文章编号:0258-7106 (2008) 02-0123-22

青藏高原碰撞造山带 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床新类型:成矿基本特征与构造控矿模型*

侯增谦[1],宋玉财[1],李 政[1],王召林[1],杨志明[1],杨竹森[2],刘英超[2],田世洪[2],何龙清[3],陈开旭[3],王富春[4],赵呈祥[4],薛万文[4],鲁海峰[4]

(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 中国地质调查局宜昌地质矿产研究所,湖北 宜昌 443003;4 青海地质调查院,青海 西宁 810012)

摘 要 地处青藏高原东、北缘的兰坪、玉树及沱沱河地区,广泛发育包括金顶超大型矿床在内的大量新生代 Pb、Zn、Cu 多金属矿床。这些矿床均产于该高原东缘晚碰撞构造转换环境,主体赋存于第三纪前陆盆地内部,以沉积岩容矿,与岩浆活动无关,受逆冲推覆构造系统控制,显著区别于世界已知的各类以沉积岩容矿的贱金属矿床。研究表明,伴随印度-亚洲大陆碰撞造山而产生一系列逆冲断裂系,将前陆盆地侧缘的中生代地层切割成叠置的构造岩片,并推覆叠置于盆地沉积地层之上,形成单冲式或对冲式逆冲推覆构造系统,并控制了 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床的形成与发育。根据逆冲推覆构造控矿式样和矿化特征,可以识别出 4 种矿床式:①产于逆冲推覆构造系统前锋带"构造穹隆+岩性圈闭"内的金顶式 Zn-Pb 矿床;②受控于前锋带冲起构造的河西-三山式 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床;③产于主逆冲断裂带派生的次级断层或平移断层内的富隆厂式 Ag-Cu 或 Cu 矿床;④产于主逆冲断裂上盘灰岩层间破碎带内的东莫扎抓式 Pb-Zn 矿床。这些矿床的矿体多受不同级次的断裂控制,多孔砂岩、白云岩化灰岩及构造破碎带是有利矿化部位。多数矿体显示开放空间充填成矿特点,少数显示层控性,属后生成矿。金属矿物组合主要为低 Fe 闪锌矿+方铅矿+黄铁矿组合及低温 Cu 硫化物(黝铜矿系列为主)+Ag 硫化物(辉银矿、黝银矿、汞银矿)+方铅矿±闪锌矿组合,脉石矿物组合主要为方解石+重晶石±萤石±白云石±天青石,局部见沥青。成矿流体以盐水体系为主,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 1%～28.0%之间,成矿温度较低,通常在 80～190 ℃,显示盆地卤水±大气降水的特点。逆冲推覆构造系统对矿床的控制主要体现在:其深部拆离滑脱带可能是流体流长距离侧向迁移的优选通道,主逆冲断裂是成矿流体垂向运移和向上排泄的主要途径,浅部各类样式的逆冲构造是流体汇聚的主要场所。成矿物质以盆地沉积岩贡献为主,部分可能来自幔源岩石。矿床金属组合可能与成矿流体迁移-汇聚过程中流经岩石的性质有关:矿区发育灰岩建造时,出现 Zn-Pb(Zn 多于 Pb)矿化;若发育碎屑岩建造,尤其是红层,则出现 Cu-Ag(-Pb)矿化。因此,笔者将这种逆冲推覆构造控制的新类型矿床称之为造山型 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床,其成矿模式可表述为:伴随着印度-亚洲大陆持续碰撞,青藏高原东、北缘中生代构造岩片向盆地中央推覆并置,形成单冲式或对冲式逆冲推覆构造系统,流体从造山带沿拆离滑脱带长距离向前陆盆地方向运移,运移过程中淋滤围岩的金属物质,通过主逆冲断裂垂向沟通,进入浅部各式逆冲构造部位从而形成不同样式的矿床。经综合分析,提出了青藏高原东、北缘受逆冲推覆构造控制的贱金属矿床的勘查要素。

关键词 地质学;Pb-Zn-Ag-Cu 矿床;成矿特征;构造控矿模型;逆冲推覆构造系统;碰撞造山带;青藏高原

中图分类号:P618.42;P618.43;P618.52 **文献标识码**:A

Thrust-controlled, sediments-hosted Pb-Zn-Ag-Cu deposits in eastern and northern margins of Tibetan orogenic belt: Geological features and tectonic model

HOU ZengQian[1], SONG YuCai[1], LI Zheng[1], WANG ZhaoLin[1], YANG ZhiMing[1], YANG ZhuSen[2],

* 本文受到国家基础研究计划 973 项目(2002CB412600)、中国博士后科学基金(20070420418)和国家科技支撑计划项目(2006BAB01A08)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。Email: houzengqian@126.com。

收稿日期 2007-12-29;改回日期 2008-03-05。张绮玲编辑。

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

LIU YingChao[2], TIAN ShiHong[2], HE LongQing[3], CHEN KaiXu[3], WANG FuChun[4], ZHAO ChengXiang[4], XUE WanWen[4] and LU HaiFeng[4]

(1 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 3 Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, Hubei, China; 4 Qinghai Institute of Geological Survey, Xining 810012, Qinghai, China)

Abstract

Numberous of Pb-Zn-Ag-Cu ore deposits with significant economic values occur in Lanping basin and Yushu and Tuotuohe areas on the eastern and northern margins of Tibetan orogenic belt. Being hosted by sediments and having no obvious affinity to igneous activities, these deposits occur in continent-continent (Indo-Asian) collisional orogen and are controlled by thrust-nappe structures, thus obviously different from the well-known sediments-hosted base metal deposits in the world. They were formed in Tertiary foreland basins developed from Paleo-Tethyan rifting basins and Mesozoic depression basins. During mineralization, thrust-nappe structures juxtaposed Mesozoic strata over Tertiary strata through a series of parallel reverse/thrust faults in the basins. The deposits are strictly controlled by thrust-nappe structures. There exist four types of ore deposits: the Jinding-type deposits is formed in a thrusting-related dome structure combined with lithologic trap, the Hexi-Sanshan-type deposit is controlled by a pop up structure, the Fulongchang-type deposits are located in thrusting-related second-order faults within clastics, and the Dongmozhazhua-type deposits are hosted by second-order faults within limestone of the hanging-walls of major thrust faults. Their ore bodies are controlled by faults, where sandstone, dolomitized limestone and structural cracking zones are favorable loci of ore concentration. Ores were mainly derived from open-space filling and replacement, resembling epigenetic mineralization. Metal sulfides are present as low-Fe sphalerite + galena + pyrite or Cu-sulfides (tetrahedrite, bornite, chalcopyrite, chalcocite) + Ag-bearing sulfides (argentite, freibergite, Ag-tetrahedrite) + galena ± sphalerite. Gangue minerals are calcite + fluorite + barite ± dolomite ± celestine ± quartz, with rare bitumen. Fluid inclusions contain mainly salt aqueous solutions and locally and subordinately CO_2 and hydrocarbons, with homogenization temperatures predominately of 80～190 ℃ and salinities of 1 wt %～28 wt % NaCl eq, indicative of basinal brines ± meteoric water as the source of ore-forming fluids. Studies show that the thrust-nappe structures provided channelways for lateral and vertical migration of ore-forming fluids as well as open space for ore accumulation. Isotope data suggest that ore-forming materials were mainly derived from basinal sedimentary rocks with or without the contribution of mantle-derived rocks. Metal composition and abundance of a deposit depend probably on types of rocks that the ore-forming fluids encountered during their migration and accumulation. In the ore district, the existence of limestone generally corresponds to Zn-Pb (Zn > Pb) mineralization, whereas the occurrence of clastics (especially for red bed) corresponds to Cu-Ag (-Pb) mineralization. A preliminary metallogenic model for the Pb-Zn-Ag-Cu deposits can be described as follows: India-Asian collision led to the lifting of the orogenic belt relative to the Tertiary foreland basins in the eastern and northern margins of the Tibetan plateau, and strong compression resulted in the thrusting of these basins. Consequently, fluids generated from the orogen migrated laterally along gently-dipping detachment faults of the thrust systems towards the basins and evolved into ore-forming fluids through interaction with country rocks. The ore-forming fluids migrated vertically along major thrust faults and finally accumulated in the open spaces induced by thrust-nappe structures at shallow levels to form ore deposits.

Key wrods: geology, Pb-Zn-Ag-Cu deposit, metallogenesis, structural-control model, thrust-nappe system, orogenic belt, Tibetan plateau

在世界范围内,业已发现的以沉积岩为容矿岩石的贱金属硫化物矿床,包括 4 种主要类型:喷流-沉积型(Sedex 型)Pb-Zn、密西西比河谷型(MVT 型)Pb-Zn、砂岩型(SST)Pb-Zn 和砂岩型(SSC)Cu 矿床。大量研究表明,这 4 类矿床均是盆地演化过程中盆地流体-热液活动的产物(Misra, 2000)。Sedex 型矿床主要形成于陆内裂谷-裂陷环境,系对流循环的中温(220～290 ℃)、中低盐度〔w(NaCl$_{eq}$) 3 %～13 %〕流体(Basuki et al., 2004)发生喷流-沉积作用形成的同生块状 Pb-Zn 硫化物矿体,呈层状和透镜状赋存于碎屑岩建造中(Large, 1988; Sangster, 1990; Huston et al., 2005)。MVT 型矿床主要形成于陆内裂谷盆地(Clendenin et al., 1990; Sangster, 1990)或造山带前陆盆地环境中(Bradley et al., 2003),系低温(80～220 ℃)、高盐度〔w(NaCl$_{eq}$) > 15wt %〕、高氧逸度的盆地卤水长距离运移汇聚(Garven, 1985; 1986; 1995; Leach et al., 1986; Chi et al., 1998; Nakai et al., 1990),并在未变形的台地型碳酸盐建造内部淀积 Pb-Zn 硫化物而形成的后生矿床(Sverjensky, 1986; 1987; 1989; Sangster, 1990; Leach et al., 1993)。其容矿岩石为灰岩和/或白云岩碳酸盐岩建造,矿体具有明显的层控特征,矿石主要为开放空间充填类型,矿物组合为相对简单的方铅矿 + 闪锌矿 + 白云石 + 方解石 ± 萤石 ± 重晶石组合(Sangster, 1990; Leach et al., 1993)。SST 型矿床与 MVT 型矿床具有某些类似性,如盆地边缘环境、矿体层控特征、Pb-Zn 金属类型、S 同位素组成、盆地卤水来源、后生成因类型等,但 SST 型矿床以海相石

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

英砂岩含矿建造以及铅锌矿石高 Pb/ Zn 比值(Bjorlykke et al. , 1981)区别于 MVT 型矿床。SSC 型矿床又称砂岩型 Cu 矿,通常产于砂岩红层内部,与富含硫酸盐的膏盐建造和还原前锋密切相关(Misra , 2000) ,主要含水层为红层本身(Bjorlykke et al. , 1981) ,盆地卤水具有中等盐度和中性 pH 值,成矿物质通过盆地卤水从红层萃取而来(Misra , 2000) 。应该强调,欧美学者对这 4 类矿床进行了深入系统的研究,相继建立了其描述模型和成因模型,有效地指导了贱金属矿床的勘查实践。

然而,笔者和前人的资料表明,这 4 种主要类型的矿床模式,不能涵盖中国容存于沉积岩中的 Pb-Zn 矿床,特别是青藏高原东部和北部许多重要的喜马拉雅期贱金属硫化物矿床,如滇西金顶巨型 Zn-Pb 矿床、白秧坪超大型 Ag-Cu-Pb-Zn 矿集区和金满中型 Cu 矿床以及青南东莫扎抓大型 Pb-Zn 矿床和茶曲帕查 Zn-Pb 矿床(超大型远景)等。这些矿床均产于碰撞造山带环境,虽然与前陆盆地沉积演化与流体活动有关,但明显受大型逆冲推覆构造控制,不符合已有的经典成矿模式。这些矿床产出构造环境明确、金属规模巨大、成矿时代新近、后期改造轻微,为我们创新成矿理论,建立适于大陆特色的 Pb-Zn 成矿模型提供了重要基础。

本文在分析和综合前人成果的基础上,结合笔者近些年来的调查研究结果,从青藏高原碰撞造山作用新视角,分析新生代前陆盆地演化,阐述大型逆冲推覆构造系统发育特征,总结主要金属矿床的矿化式样和地质特征,讨论成矿构造控制、成矿流体与物质来源、成矿金属组合特点,凝练构造-成矿模型,提出勘查应用要素。

1　地质背景与构造演化

青藏高原碰撞造山带东部和北部,在大地构造上系指夹持于金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带之间的、延伸千余公里的狭长地带,其主体位居羌塘地体,东南侧为拉萨地体,北东侧包括松潘-甘孜地体和扬子(华南)地体(图 1; Yin et al. , 2000; Spurlin et al. , 2005) 。作为青藏高原碰撞造山带的组成部分,该带以发育新生代大规模走滑断裂系统、逆冲推覆构造系统以及相伴产生的第三纪前陆盆地和规模宏大的新生代钾质岩浆岩带为典型特征(侯增谦等,2006a) ,经历了十分复杂的发育历史,大体可划分为 3 个阶段。

古特提斯阶段: 以金沙江和澜沧江(昌宁-孟连)古生代蛇绿混杂岩为标志的 2 个古特提斯洋盆及其中间夹持的昌都-思茅陆块,于泥盆纪—石炭纪构成古特提斯多岛洋格局(刘增乾等,1993) 。这 2 个洋盆板片于二叠纪向昌都-思茅陆块之下相向俯冲,在其东西边缘形成二叠纪火山-岩浆弧(莫宣学等,1993) 。早-中三叠世洋盆闭合,随之发生弧-陆碰撞(李兴振等,1999) ,同碰撞酸性火山岩叠加于岩浆弧上(莫宣学等,1993) 。晚三叠世发生大规模的后碰撞伸展,伴随双峰式火山强烈活动,在昌都-思茅陆块发生裂谷作用,裂谷盆地接受晚三叠世浅海相碳酸盐-砂泥岩沉积(王成善等,2000;廖宗廷和陈跃昆,2005;钟康惠等,2006) ,构成第三纪前陆盆地(如兰坪盆地)的基底岩系。

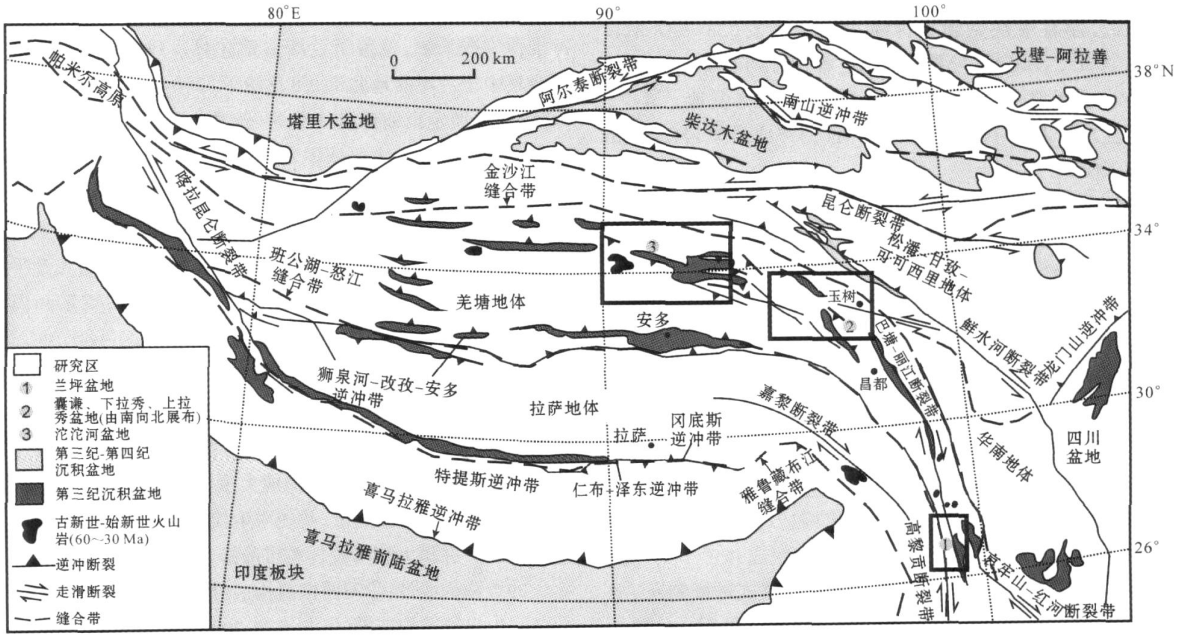


图 1　青藏高原大地构造简图及研究区位置(据 Spurlin et al. , 2005)

Fig. 1　Sketch tectonic map of the Tibetan collision belt and locations of the study zones (after Spurlin et al. , 2005)

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

中特提斯阶段：伴随着班公湖-怒江洋盆在侏罗纪闭合(刘增乾等,1993),羌塘地体与松潘-甘孜地体拼贴,三叠纪巨厚复理石建造俯冲于羌塘地体之下(Yin et al.,2000; Spurlin et al.,2005),昌都-思茅陆块裂谷盆地演变为坳陷盆地(王成善等,2000),接受侏罗纪—白垩纪海陆交互相红色陆源碎屑岩建造和碳酸盐岩建造以及浅湖相砂泥岩-陆源粗碎屑岩建造沉积,构成第三纪前陆盆地的基底岩系,后者在新生代碰撞造山阶段呈构造岩片逆冲推覆于第三系上。

碰撞造山阶段：始于 65 Ma 左右的印度-亚洲大陆对接碰撞,在高原中北部和东部形成一系列以逆冲-推覆构造为特征的收缩构造(Wang et al.,1997),其初始发育时限在 50 Ma 之前。已经收缩的坳陷盆地演变成前陆盆地(李亚林等,2006)。这些前陆盆地自东而西和自南而北主要包括：①滇西的兰坪盆地；②青南玉树地区的囊谦、下拉秀、上拉秀等盆地；③青南的沱沱河盆地(图 1)。

兰坪盆地呈近 NS 向带状展布,向南与思茅盆地相接,向北趋于尖灭。其边界断层为西缘的澜沧江断裂和东缘的金沙江断裂,盆缘断裂外侧分别出露元古代变质基底。盆地充填序列主要包括古新世云龙组和始新世果朗组,具有封闭型湖盆环境沉积特征。云龙组主要由下部含膏盐红色细碎屑岩和上部含膏盐的粗碎屑岩建造构成;果朗组由含石膏的钙质砂岩-粉砂岩和磨拉石建造组成。在整个盆地充填序列内,至少发育 6 个由石膏和盐类构成的蒸发岩层位,总厚度达 2 000 m(Xue et al.,2007)。在盆地南部巍山一带,发育新生代钾质碱性岩体,年龄介于 36.5～38.6 Ma (董方浏等,2005)。

囊谦盆地呈近 NNW 向展布,沉积古新世—早始新世底砾岩、含砾砂岩、砂泥岩和碳酸盐及膏岩建造和中晚始新世底砾岩建造,伴有中晚始新世钾质火山岩喷发(38～37 Ma; Spurlin et al.,2005)。与囊谦盆地呈雁行排列的类似盆地向东/北依次为牛国达盆地、下拉秀盆地和上拉秀盆地。其中,上拉秀盆地内发育年龄为 51～49 Ma 的钾质岩浆岩(Spurlin et al.,2005)。

沱沱河盆地呈近 EW 向展布,长 230 km,宽 30～80 km,充填序列包括 1 200 m 厚的沱沱河组(52～42 Ma)和 1 400 m 厚的雅西错组(42～24 Ma;伊海生等,2004;刘志飞等,2005)。前者为杂色复成分砾岩、含砾砂岩和中-薄层岩屑砂岩,中上部发育多层石膏层;后者为紫红色岩屑石英砂岩、粉砂岩和薄层泥晶灰岩,中上部发育多层薄层石膏。沉积序列和厚度分布表明,盆地为过补偿盆地沉积,具有"南断北超"特点(李亚林等,2006)。

与碰撞造山作用相伴的地壳缩短,在高原北部和东部主要形成以逆冲推覆构造为特征的薄皮构造(图 1),卷入地层主要为三叠纪—侏罗纪—白垩纪地层,推覆或并置于第三纪盆地地层之上(图 1)。大型逆冲推覆具有幕式冲断特征,早幕集中于 55～50 Ma,晚幕集中于 40～37 Ma(见后),分别与青藏高原主碰撞期(65～41 Ma)和晚碰撞期(40～26 Ma)相对应(侯增谦等,2006a;2006b)。

于逆冲推覆构造发育的晚期(晚碰撞期),在高原东北和东缘发育一系列走滑断裂系统(Wang et al.,2001)。自西而东和自北而南,依次包括嘉黎-高黎贡断裂、贡觉-芒康断裂和巴塘-丽江断裂及红河断裂(剪切带)、鲜水河断裂和小江断裂(图 1)。在高原东北部的玉树地区,走滑断裂活动主要发生于 37 Ma,早期为左行走滑、晚期为右行走滑(Spurlin et al.,2005)。在高原东部地区,受控于走滑断裂系统的钾质岩浆岩带的同位素年龄为 40～32 Ma(Chung et al.,1998; Wang et al.,2001),指示大规模走滑发生于 40～32 Ma(Hou et al.,2003)。在南部哀牢山地区,巨型的红河剪切带经历了早期左行走滑和晚期右行走滑(Tapponnier et al.,1990),其左行走滑起始于 42 Ma,至少延续至 23 Ma(Liang et al.,2007)。这些走滑剪切构造和走滑断裂常常破坏上述逆冲推覆构造,并在构造演化序列中又被以变质核杂岩为代表的伸展构造所替代(刘俊来等,2006)。

2 逆冲推覆构造系统

逆冲推覆构造作为青藏高原东北部的主要构造变形,在兰坪、玉树、沱沱河地区十分发育,其通过一系列逆冲断层将中生代地层切割成依次叠置的构造岩片,并推覆于前陆盆地沉积地层之上,控制了高原东、北部地区贱金属硫化物矿床的形成与分布。

2.1 兰坪地区逆冲推覆构造

兰坪地区逆冲推覆构造是兰坪-思茅褶皱带最主要的构造形式,其形成缘于印度-亚洲大陆的强烈碰撞和随后的大陆斜向俯冲。逆冲推覆自盆地两侧向中央推进,形成对冲式逆冲推覆构造系统,覆盖了兰坪盆地主体。Pb-Zn 多金属矿床主要集中于兰坪盆地北部,何龙清等(2004)对该区进行了深入研究,并厘定出前锋处于兰坪-云龙一线的东、西 2 套逆冲推覆构造。本文的主要认识主要来自他们的出色工作。

东部逆冲推覆构造：发育于兰坪盆地的东部,与来自东部的金沙江造山带的逆冲推覆有关。逆冲推覆构造带最大宽度 50 km,走向近 NS 向,与两侧的金沙江和澜沧江断裂大致平行(图 2)。卷入推覆构造的地层主要为三叠系、侏罗系和白垩系,推覆构造带的主要推覆面多向东倾,倾角 40～60°,向前锋带方向倾角变小,甚至水平。大体可识别出前锋带、中带和根带。前锋带为缓倾斜或近水平逆冲断层带,中生代构造岩片推覆于云龙组(和果朗组)之上,局部发育众多三叠纪灰岩飞来峰。中带与前锋逆冲构造带构成大型滑脱拆离带。后部根带为叠瓦状高角度逆断层带,并使中生代地层呈构造岩片相互叠置(图 3a)。在该大型滑脱拆离带前锋,至少可识别出 3 条错落有致的推覆构造带：①河西推覆构造带,②金顶推覆构造带,③白基阻山口推覆构造带(何龙清等,2004)。

在河西,构成主推覆面的是华昌山逆冲断裂,其整体东倾,宽约10～20m,发育断层角砾岩、断层泥和构造透镜体。

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

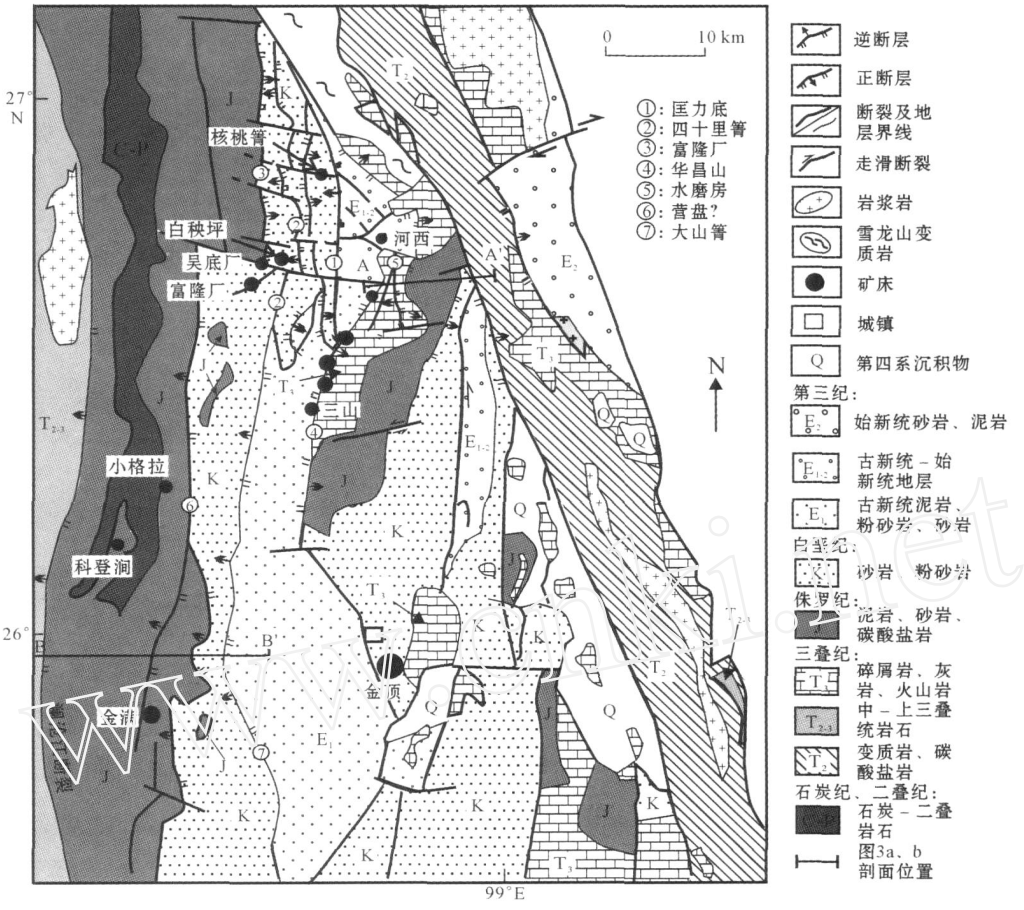


图 2　兰坪盆地北部地质图及主要矿床分布(据徐启东等,2003 修编)

Fig. 2　Geological map of northern Lanping basin showing structural systems, stratigraphic units and distribution of major ore deposits (modified from Xu et al., 2003)

该逆冲断裂上盘为外来地层系统,由三叠纪、侏罗纪和白垩纪地层构成;下盘为原地系统,包括古新世云龙组和始新世果朗组(图 3a)。在华昌山断裂北段,三叠纪地层直接推覆于云龙组上,但在南段,则直接逆冲于果朗组之上,反映逆冲推覆作用发生于古新世—始新世。特别说明,在主要推覆构造前锋地带,常发育同向次级推覆面,多为叠瓦状逆冲断裂,其中发育反冲断层,如断面西倾的水磨房断层,与华昌山断裂构成冲起构造(图 3a)。显微构造观察和方解石光轴方位分析表明,推覆构造以压为主兼具扭性,由 SE 向 NW 推覆(何龙清等,2004)。

在金顶,逆冲推覆构造以发育近水平的系列逆冲断层和构造圈闭而成的构造穹隆为特征。在金顶矿区,控制成矿的构造穹隆实际上是推覆构造系统的一个构造窗(何龙清等,2004)。在这个构造窗,F_2 逆冲断裂是原地系统和外来系统的分界断裂,在穹隆中部呈近水平状(F_2),因剥蚀和成矿后断裂破坏,呈不规则环状分布,向四周缓倾。其上为外来系统,由三叠纪—白垩纪地层构成,并发生倒转;其下为原地系统,由正常层序的白垩纪和早古新世地层构成。逆冲构造和地层叠覆关系表明,逆冲推覆至少发生于古近纪之后,也即最早起始于 56 Ma 前。

西部逆冲推覆构造:发育于兰坪盆地西部,与来自西部的澜沧江造山带逆冲推覆有关。最大宽度 20～30 km,其中一系列西倾逆断层近平行并置,倾角多在 30～45°,卷入的地层包括石炭系—二叠系和三叠系—白垩系(图 2、图 3b)。根带以西倾的高角度的 NS 向逆断层为界,三叠纪地层叠覆于侏罗系之上(图 3b)。在中带,变形以褶皱紧闭的复式背斜为特征,使石炭纪—二叠纪火山碎屑岩-碎屑岩在侏罗纪构造岩片中出露(图 2)。前锋带以发育叠瓦状逆冲断裂为特征,使白垩纪构造岩片逆冲推覆于古新统云龙组之上(图 3b)。与主逆冲断裂相伴,在富隆厂-白秧坪地区白垩纪构造岩片内部产生一组 NE 向次级断裂,呈 300～500 m 间距平行排列,倾向 NW。这组高角度断裂早期右行压扭,晚期左行张扭(田洪亮,1997;龚文君等,2000;杨伟光,2002)。此外,在北部与逆冲推覆构造相伴形成一系列近 EW 向平移断层,将推覆体切割成棋盘格状(图 2)。

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

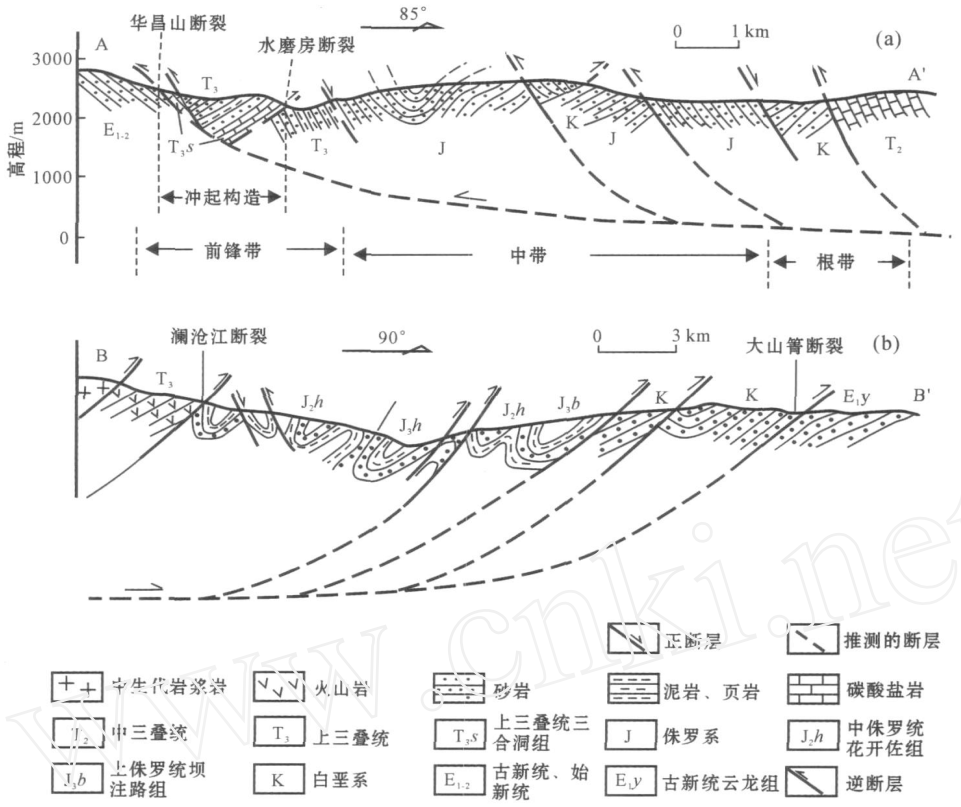


图 3 兰坪盆地东部(a)和西部(b)逆冲推覆构造剖面图(图 3a 据何龙清等,2004 修改;剖面位置见图 2)

Fig. 3 Structural sections of (a) eastern and (b) western thrust-nappe systems in Lanping basin (Fig. 3a modified after He et al., 2004; for locations of AA′and BB′, see Fig. 2)

2.2 玉树地区逆冲推覆构造

玉树地区的逆冲推覆构造是羌塘地体东北缘最具特色的构造样式。该推覆带呈 NW 向,沿走向向西可延至风火山地区(Wang et al., 2002; Spurlin et al., 2005; 李亚林等, 2006)。大规模的逆冲推覆吸收了最少 61 km 的 NE 向挤压产生的缩短(Spurlin et al., 2005),如此大规模的新生代逆冲挤压和走滑运动控制了玉树地区第三纪沉积盆地的分布格局(周江羽,2002; Spurlin et al., 2005)。初步的区域构造研究表明,玉树-杂多地区表现为囊谦断层带(NT)以南的以石炭纪为主的构造岩片向北逆冲,在上盘形成隆起带,在囊谦断层以北的结扎-下拉秀地区受到强烈挤压,形成复合褶皱冲断盆地(图 4)。

逆冲推覆隆起带: 发育于结扎至囊谦县城一线,主断裂面是位于结扎附近石炭纪杂多群与三叠纪结扎群之间的囊谦断层带,断裂面倾向 SW,倾角 30～70°,至囊谦附近,断层带性质以逆冲为主,兼具走滑和正断层性质。断层上盘主要为石炭纪逆冲岩席,岩席内发育 NE 倾反冲逆断层及其相关的 NW 向褶皱。除石炭纪地层外,卷入推覆构造的地层还包括中-下二叠统、上三叠统、白垩系和古近系,石炭纪杂多群通常叠置到早—中二叠世开心岭群和晚三叠世结扎群之上,在昂赛附近还见石炭纪岩层呈孤立的岩块覆于白垩纪的砂岩之上,形成飞来峰构造。

前缘褶皱冲断带: 发育于囊谦断层带以北,表现为从北部的上拉秀到南部的囊谦发育一系列 NW 向逆冲断层,由北向南包括上拉秀逆冲断层、上拉秀反冲断层、下拉秀逆冲断层、牛国达逆冲断层、囊谦断层和江达逆冲断层,并有相应的第三纪盆地间隔产出(图 4)。上述逆冲断层表现为将老的三叠纪地层叠置到新的三叠纪或古近纪盆地之上,强烈的褶皱冲断作用使断层的上、下盘地层均发生褶皱。该带局部发育走滑断层,使 NW 向构造发生“Z”型急转。

在杂多县以北地区,NW 向下拉秀逆部冲断层和牛国达逆冲断层为早—中二叠世开心岭群和晚三叠世结扎群的分隔断裂。断裂上、下盘构造岩片内以发育不同规模的逆冲断层为特征,岩片推覆叠置,构成叠瓦状构造(图 4)。局部见晚三叠统结扎群逆冲到古近系沱沱河组砂砾岩上,引起沱沱河组地层产状变陡,说明逆冲作用发生在古近系沉积之后。

2.3 沱沱河地区逆冲推覆构造

沱沱河地区逆冲推覆构造是西藏北部最大的新生代逆冲推覆构造,系印度-亚洲大陆碰撞造山在高原北部的地壳缩短-增厚响应。王成善研究团队对它进行了开拓性研究,为认识

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

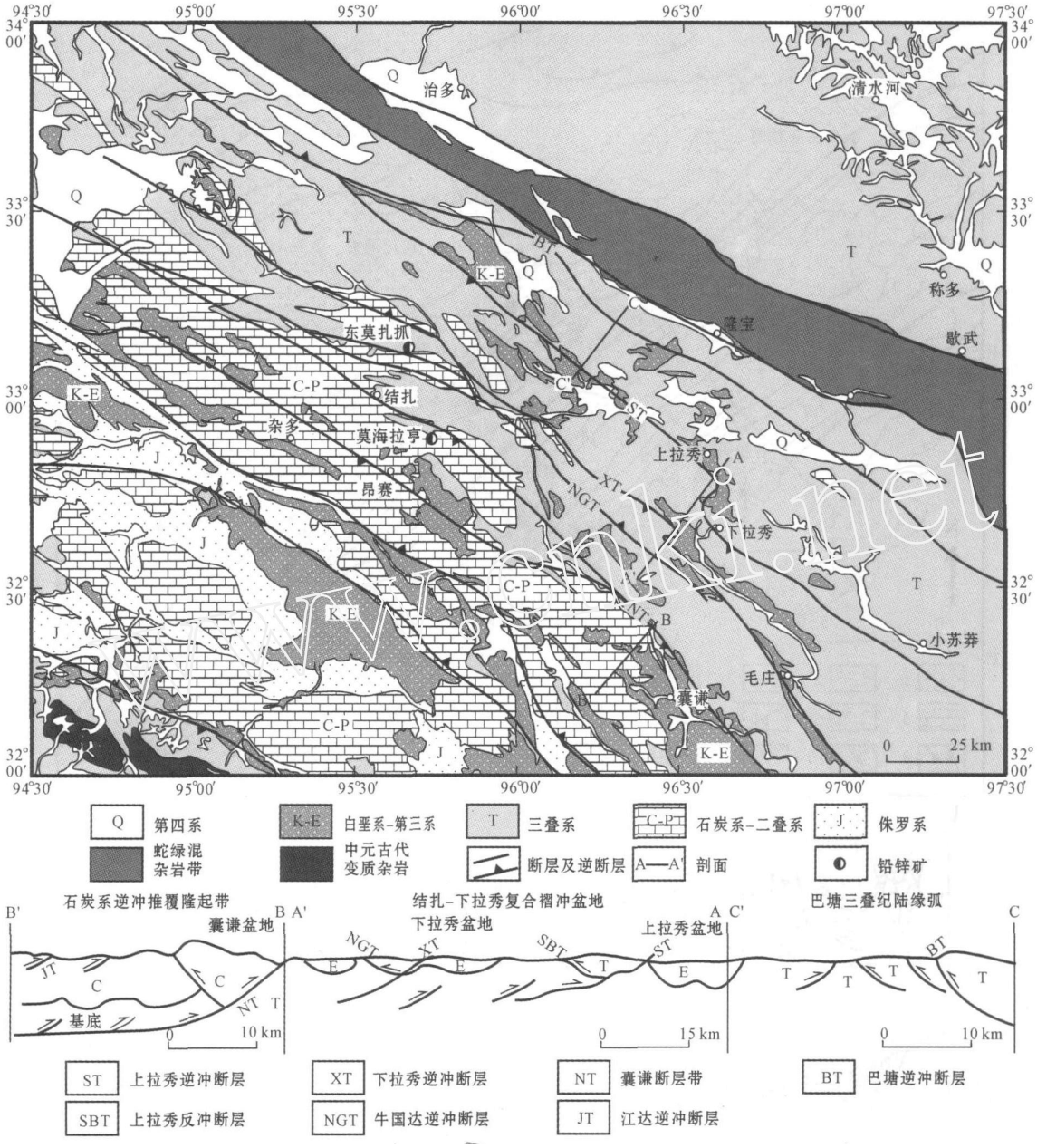


图 4　玉树地区地质图及逆冲推覆构造平面图(据四幅 1∶25 万地质图修编,剖面图据 1∶25 万地质图和 Spurlin et al.,2005 资料修编)

Fig. 4　Geological map of Yushu area with thrust-nappe structures (modified from four 1∶250 000 geological maps and Spurlin et al., 2005)

该逆冲推覆构造系统与成矿的关系提供了重要基础。据李亚林等(2006)研究,该大型逆冲推覆构造带长 230 km,宽 60～80 km,主体呈 NWW 向,与唐古拉山脉延伸方向一致,由北部乌兰乌拉湖-巴庆构造带(锋带)、雀莫错-改纳构造带(中带)和南部各拉丹东-鄂碎玛构造带(根带)构成(图 5)。

锋带宽约 10～20 km,北以 F_1 断层与沱沱河盆地相邻,南以 F_2 断层与中带分界(图 5)。锋带由一系列逆冲断层和夹持的不同构造岩片构成,不同构造岩片自 SW 向 NE 推覆叠置,构成叠瓦状构造(图 5)。锋带内构造岩片主要由石炭纪—二叠纪、三叠纪、侏罗纪和第三纪地层构成,以褶皱变形为主,古-中生代岩片褶皱紧闭,第三纪岩片褶皱宽缓。一系列逆断层平行展布,多倾向 SW,倾角 24～50°,其不仅将石炭纪—侏罗纪地层逆冲推覆于第三系之上,本身多强烈挤压破碎,发育构造角砾岩、碎裂岩、构造透镜体和破劈理,显示脆韧性变形特征(李亚林等,2006)。值得说明的是,锋带附近和前缘,常发育断面倾向NE的反向逆冲断层,与主断层构成冲起构

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

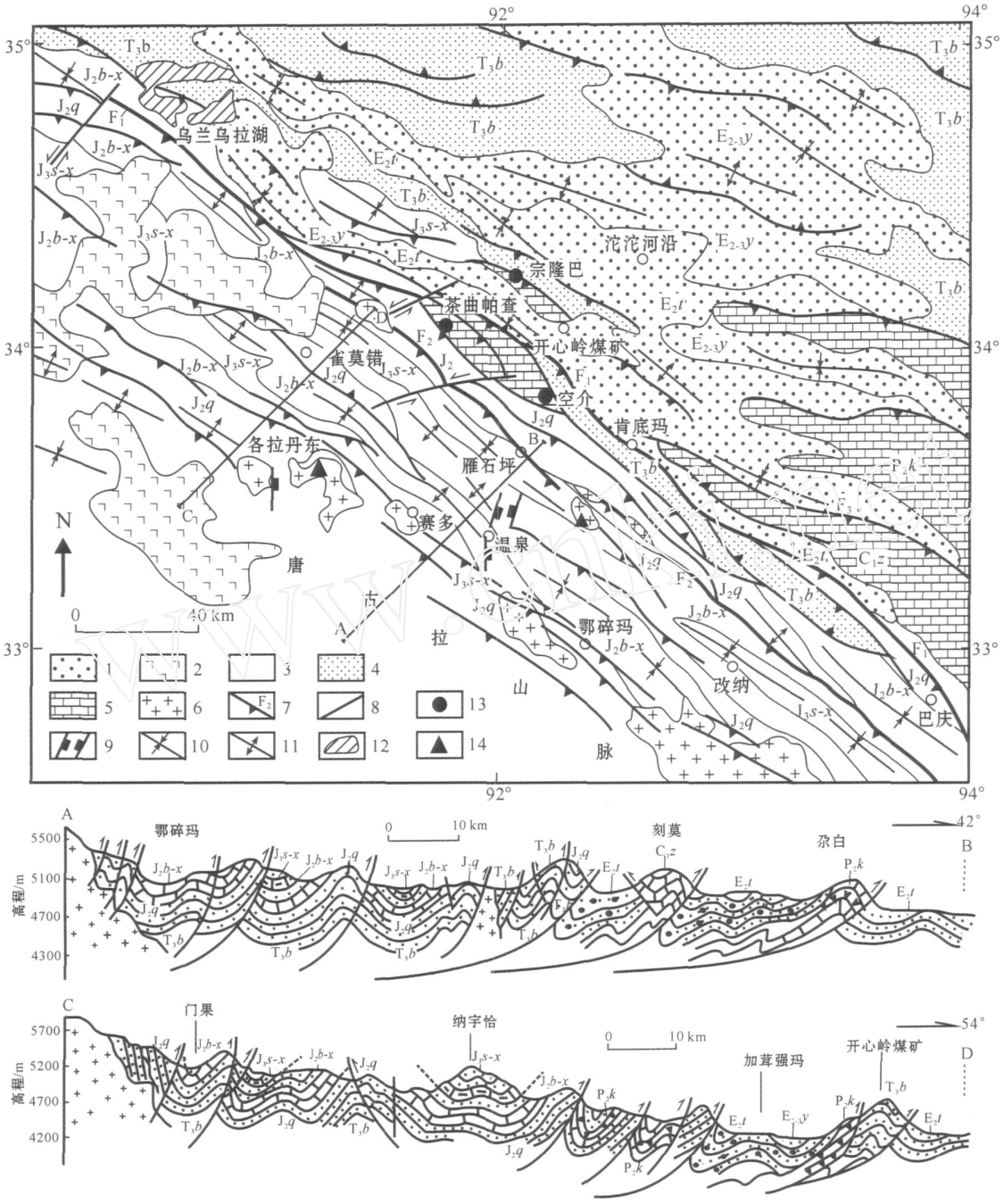


图 5 沱沱河地区逆冲推覆构造(据李亚林等,2006)

Fig. 5 Thrust-nappe systems in Tuotuohe area (after Li et al., 2006)

造,如刻莫冲起构造(图 5)。

中带宽约 30～40 km,位于改纳-温泉-雀莫错一带,以发育规模较大的褶皱构造和逆冲断层为特点,总体表现为褶皱-冲断构造样式(李亚林等,2006)。卷入地层主要为中、上侏罗统雁石坪群,主要发育大型复式向斜。逆断层倾向 SW,倾角 50～70°。沿断裂发育串珠状、条带状侵位的中酸性岩,U-Pb 年龄集中于 66～68 Ma 和 39～42 Ma 之间(李亚林等,2006)。

根带宽约 8～15 km,位于唐古拉主峰北侧,主要出露地层为中侏罗统雀莫错组,构造变形主要为逆冲剪切变形。该带以逆断层密集发育为特征,走向 NWW,断面南倾,显示强

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

变形高角度叠瓦状冲断构造特点(图 5;李亚林等,2006)。

根据受断裂控制的、又被断层错断的同构造中酸性侵入体的同位素年龄,结合卷入逆冲构造的第三系沱沱河组和雅西错组时代,李亚林等(2006)推断,藏北大型逆冲推覆作用具有明显的阶段性,早期冲断发生于 52～42 Ma,形成前陆盆地,堆积以沱沱河组为代表的冲积扇和河流相沉积序列。晚期冲断发生于 40～24 Ma,盆地接受以雅西错组为代表的湖相沉积。

3　区域矿化特征

据不完全统计,在本文所涉及的狭长构造带内,已发现贱金属硫化物矿床、矿点和矿化点超过 100 处(侯增谦等,2006a),主要集中分布于兰坪盆地、囊谦-上拉秀盆地、沱沱河盆地,其中不乏大型-超大型矿床,如兰坪盆地的金顶巨型 Zn-Pb 矿床及白秧坪超大型 Ag-Cu-Pb-Zn 矿集区、青南东莫扎抓和莫海拉亨大型远景 Pb-Zn 矿床和沱沱河大型-超大型远景的茶曲帕查 Zn-Pb 矿床等。这些矿床、矿点的时空分布和矿化特征表明,一个长达 1 000 km 的、受大规模逆冲推覆构造系统控制的 Pb-Zn 多金属矿带已初见端倪。在兰坪矿集区,区域矿化显示明显的南北分段性和东西分带性(图 2)。南北分段性主要表现在金顶(中)、白秧坪(北)和白洋厂(南)等矿床或矿田呈近等间距分布。东西分带性表现在以兰坪-云龙第三系沉积带为界,矿床分处于东、西逆冲推覆构造带内(图 2)。在西侧,金满、小格拉、科登洞等矿床(点)构成一条近 NS 向展布的 Cu(-Ag)矿化带,矿体受近 NS 向(逆冲)断裂控制,主要产于侏罗纪紧闭褶皱带内(图 2)。向北东,富隆厂、白秧坪、核桃箐、吴底厂等矿床构成一条 Ag-Cu(-Pb)矿化带(图 2),其中,富隆厂和白秧坪矿体呈脉状-大脉状产于白垩纪地层构造岩片内,并受岩片内部的次级断裂系统控制;核桃箐和吴底厂矿床成近 EW 向脉状展布,受逆冲推覆构造系统中的平移断层控制(杨伟光,2002)。在东部逆冲推覆构造带内,东至岩、下五区、燕子洞、三山(华昌山、灰山、黑山)等一系列矿床(段),构成一条 NNE 向 Pb-Zn-Ag-Cu 矿带,延续长达 30 km,受华昌山逆冲断裂控制(图 2)。向南由数个矿段组成的超大型金顶矿床,形成了一个 Zn-Pb 矿化带,其形成受逆冲推覆构造形成的构造穹隆和岩性圈闭控制。

在玉树,从相关资料(唐菊兴等,2006)来分析,可以将其与邻近昌都地区的 Pb、Zn 多金属矿床联合起来考虑。两区的"热液矿床"以 Pb-Zn 金属组合为主,Cu、Ag 矿化较少出现,矿体呈 NW 向展布,受区域逆冲推覆形成的 NW 向断裂控制。在区域尺度上,矿床分布既有北西成带的特点,如昌都地区的类乌齐铅锌矿带(唐菊兴等,2006),也有南北成列的特征,如玉树的东莫扎抓和墨海拉亨矿(两者近南北向分布,图 4),前者反映了区域逆冲推覆构造的横向延伸,后者则反映了逆冲推覆构造的纵向展布。

在沱沱河矿集区,矿化显示明显的南北分带性和东西分段性。至少 2 个矿带已显雏形,南带以 NWW 向延伸 5 km 的茶曲帕查 Zn-Pb 矿床为代表,北带以 NW 向连接的宗隆巴矿点和空介矿点为代表,均受逆冲推覆构造系统控制(图 6)。

东西分段性主要表现为不同矿床或矿段呈近 EW 向断续分布,如茶曲帕查矿床由多个矿段构成,沿近 EW 向展布的逆冲断裂带延绵数公里。

4　主要矿床式

青藏高原东、北部贱金属硫化物矿床受大规模逆冲推覆构造系统控制,具体而言,它们产于逆冲推覆构造的不同部位,或者说受逆冲推覆构造的不同样式所控制,由此可以识别出 4 种矿床式,即金顶式、河西-三山式、富隆厂式和东莫扎抓式(图 7)。

4.1　金顶式

该式矿床的控矿构造为逆冲推覆构造系统前锋带发育的圈闭系统。如图 7a 所示,圈闭系统由含孔渗性差的构造岩片(灰岩、粉砂岩)沿主逆冲推覆面叠覆于"原地"的盆地沉积地层(碎屑岩)之上,并在挤压条件下形成穹隆体。主逆冲断层上盘孔渗性较差的岩石单元,形成成矿流体的屏蔽系统。主逆冲断层的下盘为前陆盆地沉积,以粗碎屑岩系为主体,具有良好的孔渗性,是流体良好的储集部位。主逆冲推覆面及其穹隆化产生的构造虚脱部位,则成为成矿流体的主要通道和储集空间。因此,"盖层+储层"的穹隆体构成了一个完好的流体储集和封闭系统。矿化出现在穹隆内部储层当中,以金属硫化物部分或完全充填交代砂岩的胶结物及其孔隙为典型的矿化特征,同时也出现脉状、网脉状和角砾状矿化,盖层几乎不见矿化。该式矿床包括兰坪盆地金顶超大型 Zn-Pb 矿床、沱沱河盆地茶曲帕查超大型 Zn-Pb 成矿远景区及其周围空介、宗隆巴等一系列矿床(点)。

在金顶,逆冲构造主推覆面为 F_2 断层,总体近水平,F_2 上覆地层发生倒转,为自东推覆而来的"外来系统",由下到上为粗砂岩和石英碎屑砂岩(K_1j)、粉砂岩和泥岩(J_2h)等,F_2 断层下为"原地系统"地层,由上到下为灰岩角砾岩(E_1y^2 或/和成矿期)、砂岩(E_1y^2)、粉砂质泥岩(E_1y^1)等(薛春纪等,2002;付修根等,2004;高兰等,2005;Xue, et al., 2007;曾荣等,2007;王安建等,2007)。矿体主要出现在 F_2 上盘 K_1j 砂岩中,部分出现在 F_2 下盘砂岩和角砾岩内,总体形如"蘑菇",顶部 J_2h 粉砂岩和泥岩孔渗性差,作为成矿流体封挡层出现(薛春纪等,2002;Xue et al., 2007;王安建等,2007)。矿化表现为金属硫化物部分或完全充填交代砂岩的胶结物及其孔隙,同时也出现在灰岩角砾间的细砂岩(充填物)内(薛春纪等,2003;曾荣等,2007)。矿石主要呈浸染状、块状、脉状等,主要矿石矿物为闪锌矿和方铅矿,脉石矿物以天青石、方解石、石膏为主,也有石英、重晶石、沥青等出现。矿床 Zn 的平均品位高于 Pb,Zn/Pb 比值从矿区东部到西部有降低趋势,从东矿段至中、西矿段,Zn/Pb比值从7.8到4.9,再到

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

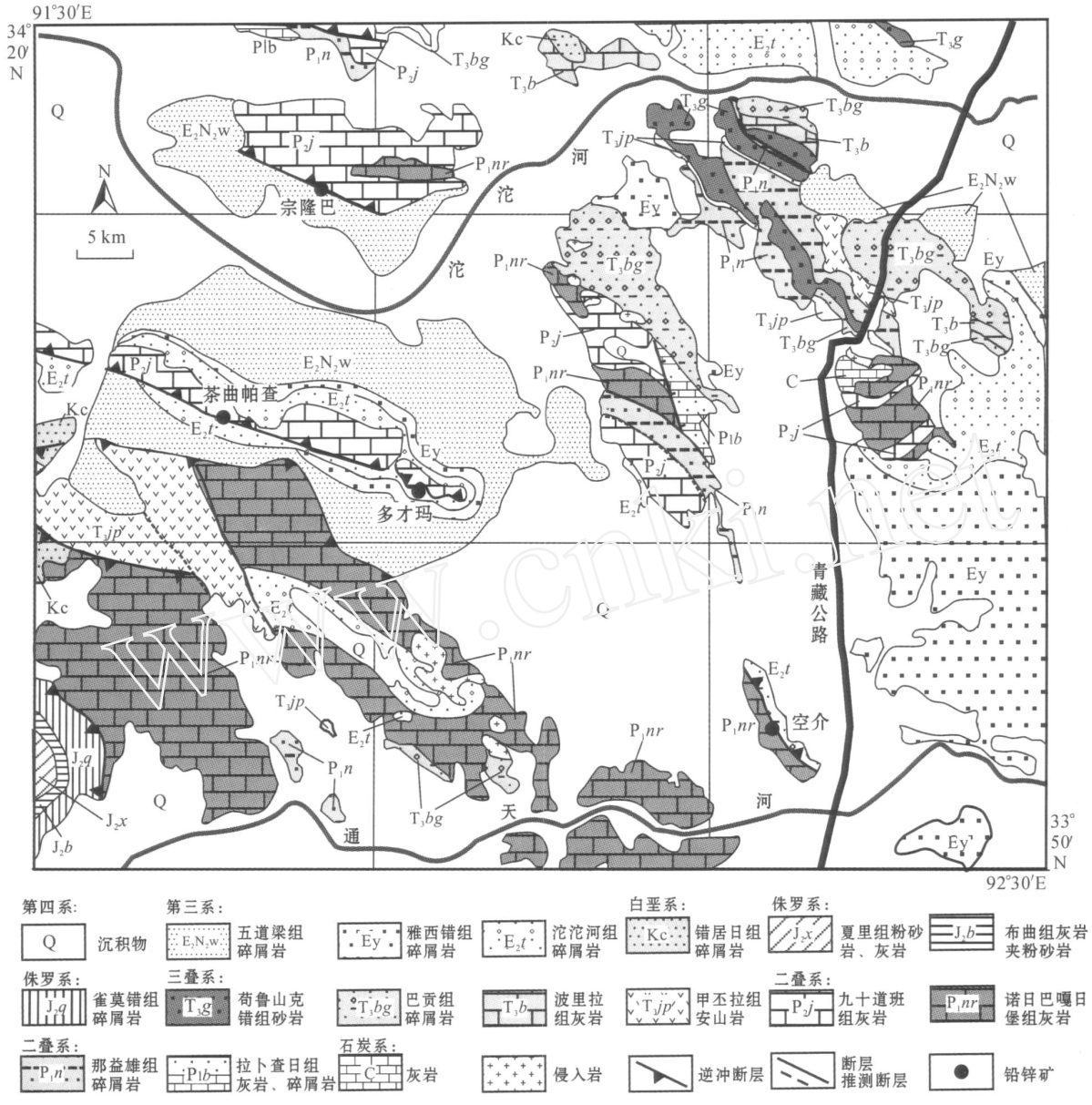


图 6 沱沱河地区地质图(据 1∶20 万沱沱河地区区域矿产地质图修编)

Fig. 6 Geological map of Tuotuohe area (modified from 1∶2000 00 Map of Geology and Mineral Resources in Tuotuohe Area)

0.3;元素富集程度随深度也有变化,从深到浅,由 Sr-Ca-Ba → Fe-Tl →Zn-Cd →Zn-Pb-Cd-Ag →Pb-Ag 的趋势演变(Xue et al., 2007)。成矿流体为水盐体系,也有少量 CO_2 参与,包裹体均一温度 54～309 ℃,但普遍低于 200 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 1.6 %～18.0 %,但多低于 10.0 %(曾荣等,2007;Xue et al., 2007)(图 8)。

在青海沱沱河地区的若干 Zn-Pb 矿床,包括茶曲帕查、宗隆巴和空介等矿床,主逆冲推覆面总体水平,上覆二叠系九十道班组(空介为诺日巴嘎日堡组)灰岩,为"外来"地层,下伏第三系沱沱河组(和雅西错组?)砾岩和砂岩,为"原地"地层。矿化出现在逆冲断裂面的灰岩破碎带和孔渗性好的下伏碎屑岩中(图 7a)。矿石呈网脉状、脉状和浸染状,具热液充填和交代特征,地表见方铅矿、菱锌矿、黄铁矿、方解石、萤石等矿物,矿石 Zn 的平均品位高于 Pb 的。

4.2 河西-三山式

如图 7b 所示,该式矿床受逆冲推覆前锋带形成的冲起构造控制,控矿构造为主逆冲断裂和反冲断层,矿体出现在断裂带内及其上盘(主要)和下盘(次要)裂隙/断裂发育的部位。该式矿床较金顶式矿床的差别在于构成冲起构造的主逆冲推覆面有一定角度,使得上盘孔渗性差的岩石未完全盖覆在下盘地层上,因此未形成完好的"圈闭"系统,同时,矿化选择的是"构造碎裂带"而非"孔渗性好的岩石"。矿体呈透镜状、大

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

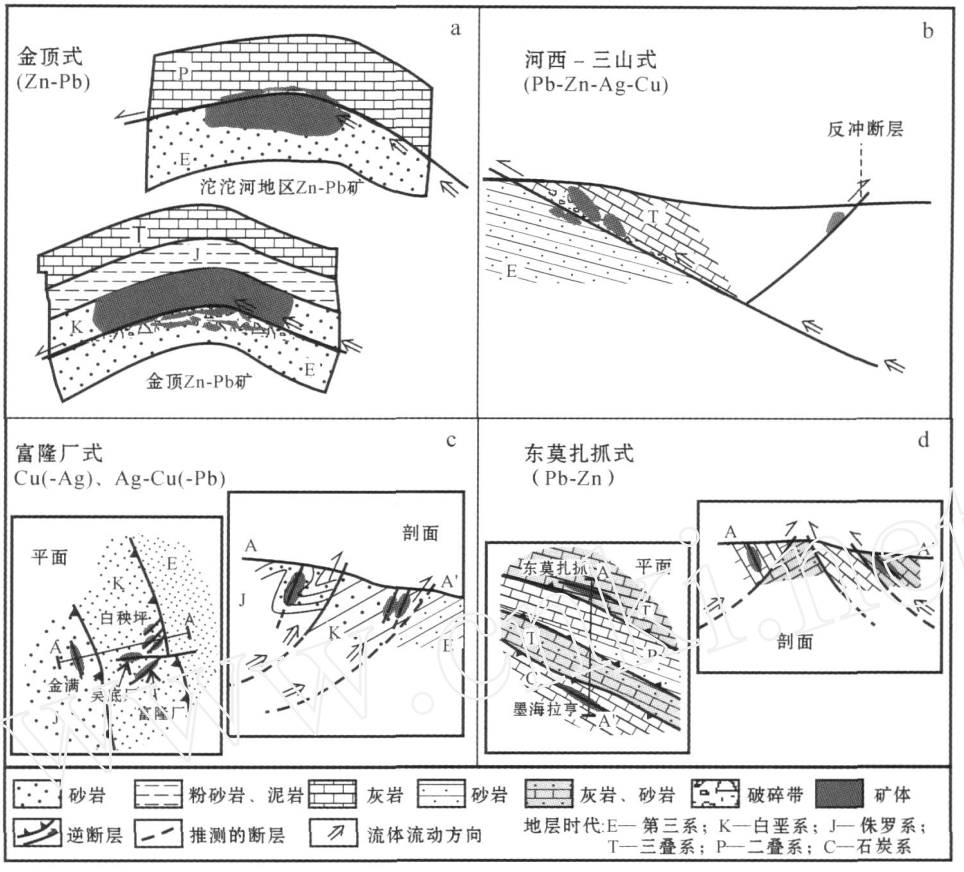


图 7　青藏高原东、北缘受逆冲推覆构造控制 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床的 4 种成矿模式

Fig. 7　Four mineralization styles of thrust-controlled Pb-Zn-Ag-Cu deposits in the eastern and northern margins of the Tibetan orogenic belt

脉状顺主逆冲断裂产出，热液充填特征明显。该式矿床包括兰坪地区受华昌山断裂控制的一系列 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床，包括河西、东至岩、下区吾、燕子洞、三山(华昌山、灰山、黑山)矿床等，而大三界、卡朵等 Pb、Zn 矿化点则受水磨房反冲断层控制。

华昌山断裂为兰坪盆地东部逆冲推覆系统前锋带的主推覆面，总体倾向 110°，倾角 30～40°(何龙清等，2004)。其上盘为“外来系统”地层，主要是三合洞组灰岩(T_3s)，下盘为“原地系统”的第三系碎屑岩。断层角砾发育，其两侧岩石尤其是上盘灰岩受断层活动影响强烈，网脉状裂隙十分密集。矿体呈透镜状、似层状顺华昌山断裂产出，矿化主要出现在上盘灰岩构造裂隙发育的部位，局部也出现在下盘砂岩中(陈开旭等，2004)。矿石呈角砾状、脉状、块状、浸染状构造，表现出热液充填-交代的特征，其中，Pb 主要以方铅矿、白铅矿及铅矾氧化物等形式出现，Zn 以闪锌矿(菱锌矿)形式出现，Ag 以汞银矿形式出现或赋存于黝铜矿系列硫化物中，Cu 以黝铜矿、辉铜矿、黄铜矿等形式出现，还见有黄铁矿和少量白铁矿等硫化物，脉石矿物包括方解石、天青石、菱铁矿、白云石、萤石、石英等(邵兆刚等，2003；陈开旭等，2000)。围岩蚀变以较强的碳酸盐化和弱硅化为主，并出现黄铁矿化、重晶石化、萤石化、天青石化。成矿流体为盐水体系，包裹体均一温度 100～240 ℃，绝大多数在 185 ℃以下，盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 3%～21%，出现高于 15%和低于 10%两个盐度区间(图 8；徐启东等，2003；陈开旭等，2004)。

4.3　富隆厂式

如图 7c 所示，该式矿床受主逆冲断裂上盘构造岩片内的次级断裂或与逆冲推覆伴生的横切主逆冲断裂的平移断层控制，其中，与主逆冲断裂呈斜交的次级断裂控制着富隆厂 Ag-Cu-Pb 矿床和白秧坪 Ag-Cu-Co 矿床，与主逆冲断裂平行的次级断裂控制着金满、小格拉和科登洞等 Cu(-Ag)矿床，而吴底厂和核桃箐 Ag-Cu-Pb(-Zn)矿床则受横切主逆冲断裂的平移断层控制。这些矿床的矿体均呈脉状、透镜状顺断裂产出，热液充填而成。下面对富隆厂和白秧坪矿床、金满矿床作简单介绍。

富隆厂和白秧坪矿床受西倾的四十里箐主逆冲断裂派生的 NE 向次级断裂(F_6—F_9，F_{12})控制。这些次级断裂具压扭性质，倾向 NW，倾角为 70～87°(范世家等，2006)。两矿赋矿地层主要为景星组(K_1j)红色碎屑岩：石英砂岩、粉砂岩及泥

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

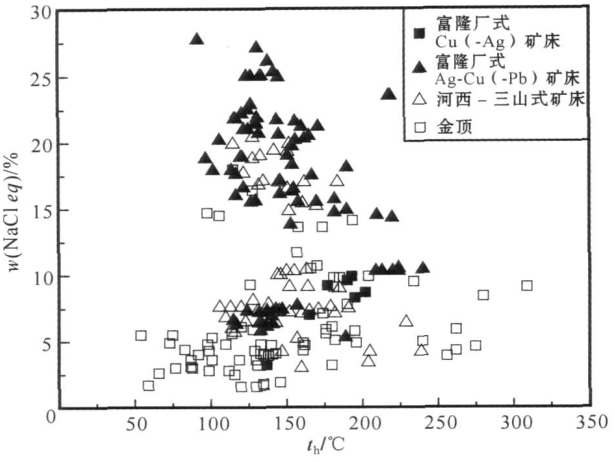


图 8 兰坪盆地各式 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床流体包裹体均一温度和盐度图解

富隆厂式 Cu-(Ag)矿床指金满、小格拉、科登洞矿床,富隆厂式 Ag-Cu(-Pb)矿床包括富隆厂、白秧坪、吴底厂、核桃箐、大坪子、莒蒲塘矿床,数据引自季宏兵等,1998;徐启东等,2003;陈开旭等,2004;Xue et al.,2007

Fig. 8 Homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusions from the Pb-Zn-Ag-Cu deposits in Lanping basin

the Fulongchang-type Cu-(Ag) deposit denotes Jinman, Xiaogela, and Kedengjian deposits, the Fulongchang-type Ag-Cu(-Pb) deposit denotes Fulongchang, Baiyangping, Wudichang, Hetaoqing, Dapingzi, and Juputang deposits. Data from Ji et al., 1998, Xu et al., 2003, Chen et al., 2004, and Xue et al., 2007

岩等,但矿体展布明显不受岩性控制,而与断裂关系密切,矿体展布于由砂岩、粉砂岩等碎块组成的碎裂岩、构造角砾岩中(赵海滨,2006)。构造破碎带内的热液充填和交代作用形成了脉状和网脉状、块状、角砾状、浸染状等各种类型矿石,矿石矿物包括黝铜矿、砷黝铜矿、汞银矿、辉银矿、辉砷钴矿和方铅矿等,也出现黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿,脉石矿物以菱铁矿、铁白云石、方解石为主,次为重晶石,见少量石英(陈开旭等,2000;李志明等,2005)。矿床围岩蚀变较强,成矿前主要出现硅化、黄铁矿化,成矿期蚀变以碳酸盐化、重晶石化为主,蚀变分带明显,自矿体向外由碳酸盐化向重晶石化、黄铁矿化,再向黄铁矿化、硅化变化(李志明等,2005)。成矿流体为盐水体系,包裹体均一温度 92～189 ℃,峰值在 120～140 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 5 %～28 %,但大部分高于 15 %(徐启东等,2003;陈开旭等,2004)。

金满 Cu 矿床发育在逆冲推覆构造系统中部地带,该带构造岩片因强烈挤压而出现紧闭褶皱,同时,逆断层平行于逆冲推覆构造带发育。这些控矿断裂规模小,在走向上延伸有限,两盘相对位移不大,多产在褶皱转折部位。金满矿床矿体受发育于侏罗系花开佐组(J_2h)砂岩和页岩/板岩层间的近南北向压性 F_2 断层控制,断层倾向 NWW,倾角 60～90 °。主矿体(1 号矿体)呈大脉状顺 F_2 断层发育,具热液充填特征,出现块状、网脉状及含 Cu 硫化物石英脉型矿石(郜周全等,2006)。Cu 主要以黝铜矿形式出现,次为黄铜矿和斑铜矿形式,其他硫化物包括黄铁矿、磁黄铁矿、方铅矿等,脉石矿物有石英、碳酸盐矿物和重晶石等。成矿流体主要是盐水体系,包裹体均一温度 90～290 ℃(季宏兵等,1998),仅有的 2 个盐度数据 $w(NaCl_{eq})$ 为 7.0 %和 9.9 %(徐启东等,2003)。

4.4 东莫扎抓式

如图 7d 所示,该式矿床受逆冲断裂上盘构造岩片内的次级断裂控制,断裂平行于区域逆冲推覆构造带方向,总体上顺岩层发育,但局部可切层。矿床赋矿围岩为灰岩、矿化金属为 Pb-Zn 组合,故有别于富隆厂式矿床。该式矿床主要指玉树地区的东莫扎抓和莫海拉亨 2 个 Pb-Zn 矿,昌都地区的"热液 Pb-Zn 矿"(唐菊兴等,2006)可能也属该种类型。

东莫扎抓和莫海拉亨 Pb-Zn 矿床,南北相隔 25 km 左右(图 4),其间发育数条 NW 向的逆冲断层(图 7d 为简化图,仅展示 1 条)。两矿分别赋存于 2 条主逆冲断裂上盘三叠纪和石炭纪灰岩内顺层发育的断裂破碎带中,断裂走向 NWW 向和 NW 向,与区域逆冲推覆构造主形迹方向基本一致,倾角分别为 35～50 和 50～70 °。矿体呈板状沿断裂展布,产状与断裂一致,出现网脉状、团块状、浸染状矿石,矿物组合包括闪锌矿(菱锌矿)、方铅矿、黄铁矿,也见方解石、萤石、石膏等脉石矿物,Pb 和 Zn 的品位分别为 0.7 %～5.0 %、0.8 %～6.5 %,围岩蚀变以白云石化和方解石化为主,并见黄铁矿化和硅化。钻孔编录反映东莫扎抓矿床的热液活动期次有 6 个阶段:①白云石化±黄铁矿±闪锌矿±方解石阶段,②硅化±黄铁矿±黄铜矿±绿帘石阶段,③多金属硫化物(黄铁矿-方铅矿-闪锌矿)阶段,④重晶石阶段,⑤黄铁矿+白铁矿阶段,⑥晚期方解石阶段。其中,第③阶段为主成矿阶段。

5 讨 论

5.1 构造控制

逆冲推覆构造对本区贱金属矿床的控制,主要表现在 2 个层次:①作为流体的运移通道,构成流体迁移汇聚的疏导系统;②提供流体和矿质的汇聚空间,控制矿床矿体的空间定位。第一层次构造主要包括逆冲推覆构造断裂及其拆离滑脱带,第二层次即逆冲推覆系统浅表的不同部位/样式:主逆冲断层及其次级断裂、伴随逆冲的平移断层和构造圈闭、冲起构造等等。

与碰撞造山相伴发育的逆冲推覆构造系统是青藏高原东、北部最重要的地壳变形(Wang et al., 2001;Spurlin et al., 2005;李亚林等,2006)。这种薄皮构造的发育表明,上地壳通过逆冲推覆而缩短加厚,而中-下地壳通过大规模拆离滑脱与上地壳解耦。这种大规模拆离滑脱在不同地区的逆冲推覆构造系统深部表现得也十分清楚。在兰坪地区,东部逆冲推覆构造系统的断面显示,一系列中生代地层单元作为构造岩片,

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

通过一组东倾的逆冲断裂依次叠覆，逆冲推覆于前陆盆地沉积岩系之上(图 2)。这些逆冲断层在前锋带缓倾，在中部和根部带陡倾，但向深部均有变缓会聚之势，形如“铲式”断层，归结为统一的断裂带，即拆离滑脱带(图 3a；何龙清等，2004)。兰坪盆地西部逆冲推覆构造系统的情况与之类似(图 3b)。伴随着这些逆冲推覆构造的形成，发育大量的近 EW 向平移断层，将兰坪地区切割成“棋盘格状”(图 2)，构成了兰坪地区区域流体的疏导系统。在沱沱河地区，一系列南倾的逆冲断层向深部趋缓，归结为统一的向南缓倾的断裂带-拆离滑脱带(图 5；李亚林等，2006)。同样，在玉树地区牛国达盆地、下拉秀盆地、上拉秀盆地内发育的南倾逆冲断层也有向深部变缓的趋势，它们也很有可能归结为统一的向南西缓倾的断裂带-拆离滑脱带(图 4)。

盆地卤水长距离侧向迁移，通常被认为是形成 MVT 型和 SST 型 Pb-Zn 矿床的首要条件(Olive et al.，1986；Garven et al.，1997；Leach et al.，2005)。尽管许多学者强调流体流的运移与侧方造山带的排挤有关，但并不认为区域构造是构成流体流长距离迁移的通道，相反却强调盆地底部的多孔砂岩在流体侧向迁移中的通道作用(Sverjensky，1984；Garven，1995)。在青藏高原东、北部，成矿时期的前陆盆地已发生强烈改造，前陆盆地不仅被中生代地层构造岩片叠覆，而且因 EW 方向的双向挤压而发生强烈褶皱变形。显然，盆地底部的砂岩建造即使可以作为含水单元，也会因为自身的强烈变形而难以实现盆地卤水长距离侧向运移。然而，多数 Pb-Zn 矿床的矿体主要集中产出于叠瓦状的逆冲断层带及其上盘的构造岩片内，暗示着下方的拆离滑脱带很可能成为流体长距离侧向迁移的主干通道。而主逆冲推覆断裂、近 EW 向平移断层(也不排除孔渗性好的岩石和不整合面)作为流体垂向迁移的主要通道，有效的沟通了拆离滑脱带，使成矿流体上升至浅部汇聚成矿。

第二层次构造对矿床内矿体的控制在本区表现得更为明显。构造控制应首推逆冲推覆构造系统的前锋带，那里的逆冲断裂带倾角相对平缓，断裂规模较大，不仅常与反向逆冲断裂相伴，构成冲起构造(图 3b)，而且其上覆的构造岩片内常发育次级切层的断裂-裂隙系统和顺层的层间破裂系统，成为形成矿体的重要空间。在金顶地区，近乎水平的逆冲断层将中生代地层叠置于古新世云龙组之上，并在挤压作用下形成构造穹隆。矿体严格沿近水平的逆冲断层分布，矿体厚度明显向穹隆核部增加，表明以构造穹隆为代表的构造-岩性圈闭构成巨型矿床的定位空间，富含有机质的成矿流体顺逆冲断层排泄和灌入，并在穹隆顶部虚脱部位聚集成矿，形成金顶 Zn-Pb 矿床。在沱沱河地区，成矿流体沿主逆冲断裂面迁移，由于顶部灰岩有效地封挡了流体的向外迁移，故成矿流体主要进入下盘多孔的沱沱河组砂岩内，形成矿床的主矿体，少量进入上盘灰岩的破碎部位，形成局部矿化。在河西-三山地区，华昌山逆冲断裂带及其与水磨房反冲断层构成冲起构造，控制了长达 30 km 的矿床矿体分布。华昌山逆冲断裂是河西-三山式矿床的主要导矿构造，沿深部东倾的拆离滑脱带长距离迁移的成矿流体以华昌山逆冲断裂为上涌通道，上升定位于断裂两盘的构造破碎带，主体赋存于上盘三合洞组灰岩内，少许赋存于下盘云龙组碎屑岩内。在富隆厂地区，沿深部西倾的拆离滑脱带长距离迁移的成矿流体，以近 NS 向展布的四十里箐逆冲断裂和近 EW 向平移断层为上升通道，在白垩纪构造岩片内部 NE 向断裂破碎带就位，形成白秧坪和富隆厂矿床；在 EW 向断裂破碎带就位，形成核桃箐和吴底厂等矿床。在金满地区，沿拆离滑脱带向东迁移的区域流体，抵达逆冲推覆构造系统的中部位置，灌入与主逆冲断裂带近平行的高角度逆断层内，排泄并沉淀矿质，形成金满、小格拉、科登洞等 Cu(-Ag)矿床。

5.2　成矿流体与物质的来源

综合兰坪盆地若干矿床的流体包裹体和热液硫化物/脉石矿物同位素的资料，反映此类矿床的成矿流体和成矿物质具有下列特征：①流体盐度 $w(NaCl_{eq})$ 变化于 1 %～28 %之间，其中大量出现 $w(NaCl_{eq})>13$ %、甚至高达 20 %～30 %的流体包裹体，其盐度显著高于大气水或海水(3.5 %)(图 8)；②包裹体均一温度变化于 50～310 ℃，但主要集中于 80～190 ℃(图 8)；③流体系统以 NaCl-H_2O 系统为主，少数为 CaCl-NaCl-H_2O 和 MgCl-NaCl-H_2O 系统。流体 Na^+/K^+ 和 Na^+/Ca^+ 离子比显著高于高盐度的岩浆流体相应比值(杨伟光等，2003；陈开旭等，2004；张尔新，2005；徐晓春等，2005)；④出现有机包裹体，反映热流体和含有机质沉积物曾发生相互作用(季宏兵等，1998；徐晓春等，2005)；⑤包裹体水的 H-O 同位素值在 δD-$\delta^{18}O$ 投影图解上介于大气降水线和岩浆水/变质水下方区域之间(李峰等，1995；季宏兵等，1998；龚文君等，2000；刘家军等，2000；陈开旭等，2004；李志明等，2004；赵海滨，2006)，具有盆地卤水或盆地卤水与大气降水混合的 H-O 同位素特征；⑥许多热液方解石的 C-O 同位素与盆地内灰岩的相似，在金顶矿床具有明显的有机碳的 C 同位素特征(彦文等，1993；罗君烈等，1994；李峰等，1995；陈开旭等，2000；龚文君等，2000；薛春纪等，2002；刘家军等，2001；2004；徐启东等，2003；李志明等，2004；2005；赵海滨，2006)，显示成矿流体和盆地沉积物发生过相互作用；⑦热液硫化物 $\delta^{34}S$ 值变化范围宽，从 -22 ‰变化到 12 ‰，对于单个矿床也有 10 %以上的变化(图 9)；⑧热液硫化物 Pb 同位素比值总体处于区域上地壳岩石 Pb 同位素比值范围内，其中，金顶矿床放射性成因 Pb 含量少，更接近幔源岩石的比值，而其他矿床放射性成因 Pb 含量高，比值与盆地沉积岩的更为接近(图 10a、b)。

这些流体的中-低温、低盐度〔$w(NaCl_{eq})<11$ %〕和高盐度〔$w(NaCl_{eq})>13$ %〕、H-O 同位素资料的特点基本可以排除正常的海水、大气水、岩浆水/变质水作为唯一成矿流体来源的可能性。总体看来，流体与油田卤水在化学成分上具有相似性，尤其是出现低温和高盐度的特征与形成 MVT 型矿床的盆地卤水特征十分相似(Misra，2000)，因此，成矿流体主

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

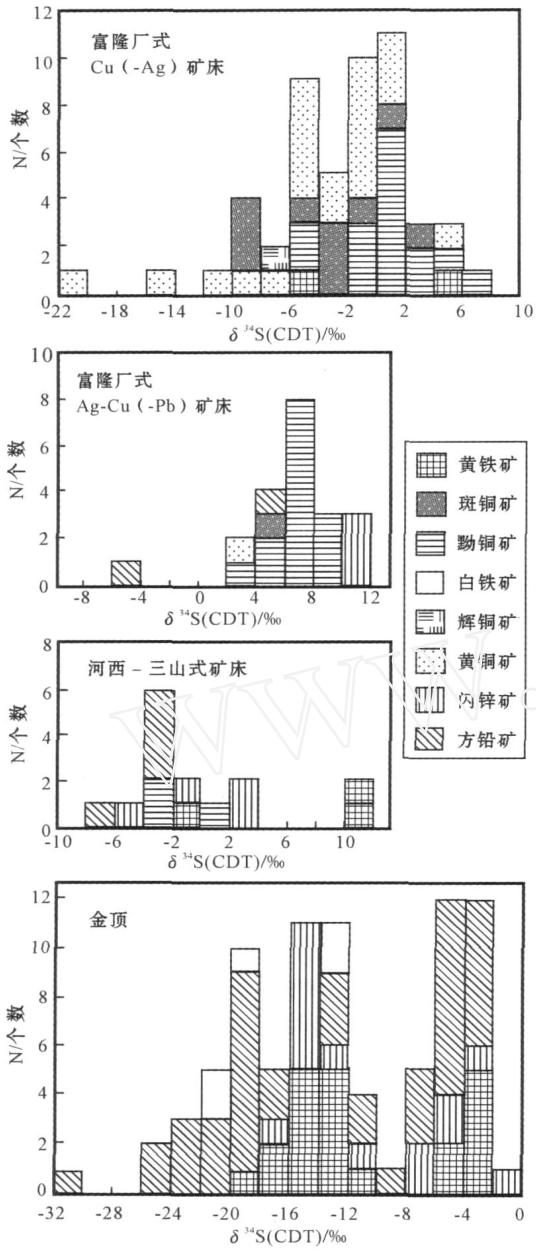


图 9 兰坪盆地各式 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床硫同位素组成

富隆厂式 Cu-(Ag)矿床指金满和水泄矿床,富隆厂式 Ag-Cu(-Pb)矿床指富隆厂、白秧坪、核桃箐、大坪子矿床,数据引自肖荣阁,1989;Li et al.,1997;季宏兵等,1998;刘家军等,2001;王峰等,2003;吴南坪等,2003;何明勤等,2004;李志明等,2005;赵海滨,2006

Fig. 9 Sulfur isotopic compositions of the Pb-Zn-Ag-Cu deposits in Lanping basin

the Fulongchang-type Cu-(Ag) deposit denotes Jinman and Shuixie deposits, the Fulongchang-type Ag-Cu (-Pb) deposit denotes Fulongchang, Baiyangping, Hetaoqing, and Dapingzi deposits. Data from Xiao, 1989, Li et al., 1997, Ji et al., 1998, Liu et al., 2001, Wang et al., 2003, Wu et al., 2003, He et al., 2004, Li et al., 2005, and Zhao, 2006)

体应来自于类似油田卤水的盆地卤水,但是不排除大气降水出现在成矿流体演化的晚期或在成矿期也有一定参与。在青藏高原东北部,不论是沉积于坳陷盆地的白垩系,还是堆积于前陆盆地的古-始新统,均含有多层膏盐层,同位素资料反映了成矿流体与盆地岩石曾发生相互作用,表明膏盐层很可能在流体活动期间被溶解,为成矿流体提供了大量盐分。

本区矿床热液硫化物具有异常宽的 $\delta^{34}S$ 变化范围,这一特征十分类似于盆地热液流体成因的矿床,如 MVT、SST、SSC 型矿床,宽的 $\delta^{34}S$ 变化可以解释为流体在盆地内活动期间与不同地层单元发生相互作用,从而继承了不同物质单元的 S 同位素特点,如正值大的 $\delta^{34}S$ 组成与蒸发岩关系密切,负值大的 $\delta^{34}S$ 值与有机成因硫关系密切,因此,本区矿床 S 同位素特征反映了它们的硫来自于沉积盆地。要补充说明的是,该区单个矿床热液硫化物硫同位素组成的变化大,可能是不同硫化物间 S 同位素组成的差异或硫化物形成于不同阶段所致。

本区多数贱金属矿床的 Pb 同位素组成介于区域上地壳 Pb 组成范围内(图 10a、b),总体类似于 MVT 型矿床,显示 Pb 等金属元素来源于上地壳岩石(Vaasjoki et al., 1986; Sangster, 1990)。金顶矿床异常贫放射性成因 Pb,大量数据更接近于地幔岩石 Pb 同位素组成,可能暗示了铅具有幔源铅和壳源铅混合的特征,或与金顶地区碎屑岩富含基性-超基性成分有关(李佑国等,2006)。

总之,研究区成矿流体主要来自盆地卤水,但不排除大气降水的参与,成矿物质硫和铅主要来自盆地地层,但不排除有幔源岩石铅的贡献。

5.3 金属组合变化

青藏高原碰撞造山带贱金属矿床以 Pb-Zn 为主体,但伴生相当量的 Cu 和 Ag,甚至形成 Cu、Cu-Ag、Ag-Cu-Pb-Zn 矿床,这是有别于经典的 MVT 和 SST 型 Pb-Zn 矿床的重要特征之一。在兰坪盆地,西部的金满、小格拉、科登洞等矿床以 Cu 为主,伴生 Ag 矿化,富隆厂、白秧坪、吴底厂和核桃箐矿床以 Ag-Cu 为主,伴生 Pb、Zn、Co;在东部,河西-三山一系列矿床以 Pb-Zn-Ag 为主,局部伴生 Cu,金顶矿床以 Zn-Pb 为主;在玉树-昌都地区,大多数矿床,包括东莫扎抓和莫海拉亨矿床,均以 Pb、Zn 为主,少数为 Cu-Ag 矿床;在沱沱河地区,茶曲帕查、空介、宗隆巴等矿床均为 Zn-Pb 矿床。

综合对比研究发现,这种金属组合差异,可能与成矿流体在迁移-汇聚过程中流经不同岩石,发生水-岩反应后所淋滤的成矿元素差异相关。在兰坪盆地(图 2),西部逆冲推覆系统主要由侏罗纪和白垩纪碎屑岩、石炭纪和二叠纪碎屑岩和火山岩组成,矿床主要赋存在侏罗纪和白垩纪碎屑岩中,包括金满、科登洞、白秧坪、富隆厂、吴底厂和核桃箐矿床,对应的矿化以 Cu、Ag 为主,局部有 Pb、Co、Zn 矿化。卷入东部逆冲推覆系统的地层包括三叠纪、侏罗纪和白垩纪的灰岩和碎屑岩,在矿区往往既有灰岩,又有碎屑岩,明显比西部逆冲推覆系统的灰岩出现广泛,河西-三山一系列矿床(段)和金顶矿床

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

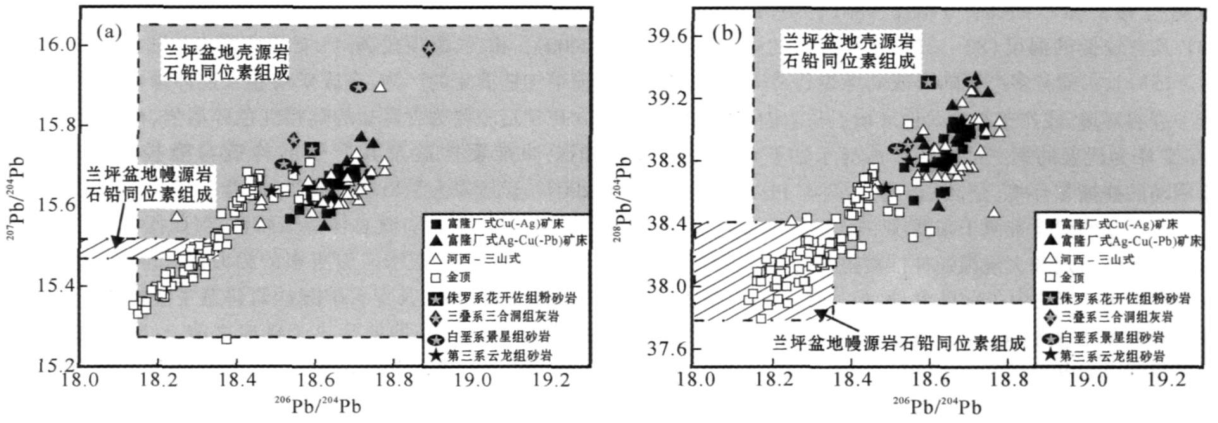


图 10　兰坪盆地各式 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床铅同位素(a) $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和(b) $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

富隆厂式 Cu-(Ag)矿床指金满、小格拉、科登洞、水泄、仁甸河矿床,富隆厂式 Ag-Cu(-Pb)矿床指富隆厂、白秧坪、核桃箐、大坪子、白拉、挂登、李子坪、黄土箐矿床,数据引自魏君奇, 2001;王峰等, 2003;吴南坪等, 2003;何明勤等, 2004;徐启东等,2004;李志明等,2005;修群业等,2006;赵海滨,2006;Xue et al., 2007。盆地壳源、幔源岩石数据引自 Xue et al., 2007

Fig. 10　Plots of (a) $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ and (b) $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ of the Pb-Zn-Ag-Cu deposits in Lanping basin

the Fulongchang-type Cu-(Ag) deposit denotes Jinman, Xiaogela, Kedengjian, Shuixie and Rendianhe deposits, the Fulongchang-type Ag-Cu(-Pb) deposit denotes Fulongchang, Baiyangping, Hetaoqing, Dapingzi, Baila, Guadeng, Liziping and Huangtuqing deposits. Data from Wei, 2001, Wang et al., 2003, Wu et al., 2003, He et al., 2004, Xu et al., 2004; Li et al., 2005, Xiu et al., 2006, Zhao, 2006, and Xue et al., 2007. Data of crustal and mantle-derived rocks in Lanping basin after Xue et al., 2007

均是如此,对应的矿化以 Zn、Pb 为主,Zn 的丰度往往大于 Pb,局部也见 Cu 和 Ag 矿化。在玉树地区(图 4),东莫扎抓和莫海拉亨的赋矿地层均为灰岩,对应为 Pb、Zn 矿化。昌都地区近 30 个热液型矿床,多数为 Pb-Zn 矿,其赋矿围岩均为灰岩;而个别矿床出现 Cu-Ag 矿化,其赋矿围岩则为碎屑岩(唐菊兴等,2006)。在沱沱河地区(图 6),区域范围既发育碎屑岩又发育灰岩,两者通常共存于矿区内部,与兰坪盆地东部相似,大量灰岩出现时,矿化以 Zn、Pb 为主,且 Zn > Pb。总之,矿区范围大量发育碎屑岩建造,金属矿化主要为 Cu-Ag 组合,局部可见 Pb 矿化;矿区范围大量发育碳酸盐岩建造,则主要对应 Zn-Pb 矿化,通常 Zn > Pb;矿区同时出现碳酸盐岩与碎屑岩建造,矿化则出现 Zn-Pb-Ag-Cu 组合。

Sverjensky(1984;1986;1987;1989)研究表明,单一盆地卤水在其长距离迁移过程中,与其流经的不同含水地层单元发生水/岩反应,可以演化形成不同金属组合的成矿流体。砂岩型 Cu 矿的主要含水地层单元是盆地含膏盐红层,盆地卤水与红层硬石膏 + 赤铁矿反应,同时从中淋滤 Cu、Zn、Pb,将产生富含铁、铜,但贫锌和铅的成矿流体。这种流体在还原环境将淀积辉铜矿和黄铜矿,而 Pb 和 Zn 趋于散失(Sverjensky, 1989),成矿金属 Cu > Pb + Zn。流经碳酸盐含水层的流体,由于其具有较高的 H_2S 浓度,降低了铜的溶解度,流体中的金属相对丰度为:Zn > Pb > > Cu,因此,该成矿流体形成富 Zn 的 MVT 型 Zn-Pb 矿床(Sverjensky,1989)。这一理论解释与笔者观察到的矿床矿化与围岩性质的对应关系相一致,反映了该区矿床金属元素组成的变化很可能是由于成矿流体迁移-汇聚过程中与不同性质岩石发生相互作用所致。

5.4　矿床成因类型

综合对比本区各主要矿床与世界范围内主要类型 Pb-Zn 矿床(如 MVT 型、Sedex 型、SST 型)后发现,尽管这些容存于沉积岩中的 Pb-Zn 矿床存在一定的类似性,但成因却具有明显差异,至少可以识别出 3 个"成因族",即同生沉积(如 Sedex 型)、后生层控(如 MVT 型和 SST 型)和后生构造控制(如金顶式、河西-三山式、富隆厂式、东莫扎抓式等)矿床。这三大成因族矿床的形成虽然都与盆地卤水有关,但其成矿环境与含矿建造、流体特征与热液系统、矿化式样和金属组合、控矿构造与定位空间等存在系统差异,反映各自具有不同的成矿作用过程。

以 Sedex 型为代表的同生沉积与以 MVT 型为代表的后生层控 Pb-Zn 矿,最大差别在于:①前者的块状硫化物矿体是喷气-沉积形成的,矿体通常呈层状和长透镜状,顺层产出,并与赋矿地层平行整合,同形褶曲,层状矿体常常伴有喷气岩和喷气沉积岩;后者的硫化物矿体是开放空间充填和顺层交代形成的,矿体受特定层位控制,但矿石呈块状、角砾状、脉状、网脉状产出;②前者的含矿建造为海相碎屑岩或火山-沉积岩系,后者的含矿建造均为台地型碳酸盐岩建造(MVT 型)或海相富石英砂岩(SST 型);③前者的流体系统均为热液对流循环系统,具有相对较高的温度(220～290 ℃)和中低盐度(3 %～13 %)(Basuki et al., 2004);后者的流体系统常常经历

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

长距离运移汇聚(Garven, 1985; 1986; 1995; Leach et al., 1986),具有较低的温度(80～220 ℃)和较高的盐度〔w(NaCl$_{eq}$) > 15 %〕;④前者多产于陆内或陆缘裂谷-裂陷盆地,后者或产于裂谷环境,或产于前陆盆地环境。与它们不同,以本区 Pb-Zn 矿床为代表的第三成因族矿床显示如下重要特征:①产于活动的碰撞带环境,是区别于上述两类 Pb-Zn 矿的最大特征。该活动的碰撞带源于印度-亚洲大陆的碰撞造山,以发育新生代前陆盆地和大规模逆冲推覆构造为特征(侯增谦等, 2006a)。虽然矿床集中于前陆盆地,但通常并不局限于远离沉积中心的盆地边缘(如 MVT 型)或沉积盆地内部(如 Sedex 型),矿床形成时盆地已发生了强烈的变形。②严格受逆冲构造系统控制,矿体主要产于逆冲断裂带、反向断裂带、冲起构造、构造穹隆、次级断裂等构造系统中。例如,金顶矿床主矿体呈板状体产于逆冲断裂上、下盘地层内,富集于金顶构造穹隆内(图 7a);河西-三山式各矿床的矿体主要产于逆冲断裂上盘三叠纪灰岩内,顺层断续延伸(图 7b),部分产于下伏的第三纪碎屑岩系;富隆厂式及东莫扎抓式矿床则呈脉状-大脉状矿体产于逆冲叠置的构造岩片内部,主要发育在逆冲断裂上盘的次级构造系统内(图 7c,d)。③矿化对地层并不存在明显的优择性,主要矿化式样以开放空间充填和交代为主,多呈脉状-大脉状、角砾状和块状产出,缺乏典型的层状矿体,没有发现典型的喷气岩和喷气沉积岩,显示典型的后生特征。④金属组合以 Zn-Pb 为主,Zn 多于 Pb,不同程度地富含 Cu、Ag、Co,甚至形成 Cu、Cu-Ag、Ag-Cu-Co、Ag-Cu-Pb-Zn 矿床变种。含铜硫化物以砷黝铜矿、黝铜矿、斑铜矿、辉铜矿为主,属低温矿物组合。银矿物以黝银矿、辉银矿、汞银矿为主,与方铅矿、闪锌矿和黄铁矿共生。

然而,就其含矿建造而言,金顶式 Pb-Zn 矿与 SST 型矿床有相似之处。但是,SST 型矿床的含矿建造为成熟度较高的海相富石英砂岩,形成于相对稳定的构造环境(Bjorlykke et al., 1981),其铅锌矿石具高的 Pb/Zn 比值。虽然其成矿流体来自盆地卤水,而且卤水运移受侧向的造山作用控制,但对成矿起重要作用的是含水石英砂岩而非逆冲推覆构造(Misra, 2000)。相反,金顶式 Zn-Pb 矿床所产出的陆相红层盆地是碰撞带构造演化的产物,在成矿前卷入逆冲推覆构造系统。其含矿建造主要为含膏盐的陆相红色碎屑岩,矿化直接受平缓的逆冲推覆构造及其产生的构造穹隆控制(Xue et al., 2007),矿床以大量出现硫酸盐(天青石)为特征,铅锌矿石具低的 Pb/Zn 比值。就总体特征而言,东莫扎抓式 Pb-Zn 矿床与典型的 MVT 矿床有着更多的相似性。理论上,位于前陆区的 MVT 矿床,其容矿碳酸盐岩建造主要形成于碰撞山系前缘的前陆盆地,即使形成于碰撞之前,一般不超过 50 Ma (Bradley et al., 2003; Leach et al., 2005)。然而,东莫扎抓式 Pb-Zn 式矿床尽管产出于明确的大陆碰撞带或前陆褶皱带环境,矿体赋存于石炭纪和三叠纪碳酸盐岩建造中,并显示一定的层控性,但是,含矿碳酸盐岩建造通常形成于古特提斯时期,因碰撞期前陆区逆冲推覆构造才得以出露。Pb-Zn 矿床的形成与前陆盆地没有显示明显的成因关系,矿床矿体明显受逆冲推覆构造系统中的次级断裂破碎带控制,显示出与区域性对冲式逆冲推覆构造有密切的成因联系。

上述分析表明,青藏高原东、北部 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床均产于以逆冲推覆构造为标志的碰撞带环境,总体具有后生矿床特征。其基本特征均有别于世界范围的 MVT、Sedex 和 SST 型等矿床,属于受逆冲推覆构造控制的新类型 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床,笔者称之为造山型 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床。

6 成矿模型与勘查应用

6.1 成矿模型

基于以上分析,可以初步构建一个以逆冲推覆构造控制的 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床成矿概念模型(图 11),其模式要点包括:

(1) 先后经历了三叠纪裂谷盆地和侏罗纪—白垩纪坳陷盆地发育历史的青藏高原东、北部地区,伴随着印度-亚洲大陆的强烈碰撞而形成沿造山带侧缘断续分布的、面积显著收

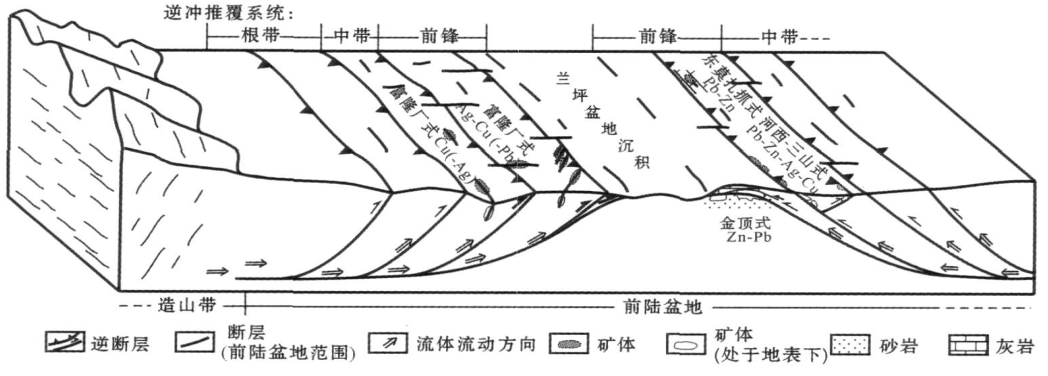


图 11 青藏高原东、北缘受逆冲推覆构造控制的 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床的成矿模型

Fig. 11 A tectonic model showing metallogenesis of the Pb-Zn-Ag-Cu deposits in the eastern and northern margins of the Tibetan orogenic belt

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

缩的新生代前陆盆地,并接受河湖相碎屑岩沉积,顶部发育多层膏盐建造。

(2) 随着大陆碰撞造山持续推进,在高原东、北缘发育强烈的地壳缩短,形成以逆冲推覆构造系统为代表的"薄皮构造"。在高原北部,逆冲推覆构造系统的指向是由 SW 向 NE 推覆,一系列中生代地层单元作为构造岩片推覆并叠置于前陆盆地之上;在高原东部,则发生近 EW 方向的双向对冲,形成 2 套逆冲推覆构造系统,叠覆于前陆盆地两侧。逆冲推覆构造系统深部多形成拆离滑脱带,成为卤水流体长距离迁移的主干通道。在逆冲推覆构造系统的前锋带,常常发育冲起构造,强烈的近水平逆冲常形成大量的飞来峰和构造穹隆,在逆冲推覆构造系统的中带和根带,主逆冲断裂带上盘的构造岩片内常常发育派生的垂直断裂-裂隙系统、顺层层间破碎带和切割逆冲断裂的平移断层,成为流体积聚和硫化物沉积的重要空间。

(3) 逆冲推覆构造系统根带附近的侧向造山,导致早第三纪盆地含水层的大量脱水,并淋滤出大量的金属物质,产生正常的或超压的盆地卤水-含矿流体,沿拆离滑脱带长距离迁移汇聚,并强烈爆破和流体排泄。在流体运移过程中,盆地卤水与盆地碎屑岩特别是含膏盐红层反应,产生富 Cu 的成矿流体;盆地卤水与碳酸盐岩相互作用,形成富 Zn-Pb 成矿流体。

(4) 经拆离滑脱带长距离侧向迁移的流体,通过主逆冲断裂和平移断层垂向沟通网络,流入浅部平行于逆冲带的断裂进行交代和开放空间充填,形成富隆厂式 Cu(-Ag) 矿床;进入主逆冲断裂上盘发育的各级次级断裂和平移断层,形成富隆厂式 Ag-Cu(-Pb) 矿床;在冲起构造的主逆冲断裂及邻近上(下)盘破碎带和反冲断层内就位,形成河西-三山式 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床;在推覆构造前锋带,流体向构造圈闭内大量排泄,流体系统中的碳氢化合物或烃类流体引起硫酸盐强烈还原,导致 Pb、Zn 金属硫化物快速堆积,形成金顶式 Zn-Pb 矿床(图 11)。

6.2　勘查应用

根据青藏高原主要新生代贱金属矿床的成矿模型,提出如下找矿标志,可用于矿产勘查。

(1) 新生代前陆盆地: 这些盆地主要沿青藏高原东缘及北部断续分布,主要充填早第三纪硅质碎屑岩 + 膏盐沉积建造。由于盆地沉积物是成矿流体和成矿物质的主要供给源,因此,寻找容存于沉积岩中的贱金属矿床应首先着眼于这些前陆盆地。目前,除已发现的多金属矿化的盆地外,尚有若干盆地值得关注。

(2) 逆冲推覆构造系统: 鉴于逆冲推覆构造不仅是卤水流体长距离迁移的主干通道,而且也是成矿流体汇聚和金属淀积的重要部位,因此,正确识别逆冲推覆构造系统是成功圈定找矿靶区的关键。这些控矿的逆冲推覆构造通常发育在前陆盆地区,或者使盆地沉积卷入逆冲构造系统,或者使不同时代地层单元作为构造岩片叠覆于盆地沉积之上,甚至形成飞来峰或残留顶盖。

(3) 重要控矿构造: 逆冲推覆构造系统的前锋带常常是区域流体大量汇聚和金属物质大量堆积的重要部位。前锋带发育的逆冲断裂通常缓倾甚至水平,导致上盘推覆而来的地层很好的盖覆在下盘原地地层上,构成岩性圈闭和构造穹隆,成为重要的容矿空间;前峰带往往发育与主逆冲断裂倾向相反的反冲断层,从而构成冲起构造,控制矿床矿体的分布;在中带和根带,逆冲断裂上盘的构造岩片常常产生派生的次级断裂-裂隙系统,提供矿体定位空间。

(4) 重要赋矿建造: 多孔的砂岩-含砾砂岩是重要的含水层和流体运移通道;硅质碎屑岩系内的膏盐建造为卤水流体提供大量盐分,增大流体淋滤和容载金属的能力;白云岩化的碳酸盐岩建造作为层控 Pb-Zn 矿的容矿岩石,其内的层间破碎带、溶塌构造以及焦灰岩相都是重要的容矿空间。

(5) 重要矿化标志: 以开放空间充填为主体的金属矿化式样反映如下指示标志: A. 与流体活动有关的角砾岩,包括膏溶角砾岩、液爆角砾岩、溶塌角砾岩; B. 裂隙充填的各类热液脉体,包括脉状和网脉状矿化,如含矿石英脉、方解石脉、菱铁矿脉和重晶石脉; C. 水/岩反应形成的热液蚀变,包括黄铁矿化、碳酸盐化(白云石化、方解石化、菱铁矿化)、硅化和重晶石化; D. 天青石 ±重晶石大量出现,沥青等碳氢化合物局部发育。

(6) 低温矿物组合: 矿物组合简单,但共生组合复杂。金属矿物组合主要为低 Fe 闪锌矿 + 方铅矿 + 黄铁矿组合或低温 Cu 硫化物(黝铜矿、砷黝铜矿、辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿) + 含 Ag 矿物(辉银矿、黝银矿、汞银矿) + 方铅矿 ±闪锌矿组合,脉石矿物组合为方解石 + 重晶石 ±萤石 ±白云石 ±天青石 ±石英为主。

致　谢　本文是国家基础研究计划 973 项目研究成果的一部分,是笔者等从逆冲推覆构造控矿思路出发,系统总结和分析青藏高原东缘 Pb-Zn-Ag-Cu 矿床的初步成果。文中引用了前人发表的和未发表的大量研究成果。可以说,没有这些研究工作,就没有这篇论文,因此,此文是一项集体研究成果,凝聚了许多专家学者和矿区地质工作者的大量心血。学术思路形成过程中,得到了 973 项目专家组和多位学者的指导和帮助,特别是王安建研究员、刘俊来教授、薛春纪教授等的出色工作及与笔者的深入讨论,使笔者受益匪浅。在此一并表示衷心的感谢。

References

Basuki N I and Spooner. 2002. A review of fluid inclusion temperatures and salinities in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits: Identifying thresholds for metal transport [J]. Exploration and Mining Geology, 11: 1～17

Bjorlykke A and Sangster D F. 1981. An overview of sandstone lead deposits and their relation to red-bed copper and carbonated hosted lead-zinc deposits [J]. Econ. Geol., 76: 179～213.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

Bradley D C and Leach D L. 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands [J]. Mineralium Deposita, 38: 652～667.

Chen J and Wang H N. 2004. Geochemistry [M]. Beijing: Science Press. 116～129 (in Chinese).

Chen K X, He L Q, Yang Z Q, Wei J Q and Yang A P. 2000. Oxygen and carbon isotope geochemistry in Sanshan-Baiyangping copper-silver polymetallogenic enrichment district, Lanping, Yunnan [J]. Geology and Mineral Resources of South China, 4: 1～8 (in Chinese).

Chen K X, Yao S Z, He L Q, Wei J Q, Yang A P and Huang H L. 2004. Ore-forming fluid in Baiyangping silver-polymetallic mineralization concentration field in Lanping, Yunnan Province[J]. Geological Science and Technology Information, 23: 45～50 (in Chinese with English abstract).

Chi G and Savard M M. 1998. Basin fluid flow models related to Zn-Pb mineralization in the southern margin of the Maritime basin, Eastern Canada[J]. Econ. Geol., 93: 896～910.

Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Wang K L and Wang P L. 1998. Dischronous uplift of the Tibetan Plateau starting from 40 Ma ago [J]. Nature, 349: 769～773.

Clendenin C W and Duane M J. 1990. Focused fluid flow and Ozark Mississippi Valley-type deposit [J]. Geology, 18: 116～119.

Dong F L, Mo X X, Hou Z Q, Wang Y, Bi X M and Zhou S. 2005. ^{40}Ar-^{39}Ar ages of Himalayan alkaline rocks in Lanping basin, Yunnan Province, and their geological implications[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 24: 103～109 (in Chinese with English abstract).

Fan S J, Wang A J, Liu H B, Xiu Q Y, Cao D H, Li R P, Gao H and Chen Q S. 2006. A discussion on the He and Ar isotopic evidences for genesis of the Baiyangping cooper-cobalt deposit in the Lanping basin[J]. Geological Review, 9: 628～635 (in Chinese with English abstract).

Fu X G and Pang Y C. 2004. Geological characteristic of Jinding lead-zinc deposit with discussion on its genesis[J]. World Geology, 9: 239～244 (in Chinese with English abstract).

Gao L, Wang A J, Liu J L, Xiu Q Y, Cao D H and Zhao Y F. 2005. New progress in study of superlarge Jinding Pb-Zn deposit: Discovery of intrusive breccia and its implacation [J]. Mineral Deposits, 4: 457～467 (in Chinese with English abstract).

Gao Z Q, Zhao Q H and Tong Y H. 2006. Jinman sedimentation-hydrothermal reformation Cu deposit, Lanping [J]. Journal of Yunnan Geology, 25: 341～347 (in Chinese with English abstract).

Garven G. 1985. The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, western Canadian sedimentary basin [J]. Econ. Geol., 80: 307～324.

Garven G. 1986. A hydrogeological model for the genesis of the giant oil sands deposits of the western Canada sedimentary basin (abstract) [J]. American Geophysical Union Transactons, 67: 273.

Garven G. 1989. A hydrogeological model for the formation of the giant oil sands deposits of the western Canada sedimentary basin [J]. American Journal of Science, 289: 105～166.

Garven G. 1995. Continental-scale groundwater flow and geological processes[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23: 89～117.

Garvern G and Raffensperger J P. 1997. Hydrogeology and geochemistry of ore genesis in sedimentary basins[A]. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposit[C]. New York: Wiley. 125～189.

Gong W J, Tan K X, Li X M and Gong G L. 2000. Geochemical characteristics of fluid and mechanism for ore formation in the Baiyangping copper-silver deposit, Yunnan[J]. Geotectonica et Metallogenia, 24: 175～181(in Chinese with English abstract).

He L Q, Chen K X, Yu F M, Wei J Q, Yang A P and Li H. 2004. Nappe tectonics and their ore-controlling of Lanping basin in Yunnan Province [J]. Geology and Prospecting, 40: 7～12 (in Chinese with English abstract).

He M Q, Liu J J, Li C Y, Li Z M and Liu Y P. 2004. Mechanism of ore-forming fluids of the Lanping Pb-Zn-Cu polymetallic mineralized concentration area: An example study on the Baiyangping ore district [J]. Beijing: Geol. Pub. House. 117 p(in Chinese).

Hou Z Q, Ma H W, Khin Z, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z, Pan G T and Tang R L. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. Econ. Geol., 98: 125～145.

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, Qin K Z, Xu J F, Qu X M, Yang Z M, Yang Z S, Fei H C, Meng X J and Li Z Q. 2006a. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: II. Mineralization in late-collisional transformation setting[J]. Mineral Deposits, 25(5): 521～543(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, Qin K Z and Yang Z M. 2006b. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: I. Mineralization in main collisional orogenic setting[J]. Mineral Deposits, 25(4): 337～358(in Chinese with English abstract).

Huston D L, Stevens B, Southgate P N, Muhling P and Wyborn L. 2006. Austaralian Zn-Pb-Ag ore-forming systems: A review and analysis [J]. Econ. Geol., 101: 1117～1157.

Ji H B and Li C Y. 1998. Geochemical characteristics and source of ore-forming fluid for Jinman copper deposit in western Yunnan Province, China [J]. Acta Mineralogica Sinica, 18: 28～37(in Chinese with English abstract).

Large D E. 1988. The evaluation of sedimentary basins for massive sulfide mineralization[A]. In: Friedrich G H and Herzig P M, eds. Base metal sulfide deposits[C]. The Netherlands: Springer-verlag. 2～11.

Leach D L and Rowan E L. 1986. Genetic link between Ouachita fold belt tectonism and the Mississippi Valley-type deposits of the Ozarks [J]. Geology, 14: 931～935.

Leach D L and Sangster D F. 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits[A]. Geological Association of Canada Special Paper, 40: 289

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

～314.

Leach D L, Sangster D F, Kelley K D, Large R R, Garven G, Allen C R, Gutzmer J and Walters S. 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective[J]. Econ. Geol., 100th Anniversary Volume: 561～607.

Li F, Huang D Y and Fu W M. 1995. Metallogenic law of red-bed copper deposits of the Lanping-Simao basin, Yunnan, China [J]. Geotectonica et Metallogenia, 19: 322～335 (in Chinese with English abstract).

Li X Z, Liu W J, Wang Y Z and Zhu Q W. 1999. Tectonic evolution of the tethys and mineralization in the Sanjiang region, S W China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 258p (in Chinese with English abstract).

Li Y G, Hou Z J, Wang A J, Tang J X, Liu J L, Xue C J and Xiu Q Y. 2006. Geochemistry of Cenozoic detrital rocks and its constraints on provenance in Lanping basin [J]. Acta Geologica Sinica, 22: 751～760 (in Chinese with English abstract).

Li Y L, Wang C S, Yi H S, Liu Z F and Li Y. 2006. Cenozoic thrust system and uplifting of the Tanggula Mountain, Northern Tibet [J]. Acta Geologica Sinica, 80: 1118～1131 (in Chinese with English abstract).

Li Z M, Liu J J, Qin J Z, Liao Z T and Zhang C J. 2004. C, O and H isotopic compositions of polymetallic deposits in Lanping basin, western Yunnan Province and their geological significance[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 34: 360～366 (in Chinese with English abstract).

Li Z M, Liu J J, Qin J Z, Liao Z T, He M Q and Liu Y P. 2005. Ore-forming matieral source of the Baiyangping copper-cobalt-silver polymetallic deposit in Lanping basin, western Yunnan[J]. Geology and Prospecting, 1: 1～6 (in Chinese with English abstract).

Liang H Y, Campbell I H, Allen C A, Sun W D, Xie Y W and Zhang Y Q. 2008. The age of the potassic alkaline igneous rocks along the Ailao Shan-Red River shear zone: Implications for the Onset age of left-lateral shearing: A reply[J]. J. Geol., 116: 205～207.

Liao Z T and Chen Y K. 2005. Nature and evolution of Lanping-Simao basin prototype [J]. Journal of Tongji University (Nature Science), 33: 1528～1531 (in Chinese with English abstract).

Liu J J, Li C Y and Pan J Y. 2000. Isotopic geochemistry in the copper deposits from sandstone and shale in Lanping, simao basin, western Yunnan[J]. Mineral Deposits, 19(3): 223～234 (in Chinese with English abstract).

Liu J J, Li C Y and Zhang Q Pan J Y, Liu Y P, Liu X F and Liu S R. 2001. Wood cell texture from Jinman copper deposit in west Yunnan and its genesis significance [J]. Science in China (Series D), 32: 89～95 (in Chinese).

Liu J J, He M Q, Li Z M, Liu Y P, Li C Y, Zhang Q, Yang W G and Yang A P. 2004. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in Lanping basin of Yunnan province and its significance [J]. Mineral Deposits, 23(1): 1～10 (in Chinese with English abstract).

Liu J L, Song Z J, Cao S Y, Zhai Y F, Wang A J, Gao L, Xiu Q Y and Cao D H. 2006. The dynamic setting and processes of tectonic and magmatic evolution of the oblique collision zone between Indian and Eurasian plates: Exemplified by the tectonic evolution of the Three River region, eastern Tibet [J]. Acta Petrologica Sinica, 4: 755～786 (in Chinese with English abstract).

Liu Z F, Wang C S, Jin W, Yi H S, Zheng H B, Zhao X X and Li Y L. 2005. Oligo-Miocene depositional environment of the Tuotuohe Basin, Central Tibetan Plateau [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 3: 210～217 (in Chinese with English abstract).

Liu Z Q, Li X Z, Ye Q T, Luo J N and Shen G F. 1993. Division of tectono-magmatic zones and the distribution of deposits in the Sanjiang Area[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 246p (in Chinese with English abstract).

Luo J L, Yang Y H and Zhao Z W. 1994. Evolution of the Tethys in western yunnan and mineralization for main metal deposits [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1～235 (in Chinese with English abstract).

Misra K C. 2000. Understanding mineral deposits [M]. London: Kluwer Academic Publishers. 845p.

Mo X X, Lu F X, Shen S Y, Zhu Q W and Hou Z Q. 1993. Volcanism and metallogeny in the Sanjiang Tethys[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 250p (in Chinese with English abstract).

Nakai S, Halliday A N, Kesler S F, Jones H D, Kyle J R and Lane T E. 1990. Rb-Sr dating of sphalerites from Tennessee and the genesis of Mississippi Valley type ore deposits[J]. Nature, 346: 354～357.

Oliver J. 1986. Fluids expelled tectonically from the orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geological phenomena [J]. Geology, 14: 99～102.

Qin G J and Zhu S Q. 1991. Genetic model and prospecting prediction of Jinding Pb-Zn ore deposit[J]. Journal of Yunan Geology, 10: 145～190 (in Chinese).

Sangster D F. 1990. Mississippi Valley-type and Sedex lead-zinc deposits - a comparative examination[J]. Institution of Mining and Metallurgy Transactions, Section B, Applied Earth Sciences, 99: 21～42.

Shao Z G, Meng X G, Feng X Y and Zhu D G. 2003. Tectonic characteristics of the Baiyangping-Huachangshan ore belt, Yunnan Province and its ore-controlling effect [J]. Journal of Geomechanics, 9: 246～253 (in Chinese with English abstract).

Spurlin M S, Yin A, Horton B K, Zhou J Y and Wang J H. 2005. Structural evolution of the Yushu-Nangqian region and its relationship to syncollisional igneous activity, east-central Tibet [J]. GSA Bulletin, 117: 1293～1317.

Sverjensky D A. 1984. Oil field brines as ore-forming solutions [J]. Econ. Geol., 79: 23～37.

Sverjensky D A. 1986. Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14: 177～179.

Sverjensky D A. 1987. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous species and the solubilities of minerals in supercritical electrolyte solutions [J]. Review of Mineralogy, 177～209.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Sverjensky D A. 1989. Chemical evolution of basinal brines that formed sediment-hosted Cu-Pb-Zn deposits[J]. Geol. Ass. Canada Spec. Paper, 36: 127～134.

Tang J X, Zhong K H, Liu Z C, Li Z J, Dong S Y and Zhang L. 2006. Intracontinent orogen and matallogensis in Himalayan epoch: Changdu large compsosite, Eastern Tibet[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 9: 1364～1376(in Chinese with English abstract).

Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China [J]. Nature, 343: 431～437.

Tian H L. 1997. The geological features of Baiyangping Cu-Ag polymetallic deposit, Lanping[J]. Journal of Yunan Geology, 16: 105～108 (in Chinese).

Vaasjoki M and Gulson B L. 1986. Carbonate-hosted base metal deposits: Lead isotope data bearing on their genesis and exploration [J]. Econ. Geol., 81: 156～172

Wang A J, Gao L, Liu J L, Cao D H, Xiu Q Y and Fan S J. 2007. Genesis of the host breccia in the Lanping Jinding superlarge Pb-Zn deposit[J]. Acta Geologica Sinica, 7: 891～899 (in chinese with english abstact).

Wang C S, Tang J X, Gu X X and Lu Y. 2001. Preliminary analysis on Himalayan tectonic-metallogenetic domain and its mineralization effect[J]. Joural of Mineralogy and Petrogeology, 21: 146～152 (in chinese with english abstact).

Wang C S, Liu Z F, Yi H S, Liu S and Zhao X X. 2002. Tertiary crustal shortening and peneplanation in the Hoh Xil region: Implications for the tectonic history of the northern Tibetan plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2002: 20(3): 211～223.

Wang E Q and Burchfiel B C. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis [J]. International Geological Review, 39: 191～219.

Wang F and He M Y. 2003. Lead and sulfur isotopic tracing of the ore forming material from the Baiyangping copper-silver polymetallic deposit in Lanping, Yunnan[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 23: 82～85 (in Chinese with English abstract).

Wang J H, Yin A, Harrison T M, Grove M, Zhang Y Q and Xie G H. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. Earth and Planetary Science Letters, 188: 123～133.

Wei J Q. 2001. S-Pb Isotopic geochemistry of copper multi-metal deposits in Hexi, Yunnan Province [J]. Geology and Mineral Resources of South China, 3: 36～39 (in Chinese with English abstract).

Wu N P, Jiang S Y, Liao Q L, Pan J Y and Dai B Z. 2003. Lead and sulfur isotope geochemistry and the ore sources of the vein-type copper deposit in Lanping-Simao basin, Yunan Province [J]. Acta Petrologica Sinica, 19: 799～807 (in Chinese with English abstract).

Xiao R G. 1989. Reservation of thermal brine with ore-forming materials and abrupt mineralization[D]. Unpublished Postdoctoral Report, Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 77 p(in Chinese).

Xiu Q Y, Wang A J, Gao L, Liu J L, Yu C L, Cao D H, Zhai Y F and Fan S J. 2006. Discussion on the geologic time of host rocks of jinding super large deposit and its geological implications [J]. Geological Survey and Research, 29: 293～302(in Chinese with English abstract).

Xu Q D and Li J W. 2003. Migration of ore-forming fluids and its relation to zoning of mineralization in northern Lanping Cu-polymetallic area, Yunnan Province: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes[J]. Mineral Deposits, 22(4): 366～376 (in Chinese with English abstract).

Xu Q D and Zhou L. 2004. Ore-forming fluid migration in relation to mineralization zoning in Cu-polymetallic mineralization district of northern Lanping, Yunnan: Evidence from Lead isotope and mineral chemistry of ores [J]. Mineral Deposits, 23: 452～463(in Chinese with English abstract).

Xu X C, Xie Q Q, Lu S M, Chen T H, Huan Z and Yue S C. 2005. Fluid inclusion characteristics of copper deposit on the western border of Lanpin basin, Yunnan Province[J]. Acta Mineralogica Sinica, 3: 170～176(in Chinese with English abstract).

Xue C J, Chen Y C, Yang J M and Wang D H. 2002. Jinding Pb-Zn deposit: geology and geochemistry [J]. Mineral Deposits, 21: 270～277(in Chinese with English abstract).

Xue C J, Liu S W and Chen Y C. 2003. Geology and isotopic composition of helium, neon, xenon and metallogenic age of the Jinding and Baiyangping ore deposits, northwest Yunnan, China[J]. Science in China (series D), 46: 789～800 (in Chinese).

Xue C J, Zeng R, Liu S W, Chi G X, Qing H R, Chen Y C, Yang J M and Wang D H. 2007. Geologic, fluid inclusion and isotopic characteristics of the Jinding Zn-Pb deposit, western Yunnan, South China: A review [J]. Ore Geology Reviews, 31: 337～359.

Yan W. 1993. Study on geochemistry of a new type copper deposit[D](Dissertation for Master Degree). Guiyang: Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 87p(in Chinese).

Yan W and Li C Y. 1997. Geochemical characteristics and their hydrothermal sedimentary genesis of a new type of copper deposit [J]. Geochimica, 26: 54～63(in Chinese with English abstract).

Yang W G, Yu X H, Li W C, Dong F L and Mo X X. 2003. The characteristics of metallogenic fluids and metallogenic mechanism in Baiyangping silver and polymetallic mineralization concentration area in Yunnan Province[J]. Geoscience, 17: 27～33(in Chinese with English abstract).

Yi H S, Zhao X X, Lin J H, Shi Z Q, Li B H and Zhao B. 2004. Magnetostratigraphic studies of Tertiary continental redbeds in Wulanwula Lake area of Northern Tibetan Plateau and their geologic significance[J]. Acta Geosicientia Sinica, 23: 633～638.

Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28: 211～280.

Zeng R, Xue C J, Liu S W, Gao Y B and Zhu H P. 2007. REE of fluid

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

inclusion and pre-forming fluids in the gaint Jinding Pb-Zn deposit, Yunnan[J]. Geology and Prospecting, 3: 55～61(in Chinese with English abstract).

Zhang E X. 2005. On the genesis of ore deposit in western metallogenetic zone of Baiyangping Cu-Ag polymetallic deposit concentration area, Lanping [J]. Yunnan Geology, 3: 281～289 (in Chinese with English abstract).

Zhao H B. 2006. Study on the characteristics and metallogenic condition of copper-polymetallic deposits in Middle-northern Lanping basin, western Yunnan(Dissertation for PhD) [D]. Tutor: Mo X X. Beijing: China University of Geosciences. 1～123 (in Chinese with English abstract).

Zhong K H, Tang J X, Liu Z C, Kou L L, Dong S Y, Li Z J and Zhou H W. 2006. Mesozoic-Cenozoic intracontinental rifting of Changdu-Simao tectonic zone in east margin of Qinghai-Tibet, SW China[J]. Acta Geologica Sinica, 9: 1296～1311 (in Chinese with English abstract).

Zhou J Y, Wang J H, Yin A, Spurlin M S and Horton B K. 2002. Deposotional patterns and tectonics setting of early tertiary basin in the NE margin of the Tibetan Plateau: A case study of the Nangqian and Xialaxiu basins[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1: 85～91(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈开旭,何龙清,杨振强,魏君奇,杨爱平. 2000. 云南兰坪三山-白秧坪铜银多金属成矿富集区的碳氧同位素地球化学[J]. 华南地质与矿产,4: 1～8.

陈开旭,姚书振,何龙清,杨爱平,杨伟光,黄惠兰. 2004. 云南兰坪白秧坪银多金属矿集区成矿流体研究[J]. 地质科技情报,23:45～50.

董方浏,莫宣学,侯增谦,王 勇,毕先梅,周 肃. 2005. 云南兰坪盆地喜马拉雅期碱性岩$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志,24:103～109.

范世家,王安建,刘汉斌,修群业,曹殿华,李瑞萍,高 辉,陈其慎. 2006. 论兰坪盆地白秧坪铜(钴)矿床成因的氦氩同位素证据[J]. 地质评论,9:628～635.

付修根,庞艳春. 2004. 金顶铅锌矿床地质特征及成因探讨[J]. 世界地质,9:239～244.

郜周全,赵庆红,童映红. 2006. 兰坪金满沉积-热液改造型铜矿[J]. 云南地质,3:341～347.

高 兰,王安建,刘俊来,修群业,曹殿华,翟云峰. 2005. 滇西北兰坪金顶床矿超大型矿床研究新进展: 浸位角砾岩的发现及其地质意义[J]. 矿床地质,24(4): 457～461.

龚文君,谭凯旋,李小明,龚革联. 2000. 兰坪白秧坪铜银多金属矿床流体地球化学特征及成矿机制探讨[J]. 大地构造与成矿学, 24(2): 175～180.

何龙清,陈开旭,余凤鸣,魏君奇. 2004. 云南兰坪盆地推覆构造及其控矿作用[J]. 地质与勘探, 40 (4): 7～12.

何明勤,刘家军,李朝阳,李志明,刘玉平. 2004. 兰坪盆地铅锌铜大型矿集区的流体成矿作用机制 ——以白秧坪铜钴多金属地区为例[M]. 北京:地质出版社.

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,孟详金,李振清. 2006a. 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) :521～533.

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,赵志丹,江思宏,孟祥金,李振清,秦克章,杨志明. 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.

季宏兵,李朝阳. 1998. 滇西金满铜矿床成矿流体地球化学特征及来源[J]. 矿物学报,3:28～37.

李 峰,黄敦义,甫为民. 1995. 兰坪-思茅盆地红层铜矿成矿规律[J]. 大地构造与成矿学,12:322～335.

李兴振,刘文举,王义昭,朱勤文. 1999. 西南"三江"特提斯构造演化与成矿[M]. 北京: 地质出版社. 1～258 .

李亚林,王成善,伊海生,刘志飞,李 勇. 2006. 西藏北部新生代大型逆冲推覆构造与唐古拉山的隆起[J]. 地质学报,80:1118～1130.

李佑国,侯中健,王安建,唐菊兴,刘俊来,薛春纪,修群业. 2006. 兰坪盆地新生代碎屑岩地球化学特征及其对物源约束[J]. 岩石学报,22(3):751～760.

李志明,刘家军,秦建中,廖宗廷,张长江. 2004. 滇西兰坪盆地多金属矿床碳、氧、氢同位素组成及其地质意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版),34:360～366.

李志明,刘家军,秦建中,廖宗廷,何明勤,刘玉平. 2005. 兰坪盆地白秧坪铜钴银多金属矿床成矿物资来源研究[J]. 地质与勘探,1:1～6.

廖宗廷,陈跃昆. 2005. 兰坪-思茅盆地原形的性质及演化[J]. 同济大学学报(自然科学版),33:1527～1531.

刘家军,李朝阳,潘家永,刘显凡,张 乾,刘玉平. 2000. 兰坪-思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学[J]. 矿床地质, 19(3) : 223～234.

刘家军,李朝阳,张 乾,潘家永,刘玉平,刘显凡,刘世荣. 2001. 滇西金满铜矿床中木质结构及其成因意义[J]. 中国科学(D 辑), 31: 89～95.

刘家军,何明勤, 李志明,刘玉平,李朝阳,张 乾,杨伟光,杨爱平. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. 矿床地质,23(1): 1～10.

刘俊来,宋志杰,曹淑云,翟云峰,王安建,高 兰,修群业,曹殿华. 2006. 印度-欧亚侧向碰撞带构造-岩浆演化的动力学背景与过程-以藏东三江地区构造演化为例[J]. 岩石学报,22:775～786.

刘增乾,李兴振,叶庆同,罗建宁,沈敢富,杨岳清. 1993. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M]. 北京:地质出版社. 1～243.

刘志飞,王成善,金 巍,伊海生,郑洪波,赵西西,李亚林. 2005. 青藏高原沱沱河盆地渐新世-中新世沉积环境分析[J]. 沉积学报, 23:210～217.

罗君烈,杨友华,赵 准,陈吉琛,杨荆舟. 1994. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用[M]. 北京: 地质出版社. 1～235.

莫宣学,路凤香,沈上越,朱勤文,侯增谦. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京:地质出版社. 1～267.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

邵兆刚,孟宪刚,冯向阳,朱大岗. 2003. 云南白秧坪-华昌山矿带构造特征及其控矿作用[J]. 地质力学学报,9:246～253.

唐菊兴,钟康惠,刘肇昌,李志军,董树义,张 丽. 2006. 藏东缘昌都大型复合盆地喜马拉雅期陆内造山与成矿作用[J]. 沉积学报,9:1364～1376.

田洪亮. 1997. 兰坪白秧坪铜银多金属矿床地质特征[J]. 云南地质,16 (1): 105～108.

王安建,高 兰,刘俊来,曹殿华,修群业,范世家. 2007. 论兰坪金顶超大型铅锌矿容矿角砾岩的成因[J]. 地质学报,7:891～899.

王成善,唐菊兴,顾雪祥,陆 彦. 2001. 喜马拉雅构造-成矿域及其成矿效应初步分析[J]. 矿物岩石,21(3):146～152.

王 峰,金景福. 2003. 云南南角河银多金属矿床同位素地球化学研究[J]. 沉积与特提斯地质,2:95～98.

魏君奇. 2001. 云南河西铜多金属矿 S-Pb 同位素地球化学[J]. 华南地质与矿产,3: 36～39.

吴南坪,蒋少涌,廖启林,潘家永,戴宝章. 2003. 云南兰坪～思茅盆地脉状铜矿床铅、硫同位素地球化学与成矿物质来源研究[J]. 岩石学报,19(4):799～795.

肖荣阁. 1989. 含矿热卤水储备与突发成矿作用[D]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所.

修群业,王安建,高 兰,刘俊来,于春林,曹殿华,范世家,翟云峰. 2006. 金顶超大型矿床容矿围岩时代探讨及地质意义[J]. 地质调查与研究,12:298～302.

徐启东,李建威. 2003. 云南兰坪北部多金属矿化区区域流体流动与矿化分带 ——流体包裹体与稳定同位素依据[J]. 矿床地质,22(4): 365～376.

徐启东,周 炼. 2004. 云南兰坪北部铜多金属矿化区成矿流体流动与矿化分带-矿石铅同位素和特征元素组成依据[J]. 矿床地质,23(4): 452～461

徐晓春,谢巧勤,陆三明,陈天虎,黄 震,岳书仓. 2005. 滇西兰坪盆地西缘铜矿床矿物流体包裹体研究[J]. 矿物学报,6:170～176.

薛春纪,陈毓川,杨建明,王登红,杨伟光,杨清标. 2002 滇西兰坪盆地构造体制和成矿背景分析[J]. 矿床地质,21 (1): 36～43.

薛春纪,陈毓川,王登红,杨建民,杨伟光,曾 荣. 2003. 滇西北金顶和白秧坪矿床: 地质和 He, Ne, Xe 同位素组成及成矿时代[J]. 中国科学,33: 316～322.

颜 文,李朝阳. 1997. 一种新类型铜矿床的地球化学特征及其热水沉积成因[J]. 地球化学,26 (10): 54～63.

杨伟光,喻学惠,李文昌,董方浏,莫宣学. 2003. 云南白秧坪银多金属矿集区成矿流体特征及成矿机制[J]. 现代地质,17: 27～33.

伊海生,赵西西,林金辉,时志强,李保华,赵 兵. 2004. 藏北乌兰乌拉湖地区第三纪陆相红层古地磁研究的初步结果及地质意义[J]. 地球学报,23:633～638.

曾 荣,薛春纪,刘淑文,高永宝,朱和平. 2007. 云南金顶铅锌矿成矿流体与流体的稀土元素研究[J]. 地质与勘探,3:55～61.

张尔新. 2005. 兰坪白秧坪铜银多金属矿集区西矿带矿床成因[J]. 云南地质,3:282～289.

赵海滨. 2006. 滇西兰坪盆地中北部铜多金属矿床成矿特征及地质条件[D]. 北京:中国地质大学博士论文. 1～123.

钟康惠,唐菊兴,刘肇昌,寇林林,董树义,李志军,周慧文. 2006. 青藏东缘昌都-思茅构造带中新生代陆内裂谷作用[J]. 地质学报,9: 1296～1311.

周江羽,王江海,尹 安,Spurlin M S,Horton B K. 2002. 青藏东北缘早第三纪盆地充填的沉积型式及构造背景-以襄谦和下拉秀盆地为例[J]. 沉积学报,1:85～91.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net