关于成矿深度研究的几个问题

周圣华[1]　张德会[2]　席斌斌[2]　李建平[2]

(1.有色金属矿产地质调查中心,北京 100012;2.中国地质大学地球科学与资源学院,北京 100083)

提　要:本文阐述了不同类型内生矿床成矿深度和金属沉淀的垂直范围。热液成矿作用下限可以下降到 10000~12000 m 以下。金属矿床形成深度受成矿母岩岩浆侵位深度的约束。CO_2 等挥发组分的溶解度对于压力非常敏感,因此流体包裹体地质压力计对于成矿深度的确定有重要应用价值。

关 键词:热液矿床;成矿深度;深部成矿预测;CO_2 包裹体

随着国家危机矿山接替资源找矿项目的陆续实施,关于隐伏矿床预测和深部找矿的理论研究面临着新的挑战和大好的发展契机。与深部找矿和成矿预测有关的一些理论问题,如不同类型矿床的成矿深度、成矿的垂直范围、影响矿床形成深度的主要因素、成矿深度和成矿压力的确定等问题的阐明将使深部找矿和成矿预测建立在更为可靠的理论基础之上,会极大提高成矿预测的水平和深部找矿的成效。本文根据所掌握的文献对此进行初步探讨,以期抛砖引玉,加快这方面的研究进展。

1　关于内生矿床的成矿深度

金属矿床形成深度受成矿母岩形成深度的制约。伟晶岩的形成深度决定了伟晶岩矿床的形成深度。伟晶岩浆是一种富含挥发分的残余岩浆,其形成条件为:① 含有丰富的挥发分但尚未饱和;② 相对稳定、持续时间较长的结晶作用; ③ 较好的封闭体系。绝大部分伟晶岩特别是花岗伟晶岩是在 2 km 到 16~20 km 区间形成。近地表不能形成伟晶岩。形成压力从晶洞伟晶岩的 100~200 MPa,稀有金属伟晶岩的 200~400 MPa, 白云母-稀有金属伟晶岩的 300~700 MPa,到白云母伟晶岩的 500~800 MPa,直到深成伟晶岩(abyssal)的 400~900 MPa[1]。以大陆地压梯度 27 MPa/km 计算[2],相当于 4~30 km 的深度。

矽卡岩的形成条件是:①有足够 $CaCO_3$ 和 SiO_2 物质供应;②异常的高温;③涉及一种以上流体相的固液平衡反应。形成的流体相如 CO_2 等能不断被逸出,使反应向形成矽卡岩矿物的方向进行。CO_2 等挥发分出的条件是深度浅(压力小)或构造裂隙发育。因此矽卡岩形成深度小于伟晶岩。根据形成深度将矽卡岩分为浅成相:1~4 km;中深相:4~15 km;深成相:15~40 km[3]。大多数学者认为夕卡岩形成在浅部,有些学者将其延伸至>10 km 深度, 特别是含 W 夕卡岩[4]。浅部主要形成与 I 型花岗岩类有关的矽卡岩型 Cu-Au 矿床,深部则形成与 S 型花岗岩类有关的矽卡岩型 W-Sn 矿床。矿床形成深度的差异与岩浆氧化状态、岩浆结晶程度以及流体分离时间等因素有关[5]。

具有斑状结构的斑状岩石(火山-次火山岩)一般为浅成相, 也包括与它们成分相同的呈显晶质的深成相,如石英闪长岩、二长岩、石英二长岩和花岗岩。斑状结构的发育与化学、温度、压力以及时间过

收稿日期:2007-08-15;**改回日期**:2007-08-20

基金项目:全国危机矿山接替资源找矿项目(200636033)和国家自然科学基金项目(40573033,40173021)资助。

作者简介:周圣华,男,1963 年生,高级工程师,储量评估师,主要从事金属矿产普查与勘探、矿床地质和地球化学研究;E-mail:joe630415@163.com。

通讯作者简介:张德会,男,1955 年生,博士,教授,博士生导师,从事地球化学、成矿作用地球化学和应用地球化学教学和研究工作;E-mail:zhdehui@cugb.edu.cn。

程等因素有关。形成于地壳中 100~200 MPa 即 1.5~4 km 深度的浅成环境中,形成温度750~850℃[6]。实际上斑岩矿床形成深度变化很大,可以从小于 1 km 的火山型斑岩矿床到深达 10 km 的深成岩型斑岩矿床。以美国的斑岩铜矿为例,从形成于 3 km 深度的 Red Mountain 矿床,5 km 深度形成的 Santa Rita 矿床,到 7 km 深度形成的 Bingham Canyon,甚至到 10 km 深度形成的 Butte 斑岩铜矿床[7]。中国的斑岩铜矿形成深度也呈现较大的变化范围, 马拉松多岩浆侵位深度 0.5 km, 玉龙岩浆侵位深度 2.5~3 km, 德兴铜矿岩浆侵位深度 3~4 km,而多宝山岩浆侵位深度达 4~6 km[8]。与矽卡岩矿床类似,矿种不同,矿床的形成深度也不同,斑岩铜矿形成在浅部,斑岩钼矿床形成在较深处,斑岩钨锡矿床形成深度更大[9]。

浅成热液矿床源自 Lindgren(1933)对热液矿床的分类,指形成在浅部地壳位置的矿床。根据对新西兰北岛 Taupo 火山岩带现代活动热液产物的研究,浅成热液矿床形成温度为 160~270℃,形成深度 50~1000 m。浅成热液矿床可分为高硫化作用(HS)和低硫化作用(LS)两类。前者形成深度达 1500 m,后者一般不超过 1000 m,且可出露地表,如泉华壳和热泉等。高硫化作用环境的深部可以过渡到斑岩矿床。如菲律宾吕宋岛 Lepanto 浅成热液 Cu-Au 矿床与 Far Southeast 斑岩 Cu-Au 矿床都赋存在上新世晚期火山岩中,二者空间上相距很近,浅成热液矿床位于斑岩矿床之上, 而低硫化作用 Au-Ag 矿床位于 Lepanto-Far Southeast 成矿系统几千米之外。高硫化作用、低硫化作用与斑岩矿床之间存在密切的空间和成因联系[10]。

高中温热液脉状 W、Sn、Mo 矿床的形成温度为 600~300℃,压力为 20~1000 MPa,形成深度为 1.5~5 km,与中成-深成岩浆岩关系密切,产于岩体内外接触带及其附近。Cerny et al[1]阐述了与脉状钨锡矿床有关花岗岩岩钟的结构和组成分带。与 Sn、Mo 和/或 W 矿化有关的花岗岩形成在高度分异长英质侵入体上部,与此有关的接触变质晕形成在较浅深度。侵入体上部带形成岩钟、岩脊、高位小岩株和岩枝或岩脉群。岩石呈斑状到连续不等粒(seriate)结构,包括伟晶岩和细晶岩, 向内和向下变为等粒结构花岗岩。相比之下中国南岭地区石英脉型钨矿形成深度较大,从 4~8 km[8]。

与岩浆作用有关矿床形成深度的主控因素是岩浆侵位深度,后者与岩浆中挥发分数量、流体释放时间以及成矿元素的分配系数等有关 (张德会等,待刊)。

2 关于金属成矿的垂直范围

舍赫特曼指出[11],“矿床形成深度”概念有某些不明确之处,因为对深度不知作何理解:是矿石沉淀的上限?金属矿物分出的最大可能深度?还是矿体形成于其中的一个间隔 (包括典型矿体的平均分布深度)? 地表是成矿的上限,而成矿下限则是该矿床标型金属矿物按温度已不能沉淀的深度, 开放裂隙空腔的存在也是决定矿体形成极限深度的重要条件。从成矿预测角度, 金属沉淀的总垂直范围问题最具实用意义, 这直接决定了原则上进行深部勘查工作的垂直范围。在详细勘探时具体矿体或容矿带 (中段、块段)向深部的可能延伸成为首要问题。

石英脉型钨钼矿床与含矿岩体顶部关系最为密切, 据此可以查明影响此类矿化规模和富集程度的重要因素。脉状钨矿含脉垂直范围为矿床石英脉出露最高标高和延深最低标高之间的距离, 包括石英脉或脉带上部和下部无矿带在内; 含矿垂直范围指矿化最高标高与最低标高之间的距离。中国南岭脉状钨矿床含脉垂直范围 1400~-100 m, 而含矿垂直范围为 1200~-80 m[12],或 1100~-150 m,这一规律被称为脉状钨矿床的 “等深规则”(南岭钨矿成矿区划组,1986)。前苏联学者指出 [3], 矿体垂直幅度在 250~350 m 以下的规模不大的脉状钨钼矿床主要赋存于内接触带, 垂直幅度达 1200~1500 m 的大型矿床则分布于岩体顶部的上方, 只有矿床下部才局部伸入花岗岩中达 200~250 m。这与南岭脉状钨矿床的“五层楼分带”模式类似。

杜乐天[13]在研究铀矿床空间定位时提出了类似的概念-成矿壳层,指在矿田范围内,工业矿体在垂向上分布上限和下限之间的高度范围。如一个矿床多个矿体可以产于不同方向性质的断层、不同的岩性以及不同的地质构造部位, 但却规律性地定位于一定深度高程范围内; 一个矿田中相隔几千至十余千米的矿体,同样分布在一定深度范围内。确定热液铀矿床成矿壳层的厚度为 2 km。

成矿深度也与地温梯度有关。地温梯度大成矿深度小,地温梯度小成矿深度大。研究表明[14],地温梯度:克拉通地区 16~20℃/km,活动构造边缘 20~

30℃/km，受构造引张机制控制的地区 30~35℃/km，现代火山活动地区 50℃/km 甚至达 65℃/km。因此赋存于火山活动地区的浅成热液矿床成矿深度最小，而形成于克拉通地区的中温热液脉状金矿形成深度最大。由于浅成热液矿床金属沉淀主要受流体沸腾控制,后者则受围压和流体压力影响,这种作用主要发生在流体沸腾面附近，金属沉淀与沸腾有关的矿床成矿的垂直范围受到限制。而发育在构造环境长期稳定克拉通地区的中温脉状金矿，由于与剪切带伴生且成矿围岩形成深度变化范围很大,因此从近地表(3~5 km)到中深成(15~20 km)深度都能产生金的沉淀[15]。

龙德克维斯特提出[16]“大地水准面控矿原则”,即与花岗岩类有关矿床形成时的大地水准面附近最有利于矿床形成并在成矿后保存下来。大地水准面是重力矢量的等势面,是大陆下面的世界大洋面,决定了区域侵蚀基准面、渗滤水的渗透面以及渗滤水和深部上升水的混合面，代表了氧化和还原条件的交替带,因此对成矿作用产生极大影响。这一认识对于矿床形成深度和保存能力等的研究很重要，特别是矿床类型不同,成矿的垂直范围也不同。如显生宙伟晶岩及其矿床主要沿主褶皱期地槽内部坳陷处的轴向隆起分布,且多分布于背斜部分,大地水准面相对较低,因此成矿深度相对较大[17]。该认识尚未考虑地壳中多孔岩石渗透率及其变化、岩浆氧化还原状态以及挥发组分含量及其出溶时间等对成矿深度的影响。一定程度上,成矿深度是根据控制流体流动的断裂裂隙的发育深度、温度变化与岩石脆韧性的变化等来推断的。

矿床可以形成于比传统所认识更大的深度空间,考虑到科拉半岛和德国等超深钻获得的资料,热液成矿作用的下限可以下降到 10000 m 以下[18]。而矿床形成的垂直范围则与矿床类型有关。矿床形成深度和垂直范围由浅到深,由小到大的顺序大致为:浅成热液矿床→中高温热液矿床→斑岩矿床→矽卡岩矿床→伟晶岩矿床→中温脉状金矿床。

3　流体包裹体在确定成矿深度方面的应用

早期确定成矿深度主要是通过沉淀矿物的压力–温度稳定关系研究来获得。根据矿物集合体的研究，热液体系压力似乎不太高。当压力低于 800 MPa 时，矿物集合体对压力的变化相对不敏感,因此矿物平衡稳定关系的地质压力计对压力估计误差较大[18]。而传统的岩石静压力法由于准确度较差,在无其他合适方法时才会采用。由于流体包裹体中挥发性组成的溶解度对压力(深度)比较敏感,因此流体包裹体方法在确定成矿深度方面具有不可代替的作用。

当矿床中流体包裹体存在流体沸腾证据时,假如成矿流体比较稀薄接近纯水，那么成矿作用一定发生在地表以下 2 km 深度范围内，这是因为近地表浅成热液矿床的形成温度受纯水沸点–深度曲线所控制[19]。

Lang and Baker[20]根据金矿流体包裹体的研究成果,提出了与侵入体有关的 Au–W–Sn–Bi–Te 多金属成矿系统的认识，将那些曾经被认为与岩浆作用无关的金矿床与岩浆建立联系。主要论据就是这些矿床中富含 CO_2 包裹体，由于 CO_2 含量与压力即深度相关,因此矿床形成深度不同,成矿流体的组成也不同，特别是 CO_2 包裹体以及流体中 CO_2 含量呈现出随深度增加而增大的明显差异。成矿流体中主要组成相对丰度自上而下呈现以下趋势：低盐度的 (CO_2)–H_2O 流体逐渐降低,低盐度的 (H_2O)–CO_2 流体逐渐增高，高盐度的卤水主要发育在中部，上部也较高，但深部降低。反映出随深度增加 CO_2 在流体中的作用增强的趋势。

江西大吉山脉状钨矿石英中鲜见沸腾包裹体,结合含矿岩体上部发育似伟晶岩壳、矿脉深部变为长石–石英脉以及隐爆角砾岩不发育等特征，表明成矿作用发生相对封闭条件环境中和较深的部位。究竟成矿深度有多大？笔者根据石英脉中发育的主要由 CO_2 气相、CO_2 液相及水溶液组成的含 CO_2 三相包裹体，利用同时圈闭两种部分不混溶流体的方法[21]计算圈闭压力。流体体系可以近似看作 H_2O–CO_2–NaCl 体系。显微测温分析发现,同一视域中充填度变化很大的含 CO_2 包裹体两个端元组分的均一温度值相差很小。利用刘斌[22,23]提供的状态方程结合 Bakker 等[24,25]编写的 FLUIDS 软件,算出 CO_2 摩尔分数为 0.06~0.76,CO_2 相密度和包裹体总密度分别为 0.77~0.84 g/cm^3 和 0.83~1.00 g/cm^3,包裹体完全均一压力为 114~132 MPa。考虑到成矿时压力由静水压力和上覆岩层静岩压力两部分组成,初步确定大吉山石英脉型钨矿成矿深度为 4.6~5.3

km。比 Cerny et al[1]提出的含 Sn、W 和 Mo 矿床及其花岗岩 5~1.5 km 的形成深度略深,与芮宗瑶等[8]提出的 4~8 km 深度基本一致。最近黄惠兰等[26]利用黑钨矿石英脉绿柱石中的两相气液包裹体和不混溶硅酸盐熔融包裹体的测温数据,结合有关相图,获得了西华山脉钨矿床的形成压力为 200 MPa, 这一压力比前人提出的更大, 她们根据矿床地质特征、岩石学、矿物学、流体包裹体以及同位素特征等,认为这一认识是可信的。这证明使用 CO_2 与 H_2O 或熔融包裹体等容线相交法确定的成矿深度是可信的。

参考文献:

[1] Cerny P, Blevin P L, Cuney M, et al. Granite-related ore deposits [C]//Hedenquist J W et al. (Editors), Economic Geology 100th Anniversary Volume. Littleton:Society of Economic Geologists, Inc, 2005:337-370.

[2] Walther J V. Essentials of Geochemistry [M]. Sudbury: Jones and Bartlett Publishers, 2005:704.

[3] 波卡洛夫 B T. 矿床预测和评价原理(上册)[M]. 秦国兴等译. 北京:地质出版社, 1981:218.

[4] Kwak T A P. W-Sn Skarn Deposits and Related Metamorphic Skarns and Granitoids[M]. Amsterdam:Elsevier, 1987:451.

[5] Meinert L D. Skarns and skarn deposits [J]. Geoscience Canada, 1992, 19:149-162.

[6] Guilbert J M, Park Jr C F. The Geology of Ore Deposits [M]. New York:W.H.Freeman and Company, 1986:405-453.

[7] Bodnar R J. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits [C]//Thompson J F H(Editor): Magmas, Fluids, and Ore Deposits. Vancouver:Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 1995:139-152.

[8] 芮宗瑶, 李荫清, 王龙生, 等. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件[J]. 矿床地质, 2003, 22(1):13-23.

[9] Meinert L D. Igneous petrogenesis and skarn deposits[C]//Kirkham R V et al (eds.):Mineral Deposit Modeling. Ottawa:Geological Association of Canada Special Paper 40. 1993:569-583.

[10] Hedengquist J W, Arribas A Jr, Reynolds T J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippins [J]. Econ. Geol., 1998, 93:373-405.

[11] 舍赫特曼 П A, 科罗列夫 B A, 尼基福罗夫 H A, 等. 热液矿床详细构造预测图[M]. 石准立等译. 北京:地质出版社, 1982:263.

[12] 柳志清. 脉状钨矿成矿预测理论[M]. 北京:科学出版社, 1980:150.

[13] 杜乐天. 中国热液铀矿基本成矿规律和一般热液成矿学[M]. 北京:原子能出版社, 2001:307.

[14] Nesbitt B E. The gold deposit continuum: A genetic model for lode Au-mineralization in the continental crust [J]. Geology, 1987, 15:1044-1048.

[15] Hagemann S G, Brown P E. Geobarometry in archean lode-gold deposits[J]. Eur. J. Mineral, 1996:8, 937-960.

[16] 龙德克维斯特. 建立矿石建造地质-成因模式的一般原则[J]. 国外地质科技, 1985, (3):53-62.

[17] 斯米尔诺夫 弗.伊. 矿床地质学[M].《矿床地质学》翻译组译. 北京:地质出版社, 1985:532.

[18] Skinner B J. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know [C]//Barnes H L (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: John Wiley & Sons, Inc., 1997:1-30.

[19] Simmons S F, White N C, Jone D A. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits [C]// Hedenquist J W, et al (eds). Economic Geology 100th Anniversary Volume, Littleton: Society of Economic Geologists, Inc, 2005:485-522.

[20] Lang J R, Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding[J]. Mineralium Deposita, 2001, 36:477-489.

[21] Roedder E, Bodnar R J. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies [J]. Annual Rev. Earth Planet. Sci., 1980, 8: 263-301.

[22] 刘斌. 流体包裹体热力学. 北京:地质出版社, 1999:207-249.

[23] 刘斌. 流体包裹体计算软件及算例 [M]. 北京: 地质出版社, 2000:14-35.

[24] Bakker R J. Package FLUIDS 1. computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties [J]. Chemical Geology, 2003, 193:3-23.

[25] Bakker R J, Brown P E.Computer modeling in fluid inclusion research [C]//Iain Samson, Alan Anderson, et al (eds). Fluid inclusions: analysis and interpretation. Mineralogical Association of Canada Short Course Volume, 2003, 175-212.

[26] 黄惠兰, 常海亮, 付建明, 等. 西华山脉钨矿床的形成压力及有关花岗岩的侵位深度[J]. 矿床地质, 2006, 25:562-571.

深部矿床成矿作用和金属分带性

张荣华　胡书敏　张雪彤　王　勇

(中国地质科学院矿产资源研究所地球化学动力学实验室,北京 100037)

提　要:大多数热液金属氧化物矿石形成于中地壳,地壳深部水—岩相互作用及其成矿流体性质决定了矿石的性质。大区域地球化学和成矿规律研究发现:矿床成因类型和金属矿石具有大区域分带性和不同尺度的分带性,以及分布规律的自相似性。水岩相互作用的流动反应实验发现有时物质迁移出现周期振荡和空间的周期性分布。巨大规模的区域金属分带说明了它是由深部的地幔流体物质的活动引起的,现代的地表发现的巨大地球化学块体和跨越若干地质单元的金属异常,也说明了现代的地幔流体物质的活动,从地面的金属异常质和金属分带性分布规律可以判断深部埋藏的金属矿石分布。多次岩浆活动带来大规模流体活动和多次水-岩相互作用,随后的多次成矿作用,会出现水热蚀变和金属矿化的叠加,需要认识多次分带性的叠加过程。

关键词:中地壳;金属分带性;周期性分布;自相似性

各种不同类型矿床的形成深度和温度压力条件是可以根据矿物的填充流体包体性质来确定的。同时,实验研究也可以帮助人们判断矿石形成深度。现在,提出深部矿床成矿理论和找矿问题,其原因之一是为了找寻深埋的金属矿石的。深部成矿作用主要有 3 个问题:金属深部来源,金属在深部的迁移和堆积过程。

一个成矿的热液系统, 在流动过程中不断与围岩反应,一面沉淀金属矿物,一面改变流体的性质,可以形成空间的金属分带性[1]。判断更深的地段有无矿石始终是一个大问题。长期以来国内外许多科学家关于金属成矿省、成矿时代和金属空间分带性的研究经验值得借鉴。

目前,中国大范围的地质和地球化学填图,提供了研究深部矿床作用的基础。水-岩相互作用的实验和流体动力学研究的新结果, 也为人们洞察深部矿床成因提供了新窗口。笔者从化学动力学角度叙述深部成矿和找矿的理论和实际问题, 提成一些概括性意见。

1　重要热液矿石形成于中地壳

热液矿床的矿物流体包裹体研究提供了丰富的成矿流体性质数据,如温度、压力、盐度和溶解的多种化学组分(图 1)。这些数据可以用于推测矿床形成的深度与矿石共生的热液性质。如中国斑岩铜矿(玉龙),长江中下游火山岩区铁铜矿,长江中下游矽卡岩铜矿和南岭的钨锡钼铋和稀土稀有金属矿床,基本是在 350~450℃和中等盐度的流体里沉淀的。根据与矿石共存的流体——NaCl 浓度-温度关系图可以看出: 大多数热液矿床都是在跨越 NaCl 溶液临界线,在水的临界点附近时才形成矿石的沉淀,据此可推断大部分热液矿床形成于中地壳的温度压力下, 不同类型硫化物矿石形成于上中地壳至地表的热泉的各种不同环境, 深部地壳和上地幔可能产生与中—基性岩浆岩石有关的矿石。

矿物在水中溶解反应动力学实验模拟了上中地壳的水-岩相互作用。深部岩石圈上升的热液,在通过中—深地壳时会跨越水的临界态,这时,水性质的

收稿日期:2007-06-06;**改回日期**:2007-07-02

基金项目:国土资源部项目(20010203)、科技部项目(2001DEA20023、2001DEA30041、2003DEA2C021、G1999043212)和自然科学基金项目(4003011、49473196、20373064)联合资助。

作者简介:张荣华,男,1938 年生,研究员,从事地球化学动力学实验与理论、极端条件下物质性质、矿床学及成矿作用地球化学研究;E-mail:zrhhsm@PKU.edu.cn。

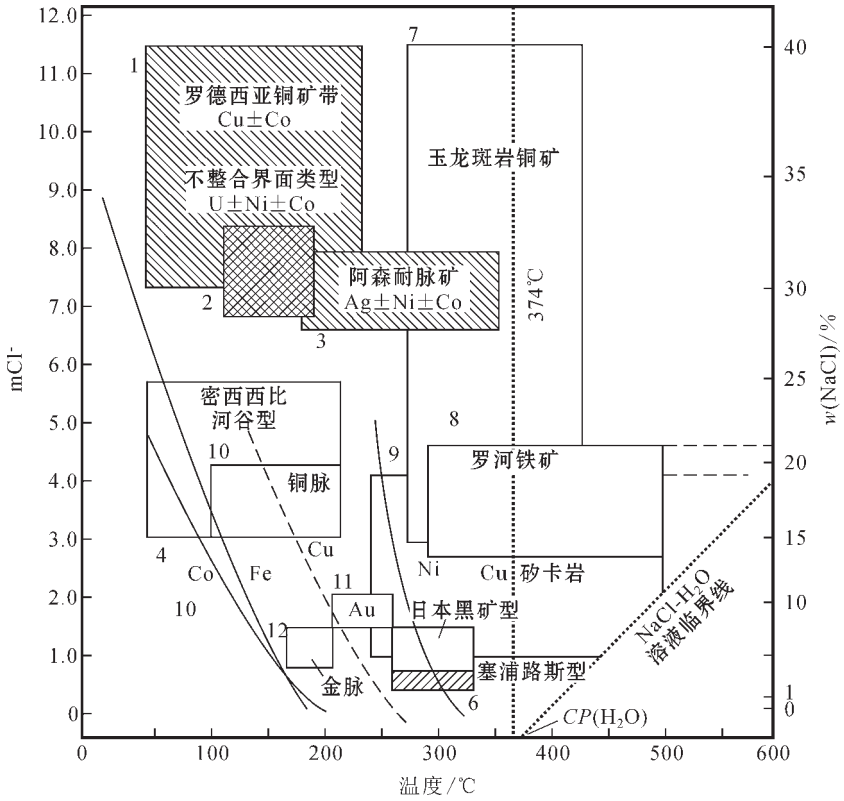


图 1 含矿溶液的温度–盐度图解

1—罗德西亚铜矿带;2—与 U±Ni±Co 有关的不整合界面类型;3—阿森耐型脉状 Ni、Co、Ag 多金属矿床;4—密西西比铅锌矿;5—日本黑矿矿床;6—塞普路斯型矿床;7—中国斑岩铜矿(玉龙);8—长江中下游火山岩区铁铜矿(罗河铁矿);9—长江中下游矽卡岩铜矿;10—滇东北细脉型铜矿;11—蚀变类型金矿;12—黔西南金矿;有 Co Fe Cu Ni 4 条曲线(三实一虚)表示二价离子的八面配合体(与 Cl–化合)与四面体配合物的转变线,曲线左侧为八面体配合物,曲线右侧为四面体配合物(按参考文献[4]资料,笔者增加内容并改动)

变化会强烈影响矿物的溶解, 出现矿物与水反应速率的涨落[2,3]。硅酸盐矿物(钠长石、辉石、阳起石)在多数温度条件下是不一致溶解,钠长石(或透辉石、阳起石) 的不一致溶解是由于在 25~300℃范围是由于硅的溶解速率低于其他金属元素 Na、Mg、Ca、Al 等,Na 和 Al(或 Ca、Mg、Fe、Al)更容易进入溶液温度上升至 300~400℃,硅比其他元素容易进入溶液。矿物的最大溶解速率(硅的释放速率)发生在 22 MPa 300℃条件下,这时,硅酸盐矿物骨架会崩塌,变为一致溶解过程。

在 300~400℃, 升温会导致硅酸盐矿物溶解反应速率逐步降低。同时,会更有利金属矿物沉淀。从 300℃至 400℃,水性质变化导致硅酸盐溶解速率的变化。根据热力学实验和理论预测,在 50~100 MPa 条件下, 硅酸盐矿物与水反应的最大溶解度的出现温度在 300~400℃。在 300~500℃,继续升温促使石英溶解度下降(降级溶解),进入临界态,各种金属矿物的溶解速率也下降, 会使大量金属氧化物矿石沉淀, 这是在中地壳出现的蚀变或变质性质转变的原因,也是矿石出现在中深地壳的原因。中地壳水–岩相互作用会有一个大变化。从这一个意义看,矿床出现在中深地壳主要是选择了物理化学条件, 因此中深地壳条件下,矿床应该是广泛分布的。

2 金属的分带性

2.1 金属分带性

成矿带和矿床都存在金属矿床类型和矿石的带状分布。许多人总结出“几层楼”等各种模式。例如,最简单的表达方式: 内带为 W–Sn–Mo–Bi–Mo–REE–(BeNbTa); 中带为 Cu–Zn–Pb–Ag; 外带为 As–Au–Sb–Hg 和 W。每一个带还可以再细分,各地的地质情况不同, 主要是物质来源和流体运动形式

不同，因此金属矿石出现并不一样。金属矿物的性质,前人有很丰富的经典总结:在同一温度压力下,各种金属的溶解度,或溶解(或沉淀)的速率不同,从高温、高于水的临界态的含金属流体中沉淀金属矿物时,首先沉淀出金属氧化物。在降低温度过程中依次为金属硫化物和碳酸盐矿物。另一种影响因素是元素的丰度(化学上,有时称质量作用定律)。从图 1 也可看出降温时矿床类型的改变,这也是金属分带性。

从溶解反应动力学来说,低温时,离子键化合物容易溶解,高温时,极性键化合物容易溶解。反过来,从高温条件下降温,首先沉淀是离子键氧化物,再降温才沉淀极性键的硫化物。同时金属氧化物的金属–氧之间的键性不同,决定它们的沉淀次序不同。在南岭地区发现,一个金属矿床的内带(常是岩体的接触带)是磁铁矿/铁钨/Sn 矿石,距离内带一定距离上出现脉状硫化物(Pb/Zn/Ag),在很远的地方有 Au、As、Sb 等。在长江中下游,内到外:磁铁矿–磁黄铁矿–黄铁矿矿石分带，外带有金矿化及 Pb/Zn 矿石。金属的性质可以简化地表达为:金属的电负性,或者 Z/r(电价/半径比)。Z/r 从~10→ <2,依次为 Si,Mo,W,Al,Sn,(Fe),Cu,Zn,Fe,Mg,Mn,Pb,Ca,Sr,Ba,Na。这是一种金属与氧(或其他阴离子)之间的键性的次序,可以用于理解金属分带性,或理解金属原生晕(共价键的半径数据有争议)。

2.2 不同尺度的金属分带的自相似性

在南岭、长江中下游、华北地台的中生代金属成矿带和秦岭古生代成矿带，笔者常发现金属分带在不同尺度上出现自相似性。例如,笔者在显微镜下或手标本上看到一个金属氧化物 (磁体矿/黑钨矿)细脉的两侧是硫化物(Pb/Zn 或黄铁矿),这时候尺度为 2 cm;在 2 m、10 m 到百米矿体里,氧化物(磁体矿/黑钨矿)脉体的外侧是硫化物(Pb/Zn 或黄铁矿)脉。在 2~3 km 范围内,氧化物(磁体矿/黑钨矿)矿体和硫化物(Pb/Zn 或黄铁矿)矿体分开出现,如单一铁矿种,会出现磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿连续分布;在矿田的十几或近百千米范围,如一个火山盆地(庐枞,宁芜)的盆地中心是铁矿,边缘是 Pb/Zn 或黄铁矿床。在长江中下游四省范围的 800 km 的成矿带内,西有铁铜,中有金,东有 Pb–Zn–Ag 矿及萤石矿。南岭的七省区域的金属也是不同尺度具自相似性,由东到西,绵延几千千米的金属分带,东部是金属氧化物矿石的大矿床；西部是金属氧化物矿床伴随 Pb–Zn–Ag 矿石和大面积低温矿床。南岭南北两侧的 Pb/Zn/Ag 或黄铁矿矿带。更外侧为 Sb/Au/Hg 矿带。大区域的地球化学探测,也发现不同尺度的金属分布(异常形式)的自相似性。金属分带和不同尺度的自相似性表明：控制几百到千千米的金属分布是来自地球的深部物质运动,流体的活动,至少是百千米深部的物质活动。

金属分带性是深部找矿的依据。实际上,矿石、矿床、矿田和矿带在几个不同尺度上具有自相似的金属分带性。大区域的自相似的金属分带性说明成矿作用的深部来源和深部物质迁移过程。大规模的区域金属分带说明它是由深部的地幔流体物质的活动引起的。现代的地面的巨大地球化学块体和跨越若干地质单元的金属异常，也说明了现代的地幔流体物质的活动，从地面的金属异常性质和金属分带性分布规律可以判断深部金属矿石分布。

3 金属周期性迁移

3.1 多期成矿作用

中国大陆内的成矿过程与大规模岩浆活动有关,同时,多期岩浆活动又对应多次成矿过程。最近几年,成矿年龄的测试表明了多期成矿作用。受地壳活动影响，不同期的成矿过程不一定发生于同一位置,而可以存在于不同的地区或不同深度。上世纪发现在克来梅克斯斑岩矿床有多次钼矿化的叠加,后期矿化的深度越来越大。从一次上升的巨大岩浆房的冷却过程看,后期活动的岩浆的深度要大,它伴随后期的矿化地段要深,这种情况下,深部可能有晚期的矿体。研究后期构造和岩浆活动,也可以引导人们找另一期矿化。

3.2 水–岩反应的周期振荡

同一次流体迁移与岩石反应会出现水–岩反应的周期振荡及随后的金属周期性迁移，国际地学界已经研究过许多不同尺度的地质作用的周期性振荡现象。笔者研究了开放流动体系的固液反应过程,长期实验发现了在叠层反应器里萤石–水溶液反应的化学振荡，以及不同尺度不同层次的非线性动力学分布。实验表明:如外界诱导的一次水岩相互作用,它的反应产物会以化学振荡方式或复杂周期振荡方式向外传播(图 2)。

从 1989 年开始到 1993 年,连续发现在开放–流

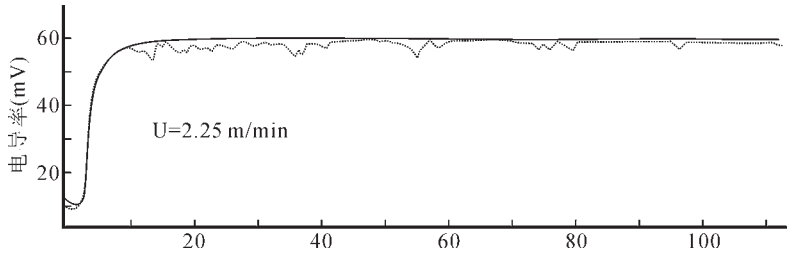


图 2 萤石-HCl-H_2O 体系自发出现的复杂振荡

动体系内矿物-流体相间反应 (萤石-HCl-H_2O 系统)非线性动力学现象。对这样一个非均相固-液体系,在稳定外部条件下,长时间观察发现,输出溶液电导率的实时记录显示溶液化学成分波动、自发地波动(涨落)、暂时混沌、多重态、孤立波、自发跃迁和激发等现象。输入溶液成分变化的扰动也会出现非线性响应(或其他外界扰动也出现非线性响应)。

图 2 是全部用计算机自动记录的电导率变化情况,对应的化学分析确定是自发性的涨落,并对外界诱导的变化而出现非线性响应。

根据这一实验可以推论:水-岩相互作用可能发生一种反应产物向外传输的周期涨落。于是,可以预测一些含金属的热液活动可能以周期振荡方式传输。金属矿石的形成是周期性向外传输。回顾上世纪,一些科学家曾提出过成矿的"脉动"学说,在地质观测中,笔者发现过矿石或矿体多次重复出现的现象,据此可以寻找深部的多层次成矿带。

4 金属的深部来源

深部的成矿作用问题之一是金属来源。大量的同位素研究表明矿石里的许多流体物质来自深源,如 C、H、He 等,许多金属也来自地幔。笔者从地球化学动力学实验获得证据。

玄武岩与水反应实验使用叠层反应器流动体系水流速 0.5~2.5ml/min,压力 22 MPa,温度 25~400℃。实验按一个恒压的升温过程进行操作,选用 20~40 目岩石样品进行反应实验。实验结果发现造岩元素、成矿元素和痕迹元素,在由低温至水临界态的升温过程中在水中的浓度不断变化,或者说,溶解速率不断变化。大致情况是:在 400℃铬有最大溶解浓度;在 374℃银、铜等有最大溶解浓度;在 350℃钠、铝、镍、钡、铅等有最大溶解浓度;在 300℃硅、钾、铁、锰、钛、钒、钼、锌、硼等有最大溶解浓度。其中,反应后输出的浓度:硅最大浓度为 247×10^{-6},钾 28×10^{-6},钠 22×10^{-6},铝 17.3×10^{-6},钙为 9.55×10^{-6},钒 0.22×10^{-6},钛 0.05×10^{-6},铬 0.32×10^{-6},镍 26×10^{-6},钼为 0.8×10^{-6},铜为 0.473×10^{-6},锌为 0.49×10^{-6},银 0.029×10^{-6},铅 0.009×10^{-6}。实验证明地球深部的玄武岩与水反应能够提供金属来源。

深部成矿作用对于金属来源、迁移和矿石堆积起了关键作用[5]。大规模的流体活动导致了金属分带规律性。金属分带的规律性可用于找寻深部另一种类型矿石,或者另一次成矿作用的同类型矿石。不同尺度金属分带的自相似性反映了地球深部流体活动的自组织过程。若对岩石的元素地球化学分带性深入研究(空间/时间分布特征比较,用数学模型研究),能够预测深部矿石矿体,解析/反演地面元素异常和深部地球化学探测数据。

参考文献:

[1] Barnes H L. John Wiley, Sons (ed.). Geochemistry of hydrothermal ore deposits[C]//A Wiley-Interscience Publication, 1979.

[2] Zhang R, Hu S, Zhang X. Kinetics of hydrothermal reactions of minerals in near-critical and supercritical water [J]. Acta Geologica Sinica, 2000, 74(2):400-405.

[3] 张荣华, 胡书敏. 地球深部流体演化与矿石成因 [J]. 地学前缘, 2001, 8(4):297-310.

[4] Brimhail G H, Crerar D A. Ore Fluids:magmatic to supergene[C]// Carmichael I S E, Eugster H P (eds.). Reviews in Mineralogy. America:Mineralogical Society of America, 1987.

[5] 张荣华, 胡书敏, 苏艳丰, 等. 重要金属矿来源迁移堆积过程和化学动力学[M]. 北京:科学出版社, 2006.

成矿构造的基本问题

汪劲草

(桂林工学院 资源与环境工程系,广西 桂林 541004)

提　要:基于对成矿构造的重新定义,建立起矿床学中相关构造术语的概念谱系,认为成矿构造是指:控制矿体几何形态、具有独立自然边界、为矿质直接充填或交代的地质构造单元。基于成矿构造单元的概念,认为成矿构造系列是指:同一构造体制下或某种特殊地质作用过程中形成的、相互联系的一套成矿构造单元的总和。成矿构造可分为二类,一类是以构造动力破坏(构造致裂)为主形成的成矿构造,简称构造型成矿构造;另一类是以流体动力破坏(流体致裂)为主形成的成矿构造,简称流体型成矿构造。基于成矿构造的结构,可将上述两类成矿构造各划分为 4 种类型:角砾岩型、脉型、细脉型与蚀变岩型。比较了二类成矿构造中对应的成矿构造类型的差别。提出断裂构造系统中流体型成矿构造一般只发育于弱应变域中,构造型成矿构造一般只发育于强应变带中。讨论了形变类型、成矿构造类型与矿化类型三者之间的关系,指出成矿构造类型与矿化类型具有一一对应的成因联系。

关键词:成矿构造;成矿构造单元;成矿构造类型;成矿构造系列;构造致裂;流体致裂

关于控制矿体的构造,称谓一向比较混乱,经常出现而涵义相近的有成矿构造、矿床构造、控矿构造、容矿构造等。陈国达[1]在“成矿构造研究法”专著中给成矿构造下了一个非常详细的定义,他指出“成矿构造是与矿床形成及改造有关的构造”,并把直接与间接影响矿体形成与发展的“大、中、小各级地质构造”统称为成矿构造。翟裕生等[2]在“矿田构造学概论”专著中提出了矿床构造一词,指出“矿床构造是决定矿体在矿床中分布规律及矿体形状、产状特征的地质构造因素的总和”。前苏联矿床学家弗.伊.斯米尔诺夫[3]在“矿床地质学”一书中给出了控矿构造的定义,认为控矿构造是“包含矿体,决定矿体形态、规模,以及在某种情况下决定其结构特点的地质构造”。上述定义中都强调了其术语与成矿之间的关系,但其定义域的外延却相去甚远。就上述定义而言,矿床构造的定义域似乎包含了控矿构造的定义域,而成矿构造的定义域似乎又包含了矿床构造、控矿构造之和的定义域。这种概念的重复与术语的并存,造成了文章与研究报告中相关术语应用的混乱,导致了实际工作中矿床研究思路的模糊,也制约了成矿构造学的发展。有鉴于此,笔者试图从构造控矿的角度出发,把成矿过程与构造过程紧密结合起来,探讨成矿构造控矿的本质及其内在的成因联系,并希望籍此达到通过已知去预测未知成矿构造的目的,从而有助于已知矿床(点)或危机矿山的“攻深找盲”工作。

1　构造概念谱系与成矿构造定义

建立严密的概念谱系,是一个学科发展的要求。只有对不同的术语做出严格界定,才能在描述客体的时候做到客观真实。如果把矿床中出现的全部构造作为一个系统研究,就必须建立构造概念谱系。在此概念谱系中,系列术语必须组成概念链,做到层次分明、大小有序,并构成一个有机的整体。

众所周知,在复合构造体系中,准确识别出控制矿体的构造,继而掌握其成因、类型、形态、构式及规模等参数,是评价已知和预测未知矿床的关键。譬如:一条控制矿床或矿体的剪切带,矿体受控于其中

收稿日期:2007-06-06;**改回日期**:2007-07-05

基金项目:中国博士后科学基金项目(200333419)资助。

作者简介:汪劲草,男,1963 年生,博士,研究员,区域构造与成矿构造专业;E-mail:wangjc@glite.edu.cn。

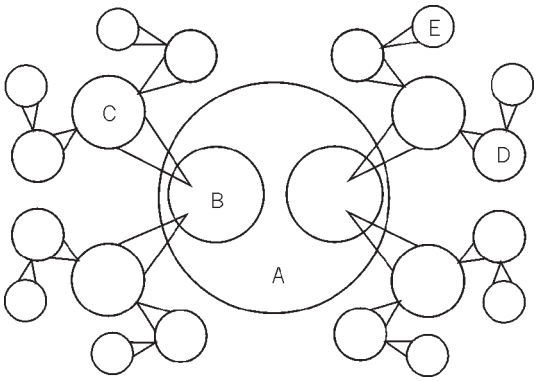


图 1 矿床研究中构造谱系组成的概念链图示
A—区带构造域;B—矿田构造域;C—矿床构造域;
D—矿体构造域;E—成矿构造域

多个启张裂隙,并呈雁行状分布,同时,剪切带中还并存有后期破坏构造与早期先存构造, 若根据广义成矿构造的定义,则必然会得出剪切带是成矿构造,启张裂隙是成矿构造, 后期破坏构造与早期先存构造也都是成矿构造的结论, 若按照上述矿床构造的定义,则启张裂隙是矿床构造,剪切带也可能是矿床构造,若按照上述控矿构造的定义,则只是指控矿的启张裂隙。在实际工作中,研究剪切带中所有构造对成矿预测都十分必要, 但事实上, 研究成矿期形成的、直接控制矿体的构造之成因、类型、形态、构式与规模,显然是成矿构造预测的核心与重点。为了避免上述概念应用上的混乱和满足矿床中构造研究对术语的要求,有必要建立矿床研究中的构造术语谱系,其概念链从大至小为: 区带构造→矿田构造→矿床构造→矿体构造→成矿构造(图 1)。其中,区带构造是指区带内一切构造的总和——包括区带范围内的成矿前构造、成矿期构造与成矿后构造;矿田构造是指矿田范围内一切构造的总和——包括矿田范围内的成矿前构造、成矿期构造与成矿后构造;矿床构造是指矿床范围内一切构造的总和——包括矿床范围内的成矿前构造、成矿期构造与成矿后构造;矿体构造是指矿体范围内一切构造的总和——包括矿体范围内的成矿前构造、成矿期构造与成矿后构造。而成矿构造则是指:控制矿体几何形态、具有独立自然边界、为矿质直接充填或交代的地质构造单元——只包括成矿期直接容矿的构造[4]。上述成矿构造定义类似于前苏联矿床学家弗.伊.斯米尔诺夫[3]在其“矿床地质学”专著中给出的控矿构造或容矿构造的涵义。

上述定义的目的与意义是: ①便于将成矿构造与控制成矿构造的构造区别开,例如:实际上是剪切带中的 D、T、R 型裂隙控矿,而往往认为控制 D、T、R 型裂隙的剪切带是成矿构造;②便于将成矿构造与非成矿构造区别开,例如:实际上是一条多期活动断裂的某一次活动形成的成矿构造, 而往往认为复合而成的整条断裂都是成矿构造, 实际上是发育于褶皱某个部位的断裂控矿, 而往往认为褶皱构造就是成矿构造(按照本文的定义,褶皱不是成矿构造);③便于将成矿构造的形成与成矿作用过程联系起来,成矿构造概念中包含有两个基本的要素,一是具有一定几何形态的地质构造——形成于某一次构造作用, 二是充填或交代有达到工业品位的成矿物质——形成于某一次成矿作用, 即构造与成矿是相互耦合的;④便于将各种型式的成矿构造加以整理、归类乃至模式化,便于建立成矿构造系列的概念[5],便于对成矿构造进行有效的评价与预测。

2 “成矿构造单元”是成矿构造的基本“细胞”

什么是成矿构造单元呢? 提出成矿构造单元的意义何在呢? 人们知道:器官是由蛋白质组成的,蛋白质是由细胞组成的, 而细胞又是由 DNA 组成的……,因此,研究器官的功能,就必须研究蛋白质的功能, 研究蛋白质的功能, 就必须研究细胞的功能, 而研究细胞的功能, 就必须研究 DNA 的功能……。那么,研究成矿构造的结构与组成,就必须研究成矿构造单元的结构与组成, 而研究成矿构造单元的结构与组成, 就必须从构造动力学、岩石力学、流体力学、应力腐蚀、成矿作用等诸方面研究破裂构造与矿质沉淀之间的耦合关系。

通常情况下,成矿构造是可分的,其最基本的构造单位被称为成矿构造单元。基于此认识,成矿构造单元是指:一段破裂构造或一群小破裂构造组成的、为矿质直接充填或交代的、具有透镜状或类似于透镜状结构的、不可再分的具基本储矿空间(可作为基本的储量计算单位)的地质构造单元。这样定义有如下作用与意义:譬如,一条断裂是一条多期复合的控矿断裂,其控矿作用可分为 2 期,一期发生于脆-韧性剪切阶段, 矿体由一系列呈雁行状分布的脉状矿体组成,另一期发生于脆性剪切阶段,控制脉状矿体

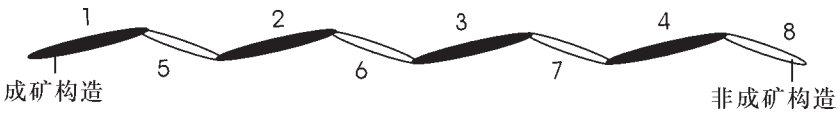


图 2　一条控矿断裂(构造)由成矿构造(1,2,3,4)与非成矿构造(5,6,7,8)组成

的构造扩展而连通成一条波曲断裂，扩张的部分又成矿而形成新的成矿构造单元。若扩展的部分不控矿,则不控矿的部分不能称之为成矿构造。由此定义认为,控矿断裂(构造)、成矿构造与成矿构造单元具有如下的从属关系:控矿断裂(构造)包含了成矿构造与非成矿构造,成矿构造又包含了成矿构造单元,成矿构造可以泛指控矿断裂中一个或几个成矿构造单元(图 2)。一条断裂中有成因联系(同时兼备构造成因联系与成矿成因联系)的一系列成矿构造单元,可以称为一组(套)成矿构造——即一个成矿构造系列[4],如图 2 中 4 个有成因联系的成矿构造单元共同组成了一组成矿构造,可称为一个成矿构造系列。同一条断裂中可能有多组成矿构造，如山东玲珑金矿东侧的一系列过渡型金矿，早期在脆–韧性阶段发育有控制石英脉型金矿体的成矿构造，晚期脆性阶段发育有控制蚀变岩型金矿的成矿构造,也就是说,一条控矿断裂中包含了两组成矿构造，即两个成矿构造系列。因此,成矿构造是成矿构造单元的总称,既可指一个成矿构造单元，也可以指几个成矿构造单元,其所指的成矿构造单元既可有成因联系,又可无成因联系,因此,成矿构造的概念是用以泛指的,如“细胞”的概念,它泛指一切细胞,既可以指动物细胞,又可以指植物细胞,既可指一个细胞,又可以指几个细胞。因此,成矿构造单元与成矿构造一样,皆是成矿构造研究中最基本的概念。

提出成矿构造单元一词,可以更客观、更真实、更直接、更有效地研究和解决成矿构造研究中的一些难点与疑点。一个矿床一般是由一组或多组成矿构造集合控制的矿体群组成的。更重要的是,成矿构造单元概念的提出,为“成矿构造系列” 概念的提出创造了必要条件❶。

3　构造型成矿构造与流体型成矿构造

破裂型成矿构造一般可分成两大类型，一类是构造型成矿构造,另一类是流体型成矿构造[5]。所谓构造型成矿构造,是指由构造动力破坏(构造致裂)起主导作用形成的成矿构造;所谓流体型成矿构造,是指由流体动力破坏(流体致裂)起主导作用形成的成矿构造。将成矿构造划分出构造型成矿构造与流体型成矿构造，目的是可以从成因上对成矿构造进行更深入的研究。以前，无论是何种类型的破裂构造,皆习惯于以断裂或断层去称谓之,而事实上,自然界中很大一部分破裂构造,特别是成矿构造,往往并不是由构造动力单方面破坏形成的，甚至主要不是由构造动力引起的，而是主要与流体产生的液压致裂作用——即与流体动力破坏有关形成的,因此,划分出流体型成矿构造，正是为了强调流体在成矿构造形成与矿质沉淀方面的独特地质作用。

构造型成矿构造一般形成于地壳浅部，这是由于在脆性域中,或者韧性剪切带演化到脆性域时,岩石的破坏一般主要依赖的是构造动力,如断层、断裂带、破碎带等的形成,其中可见断裂构造岩。构造岩分类是依据岩石受构造动力碾磨程度划分的[6],因此，系列构造岩在一定程度上反映了构造动力的大小。在地壳浅部,一般圈闭条件较差,围压较小,如果没有超量流体聚积与良好的圈闭条件，岩石很难发生液压致裂而产生流体型成矿构造；只有在岩浆侵位到地壳脆性域时,当圈闭条件好,岩浆释放出超量流体,并聚积成异常高压时,围岩才会产生液压致裂作用或流化作用或爆破作用，并形成相应的流体动力角砾岩,如液压角砾岩、流化角砾岩与爆发角砾岩(表 1)[7]。

流体型成矿构造一般形成于地壳一定深度,特别是处在脆–韧性与韧性构造层次的断裂构造带中。当岩石处于韧性或脆–韧性构造层次时,岩石能够发生变形分解，形成线性强应变带与透镜状弱应变域。在线性强应变带中,存在着大量的流体,其中流体压力与温度相对较高，而弱应变域中则处于相

❶汪劲草. 成矿构造系列的基本问题, 未刊论文.

表 1 流体角砾岩分类表[7]

异常高压		超异常高压	碎裂程度	
低（温度、压力、应变速率）→高（温度、压力、应变速率）			角砾大小	基质或（和）胶结物
液压角砾岩系列	流体角砾岩系列	爆发角砾岩系列	＞5 mm	＜5 mm
液压角砾岩化××岩		爆发角砾岩化××岩	＞90%	＜10%
初液压角砾岩	初流化角砾岩	初爆发角砾岩	90%～50%	10%～50%
液压角砾岩	流化角砾岩	爆发角砾岩	50%～10%	50%～90%
超液压角砾岩	超流化角砾岩	超爆发角砾岩	＜10%	＞90%

表 2 成矿构造类型划分简表

构造型成矿构造		流体型成矿构造	
成矿构造类型	实 例	成矿构造类型	实 例
构造角砾岩型	广西鹰阳关铅锌矿, 山东蓬家夼金矿	流体角砾岩型	陕西双王金矿,新疆柴窝堡铜矿
构造脉型	湖南龙山锑金矿, 湖南新化锑金矿	流体脉型	山东玲珑金矿, 湖南沃溪钨锑金矿床
构造细脉型	可与其它构造型成矿构造伴生	流体细脉型	山东红布金矿, 河北尖宝山金矿
构造蚀变岩型	山东焦家金矿, 广东河台金矿	流体蚀变岩型	新疆土屋铜矿, 江西德兴铜矿

对低压、低温环境,岩石也处于易于发生破裂的脆性条件。一旦流体在构造泵吸作用下于弱应变域中聚积而发生周期性液压致裂时, 就会形成液压角砾岩或脉型构造,如果有矿质沉淀于其中,就形成了流体型成矿构造[8-11]。

4 成矿构造类型与矿化类型的对应关系

矿化类型是进行矿床分类和评价矿床经济价值的一个重要参数。Clovine[12]最早注意到矿化类型与形变类型之间的关系, 认为韧性、脆-韧性及脆性剪切带的形变类型对矿化类型具有控制作用。卢焕章等[13]在研究玲珑—焦家地区金矿化类型与形变类型的关系时,认为焦家蚀变岩型金矿化位于上部的脆性剪切带中,玲珑石英脉型金矿化位于中部的脆-韧性剪切带中, 玲南蚀变岩型金矿化位于下部的韧性剪切带中。陈柏林[14]在总结了一系列剪切带型金矿的矿化类型后,认为蚀变糜棱岩型金矿化主要受韧性剪切带控制, 构造蚀变岩型金矿化主要受脆-韧性剪切带控制,石英脉型金矿化主要受脆性剪切带控制。近十年来,笔者在解析 20 余个生产矿山的成矿构造时发现, 矿化类型与控制成矿构造的形变类型之间并无直接的成因联系,而只是与成矿构造类型有直接的成生联系,并且呈现出一一对应的关系[15]。

4.1 成矿构造的类型划分

构造型成矿构造与流体型成矿构造可以进一步划分为一系列亚类型(表 2)。构造型成矿构造可划分为构造角砾岩型(常见)、构造脉型(少见)、构造细脉型(少见)与构造蚀变岩型(最常见);流体型成矿构造也可以划分为流体角砾岩型(常见)、流体脉型(最常见)、流体细脉型(少见)与流体蚀变岩型(常见)。成矿构造亚类的划分,可以反映出构造动力或流体动力对岩石破坏程度、破裂结构的显著影响。

4.2 矿化类型的类型划分

大量实例研究表明, 热液矿床的矿化类型主要包括:①脉型矿化,指成矿热液充填于具一定规模的破裂空间中,矿石主要表现为块状构造;②细脉-浸染型矿化, 指成矿热液既充填于厘米或毫米级破裂组成的小空间群中, 又在小破裂附近母岩中通过更小的微裂隙发生浸染状矿化, 矿石整体表现为细脉-浸染状构造;③角砾岩型矿化,指成矿热液胶结大小不一的由母岩组成的角砾, 矿石主要表现为角砾状构造;④蚀变岩型矿化,指成矿热液全部交代并沉淀于由构造岩如碎裂岩或糜棱岩,或矿化母岩中,矿石主要表现为全岩蚀变的块状-浸染状构造。

比较成矿构造类型与矿化类型可以发现, 成矿构造类型与矿化类型具有一一对应关系, 成矿构造的结构决定了矿石的结构, 同时也决定了矿化类型

的种类。

5　三种常见构造系统中的成矿构造类型

5.1　断裂构造系统中的成矿构造类型

韧性剪切带在韧性剪切阶段很难成矿[16],但是,由于岩石不均一性导致变形的不均一性,韧性剪切带通常因变形分解而形成线性强应变带与透镜状弱应变域(图 3-a),而强应变带中相对高压、高温的成矿流体,往往会在构造泵吸作用下通过微裂隙渗透到弱应变域中形成异常流体压力,并在其中产生液压致裂,形成大小不同的张破裂或液压角砾岩,其成矿构造类型主要有流体脉型、流体角砾岩型与流体细脉型[11]。例如青海锡铁山铅锌矿床,下奥陶统滩涧山群经韧性剪切变形后,分解为由绿片岩相糜棱岩组成的线性强应变带与大理岩构造透镜体组成的弱应变域,铅锌矿体受控于大理岩构造透镜体中由液压致裂形成的脉型和角砾岩型成矿构造中[10];陕西双王金矿床,泥盆系经脆-韧性剪切变形后,分解为由千枚岩组成的线性强应变带与钠长岩构造透镜体组成的弱应变域,金矿体受控于钠长岩构造透镜体中由液压致裂形成的流体角砾岩型成矿构造中[9];山东焦家断裂带下盘发育的红布金矿床,受控于焦家韧性剪切带与望儿山韧性剪切带所夹持的大型弱应变透镜状花岗岩体中,其成矿构造类型属流体细脉型成矿构造,又称雏形成矿断裂[17,18]。虽然流体型成矿构造的形成主要是源于异常高压流体产生的液压致裂作用,但构造作用对断裂的形成也发挥了十分重要的影响。

岩石在脆性域中不易发生宏观变形分解,且流体在浅部压力降低,因此,脆性域中形成的断裂型成矿构造一般为构造型成矿构造,成矿构造亚类型有构造角砾岩型、构造脉型、构造细脉型与构造蚀变岩型(表 2)。其中,细脉型成矿构造一般与其他类型的成矿构造伴生,不能像流体细脉型成矿构造可以形成独立的工业矿体[18]。构造脉型成矿构造相对其他构造型成矿构造,形成深度可能相对要大些。虽然构造型成矿构造的形成主要是源于机械破碎,但流体对成矿构造的形成也不同程度地发挥了一些作用。

5.2　岩浆构造系统中的成矿构造类型

岩浆构造系统既可形成构造型成矿构造,又可形成流体型成矿构造。其中,流体型成矿构造是岩浆成矿构造系统中主要的成矿构造类型。岩浆岩成矿必须具备 2 个条件,一是能够分异大量含矿热液,二是必须发育良好的圈闭构造。岩浆构造系统中的成矿构造类型主要包括:流体角砾岩型、流体脉型与流体蚀变岩型成矿构造(图 3-c)。其中,流体角砾岩型包括液压角砾岩型、爆发角砾岩型及流化角砾岩型(表 1)。流体蚀变岩型成矿构造是指控制与岩浆作用有关的、产生了蚀变岩型矿化的地质体,如斑岩型

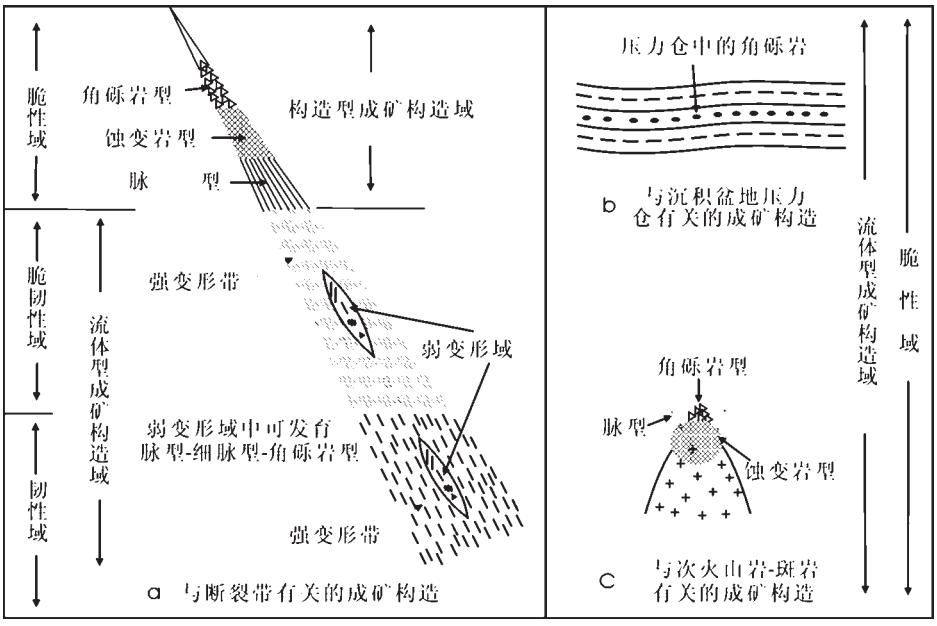


图 3　三种常见构造系统中的成矿构造类型

矿床、矽卡岩型岩床中的主要矿化体。与岩浆有关的脉型成矿构造的分布十分普遍，如内蒙东部一系列与次火山岩有关的脉状铜矿床[19]，长江中下游一系列与花岗闪长岩有关的矽卡岩型铜铁矿床[20]，环太平洋带一系列与斑岩有关的金铜矿床等[21]。

但是，岩浆动力侵位在岩体上部及周缘也可形成一系列断裂，如环状、放射状断裂，其中发育有明显的断裂构造岩，由此类断裂控制的矿体，其成矿构造类型一般应纳入构造型成矿构造的范畴。

5.3 沉积盆地构造系统中的成矿构造类型

沉积盆地压力仓体系中形成的层间液压角砾岩，是一种十分重要而特殊的成矿构造类型[22-24]（图3-b）。研究表明，它不仅是能源矿产——石油与天然气成藏的一种重要储集构造，而且是一些贵金属矿床的储矿空间[22,23]，例如：东天山达坂城柴窝堡地区发育的层状“砂岩”铜矿，所谓的控矿含砾砂岩，实际上是沉积盆地压力仓体系中，因液压致裂形成的、由混合细碎屑胶结泥岩角砾而成的液压角砾岩[23]；西天山吐拉苏火山盆地中发育的层状硅化角砾岩型金矿，所谓的层间断裂，实际上是由沉凝灰岩圈闭火山粗碎屑岩，因液压致裂而解体形成的层间液压角砾岩[24]；云南东川铜矿部分因民组层状铜矿，所谓的层状因民角砾岩，实际上是由白云岩圈闭火山碎屑岩，因液压致裂而形成的液压角砾岩[22]。因此，沉积盆地中控制矿体的层状液压角砾岩，属流体型成矿构造中的一种特例——碎粒胶结式液压角砾岩型成矿构造[23]（图3-c）。

6 构造型成矿构造与流体型成矿构造的对比

6.1 构造角砾岩型与流体角砾岩型的差别

构造角砾岩与流体角砾岩不仅在成因上不同，而且在结构构造上也具有明显的差别：①构造角砾岩受断层控制，呈板状分布，而流体角砾岩一般与断层无直接的因果关系，可呈多种形态分布；②构造角砾岩中的角砾与胶结物（除少量热液矿物外）是同源的，而流体角砾岩中的角砾与胶结物是非同源的，胶结物为外来热液矿物（沉积盆地中由碎粒胶结的液压角砾岩除外）；③构造角砾岩中的角砾与胶结物可以产生构造变形，特别是压性构造角砾岩中的角砾，往往因构造挤压而具有定向性，而流体角砾岩中的角砾与胶结物不会产生构造变形，角砾通常具有可拼性[25]。

但是，需要特别指出的是，液压角砾岩包括2类（表1）：一类是角砾由热液矿物直接胶结（图4），此类液压角砾岩相对比较普遍，成矿物质（金）分布于矿物胶结物中，如陕西双王金矿床，金赋存于胶结钠长岩角砾的铁白云石中[9]；另一类是角砾由混合细碎屑直接胶结（图5），此类液压角砾岩在沉积盆地压力仓中普遍存在，成矿物质（铜）在碎屑胶结物中呈星点状矿化，如东天山柴窝堡铜矿，黄铜矿赋存于胶结泥质角砾的混合细碎屑中[23]。碎粒胶结角砾的层状液压角砾岩与构造角砾岩的主要差别是：①构造角砾岩发育于断裂带中，角砾岩带与地层一般斜切，而层状液压角砾岩发育于盆地构造压力仓中，角砾岩



图4 由含铜石英（白色）胶结砂岩角砾（灰黑色）形成的液压角砾岩（内蒙古林东）



图5 由含铜细碎屑（浅灰色）胶结泥质粉砂岩角砾（深灰色）形成的液压角砾岩（东天山达坂城铜矿）

带一般顺层发育; ②张性构造角砾岩中角砾棱角分明,而层状液压角砾岩中角砾磨圆度较好;③压性构造角砾岩中的角砾与基质一般产生了构造变形,而层状液压角砾岩中只有基质可产生一定的构造变形;④构造角砾岩中角砾与基质同源,而层状液压角砾岩中角砾与基质大多不同源,且十分复杂[23]。

6.2 构造脉型与流体脉型的差别

构造动力与流体动力形成的张裂构造具有本质的区别:①前者只形成于地壳浅层的脆性构造域中,为构造应力相对集中区, 如西天山阿希金矿中的脉状矿体受控于由火山机构塌陷形成的张裂构造[24];而后者多形成于地壳一定深度的韧性或韧-脆性剪切带中, 一般发育于由变形分解形成的构造透镜体弱应变域中, 其破裂构造场为构造低应力与流体异常高压力区[10],如青海锡铁山矿床,脉状铅锌矿体发育于大理岩构造透镜体内由液压致裂产生的张裂构造中[9];②前者的边界一般不平直,其内可含已经位移的张性角砾,发育到后期一般转变为张剪性,甚或压剪性破裂,而后者的边界一般平直,其内可含少量原地的可拼合的张性角砾(称为中石构造);③前者控制的脉状矿体一般晚于破裂构造的形成, 矿脉的韵律不发育, 而后者控制的脉状矿体一般与破裂构造同时形成,矿脉的韵律非常发育[25]。

6.3 构造细脉型与流体细脉型的差别

构造细脉型成矿构造与脆性域中的主断裂带伴生,通常发育于断裂带的旁侧或其最外带,往断裂中心逐渐过渡到角砾岩带与碎裂岩带,其中,小(微)裂隙的大小与分布一般不均匀, 主要变形机制为机械致裂,矿化类型为细脉-浸染型,此类成矿构造难以形成独立的工业矿体; 而流体细脉型成矿构造发育于脆-韧性和韧性剪切带的构造透镜体弱应变域中,其中,小(微)裂隙通常互不连通,总体具优选方向,且集中成透镜状裂隙群[10,17]。 裂隙群相互间呈雁行式排布,中部裂隙最发育,往边部渐趋消失,主要变形机制为液压致裂和应力腐蚀, 矿化类型也为细脉-浸染型, 如山东焦家断裂带下盘控制红布金矿的流体细脉型成矿构造[16]与控制河北尖宝山金矿的流体细脉型成矿构造[10]等。

6.4 构造蚀变岩型与流体蚀变岩型的差别

构造蚀变岩型成矿构造是指断裂构造带内,以构造岩为容矿空间发生了全岩矿化的一种成矿构造型式, 包括碎裂岩蚀变岩型成矿构造与糜棱岩蚀变岩型成矿构造。虽然 2 种构造蚀变岩型成矿构造中构造岩类型不同,但矿化类型却是一致的,而且矿化都是发生于脆性变形阶段,例如,山东焦家金矿中的破裂带蚀变岩型金矿体即是由构造蚀变岩型成矿构造控制的[26]。流体蚀变岩型成矿构造是指通过成矿流体渗透交代而发生全岩矿化的一种成矿构造型式,其矿化母岩不是构造岩,例如蚀变斑岩型矿体即是由流体蚀变岩型成矿构造控制的。

7 成矿构造类型与矿化类型的研究实例

山东玲珑—焦家地区是断裂构造系统中形变类型、成矿构造类型及矿化类型皆十分丰富与复杂的典型矿集区。构造解析表明[27],该区在成矿期受北西-南东向拉伸应力与北东向左行走滑应力 (由中生代郯庐左行走滑断裂引起)的联合控制。其成矿构造类型与矿化类型可归结如下:

(1)成矿早期:矿区的主边界低角度断裂——焦家断裂与破头青断裂的形变类型为韧性变形,其间,伸展动力分量远大于走滑动力分量。此阶段形成流体脉型成矿构造, 例如焦家断裂与望儿山断裂所夹的透镜状弱应变域的边部, 发育于焦家蚀变岩型金矿下部的Ⅲ号石英-硫化物脉型金矿体。此韧性变形期不是玲珑—焦家矿集区大规模金成矿阶段。

(2)成矿中期:已韧性变形的主边界断裂的形变类型转变为脆-韧性变形,其间,在两低角度主边界断裂之间, 又形成了一系列北北东向左行走滑的高角度次边界脆-韧性断裂,如玲珑断裂等,此阶段,玲珑金矿区走滑动力分量远大于伸展动力分量, 并在边界断裂所夹的弱变形块体中形成一系列雁行分布的流体脉型成矿构造,玲珑金矿的石英-硫化物脉型金矿体受其控制。而焦家金矿区的伸展动力分量则大致等于走滑动力分量, 并在焦家断裂与望儿山断裂所夹的弱应变透镜体域边部形成一系列透镜状分布的细脉群——流体细脉型成矿构造 (雏形成矿断裂),红布金矿的细脉-浸染型金矿体受其控制[17]。此阶段,玲珑金矿区的成矿规模则远大于焦家金矿区。

(3)成矿晚期:该区所有断裂的形变类型皆转变为脆性变形, 玲珑金矿区走滑动力分量远大于伸展动力分量,其间,在破头青断裂下盘形成一系列北北东向的高角度构造蚀变岩型成矿构造, 台上—九曲一带的一系列蚀变岩型金矿受其控制; 而焦家金矿

区的伸展动力分量约等于走滑动力分量,其间,在焦家断裂带与望儿山断裂带中形成一系列低角度构造蚀变岩型成矿构造,焦家金矿床、新城金矿床及望儿山金矿床的蚀变岩型金矿体受其控制。此阶段,焦家金矿区的成矿规模大于玲珑金矿区。

需要指出的是,3 个形变阶段(韧性、脆-韧性及脆性)的同位成矿作用[28],导致不同形变阶段的成矿构造类型在相同空间的叠加,并出现多种成矿构造类型与多种矿化类型在相同空间的共存,如玲珑金矿区九曲一带由石英脉型与蚀变岩型共生的过渡型金矿体,望儿山断裂中石英脉型与蚀变岩型金矿化的叠加等;或者,一种成矿构造完成置换另一种成矿构造,形成规模巨大的金矿体,如焦家蚀变岩型金矿床与新城蚀变岩型金矿床中,早期流体脉型成矿构造被晚期构造蚀变岩型成矿构造完全置换。

上述研究表明,一种形变类型可以有多种成矿构造类型,也就是说一种形变类型中可有多种矿化类型,但一种成矿构造类型只对应一种矿化类型。

8 成矿构造与成矿构造系列的研究实例

重新界定成矿构造的概念,目的是为了总结出成矿构造系列的新概念。所谓成矿构造系列是指:一定时空域中,同一构造体制下,或某种特殊地质作用过程中形成的、相互联系的一组(套)成矿构造单元的总和[4,5]。基于上述思路,人们在研究成矿构造时就会自觉做到:①鉴别成矿构造的类型;②探究成矿构造的成因;③确定成矿构造单元的几何结构;④确定已知成矿构造(单元)之间是否具有成因联系;⑤解析成矿前与成矿后构造对成矿构造的叠加与改造;⑥建立一套有成因联系的、包括已知与未知成矿构造的结构(时间结构,空间结构,物化结构和分形结构);⑦研究成矿物质场与成矿构造场的时空关系。遵循上述思路与要求,笔者在一系列生产矿山的找矿实践中,解决了诸多成矿预测难题[5,15,7-11,17,18,22-25,29-30]。

下面以陕西太白双王金矿的成矿构造及其成矿构造系列为研究实例[29],简要阐述上述概念的重要性及在工作中应遵循的思路与原则。

(1)成矿构造类型的正确厘定,是成矿构造预测成功的重要前提。如果不能正确厘定成矿构造的类型,就不可能正确认识成矿构造的成因,反之亦然。双王金矿产于著名的双王角砾岩带中(图 6),为典型的角砾岩型金矿。对于赋矿钠长角砾岩的成因,过去认为其属构造角砾岩,通过构造解析,笔者将其厘定为液压角砾岩,其成矿构造类型为液压角砾岩(流体角砾岩的一种)型成矿构造[9,11]。显然,将其厘定为构造角砾岩与液压角砾岩,其找矿思路与成矿预测的效果是不同的。

(2)成矿构造成因的正确厘定,是判断一组(套)成矿构造是否有成因联系的必要条件。双王角砾岩带严格受钠长岩层(C 层岩系)控制,钠长岩层为海底喷流沉积物,具有区域性。其两侧岩系由内向外分别为:互层的细晶石英岩(喷流硅质岩)与石英绢云板岩(B 层岩系),绢云板岩(A 层岩系)。经过脆-韧性构造层次下的变形分解,能干性岩层——钠长岩层变成透镜体状弱应变域,非能干性岩层——绢云母板岩则变成线性强应变带。由于高剪应变带内温、压条件相对较高,其中的成矿流体通过构造泵吸沿微裂隙渗透到弱应变域中,并产生周期性液压致裂与裂开-愈合,最终形成含金铁白云石胶结的钠长角砾岩体。由此认为,控制Ⅴ、Ⅶ、Ⅷ号矿体的已知成矿构造单元,在构造上与成矿上是具有成因联系的[9]。

(3)成矿构造单元几何结构的正确厘定,有助于成矿构造系列空间结构的建立。双王金矿单个成矿构造单元具有透镜状结构(图 6),在平面上与横剖面上皆呈长扁透镜状,在纵剖面上皆呈近圆形。单个已知透镜状矿体出露的长度介于 300~700 m,最大厚度介于 30~120 m,透镜状矿体之间的间距介于 400~800 m。上述已知成矿构造单元的几何结构及相互间的空间关系,为预测未知(隐伏)成矿构造单元的几何结构及空间位置创造了必要条件。

(4)成矿构造形成演化的正确厘定,有助于成矿构造系列空间结构的完善。毫无疑问,多数成矿构造系列的空间结构或多或少受到过早期构造的限制与后期构造的叠加、改造、甚至破坏。双王含金角砾岩带被北东向走滑正断层错断(图 6),并导致断层上盘地表缺失找矿标志层——C 层岩系,如果考虑到走滑正断层的影响,并结合对单个成矿构造单元几何结构与空间形态的认识,则不难对Ⅹ号隐伏矿体作出预测(图 6)[9],而其他找矿思路则很难作出上述判断。

(5)成矿物质场与构造成矿场的空间叠合,是一般构造转变为成矿构造的基本条件。同一构造体制下形成的构造(同一构造体系中的构造),如果其不

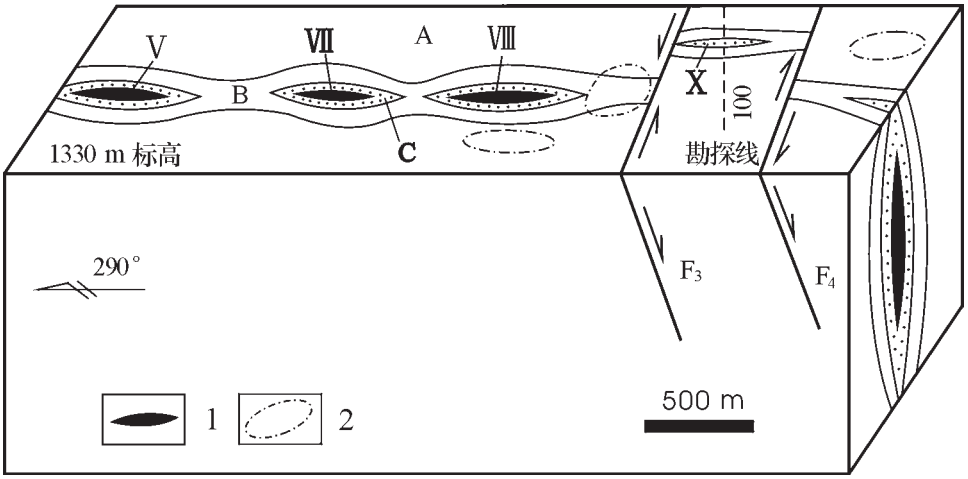


图 6　双王金矿的成矿构造单元及由其组成的成矿构造系列的空间结构
1—透镜状液压角砾岩型金矿体;2—被钻探证明是无矿的物探异常;A—绢云板岩;B—互层的细晶石英岩与石英绢云板岩;C—钠长岩;Ⅴ、Ⅶ、Ⅷ—已知的成矿构造单元;Ⅹ—预测的成矿构造单元

控矿,则不能称为成矿构造。双王角砾岩带中透镜状液压角砾岩体并不都是成矿的, 而只有处于特定成矿场中的液压角砾岩体才能成矿,因此,构造体系与成矿构造系列的概念虽有联系, 但在本质上是有区别的。

基于上述思路,笔者在图 6 所示的 100 勘探线布设了 2 个钻孔,并见到了与Ⅴ、Ⅶ、Ⅷ号成矿构造属同一成矿构造系列中的Ⅹ号隐伏的成矿构造[9]。而且,根据上述思路,则完全可以认定图 6 中的物探异常为非矿致异常, 从而完全可以避免因无矿钻探而造成的经济损失。

9　成矿构造类型划分的地质意义

划分成矿构造类型,是为了鉴别成矿构造的"身份",也是深入研究成矿构造的开始。如果熟悉并掌握各式成矿构造类型的特征, 就可以对单一构造系统,甚或复合构造系统中已知成矿构造进行"身份"确定,然后再把它们进行归类,看是否具有"血缘"关系,是否能组成一个相互联系的、具有一定几何结构的成矿构造"家族"(简称"成矿构造系列"),并根据其几何结构,或者再结合其他资料,如物探、化探结果所显示的异常结构,对未知成矿构造(隐伏矿体)进行可信的预测。因此,成矿构造类型的划分,是成矿构造研究中的重要环节, 是实现成矿构造预测目标的重要保证,也是提出成矿构造系列的前提。笔者将成矿构造分为构造型成矿构造与流体型成矿构造,每种类型又划分为 4 种亚类型,这对于区分矿化类型与成矿构造类型、成矿构造类型与形变类型之间的关系,具有重要的理论与实际意义。

参考文献:

[1] 陈国达. 成矿构造研究法[M]. 北京:地质出版社, 1978.
[2] 翟裕生主编. 矿田构造学概论[M]. 北京:冶金工业出版社, 1984.
[3] 弗.伊.斯米尔诺夫. 矿床地质学[M]. 北京:地质出版社, 1985.
[4] 汪劲草. 成矿构造系列的类型划分与应用研究[D]. 中南大学博士学位论文, 2001.
[5] 汪劲草, 彭恩生, 孙振家. 初论成矿构造系列[J].桂林工学院学报, 2000, 20(2):123-127.
[6] Sibson R H. Fault rock and fault mechanisms [J]. J.Geol.Soc. London, 1977,133:191-213.
[7] 汪劲草, 彭恩生, 孙振家. 流体动力角砾岩分类及其地质意义[J]. 长春科技大学学报, 2000, 30(1):18-23.
[8] 汪劲草. 褶皱过程中含金石英脉形成的构造机制 [J]. 地质论评, 1997, 43(1):78-84.
[9] 汪劲草, 汤静如, 王国富, 等. 太白双王含金水压角砾岩体的形成过程和金矿体预测[J]. 地质论评, 2001, 47(5):508-513.
[10] 汪劲草, 彭恩生, 孙振家. 青海锡铁山铅锌矿床喷流沉积后的构造再造过程[J]. 大地构造与成矿学, 2000, 24(2):163-169.
[11] 汪劲草, 夏斌, 嵇少丞. 论构造透镜体控矿 [J]. 中国科学, 2003, 33(8):745-750.
[12] Colvine A C. An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits:Ontario Geological Survey [J]. Open File Rep.1984, 5524:98.

[13] 卢焕章, Archambault G, 李院生,等. 山东玲珑—焦家地区形变类型与金矿的关系[J]. 地质学报, 1999, 73(2):174-187.

[14] 陈柏林. 构造形变类型与金矿化类型的关系[J]. 世界地质, 2000, 19(3):217-223.

[15] 汪劲草. 成矿构造中若干重要问题的讨论——兼论阿尔泰造山带的成矿构造系列[D]. 中国科学院博士后出站报告, 2003.

[16]刘继顺. 韧性剪切带中金矿研究的若干问题[J]. 地质论评, 1996, 43(2):123-128.

[17] 汪劲草. 山东焦家断裂带下盘发现锥形断裂控制的工业矿体[J]. 地质论评, 2002, 48(2):248.

[18] 汪劲草, 夏斌, 汤静如, 等. 构造透镜体中锥形断裂的形成过程. 地球科学进展[J]. 2003, 18(2):317-320.

[19] 王京彬, 王玉往, 王莉鹃. 大兴安岭中南段成矿背景及找矿潜力[J]. 地质与勘探, 36(5):1-4.

[20] 赴斌. 中国主要矽卡岩及矽卡岩矿床 [M]. 北京: 科学出版社, 1989.

[21] 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国民, 等. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京:地质出版社, 1984.

[22] 汪劲草, 汤静如, 王国富, 等. 东川因民角砾岩为水压角砾岩的地质证据及其成因意义[J]. 地质论评, 1999, 45(1):70.

[23] 汪劲草, 王建业, 王正云. 东天山博格达裂谷发现大规模层间水力断裂系统[J]. 地球科学进展, 1998, 13(4):403-406.

[24] 汪劲草, 夏斌. 伊宁吐拉苏火山盆地金矿的成矿构造系统与远景评估[J]. 新疆地质, 2003, 21(4):383-386.

[25] 汪劲草, 夏斌, 雷鸣波, 等. 伸展型脆-韧性剪切带对沃溪钨锑金矿床的构造控制[J]. 吉林大学学报, 2003, 33(2):135-140.

[26] 李建威, 李先福. 液压致裂作用及其研究意义[J]. 地质科技情报, 1997, 16(4):21-34.

[27] 汪劲草, 夏斌, 汤静如. 对玲珑—焦家矿集区几个关键构造问题的认识[J]. 大地构造与成矿学, 2003, 27(2):147-151.

[28] 梅友松, 汪东波, 黄浩, 等. 同位成矿概论 [J]. 地质与勘探, 1995, 31(5):3-14.

[29] 汪劲草, 汤静如, 彭恩生, 等. 湖南江永铅锌矿床岩溶成矿构造系列及其演化[J]. 地质找矿论丛, 2000, 15(2):159-164.

[30] 汪劲草, 夏斌. 湘中新化锑金矿床成矿构造系列及其找矿预测[J]. 大地构造与成矿学, 2002, 26(3):271-275.

隐(盲)矿床的预测找矿和深部勘探

朱裕生[1]　梅燕雄[1]　吕志成[2]　韦昌山[2]

(1.中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037;中国地质调查局发展研究中心,北京 100083)

提　要:随着地表露头矿和浅部矿愈来愈少,寻找和勘查开发深部隐(盲)矿床、难识别矿床和已知矿床的超度延深矿体已成为矿产勘查的新内容。笔者论述了深部隐(盲)矿床的预测和勘查历史,根据反映预测和勘查难易程度的矿床类型及找矿标志等因素将隐(盲)矿床分为4个大类、11个亚类,对当前中国深部矿床勘查问题进行了初步探讨。

关键词:隐(盲)矿床;矿产预测;矿产勘查;深部找矿

随着矿产勘查程度的逐年提高和地表露头矿、浅部矿愈来愈少,寻找和勘查开发深部矿产资源的呼声越来越高。国民经济的持续快速发展对矿产资源的消耗量和需求量迅猛增长,已探明矿床的资源/储量满足不了日益增长的需求、矿产资源保证程度的持续下降,地质找矿工作面临"推进深部找矿、缓解储量危机"[1-7]的繁重任务,急需新理论、新技术和新方法的创新与应用。新中国成立以来,中国对矿山已做了50余年的勘查和开发,对隐(盲)矿床和已知矿床的超度延深矿体、难识别矿床有不少新认识,积累了勘查这类矿床的丰富经验,正在实施的"危机矿山接替资源找矿"项目亦将"隐(盲)矿床的预测找矿和深部勘探"理论和方法研究列为关键技术课题。本文是笔者在矿山多年开发和"危机矿山接替资源找矿"项目实施过程中积累的大量资料综合而成,不妥之处,敬请各位专家和同行指教。

1　概　述

深部矿产资源勘查是世界各国的勘查重点及研究热点,寻找和勘查开发深部隐(盲)矿床、难识别矿床和已知矿床的超度延深矿体已成为矿产勘查的新内容、新发展和新挑战。20世纪70-80年代,美国地质调查局即开展"隐伏矿及低品位矿等找矿的预测评价方法和勘查技术方法研究;原苏联土尔盖和鲁德内依阿尔泰应用成矿预测理论和综合性立体地质方法,在深部成功地找到了斯捷普诺依、塔洛夫斯克、鲁布佐夫斯克和扎哈罗夫斯克4个隐伏的多金属矿床;埃卢腊铅锌矿床和奥林匹克坝铜铀金矿床的发现被称为寻找隐伏矿床新纪元的开始[8]。

中国对隐伏矿床预测的探索工作始于20世纪的50年代,甘肃小铁山隐伏大型黄铁矿型多金属矿床的预测成功即是典型的一例,当时主要是依据地质构造和成矿理论的分析类比研究在已知矿床外围进行预测的;60年代初期,江西、广东等省地质部门对石英脉型钨矿进行综合研究,运用"五层楼"模式找寻同类隐伏钨矿取得了显著效果;60年代中期,云南个旧锡矿根据花岗岩突起控矿的认识,采用大面积电测深方法,并结合化探构造原生晕和岩石变质变形特征研究,探索隐伏花岗岩突起的位置,导致大型锡铜矿床隐伏矿体的发现;60年代中后期到70年代,中国地质工作者将地质力学理论广泛运用于矿产预测勘查实际,总结了构造体系控矿、多级控矿、结构面控矿、复合控矿及等距控矿等规律性认识,在江西大余木梓园隐伏钨锡矿床、河南卢氏夜长坪隐伏钨钼矿床等的预测找矿实践中取得非常好的应用效果。"七五"期间,国家科委组织了"中国东部隐伏矿床预测"科技攻关项目,在安徽铜陵狮子山矿田、江西九江城门山—瑞昌武山矿田、湖北大冶铜绿山矿田、广西大厂矿田等地开展深部成矿预测,成效显著;90年代末,朱裕生等在新疆阿舍勒铜多金属矿区

收稿日期:2007-08-20;**改回日期**:2007-08-27

作者简介:朱裕生,男,1937年生,研究员,长期从事区域成矿学和矿产预测研究。

开展了三维立体预测试点,是一次较成功的尝试。

1962年,中国地质部制定了《综合地质普查勘探方法暂行工作条例》,要求在地质观察研究的基础上,根据不同地质矿产特征、自然地理条件及地球物理、地球化学特点,合理地、有效地使用物探、化探和探矿工程手段,进行资料的综合研究,更充分地发挥它们的作用和更深入地认识地质体,从而达到多快好省地勘查矿床的目的。1985年,地矿部太原普查会议提出:"我国东部大部分地区和西部交通条件较好的地区,……今后主要面临向深部进行寻找隐伏、半隐伏和难以识别的矿","地质研究程度较高的地区,……找矿工作主要转入找隐伏矿、半隐伏矿、难以认识的矿、新类型矿及探索新的找矿领域"。太原会议所制定的新一轮固体矿产普查勘探的方针为寻找隐(盲)矿床和深部勘查指明了方向,使矿产勘查进入深部矿产勘查的新阶段,具有深远的历史意义。

21世纪初,国家设置了"危机矿山接替资源找矿"项目,初步总结了深部矿床特定的延深规律,主要包括已知矿床的多台阶控矿分段富集的规律、已知矿床的共生异体超度延深的普遍规律、已知矿床的侧伏富集规律、已知矿床的旁侧有利成矿环境成矿富矿体富集规律、新类型矿床与已知矿床的同体共生和同生异体的富集规律、深部矿床(体)受主控矿成矿地质条件控矿因素和地质找矿标志信息提取途径、超深隐伏矿床(体)延伸特征等。这些新发现、新规律和新思路已经成为指导隐(盲)矿床预测和深部矿床(体)勘查的理论基础,开拓了中国隐(盲)矿床和矿床深部勘查的新纪元。

2 隐(盲)矿床的分类

隐(盲)矿床在地表没有出露,其地质特征、控矿因素和找矿标志难以直接观察到。隐(盲)矿床的埋藏深度是影响隐(盲)矿床预测方法选择和地质勘查难度的重要因素,但不是关键因素。对隐(盲)矿床按其自然特征对预测、勘查难度的影响做出分类,可以提高隐(盲)矿床的预测准确度和勘查效益。

对于隐(盲)矿床的分类,众多学者做过研究,归纳起来有以下几方面:

П.А.舍赫特曼等[9]按矿床出露的实际情况将隐(盲)矿床划分出覆盖矿床、掩埋矿床、掩覆矿床、隐藏伏或盲矿4类;彼德斯(1979)按成因类型将隐(盲)矿床划分为盲矿床、淋滤矿床、分带矿床、削蚀矿床和被隐蔽矿体5类;池三川[10]按埋藏方式将隐(盲)矿床划分为盲矿体、覆盖盲矿床、埋藏矿体和埋藏盲矿体4类;刘家远[11]按矿床的原始特征将隐(盲)矿床划分隐伏矿床、覆盖矿床(再进一步划分为沉积覆盖矿床、断裂掩埋矿床、淋滤覆盖矿床3个亚类)和半隐伏矿床3类;梅燕雄[12-13]根据隐伏矿床形成机制和埋藏情况将隐(盲)矿床划分准隐伏矿床、半隐伏矿床、覆盖矿床、隐蔽矿床和盲矿床5类。这几种典型分类的共同点是以矿床埋藏的实际情况进行分类,较直观,但对隐(盲)矿床的预测勘查和深部找矿来说,提供有效的成矿信息甚少,难以有效指导预测和勘查深部隐(盲)矿床。

在矿床成因分类中,列出的岩浆型铜镍矿床、斑岩型铜钼矿床、矽卡岩型锡铜矿床、海相火山岩型块状硫化物矿床和沉积型磷矿等,矿床类型已提供了极为丰富的成矿信息,矿床的勘查标志极为明确。现代矿产勘查和矿山开采积累的矿床资料极为丰富,已建立了数据库和成矿模式、找矿模型,甚至建立了数字化找矿模型。因此,有可能应用隐(盲)矿床的成矿标志和成矿信息进行分类。现代成矿学认为,成矿有利空间在地下5~10 km的深度范围内,地壳的这个空间正好是地球的内力和外力地质作用的交汇地带,也是地球化学及地球物理的复合场,多种成矿作用在这里发生突变和藕合,使成矿物理化学条件发生转折,驱动成矿流体迁移和成矿元素的分异与富集,有些矿体有可能垂直延伸达4~5 km或更深。现在地表出露的矿集区,可能是矿产资源富集体出露在地表的某一部分,其余部分仍然深埋地下,出露部分是已经勘查的已知矿床和矿产预测的目的物,未出露部分是人们所指的隐(盲)矿床。目前人们勘查总体深度在0~600 m,尚未勘查的深埋而未出露部分称第二勘查深度,这个深度大体在地表以下600~2500 m(按当前的勘查技术定为2500 m为下限。笔者所指的隐(盲)矿床,大体在地表1000 m以下,而主要是指第二勘查深度的矿床。这部分矿床的勘查分类与地表出露矿床的勘查分类有较大区别。

笔者认为,露头矿与隐(盲)矿床最大的区别是隐(盲)矿床失去找矿信息或其直接找矿信息较难辩认,但根据成矿学理论推断认为:

(1)当代成矿学的研究无论在区域上还是各类、各矿种的典型矿床都已建立了一系列的区域成矿模式、典型矿床成矿模式和找矿模型(地质的、物探的、

化探的、遥感和综合的),从中观察到隐(盲)矿床物质来源和形成的成矿地质环境不同,它们赋存的地质条件、矿床自身的特征和四维空间的分布规律不尽相同。已有的矿床成矿模式和找矿模型提供的多元成矿信息和找矿信息可知:①一些矿床(产)的基本特征和成矿规律基本上是确定的,如Cu-Ni-Pt、Cu-Ni、Fe-Ti-V、P等岩浆型矿床与岩浆侵入作用形成的超镁铁质或镁铁质侵入岩类有成因联系;②有些矿床(产)的分布规律比较确切,如花岗岩型稀土稀有金属矿床、伟晶岩型稀有金属矿床、斑岩型Cu-Mo矿床(包括含金、钨、钼、铅锌等斑岩型矿床)和赋存在岩浆侵入体接触带中的矽卡岩型矿床和脉状矿床等;③有些矿床(产)明显受特定地质-岩相-岩性的控制或赋存在特定层位、特定岩性、特定变质相中,如我国沉积型锰矿、铝土矿、煤矿(煤系地层)、磷矿、铅锌矿、鞍山式铁矿(变质岩和特定变质相)、宁乡式铁矿(沉积型)、砂岩型和硅质泥岩型铀矿等;④有些矿床(产)的成矿作用和空间分布较复杂,这些矿床的成矿特征至今还是不确定的,它们的赋存规律有很大的不确定的,至今仍处于探索过程中。前3种赋存方式的矿床在出露情况下,四维空间的分布规律在矿床成因分类中可以掌握和找矿信息可以推断了解;在隐伏状态下,可以矿床成因类型为基础推断其四维分布的规律,从已知矿床类型着手、顺藤摸瓜,判断隐(盲)矿床的空间位置。在这方面国内外已有很多成功的例子。第④类矿床在出露情况下的四维空间规律较难判定,在隐伏情况下,四维空间的分布规律更难推测,但按当前已知矿床矿集区提供的宏观信息,还是有可能对它提出空间位置分布的轮廓性认识。

(2)隐(盲)矿床在埋藏深度相当的情况下,矿床类型不同,其矿石矿物的共生组合特征各不相同,空间分布规律也不同,这些共生组合的规律直接影响到隐(盲)矿床的预测评价方法选择和勘查难度,如中国华北陆块的煤、铝、粘土矿(局部尚有铁)赋存在中上奥陶统与中石炭统的不整合面上,一旦将其不整合面的岩相古地理条件做了探索,上述3种矿产的空间分布规律得以认识,为这些矿产的隐伏矿床预测远景区的圈定和矿产勘查提供了科学依据。又如硅铁建造型铁金矿床,一旦发现了变质型铁矿(属鞍山式),金矿床也就可以预测和勘查,极大地降低了隐(盲)矿床的预测和找矿难度,提高了找矿效益。

(3)隐(盲)矿床当埋藏深度即使相同时,隐(盲)矿床周围地质体(或介质)的物理化学性质差异很大、导致选择的预测找矿方法及采用的技术手段根本不同,例如当矿体重、磁、电等物性与围岩或介质有很大差异或金属矿产的物性与围岩(或介质)无任何差异的前提下,隐(盲)矿床预测方法及勘查难度必然很不相同,前者很容易以综合物探方法加以追索和圈定;后者预测和找矿的难度很大,其难度视其化学性质与围岩或介质之间的差异大小而定。

隐(盲)矿床预测和勘查的具体情况差别悬殊,其难度各不相同。总体来说,难度很大,只有在现代成矿学理论指导下,应用新理论、新技术,新方法才有可能突破隐(盲)矿床预测评价和勘查工作中的关键技术问题,方可收效。矿床的成因类型、矿床(产)空间分布规律、矿床及其矿石矿物的共生组合分布规律的理论认识,以及掌握了矿床赋存的地质标志才能为隐(盲)矿床(产)的预测和勘查提供科学依据。据此确定了隐(盲)矿床(产)的分类原则:①隐(盲)矿床(产)的可能成因类型和和推断的四维空间分布规律;②隐(盲)矿床(产)共生产出规律及矿石矿物的共生组合特征;③隐(盲)矿床(产)与赋矿围岩地质体、介质的物理化学性质之差异和隐含的以简接找矿标志为主的物理化学性质的差异;④隐(盲)矿床的埋藏条件,即隐伏矿床的赋矿地质体出露地表和盲矿床掩埋物的物理化学性质或覆盖物的特征等。根据上述原则,将隐(盲)矿床分为四大类11亚类(表1):

Ⅰ—成矿标志显著的隐(盲)矿床

Ⅰ-1 主要与基性-超基性岩浆侵入作用有关的隐(盲)矿床。

Ⅱ—地质空间分布确定的隐(盲)矿床

Ⅱ-1 与中-中酸性岩浆侵入作用有关的隐(盲)矿床;Ⅱ-2 受特定地层层位(或地质界面)控制的隐(盲)矿床;Ⅱ-3 在特种地质环境中形成的隐(盲)矿床;Ⅱ-4 已知矿床超度延伸的隐(盲)矿床。

Ⅲ—成矿标志间接的隐(盲)矿床

Ⅲ-1 与酸性岩浆侵入作用有成因联系的隐(盲)矿床;Ⅲ-2 受控特定火山岩类、火山机构的隐(盲)矿床;Ⅲ-3 与海相火山喷发作用有关的隐(盲)矿床。

Ⅳ—成矿理论推断的隐(盲)矿床

Ⅳ-1 复合成因的隐(盲)矿床;Ⅳ-2 成因类型

表 1　隐(盲)矿床分类

类	成矿标志显著的隐（盲）矿床（Ⅰ）	地质空间确定的隐（盲）矿床（Ⅱ）				成矿示踪信息简接的隐（盲）矿床（Ⅲ）			成矿理论推断的隐（盲）矿床（Ⅳ）			
亚类	与基性-超基性岩类侵入作用有关（盲）矿床（Ⅰ）	与中酸性岩浆侵入作用有关的隐（盲）矿床（Ⅱ-1）	受特定地层层位（或界面）控制的隐（盲）矿床（Ⅱ-2）	在特种地质环境中形成的隐盲矿床（Ⅱ-3）	已知矿床超度延深的隐（盲）矿床（Ⅱ-4）	与酸性岩浆侵入作用有成因联系的隐（盲）矿床（Ⅲ-1）	受控特定火山岩类、火山机构控制的隐盲矿床（Ⅲ-2）	与海相火山喷发作用有关的隐（盲）矿床	复合成因的隐（盲）矿床（Ⅳ-1）	成因类型不明的（热水、热卤水）隐（盲）矿床（Ⅳ-2）	有确定物质来源的隐（盲）矿床（Ⅳ-3）	矿床成矿系列和区域成矿对称分带理论推断的隐（盲）矿床（Ⅳ-4）
空间分布规律	矿床赋存在超镁铁质、镁铁质岩体的岩相中	矿体赋存在中-中酸性岩类侵入体的顶部或接触带	矿体受沉积岩相或地层界面或构造控制	干涸盐湖类控制的盐湖类矿床、河流控制的砂矿型矿床，或岩溶型矿床	已知矿床超度延深或共生异体、或共生同体、或新类型矿床	矿床赋存在酸性岩浆侵入体顶部、接触带或附近的围岩中	矿体与火山机构，角砾岩筒有关	与海相火山岩层和海底火山机构有关的矿床	与成矿作用叠加改造有关的矿床	与热水（或热卤水）成矿作用有关的矿床	受岩相古地理控制而成矿物质来源充裕的矿床	区域成矿的对称分带
共伴生元素及可能出现的矿床类型组合	Cu-Ni、Cr-Pt、Fe-Ti-V，石棉、P、金刚石等岩浆型矿床	Cu-Mo-Au、Mo-W、Au 等斑岩型、矽卡岩型矿床	Cu-Co、Al、煤、Mn、P、高岭土、粘土U、Fe、Au 等沉积型、热液型、砂岩型矿床	K 盐、Na 盐、Mg 盐、Li 盐、石膏、Au、W、Sn、金红石等盐湖型、砂矿型	各种类型矿床	Fe-Cu，Pb-Zn-Ag、Fe、Au、W-Sn-Mo-Bi、Li-Be-Nb-Ta、玉石等矽卡岩型矿床	萤石、明矾石、Cu-Au、Fe、Mo、Pb-Zn-Ag 等火山热液型、玢岩型、次火山岩型、角砾岩筒型矿床	Cu-Zn、Pb-Zn、Ag、Fe 等海相火山岩型矿床	Ni-Mo-U-Y、Pb-Zn-（Ag）、Sb-Au、Hg-Sb-（Au）等复合成因矿床	Au、Pb-Zn-Ag 等低温热液矿床	Cu、Cu-Ag、Au、U 等砂岩型矿床	各种类型矿床
矿体与赋存围岩之间物理、化学性质的差异程度	物、理化学性质差异大	物理、化学性质有差异，含矿岩体与围岩介质之间的差异大	地层与矿体之间的物理、化学性质有较大差异	矿体与围岩的差异不很大，但地层层位有明显的差异	矿床类型不同，差异各一，与已知矿床类型相同者按已知矿床确定其异同	矿体与围岩之间的物性，化学性质差异明显	差异显著，但地质产状特殊	矿体与围岩差异大	矿体与围岩之间的差异甚小	矿体与围岩有差异	矿体与围岩差异不大	矿床类型不同，差异各一，同一矿床类型、差异不大
找矿预测和勘查方法	地质研究，确定成矿地质环境，重磁、电和遥感方法	成矿地质背景研究，掌握岩浆-构造带的空间分布规律用磁、电、化探方法	研究岩相古地理和构造特征，编制构造岩相图，化探方法较适用	古地理、地貌分析及现代沉岩相研究、物化探方法、遥感方法	矿床及矿田构造研究，化探原生晕及井中磁、电测量	构造-岩浆带研究、物、化探重磁结合方法和化探方法	火山-构造研究，阐明火山机构分布规律，化探和物探结合方法	构造研究，地层研究和物化探结合的方法	地层研究和化探方法为主、物探方法辅助	成矿规律研究，构造热点定位、应用综合方法	古地理和现代地貌研究，物化遥多元信息方法	成矿区带研究和多元信息对比分析
典型矿床实例	喀拉通克Ⅱ号岩体、东天山图拉尔根，河北承德磷、铁盲矿	山西支家地铅锌银矿床、山东金岭铁矿、安徽铜岭姚家岭铜矿	山西晋中铝土矿、煤前苏联库尔斯克巨型富铁矿	罗布泊钾盐、江西樟树和江苏金坛钠盐等	胶东河西金矿、辽宁红透山铜锌矿、弓长岭铁矿；个旧锡铜矿（玄武岩层下新矿体）、铜陵、铜山 Cu-Fe 矿（共生异体）	澳大利亚塔斯曼尼亚岛锡石硫化物矿床、福建管查铅锌矿床，安徽铜陵狮子山铜矿	安徽马鞍山和尚桥铁矿、罗河铁矿、大鲍庄铁矿、河南祁雨沟金矿等	葡萄牙内维斯-科尔沃块状硫化物矿床、新疆阿舍勒铜锌矿床	贵州猫猫厂、澳大利亚库恩加拉铀矿床	加拿大派恩帕内特铅锌矿床；陕西山阳西坡岭汞（锑）矿	澳大利亚奥林匹克坝 Cu-Au-U 矿床、滇北的砂岩型铜矿	新疆准噶尔盆地南北缘的 Cu-Ni-（Pt）矿床，华北陆块南北缘的铂矿床

不明(热水、热卤水)的隐(盲)矿床;Ⅳ-3 有确定的物质来源推断的隐(盲)矿床;Ⅳ-4 矿床成矿系列和区域成矿对称分带理论推断的隐(盲)矿床。

上述分类,确认了矿床成矿作用的类别、反映了隐(盲)矿床自身的特征、展示了隐(盲)矿床预测和勘查评价的难易程度,拓宽了预测和勘查思路。

3　深部矿床勘查问题

隐(盲)矿床是深部勘探的主要对象。上述分类主要是从隐(盲)矿床勘查为基本出发点,考虑到矿床(体)在深部受控条件各异,矿床(体)的复变化是多样的,但变化的基本规律是有可能掌握的。

对深部矿床的理解各有差异,按成矿理论和相关资料(超深钻和个别超深开采矿床)认为"成矿有利空间在地下5~10 km的深度范围[14]内赋存了各类与岩浆-热液成因有关的矿床,由此提出了大型热液成矿作用的垂直延伸可达4~5 km。而俄罗斯科拉半岛的超深钻证实,在地下10 km深时,仍存在天水,说明地下10 km处,仍存在成矿流体。

地壳内成矿作用的深度随矿床类型的不同而各异。根据成矿理论和实验岩石学成果分析,与超基性岩类有关的铬铁矿床在地壳中形成大于20~30 km、硫化铜镍矿床形成的最大深度达10 km;高温热液矿床侵位深度约7~8 km;矽卡岩型矿床在4~5 km;火山岩型矿床侵位小于2 km;热卤水型成矿作用小于2 km;沉积成矿作用为地表水体;韧性剪切带型矿床的成矿深度在2 km(浅部带)至3~5 km(中浅部带)至5~10 km(中部带)至大于10 km(深部带),由此认为成矿作用主要发生在浅部及中浅部,一般不超过3~5 km❶。

矿床类型不同,其形成深度差异很大。中国现有金属矿山的采矿深度一般在300~500 m,个别可达1000 m左右(如铜陵狮子山)。由此认为深部勘查系指地表以下500 m的矿床,考虑到采矿新技术的应用,深度可达2000 m❶。由此认为矿床深部勘查是指地表以下600~2500 m之间的矿床。

深部勘查的对象是隐(盲)矿床和已知地表矿床的超度延伸矿体。对隐(盲)矿床的勘查来说,捕捉它的示踪信息是勘查成功的关键。应用现代成矿理论和勘查技术方法,隐(盲)矿床的示踪信息有可能捕捉,并综合成为勘查决策的科学依据,大体分为以下几种情况:

(1)地表矿床超度延伸部分的勘查示踪信息

这类矿床可以依据已知矿床的成矿模式和找矿模型进行勘查;主要运用成矿理论,成矿作用的深度判断和已知矿床的成矿信息,用深部勘查工程(物探的、化探的和钻探的)控制和发现新矿体(含新类型矿床)。

(2)应用地质类比和多元信息集成方法捕获成矿信息,开展深部勘查。湖北大冶鸡冠咀铜(铁)矿,深埋在地下250 m处,地表是一片平原(农田)、但航磁、重力、激电、自电都有异常、叠合较好,各种方法的理论计算结果都出现异常,而且互相叠合。钻孔验证结果都见矿,证实多元信息集成方法是有效的。遥感成矿信息必需专门处理,它是寻找隐(盲)矿床,难识别矿床的有效途径之一。

(3)运用现代成矿理论,研究成矿规律、阐明成矿地质作用特征、进行隐(盲)矿床研究,为深部矿床勘查建立地质基础,成矿地质作用研究的内容包括:①沉积成矿地质作用,着重研究含矿地层深部延伸、隐伏夹层、水深、盐度、水温、氧化还原环境、酸碱度;沉积岩相、古地理、盆地类型、盆内及盆缘构造、分析同沉积构造。②火山成矿地质作用,着重研究火山地层特殊夹层、次火山岩体、喷发沉积的物理化学环境;火山喷发旋回、火山岩相、火山机构、火山构造。③侵入成矿地质作用,着重研究岩体延伸及隐伏岩体埋深、形态、产状、侵位构造、脉岩带、侵入角砾岩、隐爆角砾岩、接触带、围岩构造、捕掳体、岩浆作用影响范围。④变质成矿地质作用,着重研究原岩建造、变质相、成岩年龄、热事件年龄、多期变形构造、变质前原始构造环境。

(4)成矿蚀变作用的观察研究

成矿蚀变及其蚀变矿物类型组合是隐(育)矿床的外围标志,地球化学障碍识别的证据,有可能判定成矿元素富集的空间位置。成矿蚀变是成矿流体运移留下的地质纪录,按当代岩石学和矿物学研究,成矿流体及其形成的矿化蚀变作用有以下不同矿物组合:

①沉积流体成矿作用:岩性成分、颜色、特种矿物沉积岩(膏盐建造等);②热液流体成矿作用:A.强碱性环境:花岗岩类的钾长石化、酸性火山岩、沸石化、碳酸盐类、铁白云石化、白云岩化、碳酸盐化;B.强酸性环境:花岗质岩类的次生石英岩化、高岭石

❶叶天竺. 在第八届全国矿床会议上的学术报告, 2006.

化、蛋白石化;酸性火山岩:叶腊石化、明矾石化和基性岩类的黑云母化;C.中性环境:绢云母化、硅化、绿泥石化、钠长石化、绿帘石化、伊利石化、水云母化;D.强氧化环境:赤铁矿化;E.还原环境:黄铁矿化等等。

矿床赋存在两种不同性质的流体转换界面上,特别在强酸、强碱、高温高压、强氧化环境下溶解迁移;在低压低温、中性环境下沉淀,成矿元素在不同介面上富集成矿,称为"异相"定位是推断隐(盲)矿床的地质理论依据。

(5)成矿地质理论,特别是成矿系列理论捕捉隐(育)矿床的示踪信息

矿床成矿系列理论自1992年开始应用到矿产预测进行未知矿床(未知类型)的预测以后,已取得了成效,统称为"缺位"预测[15-18]。

隐(盲)矿床勘查对象主要是大型超大型矿床,在这方面已有成功的经验, 如滇东南麒麟厂深部隐伏的PbZn矿床、广西大厂深部的100号矿体、安徽铜陵狮子山隐伏矿床、辽宁弓长岭深部矿体等。根据成矿理论和多元信息预测了青海拉水峡深部CuNi矿床、四川尤黑木低缓磁异常的超大型铁矿床、四川会东通安磁异的致矿(铁)预测区粤西桂东巨型金异常预测区、川滇黔巨型CuCrNiCoPt稀有稀土异常预测区等。

总之,隐(盲)矿床和深部找矿是一个巨大的系统工程, 在近代的矿产勘查中成为全世界的主攻目标。中国已经行动起来,已经着手总结经验,纳入矿产勘查规划,进行科技攻关,有计划投入专项资金,现已初步取得成效。只要坚持下去,选中目标,有可能取得巨大的地质找矿效果。

参考文献:

[1] 刘广志. 推进深部找矿, 缓解储量危机--四院士对《中国黄金报谈关于当前矿产资源勘探问题》[J]. 探矿工程 (岩土钻掘工程), 2005,(12):1-12.

[2] 翟裕生, 邓军, 王建平, 等. 深部找矿研究问题[J]. 矿床地质,2004, 23(2):142-149.

[3] 邓尔新. 盲矿预测(一)[J]. 四川有色金属, 1994, (3):43-52.

[4] 邓尔新 .盲矿预测(二)[J]. 四川有色金属, 1994, (4):35-44.

[5] 邓尔新. 盲矿预测(三)[J]. 四川有色金属, 1995, (1):35-45.

[6] 邓尔新. 盲矿预测(四)[J]. 四川有色金属, 1995, (2):33-45.

[7] 邓尔新. 盲矿预测(五)[J]. 四川有色金属, 1995, (3):45-52.

[8] 胡惠民, 等. 大比例尺成矿预测方法[M]. 北京:地质出版社, 1995.

[9] П.А. 舍赫特曼, 等著. 石准立, 等译. 热液矿床详细构造预测图[M]. 北京:地质出版社,1982.

[10] 池三川. 隐伏矿床(体)的找寻[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1988.

[11] 刘家远. 隐伏矿床预测的理论和方法[J]. 广西地质, 2002, 15(1):25-37.

[12] 梅燕雄. 隐伏矿床的基本类型及其预测途径[J]. 河北地质学院学报, 1993, 16(1):47-55.

[13] 梅燕雄. 论隐伏矿床预测[C]//中国地质科学院成矿远景区划室编. 预测找矿文集. 北京:地质出版社, 1995:153-160.

[14] 翟裕生, 彭润民, 向运川. 区域成矿研究法. 北京:中国大地出版社, 2004.

[15] 朱裕生. 矿产资源评价方法学导论[M]. 北京:地质出版社, 1984.

[16] 朱裕生. 论矿床成矿模式[J]. 地质论评, 1993, 39(3):216-222.

[17] 朱裕生. 强化成矿规律研究,提高"调查评价"效益[J].中国地质, 2000, (6):18-40.

[18] 朱裕生. 矿产预测理论[J]. 地质学报, 2006, 80(10):1515-1527.

成矿自然矿区类型及成矿自然边界研究

梅友松

(北京矿产地质研究院, 北京 100012)

提　要:成矿自然区就是在有关成矿作用中,在其相关的成矿自然边界内所形成的矿床、矿体的地区。笔者按与“矿区”相关的成矿热活动中心起作用不同,划分为多中心成矿“矿区”类型、主单中心成矿“矿区”类型及介于两者之间的过渡型“矿区”类型。成矿自然边界有区域性的金属矿床成矿分区的自然边界,有包括多个矿床在内(矿田或矿集区)的成矿自然矿区的自然边界,还有矿床或亚“矿区”的自然边界,以及矿床中主要矿体的自然边界等。笔者认为可以综合运用以下几方面的内容,并结合实际研究确定成矿自然矿区边界:利用矿床(体)成矿温度的差别,研究成矿自然矿区的边界;按照成矿的相关地质条件,研究成矿自然矿区的边界;运用矿化、蚀变标志和综合找矿信息研究成矿自然矿区边界;推断的相关深部岩基产出部位,规模和特点,可用于研究成矿自然矿区边界。

关键词:成矿自然矿区类型;成矿自然边界;确定成矿自然矿区边界的方法

随着原有色地质部门找矿勘探工作的发展,20世纪90年代初, 笔者在研究金属域缘线性构造成矿和同位成矿时, 就提出了金属矿床分区确定成矿自然边界的问题[1],后又提出成矿自然矿区类型等[2]。研究这些问题对指导找矿是极为重要的。长期来,王京彬等[3]对这方面的研究十分重视,最近还著文论述了内蒙大井矿区成矿自然边界和新的矿化中心,在成矿理论上取得了新认识, 扩大了该区找矿远景区的面积,具体指导了找矿工作,矿区资源量有望获得较大的新增长。随着这些问题广泛深入研究,将会在成矿理论和找矿实践中取得更多的新成果。

1　成矿自然矿区的类型

成矿自然区就是在有关成矿作用中, 在其相关的成矿自然边界内所形成的矿床、矿体的地区。该区,按其相关成矿作用影响的范围,可划分为不同级次的成矿自然区,既有大区域的,也有局部地区的,现在主要是探讨后者中的成矿自然矿区的类型及其边界。在不同成矿自然矿区(简称“矿区”)内,矿产分布的特点是存在明显的差异的, 而这些差异与找矿勘查的关系甚为密切。究其原因与成矿条件的最佳配置和协同作用的差别有关,其中起“发动机”作用的成矿热活动中心所起作用的差别尤为重要。为此就按与“矿区”相关的成矿热活动中心起作用不同,划分为以下成矿自然矿区(“矿区”)类型。

(1)多中心成矿“矿区”类型。这类型的成矿自然矿区(“矿区”),具有多个成矿热活动中心。它们是在自然矿区内同成矿热活动格局的支配下, 既形成各自独立,相似的成矿热活动中心,产出独立的矿床,但又共同形成“矿区”自然边界。这类型的“矿区”是较多的,其标志性的特征是,在“矿区”内,可多处出现同矿种,或同矿种、同类型相似的矿床。每处的成矿热活动中心只控制所在地段的矿化、蚀变等分带。这些多个成矿热活动中心, 所形成的矿床也可各自称为亚“矿区”,这些亚“矿区”就与笔者常称的矿区接近或一致。

现就多中心成矿“矿区”类型的特征举例说明如下。例如湖南常宁水口山矿区,该“矿区”有几个成矿热活动中心,其中一个是水口山老区,该地段成矿热活动中心,位于中区下部部位,该处产出矽卡岩型铁铜矿(规模小),由岩体向外、向上分带清楚,中间部位有北西侧鸭公塘矽卡岩–热液型铅锌矿体, 东侧

收稿日期:2007-08-10;**改回日期**:2007-08-22

作者简介:梅友松,男,1933年生,教授级高级工程师,主要从事矿产地质勘查工作。

有老鸦巢热液型铅锌矿体，再向外为中—低温隐爆角砾岩型金矿床(老鸦巢金矿)。该区累计探明铅锌矿储量72万t、金储量约40 t。在中区成矿热活动中心的北东约3.5 km处，有另一个热液成矿中心——康家湾，累计探明铅锌储量140万t，金储量45 t、此外还有仙人岩等铅锌、金成矿中心。湖南桂阳坪—宝地区，实为同一个成矿自然矿区，初步分析“矿区”面积约160 km²，其中有多个铅锌多金属矿成矿热活动中心、成矿中心。就已知矿床而言黄沙坪、宝山、大坊、柳塘岭等。很可能还有未发现的隐伏矿床。云南个旧，也是一个多中心成矿“矿区”，沿五子山复式背斜轴部分布的成矿花岗岩，有多个局部突起，形成多个成矿中心。赣南相关的黑钨矿区，也属多中心成矿“矿区”。同时要指出的在成矿自然矿区内的亚“矿区”也存在多中心成矿的特点如湖南黄沙坪、内蒙大井等。

这类型的成矿自然矿区的找矿，一是要对多处相同、相似矿种或类型进行找矿，同时还要注意相关矿种的类型的找矿，如矽卡岩–热液型铅锌(铜)矿床多中心“矿区”在成矿热活动中心相关小岩体和附近接触带中要注意钼、钨、铋等矿产的找矿，在其外围要注意金、银等矿产找矿。黑钨矿多中心“矿区”除找钨矿外，在外围注意锡、铅、锌、金、银等矿产的找矿；二是要寻找新的重要成矿中心。由于这类型“矿区”易于出现新的成矿中心(亚“矿区”)，对此要特别注意(包括找隐矿床)，水口山、个旧、锡矿山等，曾取得“矿区”找矿的重大突破，是与此有关的。

(2)主单中心成矿“矿区”类型。这类型中，在全“矿区”相关的多个成矿热活动中心中，其中有一个是主要的，它影响着全“矿区”不同矿种、矿床类型的产出与分带，并影响着“矿区”自然边界的形成。其标志性的特征是，在主成矿热活动中心附近部位形成的矿种、类型，在“矿区”其他部位不会出现。其他成矿热活动中心、成矿中心，仅控制所在部位局部地段的矿种、矿床类型的产出。这些均属主单中心成矿自然矿区内的亚“矿区”(亚成矿自然矿区)

在此主要是研究全“矿区”的主单中心成矿“矿区”类型的特征，现举例如下，内蒙新右旗甲乌拉矿区 (以下简称甲区)、查干布拉根矿区 (以下简称查区)，为银铅锌矿床，银具超大型矿床规模(含共、伴生银)，铅锌为大型。这两个矿区实为一个成矿自然矿区(“矿区”)。其中主成矿热活动中心，位于甲—查区交接处附近的次火山热液铜矿产出地段 (铜矿规模小)。其外，向北(北西)有甲区的1、2、3、12、6、7号等6个铅锌矿体，向东(南东)有查区的X号铅锌矿体。这些矿体所探明的铅锌储量占甲—查矿区铅锌储量的82%，Pb+Zn品位7.17%。在甲区前述6个铅锌矿体再向北西，已知有19、40、34号等银矿体产出，银平均品位325.8×10⁻⁶。在查区X号铅锌矿体向东(南东)，这个地段探明的银储量占全区独立银含量的96%，银平均品位232.9×10⁻⁶。经初步分析甲—查成矿自然矿区的面积约120 km²。现在已工作的主要勘查区的面积约40 km²。因此还有进一步找矿前景，如查区向东(东南)、甲区向北西的延长部位等找金、银矿值得注意。但在此“矿区”内，除前述地段外，其他部位是找不到次火山岩铜矿的；属这类型的“矿区”，还有湖南郴县柿竹园地区，该区千里山复式岩体为本区主要成矿热活动中心，在其接触带附近部位产出柿竹园超大型钨矿床，其外，东侧有野鸡尾锡铜铅锌矿床，该地段的成矿热活动中心，主要是影响本矿床的矿化与蚀变分带，矿床成矿温度比前者低。再向外北东侧有纵树板铅锌矿床等。初步分析本区成矿自然矿区(“矿区”)面积约200 km²。找矿仍有回旋余地地区，但找钨、钼、铋矿只能在前述部位的有利地段进行，找其他矿种，也只能在相应矿带的有利地段进行；辽宁青城子地区，也属主单中心成矿自然矿区 (“矿区”)这一类型。其主成矿热活动中心，位于青城子铅锌床产出的有关部位，向外(东侧)有高家堡子大型银矿床、小佟家堡子大型金矿床等。要指出的是青城子成矿自然矿区的形成，是不同时期成矿热活动中心，在同部位叠加，保持稳定的成矿热活动格局作用的结果，在古元古代辽东裂谷轴部凹陷带内形成了喷流沉积铅锌矿，其后的成矿热活动中心，仍大体在此部位，铅锌矿受到改造，并在成矿热活动中心的外侧，形成了燕山期的(中)低温金矿床(刘国平2001年)。由此也说明，同时期与不同时期主成矿热活动中心同位出现，保持稳定的成矿热活动格局，是形成这类型“矿区”的前提条件。

(3)过渡型“矿区”类型。这类型是介于主单中心成矿“矿区”类型和多中心成矿“矿区”类型之间。既有主要成矿热活动中心控制全“矿区”的矿化分带，并形成自然边界，标志性的矿床也只产于主热活动中心附近的接触带部位，但其他多个成矿热活动中心、成矿中心发育共同构成成矿的主体。现暂将此类

列为过渡型。例如广西大厂锡多金属矿床,该区以龙条箱盖黑云母花岗岩为中心,从接触带向外依次为矽卡岩型锌铜、锌矿床(铜坑、拉么),锡石多金属硫化物矿床等。后者最主要是产龙箱盖这个主成矿热活动中心外的南西侧有长坡、巴力、龙头山等多个成矿中心地段,另外在北东侧有大福楼、坑马等成矿中心。由此构成了大厂超大型锡多金属矿床。该矿床的成矿,经历了海西期喷流沉积成矿和印支—燕山期改造成矿。但不同时期的成矿热活动中心、成矿中心、改造中心始终保持相对稳定,具有典型的同位成矿特征,为该区形成超大型矿床创造了这方面的最佳条件。大厂矿区由于海西期、中生代成矿热活动中心稳定,同部位产出,因此标志主单中心成矿"矿区"类型的铜锌矿床,只在主热活动中心附近的接触部位产出,近期在此部位的深部新增资源量:锌金属量90万t,铜金属量4万t。在主热活动中心的外侧,如前所述有多个锡多金属矿成矿热活动中心,其中有的仍有较好的找矿前景,还有可能发现新的成矿热活动中心或称新的重要矿床。由此也说明,研究成矿自然矿区类型,是具有重要意义的。

2　成矿自然矿区("矿区")边界研究

成矿自然边界有区域性的金属矿床成矿分区的自然边界,有包括多个矿床在内(矿田或矿集区)的成矿自然矿区的自然边界,还有矿床或亚"矿区"的自然边界,以及矿床中主要矿体的自然边界等。"成矿自然边界是一个立体边界,成矿自然边界的确定是找矿预测的关键科学问题",抓住了不同级次成矿自然边界研究与确定,在成矿理论上将会取得新成果,在找矿中,将会对所预测的有望找矿区域、远景区、靶区和老矿山探边摸底等提供科学依据。现在主要是研究成矿自然矿区("矿区")的成矿自然边界,并结合谈其它成矿自然边界等。现概述以下几点。

(1)利用矿床(体)成矿温度的差别,研究成矿自然矿区的边界。

例如湖南坪宝地区是一个与小侵入体有关的矽卡岩–热液型铅锌(铜)矿床多中心成矿自然矿区,其东南侧主要发育温度高的锡、钨矿床,据此结合其它条件就可研究确定该自然矿区东南部的成矿自然边界,在成矿自然矿区内,各亚矿区也可以利用成矿温度的差别确定矿床(体)的成矿自然边界,如黄沙坪矿区划分出钨钼矿床和铅锌矿床成矿自然边界等。

柿竹园地区,是一个主单中心钨、锡、铅锌矿床成矿自然矿区,该"矿区"内部为钨矿(如柿竹园超大型钨矿床),向外为锡矿(野鸡尾大型锡矿床),外侧主要是铅锌矿床(点)分布的矿带(有大、中型铅锌矿床),而在此铅锌矿带的东西两侧,均出现与其他岩体有关的锡矿床(点)。据此结合其他条件,就可确定东西两侧的成矿自然矿区的边界。

(2)按照成矿的相关地质条件,研究成矿自然矿区的边界。

这方面的条件,概括说是岩石(层)建造,矿化建造、构造和热活动强度等。例如海底喷流沉积矿床,有沉积岩容矿(Sedex)类型和火山岩容矿(VMS)类型,有利的岩层建造,是确定成矿自然矿区的基本条件,在这类"矿区"内喷发中心、同生断裂发育部位和硅质岩、菱铁矿、重晶石岩、相关碳酸盐岩等的分布,是确定亚自然矿,边界的重要依据;石英脉黑钨矿床发育的"矿区",陆壳基底层为砂质岩层建造,围岩主要是硅铝质岩建造,热事件具有继承性,在成矿时期(如燕山期)达到高强度,发育有利成矿的侵入体等,这些是确定成矿自然边界的基本条件。并根据矿化、蚀变的种类、结构、构造的变化与分带进一步划分相关的成矿自然边界。

还要指出的是,根据相关矿种重要独立矿床共生与非共生矿矿化建造的特点,圈定有关矿种的找矿远景区,研究成矿自然矿区的边界是很重要的。要引超注意。

(3)运用矿化、蚀变标志和综合找矿信息研究成矿自然矿区边界。

概括说,要根据矿化及其相关的蚀变和矿致异常(物化异常等)的分布与特点研究成矿自然矿区边界;利用成矿温度、迁移能力不同的元素产出与叠置,成矿元素正值异常与负值异常分布情况研究"矿区"自然边界;运用有针对性的物探方法结合地质、化探等手段研究成矿自然立体边界,其中包括矿体与无矿空间(或弱矿化区)相间产出的范围(如锡铁山铅锌矿区已知越过上、下共两个平均垂高100~300 m的无矿空间、招远夏甸金矿区越过上、下共两个垂高约100 m的无矿空间,见到规模大的矿体等);要重视运用地质遥感技术方法研究成矿自然矿区边界。

(4)推断的相关深部岩基产出部位,规模和特点,可用于研究成矿自然矿区边界。

根据同位成矿说,与中、酸性侵入岩有关的成矿

作用，在其上地壳深部几千米至十千米左右处有一个相关的岩浆房(或相关的二次岩浆房),并稳定活动才有利成矿；与基性超基性侵入岩有关的成矿作用,在下地壳的相关部位有其相应的岩浆房(或二次岩浆房),并稳定活动才有利成矿。因此利用深部岩基产出情况,研究成矿自然边界是重要的。

总之,要综合运用上述几方面的内容,结合实际研究确定成矿自然矿区边界。

参考文献：

[1] 梅友松, 汪东波, 黄浩, 等. 同位成矿概论 [J]. 地质与勘探, 1995, (5):3-14.

[2] 梅友松. 成矿规律若干问题研究[J]. 地质与勘探, 2005, 41(6):3-13.

[3] 王京彬, 王玉往, 王莉娟. 矿山找矿-整体勘查概要 [J]. 地质与勘探, 2006, 42(2):1-6.

铁氧化物–铜–金型矿床的地质特征、成矿模式和找矿标志

李友枝　周　平　唐金荣　施俊法

(中国地质调查局发展研究中心,北京　100083)

提　要:铁氧化物–铜–金矿床(IOCG),是 20 世纪 70 年代中期发现的一种新矿床类型,它以其显著的地球化学特征和多样化的矿物学、容矿岩石和局部地质背景等特征区别于其他矿床类型。由于该类矿床规模大、品味高,近年来对其关注程度正日益加大,对其研究程度也在逐渐加深。但是,对于该类矿床的研究而言,有着较多较为复杂的制约因素。例如,成矿地质背景尚不明了,成矿流体和成矿金属来源等还存在较大的争论。因此,笔者试图通过总结国内外 IOCG 矿床的重要研究进展和成果,分别从矿床的基本特征、成矿模式和找矿标志角度出发,进行较为系统而详尽的总结与阐述,希望能进一步促进该类矿床的研究和发展。

关 键 词:铁氧化物–铜–金矿床;成矿模式;找矿标志;地质特征;矿床成因

20 世纪 90 年代,国际上掀起了超大型矿床的研究热潮。在预期成矿类型之外"偶然"发现的奥林匹克坝铜–金–铀矿床,类型十分独特,曾被称为世界上独一无二的矿床,即"独生子"矿床。然而,随着近年大量类似矿床的发现, 以及对该类矿床研究的不断深入,矿床学家们发现, 这些矿床构成了一个新的类型,且将其统称为铁氧化物–铜–金 (–铀)–稀土及有关矿床 (英文多写为 Iron oxide–Copper–Gold Deposits,通常缩写成 IOCG 矿床)。该类型矿床一般规模大,品位较高。代表性矿床还有:澳大利亚的欧内斯特亨利、智利的坎德拉里亚(中生代)和巴西的萨洛博。目前,在国内已有众多学者关注该类型矿床[1–3]。但是,无论是在国内,还是国外,对其成因和归类尚未统一,对其找矿标志也缺少系统总结。笔者以国内外文献为基础,力图描述其主要特征,并总结其主要找矿标志,以引起国内勘查者的兴趣。

1　矿床基本特征

1.1　矿床时空分布

矿床可见于太古宙—上新世的岩石中,以形成于古元古代—中元古代的矿床较多。例如,巴西的萨洛博 3A Cu(–Au–Mo–Ag)矿床,赋存在大陆环境形成的太古宙萨洛博群变质火山–沉积岩系里。矿床形成压力和深度范围较大, 产出深度从地下 200 m 至 9 km,形成温度为低温到中温。

1.2　矿床形态与矿石矿物组合

矿体产出形态复杂多样,从不规则状到板状、筒状和透镜状等均有呈现。

矿石含磁铁矿或赤铁矿,或二者兼有,比例一般达 20%以上。在以磁铁矿为主的矿床中,矿石矿物是黄铜矿;在以赤铁矿为主的矿床中,铜矿物以斑铜矿和蓝辉铜矿–久辉铜矿为主,且矿床含 U,即沥青铀矿和钛铀矿。磁铁矿或赤铁矿体中均有不规则分布的硫化物。以赤铁矿为主的矿床有矿物分带现象:无矿赤铁矿–蓝辉铜–斑铜矿–黄铜矿–黄铁矿。

在所有矿床中,都有与黄铜矿伴生的黄铁矿。矿石中一般都含碳酸盐矿物、石英、重晶石、萤石和磷灰石。矿石中的伴生元素有 Co、Mo、Ag、As、U。

1.2　同位素数据与热液流体来源

该类型矿床中的硫化物,$\delta^{34}S$ 为 0~+4‰与

收稿日期:2007–08–17;**改回日期**:2007–08–20

基金项目:国土资源部百名优秀青年科技人才计划项目资助。

作者简介:李友枝,女,1967 年生,副研究员,主要从事地质科技情报研究;E–mail:lyouzhi@mail.cgs.gov.cn。

−15‰~7‰,硫系混合来源。奥林匹克坝矿床的 $\delta^{34}S$ 接近 0,表明有硫酸盐−硫化物缓冲矿物(与硫化物一起沉积的重晶石或硬石膏)存在。

该类矿床的 $\delta^{18}O$ 值变化不定,与其混合来源是一致的。在有些矿床中,针对“成矿阶段”所做的计算 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{34}S$ 值,或者表示是岩浆源流体,或者表示流体与缓冲系统内热发生互相作用。

流体包裹体的均一化温度 TH 为 150~500℃,盐度可达 70%当量;而成矿阶段的流体温度较冷,TH 为 150~450℃,盐度较低,为 10%~30%当量,成分变化不定,气体含量变化无常。

据称,奥林匹克坝矿床的流体,是酸性和基性源流体混合的结果。有些矿床具有复杂的元素组合,且出现重晶石和萤石矿物组合,表明矿石是由两个以上不同来源热液流体相互作用而形成的。

2 成矿模式

IOCG 成矿系统的所有模型,都需要有盐度较高、贫硫、相对氧化的流体,以解释系统中存在的丰富的铁氧化物和稀少的硫化物。关于 IOCG 矿床成因的争论,主要集中在成矿物质是否来源于岩浆热液(图 1,表 1)。关于某些或所有金属的“正岩浆”成因假说,目前研究结果不是将其归因于花岗岩,就是归因于其他火成岩[4−11],亦有归因于亲碱性的较基性岩浆的[12−13]。其他的研究结果[14−15],支持早期提出的假说,认为以岩浆热液成因为主的高温深成矿石,由于发生了各种低温热液事件或低温表生事件,使其品位有所增高或降低。岩浆模式涉及氧化的贫硫含金属卤水从同时期的岩浆中析出,此后的矿质沉淀受多种过程的驱动。对岩浆流体源的具体情况有各种推断,包括原始钙碱性弧岩浆、澳大利亚和北美有争议的克拉通内或远弧环境(Distal ore settings)中的Ⅰ型或 A 型花岗岩、碳酸盐岩到强碱性岩浆。流体源含有 CO_2 是岩浆模式中的一个重要因素,这不仅是因为在与矿化有关的流体包裹体中普遍存在 CO_2,而且还因为其在与 IOCG 系统推断深度相应

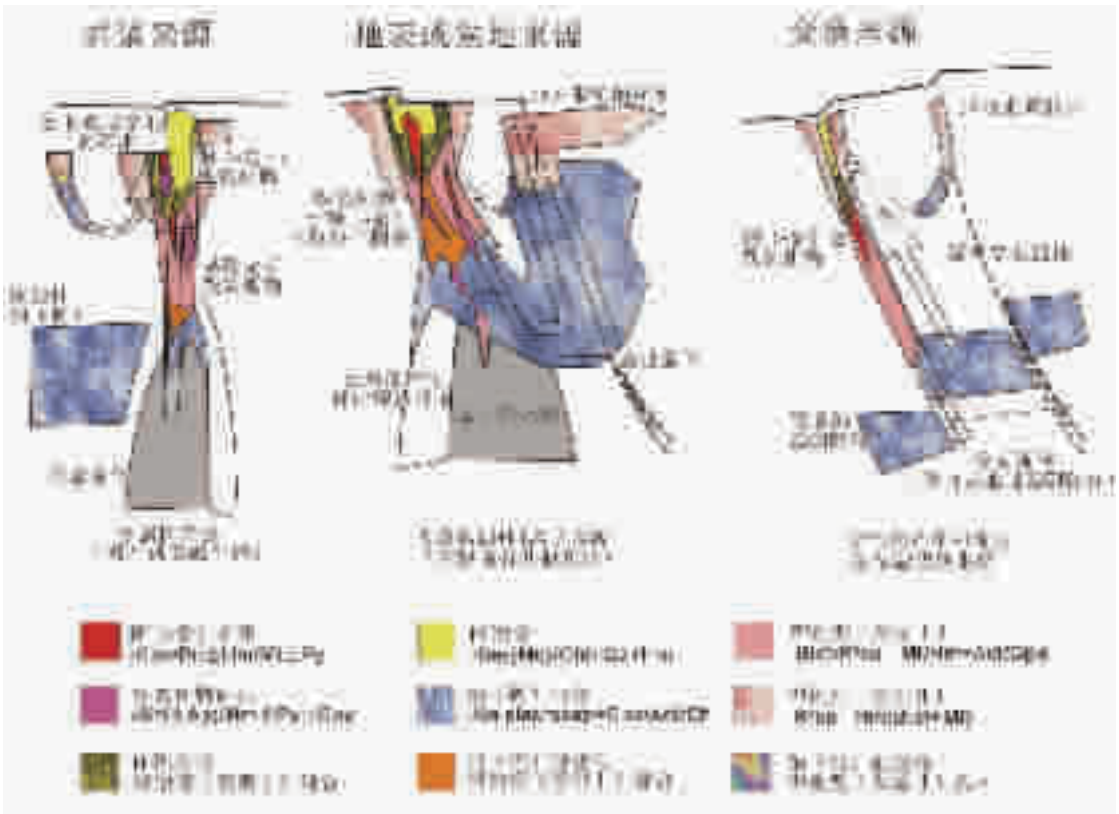


图 1 IOCG 矿床不同模式的流体路径和热液特征示意图

特征综合描述见表 1;箭头表示针对石英饱和岩石中不同流动路径预测的石英沉淀(形成石英脉),提供了一种关于流体流动的有用的一级近似指示(修编自参考文献[32−33])

表 1　IOCG 系统不同成因模式对比[20]

流体来源	岩浆	非岩浆	
		盆地/地表	变质
基本过程	从岩浆析出贫 S^{2-}的含金属卤水；受浮力而上升； 冷却、围岩反应±流体混合提供圈闭机制	非岩浆卤水热对流；围岩反应提供金属；冷却、围岩反应或流体混合提供圈闭机制	卤水组分通过脱挥成分或与其他水流体的反应以变质方式析出；受浮力而上升；冷却、围岩反应±流体混合物提供圈闭机制
与火成岩的伴生关系	成分从闪长岩到花岗岩的高钾氧化岩套；有些人提出与碳酸岩和强碱性岩有联系	多样的火成岩（辉长岩到花岗岩）；已知存在无岩浆活动的实例；在大多数情况下为关键热源；物质来源，反映于地球化学特征的多样性	虽然通常存在联系，但这种联系并非必不可少；在某些环境中可能为热源，可以是物质来源
含长石容矿岩石的热液蚀变	Na（Ca），另一些类型（K、H^+）与岩浆有联系	K（类型？），流体上升带内的 H^+±Na（Ca）补给带内的 Na（Ca）±K（类型？）	与矿床伴生的主要为 K 和 H^+蚀变；区域性 Na（Ca）组合反映来源
铁氧化物与 Cu（-Au）的关系	有些铁氧化物伴有 Cu（-Au），可能是较大深度或较高温度条件下的相应产物；无矿铁氧化物可能是由特殊流体形成的，通常见于同一地区内较老的热液系统	富磁铁矿（Me）者是成矿系统较深、较早和较高温部分；磁铁矿或赤铁矿（Hm）一般也伴有 Cu；无矿铁氧化物代表对 Cu 而言缺少 S 圈闭或缺少二次含铜流体	铁氧化物存在但相对为少量（黑云母（Bi）或绿泥石（Chl）常见）；铁氧化通常是由镁铁质物质分解而不是由铁的代入形成的
局部背景：深度/构造	浅到中地壳水平；通常沿区域构造发育但产在成矿侵入体附近	产于（主要为）脆性的上地壳；区域或火山构造导致的倾伏	靠近或处在主要构造的中到浅地壳水平；地表流体要求浅的水平
全球背景	产生特征性岩浆（氧化的高钾或碱性岩浆）的弧或拉伸环境	具有适当卤水源（干旱环境或较老的富 Cl 物质）、倾伏系统和热驱动源的地区	具有富 Cl 低到中级变质的源岩的地区；挤压构造环境（例如盆地塌陷）或前进变质作用
参考文献	[21-24]	[25-28]	[29-31]

的宽阔压力范围内对流体从岩浆中析出起控制作用。还有人提出，CO_2 的存在可以影响硅酸盐熔融体与流体之间的碱质配分，有可能生成具高 Na/K 比值的卤水，这种卤水可能导致了存在于许多 IOCG 环境的广泛分布的钠质蚀变作用。

其他研究结果则认为，IOCG 系统是一种以上的“非岩浆”成因热液流体的混合。据称，奥林匹克坝、拉康德拉里亚、欧内斯特亨利和伊加拉佩湾等矿床的成矿作用属于这种类型。G. Mark 等[16]对欧内斯特亨利矿床的矿石，研究过岩浆源热液流体与变质热液流体之间的混合作用；D.W.Haynes 等[16]针对奥林匹克坝矿床的矿石，研究过较热的深部循环热液流体或岩浆源热液流体，与较高盐度干盐湖水产生的热液流体间发生的持续不断和周期性的混合。对奥林匹克坝矿床而言，根据稳定同位素、矿物共生组合和地球化学特征所作的解释，往往会含糊不清，不能确定较高温热液流体的来源，只能说它是岩浆成因的，或“深循环地壳水成因”的。D.K.Huston 等[18]和 R. G.Skirrow[19]得出结论认为，不同氧化状态的变质地层水，或与早期形成的赤铁矿或磁铁矿混合，或与之反应，产生了坦南特克里克矿田的 Au–Cu–Bi 矿床。

非岩浆模型可以分成两类：一是流体主要派生于地表或浅部盆地的模型，二是涉及在下地壳到中地壳变质环境中演化的流体的模型。两类模型都需要能提供非岩浆氯化物的专属环境。在前一类模型中，侵入体的主要作用是驱动非岩浆卤水的热对流。流体的含盐性可能来自发生了蒸发的地表水（温暖、干旱环境），或来自循环水与先存蒸发盐沉积物的相互作用。含盐性来自方柱石之类含 Cl 硅酸盐的可能性在克朗柯里矿区等环境中曾被考虑过，在那些环境中，与 IOCG 有关的热液活动被认为发生在中地壳深度。变质模式不需要火成热源，尽管同期侵入体可能存在并且向流体提供了热量和组分（例如 Fe、Cu）。

说到底，IOCG 成因的主要问题在于，矿床究竟是通过岩浆与地幔或下地壳有直接联系（特别是对非常大的矿床而言），还是完全在地壳内部形成于巨大的热液系统，这些系统能有效地富集先前分散于

大范围岩石内的金属。对这一问题的答案目前仍在不确定性之中,这是由于缺少关键性数据,而获取这些数据则是今后研究的重要方向。

3 找矿标志

3.1 地质标志

大量已知大型矿床的对比研究表明,含大型、超大型氧化铁-铜-金矿的成矿省,无法与只含小型矿床的成矿省区分开来。这个结论与针对其他类型贱金属和贵金属矿床的研究结果是一致的。不过,无论就"成矿省尺度"而论,还是就"矿床尺度"而言,某些重要的地质特征都不是独一无二的,这将有助于确定更可能含有巨型和世界级氧化铁-铜-金矿床的地质环境。

3.1.1 区域特征

(1)有 Cu 或 Cu-Au 小矿点存在,呈脉状和不均匀的浸染状产出。

(2)有老硅铝壳存在,有一个或几个酸性和基性岩浆旋回、沉积旋回、变质旋回和变形旋回存在的证据。

(3)产有基性或中性火山岩或其变质岩。

(4)没有或只有少量还原性(含碳或硫化铁的)岩系产出。

(5)有区域性 Na-Ca 矿物蚀变(产有钠长石和两种以上的下列矿物:方柱石、绿泥石、绿帘石、阳起石、磁铁矿、赤铁矿、碳酸盐和榍石)。

(6)有穿插在 Na-Ca 蚀变岩中的 A 型或 I 型花岗岩或基性岩侵入体。

(7)在断层中普遍发生局部的 Na-Ca 或含水钾长石蚀变,断层有时沿走向延伸很长。

(8)蚀变岩石组合、或 A 型或 I 型花岗岩、或基性岩侵入体,未发生明显的塑性变形或变质作用。

(9)如果有与 A 型或 I 型花岗岩或基性岩侵入体同时代的(未变形)火山岩存在,则在局部上会没有 Na-Ca 蚀变,而有含水钾蚀变(含赤铁矿尘的绢云母、碳酸盐、氧化硅和绿泥石)存在。

3.1.2 局部(近矿)特征

(1)如果发生了 Na-Ca 蚀变,则会局部出现深粉色到红色钠长石和黑云母,或钾长石和黑云母,以及一两种下列矿物:绿泥石、绢云母、碳酸盐、方柱石、磁铁矿和赤铁矿;如果有与 A 型或 I 型花岗岩或基性侵入岩体同时代的火山岩存在,则会局部产生含水 K 蚀变和内嵌的及边缘的菱铁矿-赤铁矿-氧化硅脉。

(2)火山岩与其他岩石接触,例如,酸性火山岩(或其变质岩)与沉积岩接触,或火山岩与花岗岩接触。

(3)如果发生区域性 Na-Ca 蚀变,则表明有背斜或背形构造存在。

(4)如果有 Na-Ca 蚀变存在,则会出现富含长石的岩石或含 Fe^{2+} 矿物的"含铁层";如果有与 A 型或 I 型花岗岩同时代的火山岩存在,则会出现富长石的岩石。

3.2 蚀变标志

(1)以赤铁矿为主的矿床有绢云母、绿泥石和碳酸盐内蚀变晕。

(2)以磁铁矿为主的矿床有钾长石和黑云母、或钠长石和黑云母、或绿泥石和黑云母内蚀变晕。

(3)局部产有阳起石、磁铁矿和石榴子石,一般产在以磁铁矿为主的矿床的矿体之下。

(4)碳酸盐矿物,如菱铁矿和方解石,一般呈脉状产在蚀变晕内。

(5)近矿蚀变叠覆在区域 Na-Ca 蚀变之上。

(6)在以赤铁矿为主的成矿系统中,含水 K 蚀变晕离矿体 4 km 左右;在以磁铁矿为主的矿床中,彼此相距较近。

3.3 矿物地球化学标志

具有稳定矿物磷灰石、电气石、独居石和石榴子石。矿石中含 Fe、Cu、Co、Mo、Au、Ag、As,有时还含 Bi、Te、Hg、U、Pb、Zn。在非硫化物蚀变带,含 Mn、Bi、P、LREE、F、K 或 Na、Ca、Ba、W、Th、Sn,但没有 Nb 和 Zr。

3.4 地球物理标志

由于 IOCG 矿床富含铁氧化物,常常缺失硫化物,而且蚀变范围广阔,因此,地球物理是寻找 IOCG 的有效手段,尤其是在隐伏矿区,依磁场和重力场确定效果最好。成矿区的磁场和重力效应明显,具有重力高。矿床以中等到高幅度磁异常为标志。找矿标志(如含水 K 蚀变)在地表有露头的矿区,使用放射性法找矿效果较佳。在奥林匹克坝、欧内斯利亨利、埃洛伊斯等矿床的发现过程中,地球物理起着关键性的作用。

需要指出的是,在众多构造环境下,由于地质结构复杂,成矿物质来源多样,致使地球物理资料的解

释复杂化。因此,应将地球物理资料与地质资料密切结合起来考虑。

3.5 矿床成因标志

如果矿床属岩浆成因的,那么,岩浆岩组合(例如,富钾或碱性岩浆)是成矿的关键因素,它必须出现,而且要产在特定的构造环境(例如,大陆弧、弧后、非造山环境)中。由于岩浆强烈贫硫,在金属受圈闭而沉淀的过程中,需要有外部的硫源。

如果是非岩浆岩起关键作用, 流体可能来自近地表,或系盆地内流体,火成岩岩体只提供热源和相关溶液。此时,火成岩的成分和古地理的控制就不那么重要了。这种情况下,变质作用与造山崩塌具有自己的显著特征,它既不需要温暖的通道,也与组合无关。相反,取决于最初始系统水的总体成分。这种系统需要在侧向和深部扩展更大的范围来探讨。

参考文献:

[1] 王绍伟. 重视近 20 年认识的一类重要热液矿床—铁氧化物–铜–金(–铀)–稀土矿床[J]. 国土资源情报, 2004, (2):45–51.

[2] 张兴春. 国外铁氧化物铜–金矿床的特征及其研究现状 [J]. 地球科学进展, 2003, 18(4):551–557.

[3] 李泽琴, 胡瑞忠, 王奖臻, 等. 中国首例铁氧化物铜金铀–稀土型矿床的厘定及其成矿演化成 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2002, 21(4):258–260.

[4] Hitzman M W, Oreskes N, and Einaudi M T. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide(Cu–U–Au–REE)deposits[J]. Precambrian Research, 1992, 58:242–287.

[5] Blake K. The Kīrunavaara magnetite –apatite deposit:a high temperature magmatic–hydrothermal deposit [J]. Geological Society of Australia Abstract, 1993, 35:25.

[6] Pollard P J, Perkins C. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of alteration and Cu –Au –Co mineralization in the Cloncurry district, Mount Isa inlier [C]// Australian Mineral Industry Research Association (AMIRA) Cloncurry Base metals and Gold Final Report 1997a, 3: 40. 438.

[7] Pollard P J, and McNaughton N J. U/Pb and Sm/Nd isotope characterization of Proterozoic intrusive rocks in the Cloncurry district, Mount Isa inlier [C]//Australian Mineral Industry Research Association (AMIRA) Cloncurry Base Metals and Gold Final Report 1997b, 4:19. 438.

[8] Pollard P J. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe–oxide Cu–Au mineralization[C]//Porter T M (ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper –Gold and Related Deposits:A global perspective:Adelaide, Australian Mineral Foundation. 2000:27–41.

[9] Williams P J. Metalliferous economic geology of the Mt. Isa eastern succession, Queensland [J]. Australian Journal of Earth Sciences, 1998, 45:250–260.

[10] Williams P J. Fe–oxide–Cu–Au deposits of the Olympic Dam/ Ernest Herry–Type [C]//Hodgson C J , Franklin J M (ed.). New Development in the Geological Understanding of Some Major Ore Types and Environments, with Implications for Exploration. Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, 1999:1–43.

[11] Requia K and Fontbote L. The Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás [C]//Porter T M (ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper –Gold and Related Deposits:A global Perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation, 2000:225–237.

[12] Johnson J P , Cross K C. U–Pb geochronological constraints on the genesis of the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, South Australia [J]. Economic Geology, 1995, 90:1046–1063.

[13] Campbell I H, Compston D M, Richards J P, et al. Review of the application of isotope studies to the genesis of Cu –Au mineralization at Olypic Dam and Au mineralization at Porgera, the Tennant Creek District and the Yilgarn Craton [J]. Australian Journal of Earth Science, 1998, 45:201–218.

[14] Oreskes N ,Einaudi M T. Origin of rare earth element–enriched haematite breccias at the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, Roxby Down, South Australia [J]. Enconomic Geology, 1990, 85: 1–28.

[15] Barton M D, Marikos M A, Johnson D A. A comparison of felsic and mafic Fe –P (REE –Cu) Deposits. Geological Society of America Abstracts with Programs, 1993, 25:5.

[16] Mark G, Oliver N H S, Williams P J, et al. The evolution of the Ernest Henry hydrothermal system [C]//Porter T M (ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits:A Global Perspective:Adelaide, Australian Mineral Foundation, 2000: 123–136.

[17] Haynes D W, Cross K C, Bills R T, et al. Olympic Dam ore genesis:A fluid mixing model [J]. Economic Geology, 1995, 90: 281–307.

[18] Huston D L, Bolger C, Cozens G. A comparison of mineral deposits at the Gecko and White Devil deposits:Implications for ore genesis in the Tennant Creek district, Northern Territory, Australia [J]. Economic Geology, 1993, 88:1198–1225.

[19] Skirrow R G. Gold –copper –bismuth deposits of the Tennant Creek district, Australia:A reappraisal of diverse high grade systems [C]//Porter T M (ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits:A Global Perspective:Adelaide, Australian Mineral Foundation, 2000:149–160.

[20] Williams P J, Barton M D, Johnson D A, et al. Iron Oxide Copper –Gold Deposits:Geology, Space –Time Distribution,and Possible Modes of Origin [J]. Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 2005:371–405.

[21] Hauck S A. Petrogenesis and tectonic setting of middle Proterozoic iron oxide–rich ore deposits:An ore deposit model for Olympic Dam –type mineralization [J]. U.S. Geological Survey Bulletin,

1990, B-1932:4-39.

[22] Pollard P J. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization[C]//Porter T M(ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits:A Global Perspective:Adelaide, Australian Mineral Foundation, 2000:27-41.

[23] Groves D I, Vielreicher N M. The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: An end member of the iron oxide-copper-gold-rare earth element deposit group [J]. Mineralium Deposita, 2001, 36:189-194.

[24] Sillitoe R H. IOCG deposits:An Andean view [J]. Mineralium Deposita, 2003, 38:787-812.

[25] Barton M D , Johnson D A. Evaporitic source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization [J]. Geology, 1996, 24:259-262.

[26] Barton M D , Johnson D A. Alternative brine source for Fe oxide (-Cu-Au) systems:Implications for hydrothermal alteration and metals [C]//Porter T M (ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold And Related Deposits:A Global Perspective:Adelaide, Australian Mineral Foundation, 2000:43-60.

[27] Haynes D W, Cross K C, Bills R T, etc. Olympic Dam ore genesis:A fluid mixing model [J]. Economic Geology, 1995, 90: 281-307.

[28] Haynes D W. Iron oxide copper (-gold) deposits:Their position in the ore deposit spectrum and modes of origin[C]//Porter T M(ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold And Related Deposits:A Global Perspective:Adelaide, Australian Mineral Foundation, 2000: 71-90.

[29] Williams P J. Iron mobility during synmetamorphic alteration in the Selwyn Range area, NW Queensland:Implications for the origin of iron-stone-hosted Au-Cu deposits [J]. Mineralium Deposita, 1994, 29:250-260.

[30] De Jong, Rotherham G, Phillips J, etc. Mobility of rare-earth elements and copper during shear-zone-related retrograde metamorphism [J]. Geologie en Mijnbouw, 1998, 76:311-319.

[31] Hitzman M W. Iton oxide-Cu-Au deposits:What, Where, When, and Why [C]//Porter T M (ed.). Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold And Related Deposits:A Global Perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation, 2000:9-26.

[32] BartonM D , Johnson D A. Footprints of Fe oxide (-Cu-Au) systems. University of Western Australia Special Publication, 2004, 33:112-116.

[33] Barton M D ,Johnson D A. Evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide-(REE-Cu-Au-U)mineralization [J]. Geology, 1996, 24:259-262.

核幔成矿物质与地幔热柱多级演化成矿

孙爱群　牛树银　王宝德　陈　超　王自立

(石家庄经济学院资源学院,河北 石家庄 050031)

提　要:金银铅锌等成矿物质主要来自核–幔源区,通过地幔热柱多级演化迁移到地壳上部,在较好的构造扩容带中集聚成矿,而围岩萃取的成矿物质较为有限,笔者认为不应花费很大精力去寻找所谓矿源层,而要侧重研究构造成矿控矿作用,对新一轮地质找矿和资源评价有重要的参考价值。

关键词:成矿物质;成矿作用;地幔热柱;幔枝构造;地质找矿

矿床(点)在地壳中的分布极不均匀,这种不均匀表现在时间演化和区域分布两个方面。地史演化上成矿作用表现为:成矿物质由少到多,矿床类型由简到繁,成矿频率由低到高,聚矿能力由弱到强,中生代达到极至[1]。在分布区域上,常常在局部范围或区段形成某种或某几种元素的工业富集, 甚至构成大、中型矿床连片分布的巨量堆积,即成矿集中区或矿聚区,如巨大的环太平洋成矿带。

中国东部位于西太平洋中段, 中生代以来亦进入了翻天覆地之巨变,且导致了大规模成矿作用,以致于出现了诸如岩石圈–软流圈系统大灾变[2]、火山–岩浆大爆发, 成矿大爆发[3]等一系列新认识。这些时空巨变主要取决于地壳运动、构造变形、地内流体、岩浆活动、变质作用、地球物化场等控矿条件的变化。而这些条件的变化又取决于地球的深部过程,尤其是成矿物质的深部来源。因此,地幔热柱多级演化控制的成矿物质反重力运移可能是认识巨量矿质堆积的钥匙。

1　成矿元素的深部来源

地球是太阳系中一个不断演化着的行星 (其形成多倾向于宇宙爆炸说),组成地球的各种元素在地球应力场的支配下亦按自身的特征在演化分异着。其总体演化趋势是放射性元素、卤族元素、稀有元素、稀土元素及碱金属元素等向上运移,主要向地壳聚集;而贵金属元素、有色金属元素、铁族元素、铂族元素等比重较大的元素有逐渐向地核聚集的趋势(表 1)。以金为例,其地壳、地幔、地核的丰度值分别为 0.003×10^{-6}、0.001×10^{-6}、0.900×10^{-6},这可能与金的强亲铁性有关。在地球形成初期,金属铁镍的下沉成核作用使地球壳、幔中的金多被带至地核之中。现在地壳中的金应该是随地幔热柱活动由地核迁移上来的,而地幔只是金的传输通道,金充其量也只是扮演了匆匆过客而已。因此,造成了金在地核中最富,地幔中最贫的分布特征[4,5]。与宇宙中的陨石相比较(未进行充分分异作用,代表地球的初始状态),球粒陨石中的金含量为 0.448×10^{-6}~2.90×10^{-6}, 陨铁中为 0.055×10^{-6}~8.744×10^{-6},陨硫铁中为 0.07×10^{-6}~8.00×10^{-6},普遍比地壳丰度值高 140~2200 倍。可见,地球的分异作用使得金主要集中到地核之中, 地核是金元素的巨大储库。

2　成矿物质运移的流体介质

深源流体是地学领域中的前缘课题, 研究进展较快,大陆超深钻的实施为人们提供了真实的例证,联邦德国超深钻(KTB)最惊人发现是钻井深部存在大量的游离流体。钻井泵抽试验和自动记录数据显示了深部流体可以从很远的和渗透率高的部位流入

收稿日期:2007–08–02;**改回日期**:2007–08–16

基金项目:河北省自然科学基金项目(D2007000751)和中国地质调查局地质大调查项目(1212010631106)资助。

作者简介:孙爱群,女,1954 年生,教授,从事构造地质学与矿田构造的教学和科研工作;E–mail:sunaq@sjzue.edu.cn。

表 1 地球及各圈层部分元素 (10^{-6}) 分布及特征

	元素特征				地壳	上地幔	下地幔	地核	地球
	符号	比重(g/cm^3)	熔点(℃)	沸点(℃)					
碱土金属	锶(Sr)	2.6	769	1384	480	120	10	-	40
	钡(Ba)	3.51	725	1638	390	76	1	-	23
稀有元素	铌(Nb)	8.57	2468±10	4927	19	6.0	1.0	0.1	2.1
	钽(Ta)	16.6	2996	5425±100	1.6	0.1	0.01	0.006	0.06
放射性元素	铀(U)	19.05	1132.3	3818	4	1.0	0.014	0.003	
	钍(Th)	11.7	1750	4797	13.5	4.0	0.056	0.013	
铁族元素	铬(Cr)	7.20	1890	2484	110	1600	2000	660	1500
	铁(F)	7.86	1535	3000	58000	95000	98000	82000	32000
	钴(Co)	8.90	1495	2900	25	160	200	420	260
	镍(Ni)	8.80～!8.90	1452	3075	89	1500	2000	48000	16000
有色金属	铜(Cu)	8.50～9.00	1083	2595	55	40			140
	铅(Pb)	11.34	327.3	1744	12	2.1			13
	锌(Zn)	7.14	419.40	907	94	60			180
贵金属	金(Au)	19.3	1063	2807	0.003	0.001	0.001	0.9	0.8
	银(Ag)	10.5	960.8	2212	0.08	0.06	0.005	10	3.2

钻井，充满游离流体的裂隙带出现的频率与钻井深度不相关，但流体流的规模与深度有关。从孔深 400 m 始到 9101 m 终孔遇到重要的富含流体破碎带或含流体层有二十多层次，主要有 2 种不同的流体系统：富烃(C、H)的“干”流体和含盐(Ca-Na-Cl)热水流体。

深源流体含量的问题一直是地质学家关注并努力探索的重要地学命题之一。很多研究者对以水为主体的流体做了大致估计，认为地壳中水的含量占地壳总质量的 3%~6%, 地幔中水的含量约占地幔总质量的 0.03%~0.1%, 根据这些估算，可以推算地球各圈层水的含量。现代海洋的总质量为 1.4×10^{24} g；地壳的总质量为 23×10^{24} g。如果取地壳含水量的上限，则地壳中所含水的总量约为 1.4×10^{24} g。有人认为这个估计有些偏高，如果按照流体量占地壳总质量的 3%~6%的话，那么含水量应在 6.9×10^{23} g~1.4×10^{24} g 之间。地幔中水的含量，如果按占地幔总质量的 0.03%~0.1%计算，含水量应在 1.2×10^{24} g~4.0×10^{24} g 之间，其含水量下限与地壳中的含水量相当，外地核中水的含量亦相当可观。从这里的估算可以得出一个近似的比值，即海水、地壳、地幔中的流体的质量比较接近，其含水质量有地幔>地壳>海洋的趋势。这种质量相近表明其间可能存在着某种平衡和循环关系，也支持了一些早期研究者所认为的地球大气和海洋是通过地球内部的连续脱气聚集形成的理论。

3 成矿物质的运移途径

至于地幔热柱的形态，一般认为地幔热柱起源于核幔界面，在下地幔下部呈瓶颈状，向上逐渐呈蘑菇状扩展，在 670 km 处的上下地幔不连续(拆离)带附近达到最大。穿过上下地幔不连续带，往往以衍生于地幔柱上的若干个小的地幔热柱[6]继续向上扩展，在约 100 km 深度的岩石圈底部再形成更小的地幔热柱(相当于 Maruyama 的 3 次柱)或称幔枝构造[5]。地幔热柱的发育打破了地球圈层结构(地核、地幔、地壳)的束缚，实现了地球物质的圈层分异和垂向运动同时存在、互为依存、相互调整的对立统一。同时也构成了深部成矿物质的运移途径。

4 成矿物质的反重力迁移

那么，金等重元素是如何向地壳迁移并且聚集成矿的呢？这是一个成矿物质反重力迁移的问题，而且必须具备特殊的地质条件。

一般情况下，地幔具有一定的可塑性，而金等成矿物质总体具有往下沉的趋势。只有当核幔界面热扰动特别大、温压条件高到足以突破核幔界面的限制形成规模较大的地幔热柱时，这一过程才能得以实现。这种过程多发生在核幔界面能量积累的高峰期，在热扰动作用下，核幔界面起伏加大。外因条件则是地球之外的中长期天文因素影响较大，潮汐形变使地壳的扁率、地幔的扁率和地核的扁率周期性

的发生变化,从而使地壳的容积、地幔的容积和地核的形状周期性地发生变化,导致地核中的流体、核幔边界积累的能量快速冲破核幔界面阻力,形成沿不同深度的贯通裂隙或构造薄弱带向上喷射的地幔热柱。与此同时,下地幔热柱、上地幔热室,甚至软流圈岩浆源都可能形成不同层次的上升地幔热柱,成为地幔热柱强烈活动的高发期,也正是在这种高温高压控制下地幔热柱喷发时,由于深部温压条件高,加之天文因素构成较大潮汐力激发的共同作用下,才能实现地球深部重物质,甚至重金属元素克服重力分异作用,实现反重力分异作用发生,并形成较大面积的溢流玄武岩和大规模的构造岩浆活动,同时必然夹裹一些成矿元素进入浅层地表,在有利的构造扩容带中聚集成矿。

另外,成矿元素本身的特性对其的赋存状态和迁移形式具有非常重要意义。例如铁镍等元素,不仅其比重较大,而且熔点和沸点亦高,所以成为主要成核元素。铜、铅、锌、金、银等元素,尽管其比重也较大,但其熔点和沸点较低(表 1),容易进入迁移状态。以金为例,依据金的非专属性、金的特性及新构造出的金的原子结构模型,推测 99%的金都集中在地核之中,金以紫色气体状态混合于铁镍之间,在强烈的外核对流及核幔差异旋转过程中,大量的金蒸气聚集在核幔界面附近。一旦由于天文因素激发或地内因素扰动,地核物质便可穿越核幔界面,并以地幔热柱的形式向地表喷溢,金蒸气亦必然作为地幔热柱的组成成分呈反重力作用一起向上运移。当金蒸气到达地幔软流圈时,一部分金蒸气变成液态,形成气–液混合相,与地幔中的甲烷类物质(CH_4)一起,随地幔热柱多级演化继续向上运移。

这种气–液混合相金在遇到幔源深断裂,与岩浆一起上涌时,占混合相三分之二的气态金将进入到塑性软化的围岩之中,三分之一的气–液混合相金与岩浆一起进行分异作用。在分异过程中,液态金在地表淡水作用下,可直接变成固态金;而在地表咸水(海水)作用下,往往以络合物的形式迁移,直到当有淡水或细菌(生物)等因素作用时,则才开始聚集成固态金。所以,金的运移状态可概括为:

金的主要来源:地核

金的存在状态:紫色气体→气–液混合相→含矿(金)流体→固态金

金的迁移形式:地幔热柱→地幔亚热柱→幔枝构造→构造扩容带

金的运移途径:地核→D″层→下地幔→上地幔→岩石圈→地壳

金的成矿过程:构造变形→岩浆活动→蚀变作用→成矿作用

当然,金的最终成矿作用也明显受活化剂(水、溶于水中的卤盐、硫、硫化物、二氧化碳等)、活化环境(温度、压力、pH 值、Eh 值、杂质离子)等(能量场)的控制。

Ag、Pb、Zn、Cu 也有类似的特征。

不同研究者用不同方法估算出的丰度值也基本相近。这就更证明了 Au、Ag 等金属元素以深部来源为主的推断。而变质岩、岩浆岩等不同类型的赋矿岩系提供的矿质仅仅是成矿物质的一部分。这也与很多大中型矿床地球化学测试表明成矿物质以深部来源为主的结论相吻合[7]。

5　构造成矿控矿举例

理论研究的进展,必然要指导找矿实践的调整。很显然,如果金等成矿物质以深源为主,以围岩萃取为辅,那么,能否成矿,抑或能否形成大型矿床,甚至大、中型矿床连片分布的先决及必要条件应是:有充分的深部矿质供给、有很好的上升迁移通道、又具有利的成矿储矿空间,只要上述条件具备,其成矿远景、找矿潜力就会非常巨大。

黄土梁金矿位于赤诚县西北部,镇宁堡镇南的黄土梁村南。具有矿带宽度厚大、沿走向延伸稳定、矿体排列密集的特征,仅浅部勘探已达中型金矿。根据勘探常规推断,其延深亦应有较大的找矿潜力,但钻孔验证均不理想,一度使深部探矿陷入困境。

笔者通过矿区成矿控矿构造的研究,确认了矿区成矿控矿构造为一向北陡倾的韧脆性剪切带,矿体为该韧脆性剪切带上盘之一系列次级裂隙所控制,提出了深部矿体应沿韧脆性剪切带的倾向向深部寻找,并得到了探矿工程验证,大幅度增加了矿山金矿储量。

5.1 矿体赋存状态

金矿脉带呈狭长脉状赋存于海西期碱性正长岩体中。矿带产于岩体中,东西长约 1000 m,南北宽 60~100 m。各矿脉近平行延伸,沿早期韧脆性剪切带发育的构造裂隙展布,矿脉以钾化、硅化和黄铁矿化蚀变岩为主,单纯的含金石英脉少见。矿带呈近东

西向展布,大体走向为 85°,北北西陡倾。

矿体主要呈脉状、大脉、透镜状展布,平面、剖面上矿体外轮廓均不规则。在垂直纵投影图上,矿体往往交织在一起,沿走向及倾向上多有分枝复合、尖灭再现、膨胀收缩等特征。矿体形态复杂多变。金的赋存状态:呈不规则中、细粒状,少量片状嵌布于矿石裂隙、孔洞、矿物间或被其他矿物包裹。

5.2 控矿构造研究

笔者研究认为, 黄土梁金矿成矿控矿的主导因素是韧脆性剪切(断裂)带。

根据幔枝构造成矿控矿特征,及韧脆性剪切带控矿特征分析,沿韧脆性剪切带的倾向,在深部还应有类似的次级断裂存在,也即在韧脆性剪切带倾向的深部,还应该有同上部矿体类似的深部矿体。但赋矿位置一定会随韧脆性剪切带倾斜而变深,应该出现在韧脆性剪切带上部现有矿带的北侧,并且还会因为随韧脆性剪切带变深,矿体出露标高也会变深。根据上述推断,明确提出深部还有类似矿体,找矿潜力(至少在沿韧脆性剪切带向北斜深 300~400 m 的范围) 仍很大。笔者的推断、预测得到了矿方有关工程技术人员一致赞同,并认为此分析十分符合矿山开采的实际情况。决定从深部布置沿倾向的穿脉探矿。

实践是检验真理的唯一标准,矿方决定直接从深部向北打穿脉进行探矿。经过工程验证,打到了多条矿体,且矿脉宽度类似现有矿脉。在穿脉探矿成功的基础上,矿方又沿预测方向设计了 7 个钻孔,施工结果全部见矿,预测黄土梁金矿的黄金储量有望翻番。

此外,在黄土梁金矿找矿进展的启示下,河北地质三队在黄土梁金矿的东沿方向部署找矿, 并在较大的长度上(24 线-88 线,2007 年开展 88-144 线的祥查工作)控制了矿体,使黄土梁金矿一越而成为大型甚至超大型矿床。

参考文献:

[1] 翟裕生, 邓军, 李晓波. 区域成矿学[M]. 北京:地质出版社, 1999:146-203.

[2] 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆"活化"[J]. 现代地质, 1995, 8(3):349-356.

[3] 毛景文, 王志良. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨[J].矿床地质, 2000, 19(4):289-296.

[4] Niu Shuyin, Hou Quanlin, Hou Zengqian, et al. Cascaded evolution of mantle plumes and metallogensis of core-and mantle-derived elements[J]. Acta Geolgica Sinica, 2003,77(4):522-536.

[5] 牛树银, 孙爱群, 邵振国, 等. 地幔热柱多级演化及其成矿作用[M]. 北京:地震出版社, 2001.

[6] Maruyama S. Plume tectonics [J]. Jour. Geol. Soc. Japan, 1994,100(1):24-49(English Edittion).

[7] 陈毓川, 毛景文, 骆耀南, 等. 四川大水沟碲(金)矿床地质和地球化学[M]. 北京:原子能出版社, 1996:1-146.

隐伏卡林型金矿区碳酸盐脉地球化学及其对深部矿体的指示作用

苏文超[1,2]　夏　斌[2]　刘玉平[1]　叶　霖[1]　胡瑞忠[1]　夏　勇[1]

(1.中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室,贵州 贵阳 550002;
2.中国科学院广州地球化学研究所边缘海地质重点实验室,广东 广州 510640)

摘　要

贵州水银洞卡林型金矿床位于灰家堡背斜 Au-Hg-As-Tl 矿田的东段,是该区发现较晚,品位较高(6~18 g/t)的大型隐伏卡林型金矿床。矿体全都位于距地表 200 m 以下,呈似层状、层状赋存于二叠系龙潭组地层所夹的生物碎屑灰岩中。原生矿石具有去碳酸盐岩化(Decarbonation)、硅化、硫化物化(Sulfidation)等典型卡林型金矿的热液蚀变特征。

野外观察表明,水银洞隐伏卡林型金矿主矿段上部或地表,往往发育碳酸盐脉或雄黄(雌黄)-辉锑矿-碳酸盐脉,并有一一对应关系。这种碳酸盐脉的大量发育,可能暗示已知金矿床的深部曾经发生含 Au 热液与含铁碳酸盐岩地层或胶结物相互作用 (去碳酸盐化) 的地球化学过程。单个流体包裹体成矿元素含量的 LA-ICP-MS 分析表明,成矿流体富含 CO_2、Au (4.75±1.38)×10^{-6}~(0.35±0.20)×10^{-6}、As、Sb 等,而贫 Fe、Cu、Pb、Zn 等成矿元素,暗示卡林型金矿含 Au 硫化物(如黄铁矿等)Au、As 环带中的 Fe 很可能主要来源于容矿地层本身,尤其是容矿岩石在去碳酸盐化热液蚀变过程中含铁碳酸盐矿物溶解而释放的 Fe。高品位矿石(>100 g/t)的电子探针 BSE 和元素面图分布像显示,含金硫化物(>2000 g/t)主要分布在含铁碳酸盐矿物溶蚀空洞、边缘或不含铁白云石之中,显示了金矿化与去碳酸盐化的密切关系,即含 Au 热液本身的弱酸性使容矿岩石中含 Fe 碳酸盐矿物(如含铁方解石和白云石)溶解而释放 Fe、碳酸根离子、Ca 或 Mg 进入热液体系,这些 Fe 的硫化物化(如黄铁矿化等)则导致 Au 沉淀富集,热液中残留的碳酸根离子和 Ca 或 Mg 沿断裂排泄出露而形成晚期方解石或白云石脉。它们可能是与深部金矿化有关的去碳酸盐化过程最直接的宏观地质表达。

碳酸盐脉稀土元素地球化学研究表明, 与金矿化有关的碳酸盐脉具有典型的 MREE 富集稀土配分模式,Sm-Nd 同位素定年获得碳酸盐脉的年龄为 135 Ma,可能指示了深部去碳酸盐化的时间,即成矿年龄。对这些碳酸盐脉地球化学研究,可以用来指示深部隐伏矿体的可能位置。

收稿日期:2007-08-20;**改回日期**:2007-08-22

基金项目:国家重点基础发展规划项目(2001CB409805)资助。

作者简介:苏文超,男, 1965 年生,博士,副研究员,主要从事矿床地球化学研究;E-mail:suwenchao@vip.gyig.ac.cn。

柞水银硐子银—多金属矿床成因探讨

陈在劳
(陕西银矿,陕西 柞水 711405)

提　要:特大型银矿床:银硐子银—多金属矿床产于以泥岩和细碎屑岩为主的中泥盆统地层。矿床由 18 个矿体组成,矿体呈层状、透镜状,似层状平行排列产出于含矿层中下部。矿体具有明显的侧向和垂向分带特征。氢氧同位素测定结果表明,成矿热水属深源热液性质,但在海底洼地成矿堆积时发生与海水的混合,使得成矿热液具有复合的特征。硫同位素分布直方图显示塔式效应不明显,呈波浪式分布,说明与火山硫源较为相近,但范围更宽,显示出非单一来源的特征。铅同位素特征表明银硐子的铅来自地幔-下地壳。矿石与含矿地层的化学成分的比较也表明物质来源是不同的。热水大部分来自古海水下渗和下伏地层中的孔隙水(封存水)说明下伏地层亦是成矿物质的部分供给者。火山作用激发和强化了地壳内的热水循环萃取过程,同时也是银硐子矿床形成的强烈且稳定的动力系统。成矿物质来源于火山喷溢和热卤水。矿床产出受中泥盆统地层层位的严格限定,具同生沉积成因特征。同生断裂的演化,既是沉积盆地的主宰者,又沟通了地壳上部与更深处的成矿物质的交流,是银硐子矿床的主要控矿条件。笔者认为,柞水银硐子银—多金属矿床的成因类型应为火山-热卤水喷溢-同生沉积矿床。

关键词:银硐子矿床;矿床成因;控矿条件;同生断裂;火山作用

1　矿床地质简况

银硐子银—多金属矿床位于柞水—山阳多金属矿田西段,东秦岭区之南秦岭造山带北缘。南为山阳—凤镇深大断裂, 北有杨斜—营盘深大断裂,矿床即位于两断裂之间的黑山街—红岩寺复式向斜之文公庙向斜南翼。是一个以银铅为主,并含有铜锌砷的多金属矿床,其中银储量达特大型,铜铅锌综合储量达中型(图 1)。

矿区内主要出露中泥盆统地层,以泥岩和细碎屑岩为主,夹少量不纯的碳酸盐岩层,沉积旋回清楚,韵律层发育,厚度达万米余,具复理石建造特征。含矿层位相当于中泥盆统之青石垭组中上段。这是一套发育于陆坡-陆隆环境的浊积岩层。

矿床由 18 个矿体组成,矿体呈层状、透镜状,似层状平行排列产出于含矿层中下部,产状与围岩产状一致,倾向北北东,倾角 30~40°;并与地层同步褶曲,显示同生沉积特征。13 号主矿体为铅银铜综合矿体,长 1900 m,厚 0.75~23.55 m,平均厚 4.44 m。另外尚有 8 个铅矿体,6 个铜矿体,3 个菱铁矿体呈层状平行排列分布于 13 号主矿体上盘,长度百余米至千米,平均厚 0.95~4.37 m。

矿体具有明显的侧向和垂向分带特征,且以侧向分带占主导地位,走向上从西向东为:菱铁矿—铜矿—银铅(锌)矿—银铜矿—铅矿;垂向上呈多层性,由下而上为铜银矿—银铅矿—铅矿—菱铁矿。

矿石以条带状、条纹状、浸染状、团块状为主。金属矿物有:黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿、银黝铜矿、硫银锑铅矿、硫锑铜银矿、深红银矿、自然银、磁铁矿等;非金属矿物有:重晶石、钠长石、石英、玉髓、铁白云石、菱铁矿等。

2　银硐子银—多金属矿床的物质来源

2.1　成矿水特征

据矿床内不同部位采集的单矿物样品进行氢氧同位素测定(表 1)。结果虽多有差异,但归总起来可获得一些基本的共识, 即与泥盆纪正常海水的 $\delta^{18}O$[-6.41‰~-3.41‰ ,K.H.Wedephol、1969]相比

收稿日期:2007-08-10;**改回日期**:2007-08-15

作者简介:陈在劳,男, 1957 年生,高级地质工程师,从事矿山地质及矿山生产、技术管理工作;E-mail:Czl4436211//@sohu.com。

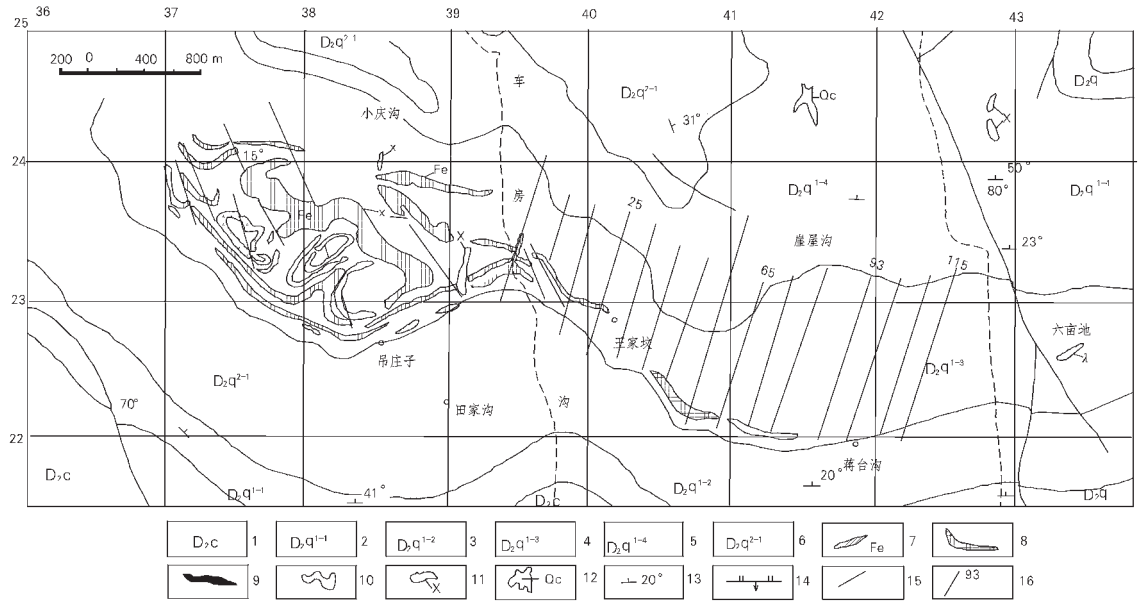


图 1　大西沟—银硐子多金属矿区地质图(据 00534 部队)

1—中泥盆统池沟组;2—中泥盆统青石垭组下段第一层;3—中泥盆统青石垭组下段第二层;4—中泥盆统青石垭组下段第三层;5—中泥盆统青石垭组下段第四层;6—中泥盆统青石垭组上段第一层;7—层状菱铁矿层;8—13 号矿体铅银矿段;9—13 号矿体铜银矿段;10—层状菱铁重晶石岩;11—煌斑岩脉;12—石英铁白云石脉;13—地层产状;14—逆断层及其产状;15—性质不明断层及平移断层;16—勘探线及编号

表 1　银硐子矿床包体氢氧同位素测定

取样位置	矿　物	δ D‰	δ ^{18}O(smow)‰	计算的 δ $^{18}OH_2O$	资料来源
ZK 87093	方解石		21.757	12.18	史伦祥（1988）
87096			21.055	11.48	
87099			24.863	15.28	
88014			21.396	11.82	
88015			21.469	11.89	
20号矿体硅质夹层	石　英	-77.40	25.870	0.48	王亚力（1992）
13号矿体硅质夹层		-76.80	24.340	0.52	
8号矿体硅质夹层			21.750	0.70	
13号矿体银铅矿脉石 13			24.170	0.35	
号矿体银铅矿脉石			19.880	-1.17	
银硐子矿体	黄铁矿（6） 方解石（2）		16.87～20.04 18.73～18.90	4.18～9.57	祁思敬（1993）
银硐子矿体	石　英	-72.00		15.03	王思源（1993）

呈现出较大的偏差值。因此成矿热水并非古海水,而是具有一般变质热液的某些特征,显示为二者混合组成的产物。

从氢氧同位素座标图(图 2)看,δ $^{18}O_{H_2O}$ 分布于变质(分泌)水热液和初始岩浆水的范围,推测矿区成矿热水应属深源热液性质,但在海底洼地成矿堆积时必然会发生与海水的混合,这就使得成矿热液具有二者混合特征。

2.2　成矿硫特征

硫同位素组成:按不同矿体、矿石类型及矿体围岩采集了 36 件硫化物样品进行 δ ^{34}S 同位素分析(表 2),所得数据显示本区以富重硫为特征,分散范围大。平均值或众值较高,硫酸盐的 δ ^{34}S 是矿床中最重要的值。硫同位素分布直方图(图 3),显示塔式

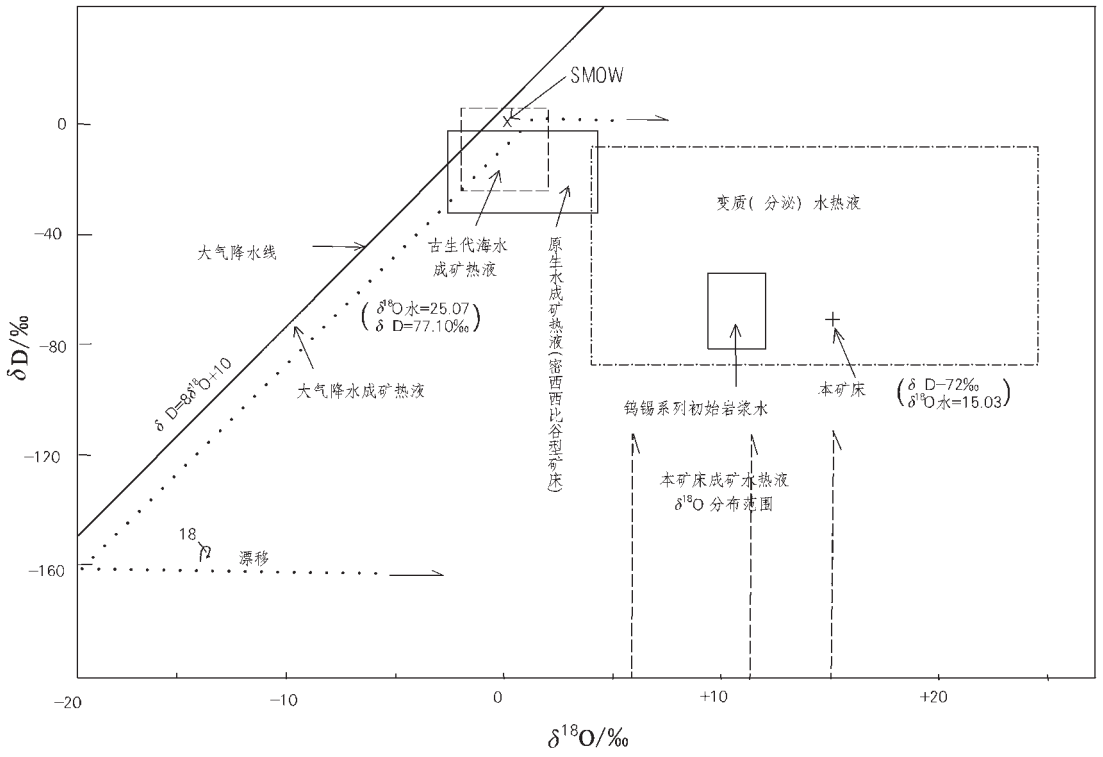


图 2 五类介质水成矿热液氢氧同位素范围及本矿床投影区

表 2 银硐子矿床硫同位素组成

矿物	样数	$\delta^{34}S$‰	均值
方铅矿	19	-1.9～19.6	8.2
闪锌矿	2	13.9～16.9	15.4
黄铜矿	1	18.9	18.9
黄铁矿	10	12.0～25.1	16.51
重晶石	4	26.0～32.7	28.7

表 3 柞盆地泥盆系成矿元素本底值

时代	地层组（样数）	Cu	Pb	Zn
D_3	桐峪寺组（57）	14.6	8.6	48.4
	下东沟组（10）	32.0	7.6	70.3
D_2	青石垭组（55）	25.6	7.3	60.0
	池 沟 组（42）	28.8	20.8	86.0
	牛耳川组（23）	20.1	8.6	74.0

注：元素单位为$\times10^{-6}$。

效应不明显，呈波浪式分布。这种分布形式与深成热液矿床和岩浆矿床显然不同，与典型外生矿床富轻硫的特征也不完全一样，却与火山硫源较为相近，但范围更宽，显示出非单一来源的特征。

主要硫化矿物间硫同位素平衡特征：银硐子矿床内的矿物硫同位素平衡交换反应序列呈显为（表 2）重晶石>黄铁矿>闪锌矿>磁黄铁矿>方铅矿>黄铜矿，表明矿物间已达硫同位素平衡；

系统总硫（$\sum S$）特征：利用已经获得的黄铁矿–方铅矿矿物对资料，用高温外推法（Pincker，1972）求得银硐子矿床 $\delta^{34}S\sum S$ 为 14.4‰~17‰[1-2]，而与泥盆纪古海水的 $\delta^{34}S\sum S$=17‰完全一致或相差不多。因此，硫来源于古海水，或有部分来源于下伏地层是不争的事实。以上各方面研究都倾向于 S 的主体部分来源于古海水，部分可能为火山来源或下伏地层来源，属复合型特征。

2.3 成矿元素分布特征

采用不同地层单元的加权平均法获得了柞山盆地泥盆系各组地层中成矿元素的本底值资料（表 3）。结合实际地质资料分析，在时间上成矿作用主期仅限于一个相当短暂的时间范围，表现为 Pb、Zn 等元素仅在池沟组中有显著升高。在矿石内成矿元素的品位频率直方图（图 4）上，Ag、Pb、Cu 均呈单峰分布。也说明主矿体的形成受单一成矿作用的控制。矿体与围岩之间品位圈定的边界清楚，这说明成矿作用并未影响到正常的沉积过程。在同一沉积盆地中各

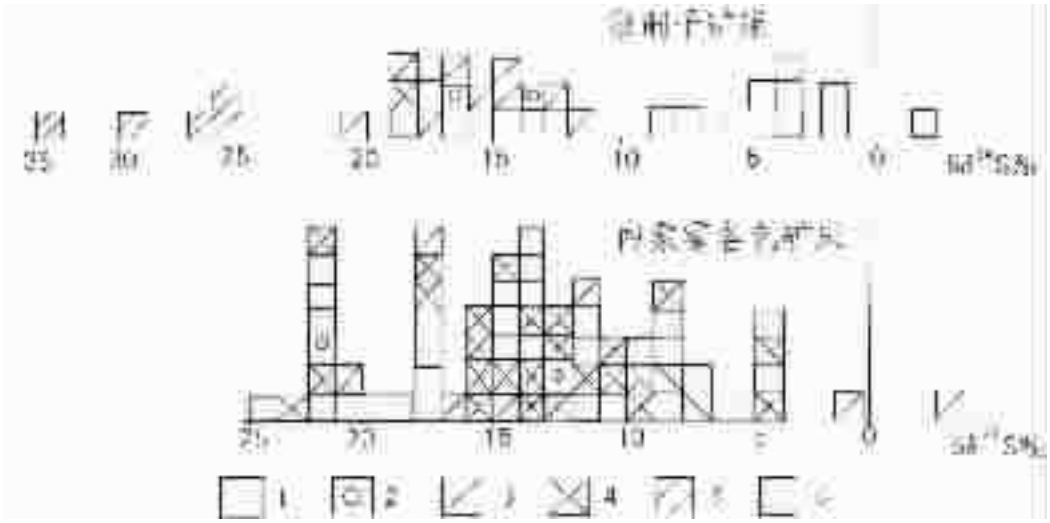


图 3　硫同位素分布直方图
1—方铅矿;2—闪锌矿;3—黄铁矿;4—黄铜矿;5—重晶石;6—磁黄铁矿

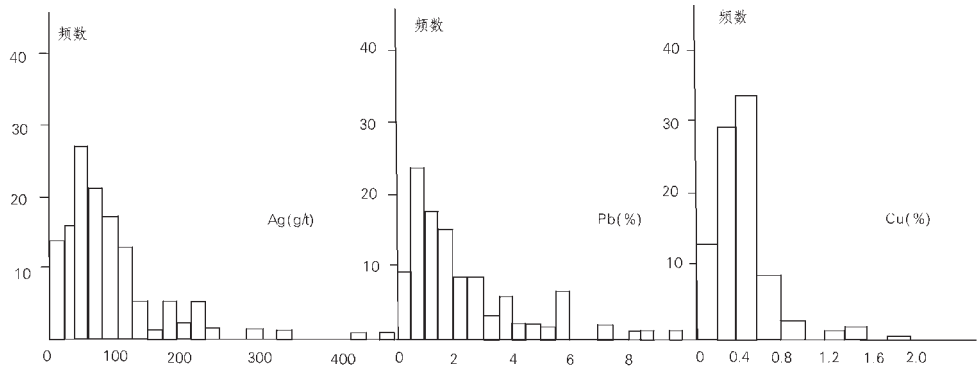


图 4　银硐子矿床矿石品位频率直方图

地层本底变化并不明显，而与东西向上分隔的多个沉积盆地则差异显著；不同岩性对成矿元素的分布影响很大,如碳酸盐岩中富 Pb,砂岩中富 Cu,泥质岩中富 Zn，这种情况应当是正常沉积作用的表现。因此泥盆系本身并非是“矿源层”,仅为矿体的“寄居层”。各成矿元素的分布表明,成矿作用在时间上是短暂的,空间上是局限的,在泥盆纪的沉积事件演化过程中,是不起主导作用的。

采自地层和矿层的不同岩矿类型分析结果(表 4)都清楚显示出微量(伴生)元素均与矿化作用有明显联系,并随远离含矿层而急剧降低,因而,它们的来源应当是与 Pb、Zn 途径相一致的;银硐子矿床和矿田中均显示出伴生(微量)元素与成矿元素都同样具有时间上(沉积层的叠置关系)和空间(沿东西走向和南北倾向)上的分带规律表现,这既说明了控制盆地的同生断裂的展布,也说明成矿物质的活动过程。

成矿元素与伴生(微量)元素具有明显的共生组合特征:银硐子矿床是一类铅锌矿床,但银作为一般矿床中的伴生组分而特别富集，升为主成矿元素,可以说这是多金属矿床的一个特例,其元素的共生组合呈 Pb、Zn、Ag、Cu、Ba,并与 Fe 有明显的时空相关性。

2.4　铅同位素特征

已获银硐子矿床同位素组成值 27 组,将部分测试数据列于表 5 中，并与地球不同圈层参数值进行

表 4 含矿地层和矿体中微量及伴生元素平均含量(10^{-6})

取样位置	Ag	Mn	As	Sr	Ba	B
银硐子—车房沟（51）	0.85	856	5.37	216	917	87.32
外围的肖台（15）	0.25	245	2.23	102	423	53.13

对比。其中的 μ 值与 B.R.Doe(1974)提出的"μ < 9.58 则其铅来自地幔–下地壳"而银硐子矿床 μ 值 75%都小于此值,属于此结论范围。

柞山地区的同层位地层中四面体黄铁矿的铅同位素组成等平均值也与矿床中的产物明显不同,说明泥盆系不可能提供矿床的成矿物质。

2.5 常量元素特征

将银硐子—大西沟矿田内的含矿层岩石化学成分(表 6),代入 W.Shaw(1972)判别式,矿田内含矿地层中绿泥绢云千枚岩、绢 云母千枚岩、含钙千枚岩均为正值,应属于长英质喷出岩,其余 3 类岩石为负值,应属于粘土岩类。在(al–alk)–c 图解中(图 5)投影,均投到角斑岩、中酸性凝灰岩及粘土岩、泥灰岩区。两种方法获得结果是一致的。这些火山岩类岩石呈夹层或与陆源物质混合沉积产于地层中[3]。

银硐子矿床的矿石化学成分(表 7),与矿区含矿层的化学成分对比,SiO_2、Al_2O_3、MgO、CaO 、K_2O 含量均为减少, 显示陆源碎屑物质和可溶物质均减少。而 FeO、Fe_2O_3、MnO 含量则均增加,表明矿石的物质来源不同于含矿地层中岩石的物质来源,且由西向东 FeO、Fe_2O_3、MnO 和 Na_2O 含量均有增加的现象,这正说明热水喷溢来源(即喷口)的方位。

表 5 银硐子矿床铅同位素组成

矿物	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	模式年龄 t(ma)	$\mu=\frac{^{238}U}{^{204}Pb}$	$\frac{Th}{U}$	资料来源
方铅矿	18.03	15.66	38.84	506.00	9.260	4.124	陕西区调队
	18.05	15.69	38.78	562.00	9.680	4.091	
	18.08	15.70	38.75	517.00	9.690	4.063	（1976）
	18.06	15.59	38.13	400.10	9.475	3.920	贵阳地化所
	18.01	15.56	38.00	404.90	9.427	3.890	
	17.90	15.56	37.95	481.30	9.438	3.930	（1987）
	18.28	15.55	38.70	——	——	——	陈毓川等
	17.74	15.33	37.35	——	——	——	
	18.50	15.99	38.58	——	——	——	（1980）
砷黝铜矿	17.913	15.484	37.951	383.00	9.280	3.766	武汉地大
硫砷铅矿	18.038	15.592	38.022	422.00	9.480	3.749	
黄铁矿	18.030	15.582	38.062	416.00	9.460		（1988）
平均值	18.024	15.578	38.216	626.00	9.446		
区域同层位地层	17.562	15.472	37.367		9.320		张本仁（1989、1990）
地幔值壳下岩石圈值	18.060	15.490	37.700				R.E.Zartman
	18.370	15.540	38.200				（1984）

表 6 银硐子—大西沟矿田含矿层岩石化学成分(%)

岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	资料来源
绿泥绢云千枚岩	53.95	—	18.20	2.03	6.98	0.175	1.70	4.51	0.97	3.67	0.19	3.98	00534
绢云母千枚岩	53.65	—	19.94	2.05	4.51	0.112	1.30	3.72	0.71	4.82	0.17	3.46	部 队
铁白云质绢云千枚岩	52.88	—	17.84	1.72	5.59	0.175	2.92	4.42	0.49	4.62	0.10	5.59	1981
钙质板岩	57.84	0.66	14.02	1.65	3.76	0.090	3.39	5.76	1.18	3.08	0.18	—	中国地质
千枚岩	61.60	0.73	17.31	2.36	4.26	0.120	3.53	0.23	1.10	3.47	0.24	—	大学,1987
含钙千枚岩	50.39	0.62	14.57	4.32	4.92	0.300	2.97	5.88	0.39	4.10	0.14	—	

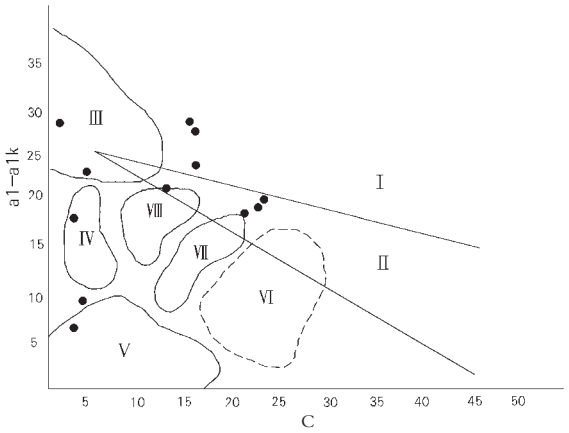


图 5　银硐子区域变质原岩(al−alk)—c 图解
(底图据 J.K.Wilson. 1972)
Ⅰ—钙质泥质灰岩区;Ⅱ—白云质泥灰岩区;Ⅲ—粘土岩区;
Ⅳ—中酸性凝灰岩区;Ⅴ—角斑岩区;Ⅵ—玄武岩区;Ⅶ—二
长安山质凝灰岩区;Ⅷ—英安质凝灰岩区

综合以上分析，成矿水可能以深源热液性质为主,并有部分地表水的混合成因;成矿硫主要来源于古海水,并有火山或下伏地层中硫的混合;成矿元素通过铅同位素、稀土配分、微量元素及常量元素的对比分析等,均说明来源于火山喷溢及下伏地层,而不与沉积地层同源。

3　下伏基底地层柱及火山作用在成矿物质上的贡献

银硐子银—多金属矿床的含矿层位远离泥盆系沉积的底界面,分布于其偏中上部位。说明成矿组分与陆源物质的供应并无太直接的联系。根据泥盆系中成矿金属的本底研究，各类碎屑−泥质岩石中的金属含量相当于正常海盆的沉积物含量，虽然有的层位受沉积时期海盆内火山−热液活动影响有相对较高的背景值，但无论从其分布规模和含量丰度都不足以构成“矿源层”。由于热水沉积岩的广泛产出,热卤水的成矿作用,应该是首先要考虑的。

本区热水大部分来自古海水下渗和下伏地层中的孔隙水(封存水)是不容置疑的。在其长期存在和循环的过程中，必然会萃取下伏基底沉积柱内地层岩石中的相关金属物质,而成为主要成矿物质。区域前泥盆系的成矿元素平均含量见表 8。东秦岭上志留统黑色页岩 Pb 含量为 14.4×10^{-6},Zn 含量为 99.67×10^{-6}；下寒武统 Pb 为 29.6×10^{-6},Zn 为 229×10^{-6};耀岭河群 Pb 为 63.13×10^{-6},Zn 为 152×10^{-6};均高于地壳丰度值。西秦岭中上志留统(白龙江群)黑色页岩中的 Cu、Pb、Zn 含量也高于泥岩平均值的 3~10 倍(李英,1974)。在银硐子矿床的区域范围内,曾有报道称下伏的 $\in-O$ 地层中 Pb、Zn 含量达 $n\times100\times10^{-6}$~1000×10^{-6},比表 8 统计值高出 10~100 倍。故说明下伏地层是部分成矿物质的来源。

考虑到本区 Ag、Pb、Zn、Cu、重晶石、Fe 等多种元素集聚到同一沉积盆地中，在时间上具同时性和连续性,空间层位上具过渡性和序列表现。火山作用(及与之相关联的地震活动)应是主要的。因为火山作用既有本身深源和多种元素复合成矿的特征,又可以激发和强化地壳内的热水循环萃取过程。

综合对成矿物质来源多方面的探讨，笔者认为成矿物质带到沉积盆地可以通过复合型的热卤水(即渗流的海水+封存水+岩浆汽液)、火山喷出物质等来实现，但其涌出或喷流则可以通过同生断裂开张减压，更可能是在火山−地震活动等内动力的激发下而完成的。

4　银硐子银—多金属矿床成因类型

成矿物质来源：截止目前的研究成果都支持热卤水提供成矿物质的机理。深层热卤水的形成,必须

表 7　银硐子矿床多金属矿石化学成分(%)

样　品	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	BaO	H_2O	资料来源
矿　石	46.21	14.21	1.78	6.94	1.27	6.52	0.64	3.07	0.13	2.48		周圣华(1993)
	31.20	9.09	3.77	6.23	0.87	3.56	0.73	1.78	0.20	13.44		
	40.12	11.87	6.92	12.70	1.20	1.42	1.22	2.62	0.53	6.52		
	31.84	13.06	14.13	25.43	4.99	0.12	0.18	2.38	0.12	——	6.04	薛春纪(1997)
	52.48	17.13	1.70	3.21	0.76	2.19	3.81	2.59	0.17	——		
	32.58	9.16	18.52	14.73	3.17	1.51	2.08	1.26	0.30	——	2.80	杨耀民(1999)
平均值	39.07	12.42	7.80	11.54	2.04	2.55	1.44	2.28	0.24	7.41	4.42	
矿区含矿层	57.89	15.74	2.09	3.63	2.68	3.99	1.26	3.19	0.11			

表 8 东秦岭前泥盆纪地层成矿元素平均含量(10^{-6})

地层组合	上志留统				寒武—奥陶系	下寒武统	耀岭河群	地壳丰度值（维氏）	褶皱区丰度值(黎彤)
	含碳泥质岩	黑色页岩	细碎屑岩	均值	均值	均值	均值		
样品数	22	27	28	77	3	3	3		
Pb	11.5	14.4	4.5	10.3	12.33	29.6	63.13	16	13
Zn	70.58	99.67	97.60	89	15	229	152	83	77
Cu	43	30.8	43.3	37.3	5.1	124.7	21.1	47	46
Ag	0.212	0.092	0.057	0.101	0.052	11.60	0.043	0.07	0.062
Ba	879.8	985	625	847.4	127	4201	1309	650	390
Sr	88.95	112	142	116.4	74.7	148	411	340	460
Mn	731	536.6	1551	906	252	461	574	1000	930
Hg	0.382	0.336	0.309	0.339	0.033	2.34	2.14	0.083	0.086
Sb	1.19	0.55	0.30	0.50	0.83	31.8	8.5	0.5	0.43
As	5.44	6.25	1.77	3.92	8.1	27.6	42.5	1.7	2.3
Fe %	3.50	4.06	6.28	4.60				4.7	4.4
Au					0.6	2.4	0.9		
Cd					0.06	16.7	0.3		
Ni	33.80	39.2	57.3	41.2	1.3	34.2	8.9	58	53
Co	11	12.5	30.9	16.7	0.6	32.4	17	18	16
Cr	96.4	96.7	100	98				83	68
Yb	2.9	3.14	4.59	3.55				0.33	3

是基于地壳乃至整个岩石圈内的构造活动,从而引发地壳的破裂,破裂(断裂)才能有对流通道及对流房的产生,这一过程与火山活动相联系。热卤水不会只是地表水体的下渗和对矿质的萃取,封存水的参与是不可忽视，将有岩浆水汽及相关物质的混入。故笔者认为成矿物质来源于火山喷溢和热卤水(萃取了矿质的母液)。

矿床产态:中泥盆统地层层位(时限)对矿床产出有严格的限定。矿体在其中呈层状或似层状的“似整合”沉积体产出,韵律构造发育,条带状–条纹状矿石构造,沉积矿质(原生矿质堆积体)的水流改造、沉积–成岩期的矿石结构构造特征,元素走向上和垂向上的分带表现及其交混变化等，均表现了矿质在堆积和其后的固化成岩中，受制于沉积水盆和盆地沉积物的自然演化,因此具有同生沉积的成因特征。

控矿条件:就银硐子矿床来说,是指热(流)异常大地构造环境、同生断裂的演化、层位条件(泥盆纪中统)、岩相–岩性(浊积相、泥质岩–碳酸盐岩的复合转换界面附近)等 4 个方面。而起着最重要作用的是同生断层(裂)的演化,因为它既是沉积盆地的主要者,又沟通了地壳上部与更深处的成矿物质的交流,也是层位、岩相–岩性的主要控制条件。

综上所述,笔者认为柞水银硐子银—多金属矿床的成因类型应为:“火山–热卤水喷溢–同生沉积矿床”。因是基于热卤水与火山的作用在本区都有地质表现,而与世界上一些地质历史上的火山成因的多金属矿床,乃至现代太平洋的火山成矿作用对比,银硐子矿床也与它们有很多的相似之处。

参考文献:

[1] 祁思敬, 等. 秦岭泥盆系铅锌成矿带[M]. 北京:地质出版社, 1993.
[2] 杨耀民, 等. 大西沟–银硐子多金属矿床地质及成矿机制[J]. 西北金属矿产地质, 1999.
[3] 王思源. 陕西银硐子喷溢沉积改造型银多金属矿床成矿构造解析[J]. 现代地质, 1993, 7(1):73–82.

云南鹤庆锰矿深部成矿预测研究

侯兴林　苑芝成

(中国冶金地质总局昆明地质勘查院,云南 昆明 650203)

提　要:云南省鹤庆锰矿接替资源找矿工作至去年 8 月陷入了被动,通过转变工作思路,进一步加强基础地质研究工作,在全面收集前期勘查工作及前人资料重新认识的基础上,重点对矿区地质构造特征加以研究,认识到小天井向斜是控制矿体产状形态的主要构造,从而对小天井锰矿作出合理的成矿预测;认为在小天井向斜北东翼及 F_{18} 断层上盘南西方向仍具有一定的资源替力,为下一步工作的开展打好了基础。

关键词:基础地质;地质构造特征;成矿预测;小天井锰矿

1　鹤庆锰矿简况

在云南省鹤庆县城之西,东西长 7 km,南北宽 5 km,面积 35 km^2 范围内,分布着小天井、武君山、猴子坡、黄峰山等十余处锰矿(化)体,以小天井锰矿规模最大(图 1),是目前国内主要优质富锰矿之一。

1979—1993 年间,经有色 310 队、冶金昆明地质调查所详查,小天井锰矿累计探明 C+D 级锰矿储量 260 万 t[1,2]。矿山在历年生产勘探中累计新增了 80 万 t 锰矿石。小天井锰矿实际资源储量规模 340 万 t(优质富锰矿占 90%以上),并积累了大量的资料。

2002 年经中国冶金地质总局昆明地质勘查院资源量核实,保有资源量 78.02 万 t[3]。

鉴于矿区构造复杂,找矿难度大,矿山自身资金及技术实力难以在短时间内突破其矿床的远景规模,维持矿山持续发展,2004 年被列为全国危机矿山接替资源找矿试点项目。

2　前期勘查情况简述

经 2005 年初步研究,在小天井矿段圈定 3 个资源潜力区(图 2):小天井矿段 7−11 线北部、13−16 线深部、16 线以西,主要探矿工程在这 3 个地段开展。

7−11 线提前施工的两个钻孔均见矿,工程首先选择在 7−11 线展开,在该段连续施工了 4 个孔均未见矿,仅 7 线钻孔见矿化。13−16 线往深部施工了一个孔未见矿,在 2530 中段 13 线施工一穿脉,见矿体往北上延,矿体产状南倾,上述说明矿体往深部延伸的可能性极小。16 线以西通过坑道揭露在 2510、2610 两个中段发现与东部不同矿石类型的原生锰矿;2510ZK1601 实施结果表明,矿体往深部变贫、变薄;继续往西被 F_{18} 断失后去向不明。

前期找矿勘查是依据小天井矿段为一单斜岩层的思路预测矿体并进行工程设计(图 3)

开展工作,该思路对于 16 线以西较合适,而 16 线以东,工程施工结果表明,实际地质情况与原预测及设计有较大出入。至此,原设计难以继续执行下去,下一步工作如何继续开展是摆在项目组面前的主要课题。

去年 8 月,危矿办及云南省监审专家组在对鹤庆项目监审工作中及时发现问题,认为造成鹤庆锰矿找矿被动局面的主要原因在于综合研究深度不够,存在两个主要问题:(1)赋矿地层层序、含矿岩系的岩类组合特征及岩相变化规律不清;(2)构造形态及矿床(体)的空间展布规律不清。从而导致找矿方向不明。建议进一步加强地质研究工作,提出新的找矿思路,对原设计进行调整后再继续开展工作。

收稿日期:2007−06−06;**改回日期**:2007−07−12

基金项目:全国危机矿山接替资源找矿试点项目(2004453008)资助。

作者简介:侯兴林,男,1966 年生,工程师,从事地质找矿勘探工作;E−mail:kmydkd@163.com。

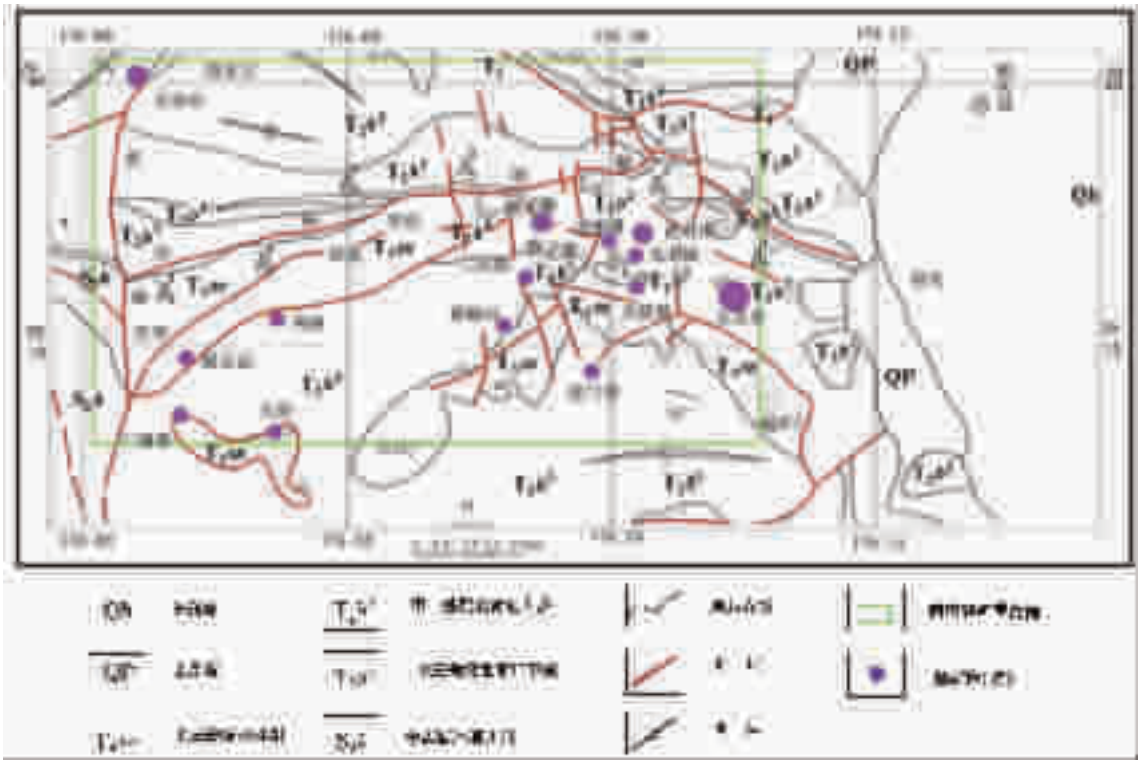


图 1 鹤庆锰矿带矿点分布图

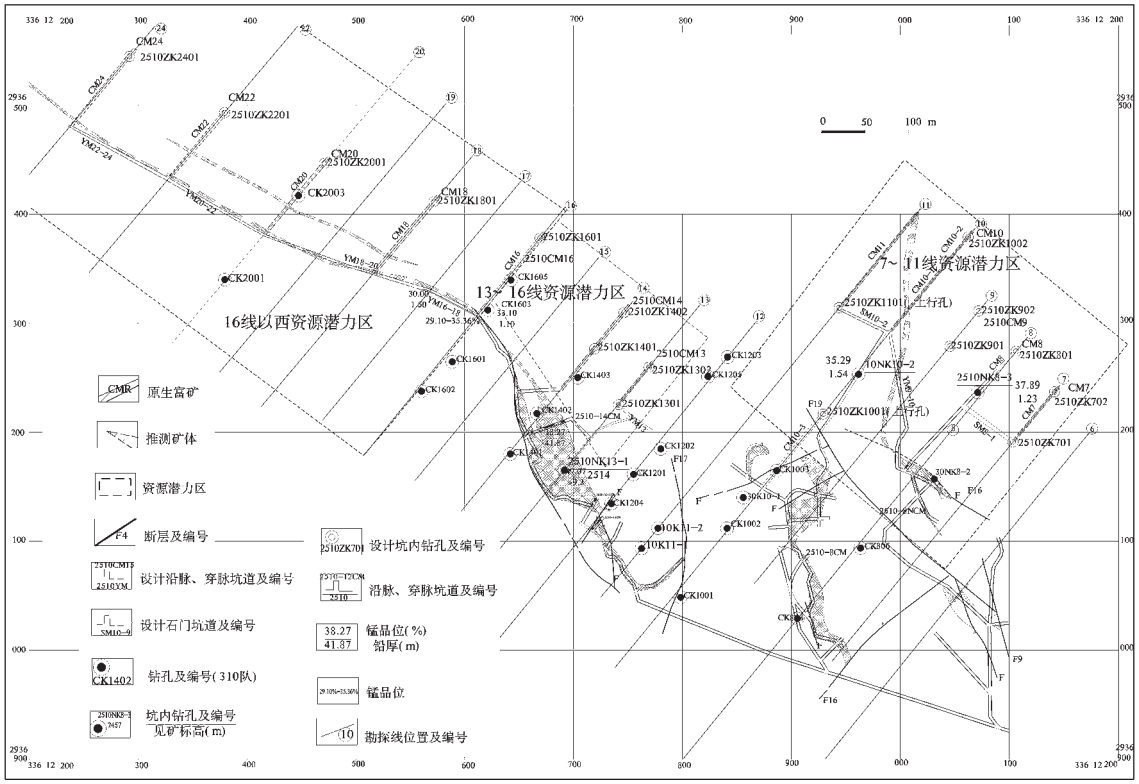


图 2 2005 年初步研究预测的 3 个资源潜力区(2510 中段)

3　地质综合研究

3.1　工作思路和方法

从含矿岩系地层层序进行对比研究入手，重点对矿区的复杂地质构造作进一步的调查研究；同时对矿体地质特征、矿石类型、不同赋矿空间的矿体等进行对比研究。

通过全面收集前人资料及前期勘查工作所获得的资料,进行再认识的基础上,对原中段平面图及剖面图进行补充修改,编制各类综合图件,加深对小天井矿段构造特征、矿体地质特征、岩相特征的认识和研究,从而对小天井矿段作出客观的成矿预测,指导下步工程设计调整。

3.2　综合研究主要认识

3.2.1 含矿岩系(图 4)

按岩性组合与含锰的特征，将原松桂组第三段第二层(T_3sh^{3-2})分为上下两部分,上部以细碎屑岩为主夹薄层灰岩(T_3sh^{3-2MS})。下部为主要含锰岩系,岩性

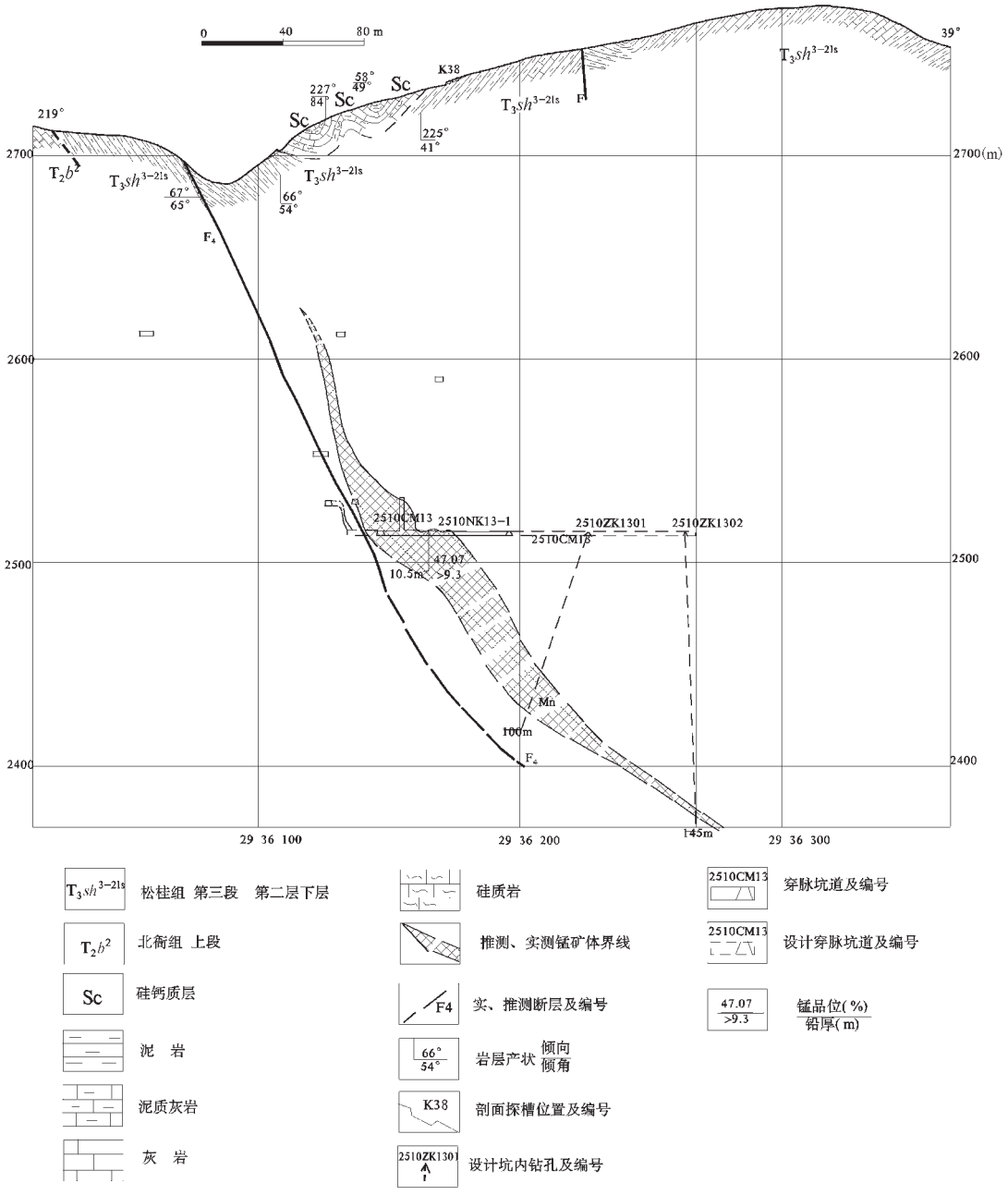


图 3　据小天井矿段为一单斜岩层在 13 线上推测的矿体及设计钻孔

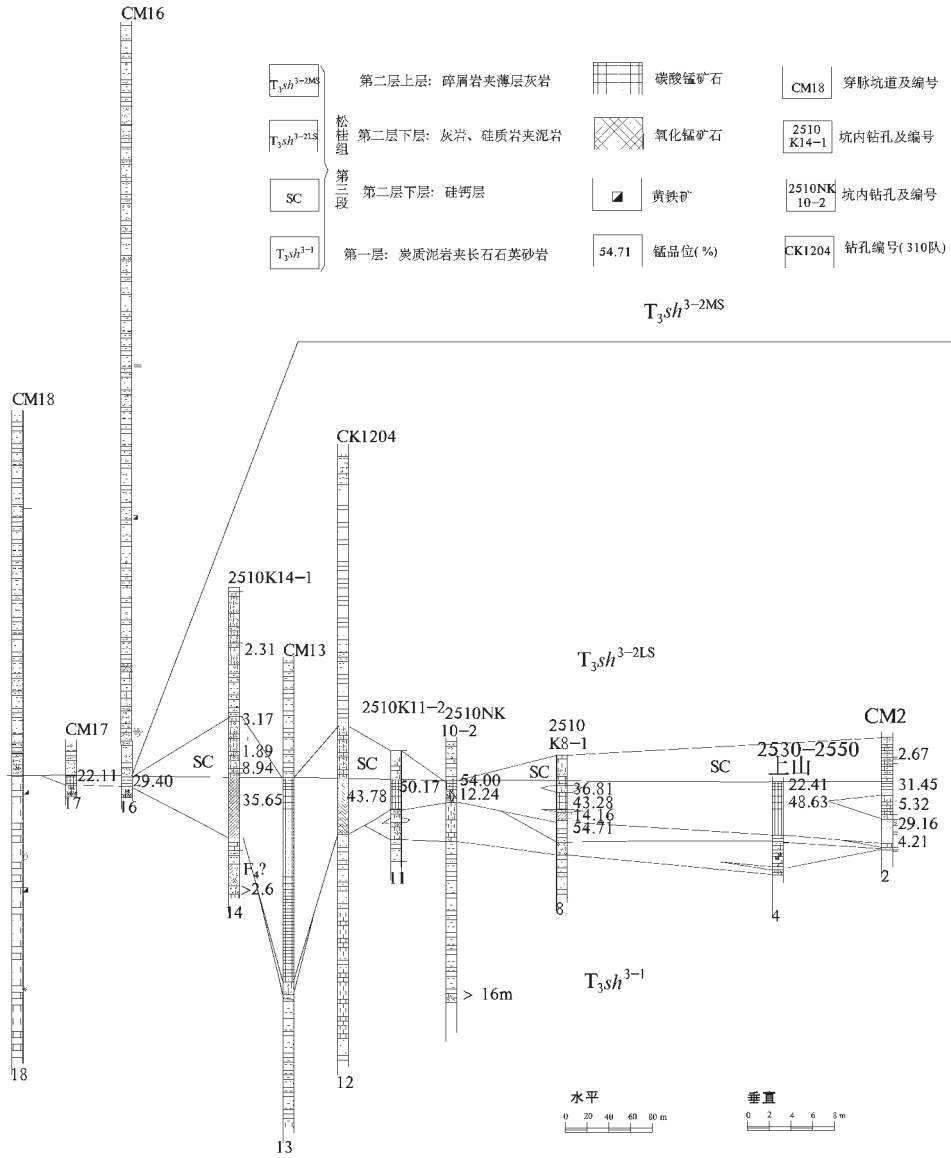


图 4 小天井矿段岩性柱状对比图

以灰岩、硅质岩为主,夹钙质泥岩,局部见有锰矿饼的分布, 偶见含灰岩团块泥岩或含泥岩团块灰岩(T_3sh^{3-2LS})。下伏地层为松桂组第三段第一层(T_3sh^{3-1}),岩性以深色、灰黑色炭质泥岩为主夹长石石英砂岩。

含锰岩系由南西至北东可划分为 3 个岩相带:(1)碳酸盐岩岩相带;(2)碳酸盐岩夹碎屑岩岩相带;(3)碎屑岩夹碳酸盐岩岩相带(图 5)。

据东、西部顶底板的不同分别确定标志层。东部矿体直接顶板为硅钙质层, 薄层状灰岩与硅质岩互层状产出;底板为砾灰岩、紫色泥岩、灰色(灰绿色)泥岩,三者为一组合型标志层。西部矿体直接顶板为含砾青灰色或灰黄绿色泥岩,夹薄层(或条带状、透镜状)粉砂岩,层理发育;底板为含锰厚层状灰岩。

3.2.2 地质构造特征

(1)褶皱

小天井矿段以 16 线为界分为两个不同的构造体系,即 16 线以西为单斜岩层,16 线以东为向斜构造格局。

小天井向斜,总体轴向 295~115°,其北西受制于 F_4,其南东受制于 F_{10}。向斜总体形态呈向北西收敛南东撒开的撮箕形。向斜核部出露于 2530—2510 中段,在 2510、2530、2550 3 个中段出露宽度分别为

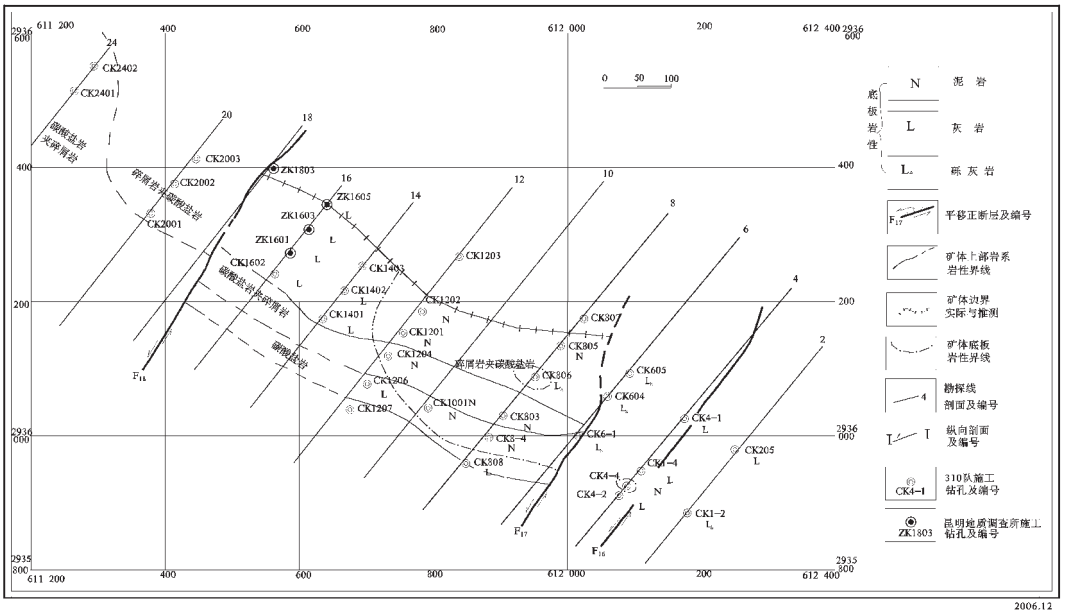


图 5　小天井矿段岩相水平分带图

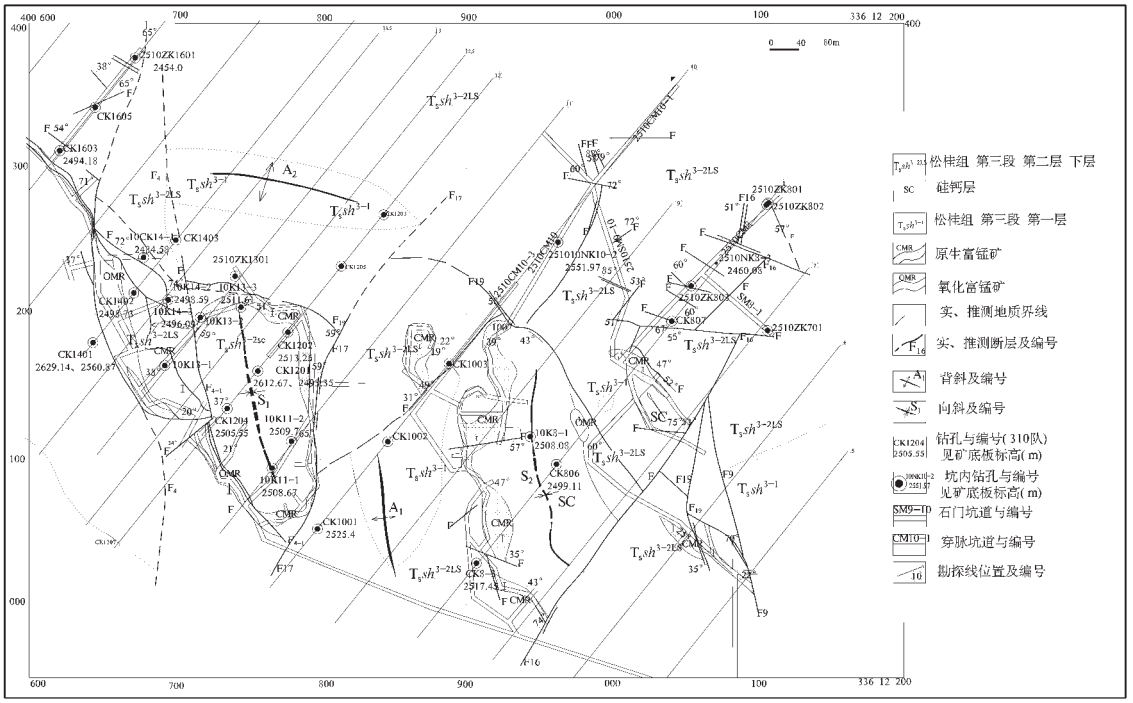


图 6　小天井向斜核部 4 个次级褶曲在 2510 中段的展布特征

40~100 m、80~280 m、120~360 m。向斜南西翼岩层及矿体倾角一般在 15~41°,北东翼岩层及矿体倾角一般在 40~60°,排除局部受断层影响因素,可以确定向斜轴面总体应倾向北东。在向斜核部次级褶曲十分发育,规模较大的次级褶曲有两个向斜:S1、S2 和两个背斜:A_1 和 A_2(图 6)。

S_1:出露于 11-14 线 2510-2550 中段,F_{17}-F_4 之间,轴向为 350~360°,在 2510 中段平面上呈一长卵

形,近似一对称短轴向斜,向上至 2530、2550 中段其形态发生较大变化,至 2550 中段北东翼倒转,在剖面上呈卧式向斜。该向斜核部更次一级褶曲十分发育,并可见同生褶曲现象。

S_2:出露于 7-10 线 2510-2530 中段,夹持于 F_{16}、F_9、F_{19} 的三角地带,轴向 350°左右。

A_1:出露于 8-11 线 2510-2530 中段 S_1-S_2 之间,轴向近南北,平面上向北收敛,向南撒开。该背斜与 S_1、S_2 组合在平面上近似川字形,在Ⅰ号矿体纵剖面上呈平缓的"w"形。

A_2:出露于 12-14 线 2510-2550 中段 S_1 之北,轴向近东西。

据上述分析认为小天井向斜为一平缓非对称的复式褶皱。

(2)断层

小天井矿段见两组主要破矿断层:F_{10}、F_9、F_{16}、F_{17}、F_{18} 为横向断层,在走向上破坏矿体及小天井向斜的连续性。该组断层总体倾向西或北西,倾角一般在 25~74°;显左行平移正断层特征,水平断距为 70~180 m,垂直断距 5~50 m。特别是 F_{10}、F_9 两条断层,由于其上盘大幅抬升,F_{10} 上盘(东盘)及 F_9 上盘(北东盘)小天井向斜北东翼矿体均被剥蚀。

F_{19}、F_4、F_{4-1}、F_{4-2} 为纵向断层,总体倾向北东或南西,倾角一般在 21~70°。该组断层显多期活动特征,断距难以确定。该组断层多形成规模较大的破碎带(2~5 m),具层间断层特征,产于矿体上或下盘,矿体大部分被其破坏后,呈透镜体或角砾状产出,仅局部保留完整。破碎带内次生氧化锰矿较发育,从而使矿体厚度增大,如 13、14 线。16 线以东主要破矿断层(图 7)。

3.2.3 矿体地质特征

据矿石类型、矿体赋存的不同空间位置,将小天井矿段划分为 4 个矿体:16 线以东原生富锰矿(原 310 队Ⅰ号主矿体)本次仍划为Ⅰ号矿体,16 线以西 16-19 线间原生富锰矿为Ⅱ号矿体,20-21 线间与构造有关的次生淋滤型氧化贫锰矿为Ⅲ1 号矿体,原 310 队所划分的Ⅱ号矿体为Ⅲ2 号矿体。

Ⅰ号矿体总体形态与产状严格受小天井向斜及次级褶曲构造控制,矿体总体展布方向 295~115°,总体形态呈北西方向收敛,南东撒开,向南东倾伏的

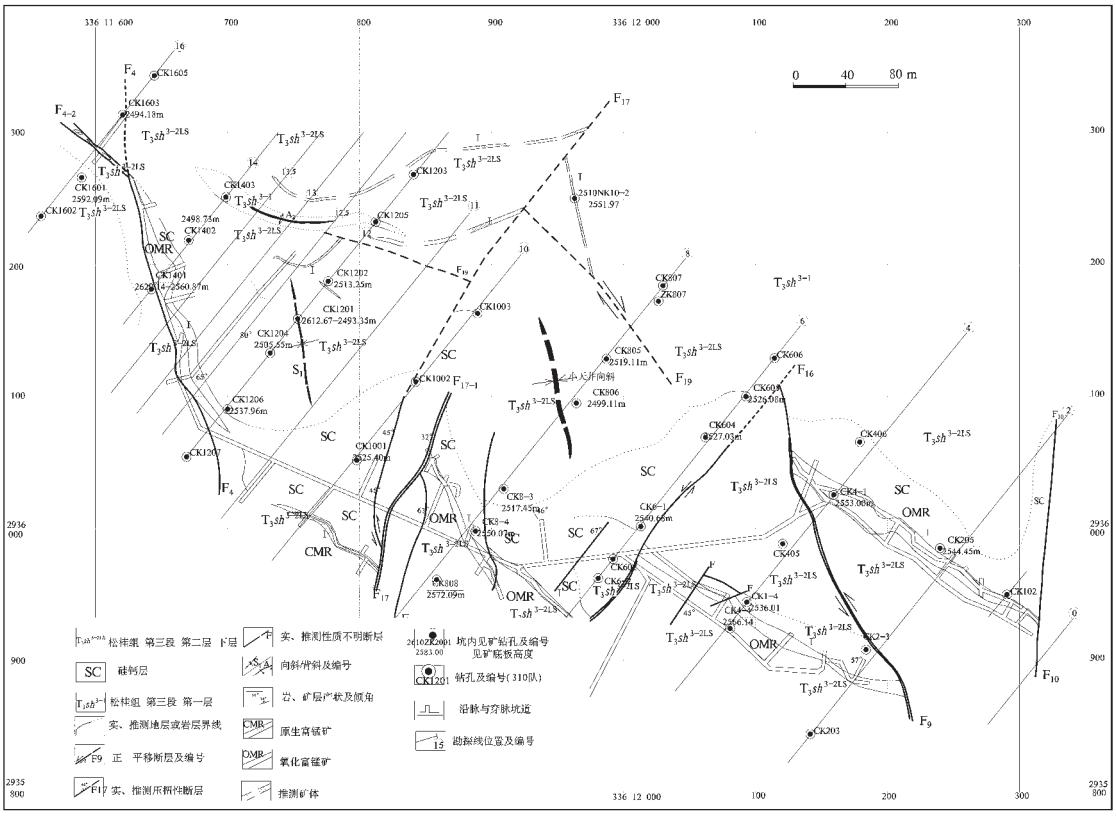


图 7 16 线以东主要破矿断层在 2550 中段的展布特征

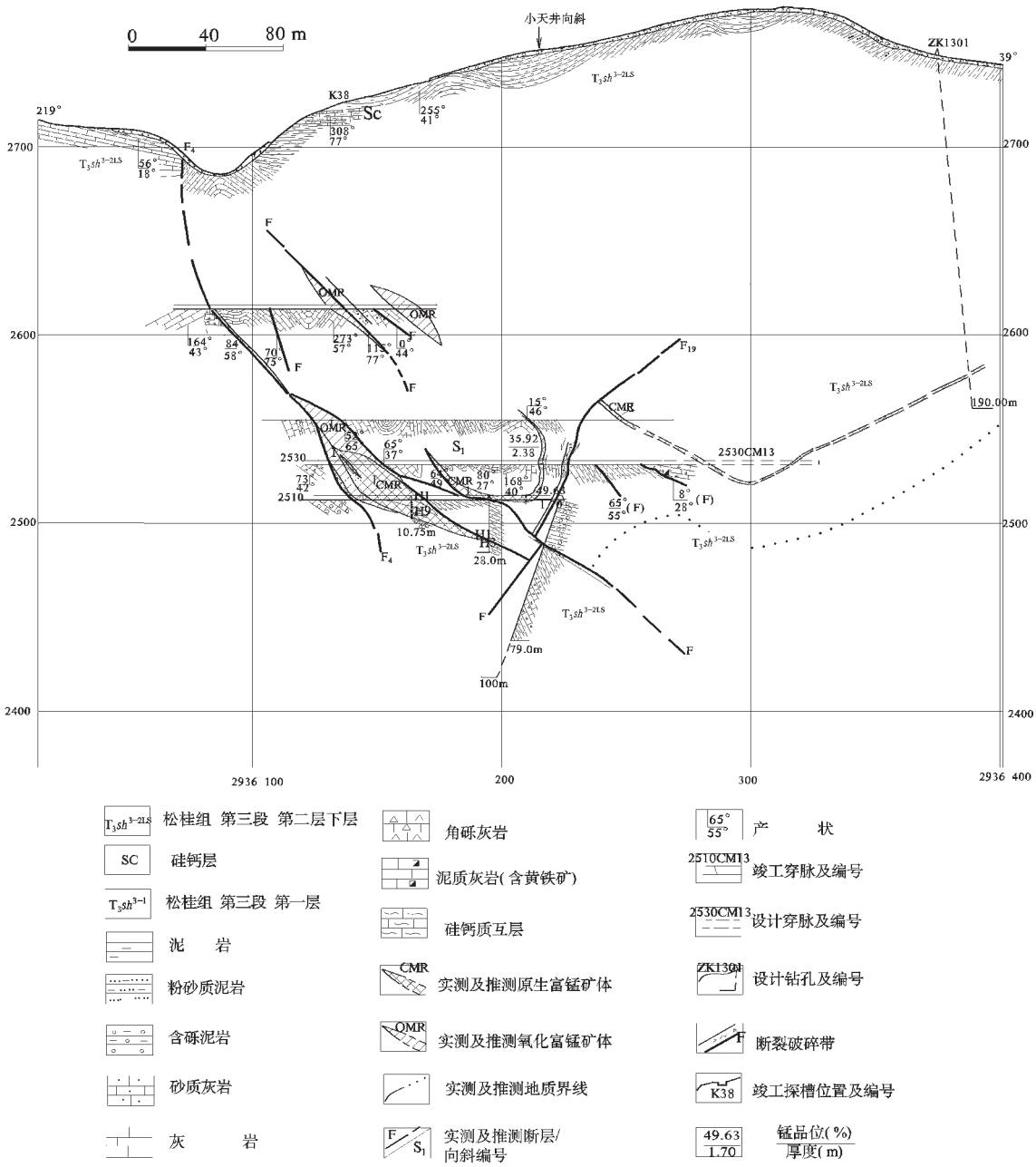


图 8　Ⅰ号矿体在 13 线上的形态变化特征及预测矿体

撮箕形。矿体南西翼产状 12~85°∠11~41°,核部一般倾角 0~10°;北东翼产状为 180~255°∠35~60°。受核部次级褶曲影响,矿体在 2510−2530 中段多次重复出现,矿体产状变化较大,局部矿体近南北走向或呈卧式向斜形态(图 8)。矿体被断层错断后,平面上呈断块状产出。

Ⅱ号矿体总体呈现由北西向南东侧伏,往南东方向矿体变贫、变薄,往北西方向矿体在 2610−2650 中段 18−19 线间变富厚(最厚达 7m)。该矿赋存于 F_{4-2} 破碎带下盘,受 F_{4-2} 影响矿体仅局部保留完整,大部分在断层带内呈透镜体或角砾状产出。往西在 18−19 线间被 F_{18} 断失。总体产状 40°∠63°,与 F_{4-2} 产状基本一致。

$Ⅲ_1$ 号矿体位于 20−21 线间,属与构造有关的

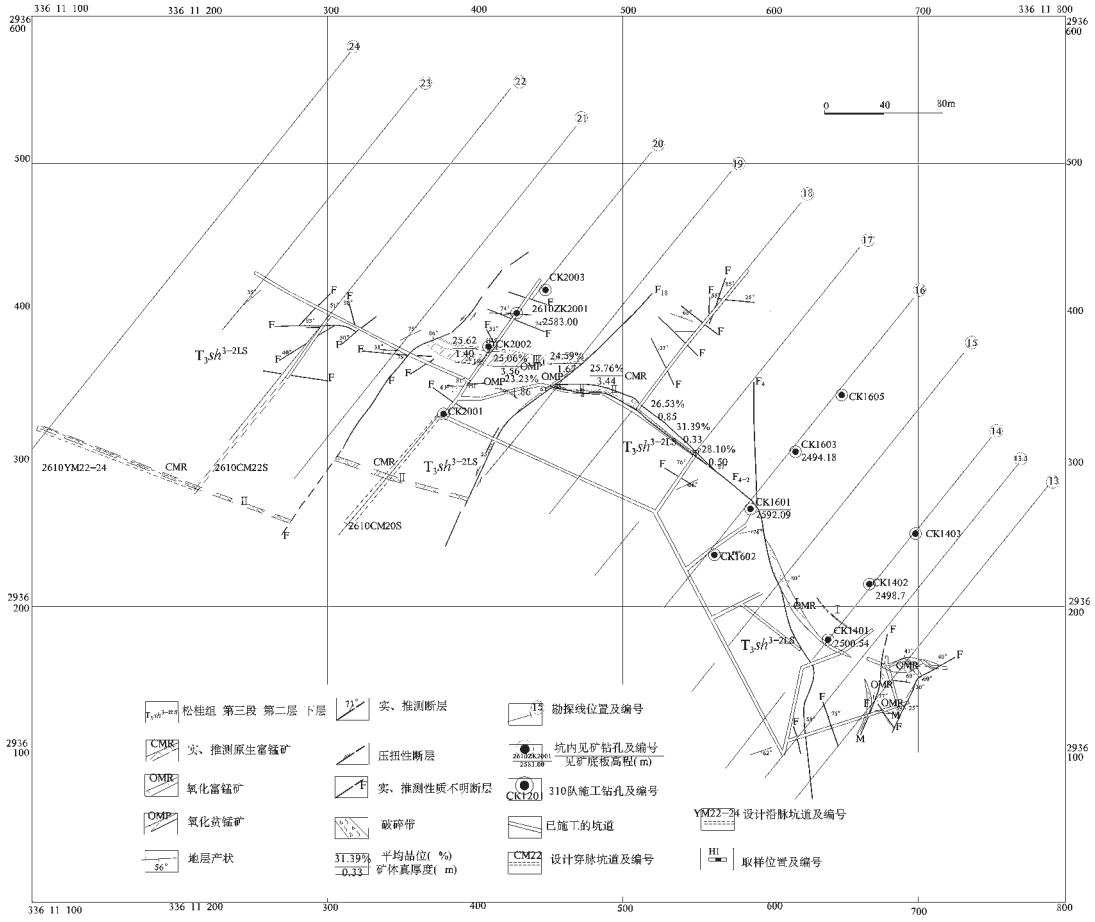


图 9 2610 中段推测 F_{18} 上盘矿体在南西方向分布

次生淋滤氧化贫锰矿。Ⅲ2 号矿体略。

Ⅱ、$Ⅲ_1$ 号矿体为前期勘查所获主要成果,初步估算Ⅱ号矿体 332 资源量 18 万 t,$Ⅲ_1$ 号矿体 333 资源量 7.81 万 t,合计 332+333 资源量 25.81 万 t。

3.2.4 *矿床成因*

据矿石类型的划分与对比,及有关元素微量分析统计结果显示:东部矿石、脉石类型较西部复杂,锰与锌元素相关性较强(相关系数 0.67)。结合矿体顶板为硅质岩与常出现深海生物化石[4],以及矿体底板常见凝灰质泥岩等因素,认为矿床成因类型应属"火山气液(热水)沉积-改造型锰矿"。

4 成矿预测

4.1 Ⅰ号矿体

据该矿形态变化特征分析,矿体受小天井向斜及其次级褶曲控制,矿体南西翼及其核部基上得以控制,北东翼矿体除两个见矿工程外,无其他工程,认为北东翼矿体应在 2530 中段以上北东方向出露,并向 2550 中段以上有一定延伸(图 8)。主要依据有:(1)在 2550 中段已有两个工程见原生富锰矿;(2)向斜北翼见一较大规模破碎带,断层带内可见原生锰矿石角砾(角砾最大可达 2 m×3 m);(3)2530 中段 CM13 穿脉迎头已见矿体底板。

4.2 Ⅱ号矿体

据Ⅱ号矿体地质特征的研究,矿体富厚部位在 2650-2610 中段 18-19 线间,矿体往北西方向 2650 中段以上应有一定延伸。主要依据为该矿往西在各中段均为断层(F_{18})尖灭,而非自然沉积尖灭。通过对 F_{18} 的研究,F_{18} 水平断距大于 122 m,垂直断距 50~80 m,属左行平移正断层,从而推测 F_{18} 上盘矿体应

在 2610 中段南西方向出现(图 9)。

5　结　语

(1)本次综合研究所获得的认识与成矿预测,还有待于下步工作实践加以充实与完善。

(2) 鹤庆锰矿接替资源勘查项目实施两年来使我们认识到,在深部资源找矿工作中,既有不利的一面——找矿难度大;又有它的优势,优势体现在前人的工作积累了大量的资料, 我们应充分利用这些资料,重新加以认识并进行二次开发研究,找出成矿规律,这样可以少走弯路,提高找矿效率,收到事半功倍的效果。

最后非常感谢张翼飞、黎功举、万大福、郑柏松同志在本文的写作过程中提出的宝贵建议及支持。

参考文献:

[1] 彭张翔, 王辑升, 任成坤, 等. 云南省鹤庆县鹤庆锰矿小天井矿段详查地质报告[R]. 1989.

[2] 万大福. 云南省鹤庆县锰矿详查地质报告[R].1993.

[3] 苑芝成, 李亚林. 云南省鹤庆县鹤庆锰矿小天井矿段储量核实报告[R]. 2002.

[4] 刘红军. 云南省鹤庆锰矿晚三叠世诺利期岩相古地理及成矿预测[R]. 1989.

铜绿山铜铁矿床深部找矿标志及找矿前景

张国胜　魏克涛

(湖北省鄂东南地质大队,湖北 大冶 435100)

提　要:随着深度的增加,找矿难度加大,为此,笔者探讨了铜绿山铜铁矿床深部找矿标志及深部的找矿前景。深部的找矿标志主要有构造标志、伴生岩脉、上抬磁异常及遥感标志等,据此预测了矿床深部的找矿潜力。深部找矿主要是已知矿体的延深、下接触带、斜列式的矿体以及东部的预测区,同时根据矿田内矿床双带结构的特征,提出铜绿山矿床的东部可能存在一个未知矿带,组成双带结构。

关键词:找矿标志;台阶状;双带结构

1　矿床概况

铜绿山矿为一大型的矽卡岩型铜铁矿床。矿床位于阳新岩体的西北端, 与成矿有关的是浅成侵入体石英正长闪长玢岩, 围岩为嘉陵江组及大冶组碳酸盐岩。矿体产于岩体与围岩的接触带中。矿床于1986 年完成勘查,共圈定 12 个矿体,但由于受勘查深度的限制,当时未对深部矿体作追索和控制,留下了深部找矿的空间。

区内出露地层为嘉陵江组、大冶组碳酸盐岩,呈半岛状残留体或捕掳体伸入岩体之中, 多以隐伏状态产出。这些碳酸盐岩在鄂东南地区是与铜铁成矿最有利的围岩。区内基础构造为成矿前印支期形成的近东西向的褶皱断裂系统,由于岩体的侵入,区内的构造形迹保留不全。在成矿期发育了燕山期的构造, 燕山期构造以北北东向的褶皱断裂形式横跨叠加在早期构造之上,是区内的有利控矿构造。成矿母岩是燕山早期晚阶段浅成的石英正长闪长玢岩,呈岩株状产出。伴随成矿作用区内岩石普遍发生接触变质及热变质现象,主要形成矽卡岩化、斜长石岩化及硅化、大理岩化等;此外成矿作用中伴随有钠长斑岩岩脉穿插(图 1)。

区内物化探异常发育。物探异常主要是磁异常及重力异常;化探异常主要是铜晕异常,几乎遍及整个矿床范围。

2　深部找矿标志分析

铜绿山铜铁矿是根据地表矿化及古采遗迹而被发现,但深部矿体则主要依赖于物探方法的探索,从而发现隐伏矿体,扩大了矿床的规模。但随着勘查深度的增加,物探信息逐渐弱化以致消失,对深部矿体已不能提供清晰有效的指示信息。此外还有一些常规的标志如化探、蚀变等除信息很难提取外,同时也很难反映深部的成矿信息, 因此对深部矿体的预测需要从其他方面进行探索。通过对矿床控矿规律的分析及对反映深部找矿信息的探索, 深部找矿标志有以下几个方面的反映。

2.1　构造标志

矿床严格受构造控制, 控制矿床的是叠加的北北东向褶皱断裂带,矿体沿着该构造带分布,构造带的范围亦即矿床的范围, 矿体的延伸方向与构造线一致,控制矿体是构造带次级构造,主要有接触带、破碎带、断裂和背斜等,由于受构造控制,矿体在分布排列及形态变化上具有一定的规律, 如北北东向断裂具斜列排列的规律, 矿体也具有这种斜列式排列规律; 由于横向断裂的影响使北北东向断裂发生

收稿日期:2007-06-06;**改回日期**:2007-07-11

基金项目:全国危机矿山接替资源勘查项目资助。

作者简介:张国胜,男,1942 年生,教授级高级工程师,主要从事地质调查、矿产勘查及专题研究;E-mail:zhanggs42@.sina.com。

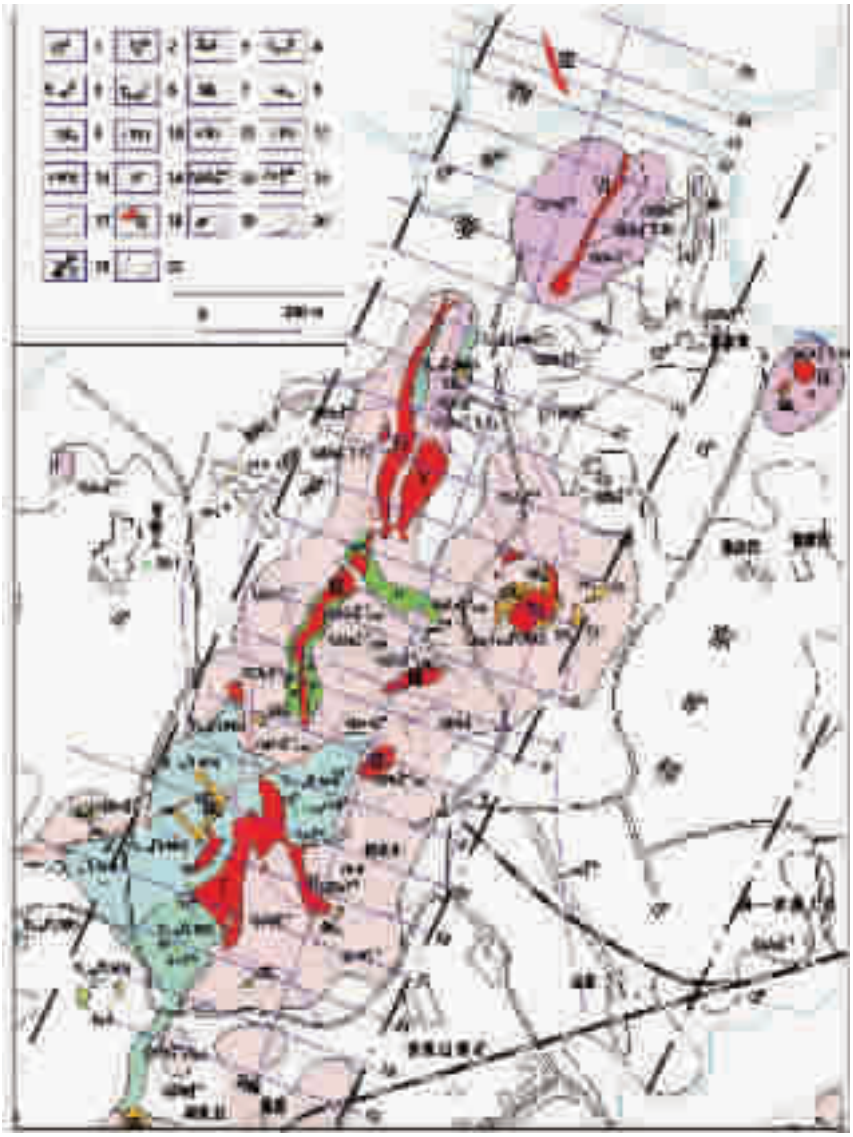


图 1　湖北大治绿山铜铁矿床综合地质图

1—第四系冲积层;2—第四系域积层;3—大寺组凝灰角砾岩;4—嘉陵江组第三段白云岩;5—嘉陵江组第二段白云岩;6—嘉陵江组第一段白云岩;7—石榴石矽卡岩;8—石榴石透辉石矽卡岩;9—金云母透辉石矽卡岩;10—矽卡岩化;11—大理岩化;12—硅化;13—高岭石化;14—斜长石岩;15—石英正长闪长玢岩;16—钠长斑岩;17—断裂;18—矿体及编号;19—△Z 直化上拾 400 m 磁异常;20—环形构造及编号;21—勘探线及编号;22—矿带

弯折,影响矿体呈台阶状变化。因此研究矿体的分布规律和形态变化就可以预测未知矿体部位的存在。这些标志主要有接触带、斜列式排列、台阶状变化形态等。

2.1.1 接触带构造

接触带构造主要有接触断裂构造、接触破碎带构造、半岛状接触带构造和悬垂体接触带构造等。矿区内几乎所有的矿体均产于接触带中，只有极少数产于非接触带中，可以说接触带是寻找矿体的基本部位,因此在本区沿接触带寻找矿体是主要的方向。

2.1.2 斜列式排列规律

北北东向构造具有斜列式排列的规律，因此矿体也具斜列式排列的规律,以Ⅲ、Ⅳ号矿体表现最为明显。如 31 线,矿体由西往东、自浅至深依次为Ⅳ5、Ⅳ2、Ⅳ3(图 2)。

2.1.3 台阶状变化形态

矿体的控制程度越高越能反映矿体的实际形态及产出规律。在勘探阶段,矿体大都连接成板状、脉

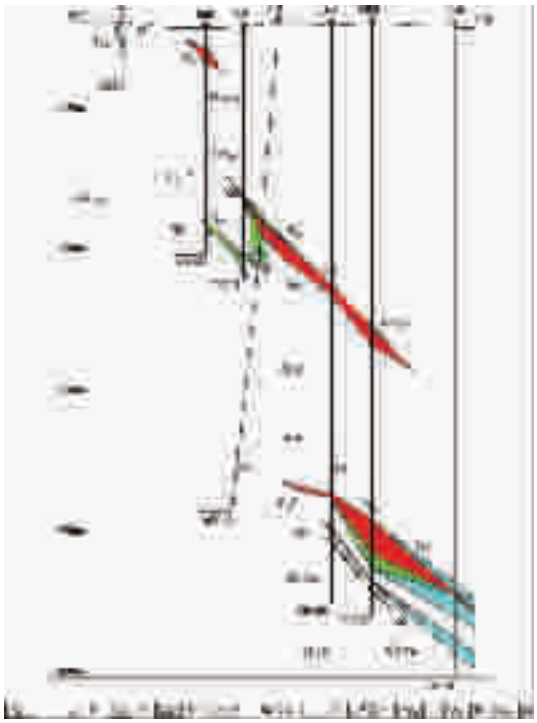


图 2 铜绿山铜铁矿床 31 勘探线地质剖面图
1—第四系残破积物;2—嘉陵江组第一段白云石大理岩;
3—大冶组第三段含泥质条带大理岩;4—石英下长闪长玢岩;
5—钠长斑岩;6—矽卡岩;7—矿体及编号;8—地质界线;
9—铜铁矿体;10—铜矿体;11—铁矿体

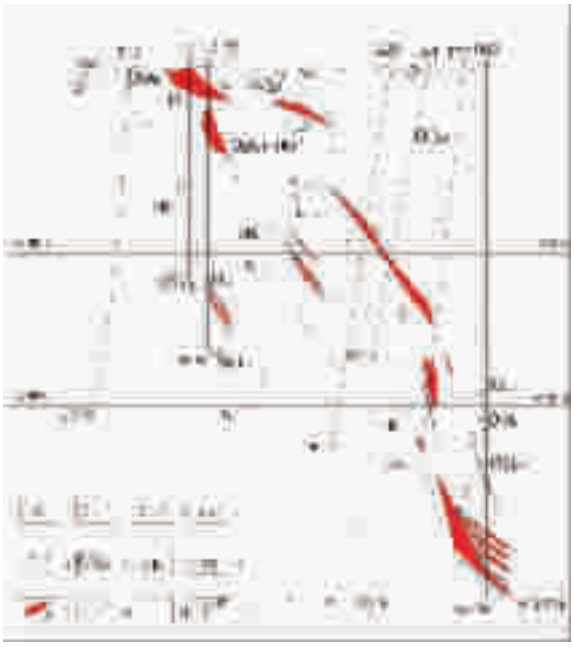


图 3 铜绿山铜矿床 0 勘探线地质剖面图
1—第四系残坡积物;2—嘉陵江组第二段大理岩;
3—嘉陵江组第一段白云石大理岩;4—大冶组第四段大理岩;
5—大冶组第三段含泥质条带大理岩;6—石英正长闪长玢岩;
7—矽卡岩;8—砾卡岩化;9—矿体及编号;10—预测矿体;
11—地质界线;12—钻空及编号

状,具有包络性的特征,但经生产勘探、采掘控制后,矿体多发生了狭缩、尖灭等形态上的变化,特别是在深部,矿体产状呈陡缓的变化,形成台阶状的形态,如1线的Ⅲ2号矿体,0线的Ⅺ号矿体(图3)。这种台阶的形态启示我们寻找台面、追索台斜的找矿思路。

2.2 岩脉及蚀变标志

铜绿山铜铁矿床是接触交代型矿床,因此其代表性的蚀变岩是矽卡岩,此外还有一个突出的伴随产物,即钠长斑岩脉与斜长石岩。斜长石岩产于接触带,常与矿体相伴;而钠长斑岩常穿插矿体,与矿床相伴。在铜绿山矿田中,所有的矿床均具有此类岩脉的分布,成为一个共同的特征,这可能是成矿岩体在演化过程中晚期的产物,因此可作为寻找此类矿床的一个表征标志。

2.3 △Z 上抬 400 m 磁异常

当矿体达到一定的深度,磁异常逐渐弱化以致不能反映深部矿体的信息,但△Z 上抬 400 m 磁异常却显示出反映深部矿体的信息。该上抬磁异常以 600 γ 圈定,呈一椭圆形(图1),其范围正好囊括Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅺ、Ⅶ号等主矿体,而Ⅵ、Ⅸ、Ⅻ号等矿体尚不能纳入其中,因此该异常基本反映了规模、埋深较大矿体的范围,可作为深部矿体的一个指示标志。

2.4 遥感信息(环形构造)

铜绿山环形构造属于由热源体引起的环形构造。热源体环形构造是由于岩体在侵入成矿热耗散过程中形成的一系列蚀变岩石圈,这些蚀变岩石圈具有不同的力学性质及光学性质,在后期地质作用过程中形成环形地貌,最终以环形地貌及色圈表现在遥感影像中。铜绿山环形构造(H1)(图1)由3圈构成,呈一圆形,直径近 3 km,其分布范围与铜绿山岩株基本吻合,反映了岩株的作用范围。铜绿山矿床位于中、内环的东半圈,在大环中套有多个小环形构造,反映了卫星矿床及矿体。在其西侧的外圈中有鸡冠嘴、桃花嘴、猴头山和黄牛山等矿床的环形构造;在其南侧的外圈有铜山铜矿床的环形构造;在其东侧的外圈有石头嘴矿床的环形构造;在其内部有反映Ⅷ(H1-3)、Ⅵ(H1-1)、Ⅸ(H1-2)号矿体等环形构造的存在。铜绿山环形构造反映了铜绿山岩株成矿作用的整体格局,因此该区环形构造可作为预测

未知矿体或卫星矿床的标志。

3　深部找矿前景

根据上述找矿标志，铜绿山矿床的深部及外围仍有较大的找矿潜力,可分为下面 4 个有利地段。

3.1　A 区

位于 20−31 线间,主要追索已知矿体的延深和深部斜列式矿体(图 1)。

3.1.1 已知矿体的延深

铜绿山矿床由于当时受勘查深度的限制，一般对−600 m 以上的矿体作了控制，对一些深度较大的矿体未作追索和控制,主要是Ⅲ、Ⅳ、Ⅺ号矿体。其范围是:Ⅺ号矿体的 0−8 线、Ⅲ号矿体的 0−5 线、Ⅳ号矿体的 11−39 线,此外,Ⅰ号矿体的深部亦具一定的追索意义。因此追索已知矿体的延深无疑可以增加矿床的储量。在追索过程中应根据深部矿体的“台阶状”形态规律,寻找台面,追索台斜,进而发现新的台面、台斜。在 1 线的验证孔中(ZK104)已出现一个台面,矿体总厚达 140 余米,这就说明,该矿体不可能尖灭,还一定存在一个台斜,并很可能出现第二个台阶。

3.1.2 斜列式矿体

根据矿床内矿体呈斜列式排列的规律，在深部可以寻找斜列式的未知矿体。已经证实在 23 线的 ZK2302 孔中 680 m 处发现一个新的斜列式的矿体,矿体厚约 10 余米,位于Ⅳ2 号矿体之下。区内Ⅲ、Ⅺ号矿体的深部均可能存在类似的斜列式矿体。对这类矿体亦应用“台阶”的规律去探索控制。

3.2　B 区

位于 31−47 线间(图 1),接触带是本矿床的主要控矿构造,区内矿体几乎都赋存在接触带中,但矿区内 31−47 线间大理岩捕掳体的下接触带由于深度较大,未作探索控制,该大理岩的上接触带即是Ⅳ和Ⅵ号矿体赋存的位置，那么其下接触带也应具有同样的成矿条件，因此在下接触带中具有寻找新矿体的可能。少数钻孔在下接触带中已见矿体,证明下接触带具有寻找新矿体的可能。

3.3　C 区

该区位于矿床的南东缘陆家与赵家之间（图 1),各种深部信息指示该区深部可能存在矿体。

其一，铜绿山矿床上抬 400 m 磁异常向该区膨大伸入,尚未封闭,这种磁异常表示其下有如Ⅲ、Ⅳ号矿体规模、深度的磁性体存在;其二,区内分布有 H1−5 环形构造;其三区内分布有规模较大钠长斑岩脉,钠长斑岩脉不仅与矿床相伴,而且往往表现出规模上与矿体规模具有正比的关系，说明成矿作用愈强烈,钠长斑岩愈发育。因此这些信息指示区内可能存在较大规模的磁性体,具有寻找深部矿体的可能。

3.4　D 区

位于熊家湾与曹家湾的南侧（图 1)，即 H1−4 环形构造分布地段, H1−4 环形构造与Ⅶ号矿体的环形构造(H1−3)极为相似,但规模要大,外径达 400 m,而 H1−3 则只 300 m。环形构造具 2 圈,呈圆形,有可能指示深部存在矿体。

4　矿床结构分析

研究矿床控矿的规律不仅要研究矿床的控制矿体的规律,而且要了解矿床的整体结构规律,以扩大找矿的视域。铜绿山矿床受北北东向褶皱断裂带的控制,形成沿该带分布的矿带,而北北东向构造带具有同级等距分布的规律，因此在一个矿床中可能不只一个控矿构造带。在铜绿山矿床中如果 H1−4、H1−5 有可能找到矿体的话，那么铜绿山矿床就可能存在东西两个控矿构造带。其西带即是铜绿山的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ、Ⅶ、Ⅷ、Ⅺ、Ⅻ等矿体所组成,东带则是由Ⅸ号矿体、未知的 C、D 远景区等所组成。两个矿带相距约 600 m。这种双带结构的形式铜绿山矿田西侧的鸡冠嘴、桃花嘴矿床已得到了充分的显示。二矿床实为同一矿床,西侧为鸡冠嘴控矿构造带所控制的鸡冠嘴矿带,东侧为桃花嘴矿带,二者平行相伴,相距约 500 m。鸡冠嘴、桃花嘴的这种双带结构的现象很有可能在铜绿山矿床中存在，一旦证实是一种普遍的规律，那么铜绿山矿床以至整个矿田将给我们展示一个新的找矿视域。

参考文献：

[1] 申敬锡, 程伯禹, 余元昌, 等. 湖北省大冶县铜绿山铜铁矿床地质勘探总结报告[R]. 1986.

[2] 黄定华, 张国胜, 叶俊林, 等. 鄂东南铜金多金属成矿区构造作用与成矿关系[R]. 1995.

[3] 张永达, 施林森, 余元昌, 等. 湖北省大冶县鸡冠嘴矿区铜金矿勘探地质报告[R]. 1989.

海南岛元古宙花岗岩–绿岩带基本特征及其与铁多金属矿产关系

许德如[1] 肖　勇[1,2] 马　驰[1,3] 侯　威[1] 蔡周荣[1,3]
符启基[2] 李文铅[1] 王　力[1,3]

(1. 中国科学院广州地球化学研究所边缘海地质重点实验室, 广东 广州 510640;
2. 海南省地质勘查局资源环境调查院, 海南 海口 570206;3. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

提　要:根据野外地质和矿山地质调查及最新研究成果,笔者详细报道了海南岛元古宙花岗岩–绿岩带的基本特征,建立了其层序剖面,并论述了它与 Fe–Co–Cu–Au 等多金属矿产关系。海南岛元古宙花岗岩–绿岩带由变火山–沉积上壳岩组合和高级变质花岗岩组合组成,古—中元古代抱板群和中—新元古代石碌群一起构成绿岩带上壳岩组合,中元古代花岗质岩则构成高级变质花岗岩组合。海南岛元古宙花岗–绿岩带层序剖面可与国内外某些太古宙和元古宙花岗–绿岩带相对比,可能产于扩张的弧后盆地和由其反转形成的继承性弧后前陆盆地。由于多期挤压、伸展及伴随的剪切构造变形和变质以及热液活动,最终在该元古宙花岗岩–绿岩带奠定了下部以"戈枕式"金矿为主、上部以著名的"石碌式"铁矿为主的铁–钴–铜–金–(铅锌)多金属成矿系列。该成矿系列成因特殊,成矿类型可能兼具 BIF 型和 IOCG 型矿床成矿特征。

关键词:花岗岩–绿岩带;元古宙;Fe–Co–Cu–Au 等多金属成矿系列;成矿类型;海南岛

自 20 世纪 90 年代初提出海南岛存在前寒武纪花岗岩–绿岩带以来[1],有些学者曾对其产出环境及形成时代进行了探索[2–4]。但因有关该花岗岩–绿岩带的岩石组合类型、地层序列、变形/变质历史、形成和演化时代以及区域分布等仍缺乏系统的研究,海南岛是否存在前寒武纪花岗岩–绿岩带至今未能引起国内地学界的关注。由于花岗岩–绿岩带与 Cu、Au、Fe、Pb、Ag、Ni 及 PGE 等金属矿产密切相关,且产出环境多样[5–8],因此,进一步厘定海南岛前寒武纪花岗岩–绿岩带及其基本特征, 不仅有助于正确揭示海南岛多金属区域成矿规律以指导矿产资源预测,对深入探讨海南岛前寒武纪大地构造演化格局还具有重要的启示。

1　前寒武纪岩石组合类型及赋矿性

前寒武纪地层在海南岛的厘定是 20 世纪 90 年代华南地质研究最具重要性的成果之一, 由此有关海南岛前寒武纪岩石组合类型、地层序列及其与 Fe–Co–Cu–Au 等多金属矿产关系也再次引起了国内地学者及找矿勘查部门和矿山生产部门的重视[1,3,9–13]。目前,较一致的认识是,海南岛前寒武纪地层及岩浆岩主要包括长城纪抱板群、青白口纪石碌群和中元古代花岗质岩。

1.1　抱板群及侵入岩

抱板群是目前海南岛最有可靠同位素年龄证据的前寒武纪地层,形成时代在 1800~1450 Ma[2,11,14]。抱板群主要出露于琼西昌江县—东方市境内的戈枕地区;在琼东琼中县、琼南乐东县等地可能也有分布[11,15]。在戈枕地区,最显著的是区内呈 NE–SW 向的戈枕断裂带,不仅控制了该区地层和岩浆岩的分布,而且也制约了区内变形/变质和金成矿作用。如分布于该断裂带上盘的抱板群及侵位于其内的中元古代花岗

收稿日期:2007–08–19;**改回日期**:2007–08–20
基金项目:全国危机矿山接替资源找矿项目(200646092)资助。
作者简介:许德如,男,1966 年生,博士,研究员,从事大陆边缘构造及成矿学研究;E–mail:xuderu@gig.ac.cn。

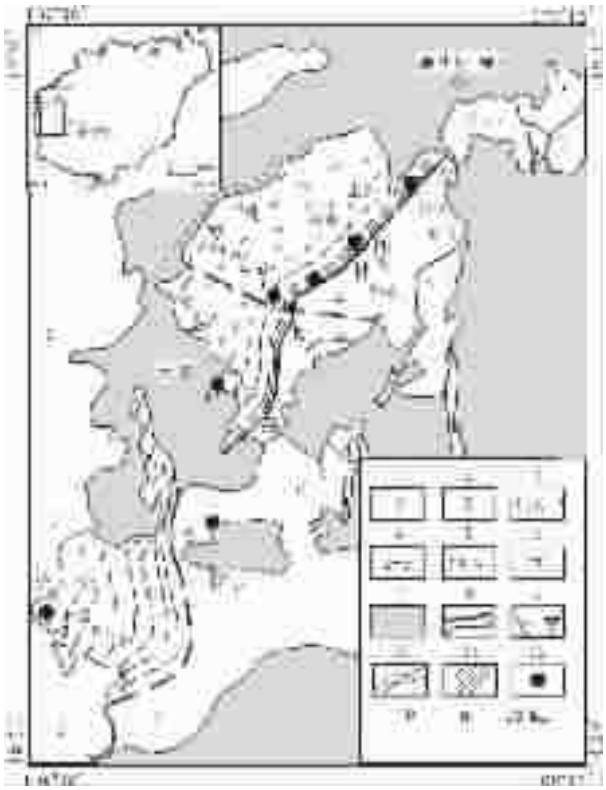


图 1　琼西戈枕地区地质简图
1—第四系粘土砂、砂砾;2—白垩系页岩、砂砾岩;
3—石炭—二叠系浅变质岩;4—震旦—志留系(?)变质粉砂岩、片岩;5—中—新元古代石碌群变火山–碎屑岩和碳酸盐岩;
6—古中元古代抱板群变火山–碎屑岩和中元古代变花岗质岩;
7—海西期—印支期似斑状花岗质岩;8—实测和推测断层;
9—岩层和片(麻)理产状;10—实测及推测地质界线;11—剪切带;
12—金矿床(点),图中内框见图 2~3

质岩整体呈 NE–SW 长椭圆状，剪切变形强烈,且变质相可达高绿片岩–高角闪岩相，周边则为海西—印支期似斑状花岗岩包围，因而与下盘震旦—志留系(?)浅变质火山–碎屑沉积岩呈突变接触(图 1)。据研究[10,16–18],戈枕断裂带是一条具逆冲推覆性质的脆–韧性剪切带，活动时间应始自加里东或更早时期,而产于带内的“戈枕式”金矿均以抱板群及中元古代花岗质岩为赋矿围岩。此次笔者在该区土外山及抱板两金矿区分别选择剖面对抱板群进行解剖(图 2~3)。

(1)土外山矿区南泡河剖面(图 2 中的 B–B′ 剖面)。该剖面始于区内马鞍山,经红泉 21 队(南泡河)止于橡胶林,走向垂直戈枕断裂。由于植被发育,剖面采用槽探揭露(下同),在最南东面则推断为花岗质片麻岩,可能以断层与震旦—志留系(?)地层接触,主要岩性自 NW320°向 SE140°分为下列几个岩性段:

石英绢云母片岩类　包括石英绢云母片岩和绢云母石英片岩,厚度不详;

G–斜长角闪片麻岩、阳起岩片麻岩：厚约 50 m,与北西面的石英绢云母片岩类呈整合接触。岩石呈绿色、灰绿色,主要矿物有普通角闪石、斜长石、阳起石(透闪石)及硅灰石,蚀变矿物有绿泥石、白云母及绿帘石等。岩石片麻理发育,褶皱等剪切构造变形强烈,局部发育倾竖褶皱,角闪石、阳起石呈“云母鱼”、“S”形和透镜状，阳起石还具膝折带和机械双晶,并显示强烈波状和带状消光。

F–花岗质片麻岩:剪切变形强烈,糜棱岩化普遍,条纹状、眼球状及片麻状构造发育,内有成群金矿脉和煌斑岩脉产出。与 G 段呈断层接触，厚约 150 m。

E–含类 TTG 岩(即灰色片麻岩)包体的变斑状花岗质片麻岩:岩体和其中的包体强烈剪切变形(图 4),与 F 呈渐变过渡,厚约 100 m;

D–石英绢云母片岩类：岩石局部强烈揉皱和变形,并出现两期片理,与 E 段呈断层接触,厚约 300 m。

C–条纹条带花岗质片麻岩:不含眼球,厚度约 20 m。

B–斜长角闪片麻岩段:厚约 25 m,主要矿物为普通角闪石、斜长石,其次为辉石、阳起石(透闪石)、铁铝榴石及少量石英等。细条纹条带发育,由浅色质和暗色质相间组成。普通角闪石由于剪切破裂,沿解理形成四方形状。

A–石英绢云母片岩类:厚约 50 m。

O–条纹条带花岗质片麻岩:其内发育两组剪切共轭石英脉,厚约 100 m。

D–O 各岩性段间均呈整合接触,各岩层产状见图 2 中 B–B′ 和 A–A′ 剖面图。

(2)抱板金矿区剖面(图 3 中的 C–C′ 剖面)。该剖面取自抱板金矿区,走向 NW315°–SE135°,可分为以下几个岩性段,且各岩层之间呈整合接触:

D–条纹条带花岗质片麻岩:厚度大于 2000 m,金矿脉和煌斑岩脉成群产出。

C–斜长角闪片麻岩:厚度约 200 m。

B–白云母石英片岩:厚度约 120 m。

A–条纹条带含眼球花岗质片麻岩：厚度大于 900 m,金矿脉成群产出。

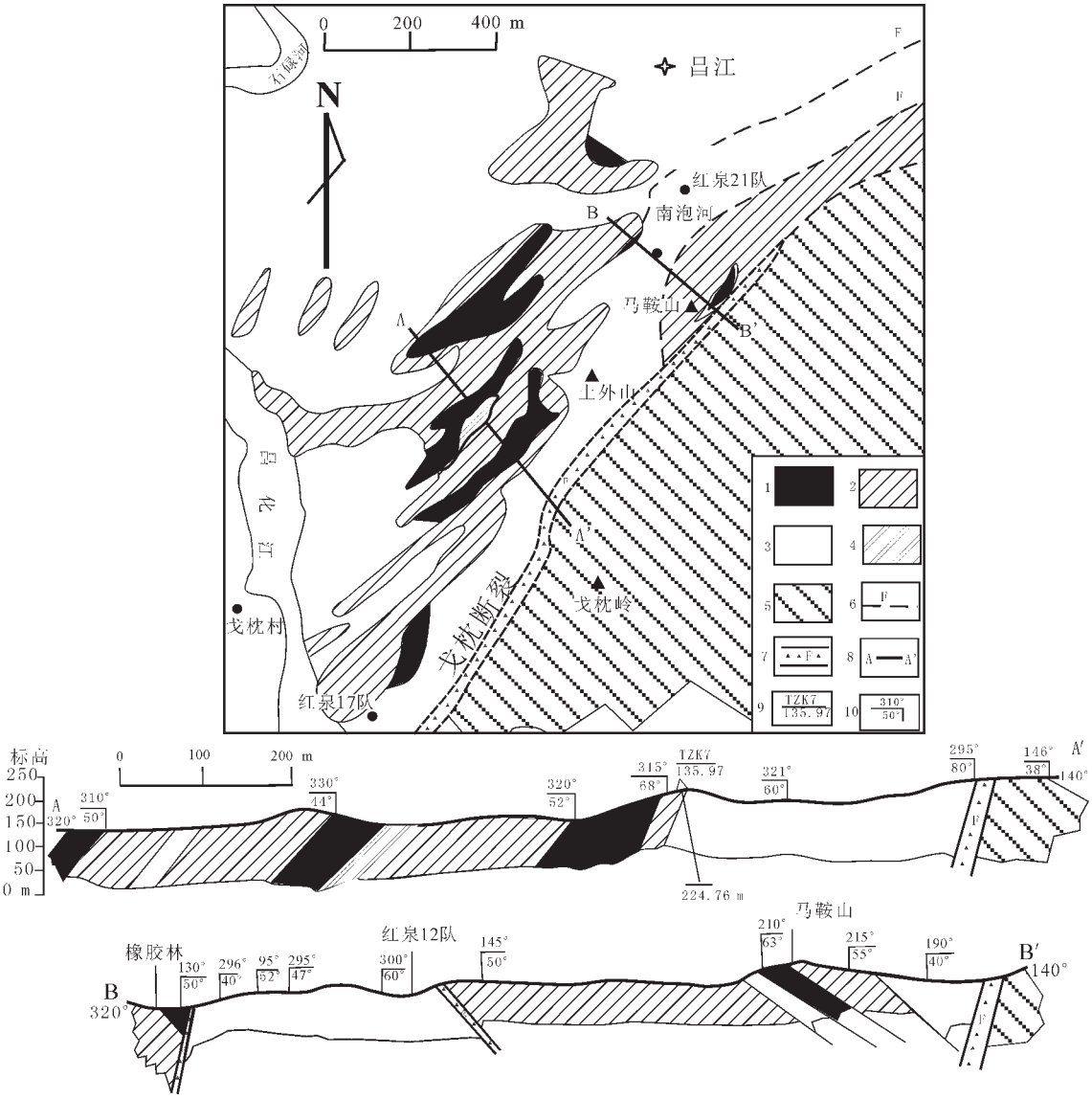


图 2 土外山矿区综合地质图及实测剖面图(1:5000)

1—斜长角闪片麻岩;2—石英绢云母片岩类;3—花岗质片麻岩;4—白云母石英片岩;
5—震旦—志留系(?)变质粉砂岩、片岩;6—推测断裂;7—戈枕断裂;8—实测剖面;9—钻孔;10—产状

再向东南方向则为戈枕断裂下盘。

由图 2 中的 A—A′ 实测剖面可知,抱板群主要由石英绢云母片岩类、白云母石英片岩和斜长角闪片麻岩组成, 厚度稍小的斜长角闪片麻岩和厚层的变质沉积岩产状基本一致,并呈互层连续产出。但这些岩石似乎均呈" 舟状" 漂浮在中元古代花岗质岩中,而这些花岗质岩与变质岩围岩大多呈整合接触,局部呈侵入接触。呈整合接触的花岗质岩通常表现从变质岩到混合岩向花岗岩逐渐过渡; 呈侵入接触的花岗质岩则主要出露于近戈枕断裂带强剪切变形部位,主要由条纹条带含眼球状花岗质片麻岩组成,且有成群的煌斑岩脉和含金石英脉产出。根据结构、构造,自剪切外带向内带(北西至南东)可分为花岗岩、糜棱岩化花岗岩、花岗质糜棱岩、含眼球状花岗质糜棱岩、花岗质超糜棱岩系列[18]。

据以往工作[4,19],石英绢云母片岩类和白云母石英片岩原岩为砂质泥质岩夹火山物质; 斜长角闪片麻岩原岩具洋中脊型拉斑玄武岩和岛弧型拉斑玄武岩双重特征,可能产生于扩张弧后(或弧间)盆地环境;不过,侯威等[1]认为这种斜长角闪片麻岩也具科

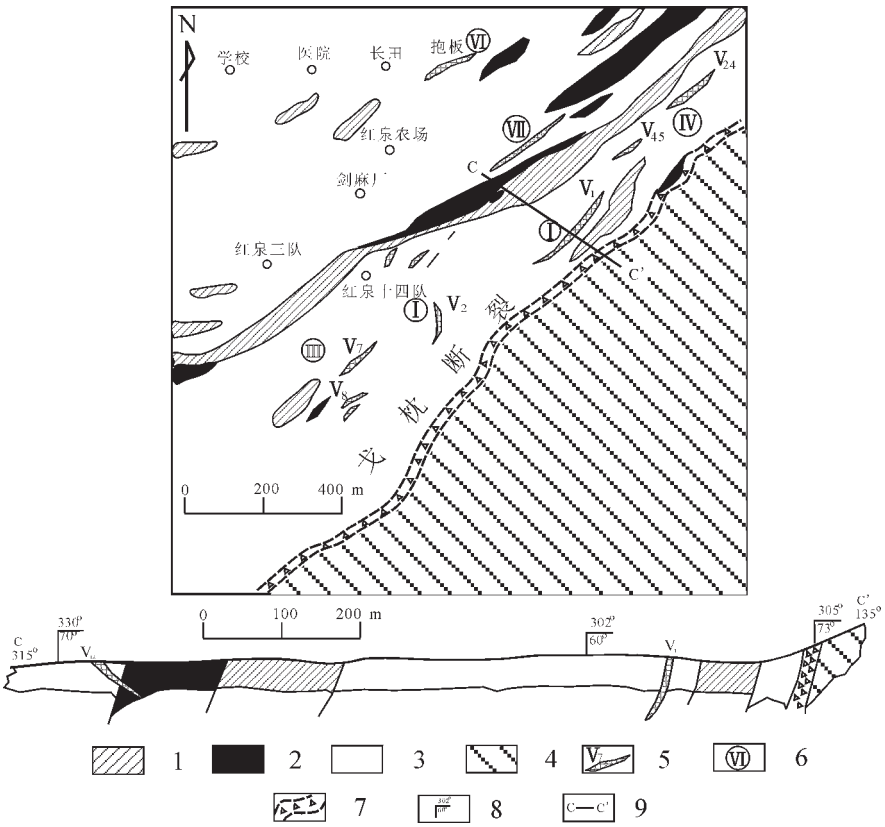


图 3　抱板金矿区综合地质图及实测剖面图(1:5000)
1—白云母石英片岩;2—斜长角闪片麻岩;3—花岗质片麻岩;4—震旦—志留系(?)变质粉砂岩、片岩;
5—含 Au 石英脉及编号;6—矿带及编号;7—戈枕断裂;8—产状;9—实测剖面

马提质玄武岩地球化学亲和性。结合多种同位素定年方法[2,11,14,20–22],许德如等[14]进一步认为侵位于抱板群内的中元古代花岗质岩结晶年龄应为~1450 Ma,随后于~1400 Ma 经历了一次构造—热变质事件。同时,许德如等[23]还根据该花岗质岩中发现有变余砂状构造(石英呈滚圆状)、变余凝灰角砾构造、变余火山玻璃构造和变余杏仁构造和变余流纹构造,以及地球化学和同位素示踪结果,认为这些花岗质岩构成一个自(二长)花岗岩向花岗闪长岩和英云闪长岩的岩浆演化系列,成因上可能与俯冲—碰撞导致的剪切带活动有关,其源区一部分与抱板群变质沉积岩及斜长角闪片麻岩部分融熔有关,另一部分来源于亏损地幔。

马大铨等[11]对抱板群岩石组合及岩石地层单元还提出了新的看法,他们将抱板群分为下部戈枕村组和上部峨文岭组,认为戈枕村组由片麻岩类和少量变粒岩组成,具混合岩化特征,推测时代为长城纪早期(1800~1600 Ma)、原岩主要为火成岩;峨文岭组以各类片岩为主,含少量石英岩和变粒岩,不具混合岩化特征,推测时代为长城纪晚期(1600~1400 Ma),原岩主要为沉积岩;同时,他们从原抱板群中分解出部分变质古花岗岩体,而将原属抱板群中的"基性火山岩"划为后期基性岩脉。花岗质片麻岩构成独立的古花岗岩体已具确切的证据,但将原认为构成抱板群主体的斜长角闪片麻岩全部作为基性岩脉看待,岩相学和年代学证据似乎尚显不足,故本文暂将其原岩视为同一时代的基性火山岩和基性脉岩。

1.2　石碌群

石碌群最显著的特征是,目前仅在琼西戈枕断裂带北东面昌江县城南面出露,整体受近 EW 向复式向斜和 NE 向戈枕剪切带联合控制,著名的"石碌式"铁—钴—铜矿即赋于该层位内,其南北两侧和西

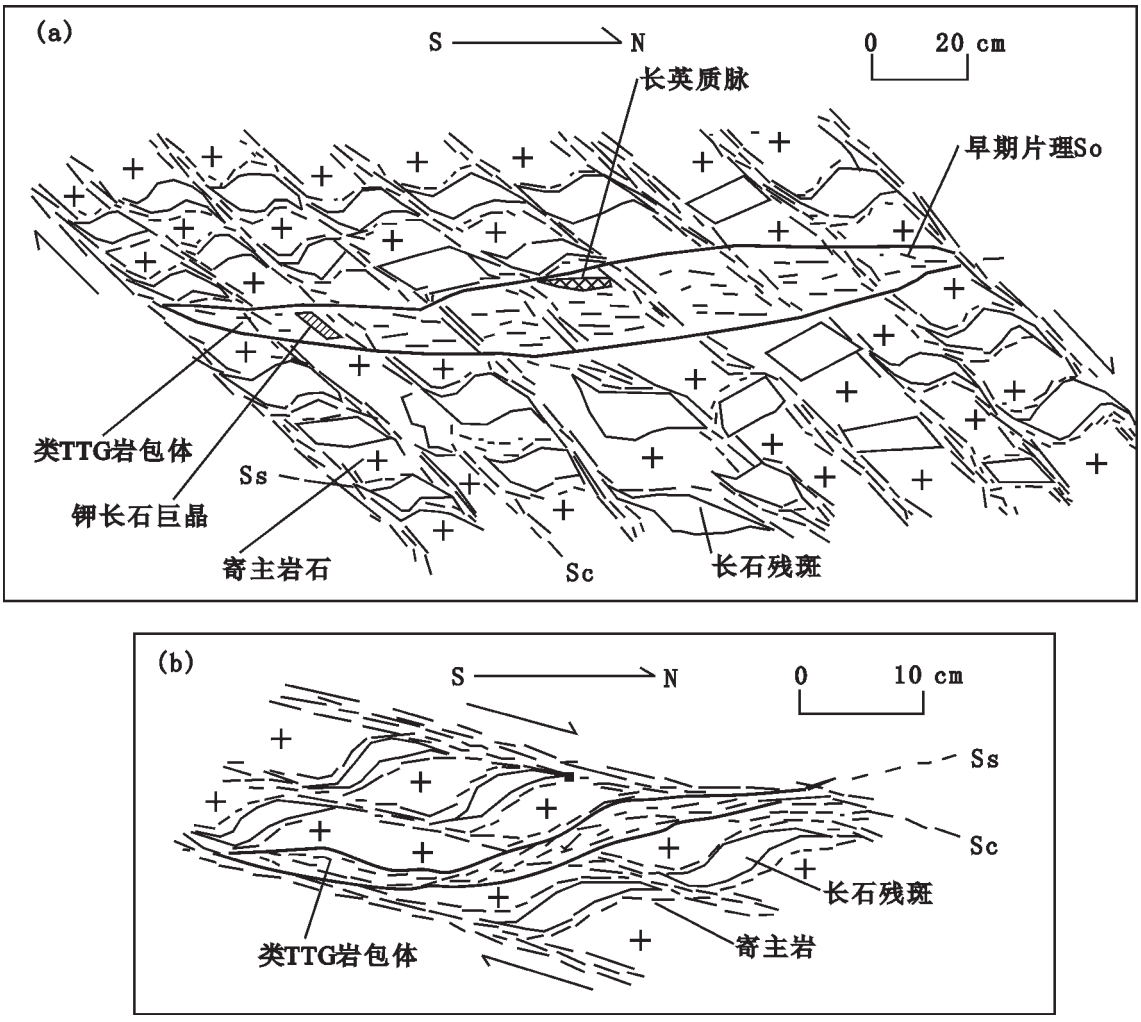


图 4 太古宙(?)类 TTG 岩(灰色片麻岩)包体及寄主岩体变形素描

侧则为海西—印支期和燕山期花岗岩侵入(图 5)。虽然目前普遍将石碌群划归青白口纪[9,15],但其沉积时限并未确切地厘定。侯威等[1]曾获得石碌群绢云母片岩 1220 Ma 的 Rb-Sr 全岩等时线年龄; 最近,许德如等[24]还根据石碌群第六层内与铁矿体互层的二透岩(即透辉石透闪石岩)碎屑颗粒锆石 SHRIMP U—Pb 年龄, 推测其沉积上限 960 Ma、下限 1300 Ma,并认为下覆抱板群和中元古代花岗质岩可能是其重要物源区之一。根据有关成果[9,25-26]及笔者的实测和钻孔资料,石碌群为一套浅海相—潟湖相、具浊积流沉积特征的含铁火山-碎屑岩和碳酸盐岩建造,自上而下可分为 6 个沉积亚层(图 6):

DSL6 (第六层)—为石碌铁—钴—铜主含矿岩系,厚度大于 800 m。上段主要由白云岩、含泥质或炭质白云岩及二透岩组成,夹灰质板岩或千枚岩,含宏观藻类化石[27];中段是含铁主要层位,由条纹条带含眼球状二透岩、二透岩化白云岩、白云质铁英岩及铁质千枚岩或铁质砂岩组成,局部夹火山凝灰质岩、石膏和碧玉等,中夹赤铁矿(局部含磁铁矿、假象赤铁矿)多层(图 6~7,图 8-a);下段以条带状二透岩、二透岩化白云岩及白云岩为主,夹硅质岩、石英绢云母片岩等,是重要的含钴、铜岩性段(图 9)。本层以岩性复杂、厚度变化大、具韵律层理和波状层理(图 8-b),且发育各种类型(剪切、弯滑等)的叠加褶皱为特征(图 8c-e)。

第六层与上覆震旦系石灰顶组呈不整合接触[15],

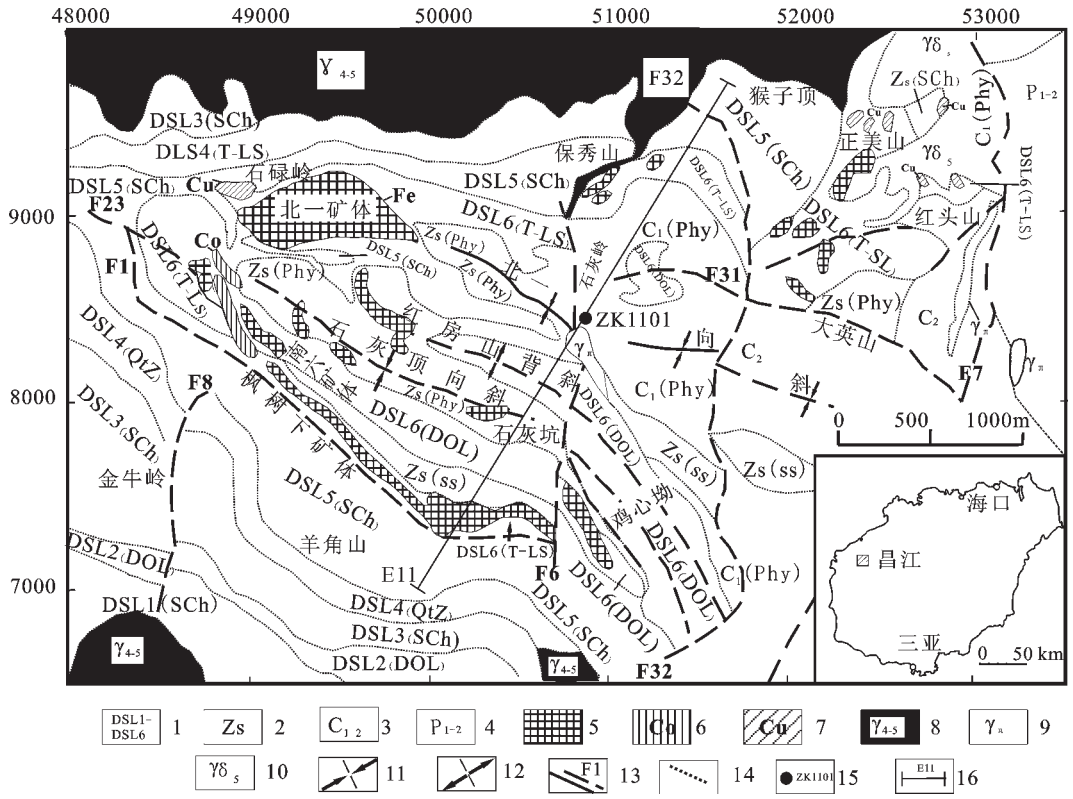


图 5　琼西昌江县石碌矿区地质略图

1—石碌群第一至第六亚层(各亚层见文内说明);2—震旦系石灰顶组(见文内说明);3—中—下石炭统白云质灰岩、千枚岩夹薄层赤铁矿及鲕状含锰铁矿、底砾岩;4—二叠系结晶灰岩;5—铁矿体;6—铜矿体;7—钴矿体;8—海西—印支期花岗岩;9—花岗斑岩;10—印支期粗中粒斑状黑云母花岗闪长岩;11—向斜;12—背斜;13—实测及推测断裂;14—地质界线;15—钻孔;16—勘探剖面线;图内符号: QtZ—石英岩;SCh—片岩;ss—砂岩;Phy—千枚岩;T—LS—二透岩;DOL—白云岩

后者还是石碌矿区次要含铁层位,厚约 120 m,但不含碳酸盐及二透岩,并可分为上下两段:下部为薄层状灰黑色千枚岩与变石英砂岩或铁质石英砂岩互层,夹贫赤铁矿;上部为厚层变石英砂岩、含铁–铁质砂岩(图 6)。镜下可见水平和交错层理。

DSL5 (第五层)—主要为石英绢云母片岩类,夹火山凝灰岩及少量硅质岩, 可见韵律型水平层理、斜波层理、波状层理,局部可见微斜层理。厚度大于 450 m。

DSL4(第四层)—下部为石英片岩、石英岩;中部为石英绢云母片岩及千枚岩;上部为石英片岩、石英岩。本层夹少量火山岩,可见不完全干裂及水平层理和微波层理。厚度 80~140 m。

DSL3(第三层)—以石英绢云母片岩为主,间夹千枚岩、石英片岩和绿泥石、红柱石斑点石英绢云母片岩及硅质条带,并夹少量火山岩物质,见水平层理和透镜状层理,厚约 300 m。

DSL2(第二层)—主要为蛇纹石化大理岩、镁铁橄榄石大理岩、二透岩化大理岩,其中发现火山凝灰岩,厚度为 15~100 m。

DSL1(第一层)—绢云母石英片岩、片理化石英岩、含炭质红柱石白云母石英片岩,镜下可见变余水平层理、微粒序层理。厚度大于 900 m。

石碌群各亚层呈整合接触,但据报道[28],第三层和第四层呈不整合接触,可能与沉积间歇有关。石碌群总厚度大于 2600 m,且尚未见底。

近 20 年来石碌群已陆续有火山物质的报道,并显双峰式特征[29]。吕古贤[30]在主含矿层第六层中发现两层火山凝灰岩, 在主矿层底第五层片岩上同一岩段(同已知保秀岭火山岩)又发现几处火山凝灰岩层,厚达 10 m 以上。李桂兴[31]在相同层位也见到钾流纹斑岩, 并划分为流纹质熔结凝灰岩–流纹斑岩

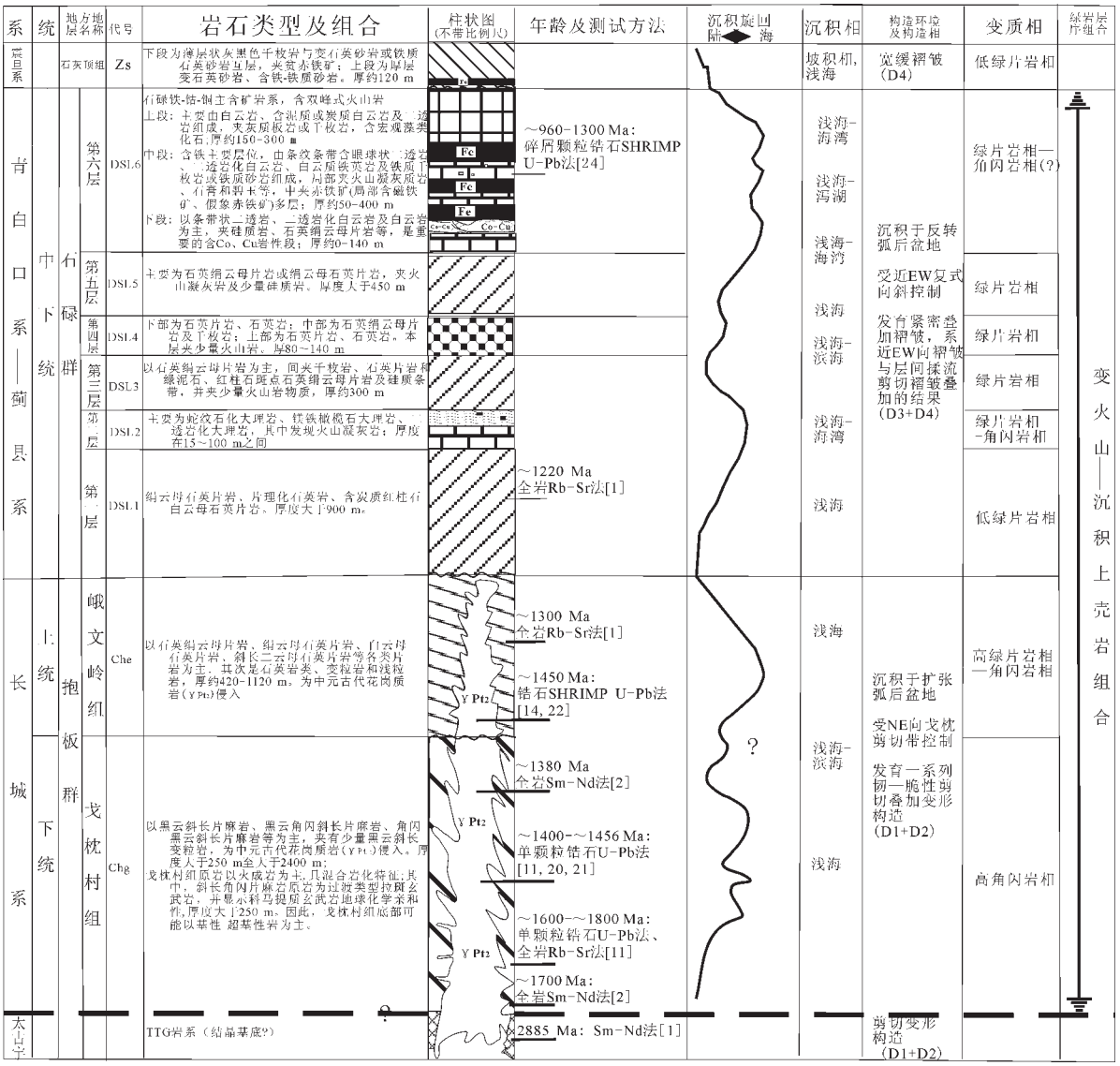


图 6 海南岛前寒武纪地层综合柱状图

元古宙花岗岩-绿岩带层序由变火山-沉积岩上壳岩组合(下伏抱板群和上覆石碌群)和高级变质花岗岩(γPt_2)组合构成(详见文内说明)

及基性-酸性火山岩系列。另外,石碌矿区第六层附近出露的细碧岩 SiO_2、MgO 含量分别为 43.5%~51.4%和 3.9%~12.1%[4,25]。因此,石碌群是一套中—浅变质岩夹双峰式火山岩系列,以粗粉砂岩、泥质粉砂岩为主,间夹镁质碳酸盐岩、粉砂质泥岩和石英砂岩等组合,沉积分异作用明显。尽管受变质的影响,在粉砂岩特别是在过渡类型的岩石中仍清楚地显示韵律型水平层理及水平波状层理和微斜层理。从沉积特征来看,石碌群一至五层主要形成于浅海环境,显示出海进型开阔海滨环境,地层厚度大,岩石组合较简单, 类似均衡补偿沉积盆地环境下形成的火山-碎屑沉积岩建造; 上部含铁建造中的白云岩属高镁质碳酸盐,Ba、Sr 元素含量高[32],并夹炭质板岩,总的来看,可能形成于受限制的海盆。

1.3 抱板群和石碌群的接触关系

抱板群主要分布在戈枕断裂上盘, 受北东向背斜控制;石碌群受近东西向复式向斜控制,由于植被发育,对两者关系曾提出各种看法,为断层接触或为

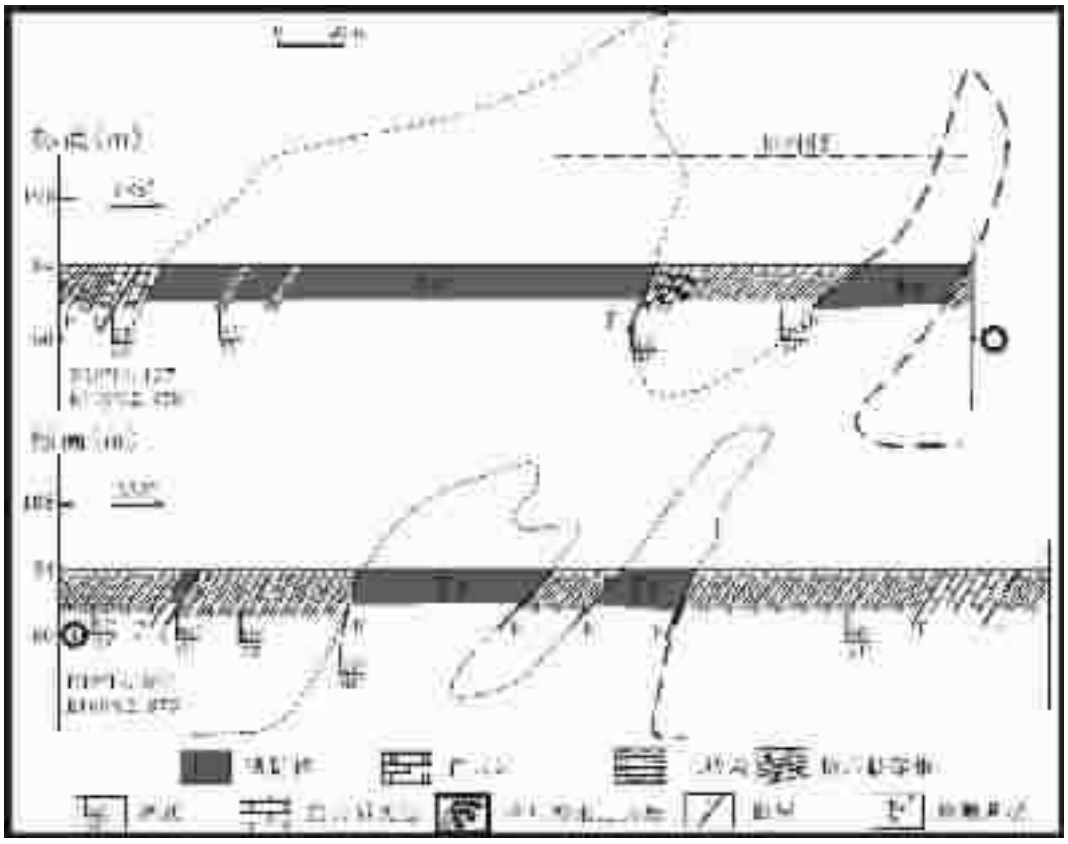


图 7　石碌矿区北一采坑 60 m 标高东段实测构造岩性剖面图

沉积不整合接触。不过,根据抱板群上部中–浅变质岩系(石英云母片岩类)与石碌群第一层(DSL1)岩性可对比来看,两者可能为沉积不整合接触。

2　元古宙花岗岩–绿岩带的确立及基本特征

根据对抱板群和石碌群地层、同位素年代、岩石组合类型和古环境分析,并参考国内外某些花岗–绿岩带基本特征[33–37],笔者认为,抱板群和石碌群一道构成绿岩带地层剖面。由于中元古代古花岗岩体及时代的厘定(见上述)以及太古宙(?)类 TTG 岩(即灰色片麻岩)的发现[38],因而可进一步确立花岗岩–绿岩带在海南岛的存在,其时代为古中元古代—中新元古代,绿岩带层序剖面(图 6)可与苏必利尔省含石英碎屑岩和碳酸盐岩组成的绿岩[39]、中国小秦岭型绿岩[40]等对比。

2.1　岩石组合类型和火山–沉积旋回

包括火山–沉积上壳岩组合和高级变质花岗岩组合,基底可能主要为由太古宙(?)类 TTG 岩系组成的变火成地体,大量研究也可佐证海南岛存在新太古代—古元古代或更古老基底的信息[3,19,24,41]。火山–沉积上壳岩组合可分为下部基性岩群和上部沉积岩群,前者以抱板群戈枕村组片麻岩类(主要为斜长角闪片麻岩)为代表,后者以抱板群峨文岭组片岩类和上覆石碌群为代表。而高级变质花岗岩组合则以戈枕地区代表古深成侵入岩体的中元古代花岗岩为代表。

从抱板群岩石地层组合来看,其中的斜长角闪片麻岩有多层产出,后期还有酸性火山岩喷发和沉积作用;石碌群也至少存在一次火山–沉积旋回。如此,海南岛元古宙花岗岩–绿岩带至少代表了二次较大的火山–沉积旋回。

2.2　构造环境

尽管目前有关前寒武纪花岗岩–绿岩带成生构造环境仍存在与板块俯冲消亡有关的水平增生和与裂谷有关的垂直增生之争,但有关其沉积构造环境

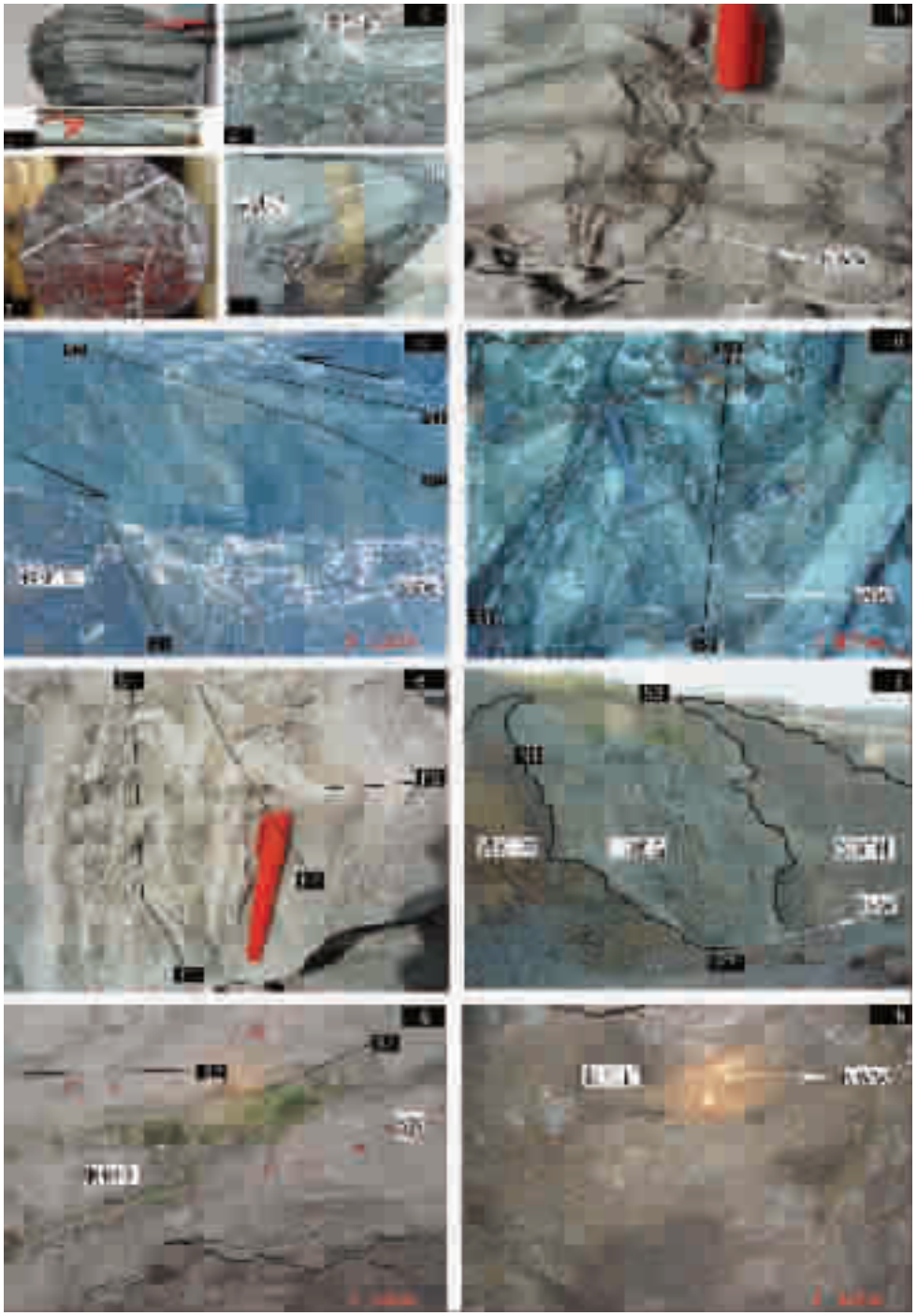


图 8 石碌矿区野外照片

a-1—碳酸盐 BIF 型铁质岩, a-2—鳞片状赤铁矿, a-3—赤铁矿中碧玉, a-4—赤铁矿中顺层黄铁矿/黄铜矿脉; b—含铁千枚岩的波状层理; c—发育于二透岩内的"S"型倒转褶皱,箭头示左行(走滑)剪切方向; d—发育于二透岩内的尖棱褶皱; e—二透岩化白云岩中的紧闭褶皱和无根钩状褶皱; f—呈分技尖灭的铁矿体,显示受多次褶皱叠加改造; g—呈透镜状和裂隙充填的铜钴矿; h—角砾状钴铜矿。除图 a—1 下方的碳酸盐 BIF 型铁质岩和 a—3 来自 E11 线 ZK1101 孔岩心外(见图 5),其余来自北一铁矿体采面及其下-150 m 标高的钴铜矿体: F1—F3、S1(S0)—S3 分别代表不同期次褶皱轴迹及面(层)理,Py±Chl 代表黄铁矿±黄铜矿脉沉积不整合接触。不过,根据抱板群上部中—浅变质岩系(石英云母片岩类)与石碌群第一层(DSL1)岩性可对比来看,两者可能为沉积不整合接触

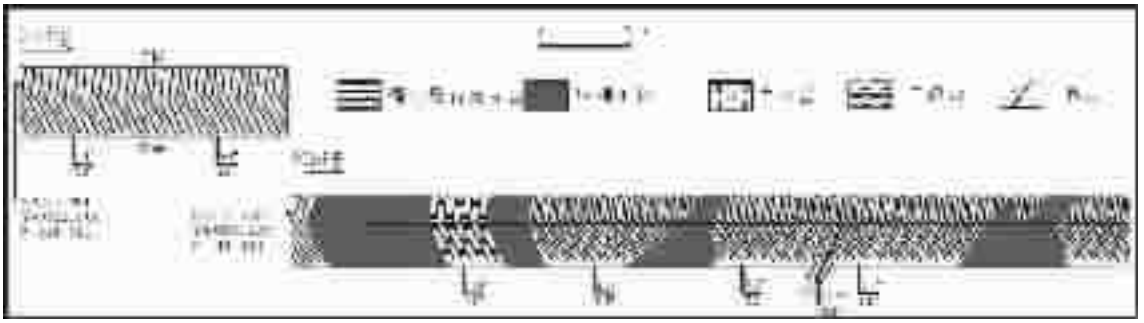


图 9　石碌矿区北一矿体下–150 m 标高 F6 穿脉素描图

尚无统一的模式[42]。已有研究表明[3–4,41],海南岛前寒武纪构造演化可能经历了新太古代—古元古代结晶基底的形成、古—中元古宙陆壳裂解、中元古宙俯冲–碰撞造山和新元古宙裂陷–冰川事件四大阶段。一方面,因抱板群可能是扩张的弧后(或弧间)盆地环境的沉积产物[4,19];另一方面,依石碌群岩石组合和沉积建造类型、沉积相、原岩及物源供给来看[24–25],石碌群主要为正常机械碎屑、化学与化学胶体的混合沉积,并可能是在拉张裂陷且有火山喷发的环境下沉积的,从而暗示石碌群的沉积环境有可能为反转的弧后前陆盆地(即 retroarc foreland basin)[43–44],这与石碌群和下伏地层呈不整合接触相一致。因此,笔者初步推测海南岛元古宙花岗岩–绿岩带可能是在扩张的弧后盆地及由其反转形成的弧后前陆盆地环境下的沉积产物。

2.3 变形和变质特征

2.3.1 变形特征

根据对海南岛元古宙花岗岩–绿岩带的宏、微观变形构造的观察和研究,初步认为它至少经历了 4 次变形作用:

D1 期变形作用:太古宙(?)类 TTG 岩系早期片麻理 S_0 已基本消失,仅局部保存;第二期片麻理 S_s 与 S_0 基本重合,走向近于南北(图 4);

D2 期变形作用(包括两期以上连续变形):主要发生在类 TTG 岩系、中元古花岗质片麻岩及抱板群岩石组合。主要变形构造有:

①面状构造(包括劈理和片理)。岩石发育两组配套片理 S_s 和 S_c(S2),早期 S_s 方向为 NE40°,S_c 则随着变形加强,由 NE60°直至与 S_0 重合(图 4);在石英绢云母片岩类中则出现大量的劈理,如折劈理、间隔劈理。其中可观察到反映两期片理特征的早期绢云母和晚期绢云母近于直交。

②褶皱构造。花岗质片麻岩中发育剪切褶皱、层间滑褶皱和不对称歪斜褶皱,石英绢云母片岩类中的不对称褶皱及石英脉的显微推覆构造,它们的褶皱轴面方向代表 S2 或 S3 片理方向。

D3 期变形作用:除波及抱板群外,该期变形以石碌群为代表,整个石碌群受近 EW 向褶皱控制并伴随近 EW 向顺层韧性剪切,因而发育一系列层间复杂褶皱,如二透岩中“S”型反转褶皱、尖棱褶皱及二透岩化白云岩的无根钩状褶皱等(图 8c–e)。D3 片理方向整体近 EW 向。

D4 期变形作用:主要是晚期断裂作用造成的形变,除引起岩石破裂外,其产生的次一级张应力及剪应力使花岗质片麻岩局部发生顶厚褶皱和相似褶皱,产生石香肠构造,石英脉拉断后进一步剪切拉长形成透镜状、雁形排列;而石碌矿区东部一系列近南北向的断裂如 F6、F32、F7 等则可能导致了北一矿体东段赋矿围岩和矿体的整体断陷、埋深(如 E11 勘探线目前已施工的 ZK1101 钻孔见厚大富铁矿在地表以下 487.5 ~670.1 m)(图 5)以及铁矿层和近矿围岩的褶皱叠加(图 8–f)。石碌群构造变形可能反映早期受近 SN 向的挤压及晚期伸展变形的制约。

总之,上述变形是在多个大地构造阶段由于挤压、伸展及伴随的剪切作用下形成的。依陈国达[45]观点,D1、D2 阶段变形受前地槽古 NE 向构造控制,相当于塑性变形阶段;D3 受地槽阶段古 EW 向构造控制,相当于韧–脆性阶段;D4 受地洼阶段 NE 向和 EW 向构造联合控制,相当于剪切活动的脆性阶段。

2.3.2 变质特点

(1) 变质类型及变质相。对海南岛元古宙花岗

岩–绿岩带岩石的镜下观察，可初步划分为动力变质作用、区域变质作用和热接触变质作用。

①动力变质作用：主要由剪切动力变质引起而形成的一套糜棱岩系列。

②区域变质作用：就岩石组合来看，其变质相可分为：

A–榴辉岩相：局部可能出现于尧文地区（图1），以榴辉岩为代表[9]。

B–(高)角闪岩相：以类TTG岩系、中元古花岗质片麻岩、斜长角闪片麻岩和/或石碌群二透岩为代表（图6），具3种不同的矿物组合：即斜长石+黑云母+蓝晶石+普通角闪石+白云母+铁铝榴石+石英、普通角闪石+斜长石（An=40–50)+石英+铁铝榴石、透辉石+透闪石+钙铁榴石(？)+绿帘石±石英±斜长石。

C–高绿片岩相：矿物组合为黑云母+矽线石+红柱石+石英+蓝晶石。

D–低绿片岩相：矿物组合为钠长石+绿帘石+方解石+石英、白云母+绿帘石+绿泥石+石英、绢云母+绿泥石+石英。

③热接触变质作用：主要指由于多期花岗岩的侵入所引起的角岩相的形成。

(2)变质期次。根据矿物组合、原岩建造和变形特点，并结合多种同位素定年[1,41,46–48]以及区内岩浆活动期次，可将该花岗岩–绿岩带初步划分为4个变质期：

第一期：1000~1400 Ma，动力变质及区域变质作用；

第二期：530~400 Ma，动力变质、区域变质及热接触变质作用；

第三期：330~240 Ma，动力变质、区域变质及热接触变质作用；

第四期：130~90 Ma，断裂变质和热接触变质作用。

以上可知，海南岛元古宙花岗岩–绿岩带经历了多期变形和变质，它们是一定大地构造体制下在内外动力作用、不同壳层和上地幔之间构造–热–物质交换条件下的结果。如角闪岩相变质作用是本区重要热事件，也是重要一次构造变形事件，除有中元古花岗岩侵入和混合岩化外，还有同期强大的剪切构造变形(如抱板群及中元古代花岗质岩)，因为这一时期正值华南华夏古陆(包括海南岛)的格林威尔造山时期(1000~1300 Ma)；而加里东期造山(600~400 Ma)、海西—印支期造山以及燕山期造山也分别对应于海南岛不同大地构造发展阶段及构造–岩浆事件[14,24,41,45]。

3 铁–钴–铜–金等多金属成矿类型

位于昌江县—东方市境内的戈枕剪切带产有一系列金矿床（点)(图1)，沿带所形成的土外山、抱板、二甲、大田、不磨等“戈枕式”金矿主要为含金石英脉型、其次为破碎蚀变岩型，含矿围岩均为糜棱岩化花岗质片麻岩，因而类似于花岗岩–绿岩带内金矿[40]。在石碌矿区，铁矿石又以呈鳞片状结构的赤铁矿为主(图8–a–2)，并主要赋存于石碌群第六层中部二透岩、二透岩化白云岩内，而钴–铜矿主要发生在第六层底部。矿区地质调查表明，虽然第六层铁矿体明显具层控性，主要呈厚大的透镜体产出，但在垂向上和平面上分枝尖灭(图7、图8–f)，反映了褶皱挤压、叠加导致矿体的加厚和/或减薄；此外，在石碌矿区北一采面，铁矿体和近矿围岩除可见石榴子石、绿帘石、绿泥石、石英及方解石等蚀变矿物外，还大量出现石榴子石脉、黄铁矿和/或黄铜矿脉及铅锌矿脉(图8–a–4)，这些脉宽0.5~10 cm不等，其中的黄铁矿–黄铜矿脉中见孔雀石、铜蓝；而北一铁矿体下部的钴–铜矿体则与层间裂隙和构造裂隙密切相关，矿体或呈块状顺层产出、或呈交代浸染状、或沿裂隙脉充填，但在强构造应变带矿体和近矿围岩则呈透镜状雁列式排列或呈角砾状矿体(图8–g–h和图9)。上述事实均反映了构造和(岩浆)热液叠加改造的特点。对比成矿地质条件，初步认为，海南岛元古宙花岗岩–绿岩带内的Fe–Co–Cu–Au多金属矿床除可与巴西以白云质铁英岩为矿源层的BIF型águas Claras铁矿[37]和中国甘肃省“苏必利尔BIF型”镜铁山式铁矿[49]类比外，还可能兼具IOCG型矿床(即Fe oxdie–Cu–Au–Co deposits)[50–51]的成矿特点，因而暗示了是一种具特殊成因的成矿类型。但该初步结论仍有待于今后工作的进一步深化和验证。

致谢：野外地质和矿山地质工作得到了海南省钢铁公司郭凤芳总工程师、梁将工程师，以及海南省地质勘查局黄启锐工程师、陈勇、刘朝露博士等大力支持和配合，一并表示感谢。

参考文献:

[1] 侯威, 陈惠芳, 梁新权, 等. 海南岛前寒武纪地层的确定及其大地构造演化[J]. 长春地质学院学报, 1992, (2):133–143.

[2] 梁新权. 海南岛前寒武纪花岗岩–绿岩系 Sm–Nd 同位素年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 1995, 11(1):72–76.

[3] 张业明, 张仁杰, 姚华舟, 等. 海南岛前寒武纪地壳构造演化[J].地球科学,1997, 22(4):395–400.

[4] 许德如, 林舸, 梁新权, 等. 海南岛岩石圈演化的记录–基性岩类岩石地球化学证据[J]. 岩石学报, 2001, 17(4):589–609.

[5] 沈保丰, 骆辉. 略论我国太古宙绿岩带 [J]. 中国区域地质, 1991, (1):35–39.

[6] Kusky T M, Polat A. Growth of granite–greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons [J]. Tectonophysics, 1999, 305:43–73.

[7] Weihed P, Arndt N, Billstr?m K, et al. 8: Precambrian geodynamics and ore formation: The Fennoscandian Shield [J]. Ore Geology Reviews, 2005, 27:273–322.

[8] Groves D I, Bierlein F P. Geodynamic settings of mineral deposit systems [J]. Journal of the Geological Society, London, 2007, 164: 19–30.

[9] 汪啸风, 马大铨, 蒋大海. 海南岛地质: (一).地层古生物[M].北京:地质出版社, 1991:7–32.

[10] 侯威, 陈惠芳, 王可伏, 等. 海南岛大地构造与金成矿学 [M]. 北京:科学出版社, 1996:1–618.

[11] 马大铨, 黄香定, 陈哲培, 等. 海南岛抱板群研究的新进展[J]. 中国区域地质, 1997, 16(2):130–136.

[12] 马大铨, 黄定香, 肖志发, 等. 海南岛结晶基底–抱板群层序与时代[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1998:1–60.

[13] 许德如. 海南岛抱板群岩石高温高压实验及金成矿机理探讨[J]. 大地构造与成矿学, 2002, 26(2):207–215.

[14] 许德如, 夏斌, 李鹏春, 等. 海南岛北西部前寒武纪花岗质岩 SHRIMP 锆石 U–Pb 年龄及地质意义 [J]. 大地构造与成矿学, 2006, 30(4):510–518.

[15] 海南省地质矿产勘查开发局.海南省岩石地层[M]. 武汉:中国地质出版社, 1997:7–l5.

[16] 梁新权, 侯威, 陈惠芳. 海南岛戈枕脆、韧性叠加剪切带基本特征及其成矿意义[J]. 大地构造与成矿学, 1990, 14(3):254–263.

[17] 战明国, 张树淮, 刘国庆. 海南岛西部戈枕含金剪切带及其金矿成矿系列[J]. 矿床地质, 1996:15(4):289–297.

[18] 许德如. 海南岛戈枕含金剪切带构造应力与物质调整对应关系初步探讨[J]. 华东地质学院学报, 1999, 22(3):213–225.

[19] 许德如, 梁新权, 唐红峰. 琼西抱板群变质沉积岩地球化学研究[J]. 地球化学, 2002, 31(2):153–160.

[20] 俞受均, 夏萍, 邓铁殷, 等. 海南抱板地区中元古代花岗岩副矿物锆石的特征及 U–Pb 同位素年龄测定 [J]. 地球化学, 1992, (3):213–219.

[21] 丁式江. 琼西戈枕侵入体的地质特征及其发现意义[J]. 大地构造与成矿学, 1995, 19(4):336–343.

[22] Li Z X, Li X H, Zhou H W, et al. Grenvillian continental collision in south China:New SHRIMP U–Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia [J]. Geology, 2002, 30:163–166.

[23] 许德如, 梁新权, 胡惠东. 海南岛中元古代花岗岩地球化学及成因研究[J]. 大地构造与成矿学, 2001, 25(4):420–433.

[24] 许德如, 马驰, 李鹏春, 等. 海南岛变碎屑沉积岩锆石 SHRIMP U–Pb 年龄及地质意义[J]. 地质学报, 2007, 81(3):381–393.

[25] 中国科学院华南富铁科学研究队. 海南岛地质与石碌铁矿地球化学[M]. 北京:科学出版社, 1986:1–371.

[26] 彭格林. 1990. 海南岛沉积建造特征及大地构造问题. 大地构造与成矿学[J]. 14(4):293–303.

[27] 张仁杰, 马国干, 徐光洪, 等. Chuaria–Tawuia 生物群在海南岛石碌群的发现及其意义[J]. 中国科学, 1989, (3):304–311.

[28] 单惠珍, 俞受均, 秦联. 海南岛石碌地区地层的新认识 [J]. 地球科学进展, 1991, 6(4):87–88.

[29] Fang Z, Zhao J X, McCulloch M T. Geochemical and Nd isotopic study of Paleozoic bimodal volcanicsin Hainan Island, South China–implications of rifting tectonics and mantle reservoirs [J]. Lithos, 1992, 29:127–139.

[30] 吕古贤. 海南岛石碌铁矿含矿岩系中火山岩类的新发现与研究[J]. 中国区域地质, 1988, (1):53–56.

[31] 李桂兴. 海南石碌古火山岩初步调查报告[R]. 1982:12.

[32] 侯威. 海南岛地洼构造与石碌铁矿多因复成矿床[D]. 长沙:中国科学院长沙大地构造研究所博士学位论文, 1987.

[33] Gross G A. A classification of iron formations based on depositional environments[J]. Canadian Mineralogist, 1980, 18:215–222.

[34] 张秋生, 等. 中国早前寒武纪地质及成矿作用[M]. 长春:吉林人民出版社, 1984:1–457.

[35] 陆松年. 花岗岩一绿岩带研究工作中几个值得注意的问题[J]. 国外前寒武纪地质, 1991, (2):1–11.

[36] 沈保丰, 彭晓亮, 骆辉, 等. 中国太古宙绿岩带 [J]. 地质学报, 1993, 67(3):208–220.

[37] Spier C A, de Oliveira S M B, Rosière C A. Geology and geochemistry of the águas Claras Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil[J]. Mineralium Deposita, 2003, 38:751–774.

[38] 许德如. 海南岛存在类 TTG 岩系包体的证据及地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2003, 22(3):209–214.

[39] Thurston P C, Chivers K M. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province Canada [J]. Precambrian Research, 1990, 46:21–58.

[40] 沈保丰, 毛德宝, 李俊建. 中国绿岩带型金矿床类型和地质特征[J]. 前寒武纪研究进展, 1997, 20(4):1–12.

[41] Xu D R, Xia B, Li P C, et al. Protolith natures and U–Pb SHRIMP zircon ages of the metabasites in Hainan Island, South China: implications for geodynamic evolution since the late Precambrian[J]. The Island Arc, 2007, 16(4):in press.

[42] Hofmann A, Dirks P H G M, Jelsma H A. A tectonic origin for ironstone horizons in the Zimbabwe craton and their significance for greenstone belt geology [J]. Journal of the Geological Society, London, 2003, 160:83–97.

[43] 刘和甫. 沉积盆地地球动力学分类及构造样式分析 [J]. 地球科学, 1993, 18(6):699-724.

[44] 王华, 吴巧生, 李绍虎, 等. 陆盆地类型及其沉积动力学研究综述[J]. 地质科技情报, 1998, 17(3):12-18.

[45] 陈国达. 亚洲陆海壳体大地构造 [M]. 长沙: 湖南教育出版社, 1998:270-273.

[46] 陈好寿. 海南金矿成矿作用年代学 [J]. 地质找矿论丛, 1996, 11(2):59-75.

[47] 丁式江, 胡健民, 宋彪, 等. 海南岛抱板群内顺层侵位深熔花岗岩锆石 U-Pb 定年及其构造意义[J]. 中国科学(D 辑), 2005, 35(10): 937-948.

[48] 许德如, 夏斌, Nonna B C, 等. 海南岛屯昌晨星地区变基性岩体变质特征及构造意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(12):2989-3006.

[49] Sun H, Wu J, Yu P, et al. Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior-type) hematite-jasper-barite iron ore deposits associated with stratabound Cu mineralization in the Gansu Province, China [J]. Mineralium Deposita, 1998, 34:102-112.

[50] Hitzman M W, Oreskes N, Einaudi M T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits[J]. Precambrian Research, 1992, 58:241-287.

[51] Sillitoe R H. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view [J]. Mineralium Deposita, 2003, 38:787-812.

大冶铁矿矿体侧伏规律研究及深部找矿预测

刘玉成

(中国冶金地质总局中南局,湖北 武汉 430081)

提　要:笔者通过对大冶铁矿矿体 V 字形侧伏规律的研究,叙述了 V 字形各部位的矿体空间形态特征,揭示了其方向性、等距性和对称性的规律和与接触带形态产状的关系。通过成矿机理分析,阐述了断裂、褶皱、接触带构造的控矿作用,对矿区深部进行了找矿预测。

关键词:大冶铁矿;矿体侧伏规律;找矿预测

1　矿床地质概况

大冶铁矿位于湖北省黄石市铁山区,矿区地理坐标为东经:114°54′43″,北纬 30°13′10″,该矿为中国著名的大型接触交代矽卡岩型铁(铜)矿床。

铁(铜)矿床主要由六大主矿体组成,平面上呈 NWW 向似阶梯状展布,平面形态似藕节状,自西往东依次为铁门坎、龙洞、尖林山、象鼻山、狮子山、尖山矿体,矿体总长约 4300 m。除尖林山为隐伏矿体外,其余矿体均出露地表。

铁矿石的组成金属矿物主要为磁铁矿,次为赤铁矿、黄铜矿、菱铁矿、黄铁矿等,脉石矿物主要为绿泥石、透辉石、石榴石、方解石、白云石、石英等。

2　矿体侧伏规律研究

2.1　矿体 V 字形侧伏现象

在深部找矿过程中,龙洞矿段,ZK11-10 等钻孔见矿,发现 2 号矿体向深部延伸至-400 m 以下。尖林山矿段的 ZK15-7、ZK15-6、ZK14-8、ZK14-9、ZK13-8 等钻孔见矿,发现 2 号矿体向深部延伸至-900 m。矿体向南东侧伏,侧伏角约 45°,矿体规模较大。

在狮子山矿段,ZK26-6、ZK29-16、ZK30-8 等钻孔发现 5 号矿体向深部延伸至-700 m 以下,形成一个向北西侧伏的矿体,侧伏角也是 45°左右,矿区矿体侧伏具 V 字形特点,其中心位置推测在 19-1 线附近(图 2)。

不难发现,见矿钻孔和未见矿钻孔的分布与矿体 V 字形侧伏现象具有明显的联系。研究矿体侧伏规律对深部找矿预测具有十分重要的意义。

2.2　矿体空间形态特征

为了研究矿体侧伏规律,将矿区矿体按标高大致分为 3 个部分(称为"三台阶"[1]),对各部分矿体的空间形态特征进行分析。

2.2.1 第一台阶,+160~-200 m 标高段

即 V 字形头部,为矿区地表和浅部 1-6 号矿体(矿区六大主矿体),矿体规模巨大,绝大部分已开采完毕。矿体总长约 4300 m。矿体主要呈透镜状、囊状,赋存于接触带中,产状基本与接触面吻合,走向 NWW,矿体倾角变化较大,倾角一般 30~80°。单个矿体长 480~920 m,厚 20~150 m。主要为超复接触带构造[2]控矿。

2.2.2 第二台阶,-250~-700 m 标高段

即Ⅲ号矿体和 401 号矿体,位于象鼻山矿段 16~23 线,赋存标高为-250~-700 m。矿体呈透镜状或似层状,形态复杂,走向长 600 m 以上,延深长 200~300 m,走向 NWW,倾向 SSW,倾角 50~70°,产状较陡,矿体厚 7~15 m。为大理岩舌状体接触带构

收稿日期:2007-08-16;**改回日期**:2007-08-19

基金项目:国家危机矿山接替资源勘查基金资助项目(200442007)资助。

作者简介:刘玉成,男,1956 年生,教授级高级工程师,现从事地质勘查和研究工作;E-mail:liuyucheng2004@163.com。

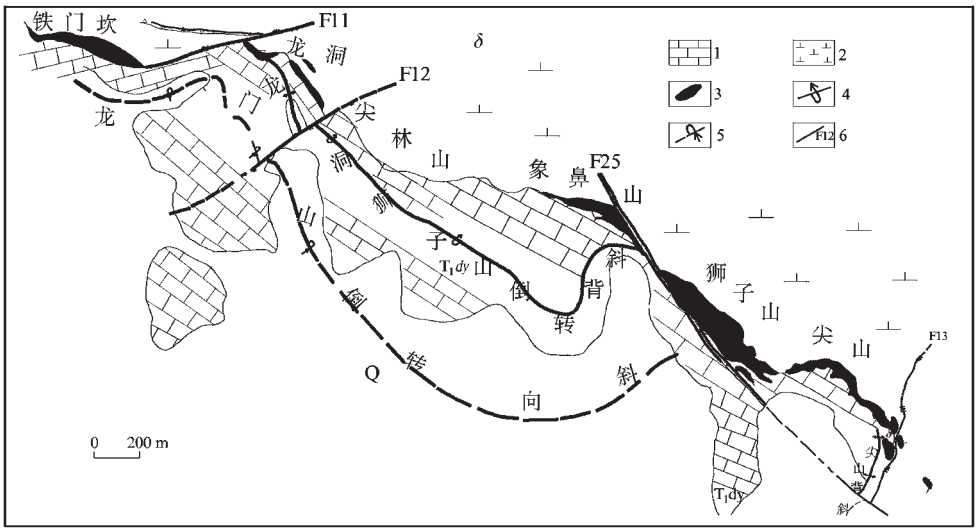


图 1 大冶铁矿铁(铜)矿床地质简图

1—大冶群大理岩、白云质大理岩;2—闪长岩;3—矿体; 4—倒转背斜;5—倒转向斜;6—断层

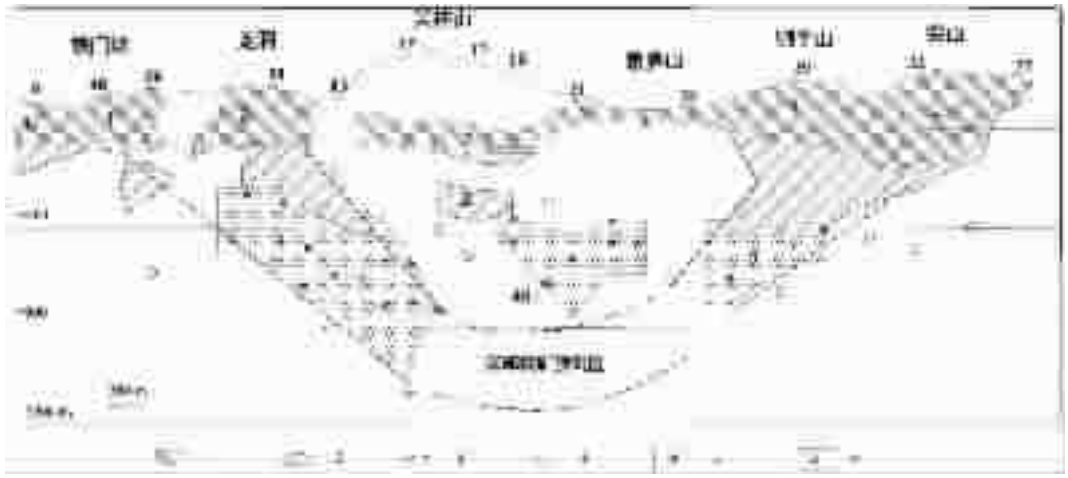


图 2 大冶铁矿矿体垂直纵投影图

1—采空区; 2—已往查明矿体; 3—深部找矿发现矿体; 4—矿体侧伏边界;5—见矿钻孔;6—未见矿钻孔

造[2]和陡倾斜板状-透镜状接触带构造控矿。

2.2.3 第三台阶,地表浅部—深部-1000 m 标高段

北西侧: 龙洞—尖林山矿段 9-16 线, 2 号矿体向南东侧伏,赋存标高为-200~ -1000 m。矿体主要为似层状和透镜状, 走向长 500 m 以上, 延深长 100~300 m,走向 NWW,倾向 SSW,倾角 60°左右,产状较陡,矿体厚 10~30 m。为陡倾斜板状-透镜状接触带构造[2]。矿体主要分布于正接触带,但在 15 线,矿体头部偏离正接触带而伸进岩体内。为大理岩舌状体接触带构造控矿。

北东侧: 狮子山矿段 26-30 线, 5 号矿体向北西侧伏,矿体位于赋存标高为-300~-700 m。矿体呈似层状或透镜状, 矿体沿走向长近 500 m, 延深长 150~250 m,矿体走向 NWW,倾向 SSW,倾角 70~90°,产状陡,矿体厚 5~10 m。为陡倾斜板状-透镜状接触带构造控矿。

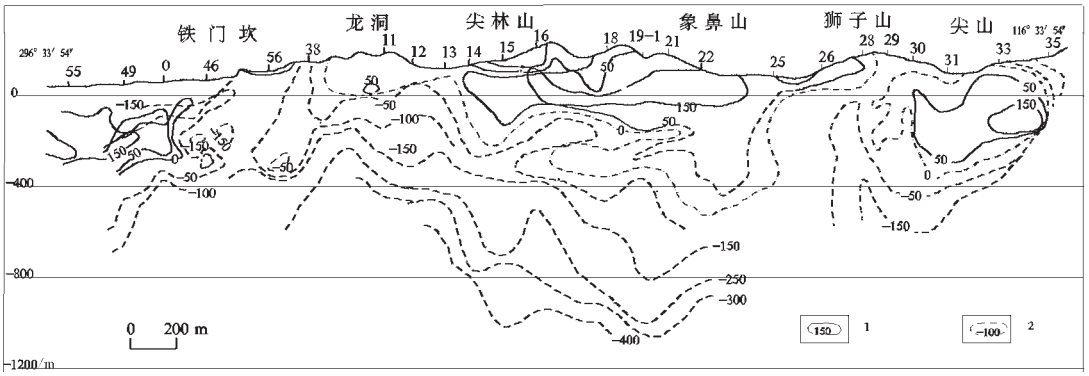


图 3　大冶铁矿接触带形态垂直纵投影图

1—接触带距投影面的距离等值线(正值,投影面以北);2—接触带距投影面的距离等值线(负值,投影面以南)

综上所述,矿体空间形态特征表现为:矿体沿标高方向具有“3 个台阶”的特点;而“3 个台阶”沿标高方向不是简单呈水平状态，而是呈弧形弯曲的 V 字形锅底状，矿体在空间上 V 字形特征明显,V 字形各部位形态特征不同,矿体的分布具有明显的方向性、等距性和对称性的规律。它反映了矿体的形成与矿区接触带、断裂、褶皱构造和成矿热流体活动的某种必然的联系。

2.3　接触带与矿体空间形态特征的关系

矿区主要工业矿体均产于接触带,接触带的形态产状特征决定了矿体的形态产状特征。接触带伸向岩体的凹部是低应力区或应力释放区[2],对成矿有利。

接触带在标高方向上出现 3 个具有凹部特点区域,与矿化空间的 3 个富集部位相吻合。第一个凹部区域从铁门坎至尖山,标高+160~−200 m,对应于地表及浅部第一台阶 1~6 号矿体，矿体规模巨大。第二个凹部区域在矿区中部 16−23 线，标高−200~−450 m,稍微向东南斜列,对应于第二台阶的Ⅲ号矿体和 401 号矿体。第三个凹部区域在矿区中部 14−19−1 线,标高−600~−1000 m,对应于第三台阶的 2 号矿体(图 2~3)。

从龙洞矿段 11 线至象鼻山矿段 19−1 线,接触带凹凸起伏具有十分明显的向南东的斜列性,对应于龙洞矿段和尖林山矿段的 2 号矿体,即矿区 V 字形侧伏矿体的北西侧。而尖山矿段 35 线至狮子山矿段 26 线，接触带凹凸起伏具有向北西的斜列性,对应于尖山矿段的 6 号矿体和狮子山矿段的 5 号矿体,即矿区 V 字形侧伏矿体的南东侧。19−1 线附近则是 V 字形的中心。接触带凹凸起伏也具有方向性、等距性和对称性的特点,与矿体 V 字形侧伏特征吻合(图 2~3)。

3　成矿机理分析

大冶铁矿矿床成因类型主要有接触交代矽卡岩型和矿浆贯入型两种认识。成矿受岩浆岩、地层围岩、褶皱、断裂、接触带构造等多种因素的控制,成矿特点具有多因素复杂性、脉动性(多次成矿叠加)、方向性、等距性、对称性。

3.1　褶皱的控矿作用

岩浆侵入首先迁就了先期褶皱构造的形迹[1],沿背斜凸出到围岩中,而沿向斜凹入到岩体内。而岩浆侵入时强大的热动力和侧压力加强了这种接触面凹凸不平的趋势。

本区在印支期受北北东向区域挤压力作用[4],形成轴向北西西的龙门山向斜、龙洞—狮子山背斜和象鼻山向斜和北西西向断裂;尔后,新华夏构造北西西向挤压力继续作用，北西西的褶皱在轴向发生弯曲;岩体侵位后，在接触带形成圆弧状凹入部位 (图 4−A),形成了矿区 V 字形侧伏的条件,而受褶皱(向斜)影响，在不同标高段形成的伸向岩体的凹部区域,为矿区 3 个台阶成矿提供了良好的成矿环境。

3.2　断裂的控矿作用

成矿期,控矿断裂切穿岩体,成矿热流体沿断裂带汇集活动,并进入接触带,断裂构造提供了成矿热流体活动的动力和通道(图 4−B)。

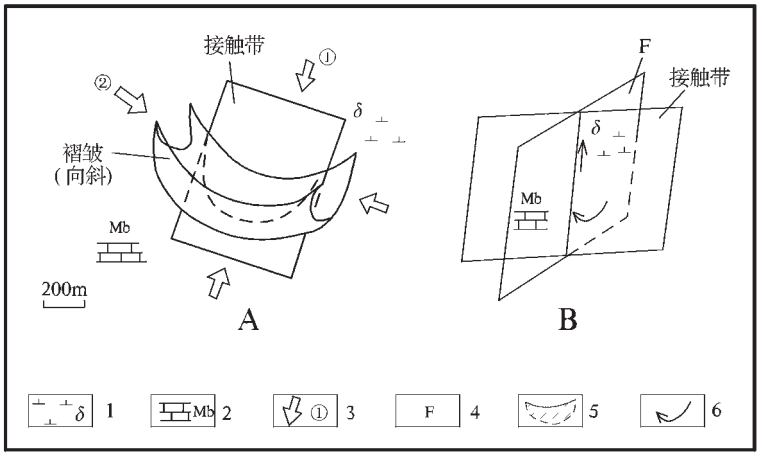


图 4 褶皱、断裂、接触带构造控矿示意图
1—闪长岩;2—大理岩;3—构造应力(①印支期,②燕山期);4—断裂;
5—受褶皱影响形成的半圆形弧状接触带; 6—成矿热流体活动方向

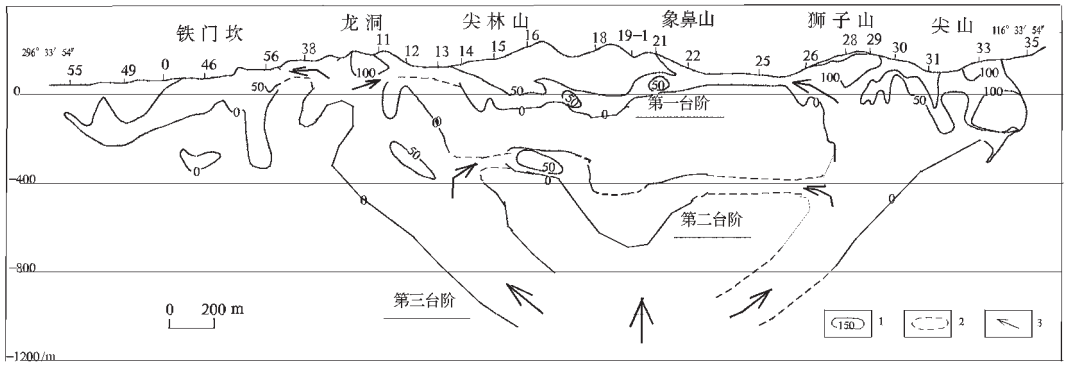


图 5 大冶铁矿床成矿热流体活动示意图
1—矿体等厚线; 2—推测矿体等厚线;3—成矿热流体活动方向

同时,成矿期叠加了与接触带大致平行的扭性断裂[2],矿体沿叠加在正接触带的断裂破碎带产出,走向和延伸方向上均呈尖灭再现,岩体凹入部位矿体膨大变厚,岩体凸出部位矿体变薄或尖灭。形成膝状陡倾斜超复接触带构造及陡倾斜板状-透镜状接触带等控矿构造。

3.3 成矿热流体活动特征

通过对矿体侧伏规律的研究,认为岩浆中的成矿热流体,通过断裂进入到接触带,在成矿有利部位富集成矿。矿区象鼻山矿段 19-1 线附近可能是矿区的成矿活动中心, 从东西方向分别向上活动,然后发生水平运移, 在岩体接触带凹部沉淀成矿。成矿热流体在垂直方向上沿接触带的活动,形成了矿体的侧伏现象,而成矿热流体在水平方向上沿接触带的活动,形成了 3 个台阶成矿的现象(图 5)。

4 深部找矿预测

4.1 尖林山—狮子山矿段

根据矿区矿体呈 V 字形侧伏规律, 认为从 16 线到 26 线, 矿区第三台阶成矿可能呈圆弧状分布。第三台阶成矿受龙门山倒转向斜的控制,舌状体呈开阔状态,矿体控矿构造主要为大理岩舌状体接触带构造,矿体产状可能较平缓。

16-26 线,接触带-800~-1200 m 标高段,是深部第三台阶隐伏矿找矿的有利部位。对于下一步深部找矿战略部署有重大的意义。

此外,23-26 线, 接触带-400~-600m 标高段,是第二台阶隐伏矿找矿的有利部位。

4.2 铁门坎—龙洞矿段

根据矿区矿体呈 V 字形侧伏规律,铁门坎矿段东部矿体向南东侧伏,其西部向北西侧伏。以下地段为找深部隐伏矿体的有利地段。

铁门坎—龙洞矿段 56-9 线,-200~-500 m 标高段;

铁门矿段西部 55-45 线,-300~-500 m 标高段。

5 结　论

(1) 矿体具有 V 字形侧伏的规律。V 字形各部位的矿体空间形态特征不同, 具有十分明显的方向性、等距性和对称性的规律。

(2) 接触带的形态产状决定了矿体的形态产状特征。接触带凹凸起伏特点与矿体 V 字形侧伏特征吻合。

(3) 通过成矿机理分析, 认为接触带的形态产状受褶皱构造的控制, 而断裂构造对于成矿热流体的汇集、运移、活动密切相关。成矿热流体沿接触带在垂直方向和水平方向的活动, 是分别形成矿体侧伏和"3 个台阶"成矿的原因。

(4) 预测矿区尖林山—狮子山矿段深部 16-26 线-800~-1200 m 标高段,23-26 线-400~-600 m 标高段, 铁门坎—龙洞矿段 56-9 线-200~-500 m 标高段,铁门矿段西部 55-45 线-300~-500 m 标高段,为深部隐伏矿体找矿的有利部位。

参考文献:

[1] 王永基. 褶皱构造与隐伏矿床预测[J]. 地质与勘探, 1990.

[2] 刘玉成. 大冶铁矿控矿构造研究及深部隐伏矿体定位预测[J]. 地质与勘探, 2006, (6):10-16.

[3] 程建荣, 等. 鄂东铁铜矿产地质[M]. 北京:地质出版社,1993.

[4] 刘玉成. 鄂东铁山矿区尖山铜矿控矿构造特征及找矿方向[J]. 中南冶金地质, 1995, (1):9-13.