

# 大型斑岩铜矿成矿的深部构造岩浆活动背景

赵文津

(中国地质科学院, 北京 100037)

**摘要:**笔者以深部地球物理探测结果为基础,将地球物理与地质、地球化学资料结合起来分析了南美稳态的洋陆俯冲体制下安第斯斑岩铜矿带、藏南不稳态的陆陆碰撞体制下冈底斯斑岩铜矿带和不稳态的陆岛陆碰撞体制下三江地区的玉龙斑岩铜矿带渐新世以来深部成矿的构造岩浆活动背景条件,总结归纳出 6 条成矿的基本条件:(1)要有上地幔来源的高温岩浆热液的大量供给;(2)要有区域性铜的萃取来源;(3)要有上地壳的部分熔融层或岩浆房,以提供含铜热液的循环沉淀条件;(4)地壳上层构造体系中的张性断裂,以供岩浆热液的就位;(5)围岩的化学性质对矿质沉淀是重要的;(6)构造的相对稳态期,为矿质大量沉淀积累创造条件。在不稳态体制下要寻找相对稳态的时段。陆陆碰撞体制与洋陆俯冲体制下成矿作用的主要不同之处是构造的不稳态期长、陆壳加厚与构造复杂化,岩石层碎裂发育机制等。提出了冈底斯带的新的找矿远景地带。

**关键词:**安第斯成矿带;冈底斯带;斑岩铜矿;部分熔融体

**中图分类号:** P618.41      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1000-3657(2007)02-0179-27

冈底斯山处于西藏腹心地带,已先后发现有大量矿产,驱龙斑岩型铜矿(位于拉萨以东)和罗布莎铬铁矿(位于图 1 东南角的曲松县)都是大型的,成为西藏未来发展的起点,而区域深部地质构造背景研究则是扩大矿产资源的工作基础(图 1)。

西藏冈底斯斑岩铜矿带的成矿作用是在洋陆俯冲基础上实现的陆陆碰撞条件下形成的大型斑岩铜矿带,研究陆陆碰撞条件下成矿作用,需要对洋陆俯冲条件下的成矿情况加以分析。南美安第斯山大型超大型斑岩铜矿是在 Nazca 大洋板块(岩石层)向南美大陆岩石层下持续地俯冲条件下成矿的,冈底斯斑岩铜矿带则是新特提斯洋的岩石层向欧亚大陆岩石层下俯冲并导致新特提斯洋闭合后,印度大陆与欧亚大陆发生了碰撞,在随后持续的挤压条件下,产生了一系列的大型构造作用及成矿作用。

为了弄清楚冈底斯带的成矿作用,需要:一是弄清楚前一个构造阶段的成矿作用,特别要注意是否形成和保存了大型斑岩铜矿;二是要研究陆-陆碰撞条件下发生的构造岩浆活动,这些构造岩浆活动,既对前一构造阶段的矿床起了作用,或强化、或弱化,又产生了新的成矿作用。这是两种典型的构造岩浆活动与成矿作用,查明其规律有利于认识其他同类矿床的形成。侯增谦等研究冈底斯斑岩铜矿带成矿作用,提出了“大陆型斑岩铜矿模型”。笔者在中国地质调查局的支

持下也开展了西藏腹心地带的成矿作用研究,取得了一些认识,本文将结合多年 INDEPTH 调查结果对此问题进行了探索,并和侯增谦等同行商榷,不当之处欢迎读者赐教。

## 1 对南美安第斯大型斑岩铜矿带成矿的基本认识

按文献[2,3],它是太平洋中的 Nazca 板块以 8.4 cm/a 的速度由西向东俯冲到南美板块之下,先是俯冲到 100 km 深度后,然后再南北分成 3 段以不同的俯冲倾角继续下插。安第斯斑岩铜矿带产于这一俯冲的地幔增生楔范围内。矿带也是由西向东,南北向成带地分布,铜矿带靠俯冲海沟为白垩纪的(100 Ma),向东依次为古新世(60~50 Ma)、晚始新世—渐新世(40~30 Ma)、渐新世—中新世(20~10 Ma),再到晚中新世—上新世(图 2)。这种情况表明,成矿作用是随着大洋的持续俯冲而依次地产生。大洋地幔岩石圈(以后简称大洋岩石层)持续地向大陆俯冲,钙碱系列岩浆和热液不断产生,铜元素也就不不断地被萃取和集中沉淀形成矿藏。但是铜元素被浸出并形成一定规模的矿石堆积需要多少时间才能达到成矿规模,还没有一个确定的说法。从安第斯带看,可能要 10~20 Ma 才能形成一定规模的矿物堆积,超大型矿石堆积是在 5~4 Ma 以来形成的,这可能表明超大型矿物堆积不仅仅是

收稿日期:2007-01-10;改回日期:2007-02-28

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(200313000062)资助。

作者简介:赵文津,男,1931 年生,研究员,中国工程院院士,从事勘探地球物理和深部探测研究;E-mail:Zhaowj@cae.cn。

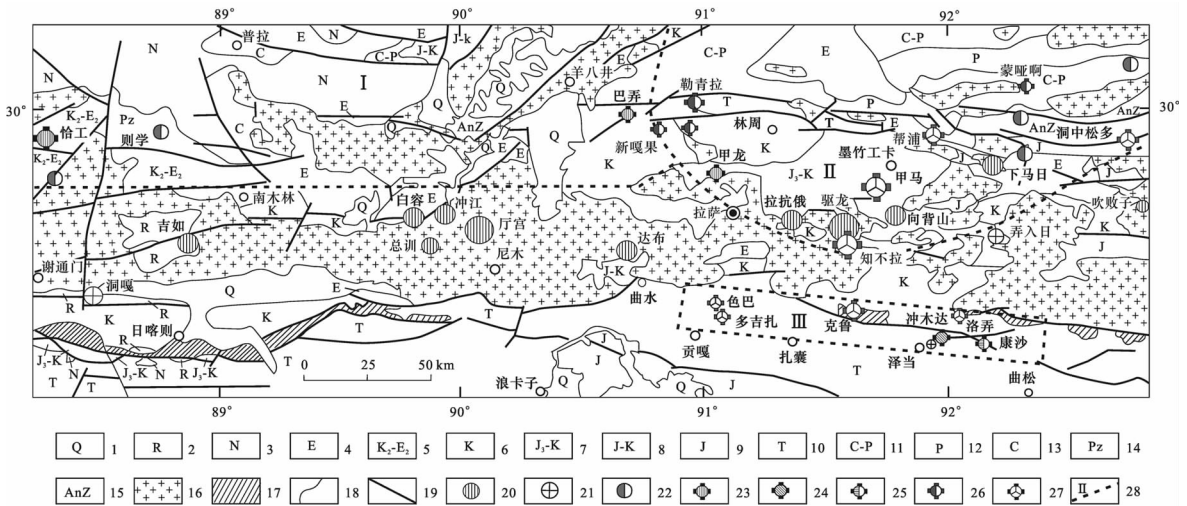


图1 西藏冈底斯东段地质及矽卡岩矿床分布图<sup>[1]</sup>  
(地质底图据郑有业等, 2002, 略有修改)

- 1—第四系; 2—新近—古近系(未分); 3—新近系; 4—古近系; 5—上白垩统—始新统; 6—白垩系; 7—上侏罗统—白垩系; 8—侏罗系—白垩系(未分); 9—侏罗系; 10—三叠系; 11—石炭系—二叠系; 12—二叠系; 13—石炭系; 14—古生界; 15—前震旦系; 16—燕山期—喜马拉雅期花岗岩类侵入岩; 17—蛇绿混杂岩; 18—地质界线; 19—断层; 20—斑岩型铜矿; 21—热液型金矿; 22—热液型铅锌矿; 23—矽卡岩型铁矿; 24—矽卡岩型铜矿; 25—矽卡岩型铁铜矿; 26—矽卡岩型铅—锌(银)多金属矿; 27—矽卡岩型铜—金(钼—铅—锌)多金属矿; 28—次级矿带分区界线及编号; I—拉萨—谢通门矿带; II—甲马—林周矿化集中区; III—项嘎—扎囊—泽当矿带

Fig.1 Geological map showing the distribution of skarn deposits in east-central Gangdise, Tibet<sup>[1]</sup>  
(the geological base map modified from Zheng Youye et al., 2002)

- 1-Quaternary; 2-Neogene-Paleogene (undivided); 3-Neogene; 4-Paleogene; 5-Eocene-Upper Cretaceous; 6-Cretaceous; 7-Upper Jurassic-Cretaceous; 8-Jurassic-Cretaceous (undivided); 9-Jurassic; 10-Triassic; 11-Carboniferous-Permian; 12-Permian; 13-Carboniferous; 14-Paleozoic; 15-Pre-Sinian; 16-Yanshanian-Himalayan granitic intrusion; 17-Ophiolitic mélange; 18-Geological boundary; 19-Fault; 20-Porphry copper deposit; 21-Hydrothermal lead-zinc deposit; 22-Hydrothermal lead-zinc deposit; 23-Skarn iron deposit; 24-Skarn copper deposit; 25-Skarn iron-copper deposit; 26-Skarn lead-zinc(-silver) polymetallic deposit; 27-Skarn copper-gold (-molybdenum-lead-zinc) deposit; 28-Boundary of secondary ore belts and their serial number. I-Lhasa-Xietongmen ore belt; II-Jiama-Lhünzhub mineralization assemblage; III-Gongga-Zhanang-Zedang ore belt

要经历长时间而且还要经过多阶段的萃取和堆积时间的。但是这并不是说成矿越新，成矿规模越大，丘基卡马塔(Chuquicamata)成矿的时间为 34~31 Ma，规模也达到了 7 500 万 t。Francisco<sup>[3]</sup>强调岩浆弧的偏移是与俯冲岩石层俯冲汇聚速度和俯冲角度变化的瞬态周期可对比。

1.1 据 Richards<sup>[4]</sup>分析得到的成矿基本条件

(1)正常的钙碱系列弧岩浆具有形成斑岩铜矿的潜力(即它本质上是“富铜”的)。这是由于它有相对高的氧化态,高的 H<sub>2</sub>O、Cl 和 S 含量,而岩浆的金属含量并不要求必须存在铜元素异常富集的情况。

(2)到达上地壳的岩浆热液的通量要很大,能保证充分的岩浆热液的供应量,以便长期维持住一个体积 ≥100 km<sup>3</sup> 的岩浆房,使得岩浆热液流体能萃取足够数量的 Cu 及 S。这就要求这一岩浆热液系统应与这一俯冲带地幔楔相连接或称植根于地幔楔内,在地幔楔的下部壳/幔部位应发生着广泛的下地壳熔融与同化(即 MASH 带)。

(3)认为压缩构造体制有利于形成这种岩浆熔体。在挤压应力变为松弛状况时允许大体积的岩浆可由浮力作用通

过地壳内先存的构造弱化带而大量地上涌到上地壳,如压扭性粗糙面上的空间大,走滑断裂系中的 Step-overs 处都能提供流体集中和就位理想条件。

(4)上地壳岩浆房内应有一个钟状体(一般深度为 ≤2 km),这样便于富含气泡的上浮岩浆从大于 5 km 深处上升和进入其中实现对流循环,并将其中的挥发物释放到上覆的斑岩熔岩壳内,这样就能够将金属与岩浆分开,并出溶到热液流体内,再集中在斑岩熔岩壳内,经过冷却及与围岩作用后金属沉淀下来(图 3)。Francisco<sup>[3]</sup>则认为南部的 3 个超大型铜矿都是产于爆破角砾岩筒内。

(5)Charles et al<sup>[5]</sup>强调 Nazca 板块沿南北分段,当俯冲段俯冲倾角变陡的地段会出现大型铜矿(图 3)<sup>[5]</sup>。在中部地段,大洋岩石层向东以约 10°倾角平缓地俯冲到 150 km 深度,这一地段尚未发现有铜矿形成,而在其南部和北部地段俯冲倾角变陡后(估算倾角变为 30°以上),其上部便集中出现火山和斑岩铜矿床 Francisco<sup>[3]</sup>解释为俯冲角加大后俯冲下去的地幔岩石层熔融加多,而增加了镁铁质岩浆的供应,矿质也就增加了。这一俯冲倾角变化是来自文献[6],其使用的是天然

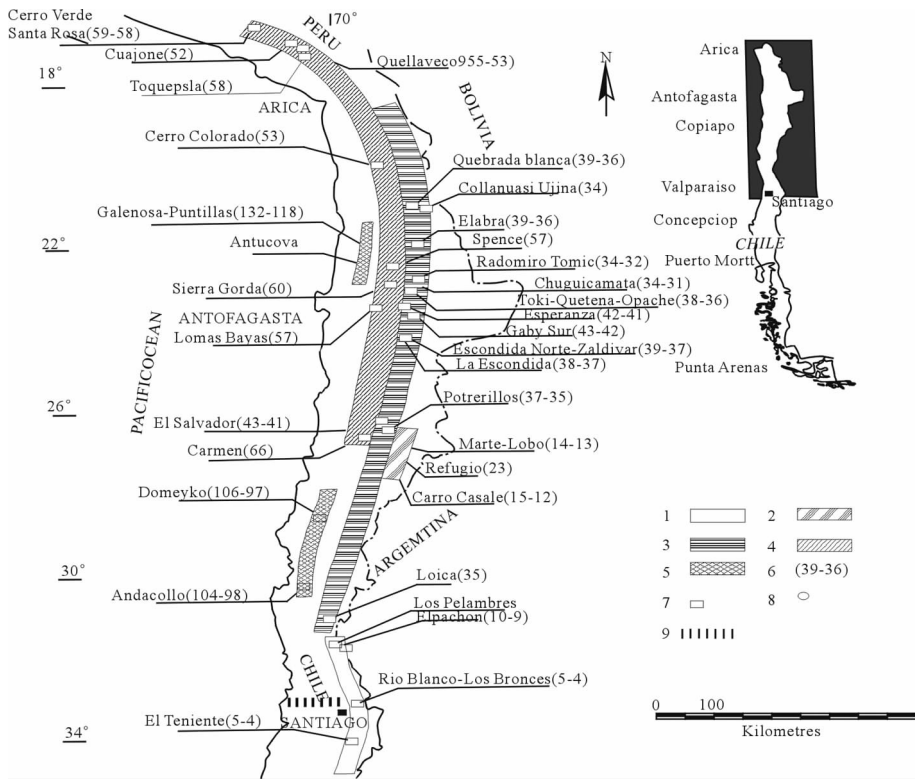


图 2 智利斑岩铜矿床斑岩金矿床分布图<sup>[3]</sup>

Fig.2 Distribution of porphyry copper deposits and porphyry gold deposits in Chile<sup>[3]</sup>

1—Late Miocene to Pliocene; 2—Early to Middle Miocene; 3—Late Eocene to Oligocene;  
 4—Paleocene to Early Oligocene; 5—Cretaceous; 6—Approximate mineralization; 7—Porphyry Cu deposit;  
 8—Porphyry Au deposit; 9—First-order boundary between tectonic segments

地震震源深度的精确定位数据,但是从下面引用的天然地震转换波、层析成像方法的结果看,还得出这两个数值。

Richards 给出了下面的成矿模式图,见图 4<sup>[4]</sup>和图 5<sup>[4]</sup>。

### 1.2 Richards 模式(图 4,5)中值得商榷之处

(1)关于大洋岩石层向大陆岩石层下俯冲地带的深部结构。西部大洋岩石层的厚度可达 70 km,东部大陆岩石层的厚度约为 40 km。中间为构造楔,其下没有画出大陆岩石层,而是高温的上地幔低速层(即图上标为软流圈)直接与大陆的下地壳相接触,对下地壳直接加热。应当说,在这一地带两大岩石层发生俯冲作用,会使双方发生强烈变形,可能大陆岩石层会因大洋岩石层俯冲挤压摩擦而产生大量的裂隙和断裂,成为地幔低速层物质热流的上升通道,并与大陆的下地壳或大洋下地壳物质直接发生作用和混熔,形成壳/幔熔融带,它与 MASH 带相当,但是图上画的 MASH 带则位于东边的壳/幔界面处,深度为 50~60 km(按照下面地球物理探测的结果)。为什么还要另外出现一条单独的上升通道呢?两者应是一个统一的断裂系统。

(2)沿俯冲板块表层的下降流应不会出现,即使局部出现,规模也不会大。因为地幔楔的底部由于两大岩石层的相互摩擦会产生大量的热,而上升的高温低速层物质难以被冷却形成高密度流而沿大洋岩石层顶界面向下流动。相反,在

大陆岩石层与俯冲的大洋岩石层之间的楔体部位的低速层物质则因俯冲下来的巨厚的大洋岩石层挤压而会形成向上涌出的上升流。

(3)新的钙碱系列岩浆的主要来源问题 Richards 说“钙碱弧岩浆相信是由俯冲的大洋板块之上的软流圈地幔楔内初始熔融产生的。”这是强调了俯冲下去的大洋岩石层之上的软流圈的熔融,它应当是指大陆岩石层下的低速层部分;但是作者又认为“要大洋壳俯冲到 100 km 以下,洋壳(也是玄武岩成分)相变成榴辉岩后,再经低速层加热分解,形成钙碱性岩浆系列和热流体”,这两种情况是不同的,至少作者没有说清楚熔融的主要对象是什么。Francisco<sup>[4]</sup>则强调俯冲下去的岩石层的熔融对增加上升岩浆的镁铁质岩浆的量十分重要,它与大矿形成有关。笔者认为热能既然主要是来自上地幔高温低速层,它既可直接对以玄武质为主的大洋地壳或大陆的下地壳加热,又可以提供镁铁质岩浆,这种方式参与成矿岩浆的循环将是最直接的。同样,强调形成玄武岩底垫后造成升温也是不合理的。因为上升的热岩浆冷却后会使得玄武质岩浆结晶形成玄武岩的底垫,这将阻碍下面热岩浆的再上升,从而破坏了岩浆热液循环系统。再说大陆下地壳或是洋壳本身就是以玄武质为主,大陆的上地壳则是以硅铝质为主,上升的热岩浆可以在一路上升的过程中与上地壳和下地



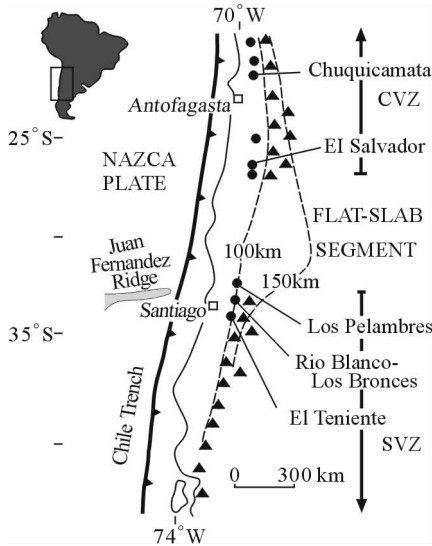


图3 中智利安第斯3个巨型晚中新世和上新世铜矿床的位置图<sup>[2]</sup>

这些矿床产于胡安—费尔南德斯脊俯冲地点的东部,它标出了安第斯平缓板片地段的边界,其俯冲角度是很小的。如俯冲板上界面100 km和150 km深度所指出的那样(短划线),在南部活火山带(SVZ)(三角形)之下俯冲角度更陡一些。图上也显示了中央火山带(CVZ)的位置和一些晚始新世和早古新世铜矿床

Fig.3 Location map of three giant late Miocene and Pliocene Cu deposits in the Andes of central Chile<sup>[2]</sup>

These deposits occur just east of the locus of subduction of the Juan Fernandez Ridge. This locus also marks the boundary between the Andean flat-slab segment, below which the subduction angle is very low, as indicated by the 100 and 150 km depths (dashed lines) to the upper boundary of the subducted slab. Below the Southern Volcanic Zone (SVZ) of active volcanoes (triangles), the subduction angle is steeper. The figure also shows the location of the Central Volcanic Zone (CVZ) and some of the late Eocene and early Oligocene Cu deposits in northern Chile

壳不同的物质发生混染。

(4)关于图4中标出的上地壳岩基。图4中标出一条600°C的等温线,600°C是湿花岗岩熔融的温度。但是图5中标明它位于结晶基底的界面处,深度为5 km,为中性浮力区。实际上这两个条件并不是统一的,中性浮力区不一定是5 km深度。

1.3 下面结合地球物理探测结果来探讨若干问题

图6是沿21°S所作的广角地震速度结构剖面<sup>[3]</sup>,图7是利用天然地震所求得的地幔增生楔的剖面图<sup>[3]</sup>,这些工作是1995年德国柏林自由大学、GFZ和智利大学联合研究所做。

(1)8.0~8.2 km/s速度界面(图6)代表了大洋与大陆的地幔岩石层顶界面,即莫霍面,68.5°E以西的洋陆交界地带及增生楔下面,都可以断续追踪,而在68.5°E~66.5°E的深部没有发现这一高速界面,但是存在天然地震的转换界面(图7),作者推测它应为岩石层存在的标志。相反,在66.5°E以东,包括东科迪勒拉在内的地段,都能很好地追踪到莫霍界面。Flueh<sup>[3]</sup>给出了另外两条从海域延伸到大陆的反射和折射地震剖面的结果,可以将莫霍面向西追踪到大洋,不过这一界面

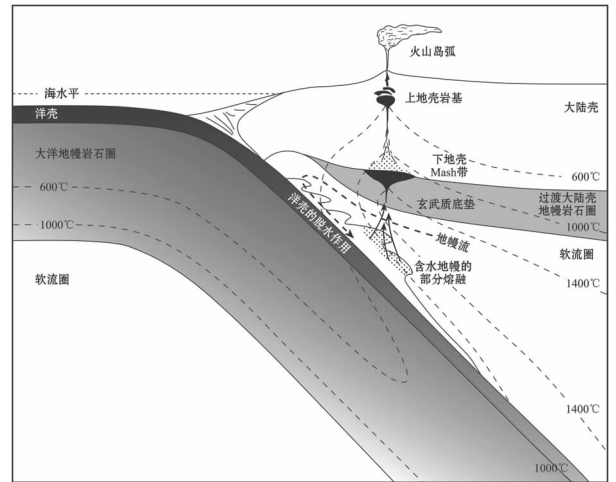


图4 俯冲带和大陆弧内的结构和地质作用

(据 Winter, 2001 和 Richarde, 2003a)

主要的弧岩浆是由交代的地幔楔部分熔融所产生的。随着在大的下地壳席状岩床内的均一化(MASH过程),这些镁铁质岩浆储集在上覆地壳的底部并遭受地壳的熔融和同化作用,在演化成稀释的组分后中性成分的岩浆上涌到上地壳。

其中20%的岩浆可以喷发到地表

Fig.4 Structure and processes in a subduction zone and continental arc

(modified from Winter, 2001; Richards, 2003a)

The primary arc magma originates by partial melting of the metasomatized mantle wedge. These mafic magmas are accumulated at the base of the overlying crust and undergo crustal melting and assimilation with homogenization in large lower crustal sheeted sills (MASH process). After evolution to the less dense composition, intermediate magmas rise to the upper crustal levels, of which 20% are probably erupted at the surface

的垂直反射波和广角反射波都不强。图中莫霍界面可追踪的深度为50 km。

(2)从地震波速度结构图上看不出俯冲下的大洋岩石圈上面附有一层洋壳的显示,但作者画出了这一层;Flueh<sup>[3]</sup>给出了Nazca板块的大洋壳可以分成两层,上层2 km厚,地震波速度为4.5~6.0 km/s;下层4 km厚,地震波速度为6.4~6.8 km/s。但是在18~20 km深度处大洋壳与大陆下地壳地震波速度都在6.7 km/s以上,两者难以从速度上加以区别,更不能确定大洋壳已俯冲到深部的事实。

(3)上部小于6.4 km/s的速度层,作者解释为前弧的大陆地壳板片;对地幔楔(68°E以西)深部30 km以下的6.4 km/s低速层解释为含水的(hydrated)地幔楔,此低速层向东扩展,形成西-东科迪勒拉之间(69~65°W)下地壳低速层,厚度可达20~30 km,速度为6.2~6.4 km/s,这是剖面上最突出的特征,与地质学家推测下地壳发育的MASH带的层位相当,但是两者在位置、尺度和形状上都有所不同(笔者注:大地电磁法结果清楚地显示其为一块高导电性区,佐证了这一推测),低速层向下伸展到60 km深,即变为高速的地幔岩石层。

(4)作者依据天然地震震源分布的深度推测Nazca板块俯冲伸展可到达120 km深度以下(图7)。这是有一定依据



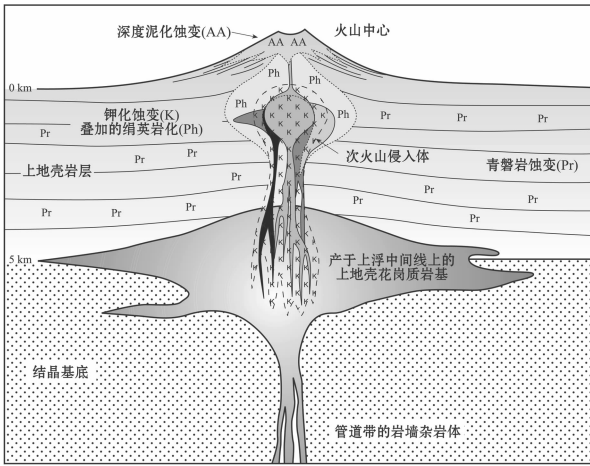


图 5 切过一个形成斑岩铜矿的火山深成岩系统的剖面概要图 (Richards, 2003)

储集在一个上地壳密度或者是流变性隔层 (LNB=中性浮力水平) 之后, 中性成分的岩浆继续演化并注入到浅处(一些岩浆可以喷出)。富集气泡的岩浆进入岩钟带, 并释放出挥发分, 产生钾交代。当这些流体冷却时, 它们不断地堆积金属硫化物矿物, 交代后变成水解性的(绢英化; Ph), 强烈的水解(变成泥岩化)可以发展到近地表。由于加了热的地下水对流循环使围岩有了青磐岩化(Pr)

Fig.5 Schematic cross-section through a volcano-plutonic system of the formation of porphyry Cu deposits (modified from Richards, 2003a)

After pooling at an upper crustal density or rheological barrier (LNB=level of neutral buoyancy), intermediate magmas continue to evolve and inject into shallow levels (some magma may erupt). Magmas rich in bubbles enter into the cupola zone where it releases volatiles, with resultant potassic (K) alteration. As these fluids cool, they progressively deposit metal sulfide minerals and become hydrolytic (phyllic: Ph) after alteration. Intense hydrolytic (advanced argillic: AA) alteration may develop near the surface. Propylitic alteration (Pr) is developed in the surrounding country rocks by the convective circulation of heated groundwater

的。但是,大洋岩石层俯冲到达 120 km, 不一定能将大洋壳带到这个深部, 并实现相变为榴辉岩的假设要求; 同时, 俯冲下去的大洋岩石层由于天然地震震源点集中, 表明它可能是裂碎的, 而不是作者所标示的那样为完整的岩石层; 裂碎的岩石层应当更易被地幔软流圈所熔融。

(5) 在 69~67°E 的大陆岩石层范围内, 未发现天然地震的震源点, 可能是因为它刚性降低了, 或者是大陆岩石层断落到了深层。从重力结果和层析成像结果看, 60 km 下还是存在着岩石层(速度高、密度大); 图上 67.5°E 下面有一低速带, 作者推测为下降的大陆岩石层, 这是有问题的。因为如是岩石层则应为高速体, 否则就应为碎裂的岩石层, 更可能的是, 它是上涌的上地幔低速层物质。从地幔物质循环讲, 巨厚的大洋岩石层插入到上地幔的低速层内必然会使上地幔低速层的物质受到更大的挤压, 从而促使低速层物质找出路, 而通过上覆岩石层的裂隙向上涌出, 则是一条现实的途径。

(6) 对剖面东部的 6.8 km/s 速度界面, 作者解释为存在双层基底(Basement), 上层为东科迪勒拉外来基底, 下层为外来的巴西地盾的基底。与 8.2 km/s 代表的莫霍界面之间存在一个速度为 6.2 km/s 低速界面。

(7) 笔者认为西科迪勒拉与海岸带之间地壳厚度增加到 60 km 以上, 其中的下地壳都为含水的, 上面覆盖有大陆性质的弧前上地壳。这一地壳结构表明增厚机制应有 2 个: 一是大洋地壳直接挤入大陆的下地壳, 因为大洋地壳比大陆的地壳温度相对要低, 刚性要强一些, 再有海水起润滑作用; 二是, 增生楔内部通过深部岩浆上涌而形成的垂直增生。

(8) 笔者认为西-东科迪勒拉的底部, 局部地段莫霍界面速度为 8.1~8.2 km/s (Pm 或 Ph 值), 而在铜矿带之下并未出现莫霍界面反射, 可能表明其下面构造岩浆活动复杂而造成

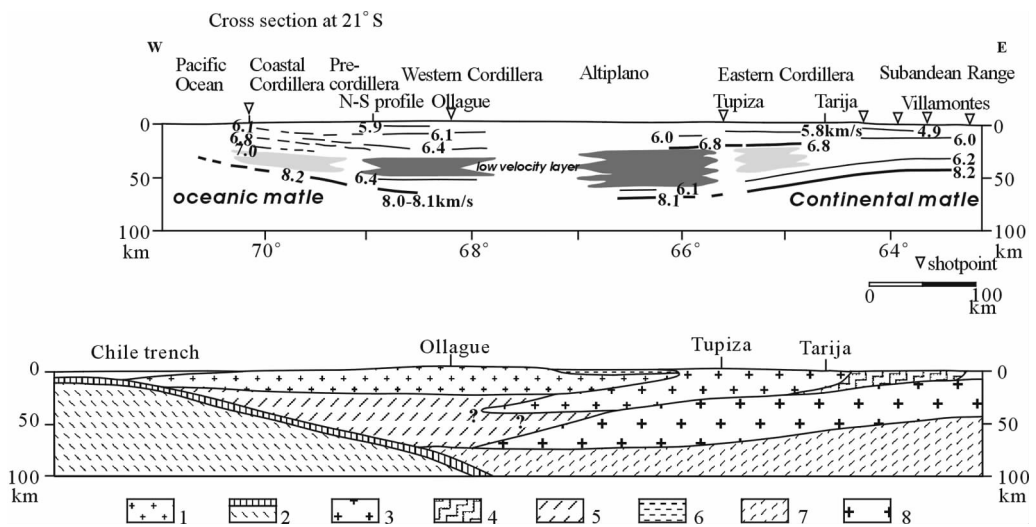


图 6 沿 21°S 的地壳速度结构剖面(上图)及 Giese 等所作的地质解释(下图)<sup>[5]</sup>

Fig.6 Abbildung 2.13. Krustenschnitt bei 21°S mit der Lage der seismischen Diskontinuitäten (oben) und der Interpretation der erfaßten Krustenbereiche (unten) (Giese et al., 1995)

1-Continental crust of the fore-arc; 2-Hydrate mantle wedge; 3-Oceanic lithosphere; 4-Sedimentary fill of the Altiplano/Puna; 5-Allochthonous basement of the Eastern Cordillera; 6-Continental upper mantle; 7-Subandean thrust and fold belt; 8-Allochthonous basement of the Brazilian shield

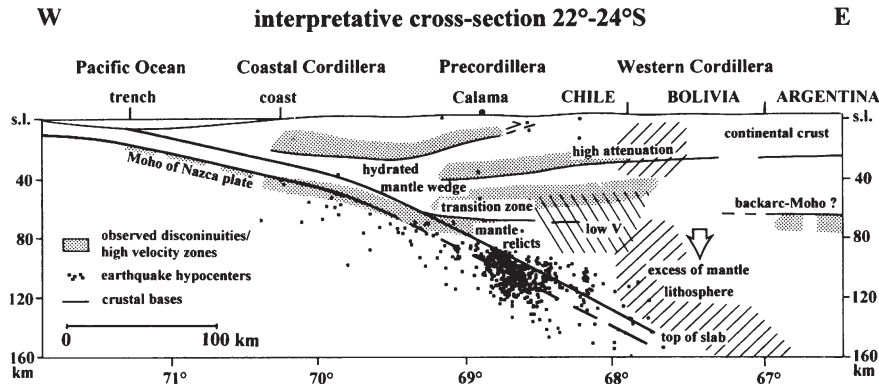


图7 沿 22°-24°S 地震结果(接收函数结果)的解释剖面<sup>[5]</sup>

Fig.7 Interpretation section of the results of earthquakes receiver function along 22°-24°S<sup>[5]</sup>

岩石层反射变化有关。

(9)笔者认为在该区的布格重力图上显示了:西部太平洋海域重力为正  $300 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,海岸带为 0,再向东重力为负梯度,在中部重力最低到  $-400 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$  以下,再向东重力又逐步升高,在西经  $64^\circ\text{W}$  达到  $-40 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,  $30 \times 10^{-5} \sim 40 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$  的剩余重力出现在西部重力斜坡带上,可能与丘基卡马塔大铜矿区有关。

#### 1.4 对安第斯斑岩铜矿带成矿作用的小结

(1)来自上地幔低速层的岩浆热液是地壳内热液的主要来源,要形成大矿就要有长期的热液供应。上地幔低速层温度高,并含有大量水、多种气体与挥发分,可通过上覆岩石层内的裂隙和断裂上升到地壳内,而且还可以有地壳内海水的参与。

(2)钙碱系列岩浆要不断生成,它可以由上地幔低速层内,俯冲下去并已碎裂的部分大洋岩石层的熔融产生,也可以由上地幔低速层直接加热下地壳玄武岩层产生。上升的岩浆热液流体经过玄武质的下地壳和硅铝质为主的上地壳时将受到混染,增加其中酸性成分。

(3)铜矿物质来源于玄武质的下地壳和上地幔。它与钙碱岩浆系列是不相容的。从智利与环太平洋带斑岩铜矿的大量生成,反映了铜矿物质存在的普遍性。当然,如果有铜金属相对较富集的层位存在,也是更有利的。智利铜矿带铜元素特别集中的原因,文献[4]强调是俯冲的大洋岩石层熔融形成的镁铁质岩浆带来的。但是,没有俯冲下去的下地壳同样是镁铁质的,熔融后一样可以带来大量铜元素的。

(4)成矿环境要稳定,使含矿热液有时间对岩浆中的铜元素进行大规模地萃取和沉淀。构造变动多会影响这一成矿过程的进行。

(5)断裂构造体系同样很重要。在挤压的构造作用下,应力场内同时会出现应力挤压区和应力松弛地带,即地壳扩张地段和构造弱化带,这将有利于岩浆热液的上涌和矿液沉淀。注意,地壳内在应力作用下会同时出现挤压区和拉张区,而不是挤压与松弛交替出现。如果雅鲁藏布江缝合带出现这种情况,则要看一看印度洋中脊的扩张速度有无变化。地壳

扩张地段和构造弱化带可以提供矿体就位和控制矿体的分布。安第斯带大型铜矿就是受南北向的 Domeyko 断层系与东西或东偏北向大断裂交点的控制<sup>[6]</sup>。

(6)围岩条件也很重要。含矿热液在成矿过程中,围岩性质可以直接影响矿液的酸碱度和氧化还原条件以及矿物堆积速度;当热液与不同化学性质岩石相遇,而可能形成其他类型矿床,如矽卡岩型矿床、热液脉状矿,层状矿以及其他热液矿床。仅在特定条件下才可能生成斑岩型铜矿床。

下面具体讨论在陆-陆碰撞阶段的构造岩浆成矿作用。

## 2 关于冈底斯斑岩铜矿带的深部构造岩浆活动与成矿作用

侯增谦等<sup>[7]</sup>认为:印度大陆与欧亚大陆的碰撞开始是在 65 Ma,一直延续到现在,他们将这一时间段分为 65~41 Ma, 40~26 Ma, 25 Ma 到现在 3 个阶段,分别称为主碰撞期、晚碰撞期和后碰撞期。

### 2.1 冈底斯带斑岩铜矿成矿作用发生在主碰撞期和晚碰撞期

侯增谦等<sup>[7]</sup>将主碰撞期称为造山成矿作用期,通过壳源白云母花岗岩-钾质钙碱性花岗岩组合(66~50 Ma), + $\epsilon_{\text{Nd}}$  花岗岩-辉长岩组合(52~47 Ma),幔源玄武质次火山岩-辉绿岩组合(42 Ma)及林子宗火山岩(65~43 Ma)等反映了深部相继发生了板片深俯冲(65~52 Ma)→板片分离(52~42 Ma)→板片低角度俯冲(<40 Ma)等构造过程。主碰撞期的成矿事件有 4 个,与铜矿有关的为矽卡岩型铜-金-钼矿,是与壳/幔花岗岩有关的成矿事件(位于冈底斯南缘),雄村式铜-金矿则是与挤压抬升有关的成矿事件。

将后碰撞期称为伸展成矿作用期<sup>[8]</sup>,在其早期阶段(25~18 Ma)喜马拉雅地块主要发生下地壳塑性流动并向南挤出,上地壳形成藏南拆离系与高喜马拉雅的一系列向南的逆冲推覆,拉萨地块上也出现了逆冲断裂系;在晚期阶段(<18 Ma)主要发生地壳伸展与裂陷,这一时期出现了斑岩型铜矿及矽卡岩型铜多金属矿,已发现的驱龙斑岩型铜矿,储量已达 790 万 t,含铜斑岩体结晶年龄为 20~12 Ma,侵入高峰期

为 $(16\pm 1)$  Ma,成矿年龄集中于 $(15\pm 1)$  Ma。

冈底斯斑岩铜矿带所处的基本构造背景是:新特提斯洋的岩石层向欧亚大陆拉萨地块的岩石层下俯冲,按照安第斯带模式,新特提斯洋洋壳(主要是大洋下地壳)一部分将随着岩石层的俯冲进入到拉萨地块岩石层之下,一部分则会进入拉萨地块的下地壳,增厚拉萨地块的下地壳;俯冲导致新特提斯洋闭合后,印度大陆与欧亚大陆发生碰撞,在随后持续的挤压下,缝合带两侧产生了一系列的大型构造及岩浆活动,使两侧地壳再次发生大量的缩短、增厚与剥蚀减薄,而深部的岩石层在上部地壳缩短的背景之下也会发生众多的构造作用。在新特提斯洋向欧亚大陆下俯冲阶段,构造岩浆活动及成矿流体有没有造成铜金属元素聚集?两大碰撞后又产生了什么构造岩浆活动?在晚期阶段16~15 Ma时驱龙等斑岩型铜矿又是如何成矿的?为此,要首先研究一下两大陆的接近和碰撞过程。

## 2.2 关于两大碰撞的时间及其发展阶段

这是个基本问题,它涉及新特提斯洋板块俯冲时间及大陆碰撞挤压延续时间的长短。如前所述,构造作用稳定、持续的时间长短与成矿作用发展程度关系十分密切。

侯增谦等<sup>[9]</sup>将碰撞期划分为3阶段是可以的,但是对3个阶段命名的具体含义还需要进一步阐述。主碰撞期,是按照碰撞时间长短,还是碰撞强度,或是造山变形程度上体现了这个“主”字呢?晚碰撞期是根据什么确定其为碰撞的“晚”期?后碰撞期,是意味着现在已到了碰撞以后了,或是碰撞的后阶段了。如为碰撞后,这显然是不对的,因为现在碰撞挤压还在进行中;如为碰撞的后阶段,那么它有多长?将来就不会发生大的构造作用吗?未来本区的地质演化还将怎样展开?是否还有后后期等等,这些都是未定的问题。

侯增谦等<sup>[9]</sup>将65~26 Ma主碰撞期和晚碰撞期内,分别命名为造山成矿作用和转换成矿作用期,强调的都是构造与成矿的关系。起名为造山成矿作用,这个时期造了那些山,成矿作用与造山又有什么关系?没谈清楚。相反地,在后碰撞阶段,即22~20 Ma期间却发生了喜马拉雅山造山运动,可是这时的成矿作用却又不与挤压造山作用有关,反而说与伸展作用有关,造山似乎与成矿作用关系又不大了。因此,用“主”、“晚”、“后”来命名并不合适。笔者推荐按构造运动和成矿作用的特征分别命名为局部碰撞期、稳定碰撞期和碰撞造山期为宜。这样与印度大陆向北运动的速率变化可以很好地协调一致。在局部碰撞期,印度大陆可以向北高速推进。Lee等<sup>[23]</sup>提出的先是软碰撞(指的是两大陆坡碰撞),后是两大陆硬碰撞的方案,就其所叙述的含义讲是可取的,但是他并未突出强烈造山的特点。

侯增谦等<sup>[9]</sup>认为65~41 Ma为两大陆主碰撞造山期的依据:一是分布在巴基斯坦的亚洲大陆的增生楔和海沟地层(66~55 Ma)逆冲到了印度大陆的被动边缘上;二是根据莫宣学等<sup>[24]</sup>所得出的林子宗火山岩的总厚度可达5 km,其年龄值为64.74~40.84 Ma(分3期),火山岩底部为一不整合面,其下

部与上部地层的沉积相,变形样式与变形程度都截然不同。可能作者是将这种地壳垂直增生看成是造山作用。应当说这种地壳垂直增生可能成山,也可能不成山,而形成局部地区的抬升;此外,强调主碰撞期也很难解释两大陆主碰撞后反而以更高的速度(17 cm/a)相互接近和实现挤压的现实;此外,也应注意古地磁数据所给出的结果,在65 Ma时,印度大陆位于赤道以南,而与之碰撞的拉萨地块则在其北部很远处,两者是矛盾的。

## 3 关于25 Ma以后(“后碰撞期”)冈底斯带斑岩铜矿带的成矿作用

### 3.1 关于藏南成矿期间的构造作用(特别是藏南下地壳向南挤出问题)

作者是这样阐述:“最近的构造模拟与构造研究提出,伴随着印度大陆-欧亚大陆碰撞和挤压缩短,下地壳物质发生塑性,并形成通道流,自北向南的侧向流动与向外挤出,使其在藏南地区得以出露,其前缘形成高喜马拉雅下地壳变质基底,并与盖层发生大规模的拆离,形成STD(藏南折离系);其后缘发生上地壳变形,在拉萨地体内部发育呈EW向展布的逆冲断裂系,”据文献<sup>[11]</sup>作者标注这是与王二七等私人通信的结果,作者还给出了构造模式图(图8),图9是图8的局部放大,图上有四处可以商榷。

图9中作者将STD与MHT之间的层位整个划为下地壳,它向南挤出。

这里,STD下面的中元古变质岩系(或称高喜马拉雅结晶岩系)是下地壳流还是上地壳的一部分?作者引用了许志琴的说法,认为它是前震旦纪变质基底,为中元古代变质岩,为高角闪岩相变质岩和混合岩化片麻岩组合,属于印度大陆北缘的结晶基底。但是作者转而又强调了它是下地壳通道流向南挤出的前缘。作为印度大陆的古老结晶基底,它应属于上地壳的组成部分。在高喜马拉雅出露的古老结晶基底聂拉木群,为一套黑云母斜长片麻岩、眼球状片麻岩等,按照最新的1:25万区域地质调查结果<sup>[25]</sup>,这一套变质岩系总体为低角闪岩相的中深变质岩系,普遍存在高角闪岩相以及麻粒岩相的包体,其原岩主体是一套火山-沉积岩系。作为火山-沉积岩系,它应是上地壳的产物,是地表层发生沉积的过程中,间歇地有火山喷发而叠加形成火山-沉积岩系,再经过区域动力热流变质作用而形成的中深变质岩系。基性火山岩则可能来自下地壳物质的喷发。下地壳物质的成分是玄武质的,以辉石和长石成分为主,而不是火山-沉积岩系的成分,所以高喜马拉雅结晶岩带不应是下地壳的组成部分,当然也就不能说成是下地壳挤出。

藏南折离系(STD)为特提斯喜马拉雅古生代沉积岩系与其下面的结晶基底之间的拆离面,而主喜马拉雅逆冲断裂(MHT)为上下地壳的分界面,两者卡住的正是特提斯喜马拉雅的上地壳的结晶基底部分,而不是下地壳。

图8中侯增谦等将INDEPTH项目地震深反射得到的



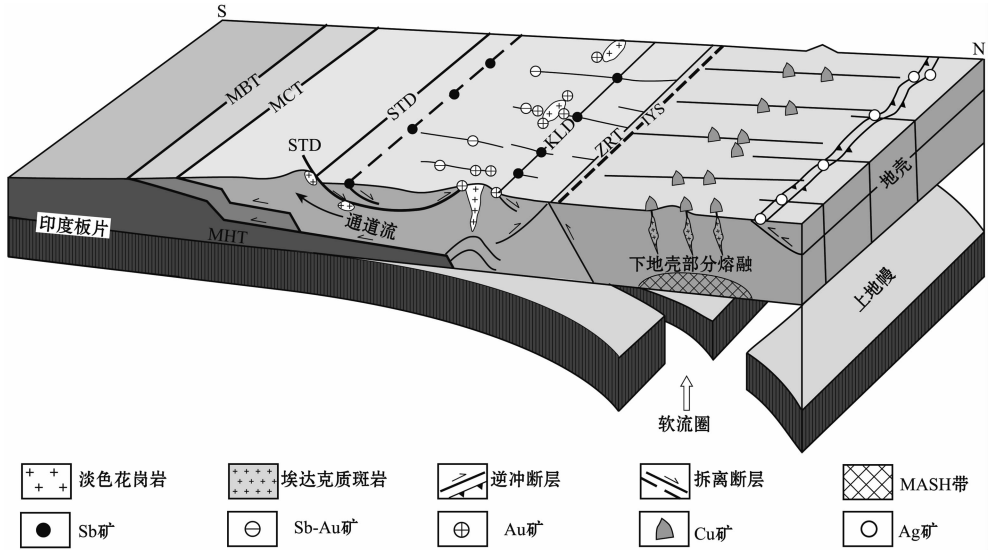


图8 青藏高原后碰撞成矿作用的构造模式<sup>[11]</sup>

MBT—主边界逆冲断裂;MCT—主中央逆冲断裂;MHT—主喜马拉雅逆冲带;STD—藏南拆离系; ZRT—泽当—仁布逆冲断裂;IYS—雅鲁藏布江缝合带;KLD—康马—拉轨岗日拆离断层

Fig.8 Tectonic model for post-collisional metallogenesis in the Qinghai-Tibet Plateau<sup>[11]</sup>

MBT—main boundary thrust;MCT—main central thrust;MHT—main Himalaya thrust;STD—southern Tibet detachment system;ZRT—Zetang-Rinbung thrust;IYS—Yarlung Zangbo suture;KLD—Kangmar-Lhagoi Kangri detachment fault

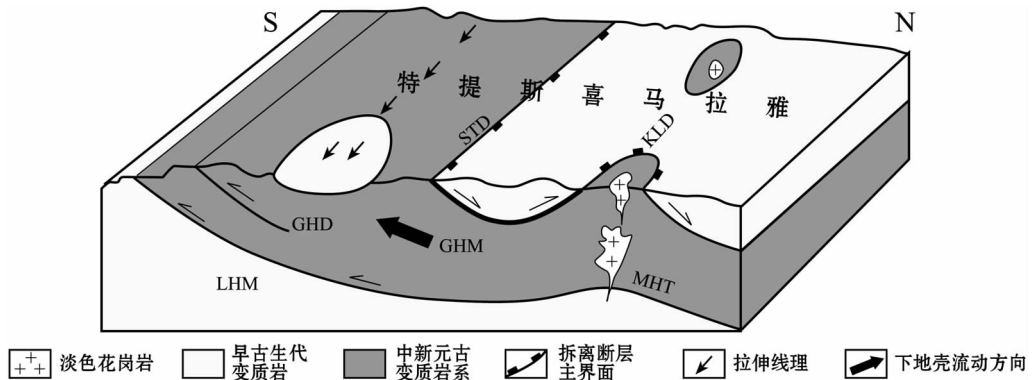


图9 藏南地区后碰撞构造理想断面图

(侯增谦等<sup>[14]</sup>据许志琴等,2006修改)

GHM—高喜马拉雅地体;LHM—低喜马拉雅地体;GHD—高喜马拉雅拆离断层;KLD—康马—拉轨岗日拆离断层; STD—藏南拆离系;MHT—主喜马拉雅逆冲带

Fig.9 Ideal geological sections of the post-collisional tectonics in southern Tibet

(modified from Xu et al., 2006)

GHM—Higher Himalaya terrane;LHM—Lower Himalaya terrane;GHD—Higher Himalaya detachment fault; KLD—Kangmar-Lhagoi Kangri detachment fault;STD—Southern Tibet detachment system;MHT—Main Himalaya thrust belt

南北向伸展的MHT看作是印度大陆岩石层上界面,这是不对的。图9所示表述的内容也是如此(注:在文献[9]中MHT的位置画的是对的)。

按照文献[15],MHT为一层3~5 km厚的低速层,速度为5.8 km/s±,其上下地层的速度分别在6.3 km/s和6.5 km/s以上,相当于上地壳与下地壳。在帕里,MHT深为26 km,北倾,倾角为9±2°。向南延伸将与印度大陆的上、下地壳间的界

面相连接。按照地震波速度结构看,它应是地壳中部的一个界面,将藏南地壳分为上、下两层。过去中法合作在藏南东西向500 km长的广角地震测深也得出了位于中地壳层位的这一界面。笔者推测MCT、MBT、MFT等大的逆冲断裂向下向北延伸后都将倾角变缓成为铲式断裂,最后归并到MHT,使MHT成为其包络线。但是,向南延伸与印度大陆中地壳层位存在有一个高度差。最近Vera Schulte-Pelkum等<sup>[16]</sup>报道了穿

对喜马拉雅山所作的天然地震接收函数处理和地震活动性分析结果,并与 MHT 作了对比,得出 MHT 向南延伸经过一个几千米的断坡抬升后便与印度大陆的中地壳界面相连接了(图 10~11)。

图 11 中的拆离层(decollement)即笔者所称的 MHT。从整体上看,沿着这条拆离层印度大陆上地壳通过一系列向南的逆冲推覆断层使高原不断向南加厚,即高原不断向南增生;在高喜马拉雅之下通过地震活动性研究推测存在这一个断坡。

这样,高喜马拉雅以南一系列向南逆推的 MCT、MBT、MFT 等都是发育在印度大陆上地壳内的断裂系,而不是延

伸到整个地壳内的大断裂。

吕庆田层析成像发现的高速层(应为印度岩石层)的深度在嘎拉之下为 70~80 km 以深,与 MHT 上下相差几十千米,空间上不能相连接,性质也不能对比,更不能相连接。将 MHT 与吕庆田层析成像发现的高速层的顶界面相连接也是不合适的<sup>[9]</sup>。

侯增谦等还提出一些学者认为导致上述表层逆冲断裂系形成的动力学机制是由于岩石圈的拆沉,地幔岩石圈对流的减弱,甚至俯冲板片的断离,这些认识显然是不对的。它应当是印度大陆向北推进挤压过程中地壳缩短增厚的一种方式。笔者归结它是上地壳逆冲叠覆增厚,下地壳则是挤压增厚,地壳的增厚则是地壳缩短的结果,而与岩石圈的拆沉,地幔岩石圈对流的减弱,甚至俯冲板片的断离没有直接关系,或者说两者毫无关系。

### 3.2 关于冈底斯 25 Ma 以后“后碰撞期”斑岩型铜矿的成矿作用

侯增谦等提出的新成矿模式,归纳为以下几点:

(1)冈底斯斑岩铜矿东西成带、南北成串分布规律以及成岩成矿年龄与正断层系统发育时限的一致性,证明冈底斯斑岩铜矿带发育于后碰撞地壳伸展环境,含矿斑岩侵位与岩浆-热液成矿系统受近 N-S 向正断层系统控制。

(2)含矿斑岩侵位与岩浆-热液成矿系统本身的形成则是与“岩石圈拆沉导致软流圈物质发生大规模上涌(作者又说是板片断离窗为软流圈物质上涌提供了重要通道),诱发岩石圈地幔部分熔融,并引起地壳强烈伸展。”;又说“软流圈上涌提供的强大热能导致了冈底斯加厚的、含有一定量幔源组分的镁铁质新生下地壳——角闪榴辉岩和石榴石角闪岩发

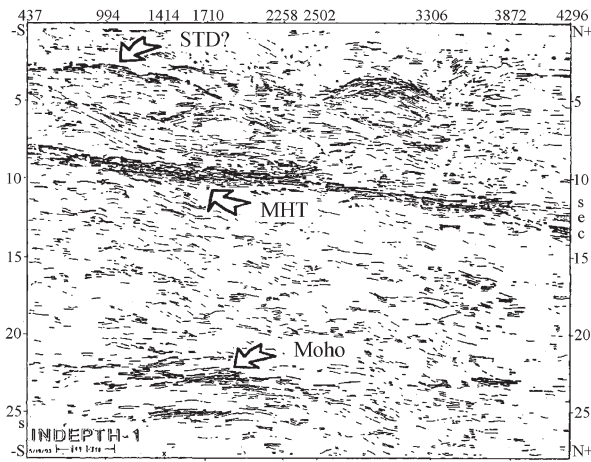


图 10 藏南帕里—萨马达 30S 深地震共中点(CMP)反射同相轴剖面图(赵文津,1993)

Fig.10 30s seismic CMP profile for the Pagri-Samada line, southern Tibet

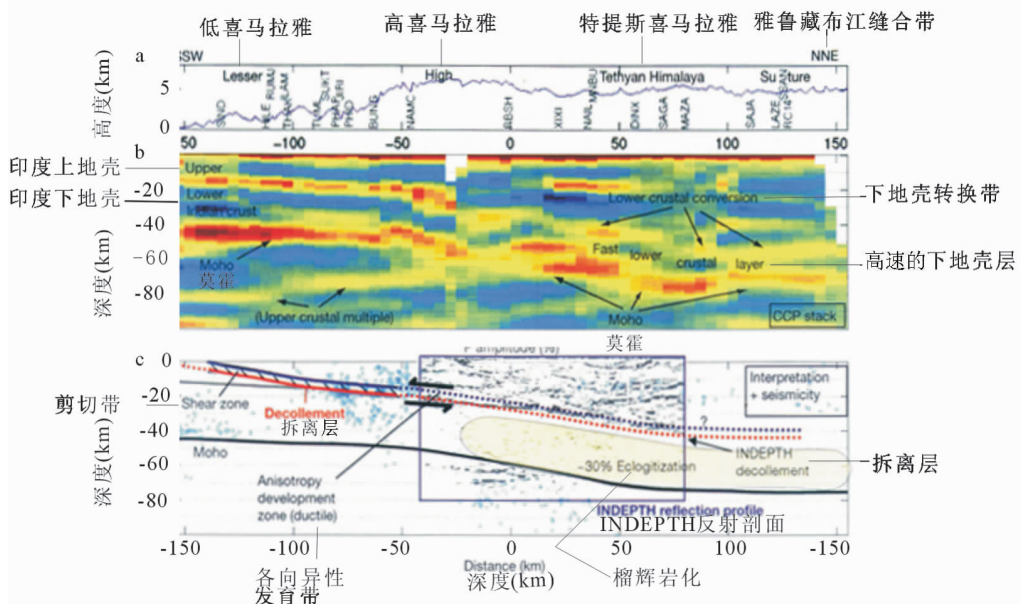


图 11 沿南北向穿过喜马拉雅山的天然地震接收函数剖面 and 地质解释 (在 Pelkum<sup>[10]</sup>图件基础上加以修改)

Fig.11 Receiver function section across the Himalayas from south to north and its geological interpretation (modified from the Pelkum maps)

生部分熔融,产生埃达克质岩浆熔体。角闪石发生熔融释放出大量流体时,埃达克质岩浆熔体将变得富水并呈高氧化态,成为斑岩铜矿的潜在含矿岩浆。”

(3)软流圈大规模上涌,岩石圈地幔部分熔融,又引起地壳强烈伸展,地壳发生东西向伸展和正断层系统。这些含矿岩浆便沿着正断层系统提供的通道上升并浅成侵位,成斑岩岩浆-热液-成矿系统,形成“东西成带、南北成串”的冈底斯斑岩铜矿带。

(4)关于岩石层横向断离问题。这是侯增谦等为解释斑岩矿体南北成串分布所提出来的,即印度大陆岩石层在向俯冲或伸展过程中,各段因俯冲倾角发生变化而发生了断

离,导致了岩浆沿着断裂上升,然后在同期产生的正断层中就位。

(5)大规模、高强度、面积性陆表热泉活动。地震反射亮点所揭示的壳内部分熔融层的发育可能为区域热水流体对流循环提供了重要热源;热水流体与富硼、铍、金花岗质岩石的强烈水/岩反应,导致了区域热泉流体具有异常高的稀散稀碱金属的高度集中,局部形成热泉型铍-金矿。

他们说:“冈底斯斑岩铜矿带……滞后于新特提斯洋闭合事件多达40 Ma,其形成很难用传统的斑岩铜矿模型来解释。”上述内容可能就是他们所说的“非传统的斑岩铜矿模型”的特点。但是,“岩石圈拆沉”含义又是什么?“板片断离窗

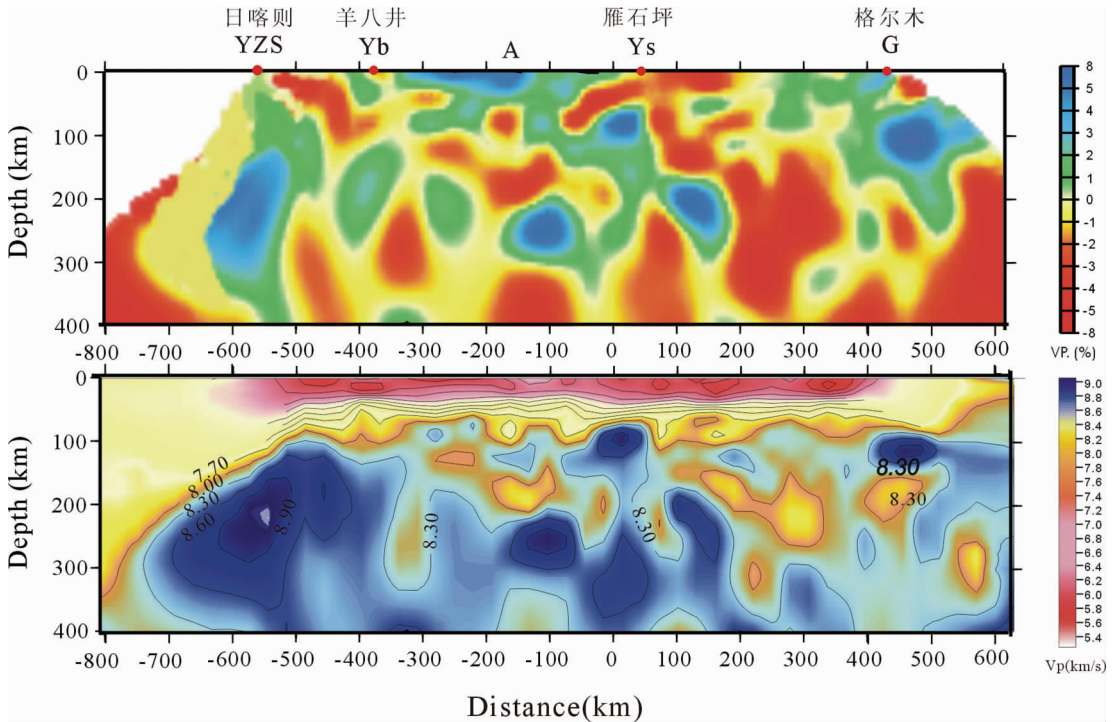


图 12 嘎拉—格尔木剖面地震波纵波速度层析成像图

Fig.12 Seismic wave velocity tomographic section along the Yadong-Golmud line based on conversion of the values given by the inversion velocity model

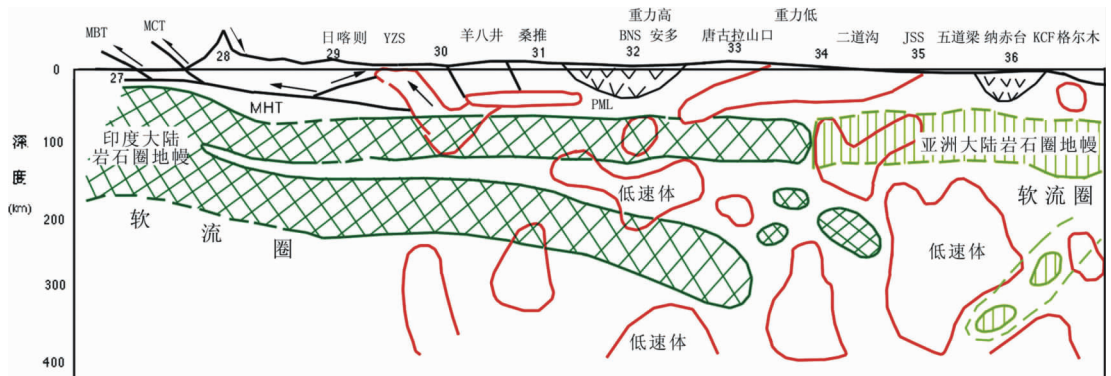


图 13 亚东—格尔木地震层析结果地质解释图

Fig.13 Geological interpretation section of seismic tomographic results along the Yadong-Golmud line



为软流圈物质上涌提供了重要通道”又是什么含义?“怎么沿着正断层系形成矿体等等并没有说明白。

本区已作了大量的地球物理调查工作,特别是 INDEPTH 计划,这些调查结果可以反映新生代近期的构造活动结果,可用于研究 15 Ma± 时期形成的驱龙斑岩铜矿的形成机制,检验上述的推断。现就下面几个问题进行讨论:

### 3.3 对侯增谦等提出的大陆型斑岩铜矿新成矿模式的探讨

(1)关于岩石层的拆沉、断离问题。赵文津等<sup>[18]</sup>给出新的层析结果,显示了在陆-陆碰撞发生后藏南上地幔结构发生的变化(图 12)。图 12 的上图是对给出的速度模型的相对变化值,下图是按照模型给出的速度值加以换算出的绝对速度结构图,以便于利用速度值进行地质分析。从图 12 的下图可以看出深蓝色的高速层(块)的分布特征。图 13 是地质解译图。

①在地壳以下的蓝色层可以分成两层,上部的蓝色层为岩石层的上层,以浅蓝色为主,  $V_p$  值在 8.0 km/s, 局部有 8.4 km/s 的块体,有一些高低起伏;岩石层的下层分布深度在 150~400 km,为速度高达 8.2~8.4 km/s 以上的块体,以较大的倾角向北部俯冲下去,此高速层向南与印度大陆的岩石层相连<sup>[18-19]</sup>。在上下两层高速层之间有一条很厚的低速带。按照速度值作地质判断,上部高速层代表了现在高原下的上地幔盖层,即莫霍层,或称印度岩石层的上层,下面的高速层则代表了印度岩石层的下层。

②在雁石坪之下,在两个高速带之间出现一些高速块体,产状不一,推测为上层岩石层可能因发生裂离而先后向下沉落的断块。

③在高速团块的北侧,35°N 之下 200 km 深处存在一个规模很大的低速体,它南北长约 200 km,向下延深也有 200 km。这是一个高温体。中法合作天然地震阵列观测已发现了, INDEPTH 调查再次证实,仅仅位置上有变化,这是有重大意义的发现。

④在上、下两层岩石层之间的低速层,在深度上位于上地幔低速层的层内,它可能也包含有俯冲带下来的下地壳物质,不过现在的地球物理方法还不能依据已取得的速度结构对其加以分辨。上地幔低速层内还存在更低速度的高温体。这应是成矿热液的主要来源区。很明显,从层析成像图上可以看到,它们与地壳内的高温带和羊八井下面的部分熔融带和热流层是相连通的,构成上地幔热流和热物质向上迁移的通道。

2002 年苏伟<sup>[20]</sup>和周华伟<sup>[21]</sup>曾先后给出以下 3 张面波层析成像结果,得出了类似结构框架。其中苏伟结果比较清晰,可能更符合实际(图 14~15)。图 14 为沿 86°E,图 15 为沿 90°E 剖面的层析结果。两条剖面均通过藏中地区,东西相距有 400 km,基本结构可以对比。应当说,这一成果将高原地球物理特征显示得较全面和清楚。如将印度大陆岩石层的下层在深部的挠曲和断裂都显示很明确,下层厚度为 70~80 km;对高原地壳之下的莫霍层也有显示,厚度为 30~50 km(利用地震纵波层析成像和纵波接收函数成像方法,误差在  $n \times 10$

km)。由于面波层析成像垂直分辨率很低,上层岩石层厚度又较薄,所以确定的厚度值的精度很有限。下层岩石层在高喜马拉雅之下的高速层都有中断的显示,这应是一种断离窗的显示,不过这个断离窗并不起热物质上涌通道的作用。热物质上涌必需是地壳下面的而不是俯冲下去的岩石层断裂形成的通道。

图 16 是周华伟<sup>[21]</sup>的面波成果。由于工作比例尺太小,图型更具有轮廓性。但是,这一张图却将印度岩石层的上、下两层都显示出来。这条剖面是从点(19°N, 68°E)到点(45°N, 86°E),比上图的位置偏向西部,也显示了印度岩石层分两层向北伸展的情况,及印度岩石层上、下两层之间有一很厚的低速层存在,并有多条低速条带穿过这两层,将高速层分隔成几块,其中有些条带还直接通到地壳,将上地幔低速层的高温传导到地壳部分,显然,这些通道起着上地幔热物质上涌通道的作用。上地幔热物质到了地壳内如何聚集可以从下面 INDEPTH 得到的地壳结构看清楚。

由此可见,高原下面不是印度大陆岩石层整体的俯冲,也见不到大洋岩石层的俯冲,更未见到岩石层与地壳拆离的情况;地震层析成像显示,印度岩石层分两层向北伸展,下层从喜马拉雅开始以较大角度向下俯冲,而上层则沿地壳底部向北伸展出去,是因上层的强烈挠曲形成若干断裂,成为岩浆热液上涌的通道,而不是通过俯冲的大陆岩石层或是俯冲的大洋岩石层的断离窗。与安第斯带地幔增生楔下面的大洋岩石层向大陆岩石层下俯冲过程因挤压摩擦而产生的断裂所起的作用相同。

(2)关于含矿热液的形成。岩浆热液上涌有了通道,但是含矿岩浆热液又是如何形成的?

侯增谦等<sup>[22]</sup>强调了“软流圈上涌提供的强大热能导致了冈底斯加厚的、含有一定量幔源组分的镁铁质新生下地壳——角闪榴辉岩和石榴石角闪岩发生部分熔融,产生埃达克质岩浆熔体。角闪石发生熔融释放出大量流体时,埃达克质岩浆熔体将变得富水并呈高氧化态,成为斑岩铜矿的潜在含矿岩浆”。这里:

①软流圈上涌带来的物质“含有一定量幔源组分的镁铁质新生下地壳一角闪榴辉岩和石榴石角闪岩发生部分熔融,产生埃达克质岩浆熔体”。后者在拉萨地块的南部有较多的出露(图 17)<sup>[23]</sup>。拉萨地块的埃达克质岩的年龄集中于(15±2) Ma。注意这一时间段也正是斑岩铜矿成矿时间。

侯增谦等<sup>[22]</sup>还认为这类岩石“以高 Mg(0.32%~0.74%)、高 K( $K_2O$  为 2.6%~8.7%)而与典型的由俯冲板片熔融形成的埃达克岩不同。又以其较低的 Yb( $0.9 \times 10^{-6}$ ~ $1.9 \times 10^{-6}$ ), Y( $0.6 \times 10^{-6}$ ~ $19.3 \times 10^{-6}$ )和较高的 Sr/Y、La/Yb 比值等特征与典型的埃达克岩相似”。说这一类岩石“总体上类似于下地壳起源的科迪勒拉 Blanca 埃达克质侵入岩”。

②又说当“角闪石发生熔融释放出大量流体时,埃达克质岩浆熔体将变得富水并呈高氧化态,成为斑岩铜矿的潜在含矿岩浆”。这里,侯增谦等<sup>[22]</sup>对比了埃达克质岩与典型埃达



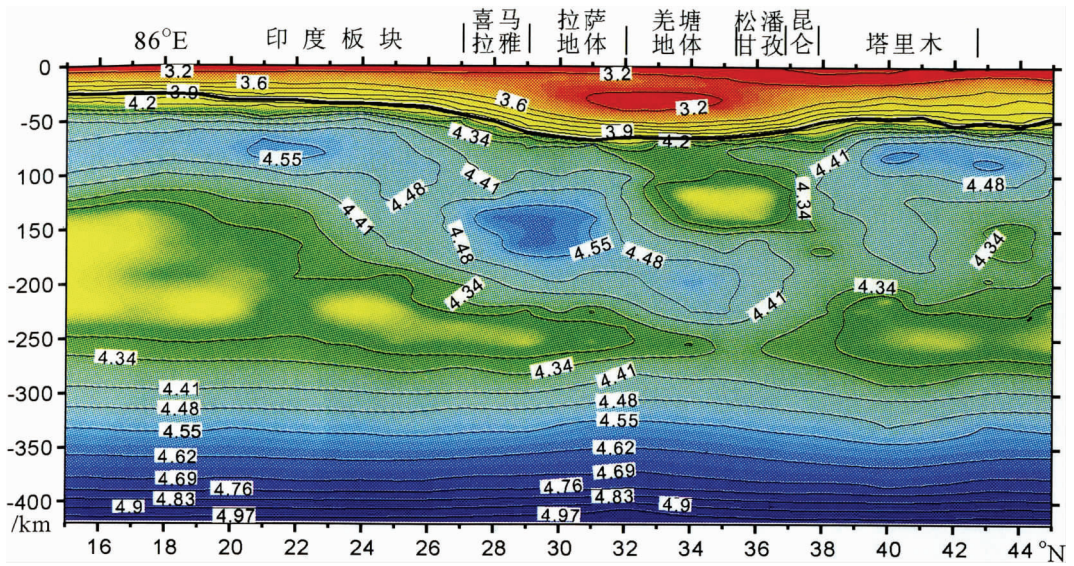


图 14 沿 86°E 南北向面波层析剖面图<sup>[20]</sup>

Fig.14 Surface wave seismic tomographic profile along 86°E from 15°N to 44°N<sup>[20]</sup>

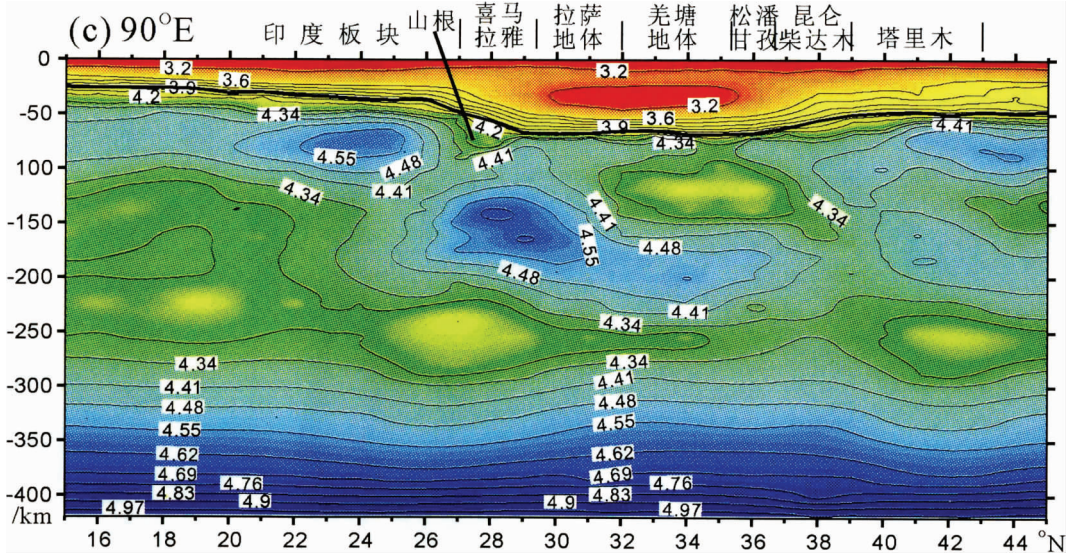


图 15 沿 90°E 南北向面波层析剖面图<sup>[20]</sup>

Fig.15 Surface wave seismic tomographic profile along 90°E from 15°N to 44°N<sup>[20]</sup>

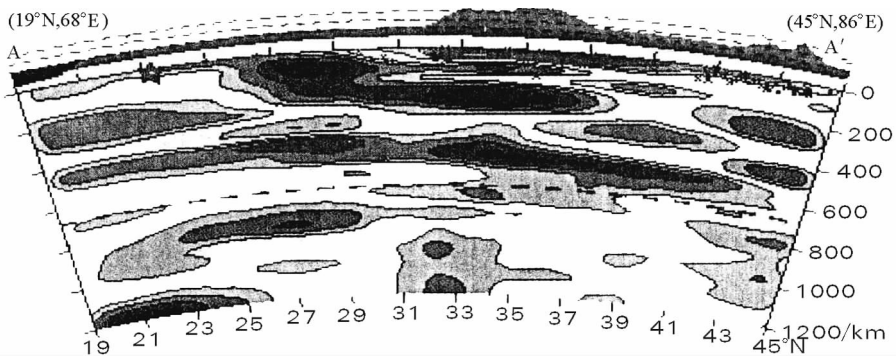


图 16 斜穿青藏高原的面波层析剖面图<sup>[20]</sup>

Fig.16 Surface wave seismic tomographic profile across the Tibet<sup>[20]</sup>

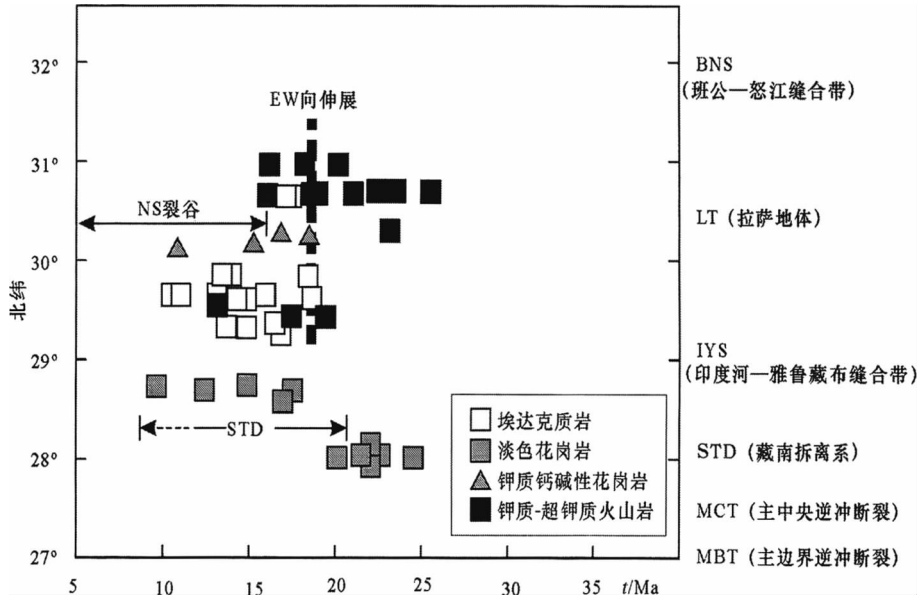


图 17 青藏高原后碰撞的构造-岩浆事件序列<sup>[17]</sup>

Fig.17 Post-collisional tectono-magmatic events on the Qinghai-Tibet Plateau<sup>[17]</sup>

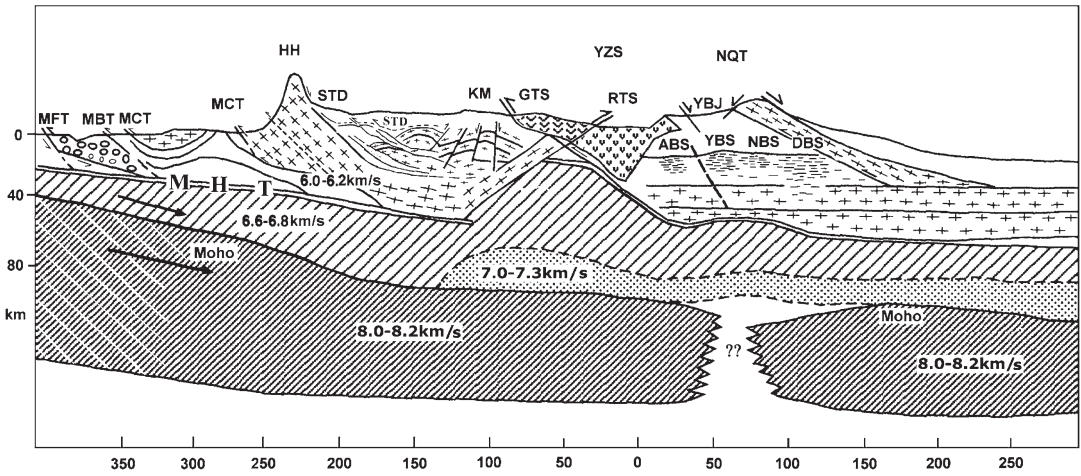


图 18 藏南地壳结构图

HH—高喜马拉雅结晶岩带;YZS—雅鲁藏布江缝合带;NQ—念青唐古拉山,YBJ—羊八井地堑;MFT—主前缘断裂;MBT—主边界断裂;MCT—主中央断裂,MHT—主喜马拉雅逆冲断裂,STD—藏南拆离系;KM—康马穹隆;GTS—冈底斯逆冲断裂系;RTS—仁布背冲断裂系;ABS—安岗亮点;YBS—羊八井亮点;NBS—念青唐古拉亮点;DBS—当雄亮点

Fig.18 Structural model of southern Tibet

HH—Higher Himalayan crystalline rock belt;YZS—Yarlung Zangbo suture zone;NQ—Nyaiqentanghla Mountains;YBJ—Yangbajain graben;MFT—Main Frontal fault;MBT—Main Boundary thrust;MCT—Main Central thrust;MHT—Main Himalaya thrust;STD—Southern Tibet detachment;KM—Kangmar dome;RTS—Rinbung backthrust system;NBS—Nyaiqentanghla bright spot;ABS—Anggang bright spot;YBS—Yangbajain bright spot;GTS—Gangdise thrust system;DBS—Damxung bright spot

克岩的特征,但是并没有具体分析拉萨地块埃达克质岩的含铜情况。在此,成矿的铜元素是来自“含有一定量幔源组分的镁铁质新生下地壳”(没有说明“一定幔源组分”的根据)?还是来自自由其所产生的埃达克质岩?或者是拉萨地块的下地壳?作者对此仅仅指出“埃达克质岩浆熔体变得富水和高氧化态,成为斑岩铜矿的潜在含矿岩浆”。“潜在的含矿岩浆”的含义并不是明确的。看来,作者可能隶属于“埃达克质岩浆熔

体”。如果是这样,这种埃达克质岩浆熔体又能有多大规模?能带来多少铜元素呢?时间长短因素有无作用?作者都没有作进一步分析。就安第斯斑岩铜矿带讲,铜元素是来自玄武质的下地壳(大陆和大洋以及大洋岩石层俯冲带下去的地壳物质),经过上地幔来的热流体和钙碱性岩浆热液的长时间广泛萃取后形成的含矿热液,再经过地壳上部岩浆的持续对流交换而在合适的构造部位沉淀成矿。笔者将在下一节中进



一步讨论此问题。

再有,成矿流体仅仅是来自角闪石发生熔融时释放出的大量流体还是有来自地壳的水溶液?依据是什么?可否通过包体研究对此加以判断?

(3)岩石层横向断裂问题。作者认为印度大陆岩石层的横向断裂很重要,决定了斑岩铜矿的南北成带的分布。这里,一是斑岩体是否呈南北向分布;一是斑岩体分布是否与岩石层断裂有关。从重力图<sup>[21]</sup>上看,可识别出两条横向断裂,一条是沿昂仁向北,一条是沿亚东—谷露断裂,后者使念青唐古拉山的东、西变化很大,东部地块约在 20 Ma 时发生左行逆冲运动,使拉萨地区不是拉萨地体整体向北向上运动,念青唐古拉山花岗斑岩体的上升与其有关,这将使对拉萨地区内矿体赋存位置的判断增加困难。从南美安第斯铜矿带看,大型铜矿就是由这种大的横向断裂与南北向的 Domeyko 断层系交插点新控制<sup>[22]</sup>。但是这类断裂是否断到了岩石层。现在还未找到足够的证据。

(4)关于冈底斯带地壳结构、MASH 带是否存在?

INDEPTH 计划得出了下面的地壳结构图(图 18)。这是依据深反射地震、广角地震、天然地震和重力等多种方法的结果推断的,详情可见文献<sup>[22]</sup>。这里地壳是两分而不是四分(上地壳、下地壳,再上地壳与下地壳 4 层)的结构模式。MHT 下部与其下的莫霍界面还有几十千米的距离。吕庆田<sup>[23]</sup>层析成像发现的高速层(应为印度岩石层)的深度在嘎拉之下为 70~80 km 以深,它与雅鲁藏布江缝合带之间还隔着一层较厚延伸也较大的低速带。如果这一低速带(比模型设定的还低,即比正常地壳速度还要低 4%)代表了俯冲的地壳,则印度大陆地壳变成了从嘎拉起就随着印度大陆岩石层一起整体向下俯冲了,而这一情况与通常以雅鲁藏布江为缝合带的位置又相差甚远,与作者设定的俯冲位置也不一致。吕庆田<sup>[23]</sup>还将这一低速带(位于 50~100 km 深度上的)认定为“北喜马拉雅深处的莫霍层”就更不对了,这里莫霍面应为地幔盖层,是有厚度的层,它的地震波速度也应是岩石圈内最高的,把它说成了一个低速层显然于理不合。因此,根据上述两个结果,图 8~9 中印度大陆岩石层俯冲位置和方式都是不对的。

藏南地壳结构中的几个主要特点:

①发现有一个壳/幔混合层,位于雅鲁藏布江缝合带南北的地壳底部,速度为 7.0~7.3 km/s,为上地幔物质通过岩石层的断裂地段上升进入地壳底部与下地壳玄武质物质作用而形成的,它与 Richards 的 MASH 带相当;由于它的作用重要,又有自己的特点,所以称为壳/幔混合层或 MASH 带而不称为“新生的下地壳”。壳/幔混合层下面的岩石层存在断裂,代表岩石层有断裂,以便于上地幔中的低速层物质进入到下地壳,从图 12 可以看出这类通道是存在的,但是其通道系统是复杂的,不是简单的、单一的。但是,从图上也可以看出俯冲岩石层的断裂是起不到地幔物质上涌通道作用的。

②在上地壳中部发现存在一层部分熔融层,位于江北尼

木以北地壳上部 15 km 深度处,反射地震剖面上呈现为 4 个亮点反射的特征。重力与广角地震拟合这一层,估计有 10~20 km 厚。根据综合地球物理的解释,这一部分熔融层为含水的花岗质的,其热能的来源有三:一是从上地幔来的;二是上地壳内的逆冲推覆磨擦产生的热;三是可能有放射性元素蜕变产生的热。从地震层析成像结果看,下部的地幔热流可通过缝合带向上运移,并与江北部分熔融层发生热交换,而不是由上地幔直接向上与江北部分熔融层相联系。

这一江北部分熔融层向东西向的扩展还没有很仔细地确定,但是,从拉萨向北、向东北深部都有高导体存在,地表热泉普遍。驱龙等斑岩铜矿深部是否存在岩浆房?岩浆房与拉萨地区内的高导体、低速层有什么关系还需要作进一步调查。可能这些高导体、低速层联合组成一个实现含矿热液不断进行交换、对流和矿质集中的场所,起着和安第斯成矿带岩浆房的作用。

侯增谦等仅仅提出“这些含矿岩浆沿着正断层系统提供的通道上升并浅成侵位,改造成斑岩岩浆-热液-成矿系统,形成‘东西成带、南北成串’的冈底斯斑岩铜矿带”是很不够的。这里,含矿岩浆怎么就被“改造成斑岩岩浆-热液-成矿系统”,又怎么样“形成‘东西成带、南北成串’的冈底斯斑岩铜矿带”?论述过于简略,缺乏对如何被“改造”的说明。应当说“改造”就是指岩浆热液不断从自身和围岩中萃取铜元素和通过对流交换而成为含矿热液的过程。

③关于下地壳向雅鲁藏布江缝合带南挤出的问题。这里谈的下地壳向南挤出和侯增谦等提出的内容是不同的。从图 19 可以看出:在田巴与雅鲁藏布江之间出现一个局部重力高,幅度约有 20 多个  $10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ,表明其深部有一高密度体存在;这一地段的深部还发现一个强地震反射带,见图 19 中标注为⑤的反射带,类似亮点反射。通过 AVO 观测,推测为含水的洋壳显示。大地电磁法也显示为一个高导体(图 20)。综合解释,推测其下方存在玄武质下地壳。它向南突出,到达了江南的田巴江孜以北一线,埋藏深度在 15 km。图上显示,它是沿着 MHT 上盘由北向南向上逆推上来到达这个深度的。这一下地壳,从成分上讲与大洋的下地壳是一致的。联想到安第斯带的情况,在纳斯卡板块向安第斯山下俯冲时,洋壳一部分随岩石层俯冲而带到上地幔内,而大部分洋壳则被堆积在地幔俯冲楔 30 km 以上的地方,保留在现在的部位。因此说把这一挤压上来的下地壳认作是新特提斯洋俯冲时洋壳的堆积体或残留洋壳应是合理的。从最新完成的 1:100 万重力图上看,这一高重力异常带东西向伸展可达  $n \times$  数百千米。

江孜—浪卡子一线很值得注意。这一地带除出现深反射地震亮点,地震 AVO 测定推测为含水的基性熔融物质显示,有局部重力高异常外,地热流高达  $146 \text{mW/m}^2$ ,发育了大规模的高电导率区(图 20),高电导率区广泛分布在从雅鲁藏布江缝合带的北侧向南可伸展到江孜一带,向下伸展到 100 km 以下,最低的电性区在 20~30 km 深度区间。东西向伸展情况不明,仅有这两条线控制(两线相距约 300 km)。按照以上所

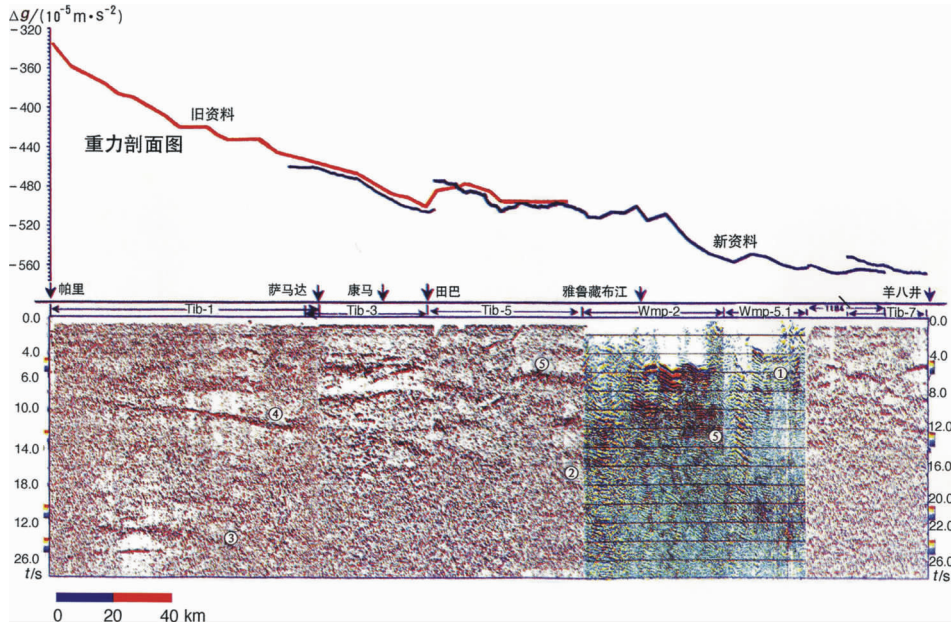


图 19 帕里—羊八井深反射地震与布格重力剖面图

Fig.19 Deep seismic reflection and Bouguer gravity section from Pagri-Yangbajain

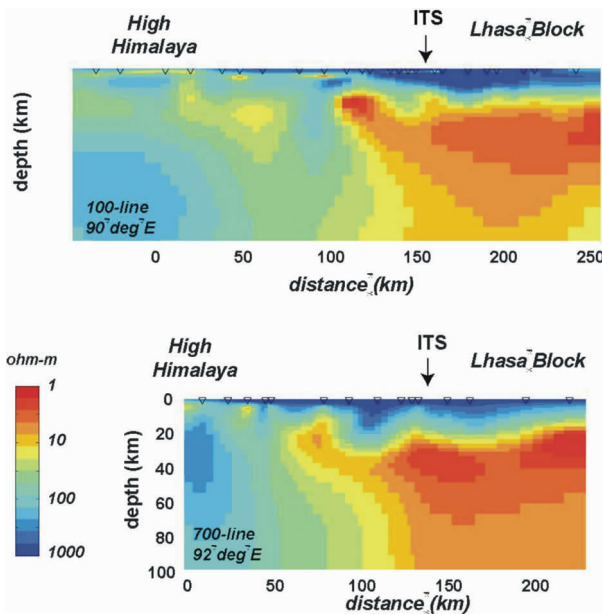


图 20 大地电磁法得到的 100 线和 700 线电性结构图

ITS—雅鲁藏布江缝合带

Fig.20 Electric resistivity structure for the 100 line and 700 line obtained by the magnetotelluric method IYS—Yarlung Zangbo suture

论的成矿条件做评价,江孜—浪卡子一线的南北可能是一个尚未被剥蚀出露的巨大的成矿远景地带,对找斑岩型和热水溶出的近代大型金矿床很有希望,应加强找矿工作。

④关于上地壳部分熔融层的生成问题。除去与深部热源

有直接关系外,它还与喜马拉雅地块上地壳与拉萨地块的上地壳先期俯冲生热有关(可达到 600°C,湿花岗岩的熔融温度),也与后期冈底斯大逆冲推覆有关。

⑤藏南天然地震发生的深度在 30 km 上下的浅震多,而发生在岩石层深度的深震则较少,表明断裂构造活动主要在中地壳以上。地壳增厚的构造过程将对老的陆缘弧进行强烈的改造。对老的矿物堆集可能会产生破坏。与安第斯带俯冲形成的地幔增生楔对比,陆陆碰撞产生的构造增生楔是一个更宽广的地壳形变带,包括了从恒河平原山前地带(下喜马拉雅, Sub Himalaya)到拉萨地块的中部。

(5)关于地壳浅层的断裂构造体系。在藏南一直是处于挤压构造环境之下,当挤压应力达到一定程度时便会发生大规模的构造活动,主要表现就是一再发生大的向南的逆冲推覆断裂,每次发生逆冲推覆,一部分地段内地壳的应力得到释放变得相对松弛了,但是在缝合带以北地段挤压则是基本状况。在挤压状态下形成的构造体系中的断裂有的是张性的,有的则是压性的,包括各种旋扭性的构造。这里 Tapponier<sup>[24]</sup>的逃逸模式有一定的参考意义(图 21)。

从图 21 可见,发生的走滑断裂系是以北东向和北西向为主,随着时间的推移,走滑断裂走向越来越偏向东和向西。另外,也要注意,在印度大陆向北推挤过程中,在推挤前沿,即缝合线两侧的地壳要增厚;与此同时,在推挤前沿的背后,相当于“弧后地带”也会出现拉张地带;此外,在拉萨地块地壳因挤压而增厚的同时垂直于挤压峰面还会产生南北向的张性地带,即侯增谦等所说的正断层系。这类的张性地带与地幔的构造作用不一定相关。因此,应十分慎重地处理地

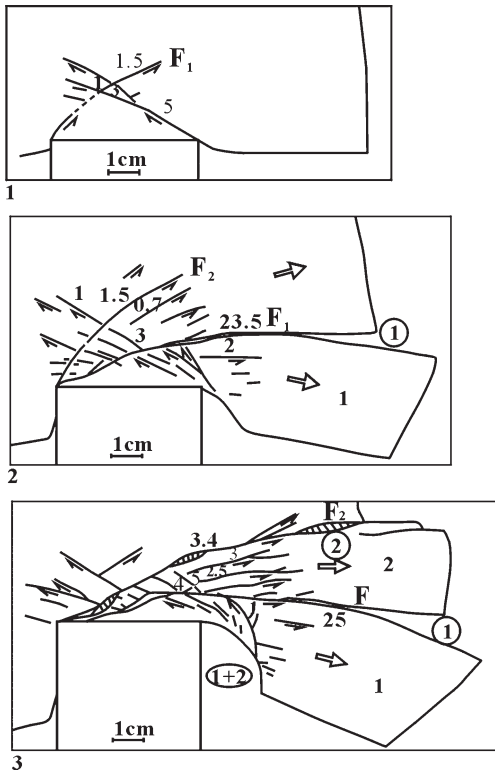


图 21 亚洲挤出构造模型

模型试验结果: 设定一个刚性体被恒速推挤进入一塑性体内, 塑性体为多层, 不能垂直增厚, 塑性体右侧设计为自由边界。所得到的塑性体变形序列: 第 1 阶段, 挤入后, 出现一左旋断层和一右旋断层, 随后又出现左旋断层  $F_1$ , 向自由边扩展, 并切出 1 号块体, 相当于印支地区; 第 2 阶段, 刚性体继续向塑性体内挤入, 出现新的右旋断层, 并切断  $F_1$ , 使之停止左旋, 同时又产生  $F_2$ , 并逐渐分出 2 号块体, 相当于华南地块; ①—南中国海, ②—中国东北, ①+②—安达曼海

Fig.21 Extrusion structure model of Asia

Results of the model experiment: Let a rigid body be pushed into a plastic body at a constant rate. The plastic body has multiple layers and cannot be thickened vertically. The right side of the plastic body is a free boundary. Thus the deformation sequence of the plastic body is as follows. The first stage: after the rigid body is pushed into the plastic body, there appear a sinistral fault and a dextral fault and then again a sinistral fault ( $F_1$ ), which propagates toward the free side, and as a result, block No. 1 is cut, which is equivalent to the Indo-Sinian area. The second stage: the rigid body continues squeezes into the plastic body, resulting in appearance of a new dextral fault, which cuts  $F_1$  and causes the latter to stop sinistral motion, and meanwhile  $F_2$  appears and block No. 2 is gradually separated, which is equivalent to the South China block; ① South China Sea; ② Northeast China; ①+②—Andaman Sea

表的正断层系与上地幔断开的关系。把藏南“下地壳”向南挤出、正断层系形成与斑岩铜矿的成矿联系在一起的道理必需有更多的说明才能令人理解。关于控制斑岩就位的断裂系, 也有 3 种说法: 南北向正断层系, 东北向张扭性断裂系和北西向张扭性断裂系, 都有人在强调, “南北成串”不是惟一的, 所以还需要加强工作。

如前所述, 侯增谦等的“后碰撞”时期的伸展成矿作用对

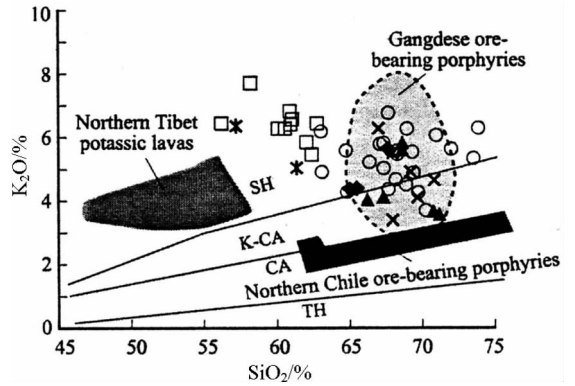


图 22 冈底斯及北智利含矿斑岩  $K_2O-SiO_2$  图<sup>[25]</sup>

Fig.22  $K_2O-SiO_2$  diagram of alkali-rich porphyries showing the difference between ore-bearing porphyries of Gangdise and of the Northern Chile Andes zones<sup>[25]</sup>

成矿作用的本质谈得并不清楚, 仅仅强调了伸展构造的作用。斑岩铜矿成矿要有 6 个条件, 构造条件仅仅是提供矿液的空间就位条件而已, 还要有其他 5 个条件。

应当说是陆-陆碰撞条件下斑岩铜矿成矿作用可以归纳为以下几点:

①要有一个高温岩浆热液的来源, 它也是上地幔低速层的物质通过地壳底部岩石层的裂断而上涌到地壳内的, 不是通过俯冲板块的断离窗, 这种断离窗发生在上地幔低速层内部, 起不了岩浆热液上升通道作用; 从地球物理调查结果找不到“岩石层拆沉”存在的证据, 它与上地幔岩浆热液上涌没有直接关系; 冈底斯带下面岩石层的裂断则是与岩石层加深过程中发生强力挠曲有关。

②上涌的上地幔物质在壳/幔处形成一个壳/幔混合层或 MASH 带, 本身既可以使下地壳发生熔融, 又可以使围岩发生同化作用, 以便能萃取其中的铜元素, 形成含矿热液; MASH 带不应称为新生的下地壳。在上地壳内存在的部分熔融层可能起到岩浆房的作用, 拉萨地区这种含水的部分熔融层规模很大, 还需要对其加强研究以便作出评价。

③铜元素是来自上地幔的岩浆热液对上地幔内和玄武质的大陆下地壳以及对残余特提斯洋壳内铜元素的萃取和循环沉淀; 本区内埃达克质岩有较多分布可能仅代表地幔岩浆的分异现象, 与大量铜的萃取关系并不大。

④要有一个挤压构造稳定期, 以便于持续萃取, 不断沉淀成矿。可能 45 Ma 以来冈底斯带就保持了这种稳定的挤压构造作用条件。

⑤浅层的断裂构造体系对岩体就位与含矿热液沉淀成矿也是具有重要作用的, 它提供了成矿空间; 冈底斯带后期形成的可能是北东、北西及南北和东西向几组断裂交叉控制岩体和矿化就位的。

⑥围岩性质, 特别是冈底斯带内围岩性质与成矿类型直接相关。由于在陆-陆碰撞条件下, 上地壳花岗岩类岩浆岩加厚



了,加上这一地带地下循环水丰富,使得冈底斯带斑岩铜矿含硅和钾很高,这也是本区斑岩铜矿床特点之一(图 22)。图 22<sup>29</sup>显示,智利铜矿是一类,为低钾的;冈底斯斑岩铜矿是另一类,为高钾高硅的。两者差异很明显。这表明了构造作用使上地壳参与了成矿过程。

⑦笔者认为拉萨地区,即北东走向的念青唐古拉山以东地区,北以嘉黎断裂为限。沿东西走向的念青唐古拉山一带,有低电性带广泛分布,重力为一个大的剩余负异常区,构造条件也比较复杂,应特别注意加强深部的地球化学和地球物理调查以作出含矿远景的评价工作。

#### 4 关于在 52~40 Ma 期间冈底斯带的构造活动与成矿作用

对主碰撞期的成矿作用,侯增谦等<sup>29</sup>给出了以下的成矿模式图(图 23)。这里,作者强调了在 65~52 Ma 发生了板片深俯冲,在 52~42 Ma 时板片发生断离,在 <40 Ma 时板片发生低角度俯冲等构造过程。图上标明了断离下去的板片是指新特提斯大洋板片,低角度俯冲指的是印度大陆岩石层。

在这一时段中,图 23-A 表示 65~53 Ma 期间生成的矿,作者谈到的矿床实例主要在云南西部,又不是铜矿,在此不

讨论。图 23-B 和图 23-C 所示的是 52 Ma 以来与铜矿有关的成矿作用。这时主要生成了矽卡岩型铜金矿和雄村式低温热液脉状铜金矿。至今虽然还没有发现斑岩型铜矿,但是也许将来会发现这类矿床。

在 45~41 Ma 时期生成了矽卡岩型铜金矿,作者介绍它们主要发育于冈底斯带中段的南缘,在“壳/幔花岗岩”岩体内部及其接触带,岩体内部为铜-钼矿化,接触带为铁、铜、铜-金、铜-钼矿化,成矿事件集中发生于 45~41 Ma;在 38 Ma 先后生成有雄村式铜-金矿。

##### 4.1 关于矽卡岩型铜金矿成矿事件

位于拉萨地块南缘的多吉扎—克鲁—冲木达一带形成一系列矽卡岩型铜金矿床,成矿时间集中于 45~41 Ma 期间,这是矿床的 3 个特点。作者认为矿床是壳/幔混源花岗岩侵入于中生代碳酸盐岩中形成的。这里关于岩浆热液的来源和如何侵入到上边中生代碳酸盐岩中成矿的问题,在文中作者是这样解释的:

俯冲板块存在断离窗,热的软流圈地幔物质通过断离窗上涌到壳/幔界面,引起大陆岩石圈地幔熔融(42 Ma),继之诱发下地壳熔融,形成小股玄武质岩浆,在压力松弛或地壳伸展背景下,上侵形成脉岩-次火山岩系统以及成矿产出的

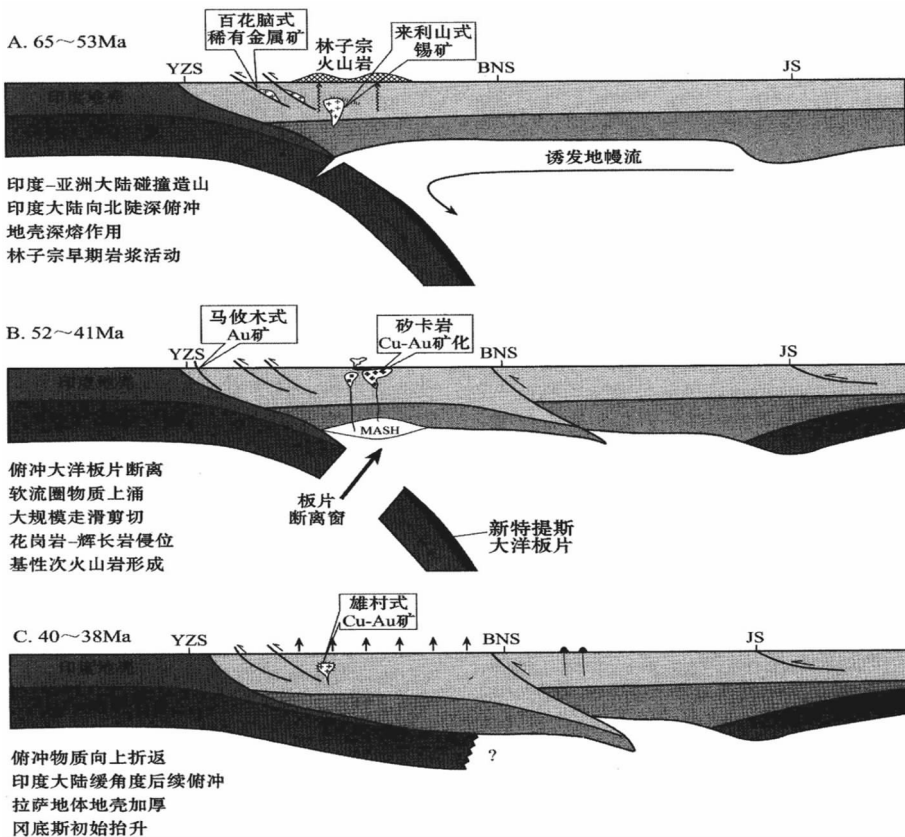


图 23 青藏高原主碰撞造山过程构造模式图<sup>29</sup>

YZS—雅鲁藏布江缝合带;BNS—班公湖—怒江缝合带;JS—金沙江缝合带

Fig.23 Tectonic model for the main collisional orogenic process and magmatic activities on the Qinghai-Tibet Plateau<sup>29</sup>

YZS—Yarlung Zangbo suture;BNS—Bangong CO-Nujiang suture;JS—Jinsha River suture

花岗岩-辉长岩带(图 23)。

(1)岩石层是不是与地壳拆离了?图 23-B 标示了拉萨地块和羌塘地块近 200 km 地段地壳下面都没有岩石层了,都拆离下去了。这与 Richards 模式给出的地幔增生楔下面的岩石层缺失类似,是一种思路。但是,实际地球物理观测的结果都确定它们是存在的。所以设定拉萨地壳下岩石层都拆离下去的推测是不合适的。反过来说,如果岩石层拆离下去了,那么地壳下面就应当都是上地幔软流圈的物质了,那岩石层的断离窗将起不到作用。

(2)关于俯冲大洋岩石层的断离窗问题。作者把 MASH 带设定在地壳底部,在藏南之下,因为矿带是在拉萨冈底斯岩浆带的南缘。作者提出印度大陆板片在 53 Ma 时俯冲到 YZS 北约 100 km 处,这时大陆板片与新特提斯大洋板片在这一地带发生断离,导致软流圈上涌,在地壳底部形成 MASH 带。在地壳底部形成 MASH 带是合理的。这样,正好说明了新特提斯大洋是在 52~41 Ma 时才闭合。但是作者又强调了两大陆在 65 Ma 碰撞,为解决这一时间矛盾可以这样设想,即在东部 91°E 以东新特提斯洋闭合的时间是在 52~41 Ma;否则,按照侯增谦等的说法,52~41 Ma 时陆陆碰撞已进行了 13~24 Ma 之久了,以印度大陆向北每年推进 17~12 cm (按平均约 14 cm)计算,经历了 13 Ma 时地壳将缩短 1 820 km,这时大洋岩石层将被印度大陆岩石层推挤到北边 1 000 km 以外的地段,要断离也不可能保持在拉萨地块之南,当然也就不可能再产生如图 23-B 所示的构造岩浆的情况。

也可以换一种思考方式考虑这一问题,如前所述,是拉萨地块下大陆岩石层裂断形成的通道,使上地幔物质得以上涌。这样的话,俯冲下去的大洋岩石层发生断离与否和上地幔物质的上涌就没有什么关系了,它与矽卡岩型铜金矿的成矿也就没有直接关系了。但是,大陆岩石层又为什么会发生断离呢?笔者认为可能是早期西大板片发生俯冲挤压过程中形成的。

(3)MASH 带的成因。图 23-B 所标示的 MASH 带位于拉萨地块地壳的底部,其下面应当有大陆岩石层,使 MASH 带存在于壳/幔界面处。图上作者设想的岩石层的断离窗只能便于上地幔物质横向移动。拉萨地块地壳之下的上地幔物质,只能通过拉萨地块岩石层的裂断而上涌到地壳内,在壳/幔界面处形成 MASH 带,即部分熔融和同化带。作者提出软流圈物质的上涌,引起大陆岩石圈地幔熔融,继而诱发下地壳熔融(可能在 42 Ma 前后),形成小股玄武质岩浆,再上侵至浅部地壳形成脉岩-次火山岩系统。笔者认为上地幔物质上涌,引起下地壳熔融是对的,引起大陆岩石层的熔融则是不对的。再有图上标明了矽卡岩型铜金矿成矿岩浆热液来自 MASH 带,但是,这里既没有谈到含矿热液的形成问题,也没有谈及 MASH 带的作用。

(4)关于花岗岩-辉长岩带的产出问题。作者提出这一组合岩带是来自壳/幔交界处,其依据:一是这一花岗岩中含有大量的镁铁质微粒包体,其岩相特征与辉长岩类似,两者结

晶年龄也一致,说明了在地壳底部发生壳/幔岩浆的混合和均一化过程;二是在其南缘发育一条与其平行的闪长岩-辉长岩-辉石岩带,其年龄与花岗岩的相同,都为 52~47 Ma。其实,第一个现象也可以解释为产自上下地壳之间。因为上地壳是以花岗岩质为主,下地壳以辉长岩质为主,在地壳中有条件产生“花岗岩中含有大量的镁铁质微粒包体”的。当然,上地幔中也可以产生这种岩浆,地壳内这些物质的大量产生的机会也就多了;第二点是,同时产生有闪长岩-辉长岩-辉石岩带,位于其南侧,这能说明花岗岩带就是幔源的吗?两者完全可以来自不同的源区。还应当说明的是,地壳物质的主要部分是上地幔分异的产物。二是岩浆热液的上升,自然会沿着张性断裂侵入的。所以谈它在应力松弛阶段上升也是一般说法,并不能算是特点。

(5)关于林子宗火山岩喷发的构造意义。林子宗火山岩分别在 64.47~60 Ma, 56.51 Ma 及 53.52~43.93 Ma 喷发。铜的成矿作用发生在 53.52~43.93 Ma 及 38 Ma 和 25 Ma 以后。但是,要考虑这些构造岩浆火山活动对后期成矿的影响。作者引用了文献[13]的结论,认为“林子宗火山岩中的 Ba 和 Sr 含量明显偏低,暗示其形成环境与岛弧或陆缘弧环境明显不同”。“按照 Sr-Nd-Pb 同位素系统特征揭示,典中组安山岩的岩浆源区具有交代富集的岛弧型楔形地幔源特征,年波组英安岩的岩浆源区与之类似,但遭受过上地壳物质的混染,顶部帕那组的岩浆可能源于岛弧型岩浆与壳源岩浆的混合均一”顶部帕那组岩浆活动时间与矽卡岩型铜金矿形成时间是一致的。这里提到“可能源于岛弧型岩浆与壳源岩浆的混合均一”表明了存在壳源岩浆。而岛弧型岩浆也是不能脱离开地壳物质的混染。这样上面提到的壳/幔混源的物质,特别是花岗岩和辉长岩就可能是来自不同源区的。

下面笔者归纳几条矽卡岩型铜金矿的成矿作用:

①要有上地幔来的岩浆热液,作为热源和热流体的来源。但是它不是通过俯冲的大洋板片或是俯冲的印度大陆岩石层的断离窗实现上涌的。冈底斯带南缘矽卡岩型铜金矿带的岩浆热液可能与雅鲁藏布江缝合带下方倾斜产出的热通道有关,这一通道与深部热流有多条通道相连接(图 12)。可能这些热通道从 45 Ma (印度大陆向北运动速度已进入稳态期)以来就形成了,并基本上保持到现在。

②MASH 带应当存在,起着深部热流体在此与下地壳实现熔融和同化的作用,不断萃取铜元素,提高热液中铜金属浓度,再通过它向地壳浅层转移,在一定的部位实现再循环和不断沉淀。这里,缝合带附近的残存洋壳可能会对铜的供给有重大的贡献。但是,现在观测到的壳/幔处的混合层不知道是否与矽卡岩型铜金矿的成矿有关?还有待进一步研究。

③关于上地壳内的岩浆房,位于矽卡岩型铜金矿带北部的上地壳部分熔融层可能与成矿关系不大,而位于缝合带南部田巴一线的部分熔融层可能起到岩浆房的作用。现在观测到的上地壳内的部分熔融层是否与早期成矿有关,还需作进一步的研究。

④中地壳部位产生的花岗岩与含矿热液应是一起进入上地壳的断裂带内,并与碳酸盐岩的围岩相作用形成矽卡岩型铜金矿。

应当说,矽卡岩型铜金矿成矿的基本条件可以看成和斑岩型的一样,仅在含矿热液上升后遇到化学性质不同的围岩而产生了不同的交代作用与沉淀成矿条件。

⑤关于闪长岩-辉长岩-辉石岩带可能是在特提斯板片俯冲过程中残存下来的地壳底部岩石,可能与铜矿成矿无直接关系。但是值得进一步研究它所反映的构造作用,是否会与泽当罗布莎铬铁矿的生成有关。

#### 4.2 关于雄村式铜金矿的成矿作用

雄村式铜金矿位于日喀则附近,矿床产于冈底斯构造岩浆带南缘,受NW向断裂控制。侯增谦等<sup>[9]</sup>认为矿床为一低温热液脉状矿床,它是在47~38 Ma期间随着拉萨地体地壳加厚,冈底斯初始抬升使岩浆-热液系统逐步演化成一个浅成低温热液系统(改为以天水为主)而形成的(包体测温显示低温域主要集中于150~250℃);矿体围岩为K<sub>2</sub>-E的凝灰岩,早期为类斑岩铜矿式(钾-硅酸岩化、石英-绢云母化、绿泥石化)的热液蚀变,晚期又发育类浅成低温式的热液蚀变(硅化、泥化、绿泥石化)。矿体规模很大,可达几百万吨的规模。但是,最近有人又提出新的年龄数字表明这一矿床形成于早侏罗世,对矿床类型有人认为它是斑岩型铜矿,也有人强调可能为海底喷流型,因此,对其成矿条件分析则带来很大的困难。这里,先就侯增谦等的看法加以讨论。

(1)作者强调岩浆-热液系统是在47~38 Ma期间才逐步演化成一个浅成低温热液系统。①按照时间计算,这一个成矿的岩浆热液系统与矽卡岩型铜金矿成矿的岩浆热液系统的成矿热液产生的时间段是一致的;②在空间上两者都是产出在缝合带的附近,两者又可能受统一的控矿构造体系控制;③两者含矿热液的成分也类似,主要矿石矿物均为黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁铁矿、自然金等(没有钼元素),含矿热液的矿物成分是一致的。这表明了两个成矿的岩浆热液系统是在一个相同的环境下形成的,也可能是一个统一的岩浆热液系统;如果成矿时间不同,但是后两点还是类似,这说明它们形成的地质背景是相同的,形成的时间不同,可能是两股岩浆热液系统。

(2)两者的围岩不同,但是其蚀变都体现了矽卡岩型铜金矿与斑岩铜矿有密切的时空分布联系,围岩为中生代的碳酸盐岩,与矿化有关的围岩蚀变除矽卡岩化外,常伴有硅化、绢云母化、绢英岩化、绿泥石化、泥化、角岩化、大理岩化等热液蚀变。矽卡岩也是主要的容矿岩石。本区矽卡岩以外带矽卡岩为主,由灰岩、白云质灰岩、泥质灰岩、钙质碎屑岩经高温热液交代形成,一般发育铜、铅、锌矿化,伴生钼、金;少数为内带矽卡岩,为花岗质岩体边部岩石交代形成,以铜、钼矿化为主。如甲马、冲木达、知不拉矽卡岩矿体边部均发育有条带状大理岩或矽卡岩化大理岩(矿石)。近矽卡岩(或矽卡岩矿体)的泥质岩或泥质砂岩一般发育绢云母化(或绢英岩化)

蚀变,晚期有泥化叠加,伴有细脉状、细脉浸染状铜(钼)矿化。如甲马矿床PD109主矿体下部林布宗组砂板岩发育强烈的绢英岩化蚀变,伴有细脉浸染状铜(钼)矿化,构成厚达63 m的低品位铜矿体<sup>[4]</sup>。

雄村铜金矿的围岩是K<sub>2</sub>-E的凝灰岩,矿化蚀变以钾-硅酸岩化、石英-绢云母化、绿泥石化为主,后期有硅化、泥化、绿泥石化,这些矿化蚀变与斑岩铜矿矿化蚀变是相同的;矿石结构以脉状、细脉浸染状、稠密浸染状为主。这些特点也反映了热液含挥发分高呢?还是凝灰岩自身所造成的?现在还没有结论。

(3)岩浆-热液系统是怎样逐步演化浅成低温热液系统(改为以天水为主)?

作者提出是因为高原的隆升所致。笔者认为,这两个矿区相距仅有200~300 km,处于一个缝合带碰撞挤压系统中,应当是具有同样的构造环境的。

高原的隆升过程,迄今还没有一个统一的明确的说法,但是,可以肯定的是在洋陆俯冲时和陆-陆碰撞时都将使地壳增厚,而使高原不断隆升;但是高原构造抬升与风化剥蚀降低是同时存在的。构造抬升可能随着大型推覆构造的发生而使高原局部隆升速率产生变化。在高原达到一定高度后又会产生高度调整,或出现垮落现象。作者强调的区域隆升使岩浆-热液系统逐步演化成一个浅成低温热液系统,应有一个具体的含义。但是,估计在喜马拉雅山抬升之前,冈底斯带将一直处于隆升之中(可能先是以垂直增生为主,后来又发生逆冲推覆抬升),在这个时期林子宗火山岩喷发厚度可达5 km<sup>[23]</sup>。南部印度洋的雨水为冈底斯山阻挡而在山前降落并进入地下,使地下水大增而使上升热液降温形成低温热液系统。但是,为什么东部会生成矽卡岩型铜金矿?如果它们为时间相差很远的两个地质事件则这个差异就容易解释一些。

### 5 关于三江地区斑岩铜矿成矿条件分析

侯增谦等<sup>[10]</sup>给出了三江地区大地构造和斑岩铜矿的分布见图24。

本地区是由多个地块拼合而成。即:东部为扬子地块,向西先后为金沙江—红河缝合带(或称右行走滑—逆冲带),羌塘地块与(南部的)思茅—印中地块,班公湖—怒江缝合带或澜沧江断裂(?),拉萨地块与(南部的)保山(中国)—缅甸—泰地块,雅鲁藏布江缝合带,喜马拉雅地块及印度大陆,但是应当说地块的准确划分还没有一个趋同的意见。

本区斑岩铜矿分为西、东两条斑岩型铜—钼—金矿带,其中西矿带是从青海的纳日贡玛,经藏东的江达,到大理—祥云,包括玉龙铜矿、北衙金—铜矿及马厂箐铜—钼矿等,沿着金沙江断层系和红河剪切带西侧的狭窄条带发育;东矿带是沿着扬子克拉通的西缘,即金沙江断层系的东缘发育,形成中甸普朗铜矿—盐源西范坪铜矿—宁蒗萝卜地铜矿—宾川小龙潭铜矿—姚安斑岩型铜—金—银矿带等<sup>[10,25]</sup>。两矿带北以铜或铜—钼矿化为主,以偏酸性的花岗质斑岩为主;南以金或



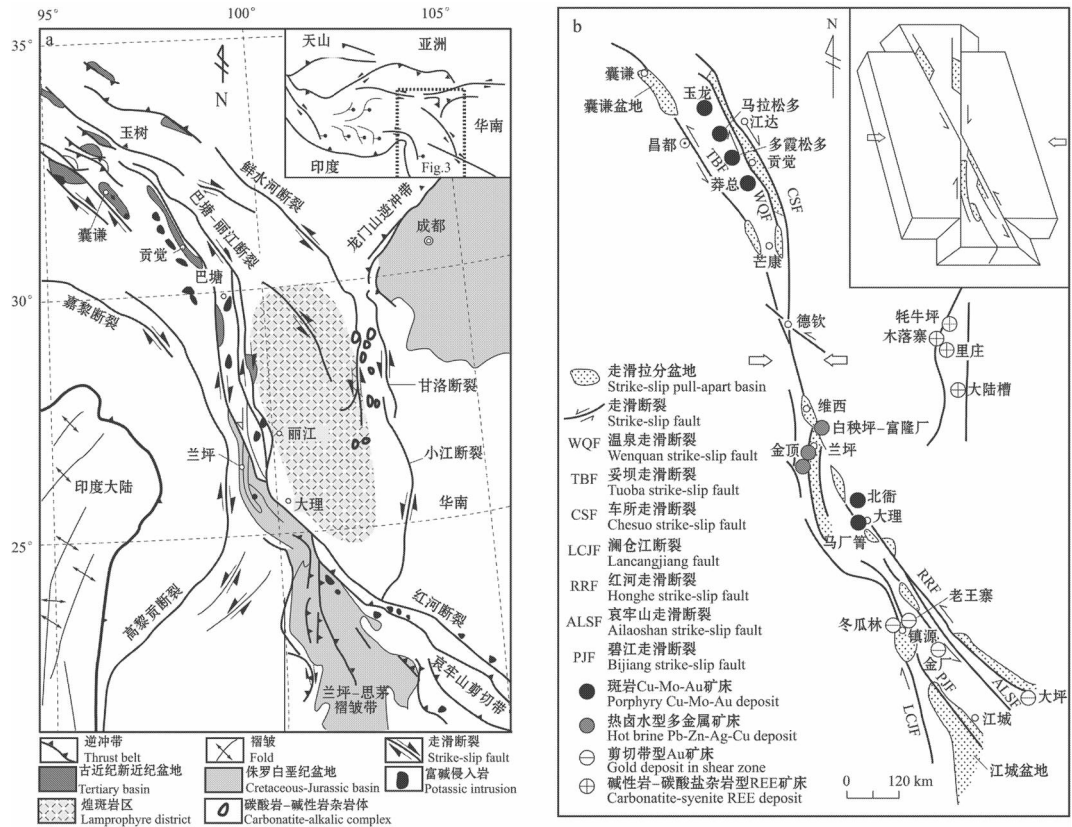


图 24 青藏高原东缘构造转换带的走滑断裂系统(a)和走滑拉分盆地发育特征(b)及重要矿床的分布<sup>[10]</sup>  
 a 展示新生代走滑断裂系统(据 Wang et al., 2001)及斑岩型铜钼金矿床和碱性岩-碳酸盐杂岩型 REE 矿床的展布特征;  
 b 展示新生代走滑拉分盆地(据刘增乾等, 1993)及晚碰撞期重要矿床的分布

Fig.24 Cenozoic strike-slip fault systems (a) and strike-slip and pull-apart basins (b) and distribution of ore deposits formed during the late-collisional stage in the eastern Indo-Asian collision zone, eastern Tibet<sup>[10]</sup>

a shows a Cenozoic strike-slip fault system (after Wang et al., 2001) and distribution characteristics of porphyry Cu-Mo-Au deposits and alkali rock-carbonate complex-hosted REE deposits; b shows a Cenozoic strike-slip pull-apart basin (after Liu Zengqi et al., 1993) and distribution of important ore deposits of the late-collisional stage

铜-钼矿化为主,以偏中性的正长斑岩或二长斑岩为主。含矿岩体多具有多期次侵位特点,不同程度地相伴发育爆破角砾岩筒。岩浆活动产生一个巨大的钾质火成岩带,岩浆的就位受大型走滑断层系所控制,断层系为南北向,与东西向的印度-亚洲大陆汇聚带<sup>[25]</sup>大致垂直。作者强调三江地区斑岩铜矿是于 40~26 Ma 期间碰撞转换机制条件下成矿的<sup>[10]</sup>。最近发表的研究成果<sup>[26]</sup>,提出东矿带普朗铜矿的成矿年龄为 223.5~182.5 Ma。如此,则本区应存在着早晚两个不同的岩浆热液成矿系统。223.5 Ma 属于三叠纪,那时大地构造的格局是另一种情况,与新特提斯洋俯冲无关,在此不作讨论。

5.1 关于本区斑岩铜矿的成矿作用

侯增谦等<sup>[10,23]</sup>对构造转换机制成矿作用作了如下表述:本区断裂系统在 40 Ma 前处于压扭状态,到 24~17 Ma 期间转变为张扭状态,应力的松弛导致含矿岩浆沿走滑断裂系统,以脉动式或周期性的浅层侵位,同时诱发了 3 期斑岩岩浆-热液-成矿事件,如藏东富碱斑岩、碳酸岩-正长岩(以及藏北

钾质-超钾质火山岩)的大规模产出。这是因为在 40~26 Ma 间在两大陆南北向挤压背景下,产生着陆内俯冲,大规模逆冲推覆和走滑断裂系统导致的。已识别出 4 个重要的成矿事件,其中斑岩型铜-钼(Au)成矿事件仅与 40~36 Ma 的大规模走滑断裂系统有关,玉龙斑岩铜矿为一例。其他 3 次成矿事件则分别与稀土成矿事件(41~27 Ma)、热卤水型 Pb-Zn-Ag 成矿事件(40~30 Ma)以及剪切带型 Au 矿成矿事件(63~28 Ma)。成矿高峰期为(35±5)Ma。显然这 4 种成矿事件的发生是有内在联系的。

作者提出下面的成矿模式来说明(图 25~26)。按照图 25,拉萨地体向东,扬子大陆板片(应是指岩石层)向西俯冲于三江走滑断裂带之下,产生了岩石层的拆沉后,软流圈物质上涌,通过地壳内的断裂系就位的。这里,作者再次提出岩石层发生拆沉,在壳/幔交界处形成壳/幔过渡带,并沿断裂上升进入上地壳;另有上地幔分异的富碱岩浆、煌斑岩浆和碳酸岩-碱性岩杂岩岩浆向上运移,并向剪切带积聚。作者提

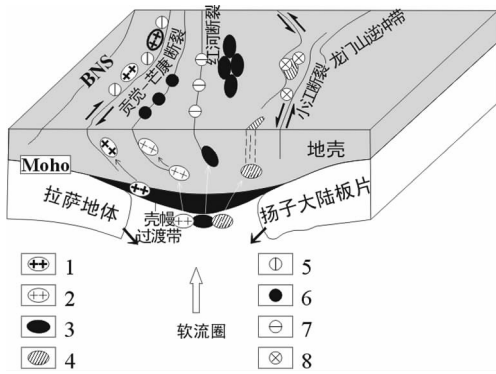


图 25 青藏高原晚碰撞转换机制成矿作用<sup>[10]</sup>

1—埃达克质斑岩;2—富碱岩浆;3—煌斑岩;4—碳酸岩-碱性岩杂岩;5—斑岩型 Cu-Mo-Au 矿床;6—热卤水型 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床;7—剪切带型 Au 矿床;8—碳酸岩-碱性岩杂岩型 REE 矿床

Fig.25 A possible tectonic model for metallogeny in the late-collisional transformation mechanism for the Qinghai-Tibet Plateau<sup>[10]</sup>

1-Adakitic porphyry;2-Alkali-rich magma;3-Lamprophyre;  
4-Carbonatite-alkaline complex;5-Porphyry Cu-Mo-Au deposit;  
6-Hot-brine Pb-Zn-Ag-Cu deposit;7-Shear zone Au deposit;  
8-Carbonatite-alkaline complex-hosted REE deposit

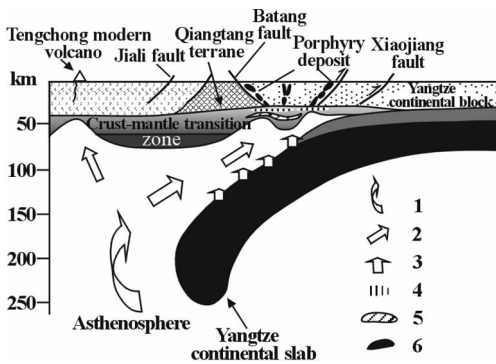


图 26 东印度亚洲碰撞带斑岩铜、钼、金矿床可能的构造模型<sup>[21]</sup>

Fig.26 A possible tectonic model for porphyry Cu-Mo-Au deposits in the eastern Indo-Asian collision zone<sup>[21]</sup>

1-Upwelling and thermal erosion of the asthenosphere;  
2-Underplating of small streams of melts;3-Subducted slab fluids;  
4-Ore-bearing porphyry source;5-Barren porphyry source;  
6-Alkali-rich porphyry magma

出 Richards(2003)成矿模式中的浅层岩浆房成为斑岩铜矿岩浆热液的源区,再沿断裂系统运移并使岩浆矿体就位。笔者认为,不谈岩浆矿液的形成机制,而仅仅谈岩浆矿液受构造控制就位,这种解释并没有抓住成矿作用的本质。因为不论是安第斯带还是冈底斯带,岩浆-热液都是要在张性断裂系统中就位的,而不论这种张性断裂是在统一应力场作用下一次形成的,还是在多次应力场变换下形成的,都是一样。

### 5.2 对 3 张成矿模式图的讨论

作者提出的成矿模式主要是依据文献[27]。这里:

(1)图 27 展示(layered)成像图并不能用于解释玉龙铜矿成矿作用。这一条剖面位于北纬 23.5°N,而江达玉龙铜矿位于 31.5°N,两者南北相距达 800 km 以上,南北构造变化大,很难对比,所以不能利用图 27 来解释玉龙铜矿成矿作用。

(2)沿这一剖面下面的岩石层存在不存在? 设定图 27 有一定的可信度。对比图 27 与图 26 可看出,两者有很多不同。如对冲带的中间部位(98°E~99°E)地幔岩石层不见了,可能作者认为它被拆沉下去进入了深层。但是从图 27 可以看出岩石层的显示十分清楚。图中在 50 km 左右深度水平上出现的高速层,从其空间位置和速度值上判定,应为岩石层的显示。从图上也可看出地壳的厚度在 50 km 左右,岩石层的厚度也在 50 km 左右(误差多大,作者未给出)。这一高速岩石层东西向伸展很宽,几乎在全剖面上都存在。这在地震层析中是很少见到的。可信吗? 还需要做进一步的论证。在其北面的 24°N~25°N 遮放—龙陵—永平—宾川的广角地震剖面<sup>[28]</sup>上也清楚地显示有岩石层存在,地壳厚度在 40~45 km,两者是一致的,因此地壳厚度值是可信的。

(3)MASH 带并未能被明确确定。图 27 标明在 101°E 岩石层深度上,有一段几十千米宽的低速地段。作者推测其速度值为 6.7~7.5 km/s,认为是壳/幔混合层,虽然不是位于壳/幔交界处,但是它可能起着与上下的低速层相连通,成为岩石层下面高温低速层向上涌出的通道。此外,在 101°E~105°E 区间,层析成像图上显示地壳底部存在一低速层,可能与壳/幔混合层相当,不过由于地震层析方法的分辨率不高,令人不能相信。在澜沧江的下面,整个地壳均为一个低速区,可能是深断裂,地下水深部热液联合的显示。遮放—龙陵—永平—宾川广角地震剖面上壳/幔界面处并未见一定规模的壳/幔混合层或 MASH 带的显示。本地段内岩石层都存在,具有正常的速度 8.0~8.1 km/s,只是在靠近岩石层处速度梯度较大。但在图 27 剖面以北漾濞(位于 25.5°N,100°E)下面地壳内揭示出一个从上到下的低速带,可能有重要的地质含义。

(4)关于深达 200 km 速度为 8.32 km/s 和 8.67 km/s 的高速体应是岩石层。作者依据文献<sup>[29]</sup>推定了与扬子地块相连接的,现已向下延深达 200 km 的高速体是扬子地块于 50 Ma 前开始向西俯冲的残留体。俯冲下去的高速体速度值为 8.32 km/s 和 8.67 km/s 与上地幔榴辉岩的速度一致;认为这一俯冲结果与地表的岩浆活动(煌斑岩脉侵入、与煌斑岩有关的金矿脉流体包体,金矿成矿期等年龄值)时间上也一致,这两点可以相互佐证。作者进一步推论:在 60~50 Ma 期间,印度大陆与欧亚大陆碰撞时滇川西部处于斜向碰撞的前沿,除受挤压缩短外,还会发生走滑和右旋转动。此时俯冲的扬子地块将有可能被断离,这将使软流圈的物质上涌。这里,将高速体推测为榴辉岩是不对的,因为榴辉岩需要下地壳的玄武质物质高压下变质才能形成。如果俯冲下去的是以岩石层为主,则是以二辉橄榄岩为主,玄武质物质较少,则不可能形成“榴辉岩”,而岩石层本身是可以形成高速体的。不过这些高速体不一定是扬子地块俯冲的结果。此外,地表出现的 50 Ma



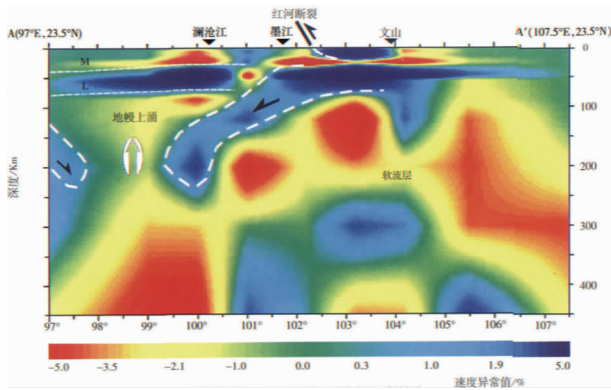


图 27 沿 23.5°N 的地震层析成像剖面<sup>[2]</sup>

M—莫霍间断面;L—岩石层底界;图中的颜色表示地震波速;绿色表示此深度的速度为平均参考值;蓝色表示此深度为高速异常;红色表示低速异常

Fig.27 Seismic tomographic section along 23.5°N from 97° to 107.5°E<sup>[2]</sup>

M—Moho;L—Lower boundary of the rock layer;The colors in the figures denote seismic velocities;Green indicates that the velocity at this depth is an average reference value;blue indicates a high-velocity anomaly at the depth;red indicates a low-velocity anomaly

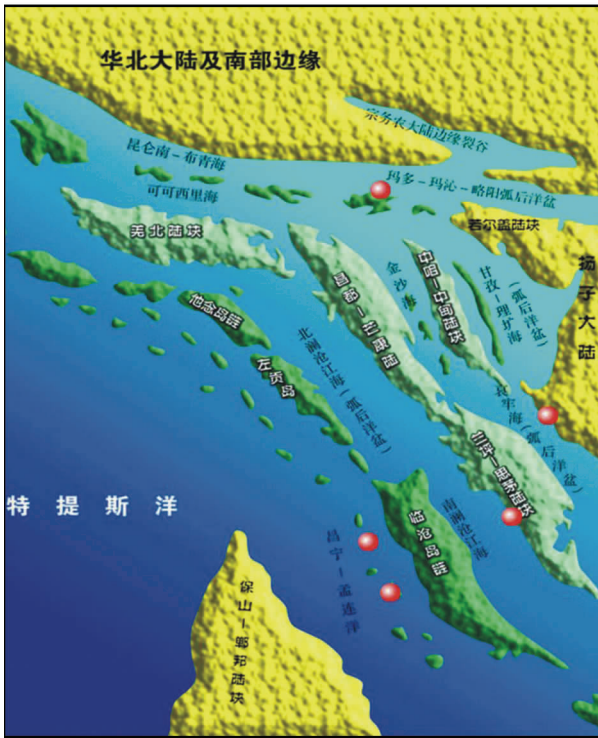


图 28 中生代三江地区多岛弧盆构造格局示意图(侯增谦等)

Fig.28 Archipelagoic arc-basin tectonic framework of the eastern Indo-Asian collision zone during the Mesozoic

的岩浆活动和成矿作用,它们时间上的一致并不能得出彼此之间存在着成因上的联系,而且这些事件之间一点时间差也没有,也令人难以理解。为此,需要从区域构造运动的角度研

究这一问题,了解近 50 Ma 扬子地块是不是向西俯冲,与 40 Ma 形成的呈近南北向的玉龙铜矿带又是什么关系。

### 5.3 滇西的区域构造格架

关于滇西的区域构造格架,按照文献[10,30]可以归纳为以下几点:

(1)滇西地块的划分和其构造关系(图 27)。现在区内的大地构造是:从西向东分布有印度大陆、雅鲁藏布江缝合带、拉萨地块、班公湖—怒江缝合带(?)、羌塘地块+思茅—中印地块+保山(中国)—缅—泰地块、金沙江—红河缝合带(右行走滑—逆冲带)、可可西里—松潘甘孜地块和甘孜理塘缝合带及扬子地块。可能是三叠纪时(?)印度洋中脊开裂,印度大陆、羌塘地块、拉萨地块分别向北偏东运动,后转向北运动,这是南亚地区板块运动的基本格局。金沙江洋于早三叠世晚期—中三叠世时期闭合(约 230 Ma 前后),并大致处在现在的纬度<sup>[2]</sup>,在晚侏罗—早白垩世时班公湖—怒江洋闭合,拉萨地块与北边的羌塘地块和可可西里地块连成为一个整体陆块。

潘桂棠提出在中生代时期,三江地区各地块形成—多岛弧盆构造体系,大体上是沿北西—南东向分布(图 28)。在特提斯洋内(笔者;可能也包括了班公湖—怒江洋?)形成昌宁—孟连洋盆(向东北俯冲)、澜沧洋盆(弧后洋盆,向东北西南两侧俯冲)、金沙—哀牢洋盆(向西南俯冲闭合后成为金沙江—红河缝合带),甘孜—理塘洋盆(为一个弧后洋盆,后向西南俯冲),到中生代末(?) ,由于印度洋中脊的扩张,最后导致各洋盆闭合,陆块拼合在一起,形面陆—岛—陆碰撞体制,新特提斯洋形成。从此开始了新特提斯洋向欧亚大陆的俯冲。

鉴于印度大陆移动先是朝北东向后转为北向<sup>[2]</sup>,推测新生代时期大洋板块将是以北向运动为主,对北西—南东走向的三江岛弧带形成斜向俯冲。这与安第斯带是 Nacca 板外斜向俯冲到南美大陆之下类似使本区在总体为挤压环境的背景上出现的一系列张扭性断裂。

金沙江—红河断裂带(也称金沙江—红河缝合带),早期为左行后期为右行,可能是由于早期向北推进和挤压使先已就位的思茅—中印地块沿左行的金沙江—红河断裂和右行的澜沧江走滑断裂向东南方向挤出,这时扬子地块显示了向西北向走滑运动;在约 20 Ma<sup>[2]</sup>,可能是 23 Ma 左右时两大陆进入碰撞造山期<sup>[2]</sup>加大了南北向的挤压,这时,整个藏东和滇西地壳因整体受到强烈推挤而出现向东和东南方向挤出;由于喜马拉雅东构造结的北部地区向东运动的速率大于喜马拉雅东构造结南部的东向运动速率,如现在 GPS 测量所显示的那样,使金沙江—红河断裂呈现右行走滑的特点,扬子地块的运动方向变为向东南向。这样,可能是 50 Ma 以来扬子地块一直没有发生向西的俯冲。而早期闭合后洋盆和大洋的岩石层应当是早已下沉到地幔软流圈中,其遗迹何在,目前尚未找到。

(2)上述地壳与地幔的运动是不同的。地表所观测到的是地壳上部几千米深度以上的构造运动,其特点是以北西—南东向后扭性构造为主,或者是如 GPS 观测所显示的那样以



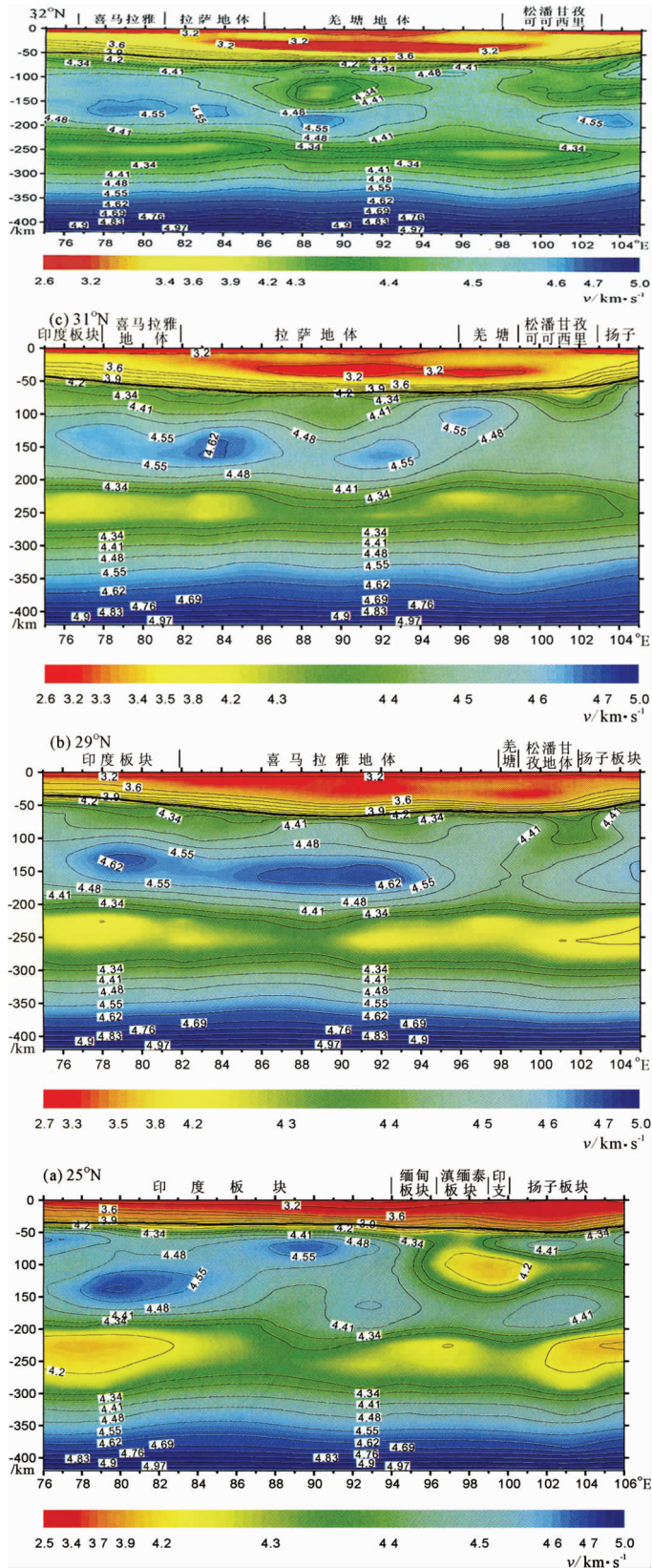


图 29 4 条纬向面波层析剖面图(苏伟<sup>[20]</sup>,2002)

Fig.29 Surface wave seismic tomographic profiles along 32°N, 31°N, 29°N and 25°N from 76° to 106°E<sup>[20]</sup>

右旋为主,但是深部的大洋岩石层则是以北向运动为主。成矿则是在张性断裂体系内进行的。

在地壳部分,从滇西遮放—龙陵—永平—宾川的广角地震剖面结果来看,东西 300 km 范围内地壳的厚度变化不大;沿剖面的地壳结构,除在漾濞(靠近下关点苍山)附近地壳有一局部低速带存在外,基本上是正常的两层结构;近壳/幔交界处速度梯度要大一些。下地壳速度偏低在漾濞附近深部莫霍层可能存在断裂(Pm 波反射有中断现象),这一地段与地表澜沧江断裂位置相当。莫霍层断裂将会带来深部岩浆热液的上涌。

(3)关于深层岩石层的运动。图 29 为 4 张分别沿着 25°N, 29°N, 31°N 和 32°N 东西向的面波层析剖面图<sup>[9]</sup>,它从印度地块延伸到扬子地台。由于面波层析成像的分辨率很低,其结果仅能使人们了解其剖面下地壳与上地幔的速度结构的轮廓性特征。从图上可以看出,上地幔部分大致可以分为 4 层:①岩石层;②位于 70~200 km 深度区间的高速带与低速区互相穿插的区间;③低速层,大体上位于 200~300 km 深度区间,基本上为一个连续的低速层,在 25°N, 29°N 剖面下面低速层的厚度较大;④300~400 km 以下的软流圈,速度普遍较高最高可达 4.97 km/s。

三江地区大体上位于 98°~102°E,北部窄,南部宽。江达玉龙铜矿带位于 31°N,其速度结构特征与 32°N 剖面相一致,但是与 23.5°N 剖面速度结构有很大的不同。

4 条剖面上显示的地壳速度结构特点,可以分成两类地质体:速度为 2.6~3.2 km/s 的低速层与速度为 3.2~4.2 km/s 的中速层。岩石层的速度为 4.3~4.4 km/s,局部速度要低一些。注意,在松潘—甘孜—可可西里地块之下低速带加厚。

(4)关于上地幔低速层岩浆热液上涌的问题。对比这 5 张图,25°N 以北看不出扬子地台有向西俯冲的现象,只能另外找原因。

沿 29°N, 31°N 和 32°N 东西向的剖面下面 70~200 km 深度区间为高速带与低速区互相穿插的地带。应当说这一区间主要部分是属于上地幔低速层范围,由于有高速岩石层的插入而使速度结构复杂化了。如前述,印度大陆的岩石层向北可分两层,上层和下层,厚度大致为 30~50 km 和 70~80 km<sup>[9]</sup>。图 29 显示的上层厚度看不清(25°N 剖面上可能有一段显示,其他剖面仅显示一速度梯度带),下层约为 100 km 左右。以高速层做标志,推测高速层可能发生以下构造变动:

在 32°N 剖面上,92°E 处向东翘起的高速体在这条剖面上开始有显示,但是其西边(中心在 90°E)和东边(中心在 102°E)的低速体有发展,所以同样要关注其找矿的前景。在这条剖面上这两个低速体与深层低速体的联系还看不清楚。

在 31°N 剖面上,在 92°E 处向东翘起的高速体,显示更清楚了,可能是向东仰冲上来的下层岩石层,是否标志了在东西向挤压力的增强,使下岩石层在东西向剖面上出现向上抬升的构造?在向东抬升的高速层的东侧存在一个平行的低速带(在松潘—甘孜—可可西里地块之下),它向下与上地幔

高温的低速层相连接,形成一条热物质上涌的通道;在 102°E 的壳/幔界面处低速区有所扩大,它正是位于可能的 MASH 带位置处,这是现今发现的速度分布特征,设想它可能就是(35±5) Ma 形成的玉龙斑岩铜矿的成矿岩浆热液的源区。应予重视并加强工作以进一步肯定它的存在和作用。

在 29°N 剖面上在 92°E 处向东翘起的高速体,显示得也很清楚;其东侧的低速层(在扬子地块)有所扩大,并与下边的上地幔高温的低速层相连接更明显;地壳中部的低速层也很明显,与 31°N 剖面 and 32°N 剖面上的低速层变化不大。

在 25°N 剖面上有可能为 4 条断裂的显示,分别位于 86°E、92°E、96°E 和 100°E;前 3 条断裂是将高速层上下错开,而 100°E 下面的断裂则是将 50 km 深的低速体与 200 km 深处的低速层连接起来,成为一条岩浆热液的通道。这里滇缅泰地块下的低速体大大扩大了,可达上百千米的厚度(位于 96°E~100°E),腾冲地热田恰好位于其上边,估计不会是巧合而是有成因上的联系。这是很有意义的发现。

以上 4 条剖面都是现在测出的速度结构,它能代表(35±5) Ma 成矿时期的构造岩浆活动情况吗?这一时期的构造状态是稳态的,可以有足够时间循环萃取与沉积成矿的。

## 6 结 论

依据上述对安底斯带、冈底斯带及三江带西矿带成矿条件的具体分析,得出对陆陆碰撞地带斑岩铜矿成矿基本条件的几点认识如下:

(1)要有一个相对稳态(指陆陆碰撞速度是稳定的)的岩浆热液物质的来源。在洋陆俯冲条件下和陆—陆碰撞条件下都要有大量的岩浆热液来源,现在比较公认的来源是上地幔的低速层(有人又称为软流圈的物质,应当说它是软流圈上面的高温低速层)。至于这些岩浆热液物质如何上升到壳/幔界面处形成 MASH 带,则有不同说法。笔者见到的各个地段地壳下都有岩石层存在,只有地壳下部的岩石层发生了断裂,才能出现岩浆热液物质上涌的通道,而岩石层可以由多种因素造成断裂;俯冲的大洋板片的断离窗,俯冲的大陆板片(即岩石层)的断离窗,以及俯冲的大陆板片与大洋板片间的断离窗,仅能使上地幔的岩浆热液物质做横向迁移,而不能做向上运动。地壳下岩石层发生大规模拆沉的推测,实际上地球物理方法证实不了这种情况的存在。可能在 Pn 或 Pm 降低的局部地段为上地幔岩浆热液物质的上涌通道,对此还应进一步工作加以证实。

(2)要有大量的铜元素来源。形成大铜矿必须有大量铜元素,已提出的铜元素来源有两个:一是随着上地幔低速层岩浆热液物质上涌带上的;二是从镁铁质下地壳萃取来的;更多的是两者的结合。那种认为由俯冲下去的岩石层带到深部的大洋下地壳,经历了高压高温形成榴辉岩,再分解成钙碱性岩浆在重新进入地壳(到壳/幔界面处)时发生熔融和分解,并与下地壳同化形成钙碱性岩浆热液,其中就包含了作为不相容组分的铜元素存在。或者是,铜来自埃达克岩,



或埃达克质岩,或者是新生的下地壳。实质上都是上述的一、二部分带来的铜元素。冈底斯带陆-陆碰撞是在洋陆俯冲的条件下实现的,在洋陆俯冲阶段有没有形成铜元素的富集?现在有一些迹象表明这种元素富集的存在,并成为后期岩浆热液萃取的对象。有意义的事实是冈底斯带与安第斯带一样,地壳内残存的洋壳可能对提供铜元素起着重要作用。

(3)关于岩浆房问题。它起着壳/幔间的 MASH 带(熔融与同化带)与地壳浅部矿体成矿就位之间的缓冲储集区的作用,安第斯带与冈底斯带中壳部位都存在大规模的部分熔融层,与 Richards 模式中提出的岩浆房并不同,还不知两者是否作用等同?迄今也没有发现 Richards 模式中提出的 5 km 深的中性浮力地段的岩浆房。可能与地球物理工作还不够有关,今后还应进一步探求这一问题。

(4)关于浅层断裂构造体系的作用。第一是安第斯带和冈底斯带的斑岩铜矿都是就位于张性断裂带中;第二是,在一个洋陆俯冲体制下,或是在一个陆-陆碰撞体制下,地壳都是处于挤压状况下,在挤压应力体制形成的构造体系中都存在着张性的、压性的和旋扭性的断裂,岩浆热液在压力的驱动下,进入张性断裂中就位和沉淀成矿。含矿溶液沉淀成矿时还与围岩的化学性质有关。因此,谈成矿作用,仅谈断裂的性质和断裂的形成,如压性构造转换为张性构造成矿,或是伸展作用,或是造山成矿作用都是不够的,它仅仅是成矿作用条件之一。

(5)关于多岛弧盆系成矿说。多岛弧盆系是一种大地构造背景,在这种大地构造背景下,可以生成多种类型的矿床。如三江地区的矿床类型就有大型斑岩型铜矿、剪切带型金矿,海底喷流沉积型多金属矿以及一些低温和高温的矿床类型。同样地,东南亚地区也是现今的多岛弧盆系,它所具有的矿产也是有多种类型的。每种类型的矿床其成矿的基本条件并不是完全相同的,对它们的成矿作用要作具体分析,不是提出一个新名词“多岛弧盆系成矿说”就算创造了一种新的成矿理论,这是两回事。以三江地区为例,就是斑岩铜矿,普朗斑岩铜矿是三叠纪形成的,和 40 Ma 生成的玉龙斑岩铜矿的具体形成的条件也会有所不同,由于工作不够,所以笔者仅讨论了渐新世以来的斑岩铜矿成矿条件。

(6)关于稳态的成矿期问题。形成大型矿床就要有一个较长的成矿作用时间。构造进行状态稳定,可以允许岩浆热液长时间地循环萃取铜金属和沉淀成矿。这一问题一般文章中讨论不多,应加强。与安第斯带相比,冈底斯带新特提洋板片俯冲时间短,而在随后的陆-陆又发生一系列大型构造,影响了成矿的稳定期。

**致谢:**本文成文过程中得到许多同行的关心和鼓励。陈毓川、王泽九、沈其韩、郭云麟、万天丰、闫立本、施俊法等专家看了初稿后,提出了许多中肯的建议;笔者还先后多次就此问题在全国性学术会上作了报告交流,得到了许多专家对笔者给予的鼓励和帮助;中国地质调查局发展研究中心情报室还专门就此问题与笔者举行了讨论会;特别是国家基础研

究规划 973 项目“青藏高原碰撞造山带成矿作用研究”首席科学家侯增谦同志还专门与笔者交换了看法,给笔者很大启发与具体帮助。笔者借此机会向关心和支持这项研究的同行表示深深的感谢。应说明的是,侯增谦等同志在大陆成矿作用研究方面做了大量的矿床地质研究,取得的研究成果是丰富的;笔者按照“西藏腹地成矿作用研究”研究课题的要求,着重在 INDEPTH 项目深部调查的基础上对藏南深部构造岩浆活动和成矿作用进行了研究。这样,双方分别从地表向深部与从深部向地表的不同角度对藏南大型斑岩铜矿的成矿作用进行了有益的探讨,取得了许多重要的共识,也提出了一些有待进一步探讨的问题。我们共同感到这样一种学术思想的交流讨论,非常有意义,它是一种尝试,体现了当前中国学术界的一种呼声,有利于科学争鸣。

#### 参考文献(References):

- [1] 余宏全, 丰成友, 张德全, 等. 西藏冈底斯中东段矽卡岩铜-铅-锌多金属矿床特征及成矿远景[J]. 矿床地质, 2005, 24(5):508-520. She Hongquan, Feng Chengyou, Zhang Dequan, et al. Characteristics and metallogenic potential of skarn copper-lead-zinc polymetallic deposits in central eastern Gangdese [J]. Mineral Deposits, 2006, 24(5):508-520(in Chinese with English abstract).
- [2] Charles R, Stern M, Alexandra S. Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in Central Chile:role of ridge subduction, decreased subduction angle, subduction erosion, thickening crustal, and long-lived, batholith-size, open-system magma chambers [C]//Super Porphyry Copper & Gold Deposits:A Global Perspective. PGC Publishing Adelaide, 2005, V.1:65-82.
- [3] Francisco C. The Andean porphyry systems [C]// Super Porphyry Copper & Gold Deposits:A Global Perspective. PGC Publishing Adelaide, 2005, V.1:45-63.
- [4] Richards J P. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits[C]//Super Porphyry Copper & Gold Deposits:A Global Perspective. PGC Publishing Adelaide, 2005, V. 1:7-25.
- [5] Schmitz M, Araneda M, Forste K, et al. Aktive Seismik imm Rahmen von PISCO 94, 1995.
- [6] Muawia B, Bryan L I. Spatial distribution of earthquakes and subduction of Nazca plate beneath South America [J]. Geology, 1976, 4:686-692.
- [7] Flueh E R, Ranero C R, Hojka A, et al. Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaiso, Chile [J]. Tectonophysics, 1998, 288:251-263.
- [8] Gerardo B, Camus F, Carrasco P, et al. Aeromagnetic signature of porphyry systems in northern Chile and its implication[J]. Economic Geology, 2001, 96:239-248.
- [9] 侯增谦, 杨竹森, 莫宣学, 等. 青藏高原碰撞造山带:I.主碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25(4):337-358. Hou Zengqian, Yang Zhusen, Mo Xuanxue, et al. Metallogenesis in



- Tibetan collisional orogenic belt: I. Mineralization in main collisional orogenic setting [J]. *Mineral Deposits*, 2006, 25(4):337–358(in Chinese with English abstract).
- [10] 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 等. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. *矿床地质*, 2006, 25(5):521–543.  
Hou Zengqian, Pan Guitang, Wang Anjian, et al. Metallogensis in Tibetan collisional orogenic belt: II. Mineralization in late – collisional transformation setting [J]. *Mineral Deposits*, 2006, 25(5): 521–543(in Chinese with English abstract).
- [11] 侯增谦, 曲晓明, 杨竹森, 等. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用[J]. *矿床地质*, 2006, 25(6):629–651.  
Hou Zengqian, Qu Xiaoming, Yang Zhusen, et al. Metallogensis in Tibetan collisional orogenic belt: III. Mineralization in post – collisional extension setting[J]. *Mineral Deposits*, 2006, 25(6):629–651(in Chinese with English abstract).
- [12] Lee T Y, Lawver L A. Cenozoic plate reconstruction of southeast Asia[J]. *Tectonophysics*, 1995, 251(1/4):85–138.
- [13] 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 印度 – 亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. *地质前缘*, 2003, 10(3):135–157.  
Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Deng Jinfu, et al. Response of volcanism to the India – Asia collision [J]. *Earth Science Frontiers*, 2003, 10(3):135–157(in Chinese with English abstract).
- [14] 王立全, 朱第成, 等. 喜马拉雅 – 冈底斯造山带构造地质[R]. 2006: 100.  
Wang Liquan, Zhu Dicheng et al. *Tectonic Geology of the Himalaya – Gangdise Orogenic Belt* [R]. 2006:100(in Chinese).
- [15] Zhao W, Nelson K D, and the Project INDEPTH Team. Deep seismic – reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet[J]. *Nature*, 1993, 366:557–559.
- [16] Schulte – Pelkum Vera, et al. Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya. *Natures*, Vol 435/30, June, 2005 /doi:1038 /nature 03678.
- [17] 吕庆田, 姜枚, 许志琴, 等. 印度板块俯冲到特提斯喜马拉雅之下的地震层析证据[J]. *科学通报*, 1998, 43(12):1308–1311.  
Lü Qingtian, Jiang Mei, Xu Zhiqin et al. Seismic tomographic evidence for the subduction of the Indian plate beneath the Tethys – Himalaya [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1988, 43 (12): 1308–1311(in Chinese).
- [18] 赵文津, 薛光琦, 吴珍汉, 等. 西藏高原上地幔的精细结构与构造——地震层析成像给出的启示 [J]. *地球物理学报*, 2004, 47: 449–455.  
Zhao Wenjin, Xue Guangqi, Wu Zhenhan, et al. Fine velocity structure of the upper mantle beneath the Xizang plateau from tomography and its geological interpretations[J]. *Chinese Journal of Sinica*, 2004, 47:449–455(in Chinese with English abstract).
- [19] 郑洪伟. 青藏高原地壳上地幔三维速度结构及其动力学意义 [D]. 博士学位论文, 2006.  
Zheng Hongwei. 3D velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Qinghai – Tibet Plateau [D]. Doctorial These, 2006(in Chinese with English abstract).
- [20] 苏伟, 彭艳菊, 郑月军, 等. 青藏高原及其邻区地壳上地幔 S 波速度结构[J]. *地球学报*, 2002, 23(3):193–200.  
Su Wei, Peng Yanju, Zheng Yuejun, et al. Crust and upper mantle shear velocity structure beneath the Tibetan plateau and adjacent areas[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 2002, 23(3):193–200(in Chinese with English abstract).
- [21] 周华伟, Michael A M, 林清良. 西藏及其周围地壳、地幔地震层析成像——印度板块大规模俯冲于青藏高原之下的证据 [J]. *地学前缘*, 2002, 9, (4):285–292.  
Zhou Huawei, Michael A M, Lin Qingliang. Tomographic imaging of the Tibet and surrounding region: evidence for wholesale underthrusting of Indian slab beneath the Tibetan plateau [J]. *Earth Science Frontiers*, 2002, 9, (4):285–292(in Chinese with English abstract).
- [22] 赵文津及 INDEPTH 项目组. 喜马拉雅山及雅鲁藏布江缝合带深部结构与构造研究[M]. 北京:地质出版社, 2001.  
Zhao Wenjin, Project INDEPTH Team. *Deep Structure and Tectonics in the Himalayas and Yarlung Zangbo Suture Zone* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2001(in Chinese).
- [23] 吕庆田, 姜枚, 马开义, 等. 三维走时反演与青藏高原深部构造[J]. *地震学报*, 1996, (4):1–24.  
Lü Qingtian, Jiang Mei, Ma Kaiyi, et al. Travel time tomography inversion and the deep structure of the southern Tibet [J]. *Acta Seismologica Sinica*, 1996, (4):1–24 (in Chinese with English abstract).
- [24] Tapponnier P, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine[J]. *Geology*, 1982, 10:611–616.
- [25] Hou Zengqiang, Zhong Dalai, Deng Wangming, et al. A tectonic model for porphyry copper – molybdenum – gold deposits in the eastern Indo – Asian collision zone [C]//*Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. PGC Publishing Adelaide 2005, 2:423–440.
- [26] 范玉华, 李文昌. 云南普朗斑岩铜矿床地质特征 [J]. *中国地质*, 2006, 33(2):352–362.  
Fan Yuhua, Li Wenchang. Geological characteristics of the Pulang porphyry copper deposit, Yunnan [J]. *Geology in China*, 2006, 33 (2):352–362(in Chinese with English abstract).
- [27] 刘福田, 刘建华, 何建坤. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片[J]. *科学通报*, 2000, 45(1):79–84.  
Liu Futian, Liu Jianhua, He Jiankun. Subducted slab of the Lower Yangtze block in the western Yunnan Tethys orogenic belt [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45 (1):79–84(in Chinese).
- [28] 朱介寿, 蔡学林, 曹家敏, 等. 中国华南及东海地区岩石层三维结构及演化[M]. 北京:地质出版社, 2005:46–47.  
Zhu Jieshou, Cai Xuelin, Cao Jiamin et al. 3D Lithospheric Structure and Evolution of South China and the East China Sea Area [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2005:46–47 (in Chinese).
- [29] Van der Voo Rob, Wim Spakman, et al. Tethyan subducted slabs

under India, EPSL, 1999, 171:7-20.

[30] 万天丰. 中国大地构造纲要[M]. 北京:地质出版社, 2004.

Wan Tianfeng. Tectonic Outline of China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004(in Chinese).

## Deep tectono-magmatic setting for metallogenesis of large porphyry copper deposits

ZHAO Wen-jin

(*Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*)

**Abstract:** Based on the results of deep geophysical exploration, combined with geological and geochemical data, this paper analyzes the Oligocene tectono-magmatic settings of deep-seated mineralization in the Andean porphyry copper belt in the South America stable ocean-continent subduction regime, the Gangdise porphyry copper belt in the southern Tibet unstable continent-continent collision regime and the Jamda porphyry copper belt in the Sanjiang area in the unstable continental island-continent collision regime. Six basic conditions for mineralization have been summarized: (1) there was a good supply of upper mantle-derived high-temperature magmatic hydrothermal fluids; (2) a regional source for copper extraction was available; (3) there were a partial melting layer of the upper crust or magma chamber for circulation and deposition of copper-bearing hydrothermal fluids; (4) there were tensile faults in the upper crustal tectonic system for emplacement of magmatic hydrothermal fluids; (5) the chemical properties of the country rocks were important for the precipitation of ore materials; and (6) the relatively stable tectonic stage created conditions for the precipitation of ore materials. In the case of an unstable regime, it is necessary to look for a relatively stable time interval in the regime. The main differences in mineralization between the continent-continent collision regime and ocean-continent subduction regime lie in the long tectonically unstable stage, continental crustal thickening and tectonic complication, as well as the mechanism of crack and break of the mantle lithosphere. The author proposes new ore prospect areas in the Gangdise belt.

**Key words:** Andean metallogenic belt; Gangdise belt; porphyry copper deposit; partial melt

---

**About the first author:** ZHAO Wen-jin, male, born in 1931, senior researcher and academician of the Chinese Academy of Engineering, engages in the research on exploration geophysics and survey of the Earth's deep interior; E-mail: zhaowj@cae.cn.