

文章编号 10258-7106 (2006) 06-0629-23

青藏高原碰撞造山带:Ⅲ. 后碰撞伸展成矿作用*

侯增谦¹, 曲晓明², 杨竹森², 孟祥金², 李振清², 杨志明¹, 郑绵平²,
郑有业³, 聂凤军², 高永丰⁴, 江思宏², 李光明⁵

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 3 中国地质大学, 湖北 武汉 430074; 4 石家庄经济学院, 河北 石家庄 050031; 5 中国地质调查局西南地质调查中心, 四川 成都 610082)

摘 要 “后碰撞”作为大陆碰撞造山作用的特定过程, 以其重要的构造演化标示性特征和强烈的爆发式金属成矿作用, 受到人们的高度重视。但涉及后碰撞的一系列重要地质问题, 如后碰撞期的构造特征与演化历程、岩浆发育序列和岩石构造组合、伸展成矿作用与矿床系列组合等, 尚未得到清楚完好的识别、理解和阐释。文章系统研究和总结了青藏高原后碰撞造山与成矿作用特征, 提出了后碰撞伸展成矿作用的构造控制模型。研究表明, 现今处于后碰撞阶段的青藏高原, 中新世以来主要经历了两阶段发育历史。后碰撞早期阶段主要发生下地壳流动与上地壳缩短(>18 Ma): 下地壳塑性流动并向南挤出, 在藏南地区形成 EW 向延伸的藏南拆离系(STD)和高喜马拉雅, 上地壳强烈逆冲推覆, 在拉萨地体发育 EW 向展布的逆冲断裂系。晚期阶段主要发生地壳伸展与裂陷(<18 Ma) 垂直碰撞带的 EW 向伸展, 形成一系列横切青藏高原的 NS 向正断层系统(≤13.5 Ma) 及其围陷的裂谷系和裂陷盆地。后碰撞岩浆作用以形成钾质-超钾质火山岩、钾质埃达克岩、钾质钙碱性花岗岩与淡色花岗岩为特征, 集中发育于冈底斯构造-岩浆带和藏南特提斯喜马拉雅。淡色花岗岩与藏南拆离构造有关, 其他钾质-超钾质岩浆活动则与 EW 向地壳伸展有关。青藏高原后碰撞成矿作用强烈而复杂, 主要形成斑岩型 Cu 矿、热液脉型 Sb-Au 矿、矽卡岩型和热液脉型 Ag-Pb-Zn 矿以及现代热泉型 Cs-Au 矿等重要矿床类型。斑岩型 Cu 矿及矽卡岩型多金属矿床形成于后碰撞伸展环境, 岩浆起源于加厚的镁铁质新生下地壳。热液脉型 Sb-Au 矿发育于藏南拆离带及变质核杂岩周围, 系中新世地壳热田浅成低温热液活动产物。热液脉型 Ag-Pb-Zn 矿主要产于拉萨地体内部的逆冲构造带内, 与地壳流体的迁移汇聚过程有关。青藏高原后碰撞成矿作用在上地壳层次受 3 大构造系统控制, 即①东西向伸展形成的近 NS 向正断层系统及裂谷裂陷带, ②南北向地壳缩短形成的 EW 向展布的逆冲构造带和③EW 向展布的拆离构造带, 但在中下地壳/地幔层次上, 则受中下地壳物质流动-挤出过程以及俯冲大陆板片断离-拆沉过程控制。

关键词: 地质学; 后碰撞; 钾质岩浆岩; 成矿作用; 深部过程; 青藏高原

中图分类号: P611.1

文献标识码: A

Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: Ⅲ. Mineralization in post-collisional extension setting

HOU ZengQian¹, QU XiaoMing², YANG ZhuSen², MENG XiangJin², LI ZhenQing², YANG ZhiMing¹,
ZHENG MianPing², ZHENG YouYe³, NIE FengJun², GAO YongFeng⁴, JIANG SiHong²
and LI GuangMing⁵

(1 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;
3 China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 4 Shijiazhuang University of Economy, Shijiazhuang
050031, Hebei, China; 5 Institute of Geology and Mineral Resources, CGS, Chengdu 610082, Sichuan, China)

* 本研究得到国家基础研究计划“印度-亚洲大陆主碰撞带成矿作用”973 项目(2002CB4126)和杰出青年项目的联合资助

第一作者简介 侯增谦,男,1961 年生,博士,研究员,博士生导师,长期从事海底与大陆成矿作用研究。

收稿日期 2006-07-31 改回日期 2006-10-10。李 岩编辑。

Abstract

As a significant and late stage process in the collisional orogeny characterized by a variety of geological features indicating tectonic evolution and large-scale, high-intense mineralization, post-collision has aroused much interest among geologists. However, numerous geological issues, such as post-collisional structural features and tectonic evolution, magmatic sequences and tectonic-magmatic associations, and metallogensis and mineralization systems in the post-collisional settings, have not yet been fully understood. This paper studied and summarized the major features of post-collisional orogeny and related metallogensis, and proposed a tectonic model for metallogensis in the post-collisional setting in Tibet. The available data indicate that there have been at least two stages of tectonic evolution since Miocene in the Tibetan plateau, which is now tectonically in a post-collisional stage. The low-crustal flow and upper-crustal shortening took place in an early post-collisional stage (>18 Ma), which led to the southward extrusion of the low-crustal materials, producing the EW-tending south Tibetan detachment system (STD) and the High Himalayan block to the south, and the EW-striking thrust faulting systems and the thrust nappe structures along the Gangdese range in the Lhasa terrane, respectively. The crust extension and rifting occurring in the late post-collisional stage (>18 Ma) formed a series of NS-striking normal faults and associated rifting basins (≤ 13.5 Ma) across the Tibetan plateau. The post-collisional magmatism in Tibet is characterized by the mid-Miocene ultra-potassic and potassic volcanic rocks, adakitic intrusives, and calc-alkaline granites developed along the Gangdese batholiths, and the south Tibetan leucogranites related to STD. Mineralization during the post-collisional periods produced a variety of significant mid-Miocene deposits, including the porphyry Cu deposits and the associated skarn Ag-Pb-Zn deposits along the Gangdese batholiths, the epithermal Sb-Au deposits in southern Tibet, the hydrothermal vein-type and skarn-type Ag-Pb-Zn deposits to the north of the Gangdese porphyry Cu belt, and modern Cs-Au deposits related to hot-spring activity in Tibetan plateau. The porphyry Cu deposits, occurring in the post-collisional setting, are associated with felsic stocks that show geochemical affinity with adakites, which are regarded as products of partial melting of newly-formed underplated basaltic lower-crustal source beneath the Tibet. The Sb-Au vein deposits, tectonically located in the STDs and controlled by the metamorphic nuclear complexes (thermal domes) and NS-striking normal faults, are related to the epithermal systems driven by the mid-Miocene leucogranitic bodies. The vein-type Ag-Pb-Zn deposits occur within a thrusting nappe structural zone in the Lhasa terrane, and are related to the fluid flows discharged and moved along a northward gently-dipping detachment fault zone related to upper-crust shortening. In general, three kinds of structural systems in the upper-crust level, i. e., the NS-striking normal faulting system and associated rifting basins, the EW-tending thrusting faults and associated nappe structures, and the EW-tending STDs, constrained the metallogensis during the post-collisional periods. Nevertheless, the flow and extrusion of the mid-lower crust and the breaking-off of the subducted Indian continental slab are considered to be the principal deep dynamic processes leading to the formation of these distinct deposits in the post-collisional setting in Tibet.

Key words: geology, post-collision, potassic magmatic rocks, metallogeny, deep lithospheric process, Tibetan plateau

“后碰撞”作为大陆碰撞造山作用的特定过程, 以其重要的构造演化标示性特征和强烈的爆发式金属成矿作用, 受到地质学家们的高度重视。尽管目前对后碰撞作用的认识还是初步的, 但对一些科学问题已形成基本共识。后碰撞环境总体上以地壳伸

展为特征, 但强烈伸展时可以形成断陷盆地(Crawford et al., 1992; Hou et al., 2003a)、裂陷槽(肖序常等, 1992; 汪京彬等, 2006), 甚至陆内裂谷(张国伟等, 1999; 顾连兴等, 2001), 并主要沿着陆-陆碰撞带平行展布。后碰撞岩浆作用以高钾钙碱性(HKCA)

和钾玄岩系(SH)岩石组合为特征(Liegeois,1998)。在后碰撞的特定阶段,常常发育典型的“双峰”岩石组合(Crawford et al., 1992; Hou et al., 2003a; 王京彬等, 2006),有时也产出过铝-强过铝花岗岩(淡色花岗岩)(Sylvester, 1998)。晚期阶段还常发育少量的碱性-过碱性岩(如A型花岗岩)(Jung et al., 1998)和小体积的碱性环状杂岩体(Liegeois, 1998)。HKCA和SH岩系主要受大规模剪切带或走滑断裂带控制,淡色花岗岩发育则与大规模拆离断裂系有关(Le Fort, 1981; England et al., 1992; Harris et al., 1993; Guillot et al., 1995)。“双峰”岩石组合通常产出于后碰撞期的裂谷带或裂陷盆地,而碱性环状杂岩体则标志着碰撞造山过程的终结。虽然后碰撞火成岩的岩石地球化学特征不一定具有构造环境指示意义,但却可反映岩浆源区的地球化学特征。该岩浆源区通常形成于主碰撞期及碰撞前的俯冲期,常常含有一定量的幔源或壳源的新生(juvenile)组分(Liegeois, 1998; Hou et al., 2004)。导致后碰撞伸展的动力学机制,被许多学者归因于岩石圈折沉(Kay et al., 1994)、地幔岩石圈对流减薄(England et al., 1989; Turner et al., 1993; 1996),甚至俯冲板片断离(Maheo et al., 2002)。后碰撞期通常是金属成矿的高峰期,常常伴随着大规模的Au、Cu、多金属成矿作用(Marignac et al., 1990; Crawford et al., 1992; Hou et al., 2003a; 侯增谦等, 2003b; 王京彬等, 2006)。

应该指出,上述认识主要建立在对古老碰撞造山带的研究基础上。然而,由于古老碰撞带多数遭受后期地质事件的强烈叠加改造,许多重要的地质信息遭到不同程度的破坏,因此,涉及后碰撞的一系列重要地质问题,如后碰撞期的构造特征与演化历程、岩浆发育序列和岩石构造组合、伸展成矿作用与矿床系列组合等,尚未得到清楚完好的识别、理解和阐释。

笔者的研究已经表明,青藏高原是全球范围内规模最大、也是最典型的活动大陆碰撞造山带,经历了印度与亚洲大陆的主碰撞(65~41 Ma)、晚碰撞(40~26 Ma)和后碰撞(< 25 Ma)过程,目前正处于后碰撞演化阶段(侯增谦等, 2006a; 2006b; 2006c)。在后碰撞阶段,青藏高原发育了一系列标示性的构造-岩浆事件,如横跨青藏高原的NS向正断层系统及其裂谷带(Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001)、东西绵延千余公里的钾质火成岩带(Turner

et al., 1993; Miller et al., 1999; Maheo et al., 2002; Hou et al., 2004)和藏南拆离系(Burg et al., 1984; Burchfiel et al., 1992)以及与之相关的藏南淡色花岗岩带(Le Fort, 1981; Guillot et al., 1995)等,为深入研究后碰撞构造演化、岩浆活动和成矿作用提供了难得的机遇。

为深入认识和理解后碰撞期构造演化及其伸展成矿作用,本文在973项目组研究的基础上,结合前人的研究成果,总结后碰撞时段(< 25 Ma)的构造特征、岩浆序列及其深部过程,阐述后碰撞成矿事件及其矿床类型和地质特征,分析其深部过程和构造约束,建立后碰撞伸展成矿模型。

1 后碰撞构造特征

青藏高原后碰撞阶段的构造变形,主体发育于NS向挤压的动力背景之下。综合分析已有资料,后碰撞早期阶段主要发生下地壳流动与上地壳缩短(> 18 Ma);下地壳塑性流动并向南挤出,在藏南地区形成EW向延伸的藏南拆离系(STD),上地壳强烈逆冲推覆,在拉萨地体发育EW向展布的逆冲断裂系。晚期阶段主要发生地壳伸展(< 18 Ma);垂直碰撞带的EW向伸展,形成一系列横切青藏高原的NS向正断层系统(≤ 14 Ma)及其围陷的裂谷系和裂陷盆地(图1)。

1.1 藏南拆离系

藏南拆离系(STD)是一个沿喜马拉雅东西向延伸的北倾低角度正断层系统(图1, Burg et al., 1984; Burchfiel et al., 1992)。拆离系南侧为高喜马拉雅地体,北侧为特提斯—喜马拉雅地体。高喜马拉雅地体南北宽约150 km,呈东西向弧形延伸。其主体为中元古代变质岩,属印度大陆北缘的结晶基底。特提斯—喜马拉雅地体也呈近东西向弧形展布,出露中元古代变质基底和古生代-中生代被动陆缘盖层。该地体内部发育由8个变质穹隆(核杂岩)构成的长达300 km的穹隆构造带,其核部由拉轨岗日群构成,为一套高角闪岩相变质岩和混合岩化片麻岩组合,部分穹隆中央被中新世淡色花岗岩侵位(许志琴等, 2006)。

STD的起始时间尚未很好地约束,但是,根据出露于STD上下盘的淡色花岗岩的结晶年龄推断,其发育始于21~17 Ma(Schärer et al., 1986),持续至

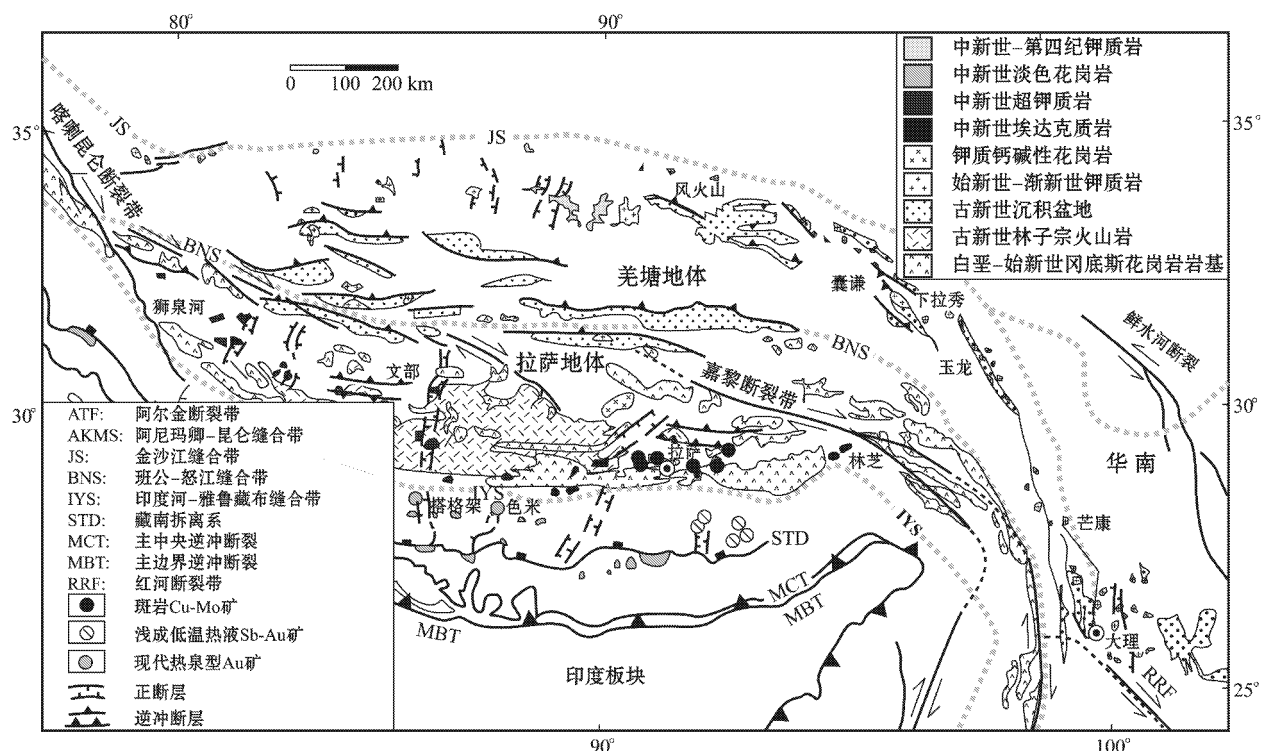


图1 青藏高原碰撞造山带构造格架(据 Chung et al., 2003 略修改)

Fig. 1 Tectonic framework of the Tibetan collisional orogenic belt (modified from Chung et al., 2003)

12 Ma (Murphy et al., 1999)。鉴于 STD 被 NS 向正断层系统切割,推测其终止时间为 8~9 Ma。

除传统意义的 STD 外,特提斯—喜马拉雅地体穹隆构造带北侧也存在北倾的拆离构造带(李德威等,2003)。许志琴等(2006)将其称为康马—拉轨岗日拆离断层带(KLD)。该 KLD 是一条发生在前震旦纪变质基底与古生代盖层间的向北缓倾的拆离构造带,其大规模拆离导致变质穹隆的抬升和剥露。由侵位于穹隆中央的花岗岩年龄限定,KLD 发育时限为 20.4~15.5 Ma (Chen et al., 1990)。根据 STD 与 KLD 活动时间的一致性、断裂系特征的类同性以及变质基底与盖层在岩石组合、形成时代和变质演化历史上的类似性诸证据,许志琴等(2006)提出 STD 和 KLD 实际上是一条规模巨大的、向北延伸到特提斯—喜马拉雅地体之下的巨型拆离带(图 2)。KLD 及变质穹隆之所以出露于特提斯—喜马拉雅地体内,与中新世淡色花岗岩侵位有关(图 2)。

STD 过去被解释为印度大陆板块向北俯冲过程的前缘滑脱拆离产物(Burg et al., 1984; Chen et al., 1990; Burchfiel et al., 1992)。然而,最近的构造模拟和构造研究提出,伴随着印-亚大陆碰撞和挤

压缩短,下地壳物质发生塑性流动,并形成通道流(Channel flow)(Beaumont et al., 2001, 2004; Shen et al., 2001),其自北而南的侧向流动与向外挤出,使其在藏南地区得以出露,形成高喜马拉雅变质地体,北侧则发生大规模拆离(见图 2),形成藏南拆离系(王二七等,私人通信)。

1.2 旁多—措勤逆冲断裂系

伴随“通道流”的发育,拉萨地体上地壳强烈缩短,产生了一系列逆冲断裂系和由此构成的逆冲-推覆构造(图 1)。在念青唐古拉以东,发育东西向延伸达 600 km 的旁多逆冲系统(叶培盛,2004),由 4 个构造带构成,从南到北依次为:①南部前缘挤压滑脱构造带,②中部叠瓦状逆冲断层带,③北部高角度逆冲断层-逆冲推覆岩席和④后缘逆冲推覆带(叶培盛,2004)。南部前缘挤压滑脱构造带以逆掩断层和紧密褶皱为主,中部以叠瓦状逆冲断层系和斜歪倒转褶皱构造为特征,北部逆冲推覆岩席被高角度逆冲断层所夹持,后缘以发育高角度逆冲断层和直立-斜歪褶皱群为特点(叶培盛,2004; 吴珍汉等,2003)。旁多逆冲系的活动时代尚无直接的测年数据,但该逆冲系向西延伸部分被念青唐古拉山脉和当雄—羊

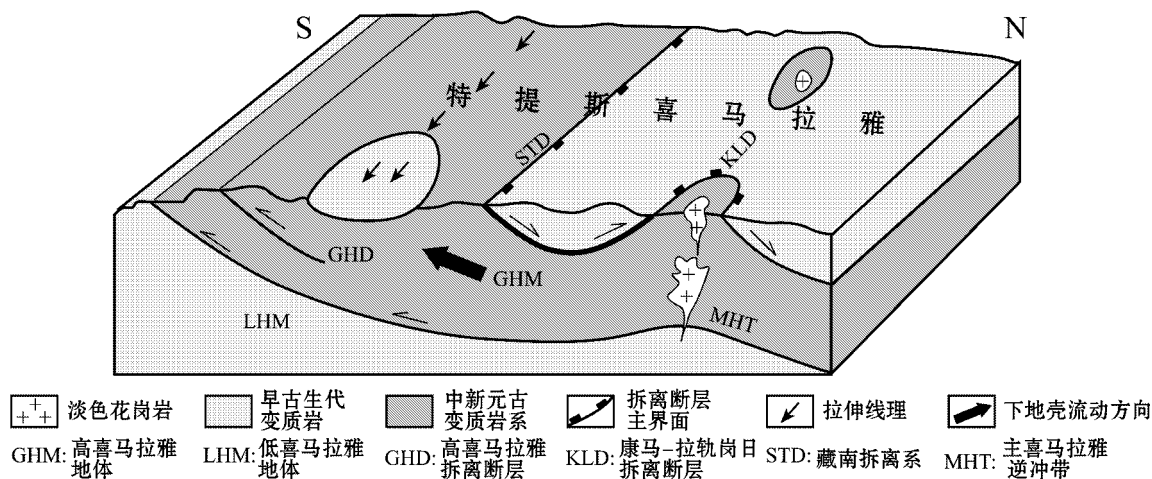


图 2 藏南地区后碰撞构造理想断面图(据许志琴等,2006 修改)

Fig. 2 Ideal geological sections of the post-collisional tectonics in south Tibet (modified from Xu et al., 2006)

八井裂谷切割截断,逆冲推覆构造带卷入并切割了石炭系-白垩系和古近纪地质体。根据念青唐古拉花岗岩的年龄(18.3~11.1 Ma,刘琦胜等,2003)及当雄—羊八井裂谷形成发育的时限(14 Ma,Williams et al., 2001; Blisniuk et al., 2001),推断旁多逆冲系活动上限为 18 Ma。

在念青唐古拉以西,发育一条东西长逾 650 km 的措勤逆冲系(图 1),其基本结构、断裂特征和构造式样均可与旁多逆冲系相类比。措勤逆冲构造带表现为多期活动的脆韧性构造带,早期为由北向南逆冲,中期呈现斜冲-韧性剪切性质,晚期具有左行走滑特征。有限的年龄数据显示,该逆冲系斜冲-韧性剪切活动时间为 45 Ma,晚期走滑时间延续至 10.4 Ma。

1.3 南北向裂谷与正断层系统

后碰撞阶段最重要的地壳变形是发育一系列横跨高原的 NS 向裂谷系及其边界正断层系统(图 1)。典型的裂谷带应首推西部的许如错—当若雍裂谷和东部的亚东—谷露裂谷,以其为主要边界将冈底斯分割为东、中、西 3 段(侯增谦等,2006d)。973 项目丁林课题组对 2 个裂谷进行了系统研究,基本确定了裂谷的形态和变形特征。裂谷系切割青藏高原不同的地质构造单元,宽度沿走向变化大,最宽处约 35 km,窄处小于 5 km。这些裂谷多为锯齿状断裂系,断裂系至少有 NE、NW、NS 3 组。边缘断裂多为走滑性质的正断层,断离多为高角度正断层。运动线理与断裂走向高角度斜交。正断层末端多转换为走滑断裂,并与其他 NS 向裂谷相连。在冈底斯,裂谷主要为对称的地堑型,在藏南则为半地堑(丁林

等,私人通信)。

NS 向裂谷的发育可能是多阶段的。丁林等(2006)通过对裂谷带内的数条垂直剖面研究提出,裂谷主要活动时间集中在 23~10 Ma。Williams 等(2001)通过对 NS 向脉岩的系统测年,提出东西向地壳伸展发生于 18 Ma。Coleman 等(1995)和 Blisniuk 等(2001)提出裂谷正断层系统发育于 13.5~14 Ma 之前。

对 NS 向裂谷的发育机制尚存较大争议,至少有 3 种不同观点 ①与地幔岩石圈对流减薄有关,因此认为 EW 向伸展和裂谷发育时间代表着青藏高原达到最大高度的时间(England et al., 1989; Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001) ②与地幔流引起的弧后扩张有关,因此认为 NS 向裂谷发育与青藏高原隆升过程无关(Yin et al., 2000) ③与向北俯冲的印度大陆板片在中新世发生 NS 向撕裂和差异俯冲有关,认为是板片撕裂带与上覆岩石圈断裂发生耦合的产物(侯增谦等,2006d)。

综上所述,经历主碰撞-陆陆对接与地壳缩短加厚(65~41 Ma)和晚碰撞-陆内俯冲与构造转换(40~26 Ma)诸过程的青藏高原(侯增谦等,2006b; 2006c),进入中新世后碰撞阶段,下地壳物质通过“通道流”向南流动与挤出,其前缘形成高喜马拉雅下地壳变质基底,并与盖层出现大规模拆离,形成 STD(图 2)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(图 1)。大致在 18 Ma 前后,应力场发生重大变化,岩石圈开始出现 EW 向伸展,形成 NS 向延伸的正断层系统,并于 14 Ma 前后发育成一系列以正断层为边界的裂谷带(图 1)。

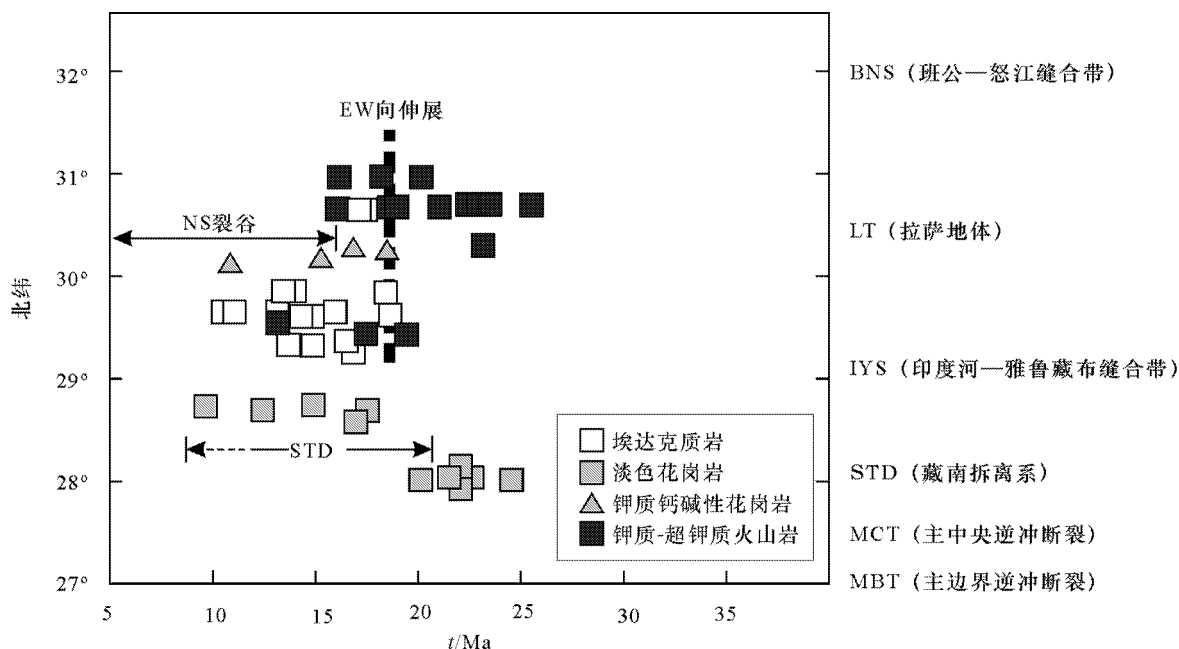


图3 青藏高原后碰撞期的构造-岩浆事件序列

Fig. 3 Post-collisional tectono-magmatic events in the Tibetan plateau

2 后碰撞岩浆作用

青藏高原后碰撞岩浆作用以形成钾质-超钾质火山岩、钾质埃达克岩、淡色花岗岩与钾质钙碱性花岗岩为特征(图3),集中发育于冈底斯构造-岩浆带和西藏南部地区(图1)。

2.1 钾质-超钾质火山岩

青藏高原后碰撞钾质-超钾质火山岩主要沿冈底斯带发育,构成一条长达1500 km的钾质岩浆带(图1)。超钾质火山岩主要发育于冈底斯西段(85°E以西),见于狮泉河、雄巴、扎布耶、查孜、措麦等地(Miller et al., 1999; Ding et al., 2003; 赵志丹等, 2003; Williams et al., 2004),少量限于谷露—那曲裂谷带羊应乡附近(侯增谦等, 2006d)。在雄巴产出的超钾质火山岩直接覆盖于白垩纪浅海相火山-沉积岩系之上,其 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄介于17~25 Ma (Miller et al., 1999)。在扎布耶,超钾质火山岩独立产出, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄集中在16 Ma(赵志丹等, 未刊资料)。沿许如错—当惹雍错裂谷,发育一系列小型火山喷发体, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和K-Ar年龄介于8.2~21.5 Ma (Ding et al., 2003; Williams et al., 2004; Gao et al., 2006)。这些岩体呈串珠状近南北向分布,延伸长达100 km,受近NS向的正断层

系统控制(Gao et al., 2006; 丁林等, 2006)。钾质火山岩则沿冈底斯带断续分布,在冈底斯西段与超钾质火山岩共生,在冈底斯中东段则独立产出(侯增谦等, 2006d)。

冈底斯西段超钾火山岩含金云母、透长石、单斜辉石、橄榄石和少量磷灰石和钛铁矿等斑晶,高 MgO ($\text{Mg}^\# > 40$)、 K_2O (6.0%~9.2%, w_B ,下同)和 TiO_2 (>1%),低 Al_2O_3 (10.9%~13.5%)、 CaO (3.9%~7.1%)和 Na_2O (1.3%~2.8%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值变化于0.6~0.8之间, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ 摩尔比变化于0.78~1.02之间,部分岩石显示典型的富 SiO_2 煌斑岩特征,部分具有富过渡特征(Conticelli et al., 1992; Gao et al., 2006; 侯增谦等, 2006d)。这些岩石高度富集LILE和LREE (Gao et al., 2006),具有相对高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7167~0.7463)、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51178~0.51202)、高 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.680~15.841)和低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.457~18.797)特征(Miller et al., 1999; Gao et al., 2006; 侯增谦等, 2006d)。在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图上,超钾火山岩构成一条连续演化趋势线,但明显趋向于印度大陆的结晶基底(图4),反映岩浆可能起源于富集地幔(Turner et al., 1993; Miller et al., 1999),但不同程度地遭受印度大陆俯冲板片物质的混染(赵志丹等, 2003; 侯增谦等, 2006d)。

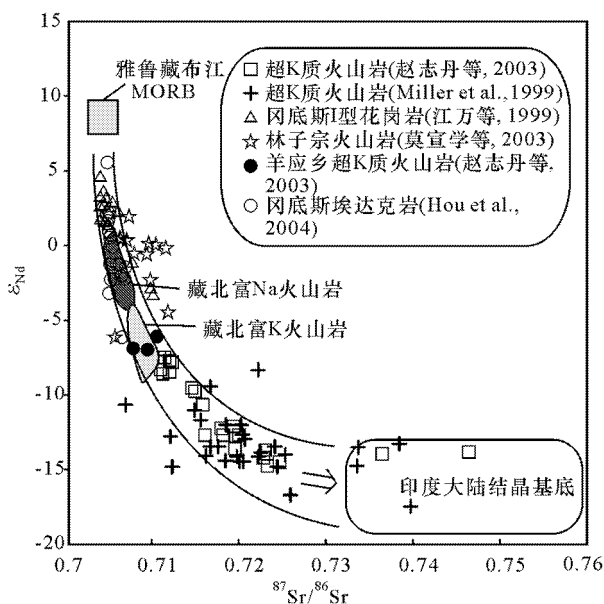


图4 青藏高原后碰撞岩浆岩的 Sr-Nd 同位素组成 (据侯增谦等, 2006d 和赵志丹等未刊资料)

Fig. 4 Sr-Nd isotopic compositions of the post-collisional magmatic rocks in the Tibetan plateau (after Hou et al., 2006d and Zhao et al., unpublished data)

以许如错—当若雍错裂谷为界, 以西的钾质火山岩以低 Yb ($0.8 \times 10^{-6} \sim 1.3 \times 10^{-6}$) 和低 Y ($11 \times 10^{-6} \sim 18 \times 10^{-6}$) 为特征, REE 强烈分馏, 但不存在负 Eu 异常。其 ϵ_{Nd} 变化于 $-10 \sim -15$ 之间, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 变化于 $0.7180 \sim 0.7384$ 之间, 反映钾质岩浆已经受到异常高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值和低 ϵ_{Nd} 值的地壳物质 (印度大陆结晶基底) 混染 (图 4; Miller et al., 1999)。以东的钾质火山岩相对高 Yb ($2.4 \times 10^{-6} \sim 4.2 \times 10^{-6}$) 和高 Y ($21 \times 10^{-6} \sim 38 \times 10^{-6}$), 微量元素 La、Nb、Rb 含量自西而东显示由高变低的系统变化, 反映钾质火山岩经历了不同程度的地壳物质混染, 其混染程度自西而东显著减弱 (侯增谦等, 2006d)。

Turner 等 (1993; 1996) 用岩石圈地幔的对流减薄来解释 13 Ma 以来喷发的, 遍布高原腹地的小体积钾质熔岩分布和高原快速隆升。Miller 等 (1999) 和 Maheo 等 (2002) 则强调印度大陆板块断离导致后碰撞钾质-超钾质火山岩带的发育。

2.2 埃达克质侵入岩和火山岩

青藏高原后碰撞埃达克质岩大量产出于冈底斯带。在日喀则以东地区, 主要呈含 Cu 斑岩产出, 成为冈底斯斑岩铜矿带的重要组成部分 (侯增谦等, 2003c), 在日喀则以西地区, 则呈钙碱性火山岩产出

(Chung et al., 2003), 与超钾质-钾质火山岩共生。大量的 SHRIMP 年龄资料表明, 后碰撞埃达克质岩形成年龄介于 $25 \sim 10$ Ma 之间, 集中于 (15 ± 2) Ma (芮宗瑶等, 2003; Chung et al., 2003; Hou et al., 2004b)。

后碰撞埃达克质岩以高 K 钙碱性系列为主, 钾玄岩系列次之。与典型的由俯冲板片熔融的埃达克岩相比, 以高 $Mg^{\#}$ ($0.32 \sim 0.74$) 和高 K (K_2O 为 $2.6\% \sim 8.7\%$) 为特征 (侯增谦等, 2004a; Hou et al., 2004b)。岩石富集 LILE (K, Rb, Ba, Sr), 强烈亏损 HFSE (Nb, Ta, Ti), 总体上类似于与之共存的中新世 ($25 \sim 12$ Ma) 钾质-超钾质火山岩。其以较低的 HREE (Yb $0.9 \times 10^{-6} \sim 1.9 \times 10^{-6}$)、Y 含量 (Y $10.6 \times 10^{-6} \sim 19.3 \times 10^{-6}$)、较高的 Sr/Y 和 La/Yb 比值, 显示典型的埃达克岩特征 (Defant et al., 1990; Rapp et al., 1995)。同时, 后碰撞埃达克质斑岩以相对较宽的 $\epsilon_{Nd}(t)$ ($5.52 \sim -6.18$) 和相对较高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ ($0.7050 \sim 0.7075$), 明显不同于洋壳板片熔融形成的埃达克岩 (Kay, 1978; Stern et al., 1996; Kay et al., 1993), 总体类似于下地壳起源的 Cordillera Blanca 埃达克质侵入岩 (Petford et al., 1996)。在 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图中, 处在雅鲁藏布江 MORB 与下地壳混合线右侧 (图 4)。

Chung 等 (2003) 将冈底斯中新世埃达克岩解释为来自加厚下地壳的碰撞带型埃达克岩。侯增谦等基于岩石微量元素和同位素综合研究 (图 4), 提出这些后碰撞埃达克岩起源于碰撞加厚的新生镁铁质地壳, 部分熔融的热能来自透过板片断离窗而上涌的软流圈 (侯增谦等, 2004a; Hou et al., 2004b)。

2.3 淡色花岗岩与钾质钙碱性花岗岩

青藏高原后碰撞花岗岩主要为产于藏南地区的淡色花岗岩和产于冈底斯的钾质钙碱性花岗岩, 其产出及侵位分别与大规模拆离构造和区域性伸展构造有关。

后碰撞淡色花岗岩带 ($10 \sim 25$ Ma) 主体侵位于藏南拆离系 (STDS) 与主中央逆冲带 (MCB) 之间, 部分侵位于 STD 上盘地层内, 以 Manaslu 淡色花岗岩最为典型, 并被西方学者广泛研究 (Le Fort, 1975; 1981; Vidal, 1982; Deniel et al., 1987; Guillot et al., 1994; Harrison et al., 1995; 1999)。目前已提出了几个岩石构造模式, 如减压脱水熔融模式 (Harris et al., 1993; Guillot et al., 1995)、流体诱发深熔模式 (England et al., 1992) 等, 强调拆离断裂系的发

育导致地壳减压熔融,或拆离系输导流体诱发地壳深熔,以此来详细解释藏南拆离构造的时限、岩浆起源和动力学过程。

后碰撞钾质钙碱性花岗岩体主要沿念青唐古拉山脉发育,以岩基或岩株产出,构成长约 100 km、宽达 15~25 km 的花岗岩带(图 1),受谷露—那曲裂谷带控制(吴珍汉等,2003),呈 NE 向展布。花岗岩的锆石 SHRIMP 年龄介于 18.3~11.1 Ma(刘琦胜等,2003),岩体侵位深度在 15~18 km 之间(吴珍汉等,2003),花岗岩岩石类型简单,主要岩石组合为花岗闪长岩-黑云母二长花岗岩-黑云母钾长花岗岩, SiO_2 变化于 62.7%~75.5% 之间, $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 比变化于 0.16~0.60 之间,岩石普遍含刚玉标准矿物分子, Al/CNK 值变化于 0.99~1.09 之间,显示 S 型花岗岩的特征(吴珍汉等,2003)。按 Barbarin (1999) 的分类,念青唐古拉花岗岩属高钾钙碱性花岗岩(KCG),产出于构造体制转换环境。有限的 Sr-Nd 同位素分析资料表明,岩石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化于 0.7066~0.7129 之间, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 平均为 0.51233 (图 4),显示壳源岩浆特征(吴珍汉等,2003)。

总之,青藏高原后碰撞岩浆作用以钾质-超钾质火山活动和高钾钙碱性岩浆组合为主,伴有一定规模的淡色花岗岩侵位。高钾的火山-岩浆作用主要发育于青藏高原腹地,受近 NS 向正断层系统控制。淡色花岗岩主要发育于喜马拉雅地区,与藏南大规模拆离构造有关。高钾钙碱性花岗岩则形成于后碰撞地壳挤压向伸展转换的环境中,受近 NS 向裂谷带控制。

3 后碰撞伸展成矿作用

青藏高原后碰撞成矿作用强烈而复杂,主要形成斑岩型 Cu 矿、热液脉型 Sb-Au 矿、矽卡岩型和热液脉型 Ag-Pb-Zn 矿以及现代热泉型 Cs-Au 矿等重要矿床类型。后碰撞成矿作用受 3 大断裂系统(拆离断裂系统、正断层系统、逆冲断裂系统)和一个钾质岩浆系统控制。

3.1 斑岩型铜矿床

斑岩型铜矿是后碰撞伸展成矿阶段最重要的矿床类型,其成矿作用主要集中于冈底斯构造-岩浆带中(图 5)。有别于经典的岛弧及陆缘弧环境产出的斑岩铜矿床,冈底斯斑岩型铜矿的形成具有独特的深部过程、动力学背景及成矿流体系统。许多学者

对其开展了大量的研究工作,取得了许多具有创新意义的成果(曲晓明等,2001;侯增谦等,2003c;2004a,2005;Hou et al.,2004b),极大地拓宽了人们对斑岩型铜矿成矿环境的认识。

时空分布 冈底斯斑岩铜矿带产于雅鲁藏布江缝合带北侧、拉萨地体南缘的冈底斯构造-岩浆带中。其西起尼木县冲江,东至工布江达县吹败子,东西长约 400 km,南北宽约 50 km,已发现 1 处超大型斑岩铜矿床(驱龙),3 处大型斑岩铜矿床(厅宫、冲江、甲马),4 处中小型铜矿(白荣、南木、拉抗俄、帮浦)及一系列矿点和矿化点(图 5)。这些矿床和矿点整体上东西成带,平行于冈底斯逆冲带展布;局部南北成串,严格受 SN 向正断层控制(图 5)。含矿斑岩体结晶年龄介于 20~12 Ma 之间,其侵位高峰期在 (16 ± 1) Ma 左右(曲晓明等,2003;芮宗瑶等,2003;2004),成矿年龄介于 13.5~10.7 Ma,集中于 (15 ± 1) Ma 左右(侯增谦等,2003c;孟祥金等,2003;芮宗瑶等,2004)。

成矿环境 传统的斑岩铜矿床主要产于大洋板片俯冲产生的岛弧和陆缘弧环境,含矿斑岩岩浆的生成与俯冲板片释放的流体有关。而冈底斯斑岩铜矿带,是在冈底斯构造-岩浆带相继经历了白垩纪新特提斯洋壳俯冲(~ 120 Ma)、古新世印度-亚洲大陆对接碰撞(~ 65 Ma)及随后的晚碰撞造山(40~26 Ma)后而形成的,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。研究表明,切割冈底斯的 NS 向脉岩年龄指示东西向地壳伸展起始于 18 Ma(Williams et al.,2001),断层产物测年资料表明 NS 向正断层系统大致形成于 14 Ma 前后(Coleman et al.,1995;Blinskiuk et al.,2001)。冈底斯斑岩铜矿东西成带、南北成串的分布规律(图 5)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 NS 向正断层系统控制(侯增谦等,2003c;2004;Hou et al.,2004)。

含矿斑岩 冈底斯铜矿带含矿斑岩为一套钾玄岩系列和/或高钾钙碱性系列中-酸性侵入体(Gao et al.,2003;Hou et al.,2004b),依据野外侵入切割关系、空间分布特征、蚀变矿化特征及测年数据资料,又可将其细分为成矿前、成矿期和成矿后斑岩(侯增谦等,2005)。成矿期斑岩岩性主要为二长花岗斑岩、石英二长斑岩,少数为花岗闪长斑岩、花岗斑岩

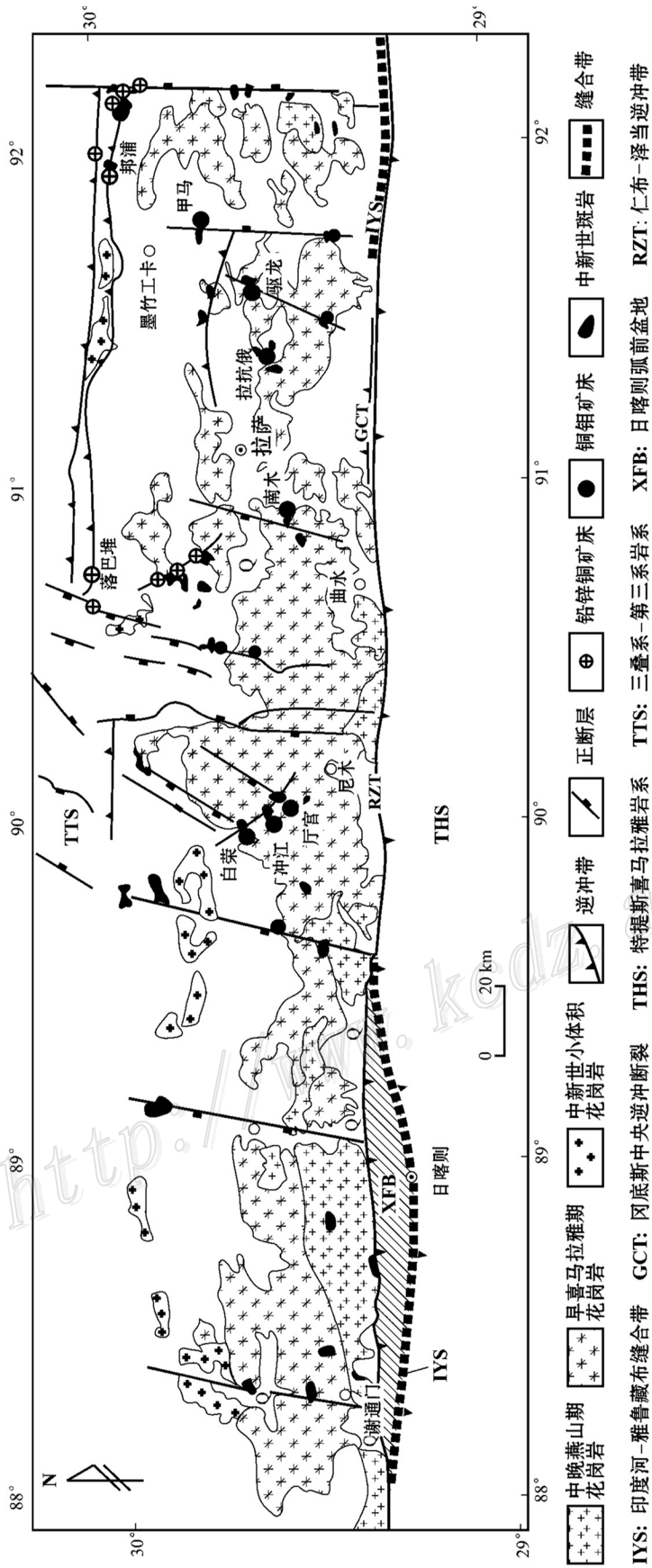


图 5 西藏冈底斯斑岩铜矿带地质略图 (据侯增谦等, 2004a)

Fig. 5 Simplified geological map of the Mid-Miocene Gangdese porphyry copper belt in Tibet (after Hou et al., 2004a)

等。岩石具斑状结构,块状构造;斑晶主要由斜长石、钾长石、石英、黑云母组成,体积上约占岩石的15%~40%。基质具显微半自形粒状结构,矿物组成与斑晶相同。另外,斑岩体具有高Si($\text{SiO}_2 > 64\%$)、高Al($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$)、高K($\text{K}_2\text{O} 2.6\% \sim 8.7\%$)的特征,且明显富集Sr($118 \times 10^{-6} \sim 729 \times 10^{-6}$,平均 445×10^{-6})、LILE、LREE,亏损Y、HREE,具有较高的Sr/Y(23.23~174.70)和(La/Yb)_N比值,显示出埃达克岩浆亲和性(Gao et al., 2003; Hou et al., 2004b)。Sr-Nd同位素组成以及越来越多的地质事实表明,冈底斯含矿斑岩可能来自加厚的新生下地壳的部分熔融(Hou et al., 2004b; 侯增谦等, 2004a, 2005)。

锆石阴极发光显微结构研究、激光剥蚀等质谱(LA-ICP-MS)成分分析和SHRIMP U-Pb定年研究发现,冈底斯铜矿带含矿斑岩有3组不同年龄和不同成因类型的锆石(曲晓明等, 2006),反映了含矿岩浆从起源、侵位到结晶的完整演化过程。最早的残留锆石年龄在41.5~62.5 Ma之间,平均为51.1 Ma,代表了主碰撞期岩浆底侵而固结的镁铁质岩石,是含矿岩浆的源区;第二时代锆石年龄在17.69~26.0 Ma之间,平均为21.1 Ma,是源区岩石部分熔融过程中平衡结晶的产物;第三时代锆石年龄为(14.47 ± 0.5) Ma,代表了含矿岩浆最终侵位结晶的时间。

成矿系统 浅成侵位的斑岩系统,因侵位的围岩类型不同,而发育不同的岩浆-热液-成矿系统。当斑岩体侵位于火成岩区或砂板岩系时,常形成斑岩Cu-Mo成矿系统;当斑岩体侵位于碳酸岩区时,则形成斑岩-矽卡岩成矿系统(侯增谦, 2004c)。

(1) 斑岩型铜钼成矿系统

成矿带西段从尼木县冲江、白荣至拉孜县拉抗俄一带,含矿斑岩的侵位围岩主要是弧花岗岩和主碰撞花岗岩基,含矿岩浆发育典型的斑岩型铜钼成矿系统,其典型矿床包括厅宫、冲江、白荣、南木等。与弧环境的斑岩铜矿一样,上述斑岩矿床也显示以含矿斑岩为核心的环状蚀变分带,即钾硅酸盐带→石英-绢云母化→青磐岩化带,少量粘土化呈“补片状”分布于石英-绢云母化和青磐岩化带中(图6a、图6b、图6c)。铜钼矿化主要集中于钾硅酸盐带内,石英-绢云母化带中也有少量出现。矿石以网脉状和细脉浸染状构造为主,矿物组合简单,矿石矿物包括黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿、闪锌矿等,脉石矿

物主要有硅化石英、绢云母、绿帘石、方解石及粘土矿物。矿石品位较低,铜含量一般 $< 1\%$ 。当矿区发育氧化带时可形成较富的铜矿体,品位可达3%~5%。流体包裹体和同位素研究表明,初始成矿流体为直接从斑岩岩浆中出溶的富含金属的高温($\sim 550^\circ\text{C}$)、高盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 可达53%)及高氧化态(S以 SO_4^{2-} 的形式存在)的岩浆热液;钾硅酸盐化阶段,由于骤然减压作用,上述初始流体发生了强烈的沸腾,Cu、Mo等金属发生大量沉淀,晚期阶段成矿流体因大量天水的注入而被逐渐稀释(张绮玲等, 2003; 杨志明等, 2005a, 2006)。

(2) 斑岩-矽卡岩型成矿系统

成矿带东段从墨竹工卡县驱龙至工布江达县吹败子,含矿斑岩的围岩主要是晚侏罗世多底沟组和早白垩世林布宗组的一套浅海相碎屑沉积岩系,局部夹灰岩。含矿斑岩发育典型的斑岩铜矿,内外接触带形成矽卡岩型铜多金属矿床。两者共同构成斑岩-矽卡岩成矿系统。该系统的典型矿床有甲马、驱龙、知不拉、帮浦、吹败子等。斑岩铜矿具有典型的斑岩矿化-蚀变特征(图6d)。矽卡岩型矿石具块状、条带状及稠密浸染状构造,矿石品位较高,铜含量一般1%~5%,同时伴有铅、锌、金、银、钼等多种有益组分。金属矿物组合复杂,包括黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、磁黄铁矿、辉钼矿、银金矿、自然金等。脉石矿物主要为一套矽卡岩矿物组合,包括石榴子石、透辉石、符山石、硅灰石、绿帘石、硅化石英及绢云母等。斑岩型矿体与矽卡岩型矿体空间距离一般在几百米至几千米之间。流体包裹体、同位素及年代学研究表明,与斑岩系统一样,矽卡岩成矿流体系统也来自长英质斑岩岩浆的出溶作用。成矿流体具有较高的温度($> 500^\circ\text{C}$),由于没有获得石榴子石等干矽卡岩阶段的盐度数据,初始成矿流体组分特征目前尚难以详细界定。但相对于斑岩系统,矽卡岩成矿流体系统中有更多雨水的加入,且成矿过程中没有发生流体沸腾现象(杨志明等, 2005b; 余宏全等, 2005)。

3.2 热液脉型银-铅-锌矿床

热液脉型银-铅-锌矿也是后碰撞成矿的主要矿床类型之一,主要发育于冈底斯斑岩铜矿带的北侧,构成一条与之成对产出、东西延伸达数百千米的银多金属矿化带,具有较大的成矿远景,有望成为继斑岩铜矿带之后的又一条更具经济意义的银多金属成矿带(图7)。

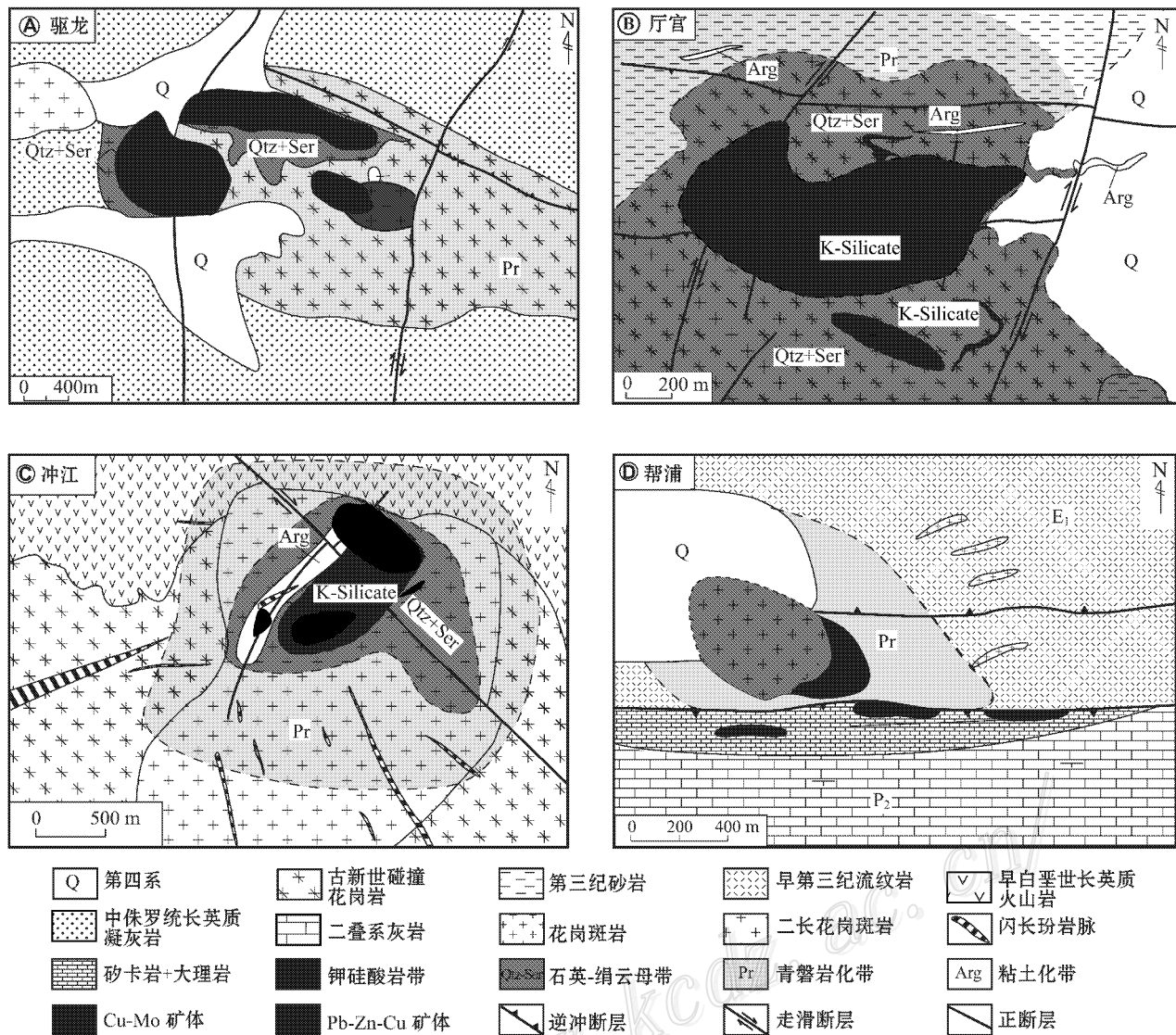


图 6 西藏冈底斯若干斑岩铜矿的地质-蚀变图(根据所在矿区地质勘查单位地质草图和本研究成果汇编)

Fig. 6 Simplified geological-alteration maps of some porphyry copper deposits in the Gangdese belt, Tibet

时空分布 热液脉型银-铅-锌矿构成的银多金属矿化带,在空间上严格受近 EW 向展布的措勤—旁多逆冲带控制。以念青唐古拉为界,矿化分为东西两段,东段以 Cu-Pb-Zn 矿化为主,西段以 Ag-Pb-Zn 矿化为主。东矿化带西起羊八井,东抵墨竹工卡以东,长大于 150 km,宽约 30 km,已发现铜-铅-锌多金属矿床和矿(化)点 10 余处(图 7)。有限的 Re-Os 同位素测年资料表明,东段矿化年龄在 14~16 Ma (孟祥金等,2003),与斑岩铜矿形成时间相当,与 NS 向正断层发育时限(13~18 Ma)一致。西矿化带东起南木林,西至昂仁许如措以西,长逾 200 km,总体宽约 50 km,已发现银-铅多金属矿床(点)8 处。典

型矿床(夏龙银多金属矿)的热液云母 K-Ar 测年资料表明,西段矿化较早,成矿年龄为 25 Ma (孟祥金,未刊资料),与后碰撞起始时间(~25 Ma)大致相当。

矿化特征 冈底斯银多金属矿化带矿化显示明显的分段性,东段矿化类型以砂卡岩型为主,部分矿床与斑岩型矿化构成统一的成矿系统,代表性矿床首推帮浦 Cu-Pb-Zn 矿床(孟祥金等,2003)。矿体发育于斑岩体外接触带-砂卡岩及硅化构造破碎带,呈脉状、透镜状、不规则状产出。矿石矿物组合为黄铜矿-磁黄铁矿-斑铜矿-方铅矿-闪锌矿-黄铁矿,并显示自内接触带向外由磁黄铁矿-黄铜矿-斑铜矿-黄铁矿组合向方铅矿-闪锌矿-黄铜矿组合递变的趋势(孟祥

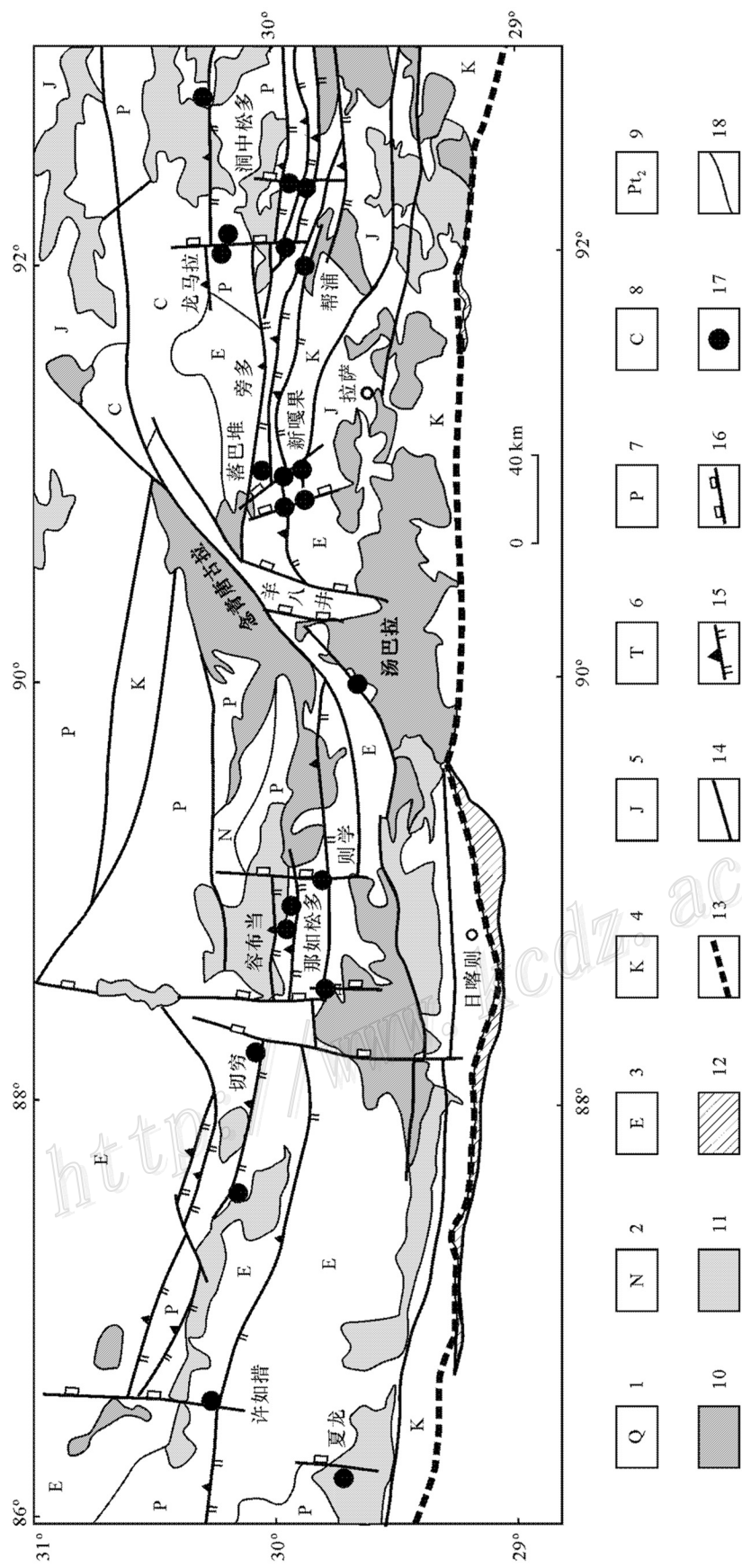


图 7 西藏冈底斯银多金属矿带地质略图
1—第四系; 2—新近系; 3—古近系; 4—白垩系; 5—侏罗系; 6—三叠系; 7—二叠系; 8—石炭系; 9—前寒武系; 10—喜马拉雅期花岗岩; 11—燕山期花岗岩; 12—蛇纹岩; 13—缝合带; 14—断层; 15—逆冲断裂; 16—张性构造; 17—银多金属矿; 18—地质界线

Fig. 7 Simplified geological map of the Gangdese Ag-polymetallic ore belt in Tibet
1—Quaternary; 2—Eocene; 3—Paleocene; 4—Cretaceous; 5—Jurassic; 6—Triassic; 7—Permian; 8—Carboniferous; 9—Precambrian; 10—Himalayan granite; 11—Yanshanian granite; 12—Ophiolite; 13—Suture zone; 14—Fault; 15—Thrust; 16—Tensional structure; 17—Ag-polymetallic deposit; 18—Geological boundary

金等,2003)。

西段矿化类型主要为热液脉型,与岩浆系统无关,受地层与构造控制。代表性矿床首推那如松多银-铅-锌矿床。主矿体赋存在第三纪流纹质角砾凝灰岩中,呈脉状、似层状、透镜状,产于南北向张性破碎带内。矿石具有浸染状、细脉状、角砾状、块状、条带状构造。Ag含量高达1 000 g/t。矿化蚀变以硅化为主,绿泥石化和碳酸盐化次之。

构造控制 整个矿化带的银多金属矿床均受近EW向展布的逆冲带控制。多数矿床和矿点位于NS向正断层与EW向逆冲断裂的交汇部位,矿体就位于正断层产生的扩容空间与逆冲推覆构造断裂系统中。虽然东段部分矿床(点)偏离旁多逆冲系,但明显受近NS向或NNW向正断层控制(图7)。构造分析表明,在冈底斯逆冲推覆构造系统中,倾向一致但倾角不同的系列逆冲断裂在深部有变缓的趋势,并汇聚于拉萨地体深部,构成统一的深部逆冲滑脱带。这种向北缓倾的逆冲-滑脱带可能作为流体的迁移通道,控制了大规模流体流的输运和集聚。而NS向正断层系统为沿北倾的逆冲断裂迁移流体向上排泄提供了有利空间,因此在宏观上呈现EW向逆冲构造与NS向张性断裂共同控矿的特点。

3.3 热液脉状 Sb-Au 矿床

产于藏南拆离系内的热液脉型 Sb-Au 矿床是后碰撞成矿作用的重要产物之一。它们在藏南特提斯—喜马拉雅地体内的集中带状产出,构成了一条呈EW向展布长达600 km的Sb-Au成矿带。虽然多数矿床目前工作程度偏低而处于中小型规模,但初步潜力分析表明,该成矿带有望成为青藏高原最大的Sb-Au成矿带(杜光树等,1993)。

时空分布 该成矿带夹持于STD与IYS之间,产于特提斯—喜马拉雅地体之内,受东西长达1 700 km的藏南伸展拆离系控制,集中沿变质核杂岩带分布(聂凤军等,2005)。Sb-Au成矿作用主要集中于康马—隆子区,呈现东西成带、成片 and 南北成群、成串的空间分布特征,并显示以变质核杂岩为中心的环状矿化分带特征,中部以Au为主,向外过渡到以Sb为主。Sb-Au矿化年龄虽然尚无直接的测年数据,但STD活动年龄(24~17 Ma;Schäfer et al., 1986; Edwards et al., 1997)以及康马变质核杂岩的冷却年龄(20~14 Ma; Chen et al., 1990; 刘文灿等, 2004),可代表Sb-Au矿化的年龄上限,而藏南正断层的活动年龄(8 Ma; 陈文寄等, 1996)基本代表Sb-

Au矿化的年龄下限。

构造控制 区域尺度上, Sb-Au矿化带受向北缓倾的藏南拆离构造带(STD-KLD)控制,与近EW向展布的变质核杂岩带密切相关。局部范围内,矿体受拆离构造上盘层间断裂的和NS向张性断裂的控制(图8)。这是因为,大规模拆离断裂带为流体的区域迁移提供了重要通道,切穿上地壳盖层的变质核杂岩及其中央侵位的花岗岩体,提供了热流体上涌通道,驱动了热液的对流循环(侯增谦等,2003a)。

控制 Sb-Au矿体产出部位的构造主要有3种类型(杨竹森等,2006):①剥离断层,发育于变质核杂岩的周缘,呈低角度正断层性质,具早期韧性剪切和晚期脆性破裂的多期活动特征,形成围绕核杂岩呈环状展布的糜棱片岩、糜棱岩及碎裂岩壳,它控制着流体的运移通道,是浸染状矿化发育的有利部位。②层间破碎带,主要发育于褶皱两翼的地层中,包括顺层断裂和层间劈理带,总体与上下盘地层产状一致,具有早期压扭、晚期拉张的多期活动特征,为碰撞期伴随褶皱形成的压扭性封闭裂隙在后期的伸展过程中发生拉张破碎而形成,其拉张扩容的空间成为矿质沉淀的有利场所。③NS向正断层,呈高角度陡倾或近直立产出,常具平直的断面,显示张扭或先扭后张的性质,其侧向拉张形成的巨大空间,成为大规模脉状矿体的产出部位。

矿化类型 对藏南拆离系 Sb-Au成矿带若干典型矿床(沙拉岗、扎西康、马扎拉、哲古、浪卡子)的详细研究,至少识别出3个不同的Sb-Au矿化类型,即,沙拉岗式、马扎拉式和浪卡子式。

沙拉岗式以Sb矿化为特征,包括沙拉岗、扎西康、雪拉等锑矿床,分布于变质核杂岩的远外围,赋围岩为 J_3-K_1 的黑色页岩和硅质岩。矿体主要受NS向正断层控制,在沙拉岗矿区还受EW向层间破碎带的控制。矿体规模较大,在NS向正断层中呈石英-辉锑矿单脉产出,脉宽一般1~2 m,最宽可达5 m,而在层间破碎带中主要由密集的石英-辉锑矿细脉群构成。矿石构造复杂,有块状、网脉状、角砾状、条带状、皮壳状、梳状、填隙状、晶腺状、晶洞状等。矿物组成简单,主要为辉锑矿和石英,另有少量毒砂、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿和方解石。据杨竹森等(2006)资料,成矿过程至少包括3个阶段,早期为石英阶段(240~270℃),中期为石英+毒砂阶段(280~300℃),晚期为石英+辉锑矿±闪锌矿±雄黄阶段(200~210℃)。成矿流体为 $H_2O-NaCl$ 溶液,盐度

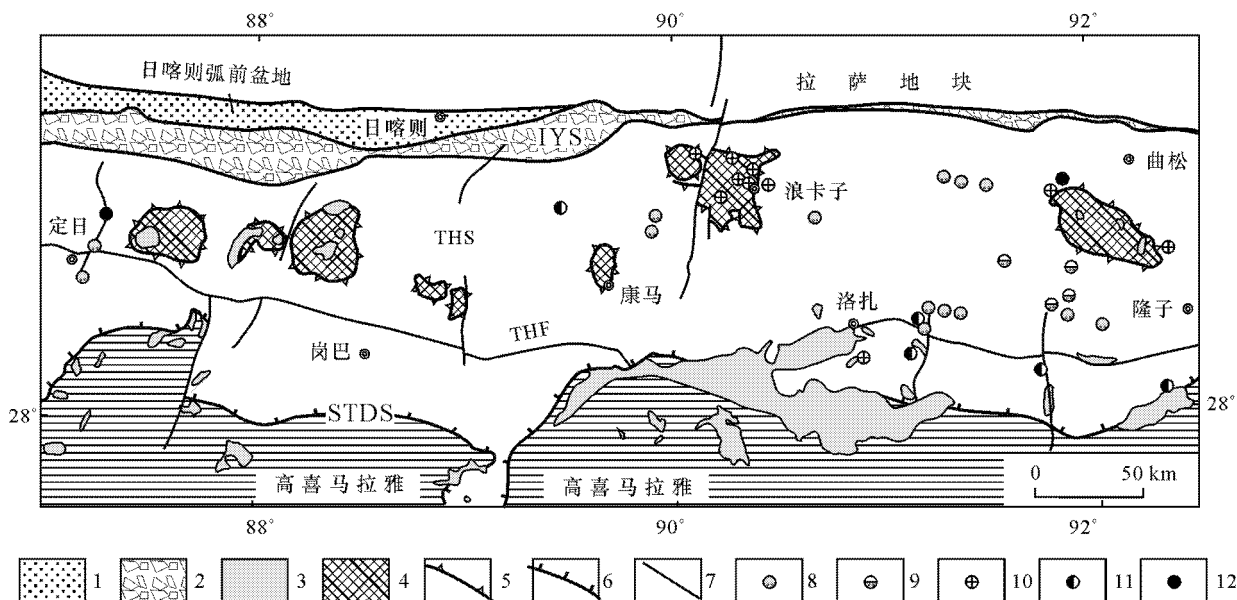


图 8 藏南拆离系构造地质及 Sb-Au 矿床分布图(据杨竹森等,2006)

THS—特提斯喜马拉雅沉积岩; JYS—雅鲁藏布缝合带; MCT—主中央逆冲断裂; MBT—主边界逆冲断裂; STDS—藏南拆离系; THF—特提斯喜马拉雅断裂; 1—第三系碎屑岩和碳酸盐岩 2—蛇绿岩和混杂岩 3—淡色花岗岩 4—变质核杂岩 5—剥离断层 6—拆离断层; 7—正断层 8—锑矿床(点) 9—锑金矿床(点) 10—金矿床(点) 11—铅锌矿床(点) 12—铜矿点

Fig. 8 Sketch map showing the southern Tibetan detachment system (STDS) and its constraints on the hydrothermal Sb-Au deposits in southern Tibet

$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 3.39%~5.86%。稳定同位素研究结果, δD 介于 -140‰ ~ -166‰ 之间, 与西藏地热水一致, 而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 介于 -11.5‰ ~ -12.3‰ 之间(图 9), 反映成矿流体主要为循环的大气降水, 在水/岩交换过程中发生了氧同位素的漂移。沙拉岗的辉锑矿和黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 介于 -2.7‰ ~ -3.7‰ , 而扎西康的辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 介于 4.5‰ ~ 7.1‰ , 反映硫来源于不同的赋矿地层。

马扎拉式以 Sb-Au 矿化为特征, 包括马扎拉、哲古等 Sb-Au 矿床, 分布于变质核杂岩的外围, 距核杂岩相对较近, 赋矿围岩为 $\text{T}_3\text{-J}_2$ 的细碎屑岩。矿体主要受 EW 和 NW 向的层间破碎带控制, 在哲古矿区个别矿段, 矿体还受 NS 向正断层控制。矿体形态不规则, 由石英-辉锑矿脉、网脉和细脉群构成, 脉体两侧常发育浸染状矿化。矿石类型有石英辉锑矿脉型、辉锑矿网脉浸染型、构造角砾岩型及硅化碎裂岩型。矿石矿物主要为辉锑矿, 另有少量毒砂、黄铁矿、白铁矿、黄铜矿和自然金。成矿流体为 $\text{H}_2\text{O-NaCl-CO}_2$ 溶液, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.41%~8.13%。成矿温度介于 $165\sim 304^\circ\text{C}$ 之间, 具有 3 个明显的峰值, 即 $190\sim 200^\circ\text{C}$ 、 $250\sim 260^\circ\text{C}$ 和 $290\sim 300^\circ\text{C}$ (杨竹森等, 2006)。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 介于 5.4‰ ~ 11.2‰ 之间, δD

介于 -73‰ ~ -108‰ 之间(图 9), 反映成矿流体来源于岩浆水与大气降水的混合。辉锑矿和毒砂的 $\delta^{34}\text{S}$ 介于 -4.3‰ ~ 0.1‰ , 黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 0.3‰ , 具有岩浆硫的特征。

浪卡子式以 Au 矿化为特征, 分布于变质核杂岩内, 赋矿围岩为中-上元古界片麻岩和三叠系浅变质岩。矿体受变质核杂岩的剥离断层控制, 主要呈透镜状产于断层下盘的韧性剪切带内, 由蚀变构造岩和贫硫化物石英细脉构成。矿石类型主要为石英细脉型, 次为蚀变板岩型、蚀变斑岩型、蚀变辉绿岩型和氧化的褐铁矿型矿石。矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、砷黝铜矿、黝铜矿、锡石、自然金、针铁矿和纤铁矿等, 脉石矿物包括石英、方解石、菱铁矿、白云母、斜长石、黝帘石、绿泥石等。其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 1.8‰ ~ 8.2‰ , δD 介于 -52.2‰ ~ -83.2‰ (郑明华等, 1999), 反映成矿流体为混有大气降水的岩浆水(图 9)。

综上所述, 藏南拆离系 Sb-Au 成矿作用可概括为以变质核杂岩为中心的地热田浅成低温热液成矿模式。后碰撞伸展拆离以及淡色花岗岩在变质核杂岩中心侵位, 导致变质核杂岩构造剥蚀隆升, 并驱动浅层流体的对流循环, 形成以核杂岩为中心的地热

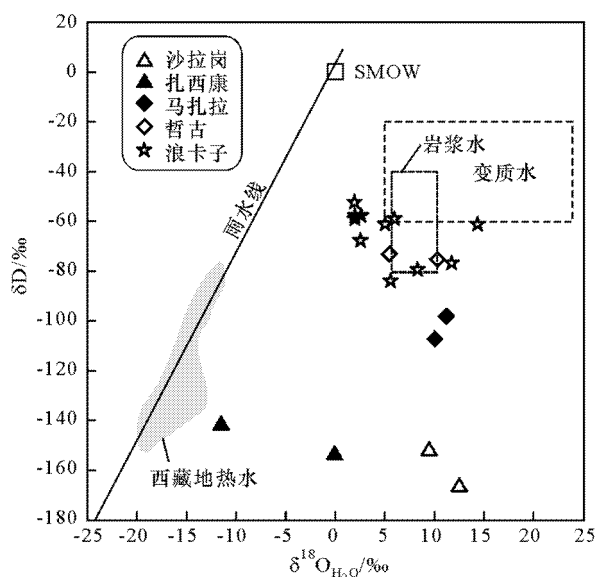


图 9 藏南拆离系 Sb-Au 矿床氢氧同位素图
西藏地热水资料据郑淑蕙等,1982 浪卡子金矿资料
据郑明华等,1999

Fig. 9 Oxygen-hydrogen isotopic compositions of the Sb-Au deposits in the STDS

Data source: geothermal water from Zheng et al. (1982),
and Langkazi gold deposit from Zheng et al. (1999)

田。在地热田内,碰撞期形成的压性结构面在伸展体制下转换为张性结构面,同时新形成的 NS 向正断层系,成为促进地热流体对流循环的有利通道,其拉张扩容还提供了矿质沉淀的有利场所。循环的地热流体从流经的岩石内萃取成矿物质,并搬运至构造扩容的有利场所沉淀成矿。在变质核杂岩部位,地热流体以深部上升的岩浆水为主导,形成浪卡子式 Au 矿床。向外侧,下渗的大气降水不断混入,地热流体以混合岩浆水为主导,形成马扎拉式 Sb-Au 矿床。至外围,岩浆水减少,地热流体以大气降水为主导,形成沙拉岗式 Sb 矿床。由此,在横向和垂向上构成以变质核杂岩为中心向外围的 Au→Sb→Au→Sb 成矿分带。

3.4 热泉型 Cs-Au 矿床

青藏高原的后碰撞作用造就了全球最强烈的地热活动带之一——喜马拉雅地热带。其内,现代热水活动强烈,类型多样,主要受高原腹地的南北向裂谷和东、西构造结附近的大型走滑断裂控制(韩同林等,1984 侯增谦等,2004c)。强烈的热水活动直接导致了现代热泉 Cs-Au 矿的形成。

时空分布 热泉型 Cs 矿目前仅在青藏高原发现,据初步评价,搭格架和布朗雄古硅华 Cs 矿达大

型规模(郑绵平等,1995)。热泉型 Cs 矿主要产在热泉活动的地表沉积物——硅华中,其 Cs 含量最高可达 1.3%,平均 0.15%~0.26%。目前发现含 Cs 大于 0.02% 的硅华有十几处。含 Cs 硅华的最老年龄为 48 万年,根据沉积速率推测其最早形成时间为 69 万年,现在成矿作用仍在进行(郑绵平等,1995)。

热泉型 Au 矿目前主要见于云南腾冲热海地区。Au 矿体主要位于地表以下 200~1 000 m 深处,在浅成热液系统的沸腾面之上的硅化带富集。主要矿石类型为自然金、银金矿、深红银矿、辉银矿等,与 Ag、As、Sb、Hg、Tl 等元素密切伴生。在含黄铁矿的热水沉积物中,如水压致裂角砾岩、水热喷发角砾岩、含黄铁矿石英脉中,Au 的含量为 $0.03 \times 10^{-6} \sim 19.85 \times 10^{-6}$ 。据估计,浅成热液循环系统的形成时代要早于 Q_2 火山岩,推测其年龄应早于 (0.87 ± 0.32) Ma(郭光裕等,1993 侯宗林等,1991)。虽然目前在青藏高原尚没有发现成型的热泉型金矿,但在热泉活动区已经发现多处金矿化,如羊八井地热田金、银矿化点,硅化高岭土泥砾岩含 Au 达 0.026~0.2362 g/t,伴生元素 Ag、Sb、Hg 等也具有较高的丰度(杜光树等,1993)。

Cs、Au 的富集机制 含铯硅华是高铯并饱和硅酸的高温水热活动的化学淀积物,富 SiO_2 的地热流体离开热储时温度大约为 250℃,直到近地表, SiO_2 在热水流体中一直处于准稳态,以 H_4SiO_4 的方式与固相建立化学平衡。近地表时,流体的温度接近 100℃。由于温度、压力的骤然降低,对流热出现散失,Cs-Au 直接浓缩,蒸汽及沸腾蒸发作用,使热水中 SiO_2 的过饱和程度不断增加,由准稳态转化为胶体溶液,形成胶状 $SiO_2 \cdot nH_2O$,并进而凝结,在地表快速沉积。在有高含量的碱金属和碱土金属电解质存在的情况下,易于中和水中的 $H_3SiO_4^-$,使得 $SiO_2 \cdot nH_2O$ 凝结。碱金属的半径和原子量越大,对胶体的凝结能力也越大,即 $Cs > Rb > K > Na > Li$,Cs 对胶体的凝结能力最大。 Cs^+ 在中和水中 $H_3SiO_4^-$ 的同时,替代 H^+ 进入凝结的胶体中,热水中 Cs 含量愈高,进入 $SiO_2 \cdot nH_2O$ 胶体内的 Cs 也愈多。Cs 伴随过饱和胶体水合氧化硅的凝结而沉淀,从而形成 Cs 高度富集的含铯硅华(郑绵平,1995 赵平,1998 朱梅湘,2001)。

对新西兰等典型地热系统水热蚀变的研究表明,Cs 在高温流体中具有极强的惰性,一旦加入流体相,在水/岩反应的过程中,一般保持不变而在低温

情况下($<250^{\circ}\text{C}$),可能进入沸石中。钻孔中蚀变和新鲜的安山岩、流纹岩的对比表明,稀碱金属元素在蚀变岩中不是被淋滤,而是增加,表明热水流体中的 Cs 可能并非来自浅部的围岩,而是来自深部热储高温热液(Goguel, 1983; Giggensbach, 1989)。

金在溶液中主要和 Cl^- 、 HS^- 等形成络合物在溶液中迁移: $[\text{Au}(\text{HS})]^0$ 能够在酸性介质中稳定存在, $[\text{Au}(\text{HS})\text{S}]^2$ 能够在碱性介质中稳定存在, $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 能够在弱酸性至弱碱性介质中稳定存在(张哲儒, 1996)。当温度大于 400°C 时,金主要以金氯化络合物形成和其他金的卤化络合物形式从围岩中活化并迁移到热液中;当温度小于 400°C 时,主要以金的硫氢络合物形式转移到热液中。郭光裕等(1993)总结了腾冲热海地区 Au 在浅成热液循环系统中的沉淀富集过程,即“沸腾-自封闭”作用的不断发生导致金沉淀富集。模式强调,由于热液通道中矿物的不断沉淀,使通道全部堵塞,热液因无法流动而使循环终止,形成自封闭现象,利于从围岩中萃取矿物质和其他化学组分,使热液中的 Au 及其伴生组分含量及含盐度增高,并因温度增高和内压增大,成为一种高温过压流体。特定条件下,热液发生沸腾,导致围岩破裂和水热爆炸。伴随沸腾汽化过程, H_2S 大量逃逸,导致 Au 络合物的大量解体,使金发生大规模沉淀。氧化条件会使 S^{2-} 转化为 S^0 、 S^{4+} 、 S^{6+} ,这些都能导致 $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$ 解体而使 Au 沉淀。

4 后碰撞构造演化与成矿深部约束

4.1 后碰撞构造演化与动力学机制

业已述及,后碰撞环境以地壳伸展为特征,岩浆作用以高钾钙碱性和钾玄岩系岩石组合为特征,但常常发育“双峰”岩石组合和过铝-强过铝花岗岩。后碰撞地壳伸展伴随着大规模的金属成矿作用。显然,这些初步认识远没有完整地揭示出后碰撞期的构造特征与演化历程、构造岩浆组合和岩浆发育序列、伸展成矿作用与矿床系列组合特征。从青藏高原后碰撞阶段的构造-岩浆事件及地质发育特征看,后碰撞作用过程是相当复杂的,具有明显的阶段性。根据青藏高原的后碰撞特征,结合其他不同造山带的后碰撞构造-岩浆发育特征,初步将后碰撞作用过程划分为 3 个不同阶段:①下地壳流动与构造拆离阶段,②垂直碰撞带的地壳伸展阶段和③平行碰撞带的地壳裂陷阶段。

下地壳流动与构造拆离阶段 发生于碰撞造山带后碰撞阶段的早期,出现于整体挤压的构造背景之中。在青藏高原,经历主碰撞甚至晚碰撞的造山带,缩短加厚的下地壳往往由于底部发生大规模岩浆底侵等作用而变热塑化。在碰撞挤压背景下发生物质流动,形成“通道流”(Beaumont et al., 2001, 2004; Shen et al., 2001)。伴随印度大陆板片持续向北俯冲,下地壳物质发生自北而南的反方向流动与挤出。挤出体在藏南形成高喜马拉雅变质地体,后侧上地壳则发育大规模拆离断裂带(STD),再后侧(冈底斯)上地壳发育逆冲断裂系。伴随 STD 活动,形成大量的淡色花岗岩(England et al., 1992; Harris et al., 1993; Guillot et al., 1995),两者共同输导区域流体,并驱动流体对流循环。

垂直碰撞带的地壳伸展阶段 主要表现为一系列垂直碰撞带的正断层系统及其围陷的裂谷系或裂陷带,青藏高原目前正处于这一发育阶段。在青藏高原,这些正断层系统多呈近 NS 向展布,切割碰撞带不同构造单元,如南部切割藏南拆离系,中间切割冈底斯带,向北切割整个高原腹地。以正断层系统为边界断裂,形成一系列近 NS 向展布的裂谷带或裂陷带。沿着这些裂谷带,部分发育幔源的高 SiO_2 煌斑岩和超钾质火山岩(Gao et al., 2006; 丁林等, 2006),部分侵位壳源的高钾钙碱性花岗岩(吴珍汉等, 2003)。沿着这些正断层系统,富钾埃达克质含铜岩浆超浅成侵位形成含矿斑岩(侯增谦等, 2004a; Hou et al., 2004b)。

尽管目前对青藏高原近 NS 向正断层及裂谷的形成机制尚未取得一致意见,但 2 个可能相关的深部过程是重要的,其一是向北俯冲的印度大陆板片在后碰撞期发生断离(Break-off)或撕裂(Tearing)。板片断离形成 EW 向延伸的断离窗(Broken window)(Maheo et al., 2002);板片撕裂形成垂直板片的 NS 向撕裂带(侯增谦等, 2006d)。这 2 种结果均可能引起高热的软流圈物质穿过断离窗或撕裂带向上涌流,导致岩石圈地幔和下地壳部分熔融,分别形成超钾火山岩和含铜埃达克质岩浆(Hou et al., 2004b; Gao et al., 2006)。软流圈物质大规模地向上涌流,导致岩石圈地幔减薄(England et al., 1989),诱发地幔岩石圈部分熔融,产生钾质-超钾质岩浆(Turner et al., 1993; 1996),导致地壳 EW 向伸展,形成垂直碰撞带的裂谷系统。

平行碰撞带的地壳裂陷阶段 常常继承性地沿

着碰撞期的主构造线构造薄弱带发生地壳张裂,形成平行于碰撞带的裂谷带或裂陷槽,并伴随发育‘双峰’岩石组合(Crawford et al., 1992; Hou et al., 2003a; 王京彬等, 2006),甚至发育碱性—过碱性岩(Jung et al., 1998; Liegeois, 1998)。澳大利亚塔斯马尼亚西部 Mount Read 火山岩带即是后碰撞伸展的火山裂陷带,其先后经历了晚元古代—中寒武世的洋壳俯冲和洋内弧形成、中寒武世的弧—陆碰撞和洋壳残片向被动陆缘推覆侵位以及被动陆缘沉陷和前陆盆地形成等构造演化历程后,于中晚寒武世发生强烈的地壳伸展裂谷作用,形成 MRV 裂陷带,并伴有大规模的火山成因块状硫化物(VMS)成矿作用(Crawford et al., 1992)。中国西南三江地区金沙江造山带也经历了类似的构造—岩浆演化过程,从早二叠世末期洋壳向西俯冲,经二叠纪竹巴笼—东竹林洋内弧和陆缘弧,于早中三叠世弧—陆碰撞作用和金沙江蛇绿混杂岩仰冲侵位,在晚三叠世时期发生强烈的双峰式火山活动和地壳裂陷活动,在活动陆缘弧上形成后碰撞伸展裂谷盆地,并伴随强烈的 VMS 成矿作用(Hou et al., 2003a)。新疆北部古生代也是一个强烈的后碰撞伸展与成矿期,石炭—二叠纪的大规模伸展,沿主构造线构造薄弱带形成了一系列的裂陷带或裂陷盆地,并伴随发育双峰岩石组合甚至镁铁质杂岩(王京彬等, 2006)。此阶段的地壳伸展与岩浆作用可能与大规模的岩石圈拆沉(Kay et al., 1994)乃至造山带崩塌过程有关。岩石圈拆沉导致软流圈物质发生大规模上涌,诱发岩石圈地幔部分熔融,并引起地壳强烈伸展。

总之,一个完整的后碰撞过程可能首先从平行碰撞带的构造拆离开始,经历一定规模的垂直碰撞带的地壳伸展后,最终发育与碰撞带方向平行的裂谷系或裂陷槽系统。其动力学机制相应发生变化,从早期阶段的下地壳物质流动与挤出、中期阶段的俯冲板片撕裂与断离到最后阶段的岩石圈拆沉与减薄。

4.2 后碰撞成矿的构造约束机制

青藏高原后碰撞成矿作用在上地壳层次受 3 大构造系统控制,即①东西向伸展形成的近 NS 向正断层系统及裂谷裂陷带,②南北向地壳缩短形成的 EW 向展布的逆冲构造带和③EW 向展布的拆离构造带控制,但在中下地壳/地幔层次上,却与中下地壳物质流动—挤出过程以及俯冲大陆板片断离—拆沉

过程有关(图 10)。

中下地壳流动—挤出与成矿制约 作为后碰撞早期阶段(>18 Ma)产物,热的下地壳物质在南北向挤压应力场中发生塑性流动,并作为通道流自北而南流动挤出。挤出物质前端在藏南形成高喜马拉雅变质地体,后侧形成北倾的舒缓的拆离带。出露于南端的拆离系(STD)与北侧的拆离系(KLD)在深部连为一体(图 2)。在拉萨地体内部,伴随下地壳流动,上地壳发生收缩,形成一系列北倾的逆冲推覆构造带。

藏南大规模拆离断裂带的发育,一方面,因流体导入和减压导致地壳物质重熔,形成淡色花岗岩(England et al., 1992; Harris et al., 1993; Guillot et al., 1995),其主体沿 STD 分布,少量在 KLD 变质核杂岩中心侵位,为区域流体活动提供了“热机”,驱动了大规模的热流体循环。另一方面,这一向北缓倾的拆离带为区域流体的活动提供了重要的通道(图 10)。因此,在藏南地区,浅成低温热液 Sb-Au 矿化靠近 STD 呈 EW 向带状展布,靠近 KLD 则围绕核杂岩中心呈环带状展布,并显示内 Au 外 Sb 的矿化分带特征(图 8、图 10)。

在拉萨地体内部的逆冲推覆构造系统内,倾向一致但倾角不同的系列逆冲断裂在深部有变缓的趋势,显示‘犁式’断裂特征,并汇聚于拉萨地体中部统一的深部逆冲滑脱带。这种构造式样类似于板块俯冲带。大洋钻探研究证实,洋壳板片俯冲过程中,从俯冲板片排挤出的流体沿俯冲带向上回流,并在增生楔和前陆大量汇聚(ODP leg 110 Scientific Party, 1987)。Oliver (1992)和 Deming (1992)也提出了类似的流体迁移与成矿模型。在拉萨地体,向北缓倾的逆冲—滑脱带很可能作为流体的迁移通道,控制了大规模流体流的输运和集聚,而一系列北倾的逆冲断裂,不仅大大增大了地层的渗透率,提高了流体的对流循环能力,而且很可能作为流体的排泄通道,诱导流体沿其向上运移和排泄,并在构造虚脱空间或扩容空间聚集成矿。因此,冈底斯银多金属矿化带均严格地受近 EW 向展布的逆冲带控制。多数矿床和矿点分布于逆冲推覆构造带内,更多地受前缘缓角度的逆冲断裂带控制(图 10)。

大陆俯冲板片断离—拆沉与成矿制约 印度大陆俯冲板片在 25 Ma 前后发生断离,被认为是形成冈底斯带巨型规模钾质岩浆带的重要机制(Miller,

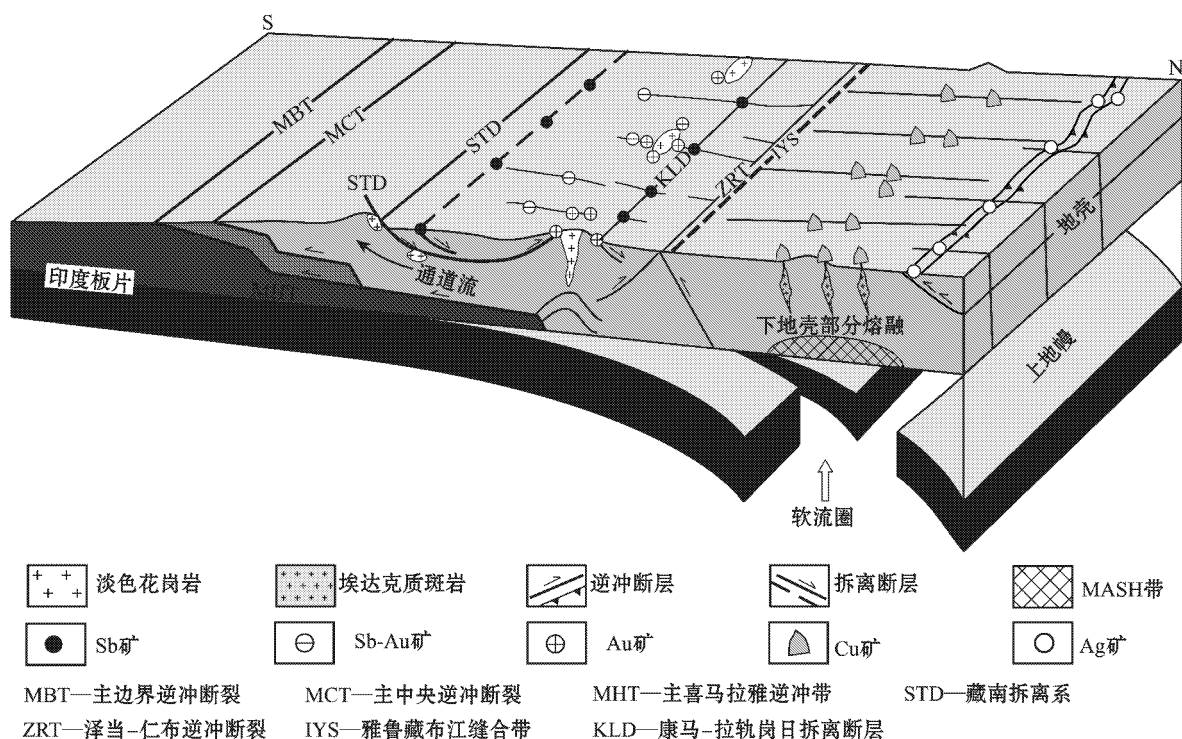


图 10 青藏高原后碰撞成矿作用的构造模式

Fig. 10 Tectonic model for post-collisional metallogenesis in the Tibetan plateau

1999; Maheo et al., 2002; Hou et al., 2004), 因为板片断离窗为软流圈物质上涌提供了重要通道。在拉萨地体, 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 (Hou et al., 2004b)。特别是当源区的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 (侯增谦等, 2005)。这些含矿岩浆沿正断层系统提供的通道上升并浅成侵位, 发育成斑岩岩浆-热液-成矿系统 (图 6), 形成‘东西成带、南北成串’的冈底斯斑岩铜矿带 (图 5)。

伴随着俯冲板片的拆沉乃至软流圈大规模上涌与岩石圈减薄, 地壳发生东西向伸展和正断层系统, 裂谷带发育。受其控制, 发育大规模、高强度面积性陆表热泉活动 (侯增谦等, 2001)。地震亮点所揭示的壳内部分熔融层的发育 (Nelson et al., 1996; Brown et al., 1996), 可能为区域热水流体对流循环提供了重要热源 (侯增谦等, 2004d; 李振清等, 2006)。热水流体与富 B 高 Cs-Au 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

散稀碱金属的高度浓集, 局部形成热泉型 Cs-Au 矿 (郑绵平等, 1995; 李振清等, 2006)。

感谢 此文是 973 项目和杰出青年项目的阶段性成果之一, 是参与项目研究的全体科研人员的集体研究成果。研究及成文过程中, 得到项目专家组成员钟大赟院士、翟裕生院士、滕吉文院士、潘桂棠研究员、王安建研究员和吕庆田研究员以及科技部联系专家李廷栋院士、丁国瑜院士和许东禹研究员的指导。在此一并表示衷心感谢。

References

- Barbarin B. 1999. A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [J]. *Lithos*, 46: 605~626.
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H and Lee B. 2001, Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation [J]. *Nature*, 414: 738~742.
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H and Medvedev S. 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *J. Geophys. Res.* 109, B06406, doi: 10.1029/2003JB002809.

- Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, et al. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. *Nature*, 412: 628~632.
- Brown L D, Zhao W J, Nelson K D, Hauck M, Alsdorf D, Ross A, Cogan M, Clark M, Liu X W and Che J. 1996. Bright spots, structure, and magmatism in Southern Tibet from INDEPTH serimic reflection profiling [J]. *Sci.*, 274: 1688~1690.
- Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V, Liu Y, Royden L H, Deng C and Xu J. 1992. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shorting in a collisional mountain belt[J]. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 269: 1~41.
- Burg J P and Chen G M. 1984. Tectonics and structural formation of southern Tibet[J]. *Nature*, 311: 219~223.
- Chen W J, Li Q, Zhou X H, Yin A and Harrison T M. 1996. The tectonic implication of two rapid cooling events on the southern Xizang (Tibet) plateau[J]. *Seismology and Geology*, 18: 109~115 (in Chinese with English abstract).
- Chen Z, Liu Y, Hodges K V, Burchfiel B C, Royden L H and Deng C. 1990. The Kangmar dome: A metamorphic core complex in southern Xizang (Tibet) [J]. *Sci.*, 250: 1552~1556.
- Chung S L, Liu D, Ji J, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet [J]. *Geol.*, 31: 1021~1024.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 374: 49~52.
- Conticelli S and Peccerillo A. 1992. Petrology and geochemistry of Potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: Petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources [J]. *Lithos*, 28: 221~240.
- Crawford A J, Corbett K D and Everard J. 1992. Geochemistry and tectonic setting of a Cambrian VMS-rich volcanic belt: The Mount Read volcanics, W Tasmania [J]. *Econ. Geol.*, 87: 597~619.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. *Nature*, 34: 662~665.
- Deming D. 1992. Catastrophic release of heat and fluid flow in the continental crust [J]. *Geol.*, 20: 83~86.
- Deniel C, Vidal P, Fernandez A, Le Fort P and Peucat J J. 1987. Isotopic study of the manaslu granite (Himalaya, Nepal): Inferences on the age and source of the Himalayan leuogranites [J]. *Contrib. Miner. Petrol.*, 96: 78~92.
- Ding L, Kapp P, Zhong D L and Deng W M. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction [J]. *J. Petrol.*, 44: 1835~1865.
- Ding L, Yue Y H, Cai F L, Xu X X, Zhang Q H and Lai Q Z. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, geochemical and Sr-Nd-O isotopic characteristics of the high-Mg ultrapotassic rocks in Lhasa block of Tibet: Implications in the onset time and depth of NS-striking rift system [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80: 1252~1261 (in Chinese with English abstract).
- Du G S, Feng X L and Chen F Z. 1993. The geology of the gold deposits in Xizang (Tibet) [M]. Chengdu: Southwest Jiaotong Univ. Press. 1~177 (in Chinese with English abstract).
- Edwards M A and Harrison T M. 1997. When did the roof collapse? Late Miocene N-S extension in the High Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite [J]. *Geol.*, 25: 543~546.
- England P C and Houseman G A. 1989. Extension during continental convergence with application to the Tibetan plateau [J]. *J. Geophys. Res.*, 94: 17561~17579.
- England P, Le Fort P, Molnar P and Pecher A. 1992. Heat sources for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region, Central Nepal [J]. *J. Geophys. Res.*, 97: 2107~2128.
- Gao Y F, Hou Z Q and Wei R H. 2003. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constrains on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction [J]. *Acta Geologica Sinica*, 77: 123~135.
- Gao Y F, Hou Z Q, Balz S K, Wei R H and Meng X J. 2006. SiO_2 -rich lamproites from continental collision zones: Evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic sediments in southern Tibet [J]. *Contrib. Miner. Petrol.* (in press).
- Giggenbach W F and Goguel R L. 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges [M]. New Zealand: Chemistry Division Department of Scientific & Industrial Research Petone. Fourth edition.
- Goguel R L. 1983. The rare alkalies in hydrothermal alteration at Wairakei and Broadlands geothermal fields, New Zealand [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 429~437.
- Gu L X, Hu S X, Yu C S, Wu C Z and Yan Z F. 2001. Initiation and evolution of the Bogda subduction-torn-type rift [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 585~597 (in Chinese with English abstract).
- Guillot S, Hodges K V, Le Fort P and Pecher A. 1994. New constraints on the age of the Manaslu leuogranite: Evidence for episodic tectonic denudation in the central Himalaya [J]. *Geol.*, 22: 559~562.
- Guillot S and Le Fort P. 1995. Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leuogranites [J]. *Lithos*, 35: 221~234.
- Guo G Y, Huo Z L and Lin Z H. 1993. Metallogenic model and prospective value of hot spring gold deposit [M]. Tianjin: Sci. Tech. Press. 1~152 (in Chinese).
- Han T L, Tapponnier P and Armijo R. 1984. A discussion on relationship between active tectonics and geothermal system in south Tibet [A]. *Himalayan Geology II* [C]. Beijing: Geol. Pub. House. 45~58 (in Chinese).
- Harris N, Inger S and Massey J. 1993. The role of fluids in the formation of High Himalayan leuogranites [A]. In: Searle M P and Treloar P J, ed. *Himalayan Tectonics* [C]. London: Geological Society, Special Publication. 74: 391~400.
- Harrison T M and Mahon K I. 1995. New constraints on the age of the Manaslu leuogranite: Evidence for episodic tectonic denudation in

- the central Himalaya-Comment[J]. *Geol.*, 23:478~479.
- Harrison T M, Grove M, McKeegan K D, Coath C D, Lovera O M and Le Fort P. 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya[J]. *J. Petrol.*, 40:3~19.
- Hou Z Q, Wang L Q, Khin Z, Mo X X, Wang M J, Li D M and Pan G T. 2003a. Post-collisional crustal extension setting and VHMS mineralization in the Jinshajiang orogenic belt, S. W. China[J]. *Ore Geol. Rev.*, 22:177~199.
- Hou Z Q, Lü Q T, Wang A J, Li X B, Wang Z Q and Wang E Q. 2003b. Continental collision and related metallogeny: A case study of mineralization in Tibetan orogen[J]. *Mineral Deposits*, 22(4):319~333(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, Gao Y F, Du A D and Huang W. 2003c. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt in south Tibet: Duration of mineralization and application of the dynamic setting[J]. *Sci. in China*, 33:509~618 (in Chinese).
- Hou Z Q, Gao Y F, Meng X J, Qu X M and Huang W. 2004a. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2):239~248 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004b. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 220:139~155.
- Hou Z Q. 2004c. Porphyry Cu-Mo-Au deposits: Some new insights and advances[J]. *Earth Science Frontiers*, 11:131~143 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q and Li Z Q. 2004d. Possible location for underthrusting front of the Indus continent: Constraints from helium isotope of the geothermal gas in southern Tibet and eastern Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 78:482~493 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Meng X J, Qu X M and Gao Y F. 2005. Copper ore potential of adakitic intrusives in Gangdese porphyry copper belt: Constrains from rock phase and deep process[J]. *Mineral Deposits*, 24:108~121(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Mo X X, Yang Z M, Wang A J, Pan G T, Qu X M and Nie F J. 2006a. Metallogenesis in the Tibetan collision orogenic belt: Tectonic setting, metallogenic epoch and deposit type[J]. *Geol. in China*, 33:348~359 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z S, Xu W Y, Mo X X, Ding L, Gao Y F, Dong F L, Li G M, Qu X M, Li G M, Zhao Z D, Jiang S H, Meng X J, Li Z Q and Qin K Z. 2006b. The Tibetan collisional orogenic belt: I. Metallogenesis in main-collisional epoch[J]. *Mineral Deposits*, 25(4):521~543 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Pan G T, Wang A J, Mo X X, Tian S H, Sun X M, Ding L, Wang E Q, Gao Y F, Xie Y L, Zeng P S, Qing K Z, Xu J F, Qu X M, Yang Z M, Yang Z S, Fei H C, Meng X J and Li Z Q. 2006c. The Tibetan collisional orogenic belt: II. Metallogenesis in late-collisional epoch[J]. *Mineral Deposits*, 25(5):337~358 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zhao Z D, Gao Y F, Yang Z M and Jiang W. 2006d. Tearing and dischronal subduction of the Indian continental slab: Evidence from Cenozoic Gangdese volcano-magmatic rocks in south Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22:761~774 (in Chinese with English abstract).
- Jung S, Mezger K, Masberg P, Hoffer E and Hoernes S. 1998. Petrology of an intrusion-related high-grade migmatite: Implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming processes[J]. *J. Metamorphic Geol.*, 16:425~445.
- Kay R W J. 1978. Aleutian magnesium andesites: Melts from subducted Pacific oceanic crust[J]. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 4:117~132.
- Kay R W and Kay S M. 1994. Delamination and delamination magmatism[J]. *Tectonophysics*, 219:177~189.
- Kay S M, Ramos V A and Marquez M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in Southern South America[J]. *J. Geol.*, 101:703~714.
- Le Fort P. 1975. Himalayas, the collided range: Present knowledge of the continental arc[J]. *Am. J. Sci.* 275A:1~44.
- Le Fort P. 1981. Manaslu leuogranite: A collision signature of the Himalaya, a model for its genesis and emplacement[J]. *J. Geophys. Res.*, 86:10545~10568.
- Leigeois J P. 1998. Preface: Some words on the post-collisional magmatism[J]. *Lithos*, 45:XV.
- Li D W, Liu D M, Liao Q A, Zhang X H and Yuan Y M. 2003. Definition and significance of the Lhagoi Kangri metamorphic core complexes in Sagya, southern Tibet[J]. *Geol. Bull. China*, 22:303~307(in Chinese with English abstract).
- Li Z Q, Hou Z Q, Nie F J, Yang Z S, Qu X M, Meng X J and Zhao Y Y. 2006. Enrichment of element cesium during modern geothermal action in Tibet, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80:1457~1464 (in Chinese with English abstract).
- Liu Q S, Wu Z H, Hu D G, Ye P S, Jiang W, Wang Y B and Zhang H C. 2004. SHRIMP U-Pb zircon dating on Nyainqentanglha granite in central Lhasa block[J]. *Chinese Sci. Bull.*, 49:76~82.
- Liu W C, Wang Y, Zhang X X, Li H M, Zhou Z G and Zhao X G. 2004. The rock types and isotope dating of the Kangmar gneissic dome in southern Tibet[J]. *Earth Sci. Frontiers*, 11:491~501(in Chinese with English abstract).
- Maheo G, Guillot S, Blichert-Toft J, Rolland Y and Pecher A. 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of Southern Karakorum and South Tibet[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 195:45~58.
- Marignac C and Cunney M. 1990. Ore deposits of the French Massif Central: Insight into metallogenesis of the Variscan collision belt[J]. *Mineral Deposits*, 34:472~504.
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, Huang W, Qu X M and Qu W J. 2003. Development of porphyry copper-molybdenum-lead-zinc ore-forming system in east Gangdese belt, Tibet: Evidence from Re-Os age of molybdenite in Bangpu copper polymetallic deposit[J]. *Mineral Deposits*, 22(3):246~252(in Chinese with English abstract).
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Purtscher F. 1999.

- Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet : Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *J. Petrol.*, 40 : 1399~1424.
- Murphy M A and Harrison T M. 1999. The relationship between leucogranites and the South Tibetan detachment system, Rongbuk valley, south Tibet[J]. *Geol.*, 27 : 831~834.
- Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, Kuo J, Che J, Liu X, Klemperer S L, Makovsky Y, Meissner R, Mechie J, Kind R, Wenzel F, Ni J, Nabelek J, Leshou C, Tan H, Wei W, Jones A G, Booker J, Unsworth M, Kidd W S F, Hauck M, Alsdorf D, Ross A, Cogan M, Wu C, Sandvol E and Edwards M. 1996. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet : Synthesis of Project INDEPTH results[J]. *Sci.*, 274 : 1684~1688.
- Nie F J, Hu P, Jiang S H, Li Z Q, Liu Y and Zhou Y Z. 2005. Type and temporal-spatial distribution of gold and antimony deposits (prospects) in southern Tibet, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 79 : 373~385 (in Chinese with English abstract).
- ODP leg 110 Scientific Party. 1987. Expulsion of fluids from depth along a subduction zone decollement horizon[J]. *Nature*, 326 : 785~788.
- Oliver J. 1992. The spots and stains of plate tectonic[J]. *Earth Sci. Rev.*, 32 : 77~106.
- Petford N and Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust : the Cordillera Blanca batholith, Peru[J]. *J. Petrol.*, 37 : 1491~1521.
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Gangdese porphyry copper belt : The second "Yulong" porphyry Cu belt in Tibet ? [J]. *Mineral Deposits*, 20 (3) : 355~366 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q and Li Z Q. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of porphyries from the Gangdese porphyry Cu belt in south Tibet and implication to geodynamic setting[J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(2) : 245~252 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q, Mo X X, Dong G C, Xu W Y and Xin H P. 2006. Relationship between Gangdese porphyry copper deposits and uplifting of southern Tibetan plateau[J]. *Mineral Deposits*, 25 : 388~400 (in Chinese with English abstract).
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalts at 8~32 kbar : Implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *J. Petrol.*, 36 : 891~931.
- Rui Z Y, Hou Z Q, Qu X M, Zhang L S, Wang L S and Liu Y L. 2003. Metallogenic epoch of the Gangdese porphyry copper belt and uplift of the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Mineral Deposit*, 22 : 224~232 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Li G M, Zhang L S and Wang L S. 2004. The response of porphyry copper deposits to important geological events in Xizang [J]. *Earth Sci. Frontiers*, 11(1) : 145~152 (in Chinese with English abstract).
- Schäfer U, Xu R H and Allegre C J. 1984. U-Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xizang region, Tibet[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69 : 311~320.
- Schäfer U, Xu R H and Allegre C J. 1986. U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, south Tibet [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77 : 35~48.
- She H Q, Feng C Y, Zhang D Q, Pan G T and Li G M. 2005. Characteristics and metallogenic potential of skarn copper-lead-zinc polymetallic deposits in central eastern Gangdese[J]. *Mineral Deposits*, 24 : 508~520 (in Chinese with English abstract).
- Shen F, Royden L H and Burchfiel B C. 2001. Large-scale crustal deformation of the Tibetan Plateau[J]. *J. Geophys. Res.*, 106 : 6793~6816.
- Stern C R and Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123 : 263~281.
- Sylvester P J. 1998. Post-collision strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 45 : 29~44.
- Turner S, Hawkesworth G., Liu J, Rogers N, Kelley S and Calsteren P V. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[J]. *Nature*, 364 : 50~54.
- Turner S, Aranud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth G. J, Harris N, Kelley S, van Calsteren P V and Deng W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau : Implication for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. *J. Petrol.*, 37 : 45~71.
- Vidal P, Cocherie A and Le Fort P. 1982. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal) [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46 : 2279~2292.
- Wang J B and Xu X. 2006. Post-collisional tectonic evolution and metallogenesis in northern Xinjiang, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80 : 23~31 (in Chinese with English abstract).
- Williams H, Turner S, Kelley S and Harris N. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet : New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism [J]. *Geol.*, 29 : 339~342.
- Williams H M, Turner S P, Pearce J A, Kelley S P and Harris N B W. 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse element modeling[J]. *J. Petrol.*, 45 : 555~607.
- Wu Z H, Ye P S, Hu D G and Liu Q S. 2003. Thrust system of the north Lhasa block[J]. *Geol. Rev.*, 49 : 74~80 (in Chinese with English abstract).
- Xiao X C, Tang Y Q, Feng Y M and Li J Y. 2002. Tectonic evolution of northern Xinjiang and its adjacent regions [M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1~169 (in Chinese with English abstract).
- Xu Z Q, Yang J S, Qi X X, Cui J W, Li H B and Chen F Y. 2006. India-Asia collision : A further discussion of N-S- and E-W-trending detachments and the orogenic mechanism of the modern Himalayas [J]. *Geol. Bull. China*, 25 : 1~14 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M, Xu J H and Wang B H. 2005a. Study of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit in Gangdise belt, Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 24(6) : 584~594 (in Chinese

- with English abstract).
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M and Xu J H. 2005b. The characteristics and the forming process of ore-forming fluids at Qulong copper deposit in Gangdise porphyry copper belt, Tibet [J]. *Geol. & Prospect.*, 41: 21~26 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M and Xu J H. 2006. SEM/EDS constraints on the nature of ore-forming fluid of the deposits in Gangdese porphyry copper belt: Case studies of the Qulong and Tinggong deposits [J]. *Mineral Deposits*, 25: 147~154 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z S, Hou Z Q, Gao W, Wang H P, Li Z Q, Meng X J and Qu X M. 2006. Metallogenic characteristics and genetic model of antimony and gold deposits in south Tibetan detachment system [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80: 1377~1391 (in Chinese with English abstract).
- Ye P S. 2004. Ophiolites and thrust system of middle Lhasa block (dissertation for Ph.D) [D]. Tutor: Wu Z H. 124p (in Chinese with English abstract).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Zhang G W, Li S Z, Liu J X, Teng Z H, Jin H L, Li W, Huang X X and Wu Y H. 1999. Structural feature and evolution of Yili basin, Xinjiang [J]. *Earth Science Frontiers*, 6: 203~214 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q L, Qu X M, Xu W Y, Hou Z Q and Chen W S. 2003. Study of the fluid inclusions from Nanmu porphyry Cu-Mo deposit in Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19 (2): 251~259 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z R. 1996. Frontier study of thermodynamics of fluid [J]. *Earth Science Frontiers*, 3 (3~4): 80~88 (in Chinese with English abstract).
- Zhao P, Jin J, Zhang H Z, Duo J and Liang T L. 1998. Chemical composition of thermal water in the Yangbajing geothermal field, Tibet [J]. *Sci. Geol. Sin.*, 33: 61~72 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Z D, Mo X X, Luo Z H, Zhou S, Dong G C, Wang L L and Zhang F Q. 2003. Subduction of India beneath Tibet: Magmatism evidence [J]. *Earth Science Frontiers*, 10: 149~158 (in Chinese with English abstract).
- Zheng M H, Gu X X and Chen Y C. 1999. Advances of stratabound gold deposit [A]. In: Chen Y C, ed. *Theory and methodology of current mineral resource and evaluation* [C]. Beijing: Seismological Publishing House. 229~237.
- Zheng M P, Wang Q X and Duo J. 1995. A new type of hydrothermal deposit: Cs sinter deposits [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~114 (in Chinese with English abstract).
- Zheng S H, Zhang Z F, Ni B L, Hou F G and Shen M Z. 1982. Hydrogen and oxygen isotopic studies of thermal waters in Xizang [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 18: 99~106 (in Chinese with English abstract).
- Zhu M X. 2001. The water-rock interaction in the convectional geothermal system [A]. In: Chen Y J, ed. *Continental geodynamics and metallogenesis* [C]. Beijing: Seismological Press. 241~251 (in Chinese).

附中文参考文献

- 陈文奇, 李 齐, 周新华, Yin A, Harrison T M. 1996. 西藏高原南部两次快速冷却事件的构造含义 [J]. *地震地质*, 18: 109~115.
- 丁 林, 岳慧慧, 蔡福龙, 徐晓霞, 张清海, 来庆州. 2006. 西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约 [J]. *地质学报*, 80: 1252~1261.
- 杜光树, 冯喜良, 陈福忠. 1993. 西藏金矿地质 [M]. 成都: 西南交通大学出版社. 1~177.
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 吴昌志, 严正富. 2001. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化 [J]. *岩石学报*, 17: 585~597.
- 郭光裕, 侯宗林, 林卓虹. 1993. 热泉型金矿床成矿模式及成矿远景评介 [M]. 天津: 天津科学技术出版社. 1~152.
- 韩同林, P. 达巴尔叶, R. 阿米尔饶. 1984. 试论藏南活动构造与地热的关系 [A]. 见: 喜马拉雅地质 II [C]. 北京: 地质出版社. 45~58.
- 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 李晓波, 王宗起, 王二七. 2003b. 试论陆-陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例 [J]. *矿床地质*, 22: 319~334.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄 卫. 2003c. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用 [J]. *中国科学*, 33: 509~618.
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 曲晓明, 黄 卫. 2004a. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制 [J]. *岩石学报*, 20 (2): 239~248.
- 侯增谦. 2004c. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床: 新认识与新进展 [J]. *地学前缘*, 11: 131~143.
- 侯增谦, 李振清. 2004d. 印度大陆俯冲前缘的可能位置: 来自藏南和藏东活动热泉气体 He 同位素约束 [J]. *地质学报*, 78: 482~493.
- 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束 [J]. *矿床地质*, 24: 108~121.
- 侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 王安建, 潘桂棠, 曲晓明, 聂凤军. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用 构造背景、时空分布和主要类型 [J]. *中国地质*, 33: 348~359.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁 林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 李光明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用 [J]. *矿床地质*, 25 (4): 337~358.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁 林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用 [J]. *矿床地质*, 25 (5): 521~543.
- 侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 杨志明, 江 万. 2006d. 印度大陆板片前

- 缘撕裂与分段俯冲：来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据[J]. 岩石学报, 22: 761~774.
- 侯宗林, 郭光裕. 1991. 云南腾冲-梁河地热系统与现代热泉型金矿化作用[J]. 地质论评, 37: 243~249.
- 李德威, 刘德民, 廖群安, 张雄华, 袁晏明. 2003. 藏南萨迦拉轨岗日变质核杂岩的厘定及其成因[J]. 地质通报, 22: 303~307.
- 李振清, 侯增谦, 聂凤军, 杨竹森, 曲晓明, 孟祥金, 赵元艺. 2006. 西藏地热活动中铯的富集过程探讨[J]. 地质学报, 80: 1457~1464.
- 刘琦胜, 吴珍汉, 胡道功, 叶培盛, 江万, 王彦斌, 张汉成. 2003. 念青唐古拉花岗岩离子探针 U-Pb 同位素年龄[J]. 科学通报, 48: 2170~2175.
- 刘文灿, 王瑜, 张祥信, 李惠民, 周志广, 赵兴国. 2004. 西藏南部康马岩体岩石类型及其同位素测年[J]. 地学前缘, 11: 491~501.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 黄卫, 曲晓明, 屈文俊. 2003. 西藏冈底斯东段斑岩铜铅钨矿系统的发育时限：帮浦铜多金属矿床辉钨矿 Re-Os 年龄证据[J]. 矿床地质, 22(3): 246~252.
- 聂凤军, 胡朋, 江思宏, 李振清, 刘妍, 周永章. 2005. 藏南地区金和锑矿床(点)类型及其时空分布特征[J]. 地质学报, 79: 373~385.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带：西藏的第二条玉龙铜矿带？[J]. 矿床地质, 20: 355~366.
- 曲晓明, 侯增谦, 李振清. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义[J]. 地质学报, 77(2): 246~252.
- 曲晓明, 侯增谦, 莫宣学, 董国臣, 徐文艺, 辛洪波. 2006. 冈底斯斑岩铜矿于南部青藏高原隆升之关系——来自含矿斑岩众多阶段锆石的证据[J]. 矿床地质, 25(4): 388~400.
- 芮宗瑶, 曲晓明, 侯增谦, 张立生, 王龙生, 刘玉琳. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升[J]. 矿床地质, 21: 217~225.
- 芮宗瑶, 李光明, 张立生, 王龙生. 2004. 西藏斑岩铜矿对重大地质事件的响应[J]. 地学前缘, 11(1): 145~152.
- 余宏全, 丰成友, 张德全, 潘桂棠, 李光明. 2005. 西藏冈底斯中东段砂岩铜-铅-锌多金属矿床特征及成矿远景分析[J]. 矿床地质, 24: 508~520.
- 王京彬, 徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿[J]. 地质学报, 80: 23~31.
- 吴珍汉, 叶培盛, 胡道功, 刘琦胜. 2003. 拉萨地块北部逆冲推覆构造[J]. 地质论评, 49: 74~80.
- 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 李锦轶. 2002. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京：地质出版社. 1~169.
- 许志琴, 杨经绥, 戚学祥, 崔军文, 李海兵, 陈方远. 2006. 印度-亚洲碰撞-拆离构造与现代喜马拉雅造山机制再讨论[J]. 地质通报, 25: 1~14.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华, 王葆华. 2005a. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅官铜矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 24(6): 584~594.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华. 2005b. 西藏冈底斯斑岩铜矿带驱龙铜矿成矿流体特征及其演化[J]. 地质与勘探, 41: 21~26.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华. 2006. 西藏冈底斯斑岩铜矿带成矿流体的扫描电镜(能谱)约束——以驱龙和厅官矿床为例[J]. 矿床地质, 25: 147~154.
- 杨竹森, 侯增谦, 高伟, 王海平, 李振清, 孟祥金, 曲晓明. 2006. 藏南拆离系锑金成矿特征与成因模式[J]. 地质学报, 80: 1377~1391.
- 叶培盛. 2004. 拉萨地块中部蛇绿岩与逆冲推覆构造(博士学位论文)[D]. 导师：吴珍汉. 中国地质科学院地质力学研究所. 1~124.
- 张国伟, 李三忠, 刘俊霞, 藤志宏, 金海龙, 李伟, 黄先雄, 吴亚红. 1999. 新疆伊犁盆地的构造特征与形成演化[J]. 地学前缘, 6: 203~214.
- 张绮玲, 曲晓明, 徐文艺, 侯增谦, 陈伟十. 2003. 西藏南木班岩铜矿床的流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 19(2): 251~259.
- 张哲儒. 1996. 流体的热力学前缘研究[J]. 地质前缘, 3(3~4): 80~88.
- 赵平, 金建, 张海政, 多吉, 梁廷立. 1998. 西藏羊八井地热田热水的化学组成[J]. 地质科学, 33: 61~72.
- 赵志丹, 莫宣学, 罗照华, 周肃, 董国臣, 王亮亮, 张凤琴. 2003. 印度-亚洲俯冲带结构-岩浆作用证据[J]. 地学前缘, 10: 149~158.
- 郑绵平, 王秋霞, 多吉, 等. 1995. 水热成矿新类型——西藏锑硅华矿床[M]. 北京：地质出版社. 1~114.
- 郑明华, 顾雪祥, 陈毓川. 1999. 层控金矿床的研究现状[A]. 见：陈毓川, 编. 当代矿产资源勘查评价的理论[C]. 北京：地震出版社. 229~237.
- 郑淑蕙, 张知非, 倪葆龄, 侯发高, 沈敏子. 1982. 西藏地热水的氢氧稳定同位素研究[J]. 北京大学学报(自然科学版), 18: 99~106.
- 朱梅湘. 2001. 对流地热系统中水-岩相互作用特征[A]. 见：陈衍景, 等, 主编. 大陆动力学与成矿作用[C]. 北京：地震出版社. 241~251.