文章编号:0258-7106(2012)03-0417-21

西藏冈底斯南缘努日铜钨钼矿床地质特征 与矽卡岩矿物学研究^{*}

陈 雷¹²,秦克章¹,李光明¹,李金祥¹,肖 波¹,江化寨³,赵俊兴¹,

范 新¹,江善元³

(1 中国科学院矿产资源研究重点实验室,中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029;2 中国地质科学院 矿产资源研究所,北京 100037;3 中国冶金地质总局第二地质勘查院,福建 甫田 351111)

摘 要 西藏山南地区努日铜钨钼矿床位于冈底斯火山-岩浆弧构造带东段南缘 ,是新近探明的一个大型矽卡 岩型铜钨钼矿床。矿区内出露有白垩系比马组和旦师庭组及大量晚白垩世和古近纪的侵入岩。矿区内的矽卡岩呈 层状、似层状产在白垩系比马组地层中,矽卡岩矿物主要为石榴子石、辉石、硅灰石、角闪石、绿帘石、符山石等;金属 矿物主要有黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、白钨矿、斑铜矿、黝铜矿等。 电子探针分析结果表明 ,矽卡岩矿物中石榴子石主 要以钙铁榴石和钙铝榴石为主 辉石主要为透辉石 角闪石属于镁角闪石-阳起石 府石主要为绿帘石。矽卡岩类型 在水平和垂向上具有较好的分带性,依次由石榴子石矽卡岩过渡到透辉石矽卡岩,再过渡到透辉石硅灰石矽卡岩, 这种分带特征表现了流体交代作用的变化。矿化类型和矿化组合也具有一定的分带性 浅部以矽卡岩型钨矿化为 主 随着深度的增加 逐渐过渡为脉状的铜矿体或铜钼矿体 在局部较深的钻孔中还有少量的斑岩型矿化 ,主要以铜 矿化为主 ,伴有较弱的钼矿化。石榴子石组分在垂向和水平方向上均具有规律性的变化 ,由钙铁榴石占主体逐渐过 渡为钙铝榴石占主体。成分剖面显示石榴子石的组分和化学成分随着环带的变化而变化,说明石榴子石是由一种 脉动式流体形成的 可能是由流体化学成分的自身再平衡和生长过程中流体流量的改变而引起生长速率的改变共 同实现的。通过含铁律比值(Kp)的计算,得出努日矿床形成于弱酸性、较强氧化状态。结合矽卡岩矿物分布和成分 变化特征 推测努日矿区的矽卡岩可能是由深部侵入体分异出的热液沿着层间的破碎带或断裂 经过较远距离的运 移 与地层中的碳酸盐岩发生交代作用而形成。渗透交代作用可能是形成矿区矽卡岩的主要原因 流体的温度和氧 逸度变化对于形成不同的矽卡岩矿物具有重要作用。努日矿床的矽卡岩为浅部矽卡岩,可能存在统一的斑岩型-矽 卡岩型成矿系统 深部具有较大的找矿潜力。

关键词 地质学 於卡岩矿物 分带性 活榴子石环带 氧化还原条件 第日铜钨钼矿床 闪底斯南缘 洒藏 中图分类号:P618.41;P618.67;P618.65 文献标志码:A

Geological and skarn mineral characteristics of Nuri Cu-W-Mo deposit in southeast Gangdese, Tibet

CHEN Lei^{1,2}, QIN KeZhang¹, LI GuangMing¹, LI JinXiang¹, XIAO Bo¹, JIANG HuaZhai³, ZHAO JunXing¹, FAN Xin¹ and JIANG ShanYuan³

(1 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 No. 2 Geoexploration Institute of CEEB, Putian 351111, Fujian, China)

收稿日期 2011-09-27;改回日期 2012-02-09。张绮玲编辑。

^{*} 本文受中国冶金地质总局"冈底斯东段南部矽卡岩-斑岩 Cu-Au-Mo 矿床成矿模式及成矿条件综合研究"和国家自然科学基金项目 (41072059 资助

第一作者简介 陈 雷,男,1982年生,助理研究员,矿床地质学专业。Email:chenlei@mail.iggcas.ac.cn

^{* *} 通讯作者 秦克章,男,研究员,博士生导师,从事造山带与成矿作用研究。Email:kzq@mail.iggcas.ac.cn

Abstract

The Nuri Cu-W-Mo deposit is a newly explored and proved large-size deposit, which lies on the southern margin of eastern Gangdese volcanic-magma arc and belongs to the southern subzone of the Gangdise metallogenic belt. There are some Late Cretaceous and Paleogene intrusive rocks exposed in the ore district. The strata in the ore district are mainly Cretaceous Bima Group and Danshiting Group. The skarn mainly occurs within the carbonate rocks and lithologic conversion boundaries, not in direct contact with the intrusions. The skarn minerals are mainly garnet, pyroxene, wollastonite, vesuvianite, epidote and actinolite. Metallic minerals mainly include chalcopyrite, pyrite, molybdenite, scheelite, bornite and tetrahedrite. Electron microprobe analyses show that the garnet comprises mainly grossular and andradite, with minor augite in skarn. The end member of pyroxene is dominated by diopside. The amphibole in the Nuri deposit is magnesiohornblende-actinolite belonging to ferroedenite. The end member of epidote group is dominated by epidote. In the horizontal and vertical direction, the skarn type shows significant zoning from garnet skarn through diopside skarn to diopside-wollite skarn from south to north in horizon profile and from shallow to deep in vertical profile. The zoning reflects the change of metasomation. Meanwhile, the mineralization also has zoning character. In the shallow part, the mineralization is mainly skarn type with tungsten mineralization. With the increasing depth, the mineralization type changes to vein mineralization with copper or copper-molybdenum mineralization. Some porphyry-type mineralization exposed in some drilling holes, characterized by copper mineralization with a small quantity of molybdenum. The components of garnet vary in the space, gradually changing from the dominance of andradite to that of grossular. The garnet records complex zoning patterns, the end member and chemical composition changing with the changing zonation. The type of zoning pattern demonstrates that the fluid which formed garnet was episodic, probably resulting from the geochemical self-organization and changes in fluid in association with garnet growth rates. The Kp shows that the deposit was formed in a weakly acid and fairly strong oxidation state. Combined with the distribution and composition variation, the authors infer that the skarn of the Nuri deposit was formed by metasomatism between carbonate and ore-forming fluid. The fluid might have originated from the deeper intrusion and migrated a long distance along the shatter zone or faults in the strata. Infiltration was probably the primary factor for the formation of skarn in the deposit. The changes of temperature and oxygen fugacity must have played an important role in the formation of skarn minerals. The skarn exposed in the Nuri deposit is the superficial skarn, with the probable existence of uniform skarn-porphyry ore-forming system. Therefore, there exsits great potential in finding porphyry Cu ore bodies in the deeper part of the existing skarn type mineralization, and this conclusion is of important significance for further exploration in the Nuri deposit and adjacent areas in south Tibet.

Key words: geology, skarn minerals, obvious zoning, garnet, redox conditions, Nuri Cu-W-Mo deposit, southern Gangdese, Tibet

努日铜钨钼矿床位于西藏山南地区泽当镇东北 部,隶属于冈底斯铜钼成矿带东段南亚带。大地构 造位置上属于冈底斯火山-岩浆弧构造带东南缘,雅 鲁藏布江缝合带北缘,是中国冶金地质总局第二地 质勘查院新近探明的一个大型矽卡岩-斑岩型的铜 钨钼矿床,也是目前在西藏发现的唯一具有铜钨矿 化的矿床,代表了一种新的矿化组合。目前,已有一 些学者对该矿床的成因和成矿年代学等方面进行了 初步研究,王少怀等(2003),江化寨等(2006)认为它 属于海相火山-沉积成因的块状硫化物矿床;方树元 (2003)认为该矿床既有接触交代的矽卡岩型,又有 斑岩型,同时又兼具火山气液成因,具较明显的"多 位一体"特征;李光明等(2006)认为该矿床的矽卡岩 化和斑岩型矿化有关,具有统一的斑岩-矽卡岩型成 矿系统。Li等(2006)对矿区内的花岗闪长斑岩中的 角闪石和黑云母分别进行了 K-Ar、Ar-Ar 定年,年龄 值分别为(22.92±0.32)Ma和(23.77±0.29)Ma; 闫学义等(2010)对矿区内出露的辉钼矿进行 Re-Os

定年,得到(23.62±0.97)Ma的年龄值。这些研究 主要集中于矿床地质特征描述、成矿年代学及成矿 构造环境等方面,而对于矿区内广泛出露的矽卡岩 矿物和矽卡岩的演化过程等方面的研究尚十分薄 弱。作为矽卡岩型矿床最重要的含矿岩石,矽卡岩 中不同矿物的种属、组合、分布及成因等对于理解矽 卡岩型矿床的成因及其形成环境具有重要的意义 (Einaudi et al., 1981; 1982 赵一鸣等, 1990 常印佛 2004; Meinert et al. 2003 2005 宋国学 2010 涨智 宇等,2010)。一些学者(Jamtveit et al., 1993; Crowe et al., 2001 Smith et al., 2004)还通过对矽 卡岩中石榴子石环带成分的研究来探讨流体的性 质、成岩机制及矽卡岩形成时的物理化学条件的改 变 这对于理解整个矽卡岩矿床的成因具有重要意 义。因此 本次研究选取努日矿区中分布广泛的矽 卡岩作为研究对象,对其中不同的矿物,尤其是石榴

子石,进行了系统、详细的空间分布和成分变化的研究,对矽卡岩形成时的物理化学条件也做了初步的 探讨,期望能够为进一步理解该矿床的成矿机制奠 定基础。

1 区域地质

西藏冈底斯斑岩成矿带是中国最具有经济价值 的巨型成矿带之一,广泛分布有燕山晚期—喜马拉 雅期的火山岩、侵入岩,地层以三叠系—白垩系为 主。目前在该带上已发现十余处大型、超大型斑岩 矿床,形成于青藏高原陆-陆碰撞之后(中新世)地壳 伸展环境(Coleman et al.,1995;郑有业等,2002; Hou,2003)或碰撞挤压,隆升伸展转换过渡构造环 境Qin et al,2005;李金祥等,2007)。该亚带位于 冈底斯岩浆弧构造带的东南段(图1),雅鲁藏布江弧 -陆碰撞结合带附近,出露地层有:三叠系的碎屑岩、



图 1 冈底斯东段山南地区地质简图及矿产分布图(据中国冶金地质总局第二地质勘查院 2009^④资料简化) 1-第四系(Q);2-温郁组(N₂w);3-典中组(E₁d);4-温区组(K₂w);5-门中组(K₁₋₂m);6-比马组(K₁b);7-麻木下组(J₃-K₁m);8- 楚木龙组(K₁cm);9--姐德秀组(T₃j);10--超基性岩(Tk₁L);11-中新世次火山岩(XV₁₆);12--晚白垩世花岗闪长岩(K₂γδ); 13--晚白垩世石英二长闪长岩(K₂δη₀);14--始新世二长花岗岩(E₂ηγ);15--始新世黑云母花岗岩(E₂γβ);16--始新世辉绿岩(Eβμ); 7--始新世花岗闪长岩(E₂γδ);18--断裂;19--砂卡岩型 Cu 矿床;20--斑岩型 Mo 矿床

Fig. 1 Sketch geological map of the Shannan area in Southeastern Gangdise showing distribution of ore deposits (modified after No. 2 Institute of CEEB, 2009)

1—Quaternary (Q); 2—Wenyu Formation (N₂w); 3—Dianzhong Formation (E₁d); 4—Wenqu Formation (K₂w); 5—Menzhong Formation (K₁·2m); 6—Bima Formation (K₁b); 7—Mamuxia Formation (J₃-K₁m); 8—Chumulong Formation (K₁cm); 9—Jiedexiu Formation (T₃j);
10—Ultramafic rocks (Tk₁L); 11—Miocene subvolcanic rocks (XVj6); 12—Late Cretaceous granodiorite (K₂γδ); 13—Late Cretaceous quartz monzodiorite (K₂δηο); 14—Eocene monzonitic granite (E₂ηγ); 15—Eocene biotite granite (E₂γβ); 16—Eocene diabase (Eβμ);
17—Eocene granodiorite (E₂γδ); 18—Fault; 19—Skarn Cu deposit; 20—Porphyry Mo deposit

碳酸盐岩;侏罗系—白垩系的麻木下组(J₃-K₁m) 的钙碱性岛弧火山岩夹碳酸盐岩、碎屑岩 ;白垩系比 马组(K₁b)的含煤碎屑岩、碳酸盐岩及岛弧钙碱性火 山岩(王少怀等 2003) 其中的弧火山岩主体为安山 岩和安山质火山碎屑岩 属钙碱性系列 具有安第斯 陆缘弧特征(Pierce et al., 1988)。受区域构造影响, 区域内地层主体呈近东西向展布。区域岩浆活动频 繁 时代自燕山晚期至喜马拉雅期,集中在 120~20 Ma(Harrison et al., 2000) 高峰期在 65~45 Ma 和 30~24 Ma两个阶段(Yin et al., 2000)。岩浆侵位 作用可分为:燕山晚期以辉长岩、辉长闪长岩、花岗 闪长岩为主 : 喜马拉雅早期以花岗闪长岩、石英二长 闪长岩、二长花岗岩为主,它们往往构成热液脉状矿 化的围岩;喜马拉雅晚期以闪长玢岩、石英闪长玢 岩、花岗闪长斑岩、花岗斑岩为主,多呈岩株、岩筒、 岩脉产出。目前,在克鲁-冲木达成矿带内已发现多 个矽卡岩型、斑岩型矿床(点),大多数分布在喜马拉 雅中晚期中酸性小岩体内及其与上覆地层的接触部 位 其中较大规模的矿床有:努日矽卡岩-斑岩型 Cu-W-Mo 矿床、冲木达矽卡岩型 Cu 矿床、克鲁矽卡岩 型 Cu-Au 矿床以及明则斑岩型 Mo 矿床等。与冈底 斯东段其他地区发现的以斑岩型矿床为主的特征不 同,目前南部区域内出露的矿床以矽卡岩型为主,只 有少量的斑岩型矿床,但是在这些矽卡岩型矿床的 深部或附近陆续发现有一些与之相关的斑岩体,在 这些岩体内出现了斑岩型的蚀变及 Cu、Mo 矿化等 特征。这些矿化或蚀变的斑岩体与矽卡岩型矿床之 间构成了鲜明的垂直矿化分带。

矿区地质 2

努日矽卡岩-斑岩型 Cu-W-Mo 矿床按照空间分 布特征 从南至北可依次分为南、中、北3个矿段 矽 卡岩在地表断续分布。矿区内地层比较简单,主要 是下白垩统比马组(K1b),上白垩统—古近系旦师庭 组(K₂-Ed)及第四系风成砂(图2)。在矿区范围内 比马组(K_1b)自下而上可分为3段: K_1b^3 、 K_1b^4 、 K₁b⁵ ,其中 K₁b³ 主要分布于北矿段东南部 ,上部为 厚层状深灰色泥晶灰岩 ,中部为中薄层状变质粉砂 岩与砂岩互层,下部为含砾凝灰质砂岩,未见有矽卡 岩或矿化体出现;K1b⁴为矿区内主要的含矿地层,

在 3 个矿段中均有出露 其上部为英安质凝灰岩 间 夹变质粉砂岩、泥质灰岩等。下部为灰白色厚层状 大理岩和泥质灰岩。该地层产状变化大,在南矿段 和中矿段倾向为 NW,北矿段倾向为 NW、SW 和 NE。K₁b⁴ 不仅是努日矿床的主要赋矿地层 同时也 是区域内冲木达铜矿和陈坝铜矿的主要赋矿地层。 K₁b⁵ 主要分布在中矿段,岩性主要是灰黑色厚层的 凝灰岩,其中未见有矽卡岩型矿化,只穿插有石英-硫化物脉。旦师庭组(K₂-Ed)主要分布在南矿段和 中矿段的西侧,岩性主要是浅灰绿色的厚层状安山 质火山角砾岩、砂质砾岩等,不整合覆盖在比马组第 五段之上,其间未见有矿化迹象。矿区构造主要有 NWW 向 F₁ 断层、EW 向 F₂ 断层、NW 向 F₃ 断层、 NE向 F₄ 断层[●]。矿区内岩浆活动强烈,出露有花 岗闪长岩、石英闪长岩、花岗斑岩及二长花岗岩 ,在 钻孔的岩芯中还见有石英闪长玢岩 ,各类侵入岩均 侵位于比马组地层中。石英闪长岩主要分布在矿区 的北部 花岗闪长岩分布在矿区的北部和西部 ,而花 岗斑岩和二长花岗岩呈岩脉 在矿区中部出露。

、矿石矿物比较简单,金属矿物主要有黄铜矿、黄 铁矿、白钨矿、辉钼矿及少量的磁铁矿、斑铜矿、黝铜 矿、闪锌矿、孔雀石和褐铁矿 ;脉石矿物主要是石榴 子石、透辉石、硅灰石、绿帘石、符山石、角闪石、绿泥 石、石英、方解石及少量的绢云母、伊利石、水白云母 等。

努日矿区内分布有大量呈层状、似层状产出的 钙质矽卡岩,主要位于比马组(K1b)K1b4 层位的下 部 ,产在碳酸盐岩内或是碳酸盐岩与凝灰岩等岩性 转换处 厚 10~30 m 不等 ,局部地区可达 40 m。在 野外观察中并未发现矽卡岩和侵入体的直接接触关 系。根据不同矿物所占的比例,矿区内的矽卡岩可 分为石榴子石矽卡岩、石榴子石透辉石矽卡岩、透辉 石硅灰石矽卡岩、硅灰石矽卡岩及绿帘石矽卡岩等。 绿帘石和角闪石作为后期形成的含水矽卡岩矿物, 分布较为广泛 常常交代早期形成的石榴子石、透辉 石等无水矽卡岩矿物 在局部交代强烈的地区 ,可形 成以绿帘石为主的石榴子石绿帘石矽卡岩。根据矽 卡岩中不同矿物含量的变化,外矽卡岩带在空间上 由南矿段到北矿段,依次由石榴子石矽卡岩过渡到 透辉石矽卡岩,再到透辉石硅灰石矽卡岩。 在 钻孔中 矽卡岩的这种分带性也较为明显 由顶部的

❶ 中国冶金地质总局第二地质勘查研究院. 2009. 西藏泽当努日 Cu-W-Mo 矿床普查报告. 1-180.



图 2 努日矽卡岩型铜钨钼矿床地质简图(据中国冶金地质总局第二地质勘查院,2009⁶⁾资料简化) 1—第四系风成砂;2—旦师庭组安山质火山角砾岩及砂砾岩;3—比马组第五段凝灰岩;4—比马组第四段大理岩、泥质灰岩、粉砂岩、泥灰 岩及角岩;5—比马组第三段泥晶灰岩及粉砂岩、砂岩;6—石英斑岩;7—花岗闪长岩;8—石英闪长(玢)岩;9—花岗闪长斑岩;10—花岗 斑岩;11—二长花岗岩;12—砂卡岩;13—矿体;14—破碎带;15—实测及推测断裂;16—勘探线及编号

Fig. 2 Generalized geological map of the Nuri skarn Cu-W-Mo deposit (modified after No. 2 Institute of CEEB, 2009) 1—Quaternary eolian sand; 2—Danshiting Formation : andesitic volcanic breccias and sandy conglomerate; 3—5th member of Low Cretaceous Bima Formation : tuff and andesitic lava; 4—4th member of Low Cretaceous Bima Formation : marble , argilleeous limestone , siltstone , hornfels , tuff ; 5—3rd member of Low Cretaceous Bima Formation : micritic limestone , siltstone , sandstone ; 6—Quartz porphyry ; 7—Granodiorite ; 8—Quartz diorite (porphyry); 9—Granodiorite-porphyry ; 10—Granite porphyry ; 11—Monzonite granite ; 12—Skarn ; 13—Ore body ; 14—Shatter zone ; 15—Measured and inferred fault ; 16—Exploration line and its serial number 粗粒石榴子石砂卡岩过渡为中粗粒透辉石石榴子石 砂卡岩,再到深部的中细粒透辉石矽卡岩。

努日矿床的围岩蚀变强烈,主要有砂卡岩化、大 理岩化、硅化、绿泥石化、黏土化、碳酸盐化,局部还 发育有绢云母化。矿化类型主要有砂卡岩型、石英 脉型和少量的斑岩型矿化,其中砂卡岩型和石英脉 型矿化是矿区内最主要的矿化类型。矿区内出露的 砂卡岩几乎都是矿体,黄铜矿、黄铁矿、黝铜矿、斑铜 矿及辉钼矿等硫化物和白钨矿呈星点状分布在砂卡 岩中,常形成独立的铜矿体、钼矿体、钨矿体或是铜 钼钨复合矿体。石英脉型矿化主要分布在围岩、砂 卡岩和侵入体中,常形成一些脉状的铜矿体和钼矿 体。斑岩型矿化主要为发育浸染状铜矿化的石英闪 长玢岩,目前这种矿化类型出露较少,仅在一些钻孔 的深部有所出露。

努日矿区的矿化类型及矿化种属在从南矿段到 北矿段的水平方向及从地表浅部到深部的垂向上都 具有较为明显的分带特征(图3)。水平方向上,南矿 段以铜、钼矿化为主(图3C、3D),常形成独立的铜、 钼矿体或铜钼矿体;中矿段,钼矿化增强,出现少量 钨矿化,而铜矿化则减弱(图3B);北矿段,钨、钼矿 化增强,铜矿化进一步减弱,形成了矿区内最重要的 钨钼矿化区域(图3A)。垂向上,在地表及浅部出露 有大量的矽卡岩,其间穿插有一些石英-硫化物脉, 矽卡岩型钙体、铜矿体或铜钨复合矿体。且有大量 的含黄铜矿和黄铁矿的石英-硫化物脉穿插早期的 矽卡岩、地层及侵入岩、局部地区呈网脉状,并构成



图 3 努日矿区 12 线(A)、29 线(B)、45 线(C)勘探线及 I-I'(D)剖面图(据中国冶金地质总局第二地质勘查院,2009^①资料简化) 1一变质粉砂岩;2一大理岩;3一石英斑岩;4一石英闪长岩;5一闪长玢岩;6一花岗斑岩;7一二长花岗岩;8一断裂;9一砂卡岩; 10一铜矿体;11一钼矿体;12一钨矿体;13一复合矿体

Fig. 3 No. 12 (A), 29 (B), 45 (C) exploration line and cross section I-I'(D) of the Nuri deposit (modified after No. 2 Institute of CEEB, 2009)

^{1—}Metamorphic siltstone: 2—Marble: 3—Quartz porphyry: 4—Quartz diorite: 5—Diorite porphyrite: 6—Granite porphyry: 7—Monzonite granite: 8—Fault: 9—Skarn: 10—Cu ore body: 11—Mo ore body: 12—W ore body: 13—composite ore body

脉状的铜矿体。随着深度的增加,砂卡岩中黄铜矿、 黄铁矿含量增加,有少量辉钼矿出现,形成矽卡岩 型铜钼矿体或是铜钨钼复合矿体,同时石英脉型矿 化增强,以黄铜矿和黄铁矿为主,含少量辉钼矿,形 成一些石英-黄铜矿-黄铁矿±辉钼矿脉,随深度的进 一步增加,砂卡岩中钨矿化减弱,铜钼矿化增强,但 铜矿化强于钼矿化,形成矽卡岩型的铜钨钼复合矿 体或铜钼复合矿体,同时石英脉型矿化增强,形成一 系列石英脉型铜矿体或是铜钼矿体;更深处,砂卡岩 型矿化进一步减弱,石英脉型矿化增强,钨矿化减 弱,铜、钼矿化增强,形成一些脉状、网脉状的石英-长石-硫化物(黄铜矿、辉钼矿或黄铁矿)脉及石英-硫 化物(黄铜矿或辉钼矿)脉。在局部较深的钻孔中还 出露有少量的斑岩型矿化,以铜矿化为主,伴有少量 的钼矿化。

根据脉体之间的相互穿插关系,矿石结构、构造,矿物组合及岩相学特征,努日矿床的成矿作用从 早到晚可依次划分为5个成矿阶段(图4):1早期矽 卡岩阶段,主要形成石榴子石、透辉石及少量硅灰石 等无水硅酸盐矿物,其中硅灰石形成相对较晚,常分 布在石榴子石和透辉石颗粒间隙中,该阶段矿化不 发育;11矽卡岩退化蚀变阶段,常形成绿帘石、角闪 石和少量透闪石、符山石等含水矿物及少量的石英, 该阶段还发育少量磁铁矿。磁铁矿多呈致密块状产 出,交代早期的石榴子石、透辉石等矿物,而绿帘石、 角闪石及透闪石等含水矿物则交代了早期形成的无 水硅酸盐矿物;111氧化物阶段,矿区内最主要的钨矿 化阶段,主要形成白钨矿及少量的磁铁矿、黄铜矿、

		砂卡岩期		石英矿		表生期							
矿物	早期砂卡岩 阶段	退化蚀变阶段	氧化物阶段	石英-硫化物 阶段	石英-碳酸盐 阶段	表生氧化阶段							
石榴子石				A Da									
透辉石			A C	O.									
硅灰石		•											
绿帘石			11 0 Mar										
阳起石			El Ansi										
符山石			alle .										
透闪石													
磁铁矿			-										
白钨矿	Nº 1												
黄铜矿	x U	1			•								
黄铁矿	1 U												
辉钼矿	12				•								
斑铜矿													
黝铜矿													
闪锌矿				-									
石英													
绿泥石					-								
方解石													
赤铁矿													
铜蓝													
孔雀石													

图 4 努日铜钨钼矿床矿物生成顺序表

Fig. 4 Mineral-forming sequence in the Nuri Cu-W-Mo deposit



图 5 努日矿床典型砂卡岩矿物显微照片

A. 自形结构的粗粒的石榴子石; B. 石榴子石颗粒的环带及其间分布的透辉石颗粒; C. 砂卡岩中的透辉石; D. 砂卡岩中的阳起石; E. 呈 片状的硅灰石颗粒中分布的透辉石: F. 呈放射状晶簇的硅灰石; G. 退化蚀变阶段形成的绿帘石; H. 绿帘石沿着环带交代早期的石榴子 石; I. 后期形成的石英、透闪石、绿帘石等交代早期形成的石榴子石、透辉石等; I. 被透辉石、碳酸盐交代的石榴子石背散射图片; K. 被透 辉石、碳酸盐交代的石榴子石空隙中发育的白钨矿

Act一阳起石; Wo一硅灰石; Di一透辉石; Gr一石榴子石; Cc一碳酸盐; Sch一白钨矿; Ep一绿帘石; Tr一透闪石; Q一石英

Fig. 5 Microphotograph of skarn minerals in the Nuri deposit

A. Euhedral texture, coarse garnet; B. Oscillatory zonation patterns in garnet, diopsides distributed in garnets; C. Diopsides; D. Actionlites distributed in skarn; E. Diopsides distributed in wollastinite; F. Wollastonite as radiate druse; G. Epidotes formed at retrograde stage; H. Garnets replaced by epidotes along the oscillatory zonation; I. Garnets and diopsides of early stage replaced by quartz, tremolite and epidote of late stage; J. BSE image of garnet, which is replaced by diopsides and carbonates: K. Scheelites developed in garnet, which is replaced by diopsides and carbonates Act-Actionlite; Wo-Wollastinite; Di-Diopside; Gr-Garnet; Cc-Carbonate; Sch-Scheelite; Ep-Epidote; Tr-Tremolite; Q-Quartz

424

黄铁矿和辉钼矿等硫化物 ,伴有少量的石英生成。 白钨矿粒径较小,主要呈不规则状、他形粒状,浸染 状分布于矽卡岩矿物颗粒中,常沿着矿物的裂隙交 代早期的石榴子石、透辉石等矿物,与石榴子石关系 密切,少量白钨矿与黄铜矿、辉钼矿等硫化物共生; ₩石英-硫化物阶段,矿区内最重要的铜、钼矿化阶 段,该阶段除了形成大量的石英、绿泥石等矿物外, 还有大量的黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、黝铜矿、斑铜矿 及极少量的闪锌矿等硫化物生成。同时,在围岩、砂 卡岩和侵入体中形成了大量的石英-硫化物脉,形成 矿区内的脉状矿体; \7 石英-碳酸盐阶段,出现了大 量的石英-方解石脉 ,几乎不含或只含很少量的黄铁 矿 穿插了早期的矽卡岩及围岩 标志着整个矿区的 成矿作用已基本结束。后期的表生氧化阶段,出露 地表的一些矿石被氧化,形成含有孔雀石、褐铁矿等 矿物的氧化矿石。

3 矽卡岩矿物学特征

努日矿区砂卡岩十分发育,主要由一些钙硅酸 盐矿物组成,且常常与白钨矿、黄铜矿等矿石矿物共 生,多呈交代、溶蚀等结构,说明这些钙硅酸盐矿物 和金属矿物是在统一、连续的过程中形成的,两者关 系密切。在矿区内挑选15个分布在不同空间位置、 具有代表性的样品,对其中形成于不同阶段的矿物, 如石榴子石、透辉石、硅灰石、角闪石及绿帘石等,在 中国科学院地质与地球物理研究所电子探针实验室 进行电子探针分析,使用仪器型号为JXA-8100型, 测试加速电压为20 kV,电流为20 nA,束斑 5 μm。

3.1 石榴子石

石榴子石通常呈红褐色-褐色,主要呈菱形十二 面体或四角三八面体的自形-半自形粒状结构,粒径 一般小于 3 mm,部分可达 5 mm 以上,部分具有环 带结构(图 5A、5B、5J),是努日矽卡岩中最主要的造 岩矿物,在部分区域可占整个矽卡岩矿物总含量的 70%~80%。努日矿床中石榴子石的电子探针分析 结果见表 1,计算得出的端员组分如图 6 所示,以钙 铝榴石和钙铁榴石为主,含有少量的铁铝榴石和锰 铝榴石,这与世界上典型的矽卡岩型钨矿和铜矿的 石榴子石组分具有相似的分布区间。其中,钙铝榴 石的质量分数变化范围是 34.22%~78.54%,钙铁 榴石的变化范围是 20.13%~53.86%,铁铝榴石和 锰铝榴石的变化范围是 0.82%~11.93%。结合南 (ZK4103-110)中(ZK1203-218)北(ZK302-33)三 个矿段中石榴子石端员组分的变化,发现随着空间 位置由南矿段到北矿段的变化,石榴子石的端员组 分逐渐由以钙铁榴石为主转变为以钙铝榴石为主 (图7A),假设努日矿床的石榴子石主要由钙铝榴石 和钙铁榴石组成,在图7B中更加明显的体现了这种 变化趋势。同时,同一钻孔中不同深度(ZK1203孔 129 m、218 m、248 m)的砂卡岩中石榴子石分析结果 也显示了相似的变化趋势(图7C、7D),随着深度的 变化,石榴子石也逐渐由以钙铁榴石为主转变为以 钙铝榴石为主。

3.2 辉石

辉石是努日矿区的砂卡岩中另一种重要的硅酸 盐矿物,粒径一般在 0.1~0.15 mm 之间(图 5C、 5J),常呈半自形-他形粒状或集合体出现,并交代早 期的石榴子石,部分透辉石也分布在硅灰石颗粒的 裂隙中。电子探针分析结果见表 2。努日矿床中辉 石的端员组分主要以透辉石和钙铁辉石为主,含有 极少量的锰钙辉石,其中透辉石的质量分数变化范 围是 63.4%~87.8%,钙铁辉石在 11.7%~31.4% 之间,这与世界上典型的砂卡岩型铜矿床的辉石具 有极其相似的特征(图 6)。通过对同一钻孔,不同深 度的辉石进行系统的分析,结果显示:随着深度的增 加,辉石的成分也在逐渐变化,透辉石所占比例减 小,而钙铁辉石的含量相对增加(图 8),Fe²⁺含量逐 渐增加,这说明形成砂卡岩的物理化学条件可能随 着深度的变化也逐渐发生变化。

3.3 硅灰石

硅灰石是矿区内除石榴子石、透辉石外,另一种 重要的无水硅酸盐矿物,粒径一般在 0.2 mm 左右, 含量相对低于石榴子石和透辉石,主要呈长柱状、放 射状(图 5E、5F),常分布在石榴子石和透辉石等矿 物的间隙中,在局部地区含量很高,可形成以硅灰石 为主的砂卡岩。分析结果(表 3)表明,努日矿区的硅 灰石主要含有 SiO₂、CaO、极少量的 MnO 及微量的 FeO,这与硅灰石的理想晶体结构式 Ca₃(Si₃O₉)相一 致,而那些少量的 Mn、Fe 等元素则可能以类质同象 的形式代替了 Ca。显微镜下观察发现,硅灰石多是 充填在早期的石榴子石和透辉石颗粒中,而其化学 成分中 Fe、Mg、Mn 含量较低,一方面可能是由于晶 体结构的缘故造成,另一方面也可能是由于形成硅 灰石的流体中 Fe、Mg、Mn 的含量较低的缘故。同 时通过地表观察可以发现硅灰石多是分布在矿区的

表 1 努日矿床代表性石榴子石电子探针分析数据

Table 1 Representative garnet analyses from the Nuri deposit

	1#							2#			3 #	4#	5 #		6#	7 [‡]
		柞	亥边				柞	亥边			核	核边	边		亥边	边
								re	(Β) /%)						
SiO_2	37.45	38.52	38.33	37.91	37.33	36.75	37.39	35.96	37.73	35.95	36.53	36.65 36.82	36.97	37.28	36.81	37.28
${\rm TiO}_2$	0.00	0.00	0.13	0.25	0.43	0.04	0.37	0.38	0.04	0.33	0.30	0.91 0.84	1.19	0.93	0.50	0.68
Al_2O_3	14.83	12.21	15.99	13.18	11.09	13.89	13.94	9.44	14.78	9.50	9.99	15.68 14.72	16.22	16.72	13.33	16.57
Cr_2O_3	0.01	0.05	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00 0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
FeO	8.80	12.65	7.94	11.10	14.26	10.15	10.65	16.54	10.02	16.89	16.47	7.90 9.24	6.72	6.14	11.21	7.07
MnO	2.87	2.67	1.21	1.02	1.21	1.81	1.83	1.83	0.96	3.75	1.98	0.67 0.54	0.27	0.46	0.84	0.71
MgO	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04	0.05	0.08	0.06	0.02	0.07	0.07	0.05 0.08	0.06	0.08	0.08	0.07
CaO	33.83	32.79	35.37	35.32	34.20	34.07	33.91	32.08	34.86	29.92	32.44	34.98 35.21	35.88	35.24	34.56	35.23
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.05	0.06	0.00	0.02	0.08	0.03	0.00 0.02	0.04	0.00	0.00	0.01
K_2O	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02 0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.06	0.03	0.02	0.04	0.00	0.10	0.00	0.00	0.05	0.09	0.05	0.04 0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
F	0.34	0.00	0.15	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 0.00	0.12	0.07	0.00	0.01
Cl	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00 0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
总和	98.23	98.99	99.22	98.95	98.69	96.96	98.27	96.34	98.52	96.62	97.93	96.90 97.47	97.51	97.03	97.38	97.64
						以	12 个氧	鳳原子り	b基准i	†算的阳	离子数	aU				
Si	2.98	3.04	2.99	2.99	2.98	2.96	2.97	2.96	2.97	2.97	2.96	2.92 2.93	2.93	2.95	2.95	2.94
Ti	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.06 0.05	0.07	0.06	0.03	0.04
Al	1.39	1.14	1.47	1.23	1.04	1.32	1.30	0.92	1.37	0.93	0.95	1.47 1.38	1.51	1.56	1.26	1.54
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.59	0.83	0.52	0.73	0.95	0.68	0.71	1.09	0.64	1.08	1.06	0.53 0.62	0.45	0.41	0.75	0.47
Fe^{2+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.09	0.06	0.00 0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.19	0.18	0.08	0.07	0.08	0.12	0.12	0.13	0.06	0.26	0.14	0.05 0.04	0.02	0.03	0.06	0.05
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01 0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	2.88	2.77	2.95	2.98	2.92	2.94	2.88	2.83	2.94	2.65	2.82	2.99 3.00	3.04	2.99	2.96	2.98
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00 0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 _C	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00 0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Gro	65.07	51.34	71.69	61.74	49.59	62.37	60.43	39.52	65.33	34.22	40.62	72.32 68.23	77.37	78.54	60.57	75.10
And	28.51	42.25	25.56	35.96	47.41	33.41	35.13	54.30	31.95	53.86	52.46	26.00 30.26	21.75	20.13	37.14	23.06
Sp + Pyr	6.40	6.25	2.74	2.27	2.88	4.22	4.40	6.08	2.73	11.93	6.76	1.69 1.50	0.82	1.33	2.20	1.83

注:Gro—钙铝榴石;And—钙铁榴石;Sp—锰铝榴石;Pyr—镁铝榴石。

外缘,矿化作用相对较弱的部位,这些都说明矿区内的硅灰石是由流体的交代作用而形成的,形成相对晚于石榴子石、透辉石等矽卡岩矿物,而且这种流体相对于形成石榴子石、透辉石的流体,Fe、Mg、Mn含量较低,这可能是初始流体演化至后期的结果。

3.4 角闪石

角闪石是努日矿区内一种重要的含水砂卡岩矿物,通常呈短柱状分布在早期形成的石榴子石、透辉石及硅灰石的裂隙中(图 5D)。电子探针分析结果见表 4,其化学成分: $\mathfrak{u}(Al_2O_3)$ 为 5.67% ~8.8%, $\mathfrak{u}(FeO+Fe_2O_3)$ 为 11.25% ~16.04%, $\mathfrak{u}(MgO)$ 为 10.94% ~13.79%, $\mathfrak{u}(CaO)$ 为 11.69% ~12.72%,

 $w(Na_2O)$ 为 0.65% ~ 1.09%。根据 Leake 等 (1997)的分类,所有的角闪石都落在阳起石-镁角闪 石区域(图9),这与赵一鸣等(2003)对中国与花岗 岩、碱性岩类和碱性花岗岩类有关的砂卡岩中的角 闪石测定结果相一致。本次研究的努日砂卡岩中角 闪石的w(F)在 0.25% ~ 0.47%之间。与世界上其 他的一些砂卡岩型 W 或 W-Sn 矿床相比(图 10),努 日矿区角闪石的w(F)与阿拉斯加钨矿(Newberry et al., 1997)和 Cantung 矿床(Zaw et al., 1978)的 相似,相对低于 Riba de Alva 钨矿(Gaspar et al., 2000)和柿竹园 W-Sn-Mo-Bi 多金属矿床(毛景文等, 1998),而F含量的高低与金属硫化物的沉淀具有直接、 陈



图 6 努日矿床石榴子石(A)透辉石(B)的成分组成,并与世界其他砂卡岩矿床的石榴子石、辉石成分比较 (据 Meinert 2005 修改)

Fig. 6 Compositional plot of garnets (A), diopsides (B) in comparison with other skarn deposits in the world (modified after Meinert 2005)

密切的联系。

3.5 绿帘石

绿帘石是矿区内最重要的含水砂卡岩矿物,产 出晚于石榴子石、透辉石,常常与角闪石、石英等共 同交代早期形成的石榴子石等矿物,通常呈绿色或 深绿色,常呈粒状、条状或粒状集合体出现(图 5G, H),在局部地区形成绿帘石砂卡岩。电子探针分析 结果(表 5)表明,努日矿区砂卡岩中的绿帘石主要化 学成分含量: $w(SiO_2)$ 为 37.11% ~ 38.2%, u(CaO)为 22.49% ~ 23.8%, $u(Al_2O_3)$ 为 22.68% ~ 24.9%, $u(Fe_2O_3)$ 为 9.24% ~ 12.68%, u(MnO)为 0.06% ~ 1.37%。努日矿区内的绿帘石普遍富 Fe ,Fe/(Fe+Al)比值在 2.0~2.6 之间,组成上主要 以绿帘石为主(图 11)。

4 讨 论

4.1 矽卡岩矿物空间分布特征

矿物的分布特征一直是矽卡岩型矿床研究的焦

点之一,在大多数矽卡岩型矿床中,石榴子石和辉石 的分布具有一定的模式特征 通常在砂卡岩和灰岩 的接触带的近端分布有石榴子石等矿物 远端分布 有辉石和硅灰石(或是钙蔷薇辉石、蔷薇辉石等)等 矿物(Burt, 1977; Harris et al., 1982),而且随着逐 渐远离接触带及蚀变作用的影响, 矽卡岩矿物的成 分也具有一定的变化趋势。毛景文等(1998)、陆琦 等(2001)通过对柿竹园矿区石榴子石的空间分布特 征研究,指出随着矽卡岩与岩体之间距离的增加及 蚀变作用的延续 石榴子石成分具有由钙铁榴石向 钙铝榴石变化的趋势。Harris 等(1982)通过对矽卡 岩中辉石的研究指出,辉石的成分随着由接触带向 围岩(大理岩或灰岩等)方向距离的逐渐增加,辉石 中 Fex Mn 的含量逐渐增加。这些也都说明矽卡岩 中矿物成分的变化对于指示热液流体的流动方向及 交代蚀变作用的强弱变化具有一定的指示意义。区 内矽卡岩矿物的显微镜下观察及电子探针分析显 示,分布在矿区内不同空间位置的石榴子石,在从南 矿段至北矿段的水平方向和钻孔不同深度的垂向



图 7 努日矿床中不同矿段(A、B)和同一钻孔不同深度(129 m、218 m、248 m, C、D)石榴子石组分的变化 Fig. 7 Change of composition of garnets in different ore block (A,B) and depths (129 m, 218 m, 248 m of ZK 1203 or drill hole, C,D) in the Nuri deposit

上 端员组分都是逐渐由以钙铁榴石为主转变为 以钙铝榴石为主(图7A、7B、7D)。在垂向上不仅石 榴子石的成分具有特征性变化,辉石的成分也呈规 律性的变化,随着深度的增加,钙铁辉石所占比例逐 渐增加。这些说明随着空间位置的变化,流体的交 代作用可能在逐渐减弱。同时,通过野外观察,可以 发现矿区南部常形成矿物颗粒粗大、脉体较宽的矽 卡岩,而在矿区的北部,穿插于地层中的矽卡岩脉通 常较窄,还伴生有大量的大理岩脉,这些现象进一步 说明从矿区的南部到北部,流体的交代作用在逐渐 减弱。努日矿区内的矽卡岩主要表现为顺层产出, 具有向西或西南倾向特征,与碳酸盐岩地层产状相 似,说明矿区内广泛出露的矽卡岩可能是由流体沿 着断裂、层间破碎带或岩性转变处,对碳酸盐岩地层 进行交代而形成的,而这些断裂或层间破碎带与地 层具有相同的产状(图 3C)。结合上述砂卡岩矿物 的空间分布及矿区地层和砂卡岩的产状特征,推测 矿区的西部或西南部可能更接近侵入体和地层的接 触带或流体运移的主要通道,具有形成巨厚砂卡岩 的潜力。Somarin(2004)对伊朗西北部的一些砂卡 岩型铜矿中的石榴子石进行研究,指出钙铁榴石占 主体的砂卡岩中Cu的含量常常要高于钙铝榴石占 主体的砂卡岩,并认为石榴子石的成分变化可以作 为砂卡岩型Cu矿的找矿标志。结合努日矿区内石 榴子石成分的变化,推测矿区的南部或西南部具有 寻找Cu矿的可能性。

4.2 石榴子石的环带特征

在变质或热液交代作用中形成的石榴子石常常 具有振荡环带结构,而且不同环带之间在化学成分 上具有明显的差别。在矽卡岩型矿床中,这些具有

表 2 努日矿区代表性辉石电子探针分析数据

Table 2	Representative	pyroxene analyses	from	the Nuri	deposit

	1 #	2#	3#	4#	5#	6#	7#	8#	9#	10 #	11#	12#	13 [#]	14 [#]	15 [#]	16#
							w	(В У %								
SiO_2	52.20	52.11	52.67	52.75	53.43	52.30	52.49	53.04	53.16	54.74	53.54	53.05	52.70	54.20	54.49	54.11
TiO_2	0.00	0.04	0.02	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.10	0.01	0.00	0.05
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	0.25	0.15	0.33	0.12	0.27	0.41	0.17	0.27	0.12	0.13	0.10	0.14	1.12	0.19	0.17	0.27
$\mathrm{Cr}_2\mathrm{O}_3$	0.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.02
FeO	9.16	9.64	7.29	8.35	7.74	8.06	9.31	7.89	6.45	4.57	5.62	6.53	6.85	3.88	3.72	4.47
MnO	1.38	1.59	1.38	2.28	1.24	1.50	1.43	1.18	1.39	0.51	1.01	1.35	0.31	0.16	0.13	0.32
MgO	11.62	10.91	12.63	11.29	12.45	11.61	11.11	12.33	13.03	15.52	13.90	13.18	13.19	15.27	15.60	15.01
CaO	24.69	24.75	24.90	25.07	24.82	24.42	24.74	24.86	25.32	25.08	25.42	24.78	24.83	25.58	25.50	25.36
Na ₂ O	0.15	0.07	0.11	0.08	0.13	0.15	0.20	0.09	0.07	0.12	0.08	0.08	0.16	0.08	0.24	0.14
K_2O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00
NiO	0.03	0.06	0.05	0.05	0.08	0.02	0.03	0.03	0.06	0.04	0.01	0.03	0.04	0.08	0.10	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.13	0.00
总和	99.56	99.33	99.42	99.99	100.22	98.58	99.51	99.71	99.66	100.76	99.71	99.19	99.31	99.50	100.19	99.75
						以61	个氧为基	准计算的	匀阳离子	数						
Si_{T}	1.987	1.994	1.989	1.998	2.001	1.998	1.999	1.998	1.996	2.001	1.997	1.998	1.977	2.002	2.001	1.998
Al_T	0.000	0.006	0.011	0.002	0.000	0.002	0.001	0.002	0.004	0.000	0.003	0.002	0.023	0.000	0.000	0.002
$\mathrm{Al}_{\mathrm{M1}}$	0.000	0.001	0.004	0.004	0.012	0.016	0.006	0.010	0.002	0.005	0.001	0.004	0.026	0.008	0.007	0.010
Ti _{M1}	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001
Cr _{M1}	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Fe_{M1}^{3+}	0.038	0.012	0.021	0.005	0.000	0.000	0.013	0.000	0.011	0.000	0.012	0.002	0.005	0.000	0.012	0.000
$Fe_{M1^+M2}^{2^+}$	0.253	0.296	0.209	0.259	0.243	0.258	0.283	0.249	0.191	0.140	0.163	0.204	0.210	0.120	0.102	0.138
Mn_{M1}	0.045	0.052	0.044	0.073	0.039	0.048	0.046	0.038	0.044	0.016	0.032	0.043	0.010	0.005	0.004	0.010
$Mg_{M1 + M2}$	0.659	0.622	0.711	0.638	0.695	0.661	0.631	0.692	0.730	0.846	0.773	0.740	0.738	0.841	0.854	0.826
Ni _{M1}	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000
Ca _{M2}	1.007	1.015	1.008	1.017	0.996	0.999	1.009	1.004	1.019	0.982	1.016	1.000	0.998	1.013	1.003	1.003
Na _{M2}	0.011	0.005	0.008	0.006	0.009	0.011	0.015	0.007	0.005	0.008	0.005	0.006	0.012	0.006	0.017	0.010
K _{M2}	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000
总离子数	4.003	4.006	4.009	4.003	3.999	3.996	4.004	4.003	4.006	4.000	4.003	4.001	4.003	3.998	4.007	3.999
				N.N			辉石组	分 u(B	У%							
Di	66.3	63.4	72.2	65.4	71.1	68.3	64.8	70.7	74.8	84.5	78.9	74.8	76.7	87.0	87.8	84.8
Hd	29.2	31.4	23.3	27.1	24.8	26.6	30.4	25.4	20.7	13.9	17.9	20.8	22.3	12.4	11.7	14.2
Jo	4.5	5.2	4.5	7.5	4.0	5.0	4.7	3.8	4.5	1.6	3.3	4.4	1.0	0.5	0.4	1.0

注:Di-透辉石;Hd-钙铁辉石;Jo-锰钙辉石。

振荡环带的石榴子石,环带的成分变化反映了水岩 反应特征并能对热液流体的演化过程提供重要的信 息(Jamtveit et al., 1993;Crowe et al., 2001;Smith et al., 2004)。努日矿区中的石榴子石的边部环带 结构明显,而核部则不明显。对颗粒较大、具有明显 振荡环带特征的石榴子石进行成分剖面测试(图 12),电子探针数据显示,不同环带的化学组成具有 一定的差异,最显著的差异表现为钙铁榴石和钙铝 榴石含量呈交替变化,而且这种成分的变化与背散 射图像中石榴子石环带的明暗变化相一致,也与石 榴子石中 FeO_t 和 Al₂O₃ 含量具有相反的变化趋势 相对应。从图 12 中还可以发现,TiO₂ 与 FeO_T 具有 相同的变化趋势,说明两者可能具有相同或相似的 替代关系 ;而 MnO 和 MgO 的含量变化不明显,这可 能与石榴子石中锰铝榴石和镁铝榴石含量较少有 关。这些成分特征的变化表明,石榴子石在结晶生 长的过程中流体成分及物理化学环境等并非保持不 变,是动态变化的,而这种呈幕式变化的成分特征, 即可能是流体化学成分的自身再平衡的结果(Holten et al.,2000),也可能是由于石榴子石在生长过程中流 表 3 努日矿床代表性硅灰石电子探针分析数据

Table 3 Representative wollastonite analyses from the Nuri deposit

	1#	2#	3#	4#	5#	6#	7♯	8#	9♯	10#	11#	12#	13 [#]	14#	15 [#]
							u(B	У%							
SiO_2	50.01	50.33	50.68	50.34	50.42	50.03	42.19	49.79	49.82	50.05	50.19	49.75	50.47	49.15	50.34
${\rm TiO}_2$	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	15.57	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	0.00	0.04	0.00	0.06	0.01	0.00	1.05	0.02	0.04	0.05	0.03	0.00	0.01	0.09	0.04
$\mathrm{Cr}_2\mathrm{O}_3$	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.01	0.06	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	1.20	0.01
FeO	0.11	0.15	0.16	0.08	0.12	0.11	0.17	0.24	0.16	0.05	0.09	0.12	0.16	0.14	0.15
NiO	0.00	0.00	0.06	0.02	0.01	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
MnO	0.64	0.48	0.44	0.69	0.72	0.61	0.38	0.52	0.48	0.89	0.84	0.78	0.57	0.76	0.79
MgO	0.05	0.03	0.00	0.04	0.05	0.00	0.03	0.06	0.01	0.03	0.04	0.02	0.05	0.04	0.00
CaO	47.82	48.00	47.65	47.96	47.38	47.76	39.78	47.84	47.95	47.61	47.92	48.23	48.71	47.18	48.06
Na ₂ O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01
K_2O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
F	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00
总和	98.64	99.07	99.08	99.26	98.80	98.55	99.70	98.60	98.59	98.79	99.13	98.96	100.03	98.65	99.40
						以9个	氧为基准i	计算的刚	日离子数			2711			
Si	0.987	0.988	0.993	0.987	0.992	0.988	0.828	0.984	0.985	0.987	0.986	0.982	0.984	0.974	0.987
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.230	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.024	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000
Fe^{2+}	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.004	0.003	00.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mn	0.011	0.008	0.007	0.011	0.012	0.010	0.006	0.009	0.008	0.015	0.014	0.013	0.009	0.013	0.013
Mg	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Ca	1.012	1.010	1.001	1.008	0.999	1.011	0.837	1.013	1.016	1.006	1.009	1.020	1.018	1.002	1.009
Na	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.0000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Κ	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000



Fig. 8 Change of composition of pyroxene in different depths of the Nuri deposit

体流量的改变而引起生长速率改变而造成的 (Jamtveit et al., 1993; Jamtveit, 1999)。努日矿区具 有环带结构的石榴子石核部成分均一,而边部的成 分变化明显 ,说明形成边部的外界条件与核部有所 不同,而且相对晚于核部而形成,可能是由石榴子石 的再生长而实现的。在流体的水岩反应过程中,早 期由于裂隙的孔隙率较大 流体流量较大 流体中的 化学成分均一,有利于结晶后流体成分的再平衡,因 此形成了成分均匀的石榴子石核部。 与此同时,一 些透辉石或硅灰石也相继结晶 形成类似图 51 和图 12A 这种在石榴子石核部结晶形成的透辉石。伴随 着透辉石等矿物的结晶 裂隙中的孔隙率逐渐减小, 流体流量也逐渐减小 造成生长速率发生改变 而此 时流体成分的自身再平衡就难以在瞬间完成。随着 孔隙度和流体流量的持续降低,会造成流体的暂时 平静和孔隙的暂时封闭,在短暂的平静期内流体成 分会再次达到平衡 同时流体的压力会逐渐升高 而

表 4 努日矿床代表性角闪石电子探针分析数据 Table 4 Representative amphibole analyses from the Nuri deposit

	1 #	2#	3#	4#	5#	6#	7‡	8#	9#	$10^{\#}$
					ω(Β) /%					
SiO_2	43.37	46.53	46.80	45.60	44.53	44.31	45.12	47.57	45.93	45.38
${\rm TiO}_2$	0.23	0.08	0.05	0.13	0.23	0.17	0.11	0.07	0.19	0.12
Al_2O_3	8.80	6.28	7.65	5.67	8.61	7.21	7.62	6.41	6.40	6.49
FeO	16.04	13.05	13.66	13.73	15.27	15.25	12.97	11.25	13.07	13.67
MnO	0.51	0.41	0.45	0.57	0.64	0.53	0.44	0.41	0.38	0.34
MgO	11.21	13.16	12.71	13.20	10.94	11.53	12.30	13.79	13.44	13.11
CaO	11.94	12.07	11.97	12.72	11.69	11.87	11.76	11.92	12.46	12.44
Na ₂ O	0.99	0.83	0.95	0.77	0.88	1.09	0.75	0.65	0.77	0.81
K_2O	1.72	0.92	0.99	0.82	1.77	0.73	1.08	0.48	0.76	0.90
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.81	0.04	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02
F	0.44	0.45	0.44	0.36	0.27	0.25	0.41	0.39	0.47	0.45
Cl	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03
总和	95.25	93.85	95.72	93.63	94.85	93.79	92.64	93.00	93.89	93.76
				以 23 个氧	为基准计算	的阳离子数		<u>)</u>		
Si_{T}	6.706	7.126	7.035	7.062	6.865	6.949	7.005	7.235	7.039	7.000
Al_T	1.294	0.874	0.965	0.938	1.135	1.051	0.995	0.765	0.961	1.000
Al_{C}	0.309	0.259	0.390	0.096	0.429	0.282	0.400	0.383	0.195	0.179
$\mathrm{Fe}_{\mathrm{C}}^{3+}$	0.323	0.599	0.590	0.487	0.434	0.463	0.602	0.773	0.566	0.509
Cr _C	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.100	0.005	0.001	0.000	0.000
Ti _C	0.026	0.009	0.005	0.015	0.026	0.020	0.013	0.007	0.022	0.014
Ni _C	0.000	0.007	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.002
Mg _C	2.585	3.004	2.847	3.046	2.515	2.694	2.847	3.127	3.070	3.015
Fe_C^+	1.751	1.073	1.127	1.290	1.535	1.435	1.082	0.659	1.108	1.254
Mn_C	0.006	0.051	0.036	0.060	0.061	0.004	0.050	0.047	0.038	0.026
Fe _B '	0.000	0.000	0.004	0.006	0.000	0.102	0.005	0.003	0.001	0.000
Mn _B	0.062	0.000	0.017	0.009	0.023	0.066	0.003	0.003	0.011	0.017
Ca _B No	1.958	1.982	1.927	1.985	1.950	1.852	1.950	1.942	1.988	1.985
LNaB Ca	0.000	0.018	0.001	0.121	0.047	0.000	0.005	0.032	0.000	0.000
Na	0.297	0.226	0.004	0.231	0.217	0.331	0.185	0.135	0.030	0.243
K _A	0.340	0.179	0 190	0.161	0.349	0.146	0.213	0.092	0.148	0.176



deposit (base map after Leake et al. , 1997)

当流体的压力较高时流体会再一次流动,这种脉动 式流体会造成整个热液系统压力、温度的不断变化, 也引起流体中不同成分溶解度的变化,而正是这种 物理化学条件的改变使得流体在相对早期的、成分 均匀的石榴子石核部外围形成了具有明显成分变化 的环带。同时,对石榴子石不同环带进行的 LA-ICP-MS 微量和稀土元素的测试也显示,同一石榴子石不 同环带的稀土元素总量和 Eu、Ce 等异常具有相应的 变化特征,而这种变化也与石榴子石形成过程中物 理化学条件的动态平衡相对应(作者待发表数据)。 Dziggel 等(2009)对纳米比亚 Navachab 金矿中的石 榴子石研究也证明这种脉动式流体对石榴子石环带 的形成具有重要作用。因此,努日矿区内石榴子石 的成分环带变化特征可能不能仅仅通过流体的化学

表 5 努日矿床代表性绿帘石电子探针分析数据 Table 5 Representative amphibole analyses from the Nuri deposit

							· · ·								
	1#	2#	3#	4 #	5#	6#	7 [♯]	8#	9#	10#	11#	12#	13 [#]	14 [#]	15 [#]
							u(B	У%							
SiO_2	37.40	37.53	37.29	37.57	37.65	37.25	37.11	37.23	37.29	37.57	37.78	37.31	37.82	37.39	38.20
${\rm TiO}_2$	0.09	0.21	0.04	0.00	0.00	0.14	0.01	0.20	0.11	0.10	0.13	0.13	0.15	0.51	0.08
Al_2O_3	23.21	23.05	22.68	24.52	23.63	24.55	23.43	24.90	23.73	23.60	23.52	24.15	24.35	23.39	23.92
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.07	0.05
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	11.87	11.76	12.68	9.74	11.58	10.16	11.35	9.24	10.68	10.85	10.96	10.46	10.46	10.25	10.85
NiO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00
MnO	0.06	0.18	0.18	0.19	0.14	0.50	0.46	0.37	0.35	0.35	0.45	1.37	0.30	0.33	0.35
MgO	0.01	0.04	0.08	0.01	0.00	0.05	0.06	0.07	0.02	0.05	0.10	0.05	0.12	0.18	0.09
CaO	23.46	23.47	23.69	23.80	23.52	23.20	23.39	23.71	23.05	22.83	23.29	22.49	23.80	23.61	23.45
Na ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.14	0.09	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00
K_2O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.10	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
总和	96.16	96.29	96.55	95.89	96.61	95.88	95.87	95.77	95.47	95.51	96.34	95.99	97.05	95.77	96.99
						以12.51	个氧为基	准计算的	阳离子数	Į	a				
Si	3.114	3.120	3.109	3.099	3.113	3.081	3.098	3.070	3.110	3.129	3.125	3.096	3.095	3.105	3.130
Ti	0.005	0.013	0.002	0.000	0.000	0.009	0.000	0.013	0.007	0.006	0.008	0.008	0.009	0.032	0.005
Al	2.277	2.259	2.229	2.384	2.303	2.394	2.305	2.420	2.333	2.317	2.293	2.362	2.348	2.289	2.310
Cr	0.001	0.001	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.005	0.003
Fe^{3+}	0.722	0.715	0.771	0.590	0.700	0.616	0.693	0.560	0.652	0.661	0.663	0.635	0.627	0.624	0.651
Ni	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
Mn^{3+}	0.004	0.011	0.011	0.011	0.009	0.031	0.028	0.023	0.021	0.021	0.027	0.084	0.018	0.020	0.021
Mg	0.001	0.005	0.010	0.002	0.000	0.006	0.008	0.008	0.003	0.006	0.012	0.006	0.015	0.022	0.011
Ca	2.093	2.091	2.116	2.103	2.084	2.056	2.092	2.095	2.060	2.038	2.065	1.999	2.087	2.101	2.058
Na	0.004	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005	0.001	0.002	0.022	0.015	0.001	0.000	0.001	0.005	0.000
Κ	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000



图 10 努日矿床砂卡岩中角闪石的 FeO_T-F 关系图,其中 Riba de Alva 矿床数据引自 Gaspar 等(2000),Cantung 引自 Zaw 等(1978),Alaskan W skarn 引自 Newberry 等(1997), 柿竹园引自毛景文等(1998)

Fig. 10 FeO_T-F diagram for the Nuri skarn amphiboles compared with those from the Riba de Alva (after Gaspar et al. , 2000), Cantung E zone (after Zaw et al. , 1978),

Alaskan W skarns (after Newberry et al. , 1997) and Shizhuyuan (after Mao et al. ,1998) 成分的自身再平衡或生长过程中流体流量的改变而 引起生长速率的改变来实现,而是依靠两者的共同 作用完成的。

4.3 矽卡岩形成的氧化还原条件

矽卡岩在形成过程中氧化还原环境、成矿流体 的酸碱度的变化对矽卡岩型矿床及矿化类型的形成 具有重要的作用。Sato(1980)及其他一些学者认 为,还原条件下形成的矽卡岩具有较高的Fe²⁺/Fe³⁺ 比值,而氧化环境下形成的矽卡岩具有较低的Fe²⁺/ Fe³⁺比值。Einaudi等(1981)Brown(1985)Lu等 (2003)认为矽卡岩的氧化还原条件能够根据石榴子 石和辉石的成分来判定。Kwak(1994)Lu等 (2003)认为,钙铁榴石和富Mg的透辉石常常形成于 氧化环境,而钙铝榴石和钙铁辉石常常形成于还原 环境。努日矿区内出露大量的透辉石和钙铁榴石, 以及含量较少的钙铁辉石,这些都暗示矿区内的矽 卡岩可能形成于一种氧化环境。同时矿区内出现大 量的绿帘石(富Fe³⁺)也暗示了矽卡岩可能形成于一 种氧化环境。

赵一鸣等(1990)通过对中国主要的矽卡岩型矿





床进行系统研究后 ,提出可用矽卡岩中共生的单斜 辉石-石榴子石矿物对的含铁率比值(Kp)来衡量矽 -卡岩化溶液酸碱度的指数 ,公式为 : Kp = N_{Fe}^P (1- N_{Fe}^{Gr} N_{Fe}^{Gr} $(1 - N_{Fe}^{Px})$,其中 N_{Fe}^{Px} 表示辉石中的含 铁率 N_{Fe}Gr表示石榴子石中的含铁率。根据努日矿 区内共生的石榴子石-辉石矿物对进行含铁率比值计 第(图 13),可以得出、努日矿区的砂卡岩中共生石榴 子石-辉石的含铁率比值(Kp)为0.01~0.13 变化范 围较窄,表明努日矿区的矽卡岩在形成过程中其流 体的酸碱度和氧化还原强度没有发生明显的变化, 形成环境总体处于弱酸性、较强的氧化状态 这也与 矽卡岩矿物中有磁铁矿的出现相一致。同时,对比 辽宁杨家杖子 Mo 矿、俄罗斯玛依呼拉 W 矿、福建马 坑阳山 Fe 矿、云南个旧松树脚 Sn 矿(赵一鸣等, 1990)、安徽百丈岩矽卡岩-斑岩型 W-Mo 矿(宋国学, 2010) 及西藏羌堆矽卡岩-斑岩型 Cu 矿(李金祥等, 2011)中共生的单斜辉石-石榴子石矿物对 发现不同 矿种的矽卡岩形成环境有一定的专属性,从铜、铁→ 钼→钨→锡 对应的矽卡岩成矿环境从弱酸性、高氧 化状态逐渐过渡到强酸性、强还原状态,该结果也与 林文蔚等(1990)通过单斜辉石-石榴子石定量计算的 结果相一致。

Meiner (1992) 指出在氧化环境下有利于形成与 斑岩有关的大型砂卡岩型铜矿,同时 Imai 等 (1993) de Hoog 等(2004) Li 等(2006) 李金祥等 (2006) Luhr (2008) 李光明等(2008) Sillitoe (2010) 肖波等(2011)等的研究显示,在氧化的环境 下同样也有利于大型斑岩铜矿的形成。结合矿区内 目前出现少量斑岩型矿体,暗示努日矿床的砂卡岩 可能为浅部砂卡岩(Qin et al., 1998;李光明等, 2011),可能具有统一的斑岩型-砂卡岩型成矿系统, 推测矿区深部具有寻找斑岩型铜矿的可能性,而且 找矿潜力很大。

4.4 矽卡岩的形成与成矿作用

努日矿区的矽卡岩主要产在白垩系比马组的碳 酸盐岩中,呈层状、似层状产出,产状与地层一致。 在矿区内并未见到矽卡岩与岩体的直接接触关系, 而在矿区内也并未见到有同时期的变质变形作用, 因此,推测努日矿区的矽卡岩可能是由深部侵入体 分异出的热液沿着层间的破碎带或断裂 经过较远 距离的运移,对地层中的碳酸盐岩进行交代作用而 形成。矿区内广泛分布的比马组 岩性变化多样 碳 酸盐岩和粉砂岩、砂岩呈互层状分布,地表和钻孔中 都发现有断裂和层间破碎带的存在,而这些可能成 为流体运移的最佳通道。在矽卡岩的形成过程中, 流体会通过扩散作用和渗透作用在岩体和地层之间 进行化学成分交换 扩散作用主要依靠流体中化学 成分的浓度梯度而进行交代作用,这种作用在侵入 体和围岩的接触部位表现最为强烈 ,常形成具有较 好分带性的内砂卡岩(Shimazaki et al., 1980;1983; 1984 Einaudi et al. 1981; Meinert, 1998),但形成矽 卡岩范围较小;而渗透作用是依靠流体在裂隙中的 渗透作用而对围岩进行的交代作用 这种情况下形 成的矽卡岩一般规模较大。目前努日矿区未见到矽 卡岩和岩体的接触关系,内砂卡岩不发育,出露的砂 卡岩属于外砂卡岩部分 ,且分布范围十分广泛 ,围岩 中的裂隙或破碎带也比较发育 因而认为渗透作用 可能是形成矿区矽卡岩的主要原因。

努日矿区内的砂卡岩矿物主要有钙铁榴石、钙 铝榴石、透辉石、硅灰石、绿帘石、角闪石等矿物,含 有大量的 Si、Fe、Al、Ca 等成分,而矿区内出露的地层 主要是灰岩,说明形成砂卡岩的流体中含有大量的 Si、Fe、Al 等成分,可判定矿区的矽卡岩形成于 Ca-Fe-Al-Si-O 体系。砂卡岩早阶段的石榴子石中流体 包裹体的测温和氧逸度研究(Chen et al., 2012)表 明,早期流体具有高温和高氧逸度特征,同时流体中 还大量富集 Si、Fe、Al 等成分,流体在与碳酸盐岩交 代反应的过程中,发生了大规模的成分迁移,形成了 钙铁榴石、钙铝榴石、辉石和硅灰石。随着温度和氧 逸度的降低,部分钙铁榴石分解为钙铁辉石、硅灰石



图 12 努日矿床中石榴子石颗粒环带成分的变化 Gro--钙铝榴石; And--钙铁榴石

Fig. 12 Composition of the oscillatory-zoning in garnets of the Nuri deposit

Gro-Grossularite ; And-Andradite

和少量的磁铁矿,而钙铁辉石则变为钙铝榴石(周涛 发等 2002),这也造成了矿区内以透辉石为主,钙铁 榴石含量较低的现象,砂卡岩的退化蚀变阶段,石榴 子石和透辉石蚀变为绿帘石、角闪石、符山石及透闪 石等含水矿物,钙铁榴石在蚀变过程中还会与系统 中的S反应形成少量的黄铁矿。在蚀变过程中早期 的矽卡岩矿物分解,析出了部分金属钨和钙,而此时 由于物理化学条件的改变,使得 W 以[WO4 ³- 络合物的形式存在于流体中,与流体中的 Ca 结合,形成 了大量的白钨矿。形成了矿区内常见的白钨矿沿着 裂隙交代石榴子石的现象。流体包裹体和 H、O 同 位素测试(Chen et al., 2012)显示,随着流体交代作 用的进行,体系中的 CO2 含量逐渐增高,当其压力超 过上覆岩层压力时,流体发生沸腾,形成了大量的裂



图 13 努日矿床砂卡岩中共生石榴子石和辉石含铁率比 值(Kp)(羌堆数据引自李金祥等 2010;其他数据引自赵一 鸣等,1990)



隙 引起了大气水的下渗并与成矿流体发生混合 ,引 起了流体中的金属矿物的沉淀 ,形成了矿区内分布 广泛的金属硫化物脉。

5 结 论

通过对努日铜钨钼矿床的地质特征与矽卡岩矿 物学研究 得出以下几点结论:

(1)努日矿区内出露有一系列的中新世侵入 体 地层主要是白垩系比马组和上白垩统—早第三 系的旦师庭组。努日矿区主要有矽卡岩型、石英脉 及斑岩型矿化,其中,矽卡岩型是目前最主要的矿化 类型。整个矿化过程可以分为 5 个阶段,分别为早 期矽卡岩阶段、退化蚀变阶段、氧化物阶段、石英-硫 化物阶段及石英-碳酸盐阶段,其中氧化物阶段是最 主要的钨矿化期,石英-硫化物阶段是最重要的铜钼 矿化阶段。

(2)努日矿区内的矽卡岩在水平方向和垂向上 具有较好的分带性,依次由石榴子石矽卡岩过渡到 透辉石矽卡岩,再过渡到透辉石硅灰石矽卡岩。这 种分带特征也表现了流体的交代作用在逐渐减弱。 矿区内的矿化类型和矿化组合也具有一定的分带 性,浅部的以矽卡岩型钨矿化为主。随着深度的增 加,过渡为脉状的铜矿体或铜钼矿体,在局部较深的 钻孔中还可见到少量以铜矿化为主,伴有少量的钼 矿化的斑岩型矿化。

(3)努日矿区的砂卡岩矿物主要有石榴子石、 透辉石、硅灰石、绿帘石、角闪石及少量的符山石、透 闪石等,其中石榴子石以钙铁榴石和钙铝榴石为主, 透辉石占辉石矿物的绝大多数,角闪石属于阳起石-镁角闪石系列,帘石为绿帘石。矿区内的石榴子石 组分在水平方向和垂向上,逐渐由钙铁榴石占主体 过渡为钙铝榴石占主体,且石榴子石与钨矿化具有 密切关系;石榴子石的成分环带特征说明是由一种 脉动式流体而形成的,这种环带特征是由流体化学 成分的自身再平衡或生长过程中流体流量的改变而 共同实现的。

(4)通过对矿区内共生的单斜辉石-石榴子石矿 物对的含铁率比值(Kp)计算,得出努日矿床形成于 弱酸性、较强氧化状态,与前人研究的不同矿种的形 成环境相一致。结合矿区内目前仅出现少量斑岩型 矿体,说明努日矿床的矽卡岩为浅部矽卡岩,可能具 有统一的斑岩型-矽卡岩型成矿系统,深部具有很大 的找矿潜力。

(5)努日矿区的矽卡岩可能是由深部侵入体分 异出的热液沿着层间的破碎带或断裂,经过较远距 离的运移,对地层中的碳酸盐岩进行交代作用而形 成。渗透作用可能是形成矿区矽卡岩的主要原因。 流体的温度和氧逸度对于形成不同的矽卡岩矿物具 有重要作用。

志 谢 野外工作期间,得到了中国冶金地质 总局第二地质勘查院黄树峰院长、陈金标、李秋平、 陈德贵高工、韩逢杰、吴志山工程师等同行的大力支 持;实验过程中得到中国科学院地质与地球物理研 究所电子探针实验室毛骞、马玉光老师和丁奎首副 研究员的大力协助,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献/References

- 常印佛,刘湘培,吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京: 地质出版社. 1-379.
- 陈 雷 ,秦克章 ,李光明 ,肖 波 ,李金祥 ,江化寨 ,陈金标 ,赵俊兴 ,范 新 ,韩逢杰 ,黄树峰 ,踞宜太 . 2011. 西藏山南努日铜钼钨矿床矽 卡岩地球化学特征及成因[J]. 地质与勘探 ,47(1).78-88.
- 方树元. 2003. 西藏自治区乃东县劣布铜矿区的矿床地质特征及找 矿远景分析[J]. 地质找矿论丛,18(增刊):48-51.

- 江化寨 陈自康. 2005. 西藏自治区乃东县劣布铜矿综合地质特征 [J]. 地质找矿论丛, 20(增刊):81-86.
- 李光明 秦克章,丁奎首,李金祥,王少怀,江善元,林金灯,江化寨,方 树元,张兴春.2006. 冈底斯东段南部第三纪砂卡岩型 Cu-Au± Mo矿床地质特征、矿物组合及其深部找矿意义[J]. 地质学报, 80(9):1407-1423.
- 李光明,李金祥,秦克章,张天平,肖 波. 2007. 西藏班公湖带多不 杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐高氧化成矿流体:流体包裹 体证据 J]. 岩石学报 23(5)935-95.
- 李光明 秦克章 陈 雷 陈金标 范 新 琚宜太. 2011. 冈底斯东段 山南地区第三纪矽卡岩-斑岩 Cu-Mo-W(Au)多金属矿床勘查模 型机深部找矿意义[J]. 地质与勘探 A7(1)20-31.
- 李金祥 ,秦克章 ,李光明. 2006. 富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿 物质来源与成矿高氧化岩浆-流体演化[J]. 岩石学报 ,22(3): 678-68.
- 李金祥 秦克章 李光明,林金灯,肖 波,江化寨,韩逢杰,黄树峰, 陈 雷,赵俊兴.2011. 冈底斯东段羌堆铜钼矿床年代学、矽卡 岩石榴石成分及意义[J]. 地质与勘探 47(1):11-20.
- 林文蔚,赵一鸣,蒋崇俊. 1990. 矽卡岩矿床中共生单斜辉石-石榴石 特征及其地质意义[J]. 矿床地质 9(3):196-207.
- 陆 琦 刘惠芳. 2001. 柿竹园多金属矿床的分形时-空结构——以 矽卡岩矿物中 Sn 等成矿元素分布特征为例[J]. 地球科学,26 (2):123-127.
- 毛景文 李红艳 宋学信. 1998. 湖南柿竹园钨锡钼多金属矿床地质 与地球化学[M]. 北京:地质出版社. 1-215.
- 宋国学. 2010. 长江中下游池州地区砂卡岩-斑岩型钨钼矿成岩成矿 作用与成矿系统研究(博士论文ⅠD]. 导师:秦克章,李光明. 中国科学院地质与地球物理研究所. 1-197.
- 王少怀 陈自康. 2003. 西藏克鲁-冲木达铜金矿带矿床地质特征及 其成矿规律 J]. 地质与勘探 35(2)21-25
- 肖 波,秦克章,李光明,李金祥,陈 雷,赵俊兴,范 新. 2011. 冈 底斯驱龙斑岩铜-钼矿区外围矽卡岩型铜矿的分布、特征及深部 找矿意义[J]. 地质与勘探 *AT*(1):43-54.
- 闫学义,黄树峰 杜安道. 2010. 冈底斯泽当大型钨铜钼矿 Re-Os 年 龄及路远走滑转换成矿作用[J], 地质学报 84(3) 398-406.
- 张智宇 杜杨松,张 静,庞振山,李大鹏,贾鹏飞. 2010 安徽贵池铜 山砂卡岩型铜矿床蚀变矿化分带特征及其成因[J]. 矿床地质, 29(6) 999-1016.
- 赵一鸣,林文蔚,毕承思,李大新,蒋崇俊.1990.中国矽卡岩矿床 [M].北京:地质出版社.1-347.
- 赵一鸣,李大新.2003.中国矽卡岩矿床中的角闪石[J].矿床地质, 22(4)345-359.
- 郑有业,王保生,樊子珲,张华平.2002. 西藏冈底斯东段构造演化及 铜金多金属成矿潜力分析[J]. 地质科技情报,21(2)55-60.
- 周涛发 袁 峰,岳书仓,刘晓东,赵 勇. 2002. 安徽月山矿田夕卡 岩型矿床形成的水岩作用[J]. 矿床地质 21(1):1-9.
- Brown P E , Bowman J R and Kelly W C. 1985. Petrologic and stable isotope constraints on the source and evolution of skarn-forming fluids at Pine Creek , California J J. Econ. Geol. , 80 :72-95.
- Burt D.M. 1977. Mineralogy and petrology of skarn deposits J. Societa Italiana Mineralogia and Petrologia , 33:859-873.

- Chen L , Qin K Z , Li J X , Xiao B , Li G M , Zhao J X and Fan X. 2012. Fluid inclusions and hydrogen , oxygen , sulfur isotopes of Nuri Cu-W-Mo deposit in the southern Gangdese , Tibet J]. Resource Geology , 62 (1):42-62.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from an ewminimum age forest-west extension [J]. Nature, 374:49-52.
- Crowe D E , Riciputi L R , Bezenek S and Ignatiev A. 2001. Oxygen isotope and traceelement zoning in hydrothermal garnets : Windows into large-scale fluid flow behavior J]. Geology , 29 : 479-482.
- de Hoog J C M. , Hattori K H and Hoblitt R P. 2004. Oxidized sulfurrich mafic magma at Mount Pinatubo , Phillippines J J. Contributions to Mineralogy and Petrology , 146 , 750-761.
- Dziggel A, Wulff K, Kolb J and Meyer F M. 2009. Processes of high-T fluid-rock interaction during gold mineralization in carbonate-bearing metasediments: An example from the Navachab gold deposit, Namibia J]. Mineralium Deposita, 44:665-687.
- Einaudi M T and Burt D M. 1982. Introduction-terminology , classification and composition of skarn deposit[J]. Econ. Geol. , 77 : 745-754.
- Einaudi M T , Meinert L D and Newberry R J. 1981 Skarn deposit. J J. Economic Geology 75th anniversary volume , 317-391.
- Gaspar L M and Carlos M C. 2000. Mineralogy and metasomatic evolution of distal strata-bound scheelite skarns in the Riba de Alva mine , northeastern Portuga[J]. Econ. Geol. ,95 :1259-1275.
- Harris N B and Einaudi M T. 1982. Skarn deposits in the Yerington district, Nevada: Metasomatic skarn evolution near Ludwig[J]. Econ. Geol. , 77:877-898.
- Harrison T M , Yin A , Grove M and Oscar M. 2000. The zedong window : A record of superposed Tertiary convergence in sountheastern Tibe[J]. Geophysisc Reserch , 105 : 19211-19230.
- Holten T , Jamtveit B and Meakin P. 2000. Noise and oscillatory zoning of minerals[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta , 64 : 1893-1904.
- Imai A, Listanco E L and Fuji T. 1993. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mt. Pinatubo, Philippines J J. Geology, 21:699-702.
- Jamtveit B , Wogeluis R A and Fraser D G. 1993. Zonation patterns of skarn garnets records of hydrothermal system evolutior[J]. Geology , 21 :113-116.
- Jamtveit B. 1999. Crystal growth and intracrystalline zonation patterns in hydrothermal environments[A]. In: Jamtveit B, Meakin P, eds. Growth, dissolution and pattern formation in Geosystems[C]. Kluewer Academic Publishers, 65-84.
- Kwak T A P. 1994. Hydrothermal alteration in carbonate replacement deposits[J]. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11:381-402.
- Leake B E , Woolley A R and Arps C E S. 1997. Nomenclature of amphiboles : Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association , commission on new mineral and mineral name. J. American Mineralogist , 82 : 1019-1037.

Li G M , Qin K Z , Ding K S , Liu T B , Li J X , Wang S H , Jiang S Y and Zhang X C. 2006. Geology , Ar-Ar age and mineral assemblage of Eocene Skarn Cu-Au± Mo deposits in the Southeastern Gangdese arc , Southern Tibet : Implications for deep exploration[J]. Resource Geology , 56 : 197-217.

陈

- Lu H Z , Liu Y M , Wang C L , Xu Y Z and Li H Q. 2003. Mineralization and fluid inclusion study of the Shizhuyuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit , Hunan Province , China J J. Econ. Geol. , 98:955-974.
- Meinert L D , Dipple G M and Nicolescu S. 2005. World skarn deposits [A]. In: Hedenquist J W , Thompson J F H , Goldfarb R J , Richards J P , eds. Economic Geology 100th Anniversary Volume [C]. Society of Economic Geologists , 299-336.
- Meinert L D , Hedenquist J W , Satoh H and Matsuhisa Y. 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids[J]. Econ. Geol. , 98 :147-156.
- Meinert L D. 1992. Skarn and skarn deposit J]. Geoscience Canada, 19:145-462.
- Meinert L D. 1998. A review of skarns that contain gold A J. Mineralogical Association of Canada Short Course Series 26, 359-414.
- Newberry R J , Allegro G L , Cutler S E , Hagen-Levelle J H , Adams D D , Nicholson L C , Weglarz , T B , Bakke A A , Clautice K H , Coulter G A , Ford M J , Myers G L and Szumigala D J. 1997. Skarn deposits of Alaska[J] Economic Geology Monograph , 9 : 355-395.
- Qin K Z and Shunso Ishihara. 1998. On the possibility of porphyry copper mineralization in Japan[J]. International Geology Review, 40 (6):539-551.
- Qin K Z , Tosdal R , Li G M , Zhang Q and Li J X. 2005. Formation of the Miocene porphyry Cu (-Mo-Au) deposits in the Gangdese arc , southern Tibet , in a transitional tectonic setting A]. In : Zhao C S , Guo B J , eds. Mineral deposit research C]. Meeting the Global

AUX

Challenge. 3:44-47.

- Sato K. 1980. Tungsten skarn deposit of the Fujigatani mine, Southwest Japar[J]. Econ. Geol., 75:1066-1082.
- Shimazaki H and Sakai H. 1984. Regional variation of sulfur isotopic composition of skarn deposits in the westernmost part of the Inner Zone of Southwest Japar[J]. Mining Geology, 34:419-424.
- Shimazaki H and Yamamoto M. 1983. Sulfur isotope ratios of the Akatani , Iide and Waga-Sennin skarn deposits , and their bearing on mineralizations in the "Green Tuff" region , Japan[J]. Geochemical , 17:197-207.
- Shimazaki H. 1980. Characteristics of skarn deposit and related acid magmatism in Japar[J]. Econ. Geol. , 75:173-183.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems J J. Econ. Geol. , 105:3-41.
- Smith M P , Henderson P , Jeffries T E R , Long J and Williams C T. 2004. The rare earth elements and uranium in garnet from the Beinn an Dubhaich aureole , Skye , Scottland , UK : Constraints on processes in a dynamic hydrothermal system[J]. Journal of Petrology , 45 : 457-484.
- Somarin A K. 2004. Garnet composition as an indicator of Cu mineralization : Evidence from skarn deposits of NW Irar[J]. Journal of Geochemical Exploration , 81(1-3), 47-57
- Xu G and Lin X. 2000. Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit, Anhui Province, China[J]. Ore Geology Reviews, 16:91-106.
- Yin A and Harrsion T M. 2000. Geologic evolution of the Himalaya Tibetan oroger[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences , 28:211-280.
- Zaw U K and Clark A H. 1978. Fluoride-hydroxyl ratios of skarn silicates, Cantung E-zone scheelite orebody, Tungsten, Northwest Territories J]. Canadian Mineralogist, 16:207-221.