目　录

前言……（iii）
中国铅锌矿的成矿分区及其特征……王永勤（1）
中国内生铜矿分布规律及其成矿特征……刘兰笙（44）
初论中国锡矿的地质特征及其分布……续　固（65）
初论中国汞锑矿特征……张江滢（89）
中国主要类型的内生铜矿床地质特征及区域分布规律……刘兰笙（109）

Contents

Introduction ……Wang Yongqin (iii)
Characteristics of Lead-Zinc Ore Deposits in China and their Metallogenic Provinces……Wang Yongqin (1)
The Distribution Regularity of Endogenic Mo Deposits in China and their Metallogenic Charateristics……Liu Lansheng (44)
A Preliminary Disscussion on Geological Characteristics and Distribution of Tin Deposirs in China…… Xu Gu (65)
A Preliminary Discussion on the Characterics of Mercury and Antimony Deposits in China……Zang Jiangying (89)
The Geological Settings of Metallogesses of Main Types of Endogenic Copper Deposits China and their Regional Distribution Regularity……Liu Lansheng (109)

中国铅锌矿的成矿分区及其特征

王永勤

（中国地质科学院地质研究所）

引　言

中国铅锌矿矿产资源丰富，在世界上居于领先地位。分布面广，矿床成因类型齐全。在不同大地构造单元中均赋存有规模可观的矿床，见图1-1。不同构造的单元地质演化历史不同，作为地质体的一部分的铅锌矿的矿床地质特征也不同。根据成矿控制因素、矿化特征、成矿物质来源和成矿机理，将铅锌矿床分为六种常见成因类型：岩浆热液型、接触交代型、海相火山岩型、陆相火山岩型、斑岩型与层控型。所谓层控制型矿床，系指成矿作用主要受古构造、岩相、层位和岩性控制，但在沉积或成岩后又经构造运动、变质作用，甚至含矿热液叠加富集的多成因矿床。本文重点研讨我国铅锌矿的成矿分区及其特征。据初步总结，将我国铅锌矿划分为三大成矿域及29个成矿带，以此来阐述我国铅锌矿的成矿规律。

一、滨太平洋成矿域

滨太平洋成矿域位于我国东部，以银川、贺兰山、六盘山经龙门山南至康滇为界以东的广大地区；它是在古亚洲构造域基础上经中生代太平洋构造作用叠加而成，构成了我国多金属最富集的矿产基地，是世界上环太平洋矿带的重要组成部分。由于太平洋构造作用对原不同大地构造单元叠加程度不同，矿化作用亦各异，分析其原因，主要取决于原不同构造单元的基底固化程度及上覆岩层厚度的差异。如华北准地台固结最早（约1800m·y·），叠加作用弱，仅沿地台南北缘构造过渡带，构造—岩浆活动明显，形成一些多金属层控—热液矿床；而扬子准地台固结稍晚（约800m·y·），盖层厚度大，虽经太平洋和特提斯构造作用，东西两侧叠加，仅以褶皱、断裂构造作用为主，岩浆活动仅限东、西两端，成矿以层控型为主；而固结晚，其上盖层又不厚的华南加里东褶皱系及东北区华力西褶皱系，叠加作用强烈，在华南褶皱系形成了大规模的热液型和火山岩型矿床。而东北地区，则为典型叠加区，既有华力西同造山期矿床，又有燕山期热液和火山岩型矿床。下面按不同成矿区分别叙述。

（一）华北成矿区

华北成矿区，其范围相当于华北准地台，西以贺兰山—六盘山断裂为界与古亚洲成矿域相邻，东止海域，北以康保—赤峰—开源深断裂为界与内蒙—兴安褶皱系相接，南以秦岭地轴北缘深断裂与秦岭褶皱系相邻。华北准地台是中国境内时代最老的地台。它的形

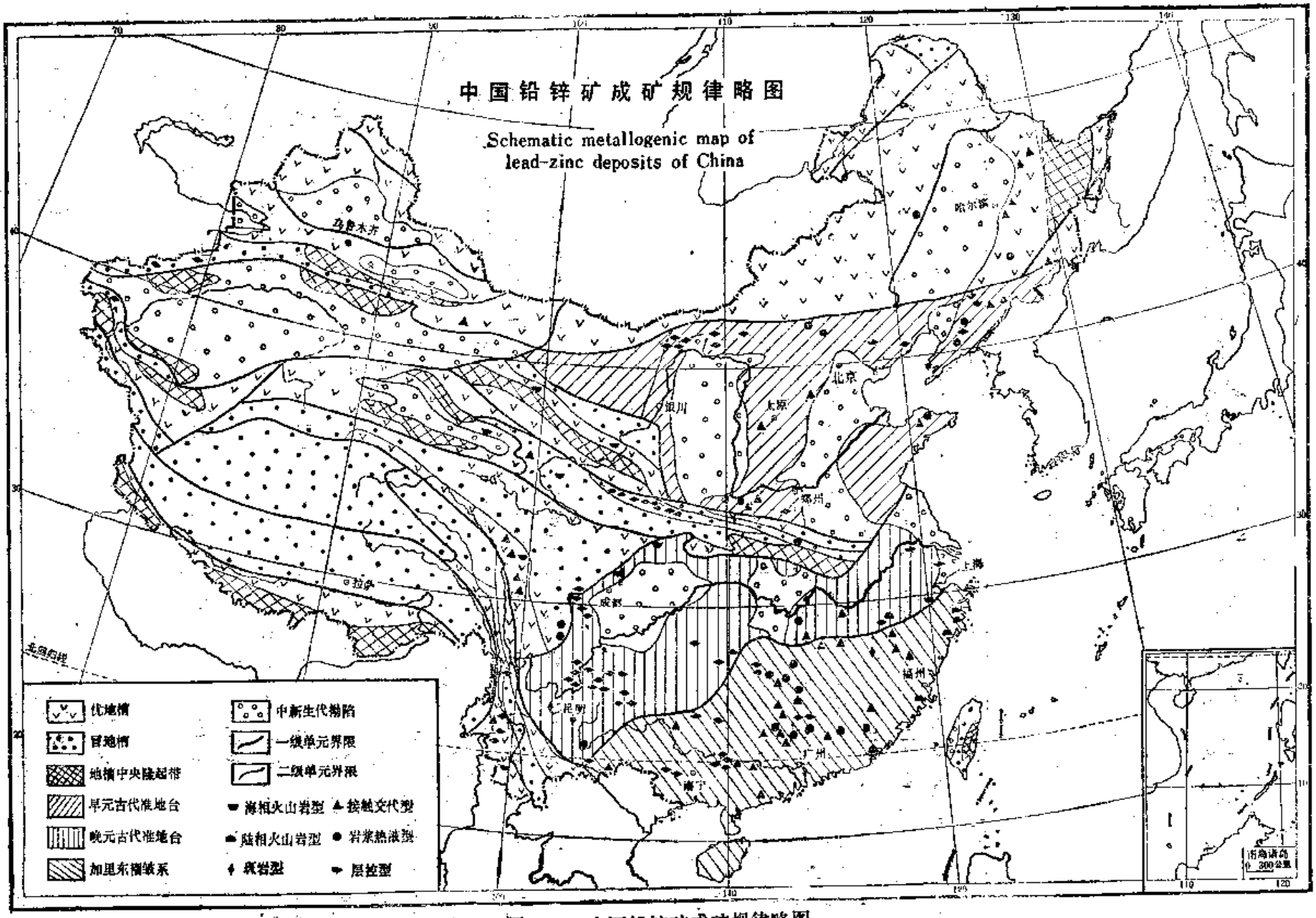


图 1-1 中国铅锌矿成矿规律略图

成经历了迁西（3000m·y·）、阜平（2500m·y·）、五台（2000m·y·）等几次构造—热变作用。华北准地台的主体部分完成于早元古代末期的吕梁运动（1800m·y·），从此地壳增厚，活动性减弱。而进入中元古代，华北地台有三种沉积环境（根据乔秀夫资料）。一种属于准地台边缘的活动带，仍处于边缘海环境，如北缘和东缘继续为冒地槽沉积。在1700m·y·前，郯庐断裂以东，辽东、胶东、淮南及蒿山地区沉积了辽河群、粉子山群和蒿山群，为浅海相碎屑岩及白云岩，夹有少量中酸性火山岩的类复理石建造。属陆壳性质的边缘海。约于1700m·y·固结、变质。其中辽河群是铅锌矿含矿层。而1700m·y·后，地台北缘仍继续沉积，现为白云鄂博群、狼山群及渣尔泰群的冒地槽沉积；根据同位素年龄很可能于1400m·y·开始褶皱固结，并发生了轻度的变质，是铜、铅锌矿的主要含矿层。第二种是轴缘断裂拗陷带沉积，以燕辽地区为例，在中、上元古代接受了近万米的巨厚沉积，实际是由于北侧内蒙地轴和南侧的山海关隆起上升之中间地带，一面继续沉陷，一面补偿充填的沉陷带，沉积以碳酸盐及泥质为主，也有中基性岩浆喷溢。这里是未变质的地台型盖层。燕辽地区的南口群高于庄组是铅锌矿重要的含矿层。第三种是裂谷型的，从陆相到海相的火山岩系，时代与中元古界的长城群相当。范围从小两岭、汉高山盆地向南延伸到晋南到豫西，沉积有西阳河群、熊耳群，岩石以熔岩为主，含少量火山碎屑岩，底部为大陆喷发，中、上部为海底喷发。岩性属碱性火山岩系列。熊耳群上汝阳群（相当于蓟县系），地层以碳酸盐岩为主含陆源碎屑岩，为滨海—浅海相。其中碳酸盐岩层是含铅锌矿的层位。

震旦纪华北准地台上升为陆，长期遭受剥蚀，仅在边缘地区东侧胶辽—淮南一带沉积了以碳酸盐为主的富含叠层石地层，厚3000m，南缘豫西一带早期有泥砂质、碳酸盐地台型沉积、早震旦纪晚期向西经陕西进入宁夏贺兰山一带，沉积了冰积层，表明南缘一度升高。

古生代地壳运动以升降为主。从沉积建造、岩浆活动和构造运动等地质作用来看，都属地台阶段。

寒武—奥陶纪为浅海环境。由于元古代末期构造运动，使郯庐断裂以东地区上升，因此海侵从寒武纪开始，仅限于郯庐断裂以西地区。奥陶纪海侵较广泛。沉积以浅海泻湖相的碳酸盐岩夹石膏层为主。晚奥陶世—早石炭世即加里东期全区隆起，大面积剥蚀。中石炭世至二迭纪本区广大面积为海陆交替的含煤建造所覆盖。在地台南缘则为海相碳酸盐岩建造。

二迭—三迭纪，石千峰组等红层沉积，表明华北准地台全区海水退出，皆成陆地。古生代末期的华力西运动，使东西向构造更加完备和发育，而褶皱构造微弱，只引起了古生代盖层的宽缓褶曲，并由于断裂作用使其大面积隆起。岩浆活动仅沿地台北缘形成了近东西向广泛分布的华力西花岗岩体。

中生代以来华北准地台古老的前寒武纪基底再次活动，产生了断陷和隆起，而褶皱轻微。以北东和北北东向构造为主。这个时期的岩浆活动比较发育，主要沿地台南北缘构造过渡带和东部沿海地区，形成了大面积分布的酸性火山岩和花岗岩侵入体。喜马拉雅运动对本区影响不大。

综合上述，华北准地台是个古老地台，基底固结早，变质程度深。后期盖层沉积及岩浆活动受其基底构造和断裂构造控制，但各地段发展不平衡，尤以地台南、北缘及胶辽沿

海地区的过渡带，为构造—岩浆活动带，也是成矿作用有利的富集地带，如图1-2。

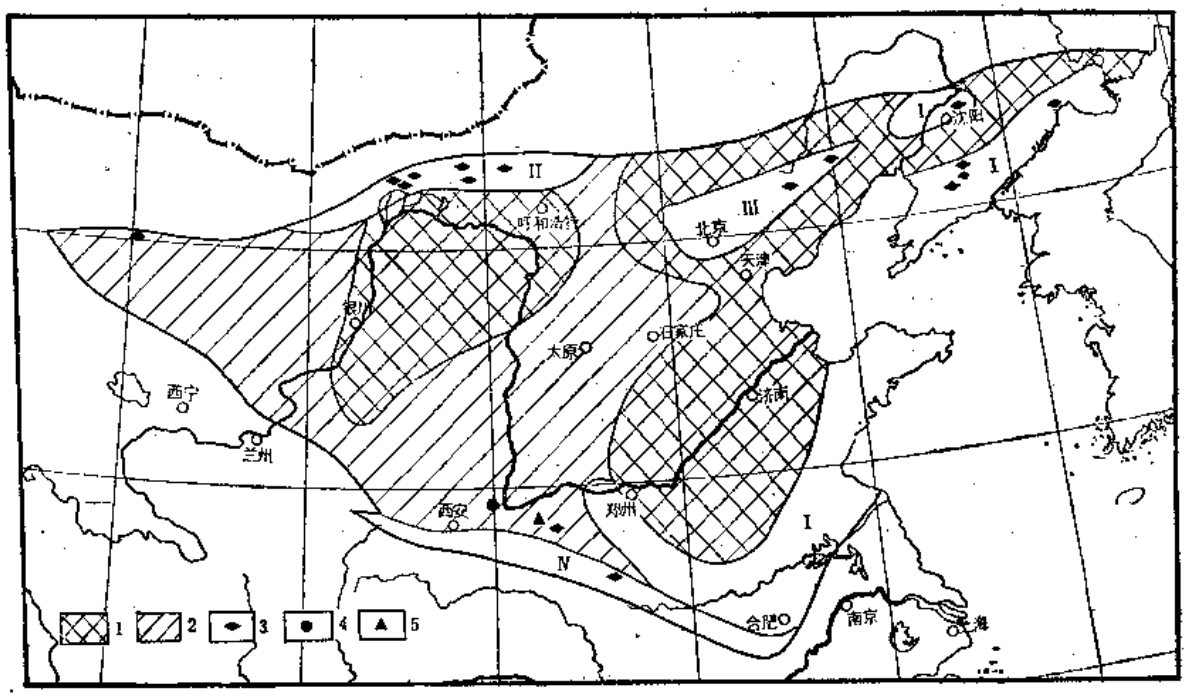


图 1-2 华北准地台中—晚元古代古构造与铅锌矿关系示意图

Fig.1-2 The relationship of paleotictonic to lead-zinc deposits in the middle-late Proterozoic in the North China Paraplatform

（古构造根据乔秀夫资料）

1.2500m·y·前固结区；2.1800m·y·前固结区；3.层控型铅锌矿；4.岩浆热液型铅锌矿；5.接触交代型铅锌矿

Ⅰ.1700m·y·前边缘海沉积区；

Ⅱ.1300～1400m·y·前边缘海沉积区；

Ⅲ.1850～800m·y·轴缘断陷区；

Ⅳ.1000～850m·y·边缘海沉积区。

1.华北准地台北缘中元古代拗陷区多金属成矿带。

本矿带西起狼山东至达茂旗，北从白云鄂博南到固阳。形成了近东西向长500 km的铜、铅锌成矿带。大地构造位置，位于内蒙地轴北缘西段与内蒙—兴安华力西褶皱系之间的关系属于构造过渡带。构造—岩浆活动强烈，断裂发育，成矿作用显著，其中蕴藏有著名的霍克气、炭窑口、东升庙及甲胜盘等矿床，构成了我国华北地区重要的矿产地之一。

本成矿带界于二个大地构造单元之间，其特点是：

（1）吕梁（或中条）运动，相当于1800m·y·，是华北准地台重要变革时期，使华北准地台主体固结，而本成矿带除南侧和西侧的边缘地段外，最终褶皱固结时间很可能是1100～800m·y·，相当于扬子旋回阶段。在南侧固阳附近和西侧狼山一带有太古界和下元古界基底地层出露。太古界为乌拉山群(同位素年龄2400m·y·)，岩性为深变质的斜长角闪片麻岩，其上不整合为下元古界二道洼群（同位素年龄2350～1820m·y·），岩性主要为中等变质的绿色片岩（可能是基性火山沉积岩的变质相），二云片岩、大理岩、角闪斜长片麻岩夹磁铁矿石英岩透镜体。其余大部分地区未见基底。

（2）中元古代华北准地台的地层主要属未变质的地台盖层的性质。而本成矿带除上述南侧和西侧地区外，仍处于准地台边缘不稳定的海槽环境，所以沉积以冒地槽型类复理式建造为主，局部含中基性—中酸性火山岩。沉积韵律变化大，粒度从下向上，由粗到细，底部以碎屑岩为主，中部以硫酸盐岩为主，上部以粘土岩为主，具条带构造。由于受后期构造运动和变质作用呈浅变质岩系，相当于绿片岩相。岩层呈东西向展布，分三个区段，北部为白云鄂博群，南部为渣尔泰群，西部为狼山群，底界不清，也未见顶界，成岩的上限年龄暂定为1300～1400m·y·。上述三个群地层是重要含矿层。晚元古界什那干群是未变质的陆源碎屑—碳酸盐岩建造，零星分布在乌拉山—大青山北侧。与上覆下寒武统呈平行不整合接触关系，底界未见与中元古界地层直接接触。

（3）断裂构造异常发育，主要呈继承性的两条巨大的东西向断裂带，并成为成矿带的南北界线。北有多伦—赤锋岩石圈断裂，成为与内蒙—兴安褶皱系之分界线，南有丰宁—隆化岩石圈断裂，成为与内蒙地轴的分界线。这些断裂可能形成于早元古代，中、晚元古代及古生代和中新生代，具明显的继承性活动。控制本区地质构造、古地理环境和沉积岩相及成矿作用。

（4）岩浆活动强烈。各期构造运动均伴有岩浆活动，沿东西向产出与构造方向一致。尤其是华力西期大规模的花岗岩类侵入体呈岩基和岩株状广泛分布，这种情况在华北准地台内少见，但与内蒙—兴安华力西褶皱系中岩浆活动的特点很相似。岩性以黑云母花岗岩为主，在白云鄂博附近，同位素为311m·y·，在乌拉特中、后旗为260～280m·y·，其次花岗闪长岩侵入上石炭统地层、闪长岩，石英闪长岩侵入下二迭统地层。加里东期花岗岩呈岩基状，零星产出，燕山期花岗岩侵入体仅集中于东部。

（5）同位素地质年龄特征

根据三个地区地层的同位素年龄统计如下表：

表 1-1

不同方法 / 同位素年龄		普通铅法年龄 (m·y·)	资料来源	Pb-Sr等时年龄(m·y·)	资料来源	K-Ar法年龄(m·y·)	资料来源
地层	白云鄂博群	1500	肖仲洋	H_3*700～760 H_9**354	贵州地化所，地质所	273±27	肖仲洋
	狼山群	1600～1520	天津地调所	1198±19.9	天津地调所	350～150 400～300	地化所 天津所
	渣尔泰群	1600～1310	北京三所 天津地调所	842±16	天津地调所	267	天津地调所

* H_3代表白云鄂博群第三层；** H_9代表第九层。

从上表可见，不同单位在中元古界三个地区的地层中所测同位素年龄值有很大的相似性，普通铅法年龄值1600～1300m·y·，接近中元古界地层成岩年龄，铷—锶全岩等时线年龄值1100～700m·y·，结合铅同位素，用斯塔西（staceg）两阶段演化模式，所算狼山群地层年龄为800m·y·，反映本区在1100～800m·y·，有一次强烈的地质事件，相当于扬子旋回褶皱期年龄，很可能是区域变质和重要的成矿期的年龄，钾—氩法年龄主要为350～

270m·y·。少数为400和150m·y·，即反映了加里东期，特别是华力西期构造—岩浆活动的年龄，少数150m·y·年龄值是燕山期构造—岩浆活动的反映。根据同位素年龄特征，结合本区从元古代以来地质构造—岩浆活动特点，表明本成矿带地质背景是准地台边缘的活动带，是一个有利成矿的多旋回构造—岩浆带。

本成矿带分北、西、南三个大矿带。北部白云鄂博矿带，含矿层为白云鄂博群，其中除含铜、铅锌矿外，尚含丰富的铁矿和稀土矿。铜、铅锌矿体的含矿层位比铁矿略高，含矿岩系由黑色板岩、硅质板岩、角岩及白云质灰岩组成。矿化沿层位断续30km长，矿体主要产于炭质板岩和白云质灰岩中，矿体形态规则，呈层状，似层状及透镜状，与地层产状一致。金属矿物主要为黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、硫黄铁矿，脉石为石英、方解石、透辉闪石、绿泥石。矿石呈浸染状、脉状、团块状和条带状。西部狼山矿带含矿层为狼山群，呈北东向展布，褶皱构造发育，地层总厚约5000m，分四个岩性段，第二岩性组为含矿层位，是粘土—碳酸盐相的浅变质岩系，主要是炭质板岩、炭质千枚岩、石灰岩、石英岩和黑云母石英片岩组成的互层带，其中夹有变质火山岩（钙质绿泥片岩和斜长角闪岩）。铜铅锌矿床产于狼山背斜南北两侧。北侧有霍克气矿床，以铜为主，伴有铅锌，顶板为云母石英片岩，底板为黑云母石英片岩，局部地段见有火山岩位于矿体下部，岩性为火山碎屑岩、凝灰岩、安山玢岩，局部已变质为绿泥片岩，其中有微弱矿化，当上盘是炭质石英岩，条带状板岩矿化较强烈，形成较大的层状矿体，矿石具特殊马尾丝状构造。南侧炭窑口和东升庙矿床以锌、硫铁矿为主，伴有铅、铜、矿体产于白云岩，炭质板岩中，或二者互层带中。最近在狼山西部发现了铅锌矿床位于狼山断裂与多伦—赤锋断裂的交汇处。这一矿带含矿层位稳定，矿体形态规则，呈层状，似层状与围岩产状一致，由于受后期构造作用矿体同围岩产生褶曲。金属矿物主要为黄铜矿，方铅矿，闪锌矿和黄铁矿，矿石呈条带状和块状构造。南部渣尔泰矿带，含矿层为渣尔泰群地层，呈东西向展布，厚度近7000m，分五个岩性组合，含矿层位即第三岩性组，由炭质板岩，炭质石英岩和结晶灰岩（含透层石）组成的互层带，矿体主要赋存于炭质板岩与灰岩的互层带中，呈层状与围岩产状一致，界线清楚，在构造转弯或破碎带矿体增大，矿床以锌—硫铁矿为主，也有单独的铅锌矿体、矿石矿物组合简单，金属矿物主要为黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、其次为方铅矿，含银、镉，脉石矿物有石英、方解石、绿泥石和透闪石。根据含矿围岩及矿化特征，南段矿带可能是西段狼山背斜南侧矿带的东延部分。

总之，1）本成矿带处于二个构造单位过渡带，又是地轴边缘断裂发育的中元古代的拗陷带。因地轴长期上升，剥蚀作用为拗陷带的沉积和成矿提供了物源，加之沉积物含碳质和钙质较高，又为矿化富集提供了良好的条件，成岩后又经多期构造运动、变质作用及岩浆活动，促使矿化不断富集，形成了规模较大的铜、铅锌矿带。2）成矿严格受层位和岩性控制。铜、铅锌矿均赋于中元古界白云鄂博群，狼山群及渣尔泰群的特定层位，层位稳定。在世界上中元古界地层，也是重要的含矿层位。在岩性上，成矿与炭质条带石英岩，炭质板岩与砂质白云岩关系密切，其中以铜矿为主的矿体主要赋存于炭质条带石英岩带中，以铅为主的矿体，主要赋存于炭质板岩，石灰岩及互层中，以锌为主的矿体主要赋存于炭质板岩中。3）矿体形态规则，呈层状，似层状，透镜状与地层产状一致，并与地层一齐褶曲。4）矿石矿物组合简单，金属矿物主要有黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿和磁黄铁矿，其次有毒矿、斑铜矿、白铁矿及变胶状黄铁矿。5）矿石结构构造分二期，

第一期是同生成岩的，矿石构造有层纹状、波纹层条带状、球状及变胶状；矿石结构有环带状、微霉球状。第二期是后生叠加的，矿石构造有脉状、网脉状、团块状、角砾状、揉染状，矿石结构有角砾状，固溶体分离及花岗变晶结构，6）围岩蚀变弱，范围小，不具分带性，主要有硅化，绢云母化，碳酸盐化和绿泥石化，与矿化关系不密切。7）成矿温度：根据冶金部天津地质调查所采用爆裂法进行包裹体测温并结合一些矿物共生组合的情况表明，狼山矿带形成温度约有三个区间，即150～220°C，300～350°C，470～550°C，根据地质产状和温度判断，150～220°C可能是沉积—成岩时期的成矿温度，300～350°C可能是区域变质作用时期的温度，而470～550°C则可能是构造—岩浆作用对矿床迭加的温度，在岩体附近生成的热变质矿物透闪石的温度525°C即可说明。8）硫、铅同位素组成特征（根据冶金部天津地质调查所资料）。硫同位素组成见下表。

表 1-2　成矿带中硫同位素特征

矿　区	样 品 数	δS^{34} ‰平均值	变化范围‰	资料来源
东升庙	33	28.33	35.1～－0.6	天津地质调查所
炭窑口	27	30.04	37.3～1.4	天津地质调查所
霍克气	59	14.00	23.5～－3.1	天津地质调查所
甲胜盘	2	24.26	31.5～13.1	天津地质调查所

从本区硫同位素组成特征来看δS^{34}‰值基本为正值，而且其中方铅矿和闪锌矿δS^{34}‰值基本在20‰以上，而黄铜矿则偏低，一般小于10‰。但各矿区数值不完全相同，其中霍克气矿区数值偏低δS^{34} 0～24‰，其余三个矿区均在δS^{34}14～34‰。说明硫的来源主要来自还原条件的海水硫酸盐，结合含矿围岩，主要为白云岩、炭质板岩处于盐度较高的封闭或半封闭的海盆地沉积环境，海水补给受到限制，形成还原条件，富集重S^{34}，δS^{34}值均为正值，其中黄铜矿δS^{34}值偏低，结合含矿层位含火山岩层，部分硫可能来自地壳深部。

铅同位素组成特征：

表 1-3

矿区名称	样品数	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	资料来源
东升庙	8	15.415～16.301	35.255～36.682	天津地质调查所
炭窑口	2	16.475～16.499	36.469	天津地质调查所
霍克气	8	17.038～17.193	36.661～36.945	天津地质调查所
甲胜盘	1	15.889～16.420	35.112～37.78	天津地质调查所

从上表可见，铅同位素组成较稳定，含放射性成因铅低，均属正常铅，用斯塔西两阶段演化模式，计算狼山地区年龄为800m·y·，与铜锶等时线年龄相近，反映在1100～800m·y·间，在本区有一次强烈的地质事件，可能是一次重要的成矿期。甲胜盘矿区中铅同位素的计算结果为1600m·y·，同渣尔泰群地层时代一致，说明矿床中金属来源与地层有关。9）成因探讨：从矿化特征分析，矿体严格受层位和岩性控制，形态规则，由于受后期构造运动、变质作用的影响，产生同步褶曲。金属矿物组合简单，矿石结构，构造，有同生成岩特征，也有后期改造特征，围岩蚀变弱，与矿化关系不密切，成矿温度150℃～550℃，是后期改造结果。从硫、铅同位素组成特征分析物源，硫主要来自地壳表面的海水硫酸盐，也不排除少量来自地壳深部、从铅同位素来看，部分铅来自地层，年龄小于地层，也可能后期构造—岩浆运动有影响，所以物源是多源的，成因是沉积成岩后经后期构造运动叠加的层控矿床。

2.风城—浑江成矿带

本成矿带位于铁岭—靖宇隆起南侧的拗陷带。基底为太古界的鞍山群，岩性主要由角闪质岩石，粒变岩和黑云母片麻岩及各种混合岩组成，变质作用较稳定，混合岩化作用较均匀和普遍。鞍山群之上为中元古界辽河群和老岭群，它们是铅锌矿重要含矿层，时代相当于长城系，同位素年龄上限大家公认为1600～1700m·y·，下限年龄各家看法不一。沉积受鞍山群基底构造控制，形成一个近东西向海槽。西部岫岩—风城海盆沉积为辽河群，以海相沉积为主，夹有少量基性—酸性火山岩，火山碎屑岩，属地槽型的沉积建造。下部为陆屑—火山沉积建造，硅质页岩建造，中部大石桥组，以富镁的碳酸盐岩建造为主，是重要的铅锌矿含矿层位。顶部以硅质页岩建造为主，岩相变化较大，尤以其中碳酸盐建造为甚。地层普遍变质，但不均匀，往往在一个层位可见几种变质岩相，底部地层有不同程度的混合岩化作用。东部为浑江海盆，沉积为老岭群的珍珠门组地层，为变质岩系，分下、中、上三段（长春冶金地质学校，1983），下段为碎屑岩，变质为云母片岩，云母石英片岩，夹透闪石条带状白云石大理岩；中段又分两层，下层为白云石大理岩与透闪石滑石条带白云石大理岩互层，有时含碳质条带白云石大理岩；上层为透闪石滑石条带白云石大理岩与硅质条带白云石大理岩互层。中段地层均含迭层石，是本区重要的含矿层位；上段为硅质条带或硅化白云石大理岩与白云石大理岩互层；白云石大理岩含有机碳平均为0.137%，属潮坪相。元古代岩浆活动不强烈，侵入体分布零星，岩性分为超基性、基性及中酸性岩类。震旦纪及古生代，仅限于太子河流域一带，伴随地壳下陷接受沉积，但缺失中奥陶统至下石炭统地层。加里东和华力西期构造运动仍以东西向为主，中生代的印支和燕山期，由于较强的北东应力场方向的改变，叠加和改造了古生代及其以前构造格局，产生了一系列北东和北北东方向的压性和压剪性断裂系统和轻微褶皱及中酸性岩浆活动，喜马拉雅期构造运动在本区不明显。

区内成矿条件较好，铅锌矿化异常发育，形成了北东东向带状矿带。根据控矿条件、矿化特征及物质来源的资料分析，本区铅锌矿主要为层控—热液型，其次为岩浆热液型。后者矿床主要产于前寒武系及寒武系碳酸盐岩与燕山期花岗岩的外接触带，规模较小，研究程度低，此文不做重点叙述。

层控—热液型矿床按成矿地质环境可进一步划分为东、西二个成矿亚带。

（1）西部岫岩—风城成矿亚带

本成矿亚带构造复杂，经多期次构造运动及岩浆活动发育，不仅有元古代斜长花岗岩，还有燕山期花岗岩。含矿层位主要是辽河群大石桥组。矿体主要产于不纯薄层大理岩、白云岩、大理岩与云母片岩、白云岩互层带内，成群成带产出。矿化不仅受层位，岩性控制，同时受后期构造作用控制。矿体形态，主要呈层状、似层状，产于背斜轴部及其两翼，或其倾没端。其次为脉状沿断裂裂隙充填交代，而且往往产于主干断裂一侧的次级断裂部位。矿石矿物比较简单（辽宁省地矿局科研队，1980），金属矿物主要有黄铁矿，闪锌矿、方铅矿，局部有少量毒砂、磁黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿和辉银矿。脉石矿物有石英、白云石和方解石，伴生元素银和镉较高。矿石结构有压碎结构，再结晶结构。矿石构造有角砾状，层纹状和微莓球状构造。成矿温度195°～210°C。围岩蚀变一般较弱，有硅化，绢云母化和白云母化。稳定同位素组成特征（据青城子矿区资料）：硫同位素δS^{34} 3.5～14.4‰之间变化，属重硫型，但从硫同位素分布特征来看，既有接近零值的内生硫，也有远离零值的外生硫。内生硫与大石桥组地层内都有海底火山喷发沉积特点。铅同位素组成较复杂，有三种情况，有古老的正常铅，铅ϕ值模式年龄1764～1810m·y·，属辽河群区域变质年龄；年轻的正常铅，ϕ值模式年龄从负值到637m·y·，反映加里东期第二次均一化的产物；异常铅，模式年龄为负值，属J-Pb型，表示有大量放射成因矿的叠加。经同位素研究表明，矿床中铅、锌、硫等物质主要来自大石桥组地层形成矿源层；经过元古代及其以后区域变质和多次构造运动，尤其是燕山期强烈构造—岩浆活动，使古老铅发生均一化，有部分放射成因铅的叠加，形成年轻的正常铅和异常铅。综合分析本成矿带的矿床，具层控型和热液型二重性特点。如，成矿不仅受层位，岩性控制，也受构造控制；矿体形态除规则层状、似层状，还有不规则的脉状穿层矿体；矿石成分除主要金属矿物简单，还伴有高温毒砂、磁黄铁矿和磁铁矿等矿物；围岩蚀变一般较弱，但靠近矿体又较强，加之稳定同位素组成特征复杂，这些现象均表明，矿床在沉积—成岩阶段后期，经过了强烈地质构造作用的叠加。因此本成矿亚带的铅锌矿应属多期、多成因的层控—热液型矿床。

（2）东部浑江成矿亚带

本成矿亚带处于东西向深大断裂和北东向深大断裂交汇处形成的浑江断裂盆地的构造环境内（孟庆润等，1983）。其中地层发育齐全，从太古界，元古界、古生界到中生界均有出露。以鞍山群为核部组成北东向复式背斜，并发育有北东，北西和近南北向三组断裂。燕山期黑云母花岗岩呈岩株状侵入老岭群地层中（K-Ar法同位素年龄150～186m·y·），岩体中铅锌含量低于克拉克值。成矿受层位，岩性及构造控制。含矿围岩主要是中元古界老岭群珍珠门组，相当于大石桥组的有利层位（崔传进，1983），即中下段含碳质条带及藻类化石的中厚—厚层粗晶白云石、大理石；上段条带状为硅化白云石大理岩、角砾状白云石大理岩。含矿层位稳定，成矿与构造关系也较密切。北东向构造岩相带控制矿带展布，而岩相带中北东向走向断层破碎带或层间破碎带控制矿床和矿体。矿体形态多呈复杂脉状、似层状、透镜状，与地层产状一般整合，有时与地层斜交（15°～30°）。矿体中金属矿物简单，主要为黄铁矿、方铅矿和闪锌矿，实际是富锌矿。矿石具有压碎结构、交代残余结构，角砾状、条带状、流动状及块状构造。围岩蚀变微弱，主要为硅化，其次滑石化。稳定同位素组成特征：硫同位素各单位所测数据相近，如冶金部天津地质调查所δS^{34} +11.9～+18.9‰，属重硫型。由于本区地层中碳质条带发育，有机炭含量高，因此认为硫是由于细菌作用使硫酸盐还原而成。铅同位素据冶金部天津地质调查所与长春冶金地质

学校资料数据相近，计算模式年龄1600～1800m·y·，与含矿层位时代相近，根据地层金属含量高的特点，也说明铅来自地层（长春冶金地质学校资料）。全区铅平均含量55.8ppm，高者可达500～2000ppm，锌平均含量164.55ppm，高者可达2500～5300ppm，银平均0.767g/T，推测铅可能来自靖宇古陆。总之，对铅锌矿成矿机制笔者认为崔传进等同志的分析有一定道理。靖宇古隆不仅提供了沉积物源，也提供了铅锌矿的元素，在断陷盆地的潮坪沉积环境中，由于生物作用，形成了铅锌元素含量高的矿源层，区域变质作用使铅锌发生均一化。在燕山运动时期由于强烈的构造—岩浆活动，虽然没有新物质增加，但提供了热能，使矿源层中的铅锌在热卤水作用下活化转移，在岩性、构造有利部位富集成矿。结合矿体形态，产状及矿化特征，本成矿亚带的矿床应属层控—热液型。

3.燕辽成矿带

本成矿带位于华北成矿区北部。介于内蒙地轴与冀东—山海关隆起之间，呈东西向展布。构造环境是大型元古代拗陷带，后经印支及燕山运动强烈迭加。局部范围出露结晶基底，最老基底为迁西群，最终形成基底为2000m·y·，相当于五台运动。按原岩建造变质程度，结合同位素资料将本区前震旦纪变质岩分两大套岩系。太古界（＞2500m·y·）以迁西群为代表，属于中压，中—高温的麻粒岩相的深变质岩系，混合岩化强烈而普遍，为地槽型沉积建造。其上是老于2000m·y·的下元古界，以单塔子群为代表，一般属中压，低—中温角闪岩相，局部为绿片岩相，仍具地槽型沉积特点，二者在构造上形成了近东西向复背斜带。而且断裂发育，开始活动于太古代末，经元古代直至以后两次运动继续活动。自下元古代末期起，本区在东西向基底基础上，产生强烈拗陷，沉积了厚度大、岩相变化明显的海相碎屑岩—碳酸盐地层。中晚元古界地层非常发育而完整，历来是中外地质学家非常关注的地区。以蓟县地层剖面为典型，这是我国很多地质学家经过多年研究的成果。剖面共分四个期：1850～1700m·y·为长城系，1700～1400m·y·为南口系，1400～1000m·y·为蓟县系，1000～8.5m·y·为青白系。本剖面地层以不变质的地台盖层为特点。其中南口系高于庄组是含矿的重要层位。构造方向以东西向为主。震旦纪地壳开始上升受剥蚀，古生代经历了多次垂直方向的震荡运动，形成了浅海相和海陆交互相沉积。构造轮廓与中晚元古代基本相近，仍以东西向为主。中生代本区发生了强烈的构造—岩浆活动，由于应力场方向发生了变化，造成构造线转为北东向为主。据崔盛芹的资料，三迭纪印支运动，以褶皱作用为主伴有断裂变动。中侏罗世晚期—白垩纪初燕山运动是构造—岩浆活动最强烈的活动时期。构造以断裂作用为主，岩浆活动先期是基性，继而为大规模的中酸性侵入和喷发活动。构造线以北东向为主外，还有北西向、北北东向，由于上述不同构造方向互相作用，使燕辽地区构造复杂化，早第三纪末开始的喜马拉雅运动遍及全区，以升降运动为主。

燕辽成矿带，呈近东西向延展，长达几十公里，与元古代沉降带的方向一致。其中有著名的高板河和八家子矿床。从成矿条件和矿化特征分析，本区矿床成因类型以层控型为主，但有的矿床明显具有后期岩浆热液矿化特点，反映成矿具多期性，矿床均产于中元古界南口系高于庄组地层中。含矿岩系主要为黑色含硅质条带白云岩、黑色白云质页岩、黑色页岩和含锰泥晶白云岩。从高板河矿床地层剖面（赵东甫，1983）由下向上MgO/CaO比值，$SiO_2+Al_2O_3/CaO+MgO$比值逐渐减小，而CaO值相对增加，反映沉积环境由浅变深，是海侵层序。矿化岩相，根据赵东甫等同志的古地理资料分析，属于近陆的半封闭的水

下盆地，潮涧、潮坪沉积还原环境。尤其矿床多位于近陆盆地边缘，更有利于成矿物质来源与聚集，盆地南缘为冀东—山海关古陆，为沉积和矿化提供了物源。矿体形态规则，呈似层状、透镜状，与地层产状一致。矿物成分简单，主要为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿。矿石结构，构造具沉积成岩期特征，如同心圆状、胶状、草霉状等，金属矿物颗粒细小。围岩蚀变微弱。硫、铅同位素特征，以高板河矿床为例，硫同位素数据，据河北综合队，北京大学和长春地质学院等几个单位测得近百个样品，数据结果基本相近。δS^{34}值0.3～+24‰之间，变化范围大，属重硫型。铅同位素各单位所测结果，含量相当稳定，变化均不超过1%，基本为正常铅特征。模式年龄为1338～1407m·y·，基本与高于庄组地层年龄吻合，说明铅主要是在地层沉积时加入的。从上述可知，成矿受层位、岩性及岩相控制。矿化特征是矿体形态规则、产状稳定，矿物成分简单，矿石结构、构造具沉积成岩期特点，结合硫、铅同位素特征，矿床成因类型是典型层控型，以高板河矿床为代表。此外，存在后期构造和热液叠加矿化特征。构造控矿作用显著，表现矿体与岩层同受后期构造作用，一齐褶曲，矿体位于北北东向背、向斜两翼，尤其在背斜倾没端矿体常变厚变富，有的矿体甚至受北北东向断裂控制呈脉状（如八家子矿床）。再者燕山期花岗闪长岩沿高于庄组地层侵入，在侵入接触带形成矽卡岩和粗晶方铅矿、黑色闪锌矿、磁黄铁矿和黄铜矿矿石。矿石结构，构造除具有上述沉积、成岩期特点外还叠加有角砾状、浸染状构造和固溶体结构，结合成矿物质来源特点，八家子矿石微量元素含量和稳定同位素值表明，铅锌矿成矿物质有两个来源(杨敏之,1983)，一个来源高于庄组地层，锌含量3.06%。δS^{34} -5.3～+2.8‰离散小，近于陨石型。铅同位素，Pb^{208}/Pb^{204} 16.07，Pb^{207}/Pb^{204} 15.186，Pb^{208}/Pb^{204} 36.21，模式年龄为1294m·y·，基本属正常铅，相当于高于庄组地层年代。另外尚有异常放射铅，Pb^{208}/Pb^{204} 16.277，Pb^{207}/Pb^{204} 13.843，Pb^{204}/Pb^{204}36.467，从上述特征反映成矿物质来源有二种，一种来源上地幔，另一种来源于壳源。综合分析成矿条件，八家子矿床是典型层控—热液矿床。

4.华北准地台南缘中—晚元古代拗陷区有色金属成矿带

本成矿带处于华北准地台南缘与秦岭褶皱系北缘之间。地质构造复杂，矿产资源丰富，是我国中原地区重要有色金属矿产地。本区地层（据河南省地矿局资料）主要为中—晚元古界，根据沉积环境、岩性特征及变质程度不同，分西北和东南二区。西北区主要位于陕西及熊耳山一带。地层下部为中元古界长城系，本区叫熊耳群，为一套巨厚的中基—中酸性火山岩，最大厚度在熊耳山一带可达7000m，向东逐渐变薄。上覆为不整合的蓟县系，即汝阳群。岩性为一套滨海—浅海相以碳酸盐岩为主含有陆源碎屑岩的岩系。其上覆岩层整合接触，有青白口系（本区发育不全），震旦系（罗圈组零星分布）及下寒武统辛集组，岩性主要是一套硅质板岩、炭质板岩、泥质白云岩。

东南区，位于伏牛山一带，主要为宽坪群、陶湾群及栾川群上亚群，岩性比较复杂，普遍变质。宽坪群相当于长城系，下部主要是钠长角闪片岩，阳起绿泥角闪黑云石英片岩组成。上部为黑云石英片岩，石榴二云石英片岩，绢云石英片岩，钠长角闪片岩组成，厚500～1100m。陶湾群（相当于蓟县或青白口系）与下覆宽坪群地层接触，关系不明，其上未见顶，岩性主要为黑云大理岩，透闪大理岩，白云石大理岩等。栾川群上亚群（相当于青白口系），分布于芦氏—栾川一带与陶湾群呈断层接触，为一套碎屑岩和碳酸盐沉积。

本区岩浆活动发育，在不同地质时期，从元古代经加里东、华力西、印支直至燕山期均有不同程度的喷发和侵入作用，其中以燕山期为最强，形成了东西向构造—岩浆带。元古代以大规模喷发作用为主，其后以侵入作用为主。岩性从老到新，由超基性—基性—中性向中酸性—酸性演化。燕山期以中酸性为主，形成了规模大小不等的岩体，呈群呈带产出，多数呈浅成—超浅成中酸性小岩体，以花岗斑岩为主，其次为闪长岩类。同位素年龄值在120～200m·y·，之间（据武汉地质学院和河南省地矿局资料），其中多数岩体同位素年龄值在150～170m·y·，相当于中—晚侏罗纪。属于这个时期岩体有金堆城、八宝山、银家沟、夜长坪、蒲陈沟及后瑶峪等，与钨、钼、铅锌矿化关系密切。此外本期还有规模较大侵位较深的花岗岩体，呈岩基状、如伏牛山岩基。

本区构造以东西向为主，向东逐渐转为北西西向，组成一系列东西向长达几百公里的褶皱构造，从北向南有由宽缓逐渐变为紧密的趋向，到栾川地区，元古界地层形成紧密线性褶曲。断裂构造发育，主干断裂大多数为近东西向的冲断层和逆断层，伴随还有次一级北东向，北西同及南北向断裂。

本区矿产主要有金、钨、钼，此外尚有铅锌及锑矿等，构成有色金属矿带，其中铅锌矿形成了近东西向矿带，如后瑶峪、马超营及莫维寺等重要矿床。从成矿条件分析，矿化明显受层位和岩性控制，矿床主要赋存于中元古界汝阳群和栾川上亚群的碳酸盐岩的岩层中，以白云质大理岩、白云岩等最有利，形成有价值的矿床。在熊耳群和宽坪群中只发现一些裂隙脉状的铅锌矿化点。再者矿化与构造关系也很密切，各矿田、矿床甚至矿体，则主要受叠加于东西向构造上的北东向构造的复合部位控制。这说明燕山期北东向构造对矿化起了富集作用；部分矿床与岩浆活动，特别与燕山期侵入作用有关。

（二）扬子成矿区

扬子成矿区范围相当于扬子准地台区，周边以深断裂为界，西南以红河深断裂与三江褶皱系分界；西北以龙门山深断裂与松潘—甘孜褶皱系相邻；北以城口—房县深断裂和襄樊—广济深断裂与秦岭褶皱系相接，以郯庐深断裂与华北准地台为界，东南以南盘江深断裂、溆浦—四堡深断裂、江山—绍兴深断裂与华南褶皱系相邻。扬子准地台是晚元古代末扬子旋回形成的我国第二个较老的准地台。早、中元古代及其以前时期地槽阶段，接受了巨厚沉积。经晋宁运动（同位素年龄850m·y·），扬子准地台大部分固结，又经澄江运动（同位素年龄700m·y·），扬子准地台最终固结。基底岩系，多出露在准地台的边缘带。地台盖层发育，沉积时间持续长，从震旦纪至三迭纪，盖层分布广泛，厚度大，以碳酸盐岩建造为主，分两大套。第一套盖层，震旦系至志留系，广布全区，其中震旦系上部和奥陶系是铅锌矿的重要含矿层位。第二层，泥盆系至中三迭统，其中上泥盆统至石炭系，也是铅锌矿的重要含矿层位。上二迭统在川西，滇东，黔西地区有大规模的玄武岩喷溢。晚三迭世以来，由于东部受太平洋构造作用和西部受特提斯构造作用的影响，使本区产生了强烈的北东向和北北东向褶皱和断裂的叠加运动。印支运动在地台西部和下扬子地区影响强烈，康滇地轴地区则以强烈的中酸性岩浆活动为特点。燕山运动，使全区经受了强烈的褶皱和断裂运动，仅下扬子地区有中酸性岩浆活动，而全区中生代岩浆活动不发育。根据物探资料（闵志等，1984），也可证明在武陵隆起与康滇地轴之间的广大地区重力异常变化单一，磁异常平稳，属于几十伽玛负值为主的平静无变化的弱磁场区。推测本区地壳厚度较大，

莫氏面起伏变化平稳，近地表几公里内岩浆活动不发育。

本区铅锌矿，大量分布在古陆边缘，即岩浆作用不发育、断裂活动明显的拗陷带中。成矿主要受古地理、构造、层位、岩性和岩相控制。以层控型矿床为主。形成三个主要成矿带：一是江南古陆西缘与武陵山隆起之间下古生代拗陷带中的武陵成矿带，以渔塘和董家河矿床为代表；二是黔中古陆西缘与牛首山古陆间上古生代拗陷带中的威宁—朗岱成矿带，以毛坪，矿山厂和杉树林矿床为代表；三是康滇地轴东缘的下古生代拗陷带中的川滇成矿带，以金沙厂、茂租、天宝山和大梁子矿床为代表。三个矿带构造控矿作用显著，首先成矿带的分布明显受古陆边缘区域大断裂控制，如川滇成矿带。南北长近500km，东西宽近100km。北段有金沙厂矿区，中段有茂组，南段有大梁子矿区等，其中有几十个矿点。而这些矿区均沿北东向莲峰断裂，南北向小江断裂及北西向牛栏江断裂带分布。武陵成矿带主要受北东向铜仁断裂带控制。威宁—朗岱成矿带受北西向垭能—紫云断裂带控制。而矿田或矿床则受区域褶皱和断裂控制。特别是不同方向的构造交叉处，是成矿最有利部位，如茂租矿床就是典型实例。位于莲峰断裂与小江断裂的交叉处；至于矿体则多赋存于背斜轴部或背斜倾覆端的层间剥离空间或层间破碎带，主要呈层状、似层状或透镜状，与地层产状一致，含矿层稳定，规模大。也有少数矿体产于断裂裂隙中，多为不规则的囊状或脉状、规模较小。这两种形态的矿体，在同一个矿床可同时存在（如大梁子矿床）。含矿层位因三个成矿带的古构造、古地理环境不同而不同。武陵成矿带主要是下寒武统青虚洞组（渔塘寨矿床）和上震旦统陡山沱组（董家河矿床）；川滇成矿带主要是上震旦统灯影组，次之是下寒武统筇竹寺组中、上奥陶统大箐组及中志留统大关组；威宁—郎岱成矿带主要是中、下石炭统。同一层位矿体具多层性，多的可达4～6层（如渔塘寨和茂租），含矿围岩厚度不大，为几十米至几百米的碳酸盐岩，以微—细粒，中—粗粒白云岩、藻灰岩、白云质灰岩及硅化灰岩最有利。岩层间常充填有炭质、沥青质。岩相为浅海相礁后半成化盆地或泻湖相。物质成分简单，金属矿物以方铅矿，闪锌矿和黄铁矿为主，伴生汞矿（武陵成矿带）。脉石以石英、方解石、白云岩为主，有时有重晶石和萤石。矿石结构有细—粗粒自形—半自形结构，胶状结构等。矿石构造有团块状、鲕状、环带状等。围岩蚀变微弱，有硅化、白云石化重晶石化。三个成矿带硫同位素组成在δS^{34} +7～+24‰之间，全为正值，属重硫型，硫主要来源于半封闭或封闭的还原盆地的海水硫酸盐。铅同位素组成，有正常铅和异常铅。铅同位素计算的模式年龄值变化较大。其中部分年龄值与围岩时代吻合，还有少数早于围岩时代。并有部分年龄值偏新，说明铅可能是多源和多期。说明铅锌元素除来自围岩，也来自基底老铅，也有部分来自华力西期和燕山期新铅的叠加。据对地层的岩石铅锌元素微量分析结果表明：川滇地区，康滇地轴变质岩系含Pb丰度值30～690ppm，Zn丰度值80～600ppm，铅锌丰度系数可分别达4.92和11.16（四川省地矿局科研所，1982），二迭系玄武岩Pb丰度值70～300Pbm，高出周围地层金属含量；威宁—朗岱成矿带石炭系地层，铅锌含量普遍高于克拉克值17～18倍（贵州省冶金二队）；武陵成矿带震旦系锰矿层位和下寒武统炭质页岩铅的丰度值较高（河南省地矿局405队，1982）这反映成矿物质多源，但主要来自基底岩系和含矿围岩，在川滇黔地区有可能玄武岩带来一定数量的铅锌矿质。由于区构造控矿特征显著，说明成矿过程很可能在热卤水渗流作用下，使矿质活化，迁移，并有部分放射铅加入，当热卤水沿断裂上升到封闭的层间破碎带或断裂带，富含钙质及硫源的岩层，形成层控型矿床。

1.长江中下游成矿带

本成矿带位于扬子成矿区的东北缘，介于华北准地台与扬子准地台之间，为古生代至三迭纪的浅海相沉积的拗陷带，经中生代印支—燕山期构造运动，使地层产生强烈褶皱和断裂。构造线由东向西以北东东向转为北东向。侏罗统晚期有中酸性的岩浆侵入和喷发活动。矿化以铁铜为主，而铅锌矿化不普遍，仅在局部地区，南京—镇江褶断带西段，最近发现了大型铅锌矿床。成矿主要受层位和构造控制，矿区内未见岩浆岩，但受其影响形成层控—热液型矿床。矿床分东、西两部分，东部主矿体赋存于侏罗系象山群砂页岩与石炭—二迭系灰岩之间破碎不整合面及其下覆灰岩的溶塌角砾岩带和岩溶裂隙带中，西部矿体则主要赋存于灰岩断裂带中（以北东和北西向二组为主）。矿体形态复杂，呈透镜状、似层状，有时也穿切围岩，矿体受溶塌角砾岩控制，二者边界大体吻合。金属矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、此外有菱锰矿、黄铜矿并含有大量银、金、镉、镓、铟等有益组分。脉石矿物以方解石、石英为主，其次为重晶石、白云石。矿石结构构造比较复杂，大体可分为三期（刘孝善，1983）：同生沉积结构构造，层纹状，条带状，结核状和胶状结构（胶黄铁矿和胶闪锌矿）；成岩期结构构造，有变胶状，自形—半自形浸染状，草莓状，藻类细胞状及自形晶粒状结构；后生热液叠加结构构造，主要有块状、角砾状，脉状和浸染状构造，乳滴状，格状及骸晶等结构。围岩蚀变微弱，仅在局部炭岩中见有硅化和碳酸盐化。硫同位素组成特征：黄铁矿（包括热液和沉积两种成因）δS^{34} +14.1～-27.4‰，变化范围大，而方铅矿、闪锌矿 δS^{34} -5.2～+4.5‰，说明硫有深源硫，硫为多源。铅同位素数值经计算模式年龄（南京大学地质系，1983），531～831m·y·和118m·y·。前者年龄可能属于扬子旋回构造期，后者年龄相当于燕山期。再结合矿石矿物结构构造存在三期的特征，均表明成矿多期，成矿过程持续较长。早在晋宁运动时，由于构造岩浆活动带来上地幔铅，进入壳层，后经剥蚀搬入沉积盆地，在还原条件下形成硫化物，又经中生代印支—燕山运动形成地下热水（或热卤水）使原有成矿元素活化，迁移，并有部分燕山期铅锌元素加入（根据不整合面的角砾状矿石中存在硫化物胶结下侏罗统象山群砂页岩表明成矿时代仍属燕山中、晚期。此外距矿区 8 km处有燕山期含铜、铅锌矿化的石英闪长岩体存在，再加上有118m·y·铅同位素值存在）。当地下热水沿断裂裂隙上升，进入到封闭的裂隙带或破碎的溶塌角砾岩带，对富含钙质和硫源的碳酸盐岩进行交代沉淀而成。成矿时代虽多期，但以燕山期为主，矿床属层控—热液型。

2.江南古陆成矿带

江南古陆是中元古代以来的长期隆起区，由浅变质岩系组成。受后期构造—岩浆活动的影响，尤其是燕山运动的影响，地层产生断裂裂隙，在断陷盆地中有燕山期陆相火山岩分布，在其中分别形成热液型和火山岩型矿床。进而划分二个成矿亚带。

九岭成矿亚带

位于江南古陆中间地段。由中元古代九岭群（包括修水群）浅变质陆屑碎屑岩组成，岩性较脆，经后期构造—岩浆活动，岩层易发生断裂破碎，伴随岩浆岩侵入形成了脉状铅锌矿。以桃林矿床为代表。矿区位于向西倾伏的北东东向大云山复背斜的北翼，在背斜轴部有东西向的二云母花岗岩侵入。长百余公里，宽数十公里，呈岩基产出。对岩体中黑云母所测K-Ar法年龄值为136m·y·（李璞），属燕山期。在花岗岩与九岭群地层侵入接触处形成大的断裂破碎带，构成了矿脉主要赋存部位，此外也有少量矿脉充填于花岗岩的破碎带

中，呈不规则脉状，但大致平行产生。矿石金属矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿及黄铜矿。脉石矿物为石英、萤石和重晶石。矿石以角砾状、块状构造为主，其次为条带状、浸染状构造。围岩蚀变为硅化、绿泥石化、绢云母化、角砾岩化及重晶石化。硫同位素组成，δS^{34}值近于零值，硫可能来源于下部地壳或上地幔，硫同位素温度测量220°～344°C（丁梯平资料），结合矿化特征，认为桃林铅锌矿床属中温热液型。

婺源成矿亚带

位于江南古陆东端的南缘，赣东北深断裂带西侧火山盆地中。其中分布有一系列大中型铜、铅锌矿床，组成了东北—西南向多金属矿带。本区为长期隆起剥蚀区，直到中生代上侏罗世—白垩纪在山间断陷盆地中有陆相火山沉积。不整合于中元古界双桥山群的浅变质岩系之上。燕山运动使原东西向构造叠加了东北向褶皱、断裂，并有火山喷发及次火山岩的侵入，在侵入接触处围岩发生破碎，形成了有利的矿化空间。成矿与燕山期中酸性至酸性浅成—超浅成次火山岩及喷发岩在时间上空间上均有密切关系。以银山矿床为例，矿区位于德兴复背斜次级背斜轴部，由双桥山群的千枚岩、砂质千枚岩、凝灰质砂质千枚岩和少量中基性火山岩组成。矿床产于燕山期上侏罗统鹅湖岭组，中酸性流纹—英安质火山岩及次火山岩的内外接触带，如图1-3。

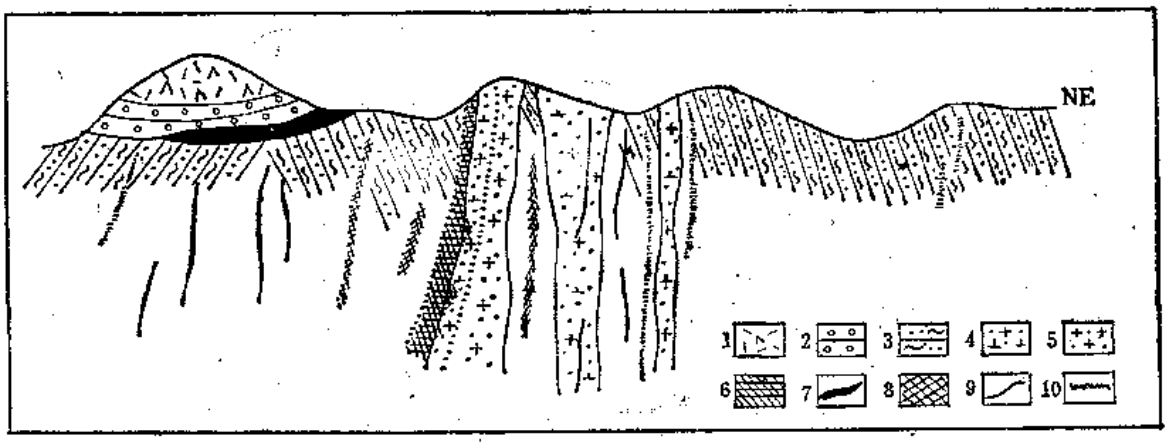


图 1-3 银山矿区地质剖面示意图

Fig 1-3 Diagrammatic geological section of the Yinshan wining area

（据黄世全资料）

1.鹅湖岭组角闪流纹岩；2.鹅湖岭组千枚质角砾岩；3.双桥山组千枚岩；4.英安斑岩；5.石英斑岩；6.斑岩型铜矿；7.似层状铅锌矿；8.脉状铜矿；9.脉状铜、铅、锌矿；10.脉状铅锌矿。

本区火山活动，可进一步划分为三个喷发—侵入旋回，岩性由酸性向中酸性方向演化。第一个旋回为酸性喷发—侵入阶段，形成流纹质碎屑岩和熔岩。碎屑岩主要由集块角砾岩和角砾凝灰岩组成。角砾成分主要为流纹岩和千枚岩。熔岩主要为角砾流纹岩。在火山喷溢活动末期有石英斑岩呈岩脉、岩墙状侵入；第二个旋回为中酸性喷发—侵入阶段，形成了英安质火山碎屑岩和英安质熔岩，在喷发期末仍有英安斑岩侵入，在边部有爆破角砾岩。本旋回是主要成矿期，围绕岩体形成一系列铜铅锌矿化。第三个旋回是喷发末尾，仅有安山玢岩零星分布，无矿化现象。矿体按产状和形态，进一步划分三种类型。1）脉状铜矿体和铜铅锌矿体，产于石英斑岩及其两侧千枚岩断裂裂隙中，呈北西、近南北或近东西向产状，构成主要工业矿体。2）细脉浸染状和细脉状铜矿体（或称斑岩型铜矿

体），产于石英斑岩内外接触带，内带中矿体主要赋存于石英斑岩裂隙中，形成网脉状铜矿体。外带中矿体则赋存于千枚岩片理和裂隙中形成了细脉浸染状矿体，规模较小；3）似层状铅锌矿体，产于双桥山群浅变岩系侵蚀面与上覆上侏罗统鹅湖岭组下部流纹质大山碎屑岩上下部位。矿体受层位及层间裂隙控制，呈似层状，不规则透镜状，与围岩产状一致。矿石中矿物组合较复杂，有用金属矿物以黄铜矿、方铅矿、闪锌矿为主，其次有黝铜矿、砷黝铜矿，伴有各种银矿物。脉石矿物以石英、方解石，白云石和菱铁矿为主。矿化大体具水平和垂直分带现象。矿化以英安斑岩为中心，从内向外可分为铜矿带，铜铅锌矿带，铅锌矿带，铅银矿带，如图1-3。至上而下则分为铅银矿带，铅锌矿带，铜铅锌矿带，铜矿带。矿化与围岩蚀变关系密切，铜矿与水白云岩化，绢云母化和绿泥石化关系密切，铅锌矿与硅化、绿泥石化、碳酸岩化、高岭石化关系密切。成矿温度，根据硫同位素爆破法，均一法测量资料，银山矿床成矿温度变化在425～155°C左右，其铜矿化期成矿温度425～210°C左右，铅锌矿化期温度345～155°C左右。成矿温度从岩体向外，逐渐降低，因此矿化与温度分带一致。硫同位素组成特点（据叶庆同资料），变化范围窄，δS^{34} −6.1～+2.3‰，推测硫来源地壳深处。根据矿区外围的含矿围岩铅锌含量高分析，在矿液上升过程中交代了围岩，并淋滤了围岩中的铅锌元素。使矿化富集，矿床成因类型属火山热液型。

（三）华南成矿区

本成矿区位于扬子成矿区之南的广大地区，属华南加里东褶皱系。由于基底固结于加里东期，比扬子成矿区的基底固结晚，沉积盖层延续时间短（D-T），沉积厚度也薄。中生代太平洋构造作用，使本区产生大规模的构造—岩浆活动及成矿作用，构成了西太平洋大陆边缘活动带的重要组成部分。

华南褶皱系在元古代至志留纪基本是冒地槽阶段，以大幅度下降为主。沉积了巨厚的复理式，类复理式及含少量碳酸盐岩建造。志留系末，加里东运动地槽回返，使以前的沉积地层强烈褶皱（轴向北东）。伴有断裂活动和区域变质作用，并有一定规模岩浆侵入活动。岩体多分布在云开古隆宁岗至武夷山一带，断续呈北东向展布。多为花岗岩，部分为混合花岗岩，个别为花岗闪长岩和石英闪长岩。岩体均侵入于前震旦系或下古生界地层中，并为泥盆系地层所覆盖。同位素年龄越城岭岩体382～422m·y·，都庆岭和海洋山岩体457～422m·y·。这期岩体与锡、铜、钨、金有成矿关系。早泥盆世仅部分地区接受碎屑沉积，中泥盆世至三迭纪是浅海—滨海环境，沉积了巨厚的碳酸盐岩。印支运动使晚古生界地层发生强烈褶皱和断裂（基底以断裂为主），构造线以北北东和北东向为主，伴有较强烈的岩浆活动，但铅锌矿化微弱。从此结束了海侵。早侏罗世至白垩纪早期发生了强烈的燕山运动，使沉积盖层再次遭受以断裂为主的褶皱断裂活动，伴随有大规模岩浆活动，形成了大小不等的超酸性、酸性及中酸性的岩株和岩基。在东南沿海地区形成了酸性火山岩带。成矿作用显著，尤其是有色金属矿产异常发育，构成了我国有色金属重要成矿区。但由于本区构造—岩浆活动东强西弱，矿床成因类型也相应出现规律性的变化，从东往西依次为陆相火山岩型（斑岩型）—热液型—层控型。根据成矿地质环境和矿化特征的不同，将华南成矿区进一步划分6个成矿带：

1.东南沿海成矿带

位于丽水—大浦—河源北东向深断裂带以东的地区。这里是燕山期构造—岩浆活动强烈叠加区，构成了典型的大陆边缘活动带。区域内断裂作用异常发育，以北东向为主，北西也很重要，次之还有东西向和南北向断裂，几组不同方向断裂常互相穿插，彼此切割，形成复杂的构造格局。尤其北东向深断裂带，可能开始于前寒武纪，直至中—新生代长期断续活动，不仅控制本区地质构造发展演化，而且还控制中生代的岩浆活动和成矿作用。本区沿北东向大断裂有大规模的岩浆侵入和火山喷发活动。形成大面积广布全区的中酸性火山岩，其中侵入岩有燕山晚期的花岗岩类，多呈岩基和岩株状产出。基底岩层多被覆盖，仅局部地区有零星出露。火山活动从晚三迭世开始，结束于晚白垩世。主要时期是晚侏罗世至早白垩世。岩性在空间分布上呈现一定的规律性。从西向东酸性变大。安山岩减少，流纹岩增多；从北向南，由中酸性变为酸性。如下扬子地区，长江中下游地区为基性偏碱性安山岩、粗面岩、粗安岩及响岩组合。江南台隆为中酸性安山岩，粗安岩和流纹岩。华南地区为酸性岩带以英安岩和流纹岩为特征。从化学成分看，SiO_2的含量，下扬子地区55～61%，华南地区为61～71%，含矿性也具区域分带性。下扬子地区以铜—铁为主，如宁芜、庐枞和凡昌盆地；江南台隆为铜铅锌；华南地区以铅锌铜和钨锡为主，其中北部浙江以铅锌为主，中部浙闽以钼为主。南部广东以钨锡为主。成矿时代主要90～120m·y·，这种金属元素从北向南区域的分带性，可能是由于北东向火山岩带叠加在不同性质大地构造单元及其地球化学场不均一性的结果。铅锌矿主要受北东向或南北断裂带控制。矿床主要产于中生代断陷盆地的外部边缘地带几个断裂交叉处，这些地段由于断裂作用，岩石破碎，孔隙大，易于热液流通，并在有利岩性和合适盖层下成矿。含矿围岩主要是上侏罗统，至下白垩统的中酸性—酸性火山碎屑岩和火山喷发岩。矿体产状稳定，形态规则，矿物成分简单。矿石具交代残余结构，乳滴状结构；矿石构造主要为细脉状、浸染状、角砾状、团块状。围岩蚀变弱。硫同位素组成变化范围小，接近零值，类似陨石硫。成矿温度中—低温。以五部矿床为例，赋存于火山断陷盆地边缘断裂中。铅锌矿呈脉状或透镜状沿北北西（340～360°）向断裂带断续分布，形成了十几公里长的矿化带。含矿围岩是上侏罗统至下白垩统流纹质—英安质熔结凝灰岩，凝灰岩和安山岩。矿体下盘围岩岩性单一，为英安—流纹质熔结凝灰岩，未见沉积夹层，蚀变微弱。上盘主要为酸性熔岩、火山碎屑岩夹有大量沉积夹层，局部有安山岩和安山玄武岩，蚀变强，种类多。矿区有石英霏细斑岩，地表呈岩脉，岩瘤状产出，沿五部断裂断续分布，深部连续性好，脉幅增大，内部斑晶发育，岩体两侧有喷溢相，并侵入火山岩层中，所以认为石英霏细斑岩是次火山岩与周围火山岩属同源的浅成—超浅成酸性侵入体，与火山岩受同一火山构造控制，是火山喷发晚期的岩颈相。据石英霏细斑岩局部地段存在爆破角砾岩化，其中均有不同程度的蚀变和矿化，甚至形成具有网脉状、浸染状和角砾状的矿体。又据岩体化学分析（黄报章资料），钾长石含铅高，这说明岩体不仅在空间上而且在物源方面也有成因关系。矿体产于断裂带中石英霏细斑岩下盘的内外接触带，产状稳定，呈脉状与透镜状，如图1-4。

金属矿物成分简单，主要为方铅矿，闪锌矿，其次是黄铜矿，黄铁矿，赤铁矿，含银和镉，镉几乎全部呈类质同像赋存于闪锌矿中，镉锌含量具明显的线性关系（黄报章等，1983）。矿石构造主要有浸染状、细脉状、角砾状、致密团块状等，矿石结构常呈固溶体分离结构，呈现热液充填交代结构构造特点。围岩蚀变以中低温类型为主。有绢云母化、

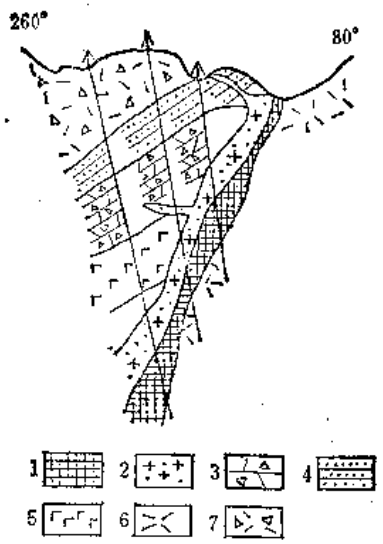


图 1-4 五部矿区地质剖面图

Fig 1-4 Diagrammatic geological section of the Wubu mining area

（据黄报章等资料）

1.矿体；2.石英斑细斑岩；3.沉积火山角砾岩；4.砂岩；5.玄武岩；6.晶屑玻璃质熔结凝灰岩；7.角砾凝灰岩。

硅化、钠长石化及绿泥石化，其中硅化与成矿关系密切，主要分布在控矿断裂带中。蚀变分带水平方向不明显，垂直方向，向下绿泥石化增强。硫同位素组成特征（黄报章等，1983），δS^{34}值变化－4.04‰～6.30‰，接近零值，具塔式分布，但塔峰比较宽，推测硫主要来自上地幔或地壳深部。成矿温度，根据硫同位素数值计算矿床硫化物温度为127～301°C，一般在200°C以下，再者根据包裹体均一法和爆裂法测温结果，一般在200°C左右，成矿温度不高，结合围岩蚀变及主要金属矿物结合，矿床成矿温度应属中低温，综合成矿条件矿化特征及物源分析，矿床属陆相火山热液型。南部有银坑矿床。铅锌矿产于上侏罗统南园组酸性火山碎屑岩和流纹质凝灰岩中。矿体呈似层状、透镜状，与围岩产状近似整合。但也有少量呈脉状切穿围岩，矿区有72个花岗岩斑岩脉切穿矿体，围岩蚀变弱，而且温度低，主要是叶腊石化，绿石化和黄铁矿化。矿石在粗粒凝灰岩及角砾岩中呈小脉或网脉状。在细粒凝灰岩中以星点状占优势。矿物成分简单。主要为方铅矿、闪锌矿。次之为黄铁矿、黄铜矿。伴有银、镉有益元素。成矿温度属中温，爆破法200～250°C，据四个硫同位素样品δS^{34}值在0.7～3.6‰（季绍新等，1981）。再向南以锡（钨）为主，铅锌不单独形成矿床，而与锡（钨）共生。以广东厚婆坳矿床为代表，矿体产于晚三迭—早侏罗世火山拗陷湖盆中，含矿围岩是兰塘群的陆源碎屑岩，火山碎屑岩夹火山熔岩。矿体呈层状，似层状和透镜状，矿石构造为浸染状和细脉浸染状，金属矿物以方铅矿、闪锌矿和锡石为主，围岩蚀变常见有硅化和绿泥石，局部有碳酸盐化。矿床规模不大。属陆相火山岩型的锡—铅锌矿床。

2.武夷山成矿带

位于东南沿海成矿带之西侧。本区主要由沿北东向断裂侵入的燕山期花岗岩类侵入体及火山岩组成。最近在这个地区发现了斑岩型铅锌矿。以冷水为例，矿床位于武夷隆起的北缘地带，这里地质构造复杂。矿区内发育上侏罗统鹅湖岭组陆相酸性火山岩，其中侵入有次火山岩侵入体，主要为花岗斑岩。火山岩与次火山岩二者为同源不同岩相的产物。前者为喷发相，后者为浅成或超浅成侵入相。在花岗斑岩上部接触带有隐爆现象，出现有爆破角砾岩和震碎角砾岩。而且隐爆作用与蚀变作用及成矿作用之间存在相互依存关系。岩体受隐爆作用越强，岩石蚀变作用及成矿作用也相应增强。铅锌矿主要产于花岗斑岩体顶部和内部，如图1-5。其次产于外接触带火山岩碎屑岩—流纹质凝灰岩中。矿体形态简单、主要为似层状，透镜状及脉状。含矿花岗斑岩的化学成分，根据江西地质局912队资料，认为与一般铜，钼斑岩型的岩体成分不同。SiO_2含量大于72%，平均为74.32%，

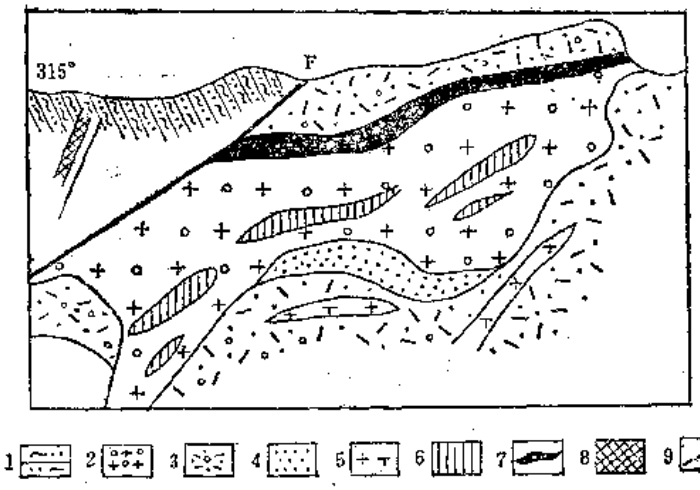


图 1-5 冷水矿区地质剖面图

Fig 1-5 Diagrammatic geological section of the Lengshui wining area

（根据江西省地质局912队资料）

1.震旦系千枚岩；2.花岗斑岩；3.流纹质凝灰岩；4.凝灰熔岩；5.闪长玢岩；6.斑岩中浸染状矿体；7.接触带似层状矿体；8.脉状矿体；9.断裂。

K_2O+Na_2O总量为6.97%，K_2O/Na_2O比值是14.15，与同类型岩石相比，钾质含量高，所以本区含矿斑岩属硅、铅过饱和的钾质钙碱性岩石系列。铅锌矿主要交代长石斑晶或沿裂隙充填而成。金属矿物以方铅矿，闪锌矿为主，次之为黄铁矿，辉银矿和黄铜矿。矿化作用具明显分带特征。从岩体中心至围岩大致可分为铜矿化—铅锌矿化—铅锌银矿化。铅锌矿紧密伴生以细粒为主，粗粒较少。矿石构造以浸染状、细脉—浸染状为主，局部为脉状、角砾状；矿石结构以交代作用为主，普遍发育交代残留结构。围岩蚀变发育，以面型为主，具分带性依次为绿泥石化，绢云母化，碳酸盐化，其次为硅化。其中绿泥石化与铜矿有关，绢云母化则与铅锌矿关系密切。面型蚀变发育有浸染状矿化，线型蚀变则与脉状矿化相关。成矿温度用爆破法测定为300°C左右（江西省地质局912队，1984），反映成矿温度近高—中温。硫同位素组成，$\delta S^{34}+1\sim+5‰$，近于零值，显示陨石型特征，表明硫来源于地壳深部。综合上述成矿母岩为次火山岩花岗斑岩，矿化与岩体上部接触带隐爆作用关系密切。围岩蚀变与金属矿物具分带性。结合矿石结构、构造及硫同位素组成特征，说明矿床属斑岩型。

3.湘粤成矿带

位于江西隆起之西，湘中褶皱带及桂北隆起之东，西南与粤西隆起相邻，北与九岭隆起相接。本区构造处于前泥盆纪隆起带之间的上古生代拗陷带。泥盆纪开始海侵，由西南向东北方向漫延，直至早—中三迭世以后，海水才从本区全部退出。沉积厚度可达4000m。地层褶皱、断裂非常发育、构造方向以南北向为主。区域内有大量花岗岩体沿背斜轴

部和背斜倾没端产出。在侵入接触带附近形成了许多大型矿床，构成了我国著名的接触交代型和岩浆热液型多金属成矿带。矿床均赋存于燕山期花岗岩与中—上泥盆统棋子桥组或东岗岭组，下石炭统石磴子组及下二迭统栖霞组地层侵入接触带的内外带。如水口山、大宝山、黄沙坪、柿竹园、连南等矿床。也有位于远离岩体，产于碳酸盐岩层中。但不能否认是受热液影响的矿床如凡口和康家湾矿床。

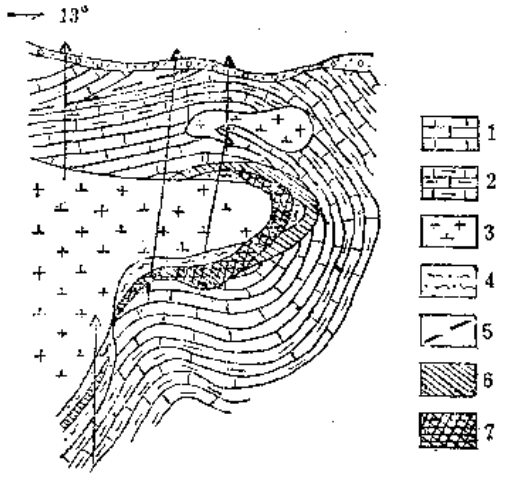


图 1-6 水口山矿区地质剖面示意图

Fig 1-6 Diagrammatic geological section of the Shuikoushan wining area

（根据水口山矿区资料）

1.二迭系下统栖霞组；2.二迭系下统茅口组；3.花岗闪长岩；4.矽卡岩；5.断裂；6.黄铁矿体；7.铅锌矿体。

控制成矿的岩体主要是超酸性，浅成或超浅成的小岩体，如石英斑岩、花岗斑岩及花岗闪长岩，岩体面积多数小于1km^2，形状呈岩株状，岩盘状。而且不少小岩体呈上大下小的漏斗状或蘑菇状，岩体顶部沿层面侵入与岩层走向一致。呈超伏状，矿体位于岩体下部碳酸盐岩层中，实际岩体起了盖层隔档作用。如水口山，大宝山和黄砂坪矿区岩体均是如此，如图1-6。

岩体时代根据各矿区同位素资料，水口山花岗闪长岩106m·y·，黄沙坪花岗斑岩162～165m·y·，柿竹园用K-Ar法测定黑云母结果，细粒斑状花岗岩（边缘相）177m·y·，粗粒黑云母花岗岩（中心相）139m·y·，大宝山花岗闪长岩97～101m·y·。含矿围岩的岩性，主要是不纯灰岩（包括生物碎屑灰岩）、大理岩、白云质灰岩及砂页岩。含矿层位由南向北逐渐变新，南部凡口矿床产于中上泥盆世，向北的黄沙坪则为下石炭世石磴子组，北部的水口山变为下二迭世栖霞组。这种变化反映海侵由西南向北东方向推移的特点。

成矿与构造关系非常密切。成矿带在区域构造上位于北北东或北东向构造带上，而控制矿田或矿床构造，主要是背斜轴部或背斜的倾没端及断裂发育地段（个别矿床位于向斜核部，如大宝山），由于这种部位构造应力集中，岩层易产生破碎，为岩浆侵入或矿液移动富集提供了有利的空间。因此矿体主要赋存于侵入接触带或远离侵入接触带的层间破碎带。

产于接触带为主的矿床，有水口山、黄沙坪，柿竹园和连南。矿体形态多样，呈透镜状、脉状及囊状。围岩蚀变强烈，不仅有简单矽卡岩（由柘榴石—透辉石组成），还叠加有含水的复杂矽卡岩（主要由阳起石、透闪石、绿帘石、金云母等组成），除含大量硅铝酸盐矿物外，金属矿物由于成矿多期，种类繁多，从岩体向外具顺向分带，一般顺序是白钨矿、辉钼矿、锡石、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿。从测温资料看（陈仕谋，1980），成矿温度从高温向中温甚至低温递变，进一步证明有温度分带。靠近岩体钨、锡、钼，成矿温度为412°C～208°C，而远离岩体的铜铅锌为233°C～134°C。产于远离接触带的碳酸盐岩层的层间裂隙或破碎带为主的矿床，有凡口、康家湾。这类矿床一般来说矿体形态较规则，呈脉状或似层状。矿物组合简单，金属矿物主要是闪锌矿、方铅矿和黄铁矿、脉石矿物为方解石和石英，围岩蚀变弱，绿泥石化和硅化。值得指出的是有的矿床中有二种产出形式的矿体，如黄沙坪矿床，矿体既产于接触带又产于层间断裂带。同一矿田中由于各矿床产

出构造部位不同，常可形成具有内在成因联系的不同成矿特征的矿床。如水口山和康家湾两矿床同属一个矿田，相距1800m，前者产于背斜轴部的接触破碎带，后者产于背斜轴部远离接触带的层间破碎带；因此矿体形态，围岩蚀变及矿物组合等矿化特征，水口山矿床较康家湾矿复杂，但根据硫、铅同位素资料（湖南省冶金地质研究所），硫同位素数值两个矿区变化范围一致，接近零值，硫来自地壳深部。另据铅同位素比值两矿区变化范围也很小，也很相近，计算模式年龄，水口山成矿为150～230m·y·，康家湾为125～180m·y·。属燕山期。从上述地质矿化特征及同位素数据说明两矿区应属同源的岩浆热液型矿床。

4.湘中成矿带

位于江南古陆东南缘与九岭隆起南缘之间，是上古生代稳定的拗陷带，经印支和燕山运动，形成北东向褶皱与断裂，但岩浆活动不发育。矿化主要受古地理、层位、岩性和构造控制。矿体规则，成分简单，围岩蚀变弱。以禾青和白云铺矿为代表（湖南省地质研究所湘中组，1982），铅锌矿主要赋存于中泥盆统棋子桥组岩层中。含矿岩性为灰岩与泥灰岩相变带的灰岩，属半封闭的浅海碳酸盐台地边缘相。矿床受区域北东向城步—冷水江、新宁—邵阳及零陵断裂控制。尤其是断裂通过的背斜倾没端或翼部的层间破碎带是成矿有利部位。矿体呈似层状和透镜状与围岩产状一致。矿石物质成分简单，主要为黄铁矿、闪锌矿、方铅矿。矿石具同心圆，条带状和块状构造。围岩蚀变微弱。常见黄铁矿化和白云岩化。矿床硫同位素组成，禾青δS^{34}－13.5～－27.1‰，全为负值，而白云铺δS^{34}－20.54～＋33.28‰有正有负。二者均属海水硫酸盐，由于沉积环境不同造成硫同位素巨大分馏。重硫型多形成在比较封闭的局限半局限还原盆地中，而混合型则形成在氧化与还原交替沉积环境中。矿床铅同位素组成以正常铅为主，也有弱异常铅存在，计算模式年龄值部分是300～400m·y·，部分为400～700m·y·还有大于965m·y·；说明铅是多源，但主要来自基底和围岩，由于热卤水渗流作用，在构造和岩性适宜条件时富集成矿。

5.桂中成矿带

本区北临江南古陆，东靠云开隆起，西以南丹—都安大断裂为界与右江成矿带分开。位于古隆起间的上古生代拗陷带。上古生界地层属地台盖层性质，经中生代构造运动形成紧密褶皱，并伴有逆断层，构造线方向东西两侧不同，东侧以北东向为主，西侧则以北西向为主，区内未见岩浆活动。

本成矿带是华南重要铅锌成矿带之一。其中形成一系列大中型矿床，均分布于古陆边缘，如图1-7。

矿床严格受构造、层位、岩性控制。成矿与构造作用关系密切，矿床空间分布受近南北向断裂两侧的次级断裂控制。如泗顶、古丹矿床、明村、古立矿床及锡基坑矿床均分布于泗顶—古丹、桐木和明村—蒙圩断裂带两侧的次级断裂中，形成了近南北向的铅锌矿带，矿体多集中于背斜部位。矿床均产于加里东期构造层的寒武系不整合面上的泥盆系地层中，但不同矿床产出层位略有不同，而且呈现有规律的变化。如南部明村，古立矿床产于下泥盆统四排组下部，北部古丹矿床则赋存于中泥盆统东岗岭组，而最北部的泗顶矿床则层位更高，产于上泥盆统融县组。这种现象也反映了海侵自南向北逐渐推移。含矿围岩的岩性，主要是生物白云岩和含化石的粗粒白云岩。有的则赋存在生物礁顶或礁顶的相对凹陷部位，如图1-8。

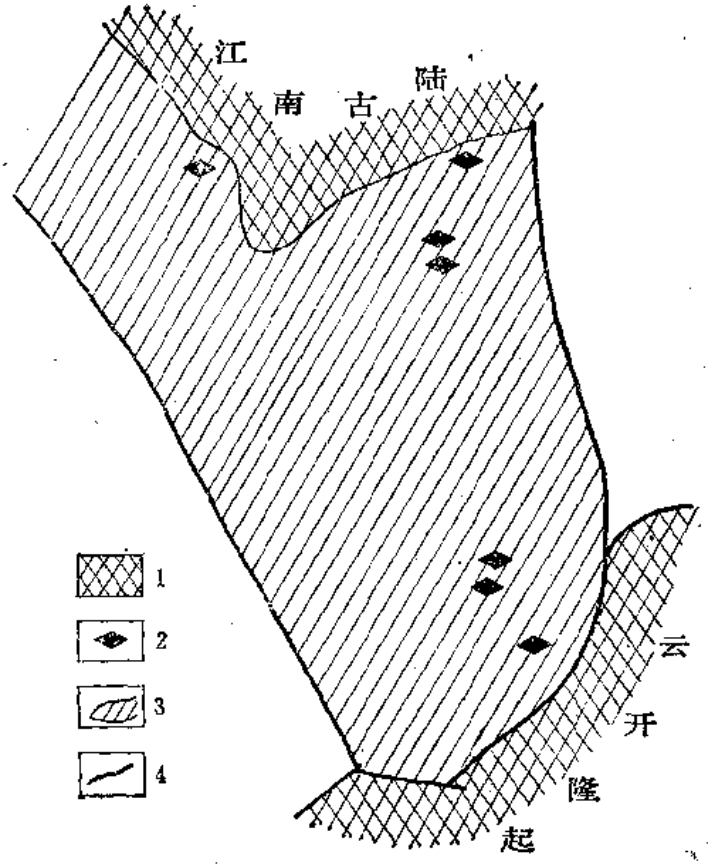


图 1-7 桂中成矿带层控铅锌矿分布特征图

Fig.1-7 The distribution of stratabound lead-zinc deposits in metallogenic belt of the Central Guangxi

1.古陆或古隆起；2.层控型铅锌矿；3.上古生代碳酸盐岩拗陷带；4.断裂。

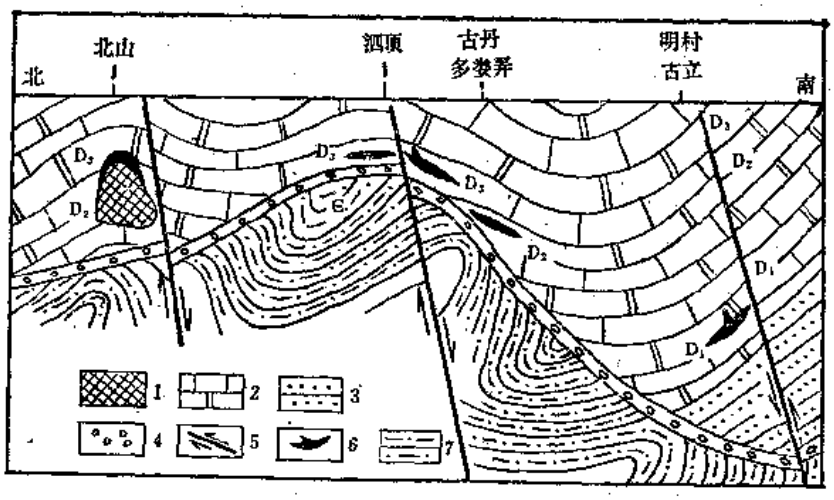


图 1-8 桂中成矿带层控型铅锌矿床地质剖面示意图

Fig.1-8 Schematic geological section of stratabound lead-zinc deposits in metallogenic belt of the Central Guangxi

（根据汪金榜资料改编）

1.岩礁；2.碳酸盐岩类岩石；3.砂岩；4.砂砾岩；5.断层；6.矿体；7.碎屑岩。

成矿的古地理环境，根据含矿层中含丰富生物又含石膏，矿石具同心圆构造等现象，推测是由台地边缘相，经地壳上升变为局限性的半封闭的泻湖相。矿体形态规则，主要呈似层状，透镜状与地层产状一致，与围岩界限清楚。矿物组合比较简单，以闪锌矿、方铅矿、黄铁矿为主。脉石矿物为白云石、方解石及重晶石。矿石结构构造分二期：一是沉积成岩期，有胶状结构、条带状构造和环带构造。二是后期叠加期，有交代生物结构，充填交代结构、角砾状构造。围岩蚀变简单微弱，主要是白云石化，重晶石化及方解石化。成矿温度，据汪金榜的测温资料，这类矿床具有后期热液活动现象，如北山矿床，在白云岩中见有小于0.004～0.014mm菱面液态包裹体。黄铁矿、闪锌矿爆破温度217～317°C，明村、古立矿体在重晶石中见有0.004～0.03mm液态包裹体，气液比值0.04～0.13间，均一温度范围在96～228°C，属中—低温。稳定同位素组成特征（汪金榜，1982）如下：

表 1-4　硫同位素组成特征表

矿床	样品数	δS^{34}‰				资料来源
		闪锌矿	方铅矿	黄铁矿	平均值	
北　山	68	−9.28～+9.28	−5.7～+4.2	−7.1～+7.4	−9.8～+9.8	广西第七地质队
泗　顶	92	−18.1～+5.5	−9.0～+5.2	−17.6～+3.1	−17.64～+5.46	广西冶金勘探公司二七〇队
古　丹	12	−12.3～+8.3	−4.6～+4.9	26.2～+6.9	−26.2～+8.3	
明　村	17	−7.1～+7.7	−7.2～+4.2	−21.0～+4.9	−21.0～+24.2	
整个成矿区		−8～+8	−8～+5	−24～+9		广西省地质局

上述硫同位素组成δS^{34}值变化范围大，即有轻硫，属生物硫，又有重硫，属海水沉积硫。结合矿石中有黄铁矿、闪锌矿交代生物结构的特征，以及部分自形、半自形沉积黄铁矿等现象的存在，说明硫主要来自含矿围岩。但从硫同位素组成数值可见到，δS^{34}值有的近于零值，反映可能有少量硫来自地壳深部，为后期含矿热液叠加所致。铅同位素组成特征具不均一性。Pb^{208}/Pb^{204} 17.84～19.32，Pb^{207}/Pb^{204} 15.29～10.29，Pb^{208}/Pb^{204} 37.99～41.04，比值变化大，含放射性成因铅高，有部分异常铅。但各矿床也有差异。如北山矿床铅同位素组成变化范围小，基本属正常铅，模式年龄（按H.H法计算）为312～656m·y·，其中大部分年龄老于围岩，少部分与围岩年龄相当，个别新于围岩，说明铅主要来源于加里东基底，相当于寒武系地层，少量来自后期热液。而泗顶—古丹矿床，铅同位素变化范围大，从96～625m·y·，并出现负值，说明含放射性成因铅。结合泗顶矿区对各个地层中铅锌含量分析数据统计（唐耀明，1982），中泥盆统东岗岭组下部砂砾岩层含量较高，Pb，Zn各55ppm，特别是寒武系清溪组地层含Pb52ppm，含Zn181ppm，均高出同类沉积岩中Pb含量2～7倍，Zn 1～11倍。说明铅主要来源于汇

南古陆和云开隆起的寒武系地层，部分来自泥盆系底部的砂砾岩，其次来源于燕山期地下热水。

综合上述，本区铅锌矿，在空间平面位置处于古陆和古隆起的边缘拗陷带。在纵向的剖面位置，位于不整合面之上第一次海侵的碳酸盐岩层中，如图1-8。成矿受岩相、岩性、构造控制。矿体形态现则。矿物成分简单。矿石具沉积成岩时结构构造特征。硫、铅物源主要来自围岩，但又经后期中生代构造一地下热水叠加富集。因此本成矿带铅锌矿主要为多成因的层控型。

6.右江成矿带

本成矿带位于华南成矿区的西南端，与周围各成矿带几乎均以断裂为界。东南面以灵山深断裂为界与云开成矿带分开，东北以南丹一都安大断裂为界与桂中成矿带相邻，西北面以开源一平塘深断裂与扬子成矿区相接。本区褶皱基底为早古生代加里东期构造层，在本区东南部呈东西向出露。上泥盆系、石炭系、二迭系地层在区域南部及东北边缘广泛分布，属盖层沉积。三迭纪本区再度转为地槽，大面积沉积了巨厚的复理石和火山岩建造。厚度一般在2000m以上。晚三迭世以后经印支、燕山运动，使泥盆系至三迭系地层产生紧密褶皱，伴随有逆掩断层及深断裂，构成了中生代地槽的一部分。本区岩浆活动不强烈，以基性、超基性岩分布较多，主要是辉绿岩，辉绿斑岩，辉长岩等，多以岩墙和脉状产出，侵代时代以印支期为主。花岗岩仅局部出露，多为燕山期。

本成矿带铅锌矿化不均匀，由于受地质环境限制，集中形成三个矿带。其中以丹池矿带最著称，分布于成矿带的东北缘。区域构造位置处于江南古陆南缘，为一北西展布的上古生代拗陷带，历经印支—燕山运动变成紧密褶皱带，伴有酸性黑云母花岗岩和花岗斑岩小岩株侵入（K-Ar法分别为107和91m·y·）。地层主要为泥盆系，其次为石炭系、二迭系。岩性以浅海相碳酸盐岩为主。控矿构造主要是北西向褶皱带基础上形成的北东向短轴背斜核部，其中赋存一系列多金属矿床。它们产于侵入岩与下、中、上泥盆统富含炭质页岩、泥灰岩、灰岩、条带状灰岩及扁豆状灰岩的侵入接触带及其围岩中。而且金属元素围绕龙箱盖黑云母花岗岩体为中心呈环带状分布，靠近岩体为矽卡岩型锌一铜矿，外侧为锡石—硫化物矿床，最外带是铅—锌—锑和汞矿床。矿体受层间裂隙、破碎带及断裂裂隙控制，主要呈层状、似层状，其次为脉状。矿石矿物组合复杂。金属矿物主要是锡石，还有铁闪锌矿，磁黄铁矿、黄铁矿、毒砂、脆硫锑铅矿，其次为黄铜矿、辉锑矿和锡、锑、铅、砷的硫酸盐矿物。矿石结构构造以热液交代作用为主，为脉状、网脉状、块状构造及固溶体结构等。围岩蚀变发育并有分带现象，靠近岩体为矽卡岩化，向外为长英岩化，石英岩化，最外边则为碳酸盐岩化。稳定同位素特征：硫同位素根据广西冶金二七〇队（170个样）、成都地质学院（909个样）等单位在大厂矿田各矿床所做工作统计，大部分δS^{34} - 5～+ 5‰之间，变化范围较窄，接近零值，但塔式效应不明显，而且各矿床数值也不完全相同，反映硫源并非单一来源，但以地壳深部来源为主。铅同位素（据冯群耀资料）Pb^{206}/Pb^{204}值为18.19～19.32，Pb^{207}～Pb^{204}值为14.89～16.45，Pb^{208}/Pb^{204}值为37.53～40.72变化较大，不均一，放射性因铅也较高。按R.F.C和R.S.F法计算大厂矿田铅模式年龄为73～757m·y·，其中100～200m·y·数占12.5%，矿区黑云母花岗岩年龄为107m·y·，花岗斑岩为97m·y·，说明成矿物质铅既来自含矿围岩，也来自岩浆岩。

从上述矿化特征可见，矿物组合复杂，围绕岩体具分带性。矿石结构构造存在明显热

液交代现象。依据稳定同位素特征，硫源主要来自地壳深部，铅既来自围岩，也来自岩浆。燕山期构造—岩浆活动对成矿起主导作用。矿床应属岩浆热液型。西南缘矿带，介于扬子准地台与越北古陆之间，其中广布三迭系碳酸盐岩地层，断裂发育，并有燕山期小侵入体分布。铅锌矿集中产于矿带东、西两侧、均赋存于越北古陆北缘。东以寒武系和泥盆系碳酸盐岩及碎屑岩地层为主，燕山期花岗岩呈小岩株侵入于三迭系和寒武系地层中，沿接触带形成了接触交代型多金属矿床（陶楚骏、虞明忠，1982）。以都龙矿床为例，矿体产于燕山晚期黑云母花岗岩与中寒武统田逢组白云岩或白云质灰岩接触带阳起石矽卡岩中。呈似层状、透粒状、脉状、柱状，也有沿围岩层理产出的似层状、扁豆状矿体，与围岩界线清楚。矿石为含锡的铁闪锌矿建造，伴有黄铜矿、磁黄铁矿、毒砂、方铅矿及黄铁矿，多种金属元素组合并有分带性，近岩体为钨、锡、铍、钼、向外为铜铅锌，远离岩体为锑、汞。矿带西侧以个旧蒙子庙矿床为例，矿体产于燕山晚期花岗岩外接触带三迭系个旧组薄层细晶大理岩和块状大理岩中，并受构造控制，矿体主要产于层间剥离带，呈似层状、透镜状顺层排列，产于断裂交义处则呈脉状。金属元素种类多，铅锌与锡、钨、铜、钼共生，围绕岩体具钨、锡、铅、锌、锑、汞的分带现象。矿石为含锡铅锌白云石建造。总之矿带东、西侧矿化的一致性不仅取决于成矿环境地质—构造—岩浆作用的成矿地质背景，还取决于区域地球化学场特征的一致性。大明山—镇龙山矿带，位于本成矿带东南部，呈东西向展布。处于加里东褶皱隆起区，构造方向以东西向为主。铅锌矿呈脉状产于褶皱基底寒武系砂页岩的裂隙中。成矿与岩浆活动无明显成因关系。矿石矿物简单，主要为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿，脉石为石英和方解石。围岩蚀变弱，为硅化、绢云母化和黄铁矿化。以绿井和长屯矿床为代表，矿带规模不如前二者大。

（四）东北成矿区

东北成矿区东临日本海，位于康保—赤峰—开原深断裂以北的地区，属中亚蒙古褶皱系的东缘部分。其中以德尔布干深断裂为界又划分为南北二个褶皱区。北部为萨彦额尔古纳地槽褶皱区，主体位于蒙古、苏联，在我国境内仅一小部分，即额尔古纳兴凯褶皱系；南部为天山兴安地槽褶皱系，属华力西旋回优地槽。火山岩以泥盆系、石炭系的中性安山岩类为主。地槽从石炭纪至二迭纪强烈褶皱回返。并生成大规模的花岗岩侵入体，在接触带形成了矽卡岩型多金属矿带。中生代以来大部分地区经受强烈改造，燕山运动有大规模的断裂作用和岩浆活动，形成了热液型和火山岩型的铅锌矿。据目前的资料可知，铅锌矿分布不均衡，主要集中在德尔布干深断裂带、大兴安岭花岗岩带及吉黑褶皱系的张广才岭褶皱带中，从而构成了下面三个成矿带。

1.额尔古纳岭成矿带

位于额尔古纳兴凯褶皱系与内蒙大兴安岭华力西褶皱系的过渡带，在北东向德尔布干大断裂附近，北部为额尔古纳褶皱系。根据任纪舜等的意见，在震旦纪至下寒武世是地槽沉积阶段。经早寒武世末的兴凯运动褶皱回返，构成西伯利亚地台的南缘。其后古生代地槽则向南迁移到大兴安岭地区，华力西期构造—岩浆活动，对额尔古纳地区产生强烈影响，形成了大面积花岗岩侵入体。在燕山期又经大规模构造运动叠加，构成了北北东向断裂带，中基性火山岩带。

南部大兴安岭褶皱系是古生代地槽区。在早石炭世末地槽西北部开始回返，二迭纪末

使地槽东南部全部回返，形成紧密褶皱及断裂带。伴有强烈的侵入活动，形成了北东向花岗岩带，以大岩基状产出，侵入于下石炭统地层中，被上侏罗统地层复盖。同位素年龄值260～270m·y·(K-Ar法)，属华力西期。后经燕山运动叠加改造，继续沿北东向构造断裂带发生了强烈的岩浆活动，不仅有花岗岩类小岩体广泛侵入于华力西期花岗岩中，而上侏罗世和下白垩世的火山喷发活动异常发育，形成了有名的大兴安岭火山岩带。

成矿与燕山期火山岩和次火山岩关系密切。根据蒋国源等资料，这个地区火山岩系的层序可分上侏罗统（K-Ar法）为135～155m·y·，Rb-Sr等时年龄为144.64±7.04m·y·），下白垩统火山岩系（K-Ar年龄在90～120m·y·，Rb-Sr等时年龄为113.57±2.11m·y·）两个旋回。上侏罗统火山旋回的岩石组合由橄榄辉石岩—橄榄辉石安粗岩—粗面岩—碱性流纹岩组成。反映了岩浆从钙碱性向碱性系列演化。而下白垩统则由角闪安粗安山岩—角闪石英安粗岩—流纹岩及紫苏辉石安山岩组成，反映了由碱性向钙碱性演化趋势。火山岩以安山岩为主体。根据内蒙一一六地质队微量元素分析资料（通过Ba、Sr、Cr、Ni、Co、V分析）均反映以中性岩为主的特征，少数为偏基或偏酸性。铅锌矿主要呈火山岩型。如三河等矿床，主要呈脉状受北西向或北北西向断裂破碎带控制，矿体赋存于早白垩统流纹斑岩（次火山岩）与晚侏罗统中基性玄武安山岩接触带附近的蚀变带内，个别矿体产于流纹斑岩的裂隙中。可见矿体与蚀变带空间分布均与流纹斑岩关系密切。与成矿有关的围岩蚀变主要为硅化、绢云母化、绿泥石化及高岭土化，属中一低温热液蚀变。矿石矿物主要为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿。氧化矿物为褐铁矿、铅矾、白铅矿。伴生有用组分有银、铟及镓。银与方铅矿关系密切。脉石有石英、方解石、绢云母。矿石构造主要呈浸染状和块状。

2.大兴安岭成矿带

目前新发现的矿床主要位于大兴安岭中段东坡，成矿主要与花岗岩侵入体关系密切。以孟恩矿床为例（王琪等，1981），矿体主要产于华力西期斜长花岗岩中，受一系列东西向构造裂隙控制，呈脉状产出。与成矿有关的蚀变为绢云母化、锰镁铁矿化、硅化、黄铁矿化，其次是绿泥石化。主要矿物有闪锌矿、方铅矿，其次为黄铁矿、毒砂及少量黄铜矿和黝锡矿。银矿物主要有深红银矿、黑硫银锡矿、银黝铜矿和自然银。脉石矿物有石英、绢云母、锰菱铁矿。主要伴生元素有铟、镓，多呈类质同像赋存于闪锌矿中，其中尚有金与闪锌矿共生。矿石构造为脉状、网脉状与块状。据石英包体测温为240°～160°C，结合矿物组合及围岩蚀变特点反映成矿温度为中低温。硫同位素组成特征，在不同矿体δS^{34}值很相近，变化范围在0.7～+0.49‰之间，接近陨石型。据矿区的大量研究成果认为燕山期杜尔基花岗岩是成矿母岩。原因通过对成矿元素水平、垂直及矿物生成顺序的分析，认为矿液来自杜尔基岩体，另外本区很多矿点，均产于该岩体的内外接触带，孟恩岩体只做为外接触带的含矿围岩。综合上述情况，本矿带的矿床属燕山期中温热液型脉状银铅锌矿床。此外尚有与燕山期浅至超浅成中一酸性小岩体有关的热液型铜、铅锌或铅锌矿床。

3.张广才岭多金属成矿带

位于东北区东部，呈北北东向延展。东侧以牡丹江深断裂为界与佳木斯隆起分开。西邻松辽拗陷，南至华北准地台的辽东台隆。本区地质构造特征，据零星出露的地层判断，可能是晚华力西褶皱带，构成了北北东或近南北向复式背向斜及近南北向和北西向断裂构造带。并有大面积岩体分布，形成了我国最大的花岗岩带。岩带北部以华力西早期碎裂白

岗花岗岩和花岗闪长岩（混染）为主，向南则变为华力西晚期斜长花岗岩、花岗闪长岩和边缘相黑云母花岗岩。下古生界地层为变质的页岩、砂岩夹火山岩，上古生界为巨厚的砂岩、板岩、灰岩和中、酸性熔岩及其碎屑岩。中生代由于太平洋运动叠加，在华力西期花岗岩带内有小型燕山期斑状花岗岩广泛分布。并有燕山期火山岩不整合于上述地层之上，以安山岩和安山质凝灰岩为主体。

张广才岭多金属成矿带呈北北东向分布。矿床呈带状产出，多种有用金属相互伴生，构成东北区重要多金属矿带。矿体均产于华力西期花岗岩与上古生界碳酸盐层侵入接触带附近，形成接触交代—矽卡岩型多金属矿床。成矿与构造关系密切。区域性北北东向复式背向斜，控制成矿带的展布，而次级的北西向、北北西、北东及北北东向断裂控制矿床产出。如翠宏山矿床受北北西向断裂控制，而局部的背斜倾没端及断裂切割的背斜轴部和二组以上断裂交汇处（如二股矿床），则是矿体产出的有利部位。与成矿有关的岩体，一般规模小，常分布于复背斜或次级背斜轴部，呈舌状侵入围岩、有的超覆围岩之上。含矿围岩从岩石化学成分分析以镁质碳酸盐最有利成矿，钙质碳酸盐岩则多形成矿化点和矿点。前者包括有白云质结晶灰岩，白云质大理岩及白云岩。其中以白云质碳酸盐岩为最好，而白云岩次之。从岩石组合分析白云质碳酸盐岩与碎屑岩呈互层产出，利于成矿（如翠宏山矿区），而白云岩一般均呈厚层致密块状，不利成矿。因此从岩石化学成分及岩石组合二个方面综合分析，含矿围岩以白云质碳酸盐岩为最佳。在侵入接触带形成强烈的矽卡岩化时，构成宽度不一的矽卡岩带。如翠宏山钨钼—多金属矿床产于华力西期白岗花岗岩与下二迭统碳酸盐岩层的内外接触带，岩体呈岩株状。面积20km²左右。该岩体黑龙江第三地质队认为是花岗斑岩的派生物，属中—浅成相。同化混染强烈，并在岩体边缘岩石颗粒变细。在内外接触带处有强烈矽卡岩化，并有后期热液蚀变叠加。即阳起石化、透闪石化、绿帘石化及绿泥石化。矽卡岩带宽 2 m～200m。长约2400m。一般沿陡接触带处比缓倾斜接触带发育。矽卡岩及矿脉均沿断裂呈平行带状、呈北西向分布。金属矿物主要有白钨矿、辉钼矿、磁铁矿、锡石、黄铜矿、闪锌矿及方铅矿，在空间分布上具有分带性。在岩体内接触带形成了与矽卡岩有关的细脉浸染状白钨矿、锡石和辉钼矿。在外接触带矽卡岩中则形成了磁铁矿和铁闪锌矿（含少量辉钼矿和白钨矿）。在远离接触带白云质灰岩与砂岩的层间构造破碎带中形成了与岩层产状一致的似层状或透镜状黄铁矿、闪锌矿和方铅矿。围岩蚀变与矿化的关系：白钨矿、锡石与萤石化；辉钼矿与阳起石、绿帘石化；磁铁矿与透闪石、阳起石化；铜—铅—锌矿与阳起石、绿泥石化关系密切。

成矿时代由北向南出现了由老向新的变化趋势，据赵贵三的报导，北部翠宏山矿床成矿期是华力西早期，成矿母岩白岗花岗岩同位素年龄值332m·y·，向南至小西林矿床成矿期为华力西晚期第一侵入期，斜长花岗岩同位素年龄值为220～320m·y·。再向南至铁力矿床成矿期是华力西晚期。黑云母花岗岩—花岗闪长岩同位素年龄值为224～280m·y·（据沈阳地质矿产研究所资料），过松花江向南虽然有华力西期但主要成矿期是燕山早期，花岗闪长岩同位素年龄值150～180m·y·。这种规律性的变化，说明二点：其一，进一步证实本成矿带不但在构造发展演化过程，而在成矿作用过程均存在由北向南迁移的变化规律。其二，成矿期，既有华力西期，又有燕山期，充分表明存在多旋回的成矿作用。而燕山期成矿作用越向南越发育，反映受中生代太平洋运动的叠加程度愈向南愈强烈。最后需要指出的是，张广才岭成矿带以华力西期成矿作用为主，即矿床形成与褶皱后的侵入体有

直接成因关系，这种同于造山期的多金属成矿带在我国不多见，尤其是华力西期的多金属成矿带目前仅发现两处（另一处见古亚洲成矿域）。

二、古亚洲成矿域

位于银川、贺兰山以西，昆仑山以北，包括秦岭在内的我国西北广大地区。纵跨两个大地构造单元，即天山地槽褶皱区和昆仑—秦岭地槽褶皱区。均属古生代形成的北西西和北西向的构造域。前者地槽褶皱区，在本成矿域内包括阿尔泰（加里东及华力西），准噶尔（华力西），天山（华力西）等褶皱系。除南天山外，主要为优地槽。加里东旋回火山岩以奥陶系、志留系海相安山岩及碎屑岩为主。西准噶尔发育有蛇绿岩套。华力西期火山岩以泥盆系、石炭系中性安山质火山岩为主。地槽主回返是石炭纪至二迭纪，并伴随有各种岩浆活动，基性、超基性和酸性岩浆岩的侵入。后者地槽褶皱区包括昆仑(华力西)，祁连（加里东），和秦岭（加里东、华力西、印支），均是典型多旋回地区。据任纪舜等人的看法，本地区可能是在古中国地台（扬子旋回形成的地台）基础上裂陷而成的地槽区。此再生地槽大概开始于中寒武世，经加里东、华力西旋回逐步转化为褶皱区，最后结束于早二迭世末。其中南秦岭可能延至中三迭世晚期转为褶皱带，已属于特提斯—喜马拉雅构造域。这些褶皱系中西昆仑、南秦岭和礼县—柞水为冒地槽，其余皆为优地槽。加里东旋回在北部祁连形成发育良好的优地槽，在深拗陷带内出现了中、晚寒武世和早、中奥陶世两期蛇绿岩套，由超基性，具枕状构造的基性喷发岩（细碧岩），放射硅质岩，深海复理石建造构成。此外在南祁连尚有安山质和英安质火山岩。并沿祁连中间隆起带有花岗岩侵入体广泛分布。华力西旋回，在西昆仑和礼县—柞水冒地槽中形成了主要为陆源碎屑和碳酸盐岩建造。火山岩很少，南秦岭则几乎全部为碳酸盐岩建造。而东昆仑为优地槽带，除柴达木北缘发育是比较典型的蛇绿岩套外，其他地区主要为中基—中酸性火山岩，火山碎屑岩，沉积碎屑岩构成的喷发—沉积旋回。在褶皱返回期有大规模岩浆侵入活动，形成了巨大的华力西期的昆仑花岗岩带。

古亚洲成矿域中铅锌矿成矿作用及矿化特征与地槽环境紧密相关。不同性质的优、冒地槽区，由于地质建造不同形成了不同成因类型的矿床。地槽回返期伴随花岗岩类侵入，沿碳酸盐岩的侵入接触带形成了接触交代矿床，可分为优地槽成矿区、冒地槽成矿区和地槽回返期成矿区三种类型。

（一）优地槽成矿区

本成矿区中铅锌矿局部集中，原因在于火山岩建造性质不同，其中大部分优地槽是不利成矿的海相安山质火山岩建造，如天山和昆仑优地槽带很少成矿。有利成矿的细碧角斑岩建造则分布范围很小，只限于祁连加里东优地槽带，且成矿带又主要赋存于地槽带的两侧。如北祁连优地槽带，发育有多旋回的细碧角斑岩系，主要为中基性—酸性火山岩，而中性火山岩很少。其中蕴藏着丰富的黄铁矿型矿床，如黄铁矿型铜矿、铜锌矿、铜铅锌矿和黄铁矿型铅锌矿，构成我国重要的黄铁矿型矿带。以小铁山矿床为例（崔峤，1981），含矿围岩为上寒武统至中奥陶统钾—钠质（角斑岩质）流纹英安凝灰岩，矿层主要赋存于火山熔岩，火山碎屑岩不同岩性的过渡带。靠近矿体下盘是次火山岩—石英钠长斑岩，岩

体与矿床延伸方向一致，呈北西西向，在岩体边缘相常发育有多金属矿化，如图1-9。

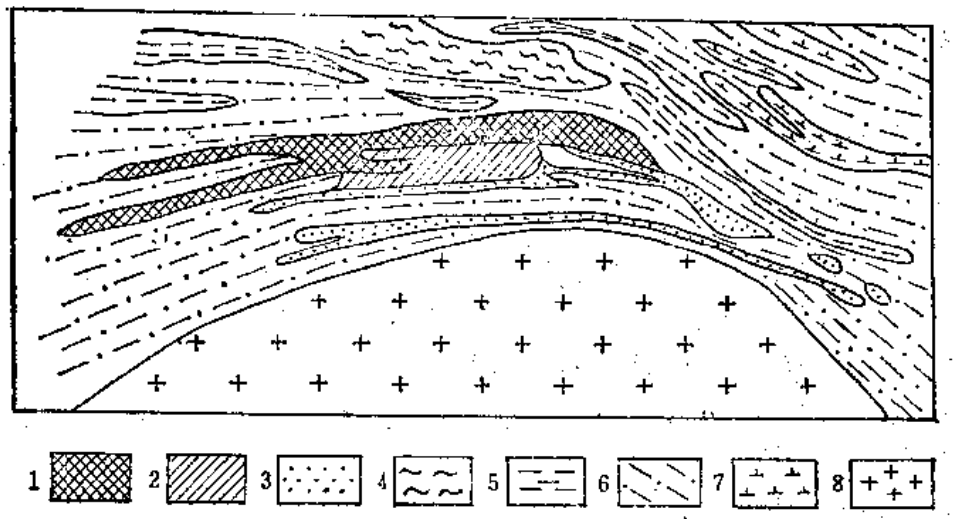


图 1-9 小铁山矿区地质剖面示意图

Fig·1-9 Diagrammatic geological section of the Xiaotieshan wining area

（据万冠儒资料）

1.块状铜、铅锌矿体；2.块状铜黄铁矿体；3.浸染状铜、铅锌矿体；4.绿泥石片岩；5.千枚岩；6.酸性溶岩；7.石英角斑凝灰岩；8.次石英角斑岩

矿体与围岩产状一致。但由于受中奥陶世末及志留系末的早、晚加里东运动及变质作用的影响，使矿体与围岩产生了同步褶曲，同时使质地疏松的围岩发生破碎，加之岩性富含钙质易于交代富集成矿，因此在层间破碎带形成规模较大的似层状、透镜状矿体，使矿化进一步富集。金属矿物以方铅矿、闪锌矿、黄铁矿和黄铜矿为主，围岩蚀变强烈、重晶石化，硅化和绢云母化与成矿关系密切。硫化物的硫同位素组成，据各单位所做的数值基本相近，δS^{34} + 1.9～8.5‰之间，变化范围小，均为正值，说明硫主要来自火山。另据矿体与岩体的方铅矿同位素分别为 Pb^{208}/Pb^{204} 17.775 和 17.739，Pb^{207}/Pb^{204} 15.207和15.221，Pb^{208}/Pb^{204} 37.183和37.114，铅同位素组成相近，都位于单阶段演化曲线旁，说明同时形成。岩体不仅与矿体有空间关系，也有成因联系，因次火山岩体与火山岩很可能是同源的浅成—超浅成岩体。说明硫和金属属同源，均来自海底火山岩。因此矿床应属海相火山岩型。另柴达木北缘（即南祁连南缘）加里东优地槽带，在上奥陶统滩间山群发育有细碧—拉斑系列火山岩，其中包括偏碱性中基性，中酸性火山岩，其中形成了几公里长的铅锌矿带。如锡铁山矿床（邹介人，1982）产于第一个火山喷发—沉积旋回的顶部，即产于变质程度较浅的（含石墨）绢云绿泥钙质（石英）片岩及大理岩等组成的绿片岩系中。主要矿床富存于该岩系的白色条带状大理岩中或其与灰黑色含石墨绢云绿泥钙质（石英）片岩的接触带内，矿体主要呈似层状、透镜状，与围岩产状基本一致，由于围岩经受加里东及其以后的构造运动的影响，发生变质及断裂破碎作用，使矿化不断富集，矿物颗粒普遍粗大，有时可达巨晶和伟晶，造成矿床出现脉状和囊状。矿石矿物组合简单，主要为闪锌矿，方铅矿，黄铁矿和胶黄铁矿。脉石矿物主要是方解石、菱铁矿、石英、绿泥石和石膏等。矿石构造为块状、条带状、脉状、细脉状和浸染状。硫化物的硫同位素组成特征根据有关单位所做的分析结果 δS^{34} - 1～+ 6‰之间，变化范围不大。包裹体研究及爆力测温，

据张汉文资料，成矿温度有四级，小于80°C，90～140°C，190～260°C和310～360°C，以中间二者为主。反映成矿经历多阶段。结合铅同位素Pb^{208}/Pb^{204} 1.165～1.173，Pb^{207}/Pb^{204}，15.106～15.60，Pb^{208}/Pb^{204}，36.627～38.93，经计算铅为多阶段演化的钍型铅。从上述矿化特征及测试数据可见，锡铁山矿床是下古生代早期形成又经后期叠加富集的海相火山岩型矿床。

（二）冒地槽成矿区

冒地槽区铅锌矿，也是局部地区成矿，受沉积建造控制。因大多数冒地槽是由不利成矿的单一岩性的沉积建造组成，如单一碳酸盐岩建造的南秦岭冒地槽区，目前尚未发现有经济价值的矿床。而有利成矿的建造，则是碳酸盐岩与碎屑岩多层次（即互层）的沉积建造，这类建造主要形成于古陆（地轴）边缘，断裂发育地壳缓慢升降边缘海冒地槽带。本成矿区发现有三个层控型成矿带：

1.礼县—柞水成矿带

这是最主要的成矿带。位于秦岭地轴南缘，商南—靖口关大断裂南侧，发育有中泥盆统含碳酸盐岩层的碎屑岩沉积建造。其中沿碳酸盐岩层展布方向形成一系列的大中型矿床。如厂坝、邓家山、毕家山和李家山矿床构成了进东西向长500km著名的铅锌成矿带。矿床明显地受层位控制，不是所有中泥盆统地层都控矿，主要有二个层位(王集磊，1983)：一个是中泥盆统底部安家岔组（厂坝型），另一个是中泥盆统中上部的西汉水组（毕家山型）。含矿岩性主要是碳酸盐岩（包括生物礁灰岩），绝大多数矿床和矿体，不是直接产于碳酸盐岩中，就是产于生物礁灰岩与泥质岩石（多为千枚岩）接触地带（如毕家山和邓家山）。据甘肃地质勘探公司对碳酸盐岩取样分析，铅锌含量大大高于不含矿地层。成矿与构造关系也很密切。矿床位于东西向与北东向构造复合部位。东西向构造控制成矿带，北东向构造控制矿体。以厂坝为例（甘肃省冶金地质勘探106队，1982），受层位及岩性控制。矿床产于中泥盆统底部安家岔组。矿床沿走向及倾向稳定。矿体受岩性控制，纵向上产于碎屑岩（泥砂岩、砂岩）与碳酸盐岩的岩石韵律发育的互层带中，横向赋存于泥砂质岩与碳酸盐岩的过渡带。按矿体赋存的围岩岩性分为砂岩型和灰岩型。砂岩矿体厚度大。金属矿物富集程度高。常呈块状矿体与围岩整合接触，界限清楚。灰岩型矿体，沿走向更为稳定。金属矿物富集程度低，呈浸染状、条带状与围岩整合接触，界限不清，呈过渡关系。矿床以灰岩型为主，由于受后期构造运动及变质作用的影响，矿体与围岩一起褶曲，呈现出矿体受北东向构造制约。背斜轴部剥离角砾岩化带形成规模较大的鞍状矿体，层间裂隙形成层状、似层状矿体，裂隙、片理化带形成似层状、不规则脉状矿体。围岩普遍变质，矿石中普遍见有重结晶作用。矿石矿物成分简单，金属矿物主要有闪锌矿、方铅矿和黄铁矿。脉石矿物以石英、方解石、重晶石为主，围岩蚀变不发育。根据硫同位素组成，δS^{34} +17.05～+28.56‰之间，均为正值，反映硫来自海水碳酸盐。铅同位素计算模式年龄为386m·y·，与地层时代一致，属层控型矿床。

2.南天山成矿带

本成矿带位于塔里木地台西北缘，是天山褶皱系南缘西端。本区主要发育中泥盆系至二迭系的一套碎屑岩和碳酸盐互层的冒地槽沉积建造。岩浆活动不发育。铅锌矿成群集中构成了东西向带状分布，长几百公里，宽几十公里。矿床主要受中泥盆统和中、下石炭统

层位与白云岩、石灰岩和砂岩的岩性组合控制。矿体多产于富镁的白云岩和白云质灰岩中，古地理属浅海或封闭—半封闭的海湾环境。矿体呈层状、似层状，并具多层性，一般2～4层。矿物共生组合比较简单（彭守晋，1982），金属矿物主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿，有时含少量黄铜矿，个别情况含少量毒砂。脉石矿物为白云石，方解石、石英及少量重晶石。伴生组分主要有镉、银、钴、镓、铟等。矿石结构，常见有后期交代溶蚀结构，半自形—他形粒状结构，矿石构造为条带状及后期叠加作用形成的块状、细脉状、浸染状及角砾状。以霍什布拉克矿床为代表。

3.西昆仑成矿带

本成矿带位于塔里木地台的西南角。西昆仑冒地槽褶皱系的北缘。即西昆仑中央隆起带的北侧，卡拉特凯大断裂控制了矿带的分布，形成长几百公里，宽几十公里，展布方向与区构造方向一致的北北西向的成矿带。控矿层位主要是石炭系至二迭系。含矿岩系主要是陆源碎屑岩和碳酸盐岩的冒地槽沉积建造中的白云质灰岩，以托克拉克和塔木矿床为代表。矿化特征与南天山成矿带类似。

（三）地槽回返期成矿区

这种类型成矿区，目前仅发现在东昆仑褶皱系西段，普查勘探工作刚开始，研究程度还不高。北邻柴达木地块，南接布尔汗布达褶皱带。区域地层（杨谦，1982）为中元古界中深度变质的碎屑岩、火山岩及碳酸盐岩；上元古界轻微变质的碳酸盐岩及碎屑岩；中、上奥陶统碎屑岩，基性火山岩及碳酸盐岩；志留系条带状砂泥岩、粉砂岩、大理岩；中、上泥盆统碎屑岩及中酸性火山岩，石炭系大理岩，白云石大理岩、灰岩夹砂岩，局部有火山岩，下二迭统灰岩、砂质灰岩及砂岩。区内岩浆活动强烈，以华力西晚期为主，年龄值230～264m·y·，主要是花岗闪长岩，黑云母二长花岗岩，黑云母花岗闪长岩，呈岩基、岩株状产出。此外还有少量印支期（年龄值177～225m·y·），燕山期（128～174m·y·）花岗岩类侵入体，呈岩株和岩脉状产出。目前已发现的铅锌矿，主要分布在华力西期斜长花岗岩与中、上奥陶统大理岩的接触带的外接触带中，矿体产在外接触带石炭系与中、上奥陶统岩层的不整合面附近，如图1-10。

矿体一般呈似层状，透镜状与地层产状一致。也有少数呈不规则囊状、巢状、受断层控制。金属矿物，主要有方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、磁铁矿及少量毒砂和辉铋矿，并具有分带性。矿石具浸染状、块状、角砾状和脉状构造。硫同位素组成，δS^{34} -2.4～+6‰，变化范围小，表明硫主要来自地壳深部和上地幔。从上述的矿化特征同张广才岭华力西期接触交代型多金属成矿带相比有很多相似之处，这里铅锌矿化普遍，是很有远景的矿区。

三、特提斯—喜马拉雅成矿域

位于东昆仑南缘深断裂以南，龙门山—大巴山深断裂和金沙江—红河深断裂以西的广大西南地区。属中、新生代地槽区，包括北部的滇藏和南部的喜马拉雅二个地槽区。二者以雅鲁藏布江深断裂为界。前者包括松潘—甘孜和三江印支褶皱系，喀喇昆仑唐古拉和冈底斯念青唐古拉燕山褶皱系。后者为喜马拉雅褶皱系。其中广大地区为冒地槽区。但由于岩性单一不利成矿，如以碎屑岩为主的巴颜喀拉冒地槽，混合建造，但碎屑岩和碳酸盐岩等量

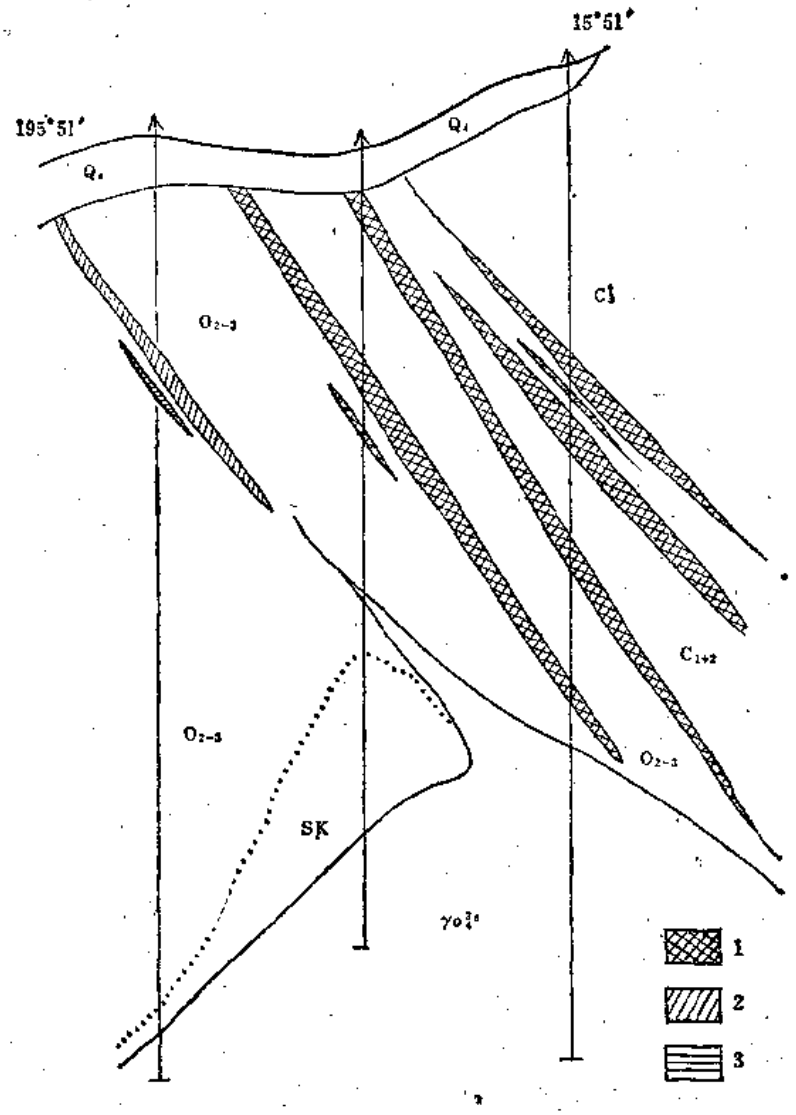


图 1-10 东昆仑西段八矿区地质剖面图

（据杨谦资料）

Fig.1-10 Diagrammatic geological section of the wining area No.8 in the western part of the East Kunlun

Q_4 ——风积、坡积物；
C^1_3 ——大理岩夹含砂结晶灰岩；
C_{1+2}——含磁铁矿变粉砂泥岩；
O_{2-3}——条带状大理岩；
$\gamma o^3_4 c$——斜长花岗岩；
SK ——砂卡岩；
1.铅锌矿体；2.锌矿体；3.锌铜矿体。

齐观，二者以巨大厚度交替出现的唐古拉冒地槽，目前均未发现有经济价值的大矿床，（也可能与这些地区研究程度低有关）。而松潘—甘孜褶皱系南缘的玉树义敦褶皱带及三江褶皱系为优地槽与冒地槽相间排列。其大地构造位置又处于特提斯—喜马拉雅构造域由东西向往南北向转折的部位，是欧亚古陆与冈瓦纳古陆所夹持的强烈活动地带，地质构造复杂，有利成矿。这一带地区研究程度相对较高，近年来陆继发现有经济价值的多金属矿床，构成了我国大西南地区最有远景的成矿区。由东向西分五个成矿带。

（一）玉树义敦成矿带

位于金沙江深断裂与甘孜—理塘深断裂之间，呈北北西向的带状展布。构造环境属印支优地槽带。但从沉积建造特点分东、西两部。东部甘孜—理塘优地槽带，这里二迭纪—三迭纪优地槽的沉积建造最发育，由复理石，中基性火山岩和超基性岩组成。西部稻城地槽带以碎屑岩、灰岩互层为特征。夹有较多的基性，中酸性火山岩，也显示了优地槽特征。由于海底火山喷发，带来了大量的铅、锌金属元素，形成了火山喷发—沉积矿床。晚三迭世晚期，玉树义敦优地槽最后封闭，地壳上升为陆，结束了海侵历史。从此以后侏罗系为小型山间盆地和断陷盆地的陆相沉积。印支期岩浆侵入活动以基性—超基性岩为主，印支晚期—燕山期，发生了大规模的岩浆活动和成矿作用。形成了巨大的酸性或中酸性侵入体。伴随形成了岩浆热液型及矽卡岩型以铅锌为主的多金属矿床。总之，本成矿带形成了三种主要矿床类型。火山岩型矿床以嘎村为代表。含矿围岩是上三迭统图姆沟组下亚段，含矿岩系为酸性火山岩系，由流纹质角砾熔岩，流纹岩及灰岩组成，含大量角砾岩，说明具爆发特点。火山岩相复杂，除熔岩相，火山碎屑岩相外并有次流纹岩及花岗细晶岩的次火山岩相。火山旋回呈穹窿状产出。矿体产于穹窿外缘，即位于流纹质火山碎屑岩与含火山灰的泥质岩的过渡凹陷部位，如图1-11。

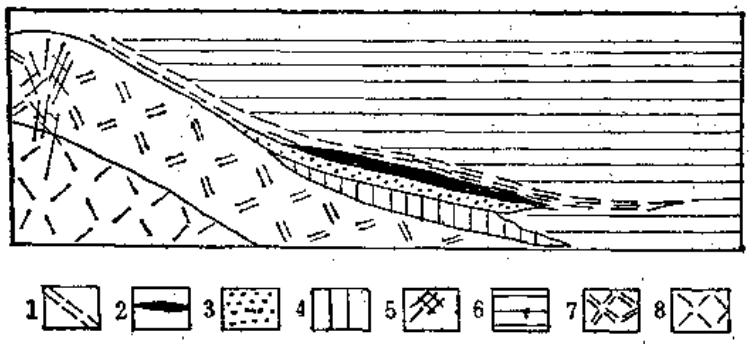


图 1-11 嘎村矿区理想地质剖面图

Fig.1-11 Idealized geological section of the Gacun wining area

（据四川省地质局一〇八地质队资料）

1.重晶石矿体；2.重晶石铅锌矿体；3.重晶石铜铅锌矿体；4.流纹质铜铅锌矿体；5.细脉浸染状矿体；6.含火山灰的泥质岩；7.黄铁矿化流纹质凝灰熔岩；8.流纹质角砾熔岩

矿体以层状、似层状为主，与围岩产状一致，其次为脉状。金属矿物主要有方铅矿、闪锌矿，黄铜矿（磁黄铁矿），富含金和银。脉石矿物有石英、重晶石、白云石、方解石、绢云母等，并有一定分带性。自上向下为重晶石带，重晶石铅锌矿带（含银），重晶石铜铅锌矿带，流纹质铜铅锌矿带（含金）。围岩蚀变有重晶石化、硅化、黄铁矿化、叶腊石化。硫同位素组成，δS^{34}值 +3～-4.6‰，变化范围很窄（据巩章禄资料），说明硫源主要来自地壳深部，同时又具有火山喷发沉积特性，因矿石中发育重晶石，其δS^{34}13～

+20.2‰。铅同位素组成（巩章禄资料），Pb^{206}/Pb^{204}，18.3～18.4‰；Pb^{207}/Pb^{204} 15.5～15.7‰，Pb^{208}/Pb^{204}为38.4～38.8，Pb^{206}/Pb^{207}为1.17，表明含放射成因铅很低，属正常铅。从上述矿化特征可见，嘎村矿床与日本黑矿有些类似，属火山喷气—沉积型矿床。本带接触交代型矿床产于巴塘、白玉一带（巩章禄，1982）。矿床赋存于燕山期花岗岩与上三迭系曲嘎寺组灰岩，大理岩或二迭系灰岩接触带的矽卡岩中。矿体呈似层状，透镜状或脉状。矿石矿物，金属矿物有方铅矿、闪锌矿，伴生有锡石，磁铁矿和黄铜矿。脉石矿物为柘榴石，透辉石和黝帘石。矿石呈浸染状、细脉状构造。围岩蚀变为矽卡岩化、角岩化、绿帘石化、绢云母化和高岭石化。根据成矿条件和矿物组合特征，在本成矿带应注意寻找与张广才岭成矿带中相类似的接触交代型多金属矿床。热液型矿床产于不同性质的围岩中，多受断裂控制，主要呈脉状，矿床虽广布但规模一般有限。

（二）兰坪成矿带

分布于澜沧江与金沙江两大深断裂之间的中新生代拗陷带中。晚三迭世的印支运动，使三江几条深断裂间的地槽强烈褶皱。而兰坪—思茅一带构造变动微弱，并在印支运动之后剧烈下陷形成盆地，在晚三迭世—第三纪时沉积了巨厚含膏盐的红色岩系，即著名的滇西红层，主要由侏罗系—白垩系陆相红层组成，少量早第三系地层出露于盆地中心。盆地两侧有二迭系、三迭系地层大片出露。燕山，喜马拉雅运动褶皱强烈，不仅形成紧密的线状褶皱，并产生了推复构造，使东部地区的部分中生界地层被推入兰坪新生代沉积盆地之上，在盆地东侧形成角砾、岩块的混杂堆积，并封存在盆地早第三系沉积地层之中。本成矿带岩浆活动不发育。在盆地中形成了南北向近百公里长的铅锌矿带。以金顶矿床为例，矿床受构造、层位及岩性控制。矿区由于受逆掩断裂作用将上三迭统至下白垩统地层推复于下第三系地层之上。矿床产于断层面附近的早第三系云龙组灰岩角砾岩，钙质胶结石英砂岩和下白垩统景星组细粒石英砂岩中（王鲁伯，1982）。矿化受断裂控制，位于断裂上盘的下白垩统砂岩中矿体规模大，矿化连续，呈似层状、透镜状，品位富，构成厚大的砂岩型矿体。而断裂下盘的云龙组地层为一套含膏盐陆相沉积岩相变化大，东部为灰岩角砾岩型矿体，形态较复杂，多呈透镜状、筒状体。除含铅锌外，还含有工业价值的天青石和石膏。西部则过渡为含灰岩细角砾的砂岩为主，由于粒度较细，形成较贫的砂岩型铅锌矿。从上述可见，断裂构造既是导矿构造，也是容矿构造，如图1-12。

各种类型矿体金属矿物大体相同，主要有闪锌矿，方铅矿、黄铁矿，其次为黄铜矿、磁黄铁矿，伴生元素有银、镉、铊、锶。脉石矿物主要有方解石、重晶石、石英、天青石和石膏等。矿石以浸染状构造为主，局部有团块状、胶状、同心环带构造。围岩蚀变微弱，以重晶石化和碳酸盐化为主。硫同位素组成特征，据有关单位所测的数据，基本为负值，δS^{34} -1.77～-30.43‰之间变化，属轻硫型，结合含矿岩石含有较高的有机炭及沥青质，说明硫源具有生物硫的特征。关于成矿过程，依据本矿区构造控矿作用显著，很可能是地下热卤水沿断裂上升到封闭的穹窿构造的层间滑动带或顶部虚脱剥离带，对富含钙质、有机质及其裂隙、孔隙发育的矿源层，进行交代或充填，形成了新生代陆相层控型铅锌矿。

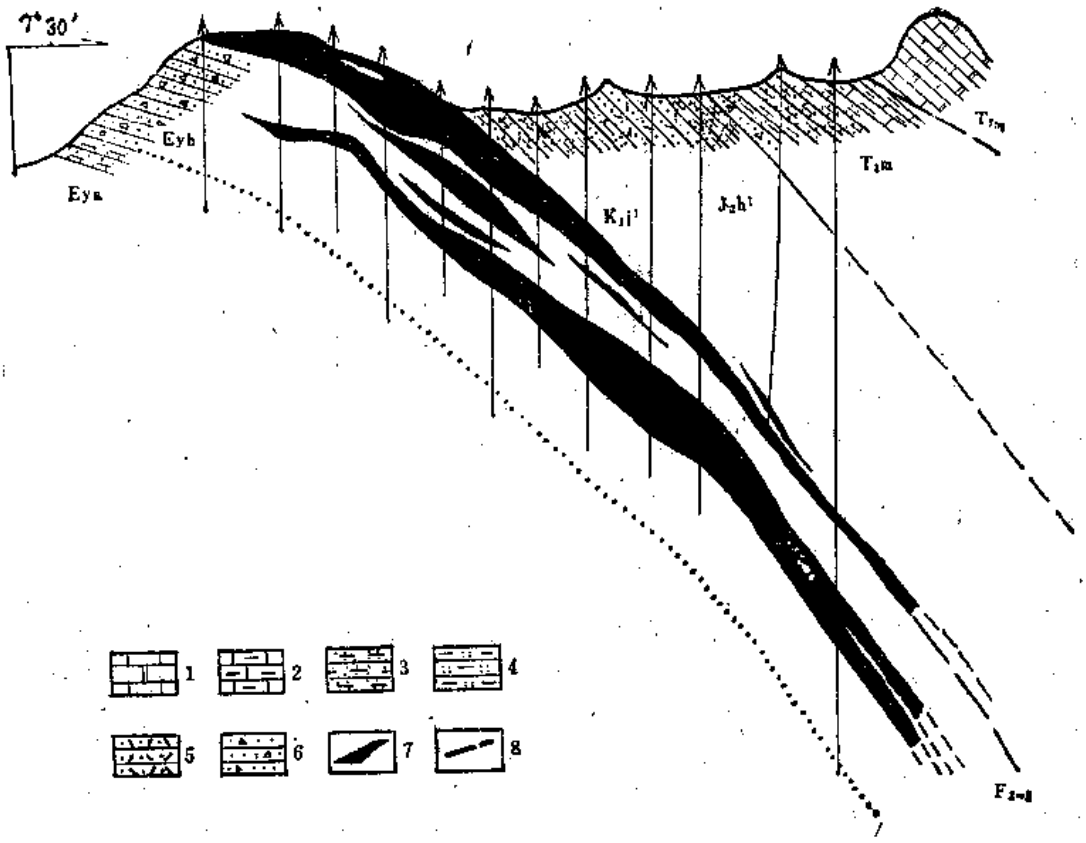


图 1-12 金顶矿区地质剖面图

Fig.1-12 Diagrammatic geological section of the Jinding wining area

（根据云南省地质局11队资料简化）

1.白云质灰岩； 2.灰质泥岩；3.泥质粉砂岩； 4.粉砂质泥岩；5.含长石细砂岩；6.含角砾细砂岩；7.矿体；8.断层及编号。

（三）澜沧江成矿带

位于澜沧江与南定河之间。是近南北向成矿带。东邻兰坪成矿带，西邻保山成矿带。在东西两条古老的构造隆起带之间，形成上古生代凹陷海槽。东西两侧均为浅变质地层，东侧为澜沧群，西侧为西盟群，时代可能是震旦纪至早寒武世。澜沧群变质地层中夹较多的火山熔岩及火山凝灰岩，属优地槽沉积。西盟群缺火山岩，属于具复理石建造特征的冒地槽沉积。凹陷海槽南北长数百公里，东西宽数十公里。华力西早期有中基性火山岩喷发沉积，据石炭系火山岩岩石化学成分及稳定矿物研究（三江成矿规律组，1984），火山岩系属海相碱性橄榄玄武岩系列，是稳定地区的火山作用，可能是古裂谷构造的火山作用产物，而后继续沉降，其上沉积了碳酸盐岩建造。华力西晚期运动，形成昌宁—澜沧复背斜，在复背斜上产生低序次褶皱（如老厂背斜）、断裂，并伴随有大规模的岩浆活动，一直延续到印支期（200～240m·y·）形成了约300km长的巨大临沧—勐海花岗岩体。印支运动以挤压上升为主，形成山间盆地，沉积了三迭系—侏罗系地层。燕山和喜马拉雅运动，本区也有反映。本区铅锌矿矿床赋存于石炭系地层中，成矿与石炭纪火山作用有关。以老厂矿

床为例，矿床产于背斜轴部，尤其矿床的主体部分均沿背斜轴部二条断裂带间分布。其中北段矿体主要赋存于下石炭统火山杂岩上部中基性熔岩—凝灰岩中。矿体呈脉状及透镜状。而南段矿体则位于上石炭统灰岩与下石炭统火山岩的断层接触带；此外尚有部分矿体产于上石炭统灰岩的裂隙或层间裂隙中，呈脉状矿体。中基性火山岩，包括安山玄武岩、玄武岩、安山岩及上述岩性的火山碎屑岩，火山凝灰岩。火山岩厚度变化大，在断裂喷发中心厚400～500m，向两侧迅速变薄尖灭。上石炭统灰岩呈厚层块状，部分为生物灰岩及隧石灰岩。金属矿物主要为黄铁矿、方铅矿，铁内锌矿，其次为黄铜矿、白铁矿，少量灰钼矿，毒砂，并以富含银为特征。脉石为石英、方解石。矿石呈浸染状，局部为团块状。金属矿物有垂直分带现象（据陶楚骏，虞明忠资料），上部主要是含黄铁矿的银铅锌矿石，深部则含黄铁矿的黄铜矿石逐渐增多，铅锌矿则减少。围岩蚀变主要有硅化，绢云母化和黄铁矿化。矿床与石炭纪海相火山作用有密切的成因关系，属海相火山岩型。

（四）保山成矿带

位于三江褶皱系的西南缘、界于怒江与南定河深断裂之间的古生代冒地槽隆起带，向南延入掸邦高原。根据地槽发展演化历史，以昌宁—南定河为界分东西两个带。东带为华力西期褶皱带，目前未发现有经济价值矿床，故从略。西带呈近南北方向展布。古生界以冒地槽沉积为主，最早沉积为中、下寒武统，称公养河群，岩性以碎屑岩、泥灰岩，硅质岩为主，上寒武统以碳酸盐为主夹碎屑岩，构成复理式沉积，寒武系总厚度达11000m以上。奥陶系地层与寒武系呈假整合，底部为粗砂岩，向上为砂页岩、泥岩及泥灰岩；志留系由下而上为笔石页岩—泥灰岩—砂页岩。下古生代海盆范围大，上古生代盆地范围缩小。泥盆系、石炭系至下二迭统主要为砂页岩和灰岩。缺乏上二迭统至下三迭统地层，相当于华力西晚期，基本回返上升。本区地层褶皱平缓，断裂发育，侵入岩很少。铅锌矿主要呈层控型，产于古生代碳酸盐地层中，矿体沿层稳定分布，延长可达约20km。以勐兴及鲁子园矿床为代表。前者产于上志留统灰岩与泥灰岩中，后者产于中泥盆统大理岩、钙质片岩中。含矿岩系主要为碳酸盐岩与碎屑岩互层的沉积建造。有利矿化部位是碎屑岩中由砂岩相变为灰岩的接触带，尤其是薄层灰岩，生物碎屑灰岩—礁灰岩中矿化最富集。含矿层具多层性。一般3～4层，矿体呈层状，似层状与围岩产状一致。矿物组合简单，金属矿物主要是方铅矿、闪锌矿，其次是黄铁矿，黄铜矿、脉石矿物有方解石、石英、重晶石、绿泥石。矿石主要为条纹状、条带状，韵律清楚，局部富集是团块状。围岩蚀变微弱，主要为重晶石化和高岭土化。

（五）腾冲成矿带

位于怒江断裂以西的南部腾冲—潞西一带，成矿带主要分布有高黎贡深变质岩和中、新生带花岗岩。高黎贡变质岩系不仅包括古生界，还应包括中生界，所以它是一个燕山褶皱带。上古生代地层仅有零星分布。泥盆系下部为白云质条带状灰岩、砂页岩，上部为粉砂岩。石炭系下部为轻变质的砂页岩，中部为变质砾岩、石英岩，上部为灰岩、白云岩，是本区主要含矿层之一。中生代地层很少，只有中上三迭统出露，局部有零星侏罗系地层分布，不整合于古生界之上，岩浆侵入体广布，呈条带状岩基，以燕山—喜马拉亚期花岗岩为主。根据同位素资料可分三期（云南省地矿局）。燕山早期，主要以黑云母花岗岩为

主，局部为花岗闪长岩及斜长花岗岩，以古永花岗岩体为代表。同位素年龄值为193m·y·。本期岩体与成矿关系密切。燕山晚期，岩体规模小，呈岩株状，主要为斑状花岗岩，年龄值169m·y·，淡色花岗岩为111.7m·y·。本岩体是钨、锡矿化母岩。喜马拉雅期为小岩体或岩脉，主要为浅色花岗岩、伟晶岩，以高酸度、富碱性为特征，同位素年龄值小于70m·y·。第三系、第四系玄武岩大片出露于河谷中。本区构造以紧密褶皱为主，断裂发育，构造线在腾冲以北近南北向，以南呈北东向。这些结构构造从中生代开始直至喜马拉雅期，并使本区地层发生变质。

本成矿带的铅锌矿，主要呈矽卡岩型。产于花岗岩侵入体的外接触带的泥盆系（大矿山），石炭系（大洞厂）地层中。一般紧临花岗岩内及两侧接触带形成钨锡矿带，其外围尤其在岩枝、岩株等小型侵入体发育地带，多形成铅锌为主的矿带。以大洞厂矿床为例，与成矿有关的岩体为燕山早期的花岗岩，呈小岩株状侵入于中、下石炭纪砂页岩与上石炭统灰岩中。接触带围岩蚀变发育，有大理岩化、硅化、角岩化和矽卡岩化。以矽卡岩化蚀变最强，除发育于花岗岩与灰岩接触带，也发育于远离岩体的灰岩破碎带中，尤以灰岩层间破碎带最发育。矿体与矽卡岩相伴产出，呈似层状、透镜状，如图1-13。

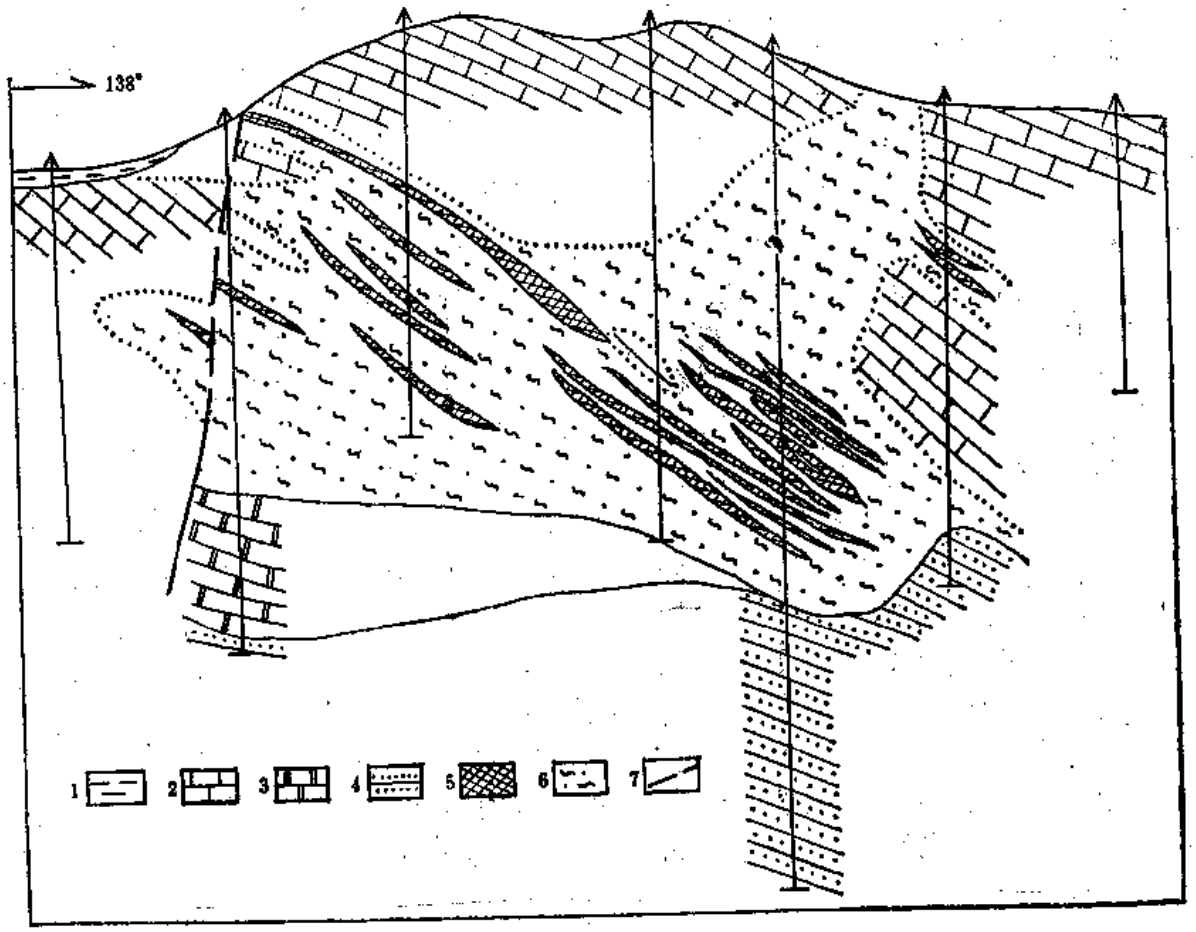


图 1-13 大洞厂矿区地质剖面图

Fig.1-13. Diagrammatic geological section of the Dadongchong wining area

（据云南省地质局12队资料）

1.第四纪沉积；2.下石炭统厚层灰岩；3.上泥盆统薄层灰岩；4.中泥盆统变质砂岩；5.矿体；6.矽卡岩及硅化带；7.断裂

矽卡岩分成矿前简单矽卡岩及成矿期复杂矽卡岩。简单矽卡岩不含矿，矿物成分以透辉石，柘榴石为主。复杂矽卡岩含矿，主要矿物为透辉石，柘榴石，绿帘石，矽灰石，阳起石和绿泥石。矽卡岩分带不明显。矿物组合比较复杂，金属矿物主要有黄铁矿、方铅矿、磁黄铁矿、闪锌矿，次要矿物为毒砂、黄铜矿、斑铜矿。脉石矿物以柘榴石、透辉石、石英为主。其次为方解石、绿泥石、绿帘石。矿石主要呈浸染状，少数呈团块状构造。

四、结束语

（一）中国地处古亚洲、特提斯—喜马拉雅和滨太平洋三大成矿域的交汇处，铅锌矿的成矿作用发育，分布广泛，在不同性质的大地构造单元中均有产出，但矿床成因类型不同。优地槽区主要是海相火山岩型，冒地槽区以层控型为主，地槽回返期成矿区以接触交代型为主。而滨太平洋成矿域的构造环境属大陆边缘活动带，地质构造复杂，成矿作用强烈，矿床成因类型多种多样。在强叠加区（即活动准地台区）多形成与岩浆活动关系密切的热液型、接触交代型、火山岩型和斑岩型，其中每种类型的分布又决定于二级构造单元的性质，隆起区多由性脆的碎屑岩或其变质岩组成，断裂构造发育，常形成热液脉型。拗陷区依照有无岩浆活动而矿床类型不同。强叠加区岩浆活动普遍，多形成接触交代型及热液型矿床，少数无岩浆活动区则形成层控型矿床。在大陆边缘火山岩带则形成火山岩型和斑岩型矿床。弱叠加区的矿床以层控型为主。

（二）不同成因类型矿床数量不等，分布也不均衡。海相火山岩型矿床数量较少，主要分布于古亚洲成矿域的祁连南、北缘优地槽及特提斯—喜马拉雅成矿域的三江褶皱系和玉树—义敦褶皱带，形成四个成矿带，此外在古老基底变质岩系中也有零星出现。陆相火山岩型主要分布在滨太平洋成矿域东南沿海及大兴安岭火山岩带，形成三个成矿带。斑岩型目前发现的矿床数量最少，位于东南沿海火山岩带边部及滇中红色盆地碱性火山岩带。热液型和接触交代型矿床数量多，包括同造山期及叠加期，主要分布在古亚洲成矿域的东昆仑西段、特提斯—喜马拉雅成矿域的玉树—义敦褶皱带和滨太平洋成矿域的张广才岭褶皱带及华南褶皱系，形成六个成矿带。而层控矿床数量最多，既有地槽型，又有地台型，分布面广，是找矿最有前景的类型。多分布在两个构造单元的过渡带，特别是古陆边缘的拗陷带，形成十五个成矿带。

（三）不同成因类型矿床的矿物组合不同。海相火山岩型，经常与铜共生，常形成铜—锌或铜铅锌矿床；陆相火山岩型矿床，主要与黄铁矿共生，有时含少量黄铜矿或与锡石共生；接触交代型矿床，不论地槽回返期或准地台叠加期，金属矿物组合复杂，经常与铁、钨、锡、铋、钼共生，并呈水平带状分布；层控型矿床金属矿物组合简单，主要与黄铁矿共生。值得注意的是伴生有益元素银，在各种成因类型矿床都有出现，甚至形成有工业价值的矿床。

（四）不同成因类型铅锌矿严格受岩性建造控制。火山岩型矿床（包括海相、陆相，甚至斑岩型矿床），成矿围岩几乎是偏碱性富钾质或钾—钠质酸性流纹质或中酸性英安质火山碎屑岩建造及流纹质次火山岩。这一特点与国外火山岩型矿床完全一致。而且在火山岩型矿床附近常有次火山岩体分布。如华南成矿区五部矿床有石英霏细斑岩出露；东北成矿区的三河矿区有流纹斑岩出现；古亚洲成矿域小铁山矿区有石英角斑岩；特提斯—喜马拉雅成

矿域的嘎村矿区有次流纹岩和花岗斑岩分布。接触交代型矿床主要受酸性或中酸性花岗岩或花岗闪长岩体及不纯灰岩控制，这是大家公认的。而层控矿床依照产出环境分为：1）冒地槽型矿床，主要产于复理石沉积建造中碎屑岩与碳酸盐岩的过渡带，含矿围岩分砂岩，薄层灰岩及炭质页岩(或板岩)。同一矿床常有二种岩性围岩，如厂坝既有砂岩型矿体也有灰岩型矿体，霍克气和甲胜盘矿床既产于炭质板岩也产于灰岩中。2）准地台盖层型矿床，主要产于海相碳酸盐岩沉积建造中，与成矿密切的岩性为含镁质薄层大理岩或白云岩和碛灰岩。其次，最近在准地台盖层底部砾岩（下泥盆统莲花山组）中找到了层控型方铅矿。3）陆相盆地型矿床，产于红层中，含矿岩性以含钙质细砂岩为主，其次为灰岩角砾岩。总之层控型矿床含矿围岩以碳酸盐岩类为主，我国最近陆续在砂岩中找到了规模可观的矿床，这不能不引起我们的重视，它不仅有理论意义，而且也为找矿扩大了前景。同时值得注意的是，层控矿床的含矿围岩的层位稳定，因此在一定的成矿带内沿层位找矿不仅是就矿找矿，也是理论指导找矿，在礼县—柞水成矿带中扩大西城矿田规模，已取得了沿层找矿的丰硕成果。

（五）构造作用控制是主导因素。1)大地构造单元控制区域地质背景及成矿特征。因不同性质大地构造单元地质历史演化不同，导致区域构造、沉积作用、岩浆活动、变质程度及成矿作用发生、发展、矿床分布范围和矿床成因类型不同。2)中生代构造作用在滨太平洋成矿域控矿作用显著。它不仅形成了大量燕山期与岩浆活动有关的矿床，而且对中生代以前初具规模的层控矿床，经叠加富集形成了以燕山期为主的多期性层控矿床。更有意思的现象是北起东北成矿区，南经华北，扬子直至华南成矿区内，各种成因类型矿床均受北东向或北北东向构造控制，特别是华北准地台北缘及中秦岭礼县—柞水东西向成矿带，矿体均呈北东向产出。3）区域性深大断裂，多系继承性活动带，对各种成因类型矿床均起控制作用。与岩浆活动有关的矿床类型，它既控制岩浆活动的强度、范围和岩性建造，同时又控制成矿带的展布方向和规模，对层控型矿床既控制古构造，古地理环境和沉积岩相特征，也控制成矿作用。4）古构造控矿。古陆或古隆起边缘、断裂发育的拗陷带是成矿有利部位。如雪峰古陆的周边拗陷带，在东侧上古生代拗陷带中形成了铅锌锑成矿带；西北侧形成铅锌汞成矿带；南侧形成锡铅锌成矿带。此外康滇古陆，黔中古陆，华夏古陆等边缘，均形成了有利成矿的拗陷带，其中以下古生代初期和上古生代初期是最佳的成矿阶段。至于矿带、矿田、矿床产出方向，矿体形态、产状受次级褶皱、断裂、裂隙及层间破碎带的控制作用，到处可见，不再赘述。

本文编写过程中参阅了大量的区域地质调查、普查勘探及科研成果等资料。初稿完成后经耿树方同志详细审阅，并提出了宝贵修改意见。插图由王友松同志清绘。在这里一并表示感谢。

参 考 资 料

[1] 王永勤 1984 《中国层控型铅锌矿床的分区及其主要矿化特征概述》 中国地质 第4期

[2] 王永勤 1985 《中国铅锌矿与大地构造的关系》 国际交流地质学术论文集（2） 地质出版社

[3] 叶庆同 1982 《甘肃小铁山多金属矿床的成矿作用及其形成的物理化学条件》 中国地质科学院矿床地质研究所所刊 第4号

[4] 叶庆同 1988 《江西银山铜、铅锌矿床原生矿化分带的初步研究》 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊 第4卷1号

[5] 白鸽等 1983 《白云鄂博矿床成因分析》 中国地质科学院矿床地质研究所所刊 第4号
[6] 任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余 1980 《中国大地构造及其演化》 科学出版社
[7] 芮行健等 1983 《中国东南部中生代陆相火山铅锌矿床的若干问题》 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊 第4卷1号
[8] 李惠贞、王永勤、续固、张江滢、刘兰笙 1983 《亚洲东部有色金属成矿域及其特征的初步探讨》 地质论评 第29卷4期
[9] 陈哲夫 1983 《新疆主要矿床的区域成矿条件的初步探讨》 矿床地质 第2卷第3期
[10] 肖振民、郭晓山 1984 《栖霞山铅锌矿区古岩溶发育及其控矿性》 地质论评 第30卷第4期
[11] 冯群耀 1984 《广西铅锌矿床类型及主要控矿因素和分布规律的探讨》 矿床地质 第3卷第3期
[12] 郑如一等 1983 《试论中国铅锌矿床的成因类型》 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊 第4卷1号
[13] 郭文魁等 1982 《中国东部成矿域和成矿期及其区域地质背景》 中国地质科学院地质研究所所刊 第5号
[14] 涂光炽等 1984 《中国层控矿床地球化学》 科学出版社
[15] G.福尔著 1977 《同位素地质学原理》 科学出版社
[16] K.H. Wolf 1976
Handbook of strala-bound and stratiform ore deposits Vol 6.
[17] Hideki Imai 1978
Geological studies of the mineral deposits in Japan and East Asia. University of Tokyo press

CHARACTERISTICS OF LEAD-ZINC ORE DEPOSITS IN CHINA AND THEIR METALLOGENIC PROVINCES

Wang Yongqin

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

China is rich in lead-zinc mineral resources which occupy the first place in the world. Lead-zinc deposits of various types are widespread in China. This paper preliminarily discusses the division of the lead-zinc deposits in different grades so as to study the regional metallogenesis of lead-zinc deposits in China.

According to the geological settings, evolutionary history and the metallogenic characteristics, the lead-zinc deposits may be divided into three metallogenic megaprovinces, i.e. the Marginal Pacific, the Pal-Asian and the Tethys-Himalayan. Each of them has its own special features. Based on the regional geological structure and genetic types, these three metallogenic megaprovince can be further subdivided into 29 metallogenic belts. The Pal-Asian one may be subdivided into three metallogenic provinces: the eugeosynclinal, miogeosynclinal, and geosyncline closure metallogenic provinces. 1) Eugeosynclinal metallogenic province which is well developed in this megaprovince, with the lead-zinc deposits being mainly concentrated in the Caledonian Qilian fold system. Their mineralizations are closely related to Ordovician Cambrian spilite-keratophyre series and belong to the marine volcanogenic types. 2) Miogeosynclinal metallogenic provinces in which the Variscan Qinling metallogenic belt is the most important one, the lead-zinc deposits in this belt occur in the transitional zones of carbonates and sandstones in flysch formation and are considered to be of stratabound types. 3) Geo-syncline-closure metallogenic provinces where contact metasomatic polymetallic deposits have been found recently in the western segment of East Kunlun Mts in the contact belt of Variscan granites and Middle-Late Ordovician marble with zones ore minerals. According to the degree of the influence of the Pacific tectono-magmatism

occurring during the Mesozoic time, tne Marginal Pacific metallogenic megaprovince may be the North China, Yangtze, South China, and Northeast China metallogenic provinces. The North China metallogenic province tectonicaliy belongs to a stable region where the mineralizations are developed mainly on the northern margin of the North China paraplatform, and the lead zinc deposits were formed in the Middle-Late Proterozoic carbonaceous slates through the enrichment by superimposition Mesozoic movements of the stratabound type. The Yangtze metallogenic province is completely overlain by platform cover in which carbonate rocks are well-developed. The Yangtze metallogenic province had experienced the Indosinian and Yanshanian movements with no intense magmatism. A large mumber of lead-zinc stratabound deposits are found in the depression of carbonates along the old land margin. Tne south China and the Northeast China metallogenic provinces had undergone intense tectono-magmatism of Indosinian and Yanshanian cycles. Manv important magmatic hydrothermal, contact-metasomatic, volcanic and prophyry mineralization belts have been discovered. In the Northeast China metallogenic province there are also Variscan contacmetasomatic polymetallic mineralization belts. The lead-zinc deposits from the Tethys-Himalayan metallogenic megaprovince are found only in the Yushu-Yidun and Sanjing areas where the alternative occurrence of syncline gives rise to an alternative occurrence of marine volcanogenic and stratabound types of ore deposits. The mineralizations took place largely in the Mesozoic and Cenozoic times.

According to ore-controlling factors, mineralization characteristics, source of ore-forming material and the manner of formation the lead zinc deposits in China may be divided into six main genetic types, i. e., marine-volcanic, terrestrial volcanic, magmatic hydrothermal, contact-metasomatic, porphyry, and stratabound. Among them, the stratabound type is the most important one. This type of mineralization has been discovered in fifteen metallogenic belts eight of which are located in the mogeosyncline region, with lead-zinc deposits occurring in carbonate rocks, and with carbomaceons shale and sandstone in flysch formation. The ore deposits in another six belts within the paraplatform cover occur in carbonate rocks. The only metallogenic belt in terrestrial basin contains ore deposits in the carbonaccons sandstone. Ore deposits of volcanic (including both marine and terrestrial) and porphyry types have been found in eight metallogenic belts. These types of deposits are in a close temporal and spatial relation with potassium-

rich acidic or intermediate-acidic volcanic rocks and subvolcanic rocks. The magmatic-hydrothermal and contact-metasomatic types of deposits have been discovered in six metallogenic belts, which are characterized by complex metallic mineral associations with zoned mineralizations. The mineralizations here occurred mainly during the closing of the Variscan geosyncline and Yanshanian superimposition.

中国内生钼矿分布规律及其成矿特征

刘 兰 笙

（中国地质科学院地质研究所）

我国钼矿资源丰富，和钨、锡矿一样为我国占世界首位的矿产资源之一。近年来我国对斑岩铜矿的深入研究，取得了较大进展，同时在斑岩钼矿的研究方面也有较大的突破，发现了一些较有价值的钼矿床。成矿理论研究，随着野外工作不断深入及运用大量的测试手段，积累了大量资料，从而提出了不少新认识。我们在此基础上编制了1:400万内生金属成矿图，同时对某些重要内生金属矿种进行了总结。本文仅是钼矿部分的小结。

一、内生钼矿床的成因分类

在1:400万中国内生金属成矿图简要说明中把内生金属的主要成因类型，分为岩浆型、接触交代型、斑岩型、热液型、层控热液型、陆相火山岩型、海相火山岩型。这是内生金属矿种的综合分类，而钼矿床在1:400万成矿图中只有斑岩型、矽卡岩型、热液型。对钼矿床的成因分类，仅反映了钼矿成矿的地质背景，而对其物质来源方面还反映不够。

Ney和Hollister(1976)将网脉状钼矿床分成三类：1.钙碱性斑岩钼矿床(Cu-Mo)；2.碱性斑岩钼矿床（Cu-Au）；3.钙碱性钼矿床（Mo）。

E.G.Wright和F.E.Mutschler(1979）根据美国西部深成岩的化学特征，将网脉状的辉钼矿床分成两类：花岗闪长岩辉钼矿体系和花岗岩体系，Sillitoe(1980)将钼矿床划分为与俯冲消亡有关的钼矿床和与裂谷有关的钼矿床。

1982年钼矿地质勘探规范编写组把内生钼矿床分为三种主要类型，即斑岩型、矽卡岩型及脉型。1983年黄建军等对小秦岭地区钼矿成因类型提出：1.与同熔型岩浆中酸性斑岩体有关的斑岩型Mo-S（伴生Cu）或W-Mo-S矿床；2.与同熔型岩浆中中酸性斑岩体有关的矽卡岩型Fe-Cu-Zn-Mo-S矿床；3.与重熔型岩浆中，中—酸性小岩体有关的岩浆期后热液脉型W-Mo-Cu-S矿床或W-Mo-Cu-Pb-Zn-S多金属矿床；4.与变质热液岩有关的热液脉型Mo-Pb-U-Tr（伴生Re）矿床。

参照上述分类，综合研究我国一些典型钼矿床资料，可以发现内生钼矿床与侵入岩有着不可分割的亲缘关系，成矿岩体的岩石化学特征极其明显地控制了钼矿床的共生组合。其中主要表现在SiO_2的含量上，SiO_2在62～70%含钼侵入岩的成矿元素组合为铜、钼、铁等，且以铜元素为主，钼为伴生；SiO_2在70%以上钼含量增大时，矿床组合为钼铜矿、钼钨（钨钼）矿、单一的钼矿。这与岩浆成矿专属性是吻合的。

钼矿床的形成不仅侵入岩体的岩石化学特征是重要的参数，而且岩体侵入不同的构造部位及侵入岩的围岩性质也可以控制钼矿床类型。

据此可以把内生钼矿床分成①花岗闪长岩钼矿系列(花岗闪长岩—二长花岗岩系列)；②花岗岩钼矿系列。在这两个成矿系列内，根据成矿侵入岩体所侵入的不同构造部位，及其不同性质的围岩中形成的钼矿床成矿特征，可分成斑岩型、矽卡岩型、热液脉型，见表2-1。

表 2-1 钼 矿 分 类 简 表

类型	花岗闪长岩系列(CuMo)矿			花岗岩系列(MoCu、Mo、MoW)矿		
	斑岩型	矽卡岩型	热液型	斑岩型	矽卡岩型	热液型
岩石	花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩			花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩等		
岩石化学	SiO_2为62～70% Na_2O+K_2O>6.9%			SiO_2>70% Na_2O+K_2O>7% K_2O>Na_2O 在MoW组合中一般K_2O/Na_2O>1.4		
岩体产出部位	中浅成、超浅成小岩体、角砾岩筒	中浅成小岩体		中浅成、超浅成小岩体、角砾岩筒	中浅成小岩体	
围岩	侵入岩、火山岩、沉积岩(碎屑岩、碳酸盐岩)	碳酸盐类岩石	多为火山碎屑岩、沉积碎屑岩、侵入岩	侵入岩、火山岩、沉积岩(碎屑岩、碳酸盐岩)	碳酸盐类岩石	火山碎屑岩、沉积屑岩、侵入岩
围岩蚀变	面型、带状蚀变钾、硅化、石英绢云母化、粘土化、青盘岩化、矽卡岩化	矽卡岩化	石英绢云母化、碳酸盐化等	钾、硅化、石英绢云母化、高岭土化、青盘岩化、同时存在云英岩化、矽卡岩化	矽卡岩化	云英岩化、石英绢云母化、萤石化
矿体产出部位	岩体、岩体与围岩的内外接触带	岩体与围岩内外接触带的矽卡岩中	岩体及围岩的裂隙中	岩体、岩体与围岩的内外接触带	岩体与围岩内外接触带的矽卡岩中	岩体及围岩的裂隙中
矿体形态	筒状、柱状、环状、似层状、囊状	不规则状、似层状	脉状	筒状、柱状、环状、似层状、囊状	不规则状似层状	脉状
矿石构造	细脉浸染状	块状	块状	细脉浸染状	块状	块状
金属组合	Cu Mo、 Fe Mo			MoCu、Mo、MoW、WMo		
矿物组合	黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿(次为方铅矿、闪锌矿)			辉钼矿—黄铁矿(次为黄铜矿、方铅矿闪锌矿) 辉钼矿—黑钨矿(白钨矿)		
脉石矿物	石英、钾长石、绢云母、绿泥石、绿帘石、高岭土碳酸盐岩等	矽卡岩类矿物	石英、绢云母、碳酸盐类矿物	石英钾长石、绢云母、高岭土、白云母、矽卡岩矿物、萤石	矽卡岩矿物	石英、绢云母、白云母钾长石、萤石等

花岗闪长岩钼矿系列。

此系列钼矿床绝大部分与铜共生，形成的铜钼矿床往往以铜为主，但这类矿床钼的规模也可达到大型。岩体多为花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩等、岩石化学特征，见表2-2，62%<SiO_2<70%，里特曼岩浆分异指数σ=2.0～3.45，Na_2O+K_2O=7～8.7，此系列以铜为主。

花岗岩钼矿系列。

此系列中的钼矿床是我国钼矿的重要类型，与花岗闪长岩钼矿系列不同的是侵入体主要为花岗岩、黑云母花岗斑岩、石英斑岩、流纹斑岩等。岩石化学特征偏酸性，见表2-3，SiO_2>70%，Na_2O+K_2O>7～9.5%，K_2O>Na_2O，K_2O/Na_2O一般>1.4，里特曼指数σ=1.12～2.83，属典型钙碱性系列，Al_2O_3、MgO、CaO一般比花岗闪长岩钼矿系列偏低。

金属矿物组合多形成单一钼矿床、钼铜矿床、钨钼矿床。由于岩体侵入构造位置及围岩性质的不同，造成成矿作用的差异，又分成斑岩型、矽卡岩型、及热液脉型、各类型特征见表2-1。

斑岩型钼矿：主要与浅成、中浅成酸性小侵入体有关，矿体在岩体中(岩体就是矿体)、接触带的两侧。对围岩岩性无选择性，可以是侵入岩、火山岩、沉积岩、碎屑岩、碳酸盐岩等。但由于围岩的性质不同，矿化及蚀变各有差异，如围岩是碎屑岩或岩浆岩，往往形成细脉浸染矿化，矿体呈环状、筒状、脉状，如是碳酸盐岩则除岩体有细脉浸染矿化外，还在岩体与碳酸盐岩接触带有与矽卡岩共存的矿体。

围岩蚀变是斑岩钼矿的重要的特点之一，凡是较大的矿床均具有分带较为明显的面型蚀变，一般由内向外，其蚀变分带为石英绢云母化、高岭土化、碳酸盐岩化。其中与钨共生的钼矿床具有萤石化及云英岩化等。侵入体与碳酸盐岩地层接触部位有矽卡岩化。与钼矿关系较密切的蚀变是钾化、硅化。

金属矿物组合主要为辉钼矿—黄铁矿—含少量黄铜矿，另一种为辉钼矿—黑钨矿（白钨矿）—黄铁矿—铅锌矿。前者为单钼型。后者多为钼钨类型。

矽卡岩型钼矿：形成矽卡岩型钼矿床的岩体，岩石化学成分与斑岩型钼矿床的岩体相同，也为酸性小岩体，但多为中浅成。侵入体围岩为碳酸盐岩，矿体赋存于岩体的接触带及两侧，多与矽卡岩共存。围岩蚀变以矽卡岩为主，岩体中也具有钾长石化、黑云母化、硅化。与钨共生的钼钨矿床具有萤石化。

金属矿物组合分为辉钼矿—黄铁矿—黄铜矿（方铅矿、闪锌矿），辉钼矿—白钨矿（黑钨矿）—辉铋矿。

在一个矿床中，矽卡岩型钼矿与斑岩型钼矿两者有共存现象，即岩体中有细脉浸染型矿，接触带有矽卡岩型矿体，其蚀变特点也是两种类型的蚀变都同时存在，如上房沟钼矿。

热液脉型钼矿床：目前比较多的是以钨为主的热液脉状矿床，而钼为伴生，以钼为主的还比较少见(只有石坪川、老虎沟等)。成矿岩体为花岗岩、花岗斑岩。在岩体及岩体边部围岩中有含钼石英脉，在脉的两侧有云英岩化、绢云母化、硅化、碳酸盐化等。矿物共生组合有两种，一为辉钼矿—黄铁矿—黄铜矿。另一种为辉钼矿—黑钨矿—辉铋矿—锡石（少量）。

表 2-2 中国主要花岗闪长岩钼矿系列钼矿岩体岩石化学成分

产地	金属组合	岩石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	资料来源
多宝山	铜 钼	花岗闪长岩	63.45	0.34	16.87	3.15	2.3	0.066	2.18	2.26	3.4	3.63	0.19	2.01	黑龙江地质局实验室
小寺沟	铜 钼	花岗闪长斑岩	67.48	0.60	14.45	1.68	2.10	0.12	1.09	1.9	4.15	3.58	0.021	1.59	王吉珺等
玉龙	铜 钼	黑云母花岗岩	68.96	0.33	15.20	0.89	1.48	0.02	1.18	1.39	3.35	6.12	0.21	0.94	西藏一大队地科院测试所
玉龙	铜 钼	二长花岗岩	68.23	0.33	15.51	1.11	1.52	0.04	1.12	2.54	3.54	4.72	0.19	0.62	西藏一大队地科院测试所
秋树湾	铜 钼	花岗岩	68.53	0.32	15.47	0.47	1.77	0.05	0.79	3.03	4.88	3.8	0.16		河南冶金地质三队
铜厂	铜 钼	花岗闪长斑岩	62.98	0.41	15.47	1.56	3.56	0.24	2.10	4.31	3.61	2.74	0.24	1.69	江西地质局
麻姑山	铜 钼	花岗闪长斑岩	63.98	0.60	15.56	1.79	2.77	0.09	1.35	4.26	3.93	3.77	0.23	0.26	安徽地质局综合研究队
铜山口	铜 钼	花岗闪长斑岩	64.21	0.62	14.22	1.25	3.55	0.03	1.62	3.17	3.58	4.09	其它2.85		湖北第一地质队

表 2-3 中国主要花岗岩钼矿系列钼矿岩体岩石化学成分

产地	金属组合	岩石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	资料来源
乌奴格吐山	Mo、Cu	次斜长花岗斑岩	71.43	0.16	15.62	0.45	0.67	0.17	0.22	0.69	5.52	3.71	0.05		治勘706队南广鹏
纳日贡玛	Mo、Cu	黑云母花岗岩	71.15	0.315	13.45	1.57	0.93	0.05	0.91	1.09	2.80	5.09			矿床所，西藏一大队
大黑山	Mo	斜长花岗岩	71.6	0.36	16.16	1.36	0.58	0.012	0.27	1.98	3.65	3.35	0.11	0.42	乌春题
金堆城	Mo	花岗斑岩	76.82	0.09	12.44	0.69	0.72	0.02	0.13	0.56	2.48	5.31			陕西地质局
下兰家沟	Mo	花岗斑岩	76.44	0.18	12.71	1.03	0.54	0.03	0.16	0.54	3.42	4.86	0.04	0.44	冶金勘探公司研究所
赤路	Mo	钾长花岗岩	76.62	0.11	12.32	0.20	0.85		0.38	0.59	4.31	4.69	0.013		何耀基等
五道岭	Mo	石英斑岩	75.70	0.19	11.73	0.41	0.98	0.06	0.6	0.47	2.74	5.38	0.04	2.62	冶金703队
杨家杖子	Mo	细粒斑状花岗岩	75.59	0.12	12.52	0.72	0.81	0.06	0.88	0.90	3.28	4.69	0.06		肖垂斌
南泥湖	Mo、W	斑状花岗岩	73.63	0.17	13.06	1.15	0.48	0.21	0.40	1.05	2.67	6.14	0.053	灼减 1.41	陕西地质局
上房沟	Mo、W	花岗斑岩	70.22	0.27	13.47	3.18	1.24	0.01	0.93	1.38	2.44	6.34	0.04		陕西地质局
行洛坑	W、Mo	花岗岩	73.26	0.20	13.25	0.63	2.21	0.12	0.56	1.01	2.72	4.88	0.07	0.95	黄文荣
那家山	Mo、W	花岗岩	72.37	0.23	14.23	0.42	1.51		0.35	1.62	2.33	5.49	0.09	1.21	CO_2 0.24 宋来庆
柿竹园	W、Mo	黑云母花岗岩	74.25	0.11	12.78	0.52	1.51	0.11	0.24	0.99	3.52	5.03	0.059	0.62	F 0.37 B_2O_3 陈士谋 0.005 CO 0.13
阳储岭	W、Mo	二长花岗斑岩	71.42	0.45	13.93	1.13	3.14	0.06	0.99	1.14	1.80	4.90	0.12		刘文章
下桐岭	W、Mo	白云母花岗岩	76.10	0.04	12.56	0.36	0.58	0.03	0.27	0.39	3.66	5.29	0.03		朱炎龄等
大吉山	W、Mo	二云母花岗岩	74.92	0.10	13.85	0.61	1.16	0.05	0.20	0.73	4.00	5.15	0.2		朱炎龄等

二、我国内生钼矿成矿分带

古生代以来中国大地构造分为三个大构造域，即古亚洲构造域、滨太平洋构造域和特提斯—喜马拉雅构造域。三大构造域的地质发展历史是不同的，其成矿地质背景、成矿时代及成矿类型等也都各具特色，为此在1:400万成矿图中，我们根据成矿时代、成矿地质背景等把中国内生金属分成三个大的成矿域。1977年中国地质科学院地质矿产所一室在《中国斑岩铜矿》一书中把斑岩铜矿也曾分成三大成矿域，即北部，东部、西南部三大成矿域；分别属于世界性的三大斑岩铜（钼）矿带。钼矿在三大成矿域中也同样各具特点。根据钼矿的分布，见图2-1，及其成矿地质背景、成矿地质特征，试将钼矿分为下列各矿带。

（一）古亚洲成矿域

（1）北天山钼成矿带

（2）西昆仑钼成矿远景区

（3）北山钼成矿远景区

（二）滨太平洋成矿域

1.东北成矿省

（1）得尔布干深断裂钼成矿带

（2）大兴安岭钼成矿带

（3）小兴安岭—张广才岭钼成矿带

2.华北成矿省

（1）中朝准地台北缘钼成矿带

（2）胶东钼成矿区

（3）中朝准地台南缘钼成矿带

3.华南成矿省

（1）长江中下游钼成矿带

（2）江南古陆东端钼成矿区

（3）赣南粤北钼成矿区

（4）湘南粤北钼成矿区

（5）吴川四会深断裂钼成矿带

（6）东南沿海火山岩带钼成矿带

（三）特提斯—喜马拉雅成矿域

（1）乌丽—昂欠钼成矿带

（2）玉树—义敦钼成矿带

（3）哀牢山钼成矿带

本文仅叙述三大成矿域中典型钼成矿带的地质背景及成矿地质特征。

（一）古亚洲成矿域

古亚洲成矿域是指昆仑—秦岭褶皱系及其以北的地区，包括祁连褶皱系，天山褶皱

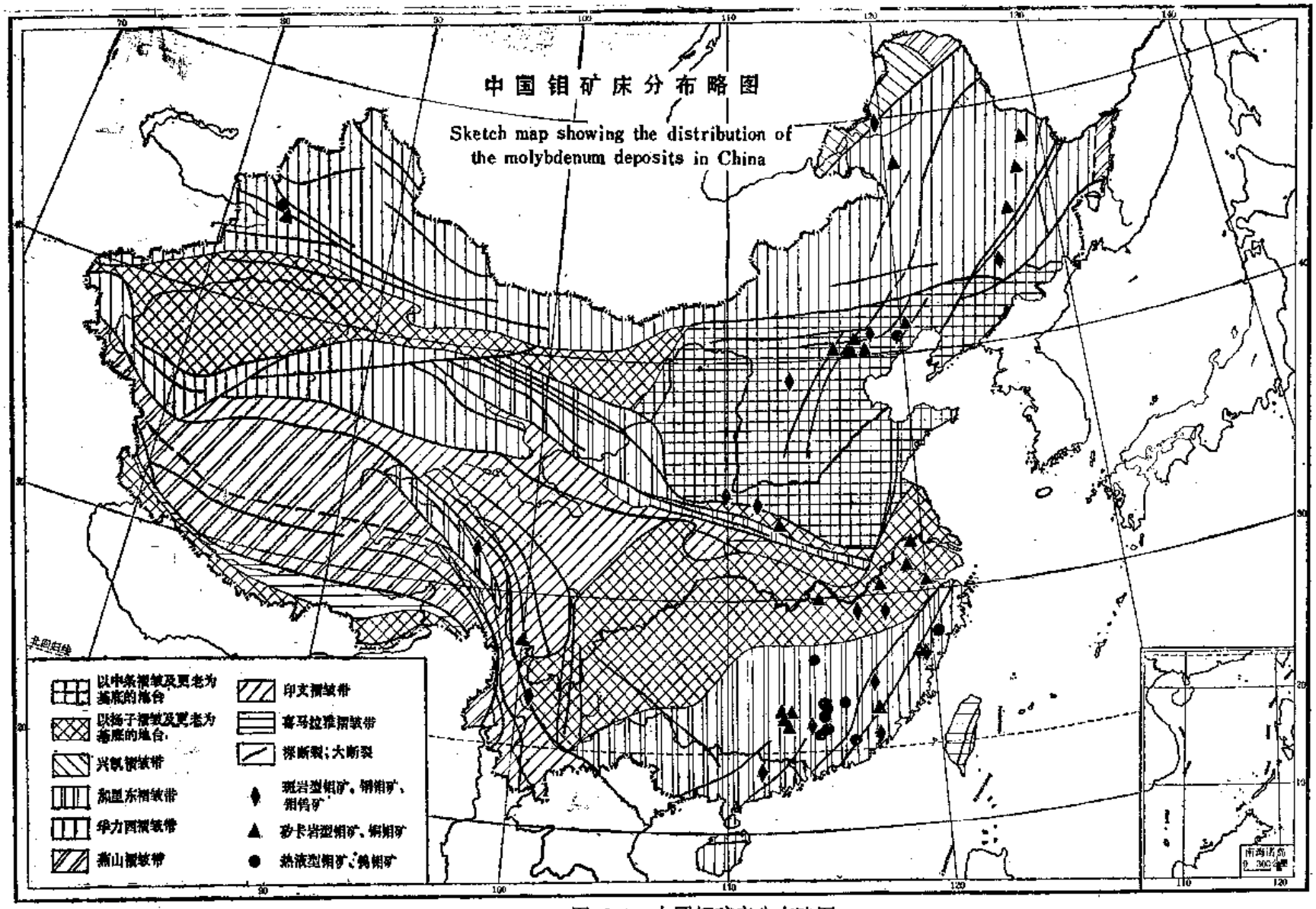


图 2-1 中国钼矿床分布略图

注，构造底图据任纪舜等编1:1000万中国大地构造图简化修编。

系、塔里木地台、阿拉善地块，内蒙一兴安褶皱系的西部。其东部及吉黑褶皱系由于后期受太平洋运动的影响，在原来古亚洲的基底上叠加了新的成矿作用，我们把叠加部分划为滨太平洋成矿域。

此成矿域在古生代除塔里木地台及阿拉善地块是稳定区外，在其两侧为加里东、华力西期地槽褶皱带，构造运动强烈，深断裂发育。沿深断裂带发育了大量超基性岩及蛇绿岩套，火山岩主要发育于古生代，构造方向以北西、北西西为主，断裂活动强烈，活动期大都是古生代，加里东、华力西期，岩浆岩发育。

北成矿域目前已发现的钼矿较少，主要分布在北天山钼成矿带中。钼矿分布在北天山早古生代形成的博乐霍洛复背斜的轴部。博乐霍洛复背斜主要是加里东褶皱带，由下古生界片岩、片麻岩、混合岩夹少量大理岩组成了紧密不对称的褶皱，钼矿分布于地背斜边部，受深断裂控制。侵入岩以华力西晚期中—酸性侵入岩为主。莱历斯高尔斑岩钼矿产于花岗斑岩与围岩的接触带，具有强烈的石英绢云母化和绿泥石化。矿化以辉钼矿为主，次有黄铁矿、黄铜矿。除斑岩钼矿外还有矽卡岩型的铜钼矿床、热液型钨钼矿床，成矿时代都为华力西期。

此带向西延入苏联境内，是著名的哈萨克斯坦滨巴尔喀什湖斑岩铜钼矿带，有名的科恩拉得斑岩铜钼矿在该带中。

除北天山成矿带以外，西昆仑和北山都是有希望的钼矿带。

（二）滨太平洋成矿域

滨太平洋成矿域是全球性环太平洋成矿带的组成部分。其范围是从贺兰山—康滇一线以东的地区。其中包括了中朝准地台、扬子准地台，华南加里东褶皱系、东南沿海华力西褶皱带，台湾新生代褶皱系、内蒙大兴安岭华力西褶皱系的东端、额尔古纳褶皱系、吉黑褶皱系，那丹哈达岭褶皱系。除那丹哈达岭是中生代褶皱以外，绝大多数地区都是中生代以前的地槽褶皱带。但在印支运动以来，尤其是燕山运动，使整个东部地区又发生了“活化”，表现为老的深大断裂再次强烈活动，并产生了新的深大断裂，大规模火山喷发及岩浆岩侵入，同时也形成了与断裂和岩浆活动有关的一系列的金属矿产，如Fe、Cu、W、Sn、Mo等。

滨太平洋成矿域中矿床成矿时代有前寒武纪、加里东期、华力西期、印支期、燕山期、喜马拉雅期。具多期成矿特征，但以中生代成矿为主。钼矿床中80%是在中生代形成。

由于中生代的构造运动及成矿作用是在不同的老的褶皱带基底上发展起来的，因此它必然受到原来基底的影响，在其不同的构造部位、地质背景、地球化学场，形成了不同类型、不同组合的钼矿床。据此滨太平洋成矿域又分成三个成矿省。

1.东北成矿省

东北成矿省的范围包括天山—兴安岭褶皱系东段，额尔古纳褶皱系，那丹哈达岭、小兴安岭—张广才岭褶皱系。主要是一个多旋回褶皱带。佳木斯隆起和额尔古纳褶皱系都是兴凯旋回褶皱系，是本区最老的褶皱系，早寒武世末以后都处于长期隆起状态。

加里东运动发育于中朝准地台的北侧边部及内蒙苏尼特左旗之东伊尔施—嫩江一带，形成了几条古隆起区（地背斜）。

华力西运动涉及全区，是本区的主旋回，奠定了该构造单元的基底。华力西运动期内

除强烈褶皱外，还有构造迁移的特点。在嫩江以北，以中华力西期为主，其主褶皱期在下石炭统至中石炭统之间。在这条线以南，发育中石炭及早二迭世地槽型碎屑岩和中酸性火山岩，地槽于早二迭世末结束。延边一带一直到晚二迭纪末全部结束了此区的古生代地槽历史。印支运动在本区不明显，在南部边缘有印支期的中酸性侵入岩及火山岩的分布。燕山运动使本区受到强烈的改造，北东、北北东向断裂活动和大规模的岩浆活动是燕山运动的特点。

本区的侵入岩有元古代的基性岩及酸性岩，最为醒目的是华力西期花岗岩；沿深大断裂带有燕山期花岗岩小侵入体，这些小岩体对成矿极为有利。

东北成矿省钼矿主要分布于德尔布干深断裂两侧及小兴安岭、张广才岭等地。成矿时代主要有早期和晚期，早期是与华力西期花岗岩和中酸性岩有关的斑岩型、矽卡岩型铜钼矿，晚期与燕山期中酸性岩及花岗岩有关的斑岩型、矽卡岩型铜钼矿及钼矿、钼多金属矿。

（1）德尔布干深断裂钼成矿带，位于额尔古纳褶皱系与内蒙—兴安岭褶皱系之间的接壤地带。钼矿床分布于德尔布干深断裂的两侧地区。

德尔布干深断裂为额尔古纳—呼伦断裂带的一个分支。断层走向北东50°±，影响宽度在20km以上，部分可达50km（内蒙——六地质队，1981年）断裂带控制华力西以来的岩浆活动。

在断裂带的北侧，基底为元古代—早寒武纪地层。元古代为一套中深变质岩，寒武纪地层为陆源碎屑岩及碳酸盐岩，上部为酸性火山岩，它与其下部的元古代地层及上覆地层都为不整合接触。盖层晚古生代为海相碳酸盐岩、碎屑岩夹酸性火山岩。中生代是一套陆相的中酸性火山岩。

断裂带南侧为大兴安岭褶皱系根河—海拉尔复向斜，基底为下古生界，有强烈火山活动，发育了大量的火山熔岩及火山碎屑岩。盖层为上石炭统一下二迭统陆相钙碱性系列火山岩，中生代时有大面积火山岩喷发活动。

钼矿多位于北东—北北东断裂与北西向断裂的构造交汇处，沿本矿带分布的钼矿床有八大关，矿床都受断烈控制，岩石明显受挤压破碎呈现麻棱岩化。

（2）小兴安岭—张广才岭钼矿带

该矿带包括小兴安岭南段、张广才岭。西侧与松辽凹陷相邻，东面以牡丹江深断裂及密山—敦化深断裂为界，南面以辉发河断裂与中朝准地台为界。矿带呈南北向展布，属华力西褶皱带。此带很突出的特点是华力西期花岗岩大面积分布，犹如“汪洋大海”，古生代地层形成了零星的弧岛。出露的下古生界为一套遭受强烈变质的由基性—中酸性火山岩及硅质、泥质夹碳酸盐岩组成的海相火山沉积建造。上古生代泥盆系、下二迭统为浅海滨海相的碳酸盐岩—碎屑岩、火山熔岩、火山碎屑岩；上二迭统为陆相火山沉积碎屑岩；中生界为陆相火山岩。此带的华力西构造运动是在加里东构造基底上发展起来的，地槽于华力西晚期，二迭纪末全面回返，中生代运动主要为断裂并伴随强烈的岩浆活动和火山作用。

此带是东北成矿省中主要钼矿带之一。分布有矽卡岩型与钨，铅锌、铁共生的翠宏山钼矿及二股铁钼矿，热液型的五道岭钼矿及有名的斑岩型大黑山钼矿。

大黑山钼矿床的成矿岩体为斜长花岗岩，岩体呈“蘑菇状”，侵入上古生代地层中。岩石为铝过饱和酸性至弱的碱性岩石。SiO_2含量为71%，K_2O+Na_2O含量介于6～8%，岩体

遭受多种蚀变，主要有钾硅化、黑云母化、绢云母化、高岭土化、沸石化等面型蚀变，各种蚀变带重叠，分带不清。

工业矿体产在斜长花岗岩中，地表呈等轴状，构成矿石的金属矿物为辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿，呈细脉及浸染状构造。辉钼矿愈向岩体边部相对减少，黄铜矿、黄铁矿愈增加。

在矿带北部的矽卡岩型钼矿如翠宏山矿，矿体产于华力西早期的碎裂白岗质花岗岩与上古生界碳酸盐岩接触带。围岩蚀变主要为矽卡岩化，矿体产于金云母透辉石矽卡岩和透闪石矽卡岩中，矿体呈似脉状、透镜状，产状以陡倾斜为主。矿石金属矿物主要有磁铁矿，其次为辉钼矿、白钨矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、锡石等。脉石矿物以透辉石、金云母为主，其次有石榴石、阳起石、斜硅镁石、蛇纹石、绿帘石、透闪石、萤石等。

除岩体与碳酸盐岩接触的矽卡岩型钼矿外，还有岩体与二迭系五道岭组火山碎屑岩的接触带也产出钼矿，如五道岭钼矿。

该带钼矿总的特点是，钼矿与酸性花岗岩有关。岩体岩石化学成分SiO_2平均值都大于70%，类型以斑岩型、矽卡岩型为主，斑岩型分布在矿带的南端，矽卡岩型分布在矿带北部。成矿岩体的围岩为上古生界。

成矿时代北部为华力西早期，向南至大黑山为燕山期，成矿时代有由北向南变新的趋势。矿床与断裂密切相关，如大黑山正位于NE及NW向两组磁特征线的交叉处。磁特征线反应了深部构造。矿床有用矿物组合多样，有铁钼组合，钨、钼、铅锌组合、单钼等。

2.华北成矿省

其范围为中朝准地台，是我国时代最老的地台。它经历了阜平、五台、中条等构造运动，于1700m·y最终形成中朝准地台。地台形成后经多次运动，主要表现为上升和下降运动，并伴随有断裂作用，直至中生代有强烈的陆相火山喷发及岩浆侵入活动。

中、上元古界是中朝准地台最早的盖层。沿燕山及中朝准地台南、北部边缘有东西向中、上元古界的拗陷槽，为一套巨厚的浅海相碎屑岩和碳酸盐岩，而南缘除碎屑岩和碳酸盐岩外，还有中基性火山喷发。其中燕山和南边缘的中、上元古界拗陷槽，是中朝准地台上两个重要的钼矿带。至古生代地壳下降，沉积了寒武—中奥陶统碳酸盐岩。除少数地区外，整个中朝准地台缺失上奥陶统至下石炭统，中、上石炭统至早二迭统为滨海相及海陆交互相含煤建造。晚二迭统至中、下三迭统为大规模陆相火山喷发，至第四纪时仍有基性岩浆喷发。中新生代中朝准地台构造运动受太平洋构造作用的影响，除火山喷发外，燕山期的岩浆侵入活动也在中朝准地台两侧很发育。

华北成矿省是我国钼矿重要产地，主要产于燕山地区及中朝准地台南部边缘的元古界拗陷槽中，两个东西向拗陷槽中发生过多次构造运动，深断裂发育，中生代构造活跃，还有大量的火山喷发及岩浆侵入，目前发现的钼矿床几乎全与中生代浅成、超浅成中酸性及酸性侵入岩有关。其成因类型有斑岩型、矽卡岩型及热液脉型。北带以钼为主，伴生铅锌、铜、铁，南带以钼为主，伴生钨、铁、铜。

（1）中朝准地台北缘钼成矿带

该带东起锦州，西至恒山，其范围与燕山沉降带大体吻合，包括了山海关隆起及五台山隆起的北部边缘。此带是在中朝准地台中、上元古代以前的褶皱基底上发展起来的。其盖层及构造运动与整个中朝准地台相同。中、上元古代长城系；蓟县系、青白口系为一套

浅海相的碳酸盐岩。目前已发现的钼矿都与岩浆岩有关，但其岩浆岩的围岩除了少数是中生代火山岩及岩浆岩外，绝大多数都与上述地层有关。

该区钼矿床与断裂活动发育密切相关。从重力等值线图来看，此区正处在重力梯度带上，呈东西方向，在锦西及灵丘一带转为北东向。在磁特征线图上也反映为一级磁特征线（东西向），根据重力和磁力等物探资料，反映了此区东西向深断裂的存在，与地表资料是一致的，有集宁—承德深断裂、怀来—密云—青龙—锦西大断裂。这些深断裂是多期次活动的，从元古代至中生代均有活动。本带成矿特征：

①钼矿与断裂构造关系密切，多在东西向断裂与北东向构造交叉处。

②钼矿与燕山期小岩体及超浅成次火山岩有关，而且含矿岩体SiO_2的含量不同时，则矿床的成矿元素也不同，如SiO_2含量在65～68%时往往形成铜钼矿，如果SiO_2含量在71～75%时往往形成单一钼矿或多金属矿床。钼矿化岩体与铜矿化岩体的主要造岩矿物成分也有差异，见表2-4。

表 2-4　含矿岩体主要造岩矿物含量

岩　　体	石　英	钾　长　石	斜　长　石	钾长石/斜长石
河北省8个钼矿化岩体	29%	52%	8%	6.5
河北省8个铜、钼矿化岩体	20%	23%	46%	0.59

（根据赵国明资料）

③成矿带虽在拗陷带内，但较大的钼矿床多在古隆起的边部，近拗陷一侧的中、上元古界分布的地区。

④成矿时代都为燕山期，其矿化的岩体同位素年龄为113～145m·y·。比中朝准地台南缘稍晚。

杨家杖子钼矿基本上反映了上述特点，该矿床位于此矿带的东端，东西向构造向北东向转折的部位，笔架山向斜的北翼。矿体位于细粒斑状花岗岩与中、上元古界、寒武—奥陶系的碳酸盐岩的接触带。细粒斑状花岗岩岩体为近椭圆形小岩株，长轴近南北向。其岩石化学（见表2-3）SiO_2-75.59%、K_2O+Na_2O-7.97。钾氩同位素年龄140m·y·（裴喜璠，1981）。除细粒斑状花岗岩外，还有花岗斑岩呈脉状沿奥陶系灰岩与中石炭统泥岩的平行不整合面及断层带侵入。可能是细粒斑状花岗岩的浅部相。在细粒斑状花岗岩与围岩接触处沿围岩岩层的层面交代形成一些犹如蟹爪一样的矽卡岩体伸入地层中。近岩体部分以石榴石矽卡岩为主，向外具石榴石—透辉石矽卡岩、透闪石矽卡岩、结晶大理岩等。辉钼矿呈金属小脉或浸染状分布在矽卡岩和花岗斑岩中，少量辉钼矿分布在大理岩、角页岩及细粒斑状花岗岩的裂隙中。

（2）中朝准地台南缘钼成矿带

地台南缘钼矿带是我国极为重要的一条钼成矿带，该矿带位于中朝准地台南缘。此区地质构造复杂，是两个大地构造单元的过渡带。它的基底为太古代的太华群，由深变质的片麻岩类组成。其盖层有中、上元古界长城系、蓟县系、青白口系、震旦系，另有寒武系零星分布。本区太古界及元古界的构造方向近东西向。

太古界片麻岩（太华群）在此带的北侧，呈东西向断续分布，组成东西向的隆起带。元古界地层在矿带中分布最广，分布在隆起带的南侧。本区地层有：早元古界铁铜沟组及长城系熊耳群，前者为片状石英岩与含云母石英片岩；后者由火山岩系组成。火山岩系下部以玄武岩为主，其次为安山岩、凝灰熔岩；中部为安山岩—玄武岩、英安岩；上部为玄武岩夹沉积岩，中基性熔岩夹大理岩。

蓟县系由高山河组、龙家园组、巡检司组、杜关组及冯家湾组组成。高山河组主要为石英砂岩，杜关组以板岩为主，其余各组均为硅质条带灰岩及白云岩。震旦系下部为冰积砾岩，向上为砂板岩。古生代寒武系分布零星，由砂岩、粉砂岩、碳酸盐岩组成。

本区缺少奥陶系至晚古生界，且元古界及寒武系有轻微的变质，说明此区存在早加里东运动。从加里东晚期至印支期地壳运动对本区影响微弱。燕山运动时本区构造运动活跃，产生一系列北北东向断裂及其派生的北西向断裂，与基底东西向断裂或褶曲轴相交，在相交处往往有燕山期的二长花岗岩—花岗斑岩类沿断裂交汇处呈岩基及小岩株状侵入。这些燕山期的小岩体多与钼矿有关，形成了斑岩型、矽卡岩型的钼矿床，构成了我国有名的钼矿成矿带。

成矿地质特征可以金堆城斑岩钼矿为例。该矿区位于拗陷的北侧，熊耳群火山岩及蓟县系石英岩组成向斜，走向近东西，有北东、北西两组断裂斜切。花岗斑岩呈岩株状小侵入体，侵入向斜翼部的安山玢岩、板岩及石英岩中。岩体及围岩蚀变强烈，有钾长石化、石英化、绢云母化、粘土化及青盘岩化。岩体接触带内外都有矿化，而以外接触带安山玢岩成矿为主。矿体形态偏圆柱状，上面较大较富，向下逐渐变贫变小，辉钼矿在岩体中以浸染状为主，而在安山玢岩中则以细脉状为主。

南泥湖上房沟斑岩钼矿位于华熊沉降带西段的栾川褶断系内。区内地层，北部为中元古界熊耳群安山岩及下栾川群硅镁质碳酸盐岩，中部为中元古界上栾川群浅海陆源碎屑—碳酸盐岩，南部为浅海泥砂质—碳酸盐岩，这是地台边缘的一套冒地槽型沉积建造。

成矿岩体上房沟岩体为不规则的小岩筒侵入于栾川群煤窑沟组白云石大理岩内，岩体与围岩界限清楚，顶部“悬垂体”发育，边部伴有隐爆侵入角砾岩。

围岩蚀变围绕岩体与围岩的接触带呈不对称的环状，自接触带向外为阳起石带—透闪石、透辉石，磁铁矿带—蛇纹石化大理岩带。除矽卡岩外后期的硅化叠加在各矽卡岩带上，自接触带向外逐渐减弱。

钼矿体赋存于花岗斑岩与白云石大理岩的内外接触带矽卡岩内。矿体形态近似椭圆形筒状，在水平面上矿化范围表现为不对称的空心环状。

金属矿物有辉钼矿、磁铁矿、白钨矿、黄铁矿等。其成因类型是斑岩型与矽卡岩型同时共存的矿床。

总结此带钼矿地质特征主要有：

①钼矿矿带于地台南缘拗陷带内，成矿岩体的围岩为中、上元古界。

②成矿岩体全为浅成小侵入体，其时代为燕山期，岩体大部分为花岗斑岩，$SiO_2>70\%$，$K_2O>Na_2O$。

③金属组合属于单钼或钼钨型。

3.华南成矿省

（1）南岭钼成矿带

此带包括赣南粤北钼成矿区、湘南粤北钼成矿区、吴川四会深断裂钼成矿带。

南岭钼矿带的范围为加里东褶皱带的一部分。基底为震旦系、寒武系、奥陶系的碎屑岩。上古生代为盖层，不整合覆盖在寒武系，奥陶系之上，以海相碳酸盐岩为主。

钼矿床多与钨共生，在基底出露的隆起区（赣南隆起）有些热液脉型钨矿床伴生有钼矿，但其钼矿规模较小，云开山隆起区具斑岩型钼矿床，分布在隆起边缘至拗陷中，燕山期黑云母花岗岩与上古生代碳酸盐岩接触带形成以钨锡为主的矽卡岩型矿床，伴生钼，规模较大。在拗陷区除矽卡岩型以外，还有斑岩型及热液型。除与钨锡矿共生外，还有与铜共生。成矿时代都为燕山期。具有代表性的为柿竹园钨锡铋钼矿床。它产于燕山期千里山花岗岩岩体南东侧，在泥盆系中、上统碳酸盐岩接触带处，燕山期花岗岩岩体分为三期，①主体花岗岩：其中心为中—粗粒黑云母花岗岩，边缘相为细粒斑状花岗岩。②补充期花岗岩为细—中粒花岗岩及细粒微斑花岗岩，呈岩脉及小岩体产出。③花岗斑岩脉。钼矿化与主体花岗岩有关。钼矿化有两种类型：一种是产在接触带与矽卡岩共存的矽卡岩型，矿体严格受接触面控制，主要金属矿物为白钨矿、辉铋矿、辉钼矿、锡石、黑钨矿、磁黄铁矿、黄铜矿等。并以白钨矿、辉钼矿为主。呈浸染状分布于矽卡岩带中。另一种为云英岩型及石英脉型，分布于矽卡岩型矿体的中、下部，为网脉状。矿物以黑钨矿，辉钼矿为主。围岩蚀变主要为云英岩化及萤石化，是在矽卡岩化基础上进一步热液蚀变并使矿化富集。从这一情况看柿竹园钨锡铋钼矿是矽卡岩型为主，同时复合有热液型，其成矿时代根据同位素年龄测定为172m·y·（湖南408队）。

（2）东南沿海火山岩钼成矿带

此带位于我国东南沿海，北自浙江，经福建到广东东部。主要分布在丽水—海丰深断裂以东地区。受江山—绍兴断裂、丽水—海丰断裂、宁海—漳州断裂和长乐—厦门深断裂控制，长1000km，宽150～250km，呈北东方向延伸，区内大面积出露中生界火山岩及侵入岩。火山岩叠加在前中生代的不同构造单元上（华南加里东褶皱带、东南沿海华力西褶皱带）。

此带的基底主要为前寒武系片岩、片麻岩、大理岩、石英岩，局部具混合岩化，花岗岩化。在西部有零星的泥盆纪石炭纪二迭纪地层出露。火山岩主要为钙碱性，强烈活动时期为晚侏罗世，早白垩世逐渐减弱。以丽水—海丰断裂为界，东侧以面型喷发为主，西部以盆地为主。侵入岩在东南沿海与火山岩一样广泛发育，以酸性、中酸性侵入体为主，除浙江绍兴以南地区有雪峰期的石英闪长岩和江山—绍兴断裂两侧有少量老于燕山期侵入体以外，绝大部分为燕山期酸—中酸性花岗岩与花岗闪长岩，它们均与矿化关系比较密切；喜马拉雅期主要为小的基性岩。岩体受北东向断裂控制，从西向东岩体的年龄逐渐变新。东南大陆边缘火山岩带由于地质背景与其它地区不同，因而造成了它独有的成矿特征。

钼矿是此带的主要矿种之一，从现有资料看，它主要集中分布在此带的北段。矿床类型以斑岩型及热液脉型、矽卡岩型为主。以赤路钼矿床为例：赤路钼矿体产于燕山晚期花岗岩株与上侏罗统流纹质凝质熔岩的内外接触带，含矿岩体为中细粒似斑状花岗岩，等轴状的小岩株，出露面积2～3 km^2其主要岩石化学含量SiO_2 75%，K_2O 4.8～5%，Na_2O+K_2O 8%，矿体总的形态呈长轴，为北东东向的椭圆形。矿体为似层状，中间厚四周变薄，外带矿体主要呈脉状，似层状，产于流纹质晶屑凝灰熔岩中。岩体中及近接触带围岩中的矿体均为细脉浸染状，但从矿区地质图来看矿体虽为椭圆形，但实际上是近南北方向

的脉组组成了椭圆形矿体。矿体的矿物组分主要为辉钼矿、黄铁矿、次要有黑钨矿、白钨矿、磁铁矿、辉铋矿、黄铜矿等。

围岩蚀变有钾长石化、钠长石化，云英岩化、硅化、绢云母化、青盘岩化。钼矿化与钾长石化、云英岩化关系密切。

黄铁矿的硫同位素组成测定结果，δS^{34}为4.4～5.6‰，Sr^{84}/Sr^{86} 0.7043±（项成锐等，1981），说明硫来自地壳下部及上地幔，Sr同位素结果与硫同位素结果一致。成矿时代为燕山晚期，岩体同位年龄为69～80.7m·y·。

（三）特提斯—喜马拉雅成矿域

此成矿域几乎所有的钼矿床全与铜矿共生，但钼储量也极为可观。其类型有矽卡岩型、斑岩型。分布在三个成矿带中：乌丽—昂欠铜钼成矿带，玉树—义敦铜钼成矿带、哀牢山铜、钼成矿带。这三个带全属于三江成矿带，虽属于特提斯构造带，但它处于北部古亚洲，滨太平洋构造域的交界部位，强烈受到多期构造运动的影响，深断裂成群分布，并长期发育，岩浆活动频繁，因而有利于各种内生矿产形成。

乌丽—昂欠钼矿带位于昌都—杂多一带，南段在西藏境内，北部延入青海境内，属加里东褶皱带。基底为下奥陶统，含笔石砂板岩、千枚岩、夹少量碳酸盐岩，并强烈揉皱，在青泥洞附近见到中泥盆统底部的底砾岩呈不整合覆盖在瓦丁群（下奥陶统）之上，说明本区存在加里东运动（宁奇生等，1974）。从中泥盆统至二迭系是连续沉积的海相碳酸盐岩类。上二迭统顶部有安山质火山喷发。三迭纪是此矿带所处地槽的重要发育阶段。中下三迭统分布不广，为碎屑岩、碳酸盐岩及安山质海相火山岩，在江达以西、昌都以东地区缺失中、下三迭统，上三迭统地层以角度不整合超覆在古生代地层之上，其岩性为红色碎屑岩、碳酸盐岩及含煤岩系。侏罗系与上三迭统整合产出，第三纪地层则以角度不整合覆盖在上述地层之上。上二迭统是斑岩铜钼矿赋存的主要围岩。此带主要与铜钼矿床有关的小岩体都侵入于二迭、三迭系地层中，在背斜的倾没端，并与断裂有关。

与斑岩钼矿有关的岩体为黑云母花岗斑岩、二长花岗斑岩、花岗斑岩等。围岩蚀变强烈，斑岩体的蚀变主要有钾化、硅化、绢云母化、粘土化。在围岩中的蚀变具矽卡岩化、角岩化、青盘岩化。青盘岩化重叠在上两种蚀变中。有的矿床中有电气石化，都具有大规模面型蚀变。钼矿体主要赋存在岩体中，呈细脉浸染型，与硅化及绢云母化一致。此外，在接触带附近有矽卡岩型的块状富矿。矿石金属矿物简单，有黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿、磁铁矿、赤铁矿等。偶见白钨矿、黑钨矿、辉铋矿。

与成矿有关的岩体时代，根据大量同位素年龄测定，均在22～75m·y·，如纳日贡玛黑云母花岗岩，K-Ar法同位素年龄分别为49.4，37.2，33.9，22m·y·（三江矿产志）。玉龙斑岩铜钼矿，其成矿岩体同位素年龄为45、22m·y·（宁奇生，1979），说明以早喜马拉雅期（即早第三纪）为主。硫同位素δS^{34}值均比较小，接近零值。表示硫来源于地壳下部或上地幔。

三、我国内生钼矿成矿特征及控矿因素

（一）内生钼矿成矿与构造的关系

内生金属矿床的分布都与一定的大地构造部位有关，钼矿床也不例外，从我国已知钼矿床的分布来看在构造方面有下列显著的特点。

1.我国钼矿床在地槽区及地台区都有分布，在优地槽区中钼矿床多分布在前期旋回的隆起区的边部、也就是在不同时期褶皱系统接触带附近。从地槽发育阶段来讲钼矿形成于造山运动的晚期，例：北天山优地槽成矿带中钼矿床主要分布在下古生代地层组成的博乐霍洛复背斜边部，成矿时代为上古生代；大兴安岭成矿带中多宝山铜钼矿床分布于地背斜隆起区。

地台区钼矿床分布于遭受后期构造运动又“活化”的稳定地块的边部及拗陷部分。这样的部位断裂发育，岩浆活动强烈，形成斑岩型、矽卡岩型及热液型的钼、铜钼、及钨钼矿床。

2.绝大多数矿床都分布在优地槽区或地台区发育的深断裂两侧，如古亚洲成矿域中北天山钼矿带是沿中天山北缘深断裂分布；特提斯—喜马拉雅成矿域中的钼成矿带是沿金沙江深断裂及次一级的觉拥大断裂分布；最为明显的是滨太平洋成矿域，东北成矿省中的八大关等铜钼矿床是沿德尔布干深断裂分布；多宝山斑岩铜钼矿床分布在嫩江深断裂的边部。中朝准地台主要有两条钼矿带，一条是在集宁—承德深断裂以及密云—青龙—锦西大断裂之间分布。另一条是沿秦岭地轴北缘深断裂分布。从重力等值线及莫霍面等深线分析，中朝准地台两个钼矿带正位于重力等值线及莫霍面等深线的梯度带上，反映了深断裂存在。在华南成矿省中，赤路钼矿位于北西向断裂的一侧。

这些深、大断裂都是多期次活动的，如，德尔布干深断裂在石炭纪以前，断裂两侧的沿积建造类型、侵入活动都有明显差异。古生代德尔布干深断裂有强烈活动，到中生代它们仍在活动（内蒙116地质队，1981），成矿主要在中生代。

内生钼矿虽都分布于多旋回深断裂的边部，但与矿关系更密切的是次级断裂，矿多位于两组次级断裂的交汇处，或次级断裂与褶皱轴的交切部位。这在中朝准地台的南侧钼矿带表现最为明显，几乎所有的钼矿都位于北西西向及北东向两组断裂的交切部位。

我国的许多研究者都已注意了构造与成矿的关系，如郭文魁教授早就提出在我国东部地区要注意沿北西向及东西向断裂找矿的意见，不仅是找钼矿，还包括了其它矿种。从钼矿来看，我国滨太平洋成矿域中控制成矿的构造方向以北东向为主体。由于滨太平洋成矿域在我国北部与古亚洲构造域的东部是叠加的，因而在构造上必然有继承性。钼矿往往位于基底断裂及叠加断裂的交叉处。矿带的方向以基底断裂为主，所以钼矿带的方向有北西、北东向，而主要是北西向，如中朝准地台上的两个钼矿带。

（二）与钼矿有关的侵入岩特征

在矿床分类部分已讲到与钼矿有关的侵入体可以分成两类，一类是中酸性侵入体，另一类是酸性侵入体。

岩石化学性质，表2-2、表2-3所列的含钼岩体岩石化学成分，只是一些典型矿区与钼矿有关的岩体岩石化学成分，由表中明显可见两个岩石系列的含矿性有所区别，以中酸性侵入岩（花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩系列）岩体形成斑岩型和矽卡岩型的铜钼矿，并以铜矿为主。岩体含SiO_2<70%，其中SiO_2偏高时Mo/Cu比值就大些，SiO_2偏低，Mo/Cu比值也低，并且高Ca。在SiO_2>70%酸性岩系列中，也具有明显的规律性：当SiO_2含量为70～71%±时虽以Mo矿化为主，可仍含有一定量的铜矿；SiO_2>72%时岩体中则以钼钨矿化为主，矿床为单钼或钨钼矿化组合。不论是斑岩型，还是矽卡岩型，含矿岩体的化学成分，当SiO_2>70%时，有些元素也有明显的差别，如单钼型CaO<1%（除大黑山外），钨钼型大多数CaO>1%。

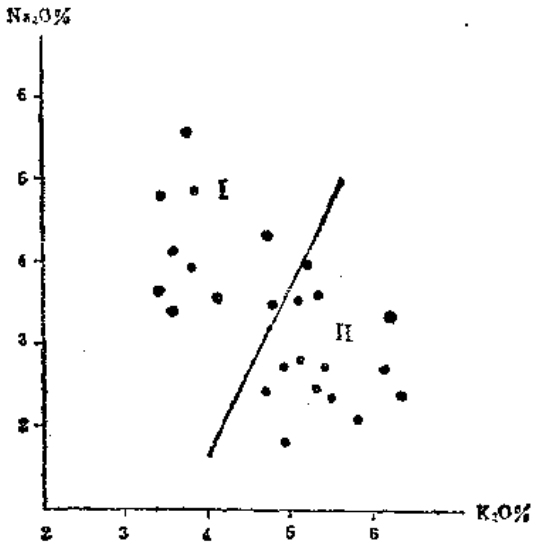


图 2-2 含Mo花岗岩K_2O/Na_2O关系图
Fig.2-2 Diagram of Na_2O versus K_2O of Mo-bearing granites
Ⅰ、含Cu、Mo矿化花岗岩区
Ⅱ、含Mo、MoW矿化花岗岩区

从含钼花岗岩K_2O与Na_2O的关系图中，图2-2，也可明显地看到含CuMo矿化花岗岩比含Mo、MoW矿化花岗岩的Na_2O含量相应要高，K_2O的含量相应要低。

在SiO_2与K_2O及与Fe_2O_3+FeO的关系图中，见图2-3、2-4，也可明显看到含CuMo花岗岩与含Mo、MoW花岗岩分布在不同区，即，含CuMo花岗岩比含Mo、MoW花岗岩的K_2O含量偏低，而Fe_2O_3+FeO则偏高。

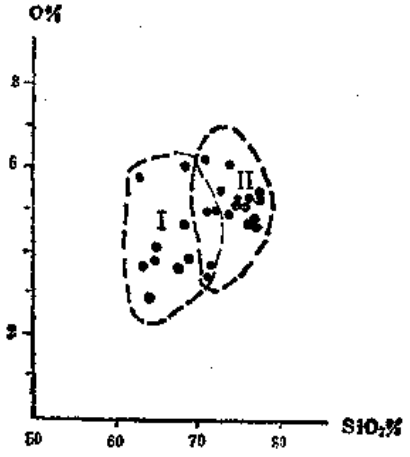


图 2-3 含Mo花岗岩K_2O与SiO_2关系图
Fig.2-3 Diaram of K_2O versus SiO_2 of Mo-bearing granites
Ⅰ、含Cu、Mo矿化花岗岩区
Ⅱ、含Mo、MoW矿化花岗岩区

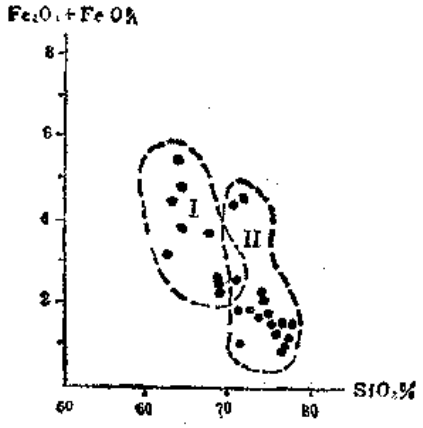


图 2-4 含Mo花岗岩Fe_2O_3+FeO与SiO_2关系图
Fig.2-4 Diagram of Fe_2O_3+FeO versus SiO_2 of Mo-bearing granites
Ⅰ、含Cu、Mo矿化花岗岩区
Ⅱ、含Mo、MoW矿化花岗岩区

（三）围岩及围岩蚀变特征

钼矿床对围岩的选择性不明显，从现有的钼矿体的围岩来看，它多赋存在下列岩石中：中酸性花岗岩、中酸性火山岩、沉积碎屑岩、碳酸盐岩、变质岩。这些岩石多为脆性，受力以后易形成裂隙，成为良好的赋矿场所。部分岩石又因其活泼性强易交代为矽卡岩，形成矽卡岩型钼矿床。

围岩蚀变不管在中酸性岩或酸性岩系列中都可分成两期，早期蚀变是成矿小岩体侵入和围岩接触形成接触变质，主要是热变质，在碎屑岩和粘土岩中形成各种角岩，在富钙的沉积岩中形成早期无水的简单矽卡岩。岩体本身的早期钾长石化和黑云母化也属岩浆后期的蚀变。

第二期是岩浆期后的热液活动，这期是与矿化有关的蚀变，比早期蚀变复杂，多形成同心带状叠加在早期蚀变的岩石之上，矿化作用与蚀变同时形成。随着矿床类型的不同，蚀变类型分为二种：斑岩型、矽卡岩型。

1.斑岩型：（1）斑岩铜钼型，从岩体内向外，钾硅化→石英绢云母化→粘土岩化→青盘岩化。铜钼矿化带与石英绢云母化带关系密切。上述各蚀变带都无明显的界限，多为叠加过渡现象。根据矿床实例，蚀变还可分成两种情况，一种是以岩体为中心的蚀变类型，这种类型在岩体中往往形成钾硅化核，原岩矿物成分已变成含钾长石（黑云母）绢云母的“石英岩”或密集的石英网脉组成的“石英岩”状岩石，以此向外为石英绢云母化，青盘岩化，如多宝山铜钼矿、玉龙铜钼矿。另一种是以接触带为蚀变中心，向两侧分带，如铜厂斑岩铜钼矿，早期钾化是以岩体为中心，后期沿接触带向两侧（岩体和围岩）方向都为石英—绢云母—水云母化带，水云母—伊利石化带，绿泥石—绿帘石化带。（2）斑岩钼矿型，除上述蚀变外在岩体内接触带还具有云英岩化，如金堆城钼矿、赤路钼矿。赤路钼矿的蚀变分带，以接触带为中心，向外为钾化云英岩化带→石英云英岩化带→硅化绢云母化带→青盘岩化带。（3）斑岩钼钨矿或斑岩钨钼矿型，与上述类型矿床相比，云英岩化增强，萤石含量增加。

2.矽卡岩型，矽卡岩型矿床在第二期蚀变中主要生成含水的矽卡岩，形成复杂的矽卡岩带。这一类型的金属矿化与这期矽卡岩有关。

斑岩型和矽卡岩型蚀变存在过渡类型，如南泥湖钼钨矿，斑岩型钼矿在这期蚀变中主要为云英岩化、硅化、绢云母化、碳酸盐化。

蚀变与各类型的矿化关系密切。一般来说，蚀变总是比较强烈而且呈面型的，是经济价值比较高的大型钼矿。当铜钼共生时，钼矿往往靠近岩体内部的钾硅化带，铜多在石英绢云母化带中。从铜钼→钼→钼钨矿，萤石化从弱到强。

四、钼矿的成矿时代

钼矿的成矿时代有它自己的特点，根据已知钼矿床、点统计，绝大部分是形成在中生代，见图2-5。中生代以前的钼矿虽然也有，并可达一定规模，但都是与其它元素共生，对钼矿来讲不是主要的。最老的钼矿床是元古代（如老宝滩铜矿伴生的钼）；加里东期目前只发现一处白乃庙铜(钼)矿(海相火山岩型与斑岩型过渡类型)；华力西期钼矿床的数量

和储量都有所增加，如多宝山铜钼矿、翠宏山钨钼矿、二股铁钼矿、犁子山铁钼矿等；印支期有少数矿床，如红山铜钼矿，至燕山期是它的兴盛期，我国主要钼矿床都在此期。就矿床组合来讲，可以是单钼矿，如大黑山、金堆城、杨家杖子等。也可以是铜钼矿，如德兴铜（钼）矿、小寺沟铜（钼）矿，并有钼钨矿，如南泥湖钼（钨）矿。喜马拉雅期钼矿略逊色，如玉龙铜钼矿等。

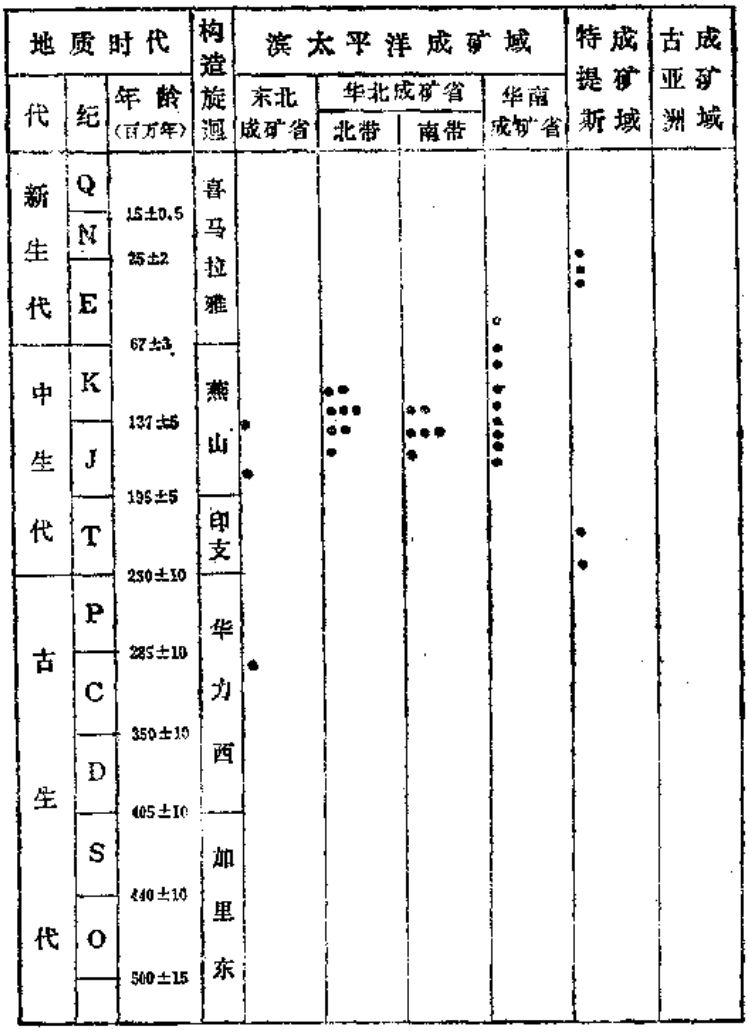


图 2-5 我国内生钼矿成矿时代对比表

Fig.2-5 Comparison of metallogenic epochs of endogenic Mo deposits in China

注：没有年龄数据的钼矿点未标

在三大成矿域中，钼矿的成矿时代有其规律性。特提斯—喜马拉雅成矿域中钼的成矿时代有印支期、燕山期、喜马拉雅期，以喜马拉雅期为主。滨太平洋成矿域主要是燕山期成矿，在其北部东北成矿省除燕山期外还有华力西期成矿，个别的有在加里东期成矿。古亚洲成矿域钼的成矿时代主要为上古生代。

五、各类型钼矿床中铼的含量变化

铼元素在各类型钼矿床中含量变化是悬殊的，但有一定的规律性。斑岩型铜钼矿中辉钼矿含铼200ppm以上，矽卡岩型铜钼矿20～100ppm，而斑岩钼矿、斑岩钼（钨）矿、斑岩钨钼矿以及热液型的钨钼矿床中，辉钼矿中铼含量都很低，大部分都在50ppm以下见图2-6。D.L.Giles和J.H.Sehilling对南美洲和北美洲16个斑岩铜钼矿床中90件样品分析，辉钼矿中铼为720ppm（算术平均值），而6个网状脉石英钼矿体39件样品分析，辉钼矿中平均含量为53ppm，变化范围为7～129ppm，统计的情况与我国类似。为什么形成这样的分布状态？C.K.Kaлинин及Э.Е.Файн认为，矿床形成的温度与铼的含量有关，矿床形成温度高，辉钼矿中的铼就低，而低温矿床的辉钼矿中含铼高。并认为热液型钨钼矿及矽卡岩型矿床都是由于高温形成的，所以含铼就低；斑岩铜钼矿成矿温度低，辉钼矿中含铼就高。不管Re在辉钼矿中的含量是否与温度有关，从统计资料来看，斑岩型铜钼矿中辉钼矿中的铼含量与其它类型辉钼矿中铼含量相差悬殊。因此可以根据辉钼矿中铼的含量来推测矿床类型及矿物组合。

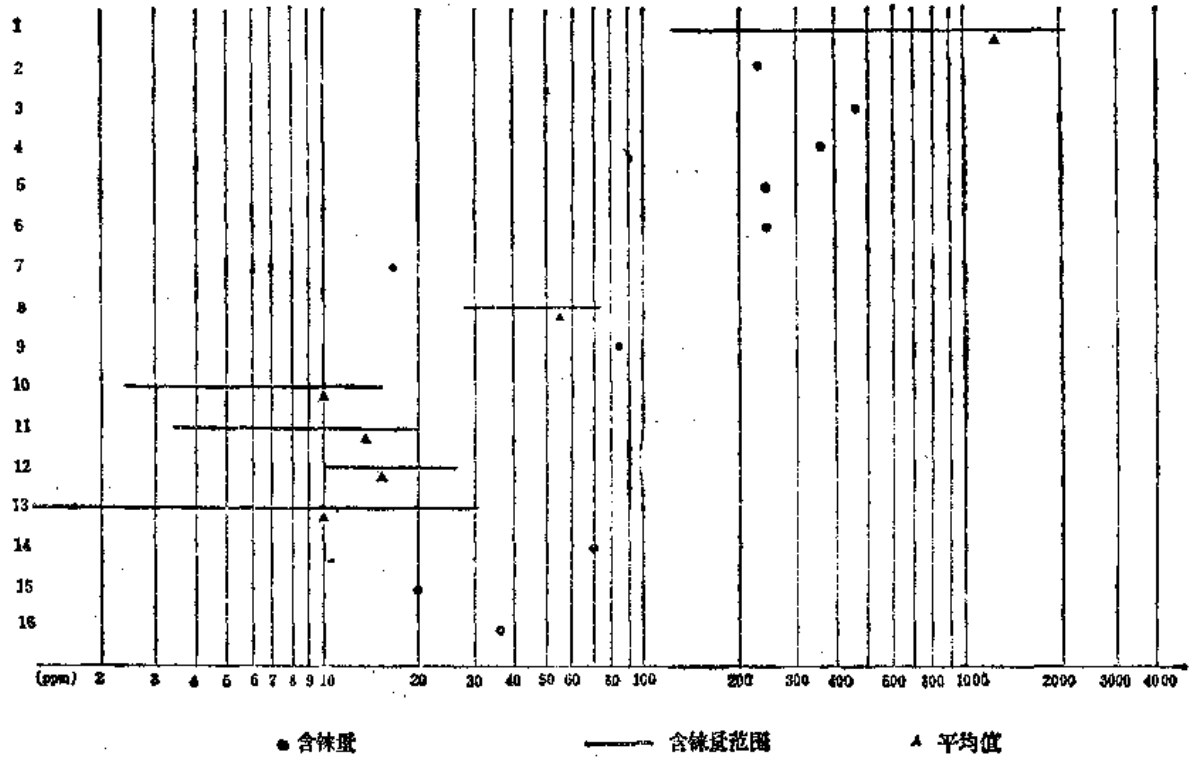


图 2-6 中国部分内生钼矿床辉钼矿中铼的含量

1—6.斑岩型铜钼矿床；7、8矽卡岩型铜钼矿床；9—12斑岩型钼、钼钨矿床；13、14矽卡岩型钨钼、矿床；15赣南脉钨钼矿（10个矿床平均）；16长江中下游铜钼矿、铜铁矿床（7个矿床平均）；

（资料来自地质队，一部为公开发表资料）

Fig.2-6 Re contents of the molybdenite of some endogenic Mo deposits in China

六、钼矿床的硫同位素特征

从各类型钼矿的硫同位素组成可看到钼矿床δS^{34}‰值变化范围窄，多数在0～7‰之间，δS^{34}‰平均值接近零，极个别的大于10‰，因此它们绝大多数硫同位素组成接近陨岩硫。表明硫源是来自上地幔或地壳下部。另从几个成矿岩体的Sr^{87}/Sr^{86}初始比值，铜厂0.7043（朱训等，1983），行洛坑0.7097（宜昌地质矿产研究所），金堆城0.7075（黄建军等，1983），南泥湖0.708（马振东，1982），几个成矿岩体δO^{18}‰，铜厂7～9（朱训等，1983），秋树湾6.6～7.1（卢欣祥，1983），阳储岭9.8（北大地质系），δO^{18}‰都在10以下。

上述数据与硫同位素结果是一致的，这与钼矿床的构造位置大部分与深断裂有关也是吻合的。说明上述各类型钼矿床的成矿物质主要来源于上地幔及下地壳，但不排除围岩的影响。

文中插图由王友松同志清绘。本文除注明的参考文献外还参阅了一些未公开出版的资料，在此一并致谢。

参 考 资 料

[1] 宁奇生、李永森、刘兰笙、傅国民、张江滢 1979《中国斑岩铜（钼）矿的主要特征及分布规律》 地质论评第25卷第二期。

[2] 宁奇生、李永森、刘兰笙、周伟勤 1980《青藏高原东部斑岩铜（钼）矿及其成矿构造背景》 26届国际交流地质学术论文集-3 地质出版社

[3] 朱训、黄崇轲、芮宗瑶、周耀华、朱贤甲、胡淙声、梅占魁 1983《德兴斑岩铜矿》 地质出版社

[4] 肖垂斌 1983《论辽西燕山期花岗岩与钼矿成因》 地质学报第二期

[5] 姜枚、马开义 1984《1:6000000中国及其毗邻海区磁特征线图简要说明》 地图出版社

[6] 黄汲清指导，任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余 1980，《中国大地构造及其演化》、《1:400万中国大地构造图简要说明》 科学出版社

[7] 郭文魁、愈志杰、刘兰笙 1982《中国东部成矿域和成矿期及其区域地质背景》 中国地质科学院地质研究所所刊第5号

[8] 裴喜璠 1981《杨家杖子钼矿区域地质特征及其找矿标志》 辽宁地质学报第10期

[9] Giles.D.L.,Schilling.J.H.,1972 Variation in rhenium content of molybdenite Int Geological congres 24th-section10.

[10] Mutschler.F.E.,Wright.E.G.,1981,Granite molybdenite systems, Econ.Geol.,V.76, N.4.

[11] Westra.G and Keith.S, 1981, Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits, Econ.Geol.V-76, N4.

[12] Калинин.С.К, Файн.Э.Е, 1977, Рений В Молибденитах "Распространение Рения в природных объектах" 74-88Изд.«начка»Казахской ССР

THE DISTRIBUTION REGULARITY OF ENDOGENIC MO DEPOSITS IN CHINA AND THEIR METALLOGENIC CHAEACTERISTICS

Liu Lansheng

(Institute of Geology, chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

The endogenic Mo deposits of China can be divided into two groups: one is associated with the intermediate-acid granites, and the other associated with acid granites. In accordance with tectonic emplacement of intrusions, the nature of wall-rocks and differences in metallogeny, each of them is in turn subdivided into porphyry type, skarn type and hydrothermal vien-type.

On the basis of geological settings for metallogeny of Mo deposits three metallogenic megaprovinces in China have been recognized, namely the Pal-Asian, Marginal-Pacific and Tethys-Himalayan. The Marginal-Pacific metallogenic megaprovince, through which majorMo deposits known so far are distributed, includes Northeast, North and south China metallogenic provinecs. 19 metallogenic belts inthe country have been recognized.

Endogenic Mo deposits show the following characteristics of their distribution and metallogeny:

1. Mo deposits occur both in geosynclines and on platforms. In the fold belts of eugeosynclines, they are situated at the edges of uplifts in the geoanticlines formed in the early cycles of geosynclines or on the borders between two tectonic units.In the platform areas, they are mainly located on the edges and depressions of stable massifs activated by later orogenic movements.

2. Present larger Mo metallogenic belts both in geosynclines and on platforms are related to deep fractures, and most of them are near the fault zones or on the second-- order faults.

3. Host rocks containing Mo ore bodies represent granodioriteporphyry, monzonitic granite-porphyry and granite. The former two are characteriezd by Cu-Mo deposits, particularly by Cu ores. Mo/Cu ratios tend to increase with the increase of SiO_2 contents in rocks. Mo and

Mo-W deposits are largely confined to granite masses.

4. Mo ore bodies occur in various country rocks, being commonly intermediate-acid magmatic rocks, different kinds of clastics and carbonates as well.

5. Mesozoic Mo deposits are predominant in China, whereas the Proterozoic and paleozoic analogues are much less and most of them are associated with other kinds of ore bodies. There are several epoches of origin of Mo deposits in the three metallogenic megaprovinces. The Mo deposits in the Pal-Asian mega-province were largely formed in Paleozoic age, and those of the Marginal-Pacific and Tethys-Himalayan megaprovinces were formed in the Yan shan and Himalayan periods respectively.

6. Re contents in molybdenite vary rather considerably in different types of Mo deposits. Calculations suggest that Re in molybdenite for porphyry-type Cu-Mo deposits is appoximately 200ppm on an average; and for skarn-type Cu-Mo deposits, 200—100ppm. As regards porphyry-type Mo, Mo-W and W-Mo deposits as well as W-Mo deposits, it is often the case that Re is lower than 50ppm.

7. From S isotopic compositions in different Mo deposits, it can be seen that $\delta S^{34}‰$ values are mostly in the range of 0-7‰, δS^{34}34‰ being less than 1‰ on an average, occasionally higher than 10‰. Some samples which have been analysed for Sr^{87}/Sr^{86} ratioes ranging 0.7043, 0.7075, 017097, 0.708 and partly for $\delta O^{18}‰$ lower than 10‰ have incicated that mineralized material seems to be derived from the upper mantle and lower crust, while it can not be ruled out that country rocks have some influence on it.

初论中国锡矿的地质特征及其分布

续　固

（中国地质科学院地质研究所）

世界上的锡矿主要集中分布于亚洲及太平洋地区。我国的锡矿处于太平洋及东南亚两条世界上极为重要的锡矿带中。我国是世界上最早发现和开发利用锡金属的国家之一。解放后锡矿开发有了更大的发展，不仅拥有个旧、大厂等世界闻名的矿床，还发现了许多新矿床。它们分布广泛，主要集中于华南及西南地区。

我国锡矿床类型齐全。作者参加编制的1:400万中国内生金属成矿图中，将我国锡矿类型划分为：热液型、接触交代型及斑岩型。它们的主要围岩、成矿作用、矿体形态及伴生组分都各有特征。

热液型系指与中酸性侵入岩或火山岩的热液活动有关的矿床。此类矿床数量较多，主要产于构造隆起部位，与钨、钼、稀有金属共生。其围岩多为碎屑岩，矿液多因沿断裂、裂隙等空隙充填，故矿体多为脉状，或顺层及网脉状。按矿石组合又可分为：锡石—黑钨—石英建造，锡石—云英岩建造，锡石—硫化物建造，锡石—稀有—伟晶岩建造等。

接触交代型锡矿在我国具重要意义，个旧、大厂锡矿床属于此类。它是中酸性花岗岩与碳酸盐岩接触交代而成。多产于隆起边缘的拗陷部位。锡矿常与多金属硫化物共生，有的与磁铁矿共生。矿体形态除受裂隙因素控制外，还受岩体接触面形态、围岩岩性等控制，往往呈层状，囊状，不规则状。

斑岩型锡矿床的研究较晚。它是与浅成、超浅成中酸性斑岩有关的岩浆期后热液充填、交代作用形成的矿床。多位于隆起构造，与断裂、裂隙有关，成矿作用主要为充填交代，矿体多为不规则状。

以上各类型矿床特征可用表3-1简略表示。一个矿床往往不是单一类型，而是几种类型的组合。如大厂锡矿为接触交代型及热液型锡石—硫化物建造；锡坪锡矿为热液型锡石—硫化物建造、锡石—云英岩建造以及斑岩型。

我国锡矿床的形成、分布严格地受地质历史发展阶段的控制，并与岩浆岩，构造，围岩岩性，地球化学条件有着明显的关系。因此它的分布与区域构造紧密相关。全国总体可分成三大成矿域：古亚洲成矿域、滨太平洋成矿域及特提斯—喜马拉雅成矿域。它们各具特征。

滨太平洋成矿域是锡矿的主要分布区，它是西环太平洋锡矿成矿带的一部分。该成矿域锡矿类型齐全，数量以热液型为多，规模上以接触交代型为大。成矿期具明显的多期性，自元古代—中生代晚期都有锡矿的形成，以燕山期活化阶段为主要成矿期。特提斯—喜马拉雅成矿域属地中海—马来亚成矿带的中段，它的成矿作用形成在造山阶段及造山后阶段。目前所知成矿期几乎都是燕山期。矿床以热液型为主。古亚洲成矿域锡矿床的分布较分散，对其研究得也少。它以造山阶段成矿为主，主要为华力西期，个别为加里东期。

表 3-1 锡矿床成因类型及特征表

成因类型	主要围岩	成矿作用	矿体形态	主要伴生组分	主要分布区	矿例
热液型	碎屑岩建造，花岗岩岩体，(碳酸盐岩建造)	裂隙充填为主，充填交代	脉状，网脉状	W (Pb,Zn, Ag,稀有)	赣南隆起、云开隆起、扬子准地台、桂北隆起、东南沿海火山岩南段、三江褶皱系、察隅—腾冲、天山—兴安	锯板坑，漂塘、九曲岭、双德、九毛、崇洞湾珊瑚、栗木、鸡笼山、银屏山、赫德，槽洞、癞痢山、库斯台
接触交代型	碳酸盐岩—碎屑岩建造	交代为主	不规则状、层状、透镜状	多金属，W,Mo, Bi	右江褶皱系、湘南粤北拗陷、桂北隆起、三江褶皱系、康填地轴、大兴安岭褶皱系	个旧，拉么、柿竹园，香花岭、可达、茶洛、泸沽、黄岗
斑岩型	中酸性次火山岩	充填交代	不规则状、网脉状	Mo、W, Pb、Zn	云开隆起	锡坪银岩

一、内蒙黄岗梁矿带

三大成矿域又可划分为14个成矿带（区），如图3-1。现分述如下。

位于昭盟北部，大致呈北东向延展。属内蒙—大兴安岭褶皱系内蒙地槽褶皱带，早二迭世末结束地槽沉积，晚二迭世以后的地层均为盖层沉积。

志留系、泥盆系为本区最老地层，主要由黑云母片麻岩、二云片麻岩组成。上石炭统为海陆交互相碎屑岩。下二迭统为凝灰质粉砂岩、细砂岩夹凝灰岩，顶部为大理岩，属浅海相。晚二迭世之后为陆相盆地沉积。特别是晚侏罗世时有中酸性火山岩及其碎屑岩。以上地层组成大致呈北东向的复向斜，被燕山期花岗岩为主的岩体侵入。上述地层以下二迭统为主要赋矿地层，其次上石炭统，上侏罗统也有锡矿产出。

矿带矿化集中于次一级复式背斜中，如甘珠尔庙—黄岗梁背斜。这个背斜被燕山期强烈的多组断裂切割，是岩浆活动频繁的地段。更次一级断裂、裂隙即成为赋存矿体的构造部位。

本区有华力西期花岗岩及燕山期花岗岩。燕山期岩浆活动具有多旋回性，沿着西拉木伦深断裂有燕山期基性—中性—酸性火山岩喷发，以及中酸性侵入活动。与锡矿有关的是燕山期花岗岩的中浅成、浅成岩体。具中粒、中细粒，斑状、似斑状结构。岩石类型为黑云母钾长花岗岩，钾长花岗岩及花岗斑岩。锡产于侵入体内，外接触蚀变带中。与锡矿有关的花岗岩化学特征为富钾、钠、贫钙。据花岗岩Al-K-Na,Ca, Fe+Mg图解属于"S"型花岗岩。黄岗地区与矿有关的花岗岩同位素年龄值129～155m·y·，另一处与锡有关的花岗岩同位素年龄值85～105m·y·（据梅竟冬、李东汉资料）。

该带锡矿化类型较多，有接触交代型、热液型锡石—石英脉建造及云英岩建造。以接触交代型矿床规模较大，研究程度较高。锡与铁、多金属伴生。如黄岗铁锡矿矿床，燕山早期黑云母钾长花岗岩侵入于下二迭统构成的复式背斜的西北翼，矿产于外接触带。矿体以雁行状排列呈带产出。矿体主要为透镜状，似层状。锡石呈细粒集合体产于萤石石英脉

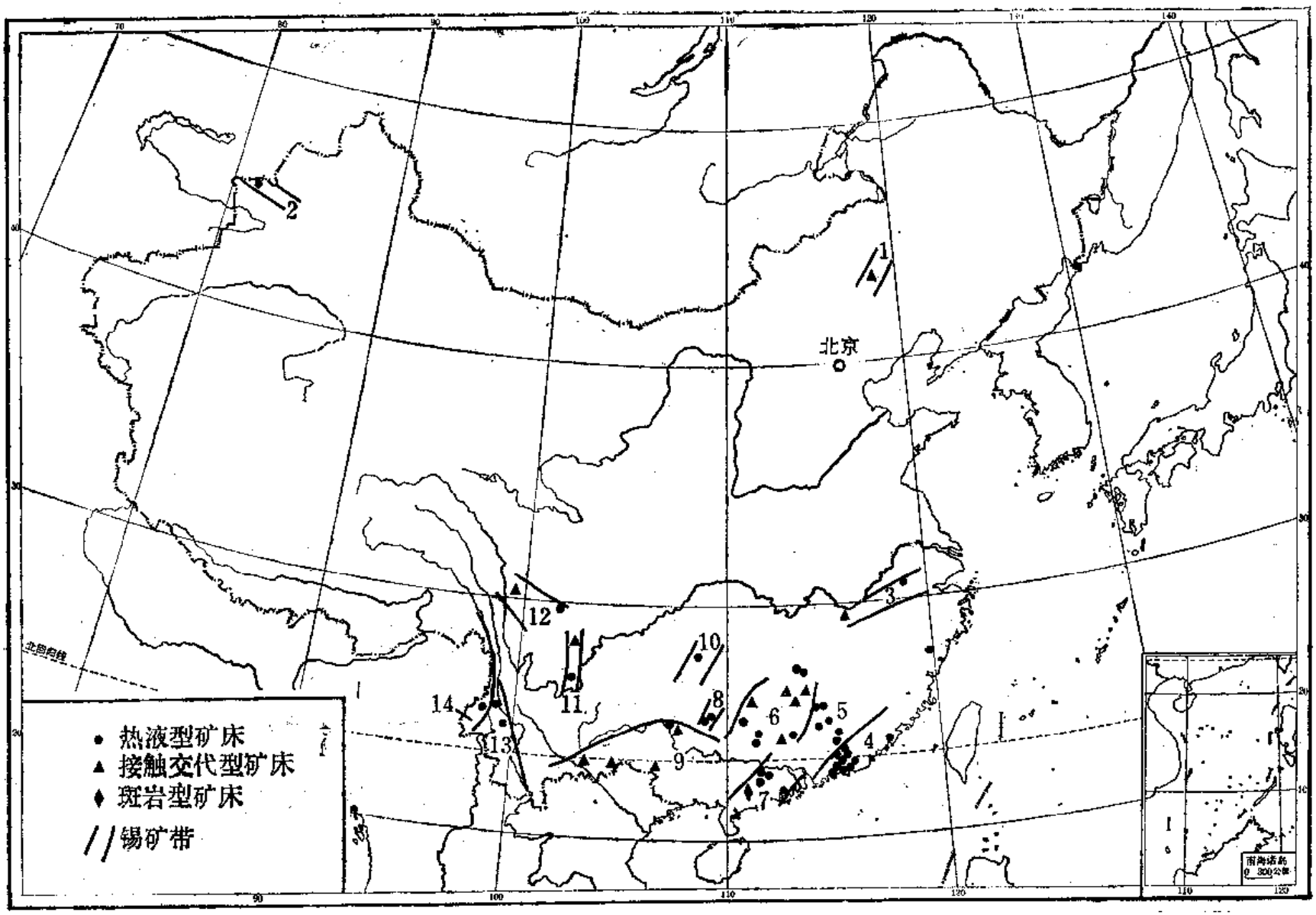


图 3-1 中国锡矿分带略图

Fig.3-1 Sketch map of distribution of tin deposits and mineralization belts in China

矿带：1.辽宁黄岗梁矿带；2.北天山矿带；3.江南台隆北缘矿带；4.东南沿海矿带；5.赣南粤北矿带；6.桂中湘南粤西北矿带；7.云开矿带；8.罗城—元宝山矿带；9.右江矿带；10.梵净山矿带；11.康滇矿带；12.玉树—白玉—义敦矿带；13.澜沧江矿带；14.滇陇—腾冲矿带

及云母萤石脉中，或以包体产于磁铁矿中。

带中亦有与火山热液作用有关的锡矿，产于上侏罗统白音皋组酸性火山岩中，呈星散浸染状或细脉集合体。

二、北天山矿带

位于我国西北部新疆境内北天山西段博尔塔拉河流域一带。属天山褶皱系北天山优地槽褶皱带。

该带属华力西褶皱带，其南侧除出露了下元古界、下古生界外，主要出露泥盆系、下石炭统海陆交互相碎屑岩，上石炭统有酸性火山岩。带内发育北西、东西向断层，并有一系列同造山期花岗岩。

对锡矿（点）的研究甚少，已知库斯台锡矿是以钨为主的伴生锡矿。该矿的主要围岩为中、上泥盆统别鲁他乌群，为角岩化的泥质、硅质粉砂岩、砾岩。矿区内发育东西向断裂，沿断裂有华力西期粗粒二云母花岗岩及斑状黑云母花岗岩侵入，属浅成小岩体。含矿石英脉产于花岗岩内的接触带，其产出受花岗岩原生节理控制，矿石矿物主要为黑钨矿、锡石、白钨矿，脉石矿物主要为石英、电气石。

自本带向西至苏联境内具有相似的地质背景及矿床。矿床的围岩皆为中、上泥盆统或下石炭统海相碎屑岩，与中酸性浅成岩有关，并也与钨伴生。因此可把它视为该带的西延部分。

三、江南台隆北缘矿带

该带位于浙江西北，江西北部的一部分及安徽南部。属黄汲清、任纪舜等1979年划分的杨子准地台浙西—皖南台褶皱带。处于江南古陆北侧边缘拗陷，自古生代至三迭纪长期发展。

对本带锡矿研究较少，但从已知的矿床（点）来看，矿床多与地台型碳酸盐岩建造有关，主要为接触交代型，矿床的位置多与背斜有关。与锡有关的岩浆岩有燕山期及印支期，岩性皆为中酸性黑云母花岗岩。研究较详细的是曾家垄锡矿床，矿床位于彭山短轴背斜的北东倾伏端。矿化产于燕山期花岗岩株（据周耀华1983年资料，同位素年龄值106～104m·y·）与震旦系灰岩接触带上，远离岩体有汞、锑矿化。岩体Sr^{87}/Sr^{86}为0.7324（周耀华等1983年），Al/K＋Na＋Ca/2值为1.264，表明岩体属“S”型花岗岩。锡石硫化物矿体呈层状，似层状产出，与地层产状一致。矿石矿物除锡石外，尚有磁铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等。

在浙北、皖南亦见锡矿床（点），除接触交代型外，也见热液型，但对其研究程度较差。

四、东南沿海矿带

位于闽南、粤东沿海，属黄汲清、任纪舜等划分的东南沿海褶皱系南段。

下古生界为一套巨厚浅海相为主的类复理石建造，经加里东运动呈紧密褶皱。上古生

界地台盖层为滨海—浅海碎屑岩建造，碳酸盐岩建造，含煤碎屑建造。经印支运动发生褶皱，晚三迭世—早侏罗世末本区普发生过海侵，形成滨海、海陆交互相含煤砂页岩建造。中侏罗世出现湖泊相、沼泽相。晚侏罗世为巨厚中酸性—酸性火山岩建造。白垩系为类磨拉石及红色建造。

燕山运动在本区活动强烈，它使中生代沉积多次间断，发生多次大规模的岩浆喷溢作用和侵入作用，伴随剧烈的断裂作用形成东南沿海火山岩带，并伴有动力变质作用和接触变质作用以及内生金属成矿作用。

本区前古生界～中生界地层均含锡，而且其丰度值均高出克拉克值数倍至数十倍。锡矿床多赋存于上三迭统—下侏罗统砂页岩内，部分产于上侏罗统中酸—酸性火山碎屑岩或熔岩内。这与张守基等1982年报导的奥东上三迭统—侏罗系各地层锡含量状况相吻合，见表3-1，反映了锡矿源层的存在。

表 3-1 粤东上三迭统—侏罗系地层含锡量表

（据张守基等1982年资料）

地层层序	岩性	试样个数	锡平均含量(ppm)
J_3	片理化流纹斑岩	25	18
	熔凝灰岩	23	63
J_{1+2}	砂岩	81	17
	页岩	433	20
	砂岩	71	120
	页岩	75	183
T_3	砂页岩	13	23

燕山期岩浆岩以中酸性为主。其岩石化学性质为高硅、铝过饱和、钾、钠高，钾大于钠。$Al/K+Na+\frac{Ca}{2}>1.1$。据Al－K－Na，Ca，Fe＋Mg图解花岗岩属“S”型。含锡均高于花岗岩平均克拉克值数倍至数十倍。尤其晚侏罗世岩体含锡>7ppm。

锡矿床类型以热液型为主，另有斑岩型。

热液型锡石—硫化物建造矿床的分布总体平行于北东向莲花山断裂。矿床产出与下侏罗统金鸡群有密切关系。成矿溶液沿破碎带顺层充填交代成矿，矿床往往分布于北东、北西向构造的交叉点上，尤其北西向断层控制了矿体的产状及富矿位置。矿体呈脉状、似层状。矿石以硫化物为主，锡矿与方铅矿、闪锌矿、黄铁矿伴生。以长埔为例，矿体产于下侏罗统兰塘群海陆交互相砂页岩中，位于北东向长埔—牛头山—红源断裂带，呈层间脉状产出，总的形态为似板状，连续透镜状；主要矿物有锡石、黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、石英、电气石、绿泥石、绢云母。锡石呈团块状、角砾状、星点状集合体不均匀地分布于充填大脉和脉旁细脉浸染矿石中。

该带中西岭矿区被认为是火山热液作用有关的矿床。它位于东西向与北西向构造带的交汇部位。矿产于上侏罗统兜岭群火山岩系，凝灰熔岩或角砾熔凝灰岩中。矿体由高密度

的裂隙脉和羽状裂隙交织组成，呈细脉—网脉带。锡石粒粗，0.1～0.2mm，矿物组合简单，伴生矿物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等。

斑岩型锡矿主要产于燕山晚期石英斑岩、花岗斑岩中。矿床与断裂关系密切。以锡矿化为主，如塌山、淘锡湖。矿体呈脉状、不规则状。矿石呈浸染状构造。矿化与云英岩化、绢云母化、硅化等蚀变关系密切。

五、赣南粤北矿带

位于江西南部、广东东北部，大致经赣州—南雄呈北东向延展。属华南褶皱系华夏褶皱带南部。

本地区为晚古生代隆起带。出露地层主要为前寒武系及古生界，总厚度6,000m以上，由砂岩、千枚岩、板岩组成复理石建造。由于加里东运动呈紧密的北北东向褶皱，并形成若干隆起。这些隆起之间零星分布上古生界至三迭系地层，多为浅海相及海陆交互相沉积。印支运动使三迭系以前的地层形成宽缓褶皱，并有大量断裂形成。侏罗系、白垩系均为内陆盆地。燕山运动在本区表现了强烈的北东、南北及东西向断裂活动及中酸性岩浆侵入，形成了较大规模的以钨矿化为主的锡矿化。

该带（钨）锡矿主要赋存于下古生界及上元古界地层中，尤以寒武系最高，震旦系次之。据周耀华等1983年报导各地层含锡丰度：震旦系353ppm，寒武系596ppm，奥陶系41ppm，泥盆系32ppm，石炭系16ppm，二迭系14ppm。这与本区锡矿床主要产于寒武系、震旦系内是有成因联系的。

（钨）锡矿床往往集中分布于近东西向、近北东向两组构造带交接部位，或隆起带、复背斜轴部。沿着这些部位有燕山早期花岗岩侵入。锡的形成与这些花岗岩有成因联系。它们往往为黑云母花岗岩或二云母花岗岩多相岩体。矿床多产于隐伏花岗岩岩基的顶部或花岗岩株顶侧部位。含锡花岗岩的付矿物为黄玉、锆石、磷灰石、石榴石、金红石、钛铁矿、独居石、磷钇矿等。据周耀华等1983年报导，对本区三十个含锡花岗岩样品分析结果，$SiO_2$74.53%，$Al_2O_3$13.29%，$Fe_2O_3$0.82%，FeO1.12%，MgO0.28%，CaO0.65%，Na_2O3.54%，K_2O4.61%，表现为酸性—超酸性，次碱性，铝过饱和的特征。微量元素W、Sn、Mo、Bi、Be、Li、Nb、Ta丰度的平均值均高出一般花岗岩数倍至数十倍。据Al—K—Na、Ca、Fe+Mg图解均属“S”型花岗岩，属壳源重熔岩浆岩。

本区锡矿床多属于钨矿床之伴生矿床。主要为（锡石）—黑钨矿—石英脉建造，与W Be、Bi、Mo、Cu共生。如漂塘、淘锡坑、官山、锯板坑等。极少见有云英岩建造、伟晶岩建造。

以漂塘为例，产于赣南隆起，木梓园—棕树坑复向斜中段。区内出露寒武系变质砂岩、板岩。在钻孔深200～300m处见隐伏黑云母花岗岩，属燕山早期产物（188～160m·y·）。区内东西向、北东向断裂发育。矿脉集中分布于花岗岩的外接触带的角岩中。自上而下矿脉带可分五层：标志带、细脉带、细脉大脉混合带、大脉带、单独大脉带。锡矿化富集于细脉带、细脉大脉混合带内。黑钨矿则主要集中于下部。锡石在矿体中呈粒状集合体分布于矿脉两壁，往往与铁锂云母共生。矿床属石英细脉带型钨锡矿床。

六、桂中、湘南、粤西北矿带

此带属于华南褶皱系，与黄汲清等划分的赣湘桂粤褶皱带大部一致。北部、西北部与江南古陆相邻，西与右江褶皱带相邻，东邻华夏褶皱带，南邻云开隆起。

区内板溪群出露零星。下古生界为复理石建造，上古生界至三迭系主要为海相碳酸盐岩夹海陆交互砂页岩建造，至晚三迭世开始为陆相砂页岩沉积。侏罗纪以后皆为陆相盆地沉积。

该区于加里东运动期结束了地槽阶段，下古生界地层紧密褶皱，构造方向以东西向为主，自泥盆纪开始形成盖层沉积。印支运动使上古生界—三迭系发生褶皱、断裂，并有印支期花岗岩侵入。受燕山期强烈的构造活化运动影响，产生大量断裂、中酸性花岗岩侵入及强烈的内生金属成矿作用。

本地区锡矿床以盖层为主要含矿地层，尤其泥盆系为重要的赋矿层位。

加里东运动后本地区西南、西北及东部相对隆起。下泥盆统在湖南缺失，在广西以海相碎屑岩为主。中泥盆统在广西以碳酸盐岩为主，在湖南底部为跳马涧组碎屑岩，上部为棋子桥组泥质灰岩。上泥盆统以碳酸盐岩为主，在湖南地区有碎屑岩。这套泥盆系地层在此区为主要赋矿层位。据冼柏棋（1984年）资料，这些地层中富含Sn。富、贺、钟地区泥盆系含锡7～12ppm，其中珊瑚地区四个泥质灰岩样品平均含锡41.4ppm。贺县白面山是未受热液影响地段，钙质长石角岩、泥质粉砂岩平均含锡100～300ppm，最高790ppm。

除泥盆系外，此区还有少数以石炭系为赋矿围岩，如安源矿床的围岩是壶天组碳酸盐岩、栗木矿床的围岩是黄金组碎屑岩。个别以寒武系、震旦系为赋矿层。

与本区锡矿有关的中酸性岩浆岩主要为燕山早期，同位素年龄值107～160m·y·～196m·y，少数为印支期223～209m·y·（据黄雅乔，1981年资料）。产状多呈岩株状，岩性主要为黑云母花岗岩及二云母花岗岩，其岩石化学性质具高硅、铝、富、钾、钠，贫钙、铁、镁的特点。据Al-K-Na，Ca，Fe+Mg图解，多数岩体为“S”型，$Al/K+Na+\frac{Ca}{2}>1.07$，$K_2O/Na_2O>1.3$，属壳源花岗岩。部分属“I”型。

本区的锡矿床在广西富、贺、钟一带以热液型为主，主要伴生多金属、Nb、Ta。而在湘、粤北则主要为接触交代型，主要伴生W、Mo、Bi及多金属。

广西富、贺、钟地区较广泛出露泥盆系地层，以东岗岭组灰岩为主，部分郁江组砂岩，厚达千余米。以姑婆山、花山为主体的岩体，岩株沿东西向隐伏断层侵入，岩体年龄107～233m·y（吴精适，1983年），多数160m·y。在这些岩体内外接触带形成许多大大小小的锡矿床（点）。以珊瑚为例，与其有关的岩体是盐田岭云英岩化细粒花岗岩岩株，同位素年龄值127.3～133.2m·y(陈勃，1983年)。矿体主要赋存于东岗岭组灰岩及郁江组砂岩，向下至那高岭组页岩及莲花山组砂页岩中也可见到。矿床位于葫芦岭背斜东南翼与珊瑚向斜南端急剧转弯交替地带。这个部位有利于成矿的裂隙构造，形成了裂隙充填交代矿体。据陈渤1983年报导盐田矿区硫同位素特征富重硫离差小，δS^{34}平均+7‰。据穆同治等1981年资料，将此矿的原生石英、黑钨矿δO^{18}与江西西华山、漂塘对比，其结果大致相当，四个样品δO^{18}平均为+16.84，黑钨矿九个样δO^{18}平均为+5.95。说明矿脉的形成与岩

浆岩有关。

湘南柿竹园是一个W、Sn、Mo、Bi共生矿床。它位于千里山花岗岩的东南部。千里山岩体为黑云母花岗岩，同位素年龄值为139～90m·y·（陈士谋，1981年），它侵入于中泥盆统跳马涧组砂岩，棋子桥组白云质灰岩及上泥盆统佘田桥组泥质灰岩中。千里山花岗岩具高硅、铝、富钾、钠，贫铁、钙、镁的特征，W、Sn、Mo、Bi含量高出花岗岩平均克拉克值8～10倍。佘田桥组含$SiO_2$13.53%，Al_2O_3 3.96%，劈理发育。岩体与围岩接触带处形成矽卡岩，尤其在岩体顶部凹陷处常形成厚度巨大的矽卡岩，在矽卡岩化之后由于热液叠加作用产生强烈的W、Sn、Mo、Bi矿化。矿体呈层状，似层状，大透镜状。本矿区辉钼矿δS^{34}为5.20～6.80‰，黄铁矿4.14～8.52‰，方铅矿2.66‰，闪锌矿6.36～7.25‰，具有来源于地壳深部的硫同位素特征陈仕谋，1981年）。

七、云开矿带

位于粤西桂东，属华南褶皱系云开褶皱带。加里东褶皱基底广泛出露，为一套巨厚的浅海相为主的类复理石砂页岩建造，硅质建造及碳酸盐岩建造，广泛受区域变质作用，产生千枚岩化，片岩化及片麻岩化，并有花岗岩化形成大规模混合岩带。上覆泥盆系、石炭系为滨—浅海相碎屑岩建造及碳酸盐岩建造。华力西—印支运动使地层又受一次改造，并形成北东东向褶断构造。燕山运动在此明显地表现了大规模的北北东向逆冲断裂带，并伴有动力变质带。这些断裂带常常表现为叠瓦状构造，横向断裂也较发育。本区岩浆活动主要集中于加里东期及燕山期。但与锡矿有密切关系的是燕山晚期白云母钠长石化花岗岩、花岗斑岩等。如阳春小南山隐伏岩体、锡山岩体、云浮大坳岩体等，常呈小岩体，岩株产出。

本区锡矿床主要有斑岩型，热液型锡石—石英建造。

斑岩型锡矿与燕山晚期花岗斑岩及石英斑岩有关，花岗斑岩、石英斑岩多呈岩株、岩墙、岩脉，属浅成、超浅成相岩体。具斑状结构，锡矿赋存于成矿斑岩内外接触带。多数围岩为硅铝质岩及中酸性岩浆岩，它们构成斑岩体的顶盖，呈“隔档层”有利于岩体顶部和围岩接触带内富集成矿。斑岩锡矿常位于深断裂附近。如银岩、锡坪斑岩锡矿床位于北北东向吴川—四会深断裂与北东、北西或东西向裂隙交接处。有的明显集中于拗陷与隆起的交接处。与斑岩锡矿的有关岩体SiO_2含量较高。据陈礼庾资料（1983年），SiO_2 72.08～77.12%，高于与W、Mo、Pb、Zn及Au有关的斑岩体的SiO_2含量。K_2O+Na_2O 2.9～8.43%，较与Cu、Mo、W有关斑岩体碱质低。$Al_2O_3>CaO+K_2O+Na_2O$，硅铝过饱和。Fe_2O_3+FeO平均含量2.9%，与MO，Cu有关斑岩体比较铁质低，即与锡有关斑岩体富SiO_2，贫碱、铁。含锡量高出同类岩体平均值43～233倍。此外Bi、W、Cu、Mo、Pb等含量也高出同类岩体平均值。

以信宜斑岩锡矿为例，矿床位于吴川—四会深断裂带，大田顶混合岩弧形构造轴部。区内出露震旦系深变质岩。燕山期花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩呈岩株、岩脉分布于隆起区东北部。含锡斑岩体位于北西、北东、南北及东西四组断裂交汇处。地表浅部为若干条石英斑岩脉，向下延深50～150m汇合变为花岗斑岩岩株。岩石斑晶以钾长石为主。岩石中含Sn0.01%以上。矿体呈半月形产出于岩株隆起顶部，与云英岩化有明显的关系。锡矿

体下部又出现以铋为主的Sn、W、Mo综合矿体。锡的物相绝大多数以锡石形态产出，少数为胶体锡，硫化物中的锡。据梁树钊锡石测温范围为250～350°C，属高温气成热液交代的产物。矿床金属矿物的产出具明显的分带性，自上而下表现为Sn→Bi→W→Mo。

此外，热液型锡石—石英建造及锡石—云英岩建造多产于岩体内外接触带附近，矿脉小，矿物成分简单。围岩蚀变多为云英岩化及硅化。矿脉顶板为泥质岩石，云英岩化、硅化强烈。如云浮九曲岭。

八、罗城—元宝山矿带

位于广西北部境内，扬子准地台江南台隆南侧，为一长期隆起地区。主要出露前寒武系地层。其中四堡群为一套轻变质浅海相砂页岩及基性喷发岩，属复理石建造，主要岩性为云母石英片岩、绢云千枚岩、变质砂岩及细碧角斑岩。其上有板溪群、震旦系及寒武系，为浅海碎屑岩类复理石建造。经雪峰运动及加里东运动使地层形成紧密褶皱，并伴有加里东期花岗岩的侵入。随后在边缘形成了泥盆系—石炭系的地台型灰岩、砂页岩，及顶部含煤沉积。

岩浆活动频繁，四堡期伴随东西向断层除产生海底基性喷发外，还有中—基性岩以及小型花岗闪长岩、石英斑岩侵入。雪峰期亦有小型基性岩侵入。加里东期伴随近南北向断裂有较大规模的花岗岩侵入。如元宝山花岗岩体（449m·y·）、田逢、平英等花岗岩体。印支—燕山期只有少量的花岗斑岩岩株、岩脉。与锡矿有关的是加里东期花岗岩。

本区锡矿床以热液型为主。主要含矿地层为四堡群变质砂岩、粉砂岩和中基性火成岩。该带南部宝坛一带主要矿体产于四堡期辉绿岩中，其次产于四堡群文通组及鱼西组变质砂岩中，有的产于四堡期花岗岩及加里东花岗岩中，有的则在基性凝灰岩中赋存富矿体。而北部锡矿主要产在四堡群白云母片岩、绿片岩、变粒岩中。

矿床明显受构造控制。四堡期形成东西向褶皱之后，雪峰—加里东期产生近南北向褶皱及断层。在南北向褶皱轴部沿断层侵入了加里东期花岗岩。锡矿则形成于花岗岩接触带及断裂裂隙中，而矿体、矿脉则严格受基底褶皱断裂构造的控制。矿体沿其裂隙、片理充填交代而成，呈脉状、透镜状、似层状。

与锡矿有关的花岗岩被认为是加里东期形成的。它们均侵位于北东（近南北）向的背斜核部，除元宝山为岩基状，其他均为岩株。其岩性多为斑状黑云母花岗岩，具多期特征。其岩石化学具高Si，富Al，贫Fe、Mg，富Na，K>Na的特征。岩体Sn、W、Cu的丰度均大大超过世界酸性岩平均含量。在岩体边部普遍发现锡石。

对于该区锡矿近矿围岩中的四堡群许多人做了较多的研究。基性岩多为顺层岩席状岩体。据程先耀1983年报导，锡矿产于基性、超基性岩中最多，占76%，其次分布于四堡群砂片岩及酸性花岗岩中。不少人（程先耀、朱征等）认为基性岩提供了成矿的物源，其证据除上述多数矿床（点）产于同一层位中的基性岩外，还有①桂北锡元素化探次生晕异常与中基性杂岩群重合；②Sn丰度值以基性岩最高，一般14～28ppm，平均18.2ppm，四堡群Sn丰度值为9.4ppm，花岗岩为15.5ppm；③锡石单矿物含Cr，而不含Nb、Ta；④据某矿床测六个硫同位资料，δS^{34}为－0.12～13.27‰，反映与硫结合物质来源于海洋沉积物，这可能是基性岩浆喷溢至大洋底，从中摄取了成矿元素。

加里东期花岗岩对成矿作用主要提供了能量，促使成矿元素变富，其证据：①矿体矿化与花岗岩有密切关系，产于其外接触带，部分产于内接触带，充填断裂及裂隙。②矿体围岩蚀变清楚，具电气石化、石英绿泥石化、黑云母化、磁铁矿化。③北区九毛矿床中锡石包体爆裂测温245～250°C，南区某矿床中包体测温387°C。④岩体内部相向边缘相Sn元素增加，可能Sn来自围岩。⑤九毛锡石铅模式年龄为390～406m·y，代表成矿时代为加里东期（程先耀等，1983年）。

该带锡矿主要沿构造裂隙充填交代而成，呈脉状、似层状、透镜状等。矿石多为锡石—多金属型，此外也有单锡石型及锡石—磁黄铁矿—黄铜矿型。

九、右江矿带

位于桂西、黔南、滇东。南与越南相邻。其构造位置属华南褶皱系右江褶皱带。

在文山—马关隆起有元古界瑶山群及震旦系建屏群，为深变质岩系及复理石建造。下古生界仅见寒武系—中奥陶统，主要出露于南侧隆起区，具槽型特征。下寒武统为浅海相砂页岩建造、类复理石建造。中寒武统—上寒武统为砂页岩及碳酸盐岩建造，缺失上奥陶统—志留系。加里东运动下古生界普遍褶皱和变质。下泥盆统与下古生界不整合接触，并有较多的小型基性岩侵入。上古生界分布广泛，具有台型特征。泥盆系主要分布于东北、东南隆起区，往往成为背斜褶皱核部。下泥盆统为海陆交互相砂泥岩建造，中—上泥盆统以海相碳酸盐岩夹硅质岩建造为主。石炭系—二迭系往往在泥盆系外缘构造背斜翼部，亦以海相碳酸盐岩建造为主。上二迭统夹火山岩建造。印支运动在本区具重要意义。下三迭统与下覆地层超覆接触，下—中三迭统为地槽型类复理石沉积，由东向西厚度变大，卡尼克期的运动使本区结束了地槽阶段，伴有超基性、基性、酸性岩浆侵入。

本区构造以断裂为主。断裂以北西向最为发育。自北往南有垭都—马山、百色、富宁、文山、江河大断裂。此外，北东向的南盘江大断裂为本区的西北边缘。这些断裂对两侧沉积岩相、古地理起着控制作用，对岩浆活动也起着控制作用。

本区岩浆活动较之其东的华南褶皱系地区要逊色得多，零星沿断裂分布于隆起区背斜核部。中酸性岩株以燕山晚期为主，在近越北古陆处有加里东期花岗岩。

本区的锡矿在我国占有重要地位，著名的大厂、个旧锡矿都产于此。

大厂锡矿位于本区东北边缘。丹池断裂通过矿区附近，矿床位于大厂背斜北段轴部及其北东翼部。在矿区附近有茏箱盖黑云母花岗岩岩株，据吴精适等1981年资料，其同位素年龄值97～107m·y·。SiO_2>70%，K_2O-Na_2O较高，达7～9.5%，K_2O大于Na_2O一倍左右，CaO含量低，约1%±，Al_2O_3过饱和（据广西冶金地质勘探公司215队资料）。普遍含电气石、萤石。该矿床属锡石—硫化物多金属矿床。锡矿较集中于远离岩体接触带400～2000m以外的泥盆系地层中。矿体的赋存与地层有明显的关系。主要含矿围岩为上泥盆统榴江组扁豆灰岩、条带灰岩及硅质岩，其次为东岗岭组灰岩和泥岩。矿体为脉状、似层状。脉状矿体沿北东向裂隙充填或沿层间充填交代。似层状矿体在背斜翼部次级纵向背斜轴部沿层面交代形成，或产于次级背斜与北东向裂隙带交汇处。矿体在榴江组中由许多裂隙小脉和沿地层层面细脉组成。锡矿体与地层的明显关系并非偶然，据冼柏棋资料（1984年），该区在泥盆纪时受深断裂影响，为富含锡—多金属物质的台沟型沉积相，泥盆系中

出现相对富集的Sn、Pb、Zn、Cu、Sb、Hg……其含量相当于克拉克值2～134倍。大厂矿区邻区的上泥盆统含Sn达30ppm。靠近茔箱盖34km罗富至富兰路口一带无矿化蚀变的下泥盆统塘丁组页岩中含Sn 3～20ppm，罗富组10ppm，上泥盆统10～20ppm。这些说明在沉积阶段即有Sn的富集。据广西冶金地质勘探公司215队资料，锡石—硫化物矿床δS^{34}=-8.49～+8.31‰，说明除岩浆来源外，还有围岩硫继续补充和供给。其中长坡矿区δS^{34}皆为负值，说明以地层硫为主。这是矿区锡石硫化物富集在地层中基础条件之一。锡石主要富集在锡石硫化物阶段，而在这之前的矽卡岩阶段则很少。与锡石共生的矿物有磁黄铁矿、铁闪锌矿、毒砂、黄铁矿、脆硫锑铅矿、辉锑锡铅矿。锡石——硫化物矿床成矿温度据包体测温为231～294°C。

由此可见在此形成特大型锡—多金属矿床并非偶然，起初在沉积阶段即有锡的富集，然后有重熔型的含锡花岗岩的侵入，又有岩浆期后热液作用，使成矿组分运移富集，还有有利的围岩，因而提供了良好的成矿场所，致使在此形成了富且大的矿床。

个旧锡矿之所以能著名于世界，是因为它有着得天独厚的条件。它位于本区西南，红河断裂通过，与哀牢山隆起相邻，南侧与越北古陆相邻，北与康滇古陆相邻。本区在三个隆起之间长期处于沉降状态，自古生代至中三迭世沉积了24000m的岩层。中三迭统为厚达3000m的碳酸盐岩。据张志信资料（1981年），个旧地区早古生代以前含Sn41ppm，二迭系玄武岩含Sn45ppm，下三迭统5～6ppm，中三迭统个旧组14ppm，主赋矿层个旧组下段远离矿化部位地层含Sn20ppm，上三迭统7ppm。这给成矿提供了部分物源。印支晚期运动地面抬升，成岩作用及风化作用使碳酸盐岩发育表生构造，为后来含矿、储矿创造了有利的空间。

燕山运动时伴随着断裂、褶皱，有着强烈的岩浆活动。在以往长期下沉的局部隆起地段，发生一系列侵入活动。其中与锡矿有关的是岩株状黑云母花岗岩，多为深200～1000m的隐伏岩体，侵入于马松穹窿及老卡背斜。据伍勤生等（1983年）铷—锶法测定岩体年龄，龙岔河岩体147m·y·，马拉格岩体90.4±6.3m·y·，神仙水岩体84.4±1.36m·y·，老厂岩体81.0±4.9m·y·。花岗岩侵入中三迭统个旧组，接触带形成矽卡岩，主要矿体产于花岗岩岩株附近矽卡岩中。据汪志芬资料（1983年），老厂——卡房与黑云母花岗岩有关的矿床δS^{34}=2.0～8.3‰，众数值－1～0‰之间，马拉格、松树脚、龙岔河、神仙水各岩体派生矿床硫同位素δS^{34}－2.12～+14.7‰，众数值4～5‰，8～9‰，说明物质来源与花岗岩有密切关系。此外，岩体规模大小，形态产状，侵入深度等对成矿也有一定影响。矿体矿化围绕花岗岩体展布，在侵入体顶部矿化最强。这些黑云母花岗岩在岩石化学成分上具偏酸、富碱、贫钙、镁，富含挥发分的特征，含锡及其他成矿元素也高出正常花岗岩含量的几倍。据西南冶金地质勘探公司308队资料（1983年），个旧含锡花岗岩锡丰度值10～25ppm。

据伍勤生等资料（1983年），矿区内几个与矿床关系密切的岩株成岩时代时差最大为7千万年左右。它们的（Sr^{87}/Sr^{86}）初始比值相似（近似于0.710），表明它们成岩物质是同源岩浆在不同阶段分异演化的产物。可归为龙岔河斑状黑云母花岗岩→马松斑状黑云母花岗岩→神仙水等粒花岗岩→老厂蚀变等粒花岗岩。它们形成时间依次推移，岩体分异程度逐渐完好。沿此方向Rb逐渐富集，Sr明显下降。铷锶比值不断增高，部分重叠，反映出岩浆演化的继承性。其中形成时间较晚，分异较好，富铷、贫锶的老厂岩体周围锡矿大

而富，马拉格、松树脚次之，而龙岔河岩体内外接触带至今未发现具重要工业意义的锡矿，将个旧矿区花岗岩的岩石化学特征投入怀特的 Al-K-Na， Ca， Fe+Mg图解中，多落入“S”区，少数在“I”区。$Sr^{87}/Sr^{86}>0.707$（西南冶金地质勘探公司308队，1983年），显示为壳源重熔型花岗岩特征。

个旧锡矿矿床类型属岩浆热液型。含锡云英岩建造意义不大，出现于花岗岩顶部及两侧。电气石细脉带型规模较大，多产于矽卡岩裂隙带中，多期矿化叠加，以锡为主，矿体为脉带，脉群，锡石—硫化物建造是主要类型，规模大，品位富，以锡为主，另有相当量的Cu、Pb、Zn、W产于矽卡岩中，金属硫化物交代矽卡岩，矿石成块状、浸染状。此外还有含磁铁矿矽卡岩矿床及斑岩型矿床（西南冶金地质勘探公司308队，1983年）。

在个旧锡矿之东还有钦甲、都龙等锡矿，都属接触交代型锡石—硫化物—多金属矿床。它们的含矿围岩为寒武系碎屑岩夹灰岩的复理石建造。

钦甲锡矿区位于钦甲黑云母花岗岩北侧，赋矿层位寒武系遭受区域变质，并受岩体影响，在岩体与寒武系地层接触带附近遭受接触变质作用，形成矽卡岩。据杨冀民资料（1983年），用铷—锶法测定岩体内黑云母同位素年龄377～526m.y，岩体最高侵位是寒武系，故认为是在加里东期形成。岩石化学特征为K_2O+Na_2O高，$K_2O>Na_2O$，Si、Al高，微量元素及挥发分含量（ppm）：Cu74，Sn19，As83，Nb14，Ta 7，Bi 2，Be14，Li34，Cl160，F413，B30。Sn、Cu丰度值高出区域内同期花岗岩丰度值数倍至数十倍。$Al/K+Na+\frac{Ca}{2}=1.2896$，$\delta O^{18}=13.9\sim14.9‰$。证明它与“S”型花岗岩相近。矿体围绕岩体成环形分布，主要赋存于岩体隆起中的凹陷带。据杨冀民资料（1983年），区域内寒武系地层岩石平均含Cu100～500ppm，Sn20～30ppm，大大高于同类岩石的Cu、Sn正常丰度。可见钦甲矿床的形成有一定的物源做前提。矿石氧同位素δO^{18}为14.6～14.7‰，说明成矿物质是多源。矿体赋存于寒武系特定的层位中，并与层状矽卡岩体相吻，矿体有似层状、透镜状，有的则产于断裂带内为脉状。锡呈锡石、胶态锡、硫化物产出。主要矿石类型有阳起石矽卡岩铜锡矿石，磁铁矿矽卡岩铜锡矿石。对矿石中方解石，石英包体均一测温，矿石磁铁矿、锡石矿物爆裂法测温及磁铁矿、石英共生矿物对氧同位素地质温度计算和对矿区硫同位素测试结果表明成矿温度200～450°C（杨冀民，1983年）。

十、梵净山矿带

位于杨子准地台上杨子台褶皱带的东南边缘。区内出露皆为元古界浅变质岩，由于武陵运动使上下两部分有明显的不整合。其下为梵净山群，其上为板溪群，与锡矿关系密切的是梵净山群。其岩性为一套地槽型复理石建造、火山碎屑岩建造、硬砂岩建造、细碧角斑岩建造、蛇绿岩套等。地层厚万米左右。其上板溪群为浅变质岩层，以复理石建造为主。

武陵运动在本区具相当的重要作用。随强烈褶皱，本区上升成陆，形成南北及北东向构造带。沿北东向断裂侵入白岗岩等岩体，并形成与此有关的锡等内生金属矿床。武陵运动之后本区进入了准地槽阶段，雪峰运动时本区结束了地槽发展阶段。从邻区看来，震旦系—三迭系均为典型台型建造，各地层之间无明显不整合。直至燕山期又重新活动。

与本区锡矿有关的侵入岩为武陵期梵净山白岗岩，呈岩株、岩脉状侵入于梵净山群。岩石成分主要为石英、钾长石、钠长石，其次为白云母。岩体受强烈自变质作用，主要有钾长石化，钠长石化，云英岩化及绢云母化。岩石化学性质硅高，碱质高，与其他含锡花岗岩相比钠质高，微量元素W、Sn高于酸性岩平均值，Sn为酸性岩平均值的3～7倍，W个别为200多倍。

本带的锡矿皆为热液型。以产于白岗岩外侧围岩梵净山群辉绿岩裂隙中或沉积变质岩的裂隙中的锡石—（黑钨）—石英脉型为主。个别为产于白岗岩内侧或产于花岗伟晶岩脉中的云英脉型及伟晶岩脉锡矿，与铌、钽共生。矿床（点）主要产于背斜或断层附近之挤压褶曲中。

标水岩钨锡铜矿床，位于大罗背斜北西翼，并接近轴部，含矿围岩为梵净山群辉绿岩。在下部见隐伏岩体，矿脉沿辉绿岩中裂隙充填。矿石矿物主要是锡石、白钨矿，少量黑钨矿，伴生黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿。脉石矿物主要是石英、电气石。矿石主要呈浸染状构造。局部为细脉状或条带状构造。与矿化关系密切的围岩蚀变以云英岩化为主，次为硅化。

小黑湾钨锡铜矿床，位于断层褶曲挤压带内。含矿围岩为梵净山群变余砂岩、变余凝灰岩及板岩。矿脉沿小褶曲的层间裂隙或节理裂隙充填。矿床自地表至深部具逆向分带特点。地表以气化高温锡为主的钨锡矿化。中深部为高温热液以钨为主的钨锡铜矿化，再向深部则为中温热液阶段以铜为主的钨铜矿化。脉石矿物主要为石英。围岩蚀变主要为云英岩化，次为硅化、方解石化及绿泥石化等。

十一、康滇成矿带

矿带北经四川冕宁泸沽、喜德、会理，南经云南玉溪、玉屏。位于扬子准地台、三江褶皱系之间，属扬子地台。出露地层主要为元古界，厚度万米以上，为复理石建造，属浅变质碎屑岩夹碳酸盐岩沉积，称昆阳群、会理群。经晋宁运动形成基底构造，以东西向为主。上覆震旦系类复理石建造不整合，经澄江运动东西向挤压发生了南北向隆起，基本缺失古生界至下中生界沉积，至侏罗纪，白垩纪才有断陷红盆沉积。

随晋宁运动、澄江运动伴有基性到中酸性岩浆侵入，与锡矿关系密切的有晋宁期和澄江期中酸性岩。围岩为元古界会理群、登相营群。带内主要矿床为泸沽大顶山接触交代型铁锡矿及会理岔河热液型锡石—硫化物建造矿床。它们都位于康滇地轴中段安宁河深断裂附近。

会理岔河锡矿位于安宁河深断裂的东侧，岔河复式背斜东翼摩挲营花岗岩岩体东南部。岩体以黑云母花岗岩为主，同位素年龄829m.y(四川省地质局111地质队，1978年)，岩体320km²。岩石化学具Si高，贫Ca、Mg，$K_2O>Na_2O$，$K_2O/Na_2O=2.32$的特点。$Al/K+Na+\frac{Ca}{2}=1.5023$。据Al－K－Na，Ca，Fe＋Mg图解，岩体属“S”型花岗岩。并富含成矿元素，与一般花岗岩相比，Sn丰度值高出5～20倍，Be则高出2～4倍，W高出5～10倍，B高出2～14倍（李立主，1983年）。含矿地层为会理群天宝组，以碎屑岩为主夹碳酸盐岩。其中碳酸盐岩夹层为主要含矿围岩，经接触交代成为各种类型矽卡岩。

区内东西向岔河复式背斜属基底构造，起着控矿控岩主导作用。在次一级背向斜褶曲的层间剥离破碎带是成矿的良好构造，广泛发育的北东、北西两组扭裂隙是有利的容矿构造。

自黑云母花岗岩的内接触带至接触带外800m左右都有矿化。在黑云母花岗岩内为锡石石英脉或锡石云英岩建造的脉或团块，矿化较弱。在外接触带中有接触交代型矿化，矿体呈脉状、似层状、囊状、团块状，产于矽卡岩中，具阳起石化、黑云母化、硅化、绿泥石化等围岩蚀变，矿化较强。热液型锡石—硫化物建造锡矿则分布于外接触带数十至数百米范围内，产于矽卡岩中，沿围岩层间滑动和层间剥离构造破碎带成为主要矿化类型，矿体呈脉状或透镜状。

泸沽大顶矿床位于康滇地轴中段，安宁河大断裂东侧，在泸沽复背斜内泸沽花岗岩侵入元古界登相营群浅变质碎屑岩夹碳酸盐岩而成矿。

泸沽花岗岩为黑云母花岗类，岩呈岩株，同位素年龄值663～690m·y·（四川省地质局111地质队，1978年），属澄江期产物。其岩石化学性质硅高（74.08%），贫Ca、Mg，过碱性 $Al/K+Na+\frac{Ca}{2}=1.1555$。据Al-K-Na，Ca，Fe+Mg图解岩体属“S”型。据岩体的35个样品分析含Sn63.5ppm，Mn676ppm，Pb50ppm，W<100ppm，B75ppm（四川省攀西地质大队，1982年）。泸沽复背斜控制了泸沽花岗岩的分布，次一级褶曲形成不同岩性间的层间裂隙及断裂，成为导矿、容矿空间，有利于成矿。锡矿床（点）分布于泸沽花岗岩内外接触带数千米范围内，，以外接触带为主。岩体边缘为锡石云英岩建造，近接触带为接触交代型，远离接触带为热液型锡石—硫化物型。

十二、玉树—白玉—义敦成矿带

该带位于松潘—甘孜褶皱系西部。西以金沙江深断裂为界，与三江褶皱系相邻，东以甘孜—理塘深断裂与雅江褶皱系毗连，属印支优地槽褶皱带。

全区呈北北西向，为一复向斜。东西两翼为古生界，中部为三迭系。大致以柯罗洞—乡城深断裂为界，东、西两部分的沉积建造略有不同。特别是在二迭纪—三迭纪时，甘孜—理塘断裂带发育了厚达3500m以上的具有大洋拉斑玄武岩特征的火山—沉积建造。三迭系在各地皆与下部连续沉积，东部下、中三迭统为枕状玄武岩、安山岩，上三迭统除有复理石建造外，火山沉积岩大大加多，沿乡城断裂及甘孜—理塘深断裂形成两个火山岩带。而西部下、中三迭统为碎屑岩、灰岩、硅质岩夹火山岩，厚数千米左右。上三迭统曲戛寺组主要为碳酸盐沉积，夹少量火山岩、碎屑岩，厚千米左右。图姆沟组分布广泛，假整合或不整合超覆于下伏岩层，以火山岩为主。下部为基性，向上为中酸性喷发，夹碎屑岩及碳酸盐岩。火山岩岩石化学性质属钙碱性系列。其上为含煤建造。曲戛寺组、图姆沟组在本带为锡矿主要赋存地层，并具含成矿元素丰度值高的特点。

本带三迭纪晚期全部褶皱回返，基本缺失以后的沉积。燕山、喜马拉雅运动在本区表现强烈。沿北北西向断裂呈带状侵入了中酸性花岗岩。

本带中酸性岩浆岩大致可分三带。①西带大致沿金沙江断裂分布，岩石以中性闪长岩类为主，具同化混染现象，侵入了二迭系地层，岩体同位素年龄值270～190m·y·（地矿

部三江成矿规律编写组，1984。以下简称三江成矿规律组）。②东带由中酸性、酸性岩体组成岩基状大岩带，绵延数百公里。岩性复杂，有石英闪长岩—花岗闪长岩—黑云母花岗岩，黑云母二长岩，同位素年龄值225～135m·y·（三江成矿规律组，1984年）。③中带沿德格、义敦、乡城一带，有大量酸性岩侵入。岩性以斑状黑云母花岗岩、斑状黑云母二长花岗岩为主，仅有少量花岗闪长岩，组成了燕山期花岗岩带，其同位素年龄值为179～56m·y·（三江成矿规律组，1984年）。从东、中、西三个岩带的岩石化学分析，可见从西带—东带—中带构成本区中酸性岩浆活动的一个完整旋回。岩性自中性向中酸性至酸性演化。SiO_2、K_2O逐渐增高，Fe_2O_3+FeO，CaO逐渐降低。晚期形成的中部岩带岩石硅、铝高，碱高，钾大于钠，铁、钙低，多数属于"S"型，少数为"I"型。岩石普遍含Sn、W、Cu、Mo，Sn达16～27ppm（三江成矿规律组，1984年），对成矿有利。它在曲玉寺组、图姆沟组接触带处形成了较多的接触交代型锡多金属矿床和热液型钨锡矿床。

本区断裂构造对成矿起着明显的控制作用。北北西向深断裂控制了中酸性岩体的侵入及赋矿围岩的分布，而更低级的断裂破碎带、节理及层间滑动破碎带控制了矿体。接触交代型矿体赋存于变质的碳酸盐岩层裂隙或变质碳酸盐岩与角岩、角岩化板岩之间。热液型矿脉则在裂隙破碎带、节理裂隙中。

本区以接触交代型锡多金属矿床为主。以茶洛矿区为例，沿查龙—然布区域断裂有花岗斑岩分布。区内有措莫隆、若洛隆斑状黑云母二长花岗岩岩株。岩石化学中硅高，$Al/K+Na+\frac{Ca}{2}$为1.244，K_2O/Na_2O为1.68，1.40，投影于Al K Na，Ca，Fe+Mg图解中为"S"型花岗岩。1983年地矿部"三江专著"编委会矿产志编写组指出（以下简称三江组），附近相似的岩体同位素年龄73.5～119.1m·y·。岩株与图姆沟组接触，接触带宽1～4km。围岩在区域变质的基础上又再受接触变质作用，为角岩化、矽卡岩化。矽卡岩分为单矿物矽卡岩和复矿物矽卡岩，以阳起石—绿泥石矽卡岩、阳起透辉矽卡岩含矿性最好。矿主要产于外带。锡石与硅化、萤石化十分密切。矿体除含锡石外，还有黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、方铅矿。矿体围绕岩株自内向外矿物组合成水平环带分布。岩体顶部边缘以锡石为主，距岩体0～40m为Sn、Cu带，向外距岩体50～2000m为Sn多金属带，Sn、Cu、Pb、Zn混合带。

本区上三迭统曲玉寺组、图姆沟组广泛发育，中带有许多晚燕山期的花岗岩岩株。这些有利因素将使本区成为寻找锡矿，尤其是寻找接触交代型锡矿的有较大远景的地区。

十三、澜沧江矿带

本带位于澜沧江深断裂与怒江深断裂之间，北起云南泸水，向南经昌宁、双江、西盟、景洪直出国境，与缅甸、泰国、马来西亚锡矿带相连。

锡矿位于澜沧江以西，保山地区的北缘、东缘。出露最老地层为前泥盆系西盟群、澜沧江群、崇山群。为一套变质的中基性火山—沉积岩系，有绿片岩、硅质岩及具复理石韵律的微晶片岩夹碳酸盐岩，厚达8000m。泥盆纪时连续沉积了一套复理石建造，6300m。石炭系—二迭系为夹枕状熔岩的基性火山岩。二迭纪末地槽回返，全区褶皱上升，缺失下中三迭统。上三迭统为磨拉石建造。继后的印支运动又使之受挤压继续上升，至中侏罗世～

白垩纪时才有小型山间盆地沉积。

本区经历了多次构造运动，华力西运动使地槽回返，之后又受到印支、燕山、喜马拉雅运动的影响，本区的多次岩浆活动就是一个见证。另外锡矿成矿时间长与此有关。本区东部沿澜沧江有一个巨大的临沧—勐海花岗岩带，其主体临沧花岗岩主要岩性为具钾长石斑晶的中粗粒黑云母二长花岗岩。据三江成矿规律组资料（1984年），同位素年龄值210～244m·y·，证明其形成于华力西—印支早期。横穿杂岩体分布于景洪—勐海剖面的七件全岩样品Sr^{87}/Sr^{86}和Rb^{87}/Sr^{86}值在座标图中无线性关系，呈散点分布，内部等时线Sr^{87}/Sr^{8}初始值0.7211/0.7277，表明花岗岩浆可能由古老硅铝质大陆壳的局部熔融而成。临沧岩体西侧，沿保山褶皱带外侧北缘、东缘的昌宁、泸水等地有些花岗岩岩体，多呈岩株。据三江成矿规律组资料（1984年），按其同位素年龄值大致可分两期：150～160m·y·（黑云母K-Ar法），51.5m·y·（柯街岩体）～64.1m·y·（癞痢头岩体，长石K-Ar法）。前期以黑云母二长花岗岩为主，后期以二云母二长花岗岩为主。

临沧岩带岩体自东向西的形成时间为华力西—早印支期至燕山期、喜马拉雅期。随着岩体岩石化学成分也做规律地变化。基性成分递减，酸性及碱性成分增加。而且岩体含锡量也逐渐增高，临沧岩基含Sn21ppm，志本山岩体含Sn40ppm以上，癞痢头岩体含Sn29ppm（据三江成矿规律组，1984年）。临沧花岗岩基含Sn丰度虽高，但矿化极微。而西部岩体岩石化学性质硅、铝过饱和，贫钠，富钾，低铁、锰、钙的特点。$Al/K + Na + \frac{Ca}{2} > 1.1$。据Al-K-Na，Ca，Fe+Mg图解岩体落入“S”型花岗岩区。其围岩为前泥盆系澜沧群、崇山群及泥盆系复理石沉积，其钨、锡丰度值高出其他地层数倍至数十倍。如槽涧崇山群大理岩中含Sn7ppm，黑云母石英片岩78ppm，平均50ppm（三江组，1983年）。昌宁泥盆系锡丰度平均10.8ppm（云南第三地质大队，1981年）。经华力西—印支运动的混合岩化、花岗岩化，使成矿元素有了富集。燕山—喜马拉雅运动后期岩株气化热液作用，使接触带沿附近破碎带形成了气化热液矿床。

本区锡矿床类型以气成热液型锡石—石英建造，锡石—硅酸盐建造为主。以芽坝地为例。芽坝地矿区位于该带西侧，水槽凹背斜西南翼。产在癞痢头黑云母花岗岩岩株（17km^2）的西南侧，芽坝地断裂与观音山断裂之间的下泥盆统和上三迭统组成的断陷带中。区内以北西西向断裂构造为主，有酸性岩侵入，并有铁铜矿化及钨锡异常。矿产于岩体顶部及下泥盆统粉砂岩、石英砂岩的层间破碎带中。金属矿物有锡石、黄铁矿、磁黄铁矿，少量锆石。脉石矿物以石英为主，次为电气石。矿石类型以构造岩类为主，热液蚀变明显，与矿化关系密切的为硅化、电气石化。

槽涧铁厂锡矿处于澜沧江深断裂及热水塘断裂之间。矿区主要地层为前泥盆系崇山群，如前所述其含锡丰度值较高。由于深断裂多期活动使地层多次遭动力变质，并具混合岩化。其上段黑云母花岗片麻岩夹变粒岩为主要矿化层位。矿区主要构造线为北西西向，北西向。热水塘平移逆掩断裂多次活动，沿断裂矿化，属导矿构造。南西向断裂裂隙是容矿构造。志本山一带黑云母花岗岩具含锡花岗岩的岩石化学特征，同位素年龄112.9～72.9m·y·（三江组，1983年）。锡矿的形成与混合岩化作用及重熔岩浆侵入有关。与混合岩化有关的含锡伟晶岩及含锡电气石脉等分布虽广，但无工业意义。而与中酸性岩浆侵入有关的，赋存于后期构造破碎带的热液型锡石—石英建造、锡石—硅酸盐岩建造的矿体为主

要工业矿体。矿床自上而下表现为温度逆向分带，近地表＞385°C，向下依次为270～365°C，255～355°C，至深部为256～265°C。石英包裹体也有反映，上部为多相包裹体，下部为气液二相包裹体。气液比随深度自上而下从20～40%变为10～15%，包体个体也从10～15μ变为1～5μ。利用二氧化碳气体用等容线法测得成矿压力为770～880大气压，相应深度为3100～3500m（三江组，1983年）。与成矿关系密切的围岩蚀变为电气石化、硅化、钾化等。

在槽洞之南有一矿点，赋存于某一背斜核部，其岩石属前泥盆统西盟群变质的绿片岩相岩系。背斜核部地层混合岩化强烈，伟晶岩发育，据同位素资料其变质年龄688m·y·，其中伟晶岩脉年龄299.4m·y·（三江成矿规律组，1984年）。矿体产于混合岩带中北西或南北向云英岩化构造破碎带中，构造破碎带具一定层位，其岩石为石英片岩及混合岩化变粒岩。在石英片岩中矿体呈大脉或大脉带，在变粒岩中矿体为细脉群。另外，沿南北断裂带、破碎带有不均匀的锡矿化，有锡石脉或锡石椭球体。锡石晶体颗粒大，晶形完美，与多金属共生。以锡石—电气石—石英建造为主。区内未见岩浆活动，有人认为其成因与混合岩化作用有关，属超变质—气化—热液矿床。这是有待进一步研究的问题。

十四、察隅—腾冲矿带

位于我国西南怒江以西，属冈底斯—念青唐古拉褶皱系（即那曲褶皱带）及腾冲褶皱带。

已知锡矿主要分布于腾冲褶皱系。下古生界为一套地槽型复理石建造，以砂泥岩为主。上部夹少量碳酸盐岩及硅酸岩，受不同程度变质作用影响，厚约8000m。下泥盆统为陆相—浅海沉积，厚近2000m。石炭系勐洪群多层含砾砂板岩，上部夹碳酸盐岩，共厚3000～5000m。三江组1983年在腾冲勐洪群采样光谱分析，该群含锡丰度值高，含Sn20～60ppm，W30～300ppm。它为该带中主要赋矿层，癞痢山、铁窑山等锡（钨）矿床（点）都以它为围岩。勐洪群与南延到泰国的锡矿围岩岩性相似。二迭系分布面积小，并过渡为碳酸盐沉积。中生界仅见少量中三迭统碳酸盐岩建造，在这之后处于长期隆起状态未沉积。新生代有山间盆地含煤建造及中基性火山岩建造。

本区受多次构造变动，加里东，华力西—印支，燕山，喜马拉雅运动都有存在。尤其燕山—喜马拉雅运动更为强烈。本区各时代地层均有变质作用，混合岩化作用，形成腾冲—瑞丽变质带。变质程度向西逐渐变强。深变质带在槟榔江一带，混合变质时代111.7～58m·y·（云南地研所，1982年）。

怒江断裂带为其东部边界。境内主要断裂为嘉浆—腾冲断裂带。在腾冲褶皱系南段腾冲大盈江断裂带控制了本区燕山早期—喜马拉雅期侵入岩及火山活动，也控制形成了腾冲—瑞丽变质带及沉积建造的分布。上三迭统—侏罗系在西侧基本没有沉积，而在东侧则有较大量沉积。波密—槟榔江断裂带北起波密，经鸟然、古琴、独龙江、恩梅开江向南与大盈江断裂相会。沿断裂有燕山期中酸—中碱性岩侵入，南段有华力西期闪长岩、辉绿岩。它控制形成了槟榔江混合变质岩带。这些断裂带中次一级的南北向、北东向、北西向、东西向断裂及破碎带控制锡矿的构造。

本区大面积分布的中酸性侵入岩大致呈南北向带状分布。东从龙盘江断裂到大盈江断

裂，之间为大硐厂—勐连岩带，以黑云母花岗岩为主，勐连岩体114m·y·（三江成矿规律组，1984年）。向西为古永岩带，黑云母二长花岗岩为主，为一复合大岩基。再向西为槟榔江岩带，以黑云母花岗岩及白云母二长花岗岩为主，同位素年龄值70～80m·y·（三江成矿规律组，1984年）。

本区与锡矿关系最为密切的是古永花岗岩，岩体面积1350km²，为多期活动复式岩体。据云南地质科学研究所锡矿组测试室1982年资料，Rb-Sr全岩等时线75.9m·y·。癞痢山岩体、新鼓百花脑岩体Rb-Sr法同位素年龄值51m·y·，61m·y·。古永花岗岩岩基之东有若干小岩株（滇滩、铁窑山、象山、杨家山等）时代偏老。滇滩铁矿侵入岩K-Ar法测同位素年龄值193m·y·（原中南地质研究所，1968年），铁窑山黑云母花岗岩Rb-Sr法同位素年龄值126m·y·（云南地质科学研究所，1982年）。古永岩体时代大致为燕山期—喜马拉雅期，以晚燕山期为主体。Sr^{87}/Sr^{86}初始值为0.7102（三江成矿规律组，1984年），表明古永花岗岩物质可能来源于地壳较深部，属深成重熔岩体。岩体自西向东粒度变细，酸度增高。岩石化学性质属铝过饱和，硅过饱和，富钾贫钠，TiO_2，Fe_2O_3，FeO，CaO，P_2O_5低。含Sn高，据新鼓七件岩石光谱分析含Sn10～300ppm，一般150～300ppm（云南省地质局第三地质大队六分队实验室，1981年）。此外含Li、F、Rb均高，Sr低，化学成分相似于华南及马来亚含锡岩体，均为“S”型花岗岩。岩体侵入石炭系勐洪群，接触带是角岩化砂卡岩带。

本区锡矿类型以热液型为主，其中以锡石—云英岩建造为主（癞痢山），此外还有热液型的黑钨矿—石英建造、伟晶岩建造，接触交代型。

癞痢山锡矿位于腾冲—梁河—盈江弧形断裂向东揸曲的内侧，古永花岗岩岩基之南段癞痢山岩株（7.5km²），与锡矿有直接关系。岩株岩性为黑云母二长花岗岩，具高硅、铝，富钾，贫钠，富含挥发分O、F、Cl，CO_2，H_2S的特征，并富含成矿元素Sn20～1000ppm，Be30～10ppm，B50～500ppm，Mo35ppm，Cu1000～10000ppm，Pb1000～16000ppm（云南省地质局第四地质大队，1981年）。矿区为倒转背斜，在东西压力之下，沿岩浆岩接触带在背斜两翼发育扭压性断裂，控制了矿体的分布及形态。矿体直接赋存于岩株外接触带的构造破碎带。含矿围岩为勐洪群碎屑岩，受热力变质作用广泛形成角岩或角岩化。与锡矿关系密切的围岩蚀变为云英岩化，硅化，黄铁矿化。

腾冲地区热液型黑钨矿—石英脉建造也有较广泛的分布。如位于古永岩基中段西支东侧的矿区，岩体为浅色二长岩，浅色钠化细粒花岗岩，岩体含Sn0.034%，$WO_3$0.071%（云南省地质局第四地质大队，1981年），矿脉为黑钨矿石英脉，锡石—黑钨矿石英脉，产于二长岩及其围岩下古生界片岩，变粒岩中。尤以产于二长岩中的矿脉为长，延至围岩中消失。黑钨矿、锡石呈稠密浸染状及团斑状产出，脉中矿物具逆向分带。上为黑钨矿、锡石，向下较多出现金属硫化物：辉钼矿、黄铁矿、方铅矿、黑钨矿、泡铋矿，再向下则为无矿石英脉。

本矿带中接触交代型锡矿多伴生于铁或铅锌矿中，主要为燕山期花岗岩岩体或岩株，与石炭系勐洪群和下二迭统碳酸盐岩接触交代而成。

矿带北部波密、察隅一带属冈底斯—念青唐古拉褶皱系，发育变质杂岩，有人称之察隅变质杂岩带。由石炭系—二迭系砂泥质沉积物变质而成，为石英片岩、黑云片岩、变粉砂岩、黑云斜长片麻岩、混合岩组成。变质时代为晚燕山期65～100m·y·及喜马拉雅期20～

46m·y·(地矿部“三江专著”大地构造编写组，1982年)。这里的岩体与腾冲一带也颇为相似。据桂训塘等资料（1982年），腾冲一带Sr^{87}/Sr^{86}初始值为0.710，冈底斯为0.7029～0.7066。同位素年龄值也都集中于燕山中晚期一喜马拉雅期。据Sr^{87}/Sr^{86}初始值表明，岩带具深部物质来源，并为多次活动产物。可见波密、察隅一带与腾冲一带相连，有着相似的地质背景。在此地已发现寻找锡矿的线索，是有锡远景的地区。

通过上述对我国各锡矿带的分析，对其区域成矿特征进行初步总结如下。

1.锡矿与构造的关系

我国锡矿床虽然在准地台、古陆也有产出，但主要分布于地槽褶皱系，并更集中于地槽回返后又遭受活化的褶皱系内。如华南褶皱系是我国主要产锡地区，加里东运动使它经历了造山运动结束了地槽阶段，而在燕山期又使本区遭到强烈的活化，对形成大量的锡矿床起了重要作用。

从大地构造发展阶段来看，造山阶段、活化阶段为锡矿主要时期。造山阶段随造山运动有大量岩浆岩侵入，其中有许多中酸性花岗岩，在适当的条件下它们会导致形成锡矿。如梵净山成矿带、康滇成矿带、察隅—腾冲成矿带以及北天山成矿带的锡矿床（点）都为造山阶段形成的锡矿床，而华南大部分的锡矿都产生于活化阶段。

从大地构造位置来看，我国重要锡矿主要产于古隆起的外侧拗陷中。例如右江成矿带是我国重要产锡地，其中个旧南邻越北古陆，北邻康滇古陆，西南邻哀牢山隆起，它位于这些隆起之间的拗陷。大厂位于扬子古陆南侧。桂中、湘南、粤北成矿带处于晚古生代拗陷中，也是一个较重要的产锡区。尽管如此，具体到一个矿床来看，它们几乎都位于局部隆起或背斜的近核部分。如大厂位于大厂背斜中。个旧、都龙位于中生代海盆中的局部隆起。珊瑚矿床在晚古生代拗陷中的葫芦岭背斜。曾家垅矿床位于武陵拗陷的彭山背斜中。

大地构造位置对锡矿的类型也有重要的影响。在隆起地带形成的锡矿床多数以碎屑岩为近矿围岩，以热液型矿床为主，并多为黑钨矿—石英脉建造，锡矿为黑钨矿的伴生矿，如赣南粤北成矿带。此外也有云英岩建造或斑岩型或接触交代型磁铁矿—锡石建造，如云开成矿带。而在拗陷地区锡矿床多以碳酸盐岩为围岩，形成接触交代型矿床。

深大断裂对地质发展有着重要影响，它们使两侧沉积建造，变质程度各异，又可成为火山活动、侵入活动的通道。它与锡矿床有着重要关系，一级深大断裂往往可以构成锡矿带的界限，次级断裂带、破碎带在成矿期往往成为运移矿液及赋存矿体的场所。

2.锡矿与岩浆岩的关系

我国锡矿床几乎都与岩浆岩有着密切的关系。其中绝大多数为中酸性花岗岩，其岩性多为黑云母花岗岩或二云母花岗岩、白云母花岗岩。岩体多为岩株状或复式岩体。这些岩体在时空上与锡矿有密切关系，有的可见矿床(点)直接位于岩体的内外接触带或其顶部。有的在地表未见到岩体，而在深部可见花岗岩的隐伏岩体。

这些与锡矿有关的岩体岩石化学具有极一致的特点，它们的酸度大(SiO_2 70～74%±)，碱高，K_2O+Na_2O含量一般在8%±，而且明显的$K_2O>Na_2O$，如图3-2。张志信(1981年)报导我国包括个旧、大厂在内的十二个主要锡矿床统计资料含锡岩体K_2O含量比Na_2O高出28.41～71.50%，可见富钾是含锡花岗岩的重要特征。铝饱和，将已知54个与锡有关岩体做了$Al/K+Na+\frac{Ca}{2}$统计，其中48个大于1.1，6个小于1.1，如图3-3。含Fe，Mg、

Ca低，富含挥发分F、Cl、B、H_2O、CaO，这些挥发分对运移矿液及成矿起了积极作用。将已知49个岩体的岩石化学计算投入Al-K-Na，Ca，Fe+Mg图解，可见到绝大多数落入怀特指出的“S”区，如图3-4。据已知岩体的$Sr^{87}/Sr^{86}>0.707$为壳源重熔花岗岩。

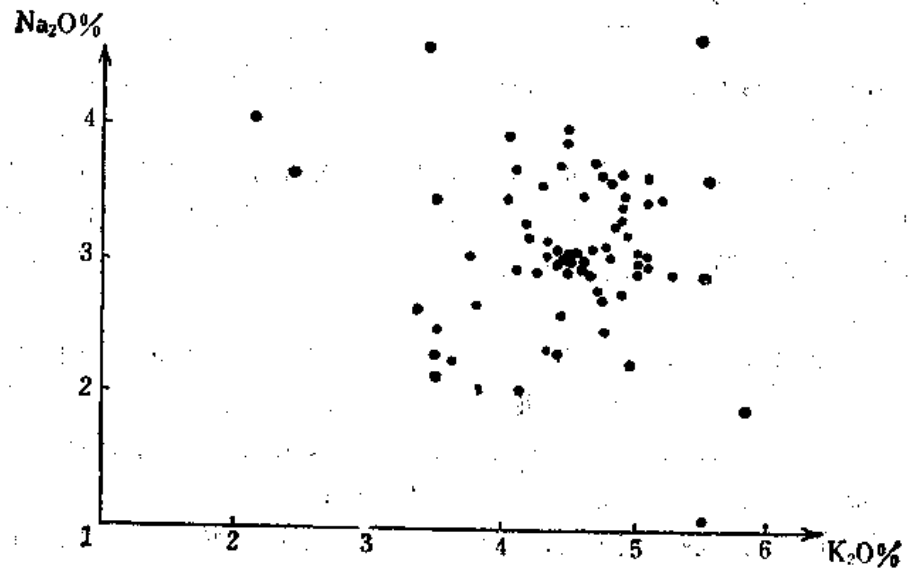


图 3-2 含锡花岗岩K_2O/Na_2O关系图

Fig.3-2 Diagram of Na_2O versus K_2O of Tin-bearing granites

岩体含锡丰度一般较高，大于同岩性克拉克值3～10倍，甚至更多。如与大厂矿床有关岩体含锡高出克拉克值1～26倍，与岔河矿床有关的摩沙营岩体为3～30倍。它们可能也提供了成矿元素，但也有个别岩体如姑婆山花岗岩原始含锡丰度很低，仅5～6 ppm（张志信，1981年），但在它的周围有多数锡矿床（点），它对成矿作用可能是提供了热能，使附近丰富的锡元素发生活化，转移，以致在有利部位成矿。

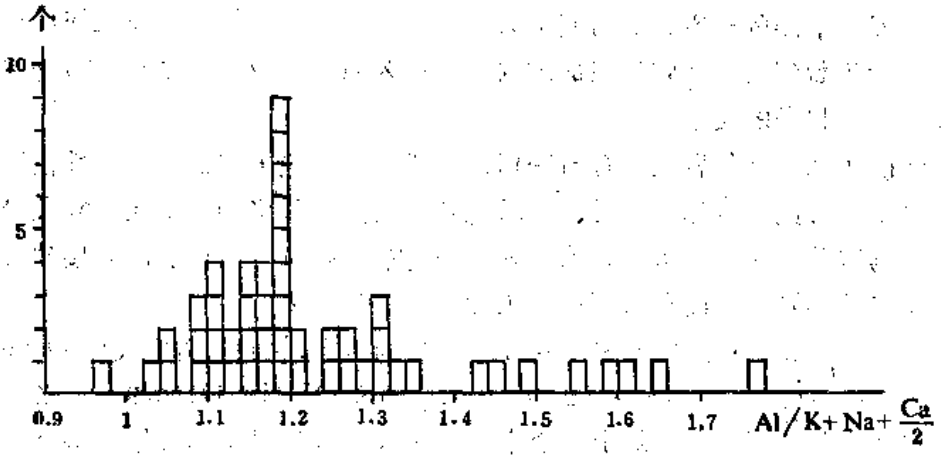


图 3-3 含锡花岗岩$Al/K+Na+\frac{Ca}{2}$值图示

Fig.3-3 Diagram of $Al/K+Na+Ca/2$ of Tin-bearing granites

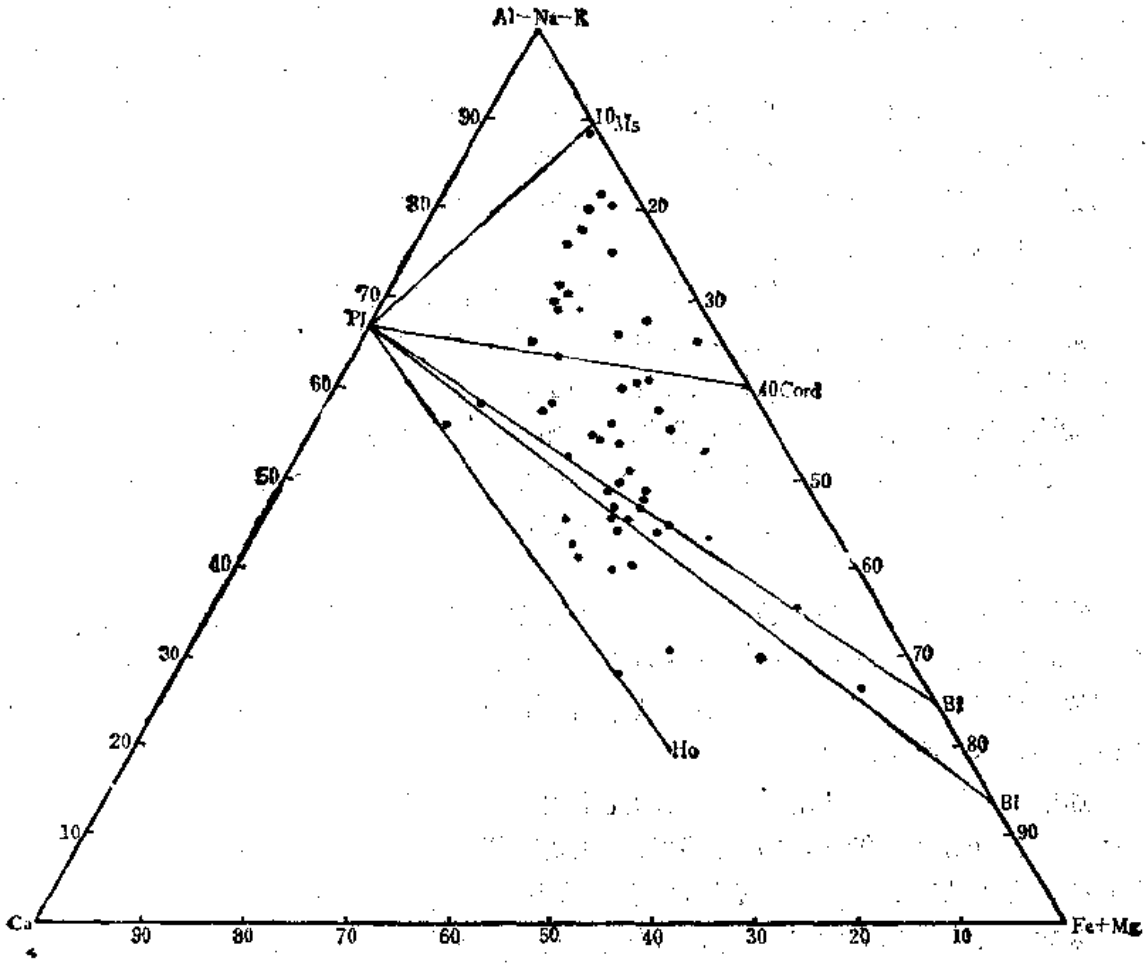


图 3-4 含锡花岗岩（Al-K-Ca）-Ca-（Fe+Mg）图解

Fig.3-4 Diagram of （Al-Na-K）-Ca-（Fe+Mg） of Tin-bearing granites

岩浆演化分异程度与锡矿的成矿也有一定关系，这在澜沧江成矿带中可清楚见到。临沧岩带中岩体形成时间自东向西逐渐变新，自华力西期、早印支期、燕山期至喜马拉雅期。随着岩浆演化分异其岩石化学有规律地变化，酸性碱性增加，基性减少。燕山晚期的体具备了高硅、富铝、碱，钾明显大于钠，锡丰度值也高。这时的岩体与锡矿关系最密切。而发展到喜马拉雅期时岩体碱分更高，钠大于钾，挥发分更高，这时岩体有利于铌、钽矿的形成。

3.锡砂与地层的关系

中酸性花岗岩与锡矿的关系密切，但毕竟不是所有的花岗岩及其周围都有锡矿形成。据柳志青统计，闽赣粤湘桂五省（区）大小1270个燕山期花岗岩体，其中仅409个岩体及其附近有钨锡矿化，即67％的岩体及其附近没有钨锡矿化。在其他地区这种非锡矿的岩体所占比率就更大了。可以认为花岗岩围周的地层是形成锡矿的一个重要的因素。

上述各成矿带，多数矿带中锡矿并非无选择地产于任何地层，它们都有主要赋矿层

位。这些赋矿层一致的特征是成矿元素丰度值都高于同类岩石的平均值。如赣南粤北地区锡矿主要赋存于震旦系，寒武系地层，它们的含锡丰度可分别高达353ppm，596ppm，而在本区赋矿层位主要为泥盆系，含锡7～12ppm，贺县未受热液影响的部分地段平均含锡可达100～300ppm。大厂锡矿区泥盆系较之其他地层成矿元素相对富集，Sn、Pb、Zn等元素含量相当于地壳平均克拉克值2～134倍。察隅—腾冲矿带中主要赋矿层勐洪群含锡丰度也达20～60ppm，诸如此类不再一一列举。这些情况反映了锡矿的形成与锡元素在地层中原始富集是有直接关系的，在后来适当的成矿条件下它们为成矿提供了充足的物源，以致再次富集形成矿床。

我国锡矿有多层赋矿层位。元古界四堡群、板溪群、会理群、登相营群是梵净山成矿带、康滇成矿带的主要赋矿层位。震旦系、寒武系主要在华南褶皱系的隆起地区赣南粤北成矿带为赋矿层。泥盆系是我国重要的赋锡层位，主要在晚古生代拗陷（桂中拗陷）及中生代拗陷的边缘（右江褶皱系北部边缘），珊瑚、香花岭、大厂等都是以泥盆系为赋矿层位。三迭系亦为我国重要赋矿层位，右江成矿带个旧矿床是以中三迭统个旧组为赋矿围岩。在东南沿海成矿带南段下侏罗统为主要赋矿层位，大坑、厚婆拗等都是以它为围岩。

4.锡矿成矿时代

我国锡矿成矿期很长。最老为晋宁—澄江期，其中康滇成矿带的岔河锡矿为最早锡矿（829m·y·）。云南永仁平地783m·y·（范承均，1981年），梵净山成矿带687m·y·。它们都位于扬子准地台。矿床多为热液型锡石—石英建造，锡石—云英岩建造。以会理群、板溪群或岩体本身为围岩。

加里东期锡矿产于江南台隆西段的元宝山成矿带，有关岩体的同位素年龄为413～448m·y·（高志斌，1979年），围岩为四堡群，主要为锡石—黑钨矿—石英脉型。华力西期锡矿主要产在古亚洲域北天山及黑龙江，它们是造山期花岗岩侵入于地槽期沉积的碎屑岩、碎屑岩—碳酸盐岩建造形成矿床。滨太平洋成矿域也有加里东期形成的锡矿，如右江成矿带中钦甲矿床，有关岩体同位素年龄377～526m·y·（杨鹭民，1983年），为接触交代型。印支期在华南褶皱系已发生相当规模的花岗岩侵入，但成锡矿不多。湘南粤北拗陷有安源、东岗山。燕山期为我国主要成锡矿时期，在滨太平洋成矿域此时为活化阶段，在特提斯域冈底斯—念青唐古拉褶皱系为造山期，在三江褶皱系为造山后阶段。这时形成的大量中酸性岩浆活动，随之伴生大量锡矿。在华南的东南沿海成矿带，右江成矿带以燕山晚期为主（大厂91～107m·y·，个旧60～119m·y·，老君山65～95m·y·，广东锡山81m·y·）。位于中间的赣南粤北成矿带、桂中湘南粤北成矿带则以燕山早期为主（湖南179～155m·y·，赣南170～155m·y·，粤北190～140m·y·）。在特提斯成矿域内以晚燕山期—喜马拉雅期为主。

以上是在编制1∶400万中国内生金属成矿图的基础上的初步总结和粗浅认识。在编制图件和撰写本文时除参阅了文中已注明作者的资料外，还参阅了有关省（自治区）地质局的区域地质调查、矿产普查勘探的有关资料。在此一并向有关单位和个人表示感谢。

参 考 文 献

[1] 中国科学院贵阳地球化学研究所 1979年 《华南花岗岩类的地球化学》 科学出版社
[2] 黄汲清、任纪舜等1979年 《中国大地构造及其演化》 科学出版社
[3] 黄福生等 1983年 《个旧花岗岩氧氢碳稳定同位素研究》 岩石矿物及测试第二卷第二期地质出版社
[4] 新疆地质局编写组 1978年 《中国天山地质构造特征》 国际交流地质学术论文集（1） 地质出版社

A PRELIMINARY DISSCUSSION ON GEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND DISTRIBUTION OF TIN DEPOSITS IN CHINA

Xu Gu

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

China is rich in tin mineral resources which occupy the first place in the world, and also has various types of mineralization. According to the Metallogenic Map of Endogenic Ore Deposits of China edited by Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, tin mineral deposits in China can be divided into hydrothermal, contact, and porphyry types.

Tin mineral deposits are distributed in three metallogenetic megaprovinces, namely the pal-Asian, the Marginal pacific and the Tethys-Himalayan, including 15 metallogenic belts (or regions) and each of them has individual characteristics.

The distribution of the deposits are strictly controlled by geological settings, tectonics, magmatism, lithology and geochemical features.

Tin mineral deposits are concentrated in the south-eastern and south western parts of the Merginal pacific metallogenetic megaprovince, and less in the southern part of the Tethys Hi malayan metallogenetic megaprovince. The main tin deposits formed on the local uplifts of anticlines or at the hinge zones of folds are located in the depressions of the old land. The structural position is very important to tin mineralization types. The country rocks of the deposits in uplift areas are clastics and the ore deposits are essentially of hydrothermal type, whereas in depressions, deposits are of contact metasomatic type, with carbonatite formation serving as their wall-rocks.

Tin deposits are closely related to intermediate-acid or acid magmatism and consistent with the associated granites temporally and spatially. The rocks related to the deposits are biotite granites, muscovite-granites, and two mica granites, most of which tend to occur in small granite bodies, stocks or dykes, and are characterized by high

SiO_2, excess of aluminium, low content of Fe and Mg, and richness in K and Na. Based on the diagram of (Al-K-Na) -Ca- (Fe+Mg), statistic data show that granite related to tin deposits is of "S"— type.

The stratigraphic sequences in which tin mineral deposits are located range from proterozoic to Mesozoic in age, mainly of the Devonian and Triassic in age. For instance, the country rocks in the Dachang and Gejiu tin deposits are of Devonian in age with high abundance of tin and good geochemical conditions.

Tin mineral deposits in China are characterized heteroch-roneity. They occurred during the proterozoic to the Mesozoic times, especially during the Yanshannian movement (Jurassic and Cretaceous). These tin deposits occurred in different stages, such as orogenic, postorogenic and remobilization stages, but as a matter of fact they were formed essentially in the remobilization stage.

初论中国汞锑矿特征

张 江 澄

（中国地质科学院地质研究所）

前 言

汞、锑矿是世界上重要的矿产之一，人类运用汞、锑矿的历史悠久。三千多年前，我国就已开采利用。

汞、锑矿的用途广泛，大约有一千多种用途，尤其重要的是用于军事、原子能、电气器材、化工及医药等方面。汞的硫化物辰砂，是很重要的防腐剂，目前用作中药，更是不可取代的。

世界五大洲都有汞、锑矿产。现有25个国家有汞矿床。主要产汞国家有西班牙、苏联、中国、意大利、美国、南斯拉夫和墨西哥等。主要产锑矿床的国家有中国、玻利维亚和南非等。

我国汞、锑矿矿产资源丰富，储量在世界名列前茅。我国汞、锑矿除自用外，很大一部分是对外出口。向我国购买汞、锑矿物的国家和地区达30多个。

一、概 述

汞、锑矿在世界五大洲都有，分布很有规律，几乎都分布在两大成矿带上。一是地中海成矿带；二是环太平洋成矿带。属于地中海成矿带的有西班牙、葡萄牙、意大利、南斯拉夫、捷克斯洛伐克、匈牙利、罗马尼亚、摩洛哥、阿尔及利亚、土耳其、爱尔兰及苏联（外喀尔巴阡山地区）等。世界上最大的汞矿床—西班牙的阿尔马登矿就位于此带上。属于太平洋成矿带的有加拿大、美国、墨西哥、委内瑞拉、哥伦比亚、秘鲁、智利、新西兰、苏联（亚洲部分的东北地区）、中国、日本、菲律宾，还有澳大利亚和南非等国。

根据我国汞、锑矿在全球性成矿带中的位置以及它们的地质构造特征和区域分布情况，把我国的汞、锑矿划分为二个大的成矿域。一是滨太平洋成矿域，属环太平洋成矿带（外带），二是特提斯——喜马拉雅成矿域。我国的汞、锑矿主要集中分布于滨太平洋成矿域内。分布于特提斯——喜马拉雅成矿域的汞、锑矿处于全球性两大汞、锑成矿带之间，为一过渡带。

滨太平洋成矿域：

武陵汞（锑）成矿带；
湘粤锑（汞）成矿带；
紫云汞、锑成矿带；
右江汞、锑成矿带。
特提斯—喜马拉雅成矿域：
秦岭汞、锑成矿带；
三江汞、锑成矿带；
松潘—甘孜锑、汞推测成矿带。

二、我国汞、锑矿的分布特征

从《中国汞、锑矿分布略图》，见图4-1，可看出我国的汞、锑矿主要分布于四川西南部、贵州的大部分、湖南西部、广西西部、陕西和甘肃的南部，青海东部及云南西部和西南部。其空间分布的相对集中和不平衡性是比较明显的。汞、锑矿的成矿作用和其他成矿作用一样，是地质历史发展的产物，随着地壳的演化而不断变化着。在我国地壳演化过程的各种地质环境中，产出有各具特色的汞、锑矿化，它们受其所在区域地质条件和地球化学场的制约，而表现出不同的区域分布特点，构成了各种不相同的金属成矿带，其矿化也显示了一定的区域性特征。

（一）滨太平洋成矿域的特征

滨太平洋成矿域中的汞、锑矿主要集中分布于扬子准地台区和华南加里东褶皱带。现以武陵汞、锑成矿带和湘、粤锑、汞成矿带为例说明这些地区的汞、锑矿成矿特征。

1.武陵汞（锑）成矿带

武陵汞(锑)成矿带主要包括川东南、鄂西、湘西、黔东北经黔东南到桂北一带的汞(锑)矿。该带主要分布于扬子准地台上。扬子准地台是一个晚元古代末扬子旋回形成的地台，以昆阳群、板溪群、神农架群及其相当的地层为地台基底。扬子准地台的沉积盖层发育十分良好，分为两套，第一套盖层从震旦系至志留系，广布地台全区，下段是下震旦统磨拉斯和冰碛层，一些地区伴有较强烈的火山活动。中段从震旦系上部至奥陶系，主要为浅海相碳酸盐岩建造，是汞矿的主要含矿层位。上段为上奥陶统至志留系页岩和泥质页岩建造，在武陵拗陷及浙西、皖南一带厚度巨大，具有向华南加里东地槽过渡的特点。第二套盖层，从泥盆系至中三迭统，其下段是泥盆系至下石炭统，主要分布于地台西部和南部边缘以及下扬子等地，下泥盆统为碎屑岩建造，中、上泥盆统及下石炭统为碳酸盐岩建造。中段是中、上石炭统及下二迭统，为碳酸盐岩建造，广布全区，厚度不大，岩相稳定。上段是三迭系，下三迭统下部在地台西半部为滨海——浅海相碎屑岩建造，东半部为碳酸盐岩建造，下三迭统上部及中三迭统，是富含膏盐的潟湖相碳酸盐岩建造和红色建造。

晚三迭世以来，扬子准地台原有的构造面貌经历了十分强烈的改造。第一次为印支运动（晚三迭世），在地台西部边缘和下扬子地区影响强烈，形成了强烈的褶皱和逆掩断裂以及强烈的中酸性岩浆活动。第二次为燕山运动（侏罗纪-白垩纪），是古生代以来扬子准地台经受的一次最强烈的构造运动，影响地台全区，形成了广泛的地台盖层褶皱带，在

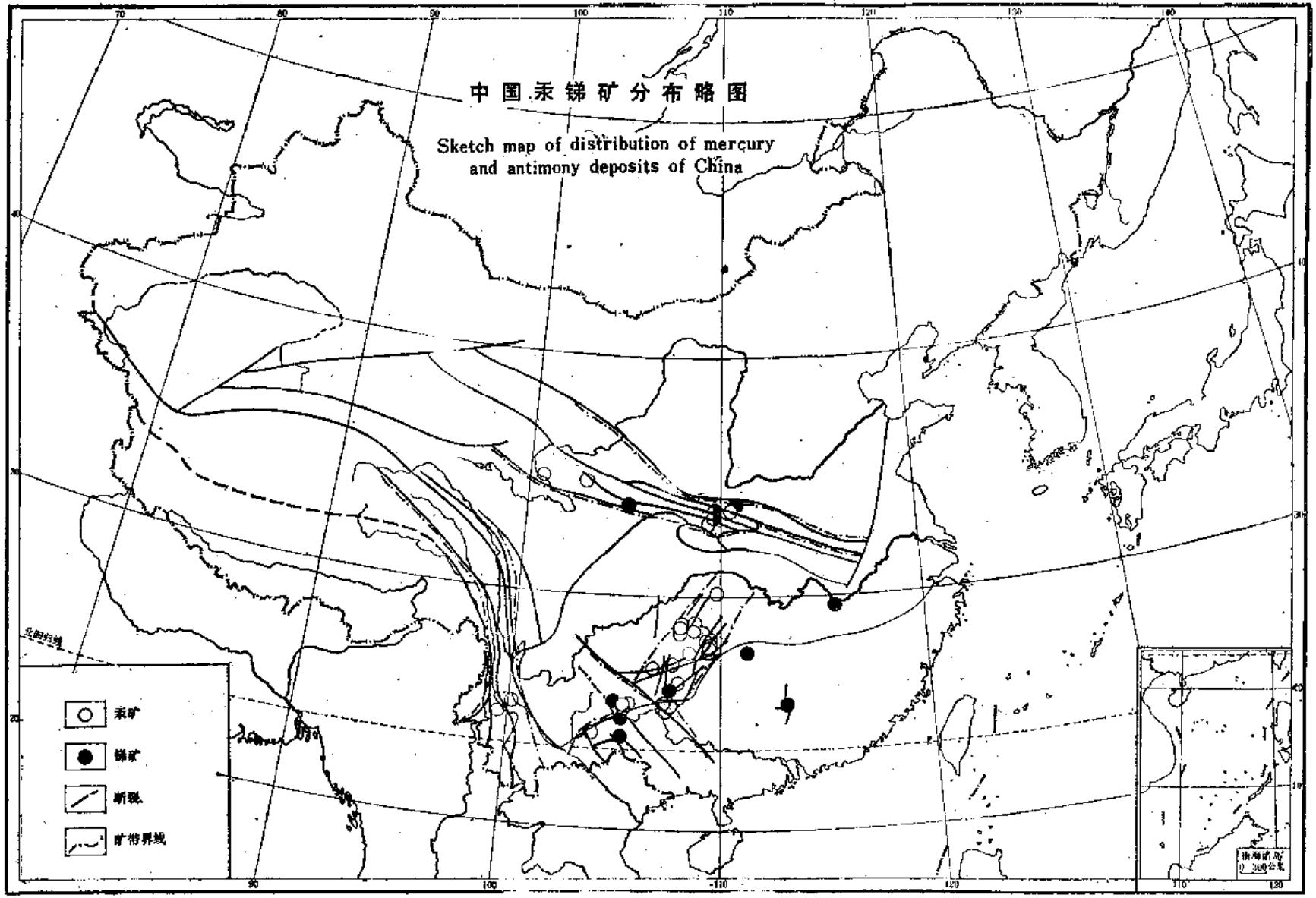


图 4-1　中国汞锑矿分布略图

下扬子地区伴有以中酸性为主的强烈的岩浆活动。第三次是喜马拉雅运动（第三纪），它使整个地台西半部全面褶皱、隆起，与此同时，地台东半部则剧烈沉陷，使已形成的江汉、苏北一南黄海盆地进一步发展。

扬子准地台区是我国的主要产汞区，我国重要类型的贡矿床集中分布于扬子准地台的南部，即扬子准地台和华南加里东褶皱带交接部位而靠扬子准地台的一侧，即武陵成矿带。这一地区内浅海相碳酸盐沉积十分发育，主要构造线方向为北北东向，火成岩少，仅在梵净山及镇远等地有零星火成星岩出露，但多远离矿区，与汞（锑）矿无可见联系。

①地台盖层褶皱系控制了整个武陵成矿带汞（锑）矿化的布局。这个成矿带内的基本特征是：汞（锑）矿化局限于复背斜近轴部、翼部或轴缘附近的大断裂带中，形成了北北东向平行带状体系的汞（锑）矿带，展现出了一幅极其壮观的雁行状排列图景。矿带内的矿田和矿床则多处于复背斜的次级褶皱、断裂以及北西西向的横跨褶皱内，而矿体则多处于上述构造所派生出的层间滑动、层间剥离、层间断裂以及断裂两侧的拖拉褶曲和交切处中。我们把不同规模的矿床，按其所处的构造位置、矿化特征及分布特点等，由武陵汞（锑）成矿带的南东向北西，可划分为：1）铜（仁）凤（凰）汞矿带。它受控于保（靖）铜（仁）玉（屏）褶皱断裂带，著名的万山汞矿田、大铜喇汞矿田等就位于此带内。2）松（桃）江（口）汞矿带，它受控于松（桃）江（口）褶皱断裂带，有名的水银厂汞矿田就位于此带内。3）秀（山）木（黄）汞矿带，它产于秀木背斜褶皱断裂带上，邓阳坳等汞矿床即位于此带内。4）桐麻岭汞矿带，产于桐麻岭背斜褶皱断裂带上，羊石坑等汞矿床就位于此带上。5）务川汞矿带，产于金鸡岭背斜褶皱断裂带上，有名的木油厂汞矿田即位于此带上。6）咸丰汞矿带和丹（寨）（河）池汞、锑矿带等。各矿带间的间距大约为20km左右，具有等间距性，矿带规模一般约长100km，宽5～10km。

其中的务川汞矿带沿北东方向的复式金鸡岭背斜展布，该背斜以木油厂为转折处，其北段走向北40度东，南段走向北10度～15度东，在金鸡岭背斜转弯处，木油厂附近，发育一条北东向压扭性银钱沟断层，见图4-2。这给汞矿的富集提供了有利的空间位置，木油厂矿田即位于此断裂附近的背斜褶曲中，这里是汞矿富集的中心。木油厂背斜纵贯全区，为矿床构造的骨架，控制了矿床的展布方向。资料证实，矿体在木油厂背斜横向展布的宽度为200～500m，往两翼渐变窄，变贫，仍至尖灭；沿轴向则长达5700m以上。背斜轴在垂直方向和水平方向均有明显地变化，尤为水平方向的蛇形弯曲，反映了两翼倾角的变化，当轴线向北西突出时，背斜北西翼地层局部直立，倒转，主矿体沿倾斜方向分布较差，而在较缓的南东翼，矿体则常增厚，展布亦宽，当背斜轴向南东突出时，情况相反，南东翼主矿体产状变陡，矿体亦变化大，而北西翼主矿体产状稍缓，矿体多稳定、连续。由此可见，褶曲对矿体的延伸、分布及矿体形态，都有严格的控制关系。

矿田的展布也同样具有一定的规律性，如铜—凤汞矿带中的矿田，受区域二级构造——凤凰背斜与北北东向大断裂以及北西西向横跨构造的组合控制，自北而南构成了麻狗皮矿田、猴子坪矿田、和平镇矿田、大铜喇矿田、茉莉坪矿（化）田、岩屋坪矿田、万山矿田和酒店塘矿田等，其间距大约为10～15km。

②本矿带内含汞（锑）地层，从板溪群到泥盆系几乎都有汞（锑）矿化，其中以产于寒武系，尤为中、下寒武统中的汞矿最重要，其次为震旦系。贵州省产于寒武系的汞矿床（点）约占总数的95%，约占储量的98%，湖南省也有类似情况，其汞矿床（点）的产

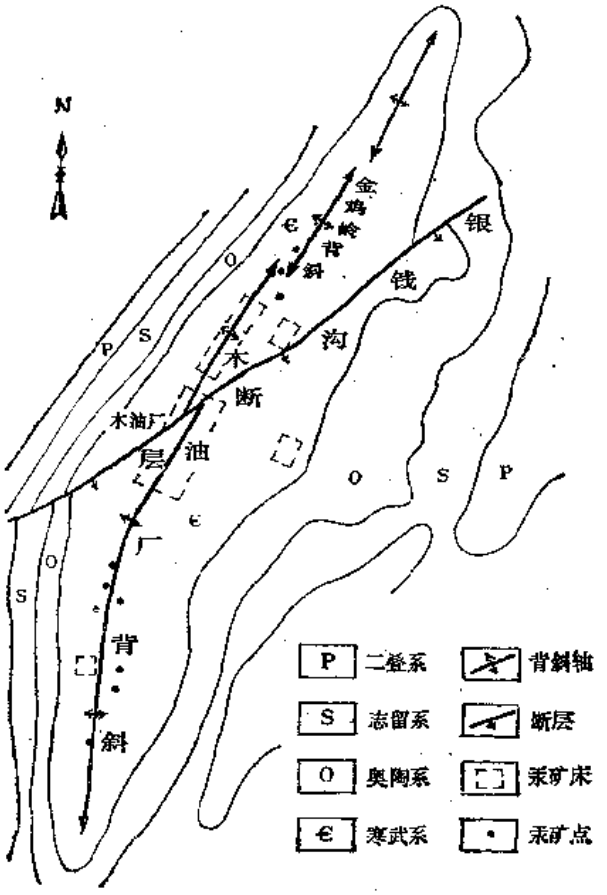


图 4-2 务川汞矿带略图

Fig4-2. mercury metallogenic belt of Wu Chuan

（据贵州省地质局一〇六队资料修编）

地约占总数的50%，储量约占82%。本矿带含矿岩系的厚度较大，100—1000m，且矿化具有多层性，在一个矿带范围内，往往有一个至数个较稳定的含矿层，而在一个含矿层中的客矿层最多可达十余个，但一般矿床内，往往以一个至两个客矿层为主，其余仅具矿化意义，矿体多沿含矿层呈似层状，透镜状、囊状等断续分布。如铜—凤汞矿带，其地层总的倾向北西，倾角一般为5°～10°，含矿地层为寒武系，矿化厚度1000多米，汞矿床主要产于中、下寒武统的石灰岩和白云岩中、有工业价值的容矿层有四层，但是，其储量的90%，矿床数的85%，集中在层厚不过100余米的中寒武统第五、第三、第七层中（ϵ_2^5，ϵ_2^3，ϵ_2^7），具有明显的层控特点，其中位于矿带中段的万山矿田是具有代表性的多层矿区，其特征简述如下。

中寒武统：分十小层。

ϵ_2^{10}～ϵ_2^3

中厚层竹叶状、角砾状石灰岩夹薄层石灰岩、泥灰岩、泥质白云岩及页岩。

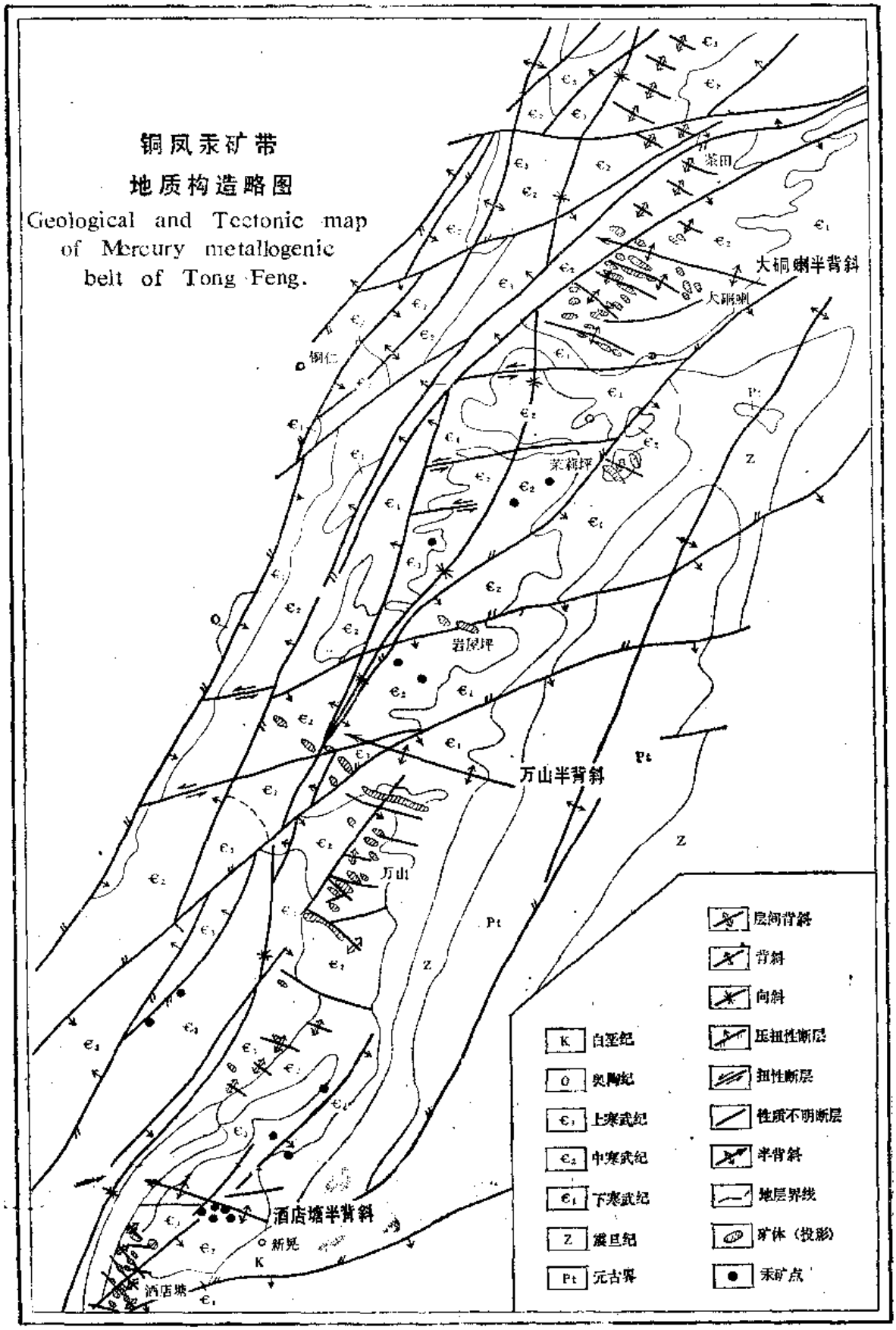


图 4-3 铜凤汞矿带地质构造略图
（据贵州省冶金地质一队资料修编）

七_2^7

浅灰至深灰色薄层条带状白云岩夹泥质白云岩，是主要含矿层位之一。

七_2^6

灰白色厚层中粒竹叶状、角砾状，多孔状变晶白云岩，有汞矿化。

七_2^5：

深灰色薄层条带状细粒白云岩，含辰砂。

灰至深灰色薄至中厚层致密细粒硅化白云岩，角砾岩化和剥离构造发育，为主要含汞矿部位。

灰色薄层条带状硅化白云岩，含辰砂。

灰色薄层细至中粒强硅化条带状白云岩，褪色显著，多沥青质，为主要含矿部位。

深灰色薄层条带状白云岩，局部含辰砂，该层为主要含矿层位之一。

七_2^4：

浅灰色细至中粒变晶白云岩，局部有竹叶状、角砾状构造并夹有薄层硅化白云岩，矿化广泛，有小矿体。

七_2^3：

灰色薄层及中厚层条带状泥质白云岩，为主要含矿层位之一。

$\text{七}_2^2 \sim \text{七}_2^1$：

深灰色细粒薄层石灰色夹页岩及角砾状白云岩、黑色钙质泥质灰色夹页岩。

下寒武统，分五小层。

$\text{七}_1^5 \sim \text{七}_1^4$

黄绿、浅灰黑色硅质页岩，含泥质白云岩夹薄层扁豆状泥质灰岩，有矿化。

七_1^3：

灰至灰黑色薄层至中厚层石灰岩、白云质灰岩，为本层主要含矿部位之一。

灰色细粒薄层石灰岩与中粒中厚层石灰岩互层，为主要含矿部位之一。

深灰色薄层细粒含白云质，泥质条纹状石灰岩，局部有矿体。

浅灰色中厚层中粒含白云质石灰岩，为主要含矿部位之一。

$\text{七}_1^2 \sim \text{七}_1^1$：

深灰色薄层细粒泥灰岩，黄绿色页岩，中厚层粗粒砂岩夹薄层石灰岩、页岩。

产于其他时代地层中的汞矿也同样存在明显的多层成矿性。

③具有有利于成矿的岩石组合。绝大多数汞矿床的含矿围岩为碳酸盐岩——白云岩、白云质灰岩及灰岩等。在容矿层之上，常见有薄层的泥质及含泥质的岩石——炭质页岩、泥质灰岩、泥灰岩、泥质白云岩、泥质白云岩夹页岩等覆盖，形成了有利于矿化的隔档层，为成矿的有利空间。白云岩、灰岩不但化学性质较活泼，在成矿过程中有利于含矿流体交代，而且性脆，组分单一，结构疏松，孔隙度高，为含矿流体的渗透和聚集提供了良好的通道和空间；其上覆的泥质岩石，含泥质较多，结构致密，孔隙度小，渗透性差，为成矿形成了较好的封闭条件，能够阻止含矿流体向上运移、扩散，有利于在白云岩中聚集、沉淀，同时，脆性岩石和塑性岩石在物理性质上差异较大，受力后二者之间易形成剥离空间和层间破碎，为汞矿的富集提供了有利的空间条件（见表4-1）。

④本矿带的汞（锑）矿床的主要工业矿物是辰砂、自然汞，次要矿物有黑辰砂及含有

表 4-1 万山汞矿区容矿层ϵ_2、ϵ_1岩石组合剖面

统	层	代号	厚度(m)	岩性	变形特征	容矿盖层
中寒武统	10	ϵ_2^{10}	85～155	灰岩、泥灰岩、泥质白云岩、页岩	塑性	上盖层
	9	ϵ_2^{9}	0～6	变晶白云岩	脆性	
	8	ϵ_2^{8}	4～35	泥质白云岩	塑性	
	7	ϵ_2^{7}	4～26	层纹状白云岩、泥质白云岩、变晶白云岩、含矿层	脆性	上容矿层
	6	ϵ_2^{6}	0～62	变晶白云岩、含矿层	脆性	
	5	ϵ_2^{5}	22～85	层纹状白云岩、宽条带状白云岩、变晶白云岩、夹泥质白云岩、主含矿层	脆性 塑性	
	4	ϵ_2^{4}	0～83	变晶白云岩、矿化	脆性	
	3	ϵ_2^{3}	15～70	层纹状白云岩、泥质白云岩、变晶白云岩、主含矿层	脆性	
	2	ϵ_2^{2}	10～42	变晶白云岩、泥质白云岩、少量页岩	塑性	下盖层
	1	ϵ_2^{1}	50～71	灰岩、泥质灰岩、少许页岩	塑性	
下寒武统	5	ϵ_1^{5}	30～50	页岩	塑性	
	4	ϵ_1^{4b}	85～145	变晶白云岩、层纹状白云岩、灰岩、泥灰岩、含矿层	脆性	下容矿层
		ϵ_1^{4a}	10～25	页岩	塑性	
	3	ϵ_1^{3}	30～50	泥质灰岩、灰岩、层纹状白云岩、主含矿层	脆性	
	2	ϵ_1^{2}	40～60	泥质灰岩、少量页岩	塑性	下覆层
	1	ϵ_1^{1}	240～310	页岩、砂岩、炭质页岩、灰岩	塑性	

（根据贵州冶金一队资料修编）

砷和锑的硫化物。整个武陵成矿大带中的各矿带，多以单汞矿带出现。矿体呈似层状、透镜状和囊状等。非金属矿物主要有白云石、石英、方解石，其次有重晶石、沥青和萤石等。该带中的铜——凤汞矿带含汞矿物为辰砂，其次有自然汞及少量辉锑矿、黄铁矿和闪锌矿等；非金属矿物有石英、方解石、白云石及沥青等，矿物成分较简单，见表4-2，表4-3。

⑤该矿带汞（锑）矿的围岩蚀变类型较简单，主要有硅化、白云石化、方解石化、黄铁矿化、退色重结晶及沥青化，次有重晶石化、萤石化、高领土化等。与汞矿关系密切的围岩蚀变是硅化、白云石化、方解石化及黄铁矿化等，见表4-4。一说般来，围岩蚀变的类型与含矿围岩的岩性有关。

表 4-2 中国主要汞矿床矿物共生组合

矿床名称	产出层位	矿物组合	
		金属矿物	非金属矿物
纸房	Z_8	辰砂、里辰砂、自然汞、汞的硒化物、雄黄、黄铁矿	石英、白云石、方解石、重晶石、沥青
木油厂	$\in_2$、$\in_1$	辰砂、辉锑矿、闪锌矿、雄黄、黄铁矿、方铅矿	方解石、白云石、石英、重晶石、萤石、石膏
大铜喇	$\in_2$	辰砂、自然汞、闪锌矿、黄铁矿、辉锑矿	白云石、石英、沥青、方解石、重晶石
岩屋坪	$\in_2$	辰砂、自然汞	白云石、方解石、石英、重晶石
酒店矿	$\in_2$	辰砂、辉锑矿、自然汞、雄黄、雌黄、闪锌矿、灰硒矿、黑辰砂、黄铁矿	石英、白云石、方解石、重晶石、萤石
白马硐	$\in_1$、$\in_2$	辰砂、自然汞、辉锑矿、辉铜矿、铀黑、黄铁矿、雌黄、方铅矿、赤铁矿	白云石、石英、方解石、重晶石、沥青、萤石
水银厂	$\in_3$、$\in_2$	辰砂、自然汞、雄黄、辉锑矿、黄铜矿	方解石、石英、白云石、沥青
茅草坡	D_2	辰砂、雌黄、雄黄、黄铁矿、赤铁矿	方解石、石英
公馆	D_2	辰砂、辉锑矿、自然汞、闪锌矿、兰铜矿、辉铜矿、黄铁矿	白云石、石英、重晶石
玉兰	D_3	辰砂、黑辰砂、黄铁矿、黄铜矿、兰铜矿、孔雀石、闪锌矿、方铅矿	方解石、石英、水白云母、高岭土、重晶石
大坝田	P_2	辰砂、黄铁矿、白铁矿、红钝矿、雄黄、雌黄	方解石、白云石、石英、滑石、高岭土、重晶石
滥木厂	T_1、P_2	辰砂、黄铁矿、白铁矿	石英、高岭土、滑石、重晶石、方解石
黑龙潭	J_2	辰砂、黄铁矿、黄铜矿	石英

表 4-3 中国主要汞矿床矿体形态特征

矿床名称	产出层位	形态特征
纸房	Z_6	透镜状、扁豆状、囊状
董家坝	$Є_1$	似层状
羊石坑	$Є_1$	似层状、透镜状
邓阳坳	$Є_1$、$Є_2$	似层状、扁豆状
坪头	$Є_1$、$Є_2$	似层状、扁豆状、透镜状
大硐喇	$Є_2$	似层状、透镜状
茶田	$Є_2$、$Є_1$	似层状、囊状、细脉状
木油厂	$Є_2$、$Є_1$	似层状、透镜状、扁豆状、囊状
杉木董	$Є_2$	似层状、透镜状、扁豆状、串珠状
岩屋坪	$Є_2$	透镜状、囊状、巢状
酒店塘	$Є_2$	似层状、透镜状、囊状
白马硐	$Є_3$、$Є_2$	透镜状、似层状、巢状
龙塘坳	$Є_2$、O_1	似层状、透镜状、脉状
公馆	D_2	似层状、串珠状、扁豆状
西河沟	P_1	扁豆状、条带状、脉状
大坝田	P_2	似层状、透镜状、串珠状、囊状
滥木厂	T_1、P_2	囊状、串珠状、脉状
洗马塘	P_2	透镜状
黑龙潭	J_2	似层状、透镜状

表 4-4 中国主要汞矿床围岩蚀变特征

矿床名称	产出层位	蚀变特征
纸房	Z_6	硅化、白云石化、方解石化、沥青化、黄铁矿化、萤石化
木油厂	$Є_2$、$Є_1$	方解石化、白云石化、硅化、重晶石化
邓阳坳	$Є_2$、$Є_1$	方解石化、硅化、重晶石化
大硐喇	$Є_2$	白云石化、硅化、重晶石化
岩屋坪	$Є_2$	白云石化、硅化、重晶石化、方解石化、沥青化
酒店塘	$Є_2$	硅化、白云石化、重晶石化、方解石化、铁白云石化、沥青化、萤石化
白马硐	$Є_3$、$Є_2$	硅化、方解石化、黄铁矿化
水银厂	$Є_3$、$Є_2$	硅化、方解石化、白云石化、沥青化、黄铁矿化、电理化
公馆	D_2	白云石化、硅化、黄铁矿化、重晶石化
茅草坡	D_2	方解石化、硅化、铁化、碳化
玉兰	D_3	黄铁矿化、方解石化、硅化、沥青化、高岭土化、重晶石化
大坝田	P_2	黄铁矿化、硅化、滑石化、重晶石化、退色化
滥木厂	T_1P_2	硅化、黄铁矿化、高岭土化、滑石化、重晶石化、方解石化
黑龙潭	J_2	硅化、黄铁矿化、退色化、褐铁矿化、碳酸盐化

2.湘、粤锑（汞）成矿带

湘、粤锑（汞）成矿带以锑为主，它主要包括湘中、湘南、粤北等地区。该带主要分布于华南准地台区。华南加里东褶皱带和扬子准地台颇不相同，它的基底不是单一的前震旦纪的褶皱，而是由前震旦纪褶皱和加里东褶皱共同组成的叠加基底。到志留纪初的加里东运动，使华南地槽转化为地台，并与杨子准地台合并，然后沉积了与扬子准地台大致类似的，由泥盆系——三迭系的巨厚的海相石灰岩夹砂页岩系以及侏罗系——第三系的陆相碎屑岩系所组成的地台盖层。所不同之点是华南的泥盆系——下石炭统比扬子准地台分布广，厚度也大，是锑矿的含矿层位。早期印支运动使华南、准地台的泥盆系——三迭系的沉积盖层全面褶皱上升为陆，燕山运动使华南准、地台以强烈的断裂运动或断块运动为主，加剧了印支期以来的断裂拗陷，导致了大规模的多次岩浆活动。所以本区褶皱断裂相当复杂，这一切为锑矿的成矿提供了良好的条件。

湘、粤成矿带是我国锑矿的主要产区。世界著名的锡矿山锑矿就位于此，此外，还有罗城锑矿，且锑矿点的分布也比较多。

该矿带的锑(汞)矿化，多位于背斜轴部或近轴部，尤其是大断裂所引起的次一级褶曲及断裂构造造成的岩石弯折部位，锑(汞)矿受控于北西、北东向大断裂两侧的破碎带及两组断裂交叉外，而断裂所产生的更次一级裂隙，层间滑动，层间破碎等是锑（汞）矿体的赋存场所，具有逐级控矿的特点。

该带含锑（汞）地层主要为泥盆统，其中又以上、中泥盆统的锑（汞）矿最重要，约占全国锑矿总储量的30%以上，具有多层矿化的特征。锑（汞）矿的含矿围岩主要为碳酸盐岩——灰岩、白云质灰岩及含粉砂质灰岩等，同时还有有利于成矿的隔档层——页岩，含炭质页岩等。灰岩、白云质灰岩等化学性质比较活泼，易于被含矿溶液交代，形成含矿硅化灰岩，而且，在构造作用中，灰岩，白云质灰岩等易于形成层间破碎和剥离，而页岩、含炭质页岩等，性柔，不易破碎，形成了良好的遮档层，因而，有利于矿液沿破碎岩石进行交代、渗透和聚集。

该带锑（汞）矿的矿物成分较简单，主要金属矿物为辉锑矿，其次有黄铁矿、磁黄铁矿等，脉石矿物以石英为主，其次有方解石、重晶石及绢云母、高岭土、萤石等。该带锑（汞）矿的围岩蚀变主要为硅化，其次有黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化等。锑矿化与硅化紧密伴生，一般说来无硅化即无锑矿。该带锑（汞）矿的矿体形态较简单，多为似层状、透镜状、囊状等。

锡矿山锑矿田即位于该矿带上。锡矿山锑矿田为一轴向北北东，两端倾状的短轴背斜——锡矿山背斜，其两翼被北东东向的西部大断层切割破坏；东翼开阔平缓，但经后期南北向的扭动，使东翼转换成低序次的几个次级的两端倾伏的中轴背斜，即老矿山背斜、飞水岩背斜、童家院背斜、物华背斜及白云岩背斜，呈北北东向雁行状排列，这些中轴背斜和贯穿整个中轴背斜的西部大断层，控制了锡矿山锑矿田的形成。这些中轴背斜分别控制了飞水岩锑矿床、童家院锑矿床、老矿山锑矿床和物华锑矿床，而矿体则受更次一级的横断层、层间破碎和层间剥离构造以及小挠曲，共轭裂隙等的控制。

锡矿山锑矿田的含矿岩系主要为上泥盆统佘田桥组，其次为中泥盆统。佘田桥组含矿层的特点是：（按地层顺序自上而下。有关部分参阅了湖南省地质局1980年的资料）。

9.钙质页岩夹少量薄层泥灰岩，为锑矿层的上屏盖层。厚20～40m。

8.灰黑色、薄层状硅化灰岩，层位稳定，为主要含矿层位，Ⅰ层矿体赋存于此。厚3.5～7.4m。

7.薄层碳质页岩夹透镜状灰岩。厚1.2～1.5m。

6.深灰色、灰黑色硅化灰岩，层位较稳定，为主要含矿层位，Ⅱ层矿体赋存于此。厚14.4～23.4～47m。

5.灰-灰黑色页岩，含白云母片岩。厚1～2m。

4.灰-灰黑色硅化灰岩，层位不够稳定，矿仅在局部地段富集，亦为主要含矿层位，Ⅲ层矿体赋存于此。厚13～22.5m。

3.黄灰至灰黑色砂质页岩，含白云母碎片，为遮档层。厚0.6～2.8m。

2.青灰色硅化灰岩，较破碎，有的地方赋存辉锑矿。厚度大于24.4m。

1.棋子桥组。

锡矿山锑矿田，由于矿体受构造、岩性的双重控制，在赋存部位、产出形态及规模等方面各有不同。如直接产于总屏盖层之下的Ⅰ层矿体，延伸远，从西部断裂下盘直达背斜东翼，呈似层状产出，品位富，厚度稳定，一般厚约2.5m，延长（轴向）数百米至千米以上，而产于Ⅱ层中的矿体，分布范围变窄，一般延伸至背斜轴部稍东部位即尖灭，矿体呈似层状、透镜状产出，厚度变化大，在1～20m，一般厚4～5m，延长数百米至千米，延伸约200m。产于Ⅲ层中的矿体，多呈不规则囊状体产出，且靠近西部断裂，往下逐个变小，沿断裂倾向延至一定深度即尖灭。

锡矿山锑矿田，矿物成分较简单，见表4-5，主要金属矿物有辉锑矿，其次有黄铁矿、磁黄铁矿，主要脉石矿物有石英，其次有方解石、重晶石、绢云母、高岭石、萤石等。

表 4-5　中国主要锑矿床矿物共生组合

矿床名称	产出层位	矿物组合	
		金属矿物	非金属矿物
锡矿山	D_3D_2	辉锑矿、黄铁矿、磁黄铁矿、锑赭石、黄锑矿	石英、方解石、重晶石、绢云母、高岭石、萤石、石膏
木利	D_2	辉锑矿、锑赭石、黄锑矿	石英、髓石、重晶石、方解石
半坡	D_2	辉锑矿、方铅矿、黄铁矿、锑华、闪锌矿	石英、石髓
大厂	P_2	辉锑矿、黄铁矿	石英、方解石、萤石、石膏
崖湾	T_2	辉锑矿	石英、方解石、炭质物
湘西	上板溪群	自然金、白钨矿、黑钨矿、辉锑矿、黄铁矿、闪锌矿、毒砂、方铅矿、黄铜矿、辰砂	石英、方解石、绿泥石、绢云母、铁白云石
大河沟	下板溪群	辉锑矿、黄铁矿、黄铜矿、白铁矿	石英、方解石、重晶石、高岭石、白云石
宝山	ϵ_1	辉锑矿、黄铁矿、黄金、锑华	石英、方解石

锡矿山锑矿田的围岩蚀变主要为硅化，其次有黄铁矿化、碳酸盐化、绢云母化和重晶石化等。其中硅化分布广泛，矿化与硅化紧密伴生，硅化基本上沿层间破碎带和西部断裂裂隙带发育，由于产出的部位不同，岩石的硅化程度亦不一样，大致可分为强、中、弱三种，其中以中等硅化与矿化的关系最密切，锑矿均赋存在硅化岩中，没有硅化就没有矿化，甚至连矿染现象都很难看到，硅化岩石的展布，直接控制着矿化的展布，硅化岩石是锡矿山锑矿田赖以生存的唯一蚀变岩石。

3.右江汞、锑成矿带

右江汞、锑成矿带主要包括滇东南、桂西北和黔西南地区。右江地区在早古生代时处于华南加里东地槽与扬子准地台的过渡地带；晚古生代时是中国南部地台的一部分，但是，活动性较大；三迭纪时，再度转化为地槽，沉积了巨厚的复理石和火山岩；在晚三迭世，经印支运动形成了褶皱带。很显然，本区处于滨太平洋与特提斯——喜马拉雅两大构造域的复合部位。该成矿带内的汞、锑矿都较发育，而且多以独立矿床出现，很少共生。主要矿床有玉兰汞矿、木利锑矿、马雄锑矿、洗马塘汞矿等。其汞、锑矿同样受地层层位、岩性及构造三重因素的控制。汞、锑矿化的层位多集中于中、上泥盆统（如玉兰汞矿、木利锑矿）及中、下三迭统（如洗马塘汞矿）。

该成矿带中的含矿岩石主要为白云岩、白云质灰岩、泥质灰岩及灰岩等，其汞、锑矿化多赋存于背斜轴部，特别是有纵向断裂及其更次一级的褶曲构造、破碎带、层间裂隙以及层间滑动等部位，同时，在矿体的顶、底板常有页岩等塑性岩石作隔档层，形成了有利于成矿的岩石组合。

该汞、锑成矿带的矿体常呈似层状、透镜状，见表4-3，表4-7，与围岩产状基本一致。

该汞、锑成矿带的矿物成分较简单，主要金属矿物有：锑矿物有辉锑矿、黄锑矿、锑赭石等；汞矿物有辰砂、黑辰砂、黄铁矿、黄铜矿等。主要脉石矿物有石英、方解石、重晶石、黄云石等，见表4-2，表4-5。

该汞、锑成矿带的围岩蚀变主要有硅化、方解石化、黄铁矿化、重晶石化等，见表4-4，表4-6。

表 4-6　中国主要锑矿床围岩蚀变特征

矿床名称	产出层位	蚀　变　特　征
锡矿山	D_3D_2	硅化、黄铁矿化、方解石化、绢云母化
半　坡	D_2	硅化、次生石英化
马　雄	D_1	硅化、黄铁矿化、毒砂化
大　厂	P_2	硅化、黄铁矿化、萤石化、方解石化、高岭石化
崖　湾	T_2	硅化、方解石化、黄铁矿化、萤石化
湘　西	上板溪群	硅化、退色化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化、重晶石化
大河沟	下板溪群	硅化、高岭石化、碳酸盐化、褐铁矿化、重晶石化

（二）特提斯——喜马拉雅成矿域的特征

特提斯——喜马拉雅成矿域的汞、锑矿主要分布于三江地槽褶皱区和秦岭地槽褶皱

表 4-7 中国主要锑矿床矿体形态特征

矿床名称	产出层位	形态特征
锡矿山	D_3、D_2	似层状、扁豆状、囊状
半坡	D_2	透镜状
木利	D_2	似层状
大厂	P_2	似层状、囊状
崖湾	T_2	透镜状、似层状、扁豆状、脉状
大河沟	下板溪群	似层状、透镜状
马雄	D_1	似层状、透镜状、脉状

区。在这些地区的汞、锑矿都较发育。现以秦岭汞、锑成矿带和三江汞、锑成矿带为例说明其特征。

秦岭汞、锑成矿带包括陕西、甘肃南部和青海东部，呈近东西向延伸，东西长约1000 km，矿床有公馆汞、锑矿、崖湾锑矿、木黑汞矿等。三江汞、锑成矿带主要沿怒江以东，云南的保山——镇康，凤庆——耿马，西藏昌都——云南巍山和四川西部的义敦一带分布，矿带呈近南北向带状分布。

这些地区，在其漫长的地质历史演化中，经历了褶皱、岩浆活动以及沉积建造等多旋回发展过程，在这样一种区域地质背景下，构成了平区地层发育比较齐全，岩石类型多样，成矿作用复杂及多种金属矿产成带分布的特征。

1.汞、锑矿化局限于区域性的断裂带内，特别是那些有漫长发展历史的、多期活动的深断裂带附近，其中有的已构成为区域性的汞、锑成矿带，如怒江汞、锑成矿带位于怒江深断裂带东侧，控制了保山一带的汞、锑矿；澜沧江深断裂带控制了昌都——兰坪——耿马汞、锑成矿带的分布；金沙江深断裂带控制了白玉—义敦汞成矿带；秦岭地轴南缘深断裂及玛沁——略阳——安康深断裂控制了秦岭汞、锑成矿带。因此，断裂作用是本区汞、锑矿成矿的主要控矿因素，无论是区域性的矿带，还是次一级的矿带的展布，以及矿田、矿床，乃至矿体的形态、产状、规模等，都主要受不同级别和序次的断裂构造的控制，虽然褶皱构造（主要为背斜）在某些地区也起一定的控制作用，但多数也是被断裂构造所破坏的复背斜。旬阳汞、锑矿的展布受柴河——双河大断裂的控制，而公馆——回龙背斜、罗家沟——柳树沟断层和竹筒河断层控制了公馆——回龙汞、锑矿田，公馆背斜及更次一级的东西向断层和北东向断层控制了公馆矿床，而分布在Ⅱ、Ⅲ级断层之间和两侧的次级断层控制着含矿体，矿体则位于断层、层间滑动面及破碎带中，那些不同方向，不同种类的构造交汇部位是成矿的有利场所。在三江成矿带中的怒江汞矿带内的水银厂汞矿区，由于位于怒江断裂带和保山褶皱带之间，受东西向挤压强烈，故形成了一系列近南北向的褶曲和断裂，十分发育，构成了矿液的良好通道。在大断裂两侧极为发育的次一级小断裂，是富矿的有利场所，它们多呈南北向或北东及北西向，其中以南北向的最为重要，是富矿的主要断层。

2.含矿围岩的时代、类型较多样

从前震旦纪到三迭纪都有汞、锑矿化，但矿化的强弱有所不同，仅在中、下泥盆统，下石炭统、下二迭统及中三迭统中的汞、锑矿较重要，其它有的只有矿化意义。

含矿围岩除碳酸盐岩仍为主要的矿化围岩外，在地槽型沉积的砂、页岩中也有较多的矿化，如西河沟汞矿就赋存于下二迭统的板岩夹砂岩层的砂岩中；青海木黑——泽库一带的汞、锑矿即赋存于火山岩中（凝灰岩、流纹岩、玄武岩）。

3.矿物成分较为复杂，含汞、锑矿建造组合较多。

该矿带的矿物成分，金属矿物除主要为辰砂、辉锑矿外，还有闪锌矿、辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿等；非金属矿物有石英、方解石、重晶石、高岭石等（见表4-2、表4-5）。汞、锑的矿化作用多与铜、多金属、钨等矿化作用伴生，形成了汞-铜组合，汞-锑-砷组合，汞-锑-钨组合，汞-锑-铅、锌组合等。

4.矿体形态较简单，主要为似层状、透镜状、扁豆状，见表4-3，表4-7。

围岩蚀变主要有硅化、白云石化、黄铁矿化、方解石化等，见表4-4，表4-6。

5.在这些地区的金属矿产，常具有一定的分带现象，而汞、锑矿化，一般多处于金属成矿带的外带，且多呈金属——汞-锑矿带产出，如秦岭地槽区，自北而南，特别形成矽卡岩型铜、钨矿床—铅、锌矿床—汞、锑矿床，构成了以某一矿产为主的不同分带。三江汞、锑成矿带，亦为三江多金属成矿带的组成部分，大多数矿床（点）为铜—汞组合。

6.有一部分汞、锑矿化与岩浆活动有一定的关系，虽然情况还了解的不够，但是，与火成岩有共生关系的汞、锑矿床确实存在，在白玉—义敦矿带中，有不少汞、锑矿床（点）的矿体产于中酸性火山岩中。四川白玉的孔马寺汞矿床就产于上三迭统的安山岩、流纹岩中。

7.这些地区的矿床类型较多，除层控——热液型外，还有热液型及火山型。

三、总的来讲，我国的汞、锑矿具有以下一些特征

1.我国的汞矿，主要分布于较稳定的地台区，而锑矿则主要分布于复杂的褶皱构造活动区。但二者均呈带状分布（见图4-1）。

2.我国的汞、锑矿受褶皱构造和地层岩性的联合控制，都赋存于构造剧烈的活动带上。但是，如果只有构造条件，而没有适合于成矿的容矿岩系以及有利于成矿的遮档层的存在，也是不能形成矿的，二者不可缺一。

3.我国汞、锑矿的含矿层位及其时代较多，均有一定的层控性，从中生界到元古界，均有汞矿和锑矿的矿化，而有工业意义的矿床，汞矿主要限于古生代地层中，其中以寒武系最重要，其次为泥盆系、三迭系、震旦系及二迭系，见表4-8。矿化围岩主要为沉积岩类的不太纯的碳酸盐岩，其次有砂板岩，极少数为火山岩，见表4-8。锑矿则主要限于古生代及中生代地层中，其中的泥盆系最重要，其次为三迭系、元古代、寒武系等。锑矿的矿化围岩主要为碳酸盐岩，其次为板岩，片岩等，见表4-9。可见，成矿的层控性是较明显的。据湘、黔、川、滇、桂、鄂等地区的粗略统计，51%以上的汞矿床(点)产于寒武系地层中，84%以上的汞矿床储量赋存于寒武系地层中。锑矿床（点）的28%以上产于泥盆系地层中，而储量的71%以上赋存于泥盆系地层中。

4.我国汞、锑矿床的“层控”现象很明显，这一现象在武陵汞（锑）成矿带汞矿床中表现最突出，在长达一百余公里，宽数十公里的矿带范围内的各个矿田、矿床均属于同一含矿岩系——寒武系。在秦岭的汞、锑矿带中也有此特征，即均属泥盆系。

表 4-8　中国主要汞矿产出层位柱状图

代	纪	世	产出层位	主要含矿岩性
中生代	白垩纪	上白垩世 下白垩世		灰岩、凝灰岩
	侏罗纪	上侏罗世 中侏罗世 下侏罗世		砂岩、粉砂岩
	三迭纪	上三迭世 中三迭世 下三迭世		灰岩、熔岩、灰质白云岩、砂板岩
古生代	二迭纪	上二迭世 下二迭世		白云岩、灰岩、砂岩
	石炭纪	上石炭世 中石炭世 下石炭世		灰岩
	泥盆纪	上泥盆世 中泥盆世 下泥盆世		灰岩、硅质岩、白云岩、石英砂岩
	志留纪	上志留世 中志留世 下志留世		
	奥陶纪	上奥陶世 中奥陶世 下奥陶世		白云岩、灰岩
	寒武纪	上寒武世 中寒武世 下寒武世		灰岩、白云岩
前古生代	震旦纪	上震旦世 下震旦世		白云岩
	元古代	上板溪群 下板溪群		

表 4-9　中国主要锑矿产出层位柱状图

代	纪	世	产出层位	主要含矿岩性
中生代	白垩纪	上白垩世 下白垩世		
	侏罗纪	上侏罗世 中侏罗世 下侏罗世		
	三迭纪	上三迭世 中三迭世 下下迭世	— —	灰岩、砂质岩
古生代	二迭纪	上二迭世 下二迭世		石英岩、粘土岩
	石炭纪	上石炭世 中石炭世 下石炭世	-	白云岩、泥灰岩
	泥盆纪	上泥盆世 中泥盆世 下泥盆世	— —	灰岩、白云岩、泥灰岩、燧石岩、石英砂岩
	志留纪	上志留世 中志留世 下志留世		
	奥陶纪	上奥陶世 中奥陶世 下奥陶世	-	灰岩、泥灰岩
	寒武纪	上寒武世 中寒武世 下寒武世	- -	碳酸盐岩
前古生代	震旦纪	上震旦世 下震旦世		
	元古代	上板溪群 下板溪群		

5.中国汞、锑矿的矿床类型较多，含矿建造多样。矿床类型有层控——热液、热液及火山岩三大类型，以层控——热液型为主，热液型的多与其他金属矿（如铅，锌等）伴生，而火山岩型的较少，近来在四川有所发现，是值得注意的一种类型。从矿床元素和矿物的共生组合关系来看，以单汞，单锑建造为主，复合含汞、锑建造的有 Hg-Sb-As 、 Hg-Sb-Pb、Hg-Sb-多金属、Hg-Sb-W、Au-Sb-W、Hg-U-Mo及Sb-U-Mo等。

我国汞、锑矿床中，最具经济意义的矿床是赋存于古生代碳酸盐岩建造中的层控——热液型单汞矿床和单锑矿床，当然，热液型和火山岩型的汞，锑矿床也不可忽视。

6.从全球来看，任何时代的地层中都可能赋存汞，锑矿，特别是汞矿，从我国的震旦系到美国的第四系现代温泉中都有汞矿存在，但是，国外多数汞矿，主要分布于中生代和新生代褶皱区的构造活动带中，其成矿时代多属新生代和中生代，而我国的汞矿则主要分布于较稳定的扬子地台区，其次才是复杂的褶皱区构造活动带中。

7.我国汞、锑矿的成矿时代，主要为燕山期。因为汞、锑及其化合物，具有高度的活动性，易于较移，在较老的构造活动带中，早期形成的汞、锑矿化，在后期强大的构造应力作用下，往往趋于分散而被破坏，因此，汞，锑矿不管它们的容矿层位是什么时代的，其成矿的时代都是较晚的，一般是80～100m·y·前后。

8.汞、锑矿还和不少稀散元素共生，在汞、锑矿石中，一般含有硒、铊、镓、铟等，有的达到了综合利用的要求。

撰写本文参阅了贵州、湖南、陕西，广西等省地质局、队的有关资料，特在此向他们表示深切的谢意。

参 考 文 献

[1] K·H·乌尔夫，《层控矿床和层状矿床》，地质出版社，1981年

[2] 任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余 《中国大地构造及其演化》 科学出版社，1980年

[3] 李继茂、付良佐 1978年《西南某汞矿带构造体系及其对汞矿的控制》 <地质科学> 第四期

[4] 花永丰 1982年 《中国汞矿成因及其成矿予测》 贵州人民出版社

[5] 花永丰 1981年 《贵州及其邻区汞矿成因的初步研究》 <地质学报>第55卷 第2期

[6] 赵绳武 1983年 《若干沉积—地液再造类型的层控矿床—以西秦岭菱铁矿、铀矿、汞锑矿、铅锌矿为例》<地质论评> Vol.29.No6

[7] 张宝贵、梁伟文 1983年 《碳酸岩地层中层控汞矿》 <中国科学> No.6

[8] 易普锋 1983年 《板块边界上的成矿作用》 <国外地质> No.12

A PRELIMINARY DISCUSSION ON THE CHARACTERICS OF MERCURY AND ANTIMONY DEPOSITS IN CHINA

Zang Jiangying

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Scieneces)

Abstract

Mercury and Antimony ores are important mineral resources in the world and have been used for quite a long history.

China is rich in mercury and antimony resources and stands at the fore in the world.

1. The characteristics of the Regional Distritution of mercury and Antimony Deposits.

Mercury and antimony deposits are distributed in two great matallogenic belts on the five continents. One is the Mediterranean metallogenic belt stretching from Spain to Turkey, and the other is the circumpacific stretching from Canada to Japan. The Wuling metallogenic belt in out country belongs to the later.

According to the positions of our country in the global metallogenic belts, and the characteristics of geological structures, the mercury and antimony deposits can be divided into two great metallogenic megaprovinces and several metallogenic belts.

(1). Marginal Pacific metallogenic magaprovince

a. Hg---Sb metallogenic belt of Wuling Mts.

b. Sb---Hg metallogenic belt of Human-Guangdong.

c. Hg---Sb metallogenic belt of Yujiang.

d. Hg---Sb metallogenic belt of Ziyun.

(2). Tethys-Himalayan Metallogenic Megaprovince

a. Hg---Sb metallogenic belt of Qinling.

b. Hg---Sb metallogenic belt of Sang jiang.

c. Inferred metallogenic belt of Songpan-Ganzi.

2. The stratigraphic and lithological control over the Metcury and Antimony Deposits

(1). The tectonic control

The distribution of mercury and antimony deposits is closely related to structures. Ore belts, ore areas and ore deposits, or ore bodies are controlled by corresponding structures, the active structural zones, gentle folds, the secondorder interstratified folds, faults and the compounding of the compounding of the above structures.

(2). The stratigraphic and lithological control

Mercury and antimony deposits tend to occur in strata of all geological times. Especially, the mercury deposits can be found in the strata from the Sinian to Cretaceous times. However, the economic mercury deposits do exist mainly in the Cambrian sequences, and less in the Devonian sequences, while the antimony deposits occur mainly in the Devonian rocks and less in the triassic rocks. However, the Yanshanian stage must serve as a main metallogenic epoch for the two kimds of mineral deposits.

As for the ore-bearing strata, they are composed generally of brittle and porous carbonate rocks such as dolomite and limestone, and less of sandstone and other clastic rocks. Above these ore-bearing strata, there is often a layer of plastic argillaceous rocks argillaceous dolomite, marls and shale.It forms the shelter layer indispensable for metallization. Therefore the rock associations are of great importance to the enrichment of mineralizations.

In a word, structure, lithology and rock associations have an overal control over the formation of mercury and antimony deposits, with the structures playing a leading role in the activity of hydrothermal fluids containing mercury and antimony and in the course of metallization.

The mercury and antimony deposits in the country are mainly of stratobound — hydrothermal type.

中国主要类型的内生铜矿床地质特征及区域分布规律

刘 兰 笙

（中国地质科学院地质研究所）

在前人研究成果和国内大量地质、矿产资料的基础上，结合我们多年的研究工作，我们编制了1:400万内生金属成矿图。本文是在编图的基础上，结合部分地区的实践，对内生铜矿的分布规律作初步总结。

一、中国主要类型的内生铜矿床成矿地质特征

在1:400万中国内生金属成矿图中，内生铜矿床分以下几种成因类型：岩浆型、海相火山岩型、斑岩型、矽卡岩型、热液型、层控热液型，见图5-1。

1.岩浆型铜矿：此类型是与基性、超基性岩有关的硫化铜镍矿床，是我国镍矿的重要类型。它多产在稳定地块的边缘，在台区、槽区的深大断裂两侧，所以岩浆型铜矿往往又都分布在两个大地构造单元交接的地方。矿体在时间和空间上，与基性、超基性岩体紧密共生。岩石类型有二辉橄榄岩、含辉橄榄岩、橄榄岩、角闪辉长岩、角闪辉石岩、辉绿辉长岩等，含矿岩体一般分异较好。

根据不同的成矿作用，岩浆型铜镍矿又可分为熔离分凝式矿床、深熔贯入式矿床、晚期贯入式及接触交代型矿床。其中以岩浆深熔—贯入型矿床为主。熔离分凝式矿床矿体常呈似层状、透镜状位于含矿岩体的底部，矿石为细脉浸染状。深熔贯入式矿床呈似层状、透镜状、筒状等赋存于岩体内部及底部的边缘，矿体受岩体原生裂隙及各种构造控制。矿石结构呈海绵陨铁状，工业矿体主要赋存于此类中。贯入式矿体呈板状、不规则状于接触带或其附近。除上述类型外在岩体与围岩的接触处，有接触交代型铜镍矿体。

岩浆型铜矿床的矿石金属硫化物有磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、紫硫镍铁矿、钴镍黄铁矿，次为方黄铜矿、墨铜矿、针镍矿、方铅矿、闪锌矿。氧化物有铬尖晶石、磁铁矿、赤铁矿。矿床主要金属元素为铜、镍，比较特殊的是德尔尼铜矿为铜、钴。此外同时赋存有伴生元素铂、钯、金、银、锇、铱、铑、钌、硒、碲、镓、铟、锗、铊、铼、镉等，其中某些元素可达单独回收之要求，因此该类矿床有些则为综合利用多元素矿床。

成矿时代以元古代为主，如金川及赤柏松等铜矿，其次有加里东期及华力西期。如德尔尼铜矿红旗岭铜矿等。

（1）金川铜镍矿：位于阿拉善地块的南部边缘，龙首山隆起带中，含矿岩体侵入于前震旦系白家嘴子组混合岩与大理岩之间，呈不规则岩墙状产出，其岩性为二辉橄榄岩、含辉橄榄岩、橄榄辉石岩、纯橄榄岩，属于铁质超基性岩。矿体多在岩体的底板附近。根据成矿作用可分成四种类型：岩浆熔离型、岩浆深部熔离—贯入型矿体，晚期贯入式及接

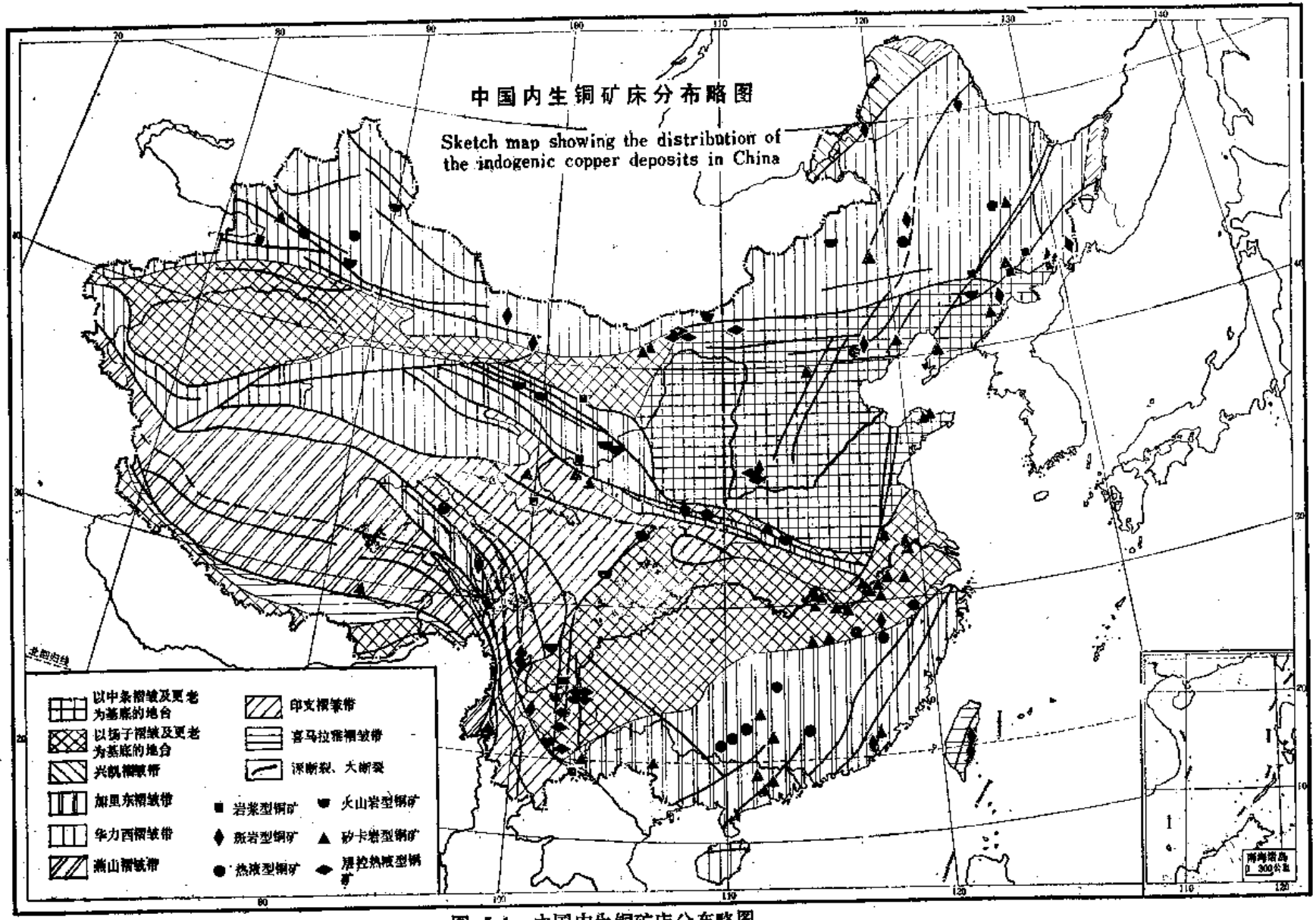


图 5-1 中国内生铜矿床分布略图

注：构造底图据任纪舜等编制的1:1000万中国大地构造图简化改编

触交代型矿体。其中以岩浆深熔—贯入型矿体为主。

矿石金属矿物、硫化物有磁黄铁矿、镍黄铁矿、紫硫镍铁矿、黄铜矿、方黄铜矿等。氧化物有铬尖晶石、磁铁矿、赤铁矿等。矿床中除主要金属元素铜、镍外，还伴生有钴、铂、钯、铱、铑、锇、钌、金、银、硒、碲、铬、镓、锗、铟、铊、铼、镉等元素。

成矿时代据斜长二辉杆栏岩中的黑云母K-Ar年龄测定其值为1509m·y（甘肃地质局第六地质队，1981年）

（2）德尔尼铜矿：位于松潘—甘孜褶皱系的北缘、阿尼玛卿褶皱带中的德尔尼复背斜的南翼。含矿超基性岩呈北西西向带状分布，长17km、最宽100m，侵入于下二迭统和上石炭统地层中，其岩石有纯橄榄岩、辉橄岩、橄榄岩、辉石岩，以辉橄岩为主。其时代为华力西期，因超基性岩主要侵入在下二迭统下部地层中，同时与围岩有同褶皱现象，说明超基性岩侵入是在下二迭统褶皱前或褶皱同时（章午生，1981）。也有的认为是印支期，主要是对围岩的地层时代有不同看法。超基性岩体普遍蛇纹石化，广泛分布的是岩体中的自变质蛇纹石化，此外还有矿体周围与矿化伴生的蛇纹石化、后期构造作用形成的片状蛇纹岩或碎裂蛇纹岩带。超基性岩体除广泛的蛇纹石化外，还有碳酸盐化、滑石化、绿泥石化等。矿体呈层状、透镜状于超基性岩的中部，局部分布于岩体的顶部，直接与砂板岩接触。矿石金属矿物有黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、白铁矿、钴镍黄铁矿。铜含量一般在1%±，个别高达10%，锌1%、钴含量一般为0.08～0.1%。矿石中除钴以外还具有多种伴生组分：金、银、硒、镉、镓、铟、镍、钛等元素。

对德尔尼铜矿床的成因类型目前尚存在不同看法，一种意见认为属黄铁矿型铜矿（宋叔和，1982），另一种意见将其单独划分一种类型，为海相火山岩型与岩浆型铜矿的过渡类型，笔者根据矿化与超基性岩的关系，在成矿图中例入岩浆型矿床，属熔离—贯入式矿床。但是从物质组分来看是有不同之处，德尔尼铜矿床为铜钴矿，而其它岩浆型铜矿，往往为铜镍矿。

2.海相火山岩型铜矿：海相火山岩型铜矿，人们习惯称为黄铁矿型铜矿，有的称它为块状硫化物矿床、含铜黄铁矿矿床。所有的这类矿床多分布于优地槽褶皱带。我国的海相火山岩型铜矿主要分布于西部，北天山优地槽褶皱带、祁连优地槽褶皱带、松潘—甘孜褶皱带。成矿时代从太古代到中新生代都有此类型矿床分布。含矿岩石类型，太古代、元古代以偏碱性海相火山岩为主，如拉拉厂铜矿、大红山铜矿等，古生代以来主要为细碧角斑岩系及流纹—安山—玄武岩系。矿床多产于地槽隆起区的边部及近深大断裂附近。按矿床可利用的主元素分为铜矿床、铜锌矿床、铜多金属矿床。矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿。围岩蚀变绿泥石化、绢云母化、硅化、碳酸盐化、钠长石化等。金属元素铜、铅、锌。伴生元素金、银、硒、碲、铟、镓、锗等。

白银厂铜矿（包括折腰山、火焰山）位于祁连山加里东褶皱带，于中寒武统海相富钠质的细碧—石英角斑岩系中。据区地质调查队资料按火山岩的岩性组合及韵律特点，将白银地区火山岩自上而下分为（1）千枚岩夹角斑岩、角斑凝灰岩、大理岩。（2）基性中基性火山岩夹凝灰岩、硅质岩、大理岩等。（3）酸性石英角斑岩、角斑岩及其凝灰岩、集块岩、角砾岩夹大理岩。（4）中基性细碧玢岩及凝灰岩夹细碧岩。上述第（3）是主要含矿层位。白银地区的主要矿体都赋存于该组的石英角斑凝灰岩中，见图5-2。矿区围岩蚀变显著，有绢云母化、绿泥石化、硅化等。其中绿泥石化与矿关系密切，常见矿体的边部都

具有绿泥石化。矿床均有大小不等的扁豆状、透镜状、似层状、脉状等矿体群组成。矿带走向NW290°～310°。倾向南西。矿石矿物成分主要有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿。火焰山、折腰山矿区以黄铁矿、黄铜矿为主，次为闪锌矿、方铅矿。其附近的小铁山、四个圈矿区以闪锌矿、方铅矿为主，次为黄铜矿。伴生元素金、银、硒、碲、镓、铟、铊、锗、镉、铋、汞、钴、锑、砷、铀及铂族元素。

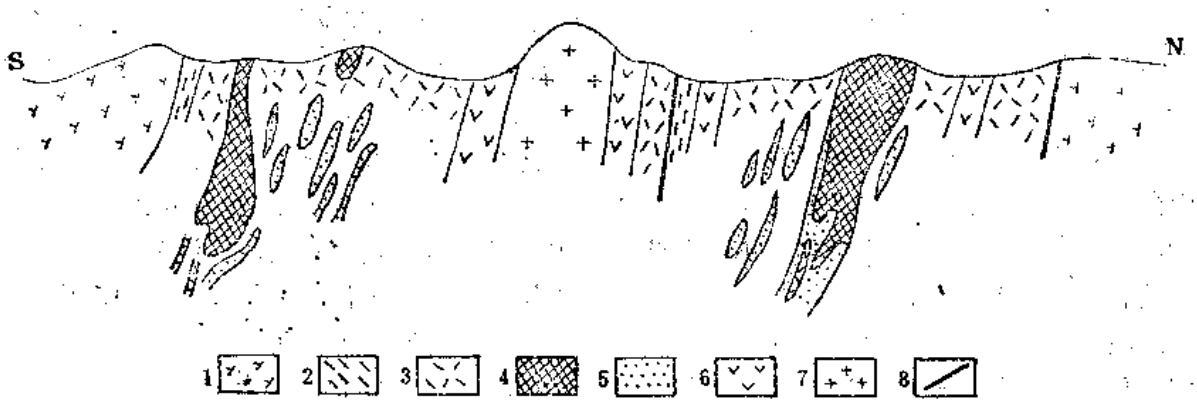


图 5-2 白银厂铜矿床地质剖面示意图

Fig.5-2 Schematic geological section of Baiyinchang copper deposit

1.细碧熔岩及凝灰岩；2.千枚岩；3.蚀变石英角斑质凝灰岩；4.块状含铜黄铁矿体；5.浸染状含铜黄铁矿体；6.石英角斑熔岩；7.石英钠长斑岩；8.断层

（据宋叔和，1982）

3.斑岩型铜矿：是我国铜矿的重要类型之一，近年来对斑岩铜矿的研究工作有新的进展，并找到一些新的有工业意义的产地。

斑岩铜矿床在空间和时间上都与中酸性浅成、超浅成岩及次火山岩有关，岩石类型为花岗闪长岩、二长花岗岩等，岩体岩石化学SiO_2一般大于65%，小于71%，$Na_2O+K_2O>7$。矿体主要在岩体中及围岩接触带附近。矿体的围岩有岩浆岩、火山岩、沉积岩、变质岩。如果围岩是碳酸盐岩则除岩体含矿外，沿岩体与其接触带具较富的铜矿体与矽卡岩共存。这种矿床属于斑岩铜矿与矽卡岩铜矿的共生成矿系列。围岩蚀变是斑岩铜矿的重要特征之一。比较大的矿床均具有分带较为明显的面型蚀变，蚀变类型硅化、钾化、石英绢云母化、绢云母化、青盘岩化。根据我国斑岩铜矿的蚀变情况可以分成两种情况，一种蚀变以岩体为中心，由内向外蚀变从强变弱，以玉龙为代表。另一种以接触带为中心，向两侧蚀变逐渐减弱。德兴铜厂、富家务矿等比较典型。

据矿体产出的部位，可将斑岩型分以下几种情况：①整个岩体矿化，矿体呈细脉浸染状，岩体就是矿体，在岩体与围岩接触的部位有块状矿体。②矿体沿接触带内外呈环带状分布，岩体中心年矿。矿体呈环状，形状受接触带控制，矿化都为细脉浸染状，外围有少量的石英大脉，如铜厂。③矿体产于岩体的挤压破碎带中，部分延至围岩，受构造因素控制。矿体呈带状、脉状、多呈雁行排列，矿石以细脉浸染型为主，也具有石英大脉。典型矿床如多宝山及八大关等铜矿。④铜矿产于岩墙、岩脉中，矿体在岩体及接触带的两侧，如钟腾等矿床。⑤爆破角砾岩筒型。矿化与蚀变的关系极为密切，是相互依存的，但其中石

英绢云母化与铜矿化共存。斑岩铜矿常伴生钼、金，组成斑岩铜钼矿、斑岩铜金矿，此外还有斑岩铜砷矿。分布上也具有一定规律，斑岩铜金矿多分布于滨太平洋成矿带内带（相当于岛弧带）而斑岩铜钼矿多在稳定地块的的边部。深断裂的两侧。斑岩铜矿床中金属具有分带现象。斑岩铜钼矿中钼矿体多赋存于近岩体中心或下部，向外为铜矿。有些矿床，铜矿体向外，还具少量的铅锌矿。化探资料更提供了完整的地球化学分带，内部以铜、钼为主，不同程度伴有银、金、铋、钨、锡、锑、汞、等元素异常，相当于矿床部分，以此向外有铅、锌、银、钴、砷组成了外带，相当于矿床外围的晕带。矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿、磁铁矿、赤铁矿、方铅矿、闪锌矿等。国外斑岩铜矿多有次生富集带，而我国由于地质构造及古气候、古地理的关系，一般无次生富集带，部分矿床具有发育不好的氧化淋滤带及次生富集带，如玉龙铜矿等。

斑岩铜矿在我国三大成矿域中都有分布，主要分布于滨太平洋成矿域及特提期—喜马拉雅成矿域。但在上述成矿域中也只分布于一定的构造位置中，在地槽褶皱带中斑岩铜矿床主要分布于地槽前期旋回组成的地背斜隆起区边部，受断裂控制；在地台区它分布于遭受后期构造运动而活化的稳定地块边部拗陷部分，及活化较强烈的部位。

斑岩铜矿成矿时代最老为元古代，目前只有中条山铜矿峪铜矿，古生代斑岩铜矿现数量不多，主要分布于古亚洲成矿域。大量的斑岩铜矿形成于燕山期及喜马拉雅期。前者分布于滨太平洋成矿域，后者分布于喜马拉雅成矿域。

（1）德兴斑岩铜矿：位于扬子准地台的边缘，属怀玉—武功山隆起。矿田于赣东北深断裂的边部。区内主要出露一套浅变质的火山沉积岩系，其时代为前震旦纪，在深断裂的北西侧发育了一组北西向断裂，沿这组断裂有三个小花岗闪长岩岩体侵入于前震旦系变质岩中，那就是德兴斑岩铜矿田的三个矿区，即硃砂红矿、铜厂、富家坞铜矿区。这三个矿区的铜矿体在时间上、空间上及成因上都与地表分布的这三个花岗闪长斑岩小岩株有关。

花岗闪长斑岩呈斑状结构，斑晶主要为中长石（具环状结构），次为石英、黑云母、角闪石、钾长石等。基质矿物成分与斑晶相似，但斜长石多为更长石，付矿物主要为磁铁矿、磷灰石和硝石。其岩石化学成分$SiO_2$64.27～66.17%，K_2O+Na_2O平均7%左右。花岗闪长斑岩的侵入时代据铜厂花岗闪长斑岩同位素年龄测定为168M·y（朱训等，1983）。围岩蚀变早期钾长石化是以岩体为中心，似乎是自蚀变作用形成的，后期蚀变中心转移至岩体与围岩的接触带，由接触带向两侧依次有石英—绢云母—水白云母化带，绿泥石（绿帘石）—水白云母化带，绿泥石（绿帘石）—伊利石化带。后期的蚀变与早期蚀变是相互叠置的。铜矿体主要赋存于花岗闪长岩的顶部及其内外接触带，而又以外接触带为主。钼矿体主要产于强硅化中，铜矿体主要赋存于石英—绢云母—水白云母化中。由于矿化及蚀变都以接触带为中心，所以矿体投影在地表的形状为空心筒状，中心为无矿及贫矿，铜厂及富家坞最为明显，见图5-3，矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、次为砷黝铜矿、斑铜矿、方铅矿、闪锌矿等。矿石以细脉浸染状为主。主要元素有铜、钼外，还伴生有金、银、硒、碲、镓、铟、铊、锗、铼、锇等元素。铼主要赋存在辉钼矿中，铜厂矿区辉钼矿中含铼1268ppm，富家坞含铼244ppm。至于物质来源问题，德兴铜矿有大量同位素测定（朱训等，1983年）173个硫化物的δS^{34}‰值，总的变化范围比较窄，在－0.3～3.6‰，绝对值小，接近于0，与陨石硫的同位素接近，铜厂的锶同位素初始比为0.7043，

氧同位素值δO^{18} +8.17～+9.9‰（花岗闪长斑岩中的石英斑晶），从上述这些同位素测定结果看，其物质来源，主要来自上地幔或地壳的下部。

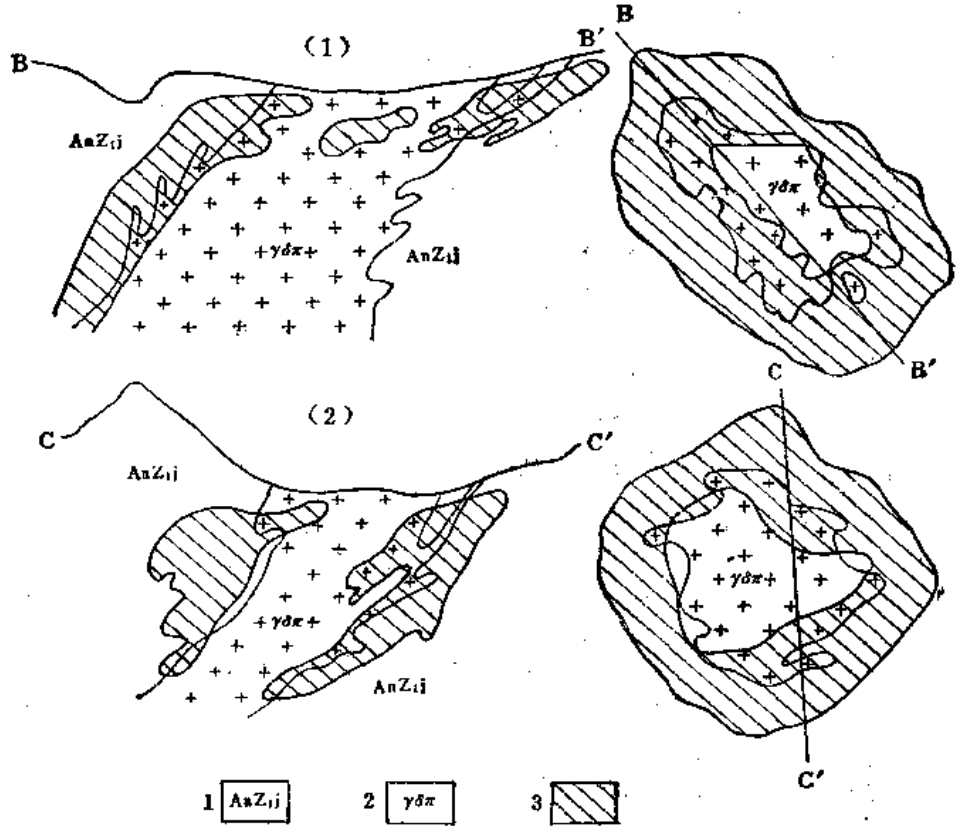


图 5-3 铜厂（1）富家坞（2）铜钼矿矿体形态示意图

Fig.5-3 Schematic morphology of the copper (molybdenum) ore bodies in Tongchang(1) Fujiawu(2)

1.前震旦系凝灰质板岩、千枚岩；2.花岗闪长斑岩；3.矿体

（据《德兴斑岩铜矿》）

（2）玉龙斑岩铜钼矿：玉龙斑岩铜矿位于三江褶皱带，处于夺盖拉复向斜的次一级构造甘龙拉复背斜的倾伏端，受“觉拥”大断裂控制。含矿岩体黑云母二长花岗斑岩，呈喇叭形侵入于三迭系甲丕拉组紫红色砂岩粉砂岩与波里拉组碳酸盐岩的交界附近，岩体为斑状结构，斑晶约占40～60%，主要为斜长石、钾长石、石英、黑云母、角闪石，基质矿物与斑晶相同。付矿物：磁铁矿、硝石、磷灰石等。岩石化学分析SiO_2 67.28，Al_2O_3 15.02 $Fe_2O_3$1.43，FeO1.35，MnO0.23，MgO1.34，CaO2.13，Na_2O3.85，K_2O4.92 $TiO_2$0.98，$P_2O_5$0.15(西藏一大队)。岩体及围岩都遭受强烈面型蚀变，早期是接触变质作用，围岩碎屑岩变成角岩，而碳酸盐岩形成简单矽卡岩及大理岩，后期的热液蚀变叠加在早期蚀变之上，并以岩体为中心，有蚀变分带现象，从内向外主要蚀变有石英钾长石化→石英绢云母化→青盘岩化。此外岩体中具有电气石化、高岭土化等，在接触带同时有复杂的矽卡岩形成，这些蚀变年明显的界线。相互叠加。矿体主要分布于岩体中及接触带附近。岩体中的矿体以细脉浸染状为主。下部及岩体中心部分为铜钼矿体，向边部以铜为主，在

接触带有与矽卡岩有关的富铜矿体，矿石主要为块状及稠密的细脉浸染状。

由于此区地壳运动不断上升，矿体遭受了长期的侵蚀作用及不同的风化淋滤作用，外接触矿体形成铁帽，次生富集带及原生带，在岩体中的矿体遭受氧化淋滤作用也形成三个带，上部氧化淋滤带5～35m，含铜量比原生矿低一倍多，其下部为弱的次生硫化物富集带，厚26～87m，含铜量比原生矿平均品位高79%，向下过渡到原生带，辉钼矿氧化不明显，地表有时能见到钼华。玉龙斑岩铜矿的成矿时代为喜马拉雅期（二长花岗斑岩同位素年龄为41m·y）。

4.矽卡岩型铜矿：国外矽卡岩型铜矿在铜矿中不占重要位置，而我国目前开采的铜矿资源，矽卡岩型铜矿则占有重要位置。

矽卡岩型铜矿体主要赋存于中酸性小侵入体与碳酸盐岩的接触带，矿体形态复杂，受接触带控制。岩体多为中酸性浅成或中深成侵入体，花岗闪长岩、花岗闪长斑岩等。围岩一般为各个时代的碳酸盐岩（从元古代至中生代），除此以外还有凝灰岩、钙质粉砂岩等。岩体侵入碳酸盐岩中，首先形成简单矽卡岩，也称干矽卡岩，在岩浆固结的晚期形成了含水的复杂矽卡岩，叠加于简单矽卡岩之上，工业矿体于这期矽卡岩同时形成。矽卡岩生成部位可以分成内矽卡岩及外矽卡岩，内矽卡岩发育于岩体一侧，外矽卡岩相对应的多在围岩一侧。又据围岩性质不同，可形成钙矽卡岩或镁矽卡岩。钙矽卡岩是岩体与灰岩接触而形成，其矽卡岩矿物有钙铁、钙铝石榴石、单斜辉石（透辉石—钙铁辉石）、符山石、绿帘石、角闪石(透闪石—铁阳起石)。如果岩体与含镁碳酸盐岩或白云岩接触，则除形成钙矽卡岩外，还有镁矽卡岩，镁矽卡岩矿物为镁杆栏石、透辉石、透闪石、金云母、硅镁石、滑石、蛇纹石等。矽卡岩形状受接触带形状控制，多为囊状、不规则状。沿不同岩层的层面形成的矽卡岩为似层状、透镜状。矽卡岩型铜矿矿体的形状与矽卡岩类似，呈不规则状、团块状、透镜状等，矿石多成块状。矿石金属矿物比较复杂，有黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿等。矿床组合有矽卡岩型铁铜矿、铜钼矿、铜铅锌矿、铜锡矿。

矽卡岩型铜矿主要分布于隆起区的边部，地台区的拗陷部。目前主要分布于滨太平洋成矿域中。长江中下游是我国有名的矽卡岩型铁铜矿带。除此以外，北部张广才岭、华北地台燕辽沉降带，湘南粤北、铜仁—合作、三江褶皱带等，也都有矽卡岩型铜矿的分布。有些矽卡岩铜矿与斑岩型呈共生系列。如长江中下游的矽卡岩型铜矿，除与矽卡岩同时形成的矿体外，在岩体中有细脉浸染状的矿体，并具有典型的斑岩型围岩蚀变。但由于工业矿体以矽卡岩型块状矿体为主，岩体中的矿体较贫些，所以1:400万图上把长江中下游的这类矿床都放在矽卡岩类型中。

铜山口铜矿床：位于下扬子拗陷褶皱带西端，北部是大别隆起，南部为江南古陆，它是处于两个隆起中的拗陷带，矿区内地层主要为三迭系中、下统，局部可见下二迭统茅口灰岩。下三迭统由大冶组厚层灰岩夹白云质灰岩组成，中三迭统为厚层白云岩和中厚层灰岩。铜山口花岗闪长斑岩呈小岩株侵入三迭系地层中，地表岩体呈圆形，深部呈北西，南东向的椭圆形，向南东倾伏。花岗闪长斑岩斑晶为奥—中长石，石英、正长石、黑云母，占50%，斑晶一般2～7毫米，基质为全晶质结构，矿物成分同斑晶，此外还有角闪石。副矿物有磁铁矿、磷灰石、硝石、锆石等。其化学成分 SiO_2 64.21，TiO_2 0.62，Al_2O_3 14.22，Fe_2O_3 1.25，FeO 3.55，MuO 0.031，MgO1.62，CaO 3.17，Na_2O3.58，

K_2O 3.58，K_2O 4.09，其他2.85。同位素年龄146m·y（中南地科所）。花岗闪长斑岩与三迭系碳酸盐岩接触，在接触带形成了强烈的矽卡岩化带。由于岩性的差异，矽卡岩的成分有所不同，通常花岗闪长斑岩与白云岩接触时生成以透辉石为主的矽卡岩，与大理岩（灰岩）接触时形成石榴石为主的矽卡岩。矽卡岩从花岗岩体至白云岩可以分成下列五个带。①金云母带。②透辉石矽卡岩带。③蛇纹石透辉石化白云岩带。④透辉石蛇纹石化白云岩带。⑤结晶白云岩带。除接触带的矽卡岩化外，在花岗闪长斑岩岩体中同时也具有热液蚀变，从中心向外钾化，石英—绢云母化等。矿体主要受花岗闪长斑岩岩体与三迭系碳酸岩接触带和层间裂隙带控制，见图5-4。接触带的矿体呈空心环状，层间裂隙矿体呈似层状。矿化具有明显的水平分带，如岩体与白云岩接触从内向外是辉钼矿带→白钨矿、辉钼矿带→辉钼矿、黄铁矿、黄铜矿带→黄铁矿、黄铜矿带→黄铜矿、黄铁矿、铅锌矿带。从上述分带看，钼矿体一般赋存于铜矿体内侧，在内接触带。矿石金属矿物有：黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、磁黄铁矿、白钨矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿等。

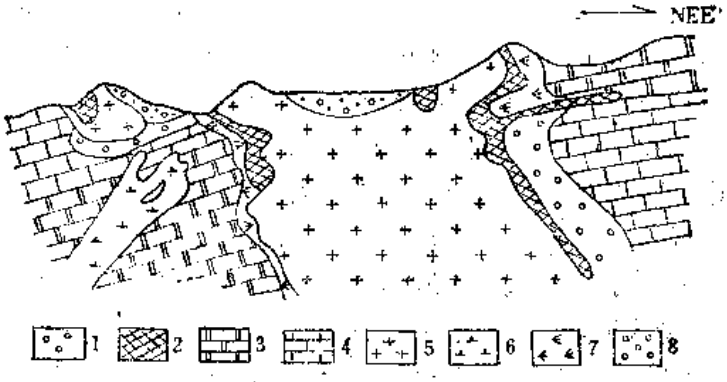


图 5-4 铜山口铜矿地质剖面图

Fig.5-4 Geological section of Tongshankou copper deposit

1.第四纪 2.铜矿体 3.白云质灰岩 4.灰岩 5.花岗闪长岩 6.闪长岩 7.透辉石矽卡岩 8.石榴石矽卡岩

（据地科院地矿所铜组资料）

5.热液型铜矿是指与中酸性岩浆岩、火山岩及次火山岩有关的铜矿，矿体有的产在岩体中，也有的产在围岩中，主要是岩浆期后热液成矿，矿体围岩少量为灰岩外，大部分为硅酸盐类，矿体主要充填于构造裂隙中，呈脉状、囊状或网脉状，围岩蚀变有硅化、绢云母化、碳酸盐化、萤石化、粘土化、绿泥石化等。矿床组合有热液型铜矿；热液型铜、铅、锌矿，热液型多金属矿（铜、锡、钨、铅、锌、金等）。

在一些地区，矽卡岩型铜矿和热液脉型铜矿都与中酸性侵入体有成因联系，是在不同地质构造环境和介质条件下不同成矿阶段的产物。

6.层控热液型铜矿：层控热液型铜矿是指矿体呈层状、似层状，并与地层产状近乎一致，而且有一定层位的矿床。成矿热液有多种来源，如火山热液、岩浆热液、变质热液以及地下热水。与岩体无明显关系，相当于人们通称的层状铜矿。赋矿层岩石主要为碳酸盐岩建造。这类型铜矿，在我国几乎都产在隆起区的边缘凹陷中，元古代的泥砂质碳酸盐岩地层中。如霍各气铜矿矿体赋存于渣尔泰群中；东川铜矿含矿层位是昆阳群、会理群，其中

尤以昆阳群中落雪组的底部含铜最好；中条山篦子沟、胡家峪铜矿体赋存于中元古中条群的中部黑色岩系中。矿体均受一定的层位和岩性控制，呈层状、似层状，局部地区有透镜状及不规则脉状。矿体与围岩多呈同步褶皱。矿石金属矿物成分简单，主要有黄铜矿、次为黄铁矿、斑铜矿、磁黄铁矿、少量的闪锌矿、辉钼矿。由于此类矿床严格受地层及岩性控制，矿体与围岩呈整合产出等特点，多数专业人员认为这种类型铜矿是沉积形成后又经多期次改造（火山作用、岩浆侵入、区域变质作用）最后形成的。我们同意此观点，确认这类型的成矿作用是多期的，成矿物质的来源是多源的。

中条山篦子沟铜矿：矿床分布于中条山北段，赋存于中元古界中条群中部篦子沟组地层中。篦子沟组底部为方柱石黑云片岩、条带状斜长角闪岩，下部石榴石云母片岩夹不纯白云石大理岩和黑色片岩，中部黑云母片岩夹薄层钠长石白云石大理岩和炭质钠长绢云石英片岩，上部为钠长浅粒岩。这组岩系称为黑色含铜建造。有上、中、下三个含矿层。篦子沟铜矿赋存于下部含矿层，含矿层岩性为不纯白云石大理岩，矿体呈层状、似层状、透镜状，矿石呈细脉浸染状。金属矿物简单，有黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿、磁黄铁矿；脉石矿物有石英、白云母、方解石。

二、中国内生铜矿床区域分带及其区域地质成矿特征

根据我国内生金属矿床的成矿特点及与区域地质构造的关系，可分成三大成矿域，即古亚洲成矿域、滨太平洋成矿域及特提斯—喜马拉雅成矿域。内生铜矿床在这三大成矿域中各有其特点。

（一）古亚洲成矿域

古亚洲成矿域的范围相当于古亚洲构造域的西段。将银川—康滇以东地区与滨太平洋构造域重叠部分划为滨太平洋成矿域。古亚洲成矿域包括：阿尔泰褶皱系，准噶尔褶皱系、天山褶皱系、昆仑褶皱系，祁连褶皱系，秦岭褶皱系的西段，塔里木地台，阿拉善地块。此区经过多旋回构造运动，杨子旋回形成了塔里木地台。加里东运动使祁连地槽褶皱回返。在北天山等地区也发生了加里东运动，构成了华力西地槽中的地背斜隆起。华力西运动是此区的主旋回，使此区的地槽褶皱带全部褶皱回返。由于多期次的构造运动，使此区深断裂发育，火山岩、侵入岩分布广泛，沿深断裂有大量的超基性岩侵入。

由于上述地质构造的特点，形成了本成矿域内铜矿成矿时代以古生代为主，矿床成因类型以海相火山岩型及岩浆型占主要地位的特点。古亚洲成矿域中成矿时代最老的为，产于阿拉善地块边缘、侵入于前震旦系深变质岩中超基性岩体的岩浆型金川铜镍矿，其时代根据斜长二辉杆栏岩的黑云母钾氩法测定其年龄为1509m·y·（甘肃六队，1981）。加里东期铜矿主要为海相火山岩型铜矿，分布于祁连优地槽褶皱带及北天山优地槽褶皱带中。矿体赋存于下古生代中酸性火山岩中。从白银厂北西西方向到锡铁沟一直至天山的可可乃克，火山岩的层位有逐渐变新的趋势，从中寒武统→下奥陶统→上奥陶统→志留系。华力西期成矿有岩浆型的青布拉克，北山的与中酸性侵入体有关的斑岩型铜矿及矽卡岩型铜矿。印支期、燕山期的铜矿主要分布于与滨太平洋成矿域、特提斯—喜马拉雅成矿域的过渡带，如矽卡岩型赛什塘铜矿为印支期，在铜仁—合作一带与中酸性侵入岩有关的矽卡岩型铜矿为燕山期。

根据各类型铜矿的分布特点及与地质构造背景的关系可划分以下几个成矿带。

（1）额尔齐斯深断裂华力西期铜成矿带。

（2）北天山优地槽褶皱带华力西期铜成矿带。

（3）北山地槽褶皱带华力西期铜成矿带。

（4）龙首山隆起前寒武纪铜成矿带。

（5）北祁连优地槽褶皱带加里东期铜成矿带。

（6）昆仑褶皱带华力亚期铜成矿带。

（7）都兰—同仁印支期燕山期铜成矿带。

（二）滨太平洋成矿域

滨太平洋成矿域是全球性环太平洋成矿带的组成部分。它又可分成两个成矿亚带：滨太平洋成矿域外带、滨太平洋成矿域内带。其范围是从银川—康滇一线以东的地区，构造上包括了中朝准地台、场子准地台、额尔古纳褶皱系、那丹哈达岭褶皱系，绝大多数地区都是中生代以前的地槽褶皱带。但是在印支运动以来，尤其是燕山运动使整个东部地区又发生了“活化”，断裂发育，伴随大规模火山喷发及岩浆侵入。并形成了与断裂和岩浆活动有关的一系列的金属矿产。由于中生代的构造运动及成矿作用是在老的褶皱基底上，因此必须受到原基底的影响，所以滨太平洋成矿域的成矿时代是多期的，矿床类型是多样而又十分丰富的。

滨太平洋成矿域外带。

根据区域地质构造、地球化学场、铜矿成矿特征等，分成了三大成矿省：东北成矿省、华北成矿省、华南成矿省。

1.东北成矿省

是以华力西褶皱为主旋回的褶皱带，区内加里东褶皱形成几条地槽区地背斜隆起带，为一套由基性—中酸性火山岩及硅质泥质岩夹碳酸盐岩组成海相火山—沉积建造，并遭强烈区域变质。华力西运动是此区的主要运动，它使地槽全面回返，从北向南有明显的构造迁移，伊尔施—爱辉以北为中华力西运动，回返时期是在早石炭世末，以南是晚华力西运动，回返时期是在早二迭世末，延边地区于二迭纪末地槽才全面回返，与华北地台连成一体。伴随强烈的构造运动、有大规模的岩浆侵入，加里东岩浆岩分布于槽区北部及华北地台北缘（东段），早期为基性及超基性岩侵入，晚期为花岗岩侵入。华力西期岩浆活动极其强烈，其分布犹如汪洋大海，使古生代地层成了孤岛。华力西期基性、超基性岩多分布于深断裂的边部及次一级大断裂中，在近地台附近的深断裂有关的超基性岩、基性岩多形成岩浆型铜镍矿。斑岩型及热液型铜及铜多金属矿多与华力西晚期的中酸性小岩株有关，而大的岩基较少成矿。

印支运动在本区的南侧有表现，在吉林延边褶皱带有三迭纪的火山岩，在近中朝准地台区有印支期的岩浆岩。燕山运动是叠加在老的基底上，使华力西褶皱基底发生了强烈的隆起与拗陷，形成多条深断裂，同时伴随强烈的岩浆活动，主要是大面积的火山岩分布。在火山喷发的同时和稍后，有花岗岩类闪长岩类岩体沿北东方向深断裂附近侵入。燕山运动与成矿作用关系密切，与中酸性侵入岩及次火山岩有关的，有斑岩型铜矿、铜金矿、铜钼矿，矽卡岩型铜、铜多金属矿。

该成矿省目前发现成矿时代最老的为岩浆型红旗岭铜镍矿，岩体的同位素年龄值329～355m·y·（汤中立等，1984）矿床分布在近中朝地台边缘辉发河深断裂的北侧，岩体呈岩墙状侵入于黑云母片麻岩与花岗质片麻岩、角闪岩之间。岩石类型主要为辉长岩—辉石岩—橄榄岩型及斜方辉石岩型。岩体就是矿体。金属硫化物有磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、紫硫镍铁矿。这些矿物在岩体的造岩矿物之间呈海绵陨铁状及浸染状分布，为岩浆型深熔贯入式矿床。

华力西晚期有斑岩型铜钼矿，如多宝山、八大关等，都分布于隆起边部。多宝山铜钼矿含矿岩体为花岗闪长岩及花岗闪长斑岩。岩体侵入于中奥陶统多宝山组火山岩地层中，其时代经K-Ar法，测定年龄为292m·y·（杜奇，1980年）。矿体受构造控制明显，处于北东及北西向两组构造交叉处。围岩蚀变强烈，岩体中心为强石英化（石英核），向外依次为石英钾化带、石英绢云母化带，青盘岩化带，铜矿体主要赋存于岩体内呈条带状展布。围岩中只稍有矿化，矿化与绢云母化带关系密切。金属矿物主要有黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿、黄铁矿等。

燕山期的铜矿分布于大兴安岭东坡及延边褶皱带的东部等地，有斑岩型、热液型及矽卡岩型。矿体与燕山期的中酸性花岗岩小岩体有关。

东北成矿省共划分下列四个成矿带。

（1）德尔布干深断裂华力西期、燕山期铜成矿带。

（2）大兴安岭华力西期、燕山期铜成矿带。

（3）东乌旗华力西期、燕山期铜成矿带。

（4）中朝准地台北侧华力西期、燕山期铜成矿带。

2.华北成矿省

其构造位置为中朝准地台，是中国境内最古老的地台。基底构造层有三套：太古界阜平群、下元古界五台群、滹沱群。三者之间为不整合接触，直至中条运动（17亿年）后中朝准地台形成，其盖层下部为上元古界、寒武系、奥陶系的浅海相沉积；上部为石炭系二迭系的海陆交互相沉积及新生代陆相沉积。由于加里东、华力西构造运动的影响，本区缺失上奥陶统至下石炭统。燕山运动表现为强烈的断裂活动，伴随有火山喷发及岩浆侵入，特别在燕辽沉降带和山东半岛有大量的岩浆岩分布。许多矿产与此期岩浆岩有关。

铜在华北成矿省分布广泛，类型多样，成矿多期。中朝准地台的铜矿成矿时代最老的有早元古代的红透山海相火山岩型铜、锌矿床（20亿年）（桂林冶金地质研究所，1974），赤柏松岩浆型铜镍矿（22.4～25亿年）（吉林地质局第四地质调查所，1982），中条山铜矿峪斑岩铜矿及中条山篦子沟、胡家峪层控热液铜矿，中元古代渣尔泰群中的霍各气、炭窑口、东升庙层控热液型铜矿。除上述矿床以外，其他矿大部分都是中生代成矿。这些古老的铜矿床都分别分布在三片相对隆起区及隆起的边缘，如：

①红透山铜矿床分布于铁岭断隆，矿体赋存于鞍山群变质岩系中，控矿的主要岩石有石榴黑云斜长片麻岩，矽线黑云石英片麻岩，兰晶石榴黑云斜长片麻岩，斜长片麻岩。金属矿物为黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿。据卢文江资料，其原岩是以火山岩为主的火山沉积混合类型，火山岩属玄武岩—安山岩—英安岩及流纹岩序列，成矿作用与这套火山岩系关系密切。为优地槽近海沟的产物。赤柏松铜镍矿则分布于本溪—浑江深断裂古隆起一侧。

②中条山铜矿是久已闻名于世的铜矿区之一。它位于中朝准地台中条隆起区。有两种类型的铜矿。一种是斑岩型，以铜矿峪为代表，这是我国发现的最老斑岩铜矿。它产于下元古界绛县群铜矿峪组变质火山岩层内。成矿母岩为变质石英斑岩、变石英二长斑岩、变次辉绿岩、次花斑辉绿岩、变次文象安山岩。围岩蚀变石英绢云母化、绿泥石化、钠长石化、硅化、黑云母化等。矿化为细脉浸染。金属矿物为黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿，磁铁矿、辉钼矿。金属硫化物硫同位素δS^{34}的变化区间为$-0.5\sim+5.2‰$（桂林冶金研究所）。此矿床在地矿所编写“斑岩铜矿”中认为铜矿峪是古地槽发展阶段与火山一次火山作用有关的一种斑岩铜矿，是介于黄铁矿型铜矿和斑岩型铜矿过渡型矿床。是受早元古界铜矿峪组火山沉积地层制约的。另一种类型为层控热液型，如篦子沟铜矿。

③霍各气、炭窑口、东升庙层控热液型铜矿，位于内蒙地轴北缘台褶带的西端。矿体赋存于中元古界渣尔泰群中下部地层中。含矿围岩主要为石英片岩、条带状炭质石英岩、硅化板岩及白云质灰岩。矿体呈似层状、透镜状、脉状。产状大致与地层一致，走向北东。铜矿一般富集于条带状炭质石英岩中，铅锌矿富集在炭质板岩中，围岩蚀变碳酸盐化、重晶石化、绢云母化、绿泥石化、透闪石化及透辉石化。矿区内没有发现较大的侵入体，但矿区的外围有印支期的花岗岩。有人认为是沉积变质后经中生代岩浆作用使其加富的，所以它有明显的热液蚀变。

除上述元古代的铜矿全分布于隆起区（成矿时为坳陷区）外，中生代的铜矿床都分布于地台的凹部分，或者隆起的边缘，深断裂的边部，也就是中生代构造运动比较强烈的部位。铜矿与中酸性小侵入体及次火山岩有关，形成斑岩型、矽卡岩型铜矿、铜钼矿及多金属矿床。如小寺沟斑岩铜钼矿位于燕山沉降带的次一级隆起与坳陷的交接地带，靠近坳陷一侧，是处在东西向向北东方向转折的部位。矿体赋存于花岗闪长斑岩与雾迷山组白云岩接触带，但矽卡岩并不发育，矿化可分三个带，由内向外：钼矿带（含铜）于接触带靠花岗闪长斑岩一侧；铜矿带（含钼）赋存于外接触带暗绿色透辉石蛇纹石化大理岩中；铅锌矿带位于远离接触带的白云岩裂隙中。围岩蚀变以绿泥石化，碳酸盐化为主。

据上述情况华北成矿省可以划分以下几个矿带。

（1）内蒙地轴北缘西段前寒武纪铜多金属成矿带。

（2）内蒙地轴东段前寒武纪铜成矿带。

（3）中条山隆起前寒武纪铜成矿带。

（4）燕辽燕山期铜成矿区。

（5）胶辽燕山期铜成矿区。

3.华南成矿省

构造上包括了扬子准地台、华南加里东褶皱带，东南沿海华力西褶皱带。铜矿主要分布于扬子准地台的东西两段及华南加里东褶皱带隆起边部以及深大断裂的附近。

扬子准地台的基底为元古代地槽沉积（昆阳群、会理群、板溪群等），经过晋宁运动使褶皱回返形成扬子准地台。在这段地壳演化历史时期内就有较老的铜矿形成，有赋存于昆阳群、会理群中的东川式层控热液型铜矿、会理群河口组变质火山岩系中拉拉厂海相火山岩型的铜矿、大红山群中海相火山岩型铜矿。扬子地台的盖层比较发育，据任纪舜等资料把盖层分为二套，一套震旦系至志留系，下段冰碛层，有些地区伴有火山岩，中段浅海相碳酸盐岩建造，上段为泥质页岩建造。第二套盖层泥盆系至中三迭统，下泥盆统为碎屑岩建

造，中、上泥盆统为碳酸盐岩建造。中、上石炭统及下二迭统为碳酸盐岩建造。有些地方缺失中、上石炭统。上二迭统广泛发育陆相—滨海相煤系，在康滇一带有大规模玄武岩喷发，三迭系为滨海—浅海泻湖相碳酸盐岩建造，晚三迭纪以来由于印支运动、燕山运动使地台活化，盖层发生了褶皱，并伴随有中酸性岩浆岩侵入（主要在长江中下游）。此期岩体与矿产关系密切。

扬子准地台中成矿时代最老的铜矿分布于康滇地轴。也是华南成矿域最老的铜矿分布区。康滇地轴位于扬子地台的西缘，其前古生代隆起区，古生代盖层薄，中生代发生了强烈的断陷。岩浆活动多期次，有晋宁期、华力西期，印支期及燕山期。此区成矿时代主要为前寒武。矿床类型有层控热液型东川式铜矿、海相火山岩型大红山铜矿、李伍铜矿、岩浆型的力马河铜镍矿等。

层控热液型、东川式汤丹等铜矿，分布在小江及绿汁江之间的隆起区。矿主要赋存于元古界昆阳群中。南北的层位有些变化，在康滇东部铜矿主要赋存于昆阳群落雪组的底部。南部铜矿主要赋存于绿汁江组，其层位相应的要高些。矿层往往产于由碎屑沉积到化学沉积过渡部位。矿体形态一般沿地层成层状和扁豆状，矿石矿物简单，主要为黄铜矿、黄铁矿。

大红山海相火山岩铜铁矿，矿床位于康滇地轴的南端，红河深断裂北侧。矿体赋存于元古界大红山群中，大红山群可以划分为下、中、上部三部分，下部以变钠质层凝灰岩、凝灰熔岩为主的海底喷发火山岩建造；中部含方柱石块状、条纹条带状白云石大理岩、层凝灰岩、石榴白云石绿泥片岩，向上过渡为略含火山物质的块状条纹条带状白云石大理岩。上部为条纹条带块状白云石大理岩和块状石英白云石大理岩与碳质板岩互层。铁矿主要产于火山岩的熔岩中，矿体与围岩呈过渡关系，铜矿主要产于下大理岩顶部，呈似层状、透镜状产出。矿石矿物有磁铁矿、赤铁矿、菱铁矿、黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿。拉拉厂铜矿赋存于元古界会理群河口组。此外有产于细碧角斑岩中的铜矿及二迭系玄武岩中的铜矿。

岩浆型铜矿都位于深断裂的边部，其成矿时代为华力西期。除上述铜矿外，中生代的铜矿以外生的含铜砂岩型为主，分布于盆地中。所以康滇地轴是我国的多旋回多期次成矿的地区。成矿时代以老的为主。矿床类型以层控热液型为主，其次以海相火山岩型为主。

在扬子准地台的东段长江中下游铜矿带和康滇地轴铜矿带明显不一。长江中下游铜矿带成矿时代为中生代，成因类型为斑岩型及矽卡岩型。康滇地轴于隆起区，而长江中下游为拗陷区。长江中下游是我国有名的产铜地区之一，它处于淮阳地盾及江南地轴之间的下扬子准地台褶皱带，它是在扬子准地台的基底上发展起来的拗陷带，拗陷带晚震旦纪或更早就已开始沉降，后期的构造运动又使拗陷带形成次一级的相对的隆起和拗陷，至燕山运动使长江中下游褶皱隆起，从早侏罗世开始出现了继承性的陆相盆地，特别是晚侏罗世，在原有的断陷盆地的基础上发育了一系列的火山岩盆地。铜矿多在拗陷带中的相对隆起区或相对拗陷的过渡带。岩浆岩发育，有印支期及燕山期岩浆岩，以中性及中酸性岩浆岩为主。铜矿与花岗闪长岩、石英闪长岩、二长花岗岩小侵入体关系密切，形成矽卡岩型、斑岩型为主的铜矿，成矿时代几乎都在105～155m·y·之间，其围岩多为石炭系、二迭系、三迭系灰岩。

在江南地轴东端南侧元古代浅变质岩系中有黑云母花岗岩斑岩小岩体侵入，形成闻名于全国的德兴斑岩铜矿，此外有热液型枫林铜钨矿。在江南古陆东段南缘的古生代拗陷带

与加里东褶皱带的过渡地区，也有各类型的铜矿分布，如天排山铜矿。区内地层以震旦系、寒武系、石炭系、二迭系地层为主，普遍混合岩化。主要含矿层位为石炭系、二迭系地层。在矿区南5～8km处有武夷山花岗岩，矽卡岩产于石炭二迭系碳酸盐岩中，矿与矽卡岩关系密切，除此以外硅化、绿泥石化、碳酸盐化。矿体呈似层状、透镜状、脉状。矿石金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿等。

从上述铜矿的分布情况可以看出扬子准地台东西两段铜矿特点不同，东段的铜矿是属于环太平洋成矿带的外带，成矿时代为中生代，多伴生钼矿，含金也较高。而康滇地轴受中生代构造运动影响要弱些。所以铜矿床多为中生代以前的内生铜矿。

华南成矿省中除扬子准地台上的铜矿带外，在华南加里东褶皱带上也有铜矿分布。铜矿主要分布于近隆起区的拗陷中及深大断裂的两侧。矿床类型为矽卡岩型、斑岩型及热液型。例如湘南粤北的大宝山多金属矿、金口岭矽卡岩型铜矿。沿吴川四会大断裂边部的天堂、石菉铜矿及云开隆起西北侧拗陷中与岩浆年明显关系的热液型铜矿。除隆起区外热液型钨锡矿床伴生有铜矿，一般规模较小。

华南成矿省的最东部构造为东南沿海华力西褶皱带，此褶皱带基底主要为前寒武系片岩、片麻岩、大理岩、石英岩，局部混合岩化，在西部有少量的泥盆系、石炭系、二迭系、地层呈零星出露。中生代以火山喷发为主，主要为钙碱性火山岩。晚侏罗世为强烈活动期，至早白垩世时逐渐减弱。侵入岩除浙江绍兴以南地区有雪峰期的石英闪长岩和在江山—绍兴断裂的两侧有少量老于燕山期侵入岩外，绝大部分为燕山期酸—中酸性花岗岩与花岗闪长岩，这些岩体与矿化关系密切。喜马拉雅期主要为小的基性岩。

此褶皱带的铜矿有元古代海相火山岩型西裘铜矿及与燕山期中酸性侵入体有关的钟腾斑岩型铜矿等。西裘铜矿为海相火山岩铜矿，矿体赋存于双溪坞群海相火山岩中，火山岩可分五个旋回（据王执均资料）①下部为结晶角斑岩，上部为酸性火山—沉积岩。②下部细碧岩及细碧角砾熔岩，中部石英角斑质碎屑熔岩及角斑岩，上部石英角斑质火山碎屑岩。③底部为变质砾岩，向上为角斑质角砾—集块熔岩，中部石英角斑质熔岩，上部为酸性火山碎屑岩。④凝灰砾岩，含砾凝灰岩、层凝灰岩、凝灰质砂岩，细砂岩。⑤底部凝灰质砾岩、细碧质熔岩、细碧质火山碎屑岩，向上为角斑质熔岩。5个旋回中，第①旋回与铜矿体关系密切。矿体呈脉状、透镜状，矿石金属矿物主要为黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、磁铁矿、方铅矿、矿石呈块状、细脉浸染状、条带状、角砾状。围岩蚀变绢云母化、硅化、重晶石化、绿泥石化等。

据上述情况将华南成矿省可以划分下列几个成矿带：

（1）康滇前寒武纪、华力西期铜成矿带。

（2）长江中下游燕山期铜成矿带。

（3）江南古陆东段南缘燕山期铜成矿带。

（4）钱塘江——袁水燕山期铜成矿带。

（5）湘南粤北燕山期铜成矿带。

（6）吴川——四会深断裂两侧燕山期铜成矿带。

（7）东南沿海北段燕山期铜成矿带。

滨太平洋成矿域内带。

属于全球性环太平洋成矿带的内带，在西太平洋其范围主要是岛弧带，是世界斑岩铜矿

的主要分布区之一，成矿时代为新生代。我国滨太平洋成矿域内带，指台湾褶皱系，据现有资料，省内最老的地层是大南澳变质岩，根据化石资料，这套地层是石炭二迭系，在变质岩系中有双变质带，可能是燕山期沿中国大陆边缘的毕乌夫带，变质年龄86m·y·（据地质图集资料）。喜马拉雅旋回以变质带为界，东部为优地槽褶皱带，西部为冒地槽褶皱带，铜矿主要分布在优地槽褶皱带中，有海相火山岩型铜矿、斑岩型铜矿及热液型铜矿。海相火山岩型铜矿（黄铁矿型铜矿）赋存于大南澳变质带绿色片岩中。矿床有铜山铜矿、铜门铜矿、东澳铜矿等。绿色片岩有绿泥石片岩、角闪石片岩、角闪岩、变辉绿岩及蛇纹岩组成，其上下都有石墨片岩及硅质片岩（石英岩、砂岩、燧石岩）层，其原岩是一套海相火山杂岩。矿体呈层状、似层状、透镜状。主要金属矿物为黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿。

热液型铜矿以金瓜石、瑞芳的金铜矿为代表，主要赋存于中新世早期的英安岩中及侵入体附近的钙质砂岩中，围岩蚀变有绿泥石化、高岭土化、明矾石化、硅化。主要金属矿物有自然金、硫砷铜矿、黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、辉锑矿等。

斑岩铜矿主要分布于台湾大纵谷的东侧，矿体赋存于中新世闪长岩及安山岩中，围岩蚀变青盘岩化、绢云母化、硅化、高岭土化。金属矿物主要为黄铜矿、黄铁矿。呈细脉浸染状。矿床有奇美、都銮山等。有用元素除铜外普遍含金比较高，这是岛孤带铜矿床的特点。成矿时代为新生代，奇美铜矿闪长岩钾氩法测定其年龄为9～14m·y·（方泰，1977）。

据地质背景及现有铜矿情况看，滨太平洋成矿域的内带是找斑岩铜矿及黄铁矿型铜矿有远景的地区。

（三）特提斯—喜马拉雅成矿域

特提斯—喜马拉雅成矿域位于我国西南部，构造上包括松潘—甘孜褶皱系、三江褶皱系、喀喇昆仑—唐古拉褶皱系、冈底斯—念青唐古拉褶皱系、喜马拉雅褶皱系。它是阿尔卑斯—喜马拉雅全球性成矿带的一部分。主体属中生代地槽褶皱带。经历了多旋回构造运动，所以构造、沉积建造、岩浆活动都相当复杂。此成矿域目前已发现的铜矿多在此区的东段，有斑岩型、矽卡岩型及岩浆型。成矿时代除少数中生代的铜矿外，大部分都为喜马拉雅期。按铜矿床分布与构造的关系可划分为玉树—义敦成矿带、乌丽—昂欠铜成矿带、哀牢山铜成矿带、雅鲁藏布江铜成矿带。

玉树—义敦铜成矿带：成矿带范围为印支褶皱带，寒武系至二迭系，以碳酸盐岩的地台相沉积为主，陈炳蔚认为这套地层可能是扬子准地台的古生界在西南部位的延伸，那么它的基底应是元古界。由于印支运动又使此区成为地槽区。此区三迭系地层为中基性、中酸性火山岩夹碳酸盐岩，同时有印支期酸性侵入岩侵入，铜矿与这期的小岩体及次火山岩关系密切。矿床类型有斑岩型、矽卡岩型及海相火山岩型，成矿期是印支期。

乌丽—昂欠成矿带和哀牢山成矿带是属于三江褶皱带中的两个铜矿带，是我国重要的斑岩铜矿带之一。乌丽—昂欠成矿带范围是昌都以东、贡觉以西地区。属于加里东褶皱带，基底为粤陶系、志留系的千枚岩、板岩夹碳酸盐岩；盖层中泥盆统—二迭系地层为连续沉积，三迭系地层、中、下三迭统缺失，上三迭统以角度不整合超覆在古生界地层之上。其岩性下部为红层，有砂岩、粉砂岩组成，在红层夹浅色层中含有不稳定含铜砂岩

层。向上为碳酸盐岩，顶部为含煤岩系。上三迭统地层是本区含铜花岗斑岩体的围岩。总之此区为加里东褶皱带，加里东运动使其褶皱回返。华力西运动表现为升降，印支运动使盖层发生褶皱，形成一些复向斜、复背斜。燕山运动以断陷运动为主，形成大小不等的盆地。喜马拉雅运动使盖层褶皱、断裂，并伴随中酸性岩、碱性岩浆岩的侵入和喷发，形成重要的斑岩铜的成矿期。

斑岩铜矿分布于夺盖拉复式向斜中次一级背斜轴部的倾伏端，并受大断裂的控制。此带五个斑岩铜矿其区域地质背景都相似，岩体为黑云母花岗斑岩、二长花岗斑岩小岩体，主要侵入于上三迭统地层中，个别侵入中三迭统地层中，黑云母花岗斑岩、二长花岗斑岩均明显具有巨斑状结构，斑晶成分主要为钾长石，基质成分为斜长石、钾长石、石英、角闪石、黑云母等组成。其岩石化学性质偏碱性，见表5-1。岩体及其围岩均遭受后期热液蚀变，形成以岩体为蚀变中心的面型蚀变，从内向外为钾化、硅化→石英绢云母化→青盘岩化（绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化）。其中玉龙铜矿除上述蚀变外，在岩体与碳酸盐岩接触带还发育了矽卡岩化。矿化与蚀变关系密切，蚀变强，分带好，矿化也较好。矿化主要在石英绢云母化带，呈细脉浸染状，玉龙铜矿在接触带还发育矽卡岩型块状富矿体及少量石英脉矿体。硫同位素$\delta S^{34}‰$值的变化范围窄，如玉龙铜矿为1.8～4.7（宁奇生等，1979），从硫同位素及岩体与矿化关系分析，成矿物质来源于上地幔及地壳下部。此带除斑岩铜矿外，还有热液型石英硫化物大脉型铜矿。

表 5-1　三江褶皱带北段主要铜矿床岩石化学成分

矿床名称	岩　石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O
玉龙	黑云母花岗斑岩	68.96	0.33	15.20	0.89	1.48	0.02	1.18	1.39	3.35	6.12	0.21	0.94
玉龙	二长花岗斑岩	68.23	0.33	15.51	1.11	1.52	0.04	1.12	2.54	3.54	4.72	0.19	0.62
莽总	黑云母二长花岗斑岩	69.77	0.38	13.20	2.69	0.86	0.04	1.06	1.09	1.83	4.80	0.15	
扎拉尕	黑云母花岗斑岩	70.57	0.27	15.63	0.31	1.20	0.03	0.88	0.50	4.32	5.42	0.15	
多霞松多	黑云母花岗斑岩	71.86	0.29	13.33	1.60	0.87	0.02	0.77	0.59	1.94	5.42	0.26	
马拉松多	黑云母二长花岗斑岩	71.54	0.31	13.46	1.02	0.96	0.02	0.96	0.95	2.83	5.22	0.12	

（据西藏一大队资料）

此成矿带总的特点：①所有的斑岩铜矿都位于小的背斜轴的倾伏端，并与深断裂、大断裂有关。②与矿化有关的都为中酸性小侵入体，偏碱性，K_2O往往高于Na_2O，岩体为浅成及超浅成（如玉龙铜矿），其中莽总岩体及岩体边缘有爆发角砾岩。个别小岩体有火山岩顶盖。③侵入体的围岩都为上三迭统紫红色砂岩、灰岩。岩体及围岩呈面型蚀变，蚀变及矿化均强。④此带铜矿的成矿时代为喜马拉雅期形成，见表5-2。

三江褶皱带南段哀牢山铜成矿带，铜矿有斑岩型、岩浆型。成矿时代斑岩型以喜马拉雅期为主，岩浆型白马寨铜矿成矿时代有燕山期、及华力西期两种意见。

表 5-2 乌丽—昂欠成矿带中成矿岩体同位素年龄值

岩体名称	岩石	测定矿物	测定方法	年龄值 (m·y·)	资料来源
玉龙	二长花岗斑岩	黑云母	锶锶法	41	中国地质科学院地质研究所
玉龙	二长花岗斑岩	钾长石	钾氩法	41	中国地质科学院地质研究所
莽总	黑云母花岗斑岩	钾长石	钾氩法	25	中国地质科学院地质研究所
扎拉尕	黑云母花岗斑岩	钾长石	钾氩法	34	中国地质科学院地质研究厂
马拉松多	二长花岗斑岩	钾长石	钾氩法	32.4、64.3	中国地质科学院矿床地质研究厂
纳日贡玛	黑云母花岗斑岩	钾长石	钾氩法	22、49.4	青海地质局

成矿域中另一个铜成矿带是沿雅鲁藏布江北岸呈东西向分布的雅鲁藏布江铜矿成矿带。沿江的南侧有大量的超基性岩分布，而在其北侧有大面积的花岗岩分布，其时代为晚燕山期。岩石为钙碱性系列。花岗岩带被认为板块缝合线消云带一侧，按板块观点，此区应是斑岩铜矿的有利成矿地区。目前仅见一些小矿点，研究程度较差。

三、我国铜矿床的成矿特点

1.铜矿床的分布与构造位置的关系：海相火山岩型铜矿是优地槽早期的产物，所以它分布在优地槽褶皱带中，我国的白银厂铜矿分布于祁连山优地槽褶皱带中，红透山火山岩型铜矿虽分布在稳定中朝准地台上，但它分布于古老的褶皱基底上，它的形成仍是优地槽早期的产物。所以在地台区它分布于基底出露的隆起区。岩浆型铜矿明显受深断裂控制，有的分布在两大构造单元的交界处两侧及地槽区、地台区的深断裂附近，多在隆起一侧。如赤柏松铜镍矿位于本溪—浑江深断裂的边部，力马河铜镍矿与绿汁江深断裂有关。在辉发河—古洞河深断裂的边部，有一系列的铜镍矿。再如著名的金川铜镍矿位于阿拉善地块与祁连褶皱带两大构造单元的接触带断裂带上。矽卡岩型及斑岩型铜矿在地台区主要分布于地台边缘凹陷带或隆起与拗陷的过渡带，在地槽区往往分布在地背斜隆起区的边缘深断裂附近。

2.各类铜矿与岩浆岩的关系：铜矿床与岩浆岩关系甚为密切，并明显的具有成矿专属性。从火成岩中铜的含量来看，超基性岩20ppm，玄武岩100ppm，闪长岩35ppm，花岗岩等20ppm（据维诺格拉多夫，1962）。铜元素主要富集于基性岩中。实际情况与火山岩中含铜量是相对应的，铜矿床主要与基性、中性、中酸性岩有关。有与基性、超基性岩有关的铜镍、铜钴等岩浆岩型铜矿床，与中酸性岩浆岩有关的斑岩型、矽卡岩型等铜矿床。与酸性岩有关的矿床中，铜只是伴生元素。

矿床金属组合与岩浆岩的关系也有一定的规律，与基性岩、超基性岩有关的铜镍、铜钴矿，与偏基性中性岩有关的岩浆岩形成铁铜矿。中偏酸性岩浆岩形成铜钼矿、铜铅锌矿，而偏酸性岩浆岩（SiO_2>70%）则形成钼铜矿，铜锡矿。

3.铜矿成矿时代：在地壳发展演化的过程中都有铜矿床的形成。我国从太古代至新生代都有铜矿床。但各种类型的铜矿床在地壳发展演化的过程中有发生、兴旺、衰亡的过

程，见图5-5。在三大成矿域中，主要成矿时代也各有不同，古亚洲成矿域，成矿时代主要为古生代（加里东期、华力西期）。滨太平洋成矿域内带以新生代为主（喜马拉雅期），外带以中生代为主（燕山期）。外带中也存在大量的前寒武纪铜矿，主要是中朝准地台及扬子地台，在外带的北部有晚古生代铜矿。特提斯—喜马拉雅成矿域以新生代（喜马拉雅期）为主，其次是中生代（印支期、燕山期）成矿。成矿时代之所以造成这样的分布格局，明显的与构造运动相关，古亚洲成矿域主要是古生代地槽褶皱区，而内生铜矿与各构造旋回中深断裂、火山活动、岩浆岩侵入有关，所以古亚洲成矿域中的铜矿成矿时代必然以古生代为主。而滨太平洋成矿域中生代构造运动是在已固结的褶皱系及地台的基础上又造成大量火山喷发、岩浆岩侵入，深大断裂和隆起拗陷的产生。在这样的情况下，成矿是多期的，有太古代、元古代，古生代、中生代铜矿。特提斯—喜马拉雅成矿域以中新生代成矿为主，也是与其构造有相应关系的。

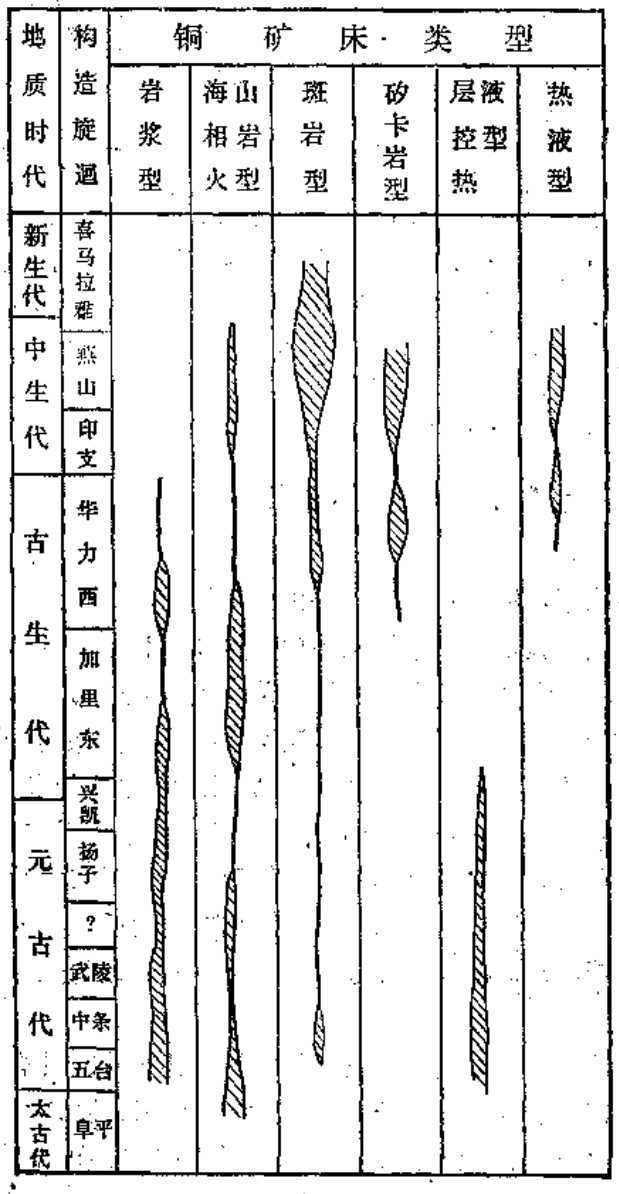


图 5-5 不同成因类型铜矿床与地壳发展演化关系示意图

Fig.5-5 Scheme Showing the relationships between various genetic types of copper deposits and the crustal evolution

从对铜矿的成矿时代统计来看，我国铜矿在元古代是重要的成矿期之一，有岩浆型、海相火山岩型、层控热液型。目前中朝准地台及扬子准地台都有分布，所以元古代地层

中找寻层控热液型铜矿，及在元古代变质火山岩中找寻火山岩型铜矿及斑岩型铜矿是值得注意的。

4.我国各类型铜矿床的硫同位素

国内外近几十年来开展了各种硫化矿床的硫同位素研究，积累了大量资料，有的以其不同值来判定不同类型的矿床成因，有的则持否定态度，但从搜集的资料来看，似乎确有些规律。我国各类型主要铜矿床的硫同位素见图5-6。

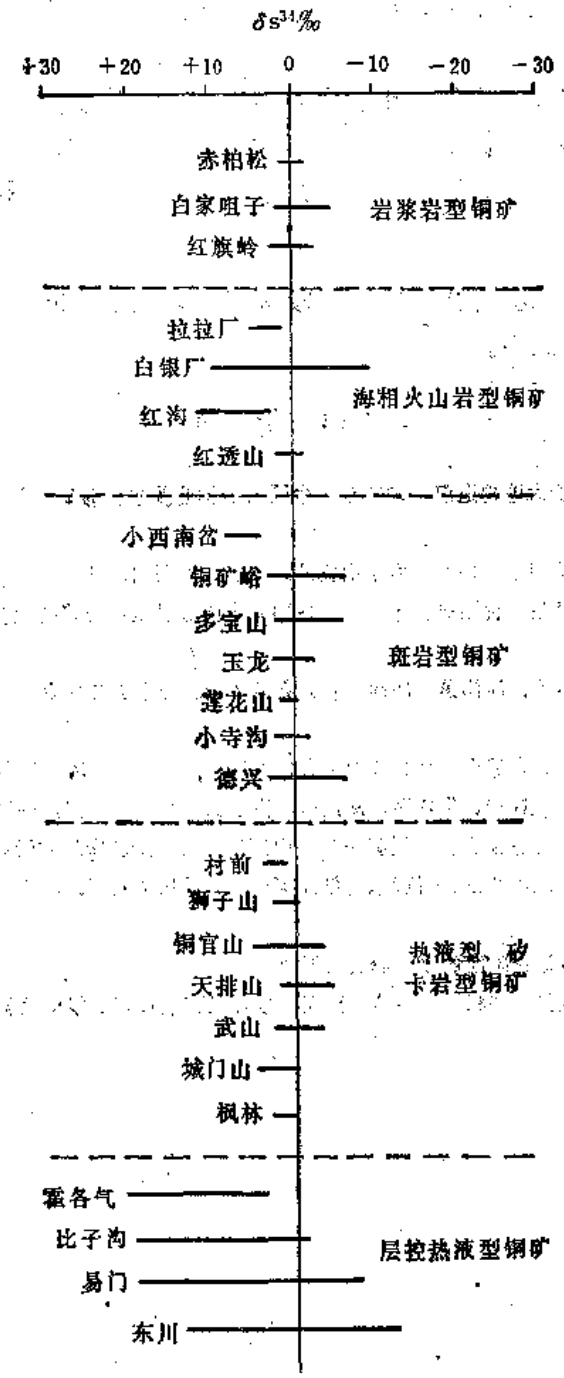


图 5-6 我国各类型铜矿床的硫同位素组成

Fig.5-6 Sulfur istopic composition from various types of copper deposits in China

（资料来源于有关地质队及研究所）

岩浆型、斑岩型、砂卡岩型的$\delta S^{34}‰$值变化范围多在+6～-6之间，与陨石硫的$\delta S^{34}‰$值相近。硫来源于地壳下部及上地幔，但由于各类型的成矿作用是一个复杂的过程，它除了起主导作用的火成作用外，其围岩还是起一定作用，所以$\delta S^{34}‰$值比陨石$\delta S^{34}‰$范围要宽。外生硫是存在的。

层控热液铜矿的硫同位素组成与上述类型明显不一样，$\delta S^{34}‰$值在+25～-12之间，它的变化范围宽，也反过来证明这类型矿床的成因和上述类型确不相同，也和$\delta S^{34}‰$以负值为主变化范围宽的砂岩铜矿不同。从地质条件分析，此类铜矿成矿是多期的，物质来源是多源的。

构造上的多旋回，使铜矿成矿作用也发生多旋回，如康滇地轴上铜矿成矿时代元古代有火山岩型铜矿、层控热液型铜矿，至华力西期有岩浆型铜矿，火山岩型铜矿（二迭系玄武岩中的铜矿）。中生代有砂岩铜矿存在。几乎每个构造期都有铜矿床的形成。当然这与区域地球化学场有关。

撰写本文除参考了已注明的文献外，还参考了很多未公开发表的资料。插图由王友松帮助清绘，在此一并表示感谢。

参 考 文 献

[1] 中国地质科学院地矿所大地构造组 1978年《中国大地构造基本轮廓》 国际交流地质学会论文集（1）地质出版社

[2] 《中条山铜矿地质》编写组 1978《中条山铜矿地质》 地质出版社

[3] 宁奇生、李永森、刘兰笙、付国民、张江澄 1978《中国斑岩铜(钼)矿的主要特征及分布规律》 地质论评第25卷第2期

[4] 宁奇生、李永森、刘兰笙、周伟勤 1978《青藏高原东部斑岩铜矿及其成矿构造背景》 地质论评第25卷第4期

[5] 任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余 1980《中国大地构造及其演化》 科学出版社

[6] 朱训、黄崇轲、芮宋瑞、周耀华、朱贤甲、胡淙声、梅占魁 1983 《德兴斑岩铜矿》 地质出版社

[7] 宋叔和 1982 《黄铁矿型铜和多金属矿床》 中国地质科学院矿床地质研究所所刊第3号（总第5号）

[8] 陈炳蔚 1983 《昌都地区怒江、澜沧江、金沙江流域地槽发展的若干问题》 青藏高原地质文集12 地质出版社

[9] 章午生 1981 《德尔尼铜矿地质》 地质出版社

[10] 郭文魁、俞志杰、刘兰笙 1982 《中国东部成矿域和成矿期及其区域地质背景》 中国地质科学院地质研究所所刊 第5号

THE GEOLOGICAL SETTINGS OF METALLOGENESSES OF MAIN TYPES OF ENDOGENIC COPPER DEPOSITS IN CHINA AND THEIR REGIONAL DISTRIBUTION REGULARITY

Liu Lansheng

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

This paper is a summary of the Cu deposits plotted on the Metallogenic map of endogenic ore deposits of China.

On the map, Cu deposits are divided into six genetic types, i.e., magmatic, marine-volcanic, porphyry, skarn, hydrothermal, and stratabound hydrothermal, which are distributed in three metallogenic megaprovinces, that is, the pal-Asian, MarginalPacific (inner and outer zones), and Tethys-Himalayan,

Each genetic type of Cu deposits is confined to a certain tectonic unit. For example, the Cu deposits of marine-volcanic type tend to occur in fold belts of eugeosynclines; and in stable massifs, they are observed at the outcrops of older folded basements, whereas the Cu deposits of magmatic type are obviously controlled by the fractures and are located at the boundary of two major tectonic units or near deep-seated faults in geosynclinal areas. Within platforms Cu deposits of the skarn and porphyry types are mainly distributed in the marginal depressions, or the transitional belts between uplift and depression areas, but in geosynclines, they are often found on the margin of uplifted geoanticlinal area or near the deepseated faults.

Cu deposits are closely associated with magmatic rocks, and are characterized by the metallogenitic specialization of magma. For example, Cu-Ni and Cu-Co ores are related to basic-ultrabasic rocks, Fe-Cu to subalkaline intermediate-basic rocks, Cu-Mo and Cu-Pb-Zn to intermediate-acid rocks, Mo-Cu and Cu-Sn to acid (more interme-

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.

diate) rocks, etc.

Cu deposits have been formed throughout the crustal evolution history from Archaean to Cenozoic. But each type of the Cu deposits has undergone three stages of development, *i.e. origin*, flourishing and falling. Metallogenic epochs are controlled by tectonic movements in the three metallogenic megaprovinces. For instance, the Paleozoic mineral deposits are mainly fou in the Pal-Asian, the Mesozoic mineral deposits, in the marginal Pacific, and Cenozoic mineral deposits, in the Himalayan megaprovince.

The $\delta S^{34}‰$ values of Cu deposits of magmatic, marine volcanic, porphyry, and skarn types are of rather narrow range close to that of meteorite, which is equal to zero. The oreforming material comes mainly from the lower crust and upper mantle, but it cann't be excluded that some of deposits are of upper-crust origin. As for Cu deposits of stratabound hydrothermal type, the sulfur isotopic values are obviously different from those stated above, the $\delta S^{34}‰$ values ranging from +25 to −5.

There are not only polycyclic orogenies but also polycyclic metallogenises. For example, in the Kam-Yunnan Axis, the marinevolcanic and stratabound hydrothermal Cu-deposits were formed in Proterozoic, those of the magmatic type in Variscan, and those of the sandstone type in Mesozoic. Cu-deposits occurred almost in every tectonic epoch, and only the types of mineralization are changeable in a close relation with the regional geochemical field.