

东北地区浅成低温热液矿床 的地质特征和构造背景

祁进平¹, 陈衍景^{1,2}, Franco Pirajno³

1. 北京大学造山带与地壳演化开放实验室, 北京 100871;

2. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002;

3. Geological Survey of Western Australia, 100 Plain Street, East Perth, WA 6004, Australia

【摘要】 通过中国东北地区浅成低温热液矿床的综合特征研究, 将矿床的分布划分为德尔布干、呼玛、小兴安岭和吉东 4 个矿集区, 根据其矿床地质、地球化学特征初步确定成矿流体主要来自大气降水, 部分混有岩浆水; 成矿物质主要来自赋矿围岩和成矿岩浆-流体系统; 多数矿床形成于中低温、中浅成环境, 个别矿床成矿温度高、深度大, 显示了斑岩型或造山型与浅成低温溶液型成矿系统之间的连续性; 厘定大规模成岩成矿时间为 130 Ma 左右, 构造环境是古亚洲洋闭合后陆陆碰撞过程的挤压-伸展转变体制, 并以矿集区尺度的 CMF 模式解释了浅成低温热液矿床岩浆-流体系统的发育机制。

【关键词】 浅成低温热液矿床; 地质特征; 地球化学; 构造背景; 中国东北

中图分类号: P578. F 1 文献标识码: A

文章编号: 1001- 6872(2005)02- 0047- 13

0 引言

“浅成低温 (epithermal)”热液矿床是指赋存于陆相火山岩中, 由岩浆驱动大气降水热液活动 (可混有岩浆热液) 而形成的矿床, 其温度低于 300°C, 压力为 $n \times 10^7$ Pa^[1]。当流体系统喷出地表时, 又被称为热泉, 形成的矿床被称为热泉型矿床。浅成低温热液系统的主要成矿元素为 Au, Ag, Cu, Pb, Zn 等, 被细分为冰长石-绢云母型和高岭石-明矾石型^[2, 3], 或者低硫型 (Low sulfidation) 和高硫型 (high sulfida-

tion)^[4]。

20 世纪 70 年代以来, 世界发现了 19 个储量超过 100 t 的浅成低温热液金矿^[5]。虽然在不同时代 / 不同构造环境中发现了这类矿床, 但绝大多数该类矿床发现于年轻的岛弧或陆弧环境, 尤其以环太平洋构造带最为集中, 成矿系统被认为与岩浆弧区的火山-次火山活动有关。其次, 晚古生代以后的年轻碰撞造山带中, 如中亚造山带^[6, 7], 也发现了一些浅成低温热液矿床。关于碰撞造山带地区的浅成低温热液矿床的成因, 则有不同的解释。多数学者认为与碰撞前岩浆弧区的火山-次火山活动有关, 成矿发生

收稿日期: 2004- 12- 30; 改回日期: 2005- 02- 07

基金项目: 自然科学基金 (40373007 和 40352003); 科学院百人计划项目; 教育部跨世纪人才基金项目

作者简介: 祁进平, 男, 29 岁, 博士, 矿床学专业, 研究方向: 区域成矿规律。

古生物群落^[11,19]和岩石建造^[20]的差异显著,闭合时间为晚古生代末或晚二叠纪^[20]。事实上,这两条缝合带可能代表同一洋盆,即索伦科尔洋盆^[11],只是被其间的微陆块分隔而已。索伦科尔洋盆可能通过蒙古-鄂霍茨克缝合带^[11,12]而与古太平洋联通。无论如何,根据白云鄂博、林西、佳木斯、小兴安岭等地大量二叠纪和三叠纪海相地层的发育^[11],可以肯定我国东北地区的晚古生代造山带代表最晚闭合的洋盆,洋盆最终闭合于二叠纪末或三叠纪初,西伯利亚与中朝板块之间的全面碰撞不可能早于三叠纪。碰撞晚期或碰撞后,由于研究区受到太平洋-欧亚大陆板块相互作用的影响,使我国东北地区,特别是东北角,表现出一定程度的环太平洋构造带特征,甚至个别地区属于来自太平洋板块的地体,如那丹哈达地体^[21]。与天山、秦岭等典型碰撞造山带一样,研究区也具有复杂的组成,包括一些微陆块或地体、岩浆弧杂岩和沉积岩系^[22]。研究区构造演化历史复杂,大致可分为 5 个阶段: (1) 前寒武纪微陆块的形成和西伯利亚大陆南缘的增生; (2) 早古生代华北板块北缘的增生; (3) 晚古生代西伯利亚板块南缘和华北板块北缘的增生,以及古亚洲洋(索伦科尔洋)的俯冲消减和闭合; (4) 中生代,尤其是三叠纪—早白垩世的板块全面碰撞,地壳和岩石圈缩短、增厚、隆升,并随即拆沉和伸展断陷; (5) 晚白垩世以来的陆内构造演化和太平洋-欧亚板块边缘的相互作用。其中,在第 4 阶段的构造演化中发育了大量中酸性岩浆岩,包括中深成的花岗岩类、浅侵位的斑岩、爆破角砾岩和大量分布的火山岩类,这些岩浆岩与研究区的浅成低温热液矿床以及相关的造山型、斑岩型、矽卡岩型等类型的矿床具有密切的成因联系,甚至是矿床的赋矿围岩。

2 矿床分布空间

东北地区的浅成低温热液矿床环绕松辽盆地分布(图 1),集中分布于如下 4 个区带。(1) 德尔布干矿集区。位于内蒙古东北部和黑龙江省西北部,沿满洲里-额尔古纳-漠河一线构成北东向成矿带,包括奥拉齐金矿、莫尔道嘎金矿、甲乌拉铅锌多金属矿、查干布拉根铅锌多金属矿及四五牧场金矿等 18 个浅成低温热液矿床(图 1,表 1)。多数矿床分布在德尔布干断裂西北侧,少数分布在德尔布干断裂东南侧,属于西伯利亚板块南缘增生带^[24,50,51],该成矿区可细分 3 个成矿亚区: (1) 上黑龙江或漠河拗陷区,位于矿集区最北部,主要为金铜矿化; (2) 额尔古

纳隆起区,位于矿集区中部,主要为铅锌银矿化和金矿化; (3) 满洲里盆岭区,围岩矿集区最南部,主要发育铜、银、铅锌等矿化^[24,51]。(2) 呼玛矿集区。位于大兴安岭东坡北端的鄂伦春-塔源-黑河一带,呼玛河流域,故称呼玛矿集区。该区产有塔源金矿床、古利库金(银)矿床和旁开门金银矿床(图 1,表 1)等,南界为二连浩特-贺根山-黑河断裂,北界为雅鲁河断裂^[52]。

(3) 小兴安岭矿集区。位于松辽盆地北缘,黑龙江省的黑河-逊克-伊春-佳木斯等地,已发现东安和团结沟 2 个大型金矿。在大地构造上,相当于佳木斯地块西缘和小兴安地块^[11],属于佳木斯-小兴安联合地体与松嫩地块的拼合带,包括了乌拉嘎、逊克等中生代火山盆地和伊春褶皱带(图 1)。

(4) 吉东矿集区。位于吉林省最东部的延吉地区和黑龙江省的东南角,南以康保-赤峰断裂为界,西以敦密断裂为界,是佳木斯、兴凯、龙岗等地块的拼贴带^[44],地质演化复杂,成矿条件优越,过去被称为吉黑地槽或吉黑褶皱带。该区已发现金厂、五凤、五星山、闹枝金矿、刺猬沟等金矿床(图 1,表 1),并伴随较强的银矿化。

尽管不同矿集区之间在矿种和矿床多寡程度上存在明显差异,但矿床倾向性产于中生代上迭盆地的火山-次火山杂岩带中,且多产于隆起与凹陷的交界带,具体表现为: (1) 中生代火山盆地边缘,例如,四五牧场金矿产于海拉尔盆地的西边缘,五凤-五星山金矿产于中生代火山岩盆地的内边缘; (2) 基底隆起区内的火山拗陷带(隆中凹),例如,莫尔道嘎金矿、西吉诺山铅锌多金属矿产于额尔古纳隆起内的次级火山拗陷带; (3) 火山盆地中的隆起区(凹中隆),例如,东安金矿产于逊克盆地中间隆起带的北缘(表 1)。

3 成矿时间

已有的矿石、主岩及与成矿有关火山-次火山岩年龄为 176.8 Ma~87.6 Ma,主要集中与 150 Ma~90 Ma,在 170 Ma~150 Ma 也略有集中(表 2,图 2),这些年龄显示该区浅成低温热液矿床成岩成矿时代为中晚侏罗世—早白垩世,主要集中于晚侏罗世—早白垩世。例如,德尔布干成矿区浅成低温热液矿床及其主岩的同位素年龄集中于晚侏罗—早白垩世^[53];吉林延边地区浅成低温热液金矿成矿年龄也是中晚侏罗世和早白垩世,如刺猬沟金矿的石英⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 176.8 Ma^[56],闹枝金矿 10 号矿脉

表 1 中国东北地区浅成低温热液矿床地质特征

Table 1 Geological characteristics of the epithermal deposits in the northeast China

编号	矿名/县市/省区	矿种	规模	矿石矿物	脉石矿物或主要蚀变	围岩及时代	控矿构造 / 矿体形态	大地构造	文献
1	奥拉克旗/黑	金	点	黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 闪锌矿, 自然金, 银金矿等	硅化, 绢云母化, 绿泥石化, 青磐岩化, 碳酸盐化, 褐铁矿化, 软锰矿化等	流纹岩, 凝灰岩	NE, NNE断裂及火山机构	上黑龙江拗陷内近德尔布干断裂的火山盆地	[23, 24]
2	马大尔河/黑	金	点	黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 闪锌矿, 自然金, 自然银等	硅化, 绢云母化, 碳酸盐化, 泥化等	流纹岩, 凝灰岩	破火山口周围环状, 放射状断裂系统	上黑龙江拗陷	[23, 25]
3	页索库/黑	金				流纹岩, 凝灰岩	火山机构	上黑龙江拗陷	[24]
4	大头卡/黑	金	点				火山机构及裂隙	上黑龙江拗陷	[24]
5	高力大沟/黑	金				塔木兰沟期玄武岩	火山机构及裂隙	上黑龙江拗陷	[23, 24]
6	三河/额尔古纳蒙	金铜	中	黄铁矿, 黄铜矿, 磁黄铁矿, 方铅矿, 闪锌矿, 车轮矿, 铁闪锌矿及银金矿等		晚侏罗世火山岩		额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地	[24]
7	西吉诺山/黑	铅锌铜		方铅矿, 黄铜矿, 闪锌矿, 黄铁矿, 自然金, 辉铜矿, 钛铁矿, 蓝铜矿, 赤铜矿, 白铅矿, 孔雀石, 铅矾, 褐铁矿等	青磐岩化, 硅化, 绿泥石化, 绿帘石化和碳酸盐化	晚侏罗世安山岩	北东向卡马兰河盘古河断裂; 脉状	额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地	[24, 26]
8	德尔布耳/额尔古纳蒙	铅锌	中	方铅矿, 闪锌矿, 黄铁矿, 黄铜矿, 褐铁矿, 白铅矿, 铅矾, 铅铁矾, 红锌矿, 异极矿, 针铁矿, 孔雀石, 蓝铜矿等	硅化, 萤石化, 绢云母化, 高岭石化, 碳酸盐化, 明矾石化, 绿泥石化	早白垩世火山岩	德尔布干深断裂, 次火山岩内外接触带及NW-NWW向张裂隙	额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地	[24, 27]
9	二道河子/额尔古纳蒙	铅锌银	中	方铅矿, 闪锌矿, 黄铁矿, 黄铜矿, 深红银矿, 褐铁矿, 白铅矿, 铅矾, 异极矿, 黄钾铁矾等	硅化, 绢云母化, 高岭石化, 碳酸盐化, 绿泥石化, 重晶石化	早白垩世火山岩	NE向德尔布干深断裂, 次火山岩内外接触带, 和NW-NWW和EW向裂隙	额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地	[24, 27]
10	莫尔道嘎/额尔古纳蒙	金			石英, 绢云母, 冰长石等			额尔古纳隆起靠近德尔布干断裂的次级拗陷火山盆地	[24]
11	额仁陶勒盖/满洲里蒙	银金	大	黄铁矿, 方铅矿, 角银矿, 硬锰矿, 碘银矿, 自然银, 自然金等	石英, 冰长石, 碳酸盐, 玉髓, 绢云母, 绿泥石, 沸石, 重晶石等	晚侏罗世安山岩碎屑岩	NW断裂, 火山穹隆; 脉状	德尔布干断裂北西侧的满洲里火山盆地内的隆起部位	[24, 28, 29]
12	甲乌拉/满洲里蒙	铅锌等	大	方铅矿, 闪锌矿, 白铁矿, 磁黄铁矿, 黄铜矿等, 含银矿物有硫锑银矿, 含银辉银矿, 银黝铜矿及自然银等	石英, 斜长石, 方解石, 白云母, 绿泥石, 水云母, 萤石, 高岭石等	燕山期火山杂岩	NNE, NE向张性断裂, 破火山口; 脉状	额尔古克鲁伦断裂北西侧满洲里克鲁伦火山盆地, 盆地与隆起的过渡部位	[16, 24, 30, 31]
13	查干布拉根/满洲里蒙	银铅锌金	大	方铅矿, 闪锌矿, 黄铁矿, 黄铜矿, 毒砂, 磁黄铁矿, 自然银, 银金矿, 银黝铜矿, 深红银矿(硫锑银矿), 浓红银矿, 硫锑铜银矿, 辉银矿等	硅化, 伊利石, 水白云母化, 碳酸盐化, 高岭石化, 绿泥石化, 绿帘石化等	侏罗纪沉积岩和熔岩碎屑岩	NNW向断裂, 破火山机构; 脉状	额尔古克鲁伦深断裂北西侧的满洲里克鲁伦火山盆地	[24, 30, 32]
14	大坝/满洲里/蒙	金铜	点	黄铁矿, 黄铜矿, 硫砷铜矿, 自然金, 银金矿等	明矾石化, 硅化, 叶蜡石化, 地开石化, 绢云母化	晚侏罗世流纹岩, 凝灰岩	火山穹隆	满洲里克鲁伦火山盆地的火山机构, 火山管道(隐爆角砾岩)	[28, 29]
15	四五牧场/满洲里蒙	金		黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 硫砷铜矿, 自然金, 自然铜, 自然银, 碘银矿, 辉铜矿, 辉银矿, 蓝辉铜矿等	硅化, 绢云母化, 碳酸盐化, 高岭土化, 迪开石化, 明矾石化	晚侏罗世酸性火山岩	隐爆角砾岩带内; 呈倒置的“喇叭”型或萝卜状	海拉尔中生代火山盆地的西边缘	[24, 28, 33]
16	巴彦浩雷/满洲里蒙	金	点	黄铜矿, 铜蓝, 黄铁矿及硫砷铜矿等	石英, 明矾石等				[24, 28]
17	塔源/塔源黑	金		黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 闪锌矿, 黝铜矿, 硫砷铜矿, 自然金, 螺状硫银矿, 辉铜矿等	硅化, 冰长石化, 绢云母化, 碳酸盐化, 叶蜡石化, 绿帘石化, 重晶石化等	晚侏罗世流纹岩, 凝灰岩, 安山岩	火山机构和断裂交汇带; 脉状	额尔古纳地块南缘的塔河过渡带内	[24, 34, 35]
18	古利库/松岭/黑	金银		黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 辉银矿, 锌锑铜矿, 铁锑铜矿, 辉钼矿, 磁铁矿, 脆银矿, 银金矿, 金矿, 自然铜, 蓝铜矿, 孔雀石, 褐铁矿等	石英, 玉髓, 铁白云石, 方解石, 冰长石, 绢云母, 绿帘石, 绿泥石, 叶蜡石, 粘土矿物, 云母等	早白垩世安山岩, 奥陶质	爆破角砾岩筒及NW和NE断裂; 脉状	大兴安岭东缘大杨树中生代火山盆地与落马湖隆起接壤地区	[36]

19	旁开门呼玛黑	金银		黄铁矿, 磁黄铁矿, 闪锌矿, 方铅矿, 自然金, 银金矿, 自然银, 硫磺, 碲金矿, 碲铋矿等	硅化, 碳酸盐化, 绿帘石, 高岭土, 蒙脱石, 萤石	早白垩世 安山岩建造	断裂构造; 脉状	大兴安岭东缘火山带伊通组, 富林组	[37]
20	东安逊克/黑	金	大	自然金, 黄铁矿, 褐铁矿等	硅化, 冰长石, 绿帘石, 高岭土, 蒙脱石, 萤石	早白垩世 安山岩	断裂和隐爆角砾岩; 脉状	松嫩地块和佳木斯地块之间的逊克中生代火山盆地	[38, 39, 40]
21	团结沟嘉荫黑	金	特	白铁矿, 黄铁矿, 自然金, 少量黄铜矿, 辉砷矿, 银金矿, 方铅矿, 闪锌矿, 自然汞, 辰砂, 雄黄和雌黄等	石英, 蛋白石, 方解石, 菱铁矿, 褐铁矿, 石膏等; 矿体向外高岭土, 青磐岩化	侏罗纪 安山岩	NW, NNW 断裂; 脉状, 透镜状, 扁豆状	佳木斯地块北部乌拉山中生代火山隆起与鹤岗隆起交界处	[41, 42]
22	金厂东宁/黑	金		黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 闪锌矿, 毒砂, 磁黄铁矿, 辉钼矿, 辉砷矿, 磁铁矿, 赤铁矿, 镜铁矿, 自然金, 银金矿, 金银矿和自然银等	石英, 长石, 绢云母, 高岭石, 绿帘石, 冰长石等	花岗岩 闪长岩	角砾岩筒构造和环状放射状断裂; 柱状, 囊状	佳木斯地块老黑山—拉芬河盆地边缘断裂带与东西向断裂带交汇部位	[43, 44]
23	九佛沟东宁黑	金锌等				安山岩 凝灰岩	EW 向断裂构造; 脉状	老黑山—拉芬河盆地边缘断裂带与东西向断裂带交汇部位	[44]
24	五凤延边/吉	金	中	黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 闪锌矿, 碲金矿, 黝铜矿, 银金矿, 自然金等	硅化, 碳酸盐化, 冰长石, 绢云母, 绿帘石	中侏罗世 安山岩	NE, NW 断裂; 柱状, 囊状	中生代火山岩盆地边缘	[45, 46, 47]
25	五星山延边吉	金	小	黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 闪锌矿, 褐铁矿, 自然金, 银金矿等	青磐岩化, 硅化, 碳酸盐化, 冰长石	中侏罗世 粗安岩	NW 断裂; 网脉, 浸染状	中生代火山岩盆地边缘	[45, 46, 47]
26	闹枝延边/吉	金	中	黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 闪锌矿, 银金矿, 自然金等	硅化, 青磐岩化, 黄铁矿, 碳酸盐化, 萤石化, 高岭土	中侏罗世 火山岩	NW 断裂; 不规则状	中生代火山岩盆地内部晚古生代褶皱基底隆起区	[45, 47, 48, 49]
27	刺猬沟延边吉	金	中	黄铁矿, 黄铜矿, 方铅矿, 银金矿, 辉银矿, 自然金等	硅化, 碳酸盐化, 冰长石, 绢云母, 绿帘石, 重晶石, 高岭土, 绿帘石	中侏罗世 安山岩	破火山口及裂隙; 脉状	中生代火山岩盆地内边缘	[45, 47, 48]

1- 16号矿床属于德尔布干矿集区; 17- 19为呼玛矿集区; 20- 27为小兴安矿集区; 24- 29为吉东矿集区

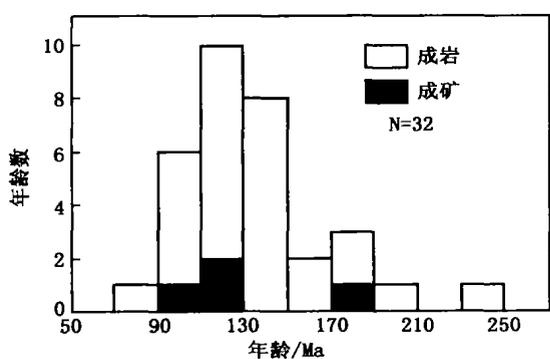


图 2 东北地区浅成低温热液矿床或其相关岩浆岩的年龄直方图

Fig. 2 Histogram for isotopic ages of epithermal ores and related igneous rocks in the northeast China 的石英 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $127.8 \text{ Ma} \pm 0.2 \text{ Ma}$ [48]。

不少矿床的矿石同位素年龄与含矿火山岩或与成矿有关的侵入岩的同位素年龄非常接近, 表明成矿作用与中生代火山作用为同一地质事件。例如, 东

安金矿矿石年龄为 108 Ma , 主岩年龄为 112 Ma [38]; 再如闹枝金矿, 与成矿有关的次火山岩年龄为 $130 \text{ Ma} \pm 20 \text{ Ma}$ [55], 与 $127.8 \text{ Ma} \pm 0.2 \text{ Ma}$ 的成矿年龄一致。

4 矿床地质特征

东北地区的浅成低温热液矿床主要产于晚侏罗世—白垩世的陆相火山岩, 部分产于花岗岩、沉积岩或基底变质岩中。在德尔布干矿集区, 矿床主要赋存于晚侏罗世塔木兰沟组和早白垩世的上库力组, 塔木兰沟组是安山岩为主的火山岩建造, 上库力组则以流纹岩、流纹质凝灰岩为主要岩性。此外, 该区个别矿床或个别矿床的部分矿体, 例如, 额仁陶勒盖和查干布拉根矿床 [31, 32], 还赋存于与火山岩相伴的沉积碎屑岩中。在大兴安岭北部的呼玛矿集区, 古利库旁开门金矿的容矿围岩为早白垩世安山岩、英安

岩等中酸性火山岩。在小兴安岭矿集区,容矿围岩的性质复杂,团结沟金矿产于侏罗纪斜长花岗岩斑岩和前寒武纪的黑龙江群中。在吉东矿集区,金厂金矿赋其他矿床都产于中生代火山岩中,并以中侏罗世的屯田营组、晚侏罗世-早白垩世的金沟岭组为主要赋矿层位,主要岩性为安山岩、安山质角砾凝灰岩等中性火山岩建造。无论如何,该区浅成低温热液矿床总与中生代中酸性岩浆活动有密切的空间关系。

从表 1 可见,火山机构是最主要的控矿构造,并具体表现为破火山口或火山穹隆构造;火山机构的断裂系统(放射状和环状断裂)是主要容矿构造,矿体形态也受火山机构控制。矿体产出有 3 种情况,第一类是矿体直接产于火山-次火山岩体及其接触带,矿体为柱状、囊状等,例如,金厂金矿的矿体受角砾岩筒控制,为柱状、囊状^[43],四五牧场金矿受隐爆角砾岩带控制,矿体呈倒置的“喇叭”型或“萝卜状”^[33],团结沟金矿体为透镜状和不规则状(图 3),第二类为火山机构的裂隙系统控制矿体产出,矿体以脉状为主,如大坝矿床(图 4)。第三类常见控矿构造是区域性断裂与火山机构复合,断裂走向多为 NW、NNW 及 NE 等;区域性断裂的次级断裂构造为主要容矿空间,并使矿体形态为脉状,例如,塔源、额仁陶勒盖、甲乌拉、查干部拉根等矿床的矿体均以脉状为主(表 1),图 5 显示额仁陶勒盖矿床的矿体形态与断裂构造的关系。

常见矿石矿物为黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、黄铜矿等硫化物、碲化物等,金、银主要以自然金、银金矿、自然银的形式存在,部分矿床还发育含银硫化物、卤化物(如碘化银)和硫酸盐等。脉石矿物为石英、绢云母、冰长石、方解石、绿泥石、萤石、高岭石、重晶石等。本区浅成低温热液矿床中的冰长石较常见,至少已有 10 个矿床报道冰长石的存在,占矿床数量的 34.5%。据 Sillyote(1988)的统计^[57]北美地区的浅成低温热液矿床中冰长石的出现几率约为 89%,西南太平洋地区为 48%,与之相比,本区浅成低温热液矿床中冰长石的出现几率偏低,但已高于中国东南

表 2 东北地区浅成低温热液矿床成矿及有关岩石的同位素年龄

Table 2 Isotope ages for the epithermal deposits and related igneous rocks in northeast China

矿床	地理	样品产状	测试对象	方法	年龄 /Ma	文献
马大尔	漠河	依列克得组玄武岩		K-Ar	112	[25]
马大尔	漠河	上库力组流纹岩		K-Ar	124.8	[25]
马大尔	漠河	塔木兰沟组玄武岩		K-Ar	143.7	[25]
西吉诺山	黑龙江	闪长岩		K-Ar	138.2	[53]
西吉诺山	黑龙江	闪长岩和闪长玢岩		K-Ar	100.6~102.3	[26]
西吉诺山	黑龙江	矿化蚀变安山岩		K-Ar	130.63	[53]
西吉诺山	黑龙江	花岗岩			87.6	[26]
二道河子	黑龙江	含矿岩			110~111	[53]
甲乌拉	满洲里	花岗闪长岩	全岩	K-Ar	178.4	[54]
甲乌拉	满洲里	石英二长斑岩	锆石	U-Pb	139.2	[54]
甲乌拉	满洲里	石英斑岩	全岩	K-Ar	117	[31]
甲乌拉	满洲里	次闪长玢岩	全岩	K-Ar	132.8	[31]
甲乌拉	满洲里	长石斑岩	全岩	K-Ar	121.7	[31]
甲乌拉	满洲里	石英二长斑岩	全岩	K-Ar	109.9	[31]
查干布拉根	满洲里	花岗闪长岩	全岩	K-Ar	167.5	[54]
查干布拉根	满洲里	二长花岗岩	钾长石	K-Ar	172	[54]
额仁陶勒盖	满洲里	二长花岗岩	黑云母	K-Ar	155.4	[54]
额仁陶勒盖	满洲里	流纹斑岩	全岩	Rb-Sr 等时线	120	[53]
金厂	黑龙江	矿石英		$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	119~123	[43]
金厂	黑龙江	火山岩	全岩	Rb-Sr 等时线	231.9±28.5	[43]
金厂	黑龙江	火山岩		K-Ar 年龄	190.8~226.2	[43]
团结沟	黑龙江	斜长花岗岩斑岩	黑云母	K-Ar 年龄	100	[41]
团结沟	黑龙江	斜长花岗岩斑岩		K-Ar 年龄	102	[41]
团结沟	黑龙江	斜长花岗岩斑岩		K-Ar 年龄	112.6	[41]
团结沟	黑龙江	英安岩			137	[41]
东安	黑龙江	火山侵入岩			112	[38]
东安	黑龙江	矿石	全岩	Rb-Sr	108	[38]
五星山	吉林	钾长花岗岩	全岩	Rb-Sr 等时线	137	[48]
闹枝	吉林延边	闪长玢岩	全岩	Rb-Sr 等时线	130±20	[55]
闹枝	吉林延边	矿石	石英	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	127.8±0.2	[48]
刺猬沟	吉林延边	矿脉	石英	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	176.8	[56]
刺猬沟	吉林延边	屯田营组火山岩	全岩	Rb-Sr 等时线	149±5	[56]

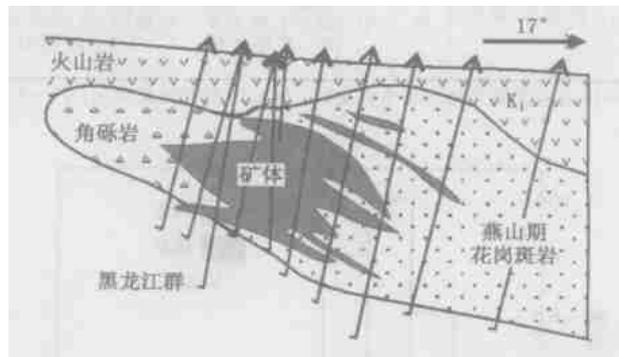


图 3 团结沟金矿的矿体形态、产出及其与火山机构的关系^[42]

Fig. 3 The shape and occurrence of orebodies controlled by volcanic system in the Tuanjiegou gold deposit^[42]

地区的同类矿床,后者冰长石发育几率仅为 10% 左右。

浅成低温热液型金矿通常被分为高硫型和低硫型,特征性矿物组合为明矾石-高岭石和冰长石-绢云母。东北地区浅成低温热液矿床中冰长石出现几率低于国外同类矿床的现象是否客观,是否意味着矿化以高硫型为主,其原因如何,等等,值得进一步研究确定。满洲里地区的大坝、四五牧场和巴彦浩

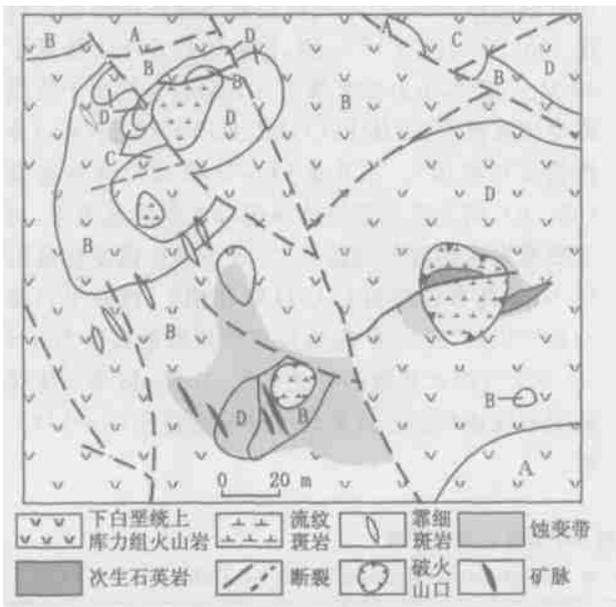


图 4 大坝金矿的矿体形态、产出及其与火山机构的关系 (A, B, C, D 由下至上的地层) [16]

Fig. 4 The shape and occurrence of orebodies controlled by volcanic system in the Daba gold deposit [16]

雷矿床中均发现了硫砷铜矿和明矾石等高硫化型矿床的特征矿物,被确定为高硫化型矿床 [28]。但就塔源金矿而言,曹圣恩 [35] 报道了冰长石的存在,而杨永强等 [34] 报道了硫砷铜矿的发现,与浅成低温热液矿床中冰长石和硫砷铜矿很少共存的普遍特征 [3] 不一致,有待核实。值得重视的是,本区浅成低温热液矿床的萤石化较为普遍和强烈,需要研究。

5 成矿流体性质: 氢氧同位素和流体包裹体制约

对于德尔布干矿集区的德尔布尔、莫尔道嘎矿床 [53], 甲乌拉、查干布拉根和额仁陶勒盖等矿床 [31], 小兴安岭矿集区的团结沟 [42] 等金矿, 呼玛矿集区的古利库 [36]、旁开门 [37] 等金矿, 吉东矿集区的金厂 [43]、闹枝 [58, 59]、刺猬沟、五凤 [58] 等金矿床, 前人进行了成矿流体氢氧同位素研究 (图 6)。

除金厂金矿和甲乌拉铅锌矿之外, 其余 10 个矿床 $\delta D-\delta^{18}O$ 数据点均位于大气水线附近, 且多数矿床的 δD 明显偏低, 说明成矿流体应以大气水热液为主, 并显示了高纬度地区大气水 δD 特征 [61]。甲乌拉矿床 2 件 δD 值为 -130‰ 和 -110‰ , $\delta^{18}O$ 值为 9‰ 和 13‰ ; 另外 2 件石英脉样品的 $\delta^{18}O_{Ow}$ 分别为 -12‰ 和 13‰ , 5 件石英脉样品 δD 为 $-160\text{‰} \sim -110\text{‰}$ [31], 变化范围大, 表明成矿流体来源变化大,

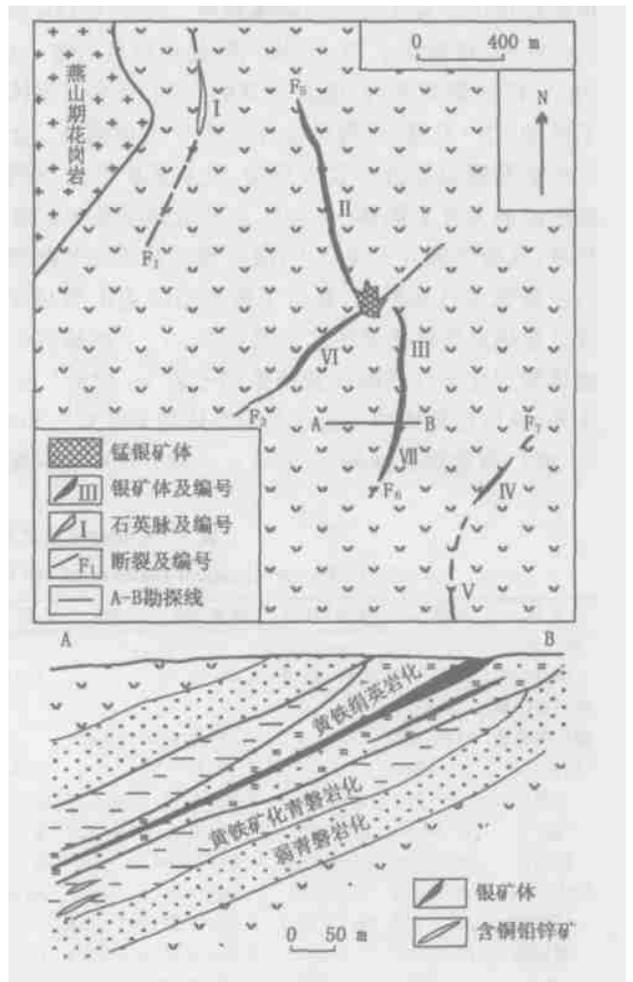


图 5 额仁陶勒盖矿床矿体形态、产出及其与断裂构造的关系 (上为平面图, 下为剖面图) [16]

Fig. 5 The shape and occurrence of orebodies controlled by fault system in the Erentaolegai deposit [16]

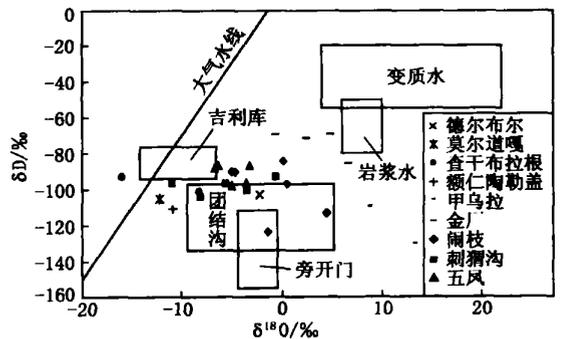


图 6 东北地区浅成低温热液矿床成矿流体氢氧同位素组成 (底图引自文献 [60])

Fig. 6 δD vs $\delta^{18}O$ plots for ore fluids from the epithermal deposits in the NE China (base map from reference 60)

可能包括了岩浆水和大气降水热液。至于 $\delta^{18}\text{O}_w$ 较高的原因,可能在于 W/R (水/岩)比值较低所致,因为 W/R 比值较低时,围岩较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可使流体系统的 $\delta^{18}\text{O}$ 升高,从而导致石英脉 $\delta^{18}\text{O}$ 值增高。金厂金矿数据点靠近岩浆水范围,且从成矿早阶段到晚阶段向大气水漂移^[43],说明成矿流体主要为岩浆热液,晚阶段混有大气降水,成矿流体系统并非典型的浅成低温热液系统,显示了斑岩型或造山型与浅成低温热液型成矿系统的连续性^[62]。12个矿床成矿流体物理化学性质的研究结果列于表3。除金厂矿床外,流体包裹体均一温度范围总体为 $100^\circ\text{C} \sim 350^\circ\text{C}$,额仁陶勒盖矿床偏高($199^\circ\text{C} \sim 383^\circ\text{C}$),基本属

中低温热液范围,也与浅成低温热液矿床的温度范围 $100^\circ\text{C} \sim 320^\circ\text{C}$ ^[57]一致;包裹体捕获压力皆低于 68 MPa,静水压力深度浅于 6.8 km,显然属于浅成或中浅成范围;流体 F/Cl , Na/K , $Na/(Mg+Ca)$ 等比值变化范围大,尤其是 CO_2/H_2O 比值普遍较低 (<0.6),均表明成矿流体系统以大气降水为主,与变质或岩浆热液差别较大,后者各项比值变化范围较小,且具有较高的 CO_2/H_2O 比值^[8];再除甲乌拉和金厂以外,10个矿床的包裹体盐度最高值为 8.4%,与大气降水热液的特征一致,与 Heald等^[3]统计的美洲浅成低温热液矿床流体盐度范围(0~13)一致。

表 3 东北地区浅成低温热液矿床成矿流体性质

Table 3 Physicochemical features of ore fluids of the epithermal deposits in the NE China

矿床	温度 / $^\circ\text{C}$	压力 /MPa	深度 /km	pH	盐度 /%	F/Cl	Na/K	CO_2/H_2O	$Na/(Mg+Ca)$	文献
西吉诺山	148~230					0.43~0.78	1.25~1.48	0.15~0.60	0.20~0.47	[53]
甲乌拉	180~320	0.6~50.9	0.06~5.09		2.5~44.5	0.78~1.09	0.29~3.94		3.28~3.34	[31]
查干布拉根	115~346					0.02~0.13	0.28~1.56	0.015~0.20	1.01~11.05	[31]
额仁陶勒盖	199~383	10~15	1.0~1.5	5.3~6.1		0.00015~0.551	1.19~2.33	0.027~0.16	0.13~0.33	[31]
四五牧场	120~340		1.5		2.6~5.8					[33]
古利库	185~270	11.9~16.7	1.19~1.67	4.8~5.5	0.13~1.04					[36]
金厂	67~445	65~97	6.5~9.7	5.5~7.9	3.6~14.9					[63]
团结沟	120~300	6.3~40.6	0.63~4.06		0.05~4.6	0.064~0.52	1.55~83.3	0.00025~0.013	0.85~21.15	[42]
五凤-五星山	100~230	8.8~68	0.88~6.8		0.5~5.3					[45,64]
闹枝	243~327	16.7~43.2	1.67~4.32	3.3~7.8	2.2~4.0	0.535~1.63	0.22~1.42	0.0064~0.052	0.049~1.99	[45,59]
刺猬沟	171~175	7.3~28.5	0.73~2.85	6.5~7.3	0.75~7.4	0.53~2.63	0.13~0.68	0.0011~0.024	0.05~1.3	[45]
东安	144~348	4.9~38.3	0.49~3.83		2.1~8.4					[40]

注:元素比值为原子比,分子比值为摩尔比;深度按照静水压力计算;部分数据进行了四舍五入处理

至于甲乌拉矿床,流体盐度较高,并发现含子晶存在于中生代早期的花岗岩中,的多相包裹体,盐度高达 33~45,被解释为与次火山斑岩活动有关的岩浆热液^[31],显示成矿流体系统中仍有较多的岩浆热液,再次证明了斑岩型与浅成低温热液型成矿系统的连续性^[62]。岩浆热液的 $Na/K < 2$, $Na/(Ca+Mg) > 4$, $F/Cl > 1$ 是某些锡矿、伟晶岩、矽卡岩矿床的流体特征^[53,59,65]。在表3中,只有团结沟金矿成矿流体的 Na/K 和 $Na/(Ca+Mg)$ 比值符合岩浆热液的特征,其余矿床均不符合上述条件。

至于金厂金矿,不仅其包裹体均一温度范围的上限高达 445°C ,其成矿流体压力、盐度和成矿深度均显著高于其他矿床,与前述氢氧同位素特征给出的信息一致,均超出了浅成低温热液矿床的范畴,已趋近于斑岩型成矿流体系统,可能属于斑岩型与浅成低温热液型之间的过渡类型或二者的复合。

总之,东北地区浅成低温热液型矿床的成矿流体具有大气降水热液的特征,部分记录了岩浆热液

活动的信息,表明成矿流体系统的发育与岩浆活动有密切的成因联系。

6 成矿物质来源:硫铅同位素约束

6.1 硫同位素

矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值受多种因素的影响,包括流体系统的总硫活度、流体系统的 $\delta^{34}\text{S}$ 值、矿物形成的物理化学条件(温度、pH值、氧逸度等)^[66]。因此,在运用 $\delta^{34}\text{S}$ 示踪成矿物质来源时,需要综合考虑多种因素。

德尔布干矿集区的查干布拉根^[32]和德尔布尔^[53]矿床,呼玛矿集区的旁开门金矿床^[37],吉东矿集区的五凤-五星山^[46]、闹枝^[45,59]、刺猬沟^[45]、金厂^[43]等矿床,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围为 $-3.4\text{‰} \sim 6.7\text{‰}$,集中在 $1.0\text{‰} \sim 4.6\text{‰}$ 之间(图7),具有陨石硫特征,表明成矿物质主要源于岩浆-流体系统或赋矿火山岩。

小兴安矿集区的团结沟矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于

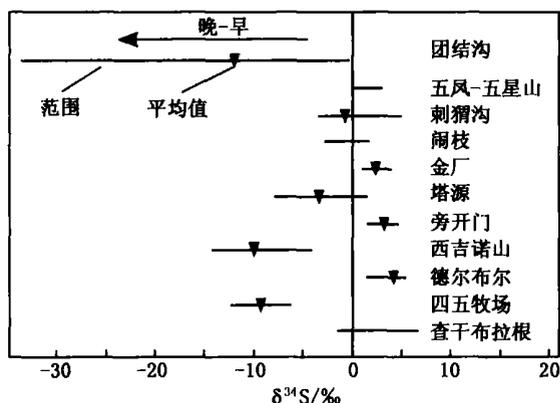


图 7 东北地区部分浅成低温热液矿床硫同位素组成范围和均值

Fig. 7 Range and average value of $\delta^{34}\text{S}$ for Sulfur isotope composition of some epithermal deposits in the northeast China

- 33.6‰ ~ - 0.4‰; 德尔布干矿集区的四五牧场矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 - 12.2‰ ~ - 6.4‰, 西吉诺山铅锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 - 14.1‰ ~ - 4.2‰^[53]。如此显著的负值难以由物理化学条件的变化解释, 应考虑生物硫的贡献。由于生物硫只能由地球表层的生物作用提供, 因此硫等成矿物质应主要来源并沉淀于地壳表层, 符合浅成低温热液矿床的形成环境。团结沟金矿 $\delta^{34}\text{S}$ 从早到晚逐渐降低, 黄铁绢英岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 - 1‰ 左右, 至第 3 世代白铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 - 11‰ 左右, 第 4, 5 世代白铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 低达 - 30‰ 左右, 表明成矿过程中硫源发生了变化。早阶段硫可能来自岩浆-流体系统, 晚阶段可能来自生物作用, 后者与白铁矿主要呈草莓状的特征相一致。此外, $\delta^{34}\text{S}$ 变化也可解释为成矿流体系统性质的改变, 即由早期的斑岩型 (与前述流体成分特征吻合) 变为晚期的浅成低温热液型或热泉型。值得一提, 围岩黑龙江群结晶片岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 - 10.8‰, 被前人解释为硫源^[42]。四五牧场金矿床存在石膏矿物, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 16.2‰。由于石膏沉淀可大幅度降低流体系统的 $\delta^{34}\text{S}$, 进而使硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 降低。因此, 该矿床硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 为 - 12.2 ~ - 6.4‰, 有两种可能原因: 生物硫参与成矿, 硫同位素平衡分馏 (硫化物与硫酸盐之间平衡分馏)。塔源矿床硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 1.4‰ ~ 7.8‰, 18 件 $\delta^{34}\text{S}$ 值平均为 - 3.37‰^[34], 变化范围大, 反映物源性质或物理化学条件的变化, 具体原因待进一步查明。总之, $\delta^{34}\text{S}$ 显示本区浅成低温热液矿床的硫主要源于岩浆-流体系统或赋矿围岩火山岩, 或者生物作用, 总体吻合于浅成低温热液成矿系统的特征。

6.2 铅同位素

德尔布干矿集区, 4 个矿床 (甲乌拉, 查干布拉

根, 额仁陶勒盖, 四五牧场) 的矿石铅同位素比值变化较小, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.079 \sim 18.758$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.385 \sim 15.916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.599 \sim 39.049$ ^[31], 数据点分布于地幔线、造山带线、上地壳线之间及上地壳线以上, 在地幔线和造山带线之间略显集中 (图 8A), 表明铅源不单一。矿床内部数据点线性分布的特征明显, 4 个矿床之间也显示了较清楚的线性关系, 表明矿石铅属于深源铅与壳源铅的二元混合物, 与成矿系统的岩浆为深源而成矿流体主要为大气降水热液的特征完全吻合。数据点倾向分布于构造演化线右端, 给出较小的模式年龄, 多数单阶段模式年龄介于 100 Ma ~ 210 Ma, 与成矿年龄和矿集区岩浆作用的时间^[16, 31]一致, 均为中生代, 尤其是侏罗纪和早白垩世。在钍-铅构造图 (图 8B) 中, 数据点分布特征给出了同样的信息, 不再展开论述。小兴安岭矿集区的团结沟金矿矿石铅同位素比值变化范围 (图 8C, D) 大于德尔布干矿集区, 当剔除 2 件放射成因铅含量明显偏低的样品后, 铅同位素比值范围是: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.861 \sim 18.722$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.507 \sim 15.849$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.761 \sim 38.973$, 与德尔布干矿集区矿石铅的特征相似, 表明它们的铅源、成矿作用和构造背景也相似。然而, 两件低放射成因铅样品指示古老变质基底提供了部分成矿物质, 此与佳木斯-小兴安联合地体发育早前寒武纪变质基底的事实相吻合。

图 8C, D 中, 团结沟矿床脉石英和硫化物样品位于矿区花岗岩类 (含成矿花岗岩斑岩) 和黑龙江群变质基底之间, 硫化物样品更偏向变质基底范围, 表明成矿物质来自变质基底和花岗岩浆-流体系统, 二者相互作用形成矿床, 岩浆-流体系统驱动了大气降水热液活动, 后者不断淋滤变质基底中的成矿物质, 使之加入到成矿系统中。

7 成矿构造背景和模式

研究区矿床同位素资料显示, 成矿物质主要来自岩浆-赋矿围岩或赋矿地体的变质基底, 总体以壳源为主; 成矿流体主要来自大气降水热液, 次为岩浆热液。成矿温度总体属于中低温范围, 流体包裹体以盐水溶液为主, CO_2 含量低, 流体盐度低, 包裹体捕获压力低, 成矿深度为地表-近地表环境, 总体属于典型的浅成低温热液系统。因此, 岩浆-流体系统如何导致矿床形成, 可由前人提出的浅成低温热液型矿床的成矿模式^[18, 68]较好解释, 即: 岩浆喷发和浅侵位活动驱动了浅层流体循环, 加之部分岩浆流体的

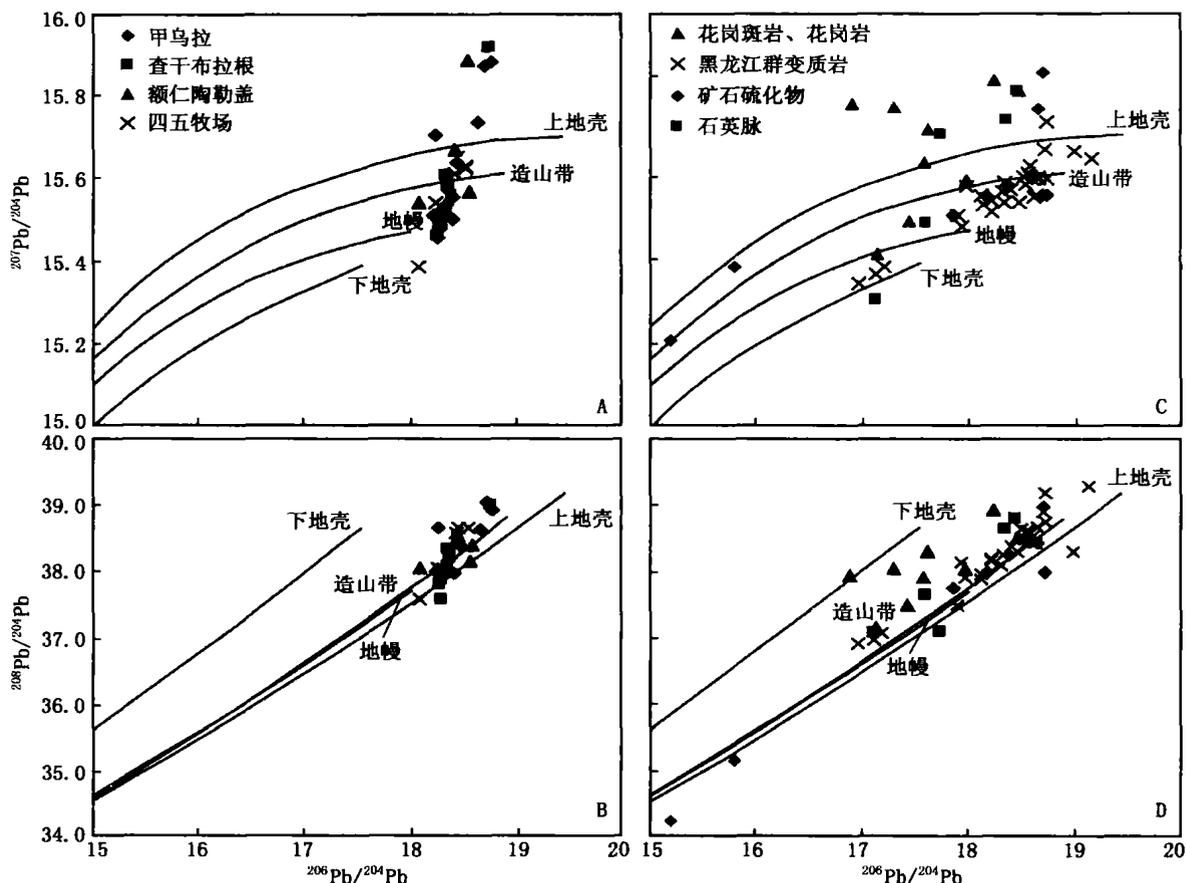


图 8 东北地区部分浅成低温热液矿床铅构造模式图(底图引自文献[67])

Fig. 8 Tectonic model for some epithermal deposits in the NE China (base map from reference [67])

加入,导致岩浆岩和赋矿围岩(含变质基底)中的成矿物质被淋滤到成矿流体系统,再通过流体与岩石相互作用导致成矿物质沉淀富集而成矿。

现在的问题是,关于导致浅成低温热液型矿床形成的岩浆-流体系统的起因,前人只是探讨了岩浆弧环境,即用洋壳俯冲构造模式解释岩浆-流体系统的发育。对于其他构造环境,尤其是碰撞造山带地区,前人未能较好说明。然而,中国东北地区的浅成低温热液矿床分布于碰撞造山带内部,成矿与中酸性岩浆作用在时间、空间和成因等方面密切相关,矿床及其相关岩浆岩同位素年龄介于 250 Ma~ 70 Ma 之间,以 130 Ma 为高峰,成岩成矿发生在古亚洲洋闭合之后,在时间上同步于陆陆碰撞挤压向伸展的构造转变体制。如此背景的岩浆-流体系统发育难以借用洋壳俯冲模式解释。

鉴于上述,认为中国东北地区浅成低温热液型矿床的岩浆-流体系统的起因可以借助成矿省尺度的 CMF 模式(图 9)解释。具体是:古亚洲洋在古生代末和中生代初彻底闭合后,中朝板块与西伯利亚板块发生陆陆碰撞,碰撞挤压导致东北地区强烈的陆壳和岩石圈堆叠、缩短、增厚和部分壳源 S 型花岗

岩发育(图 9B1);在挤压、缩短、增厚达到高潮之后,开始减压增温(图 9A),导致岩石圈不同层次的熔融、流变和大规模流体产生,发育大量岩浆-流体系统,进而导致浅成低温热液矿床和其他类型矿床的形成(图 9B2),岩石圈根部拆沉,软流圈局部上涌,造山带伸展、垮塌,断陷盆地发育;造山带伸展垮塌之后,迈入重力均衡调整阶段,盆岭构造轮廓越发清晰,但由于热异常的消失和岩石圈不同层次易熔组分(含岩浆和流体)的枯竭,晚阶段很少再形成重要矿床(图 9B3)。如此,东北地区成岩成矿爆发于 130 Ma 左右等一系列成矿规律可以得到更好理解。

8 结 语

在东北地区,至少有 29 个矿床(点)被报道为浅成低温热液型金、银、铜、铅、锌矿床,表明东北是我国重要的浅成低温热液成矿省。这些矿床环绕松辽盆地分布,集中在德尔布干、呼玛、小兴安岭和吉黑褶皱带等 4 个矿集区。火山、次火山机构或其与区域性断裂的复合,控制了成矿系统发育和矿床定位,矿体呈柱状、囊状或脉状、透镜状等。赋矿围岩主要是

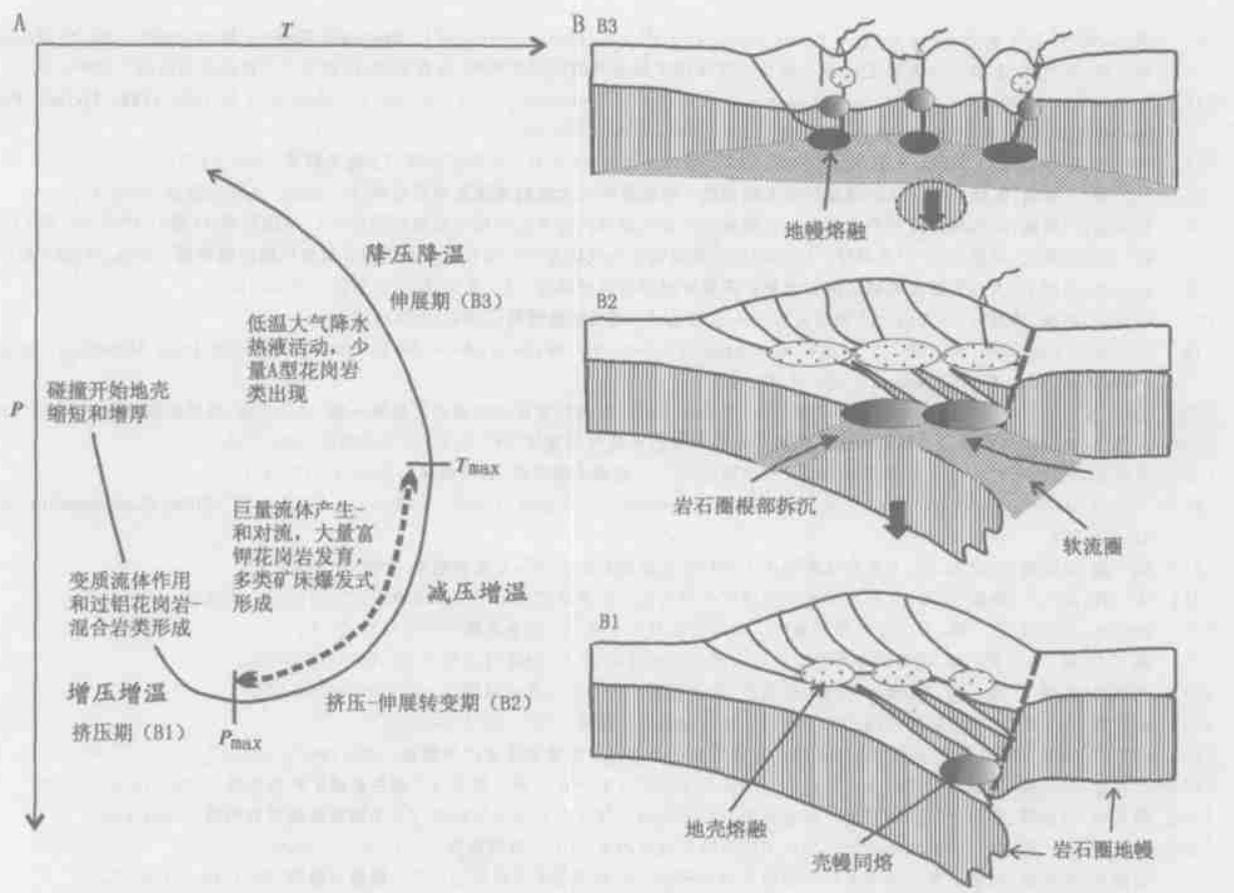


图 9 碰撞造山带 P - T - t 轨迹与矿集区岩浆-流体系形成的构造模式

Fig. 9 Tectonic model for origin of magmas and fluid flow related to the P - T - t path for collisional orogeny

中生代陆相火山岩, 矿石和相关岩浆岩同位素年龄介于 250 Ma~70 Ma, 以 130 Ma 为高峰, 表明成矿作用及其相关岩浆作用发生在古亚洲洋闭合之后, 同步于陆陆碰撞的挤压向伸展构造转变过程, 矿集区形成和构造演化适合于 CMF 模式解释。

矿床地球化学资料显示成矿温度较低, 主要介于 100°C ~ 350°C ; 成矿压力较低, 静水压力深度较

浅, 主要在 5 km 以上; 流体以水溶液为特征, 盐度较低, 主要源于大气降水; 成矿物质主要来自岩浆-流体系统和赋矿围岩, 甚至生物作用对于个别成矿有所贡献。个别矿床的流体盐度和温度较高, 成矿深度偏大, 具有斑岩型或造山型矿床的特征, 显示了浅成低温热液成矿系统与斑岩型或造山型成矿系统的连续性。

参考文献

- [1] Berger B R, Eimon P. Conceptual models of epithermal precious metal deposits [A]. In: Shanks W C (ed.). **Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits**. AIME Soc. Min. Eng., 1983, 191-205.
- [2] Hayba D O, Bethke P M, Heald P, et al. The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. In: Berger B R, Bethke P M (eds.), **Geology and Geochemistry of Epithermal Systems** [J]. **Rev Econ Geol**, 1985, 2: 129-168.
- [3] Heald P, Foley N K, Hayba D O. Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: Acid sulphate and adularia-sericite types [J]. **Econ Geol**, 1987, 80: 1-26.
- [4] Hedenquist J W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin [A]. In: Horn M K (ed.), **4th Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore** [C]. 1986. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1987, 513-524.
- [5] Chen Y J, Bao J X, Zhang Z J, et al. Laumontitization as exploration indicator of epithermal gold deposits: A case study of the Axi and other epithermal systems in West Tianshan, China [J]. **Chinese Journal of Geochemistry**, 2003, 22: 289-301.
- [6] 陈衍景. 中国西北地区中亚型造山成矿作用的研究意义和进展 [J]. **高校地质学报**, 2000, 6: 17-22.
- [7] 鲍景新. 阿希和艾肯浅成低温热液型金铜矿床成因研究 [D]. 北京大学博士论文, 2001, 108.
- [8] Kerrich R, Goldfarb R J, Groves D I, et al. The characteristics, origins and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces [J]. **Sci China Ser D**, 2000, 43(Suppl): 1-68.

- [9] Sillitoe R H Gold deposits in western Pacific island arcs the magmatic connection [J]. **Economic Geology Monograph**, 1989, 6: 274-291.
- [10] 陈衍景, 常西林 (主编). 天格尔-巴伦台地区金铜矿床成矿规律研究与找矿评价. 乌鲁木齐: 国家 305 项目研究报告 [R]. 2000, 183.
- [11] Sengor A M C, Natalin B A. Paleotectonics of Asia: Fragments of synthesis [A]. In: Yin A, Harrison T M (eds.), **The Tectonic Evolution of Asia** [C]. Cambridge: Cambridge University Press, 1996, 486-640.
- [12] 陈衍景, 陈华勇, Zaw K, 等. 中国陆区大规模成矿的地球动力学: 以夕卡岩型金矿为例 [J]. 地学前缘, 2004, 11: 57-83.
- [13] 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等. 从全球看中国大地构造—中国及邻区大地构造图及简要说明 [M]. 北京: 地质出版社, 1999, 1-50.
- [14] 邵济安, 牟保磊, 何国琦, 等. 华北北部在古亚洲域与古太平洋域构造叠加过程中的地质作用 [J]. 中国科学 (D 辑), 1997, 27: 390-394.
- [15] 叶茂, 张世红, 吴福元. 中国满洲里—绥芬河地学断面域古生代构造单元及其地质演化 [J]. 长春地质学院学报, 1994, 24: 241-245.
- [16] 赵一鸣, 张德全. 大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价 [M]. 北京: 地震出版社, 1997, 318.
- [17] 牛树银, 胡晓, 孙爱群. 华北地台北侧的古板块构造演化 [J]. 地质科技情报, 1993, 12 (1): 17-21.
- [18] Robinson P T, Zhou M F, Hu X F, et al. Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia, China [J]. **Journal of Asian Earth Sciences**, 1999, 17: 423-442.
- [19] 黄本宏. 内蒙古镶黄旗地区早二叠世植物化石. 唐克东主编. 中国北方板块构造论文集第一集 [M]. 北京: 地质出版社, 1983, 115-128.
- [20] 谢鸣谦. 拼贴板块构造及其驱动机理—中国东北及邻区的大地构造演化 [M]. 北京: 科学出版社, 2000, 256.
- [21] 张世红, 施央平. 黑龙江省东部地体运动的古地磁证据 [J]. 南京大学学报 (自然科学), 1992, 28: 297-301.
- [22] Zhou T H, Goldfarb R J, Phillips G N. Tectonics and distribution of gold deposits in China—an overview [J]. **Mineralium Deposita**, 2002, 37: 249-282.
- [23] 陈满, 聂朝晖, 王献忠, 等. 上黑龙江断陷火山岩特征及岩金找矿方向 [J]. 黄金地质, 2002, 8 (4): 37-42.
- [24] 朱群, 武广, 张炯飞, 等. 得尔布干成矿带成矿区划与勘查技术研究进展 [J]. 中国地质, 2001, 28 (7): 19-27.
- [25] 丛润祥, 袁江洪, 张翔. 黑龙江省漠河地区火山岩特征及金矿化 [J]. 黄金地质, 1999, 5 (3): 37-40.
- [26] 武广, 权恒, 李广远. 黑龙江省西吉诺山多金属矿点地质特征 [J]. 地质与资源, 2001, 10 (4): 226-234.
- [27] 祝洪臣, 张炯飞, 权恒, 等. 额尔古纳地区有色、贵金属成矿特征 [J]. 贵金属地质, 1999, 8 (4): 193-198.
- [28] 赵财胜, 武广. 满洲里地区的浅成低温热液矿床 [J]. 地质与资源, 2002, 11 (2): 96-103.
- [29] 李长珠. 额尔古纳成矿带金铜多金属成矿条件和成矿系列 [J]. 有色金属矿产与勘查, 1999, 8 (6): 329-332.
- [30] 李宪臣, 秦克章. 内蒙古甲乌拉—查干银铅锌铜矿床主成矿元素分布规律及意义 [J]. 有色金属矿产与勘查, 1999, 8 (6): 512-516.
- [31] 潘龙驹, 付金德, 孙恩守, 等. 满洲里—新右旗铜银矿多金属矿带大型矿床地质特征 [J]. 中国有色地质资料馆, 1996, 144.
- [32] 解成波, 刘明. 查干布拉根银铅锌 (金) 矿床地质特征及成因类型 [J]. 世界地质, 2001, 20 (1): 25-29.
- [33] 关继东, 柴晓红. 内蒙古东北部四五牧场浅成低温热液型金矿地质特征及成因讨论 [J]. 地质与勘探, 2004, 40 (2): 36-40.
- [34] 杨永强, 李颖, 范继璋. 黑龙江塔源地区金银铜成矿系统研究 [J]. 吉林大学学报 (地球科学版), 2002, 32 (3): 229-232.
- [35] 曹圣恩. 黑龙江省金矿地质特征及找矿方向 [J]. 黄金地质科技, 1994, 39 (1): 31-35.
- [36] 杨芳林, 朱群, 李之彤, 等. 古利库金 (银) 矿床地质特征和成因 [J]. 贵金属地质, 2000, 9 (1): 7-14.
- [37] 袁江洪. 黑龙江呼玛西部金矿成矿条件及成矿规律 [J]. 黄金地质, 1998, 4 (1): 68-73.
- [38] 薛明轩, 叶松青, 刘智明, 等. 黑龙江东安金矿床地质地球化学特征初探 [J]. 黄金, 2002, 7 (23): 1-3.
- [39] 刘伟, 郑子东, 蔡继宏, 等. 黑龙江省逊克县东安金矿床地质特征及成因探讨 [J]. 矿产与地质, 2002, 16 (6): 332-336.
- [40] 郭继海, 汪长生, 石耀军. 黑龙江东安金矿地质及地球化学特征 [J]. 地质与勘探, 2004, 40 (4): 37-41.
- [41] 孙凤兴, 吴国学, 杨鹏. 团结沟金矿床地质模型 [J]. 吉林地质, 1996, 15 (2): 52-60.
- [42] 武警黄金指挥部. 黑龙江省团结沟斑岩金矿地质 [M]. 北京: 地震出版社, 1995, 134.
- [43] 朱成伟, 陈锦荣, 李体刚, 等. 黑龙江金厂金矿床地质特征及成因探讨 [J]. 矿床地质, 2003, 22 (1): 56-64.
- [44] 田豫才. 佳木斯隆起东南缘地质背景金矿成矿地质条件及找矿方向 [J]. 桂林工学院学报, 1999, 19 (4): 303-309.
- [45] 姜泽阳, 王晓勇, 梁海军, 等. 吉东火山岩型金矿地质特征及流体包裹体研究 [J]. 黄金地质, 2002, 8 (2): 26-30.
- [46] 冯守忠. 吉林五凤—五星山低硫型浅成热液金矿床地质特征与成矿条件 [J]. 火山地质与矿产, 1998, 19 (2): 113-118.
- [47] 芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生, 等. 吉林延边地区斑岩型浅成热液型金铜矿床 [J]. 矿床地质, 1995, 14 (2): 99-113.
- [48] 贾大成, 胡瑞忠, 冯本智, 等. 吉林延边地区中生代火山岩金铜成矿系列及区域成矿模式 [J]. 长春科技大学学报, 2001, 31 (3): 224-229.
- [49] 苏凤霞, 王晓勇, 贾伟光, 等. 吉林闹枝金矿床黄铁矿的标型特征研究 [J]. 黄金, 2003, 5 (24): 13-16.
- [50] 黄占起, 沈存利. 得尔布干成矿带火山岩型金 (铜) 矿床地质特征 [J]. 内蒙古地质, 2000, 94: 8-10.
- [51] 权恒, 张炯飞, 武广, 等. 得尔布干有色、贵金属成矿区、带划分 [J]. 地质与资源, 2002, 11 (1): 38-42.
- [52] 孙钧. 大兴安岭成矿带中金矿找矿前景的探讨 [J]. 有色金属矿产与勘查, 1996, 5 (1): 3-9.
- [53] 张炯飞, 王显忠, 权恒, 等. 得尔布干成矿区 (北片) 成矿条件初步研究 [J]. 地质与资源, 2001, 10 (4): 220-225.
- [54] 秦克章, 田中亮史, 李伟实, 等. 满洲里地区印支期花岗岩 Rb-Sr 等时线年代学证据 [J]. 岩石矿物学杂志, 1998, 17 (3): 235-240.
- [55] 孟庆丽, 周永昶. 吉林延边东部 J_2-K_1 火山侵入杂岩岩浆的生成与演化 [J]. 岩石矿物学杂志, 1996, 15 (1): 30-39.
- [56] 金伯禄. 吉林省延边地区中生代火山岩型金矿地质特征及矿床成因 [A]. 李兆鼎, 王碧香 (主编). 第二届全国火山岩会议论文集 [C]. 北京: 地质出版社, 1993, 231-236.
- [57] White N C, Leake S N, McCaughey, Parris B W. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific [J]. **Journal of Geochemical Exploration**, 1995, 54: 87-136.
- [58] 梁俊红, 金成洙, 王建国. 延边地区浅成低温热液斑岩型金矿成矿系列的氢、氧同位素特征 [J]. 地质找矿论丛, 2003, 18 (2): 108-112.
- [59] 黄圭成. 闹枝金矿床与中生代火山岩系的成因关系探讨 [J]. 矿产与地质, 1997, 11 (57): 32-38.
- [60] Hoefs J. **Stable Isotope Geochemistry (3rd Edition)** [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1997, 201.
- [61] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用 [M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985, 267.

- [62] Groves I M. Epithermal gold and porphyry copper deposits: end member of a continuum? [A] In Ho S E, Groves D I (eds.), **Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits, Volume II** [C]. The University of Western Australia Geology Department & University Extension Publications 12, 1988, 321-334.
- [63] 李高生, 陈锦荣, 王艳忠, 等. 黑龙江金厂金矿床矿化类型及包裹体特征研究 [J]. 黄金地质, 2003, 9 (1): 32-37.
- [64] 冯守忠. 吉林省五凤-五星山金矿床地质特征与成矿条件 [J]. 贵金属地质, 1994, 3(4): 241-247.
- [65] 卢焕章, 李秉伦, 沈 崑. 包裹体地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1990, 242.
- [66] Ohmoto H, Rye R O. Isotopes of sulphur and carbon [A]. In Barnes H L (ed.), **Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits** [C]. New York: John Wiley, 1979, 509-567.
- [67] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics—the model [J]. **Tectonophysics**, 1981, 75: 135-162.
- [68] Hedenquist, J W, Lowerstern, J B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposit [J]. **Nature**, 1994, 370: 519-527.

GEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND TECTONIC SETTING OF THE EPITHERMAL DEPOSITS IN THE NORTHEAST CHINA

QI Jin-ping¹, CHEN Yan-jing^{1,2}, Franco Pirajno³

1. *Open Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China;*
 2. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*
 3. *Geological Survey of Western Australia, 100 Plain Street, East Perth, WA 6004, Australia*

Abstract: This paper documents epithermal deposits in the northeast China and proposes a geological map showing their spatial distribution. The map outlines four ore-concentrated districts of Derbugan, Huma, Lesser Hingan and Eastern Jilin. In this paper we also summarize the geological and geochemical characteristics of the epithermal deposits and preliminarily get a series of understandings including the ore-forming fluid-systems were dominated by meteoric water, occasionally with input of magmatic fluid; ore components were mainly sourced from the host-rocks and metallogenic magma-fluid systems; most deposits were formed in epithermal system, and a few in epithermal-to-mesothermal conditions, suggesting a continuum between porphyry /mesothermal and epithermal systems; large-scale metallogenesis and magmatism occurred at ca. 130 Ma, coeval with the tectonic transition from continental-collisional compression to extension. Finally, we interpret the development of the metallogenic magma-fluid systems in NE China using the CMF model at orogen-scale.

Key words: epithermal deposit; geological characteristics; geochemistry; tectonic setting; Northeast China