

国家重点基础研究发展规划(973)和国家自然科学基金项目资助

云南哀牢山喜马拉雅期造山型 金矿带矿床地球化学 及成矿模式

YUNNAN AILAOSHAN HIMALAYA QI ZAOSHANXING JINRUANGDAL
KUANGCHUANG DIQIUHUAXUE JI CHENGKUANG MOSHI

熊德信 孙晓明 石贵勇 著



地质出版社

国家重点基础研究发展规划（973）和国家自然科学基金项目资助

云南哀牢山喜马拉雅期造山型金矿带 矿床地球化学及成矿模式

熊德信 孙晓明 石贵勇 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

哀牢山金矿带是我国最重要的喜马拉雅期金矿带,它位于古扬子板块与印度板块之间的缝合地带——哀牢山断裂带,该断裂带已被认为是喜马拉雅期碰撞造山带。本书在前人的研究基础上,运用现代矿床学研究手段对该金矿带的主要金矿床进行了较系统的矿床地球化学研究,据此对比研究了哀牢山金矿带主要金矿床的成矿条件、成矿物质来源、成矿流体特征、成矿时代,探讨了哀牢山金矿带的矿床成因,提出了大坪金矿为喜马拉雅期“剪切带控制的深源热液型金矿”,哀牢山金矿带为“喜马拉雅期造山型金矿带”的新认识。研究显示,虽然赋矿围岩各异,但哀牢山金矿带中的各主要金矿在成矿流体组成、剪切带控矿、围岩蚀变和矿化类型等主要成矿特征上具有许多共性,其成矿流体主要为与喜马拉雅期煌斑岩成因相关的地幔排气形成的深源地幔流体和地下壳变质脱水形成的富 CO_2 流体所组成的混合流体,剪切带提供了成矿流体上升、迁移和汇集的通道。哀牢山喜马拉雅期造山型金矿带金成矿作用主要受强烈壳幔相互作用控制,不同金矿床成矿条件的差异主要受它们所处的韧性、韧-脆性变形带—脆性变形带等不同的构造位置所控制。

本书可供从事矿床学和地球化学教学和科研人员以及相关的研究生阅读,也可供找矿及勘探工作者参考。

图书在版编目(CIP)数据

云南哀牢山喜马拉雅期造山型金矿带矿床地球化学及
成矿模式 / 熊德信, 孙晓明, 石贵勇著. —北京: 地质出版社, 2007. 12

ISBN 978-7-116-05526-1

I. 云… II. ①熊… ②孙… ③石… III. ①喜马拉雅运动 - 金矿床 - 地球化学 - 研究 - 云南省 ②喜马拉雅运动 - 金矿床 - 成矿规律 - 研究 - 云南省 IV. P618.51

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2007) 第 175203 号

责任编辑: 赵俊磊 蔡卫东

责任校对: 李 玫

出版发行: 地质出版社

社址邮编: 北京海淀区学院路 31 号, 100083

咨询电话: (010)82324508 (邮购部); (010)82324571 (编辑部)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: zbs@gph.com.cn

传 真: (010)82310759

印 刷: 北京长宁印刷有限公司

开 本: 787 mm × 1092 mm $\frac{1}{16}$

印 张: 10 图版: 8 面

字 数: 250 千字

印 数: 1—500 册

版 次: 2007 年 12 月北京第 1 版 · 第 1 次印刷

定 价: 40.00 元

书 号: ISBN 978-7-116-05526-1

(如对本书有建议或意见, 敬请致电本社; 如本书有印装问题, 本社负责调换)

前 言

哀牢山位于古扬子板块与印度板块之间的缝合地带，区内近于平行的红河、哀牢山、九甲—墨江断裂构成哀牢山断裂带，是世界著名的构造岩浆带之一。20 世纪 80 年代初期，在该地区相继由武警黄金部队十三支队发现了墨江金矿（1982）和大坪金矿（1985），由云南省地矿局第三地质大队发现了镇沅（老王寨）金矿（1984），并随着勘探工作的深入和扩展，不断扩大了储量，因而哀牢山断裂带被认为是我国重要的金成矿带，并成为国家级黄金基地，其中镇沅金矿床目前已接近超大型规模（李前德等，1982；武警黄金部队十三支队，1990；胡云中等，1995；李定谋等，1998；黄智龙等，1999b）。哀牢山金矿带北起弥渡，经镇沅、双沟、墨江向南至元阳大坪，长约 250km，其中以镇沅金矿床、墨江金矿床及大坪金矿最为著名。2004 年云南省地质调查院第二地质矿产调查所完成了中国地质调查局的国土资源大调查项目“云南金平—绿春金铜矿评价”，该项目在金平县铜厂乡又发现一系列的金矿体，统称长安金矿，其探明储量已接近超大型规模（云南省地质调查院，2004）。因此，该金矿带的范围目前已向南扩展至金平铜厂地区。

哀牢山金矿带的系列金矿床皆位于哀牢山断裂带中的浅变质带内，带内发育蛇绿岩套三位一体的岩石组合以及多期次的岩浆侵入活动，各个矿床均受次一级的断裂系统所控制，且伴随大量喜马拉雅期煌斑岩脉的出现，但其主要金矿床在赋矿围岩、矿化类型等成矿条件上又有所差别，例如：墨江镍金矿产于蛇绿岩型超基性岩与围岩接触带上，老王寨金矿区产出蚀变煌斑岩型金矿体，而大坪金矿是产于闪长岩内的含白钨矿石英脉型金矿，国内外与这 3 个金矿可比性的矿床均较少。这种独特的成矿条件吸引了国内地学界的关注和研究。

最早的关于该金矿带的成矿学研究大约在 1984 年，如蒋志（1984）和张海涛等（1984）初步探讨了墨江镍金矿的成因，但直至 20 世纪 80 年代末期，仅有少量的研究成果发表，研究工作很少。随着找矿的突破和金矿床的开采，于 20 世纪 90 年代前后，对该金矿带的研究热潮逐渐兴起。先后有云南省地质矿产局、云南地质科学研究所（1990 年前）、中国地质科学院地质研究所、中国地质大学（20 世纪 90 年代初）、昆明理工大学（20 世纪 90 年代初期和末期）、中国科学院地球化学研究所、中科院地质与地球物理研究所（20 世纪 90 年代中期以来）、中山大学（2005 年至目前）等科研单位对这些金矿床进行了专题研究，其中以中国科学院地球化学研究所的研究工作最有代表性。重大的研究课题如：地质矿产部“八五”找矿攻关项目“三江造山带火山岩、蛇绿岩与成矿关键问题研究”（1990）、国家科委攀登计划资助项目（A-30）、国家重点研究发展规划项目（G1999043200）、国家 973 项目（2002）和一些国家自然科学基金项目及云南省基金项目

资助了对该成矿带的研究。现已发表不少研究成果,研究的金矿床限于较早发现的老王寨金矿、墨江金矿和大坪金矿,例如:谢桂青(2001a, 2001b, 2001c, 2004 及 Xie 等, 2001), 方维萱(2001a, 2001b, 2001c, 2004), 应汉龙(1999, 2000, 2002, 2005), 李元(1992a, 1992b, 1994, 1998a, 1998b), 陈锦荣(2002), 江永宏(2001, 2003, 2004), 李光明(2001a, 2001b), 董方浏(1997), 刘文龙(1999), 蔡新平(1999), 普传杰(2004)等学者先后研究了墨江金矿;宋新宇(1994), 丁矢勇(1995), 任胜利(1995), 黄智龙(1995, 1996a, 1996b, 1997, 1998a, 1998b, 1999a, 1999b, 2001 及 Huang 等, 1996, 1997, 1998, 2000, 2002), 边千韬(1998 及 Bian 等, 1998), 何文举(2001), 毛世德(2003)等学者先后研究了老王寨金矿;韩润生(1994, 1997), 金世昌(1994), 应汉龙(1998), 毕献武(1999), 周岳飞(2003)等学者先后研究了大坪金矿;俞广钧(1990), 胡云中(1995), 胡瑞忠(1998, 1999), 何明友(1997), 毕献武(1996, 1997), 李定谋(1998, 2000), 沈上越(1997)等学者则对哀牢山金矿带的综合控矿因素、成矿机制作了一定程度的探讨。国外也有少数研究者加入了对哀牢山金矿带的研究,如 Burnard 等(1999)的惰性气体研究。以往的研究成果主要表现在以下几个方面。

1. 对矿床的基本成因类型的研究

早期通过对区域构造背景、矿床的赋矿层位、容矿构造、矿体的特征矿物组合等矿床地质特征的研究,确定了墨江金矿、老王寨金矿和大坪金矿矿床的基本成因类型。大部分学者采用的分类方案侧重于矿体的产出形式和矿化形式,例如:墨江锦金矿床是产于下泥盆统金厂组粉砂岩(其中底部的硅质岩是主要容矿层位)与蚀变超基性岩体接触带上,矿体主要受脆性断裂或断裂破碎带控制,因此称之为热液型镍金矿,以石英脉型为主,部分矿体为蚀变岩型;而老王寨金矿产于构造破碎带附近的煌斑岩脉、基性火山岩、超基性岩、酸性斑岩的蚀变带上,因此称之为破碎带蚀变岩型金矿;大坪金矿的矿化主要发生在闪长岩体内的石英脉中,因此称之为石英脉型金矿(李前德等, 1982; 蒋志, 1984; 张海涛等, 1984; 武警黄金部队十三支队, 1990; 胡云中等, 1995; 李定谋等, 1998; 黄智龙等, 1999b; 李元等, 1992, 1994; 韩润生等, 1992; 胡瑞忠等, 1998a 等)。但也有学者的分类侧重于围岩与矿体之间的物源关系,例如将墨江、老王寨两个金矿床归类为超基性岩蚀变热液型金矿(黄婉康等, 1996), 或蛇绿混杂岩型金矿床(李定谋等, 1998、2000), 或认为老王寨金矿属层控金矿床(俞广钧, 1990); 认为大坪金矿是改造热液型金矿床(金世昌等, 1994; 韩润生等, 1997), 此观点强调成矿热液对闪长岩原岩的改造成矿作用,与热液充填成矿的石英脉型金矿不同。另外,沈上越等以“大地构造环境”、“矿质来源”及“容矿岩系”为依据将哀牢山金矿带(矿床、矿点)划分为3种类型:与浊积岩有关的层控变质热液型金矿(冬瓜林、金厂式金矿)、与辉长闪长堆晶岩有关的石英脉型金矿(大坪式金矿)、与洋脊/准洋脊火山-沉积岩系有关的构造蚀变型金矿(老王寨式金矿)(沈上越等, 1997); 林文信(1994)曾提出老王寨金矿为韧性剪切带型金矿床。

2. 对成矿时代的研究

不少学者用不同的同位素测试方法进行了成矿年龄的测定。对老王寨金矿和大坪金

矿, 毕献武等(1996)利用石英顺磁共振(ESR)测定出两矿床的半定量年龄值分别为46.5Ma和49.2Ma, 测定的老王寨成矿年龄与前人用铬水云母测定的K-Ar年龄值50Ma(陈锦荣, 2002)一致, 多数学者认为这两个金矿床形成于喜马拉雅期, 但也有学者认为它们主要形成于燕山期(俞广钧, 1990)。

墨江金矿发育多期构造变形, 矿体中不同的蚀变矿物及不同位置的矿石有可能不是同期的产物, 从而给成矿年龄的测定带来困难。李元和胡瑞忠分别用蚀变矿物铬水云母测定出K-Ar年龄为114.64Ma和61Ma(李元, 1992; 胡瑞忠等, 1995); 应汉龙(2002)等用快中子活化法测定石英的Ar-Ar年龄值为90Ma; 毕献武等(1996)利用石英顺磁共振(ESR)测定墨江金矿则为46.7Ma; 陈锦荣等(2002)用Ar-Ar法测定主矿化石英脉(第二期石英脉)年龄为355.6~359.5Ma, 属于海西早期, 这个年龄与硅质岩成岩年龄一致, 略晚于蛇绿岩型超基性岩, 并认为毕献武的用ESR法测定值可能代表第三成矿期的年龄, 本区为多期成矿。而对于镍矿的形成时代, 应汉龙(2005)等用蚀变矿物铬水云母测定Ar-Ar年龄值为61.55~63.09Ma, 并认为铬水母的年龄只代表镍矿化的年龄, 可见各个学者的测定结果差异较大, 因此目前一般认为该金矿存在多期成矿, 但对其主成矿期争议较大, 主要表现为喜马拉雅早期和燕山期之争。至于金、镍矿化的时间顺序, 前人只是根据野外所见含金石英脉与镍矿脉的穿切关系来判断, 但是由于存在多期含矿石英脉和各个研究者所观察的矿体位置不同, 对这种穿切关系的观测结果也不同。

总之, 对哀牢山地区发生大规模成矿作用的时代的认识目前尚未统一, 相对而言, 以喜马拉雅期金矿带的观点占优势, 例如毕献武所测定的3个矿床的成矿年龄均集中于喜马拉雅期, 认为金矿带的成矿年龄约为50Ma(毕献武等, 1996)。

3. 对赋矿围岩的研究

20世纪80年代以来, 蛇绿岩成为该带的研究热点, 很多学者先后从蛇绿岩的岩石学特征、分类、岩石化学、矿物学、年代学及其成因(构造岩浆学及与之相关的古特提斯海的闭合过程)等不同的角度进行了研究(沈上越等, 1998a, 1998b; 凌其聪等, 1999; 简平等, 1998a, 1998b; 董云鹏等, 2000; 张旗等, 1988, 2003), 但这些研究大都限于蛇绿岩本身的特征和成因, 对于蛇绿岩带与其中的金矿的关系缺乏深度研究。李定谋等(1998, 2000)则从矿源层的角度对蛇绿岩带与其中的金矿的关系作了一定的探讨。

应汉龙、谢桂青等学者对墨江赋矿的含黄铁矿硅质岩的地质地球化学进行了详细研究, 认为硅质岩由热水沉积作用形成, 并认为硅质岩的含金量可能与热水沉积有关(应汉龙, 1999; 谢桂青等, 2001a, 2001b, 2002); 方维萱还测定了黄铁矿化硅质岩的成岩年龄, 用Sm-Nd法和Rb-Sr法测定的年龄值均为355Ma左右, 归为晚泥盆世末期(方维萱等, 2001)。

黄智龙等对老王寨金矿区与成矿关系密切的喜马拉雅期含碳酸盐球粒煌斑岩进行了系统的地质地球化学研究, 探讨了该套煌斑岩的元素活动规律、煌斑岩的来源、煌斑岩与金成矿作用的关系等, 并对煌斑岩的含金性做了模拟实验, 对该区与煌斑岩有关的幔源去气作用作了深入探讨, 最后总结出了“煌斑岩与金矿化关系的地幔去气作用模式”, 其主要观点是: 煌斑岩本身并不能提供金源, 但伴随它的形成过程中的地幔去气作用和岩浆去气作用能提供成矿流体, 在成矿过程中起到“地球化学障”的作用(黄智龙等, 1995,

1996a, 1996b, 1997, 1998a, 1998b, 1999a, 1999b, 1999c, 1999d, 2001; Huang 等, 1996, 1997, 1998, 2000, 2002; 管涛等, 2003)。上述研究仅限于老王寨金矿区, 而区域大规模金矿化与广泛分布的喜马拉雅期煌斑岩脉的关系有待作进一步研究。

4. 矿源层和成矿流体地球化学研究

在金源方面, 许多学者关注矿源层的问题, 多数学者认为存在矿源层 (即金来源于地层), 但争议较大。例如: 俞广钧 (1990)、李定谋等 (1998, 2000) 认为各金矿床的金来源于从早期形成的矿源岩中活化迁移; 对于老王寨金矿, 任胜利 (1995) 等认为金源于基性超基性岩; 边千韬 (1998) 认为蛇绿岩混杂岩带即是良好的矿源层; 毕献武等 (1998) 认为金主要来源于基性-超基性岩和浅变质带地层; 黄智龙等 (1999) 的研究认为煌斑岩本身并不能提供金源, 该矿床的金源还有待研究; 对于墨江金矿, 李元 (1992, 1994) 从金的背景值的变化推断出热液活动中金是从超基性岩中活化迁移的结果; 胡云中等 (1995)、毕献武等 (1998) 从微量元素、稀土元素和铅同位素组成的综合研究表明, 金的来源还与金厂组硅质岩有关, 而近年来的研究表明该硅质岩是热水成因的, 为硅质岩为矿源岩的观点提供了新的佐证; 大坪金矿的金源则被认为是来自于赋矿围岩闪长岩 (俞广钧, 1990; 韩润生等, 1992, 1997; 胡云中等, 1995; 沈上越等, 1997; 李定谋等, 1998, 2000; 毕献武等, 1999 等)。上述关于金源的推测多以围岩的 Au 丰度或岩、矿 S、Pb 等同位素对比结果为证据, 然而相关同位素的结果本身具有多解性, 例如本区蛇绿岩本身就含幔源硫, 同时流体混合将产生硫同位素组成的混合, 那么仅据矿石 S 同位素组成与围岩类似既不能说明矿石硫是幔源, 也不能确定源于围岩; 而围岩具有相对高的金的丰度一般是金成矿的有利条件, 但不一定是必要条件, 因此, 这些推测还缺乏有力的证据, 理论上也有明显的不足之处: 不能解释本区各金矿床之间甚至同一矿床中存在赋矿围岩的多样性 (即区域上围岩没有明显的成矿专属性)。也有学者提出金为深源的, 例如何朋友等 (1997) 认为“哀牢山地区区域的各类浅变质岩金的背景值较低 (10×10^{-9} 左右), 成为金的源岩的可能性较小”, 结合深源流体对本区金成矿的作用推测“金的来源主要是深源流体从深部沿高渗透断裂带向上运移过程中, 从含金岩体中活化出金”, 但目前还没有金的深源证据。

对成矿流体的来源, 前人已进行了较多的研究, 根据各矿床围岩和矿石之间硫、铅、碳、锶和氢氧等同位素和稀土元素组成对比, 判断成矿流体的来源, 主体观点认为成矿流体主要为岩浆水 (主要与燕山期或喜马拉雅期中酸性侵入体有关) 或深源流体, 并有大量大气降水混合 (金世昌等, 1991; 韩润生等, 1994, 1997; 胡云中等, 1995; 李元, 1998; 毕献武等, 1997, 1999 等), 但也有学者的研究 (李定谋, 2000) 根据本区超基性岩、基性火山岩的硫、铅等同位素特征与矿石相近, 认为成矿流体矿质来源于围岩, 而水源于大气降水。然而流体包裹体某些成分特征显示深源的特点, 据胡瑞忠等的研究, 本区成矿流体具有高含量 CO_2 , 并同时高 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 和高含量的 ^3He 的特点, 表明成矿流体主要为幔源, 但有地壳流体 (大气水) 的混合、稀释 (胡瑞忠等, 1998a, 1999; 毕献武等, 1999)。

同时, 上述学者分别对 3 个金矿床成矿流体的性质也进行了一定的研究, 整体看来, 3 个矿床的成矿流体成分差别不大, 其阳离子组成主要是 Na^+ , K^+ , 阴离子主要为 Cl^- ,

SO_4^{2-} , F^- , 富含 CO_2 , 成矿热液属 Na , H_2O , CO_2 , SO_4^{2-} 体系, 成矿流体为中低温、弱碱性—偏中性、具相对还原性和中低盐度的体系, 气相成分主要为水和 CO_2 及一定的 N_2 , H_2 , CH_4 。但大坪金矿的 CO_2 和墨江金矿的 F^-/Cl^- 较高, 显示异常特征, 有待进一步研究 (胡云中等, 1995; 黄智龙等, 1999b; 毕献武等, 1997; 谢桂青等, 2001)。

5. 综合控矿因素和成矿规律的研究

上述关于金的成矿作用的研究多数是以独立金矿床为对象所开展的分散研究, 少数学者, 如俞广钧 (1990)、胡云中 (1995)、胡瑞忠 (1998, 1999)、何明友 (1997)、毕献武 (1996, 1997)、李定谋 (1998, 2000)、沈上越 (1997) 等在对 3 个金矿床的研究基础上, 对区域综合控矿因素和成矿规律作了一定程度的探讨。代表性的成果为《哀牢山金矿地质》(胡云中等, 1995)、《哀牢山蛇绿混杂岩带金矿床》(李定谋等, 1998) 以及胡瑞忠、毕献武等对于区域深源流体及其成矿作用以及哀牢山金矿带的成矿时代的研究。然而由于目前对各个矿床的成矿作用本身研究程度不够, 这些研究目前还只能作为具参考意义的阶段性成果, 还没有提出一个合理的考虑因素相对全面的区域金成矿模式。例如: 对于区域广泛发育的韧性剪切构造与金的成矿作用的关系少有研究; 胡瑞忠、毕献武等注意到深源流体对于哀牢山喜马拉雅期金矿带 (作者观点) 金成矿作用的贡献, 但对于深源流体的形成、迁移所涉及构造动力机制未提供有力的证据; 而其他学者的研究对于成矿物质的深源性缺乏示踪手段, 因此所提出的成矿机制可能是片面的。

综上所述, 哀牢山金矿带自被发现以来, 在近 20 年的研究历史中, 虽然各个学者从不同的角度、利用不同的手段, 对其进行了大量的研究, 特别是对成矿时代、成矿流体的来源以及本区与成矿有关的煌斑岩, 积累了较多的研究资料和认识, 但仍有很多问题尚无统一认识, 同时存在一些薄弱研究区域, 主要表现在: 成矿时代争议较大; 物质来源仍有争议; 成矿机制不够系统, 特别是与成矿相关的壳幔作用机制以及燕山期以来本区大规模的韧性剪切活动对成矿的影响缺乏深度研究; 对较早发现的成矿深度较大的大坪金矿成矿作用的研究目前仍处于较浅的层次, 对墨江镍矿与金矿的关系、金矿与蛇绿岩套之间的关系的研究尚缺乏有力的证据, 以及最近发现的长安金矿等方面尚未有系统的研究等。因此, 目前对于哀牢山金矿带的成矿作用的研究还很不够, 有进一步研究的必要。

著者注意到哀牢山断裂带属于喜马拉雅构造带的一部分, 受喜马拉雅造山运动的影响, 本区在喜马拉雅期形成了哀牢山造山带, 因此, 包含喜马拉雅期金成矿作用的哀牢山金矿带应该置于造山环境中去考察 (顾雪祥等, 2001; 王成善等, 2001; 侯增谦等, 1998、2006), 与造山活动相关的壳幔相互作用可能对本区发生大规模金成矿作用有重要影响。现代矿床学分类和成矿研究越来越重视板块构造对金矿床的控制作用, 自 Groves 和 Goldfarb 等 1998 年提出“造山型金矿”概念以来, 造山型金矿成为矿床学和大地构造学的研究热点, 许多产于已知造山带中的金矿 (带) 被归入造山型金矿 (带), 这体现了造山带与其中的金矿带之间的必然联系, 同时也形成了学术界对造山型金矿的基本特征的共同认识。例如: 这类金矿床一般产在汇聚型板块边缘 (增生造山带或碰撞造山带); 金矿带中的各矿床成矿特征上有许多共性, 且随着地壳连续变形可出现浅成带→中成带→深成带的金矿床, 其中以形成于韧—脆转换部位 (相当于中成带) 的金矿床为主; 围岩没有明显的成矿专属性, 反映成矿流体经过长距离搬运, 成矿主要受大型韧性剪切带控制等

(邓军等, 1999; 邱小平等, 1999; 周军等, 2004; 朱永峰等, 2004; 关连绪等, 2006; Ridley et al., 1996; Groves et al., 1998; Yakubchuk, 2004; Bierlein et al., 2004; Zaw et al., 2007)。哀牢山金矿带位于喜马拉雅期造山带中, 区内地层也发育明显的韧性剪切变形构造, 其金的成矿作用如何受造山活动影响是一个有价值的课题。而目前学术界所认识的造山型金矿主要见于太古宙、古生代、中生代等相对年老的造山带, 而新生代造山型金矿少见, 国内主要见于雅鲁藏布江地区(马攸木金矿), 关于新生代(喜马拉雅期)的造山型金矿有何特点, 是否不同于上述年老造山带中的金矿? 人们所知甚少。对较老的造山型金矿的研究结果显示在提供成矿物质来源上与造山活动相关的壳幔相互作用(或深源成矿物质)对金的成矿作用的贡献不很明显, 往往不占主导地位, 而新生代的造山型金矿相比年老的造山型金矿应该较少受到成矿后的地质过程的改造。因此, 哀牢山金矿带是研究喜马拉雅期成矿作用、壳幔相互作用与成矿的理想地区, 这一研究有助于进一步认识哀牢山金矿带的成矿规律, 完善传统的造山型金矿成矿模式, 并对该区进一步找金提供理论依据。

针对上述问题或争论, 著者在综合前人的研究成果和详细的野外地质调查基础上, 采用新的技术手段, 从岩石地球化学、成因矿物学、铂族元素地球化学、成矿流体地球化学、同位素地球化学和地质年代学等方面对该成矿带中主要金矿床进行了较系统的矿床地球化学研究。研究工作以重点选择, 点面结合的方式进行。就矿床选择而言, 重点地并系统地研究了其中有代表性的大坪金矿的成矿流体特征、成矿时代和成矿物质来源等矿床地球化学问题, 旨在追索本区初始成矿流体的特征及其形成、演化机制; 对前人研究较多的墨江金矿则以争议较大的成矿物质来源、成矿时代、金矿与镍矿的关系以及它们与蛇绿岩套的关系等问题为突破口, 而对前人已系统研究的老王寨金矿主要进行了对比研究。研究工作期间, 在该金矿带的南端新发现了长安金矿, 其原生矿体尚未开采, 限于研究条件和研究时间, 作者仅对其基本成矿条件及其铂族元素(PGE)地球化学特征作了一些初步研究。整体而言, 本研究重点分析了该金矿带的成矿物质来源、成矿流体特征及与成矿相关的壳幔相互作用, 并对比研究了该金矿带主要金矿床的成矿条件、物质来源、成矿流体特征、成矿时代; 最后总结了哀牢山喜马拉雅期金矿带的成矿特点, 提出哀牢山金矿带为喜马拉雅期碰撞造山环境下的韧性剪切带控制型金矿带的成矿模式, 获得了以下主要成果和认识。

1) 虽然赋矿围岩各异, 但老王寨、墨江、大坪、长安金矿在控矿构造、围岩蚀变、矿化形式等方面有许多共性, 它们可能形成于相同的构造事件中。

2) 墨江金镍矿的围岩、矿石的地球化学组成表明: 其超基性岩围岩为蛇绿岩型方辉橄榄岩—橄榄斜方辉石岩, 属含镍的镁质超镁铁岩, 表明本区镍矿主体为岩浆成因; 金厂组硅质岩或蚀变硅质岩型金矿石均为热水沉积成岩成矿的产物; 含金石英脉在物质来源上与金厂岩体有一定关系, 而与硅质岩关系不大, 其金的成矿作用是在高水/岩比的条件下进行的。

3) 对大坪金矿白钨矿的微量元素、闪长岩围岩蚀变、矿石的稀土元素进行详细的地球化学研究表明: 闪长岩等赋矿围岩发育强烈的糜棱岩化; 团块状多金属硫化物金矿石中轻、重稀土元素之间无明显分馏; 白钨矿富集 Sr, Ba, 而亏损 Mo, Bi, Sn, Nb 和 Ta,

其稀土元素球粒陨石标准化曲线为 MREE 富集型右倾曲线,并具有变化的 Eu 正异常。这表明本区成矿流体主体为深源的相对高温、富 CO_2 、富 Na^+ 的还原性热液体系,而与岩浆的结晶分异作用无关,闪长岩通过退变质反应可能为早期成矿流体提供了部分成矿物质;含金石英脉的形成与区域剪切带的活动有关,形成于低水/岩比的条件下。

4) 墨江金镍矿矿石与超基性围岩铂族元素 (PGE) 地球化学研究显示:墨江金镍矿 PGE 主要来自超基性围岩;该超基性岩是由经历了基性岩浆抽提和交代作用形成的亏损地幔发生程度不同的部分熔融形成的,其原始岩浆中 S 已达到饱和;该矿为早期岩浆型 Ni 矿和晚期热液型 Au (Ni) 矿组成的复合矿床。另外,大坪、长安金矿各类金矿石和围岩的 PGE 组成显示其成矿与上地幔熔融成因的煌斑岩等基性岩脉有关,成矿物质主要不是来自闪长岩、正长岩围岩,而是来自地幔;与大坪、长安金矿成因有关的煌斑岩均可能是由上地幔部分熔融产生的,其原始岩浆中 S 已达到饱和,但长安煌斑岩 PGE 组成显示其形成过程中原始岩浆受到了地壳物质的混染,可能与两矿区煌斑岩原始岩浆上侵幅度不同有关。各金矿床的矿石 PGE 组成对比研究表明,哀牢山金矿带大规模成矿作用可能与新生代强烈的壳幔相互作用有关,其成矿流体可能主要来自与煌斑岩成因相关的地幔排气形成的深源富 CO_2 流体,但哀牢山蛇绿岩带中的超基性岩在提供其中的金矿床的成矿物质来源上也有重要贡献。

5) 大坪含金石英脉流体包裹体基本由富液相 CO_2 包裹体和不同 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比例的 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 型包裹体组成,早成矿阶段白钨矿石英脉中同时富含富气相 CO_2 包裹体和 N_2-CO_2 包裹体,主成矿阶段团块状多金属硫化物金矿石中高液相 CO_2 包裹体占明显优势,只有晚成矿阶段碳酸盐石英脉中含有居次要地位的 H_2O 溶液包裹体。早成矿阶段包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.37% ~ 14.64%,均一温度为 299.4 ~ 423.7℃,压力为 190 ~ 440MPa;主成矿阶段包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 在 3.70% ~ 14.64% 之间,均一温度在 279.0 ~ 406.5℃ 之间,压力约为 133.5 ~ 340.0MPa,相当的成矿深度为 5.1 ~ 12.9km。这些特征显示该矿成矿流体为近临界的高 CO_2 ($\text{CO}_2 \geq \text{H}_2\text{O}$) 的中低盐度的 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系流体,该矿是剪切带控制下的中深中温热液金矿,成矿作用主要是减压沸腾环境下发生流体的相分离作用所引起的快速沉淀。

6) 激光拉曼光谱分析在大坪含金石英脉石英中发现了大量孤立状的具完全有序结构的石墨包裹体,根据石墨拉曼光谱 D:G 峰强度比估计大坪石墨形成于麻粒岩相变质温度条件下,表明这些石墨可能是富 CO_2 流体从下地壳麻粒岩相岩石中搬运上来的,下地壳变质脱水形成的沿剪切带上升的麻粒岩相变质流体参与了成矿。

7) 大坪白钨矿石英脉的流体包裹体 CO_2 碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}$ 绝大多数落在 -3‰ ~ -6‰ 之间,显示其流体可能主要来源于上地幔。白钨矿的 Sr-Nd 同位素组成显示本区原始成矿流体主要来自下地壳,但不排除有幔源物质加入。白钨矿流体包裹体的 He-Ar、Ne 和 Xe 同位素组成显示大坪金矿成矿流体主要由深源地幔流体和富含 CO_2 、 ^{40}Ar 、 ^{134}Xe 、 ^{136}Xe 和 ^4He 的地壳流体组成,其中基本不含大气饱和水。大坪金矿矿石矿物的 Re/Os 比值均 >1,为 6.36 ~ 121.67, $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 均为高正值,为 290.21 ~ 810.24,平均为 492.92, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(t)$ 为 0.495 ~ 1.154,远高于金矿形成时(距今约 33.55Ma)球粒陨石 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 的初始比值 (0.12679),显示该矿成矿过程中有来自地壳的高放射性成因 ^{187}Os

的加入。因此,大坪金矿成矿流体主要为由地幔排气形成的深源地幔流体和下地壳脱水形成的富 CO_2 流体所组成的混合流体,故大坪金矿属于剪切带控矿的深源热液型金矿。

8) 对大坪金矿绢英岩化近矿围岩中的热液绢云母进行了 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 定年,得到其坪年龄为 (33.76 ± 0.65) Ma, 相应的反等时线和正等时线年龄分别为 (33.55 ± 0.74) Ma 和 (33.57 ± 0.74) Ma, 显示大坪属于喜马拉雅早期金矿,这些年龄数据与哀牢山金矿带中广泛出现的喜马拉雅期煌斑岩脉年龄非常接近。

9) 哀牢山金矿带成矿作用有以下主要特点:各矿床成矿作用均与本区强烈的壳幔相互作用相关,成矿作用以强烈的垂直物质交换为主要特点;成矿年龄集中于 30 ~ 50Ma 之间,表明成矿主要发生于本区印支板块与扬子板块喜马拉雅期初始碰撞之后;矿床主要产于与韧性剪切作用相关的脆性断裂或断裂破碎带中;各金矿床的成矿流体均为还原性的、中低盐度的含少量 N_2 的 $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系流体;各金矿床的成矿温度、压力由大坪→墨江→老王寨→长安金矿递减,对应于矿化类型由石英脉型→石英脉型+破碎带蚀变岩型→破碎带蚀变岩型。

10) 哀牢山金矿带为喜马拉雅期碰撞造山背景下的剪切带控制型金矿带(或喜马拉雅期造山型金矿),其成矿模式为:喜马拉雅早期,由印度板块与欧亚板块的碰撞产生侧向挤压,本区沿红河断裂带形成大型左旋走滑剪切带,使得莫霍面上升,地幔物质部分熔融并上涌,形成大量煌斑岩等基性岩脉,同时发生强烈排气作用,对下地壳进行热烘烤,地幔排气形成的深源地幔流体和下地壳脱水形成的富 CO_2 流体混合形成携带 Au, S 等成矿物质或矿化剂的深源富 CO_2 流体,并沿韧性剪切带形成的显微构造上升。在 10km 左右的韧-脆性转换的构造层次,由于脆性断裂的形成,温压下降而流体快速上升,将产生 CO_2 相持续的不混溶作用,而与 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 稳定性相关的 H_2S 随气相与流体分离,引起 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 分解和 Au^0 的沉淀,形成大坪式深源石英脉型金矿;而到达浅部脆韧性-脆性层次的流体,与大气水混合,并与围岩发生水岩反应,促使以蛇绿岩型超基性岩为主的矿源层中的金得以活化进入流体,随着物理化学条件的改变,在碎裂岩中或者脆性断裂等合适的构造空间沉淀成矿,形成角砾岩型或脉型的浅成金矿体(如老王寨、墨江、长安金矿等)。

本项研究工作得到国家自然科学基金(编号:40173025, 40673045)、国家重点基础研究发展规划(973)项目“印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用”(No. 2002CB412610)、国家教育部跨世纪优秀人才培养计划基金和南京大学成矿作用国家重点实验室开放基金的联合资助。

参加本项研究工作的还有中山大学地球科学系翟伟高级工程师、博士生王生伟和硕士生张帅;研究工作过程中,“973”项目首席科学家中国地质科学院地质研究所侯增谦研究员和中国科学院地质与地球物理研究所王二七研究员、云南省地质调查院李文昌院长、国家地质实验测试中心杜安道老师和屈文俊博士等给予了大力支持;云南省地质调查院、云南省地质矿产勘查开发局、云南省有色金属研究院、武警黄金部队第十三支队等单位对项目的矿区资料收集工作提供了大力帮助;云南省墨江县金厂金矿、元阳县大坪金矿、镇源县老王寨金矿、金平县长安金矿和白马寨铜镍矿、大理市北衙金矿等单位对项目的野外地质调查工作提供了大力帮助与方便;中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家

重点实验室⁴⁰Ar/³⁹Ar 同位素实验室及固体同位素研究实验室、国家地质实验测试中心、中国科学院兰州地质研究所气体地球化学国家重点实验室、中科院广州地球化学研究所激光拉曼光谱室、中科院贵阳地球化学研究所资源环境测试分析中心、南京大学成矿作用国家重点实验室、北京原子能研究院、河南岩矿分析测试中心、中国地质大学等离子光质谱实验室、中山大学测试中心透射电镜室和激光拉曼光谱室等测试单位及其个人对项目的样品测试工作给予了无私帮助和热心指导；中山大学地球科学系翟伟高级工程师对样品的测试和部分章节的写作提供了热情帮助和指导；南京大学顾连兴教授和山东地质科学研究所沈昆高级工程师对本书部分章节的写作提供了许多宝贵意见，在此表示真诚的感谢！

作 者

2007 年 10 月于广州康乐园

目 次

前 言

第一章 区域地质概况	(1)
第一节 大地构造背景	(1)
第二节 区域地层	(1)
第三节 区域岩浆岩	(3)
第四节 区域构造	(4)
第五节 区域地球物理及壳幔结构	(4)
第二章 矿床地质概况	(7)
第一节 老王寨金矿	(7)
第二节 墨江金镍矿	(10)
第三节 大坪金矿	(14)
第四节 长安金矿	(17)
第五节 哀牢山金矿带金矿床共同特征	(22)
第三章 哀牢山金矿带矿石和围岩地球化学	(23)
第一节 引 言	(23)
第二节 墨江金镍矿	(23)
第三节 大坪金矿	(44)
第四节 小 结	(59)
第四章 哀牢山金矿带铂族元素 (PGE) 地球化学	(61)
第一节 引 言	(61)
第二节 墨江金镍矿铂族元素地球化学	(62)
第三节 大坪金矿铂族元素地球化学	(67)
第四节 长安金矿铂族元素地球化学	(73)
第五节 不同金矿床铂族元素组成对比	(77)
第六节 小 结	(78)

第五章 哀牢山金矿带成矿流体地球化学	(80)
第一节 引 言	(80)
第二节 大坪金矿流体包裹体特征及显微测温结果	(80)
第三节 大坪金矿成矿流体的特征	(86)
第四节 大坪金矿成矿流体 $p-t$ 条件	(89)
第五节 大坪金矿麻粒岩相石墨包裹体及其来源	(91)
第六节 大坪金矿成矿流体碳质的来源	(96)
第七节 大坪金矿矿质的迁移与沉淀	(97)
第八节 主要金矿床成矿流体特征	(97)
第九节 小 结	(99)
第六章 哀牢山金矿带成矿物质来源和成矿时代	(101)
第一节 引 言	(101)
第二节 同位素地球化学示踪	(101)
第三节 同位素地质年代学	(116)
第四节 小 结	(119)
第七章 哀牢山金矿带成矿模式	(121)
第一节 引 言	(121)
第二节 喜马拉雅期区域大型左旋剪切和造山活动	(121)
第三节 成矿模式	(122)
第四节 喜马拉雅期造山型金矿的主要特征	(124)
第八章 主要结论	(127)
参考文献	(129)
英文摘要	(139)
图版说明及图版	(143)

Contents

Introduction

Chapter 1 Geological Setting of Ailaoshan Gold Belt	(1)
Section 1.1 Tectonic setting	(1)
Section 1.2 Regional strata	(1)
Section 1.3 Regional igneous rocks	(3)
Section 1.4 Regional structures	(4)
Section 1.5 Regional geophysics and crust-mantle structure	(4)
Chapter 2 Geological Characteristics of Main Gold Deposits	(7)
Section 2.1 Laowangzhai gold deposit	(7)
Section 2.2 Mojiang gold-nickel deposit	(10)
Section 2.3 Daping gold deposit	(14)
Section 2.4 Changan gold deposit	(17)
Section 2.5 General features of main gold deposits	(22)
Chapter 3 Geochemistry of Ores and Wallrocks in Main Gold Deposits	(23)
Section 3.1 Introduction	(23)
Section 3.2 Mojiang gold-nickel deposit	(23)
Section 3.3 Daping gold deposit	(44)
Section 3.4 Summary	(59)
Chapter 4 Platinum Group Element Geochemistry of Ailaoshan Gold Belt	(61)
Section 4.1 Introduction	(61)
Section 4.2 PGE geochemistry of Mojiang gold-nickel deposit	(62)
Section 4.3 PGE geochemistry of Daping gold deposit	(67)
Section 4.4 PGE geochemistry of Changan gold deposit	(73)
Section 4.5 Comparison of PGE composition of different gold deposits	(77)
Section 4.6 Summary	(78)

Chapter 5	Geochemistry of Ore-forming Fluids of Ailaoshan Gold Belt	(80)
Section 5.1	Introduction	(80)
Section 5.2	Characteristics and microthermometry data of the fluid inclusions in Daping gold deposit	(80)
Section 5.3	Ore-forming fluid characteristics of Daping gold deposit	(86)
Section 5.4	<i>p-t</i> conditions of the ore-forming fluid of Daping gold deposit	(89)
Section 5.5	Granulite-facies graphite inclusions from Daping auriferous quartz veins and their origin	(91)
Section 5.6	Source of carbonous materials in the ore-forming fluid of Daping gold deposit	(96)
Section 5.7	Transportation and deposition mechanism of gold in Daping gold deposit	(97)
Section 5.8	Characteristics ore-forming fluids of main gold deposits	(97)
Section 5.9	Summary	(99)
Chapter 6	Source of Ore-forming Materials and Ore-forming Age of Ailaoshan Gold Belt	(101)
Section 6.1	Introduction	(101)
Section 6.2	Isotope geochemistry	(101)
Section 6.3	Isotope geochronology	(116)
Section 6.4	Summary	(119)
Chapter 7	Metallogenic Model of Ailaoshan Gold Belt	(121)
Section 7.1	Introduction	(121)
Section 7.2	Cenozoic sinistral strike-slip ductile deformation and orogeny in Ailaoshan	(121)
Section 7.3	Metallogenic model	(122)
Section 7.4	General characteristics of Ailaoshan Cenozoic orogenic gold belt	(124)
Chapter 8	Concluding Remarks	(127)
References		(129)
Abstract		(139)
Plate Explanation and Plates		(143)

第一章 区域地质概况

第一节 大地构造背景

大地构造上本区位于印度板块与扬子板块之间的结合部位——哀牢山-红河断裂带（又称哀牢山断裂带）和金沙江缝合带的南段（图 1-1）。该断裂带以北西-南东向展布于云南省中西部的哀牢山地区，是研究青藏高原东南部大地动力学过程的重要场所，其左旋走滑的距离超过 500~700km（胥颐等，2003）。从东到西依次由红河、哀牢山、九甲-墨江三条近北西-南东向深大断裂组成，三条断裂向北在弥渡附近合并为一，向南展开经金平延入缅甸和越南，整体形态北窄南宽（图 1-2）。断裂带不仅控制区域地层、构造岩浆活动，而且对区内矿产分布也有明显的控制作用。

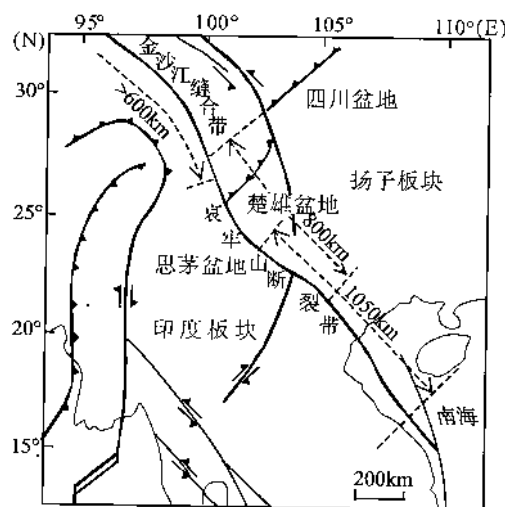


图 1-1 哀牢山断裂带及其邻区的构造纲要
(据胥颐等, 2003, 经改编)

Fig. 1-1 The tectonic location of the Ailaoshan tectonic zone

第二节 区域地层

本区出露的地层由 3 条深大断裂所挟持（图 1-2）。中部的哀牢山深断裂带以东是深变质带（古元古界哀牢山群），变质程度达角闪岩相；以西为浅变质带（局部为中生界未变质地层所覆盖），地层是低绿片岩相古生界及上三叠统，哀牢山群沿金沙江-哀牢山断