

东昆仑东段中元古代小庙岩组岩石组合、 地球化学特征及构造环境分析

陈有忻¹⁾, 裴先治^{1,2)}, 李瑞保^{1,2)}, 李佐臣^{1,2)}, 裴磊³⁾, 刘战庆⁴⁾, 陈国超¹⁾, 刘成军¹⁾, 杨杰¹⁾

1) 长安大学地球科学与资源学院, 西安, 710054; 2) 西部矿产资源与地质工程教育部
重点实验室, 西安, 710054; 3) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京, 100083;
4) 桂林理工大学地球科学学院, 广西桂林, 541004

内容提要:小庙岩组是东昆仑造山带前寒武纪变质结晶基底的重要组成部分,是一套中元古代角闪岩相变质地层。详细的野外地质和室内观察表明,小庙岩组主要为一套长英质变质岩夹基性变质岩,长英质变质岩可分为4种岩石组合:石英岩组合、富铝片麻岩组合、长英质片麻岩组合、石英岩—长石石英岩组合。岩石学和地球化学研究表明:含富铝矿物石英片岩和片麻岩的原岩为一套泥质岩,石英岩—长石石英岩原岩为砂岩、杂砂岩或硅质岩,角闪岩和斜长角闪岩原岩为拉斑玄武岩;变沉积岩物源区经历中—低风化程度,处于寒冷干旱的气候区,可能为构造活动区;物源区主要为长英质岩石并且母岩中碱性长石含量较少,或混合有基性火山岩;变沉积岩形于陆壳拉张的裂陷槽或裂谷盆地,变基性岩形成于初始裂解或稍晚期的大陆裂谷环境,二者均指示小庙岩组形成于陆内裂谷环境。

关键词:东昆仑东段;小庙岩组;变质岩系;地球化学;原岩恢复;构造背景

中央造山系横亘于中国大陆中部,是由中国南、北两大陆块拼合形成的巨型构造带(张国伟等, 2001;边千韬等, 2001;许志琴等, 2001, 2006;程顺有, 2006),研究区位于中央造山系西部昆仑造山带的东段(图 1a),处于东昆仑造山带、西秦岭造山带、柴达木地块和巴颜喀拉造山带的构造交接区域,属于东昆仑南构造带(图 1b),该地区发育前寒武纪变质基底岩系,记录了前寒武纪地质演化历史。因此,东昆仑地区成为研究秦祁昆造山系构造交接关系和构造演化过程的重点区域,详细研究出露于该地区不同时代的前寒武纪变质岩系,正确划分构造岩石地层单位和时代归属,有助于进一步认识东昆仑造山带早期演化历史。

东昆仑造山带前寒武纪变质结晶基底主要包括古元古界白沙河岩组和中元古界小庙岩组。近些年来,众多学者对小庙岩组形成时代做了较为深入的研究,多数认为小庙岩组形成于中元古代(殷鸿福等, 2003;王国灿等, 2003, 2004, 2007;李荣社等, 2008),笔者对小庙岩组变沉积岩进行 LA-ICP-MS

锆石 U-Pb 同位素年代学研究,获得物源区最晚期岩浆结晶年龄为 1712Ma,变质年龄为 1554Ma,主体形成于 1712~1554Ma,即为中元古代(陈有忻等, 2011;陈有忻, 2012),并根据特征变质矿物组合、电子探针测试结果和相关地质温压计确定小庙岩组变质程度达中压低角闪岩相(数据将另文发表)。对于小庙岩组原岩特征和构造属性报道较少,并存在不同的看法。殷鸿福等(2003)在冬给措纳湖幅 1:25 万区域地质调查中,研究认为小庙岩组原岩为杂砂岩、泥质岩、不纯泥砂质灰岩夹少量不纯石英岩的岩石组合,代表了一种比较动荡的环境,认为小庙岩组形成于与初始大陆裂谷有关的构造环境中;王国灿等(2007)认为小庙岩组原岩为一套变质砂泥质—钙质岩系,为一套相对稳定的分异程度和成熟度均较高的陆缘碎屑岩—碳酸盐岩建造,形成于相对稳定的构造环境,代表东昆仑地区相对稳定的发展阶段;李荣社等(2008)认为小庙岩组原岩为杂砂岩、泥质岩及泥砂质灰岩,代表裂解初期与岩浆作用同时或稍后阶段在比较稳定环境的沉积响应。

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 41172186, 40972136, 40572121)、高等学校博士学科点专项科研基金项目(编号 20110205110004)、中央高校基本科研业务费专项资金项目(编号 CHD2011TD020、2013G1271091)和青海省国土资源厅—中国铝业公司公益性区域地质矿产调查基金项目(中铝基金 200801)联合资助成果。

收稿日期:2013-01-17;改回日期:2013-09-21;责任编辑:郝梓国,黄敏。

作者简介:陈有忻,男,1988年生。博士研究生,从事构造地质研究。Email:chenyouxin1988@163.com。通讯作者:裴先治,男,1963年生。教授,博士生导师,从事构造地质和区域地质研究。Email:peixzh@263.net。

本文通过对出露于东昆仑东段东昆南构造带哈图一可可沙地区的小庙岩组详细的野外地质调查,综合运用岩石学和岩石地球化学方法,对小庙岩组进行构造岩石地层单位划分、原岩恢复、物源区属性分析和构造环境判别,为进一步认识东昆南构造带中元古代物质组成和恢复东昆仑造山带早期地质构

造演化历史提供重要的基础资料。

1 地质特征

研究区内小庙岩组主要出露于哈图沟、科科可特和可可沙地区,呈北东—南西向条带状分布(图 1c),北侧与海西晚期—印支早期哈拉杂吐花岗岩体

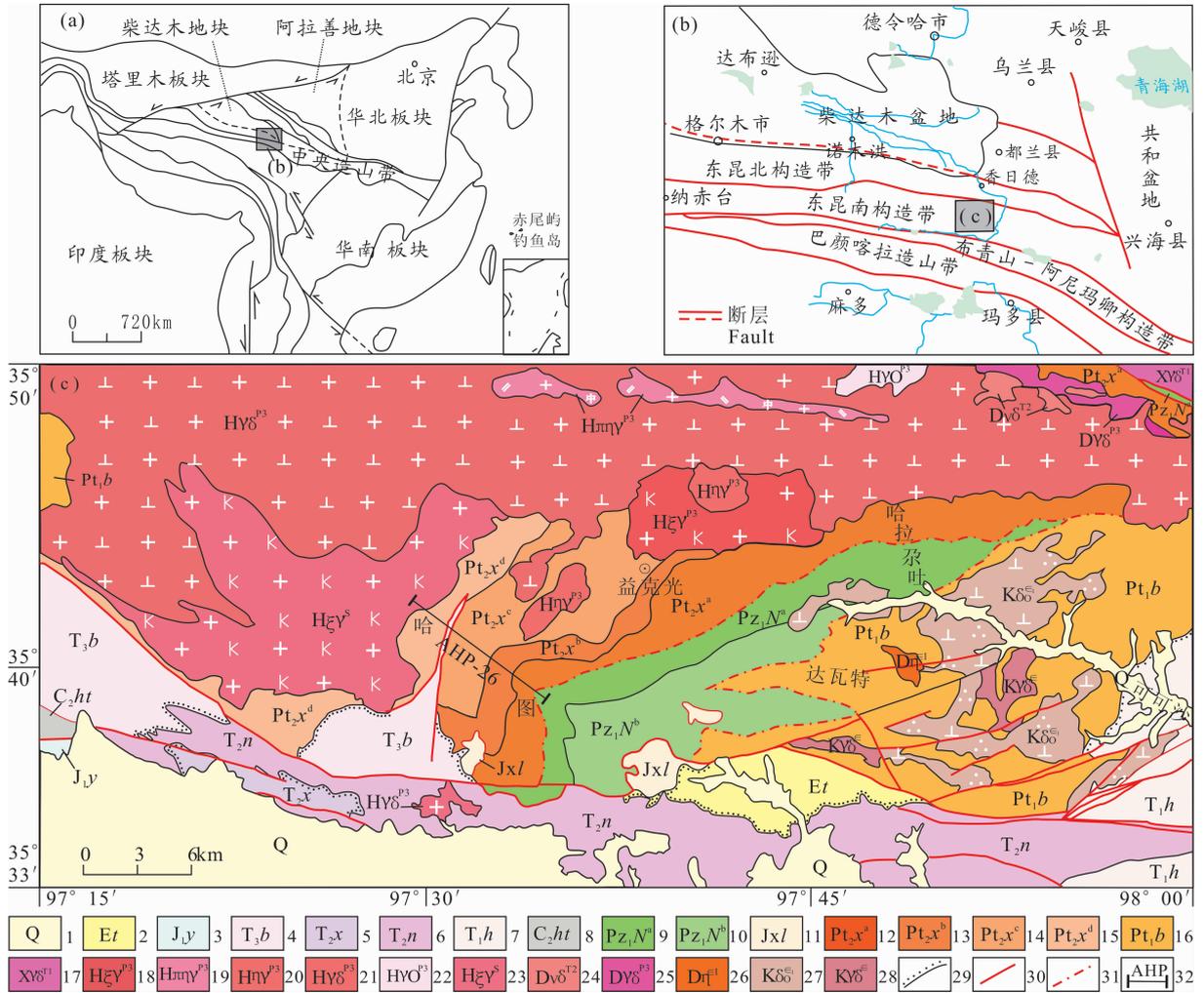


图 1 东昆仑东段哈图一可可沙地区地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Hatu-Kekesha area, east region of the East Kunlun orogenic belt

1—第四系;2—古近系沱沱河组;3—下侏罗统羊曲组;4—上三叠统八宝山组;5—中三叠统希里克特组;6—中三叠统闹仓堡沟组;7—下三叠统洪水川组;8—石炭系浩特洛洼组;9~10—古生界纳赤台岩群 a、b 岩段;11—中元古界狼牙山组;12~15—中元古界小庙岩组 a、b、c、d 岩段;16—古元古界白沙河岩组;17—香加南山岩体含包体黑云花岗岩闪长岩;哈拉杂吐花岗岩体;18—钾长花岗岩,19—似斑状二长花岗岩、20—二长花岗岩,21—含包体花岗岩闪长岩,22—英云闪长岩;23—和勒冈那仁钾长花岗岩;24—德福胜中基性杂岩体;25—德福胜花岗岩闪长质片麻岩;26—敦德沙尔郭勒角闪二长岩;27—可可沙石英闪长岩体;28—可可沙花岗岩闪长岩;29—角度不整合界线;30—断层;31—韧性构造界面;32—实测剖面位置及剖面号

1—Quaternary;2—Paleogene Tuotuohe Formation;3—Lower Jurassic Yangqu Formation;4—Upper Triassic Babaoshan Formation;5—Middle Triassic Xilikete Formation;6—Middle Triassic Naocangjiagou Formation;7—Lower Triassic Hongshuichuan Formation;8—Carbonic Haoteluowa Formation;9~10—Lower Paleozoic NaijTal Group a, b rock Member;11—Mesoproterozoic Langyashan Formation;12~15—Mesoproterozoic Xiaomiao Formation a, b, c, d Rock Member;16—Paleoproterozoic Baishahe Rock Formation;17—biotite Granodiorite bearing enclave of Xiangjia' nanshan pluton; Halagatu pluton;18—K-feldspar granites,19—porphyritic-like monzogranite,20—porphyritic monzogranite,21—granodiorite with enclave,22—tonalite;23—K-feldspar granites of Helegangnaren pluton;24—Defusheng intermediate-basic complex;25—Defusheng granodioritic gneiss;26—Dundesha' erguole amphibolite monzonite;27—Kekesha quartzdiorite;28—Kekesha granodiorite;29—angular unconformity;30—fault;31—ductile shear zone;32—measured geological section and number

呈侵入接触关系,哈拉尕吐岩体呈“枝状”或独立的侵入体侵入于小庙岩组;东侧与古元古界白沙河岩组、下古生界纳赤台岩群接触,小庙岩组与两者之间发育韧性剪切变形带;南侧与上三叠统八宝山组和中三叠统闹仓竖沟组呈断层接触关系,局部保留角度不整合接触,在哈图沟有上三叠统八宝山组呈南北向细长的断夹片出现在小庙岩组中;西侧与加里东期和勒冈那仁花岗岩体接触,岩体边缘有小庙岩组透镜体,两者呈侵入接触关系。

小庙岩组主要为一套石英质变质岩系夹变基性火山岩,变质岩层面理主体北倾,变质程度总体达低角闪岩相,主要有片岩、富铝片麻岩、长英质片麻岩、石英岩、角闪岩、斜长角闪岩和少量的变粒岩等,此外在韧性剪切带两侧出露有少量的糜棱岩。哈图地区小庙岩组中发育有晚期(时代不明)的基性岩墙,岩墙与片理(片麻理)近平行或大角度相交。

2 岩石组合特征

本次研究主要在哈拉尕吐和哈图沟地区进行详细的实测地质剖面研究(图2),结合地质路线观察,研究岩石组合、接触关系、变形特征,在此基础上划分不同的构造岩层单位。哈图沟剖面变质地层出露较为完整,岩石组合发育齐全,具有代表性,叠置厚度达5310.3m,由南向北依次划分为4个构造岩层单位。

a 岩段:石英岩组合,主要岩石类型有石英岩、石英片岩、斜长角闪片岩和少量的黑云斜长片麻岩,特征变质矿物有石榴石、十字石,叠置厚度达1529.9m;

b 岩段:富铝片麻岩组合,主要岩石类型有含蓝晶石榴十字石黑云母斜长片麻岩,夹少量长石石英岩,特征变质矿物有石榴石、十字石、蓝晶石,叠置厚

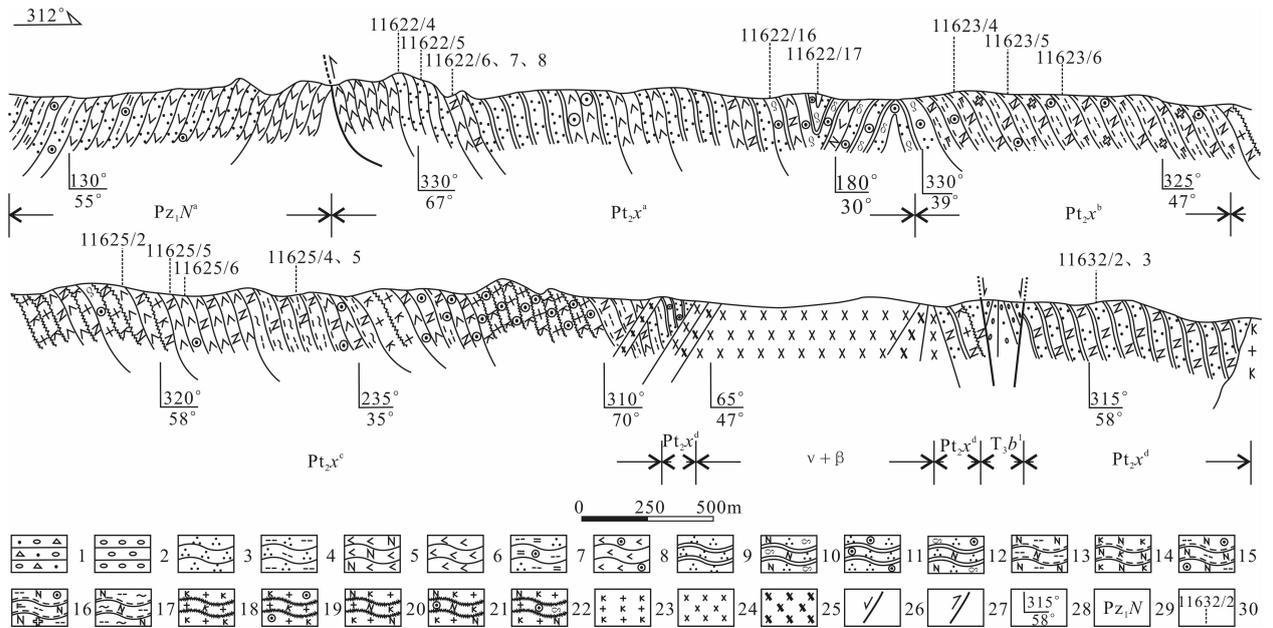


图2 东昆仑东段哈图沟小庙岩组(Pt₂x)实测地质剖面图(AHP-26)

Fig. 2 Measured geological section of the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt (AHP-26)

- 1—含细砾粗粒岩屑砂岩;2—厚层状砾岩;3—石英片岩;4—黑云石英片岩;5—斜长角闪片岩;6—角闪片岩;7—含石榴石二云石英片岩;8—含石榴石角闪片岩;9—石英岩;10—一条带状长石石英岩;11—石榴石石英岩;12—一条带状含石榴石长石石英岩;13—黑云斜长片麻岩;14—二长片麻岩;15—含石榴石黑云斜长片麻岩;16—含蓝晶石榴十字石黑云斜长片麻岩;17—混合岩化黑云斜长片麻岩;18—钾长花岗质片麻岩;19—含石榴石钾长花岗质片麻岩;20—二长花岗质片麻岩;21—含石榴石二长花岗质片麻岩;22—一条带状含石榴石二长花岗质片麻岩;23—钾长花岗岩;24—辉长岩;25—辉绿岩;26—正断层;27—逆断层;28—产状;29—地质代号;30—采样位置及编号

- 1—Coarse-grained detritus sandstone bearing fine gravel; 2—thick-bedded conglomerates; 3—quartz schist; 4—biotite quartz-schist; 5—amphibolite schist; 6—hornblende schist; 7—garnet two-mica quartz schist; 8—garnet hornblende schist; 9—quartzite; 10—banded arkose quartzite; 11—garnet quartzite; 12—banded arkose quartzite bearing garnet; 13—biotite plagioclase gneiss; 14—two-feldspar gneiss; 15—biotite plagioclase gneiss bearing garnet; 16—biotite plagioclase gneiss bearing kyanite, garnet, staurolite; 17—migmatitic biotite plagioclase gneiss; 18—K-feldspar granitic gneiss; 19—K-feldspar granitic gneiss bearing garnet; 20—monzogranitic gneiss; 21—monzogranitic gneiss bearing garnet; 22—banded monzogranitic gneiss bearing garnet; 23—K-feldspar granite; 24—gabbro; 25—diabase; 26—normal fault; 27—reverse fault; 28—attitude; 29—geological symbol; 30—sample location and number

度达 813.5m;

c 岩段:长英质片麻岩组合,主要岩石类型有黑云母斜长片麻岩、黑云二长片麻岩夹少量含石榴石黑云母斜长片麻岩、斜长角闪片岩,深熔脉体发育,特征变质矿物为石榴石和十字石,叠置厚度达 1876.4m;

d 岩段:石英岩—长石石英岩组合组合,主要岩石类型有石英岩、长石石英岩夹长英质片麻岩,特征变质矿物为石榴石,叠置厚度达 1090.5m。

哈拉尔吐实测剖面与哈图沟实测剖面可对比,相当于 a 岩段,主要岩性为石英岩、长石石英岩、石英片岩夹斜长角闪片岩、变粒岩及少量的片麻岩,岩石多发生糜棱岩化,主要特征变质矿物为石榴石、十字石和方柱石。

3 岩相学特征

宏观上,小庙岩组呈层状无序地层特征,其中的斜长角闪(片)岩常呈夹层出现在石英岩、片岩或片麻岩中,不同的岩石类型之间产状一致,延伸稳定,表明为准同时形成的。小庙岩组主要岩石类型可以归纳为石英岩类、片岩类、片麻岩类和斜长角闪岩类,微观上,不同岩石类型有以下特征。

3.1 石英岩类

石英岩类是小庙岩组 a 岩段和 d 岩段的主要岩石类型,包括石英岩、长石石英岩、含石榴石长石石英岩。该类岩石具有粒状变晶结构、块状构造和条带状构造,主要由石英和长石组成,二者呈不规则的粒状变晶,石英常具有明显的波状消光,长石发育聚片双晶和机械双晶,此外还有少量石榴石、黑云母、白云母、绿泥石、绿帘石等矿物,副矿物有锆石、磁铁矿等,表明原岩可能为比较纯净的石英砂岩或长石石英砂岩。

3.2 片麻岩类

片麻岩类是小庙岩组 b 岩段和 c 岩段的主要岩石类型,根据矿物组成特征又可分为富铝片麻岩类和长英质片麻岩类。

富铝片麻岩富含石榴石、蓝晶石、十字石等富铝特征变质矿物,表明原岩为富铝的泥质岩和泥质砂岩,主要岩石类型有含蓝晶石榴石黑云斜长片麻岩、含石榴石二云斜长片麻岩、含石榴石黑云斜长片麻岩等。该类岩石具有鳞片—粒状变晶结构、变余斑状结构,片麻状构造,主要由斜长石、钾长石、石英、黑云母、白云母、石榴石、十字石、蓝晶石等矿物组成,其中石榴石常呈筛状变斑晶,副矿物主要有锆

石、磷灰石、金红石等。

长英质片麻岩具有鳞片—粒状变晶结构,片麻状构造,主要岩石类型有黑云二长片麻岩、黑云斜长片麻岩等,主要由斜长石、钾长石、黑云母、石英等矿物组成,含少量石榴石、十字石等富铝特征变质矿物,副矿物有磷灰石、锆石等,表明其原岩可能为沉积岩。

3.3 片岩类

片岩类在小庙岩组各岩段均有分布,主要岩石类型为黑云石英片岩,具有鳞片—粒状变晶结构,片状构造,主要由石英、斜长石和黑云母组成,石英和斜长石常为不规则的粒状变晶,黑云母为鳞片状变晶并定向排列构成岩石的片状构造,还有少量的方柱石、石榴石、十字石等特征变质矿物,副矿物有磷灰石、锆石,原岩可能为沉积岩。

3.4 角闪岩类

该类岩石在小庙岩组各岩段均有分布,在 a 岩段和 c 岩段出露较多,主要岩石类型有斜长角闪(片)岩、含石榴石斜长角闪(片)岩、角闪(片)岩等。角闪片岩呈灰黑—黑色,具有柱—粒状变晶结构、斑状变晶结构和片状构造,主要由角闪石、石英及黑云母组成,还有少量的绿帘石、斜长石和金属矿物,其中角闪石为岩石的主要组成矿物,呈细小短柱状或针柱状变晶,定向—半定向排列构成岩石的片状构造,不规则粒状石英和斜长石均匀分布在角闪石间隙中,颗粒大小一般为 0.1~0.15mm;斜长角闪(片)岩呈灰黑—黑色,具有柱—粒状变晶结构,块状构造或片状构造,主要由片柱状角闪石和不规则粒状斜长石变晶组成,还有少量石英呈不规则粒状变晶均匀分布于岩石中,局部夹层岩石中可见少量石榴石变晶(2%~5%),颗粒大小一般为 0.2~0.4mm。

4 岩石地球化学特征

在对岩石薄片进行详细镜下观察的基础上,本次研究从小庙岩组 4 个岩段共挑选 17 件样品进行常量元素、微量元素和稀土元素分析。碎样工作在河北省廊坊区域地质矿产调查研究所实验室完成,岩石地球化学成分测试在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室完成。主量元素使用 X—射线荧光光谱仪(XRF-1500)测试,采用 0.6g 样品与 6g 四硼酸锂制成的玻璃片在 Shimadzu XRF-1500 上测定氧化物的含量,精度优于 2%~3%。微量元素及稀土元素利用酸溶法制

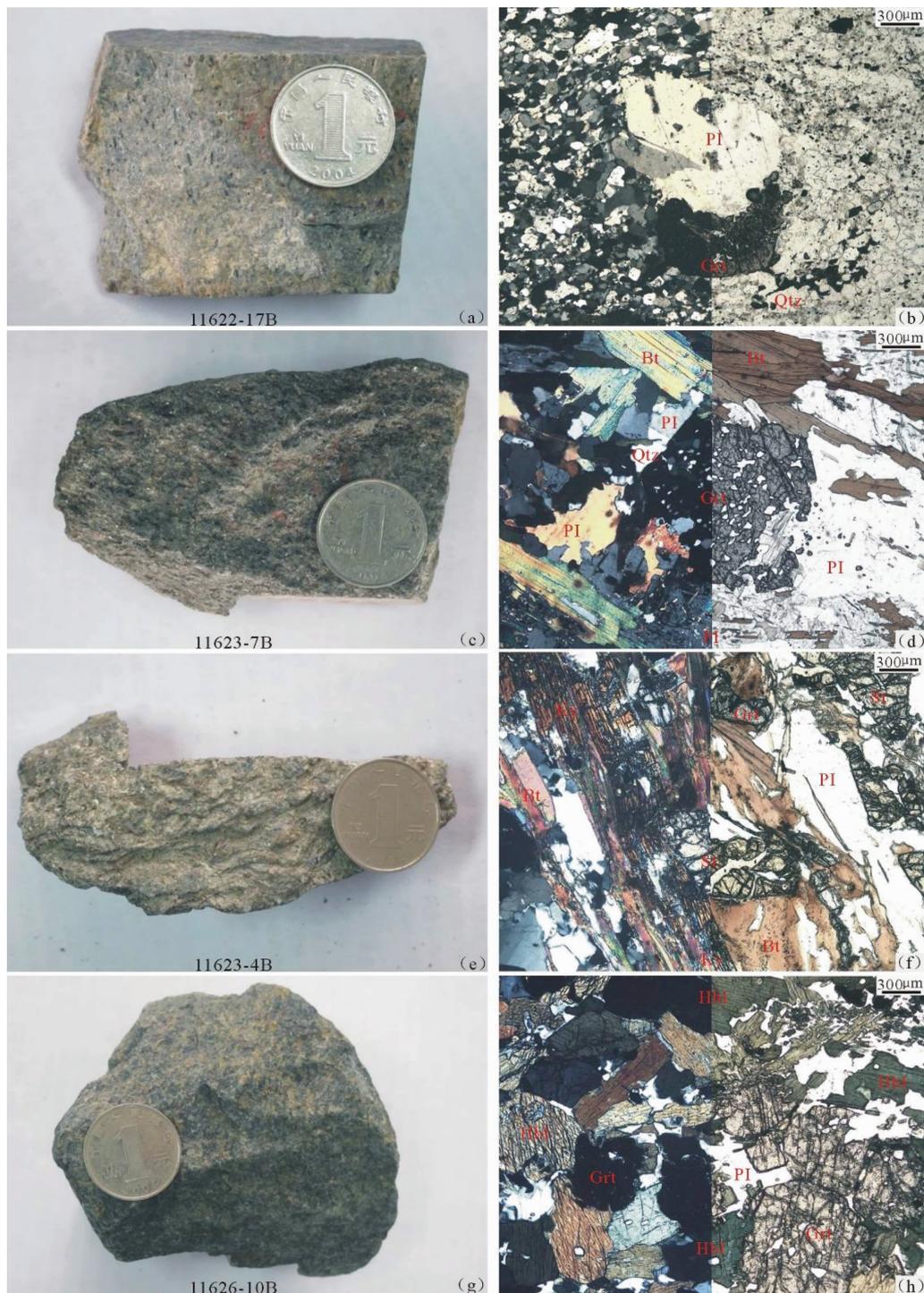


图 3 东昆仑东段哈图沟小庙岩组样品手标本和显微照片(左—正交偏光、右—单偏光)

Fig. 3 Hand specimen photographs and microphotographs(Left—orthogonal light,Right—plainlight)for the Xiaomiao Formation samples in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt

(a)、(b)—为含石榴石长石石英岩手标本和显微照片；(c)、(d)—为含石榴石黑云斜长片麻岩手标本和显微照片；(e)、(f)—为含蓝晶石榴十字石黑云斜长片麻岩手标本和显微照片；(g)、(h)—为石榴石斜长角闪岩手标本和显微照片
(a)、(b)—Specimen photograph and microphotograph for garnet-bearing arkose quartzite；(c)、(d)—specimen photograph and microphotograph for garnet-biotite-plagioclase gneiss；(e)、(f)—specimen photograph and microphotograph for biotite-plagioclase gneiss bearing kyanite, garnet, and staurolite；(g)、(h)—specimen photograph and microphotograph for garnet amphibolite

备样品,再使用 ICP-MS(Element II)测试,分析精度为:按照 GSR-1 和 GSR-2 国家标准,当元素含量大于 10×10^{-6} 时,其精度优于 5%,当含量小于 10×10^{-6} 时,其精度优于 10%,化学分析测试流程参考 Chen F K 等(2000,2002)介绍的方法。小庙岩组主量元素、微量元素、稀土元素分析结果及相关参数见表 1、表 2、表 3。

4.1 变沉积岩地球化学特征

由表 1 可以看出,小庙岩组变沉积岩 SiO_2 含量较高(60.68%~75.34%),大部分为 70% 以上,富铝片麻岩相对较低(60.68%~64.94%); TiO_2 含量略低(0.21%~0.85%),其中富铝片麻岩相对其他岩石类型要高; Al_2O_3 含量普遍较高(10.67%~17.01%),富铝片麻岩均大于 15%, $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 为 3.50%~10.51%; MgO 含量变化较大(0.21%~4.14%),在富铝片麻岩中含量较高;富 K_2O 和 Na_2O , K_2O 含量为 0.29%~3.25%(大多数均大于 1%), Na_2O 含量为 1.23%~5.27%,片麻岩 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$,而石英岩和石英片岩 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$,以上数据均指示原岩可能为碎屑沉积岩。

从尼格里特征值可以看出(表 2),富铝片麻岩类 $qz=53.29 \sim 87.07$, $t=16.55 \sim 23.29$, $k=0.48 \sim 0.63$, $c=1.26 \sim 4.56$,以富铝和贫钙为特征,因此该类岩石有较多的云母和石榴石等富铝矿物,原岩可

能为泥质岩;长英质岩类 $q=143.57 \sim 184.65$,可以分为两类:一类含碱量较高, $alk=26.53 \sim 34.62$, $k=0.03 \sim 0.33$, $c=4.21 \sim 9.73$, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, $al-alk > 20$,该类岩石中含有少量石榴石富铝矿物,原岩为泥质砂岩,第二类含碱量较低, $alk=15.64 \sim 21.35$, $k=0.41 \sim 0.49$, $c=8.89 \sim 14.27$, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, $10 < al-alk < 20$,原岩比较复杂,结合野外产出特征和岩石组合特征综合判断,原岩为砂岩。

由小庙岩组变沉积岩微量元素分析结果可知(表 2),岩石样品 Ba 和 Zr 含量高,分别为 $111 \times 10^{-6} \sim 1068 \times 10^{-6}$ 和 $129 \times 10^{-6} \sim 263 \times 10^{-6}$,而 Sr 含量变化较大($54 \times 10^{-6} \sim 183 \times 10^{-6}$),相容元素 Cr、Co、Ni 含量相对变化不大,表明小庙岩组物源以近源为主、物源复杂的特点。Sr/Ba 比值介于 0.11~0.54,所有比值都小于 1,平均值为 0.25,显示为副变质岩特征;Cr/Zr 比值平均值为 0.29(除了样品 11026/4 之外均小于 1),表明小庙岩组变沉积岩物源区以长英质岩石为主。在大陆上地壳平均值标准化蛛网图解中可以看出(图 4a),元素丰度与大陆上地壳平均值相近,Sr、P、Ti 相对于大陆上地壳有弱的亏损,而 Sm、Nd、Eu 表现出弱正异常特征。由此可以判断,小庙岩组变沉积岩原岩可能来源于大陆上地壳。

小庙岩组变沉积岩各类岩石稀土元素总量高、差异大(表 3),一般 $\Sigma\text{REE}=124.34 \times 10^{-6} \sim 436.63 \times$

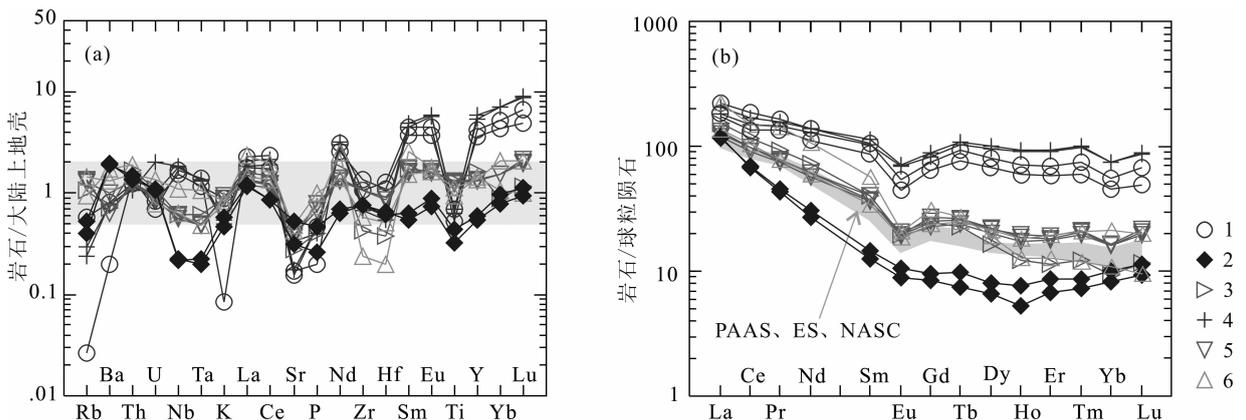


图 4 东昆仑东段哈图沟小庙岩组变沉积岩微量元素上地壳标准化蛛网图(a 据韩吟文等,2003)

和球粒陨石标准化稀土配分曲线(b 据 Boynton,1984)

Fig. 4 The upper continental crust normalized trace element spider diagram (a, after Han Y W et al., 2003) and the chondrite normalized REE patterns (b, after Boynton, 1984) for metamorphic sedimentary rocks from the Xiaomiao

Formation in Hatu, east east region of the East Kunlun orogenic belt

1—石英片岩;2—长石石英岩;3—含石榴十字石黑云石英片岩;4—含石榴石长石石英岩;5—含蓝晶十字石榴石黑云斜长片麻岩;
6—黑云斜长片麻岩

1—Quartz schist; 2—arkose quartzite; 3—biotite-quartz schist containing garnet and staurolite; 4—arkose quartzite containing garnet;
5—biotite-plagioclase gneiss containing kyanite, garnet, and staurolite; 6—biotite-plagioclase gneiss

10^{-6} , 平均值为 265.91×10^{-6} , 轻、重稀土元素含量分别为 $115.68 \times 10^{-6} \sim 328.71 \times 10^{-6}$ 、 $8.66 \times 10^{-6} \sim 107.92 \times 10^{-6}$ 。由变沉积岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(图 4b)可以看出, 不同岩石类型、不同岩性段同种岩性稀土元素含量及配分模式不同,

片麻岩及含石榴十字石黑云石英片岩稀土元素总量较高, $\Sigma REE = 186.53 \times 10^{-6} \sim 313.83 \times 10^{-6}$, $\Sigma LREE/\Sigma HREE = 6.50 \sim 12.68$, 轻重稀土分馏较为明显, $\delta Eu = 0.48 \sim 0.67$, Eu 负异常较明显, 稀土元素标准化配分曲线呈轻稀土富集型的右倾型, 与太

表 1 东昆仑东段哈图沟小庙岩组岩石样品主量元素测试结果 (%)

Table 1 Major element composition of rock sample from the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt (%)

样品号	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
11622/4	石英片岩	73.85	0.34	11.09	3.10	2.20	0.07	0.51	1.63	5.54	0.29	0.03	0.80
11622/5		73.19	0.45	11.52	3.17	1.95	0.07	0.48	0.88	3.95	3.02	0.07	0.78
11622/6	角闪岩	53.30	2.60	12.54	6.40	8.92	0.23	3.94	5.58	2.39	2.11	0.41	1.02
11622/7		47.44	2.99	12.49	6.67	10.81	0.28	5.22	8.86	1.81	1.59	0.34	0.94
11622/8	含石榴十字石黑云石英片岩	64.91	0.85	17.01	2.32	4.82	0.07	3.05	0.29	2.11	3.01	0.06	1.66
11622/16	含石榴石长	71.64	0.42	11.77	4.24	2.98	0.15	0.21	1.86	4.39	1.85	0.06	0.08
11622/17	石英岩	70.55	0.46	11.98	4.63	3.43	0.17	0.14	1.66	4.81	1.70	0.07	0.10
11623/4	含蓝晶石十字	60.68	0.85	16.75	2.70	7.81	0.16	4.14	1.25	1.23	3.25	0.10	0.86
11623/5	石榴石二云	63.59	0.81	15.48	2.35	6.80	0.16	3.82	1.13	1.53	3.06	0.12	1.32
11623/6	母斜长片麻岩	62.69	0.83	15.70	2.38	6.98	0.16	3.88	1.11	1.38	3.25	0.12	1.28
11625/2	斜长角闪片岩	48.41	2.57	12.44	6.01	10.20	0.24	5.22	9.39	2.83	1.30	0.29	0.68
11625/5		48.70	2.70	12.56	7.71	9.71	0.29	5.42	8.19	2.80	0.69	0.29	0.36
11625/6	含石榴角闪岩	47.94	2.95	12.35	6.68	12.45	0.26	4.81	8.47	2.98	0.49	0.39	0.18
11626/4	黑云斜长	76.99	0.61	10.67	0.86	2.64	0.04	1.63	1.38	1.88	2.71	0.11	0.84
11626/5	片麻岩	62.13	0.73	15.99	1.78	5.62	0.32	2.89	3.81	2.74	2.85	0.15	1.24
11632/2	长石英岩	73.29	0.29	13.72	0.87	1.62	0.06	1.03	0.75	5.78	1.58	0.07	0.84
11632/3		75.34	0.21	12.83	0.60	2.06	0.05	0.77	0.76	4.97	1.97	0.04	0.52

表 2 东昆仑东段哈图沟小庙岩组岩石样品尼格里特征值和相关参数

Table 2 Niggli eigenvalue and relative parameters of rock sample from the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt

样品号	al	fm	c	alk	si	ti	p	k	mg	t	qz	CIA	ICV
11622/4	34.71	26.51	9.27	29.50	392.19	1.36	0.53	0.03	0.15	-4.07	174.17	47.36	2.11
11622/5	37.14	26.21	5.16	31.49	400.44	1.85	1.28	0.33	0.15	0.49	174.24	50.68	1.97
11622/6	20.89	51.86	16.90	10.35	150.67	5.53	3.87	0.37	0.32	-6.37	9.25	—	—
11622/7	17.65	52.95	22.76	6.64	113.76	5.39	2.72	0.37	0.35	-11.75	-12.80	—	—
11622/8	40.61	42.07	1.26	16.07	262.97	2.59	0.81	0.48	0.44	23.29	87.07	70.49	1.42
11622/16	33.86	29.88	9.73	26.53	349.65	1.54	0.98	0.22	0.05	-2.40	143.52	48.55	2.06
11622/17	33.17	31.49	8.35	26.99	331.32	1.63	1.10	0.19	0.03	-2.18	123.35	48.72	2.05
11623/4	33.63	50.67	4.56	11.13	206.77	2.18	1.14	0.63	0.42	17.94	53.29	68.82	1.45
11623/5	33.72	49.11	4.48	12.70	235.05	2.25	1.48	0.57	0.43	16.55	75.99	67.05	1.49
11623/6	33.77	49.45	4.34	12.45	228.79	2.28	1.46	0.61	0.43	16.98	70.51	67.58	1.48
11625/2	17.45	50.09	23.96	8.51	115.27	4.60	2.30	0.23	0.37	-15.01	-18.76	—	—
11625/5	17.80	53.51	21.10	7.59	117.12	4.89	2.33	0.14	0.36	-10.89	-13.22	—	—
11625/6	17.17	53.86	21.41	7.55	113.11	5.24	3.07	0.10	0.31	-11.79	-17.11	—	—
11626/4	37.80	31.97	8.89	21.35	462.79	2.76	2.21	0.49	0.46	7.56	273.62	56.29	1.78
11626/5	32.95	37.13	14.27	15.64	217.25	1.92	1.75	0.41	0.41	3.03	53.16	56.91	1.76
11632/2	42.34	18.83	4.21	34.62	383.81	1.14	1.22	0.15	0.43	3.51	143.57	52.48	1.91
11632/3	42.44	18.89	4.57	34.10	422.93	0.89	0.75	0.21	0.34	3.77	184.65	52.51	1.90

注: 尼格里特征值由路远发研究员提供的 GEOKIT(2012 版) 计算得出(路远发, 2004); CIA = $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO^* + K_2O)]$, ICV = $(Fe_2O_3 + Na_2O + CaO^* + K_2O) / Al_2O_3$, 其中 $CaO^* = CaO - [10/3 \times P_2O_5]$

表 3 东昆仑东段哈图沟小庙岩组岩石样品微量元素、稀土元素测试结果 ($\times 10^{-6}$) 及特征参数
 Table 3 Trace and rare earth element composition of rock sample from the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt ($\times 10^{-6}$)

样品号	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Cs	Ba	Th	U	Zr	Nb
11622/4	0.00	3.89	0.00	3.15	59.80	93.84	0.62	111.00	15.00	1.95	204.00	41.70
11622/5	0.00	6.30	6.40	65.13	54.34	80.35	1.67	450.00	13.50	2.36	263.00	39.10
11622/6	28.30	36.86	26.16	96.55	100.38	52.88	3.87	415.00	4.24	1.06	21.40	21.20
11622/7	47.64	48.31	36.06	49.79	202.87	35.32	0.79	411.00	2.87	0.80	21.20	10.80
11622/8	73.97	16.02	27.23	120.99	99.15	35.64	7.50	398.00	18.00	3.07	80.80	15.50
11622/16	0.00	7.01	2.70	33.37	116.19	127.65	1.03	421.00	12.30	2.81	139.00	44.90
11622/17	0.00	5.40	1.90	27.22	60.84	119.64	1.07	432.00	11.40	5.74	129.00	45.70
11623/4	79.30	27.91	44.17	144.36	136.75	29.60	6.13	545.00	14.20	2.39	201.00	14.00
11623/5	63.54	18.78	25.98	149.37	134.07	30.03	9.20	351.00	13.00	2.54	204.00	15.40
11623/6	68.19	19.86	34.28	154.03	128.00	28.74	10.00	351.00	13.60	2.62	203.00	14.80
11625/2	104.00	46.00	54.00	20.00	105.00	39.00	0.35	93.60	2.62	0.96	43.30	12.50
11625/5	92.00	56.00	59.00	17.00	131.00	43.00	0.75	88.20	2.54	0.95	36.70	13.40
11625/6	40.00	55.00	56.00	11.00	86.00	37.00	0.72	115.00	3.02	1.18	20.20	10.80
11626/4	47.57	8.27	25.21	106.78	151.80	31.85	2.22	957.00	20.70	2.22	45.10	16.10
11626/5	53.90	19.93	38.79	164.06	168.07	29.96	7.10	728.00	16.30	3.79	111.00	27.60
11632/2	0.00	4.21	0.00	44.80	183.20	13.49	0.35	1068.00	14.60	3.06	146.00	5.62
11632/3	3.22	1.74	2.86	58.93	108.80	12.00	0.37	1034.00	16.00	2.95	145.00	5.44
样品号	Hf	Ta	Y/Nb	Th/Ta	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
11622/4	7.44	3.05	2.25	4.92	68.10	150.00	20.00	82.00	20.40	3.93	19.40	4.38
11622/5	6.41	2.55	2.05	5.29	54.00	110.00	16.50	67.00	17.00	3.26	16.60	3.57
11622/6	0.76	1.42	2.49	2.99	24.10	53.40	7.60	35.80	9.49	3.12	10.60	2.36
11622/7	1.02	0.75	3.27	3.83	15.30	34.80	5.00	23.20	6.28	2.26	7.48	1.65
11622/8	2.22	1.34	2.30	13.43	47.20	94.50	11.20	43.60	7.89	1.44	6.32	1.07
11622/16	3.51	3.02	2.84	4.07	63.30	136.00	19.10	83.20	21.90	5.21	23.10	5.15
11622/17	3.16	2.90	2.62	3.93	55.80	121.00	17.70	77.40	20.10	5.06	21.10	4.89
11623/4	5.26	1.06	2.11	13.40	40.60	79.30	9.23	36.70	7.29	1.40	5.89	1.14
11623/5	5.31	1.11	1.95	11.71	36.50	73.30	9.02	34.20	7.12	1.52	6.51	1.23
11623/6	5.02	1.08	1.94	12.59	39.10	78.30	9.63	36.60	7.78	1.44	7.00	1.25
11625/2	2.11	0.75	3.12	3.47	15.80	36.90	5.37	25.20	6.87	2.12	7.76	1.72
11625/5	1.54	0.89	3.21	2.86	16.20	37.60	5.70	26.90	8.09	2.39	8.71	1.97
11625/6	0.94	0.76	3.43	3.99	16.30	37.20	5.37	24.70	7.39	2.44	7.87	1.76
11626/4	1.16	1.06	1.98	19.53	70.40	124.00	18.10	65.30	11.50	1.59	8.30	1.35
11626/5	2.94	2.33	1.09	7.00	43.90	86.00	9.91	36.80	6.96	1.43	6.37	1.23
11632/2	3.58	0.44	2.40	33.56	35.60	55.20	5.57	18.30	2.84	0.77	2.47	0.46
11632/3	3.81	0.50	2.21	31.75	36.50	54.50	5.25	16.30	2.47	0.66	2.16	0.35
样品号	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	LR/HR	δ Eu	(La/Yb)N	(La/Sm)N	Sm/Nd
11622/4	26.00	5.14	14.50	2.41	11.60	2.16	430.02	4.02	0.60	3.99	2.10	0.25
11622/5	21.60	4.24	12.20	1.95	9.43	1.59	338.94	3.76	0.59	3.89	2.00	0.25
11622/6	14.30	3.02	8.60	1.44	6.72	1.20	181.75	2.77	0.95	2.44	1.60	0.27
11622/7	10.20	2.19	6.16	0.99	4.91	0.89	121.31	2.52	1.01	2.12	1.53	0.27
11622/8	5.29	0.88	2.41	0.39	1.94	0.37	224.51	11.02	0.60	16.54	3.77	0.18
11622/16	32.10	6.72	19.40	3.25	15.40	2.80	436.63	3.05	0.70	2.80	1.82	0.26
11622/17	30.30	6.58	18.90	3.15	15.40	2.88	400.26	2.88	0.75	2.46	1.75	0.26
11623/4	6.45	1.23	3.74	0.64	3.34	0.64	197.58	7.57	0.63	8.27	3.51	0.20
11623/5	6.93	1.40	4.02	0.68	3.41	0.69	186.53	6.50	0.67	7.28	3.23	0.21
11623/6	7.18	1.33	3.79	0.66	3.39	0.66	198.10	6.84	0.59	7.84	3.17	0.21
11625/2	10.90	2.23	6.53	1.08	5.56	1.06	129.10	2.50	0.88	1.93	1.45	0.27
11625/5	12.10	2.47	7.20	1.19	6.16	1.13	137.81	2.37	0.87	1.79	1.26	0.30
11625/6	10.80	2.21	6.58	1.09	5.59	0.98	130.28	2.53	0.97	1.98	1.39	0.30
11626/4	6.41	0.96	2.81	0.41	2.38	0.32	313.83	12.68	0.48	20.11	3.86	0.18
11626/5	7.07	1.37	4.21	0.69	4.61	0.67	211.23	7.05	0.65	6.48	3.97	0.19
11632/2	2.61	0.55	1.81	0.28	2.12	0.36	128.95	11.09	0.87	11.42	7.90	0.16
11632/3	2.10	0.38	1.40	0.23	1.73	0.30	124.34	13.36	0.85	14.35	9.31	0.15

古界澳大利亚沉积岩(PAAS)、欧洲页岩(ES)和北美页岩(NASC)稀土元素球粒陨石标准化配分曲线比较一致(Haskin et al., 1966; McLennan, 1989);长石石英岩稀土元素含量较低, $\Sigma\text{REE} = 124.34 \times 10^{-6} \sim 128.95 \times 10^{-6}$, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 11.09 \sim 13.36$, 轻重稀土分馏较为明显, $\delta\text{Eu} = 0.85 \sim 0.87$, 无明显负Eu异常, 稀土元素分配形式呈轻稀土富集型的右倾曲线; 石英片岩和含石榴石长石石英岩稀土元素总量较高, $\Sigma\text{REE} = 338.94 \times 10^{-6} \sim 436.63 \times 10^{-6}$, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 2.88 \sim 4.02$, $\delta\text{Eu} = 0.59 \sim 0.75$, Eu负异常较明显, 稀土元素分配形式呈微右倾曲线。

4.2 变基性岩地球化学特征

由表1可知, 小庙岩组变基性岩 SiO_2 为 47.44%~53.30%, 属于基性岩范畴; 相对高的 TiO_2 含量(2.57%~2.95%); 中等的 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 含量, 分别为 12.35%~12.56% 和 15.32%~19.13%; MgO 含量为 3.94%~5.42%, 变化较小; 具有富 K_2O (0.49%~2.11%) 和富 Na_2O (1.81%~2.98%) 特征, 并且样品 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ 。 $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO} = 0.20 \sim 0.43$, 平均值为 0.33, $\text{CaO} > \text{MgO}$; 尼格里特征值(表2)显示为岩石相对贫硅($qz = 9.25 \sim -18.76$)、贫铝($t = -6.37 \sim -15.01$)、富钙($c = 16.9 \sim 23.96$), $\text{alk} + c > \text{al} > \text{alk}$, 均表现出正变质岩的特征。

由微量元素原始地幔标准化蛛网图(图5a)可以看出, 小庙岩组变基性岩样品表现为富集大离

子亲石元素(Th、U等)和高场强元素(Nb、Ta等), 而Sr、K、Zr等元素相对亏损, 不同于洋脊玄武岩(MORB)特征, 与岛弧玄武岩(IAB)也有区别, 总体上具有板内玄武岩微量元素特点。部分样品具有K相对亏损的特征, 可能与低度部分熔融有关, 表明地幔源区可能有残余的富钾角闪石和金云母; 样品出现明显的Sr低谷, 可能与岩石发生变质作用有关。此外, 所有样品均没有出现Nb负异常, 表明变基性岩原岩形成过程中基本未受到大陆地壳混染作用的影响。

变基性岩岩石稀土元素分析结果表明(表3), 稀土元素含量较低, $\Sigma\text{REE} = 121.31 \times 10^{-6} \sim 181.75 \times 10^{-6}$, 平均为 140.05×10^{-6} , 轻重稀土分馏不明显, 轻、重稀土含量分别为 $86.84 \times 10^{-6} \sim 133.51 \times 10^{-6}$ 和 $34.47 \times 10^{-6} \sim 48.24 \times 10^{-6}$, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 2.37 \sim 2.77$, $\delta\text{Eu} = 0.88 \sim 1.01$, 球粒陨石标准化配分形式呈轻稀土略富集微右倾曲线(图5b), 无明显负Eu异常, 表明没有发生以斜长石为主的分离结晶作用。

5 原岩恢复

依据岩石地球化学分析结果, 在尼格里特征值判别图解中(Simonen, 1953), 变沉积岩主体落入泥质沉积岩—砂质沉积岩区域, 变基性岩主体落入火山岩区域(图6a); 在 $(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ 判别图解中(王仁民等, 1987), 变沉积岩均落入或靠近杂砂岩—亚杂砂岩区域, 变基性岩均落入玄武岩区域

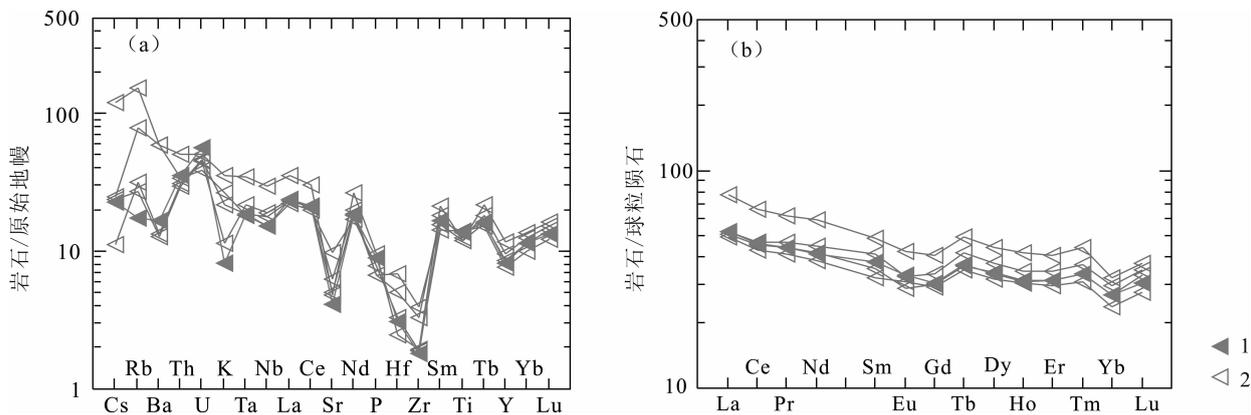


图5 东昆仑东段哈图沟小庙岩组变基性岩原始地幔标准化蛛网图(a据 Sun et al., 1989)和球粒陨石标准化稀土配分曲线(b)

Fig. 5 The primitive mantle normalized trace element spider diagram(a after Sun et al., 1989) and chondrite normalized REE patterns(b) for metabasite from the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt

1—石榴石角闪岩; 2—角闪片岩

1—Garnet amphibolite; 2—hornblende schist

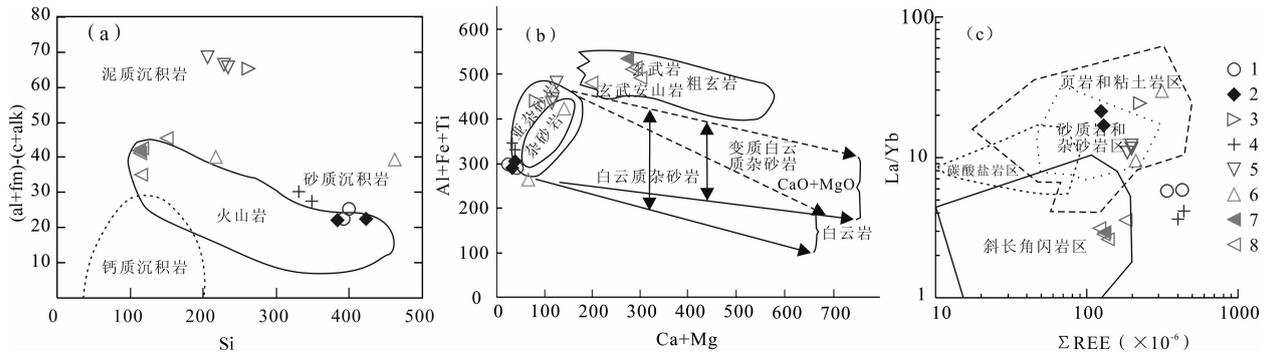


图 6 东昆仑东段哈图沟小庙岩组变质岩石原岩判别图解(图例同图 4,5)

Fig. 6 Theprotoliths of metamorphic rocks from the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt(Legend is the same as fig. 4,5)

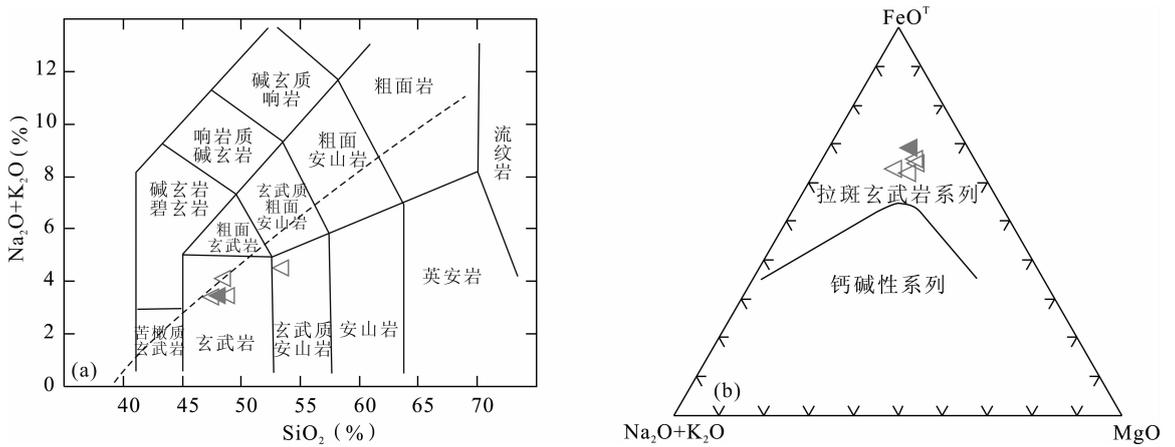


图 7 东昆仑东段哈图沟小庙岩组变基性岩 TAS 图解(a 据 Le Maitre et al. ,1989)及 AFM 图解 (b 据 Irvine et al. ,1971)(图例同图 5)

Fig. 7 TAS diagram(after Le Maitre et al. ,1989)and AFM(after Irvine et al. ,1971)diagram for metabasites from the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt(Legend is the same as fig. 5)

(图 6b)。以上两种图解能较好的区别副变质岩和正变质岩,但主要依靠主量元素相关计算参数进行判断,而在变质作用过程中,稀土元素相对于主量元素更不易受到影响,因此用 $\Sigma\text{REE-La/Yb}$ 图解能较好地区分正变质岩和副变质岩(王仁民等,1987),图解判别结果显示(图 6c),变沉积岩主体落入砂质岩和杂砂岩区域、页岩和粘土岩区域,有四件样品没有进入相关区域内,变基性岩均落入斜长角闪岩区。

为了确定小庙岩组变基性岩的岩石类型,用 TAS 图解进行判别,除了一件样品落入玄武安山岩区域,其余四件样品均落入玄武岩区域,属于亚碱性岩石系列;为进一步确定变基性火山岩的玄武岩类型,将样品投入 AFM 图解中,样品均落入拉斑玄武岩系列。

综上所述,小庙岩组主要为一套中级变质的长英质变质岩石夹变基性岩,其野外宏观特征、岩石组合特征和岩石地球化学特征等表明,小庙岩组富含

铝矿物石英片岩、片麻岩原岩为一套泥质岩、含泥质岩石;石英岩、长石石英岩原岩为砂岩、杂砂岩或硅质岩;角闪岩、斜长角闪岩原岩为基性火山岩,属于拉斑玄武岩岩石系列。因此,小庙岩组的原岩建造以陆源碎屑沉积为主夹基性火山岩,并遭受后期岩浆侵入破坏。

6 讨论

6.1 变沉积岩物源区特征与构造环境分析

Nesbitt 等(1982)研究指出,可以用化学蚀变指数(CIA)来判断物源区的化学风化程度。小庙岩组化学蚀变指数介于 47.36~70.49,平均值为 57.42,表明源区为中—低风化程度,揭示物源区可能处于寒冷或干旱的气候条件或为构造活动区(李秋根等,2005)。研究认为,成分变异指数(ICV)可以广泛应用于估计细碎屑岩的原始成分变化,判别细碎屑岩的岩石序列是代表第一次沉积的沉积物还是源于再

循环的沉积物,也可以用确定沉积物的成分成熟度,由此判断沉积物形成时的气候背景和构造背景(Van de Kamp et al., 1985; Cox et al., 1995; Cullers et al., 2000; Cullers, 2002; 冯连君等, 2003; 李秋根等, 2005; 王自强等, 2006, 2009), 小庙岩组成分变异指数介于 2.11~1.42, 平均值为 1.78, 成分

变异指数均大于 1, 表明细碎屑岩含有少量的粘土矿物, 成熟度比较低, 反映小庙岩组变沉积岩原岩是在活动构造带的首次沉积。

小庙岩组变沉积平均岩石化学成分与不同构造环境沉积盆地中的杂砂岩平均成分相比较结果显示(表 4), 介于大陆岛弧和大洋岛弧, 以活动陆缘型为

表 4 东昆仑东段哈图沟小庙岩组变沉积岩平均化学成分与不同构造环境杂砂岩对比

Table 4 Comparison the average chemical composition of the Xiaomiao Formation metasediments from east region of the East Kunlun orogenic belt with the greywackes from different tectonic settings

类型		大洋岛弧(n=7)	大陆岛弧(n=9)	活动陆缘(n=7)	被动陆缘(n=7)	小庙岩组(n=12)
主量元素	SiO ₂	58.83±1.6	70.69±2.6	73.86±4.0	81.95±6.2	69.07
	TiO ₂	1.06±0.2	0.64±0.1	0.46±0.1	0.49±0.2	0.57
	Al ₂ O ₃	17.11±1.7	14.04±1.1	12.89±2.1	8.41±2.2	13.71
	Fe ₂ O ₃	1.95±0.5	1.43±0.5	1.30±0.5	1.32±1.2	2.42
	FeO	5.52±2.1	3.05±0.4	1.58±0.9	1.76±1.2	4.08
	MnO	0.15	0.1	0.1	0.05	0.12
	MgO	3.65±0.7	1.97±0.5	1.23±0.5	1.39±0.8	1.88
	CaO	5.83±1.3	2.68±0.9	2.48±1.0	1.89±2.3	1.38
	Na ₂ O	4.10±0.8	3.12±0.4	2.77±0.7	1.07±2.6	3.36
	K ₂ O	1.60±0.6	1.89±0.5	2.90±0.5	1.71±0.6	2.38
	P ₂ O ₅	0.26±0.1	0.16±0.1	0.09	0.12	0.08
	微量元素	K/Rb	578±92	219±28	189±20	178±20
Rb/Sr		0.05±0.05	0.65±0.33	0.89±0.24	1.19±0.40	0.75
Ba/Rb		21.3±5.0	7.5±1.3	4.5±0.8	4.7±1.1	11.59
Ba/Sr		0.95±0.6	3.55±1.4	3.8±0.7	4.7±1.3	5.02
Th		2.27±0.7	1.11±1.1	18.8±3.0	16.7±3	14.88
U		1.09±0.21	2.53±0.24	3.90±0.5	3.20±0.8	2.96
Zr		96±20	229±27	179±33	298±80	155.91
Nb		2.0±0.4	8.5±0.8	10.7±1.4	7.9±1.9	23.82
Y		19.5±5.6	24.2±2.2	24.9±3.6	27.3±5.3	52.83
Th/U		2.1±0.78	4.6±0.45	4.8±0.38	5.6±0.67	5.48
Zr/Th		48.0±13.4	21.5±2.4	9.5±0.7	19.1±5.8	11.08
Zr/Y		5.67±1.94	9.6±0.8	7.2±0.4	12.4±4.0	4.90
Nb/Y		0.11±0.03	0.36±0.04	0.43±0.04	0.30±0.06	0.49
Nb		11.36±2.9	20.8±1.6	25.4±3.4	29.0±5.03	23.82
V		131±40	89±13.7	48±5.9	31±9.9	60.08
Cr		37±13	51±6.5	26±4.9	39±8.5	32.50
Co		18±6.3	12±2.7	10±1.7	5±2.4	11.58
Ni	11±5.1	13±2	10±2.5	8±4.4	17.42	
Ni/Co	0.62±0.16	1.22±0.25	1.04±0.19	1.42±0.41	1.23	
稀土元素	La	8±1.7	27±4.5	37	39	49.25
	Ce	19±3.7	59±8.8	78	85	96.84
	∑REE	58±10	146±20	186	210	265.91
	La/Yb	4.2±1.3	11.0±3.1	12.5	159	12.92
	(La/Yb) _N	2.8±0.9	7.5±2.5	8.5	10.8	8.79
	LREE/HREE	3.8±0.9	7.7±1.7	9.1	8.5	7.49
δ _{Eu}	1.04±0.11	0.79±0.13	0.6	0.56	0.66	
资料来源		Bhatia(1985), Bhatia et al., (1986)				本文

主,反映小庙岩组物源区类型复杂,可能来源于多个成因复杂的物源区,表明小庙岩组形成于陆壳扩张的裂陷槽或裂谷环境;微量元素特征值与 Bhatia 等(1986)不同构造环境杂砂岩微量元素特征值相比较结果显示(表 4),介于活动陆缘和被动陆缘型杂砂岩,与大陆岛弧型比较相似,微量元素含量变化较大,该变化主要受控于物源区的岩石性质和沉积盆地的构造环境,反映其物源区主要为长英质岩石。Bhatia 等(1986)认为碎屑沉积岩的稀土元素特征能很好的反映沉积盆地的大地构造背景和物源区类型。小庙岩组与 Bhatia(1985)不同构造背景盆地中杂砂岩稀土元素特征对比显示(表 4),与大陆岛弧型杂砂岩比较接近,类似于安第斯型大陆边缘杂砂岩;个别参数与被动陆缘型杂砂岩比较接近,反映小庙岩组沉积岩的物源区主要是抬升的陆壳基底;结合稀土元素配分模式,表明其形成构造环境应为陆壳拉张的裂陷槽或裂谷盆地。

沉积岩地球化学成分是研究物源区类型、气候特征、搬运方式及成岩过程等复杂地质过程的一个重要指标(Bhatia, 1983)。研究表明(Cox et al., 1995; Girty et al., 1996; 李秋根等, 2005): K_2O/Al_2O_3 、 Al_2O_3/TiO_2 等地球化学指标能很好的确定细碎屑岩物源区成分,小庙岩组 K_2O/Al_2O_3 介于 0.03~0.26, 平均值 0.16, Al_2O_3/TiO_2 介于 18.92~61.10, 平均值 29.84, $Cr/Zr < 1$ (平均值为 0.29), 均表明母岩中碱性长石含量较少,物源主要来自长英质岩石。Roser 等(1988)根据 Ti、Al、Fe、Mg、Ca、Na、K 的氧化物设立的判别函数 1、判别函数 2

(判别函数 1 = $-1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76TFe_2O_3 - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$; 判别函数 2 = $0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25TFe_2O_3 - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$) 两个函数所作的投影图可以有效的区分镁铁质的、中性的或长英质火成岩和石英沉积岩等物源区(图 8a),小庙岩组变沉积岩投入石英沉积岩物源区、中性火山岩物源区、长英质火成岩物源区,反映物源区岩石类型复杂;在 Taylor 等(1985)提出的 Th-Hf-Co 判别图解中(图 8b),样品主要落入页岩和长英质火山岩区域,反映物源区可能为抬升的陆壳基底,形成于活动构造带内;在 Floyd 等(1987)提出的 La/Th-Hf 判别图解中(图 8c),样品主体落入长英质物源区,或混合有长英质、基性火山岩物源区,反映很少有古老物质加入,应该为活动带内的首次沉积。

不同的构造背景中,沉积岩的物源特征和沉积过程各不相同,因此沉积岩可以用于限制物源性质和识别古构造环境,依据沉积岩地球化学特征,比如 SiO_2 含量和 K_2O/Na_2O 比值可以识别出不同的古沉积盆地构造背景(Bhatia, 1983, 1985; Roser et al., 1985, 1986; 闫全人等, 2002)。Roser 等(1986)认为用 SiO_2 和 K_2O/Na_2O 的相互关系可以很好的判断砂岩形成的构造背景(图 9a),小庙岩组样品主体均落入活动大陆边缘区域(一件样品落入被动陆缘);在 $SiO_2/Al_2O_3-K_2O/Na_2O$ 图中(图 9b),样品落在活动大陆边缘和演化岛弧构造背景区域中;Bhatia(1983)根据主量元素建立的两个判别函数

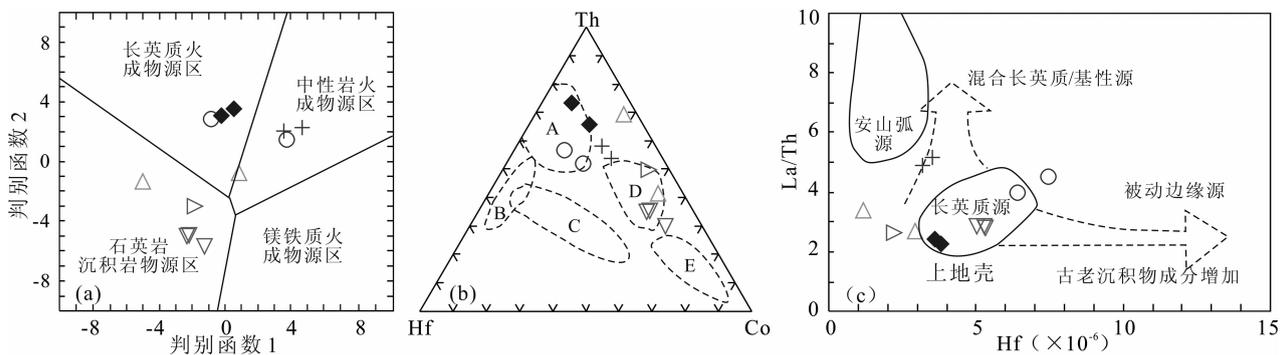


图 8 东昆仑东段哈图沟小庙岩组变沉积岩物源区特征判别图解

(a 据 Roser et al., 1988; b 据 Taylor et al., 1985; c 据 Floyd et al., 1987)

Fig. 8 Provenance characteristics discrimination diagrams for metamorphic sedimentary rock from the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt

(a after Roser et al., 1988; b after Taylor et al., 1985; c after Floyd et al., 1987)

A—长英质火山岩; B—克拉通盆地石英沉积岩; C—长石砂岩; D—页岩(大陆上地壳平均值); E—灰瓦克岩(弧)

A—Felsic igneous; B—quartz sedimentary from cratonic basin; C—arkose; D—shale (upper crust average); E—graywacke

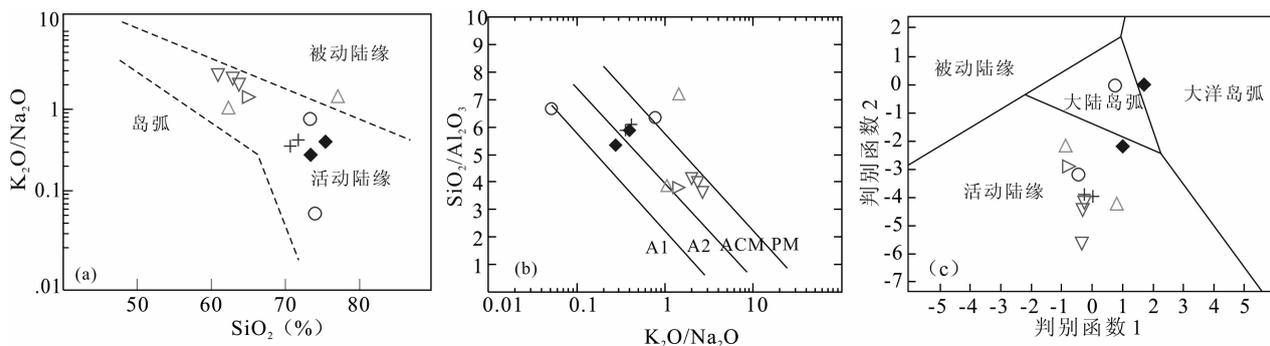


图9 东昆仑东段哈图沟小庙岩组变沉积岩构造背景判别图解

(a 据 Roser et al., 1986; b 据 McLennan et al., 1993; c 据 Bhatia, 1983)

Fig. 9 Tectonic setting discrimination diagrams for metamorphic sedimentary rocks from Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt (a after Roser et al., 1986; b after McLennan et al., 1993; c after Bhatia, 1983)

A1—岛弧构造背景; A2—演化岛弧构造背景; ACM—活动大陆边缘; PM—被动大陆边缘

A1—Island arc; A2—evolution Island arc; ACM—active continental margin; PM—passive continental margin

(判别函数 1 = $-0.0447\text{SiO}_2 - 0.972\text{TiO}_2 + 0.008\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.208\text{FeO} - 3.082\text{MnO} + 0.14\text{MgO} + 0.195\text{CaO} + 0.719\text{Na}_2\text{O} - 0.032\text{K}_2\text{O} + 7.51\text{P}_2\text{O}_5 + 0.303$; 判别函数 2 = $-0.421\text{SiO}_2 + 1.988\text{TiO}_2 - 0.526\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.61\text{FeO} + 2.72\text{MnO} + 0.881\text{MgO} - 0.907\text{CaO} - 0.177\text{Na}_2\text{O} - 1.84\text{K}_2\text{O} + 7.244\text{P}_2\text{O}_5 + 43.57$), 由两个判别函数关系建立的判别图解中(图 9c), 小庙岩组样品主体落入活动陆缘, 个别样品落入大陆岛弧和大洋岛弧, 均表明小庙岩组形成构造背景复杂, 反映小庙岩组形成于裂谷环境。

小庙岩组是东昆仑造山带中元古代变质结晶基底, 经历了多期构造运动和变质作用, 峰期变质作用达低角闪岩相(陈有妍, 2012), 其活动性较强的元素可能发生了迁移, 同时由于陆缘沉积岩的稀土及某些微量元素可以很好地反映不同类型的沉积盆地的大地构造背景(Bhatia et al., 1986), 因此, 微量不活动元素在变质沉积岩分析中比常量元素更有优越性。小庙岩组 12 件变沉积岩样品平均地球化学特征介于大陆岛弧与活动陆缘之间(表 4), 更接近于活动陆缘, 因此本文认为小庙岩组形成构造环境为陆壳拉张的裂陷槽或裂谷盆地。

6.2 变基性岩构造环境判别

玄武岩的岩石类型、岩相学、矿物学和地球化学特征受玄武岩源区成分以及玄武岩浆形成演化过程两个方面的因素制约, 其产出的构造位置有大洋中脊、大洋岛屿、大陆内部、大陆裂谷区、岛弧和活动陆缘, 构造背景不同, 玄武岩源区成分也会不同, 岩浆的演化过程也会有差异(徐夕生等, 2010)。小庙岩

组变基性岩原岩为玄武岩, 变质程度达角闪岩相, 因此在构造环境判别过程中选用稳定的微量元素和稀土元素进行相关分析讨论。

弧后盆地玄武岩常常因板块俯冲作用改造的岩石圈地幔参与岩浆的形成过程、或地壳混染作用、或地幔源存在富 Nb、Ta 的残留矿物, 常常形成 Nb、Ta、Ti 元素亏损, 而小庙岩组变基性岩明显有别于弧后盆地玄武岩。研究区样品 Na_2O (1.81%~2.98%) 的含量要高于 K_2O (0.49%~2.11%), 这与通常大陆板内岩浆岩相似; Th/Nb 、 Nb/Zr 是有效的环境判别指标, 研究区变基性岩 $\text{Th}/\text{Nb}=0.19\sim 0.28$ (平均为 0.23)、 $\text{Nb}/\text{Zr}=0.29\sim 0.99$ (平均为 0.54), 均与大陆板内裂谷火山岩相当。

在 $\text{Y}/15\text{-La}/10\text{-Nb}/8$ 图解中(图 10a), 样品均投入大陆玄武岩区, 与微量元素特征值反映的结果一致, 该玄武岩有别于弧玄武岩和大洋玄武岩。Wilson(1989)依据岩浆产出的构造背景将大陆玄武岩划分为大陆活动边缘玄武岩、大陆板内玄武岩(大陆溢流玄武岩和大陆裂谷玄武岩), 利用 $\text{Th}/\text{Hf-Ta}/\text{Hf}$ 图解判别(图 10b), 样品投到大陆拉张带或初始裂谷玄武岩与陆内裂谷玄武岩的过渡区域, 表明该玄武岩形成于陆内裂谷环境。研究结果表明(Shinjo et al., 1999; 汪云亮等, 2001), 一般在大陆拉张带或裂谷初期环境形成的玄武岩, 岩浆源区相对较浅, 岩石的 Th/Ta 值比典型的裂谷环境玄武岩大, 大陆拉张带或裂谷初期玄武岩 Th/Ta 一般大于 4, 而典型的裂谷环境玄武岩 Th/Ta 一般介于 1.6~4, 并且随着拉张程度的逐渐增大, Th/Ta 值不断减小, 直至具典型裂谷环境玄武岩的特征。小庙岩

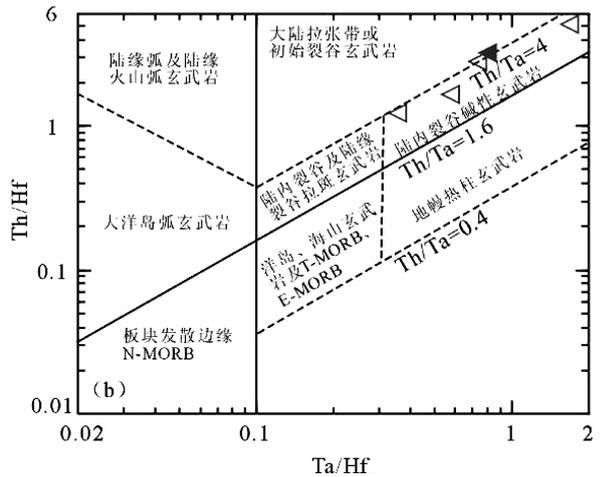
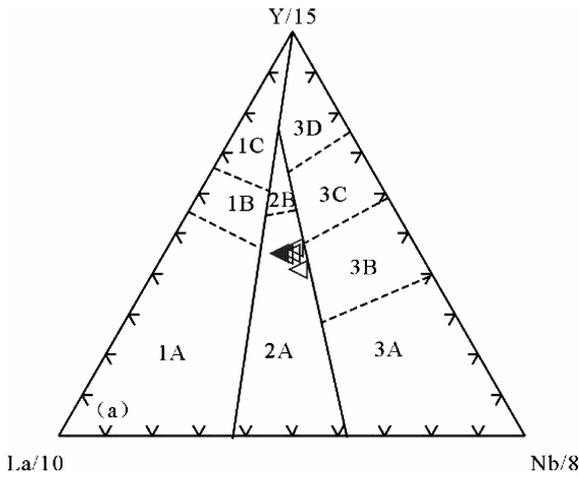


图 10 东昆仑东段哈图沟小庙岩组变基性岩构造环境判别图解(a 据 Cababis et al., 1989; b 据汪云亮等, 2001)

Fig. 10 Tectonic setting discrimination diagrams for metamorphic basic rocks from the Xiaomiao Formation in Hatu, east region of the East Kunlun orogenic belt (a after Cababis et al., 1989; b after Wang Yunliang et al., 2001)

- 1—火山弧玄武岩: 1A—钙碱性玄武岩, 1B—过渡组, 1C—拉斑玄武岩; 2—大陆玄武岩: 2A—大陆玄武岩, 2B—弧后盆地玄武岩; 3—大洋玄武岩: 3A—碱性玄武岩, 3B, 3C—富集型 MORB, 3D—正常 MORB
1—Volcanic arc basalt; 1A—calc-alkaline basalt, 1B—interim, 1C—tholeiite; 2—continental basalt; 2A—continental basalt, 2B—back-arc basin basalt; 3—oceanic basalt; 3A—alkali basalt, 3B, 3C—E-MORB, 3D—N-MORB

组变基性火山岩的 $Th/Ta = 2.86 \sim 3.99$, 平均为 3.43, 与世界典型大陆裂谷玄武岩特征相似 ($Th/Ta = 1.6 \sim 4$), 表明小庙岩组变基性岩形成于初始裂解或稍晚期的大陆裂谷环境。

6.3 构造意义

Columbia 超大陆是 1.9~1.5Ga 期间由 Ur、Nena、Atlantic 等三个大陆块体群逐步汇聚而成的一个超大陆, 其中 Ur 包括了大部分的印度、南非的 Kalahari、西澳的 Pilbara、东南极沿岸区和南极被冰帽覆盖的部分地区; Nena 在 2.5Ga 时由北美、西伯利亚和格陵兰组成, 2.0Ga 时 Baltica 的拼贴和北美大陆边缘的生长形成最终的 Nena 大陆块群; Atlantic 在 ~2.0Ga 时由南美和西非组成 (Rogers et al., 2002)。Rogers 等 (2002) 重建 Columbia 超大陆过程中, 更多的强调裂谷作用和造山作用的证据, 如北美西部和印度之间的裂谷作用, Columbia 超大陆裂谷作用和破裂的证据, 北美西部和印度—澳大利亚—东南极之间的造山作用, 以及沿北美东部、西南部和南美亚马逊西缘的大陆边缘的向外生长。由于碰撞造山和裂解作用具有穿时性, 使得恢复超大陆演化历史更为棘手, 有研究认为 Columbia 超大陆的裂解在 Ur 大陆块体中发生于 1.6~1.4Ga, 而在 Nena 与 Atlantica 大陆块体裂解时间可能在 ~1.5Ga, 并在 1.0Ga 左右重新汇聚形成 Rodinia 超大陆 (Rogers et al., 2002; 陆松年等, 2002)。

华北板块在 2.0~1.7Ga 期间发生强烈地构造—岩浆—变质事件, 1.8Ga 地质事件主要表现为非造山岩浆活动、裂解型火山—岩浆活动和退变质作用, 代表了该地区古元古代—中元古代重要的裂解事件及相应的物质体现 (翟明国等, 2000; 彭澎等, 2002)。柴达木盆地北缘出露的鹰峰环斑花岗岩, 形成时代为 1773 ± 33 Ma, 是典型的 A 型花岗岩, 表明中国西部陆块和华北板块一样, 响应中元古代全球超大陆裂解事件, 有着共同的裂解历史 (肖庆辉等, 2003; 辛后田等, 2011)。

陈能松等 (2006) 研究认为白沙河岩组物源区发生过 2.1~1.9Ga 强烈岩浆活动和变质作用事件, 可能与发生在全球的 Columbia 超大陆汇聚事件有关。小庙岩组锆石 U-Pb 同位素年代学研究表明 (陈有炘等, 2011), 其形成时限为 1683~1554Ma, 属于中元古代, 代表了东昆仑地区响应 Columbia 超大陆裂解事件的物质记录。岩石地球化学研究结果显示, 小庙岩组原岩建造以陆源碎屑沉积为主夹基性火山岩, 沉积岩形成环境为陆壳拉张的裂陷槽或裂谷盆地, 物源区类型复杂, 主要为抬升的陆壳基底; 基性火山岩形成于初始裂解阶段或稍晚的大陆裂谷环境, 表明东昆仑地区在中元古代时期处于板块汇聚后裂解阶段。东昆仑造山带地质演化历史与同时期的华北板块具有相似性, 响应中元古代 Columbia 超大陆裂解事件, 保存有相应的裂解事件

和物质记录,但它是否属于超大陆中的一部分,目前证据尚有不足。

综上所述,东昆仑地区古元古代结晶基底主要为古元古界白沙河岩组,古元古代末—中元古代早期,在 Columbia 超大陆裂解背景下,东昆仑地区区域上应力体制由挤压转换为拉张,开始在中元古代结晶基底上拉张裂解形成裂谷,海水侵入以后开始接受沉积,形成中元古界小庙岩组,在裂解初期或稍晚时期伴随着火山活动,形成具有裂谷性质的拉斑玄武岩。随着裂谷进一步拉张在小庙岩组顶部形成一套稳定的浅海陆缘相碳酸盐岩沉积的狼牙山组,表明随着海进过程沉积环境越来越稳定。

7 结论

为了更全面的研究小庙岩组的原岩特征、物源性质和形成环境,本文在先前工作基础上,对出露于东昆仑东段东昆南构造带的小庙岩组进行了详细的岩相学和岩石地球化学研究,得出以下几点认识。

(1)小庙岩组主要为一套长英质变质岩夹变质基性岩,哈图沟剖岩石组合发育齐全,具有代表性,变质地层叠置厚度达 5310.3m,由南向北依次划分为 4 个构造岩层单位:a 岩段为石英岩组合,主要为石英岩、石英片岩、斜长角闪片岩和少量的黑云斜长片麻岩;b 岩段为富铝片麻岩组合,主要为含蓝晶石榴十字石黑云母斜长片麻岩,夹少量长石石英岩;c 岩段为长英质片麻岩组合,主要为黑云母斜长片麻岩、黑云二长片麻岩夹少量含石榴石黑云母斜长片麻岩、斜长角闪片岩;d 岩段为石英岩—长石石英岩组合组合,主要为石英岩、长石石英岩夹长英质片麻岩。

(2)岩石学和岩石地球化学特征综合研究表明,小庙岩组含富铝矿物石英片岩、片麻岩原岩为一套泥质岩、含泥质岩石;石英岩、长石石英岩原岩为砂岩、杂砂岩或硅质岩;角闪岩、斜长角闪岩原岩为拉斑玄武岩。

(3)变沉积岩化学蚀变指数平均为 57.42、 K_2O/Al_2O_3 平均为 0.16、 Al_2O_3/TiO_2 平均为 29.84、 Cr/Zr 平均为 0.29,以及相关图解判别结果表明:小庙岩组物源区为中—低风化程度,可能处于寒冷或干旱的气候条件或为构造活动区,主要来自长英质岩石并且母岩中碱性长石含量较少的物源区,或混合有基性火山岩。

(4)地球化学特征及形成构造环境判别结果表明:小庙岩组变沉积岩形成构造环境于陆壳拉张的

裂陷槽或裂谷盆地;变基性岩形成于初始裂解或稍晚期的大陆裂谷环境,二者均指示小庙岩组形成于大陆裂谷环境。

致谢:一起参加野外工作的有丁仁平高级工程师、郭俊锋副教授、冯建赞博士、孙雨硕士、张亚峰硕士、张晓飞硕士、刘智刚硕士、王学良硕士、张刚硕士、杨忠智硕士、魏方辉硕士、高景民硕士等,在此表示衷心感谢!同时感谢编辑部老师和评审老师提出的宝贵意见。

参 考 文 献

- 边千韬,李涤徽,高山林,叶正仁,常承法,罗小全. 2001. 初论秦祁昆缝合系. 地质学报,4:569.
- 陈能松,李晓彦,张克信,王国灿,朱云海,侯光久,拜永山. 2006. 东昆仑山香山德南部白沙河岩组的岩石组合特征和形成年代的锆石 Pb-Pb 定年启示. 地质科技情报,25(6):1~7.
- 陈有妍,裴先治,李瑞保,刘战庆,李佐臣,张晓飞,陈国超,刘智刚,丁仁平,郭俊锋. 2011. 东昆仑造山带东段元古界小庙岩组的锆石 U-Pb 年龄. 现代地质,25(3):510~521.
- 陈有妍. 2012. 东昆仑造山带东段元古界—早古生代变质岩系地质特征及其构造属性研究. 西安:长安大学硕士论文,1~117.
- 程顺有. 2006. 中央造山系及其邻区岩石圈三位结构与动力学意义. 西安:西北大学博士论文,1~140.
- 冯连君,储雪雷,张启锐,张同钢. 2003. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用. 地学前缘,10(4):539~544.
- 韩吟文,马振东,张宏飞,张本仁,李方林,高山,鲍征宇. 2003. 地球化学. 北京:地质出版社,46~47.
- 李秋根,刘树文,韩宝福,王月然,党青宁. 2005. 中天山东段星星峡群变质泥质岩的地球化学特征及其对物源区和古风化作用的制约. 中国科学(D辑):地球科学,35(3):225~234.
- 李荣社,计文化,杨永成,于普生. 2008. 昆仑山及邻区地质. 北京:地质出版社,1~400.
- 陆松年,杨春亮,李怀坤,陈志宏. 2002. 华北古大陆与哥伦比亚超大陆. 地学前缘,9(4):225~233.
- 路远发. 2004. GeoKit:一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包. 地球化学,33(5):459~464.
- 彭澎,翟明国. 2002. 华北陆块前寒武纪两次重大地质事件的特征和性质. 地球科学进展,17(6):818~825.
- 汪云亮,张成江,修淑芝. 2001. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. 岩石学报,17(3):413~421.
- 王国灿,陈能松,朱云海,张克信. 2003. 东昆仑东段昆中构造带晚加里东期逆冲型韧性剪切变形的年代学证据及其意义. 地质学报,3:432.
- 王国灿,王青海,简平,朱云海. 2004. 东昆仑前寒武纪基底变质岩系的锆石 SHRIMP 年龄及其构造意义. 地学前缘,11(4):481~490.
- 王国灿,魏启荣,贾春兴,张克信,李德威,朱云海,向树元. 2007. 关于东昆仑地区前寒武纪地质的几点认识. 地质通报,26(8):929~937.

- 王仁民,贺高品,陈珍珍,征松彦,耿元生. 1987. 变质岩原岩图解判别法. 北京:地质出版社,1~199.
- 王自强,尹崇玉,高林志,唐烽,柳永清,刘鹏举. 2006. 宜昌三斗坪地区南华系化学蚀变指数特征及南华系划分、对比的讨论. 地质论评,52(5):577~586.
- 王自强,尹崇玉,高林志,唐烽. 2009. 黔南一桂北地区南华系化学地层特征. 地球学报,30(4):465~474.
- 肖庆辉,卢欣祥,王菲,孙延贵,尉向东,邢作云. 2003. 柴达木北缘鹰峰环斑花岗岩的时代及地质意义. 中国科学(D辑),33(12):1193~1200.
- 辛后田,赵凤清,罗照华,刘永顺,万渝生,王树庆. 2011. 柴达木盆地东南缘阿克塔什塔格地区古元古代精细年代格架的简历及其地质意义. 地质学报,85(12):1977~1993.
- 徐夕生,邱检生. 2010. 火成岩岩石学. 北京:科学出版社,1~346.
- 许志琴,李海兵,杨经绥,陈文. 2001. 东昆仑山南缘大型转换挤压构造带和斜向俯冲作用. 地质学报,75(2):156~164.
- 许志琴,杨经绥,李海兵,姚建新. 2006. 中央造山带早古生代地体构架与高压/超高压变质带的形成. 地质学报,80(12):1793~1806.
- 闫全人,高山林,王宗起,李继亮,肖文交,侯泉林,闫臻,陈海泓. 2002. 松辽盆地沉积岩地球化学特征对物源区、沉积环境和原型盆地构造环境的反映. 地质学报,76(4):500.
- 殷鸿福,张克信. 2003. 中华人民共和国区域地质调查报告:冬给措纳湖幅(I47C001002),比例尺 1:250000. 武汉:中国地质大学出版社,1~457.
- 翟明国,卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末—中元古代裂解. 中国科学(D辑),30(增刊):129~137.
- 张国伟,张本仁,袁学诚,肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京:科学出版社,1~855.
- Bhatia M R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*,91:611~627.
- Bhatia M R. 1985. Earth element geochemistry of Australian Paleozoic garywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*,45:97~113.
- Bhatia M R, Crook K A W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*,92(2):181~193.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements. *Meteorite studies Dev. Geochemistry*,2:63~114.
- Cabanis B, Lecolle M. 1989. Le digramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination de series volcaniques et lamiseen evidence des processus de melange et/ou de contamination cmstale. *C R Acad Sci SerII*,309:2023~2029.
- Chen F K, Gegner E, Todt W. 2000. Zircon ages, Nd isotopic and chemical composition of orthogneisses from the Black Forest, Germany: Evidence for a Cambrian magmatic arc. *International Journal of Earth Science(Geol Rundsch)*,88:791~802.
- Chen F K, Siebel W, Satir M, Terzioglu M, Saka K. 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. *International Journal of Earth Science*,91(3):469~481.
- Cox R, Lowe D R, Cullers R L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,59:2919~2940.
- Cullers R L, Podkvyrv V M. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda hales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*,104:77~93.
- Cullers R L. 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the esoproterozoic Ui group, southeastem Russia. *Precambrian Research*,117:157~183.
- Floyd P A, Leveridge B E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society London*,44:531~542.
- Girty G H, Ridge D L, Knaack C. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*,66(1):107~118.
- Haskin M A, Frey F A. 1966. Dispersed and not-so-rare earth. *Science*,52:299~314.
- Irvine T N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common vocanic rocks. *Canad. J. Earth Science*,8:523~548.
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre J, Le Bas M J, Sabine P A, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Wooley A R and Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford:Blackwell,1~19.
- McLenanan S M. 1989. Rare earth element in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin B R and McKay G A, *Geochemistry and mineralogy of rare earth element*. *Rev. Mineral*,21:169~200.
- McLennan S M, Hemming S R, McDaniel D K, Hanson G N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson M J, Basu A, eds. *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Paper. 284:21~40.
- Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*,299:715~717.
- Rogers J J W, Santosh M. 2002. Confiuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*,5(1):5~22.
- Roser B P, Korsch R J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*,94:635~650.
- Roser B P, Korsch R J. 1985. Discussion and reply: plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*,93(1):81~84.
- Roser, B P, Korsch R J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol*,67:119~139.

- Shinjo R, Chung S L, Kato Y, Kimura M. 1999. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. *Journal of geophysical research*, 104(B5): 10591~10608.
- Simonen A. 1953. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland. *Bull Comm Geol Finland*, 160: 1~64.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins*, Saunders A D and Norry M J eds., Geological Society, Special Publication, 42: 313~345.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and evolution*. Oxford Blackwell, 1~312.
- Van de Kamp P C, Leake B E. 1985. Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Science*, 76: 411~499.
- Wilson J T. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer, 1~466.

Rock Association, Geochemical Characteristics and Tectonic Setting of the Xiaomiao Formation, East Region of East Kunlun Orogenic Belt

CHEN Youxin¹⁾, PEI Xianzhi^{1,2)}, LI Ruibao^{1,2)}, LI Zuochen^{1,2)}, PEI Lei³⁾, LIU Zhanqing⁴⁾,
CHEN Guochao¹⁾, LIU Chengjun¹⁾, YANG Jie¹⁾

1) *Faculty of Earth Science and Land Resources, Chang'an University, Xi'an, 710054;*

2) *Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering of Ministry of Education, Xi'an, 710054;* 3) *China University of Geosciences, Beijing, 100083;*

4) *School of Earth Science, Guilin University of Technology, Guilin, Guangxi, 541004*

Abstract

The Xiaomiao Formation is a set of Mesoproterozoic amphibolite facies metamorphic strata, which are an important part of Precambrian basement exposed in the East Kunlun orogenic belt. The detailed field geological mapping and petrologic studies show that the Xiaomiao Formation is mainly composed of felsic metamorphic rocks, which can be subdivided into four units: quartzite unit, Al-rich gneiss unit, felsic gneiss unit and quartzite-arkose-quartzite unit. Minor basic metamorphic rocks are also included in the felsic metamorphic rocks. Petrologic and geochemical characteristics indicate that the protoliths of quartz-schist and Al-rich gneiss are pelitic rocks, and the protoliths of quartzite and arkose-quartzite are sandstones or greywackes or silicalites, and the protolith of amphibolite is tholeiite. The provenance of metasediment is characterized by mid-low weathering degree which belongs to the cold or drought zone (maybe tectonically active region). The provenance rocks are dominantly felsic rocks bearing few alkali-feldspar, and possibly some basic volcanic rock. Taking all factors into account, the metasediment from the Xiaomiao Formation was formed in intra-continental extensional taphrogenic trough or rift basin, and the metabasite was formed in a continental rift environment during initial or late period, which suggested that the Xiaomiao Formation was formed in intra-continental rift environment.

Key words: east region of the East Kunlun; Xiaomiao Formation; metamorphic rock series; geochemistry; protolith reconstruction; tectonic setting