

# 新疆北天山黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁岩体的岩石成因:主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素证据

邓宇峰<sup>1, 2, 3)</sup>, 宋谢炎<sup>1)</sup>, 颀炜<sup>1, 2)</sup>, 程松林<sup>4)</sup>, 李军<sup>5)</sup>

1) 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳, 550002; 2) 中国科学院研究生院, 北京, 100049; 3) 合肥工业大学, 合肥, 230009; 4) 新疆地质矿产勘查开发局, 乌鲁木齐, 830000; 5) 新疆地质矿产勘查开发局第六地质大队, 哈密, 839000

**内容摘要:**本文对新疆黄山-镜儿泉铜镍成矿带中黄山东岩体进行了主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素的研究,探讨了岩体成因和区域构造演化。黄山东岩体有三次岩浆侵入,第一次侵入形成了橄辉岩、角闪辉岩和闪长岩,构成岩体的主体,其中橄辉岩位于岩体中部,角闪辉岩位于岩体上部和下部,闪长岩沿岩体边缘分布;第二次侵入形成辉长苏长岩,呈岩墙状分布于岩体西端和西北部;第三次侵入岩石为二辉橄辉岩,位于岩体下部,为主要的赋矿岩相。黄山东岩体样品除橄辉岩和角闪辉岩 TiO<sub>2</sub> 含量之外主量元素投影点都处于橄辉石、单斜辉石、斜方辉石和斜长石矿物化学成分之间,指示它们主要由橄辉石、单斜辉石、斜方辉石和斜长石组成。与塔里木地区地幔柱成因二叠纪镁铁-超镁铁岩体相比,黄山东岩体亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素,La、Ba、Th、U 等不相容元素含量较低,ε<sub>Nd</sub>(t) 较高(+7.32‰~+8.29‰),并且具有较低的 Th/U 比值(1.13~2.98)和 Nb/U 比值(2.53~7.02),较高的 La/Nb 比值(1.15~4.19)和 Ba/Nb 比值(37.7~79.8)。这些特征与俯冲成因的火山岩和侵入岩相似,暗示其原始岩浆主要来源于受俯冲流体交代地幔的部分熔融,软流圈地幔的上涌可能为部分熔融提供了热源。

**关键词:** 黄山-镜儿泉铜镍成矿带;黄山东镁铁-超镁铁岩体;岩浆铜镍矿床;俯冲交代地幔;地幔柱

尽管世界上大多数超大型岩浆硫化物矿床(如俄罗斯的 Noril'sk 和中国金川)与地幔柱有关(Naldrett et al., 1995; Li et al., 2005),然而,近年来在造山带和岛弧环境中也发现了一些岩浆硫化物矿床(Paktunc, 1990; Tornos et al., 2001; Thakurta et al., 2008; Maier et al., 2008; Ripley, 2009)。尤其在中国新疆北部中亚造山带内发现了多个大中型岩浆铜镍硫化物矿床(刘德权等, 1983; 王润民等, 1987; 李德惠等, 1989<sup>①</sup>; 钟应先, 1989; 宋谢炎, 1990; 倪志耀, 1992; 顾连兴等, 1994),对这些含矿岩体岩浆源区特征和构造背景进行深入研究有助于更深入地理解这类矿床的成因。

北天山地体位于中亚造山带南部,夹于准噶尔地块与中天山地体之间,带内至今发现的岩浆铜镍

硫化物矿床有:黄山东、黄山西、香山、土墩、葫芦和图拉尔根,这些矿床沿康古尔断裂分布,构成了黄山-镜儿泉铜镍成矿带,镍总储量达到百万吨(Qin et al., 2003; 刘德权等, 2005)。迄今测得的锆石 U-Pb 年龄显示这些含矿岩体形成于 269Ma~285Ma(Qin et al., 2003; Zhou et al., 2004; 韩宝福等, 2004; 顾连兴等, 2006)。目前,关于黄山-镜儿泉铜镍成矿带内的镁铁-超镁铁岩体构造背景及源区特征的认识存在较大分歧:①认为这些镁铁-超镁铁岩体是蛇绿岩套的一部分(肖序常, 1995; 马瑞士等, 1997; 白云来, 2000),其源区为软流圈地幔;②形成于板块俯冲碰撞阶段(刘德权, 1983; 胡受奚, 1990; Xiao et al., 2008),其源区为俯冲交代地幔;③形成于碰撞造山后伸展环境(韩宝福等,

注:本文为国家“973”计划(编号 2007CB411408),国家自然科学基金(编号 40730420,40973038),中科院方向性项目群(KZCX2-YW-Q04)以及矿床地球化学国家重点实验室创新课题(KCZX20090105)资助的成果。

收稿日期:2010-08-01;改回日期:2010-11-04;责任编辑:郝梓国。

作者简介:邓宇峰,男,1983 年生。博士研究生,矿床地球化学专业。Email: dyfeng\_214@sina.com。通讯作者:宋谢炎,男,1962 年生。研究员,岩石与矿床地球化学专业。电话:0851-5895538;Email: songxieyan@vip.gyig.ac.cn。

DOI:CNKI:11-1951/P. 20110907. 1101. 007 网络出版时间:2011-9-7 11:01

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110907.1101.007.html>

2004; Zhou et al., 2004; 王京彬等, 2006; 顾连兴等, 2006; Mao et al., 2008), 其源区为俯冲交代地幔或软流圈地幔; ④与塔里木地幔柱活动有关 (Pirajno et al., 2008), 其源区为地幔柱。

本文试图通过对北天山地区规模较大、含矿性较好的黄山东镁铁-超镁铁岩体的主量元素、微量元素、同位素的研究, 并与塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩及玄武岩相比较, 探讨黄山东岩体地幔源区特征, 进一步论证其形成的大地构造背景。

### 1 岩体地质背景

天山造山带可以分为北天山、中天山和南天山地

体, 北天山地体夹于准噶尔地块和中天山地体之间。依据古生代地层岩石组合及区域性断裂的分布, 北天山地体由北往南可分为哈尔里克奥陶纪-石炭纪岛弧带、博格达石炭纪弧间盆地、大南湖奥陶纪-石炭纪岛弧带和康古尔-雅满苏泥盆-石炭纪岛弧带 (图 1) (Xiao et al., 2004)。哈尔里克和大南湖奥陶纪-石炭纪岛弧带主要出露有奥陶纪-石炭纪岛弧火山岩及海相凝灰岩和砂岩; 博格达石炭纪弧间盆地主要出露砂岩、粉砂岩和双峰式火山岩并夹有少量凝灰质砂岩及页岩; 康古尔-雅满苏泥盆-石炭纪岛弧带主要为下石炭统玄武岩、安山岩和中酸性火山碎屑岩、熔岩、复理石建造和中石炭统拉斑玄武岩-硅质岩-泥质岩等深



图 1 新疆北部主要构造单元(a 据新疆维吾尔自治区地质志, 1993); 北天山地区地质简图 (b 据新疆维吾尔自治区地质志, 1993; Xiao et al., 2004); 黄山东和黄山西岩体卫星照片 (c)

Fig. 1 Main tectonic units of northern Xinjiang (a, after BGMX 1993); simplified geological map of northern Tianshan (b, after BGMX 1993; Xiao et al., 2004); satellite photo showing the Huangshandong and Huangshanxi intrusions (c)

1—Ni-Cu 硫化物成矿体; 2—蛇绿岩超镁铁岩体; 3—镁铁-超镁铁岩体; 4—断层/缝合带; 5—中生代-新生代沉积物; 6—泥盆纪-石炭纪岛弧; 7—石炭纪弧间盆地; 8—志留纪-石炭纪岛弧; 9—奥陶纪-石炭纪岛弧; 10—泥盆纪-石炭纪增生地体; 11—岩浆硫化物矿床; 12—断裂带

1—Ni-Cu sulfide deposit; 2—ophiolite ultramafic body; 3—mafic-ultramafic body; 4—fault/suture zone; 5—Mesozoic-Cenozoic sediments; 6—Devonian-Carboniferous arc; 7—Carboniferous intra-arc basin; 8—Silurian-Carboniferous arc; 9—Ordovician-Carboniferous arc; 10—Devonian-Carboniferous accretionary complex; 11—magmatic sulfide deposits; 12—suture zone

水组合(新疆维吾尔自治区地质志, 1993; Xiao et al., 2004)。黄山东镁铁-超镁铁岩体位于康古尔-雅满苏泥盆-石炭纪岛弧带中段(图 1)。

## 2 岩体的主要岩相学特征

黄山东杂岩体地表出露形态为菱形, 近东西

向分布, 长轴长 5.3km, 中间膨胀部分宽 1.15km, 总面积约 2.8km<sup>2</sup>, 侵位于下石炭统干墩组变余粉砂岩、含碳板岩和生物碎屑灰岩之中, 岩体边缘发育角岩, 为同源岩浆经深部分异, 多期侵入形成的复式岩体(李德惠等, 1989<sup>●</sup>)。岩体主要由闪长岩、角闪辉长岩、橄榄辉长岩、辉长苏长岩和二辉

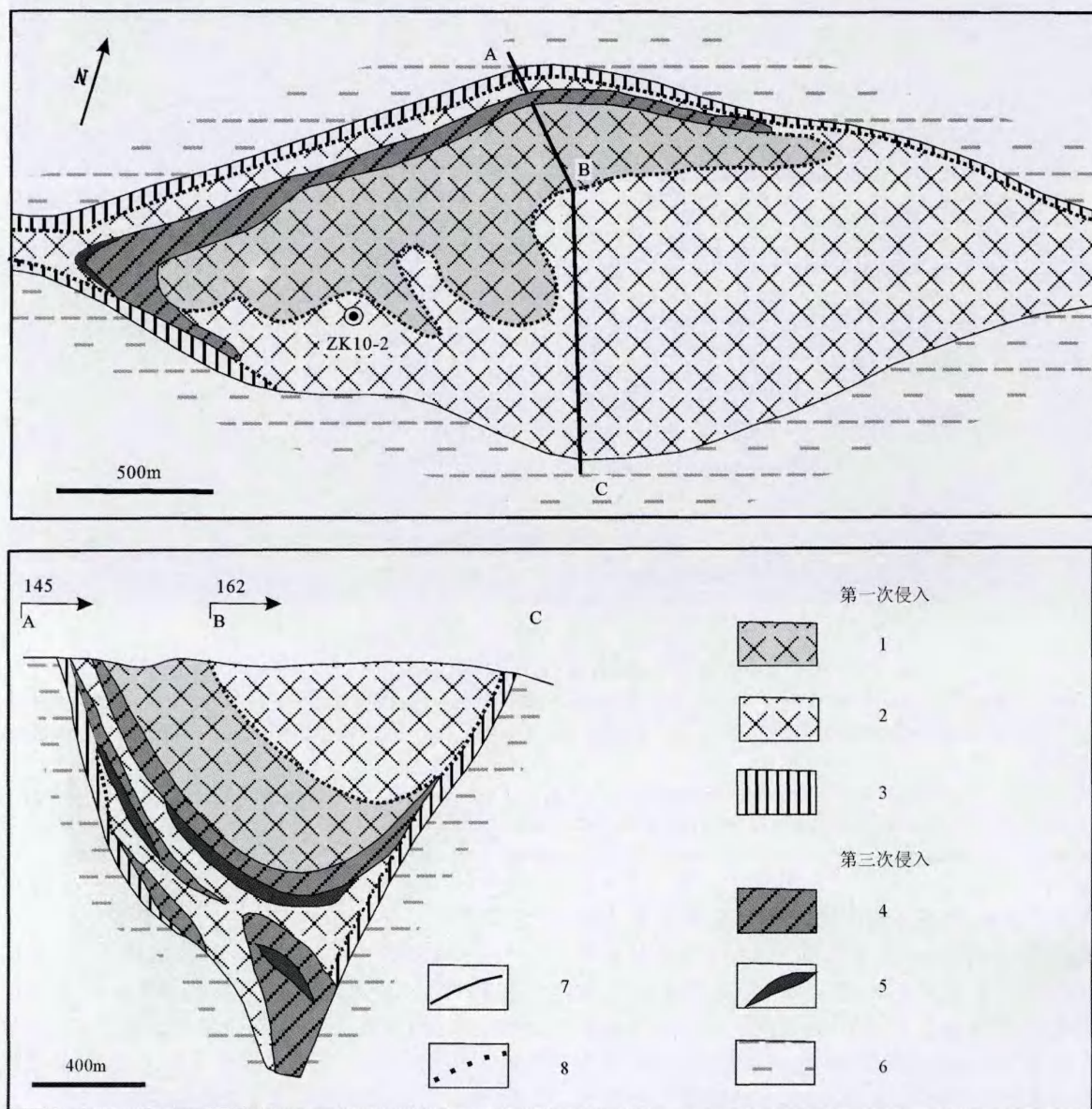


图 2 黄山东岩体地质简图及剖面图(据李德惠等, 1989<sup>●</sup>, 第二次侵入岩石在图中未出露), 地表采样沿 A-B-C 剖面进行

Fig. 2 Simplified geological map and a cross section of the Huangshandong intrusion (after Li et al., 1989<sup>●</sup>, the second stage intrusive rocks have no outcrops), surface sampling was carried out along the A-B-C profile

1—橄榄辉长岩; 2—角闪辉长岩; 3—闪长岩; 4—二辉橄榄岩; 5—Cu-Ni 硫化物矿体; 6—下石炭统干墩组;

7—地质界线及侵入接触界线; 8—岩相界线

1—Olivine gabbro; 2—hornblende gabbro; 3—diorite; 4—Iherzolite; 5—Cu-Ni sulfide ore body; 6—lower Carboniferous Gandun Formation; 7—geological boundary and intrusive boundary; 8—transitional boundary

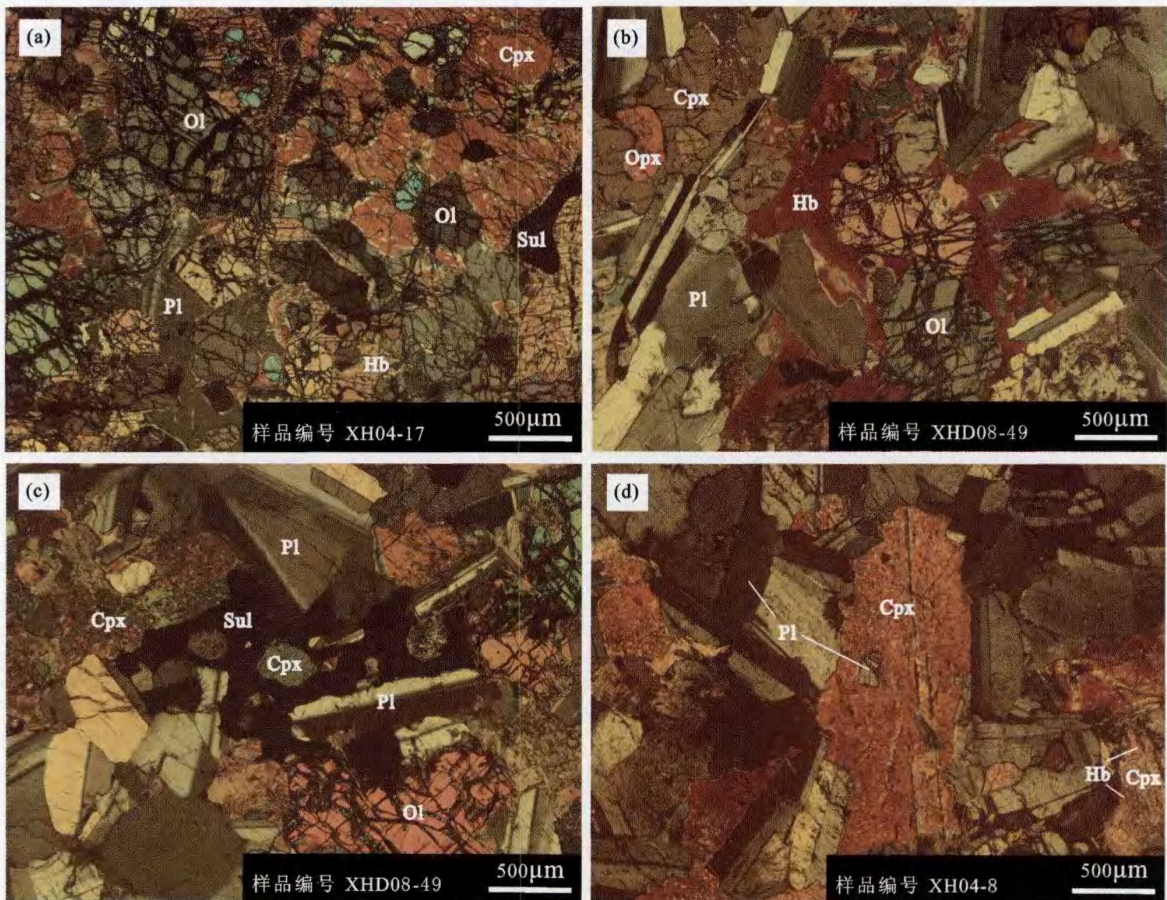


图3 黄山东岩体岩石学特征(正交偏光图像)

Fig. 3 Texture photos of the rocks from Huangshandong intrusion (Cross-polarized)

(a)二辉橄榄岩中单斜辉石和斜长石包裹橄榄石;(b)一橄辉长岩的辉长结构;(c)一橄辉长岩中金属硫化物填充于单斜辉石和斜长石之间;(d)一角闪辉长岩中单斜辉石包裹斜长石。Ol—橄榄石;Opx—斜方辉石;Cpx—单斜辉石;Pl—斜长石;Hb—角闪石;Sul—金属硫化物

(a)—olivine embedded in clinopyroxenes and plagioclases in lherzolite; (b)—gabbroic texture in olivine gabbro; (c)—interstitial sulfides between clinopyroxene and plagioclase in olivine gabbro; (d)—plagioclase embedded in clinopyroxenes in hornblende gabbro. Ol—olivine; Opx—orthopyroxene; Cpx—clinopyroxene; Pl—plagioclase; Hb—hornblende; Sul—sulfide

橄榄岩组成,根据岩相间的接触关系,有三次岩浆侵入(图2):①第一次岩浆侵入形成杂岩体的主体部分,约占岩体总面积的75%,主要由闪长岩、角闪辉长岩、橄辉长岩组成,角闪辉长岩位于岩体上部和下部,橄辉长岩位于岩体中部,闪长岩围绕岩体边缘断续分布,各岩相之间呈渐变接触关系;②第二次岩浆侵入形成岩体西端和西北侧的辉长苏长岩相,规模较小,呈东西向延伸的不规则岩墙状,含第一次侵入的角闪辉长岩包体,在图2中未出露;③第三次岩浆侵入形成岩体下部含硫化物的二辉橄榄岩,在钻孔中可见第二次侵入的辉长苏长岩和第一次侵入的角闪辉长岩被第三次侵入的二辉橄榄岩相穿插的现象(李德惠等,

1989<sup>①</sup>)。

二辉橄榄岩具中细粒结构,块状构造。主要矿物有橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石,次要矿物为普通角闪石、黑云母和斜尖晶石。橄榄石含量55%~60%,橄榄石中常包裹有铬尖晶石,又被辉石、斜长石和角闪石包裹,构成包橄结构(图3a)。斜方辉石含量3%~8%,单斜辉石含量2%~15%,辉石呈橄榄石的反应边或嵌晶状包裹橄榄石。斜长石含量10%~20%。棕色普通角闪石含量5%~10%,它形包裹其它造岩矿物及珠滴状金属硫化物。金属硫化物含量约1%~20%。

橄辉长岩为中细粒辉长结构,块状构造。主要矿物有斜长石(50%~60%)、单斜辉石(20%~

30%)、斜方辉石(约5%)和橄榄石(5%~10%),次要矿物有普通角闪石(10%~15%)和金属矿物(1%~5%)。橄榄石大部分呈嵌晶状与斜长石、辉石接触,部分包裹在辉石、斜长石和角闪石中。斜方辉石呈浑圆状包裹在单斜辉石里。普通角闪石和金属硫化物常呈填隙状分布在橄榄石和辉石周围(图3b, 3c)。

角闪辉长岩具中细粒辉长结构,块状构造。主要矿物有单斜辉石(30%~35%)、斜长石(60%~65%),次要矿物有普通角闪石(5%~10%)。可见自形斜长石颗粒包裹于大的单斜辉石晶体中,部分辉石晶体因与岩浆反应形成“角闪石补丁结构”(图3d)。

辉长苏长岩具中细粒辉长结构,块状构造。主要矿物有单斜辉石(12%~20%)、斜方辉石(25%~35%)、斜长石(30%~50%),次要矿物有普通角闪石(10%~20%)和钛铁矿(1%~5%)。部分角闪石包含并熔蚀辉石及斜长石(李德惠等,1989<sup>①</sup>)。

黄山东矿床的工业矿体主要赋存于第三次侵入的二辉橄榄岩,其次为第二次侵入的辉长苏长岩和第一次侵入的角闪辉长岩中,矿体在剖面上多为条带状和透镜状,大部分在地表100米以下,仅有的地表露头出现在岩体西端(图2)(李德惠等,1989<sup>①</sup>)。黄山东铜镍矿床镍平均品位0.52%,储量为0.36Mt;铜平均品位0.27%,储量为0.17Mt(Qin et al., 2003)。

### 3 样品采集及分析方法

样品采自岩体西部钻孔 ZK10-2 和地表 A-B-C 剖面(图2),主要岩相为第一次侵入的角闪辉长岩和橄榄辉长岩和第三次侵入的二辉橄榄岩。对样品进行光薄片切制,根据显微岩相学观察,选择无蚀变的代表性样品17件,在无污染的条件下破碎用于分析测试。主量和微量元素在中国科学院矿床地球化学国家重点实验室测定。主量元素的测定采用X射线荧光光谱法(XRF),其过程大致如下:首先称取0.7g样品,然后加入适量硼酸高温熔融成玻璃片,最后在XRF(仪器型号为PANalytical AXIOS)上用外标法测定氧化物含量,氧化物总量分析误差为1%~3%。微量元素测定采用等离子质谱(ICP-MS)法:首先称取50mg样品,用酸溶样制成溶液,然后在ICP-MS(仪器型号为ELAN DRC-e)上用内标法进行测定,分析精度优于10%。微量元素具体分析方法见Qi等(2000)。

Rb-Sr、Sm-Nd 同位素分析在中科院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室测定。分析方法如下:称取0.1~1g粉末样品,置于聚四氟乙烯封闭容器中,用HF和HClO<sub>4</sub>在微波炉中分解样品并使其完全转化成过氯酸盐,采用阳离子交换法分离Rb和Sr。同位素用TIMS(Thermo Fisher公司TRITON质谱仪)分析,Sr同位素国际标准样品NBS987测试值为 $0.710255 \pm 7$ ,Nd同位素国际标准样品JNdi-1测试值为 $0.512096 \pm 5$ 。

## 4 分析结果

### 4.1 主量元素

样品主量元素分析结果如表所示(表1),黄山东岩体二辉橄榄岩随MgO降低,(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)<sub>T</sub>降低(图4c)而Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO升高(图4a,b),这些特征表明它们是橄榄石、斜方辉石和单斜辉石为主的堆晶,TiO<sub>2</sub>随MgO降低而升高(图4d),这与它在结晶分异过程中不相容性有关。而橄榄辉长岩、辉长苏长岩(数据来源于Zhou et al., 2004)和角闪辉长岩随MgO降低,CaO和(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)<sub>T</sub>降低(图4b,c)以及Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>升高(图4a)指示单斜辉石和斜长石的堆积。黄山东样品除橄榄辉长岩和角闪辉长岩TiO<sub>2</sub>含量之外投影点都处于橄榄石、单斜辉石、斜方辉石和斜长石矿物化学成分之间,也指示它们主要由橄榄石、单斜辉石、斜方辉石和斜长石组成。橄榄辉长岩和角闪辉长岩TiO<sub>2</sub>含量沿着磁铁矿和钛铁矿结晶方向演化,说明橄榄辉长岩和角闪辉长岩样品TiO<sub>2</sub>含量受磁铁矿和钛铁矿结晶控制,这与岩相学特征一致。另外,黄山东岩体Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量高于黄山西岩体,这可能与堆晶岩相中黄山东岩体比黄山西岩体含有更多的斜长石有关。

### 4.2 微量元素和稀土元素

样品微量元素和稀土元素测试分析结果如表所示(表1),在洋中脊玄武岩(MORB)标准化微量元素蛛网图中(图5),黄山东岩体样品总体上表现为大离子亲石元素(Rb、Ba、Th、U)相对富集,而部分高场强元素(Nb、Ta、Ti)相对亏损,这些特点与阿拉斯加型Quetico岩体(Pettigrew et al., 2006)相似。而OIB和被认为是地幔柱活动产物的塔里木地区瓦吉里塔格地区橄榄岩和巴楚岩体辉长岩(姜常义等,2004a; Zhang et al., 2008)不相容元素含量明显高于黄山东岩体,而且没有显示出Nb、Ta和Ti的亏损。

黄山东岩体的二辉橄榄岩的微量元素含量与黄

表1 黄山东岩体主量元素、微量元素分析测试结果

Table 1 Contents of major oxides and trace elements of the Huangshandong intrusion

岩性 样品	角闪辉长岩							二辉橄长岩	
	XH04-1	XH04-2	XH04-3	XH04-4	XH04-6	XH04-7	XH04-8	XH04-12	XH04-13
主量元素(%)									
SiO <sub>2</sub>	49.7	50.6	48.8	49.9	49.6	49.2	48.3	41.7	41.1
TiO <sub>2</sub>	0.392	0.465	0.399	0.419	0.389	0.397	0.433	0.260	0.337
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.9	19.4	19.2	20.4	21.5	20.1	18.0	7.49	6.56
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) <sub>T</sub>	5.62	6.26	5.71	5.31	4.97	5.08	6.22	14.3	13.4
MnO	0.088	0.095	0.088	0.082	0.079	0.079	0.094	0.152	0.139
MgO	7.01	7.89	7.92	6.91	6.86	7.31	9.35	26.4	27.5
CaO	10.8	10.9	11.2	10.9	11.5	11.2	11.3	3.64	2.92
Na <sub>2</sub> O	3.49	2.83	2.97	2.96	2.54	2.50	2.43	1.26	1.64
K <sub>2</sub> O	0.226	0.198	0.239	0.198	0.114	0.169	0.148	0.166	0.222
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.054	0.052	0.048	0.052	0.039	0.045	0.047	0.050	0.060
LOI	2.57	1.31	2.38	1.52	2.30	2.69	2.48	3.50	5.25
Total	99.8	100	98.9	98.7	99.8	98.8	98.9	99.0	99.2
微量元素( $\times 10^{-6}$ )									
Sc	24.0	24.6	23.5	25.2	24.1	7.27	28.2	20.2	17.8
V	245	234	261	282	188	181	238	67.0	55.7
Cr	312	348	293	390	462	506	816	1440	1390
Co	47.8	44.8	51.6	50.7	46.3	43.7	55.3	113	117
Ni	57.8	59.1	57.4	61.2	62.3	64.1	95.3	543	577
Cu	22.6	19.7	23.2	19.3	21.9	15.7	21.6	41.8	51.8
Rb	2.65	3.19	2.63	3.65	0.74	0.73	1.47	2.61	3.68
Sr	435	473	428	409	426	388	377	153	125
Y	8.96	8.53	8.94	8.85	7.32	4.93	9.17	4.66	5.85
Zr	28.7	25.0	28.0	25.2	19.4	22.5	26.6	24.5	28.4
Nb	0.696	0.553	0.644	0.526	0.420	0.505	0.618	0.529	0.733
Ba	45.7	43.0	42.0	40.7	31.6	36.0	38.6	26.3	35.4
La	2.36	2.31	2.23	2.10	1.76	1.75	2.10	1.69	2.09
Ce	6.25	5.64	5.83	5.59	4.41	4.86	5.50	4.33	5.28
Pr	0.848	0.845	0.864	0.787	0.635	0.677	0.837	0.565	0.715
Nd	4.70	4.36	4.56	4.35	3.61	3.59	4.22	2.79	3.33
Sm	1.37	1.19	1.38	1.26	1.04	0.925	1.34	0.622	0.891
Eu	0.933	1.06	1.10	0.981	0.768	0.640	0.700	0.268	0.292
Gd	1.35	1.33	1.56	1.40	1.09	1.06	1.40	0.756	0.939
Tb	0.266	0.258	0.280	0.265	0.229	0.199	0.259	0.123	0.174
Dy	1.55	1.58	1.75	1.61	1.35	1.18	1.66	0.811	1.00
Ho	0.313	0.309	0.312	0.319	0.258	0.243	0.307	0.155	0.197
Er	0.935	0.924	0.953	0.951	0.817	0.662	0.902	0.482	0.584
Tm	0.132	0.125	0.131	0.137	0.107	0.093	0.115	0.067	0.082
Yb	0.835	0.786	0.838	0.798	0.714	0.593	0.839	0.445	0.541
Lu	0.120	0.109	0.126	0.120	0.103	0.085	0.117	0.075	0.081
Hf	0.722	0.671	0.740	0.591	0.516	0.588	0.679	0.568	0.681
Ta	0.052	0.043	0.049	0.045	0.028	0.040	0.045	0.052	0.057
Th	0.313	0.282	0.288	0.255	0.168	0.086	0.236	0.274	0.334
U	0.109	0.219	0.111	0.133	0.073	0.076	0.088	0.113	0.123
Pb	1.55	1.47	1.54	1.36	1.10	1.81	1.10	1.57	1.42

续表 1

岩性 样品	二辉橄榄岩				橄榄辉长岩			
	XH04-14	XH04-15	XH04-16	XH04-17	XHD08-41	XHD08-42	XHD08-43	XHD08-49
主量元素(%)								
SiO <sub>2</sub>	40.6	40.8	40.8	40.9	48.8	47.9	48.7	44.6
TiO <sub>2</sub>	0.311	0.294	0.268	0.205	0.440	0.400	0.290	2.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.01	6.65	5.99	5.24	20.6	19.2	24.9	20.9
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) <sub>T</sub>	12.9	13.2	13.9	14.2	5.45	6.04	3.26	9.02
MnO	0.123	0.137	0.140	0.143	0.097	0.099	0.047	0.096
MgO	27.1	28.2	28.8	29.6	8.26	9.98	5.06	7.78
CaO	2.04	2.88	2.65	2.40	13.1	12.6	13.7	12.0
Na <sub>2</sub> O	0.659	1.02	0.959	0.921	2.06	1.84	2.36	1.90
K <sub>2</sub> O	0.292	0.149	0.182	0.149	0.130	0.130	0.094	0.110
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.050	0.054	0.056	0.060	0.063	0.068	0.042	0.039
LOI	8.11	5.40	5.11	4.79	0.590	1.45	1.32	0.220
Total	99.2	98.8	98.9	98.6	99.6	99.7	99.7	99.7
微量元素( $\times 10^{-6}$ )								
Sc	16.5	17.3	16.6	15.3	23.8	26.5	16.4	43.1
V	63.4	60.1	50.9	47.7	205	237	122	426
Cr	1459	1518	1217	1606	528	559	573	12.0
Co	112	117	121	126	33.2	39.1	19.0	48.8
Ni	546	553	630	720	41.2	52.6	42.0	17.2
Cu	30.7	37.1	73.2	72.7	9.67	11.4	8.53	21.2
Rb	5.47	2.83	3.44	2.65	2.39	2.96	1.17	1.57
Sr	79.1	135	121	103	430	398	510	557
Y	5.36	5.25	4.81	4.07	8.61	8.59	5.57	8.70
Zr	26.7	26.9	23.2	22.6	36.2	35.3	30.1	28.3
Nb	0.653	0.626	0.575	0.471	0.669	0.596	0.436	1.35
Ba	49.5	29.6	30.0	23.8	40.6	39.1	34.8	50.9
La	1.89	1.82	1.77	1.70	2.10	1.97	1.53	1.55
Ce	4.75	4.60	4.43	4.20	5.15	4.93	3.69	3.63
Pr	0.660	0.612	0.601	0.490	0.804	0.762	0.560	0.618
Nd	3.23	3.09	2.85	2.42	3.95	3.78	2.74	3.45
Sm	0.759	0.837	0.706	0.583	1.18	1.18	0.821	1.23
Eu	0.352	0.340	0.262	0.207	0.675	0.644	0.551	0.746
Gd	0.984	0.844	0.805	0.583	1.26	1.20	0.815	1.39
Tb	0.141	0.145	0.138	0.103	0.268	0.256	0.173	0.286
Dy	0.910	0.929	0.874	0.720	1.56	1.59	0.962	1.67
Ho	0.192	0.167	0.164	0.129	0.340	0.351	0.216	0.385
Er	0.564	0.537	0.475	0.416	0.948	0.926	0.585	0.936
Tm	0.077	0.078	0.069	0.069	0.126	0.123	0.087	0.114
Yb	0.590	0.472	0.421	0.415	0.789	0.788	0.497	0.729
Lu	0.082	0.084	0.068	0.062	0.130	0.128	0.071	0.097
Hf	0.653	0.564	0.584	0.532	0.948	0.884	0.724	0.899
Ta	0.048	0.060	0.051	0.035	0.052	0.055	0.042	0.146
Th	0.256	0.254	0.298	0.253	0.254	0.218	0.158	0.134
U	0.112	0.102	0.100	0.091	0.102	0.104	0.065	0.051
Pb	1.24	1.25	1.26	1.55	0.583	1.24	0.623	0.488

山西岩体的二辉橄榄岩基本一致,但大离子亲石元素和轻稀土元素(Rb、Ba、Th、U、La)稍低(图 5a,图

6),而黄山东岩体橄榄辉长岩和角闪辉长岩的微量元素含量却明显低于黄山西岩体的辉长苏长岩(图

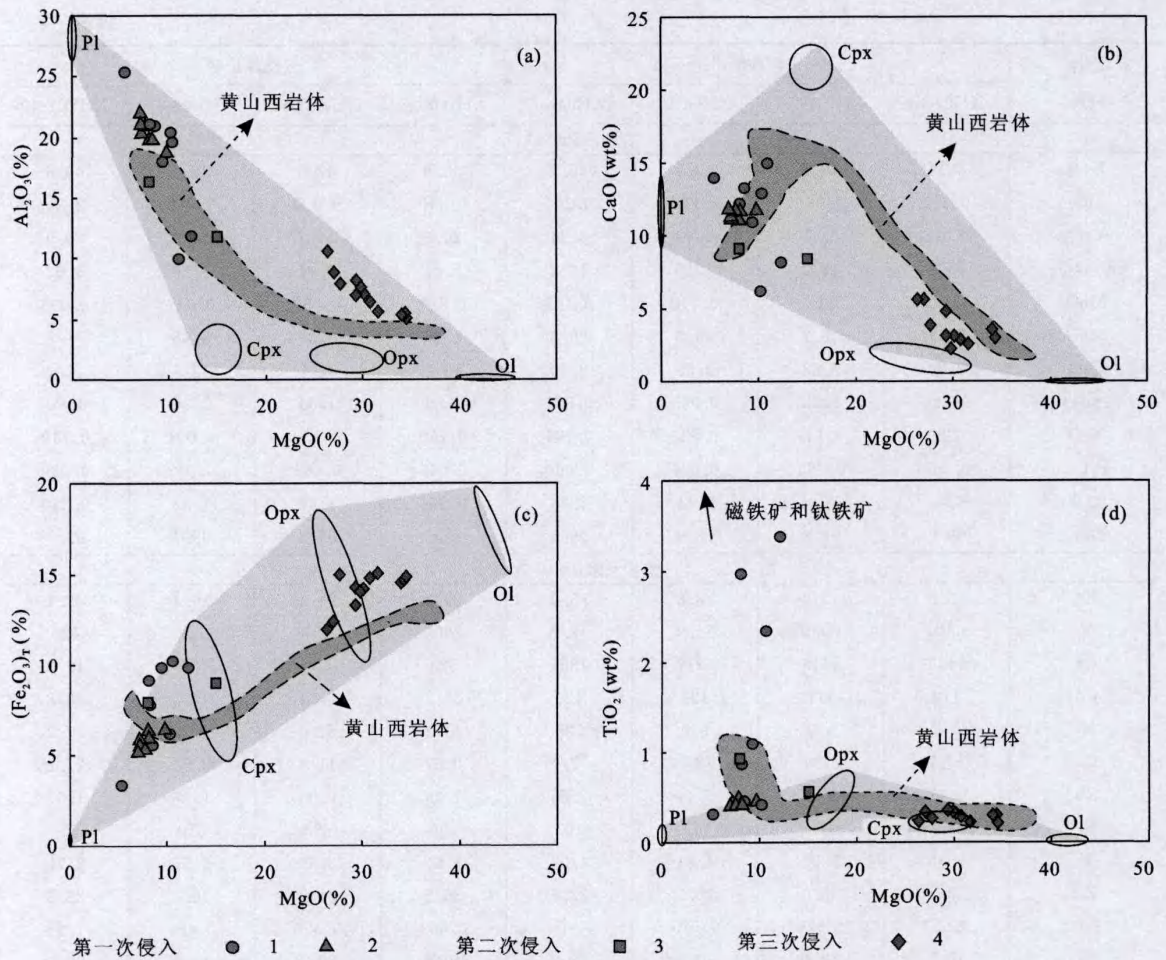


图4 黄山东岩体哈克图解

Fig. 4 Haker diagrams of the Huangshandong intrusion

Ol, Opx, Cpx 和 Pl 分别代表橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石, 矿物成分为本作者未发表数据。部分黄山东岩体和黄山西岩体全岩数据来自 Zhou et al. (2004) 和邓宇峰等 (接收待刊)。1—橄榄辉长岩; 2—角闪辉长岩; 3—辉长苏长岩; 4—二辉橄榄岩  
Ol, Opx, Cpx and Pl are olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and plagioclase, respectively. Some whole rock data of the Huangshandong and Huangshanxi intrusions are cited from Zhou et al. (2004) and Deng et al. (in press). 1—Olivine gabbro; 2—Hornblende gabbro; 3—Gabbro; 4—Lherzolite

5b 和图 6)。另外, 黄山东岩体的橄榄辉长岩和角闪辉长岩具有明显 Sr 的富集和 Eu 的正异常, 而黄山西岩体的辉长苏长岩没有或具有弱的 Sr 的富集和 Eu 异常(图 5b, 图 6), 这与黄山东岩体橄榄辉长岩和角闪辉长岩中斜长石含量较高有关。总之, 黄山东和黄山西岩体的二辉橄榄岩具有相似的微量元素组成, 而黄山东岩体橄榄辉长岩和角闪辉长岩的微量元素含量明显低于黄山西岩体的辉长苏长岩。

### 4.3 Sr-Nd 同位素

样品 Sr-Nd 同位素分析结果如表所示(表 2), 黄山东岩体具有较低的、变化较小的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{274\text{Ma}}$  (0.7031~0.7034), 较高的  $\epsilon_{\text{Nd}}(274\text{Ma})$  (+7.32 ~ +8.29), 而

黄山西岩体  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{269\text{Ma}}$  为 0.7034~0.7037,  $\epsilon_{\text{Nd}}(269\text{Ma})$  为 +5.14 ~ +7.14 (邓宇峰等, 接收待刊)。在  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(t)}$  图解(图 7)中, 黄山东、黄山西岩体和阿拉斯加型岩体的样品 (Pettigrew et al., 2006) 都投点在弧火山岩区域。另外, 黄山东岩体相对黄山西岩体显示更亏损的同位素特征, 具有更低的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(t)}$  和更高的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , 个别黄山东样品投点到 MORB 区域内。而塔里木大火成岩省瓦吉里塔格地区超镁铁岩、巴楚岩体镁铁-超镁铁岩、麻扎尔塔格地区岩墙和柯坪玄武岩具有较低的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  和较高的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(t)}$  (姜常义等, 2004a, b, c; Zhang et al., 2008; Zhou et al., 2009)。



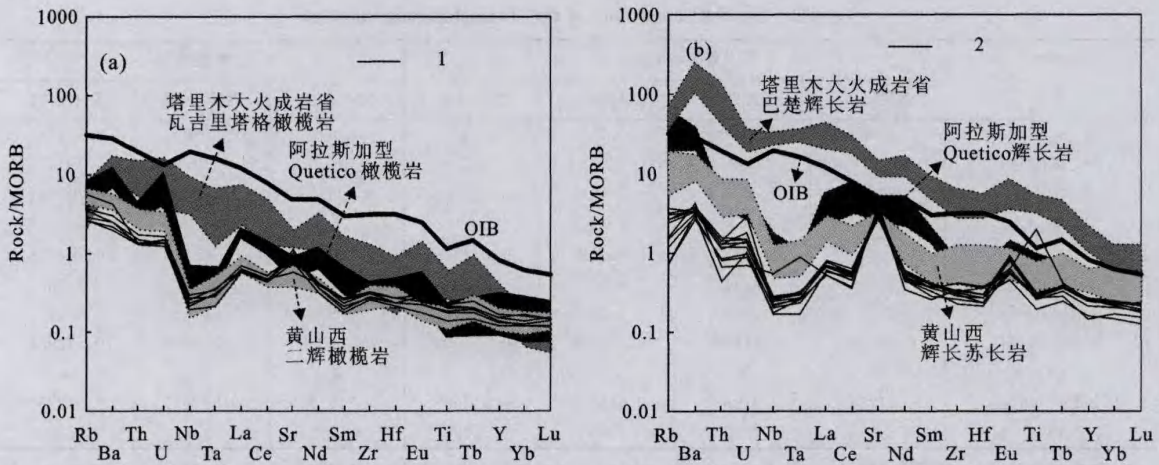


图 5 MORB 标准化微量元素蛛网图

Fig. 5 MORB normalized spider diagrams

a, b 分别显示黄山东岩体与黄山西岩体以及塔里木大火成岩省瓦吉里塔格和巴楚岩体 (姜常义等, 2004a; Zhang et al., 2008)、阿拉斯加型 Quetico 岩体 (Pettigrew et al., 2006) 橄辉岩相和辉长岩相微量元素 MORB 标准化配分模式的对比。OIB 和 MORB 数据来自 Sun 和 McDonough (1989), 黄山西岩体数据来自邓宇峰等 (接收待刊)。1—黄山东二辉橄辉岩; 2—黄山东橄辉长岩和角闪辉长岩

a, b display comparison of trace element compositions of lherzolites and gabbros among the Huangshandong intrusive rocks and the rocks of Huangshanxi intrusion, intrusions of the Tarim large igneous province, such as Wajilitag (Jiang et al., 2004a) and Bachu (Zhang et al., 2008) and the Alaskan-type Quetico intrusion (Pettigrew et al., 2006). The data of ocean island basalt (OIB) and mid-ocean ridge basalt (MORB) are cited from Sun and McDonough (1989), the data of the Huangshanxi intrusion are cited from Deng et al. (in press). 1—Huangshandong lherzolite; 2—Huangshandong olivine gabbro and hornblende gabbro

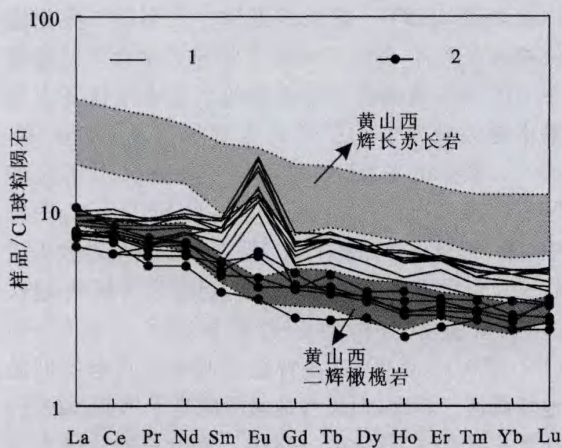


图 6 球粒陨石标准化稀土元素配分型式图

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns

黄山西数据来自邓宇峰等 (接收待刊), 球粒陨石数据来自 Sun 和 McDonough (1989)。1—黄山东橄辉长岩和角闪辉长岩; 2—黄山东二辉橄辉岩

The data of the Huangshanxi intrusion are cited from Deng et al. (in press), the data of Chondrite are cited from Sun and McDonough (1989). 1—Huangshandong olivine gabbro and hornblende gabbro; 2—Huangshandong lherzolite

## 5 讨论

如前所述, 黄山-镜儿泉铜镍成矿带含矿岩体形成构造背景的认识存在分歧, 笔者认为争论的焦点在于是否与二叠纪塔里木地幔柱有关。由于活动大陆边缘和碰撞造山后伸展环境的镁铁质岩浆都起源于交代地幔的部分熔融, 与地幔柱岩浆以及蛇绿岩套的地球化学特征有显著差异, 因此, 明确其地幔源区特征是探讨构造背景的关键。

在幔源岩浆侵位的过程中, 结晶分异和地壳同化混染作用会改变岩浆的成分, 并对岩浆源区特征造成误解, 必须加以区别。由于侵入岩体是堆积晶与晶间熔浆的混合物, 其微量元素含量将明显低于相应的火山岩, 所以, 火山岩的微量元素图解不能直接用于侵入岩的构造判别。然而, 分配系数相近的微量元素的比值 (如 Th/U、Nb/U) 受结晶分异的影响较小 (Aldanmaz et al., 2000)。Nb、Ta、Ti 的亏损可以指示原始岩浆源于俯冲流体交代地幔, 也可能与地壳同化混染有关 (Wilson, 1989), 黄山东岩体 Nb/U 比值与平均地壳值相似且低于 MORB、OIB 值, La/Nb 和 Ba/Nb 明显高于平均地壳和

表2 黄山东岩体 Sr, Nd 同位素分析数据  
Table 2 Sr, Nd isotope data of the Huangshandong intrusion

岩性 样品	角闪辉长岩				二辉橄辉岩		
	XH04-1	XH04-3	XH04-6	XH04-8	XH04-12	XH04-13	XH04-14
Rb ( $\times 10^{-6}$ )	2.65	2.63	0.74	1.47	2.61	3.68	5.47
Sr ( $\times 10^{-6}$ )	435	428	426	377	153	125	79.1
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703376	0.703345	0.703415	0.703223	0.703326	0.703455	0.703867
$2\sigma_m$	14	4	3	3	2	17	14
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{274\text{Ma}}$	0.703307	0.703275	0.703396	0.703179	0.703134	0.703123	0.703088
Nd ( $\times 10^{-6}$ )	4.70	4.56	3.61	4.22	2.79	3.33	3.23
Sm ( $\times 10^{-6}$ )	1.37	1.38	1.04	1.34	0.62	0.89	0.76
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512982	0.512987	0.51299	0.513003	0.512952	0.512961	0.512965
$2\sigma_m$	2	4	2	7	4	3	4
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{274\text{Ma}}$	0.512667	0.512660	0.512678	0.512658	0.512710	0.512671	0.512710
$\epsilon_{\text{Nd}}(274\text{Ma})(\text{‰})$	7.46	7.32	7.66	7.28	8.29	7.53	8.29

注: Rb-Sr, Sm-Nd 同位素计算参数:  $\lambda(\text{Sr}) = 1.42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ ,  $\lambda(\text{Nd}) = 0.654 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.7045$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{UR}} = 0.512638$ .

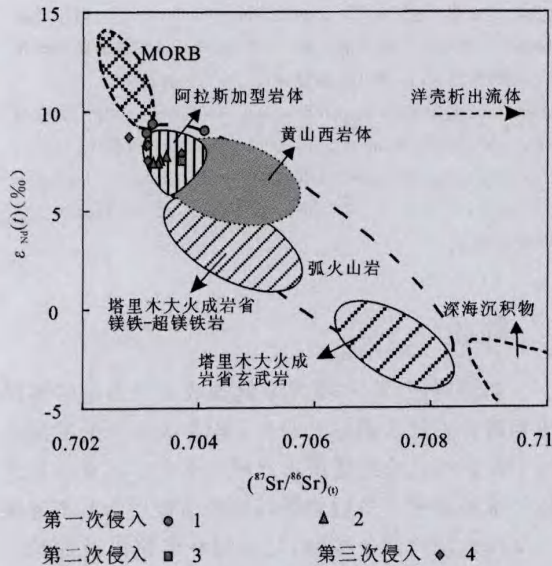


图7  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(t)}$  相关图

Fig. 7 Diagram of  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  versus  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(t)}$

黄山东岩体部分数据来自 Zhou et al. (2004), 黄山西岩体数据引自邓宇峰等(接收待刊)。弧火山岩及深海沉积物数据来自 Hawkesworth (1982), Hickey et al. (1986) 和 Wilson (1989)。1—橄辉长岩; 2—角闪辉长岩; 3—辉长苏长岩; 4—二辉橄辉岩  
Some data of the Huangshandong intrusion are cited from Zhou et al. (2004) and data of the Huangshanxi are from Deng et al. (in press). The data of the arc lavas and marine sediments are from Hawkesworth (1982), Hickey et al. (1986) and Wilson (1989). 1—Olivine gabbro; 2—Hornblende gabbro; 3—Gabbro; 4—Lherzolite

MORB、OIB 值(见表 3), 这些特征说明 Nb 的亏损不能用地幔端元与地壳的同化混染解释, 而是代表岩浆的地幔源区特征, 同理, Th/U 比值低于

MORB、OIB、平均地壳比值(见表 3), 也指示岩浆的地幔源区特征。

### 5.1 黄山东岩体与塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩体对比

首先, 大多数学者认为地幔柱活动一个显著特征是形成大面积的溢流拉斑玄武岩和同源镁铁-超镁铁侵入体, 尽管可能遭受了地壳混染, 但仍具有与 OIB 相似的地球化学特征 (Wilson, 1989; Campbell, 1993)。黄山地区缺少大面积二叠纪溢流拉斑玄武岩, 黄山东岩体不相容元素含量明显低于 OIB 及与地幔柱活动有关的塔里木地区瓦吉里塔格地区橄辉岩和巴楚岩体辉长岩 (姜常义等, 2004a; Zhang et al., 2008), 而且显示出明显的 Nb、Ta 和 Ti 的亏损。在  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(t)}$  图解中(图 7), 黄山东岩体  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  明显高于塔里木大火成岩省瓦吉里塔格地区超镁铁岩、巴楚岩体镁铁-超镁铁岩、麻扎尔塔格地区岩墙和柯坪玄武岩, 而  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(t)}$  更低, 这些特征说明他们具有不同的地幔源区。其次, 地幔柱地幔源区是干体系, 挥发分含量非常低 (Wilson, 1989)。黄山东岩体含有许多的含水矿物(如角闪石、黑云母), 指示原始岩浆中含有挥发分物质 (Zhou et al., 2004), 也说明黄山东岩体地幔源区明显区别于地幔柱。

另一方面, 在 Nb/Yb 与 Th/Yb 和  $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$  与  $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$  图解中(图 8), 黄山东和黄山西岩体与阿拉斯加型岩体 (Pettigrew et al., 2006) 相似, 都投影在岛弧火山岩区, 而明显区别于塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩。在  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  与 Ba/Nb、La/Nb 和 Nb/Th 图中(图 9), 黄山东岩体也投影于岛弧火

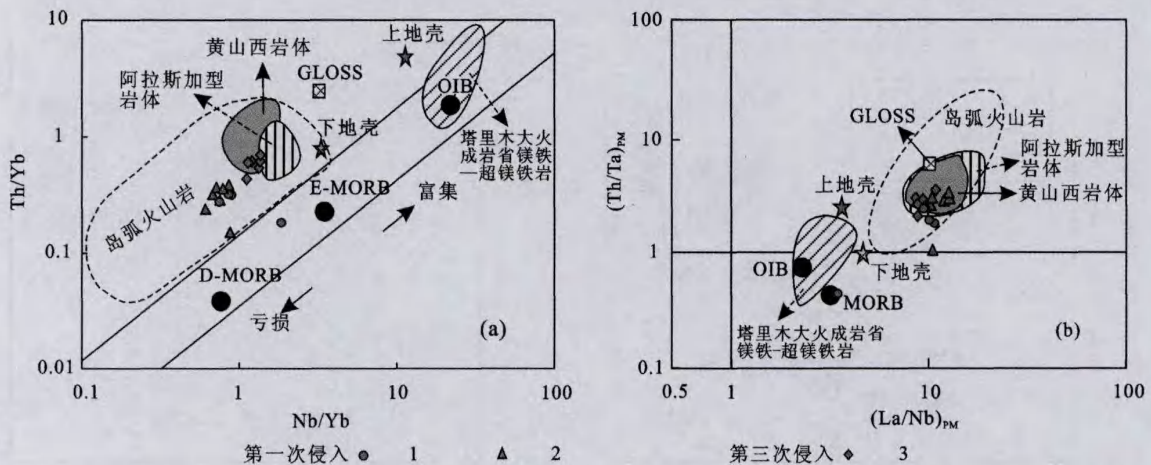


图 8 a. Nb/Yb-Th/Yb 相关图(据 Pearce 和 Peate, 1995a); b.  $(La/Nb)_{PM}$ - $(Th/Ta)_{PM}$  相关图(据 Neal et al., 2002)  
 Fig. 8 a. Diagram of Nb/Yb versus Th/Yb (after Pearce and Peate, 1995a); b. Diagram of  $(La/Nb)_{PM}$  versus  $(Th/Ta)_{PM}$  (after Neal et al., 2002)

黄山西岩体数据源自邓宇峰等(接收待刊),岛弧火山岩数据引自 Elliott et al., (1997), Turner et al., (1997), Pearce et al., (1995b), Marini et al., (2005), Ellam et al., (1989)和 Turner et al., (2001)。上地壳与下地壳数据来自 Rudnick 和 Fountain (1995);全球俯冲沉积物平均值(GLOSS)数据来自 Plank 和 Langmuir (1998)。1—橄辉长岩;2—角闪辉长岩;3—二辉橄辉岩  
 Data of Huangshanxi intrusion are from Deng et al., (in press), data of arc volcanics are from Elliott et al., (1997), Turner et al., (1997), Pearce et al., (1995b), Marini et al., (2005), Ellam et al., (1989) and Turner et al., (2001)。Data of lower crust and GLOSS are from Rudnick and Fountain (1995) and Plank and Langmuir (1998), respectively. 1—Olivine gabbro; 2—Hornblende gabbro; 3—Lherzolite

山岩与 MORB 之间,而明显不同于塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩和玄武岩(Zhang et al., 2008; Zhou et al., 2009)。这些投影都证明黄山东岩体原始岩浆与塔里木地幔柱岩浆存在明显差别。

### 5.2 黄山东岩浆源区特征

微量元素和同位素组成都表明黄山东岩体与塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩的地球化学特征有显著区别,而具有与俯冲有关的岩浆(如弧火山岩、阿拉斯加型杂岩体)相似的地球化学特征(图 5, 7, 8, 9),暗示黄山东岩体原始岩浆源于受俯冲事件改造过的交代地幔。

由于分配系数相似,大离子亲石元素对(如 Th 和 U)在岩浆分离结晶过程中一般不会发生显著的分异(Chung et al., 2001)。矿物-流体的实验显示 U 相对于 Th 具有更强的活动性,在俯冲带的板片脱水过程中 Th/U 会发生显著分异(Brenan et al., 1995a, b),因此,与俯冲有关的岛弧型岩浆多具有较低的 Th/U(Chung et al., 2001)。黄山东岩体 Th/U 低于平均地壳、MORB、OIB 和塔里木地区镁铁-超镁铁岩,无法用地幔柱成因的岩浆经历地壳同化混染解释。因此,黄山东岩体各种岩相比较低的 Th/U 比值代表了岩浆源区特征,而与俯冲成因的岩浆(如阿拉斯加型岩体)相似性(见表 3)说明其岩

浆源区可能为受俯冲事件改造过的地幔。

表 3 黄山东岩体微量元素比值

Table 3 Trace element ratios of the Huangshandong intrusive rocks

	Th/U	Nb/U	La/Nb	Ba/Nb
黄山东	1.13~2.98	2.53~7.02	1.15~4.19	37.7~79.8
阿拉斯加型岩体	2.31	9.01	5.11	77.4
塔里木地区镁铁-超镁铁岩	4.46	31.9	0.98	13.6
原始地幔	4.05	34.0	0.96	9.80
MORB	3.00	49.6	1.07	2.70
OIB	3.92	47.1	0.77	7.29
平均地壳	3.94	8.45	1.50	32.5

注:原始地幔、MORB 和 OIB 数据来自 Sun 和 McDonough (1989),平均地壳数据来自 Rudnick 和 Fountain (1995),阿拉斯加型岩体数据来自 Pettigrew et al. (2006),塔里木地区数据来自 Zhang et al. (2008)和 Zhou et al. (2009)

在岛弧体系中,俯冲物质交代的地幔楔发生部分熔融时,由于金红石、榍石及钛铁矿等难熔矿物的残留,使得产生的岩浆中亏损 Nb、Ta 和 Ti (Ionov et al., 1995; 张本仁等, 2005),与其它不相容元素(如 La、U、Th、Yb、Ba 等)发生明显的分异,因此,较高的 La/Nb 和 Ba/Nb 比值和较低的 Nb/U 比值可以作为地幔楔遭受流体交代强度的指标。黄山东岩

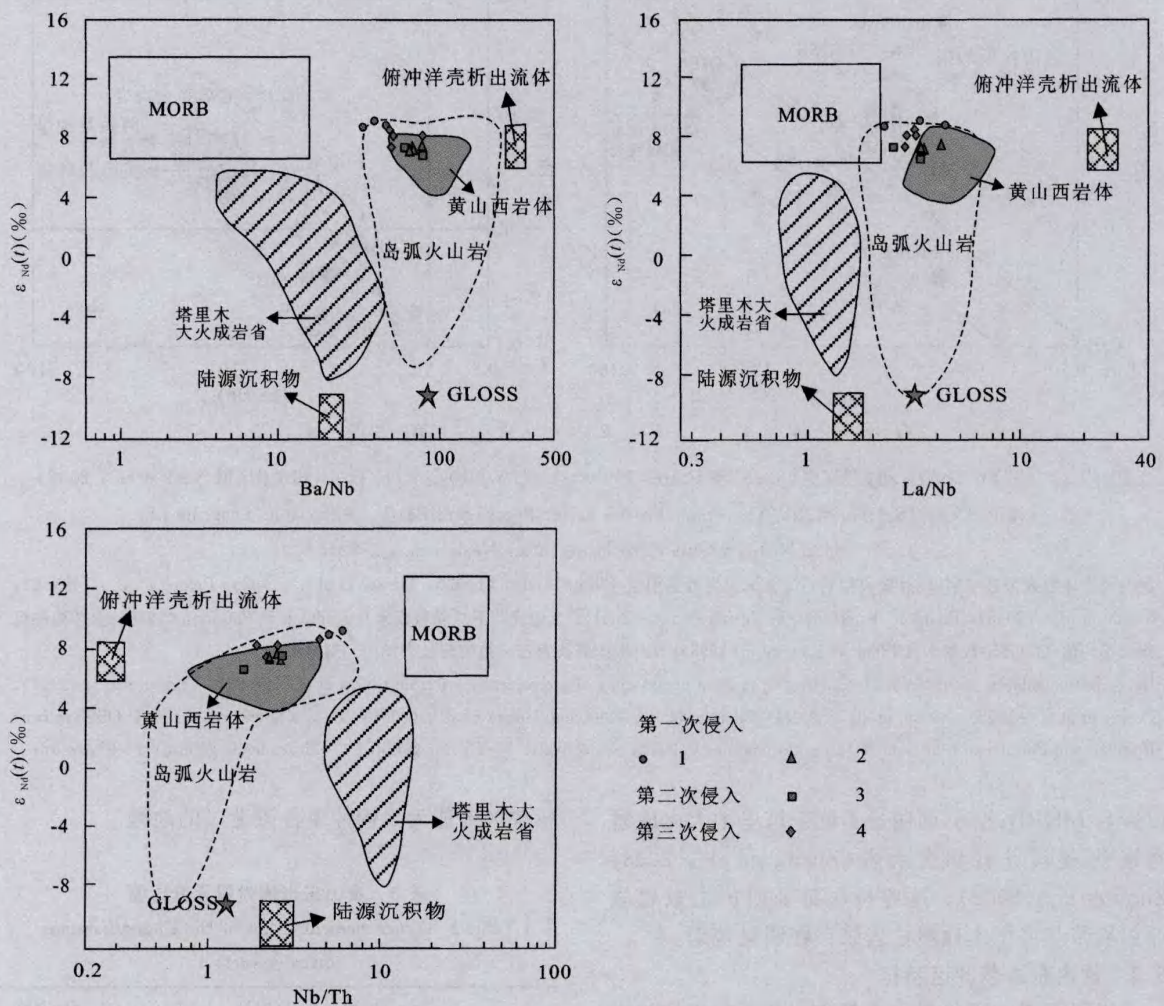


图9  $\epsilon_{Nd}(t)$  与 Ba/Nb、La/Nb 和 Nb/Th 相关图(据 Li,1994)

Fig. 9 Plots of  $\epsilon_{Nd}(t)$  versus Ba/Nb, La/Nb and Nb/Th (after Li, 1994)

部分黄山东岩体数据来自 Zhou et al. (2004);黄山西岩体的数据源自 Zhou et al. (2004)和邓宇峰等(接收待刊),塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩和玄武岩数据源自姜常义等(2004a, b, c),Zhang et al. (2008)和 Zhou et al. (2009)。岛弧火山岩和 GLOSS 数据来源与图 7 相同。1—橄榄辉长岩;2—角闪辉长岩;3—辉长苏长岩;4—二辉橄榄岩

Some data of Huangshandong rocks are from Zhou et al. (2004); the Huangshanxi rocks are from Zhou et al. (2004) and Deng et al. (in press). The data of the mafic and ultramafic intrusive rocks and basalts in the Tarim large igneous province are from Jiang et al. (2004a, b, c), Zhang et al. (2008) and Zhou et al. (2009). The data sources of oceanic island arc and GLOSS are the same with those of Fig. 7. 1—olivine gabbro; 2—hornblende gabbro; 3—gabbro; 4—lherzolite

体 Nb/U 比值与平均地壳值相似,低于 MORB、OIB 值和塔里木地区镁铁-超镁铁岩,La/Nb 和 Ba/Nb 却明显高于平均地壳、MORB、OIB 值和塔里木地区镁铁-超镁铁岩,而与俯冲成因的岩浆(如阿拉斯加型岩体)相似(见表 3),也说明这些微量元素的分异并非地壳同化混染的结果,而是代表了受俯冲事件改造的地幔源区的特征(Brenan et al., 1995a, b)。

上述讨论说明黄山东岩体的地幔源区为受俯冲事件改造的交代地幔(Xiao et al., 2008, 2009),但

黄山东岩体的岩石学特征与典型的阿拉斯加型杂岩体有不少区别:①阿拉斯加型岩体一般呈完整或不完整的同心环状,具有纯橄榄岩核部,向外依次为辉石橄榄岩,橄榄单斜辉石岩,角闪单斜辉石岩和角闪岩,而黄山东岩体不具环状岩相分布;②阿拉斯加型岩体岩石中辉石几乎都是单斜辉石,很少见或者缺失有斜方辉石,磁铁矿在橄榄辉石岩、角闪辉石岩和角闪岩中的含量高,体积分数可以高达 15%~20%,而黄山东岩体斜方辉石含量可达 30%~

40%,而磁铁矿含量小于 5%。因此,黄山东岩体并非阿拉斯加型岩体。

虽然黄山东与黄山西岩体相距仅 20km,但它们的地球化学特征存在差别。在  $\epsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_D$  图中(图 7),黄山东岩体相对黄山西岩体具有更高的  $\epsilon_{Nd}(t)$  和更低的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_D$ ,个别黄山东岩体投点在 MORB 区域内。在 Nb/Yb 与 Th/Yb 图解中(图 8a),黄山东岩体显示出比黄山西岩体更亏损的地球化学特征。在  $\epsilon_{Nd}(t)$  与 Ba/Nb、La/Nb 和 Nb/Th 图中(图 9),黄山东岩体相对于黄山西岩体更靠近 MORB 一侧,显示更亏损的特征。黄山东岩体流体包裹体成分也证明其原始岩浆中有软流圈地幔流体的参与(Liu et al., 2006),而黄山西岩体可能来源于俯冲交代地幔(邓宇峰等,接收待刊)。正是由于这个原因,黄山东岩体的橄榄辉长岩和角闪辉长岩具有相对较低的微量元素含量(图 5、图 6)。

5.3 黄山东岩体构造背景探讨

首先,黄山东岩体热侵位于下石炭统围岩中

(李德惠等, 1989<sup>①</sup>),说明它不属于蛇绿岩套组合。其次,与塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁侵入岩和玄武岩地球化学特征的显著区别证明黄山东岩体直接由塔里木地幔柱岩浆活动形成的可能性较小。与俯冲有关的岩浆(如弧火山岩、阿拉斯加型杂岩体)相似的地球化学特征说明黄山东岩体与受俯冲事件改造的交代地幔的部分熔融有关,但并非阿拉斯加型岩体,也并非形成于岛弧环境。研究表明,在碰撞后伸展环境中形成的岩浆也可能具有岛弧或活动大陆边缘火山岩所特有的地球化学特征(Aldanmaz et al., 2000; Wang et al., 2004)。黄山东岩体形成于 280Ma 左右(毛景文等, 2002; 韩宝福等, 2004),明显晚于蛇绿岩带发育时代(336~503Ma, Xiao et al., 2006; Ping et al., 2006);也晚于该地区岛弧中酸性侵入岩年龄(316~334Ma, 陈富文等, 2005; 李文铅等, 2006)和岛弧火山岩年龄(300~334Ma, 侯广顺等, 2005; 李向民等, 2004)。沉积建造证明吐哈盆地及周围地区在早二叠世以伸展构造为主(Wartes et al., 2002)。在黄山以西约

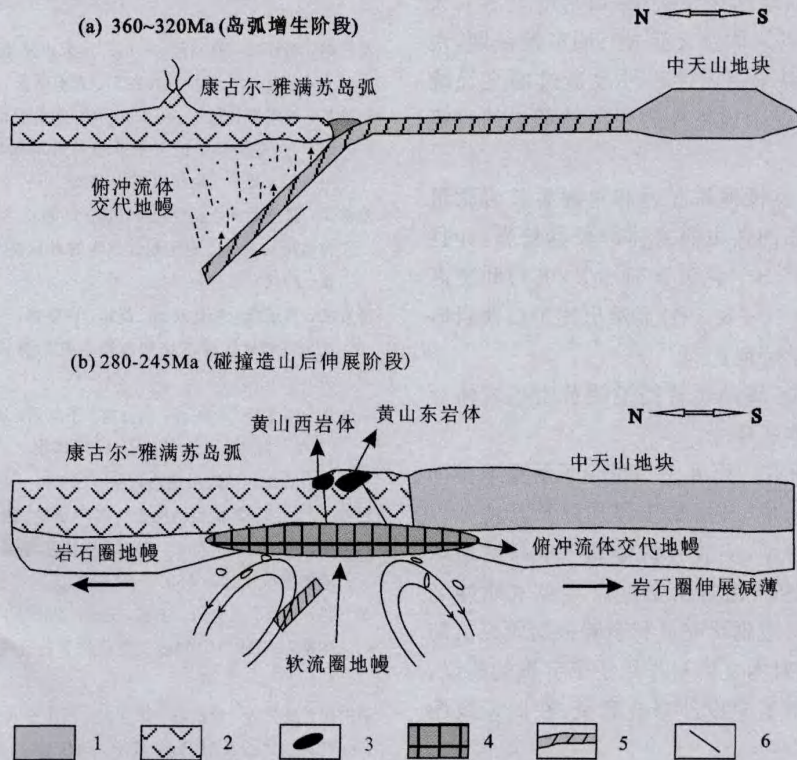


图 10 黄山地区晚古生代构造模式图

Fig. 10 Schematic section of the tectonic model for the Huangshan area in the late Paleozoic

1—前寒武纪结晶基底; 2—新生大陆地壳; 3—镁铁-超镁铁岩体; 4—俯冲流体交代地幔; 5—洋壳; 6—断裂

1—Precambrian crystalline basement; 2—juvenile continental crust; 3—mafic-ultramafic intrusions;

4—metasomatic mantle; 5—oceanic crust; 6—fault

130km的大南湖西剖面上和吐哈盆地北侧的车辘泉,下二叠统紫红色底砾岩与石炭系呈不整合接触(周济元等,1994;顾连兴等,2001)。由此可见,该地区在早二叠世已经发生了剧烈的隆升,并发育了陆相盖层沉积。这些区域地质特征说明北天山地区的俯冲碰撞事件结束于晚石炭世,二叠纪该地区已进入碰撞后伸展阶段(Zhou et al., 2004; 韩宝福等, 2004; 王京彬等, 2006; 顾连兴等, 2006; Mao et al., 2008)。在碰撞后伸展阶段,由于俯冲过程的挤压应力的终止及俯冲板片比重增大(如变质为榴辉岩)导致俯冲板片的断离(Davies and Blanckenburg, 1995; Kohn and Parkinson, 2002),伴随岩石圈地幔伸展减薄,引发软流圈地幔上涌,从而促使受石炭纪俯冲事件改造的交代地幔发生部分熔融,形成玄武质岩浆,这些玄武质岩浆上侵到下石炭统地层中形成了黄山东和黄山西岩体(图10)。

## 6 结论

(1)黄山东岩体具有许多与岛弧火山岩和阿拉斯加型岩体相似的地球化学特征,而与塔里木大火成岩省镁铁-超镁铁岩体及玄武岩有明显的区别,说明岩体原始岩浆源于受俯冲事件改造过的交代地幔,岩体直接由塔里木地幔柱岩浆活动形成的可能性较小。

(2)黄山东岩体橄榄辉长岩和角闪辉长岩微量元素含量低于相邻的黄山西岩体辉长苏长岩,并且具有更低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(t)}$ (0.7031~0.7034)和更高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+7.32 ~ +8.29),显示出比黄山西岩体更亏损的地球化学特征。

(3)年代学和区域地质特征说明黄山东岩体形成于碰撞造山后伸展环境。

**致谢:** 本次研究的野外工作得到了新疆地矿局第六地质大队莫新华、马丽华工程师以及其他工程技术人员的大力协助,实验分析得到了中科院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室胡静老师、黄艳老师、冯彩霞副研究员和李晓彪副研究员的帮助,于宋月博士对本文的写作给予了宝贵的建议,审稿人对本文提出了建设性修改意见,在此谨致谢意。

## 注 释

① 李德惠等. 1989. 黄山铜镍成矿带地质、地球物理和地球化学综合研究及找矿靶区优选报告. 新疆305项目组报告, 1~418.

## 参 考 文 献

- 白云来. 2000. 新疆哈密黄山-镜儿泉镍铜成矿系统的地质构造背景. 甘肃地质学报, 9(2): 1~7.
- 陈富文, 李华芹, 陈毓川, 王登红, 王金良, 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 2005. 东天山土屋-延东斑岩铜矿田成岩时代精确测定及其地质意义. 地质学报, 79(2): 256~261.
- 邓宇峰, 宋谢炎, 陈列猛, 程松林, 张新利, 李军. 2010. 东天山黄山山西含铜镍矿镁铁-超镁铁岩体岩浆地幔源区特征研究. 岩石学报, 接收待刊.
- 韩宝福, 季建清, 宋彪, 陈立辉, 李宗怀. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报, 49(022): 2324~2328.
- 顾连兴, 诸建林, 郭继春, 廖静娟, 严正富, 杨浩, 王金珠. 1994. 造山带环境中的东疆型镁铁-超镁铁杂岩. 岩石学报, 10(4): 339~356.
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 吴昌志, 严正富. 2001. 论博格达俯冲断裂型裂谷的形成与演化. 岩石学报, 17(4): 585~597.
- 顾连兴, 张遵忠, 吴昌志, 王银喜, 唐俊华, 汪传胜, 郝爱华, 郑远川. 2006. 关于东天山花岗岩与陆壳垂向增生的若干认识. 岩石学报, 22(005): 1103~1120.
- 侯广顺, 唐红峰, 刘丛强, 王彦斌. 2005. 东天山土屋-延东斑岩铜矿围岩的同位素年代和地球化学研究. 岩石学报, 21(6): 1729~1736.
- 侯广顺, 唐红峰, 刘丛强. 2006. 东天山觉罗塔格构造带晚古生代火山岩地球化学特征及意义. 岩石学报, 22(5): 1167~1177.
- 胡受奚, 郭继春, 顾连兴. 1990. 加里东造山带在东天山(E85°~E95°)构造格架中的重要地位及其地质特征. 新疆地质科学. 第一辑, 北京: 地质出版社, 32~45.
- 姜常义, 张蓬勃, 卢登蓉, 白开寅. 2004a. 新疆塔里木板块西部瓦吉里塔格地区二叠纪超镁铁岩的岩石成因与岩浆源区. 岩石学报, 20(6): 1433~1444.
- 姜常义, 贾承造, 李良辰, 张蓬勃, 卢登蓉, 白开寅. 2004b. 新疆麻扎尔塔格地区铁富集型高镁岩浆的源区. 地质学报, 78(6): 770~780.
- 姜常义, 张蓬勃, 卢登蓉, 白开寅, 王瑶培, 唐索寒, 王进辉, 杨淳. 2004c. 柯坪玄武岩的岩石学、地球化学、Nd、Sr、Pb 同位素组成与岩石成因. 地质论评, 50(5): 492~500.
- 刘德权. 1983. 新疆板块构造与矿产分布. 西北地质, 4(2): 1~12.
- 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 2005. 中国新疆铜矿床和镍矿床. 北京: 地质出版社, 1~360.
- 李文铅, 夏斌, 王克卓, 王茜, 王核. 2006. 新疆东天山彩中花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄及地球化学特征. 地质学报, 80(1): 43~52.
- 李向民, 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 马中平, 王立社. 东天山企鹅山群火山岩锆石 U-Pb 年代学. 地质通报, 23(12): 1215~1220.
- 李向民, 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 马中平, 王立社. 2006. 东天山石炭纪企鹅山群火山岩岩石成因. 吉林大学学报(地球科学版), 36(3): 336~342.
- 马瑞士, 舒良树, 孙家齐. 1997. 东天山构造演化与成矿. 北京: 地质出版社, 1~202.
- 毛景文, 杨建民, 屈文俊, 杜安道, 王志良, 韩春明. 2002. 新疆黄

- 山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义. 矿床地质, 21(004): 323~330.
- 倪志耀. 1992. 新疆哈密黄山东镁铁-超镁铁杂岩体成因探讨. 西北地质, 13(2): 9~16.
- 宋谢炎. 1990. 新疆黄山杂岩体岩浆液态不混溶性岩石学特征及其成因. 成都地质学院学报, 17(3): 38~45.
- 王京彬, 徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿. 地质学报, 80(001): 23~31.
- 王润民, 刘德权, 殷定泰. 1987. 新疆哈密土墩-黄山一带铜镍硫化物矿床成矿控制条件及找矿方向的研究. 矿物岩石, 7(1): 1~152.
- 肖序常. 1995. 从扩张速率试论蛇绿岩的类型划分. 岩石学报, 11(增刊): 10~23.
- 新疆地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~841.
- 张本仁, 傅家谟. 2005. 地球化学进展. 北京: 化学工业出版社, 1~302.
- 钟应先. 1989. 新疆黄山含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的岩石学特征及其形成演化规律. 成都地质学院学报, 16(3): 50~58.
- 周济元, 茅燕石, 黄志勋, 何大伦, 王道永, 肖渊甫. 1994. 东天山古大陆边缘火山地质. 成都: 成都科技大学出版社, 1~280.
- Aldanmaz E, Pearce J A, Thirlwall M F, Mitchell J G. 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102: 67~95.
- Brenan J, Shaw H and Ryerson F. 1995a. Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. Nature, 378(2): 54~56.
- Brenan J, Shaw H, Ryerson F, Phinney D. 1995b. Mineral aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa; constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 59(16): 3331~3350.
- Campbell I. 1993. The evolution of the mantle's chemical structure. Lithos, 30(3): 389~399.
- Chung L S, Wang K L, Crawford A J, Kamenetsky V S, Chen C H, Lan C Y, Chen C H. 2001. High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. Lithos, 59: 153~170.
- Churikova T, Dorendorf F, Worner G. 2001. Source and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. Journal of Petrology, 42(8): 1567~1593.
- Davies J H, Blanckenburg F V. 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters, 129(1-4): 85~102.
- Ellam R M, Hawkesworth C J, Menzies M A, Rogers N W. 1989. The volcanism of Southern Italy: Role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism. Journal of Geophysical Research, 94(B4): 4589~4601.
- Elliott T, Plank T, Zindler A, White W and Bourdon B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 102(B7): 14991~15019.
- Hawkesworth C. 1982. Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. Andesites, Orogenic Andesites and Related Rocks. New York: John Wiley; 549~571.
- Hawkesworth C, Turner S, Peate D, McDermott F, Calsteren P. 1997. Elemental U and Th variations in island arc rocks; implications for U-series isotopes. Chemical Geology, 139: 207~221.
- Hickey R, Frey F and Gerlach D. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34-41 S); Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. Journal of Geophysical Research, 91: 5963~5984.
- Ionov D A, Hofmann A W. 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas; implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth Planet Sci Lett, 131(3-4): 341~356.
- Kohn M J, Parkinson C D. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision. Geology, 30: 591~594.
- Li S G. 1994. Implications of  $\epsilon_{Nd}$ -La/Nb, Ba/Nb, Nb/Th diagrams to mantle heterogeneity-classification of island arc basalts and decomposition of EM II component. Chinese Journal of Geochemistry, 14(2): 117~127.
- Li X H, Su L, Chung S L, Li X Z, Liu Y, Song B, Liu D Y. 2005. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit; Associated with the similar to 825Ma South China mantle plume. Geochemistry Geophysics Geosystems, 6(11): Q1104, doi:10.29/2005GC001006.
- Liu W and Fei P X. 2006. Methane-rich fluid inclusions from ophiolitic dunite and post-collisional mafic-ultramafic intrusion; The mantle dynamics underneath the Palaeo-Asian Ocean through to the post-collisional period. Earth and Planetary Science Letters, 242: 286~301.
- Maier W D, Barnes S J, Chinyepi G, Barton J J, Eglinton B, Setshedi T. 2008. The composition of magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in the Tati and Selebi-Phikwe belts of eastern Botswana. Miner Depos, 43: 37~60.
- Mao J W, Pirajno F, Zhang Z H, Chai F M, Wu H, Chen S P, Chen L S, Yang J M, Zhang C Q. 2008. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China); Principal characteristics and ore-forming processes. Journal of Asian Earth Sciences, 32(2~4): 184~203.
- Marini J C, Chauvel C, Maury R C. 2005. Hf isotope compositions of northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source. Contrib Mineral Petrol, 149: 216~232.
- Naldrett A J, Fedorenko V, Lightfoot P, Kunilov V, Gorbachev N,

- Doherty W, Johan Z. 1995. Ni-Cu-PGE deposits of the Noril'sk region, Siberia; Their formation in conduits for flood basalt volcanism. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions, Section B, Applied Earth Science*, 104: 18~36.
- Neal C R, Mahoney J J, Chazey W J. 2002. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP; results from ODP Leg 183. *J. Petrol*, 43(7): 1177~1205.
- Paktunc A D. 1990. Comparative geochemistry of platinum-group elements of nickel-copper sulfide occurrences associated with mafic-ultramafic intrusions in the Appalachian orogen. *J Geochem Explor*, 37: 101~111.
- Pearce J A, Peate D W. 1995a. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 23: 251~285.
- Pearce J. A, Baker P. E, Harvey P. K, Luff I. W. 1995b. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. *J. Petrol*, 36(4): 1073~1109.
- Pettigrew and Hattori. 2006. The Quetico Intrusions of Western Superior Province: Neo-Archean examples of Alaskan/Ural-type mafic ultramafic intrusions. *Precambrian Research*, 149(1): 21~42.
- Ping J, Dunyi L, Yuruo S, Fuqin Z. 2005. SHRIMP dating of SSZ ophiolites from northern Xinjiang Province, China; implications for generation of oceanic crust in the Central Asian Orogenic Belt. *In: Sklyarov, E. V. (Ed.), Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage; north-eastern segment. Guidebook and Abstract Volume of the Siberian Workshop IGCP-480. IEC SB RAS, Irkutsk*, 1~246.
- Plank T and Langmuir C. H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical geology*, 145(3~4): 325~394.
- Pirajno F, Mao J, Zhang Z, Chai F. 2008. The association of mafic ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China; Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2~4): 165~183.
- Qi L, Hu J, Conrad G. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51: 507~513.
- Qin K Z, Zhang L C, Xiao W J, Xu X W, Yan Z, Mao J W. 2003. Overview of major Au, Cu, Ni and Fe deposits and metallogenic evolution of the eastern Tianshan Mountains, Northwestern China. *In: Mao JW, Goldfarb R, Seltmann R, Wang DH, Xiao WJ, Hart C (ed) Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. London: IAGOD Guidebook Series*, 10: 227~248.
- Ripley E M. 2009. Magmatic sulfide mineralization in Alaskan-type complexes. *In: Li CS and Ripley EM (ed) New development in magmatic Ni-Cu and PGE deposits. Beijing: Geological publishing house*. 7: 219~228.
- Rudnick R and Fountain D. 1995. Nature and composition of the continental crust; a lower crustal perspective. *Rev. Geophys*, 33(3): 267~309.
- Song X Y and Li X R. 2009. Geochemistry of the Kalatongke Ni Cu (PGE) sulfide deposit, NW China; implications for the formation of magmatic sulfide mineralization in a postcollisional environment. *Mineralium Deposita*, 44(3): 303~327.
- Sun S S and McDonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*, 42(1): 313~345.
- Thakurta J, Ripley E and Li C. 2008. Geochemical constraints on the origin of sulfide mineralization in the Duke Island Complex, southeastern Alaska. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(7): Q07003.
- Tistl M Burgath KP, Hohndorf A, Kreuzer H, Munoz R, Salinas R. 1994. Origin and emplacement of tertiary ultramafic complexes in northwest Columbia; evidence from geochemistry and K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 126(1~3): 41~59.
- Tornos F, Casquet C, Galindo C, Velasco F, Canales A. 2001. A new style of Ni-Cu mineralization related to magmatic breccia pipes in a transpressional magmatic arc, Aguablanca, Spain. *Miner Depos*, 36: 700~706.
- Turner S, Hawkesworth C, Calsteren P, Heath E, Macdonald R, Black S. 1996. U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. *Earth and Planetary Science Letters*, 142: 191~207.
- Turner S, Hawkesworth C, Rogers N, Bartlett J, Worthington T, Hergt J, Pearce J, Smith I. 1997.  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(22): 4855~4884.
- Turner S, Foden J. 2001. U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd and Pb isotope and trace element variations in Sunda arc lavas; Predominance of a subducted sediment component. *Contrib Mineral Petrology*, 142: 43~57.
- Wang K L, Chung S L, Reilly S Y, Sun S S, Shinjo R, Chen C H. 2004. Geochemical Constraints for the Genesis of Post-collisional Magmatism and the Geodynamic Evolution of the Northern Taiwan Region. *J. Petrol*, 45(5): 975~1011.
- Wartes M A and Carroll A R. 2002. Permian sedimentary record of the Turpan-Hami basin and adjacent regions, northwest China; Constraints on postamalgamation tectonic evolution. *Geological Society of America*, 114(2): 131~152.
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1~466.
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, Sun S, Li J L. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China); implications for the continental growth of central Asia. *American Journal of Science*, 304: 370~395.
- Xiao W J, Windley B F, Yan Q R, Qin K Z, Chen H L, Yuan C,



- Sun M, Li J L, Sun S. 2006. SHRIMP zircon age of the Aermantai ophiolite in the North Xinjiang, China and its tectonic implications. *Acta Geologica Sinica*, 80: 32~36.
- Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Lin S F, Chen H L, Li Z L, Li J L, Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China; Implications for the tectonic evolution of central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2~4): 102~117.
- Zhang L C, Qin K Z, Xiao W J. 2008. Multiple mineralization events in the eastern Tianshan district, NW China; isotopic geochronology and geological significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 236~246.
- Zhang C, Li X, Li Z, Ye H and Li C. 2008. A Permian layered intrusive complex in the western Tarim Block, northwestern China; Product of a ca. 275-Ma mantle plume? *The Journal of Geology*, 116(3): 269~287.
- Zhou M F, Leshner C M, Yang Z X, Li J W and Sun M. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan District, eastern Xinjiang, northwest China; implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. *Chemical Geology*, 209(3~4): 233~257.
- Zhou M F, Zhao J H, Jiang C Y, Gao J F, Wang W, Yang S H. 2009. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China; Implications for a possible Permian large igneous province. *Lithos*, 113: 583~594.

## Petrogenesis of the Huangshandong Ni-Cu Sulfide-Bearing Mafic-Ultramafic Intrusion, Northern Tianshan, Xinjiang: Evidence from Major and Trace Elements and Sr-Nd Isotope

DENG Yufeng<sup>1, 2)</sup>, SONG Xieyan<sup>1)</sup>, JIE Wei<sup>1, 2)</sup>, CHENG Songlin<sup>3)</sup>, LI Jun<sup>4)</sup>

1) State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang, 550002;

2) Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049; 3) Xinjiang Bureau of Geology and Exploration, Urumchi, 830000; 4) No. 6 Geological Team, Xinjiang Bureau of Geology and Exploration, Hami, 839000

### Abstract

The major and trace elements and Sr-Nd isotopes of the Huangshandong mafic-ultramafic intrusion in the Huangshan-Jing'erquan magmatic Cu-Ni mineralization belt are discussed to constrain its formation and regional tectonic evolution. Three magmatic pulses of the Huangshandong intrusion have been identified. The first pulse formed olivine gabbro, hornblende gabbro and diorite, which constitute the main body of the complex, with olivine gabbro in the central section, hornblende gabbro in upper and lower parts, and olivine gabbro along the margin of the complex. The second pulse formed gabbro-norite dykes occurring as dykes in the western and northwestern parts of the intrusion. Iherzolite, the product of the third magmatic pulse is distributed at the bottom of the complex and is the main host rock for the Cu-Ni ores. Except  $\text{TiO}_2$  contents in olivine gabbro and hornblende gabbro, all other major elements of the samples from the Huangshandong intrusive rocks are plotted within compositional fields of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and plagioclase, indicating that the complex consists predominantly of rock-forming minerals. Compared with the Permian mantle plume-derived mafic-ultramafic intrusions in Tarim, the Huangshandong intrusion is characterized by deplete high field-strength elements (HFSE) (Nb, Ta and Ti) and incompatible elements (La, Ba, Th, U), but higher  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (7.32‰~8.29‰), low Th/V ratio (1.13~2.98) and Nb/U ratio (2.53~7.02), and high La/Nb ratio (1.15~4.19) and Ba/Nb (37.7~79.82). These features are similar to those of subduction-related extrusive and intrusive rocks, indicating that the primitive magma for the Huangshandong intrusion was the result of partial melting of a metasomatic mantle modified by the subducted slab-derived melt/fluid and upwelling of asthenosphere mantle may provide heat source for the partial melting.

**Key words:** Huangshan-Jing'erquan Cu-Ni mineralization belt; Huangshandong mafic-ultramafic intrusion; magmatic Cu-Ni sulfide deposit; metasomatized mantle; mantle plume