

西藏山南努日铜钼钨矿床矽卡岩地球化学特征及成因

陈雷^{1,2}, 秦克章¹, 李光明¹, 肖波^{1,2}, 李金祥¹, 江化寨³, 陈金标³
赵俊兴^{1,2}, 范新^{1,2}, 韩逢杰³, 黄树峰³, 琚宜太⁴

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100039; 3. 中国冶金地质总局第二地质勘查院, 莆田 351111);
4. 中国冶金地质总局, 北京 100025)

[摘要] 西藏山南地区努日 Cu-W-Mo 多金属矿床位于冈底斯火山-岩浆弧构造带东段南缘, 属于冈底斯铜钼成矿带的南亚带, 是新近探明的一个大型矽卡岩型的铜钼钨矿床, 也是西藏冈底斯带首例钨矿床。对矿区内出露的矽卡岩、大理岩和灰岩的地球化学组成研究表明: 在主量元素方面, Ca、Ti、Al、Mg、Mn、Fe 及 Si 等元素在灰岩、大理岩和矽卡岩中发生了迁入迁出, 各元素含量在三者之间呈线性变化; 稀土元素方面, 矽卡岩具有明显的 LREE 富集, HREE 亏损特征, 发育有较明显的 Eu 负异常; 大理岩具有与矽卡岩相似的 REE 配分模式, 说明两者在成因上具有一定联系。由矽卡岩中不同的稳定矿物组合及稀土配分模式中的 Eu 负异常, 推测其形成于一种弱氧化、中高温的环境, 这也与流体包裹体研究结果相一致。同时根据矿区内矽卡岩几乎不发育 Ce 的异常, 说明形成矽卡岩的流体中没有海水的混合, 主要来源于深部的岩浆, 混染了大量的大气水。结合矿区内不同岩性的地球化学特征, 强烈的轻、重稀土分异, 明显的负 Eu 异常, 且矿区内的矽卡岩与热水喷流系统具有显著差异, 推测努日矿床是由岩浆热液流体的接触交代作用形成。

[关键词] 地球化学 Eu、Ce 异常 接触交代 矽卡岩 努日 西藏

[中图分类号] P618.51 [文献标识码] A [文章编号] 0495-5331(2011)01-0078-11

Chen Lei, Qin Ke-zhang, Li Guang-ming, Xiao Bo, Li Jin-xiang, Jiang Hua-zhai, Chen Jin-biao, Zhao Jun-xing, Fan Xin, Han Feng-jie, Huang Shu-feng, Ju Yi-tai. Geochemical characteristics and origin of skarn rocks in the Nuri Cu-Mo-W deposit, Southern Tibet[J]. *Geology and Exploration*, 2011, 47(1): 0078-0088.

矽卡岩型矿床是一种分布广泛的、重要的矿床类型, 矿石品位大多较富, 矿石储量也较大, 是世界上钨、铜、铁、钼和铅锌的重要来源。尤其在我国的矽卡岩型矿床更是占有十分重要的地位, 例如, 矽卡岩型铜矿床在我国的铜矿总储量中占第三位, 富铜矿石中占第二位; 矽卡岩型铁矿占我国铁矿总储量的第五位, 富铁矿石总储量中占第一位。此外, 钨、锡、钼、铋等矿种都有一些大型至特大型矿床(赵一鸣, 1990; 王之田等, 1994)。因此, 矽卡岩型矿床具有重要的工业价值和经济意义, 是矿产勘查的主要对象之一, 而且矽卡岩及矽卡岩型矿床是流体和围岩直

接作用的产物, 是研究成岩、成矿的一个重要窗口。传统观点认为矽卡岩型矿床通常由侵入体和碳酸盐岩发生交代变质作用, 在两者的接触带附近或是沿着断裂产出(Einaudi, *et al.*, 1981; Meinert *et al.*, 2005), 主要强调侵入岩与钙质围岩两种化学性质不平衡介质间的接触交代作用。经过长期的研究, 矽卡岩的成岩成矿理论演变出多种成因观点, 主要有岩浆热液交代成因、岩浆成因说(吴言昌等, 1998)、区域变质成因说、混合岩化成因说(涂光炽, 1984; Berg, 1991; Meinert, 1992)、海底热水交代成因说以及热水沉积成因说(姚鹏等, 2006)等。

[收稿日期] 2010-10-04; [修订日期] 2010-11-12; [责任编辑] 郝情情。

[基金项目] 本文受国家自然科学基金(编号: 40772066)和中国冶金地质总局“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”项目联合资助。

[第一作者] 陈雷(1982年-), 男, 2008年毕业于吉林大学, 获硕士学位, 现为中国科学院地质与地球物理研究所博士研究生, 研究方向为矿物学、岩石学、矿床学。E-mail: chenlei@mail.igcas.ac.cn

[通信作者] 秦克章(1964年-), 研究员, 博士生导师, 从事造山带与成矿作用研究。E-mail: kzq@mail.iggeas.ac.cn。

西藏冈底斯斑岩成矿带是近十年来发现的最具有经济价值的成矿带,其东西长约2000km,南北宽约100km,燕山晚期-喜山期的火山岩、侵入岩广泛分布,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、超大型斑岩铜矿,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; Hou, 2003; Zhen, 2004)或碰撞挤压-隆升伸展转换过渡构造环境(Qin *et al.*, 2005)。其中在冈底斯东段以产出斑岩型Cu-Mo矿床和矽卡岩型Cu-Mo矿床为特征,北部陆续发现的主要斑岩铜矿床(点)有:冲江、白容、厅宫、达布、拉抗俄、驱龙、甲马等。而位于冈底斯南部的扎囊-乃东-桑日县之间的区域已发现铜多金属矿床(点)数十处,它们集中成带产出,并构成一条近东西向、长大于60km、宽10~20km的铜多金属成矿亚带。该带内已发现其中较大规模的矿床有努日矽卡岩型Cu-W-Mo矿床、冲木达矽卡岩Cu矿床、克鲁矽卡岩型Cu-Au矿床以及明则斑岩型Mo矿床等,其中以中国冶金地质总局二院探明的努日矽卡岩型Cu-W-Mo矿床规模最大,同时该矿床也是目前在西藏发现的唯一具有铜钼矿化的矿床,代表了一种新的矿化组合。关于其成因,姚鹏等(2002b),王少怀等(2003),江化寨等(2006)认为该带成因属于海相火山-沉积成因的块状硫化物矿床,方树元(2003)认为是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”的特征。但近年来的研究倾向于矽卡岩-斑岩型成因(李光明等, 2006)。阎学义和黄树峰(2010)、阎学义等(2010)提出泽当矿田为新生代陆缘走滑转换背景的层矽卡岩矿床。本次研究试图通过对矿区范围内广泛发育的矽卡岩和作为围岩的大理岩、灰岩进行地球化学研究,揭示矽卡岩在成岩、成矿过程中各种元素在不同岩性之间的变化特征,并在此基础上初步探讨矽卡岩及矿床的成因。

1 区域地质特征

努日Cu-W-Mo矿床位于西藏山南地区的克鲁-冲木达成矿带内,该带位于冈底斯岩浆弧构造带之东南段,雅鲁藏布江弧-陆碰撞结合带附近,属于冈底斯斑岩成矿带的南亚带。区域出露地层有:三叠系的碎屑岩、碳酸盐岩建造;侏罗系-白垩系麻木下组(J_3-K_1m)为钙碱性岛弧火山岩夹碳酸盐岩、碎屑岩建造,零星分布在雅江两岸,厚度大于1740m;白垩系比马组(K_1b)主要为含煤碎屑岩、碳酸盐岩及岛弧钙碱性火山岩建造,出露广泛,厚度大于

4155m(王少怀等, 2003)。弧火山岩系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山期。对应于特提斯洋向北俯冲消减、印度板块与欧亚板块碰撞主期,岩浆活动时间集中在120~20Ma(Harrison *et al.*, 2000),岩浆侵位高峰期在65~45Ma和30~24Ma两个阶段(Yin *et al.*, 2000)。侵入岩由深成相和浅成相两部分组成。前者为巨大的冈底斯中酸性侵入杂岩,多以复式岩体形式产出,属钙碱性岩石。侵入作用可分为三个主要侵入期:燕山晚期以辉长岩、辉长闪长岩、花岗闪长岩为主;喜山早期以花岗闪长岩、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;喜山晚期以闪长玢岩、石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩为主,多呈岩株、岩筒、岩脉产出,具有次火山岩特征。其中花岗闪长(斑)岩、石英闪长岩、石英斑岩、二长花岗斑岩、闪长玢岩在区域上与成矿关系较为密切。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。目前区域内出露的矿床以矽卡岩型为主,但是在这些矿床的深部或是附近陆续发现了一些与之相关的斑岩体,在这些岩体内出现了斑岩型的Cu、Mo矿化及蚀变等特征(李光明等, 2006)。这些矿化或蚀变的斑岩体与矽卡岩矿床之间构成了鲜明的垂直矿化分带。

2 矿区地质特征

努日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。大地构造位置上位于冈底斯火山-岩浆弧构造带东段南缘,位于雅鲁藏布江缝合带北缘(图1)。整个矿区从南至北可分为南、中、北三个矿段,全长4500m,地表露头断续分布。矿区内地层比较简单,主要是下白垩统比马组(K_1b)、上白垩统-古近系旦师庭组(K_2 -Ed)及第四系风成砂(图2)。在矿区范围内比马组(K_1b)地层自下而上可分为三段: K_1b^3 、 K_1b^4 、 K_1b^5 ,其中 K_1b^3 主要分布于北矿段南东部,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,未见有矽卡岩或是矿体出现; K_1b^4 为矿区内主要的含矿地层,在三个矿段中均有出露,其上部为浅棕褐色石榴石矽卡岩与英安质凝灰岩互层,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,厚度大于

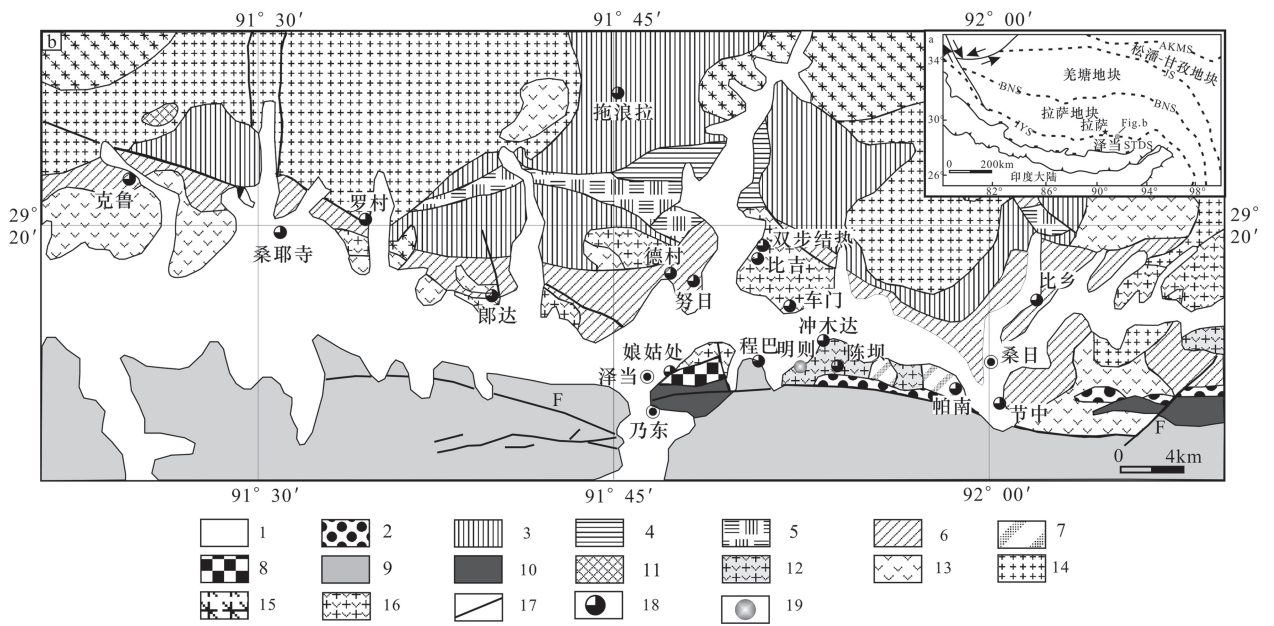


图 1 冈底斯东段山南地区地质简图及矿产分布图^①

Fig. 1 Simplified geologic map showing distribution of deposits in the Shannan area of southeastern Gangdese

1-第四系(Q);2-温郁组(N_{2w});3-典中组(E_{1d});4-温区组(K_{2w});5-门中组(K_{1-2m});6-比马组(K_{1b});7-麻木下组(J₃-K_{1m});8-楚木龙组(K_{1cm});9-姐德秀组(T_{3j});10-超基性岩(TK_{1Σ});11-中新世次火山岩(XV_{j6});12-晚白垩世花岗闪长岩(K_{2γδ});13-晚白垩世石英二长闪长岩(K_{2δηο});14-始新世二长花岗岩(E_{2ηγγ});15-始新世黑云母花岗岩(E_{2γβ});16-始新世花岗闪长岩(E_{2γδ});17-断裂;18-矽卡岩型Cu矿床;19-斑岩型Mo矿床

1-Quaternary (Q); 2-Wenyu Formation (N_{2w}); 3-Dianzhong Formation (E_{1d}); 4-Wenqu Formation (K_{2w}); 5-Menzhong Formation (K_{1-2m}); 6-Bima Formation (K_{1b}); 7-Mamuxia Formation (J₃-K_{1m}); 8-Chumulong Formation (K_{1cm}); 9-Jiedexiu Formation (T_{3j}); 10-ultramafic rocks (TK_{1Σ}); 11-miocene subvolcanic rocks (XV_{j6}); 12-Late Cretaceous granodiorite (K_{2γδ}); 13-Late Cretaceous quartz monzodiorite (K_{2δηο}); 14-Eocene monzonitic granite (E_{2ηγγ}); 15-Eocene biotite granite (E_{2γβ}); 16-Eocene granodiorite (E_{2γδ}); 17-fault; 18-skarn Cu deposits; 19-porphyry Mo deposits

400m,其中见有细脉状辉钼矿化。该地层产状变化大:南矿段和中矿段倾向NW,北矿段倾向NW、SW和NE。在厚层的大理岩和灰岩中分布有呈层状石榴石矽卡岩,该地层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。K_{1b}⁵主要分布在中矿段,主要是灰黑色厚层的凝灰岩和安山质熔岩,地层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)主要分布在中矿段的西侧和南矿段,岩石主要是浅灰绿色的厚层状安山质火山角砾岩、砂质砾岩等,厚度大于400m,不整合覆盖在比马组第五段之上,期间未见有矿化迹象。矿区构造比较发育,主要为NNW向F₁断层、NW向F₂断层、NNW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出露。

努日矿区内分布有大量呈层状产出的钙质矽卡

岩,主要的矿物组合是石榴石(钙铝石榴石和钙铁石榴石)、透辉石、硅灰石、绿帘石、符山石和阳起石等矿物。在野外的观察中并未发现矽卡岩和侵入体的直接接触关系,矽卡岩主要产在围岩的碳酸盐岩内或是碳酸盐岩与凝灰岩等岩性转换处。矿石矿物比较简单,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、孔雀石和褐铁矿。脉石矿物主要是石英、方解石等碳酸盐矿物。努日矿床的矿化类型主要有矽卡岩型矿化、石英脉型矿化和少量的斑岩型矿化,矽卡岩型矿化是是区内最主要的矿化类型,区内出露的矽卡岩几乎都是矿体或矿化体,黄铜矿、黄铁矿、黝铜矿、辉钼矿等硫化物和白钨矿呈星点状分布在矽卡岩中,形成单独的铜矿石、钼矿石、钨矿石或是铜钼钨复合矿体。石英脉型矿化主要是在围岩、矽卡岩和周围的侵入体中形成的石英-硫化物脉。斑岩型矿化主要是在钻孔深部出露,为浸染状矿化的石英闪长玢岩,目前这种类型矿化出露较少。

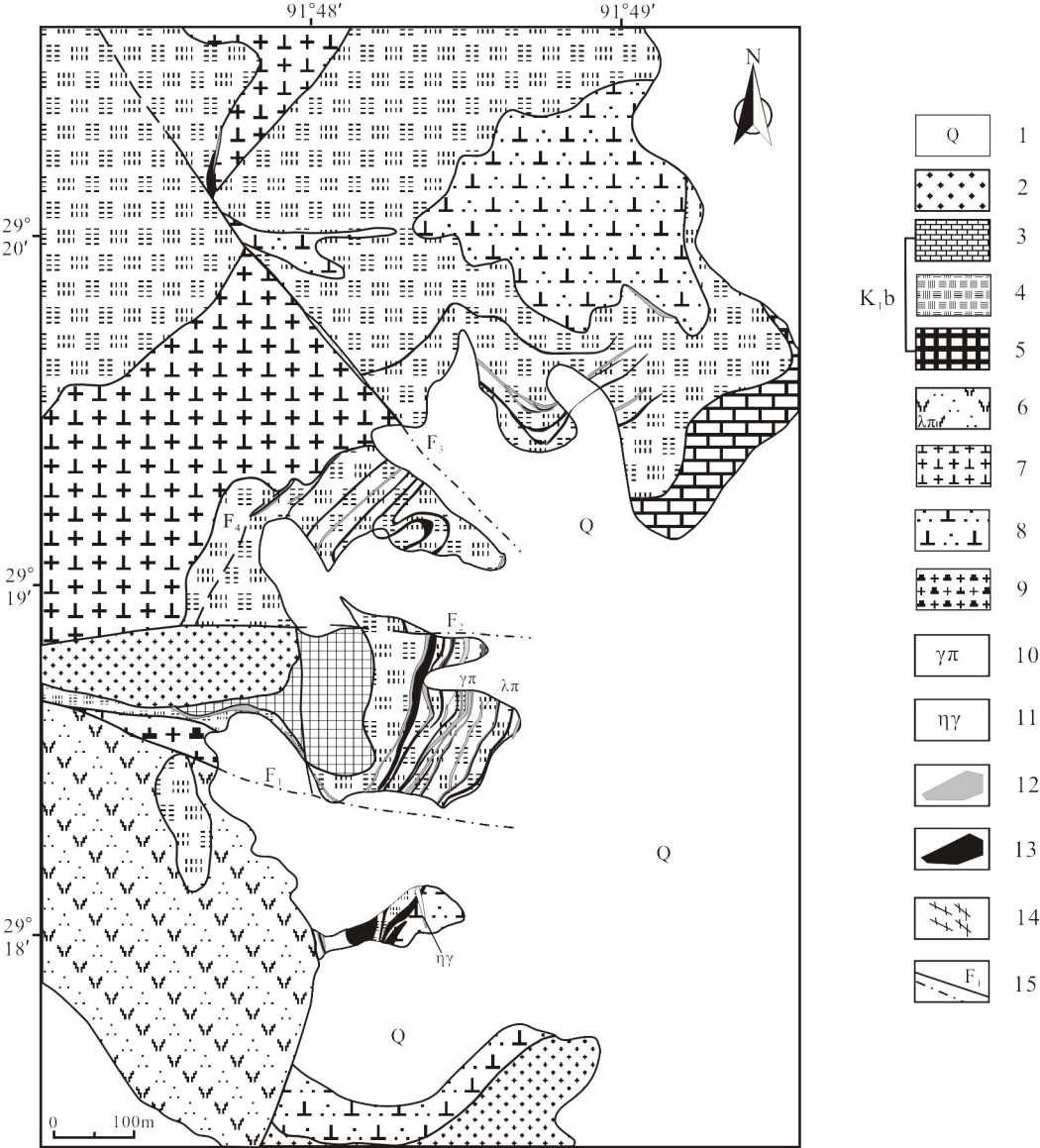


图2 努日矽卡岩型铜钨钼矿床地质简图^①

Fig. 2 Schematic geological map of the Nuri skarn Cu-W-Mo deposit^①

1-第四系;2-旦师庭组;3-比马组第五段;4-比马组第四段;5-比马组第三段;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-矽卡岩;13-矿体;14-破碎带;15-实测及推测断裂

1-Quaternary;2-Danshiting Group;3-the fifth member of Low Cretaceous Bima Group;4-the fourth member of Low Cretaceous Bima Group;5-the third member of Low Cretaceous Bima Group 6-quartz porphyry;7-granodiorite;8-quartz diorite (porphyry);9-granodiorite-porphyry;10-granite porphyry;11-monzonite granite;12-skarn;13-ore body;14-crushed zone;15-measured and inferred fault

3 地球化学特征

本次研究工作采取了对矿区内广泛分布的石榴石矽卡岩、透辉石矽卡岩、大理岩和灰岩进行了全岩和微量元素的分析。上述样品的测试工作在中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室完成,其中全岩的主量元素测试采用的X-射线荧光光谱法(XRF),分析误差优于5%。微量元素测

定采用ICP-MS法,当元素含量大于 10×10^{-6} 时,误差小于5%;元素含量小于 10×10^{-6} 时,误差小于10%。

根据矿区内的矽卡岩、大理岩和灰岩的主量元素分析数据(表1)可知,无论是透辉石矽卡岩还是石榴石矽卡岩, SiO_2 的含量在40.46%~46.27%,大理岩的 SiO_2 的含量在0.73%~2.75%,泥质灰岩的含量在16.6%左右;矽卡岩的 TiO_2 含量在

0.29% ~0.48% 之间,主要集中在 0.38% ~0.48% 之间,大理岩的含量的在 0.01% ~0.03% 之间,泥质灰岩的含量在 0.05% 左右;矽卡岩的 Al_2O_3 含量在 6.08% ~ 13.21% 之间,主要集中在 8.87% ~ 9.97% 之间,大理岩的含量在 0.18% ~ 0.62% 之间,泥质灰岩的含量在 1.65% 左右;矽卡岩的 Fe_2O_3 含量在 3.28% ~ 10.6% 之间,大理岩的含量的在 0.03% ~0.11% 之间,泥质灰岩的含量在 0.63% 左右;矽卡岩的 FeO 含量在 0.23% ~ 1.89% 之间,主要集中在 0.95% ~ 1.89% 之间,大理岩的含量在 0.08% ~ 0.28% 之间,泥质灰岩的含量在 0.025% 左右;矽卡岩的 CaO 含量集中在 27.94% ~ 33.96% 之间,大理岩的含量在 52.92% ~ 55.46% 之间,泥质灰岩的含量在 44.16% 左右;矽卡岩的 MnO 含量在 0.43% ~ 1.13% 之间,主要集中在 0.54% ~

0.87% 之间,大理岩的含量在 0.01% ~ 0.04% 之间,泥质灰岩的含量在 0.05% 左右;矽卡岩的 MgO 含量在 0.61% ~ 2.74% 之间,主要集中在 2.35% ~ 2.74% 之间,大理岩的含量的在 0.17% ~ 0.53% 之间,泥质灰岩的含量在 0.95% 左右。以上分析数据表明,绝大多数矽卡岩主要由富含钙、铁、铝的硅酸盐矿物组成,含有很少量的含锰和镁的矿物。这与镜下观察到的矽卡岩主要以钙铁榴石、钙铝榴石和透辉石为主的矿物共生组合一致。由 SiO_2 与 TiO_2 、 Al_2O_3 、 MgO 、 MnO 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 、 CaO 等元素的谐变图(图 3)及分析测试结果可知,在交代变质作用过程中,当形成矽卡岩时,原岩(灰岩)中的 Ca 、 Ti 、 Al 、 Mg 、 Mn 、 Fe 等元素被大量带出,流体的 SiO_2 被大量带入到原岩中,在流体与原岩的接触部位发生交代反应,形成了石榴石、透辉石等矽卡岩矿物。当流

表 1 努日矿区矽卡岩、大理岩和灰岩的主量元素数据

Table 1 Major elements of skarn rocks, marble and limestone in the Nuri ore district

编号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
nr1203-204	石榴石透辉石矽卡岩	45.27	0.48	9.97	8.15	1.10	0.87	2.59	27.98	0.01	0.23	0.29	2.46	99.42
nr1203-228	石榴石矽卡岩	43.39	0.47	9.92	9.80	1.89	1.13	2.35	27.94	0.25	0.57	0.24	1.52	99.48
nr302-283	透辉石石榴石矽卡岩	45.66	0.42	8.97	3.28	1.72	0.54	2.59	33.24	0.01	0.02	0.29	2.68	99.41
nr302-284	石榴石矽卡岩	46.27	0.29	6.08	4.24	0.95	0.43	2.74	33.96	0.01	0.03	0.20	4.31	99.50
nr4103-240	石榴石矽卡岩	40.46	0.38	13.21	10.60	0.23	0.78	0.61	31.29	0.01	0.03	0.08	1.86	99.54
nr1203-40	大理岩	0.73	0.01	0.18	0.03	0.08	0.01	0.17	55.46	0.03	0.01	0.01	42.67	99.39
nr1203-47	大理岩	2.75	0.03	0.62	0.11	0.28	0.04	0.53	52.92	0.02	0.13	0.03	42.17	99.64
	泥质灰岩	16.60	0.05	1.65	0.63	0.025	0.05	0.95	44.16	0.16	0.3	0.04		

* 表中泥质灰岩数据引自西藏泽当努日 Cu-W-Mo 矿床普查报告,中国冶金地质总局第二地质勘查研究院,2009 年。

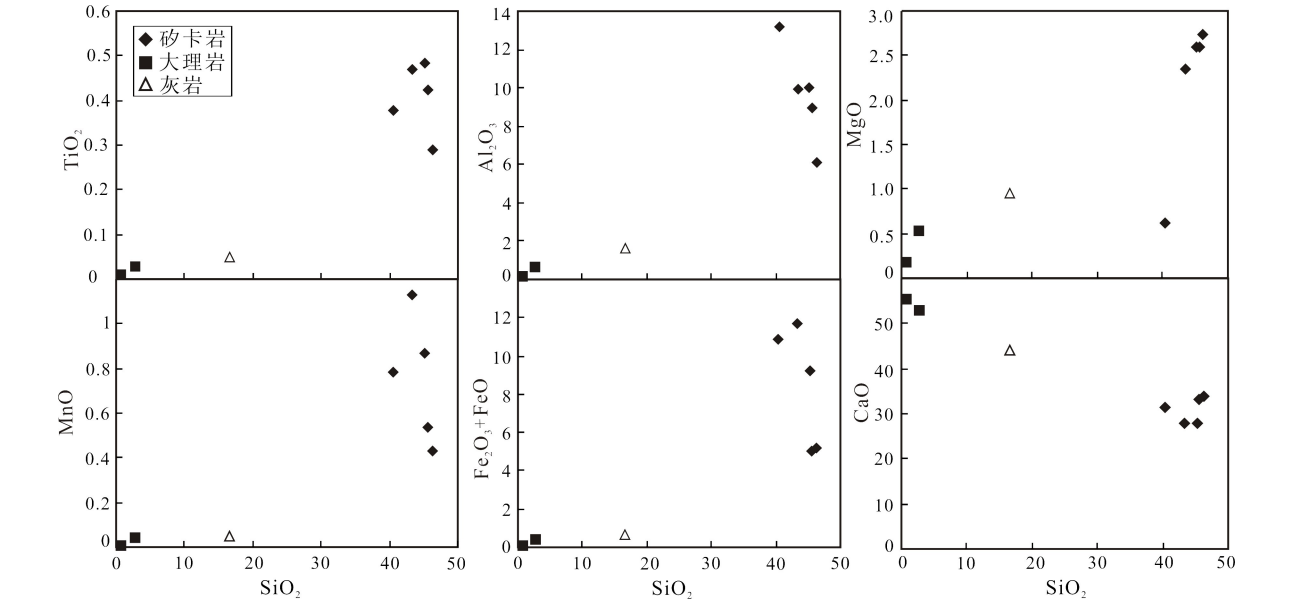


图 3 努日矿区矽卡岩成分相关图解

Fig. 3 Correlation diagram of skarn composition in the Nuri ore district

体与纯净的灰岩反应时,原岩中除 Ca 以外其它元素含量本来就较少,在交代反应的过程中,Ti、Al、Mg、Mn、Fe 等元素更是被大量的带出,使得原岩中 CaO 所占比例极高,形成了矿区内近乎完全由方解石组成的大理岩。因此,在图 3 中可见灰岩、大理岩和矽卡岩,三者的 SiO₂ 含量与 TiO₂、Al₂O₃、MgO、MnO、Fe₂O₃+FeO 等元素的含量呈线性增加趋势,而 SiO₂ 与 CaO 的含量呈线性下降的趋势。矽卡岩中的 MnO、MgO、K₂O 及 Na₂O 的百分比含量较低,而 CaO、Al₂O₃、Fe₂O₃ 的百分比含量较高,这也与赵斌等(1989)对我国主要的矽卡岩型 Cu-W 矿床研究结果相吻合。

由各个样品的微量元素分析结果(表 2)及球粒陨石标准化 REE 分布图(图 4)上可知,5 件矽卡岩样品的稀土元素含量变化较大,在 47.08×10^{-6} ~ 119.39×10^{-6} 之间,平均为 89.1×10^{-6} ;富集轻稀土元素,LREE/HREE 值在 4.93 ~ 10.88 之间, $(La/Lu)_N$ 在 5.47 ~ 14.4 之间;轻稀土元素组有分异的现象, $(La/Sm)_N$ 值在 2.39 ~ 6.08 之间;重稀土元素基本没有分异, $(Gd/Yb)_N$ 在 1.58 ~ 1.69 之间;4 件样品具有较弱的 Eu 的负异常(δEu 在 0.59 ~ 0.78 之间),只有一件样品具有弱的 Eu 正异常(δEu 为 1.26);5 件样品都具有较弱的 Ce 的负异常, δCe 在 0.89 ~ 0.94 之间。2 件大理岩样品的稀土元素含量变化很大,在 0.2×10^{-6} ~ 5.37×10^{-6} 之间,具有较为平缓的稀土配分曲线,富集轻稀土元素,LREE/HREE 值在 4.15 之间, $(La/Lu)_N$ 在 2.89 之间;轻稀土元素基本没有分异的现象, $(La/Sm)_N$ 值在 0.95 左右;重稀土元素具有微弱的分异现象, $(Gd/$

Yb)_N 在 2.89 左右;2 件样品中虽然 nzk1203-40 中有若干个轻稀土元素没有检测出,但是仍可见有明显的 Eu 的负异常,而另一件样品 nzk1203-47 没有出现 Eu 的异常现象(δEu 为 1.06);nzk1203-47 中具有较弱的 Ce 正异常, δCe 值为 1.21。总体上,矽卡岩以富集 LREE 为特点,LREE 和 HREE 之间分异明显,而大理岩具有较弱的 LREE 和 HREE 的分异,LREE 具有较弱的富集。两者具有相似的 REE 配分形成。通常交代成因的矽卡岩 REE 配分模式要受到岩体、碳酸盐地层及流体中 REE 丰度和分配行为控制,这种相似的配分模式说明两者在成因上具有一定联系。

在微量元素的含量上(表 2),灰岩转变为矽卡岩的过程中 Ni、Zn、Co、V、Cr 等亲铜亲铁元素被带出,富集于矽卡岩中,在大理岩中则相对亏损;Y、Ta、Sc、Ga、Be 等高场强元素(HFS)也被流体从原岩中带出,富集于矽卡岩中,在大理岩中也是相对亏损。同时,流体中的 Rb、Sr、Ba、Cs、Pb 等大离子亲石元素(LILE)被带入原岩,富集于大理岩中,而在矽卡岩中含量较少。Zr、Nb、Hf 等元素基本达到平衡,趋向于富集在矽卡岩中,而在大理岩中相对亏损。而 Rb、Sr、Ba、Cs、Pb 等大离子亲石元素(LILE)趋向于富集在大理岩中,而在矽卡岩中的含量相对较少。Zr、Nb、Hf 等元素的含量在矽卡岩和灰岩中没有发生明显变化,但是在大理岩中却相对较低。

4 讨论

4.1 矽卡岩、大理岩稀土模式成因

稀土元素作为具有相同或相近的电价和离子

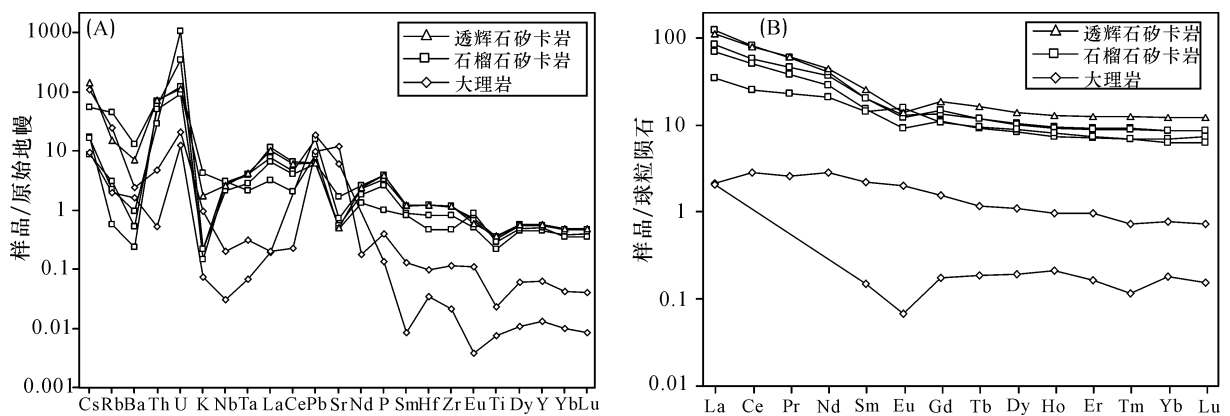


图 4 努日矿区矽卡岩和大理岩不相容元素原始地幔标准化蛛网图(A)和稀土球粒陨石标准化配分图(B)
Fig. 4 Primitive-mantle normalized spider diagrams of incompatible trace elements (A) and Chondrite-normalized REE patterns (B) of skarn rocks and marble from the Nuri Cu-W-Mo deposit

表 2 努日矿区矽卡岩、大理岩和灰岩微量元素数据

Table 2 Trace elements of skarn rocks,marble and limestone in the Nuri ore district

元素	nr1203-204	nr1203-228	nr302-283	nr302-284	nr4103-240	nzk1203-40	nzk1203-47	
	透辉石矽卡岩	石榴石矽卡岩	石榴石矽卡岩	石榴石矽卡岩	石榴石矽卡岩	大理岩	大理岩	
Li	18.2	10.3	2.86	3.47	0.75	0.37	4.08	8.19
Be	4.14	5.65	31.3	6.03	4.31	0.28	—	1.30
Sc	11.90	9.73	11.26	7.10	3.82	0.37	0.90	5.67
V	117.1	180.8	82.3	59.8	119.9	11.6	10.8	55.2
Cr	324.8	251.4	298.4	199.8	281.3	2.66	4.26	56.3
Co	18.4	14.2	16.2	14.4	6.9	0.85	1.01	4.54
Ni	89.9	54.4	82.6	54.5	16.0	5.82	7.42	10.6
Cu	2.79	1.60	4.43	30.3	49.5	33.3	6.8	191
Zn	212.6	205.2	169.3	84.6	34.2	5.35	2.36	49.7
Ga	25.1	26.6	16.7	9.72	20.8	0.23	0.73	11.3
Rb	8.69	26.3	0.33	1.80	1.30	1.13	14.40	106
Sr	46.5	66.3	157.0	51.7	44.5	556.0	1111.0	394
Y	16.3	15.8	16.0	13.2	14.4	0.38	1.82	—
Zr	87.8	84.4	88.2	61.6	35.9	1.64	8.64	69.9
Nb	6.28	7.13	6.80	5.20	7.28	0.07	0.47	8.14
Cs	1.05	0.40	0.12	0.06	0.12	0.07	0.78	—
Ba	47.1	85.0	1.53	3.41	6.16	10.5	15.5	122
Hf	2.61	2.53	2.53	1.72	0.98	0.07	0.21	2.71
Ta	0.56	0.55	0.52	0.39	0.29	0.01	0.04	1.17
Tl	0.10	0.25	0.04	0.04	0.04	0.02	0.14	—
Pb	1.97	4.93	1.96	1.88	2.71	5.82	3.00	7.77
Bi	0.18	0.29	18.6	12.5	1.12	0.08	0.04	0.8
Th	9.02	8.77	7.40	6.35	3.55	0.06	0.60	6.8
U	5.38	5.98	16.71	4.51	52.7	0.60	1.03	2.64
La	26.4	20.0	29.8	16.6	8.30	—	0.51	—
Ce	46.8	35.9	50.7	31.4	15.7	—	1.77	—
Pr	5.36	4.48	5.71	3.70	2.18	—	0.25	—
Nd	18.4	17.5	19.3	13.5	9.79	—	1.33	—
Sm	3.25	3.12	3.17	2.38	2.24	0.02	0.35	—
Eu	0.61	0.77	0.70	0.54	0.93	0.00	0.12	—
Gd	3.03	2.81	3.03	2.30	2.20	0.04	0.33	—
Tb	0.47	0.44	0.45	0.35	0.36	0.01	0.05	—
Dy	2.72	2.68	2.61	2.11	2.25	0.05	0.29	—
Ho	0.56	0.54	0.53	0.43	0.46	0.01	0.06	—
Er	1.56	1.53	1.49	1.21	1.23	0.03	0.16	—
Tm	0.24	0.23	0.23	0.18	0.18	0.00	0.02	—
Yb	1.54	1.47	1.48	1.20	1.09	0.03	0.13	—
Lu	0.23	0.22	0.22	0.19	0.16	0.00	0.02	—
LREE	100.91	81.72	109.35	68.15	39.15	0.03	4.33	
HREE	10.35	9.93	10.05	7.96	7.93	0.17	1.04	
LREE/HREE	9.75	8.23	10.88	8.56	4.93	0.16	4.15	
Σ REE	111.26	91.65	119.39	76.12	47.08	0.20	5.37	
(La/Lu) _N	12.22	9.66	14.40	9.48	5.47	13.40	2.89	
(La/Sm) _N	5.25	4.14	6.08	4.52	2.39	14.03	0.95	
(Gd/Yb) _N	1.62	1.59	1.69	1.58	1.67	0.99	2.03	
δEu	0.59	0.78	0.69	0.69	1.26	0.42	1.06	
δCe	0.91	0.89	0.89	0.94	0.89	—	1.21	

* 表中泥质灰岩数据引自西藏泽当努日 Cu-W-Mo 矿床普查报告,中国冶金地质总局第二地质勘查研究院,2009 年。

半径以及相似地球化学行为的元素组,其在岩浆作用体系中矿物或矿物-熔体之间的分配行为主要受晶体场控制,因而,长期以来被广泛应用于与岩浆作用有关的成岩成矿地球化学过程的示踪。由于流体中稀土元素的含量很低,使得人们对流体及流体-岩石反应过程中稀土元素的地球化学行为及其示踪意义的研究显得很薄弱(王之田,秦克章,1989;秦克章,王之田,1993;丁振举等,2000)。但是近年来,对全球范围内不同构造背景、围岩类型的洋脊热液系统的高温流体进行稀土元素组成测试,显示除了稀土元素的变化较大外,都具有极为类似的 LREE 富集、高的正 Eu 异常的 REE 配分模式(Michard, 1989; Klinkhammer *et al.*, 1994; Mills *et al.*, 1995)。对火山成因块状硫化物和铁建造等化学沉积物的研究也表明其具有与现代海底热液系统相似的稀土元素地球化学特征(Graf, 1977; Lottermoser, 1989; Fryer, 1983; Bau *et al.*, 1993; Klein *et al.*, 2002)。因此,尽管目前人们对现代海底热液系统流体的稀土元素组成及配分模式的控制因素尚存在争议,但是其普遍一致的稀土元素配分模式为鉴别岩石或矿床的成因等提供了强有力的约束。

目前关于努日矿床的成因主要有两种观点:热水喷流成因和矽卡岩-斑岩型成因。本次研究对努日矿区内含矿的矽卡岩及有关岩石稀土元素测试结果显示,努日矿区的层状矽卡岩的 Σ REE 为 89.1×10^{-6} (平均), δ Eu 为 0.8 (平均),这与典型热液交代矽卡岩的稀土元素特征(Σ REE = 121.01×10^{-6} , δ Eu = 0.92) (姚鹏等, 2006) 十分相似。Fleet (1983) 系统地研究了世界上属于热水成因的金属沉积物与属于非热水沉积的水成金属沉积物中的 REE, 发现前者的 REE 总量低, Ce 为负异常, HREE 有富集的趋势。Shimizu and Masuda (1977) 研究了现代和古代热水沉积、水成沉积的稀土元素后指出, 热水沉积物的特点是稀土元素总量低, 有明显的 Ce 亏损。Marchig 等 (1982) 研究证明, 热水喷流型的含金属现代深海沉积物稀土配分型式表现为右倾型, Ce 为亏损。而努日矿区内的矽卡岩 δ Ce 异常十分不明显, 绝大部分具有 Eu 的负异常, LREE 富集, 较陡的 REE 配分型式, 这些都与上述典型的热液沉积有明显的差别, 而与典型的热液交代矽卡岩类似。

大理岩的 REE 总量虽然和矽卡岩有一定的差别, 但是两者的 REE 配分型式十分的相似, 都具有 LREE 富集, 一定 Eu 的异常, 这说明两者在成因上具有一定联系, 可能是由同种流体交代而形成的, 其

间的差异可能是由于原岩灰岩的纯度不同而造成的。矽卡岩的 REE 总量比碳酸盐岩的要高, 这可能是由于流体的渗滤作用或是含稀土元素的矿物表面或矿物粒间吸附引起的(赵劲松, 2007)。

4.2 Eu、Ce 特征及其对流体来源的指示

本次研究中绝大部分矽卡岩都具有 Eu 负异常特征, 矿石产生 Eu 异常的原因可能有两种: 一种是矿石在形成过程中从成矿热液或是原岩中继承了 Eu 的负异常或正异常特征; 另一种是在矿石形成后, 后续的变质变形或流体作用导致了 Eu 与相邻稀土元素的分异。由于稀土元素具有极为相似的地球化学行为, 在地质过程中常作为一个整体出现, 因此后期的变质变形作用很难使矿石或岩石的稀土配分模式发生明显改变。流体对岩石或矿石的淋滤虽然可以导致其稀土配分模式发生改变, 但也仅限于淋滤或交代作用特别强烈的地区, 流体中的 REE 含量很低, 因此由交代或淋滤作用形成的岩石或矿石, 其 REE 分配模式主要还是继承了被交代的岩石稀土配分模式(Michard *et al.*, 1986; 王之田, 秦克章, 1989; Bau, 1991; 秦克章, 王之田, 1993; Boulvais *et al.*, 2000)。对于淋滤或交代作用强烈的地区, 流体虽然可以使岩石或矿石的稀土配分模式发生一定的改变, 但一般来说离子半径较大的轻稀土元素相对重稀土而言, 更容易被流体带出岩石, 使岩石或矿石的稀土配分模式向着 LREE 相对亏损的方向发展, 而不会出现本次研究中出现的 LREE 富集 HREE 亏损的现象。结合本次研究中的大理岩也具有一定的 Eu 异常, 推测矿区内矽卡岩的 Eu 负异常特征可能继承于原岩。

目前的研究认为, 长石斑晶/流体离子交换反应、矿物颗粒或岩石对流体中 Eu^{2+} 离子的吸附、络合、吸附与络合的复合作用等都可以造成 Eu 的正异常(Bau, 1991; Klinkhammer *et al.*, 1994; Hass *et al.*, 1995), 但所有这些形成机制的共同特点是 Eu 以 Eu^{2+} 状态出现为前提, 而丁振举等 (2003) 研究认为较高的温度是导致流体中 Eu^{2+} 离子是主要形式的重要条件, 因此温度条件是影响流体是否出现正 Eu 异常的重要条件。努日矿区内矽卡岩矿石出现了较弱的负 Eu 异常, 也间接表明其形成温度可能不高。这也与流体包裹体研究结果相一致, 矿区内石榴石内的流体包裹体温度在 $280^{\circ}\text{C} \sim 386^{\circ}\text{C}$ 之间, 不发育熔融或熔-流包裹体。

丁振举等 (2003) 认为矿石中的 Ce 相对亏损, 是成矿热液相对亏损 Ce 的反映, 成矿热液的相对

亏损应与海水的加入有关,而且 Ce 异常的产生主要与其在氧化环境下以 Ce^{4+} 形式出现有关。而在本次研究中努日矿区内的矽卡岩几乎都没有 Ce 的异常,说明形成矽卡岩的流体中没有海水的混合,矿区内的石榴石、石英等矿物的氢氧同位素研究也表明,流体来源于深部的岩浆,混染了大量的大气水。同时根据矿区矽卡岩内出现的不同的稳定矿物组合,也初步认为其形成于较弱的氧化环境,这也导致了矿区内的矽卡岩 Ce 不明显。

5 结论

通过对努日矿区内的矽卡岩、大理岩和灰岩地球化学研究,得到了以下主要认识:

(1) 努日铜-钨-钼多金属矿床的主要是由流体的接触交代作用形成,矿区内的矽卡岩和大理岩具有相似的 REE 配分形式,都继承了原岩的特征;

(2) 形成矽卡岩的流体没有海水的混合,其主要来源于深部岩浆,混染了大气水;

(3) 矽卡岩形成于一种弱氧化,中高温的环境,与典型的岩浆交代矽卡岩形成环境有所区别。

致谢 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主量元素分析实验室的李禾老师,微量元素分析实验室的靳新娣老师的大力支持,在此一并表示感谢。

[注释]

- ① 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 [R].

[References]

Bau M, M Uerp. 1993. Rare earth element systematic of the chemically precipitated component in early Pre-cambrian iron-formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2239-2249

Bau M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and significance of the oxidation state of europium[J]. *Chemical Geology*, 93: 219-230

Berg R. 1991. Tungsten skarn mineralization in a regional metamorphic terrain in nohem Norway: a possible metamorphic ore deposit [J]. *Mineral Deposits*, 26: 281-289

Boulvais P, Fourcade S, Moine B, Gruau G, Cuney M. 2000. Rare earth elements distribution in granulite-facies marbles: a witness of fluid-rock interaction[J]. *Lithos*, 53(2): 1117-1126

Coleman, M., Hodges, K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14Ma ago from an ewminimum age forest-west extension [J]. *Nature*, 374: 49-52

Ding Zhen-ju, Liu Cong-qiang, Yao Shu-zhen, Zhou Zong-gui, Yang Ming-guo. 2003. The REE constraints on ore sources of the Dong-

gouba polymetallic deposit[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 33(4): 437-442 (in Chinese with English abstract)

Einaudi, M. T., Meinert, L. D., Newberry, R. J. 1981. Skarn deposits [M]. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume: 317-391

Fang Shu-yuan. 2003. Geology characteristics of Liebu Cu deposit, Naidong country, Tibet and analysis of its prospect[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 18 (Supp.): 48-51 (in Chinese with English abstract)

Fleet A J. 1983. Hydrothermal and hydrogenous ferro-manganese deposits; do they form a continent? [A]. Rona P A. The rare earth element evidence in hydrothermal processes at seafloor spreading center [M]. New York: Plenum Press: 535-555

Fryer B J. 1983. Rare earth elements in iron formation [A]. In: Trend all A F and Morris R C, eds. *Iron-Formation: Facts and Problems* [C]. Amsterdam: Elsevier: 345-358

Graf J L. 1977. Rare earth element as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks [J]. *Economic Geology*, 72: 527-548

Harrison T M, Yin A, Grove M, Oscar M. 2000. The zedong window: A record of superposed Tertiary convergence in sountheastern Tibet [J]. *J. Geophys. Re*, 105: 19211-19230

Hass J R, Shock E L, Sassani D C. 1995. Rare earth elements in hydrothermal systems; estimates of standard partial modal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperature [J]. *Geochim et Cosmochim Acta*, 59(21): 4329-4350

Hou, Z. Q., Qu, X. M., Wang, S. X., Gao, Y. F., Du, A. D., Huang, W. 2003. The Re-Os age of molybdenites from Gangdese porphyry copper deposits belt, Xizang plateau: Minearization age and application of dynamic setting [J]. *Sci. China Series D*, 33: 609-618 (in Chinese with English abstract)

Jiang Hua-zhai, Chen Zi-kang. 2005. Geological characteristics of Liebu Cu deposit, Naidong country, Xizang [J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 20 (Supp.): 81-86 (in Chinese with English abstract)

Klein C, Ladeira E A. 2002. Petrography and geochemistry of the least altered banded iron-formation of the Archean Carajas formation, northern Brazil [J]. *Economic Geology*, 97: 643-651

Klinkhammer G P, Elderfield H, Edmond J M, A Mitra. 1994. Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(23): 5105-5113

Li Guang-ming, Qin Ke-zhang, Ding Kui-shou, Li Jin-xiang, Wang Shao-huai, Jiang Shan-yuan, Zhang Xin-chun. 2006. Geology and mineral assemblage of Tertiary skarn Cu-Au±Mo deposits in the South-eastern Gangdese arc: implications for deep exploration [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1407-1421 (in Chinese with English abstract)

Lottermoser B G. 1989. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia [J]. *Mineral Deposit*, 24: 92-99

Marehig V, Gundlaeh H, Moller P. 1982. Some geochemical indicators of

- discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments[J]. *Marine Geology*, 50:241–256
- Meinert L D. 1992. Skarns and skarn deposits[J]. *Geoscience Canada*, 19(4):15–34
- Meinert, L. D., Dipple, G. M., Nicolescu, S. 2005. World skarn deposits. In: Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., Richards, J. P. (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume* [M]. Society of Economic Geologists, pp. 299–336
- Michard A, Albrede F. 1986. The REE content of some hydrothermal fluids [J]. *Chem Geol*, 55(1/2):51–60
- Michard A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:745–750
- Mills R A, Elderfield H. 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26° N mid–Atlantic Ridge[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(17):3511–3524
- Piece J A, Mei H. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse Lhasa to Golmud. London: Phil. Trans. Roy. Soc. Lond [M]. A327:302–313
- Qin K. Z., Tosdal R. Li G. M., Zhang Q., Li J. L. 2005. Formation of the Miocene porphyry Cu (–Mo–Au) deposits in the Gangdese arc, southern Tibet, in a transitional tectonic setting. In: Zhao C. S., Guo B. J. (eds) *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge* [M]. 3:44–47
- Qin Ke-zhang, Wang Zhi-tian. 1994. Rare earth element behavior in the Wunugutushan copper–molybdenum deposit, Inner Mongolia, and its implications[J]. *Acta Geologica Sinica*, 7(2):153–167 (in Chinese with English abstract)
- Shimizu H, Masuda A. 1977. Cerium in cherts as an indication of marine environment of its formation[J]. *Nature*, 266:346–348
- Tu Guang-chi. 1984. Geochemistry of Chinese stratabound deposits[M]. Beijing: Science Press:1–69 (in Chinese with English abstract)
- Wang Shao-huai, Chen Zi-kang. 2003. Geological characters and metallogenic regulation of Kelu–Chongmuda copper and gold belt in Tibet [J]. *Geology and Prospecting*, 39(2):21–25 (in Chinese with English abstract)
- Wang Zhi-tian, Qin Ke-zhang, Zhang Shou-lin. 1994. *Geology and Exploration of large Copper Deposits* [M]. Beijing: Metallurgical Industry Press:1–162 (in Chinese with English abstract)
- Wang Zhi-tian, Qin Ke-zhang. 1989. The geochemical characteristics of rare earth elements of the porphyry Cu–Mo polymetalization series and their application in identification of ore-bearing character of porphyries in the Manchuria–Xin Baerg Right Banner region of Eastern Inner Mongolia [J]. *Geochemistry*, (4):304–314 (in Chinese with English abstract)
- Wu Yan-chang, Chang Yin-fu. 1998. On the magmatic skarn [J]. *Earth Science Frontiers*, 5(4):291–301 (in Chinese with English abstract)
- Yan Xue-yi, Huang Shu-feng, Du An-dao. 2010. Re–Os ages of large Tungsten–copper–molybdenum deposit in the Zedang orefield, Gangdese and marginal strike–slip transforming metallogenesis [J]. *Acta Geologica Sinica*, 84(3):398–406 (in Chinese with English abstract)
- Yan Xue-yi, Huang Shu-feng. 2010. Discovery of large Zedang tungsten–copper–molybdenum orefield, eastern Gangdese arc, and new understanding on strike–slip type epicontinental mineralization [J]. *Geological Review*, 56(1):9–20 (in Chinese with English abstract)
- Yao Peng, Li Jin-gao, Gu Xue-xiang. 2006. A discussion on the genesis of the stratabound skarn in the Jiama copper and polymetallic deposit of Tibet on the basis of REE and silicon isotope geochemistry [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(4):305–313 (in Chinese with English abstract)
- Yao Peng, Zheng Ming-hua, Peng Yong-min, Li Jin-gao, Su Deng-kui, Fan Wen-yu. 2002. Sources of ore-forming materials and the genesis of the Jiama copper and polymetallic deposit in Gandise Island–arc Belt, Xizang [J]. *Geological Review*, 48(5):468–479 (in Chinese with English abstract)
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalaya Tibetan orogen [J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 28:211–280
- Zhao Jin-song, Qiu Xue-lin, Zhao Bin, Tu Xiang-lin, Yu Jue, Lu Tie-shan. 2007. REE geochemistry of mineralized skarns from Daye to Wushan region, China [J]. *Geochimica*, 36(4):400–412 (in Chinese with English abstract)
- Zhao Y M, Lin W W, Bi C S, Li D X, Jiang C J. 1990. Skarn deposits of China [M]. Beijing: Geological Publishing House:1–354 (in Chinese with English abstract)
- Zheng You-ye, Wang Bao-sheng, Fan Zi-hun, Zhang Hua-ping. 2002. Analysis of tectonic evolution in the eastern section of the gangdise mountains, Tibet and the metallogenic potentialities of copper gold polymetal [J]. *Geo. Sci. Tech. Inform.*, 21(2):55–60 (in Chinese with English abstract)

[附中文参考文献]

- 丁振举, 刘丛强, 姚书振, 周宗桂, 杨明国. 2003. 东沟坝多金属矿床矿质来源的稀土元素地球化学限制[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 33(4):437–442
- 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(Supp.):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(Supp.):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矽卡岩型 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):1407–1421
- 秦克章, 王之田. 1993. 乌奴格吐山斑岩铜钼矿床稀土元素的行为及意义[J]. *地质学报*, 67(4):323–335
- 涂光炽. 1984. *中国层控矿床地球化学(第一卷)* [M]. 北京: 科学出版社:1–69
- 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*, 39(2):21–25
- 王之田, 秦克章, 张守林. 1994. *大型铜矿地质与找矿* [M]. 北京: 冶金工业出版社:1–162
- 王之田, 秦克章. 1989. 满洲里–西旗斑岩铜多金属成矿系列 REE 地球化学特征及应用[J]. *地球化学*, (4):304–314
- 吴言昌, 常印佛. 1998. 关于岩浆矽卡岩问题[J]. *地学前缘*, 5(4):291–301

闫学义,黄树峰,杜安道. 2010. 冈底斯泽当大型钨铜钼矿 Re-Os 年龄及陆缘走滑转换成矿作用[J]. 地质学报,84(3):398-406

闫学义,黄树峰. 2010. 冈底斯东段泽当大型钨铜钼矿新发现及走滑型陆缘成矿新认识[J]. 地质论评,56(1):9-20

姚 鹏,李金高,顾雪祥. 2006. 从 REE 和硅同位素特征探讨西藏甲马矿床层状矽卡岩成因[J]. 岩石矿物学杂志,25(4):305-313

姚 鹏,郑明华,彭勇民,李金高,粟登奎,范文玉. 2002. 西藏冈底斯岛弧带甲马铜多金属矿床成矿物质来源及成因研究[J]. 地质论评,48(5):468-479

赵劲松,邱学林,赵 斌,涂湘林,虞 珏,芦铁山. 2007. 大冶-武山矿化矽卡岩的稀土元素地球化学研究[J]. 地球化学,36(4):400-412

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:1-354

郑有业,王保生,樊子琿,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

Geochemical Characteristics and Origin of Skarn Rocks in the Nuri Cu-Mo-W Deposit, Southern Tibet

CHEN Lei^{1,2}, QIN Ke-zhang¹, LI Guang-ming¹, XIAO Bo^{1,2}, LI Jin-xiang¹, JIANG Hua-zhai³,
CHEN Jin-biao³, ZHAO Jun-xing^{1,2}, FAN Xin^{1,2}, HAN Feng-jie³, HUANG Shu-feng³, JU Yi-tai⁴

- (1. Key Laboratory of Mineral resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;
2. Graduate School of Chinese Academy of Science, Beijing 100049;
3. The No. 2 Geological Exploration Institute of CMGB, Putian, Fujian 351111;
4. China Metallurgical Geology Bureau, Beijing 100025)

Abstract: The Nuri Cu-W-Mo deposit is a newly explored and proved large-scale deposit in southern Tibet. It lies in the southern margin of the eastern Gangdese volcanic-magma arc, and belongs to the southern subzone of the Gangdese Cu-Mo metallogenic belt. We chose the skarn, marble and limestone exposed in the ore district to conduct component analysis. The results show that the major elements (Ca, Ti, Al, Mg, Fe and Si) are transferring among marble, limestone and skarn rocks, and the content of the elements between these rocks exhibits a linear change. The skarn rocks are rich in LREE and deficit in HREE, and bear intense Eu negative anomalies. The marbles have the same REE distribution patterns as the skarn, so we conclude they may have some relation in petrogenesis. Based on the mineral assemblage and Eu negative anomalies in the REE distribution patterns, we infer the skarn rocks were formed in a weak oxidation, medium - high temperature environment, which is consistent with the conclusion from the study on fluid inclusions. Besides, the scarcely developed Ce anomalies in skarn rocks suggest that the fluids for skarn forming were mainly derived from magma, and mixed with a lot of meteoric water. Combined with the geochemical characteristics of different rocks, intense differentiation of LREE and HREE, Eu negative anomalies, and the fact that skarn rocks are different from the hydrothermal exhalative mineralization system, we infer that the Nuri deposit was formed by fluid metasomatism.

Key words: skarn, geochemistry, Eu and Ce anomaly, metasomatism, Nuri Cu-Mo-W deposit, southern Tibet