing the geological evolutional history and rock–forming and metallogenic processes in South China. Many geologists have come to the region and obtained some precious and interesting data on the petrology and ore deposits through their research works. Based on the previous studies, this work is mainly aimed at the geneses and evolutions of the igneous rock series and the metaliogenic series by the study on re–gional geology, strata geochemistry, petrology, model mineralogy, petrochemistry, trace elements, isotopes and fluid inclusion, and some new scientific results are ob–tained as follows:

1. The Jiuwandashan–Yuanbaoshan region is a geochemical anomalous field enriched in metallogenic elements Sn, W, Cu, Pb, Zn, Cr, Co, Ni and Sb, alkali compenents K and Na, volatiles B, F and Cl, as well as incompatible elements Rb, Sr, Li, Ba, U and Th. An apparent feature of the anomalous field is that elements metioned above are enriched eigher in the crust or in the mantle, which is thought to be the basis for the metallogenesis or tin polymetallic deposits.

2. A new rock–forming age 2412 Ma. for the Sibao group is got here by Sm–Nd isochron method dating the mafic–ultramafic whole rocks. In this way, the oldest strata in the Yangtze Massif is the Early Proterozoic in stead of Middle–Late Proterozoic inferred before.

3. The layered basic–ultrabasic intrusions called before are confirmed as a suite of mafic–ultamafic volcanic rocks, of which its part is identified to be komatiite by studies on the regional rock sequence, petrology, rock structures, geochemistry and trace elements.

4. The magmatic liquation type Cu–Ni sulfide deposits called before have been proved to be volcanic Cu–Ni deposits associated with pyroxenic komatiite, which is a new type Cu–Ni deposit in China.

5. A series or criteria of recognizing tin–bearing granite is set up by collecting the data on related petrology, mineralogy, geochemistry, tracc clements, transitional elements, incompatible elements and rare earth elements. Furthermore, with the criteria the two series of granitoids (granodiorite series and biotite granite series) in the region are well recognized.

6. The biotite granite intrusions, emplacemented in two stages during the Xuefeng movement, is a dominant factor for the metallogenesis of tin polymetallic deposits. The biotite granite intrusions were formed through remelting of the crust and show two important contributions to the minerogeneses. Firstly, during formation and evolution, the granite intrusions experienced a strong fractionation and concentrated the scattered tin polymetals into their cupolas, which lay a good fundament for the metallogenesis. Secondly, when the biotite granite intrusions emplacemented, their heating energy made the ground water to form a series of circular systems of hydrothermal brines,and then many base metal sulfide deposits were formed.

7. The Beidong and other similar granodiorite intrusions have been firmly believed as a classical differential granitoids derived from the mantle for long time. Recently some gelolgists suggest that the granodiorites belong to I type granite, and constitute a pair granitoids with Sanfang, Yuanbaoshan, Pingying S type granite at the margin of Yangtze massif. In this paper the suit of granodiorite is prelimnarily proved to be remelt type granite in which the major rock–forming substances are derived from the crust and a few from the mantle by study on petrology, genetic mineralogy, geochemistry, tracc clements, rare earth elments and isotopes combining with the re–gional geological evolution and geological chronology. The Sm–Nd isotopic model age of the granodiorite shows a consistency with the Sm–Nd isotopic isochronous age of the Sibao group, which displays the former being born from the latter. The key reason for no mineralizations aroud the granodiorite intrusions is that they experienced very poor differentiation, and that they were too small in volume to form the hydrothermal brine deposits.

8. The laminated tourmalite tin mineralization in strataform and lentiform bodies are discoverd in the Sibao group. This new discovery not only moves up tin metallogenic age in China from 800 Ma. to 2412 Ma. but also certificates the multicycle and inheritance of tin mineralization in the region; morcover, it provides an instance for marine exhalative tin mineralization associated with mafic magmatic activity.

9. The tin polymetallic deposits related to the Xuefeng biotite granites are studied in this thesis according to the academic idea of metallogenic series. The deposits in the metallgenic series show two kinds of zoning from the intrusive body outward. 1) the normal zonning in order of greisen type tin deposit → tourmalite type tin deposit → cassiterite quartz type tin deposit → cassiterite sulfide tin deposit → copper–lead–zinc sulfide deposit → lead–zinc sulfide deposit → antimony deposit, which may be related to

the high—level emplacement of the intrusions; 2) the reversed zoning in order of lead—zinc deposit →copper—lead—zinc deposit →tin polymetallic deposit, which may be result from the descending of heat centre of the intrusions with their cold and solidification. The metallogenic series in time can be divided into three metallogenic pe—riods (cassiterite silicate period, cassiterite sulfide period and base metal sulfidr period) and six metallogenic stages.

10. As for the metallogenesis in inland, some geologists with the viewpoint of magmatic hydroghermal metallogenesis look upon granite intrusion as an only source of metallogenic substance, the others with the viewpoint of stratabound metallogenesis only look upon granite intrusion as a heat source. In the region it is preliminarily certi—fied that some of metallogenic substances (Sn, W, Cu and ect.) are related to the biotite granite, another (Cu, Pb, Zn, Sb and ect .) are derived from the host strata (es—pecially the mafic—ultramafic rocks). The hydrothermal solution to form the base met—al sulfide deposits is from meteoric water. Thus it can be seen that there exists the dialectical unity between endogenetic and epigenenic mineralizations in the metallogenic series.

11. The conception of metasomatic system is put forward here. The metasomatism and metasomatic phenomena in the region are studied with the academic idea of metasomatic series and formations. The chemical compositional changes, conditions, evolutional directions and final results of various metasomatic daughter—series in the metasomatic network are studied from the point of view of mineralized—altered period taken as meridian and metasomatic series as latitude.

12. The minerogenetic environment and compositional evolution of the metallogenic series of tin polymetallic deposits related to biotite granite are studied by the methods of genetic mineralogy, geochemistry of ore, altered rocks, isotopes and in—clusions.

13. A new idea for the polymetallic metallogenesis, including the geochemical anomalous field of tin polymetallic elements as a prerequisite, the tetonic movement as a leading role and the strong differential evolution and heating effect of the biotite granite intrusions as a dominant factor, is put forward in this book. Furthermore, the metallogenic model of the metallogenic series in the region is set up here.

14. A new mineral with Cu, 28.52%, Ni, 64, 81% and Fe, 6.58% (preliminarily named Baotanite) is discovered together with Mr. ZhouKezi.