# 塔里木东北缘早二叠世坡东铜镍硫化物矿床成矿特征与岩石成因*

焦建刚[1,2,3] 冷馨[1] 段少帅[1] 夏明哲[1] 芮会超[1] 谭磊[1]

JIAO JianGang[1,2,3], LENG Xin[1], DUAN ShaoShuai[1], XIA MingZhe[1], RUI HuiChao[1] and TAN Lei[1]

1. 长安大学地球科学与资源学院,西安 710054
2. 国土资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室,西安 710054
3. 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室,西安 710054

1. *School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an* 710054, *China*
2. *Key Laboratory for the Study of Focused Magmatism and Giant Ore Deposits, Ministry of Land and Resources, Xi'an* 710054, *China*
3. *Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an* 710054, *China*

2017-11-22 收稿, 2018-03-28 改回.

**Jiao JG, Leng X, Duan SS, Xia MZ, Rui HC and Tan L. 2018. Petrogenesis and metallogenic characteristics of the Early Permian Podong Cu-Ni sulfide deposit, northeastern margin of the Tarim plate. *Acta Petrologica Sinica*, 34(8):2211 – 2222**

**Abstract** The Early Permian Pobei basic-ultrabasic complex hosts Poyi and Poshi superlarge-scale Cu-Ni sulfide deposit at the northeast margin of the Tarim plate, Xinjiang. The ore body hosted by peridotite consists mainly of disseminated sulfides with low Ni grade. The new ore body was discovered at the east of the Poyi deposit during recent exploration, and was named the Podong Cu-Ni sulfide deposit, which was characterized by net-textured sulfides with high Ni grade hosted by gabbro-norite, providing new clues for exploration object. There are still controversies on geological setting, petrogenesis and metallogenic mechanism of the Pobei complex. Therefore, the authors gathered samples from the drill holes of the Podong Cu-Ni sulfide deposit, studied the petrogenesis and metallogenic machenism by geochronology, petrogeochemistry and isotopic geochemistry, and made a comparison with the Poyi Cu-Ni sulfide deposit. The m/f, $\varepsilon_{Nd}(t)$ values of whole rock and Fo values of olivine from the Podong gabbro-norite, are distinctly lower than that of the Poyi deposit, which indicate relatively high magma evolution degrees for the Podong ore-forming petrofacies, and the higher of magma evolution the more intensive of crustal contamination affect. Based on the lithoface boundaries and petrogeochemistry study, the authors infer the Podong deposit is formed by sulfide segregation from basic magma, and the sulfide saturation was caused by magma crystallization and crustal contamination. However, the Poyi deposit is formed by sulfide segregation from ultrabasic magma caused by magma crystallization itself, as the sulfur solubility decreases along with the olivine and Cr-spinel crystallization. Combining with the previous research, the authors put forward that the Pobei complex is spatially and temporally related to the ~275Ma Tarim Large Igneous Province, and was derived from depleted mantle source with OIB-like signature, affected by fluid metasomatism in magma source.

**Key words** Early Permian; Cu-Ni sulfide deposit; Crustal contamination; Basic-ultrabasic rocks; Podong; Northeastern margin of Tarim plate

**摘 要** 新疆北山坡北基性-超基性岩体位于塔里木板块东北缘,形成于早二叠世,赋存了坡一、坡十超大型铜镍硫化物矿床,以贫矿为主,赋存于橄榄岩相中。近年在坡一矿床东部勘探过程中,新发现了海绵陨铁状富矿,赋存于辉长苏长岩相中,命名为坡东铜镍硫化物矿床,为该区找矿对象提供了新的线索。坡北岩体的地质背景、岩石成因与成矿机制存在较大的争议,本研究在坡东矿床最新勘探钻孔中取得一系列样品,从年代学、岩石地球化学、同位素地球化学角度进行了系统剖析,对比坡一矿床的成岩成矿特征。发现坡东矿床中与成矿相关的辉长苏长岩相的全岩 m/f 值、$\varepsilon_{Nd}(t)$值及橄榄石的 Fo 值明显低

* 本文受国家重点研发计划(2017YFC0601204)、中国地质调查项目(DD20160123)和国家自然科学基金项目(41672064)联合资助.
**第一作者简介**: 焦建刚,男,1976 年生,教授,主要从事矿床学的研究与教学,E-mail: jiangang@ chd. edu. cn

于坡一矿床,指示坡东矿床中赋矿岩相的岩浆演化程度相对较高,随着岩浆演化程度增高,地壳混染作用影响增强。岩石学与地球化学研究指示:坡东矿床是岩浆在地壳浅部发生分离结晶和地壳混染,岩浆达到硫化物饱和并发生硫化物熔离后成矿;坡一矿床是岩浆在深部发生橄榄石与铬尖晶石结晶,通过岩浆自身结晶分异导致硫化物饱和成矿。结合前人研究成果,提出坡北岩体的形成可能与~275Ma塔里木地幔柱事件有关,岩体的母岩浆来自亏损型地幔,具有OIB特征,地幔源区遭受了流体的交代作用。

**关键词** 早二叠世;铜镍硫化物矿床;地壳混染;基性-超基性岩;坡东;塔里木东北缘

**中图法分类号** P588.124; P588.125; P597.3; P611

新疆坡北基性-超基性岩体(后面简称坡北岩体)位于塔里木板块东北缘新疆北山的白地洼—淤泥河断裂东南侧,出露面积约180km$^2$,呈北东向延展岩盆状。Xue *et al.* (2016)获得坡北岩体中辉长岩锆石U-Pb年龄为276.1±1.9Ma,橄长岩的锆石U-Pb年龄为269.9±1.7Ma,证明岩体形成于早二叠世。

坡北岩体中赋存了超大型铜镍矿,主要为坡一、坡十铜镍硫化物矿床(后面简称坡一、坡十矿床),赋存于橄榄岩相中,以浸染状贫矿为主,一直没被开发利用,找富矿工作一直没有突破。近年在坡一矿床东部勘查过程中发现了新的铜镍硫化物富矿体,命名为坡东铜镍硫化物矿床(后面简称坡东矿床),矿石类型以浸染状、海绵陨铁状、块状矿石为特征,主要赋存于辉长苏长岩相中。坡东矿床的赋矿岩性明显不同于坡一、坡十矿床,从而为该区找矿对象上提供了新线索。

坡北岩体形成的大陆动力学背景存在地幔柱、岛弧、造山后伸展、陆内裂谷等争议(颉炜等, 2011; Song *et al.*, 2011; 姜常义等, 2012; Xia *et al.*, 2013; Su *et al.*, 2013; Xue *et al.*, 2016; Liu *et al.*, 2016)。岩体的岩石成因及成矿机制也存在一些亟待解决的科学问题:为什么坡一与坡十矿床中是橄榄岩相赋贫矿,而坡东矿床中是辉长苏长岩相赋富矿?橄榄岩相与辉长苏长岩相有无成因关系?基于上述争议与科学问题,我们开展了坡北岩体的1∶5万专题地质填图,系统梳理了坡北岩体的岩相(焦建刚等, 2017)。在坡东矿床最新勘探钻孔中取得一系列样品,从年代学、岩石地球化学、同位素地球化学角度系统研究了坡东矿床,对比坡一

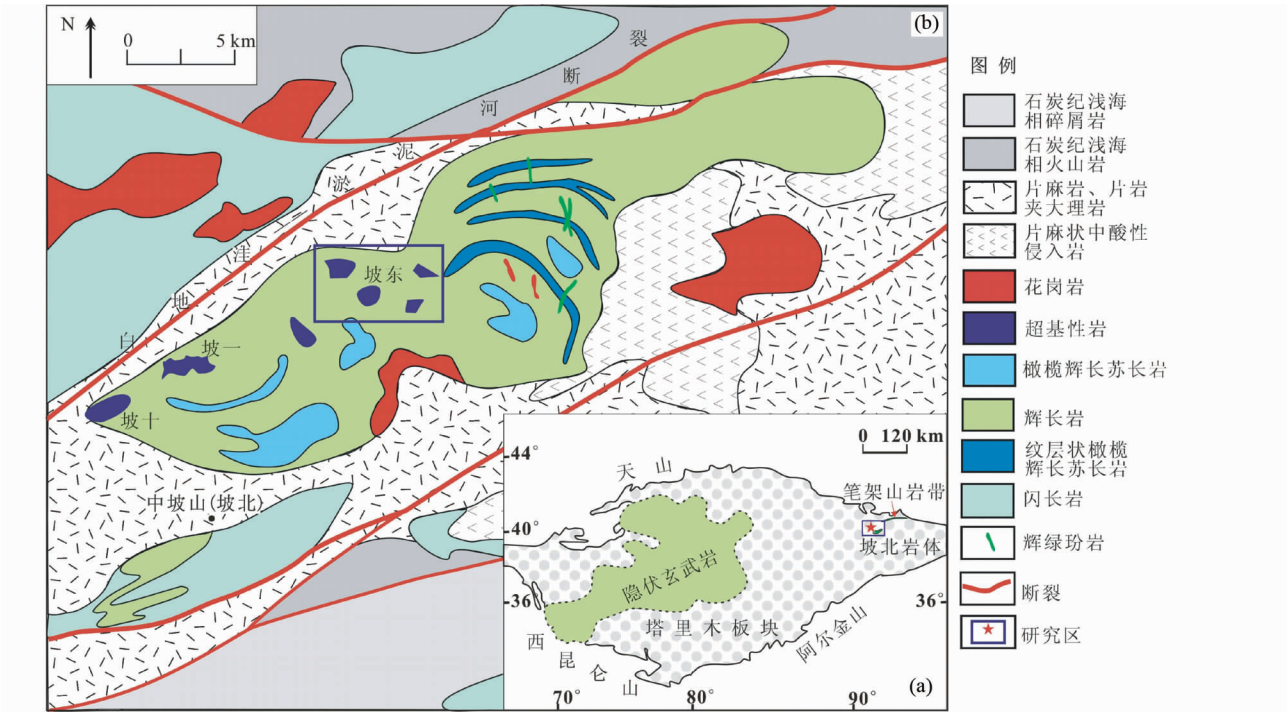



图1 塔里木板块东北部坡北基性-超基性岩体构造位置图(a)及地质简图(b)(据校培喜, 2004①;新疆地质六队, 2015②修改)

Fig. 1 Tectonic (a) and geological sketch map (b) of the Pobei basic-ultrabasic intrusion at northeast of the Tarim plate

① 校培喜. 2004. 笔架山幅1∶25万区域地质调查(修测). 西安地质矿产研究所基础地质调查研究室, 1-315

② 新疆地质六队. 2015. 新疆坡北铜镍矿成矿规律与富矿定位预测报告. 1-509

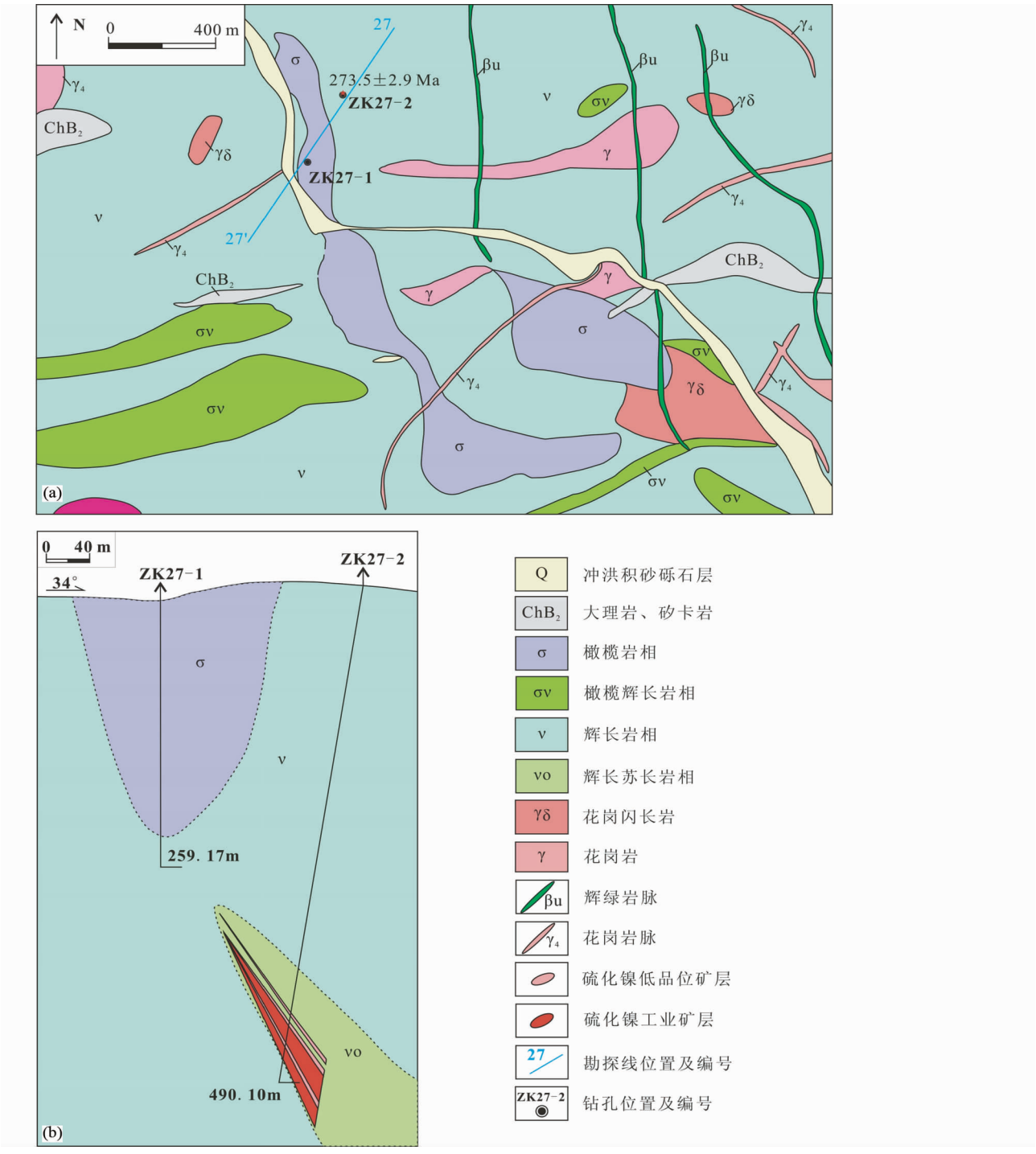



图 2 坡东矿床平面地质图(a)与剖面地质图(b)(据新疆地质六队，2015)

Fig. 2 Sketch geological map (a) and section map (b) of the Podong ore deposit

矿床的成岩成矿特征，提出了在坡北岩体中进一步找矿思路。

## 1 坡北岩体及坡东矿床地质特征

坡北岩体主要组成岩相为淡色辉长岩、辉长岩、橄榄辉长岩、橄榄辉长苏长岩、含长二辉橄榄岩、二辉橄榄岩、纯橄岩等。岩体围岩主体为中元古界黑云母片岩、黑云石英片岩、二云石英片岩、大理岩等(图 1)。岩体内广泛分布有大理岩、黑云母片岩、石英片岩及交代形成的矽卡岩残留顶盖和顶垂体，发生明显的热接触变质作用(校培喜，2004)。

坡北岩体在前期勘探中发现了坡一、坡十超大型铜镍矿床。其中，坡一矿床中探明 Ni 资源量为 54.81 万吨，铜

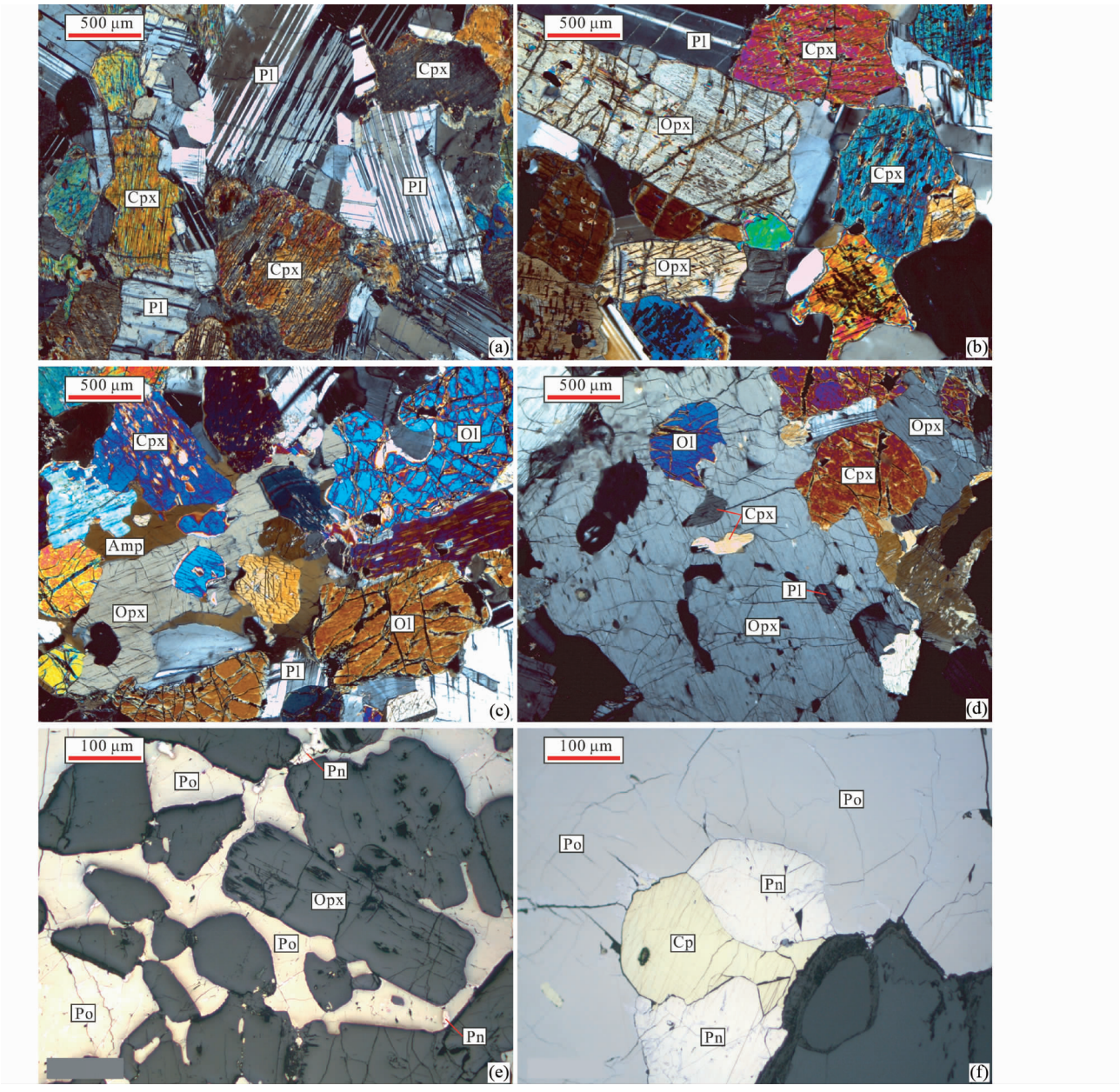



图 3 坡东矿床主要矿物镜下照片

Ol-橄榄石;Cpx-单斜辉石;Opx-斜方辉石;Amp-角闪石;Pl-斜长石;Po-磁黄铁矿;Pn-镍黄铁矿;Cp-黄铜矿

Fig. 3 Microscopic photos of the mineral assemblages in the Podong ore deposit

21.25 万吨,钴 5.75 万吨;坡十矿床中探明 Ni 资源量为 2.3 万吨,铜 1.3 万吨,钴 0.6 万吨(王亚磊等, 2013);矿体多呈似层状和透镜状赋存于岩体中下部,主要含矿岩相为纯橄岩和二辉橄榄岩, 主要矿石类型为稀疏浸染状, 局部见有贯入式富矿体。坡一、坡十矿床中矿石镍品位一般 0.20% ~ 0.60%,局部达 0.97%(王子玺, 2016)。

坡东矿床位于坡北岩体中部,主要由纯橄榄岩、二辉橄榄岩、橄榄辉长岩、辉长岩、辉长苏长岩组成,其中超基性岩相(纯橄榄岩、二辉橄榄岩)处于负地形中,多被残坡积物覆盖,长约 2km,宽几十米到 200m,面积约 0.16km$^2$,与基性岩相(橄榄辉长岩、辉长岩、辉长苏长岩等)多为侵入接触。矿区脉岩有辉绿岩、花岗岩脉,还有少量中元古代大理岩、花岗岩及花岗闪长岩残留体(图 2)。经过坡东矿床初步勘探,在超基性岩相中发现镍矿化体,在辉长苏长岩中发现十几米厚的富矿体,矿体呈北东倾。由块状、海绵陨铁状、浸染状硫化物矿石组成,矿石中硫化物组合主要为磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿,少量黄铁矿,固溶体分离结构,在富矿石中能见到斜方辉石残留体(图 3e, f),指示矿化与斜方辉石关系密切。坡东矿床中各种岩性矿物组构特征如下:

辉长岩 块状构造,辉长结构,由斜长石(50% ~60%)、

单斜辉石(40% ~50%)和少量的硫化物(0~2%)组成。斜长石呈自形-半自形板条状,粒径2~5mm,普遍发育微弱的钠黝帘石化。单斜辉石呈他形粒状-半自形短柱状,粒径1~3mm,单斜辉石发育不同程度的纤闪石化和绿泥石化(图3a)。

*辉长苏长岩*　块状构造,辉长结构,含长结构,由斜长石(50% ~60%)、斜方辉石(20% ~25%)、单斜辉石(18% ~20%)以及少量的角闪石(0~1%)和硫化物(1% ~2%)组成。斜长石呈自形-半自形板条状,粒径2~5mm,可见微弱的钠黝帘石化。斜方辉石呈半自形短柱状,粒径1~4mm。单斜辉石呈他形粒状-半自形短柱状,粒径1~3mm,少量单斜辉石边部蚀变为普通角闪石,包裹于斜方辉石颗粒内部(图3b, c)。两类辉石内部均可见到次生的鳞片状黑云母。

*含长橄榄二辉岩*　块状构造,粒状镶嵌结构,含长结构,包橄结构,由橄榄石(5% ~25%)、斜方辉石(35% ~45%)、单斜辉石(30% ~40%)、斜长石(5% ~10%)以及少量角闪石(0~1%)和硫化物(1% ~2%)组成。橄榄石未蚀变,呈他形粒状,粒径0.5~3mm,裂理发育。斜方辉石呈半自形短柱状,粒径0.5~3mm。单斜辉石呈半自形短柱状-他形粒状,粒径1~3mm。斜长石呈他形粒状-半自形板条状,粒径0.5~3mm,分布于橄榄石和辉石间隙,或包裹于斜方辉石颗粒内部(图3d)。角闪石呈他形粒状,显示棕色-浅棕色多色性,少量角闪石具有暗化边结构。

## 2　样品采集与分析方法

样品主要采集于坡东矿床ZK27-2钻孔岩芯。辉长岩中单颗粒锆石挑选由廊坊物化探队完成,在北京离子探针中心进行制靶、阴极发光照相及测试。岩石主量元素分析在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用X射线荧光光谱仪完成,微量元素采用美国X-7型ICP-MS完成。Sr、Nd同位素测试在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室采用德国Finnigan公司MAT-262型热电离质谱计完成,分析方法参见Li *et al.* (2015, 2016)。

## 3　岩体锆石U-Pb年代学

单颗粒锆石经过反射光和透射光照相,结合阴极发光照片选定环带清晰、自形、晶体完好的锆石进行年龄测定(图4)。锆石的阴极发光图像显示韵律环带结构不清楚,具有高Th、U含量特征,Th/U值>0.4,推测为岩浆成因锆石(吴元保和郑永飞, 2004)。一些锆石的阴极发光照片具有白色的亮边,可能为变质重结晶的结果,部分锆石颗粒中见有不规则的内核,表明为继承锆石。

本次测试结果显示,4颗锆石(Pd27-2-1、Pd27-2-8、Pd27-2-10、Pd27-2-12)具有较高的普通铅含量或U含量,予以剔除。7颗锆石$^{206}Pb/^{208}U$年龄值为265.9±5.0Ma~286.6±5.3Ma,在锆石SHRIMP U-Pb谐和图上(图5),加权平均年龄为273.5±2.9Ma(表1),这个年龄代表了坡东成矿岩体的结晶年龄,与前人在坡北岩体中获得的辉长岩锆石U-Pb年龄274±4Ma(姜常义等, 2006)在误差范围内一致。

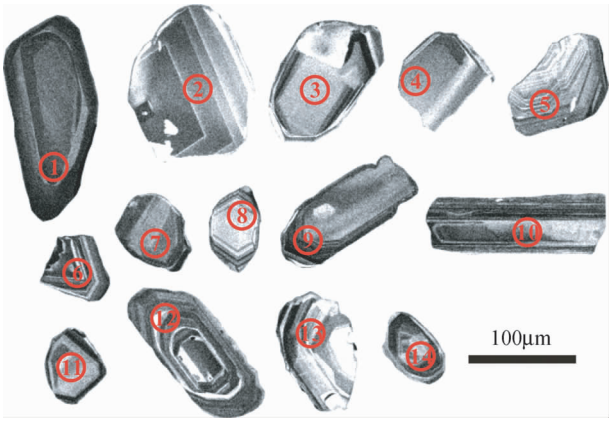



图4　坡东矿床辉长岩中锆石阴极发光照片及分析点位置

Fig. 4　Cathodoluminescence images of selected zircons from the gabbro of the Podong ore deposit

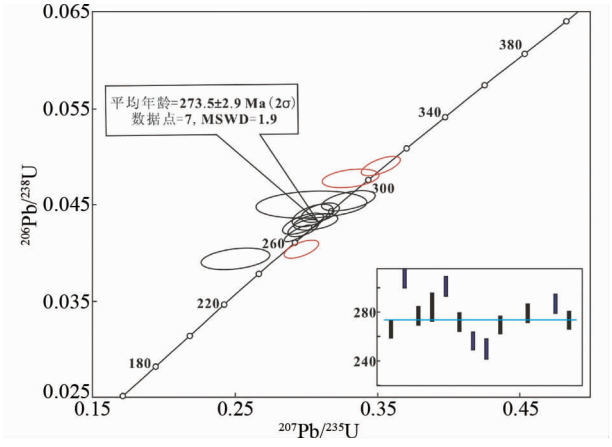



图5　坡东矿床辉长岩中锆石SHRIMP U-Pb谐和图

Fig. 5　Zircon U-Pb isotope concordia plot for the gabbro of the Podong ore deposit

## 4　岩石地球化学

### 4.1　主量元素

对坡东矿床的赋矿岩相开展岩石地球化学分析,将主量元素数据进行100%无水标准化计算。样品的镁铁摩尔比值(m/f=Mg/Fe)为1.78~3.67,镁数($Mg^{\#}$=100×Mg/(Mg+Fe))为64~79(表2),属于铁质超基性岩(吴利仁, 1963);在(Mg+Fe)/Ti-Si/Ti图解上(图6a),样品沿着单斜辉石、斜方辉石与斜长石控制线分布,表明岩浆演化过程中辉石和斜长石是主要的分离结晶相,与岩性特征及显微镜下特征一

**表 1 坡东矿床中锆石 U-Pb 定年结果**

Table 1 U-Pb isotopic dating results for the zircon of Podong ore deposit

| Spot No. | $^{206}Pb_c$ (%) | $^{232}Th$ ($\times10^{-6}$) | $^{238}U$ ($\times10^{-6}$) | Th/U | $^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$) | 同位素比值 | | | | | | 年龄(Ma) | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$ | ±% | $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$ | ±% | $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$ | ±% | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | |
| Pd27-2-1 | — | 186 | 826 | 0.23 | 29.9 | 0.0496 | 1.5 | 0.2877 | 2.4 | 0.0421 | 1.9 | 222 | ±34 | 274.4 | ±6.2 | 265.9 | ±5.0 |
| Pd27-2-2 | 0.00 | 305 | 332 | 0.95 | 14.0 | 0.0548 | 2.0 | 0.3714 | 2.7 | 0.0492 | 1.8 | 291 | ±48 | 302.3 | ±6.2 | 308.3 | ±5.5 |
| Pd27-2-3 | 0.15 | 117 | 362 | 0.33 | 13.6 | 0.0572 | 2.1 | 0.3487 | 2.7 | 0.0442 | 1.8 | 219 | ±71 | 233 | ±13 | 276.7 | ±5.0 |
| Pd27-2-4 | 0.56 | 294 | 185 | 1.64 | 7.21 | 0.0569 | 2.6 | 0.357 | 3.5 | 0.0455 | 2.3 | 141 | ±190 | 275.1 | ±8.9 | 283.8 | ±6.6 |
| Pd-27-2-5 | 0.45 | 284 | 295 | 0.99 | 12.2 | 0.0545 | 2.8 | 0.361 | 3.3 | 0.0481 | 1.8 | 203 | ±86 | 291.8 | ±6.7 | 301.0 | ±5.4 |
| Pd-27-2-6 | 0.32 | 349 | 410 | 0.88 | 15.2 | 0.0490 | 2.1 | 0.2904 | 2.8 | 0.0430 | 1.9 | 205 | ±69 | 274.1 | ±6.7 | 271.6 | ±5.0 |
| Pd-27-2-7 | — | 71 | 288 | 0.25 | 10.0 | 0.0494 | 2.5 | 0.2747 | 3.1 | 0.0403 | 1.9 | 333 | ±52 | 285.0 | ±7.8 | 255.9 | ±4.7 |
| Pd27-2-8 | 1.49 | 51 | 176 | 0.30 | 6.05 | 0.0554 | 3.0 | 0.305 | 3.6 | 0.0399 | 2.0 | -11 | ±150 | 186 | ±18 | 249.5 | ±5.1 |
| Pd27-2-9 | 0.06 | 143 | 487 | 0.30 | 17.9 | 0.0505 | 1.9 | 0.2971 | 2.6 | 0.0427 | 1.8 | 230 | ±47 | 271.0 | ±6.7 | 269.3 | ±4.7 |
| Pd27-2-10 | 0.29 | 351 | 626 | 0.58 | 30.6 | 0.0556 | 1.4 | 0.437 | 2.4 | 0.0569 | 2.0 | 363 | ±59 | 348 | ±11 | 356.2 | ±7.0 |
| Pd27-2-11 | 0.28 | 113 | 337 | 0.35 | 12.8 | 0.0519 | 2.3 | 0.3172 | 2.9 | 0.0443 | 1.8 | 231 | ±58 | 271.6 | ±7.5 | 279.0 | ±5.0 |
| Pd27-2-12 | 0.13 | 188 | 473 | 0.41 | 13.9 | 0.0500 | 2.2 | 0.2357 | 2.8 | 0.0342 | 1.8 | 174 | ±57 | 214.5 | ±5.4 | 216.5 | ±3.8 |
| Pd27-2-13 | 0.00 | 108 | 332 | 0.34 | 13.0 | 0.0527 | 2.3 | 0.3307 | 2.9 | 0.0455 | 1.9 | 312 | ±80 | 286 | ±12 | 286.6 | ±5.3 |
| Pd27-2-14 | 0.31 | 158 | 444 | 0.37 | 16.6 | 0.0535 | 1.9 | 0.3205 | 2.6 | 0.0434 | 1.8 | 253 | ±70 | 260.1 | ±9.4 | 273.2 | ±4.9 |

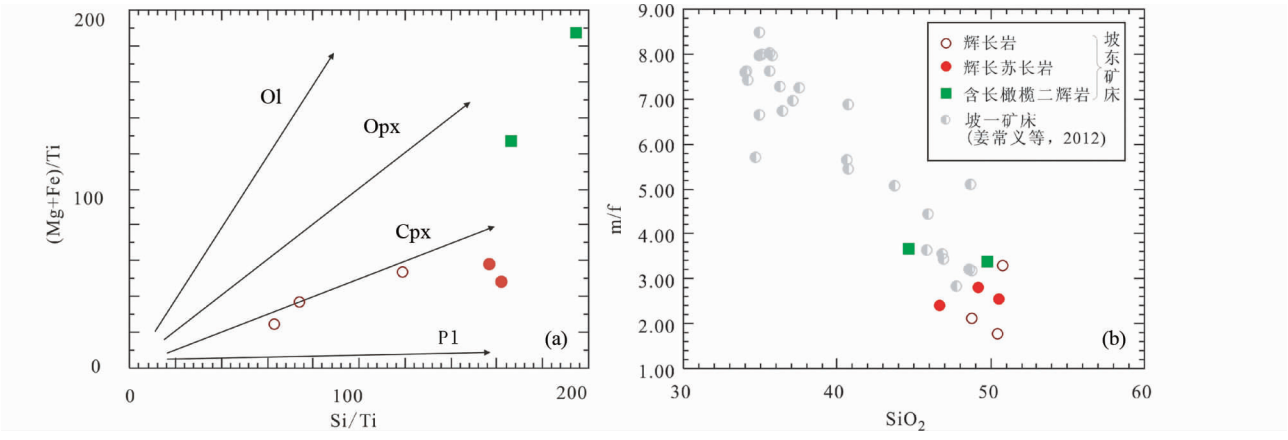



图 6 坡东矿床 (Fe + Mg)/Ti-Si/Ti 图(a,据 Stanley and Russell, 1989)与 m/f-$SiO_2$ 图(b)

Fig. 6 (Fe + Mg)/Ti vs. Si/Ti diagram (a, base map after Stanley and Russell, 1989) and m/f vs. $SiO_2$ diagram (b) of Podong ore deposit

致。在 m/f-$SiO_2$ 图解上(图 6b),坡东矿床的赋矿岩相具有相对较高的 $SiO_2$ 值和相对较低的 m/f 值,处于演化线的末端,属于高度演化的岩浆结晶。

### 4.2 稀土、微量元素

坡东矿床中赋矿岩相的微量、稀土元素分析数据显示(表 2),岩石的稀土总含量 ∑REE 值为 $12.04\times10^{-6}\sim41.3\times10^{-6}$;$(La/Yb)_N=0.86\sim1.98$,$(La/Sm)_N=0.57\sim1.55$,$(Gd/Yb)_N=1.08\sim1.47$,轻、重稀土元素分馏不明显,在球粒陨石标准化稀土元素配分图中呈平坦型分布(图 7a),δEu = 0.8 ~ 3.15,Eu 存在正负异常。原始地幔标准化微量元素蛛网图中显示富集大离子亲石元素(Cs、Rb、Ba、U),相对亏损高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf)(图 7b)。坡东岩体的微量、稀土元素总量明显高于坡一岩体,其中与成矿相关的辉长苏长岩相具有明显的 δEu、Sr、U 正异常,Nb、Ta、Zr、Hf 负异常。一般情况下,地幔各单元(如 MORB、OIB、EM 等)岩石样品微量元素经过原始地幔标准化后,蛛网图中没有明显的 Nb、Ta 负异常,地壳混染或地幔俯冲交代作用是 Nb、Ta 负异常的主要原因。因此,坡东岩体可能经历过流体交代作用或地壳混染。

### 4.3 Sr、Nd 同位素

各类岩石的 Sr、Nd 同位素数据按照成岩年龄 273.5 ±

**表 2　坡东矿床主量元素(wt%)和稀土、微量元素($\times 10^{-6}$)成分**

Table 2　Whole-rock major elements (wt%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) abundances of the Podong ore deposit

| 样品号 | ZK27-2-1 | ZK27-2-9 | ZK27-2-22 | ZK27-2-12 | ZK27-2-14 | ZK27-2-20 | ZK27-2-4 | ZK27-2-18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 岩性 | 辉长岩 | | 中粒辉长岩 | 辉长苏长岩 | | | 含长橄榄二辉岩 | |
| $SiO_2$ | 50.47 | 48.76 | 50.81 | 50.54 | 49.20 | 46.69 | 44.63 | 49.78 |
| $TiO_2$ | 1.06 | 0.55 | 0.92 | 0.42 | 0.42 | 0.22 | 0.30 | 0.40 |
| $Al_2O_3$ | 14.71 | 13.25 | 7.32 | 19.64 | 17.74 | 17.91 | 8.16 | 7.11 |
| $Fe_2O_3^T$ | 9.79 | 9.49 | 7.75 | 5.73 | 6.45 | 8.59 | 12.22 | 12.07 |
| MnO | 0.15 | 0.17 | 0.17 | 0.11 | 0.13 | 0.13 | 0.16 | 0.18 |
| MgO | 8.71 | 10.01 | 12.82 | 7.28 | 9.06 | 10.33 | 22.42 | 20.33 |
| CaO | 11.10 | 10.47 | 16.34 | 11.69 | 11.88 | 9.34 | 8.52 | 7.73 |
| $Na_2O$ | 2.07 | 1.78 | 1.30 | 2.87 | 2.68 | 2.14 | 2.06 | 1.06 |
| $K_2O$ | 0.18 | 0.85 | 0.10 | 0.18 | 0.25 | 0.28 | 0.10 | 0.09 |
| $P_2O_5$ | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| LOI | 1.09 | 3.80 | 0.90 | 0.17 | 1.95 | 2.84 | 0.71 | 0.20 |
| Total | 99.36 | 99.14 | 98.45 | 98.64 | 99.78 | 98.49 | 99.30 | 98.97 |
| $Mg^{\#}$ | 64 | 68 | 77 | 72 | 74 | 71 | 79 | 77 |
| m/f | 1.78 | 2.11 | 3.31 | 2.54 | 2.81 | 2.41 | 3.67 | 3.37 |
| La | 3.32 | 1.79 | 2.78 | 2.09 | 1.99 | 1.58 | 1.56 | 2.41 |
| Ce | 7.67 | 3.92 | 8.98 | 4.78 | 4.99 | 3.39 | 4.24 | 6.45 |
| Pr | 1.07 | 0.62 | 1.56 | 0.68 | 0.75 | 0.45 | 0.64 | 0.98 |
| Nd | 5.38 | 3.25 | 8.56 | 3.15 | 3.80 | 2.13 | 3.34 | 5.08 |
| Sm | 1.69 | 1.15 | 3.07 | 1.06 | 1.36 | 0.64 | 1.11 | 1.72 |
| Eu | 0.83 | 0.66 | 0.91 | 0.82 | 0.75 | 0.70 | 0.47 | 0.50 |
| Gd | 2.09 | 1.53 | 3.95 | 1.37 | 1.72 | 0.72 | 1.40 | 2.04 |
| Tb | 0.37 | 0.26 | 0.69 | 0.22 | 0.30 | 0.13 | 0.25 | 0.37 |
| Dy | 2.27 | 1.79 | 4.52 | 1.50 | 2.08 | 0.88 | 1.62 | 2.45 |
| Ho | 0.48 | 0.36 | 0.90 | 0.30 | 0.41 | 0.18 | 0.33 | 0.52 |
| Er | 1.30 | 1.08 | 2.56 | 0.89 | 1.26 | 0.54 | 0.97 | 1.52 |
| Tm | 0.19 | 0.14 | 0.34 | 0.13 | 0.17 | 0.08 | 0.13 | 0.22 |
| Yb | 1.20 | 0.94 | 2.18 | 0.83 | 1.08 | 0.54 | 0.83 | 1.50 |
| Lu | 0.16 | 0.13 | 0.30 | 0.12 | 0.16 | 0.08 | 0.13 | 0.22 |
| Li | 7.41 | 19.05 | 4.62 | 8.44 | 11.06 | 13.71 | 4.51 | 5.62 |
| Be | 0.40 | 0.27 | 0.27 | 0.28 | 0.26 | 0.23 | 0.14 | 0.21 |

| 样品号 | ZK27-2-1 | ZK27-2-9 | ZK27-2-22 | ZK27-2-12 | ZK27-2-14 | ZK27-2-20 | ZK27-2-4 | ZK27-2-18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 岩性 | 辉长岩 | | 中粒辉长岩 | 辉长苏长岩 | | | 含长橄榄二辉岩 | |
| Sc | 36.58 | 38.19 | 75.78 | 26.75 | 27.99 | 12.39 | 23.71 | 27.69 |
| V | 308.7 | 246 | 397.8 | 163.6 | 180.2 | 81.29 | 120.8 | 138.1 |
| Cr | 133.8 | 240.6 | 493.8 | 181.1 | 522 | 348 | 1056 | 988.9 |
| Co | 52.72 | 60.49 | 44.85 | 37.41 | 38.46 | 54.87 | 117 | 83.26 |
| Ni | 103.1 | 174.9 | 66.28 | 120.6 | 189 | 199.9 | 901.6 | 706 |
| Cu | 60.71 | 95.67 | 35.03 | 48.38 | 94.13 | 92.47 | 99.73 | 75.43 |
| Zn | 62.24 | 52.68 | 47.51 | 36.01 | 43.28 | 52.19 | 65.76 | 83.72 |
| Ga | 15.85 | 12.84 | 9.01 | 17.53 | 15.01 | 14.25 | 7.85 | 8.56 |
| Rb | 4.98 | 44.20 | 3.42 | 3.56 | 6.77 | 10.19 | 2.34 | 3.23 |
| Sr | 273 | 233.1 | 104.2 | 351.1 | 251.6 | 276.9 | 131.6 | 110.9 |
| Y | 11.63 | 8.95 | 23.30 | 7.71 | 10.22 | 4.45 | 8.28 | 12.75 |
| Zr | 16.53 | 8.84 | 37.72 | 10.42 | 11.50 | 4.77 | 13.27 | 16.08 |
| Nb | 1.20 | 0.26 | 0.90 | 0.32 | 0.29 | 0.12 | 0.34 | 0.35 |
| Cs | 0.76 | 1.88 | 0.25 | 0.28 | 1.87 | 1.43 | 0.33 | 0.54 |
| Ba | 51.84 | 76.91 | 18.06 | 45.49 | 48.46 | 52.35 | 14.83 | 18.92 |
| Hf | 0.61 | 0.35 | 1.42 | 0.38 | 0.46 | 0.18 | 0.49 | 0.60 |
| Ta | 0.13 | 0.05 | 0.10 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.06 | 0.04 |
| Pb | 1.73 | 1.68 | 1.29 | 1.52 | 1.76 | 1.85 | 1.32 | 1.55 |
| Th | 0.40 | 0.09 | 0.42 | 0.14 | 0.15 | 0.06 | 0.18 | 0.30 |
| U | 0.10 | 0.40 | 0.14 | 0.04 | 0.25 | 0.02 | 0.07 | 0.09 |
| Bi | 0.11 | 0.13 | 0.14 | 0.04 | 0.06 | 0.08 | 0.09 | 0.04 |
| Cd | 0.09 | 0.10 | 0.18 | 0.07 | 0.11 | 0.06 | 0.09 | 0.14 |
| In | 0.05 | 0.04 | 0.08 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.06 |
| Mo | 0.24 | 0.13 | 0.21 | 0.19 | 0.13 | 0.08 | 0.21 | 0.18 |
| δEu | 1.35 | 1.52 | 0.80 | 2.08 | 1.50 | 3.15 | 1.15 | 0.82 |
| $(La/Yb)_N$ | 1.87 | 1.29 | 0.86 | 1.70 | 1.25 | 1.98 | 1.27 | 1.09 |
| $(La/Sm)_N$ | 1.24 | 0.98 | 0.57 | 1.24 | 0.92 | 1.55 | 0.88 | 0.88 |
| $(Gd/Yb)_N$ | 1.41 | 1.32 | 1.47 | 1.34 | 1.29 | 1.08 | 1.37 | 1.10 |
| ∑REE | 28.02 | 17.62 | 41.3 | 17.94 | 20.82 | 12.04 | 17.02 | 25.98 |

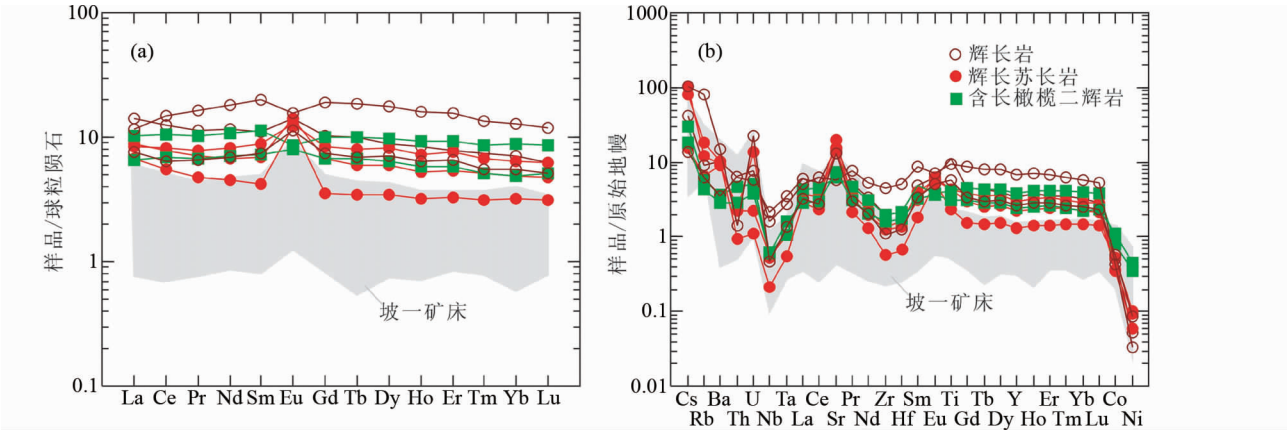



图 7　坡东矿床球粒陨石标准化稀土元素配分图(a，标准化值据 Sun and McDonough，1989)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b，标准化值据 McDonough and Sun，1995)

Fig. 7　Chondrite-normalized REE patterns (a, normalization values after Sun and McDonough, 1989) and primitive-mantle normalized trace element spider diagrams (b, normalization values after McDonough and Sun, 1995) of the Podong ore deposit

**表 3 坡北岩体 Sr、Nd 同位素比值表**

Table 3 Isotope ratio values of Sr, Nd of the Pobei intrusion

| 样品号 | 岩性 | Rb ($\times10^{-6}$) | Sr ($\times10^{-6}$) | $\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$ | $\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$ | $\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_i$ | $\varepsilon_{Sr}(t)$ | Sm ($\times10^{-6}$) | Nd ($\times10^{-6}$) | $\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$ | $\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$ | $\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_i$ | $\varepsilon_{Nd}(t)$ | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| YK12 | 单辉橄榄岩 | 9.63 | 7.67 | 3.6346 | 0.715042 | 0.7009 | -46.98 | 0.26 | 0.79 | 0.2000 | 0.512959 | 0.512600 | 6.15 | |
| YK30 | 二辉橄榄岩 | 4.13 | 10.03 | 1.1920 | 0.706316 | 0.7017 | -35.69 | 0.15 | 0.50 | 0.1779 | 0.512944 | 0.512625 | 6.63 | 姜常义等, 2012 |
| YK19 | 辉长岩 | 5.32 | 270.9 | 0.0568 | 0.705148 | 0.7049 | 10.58 | 0.50 | 1.34 | 0.2283 | 0.512839 | 0.512430 | 2.82 | (坡一矿床) |
| YK33 | 辉长苏长岩 | 15.68 | 204.9 | 0.2216 | 0.708810 | 0.7079 | 53.45 | 5.78 | 21.20 | 0.1659 | 0.512491 | 0.512194 | -1.79 | |
| ZK27-2-9 | 辉长岩 | 39.67 | 205.9 | 0.5578 | 0.709702 | 0.7075 | 47.56 | 0.959 | 2.826 | 0.2054 | 0.512520 | 0.512152 | -2.62 | |
| ZK27-2-12 | 辉长苏长岩 | 2.451 | 309.7 | 0.0229 | 0.706865 | 0.7068 | 36.83 | 0.886 | 2.843 | 0.1887 | 0.512640 | 0.512302 | 0.32 | |
| ZK27-2-14 | 辉长苏长岩 | 6.337 | 210.8 | 0.0870 | 0.707249 | 0.7069 | 38.79 | 1.108 | 3.307 | 0.2029 | 0.512646 | 0.512283 | -0.05 | 本文 |
| ZK27-2-18 | 含长橄榄二辉岩 | 2.918 | 99.02 | 0.0853 | 0.706451 | 0.7061 | 27.50 | 1.401 | 4.318 | 0.1964 | 0.512592 | 0.512240 | -0.89 | (坡东矿床) |
| ZK27-2-22 | 辉长岩 | 3.168 | 93.30 | 0.0983 | 0.706464 | 0.7061 | 26.97 | 2.794 | 7.905 | 0.2139 | 0.512697 | 0.512314 | 0.55 | |
| PB1 | 辉长苏长岩 | 3.398 | 319.7 | 0.0308 | 0.707178 | 0.7071 | 40.83 | 0.803 | 2.572 | 0.1890 | 0.512557 | 0.512219 | -1.31 | |
| PB5 | 橄榄辉长苏长岩 | 1.277 | 220.6 | 0.0168 | 0.703983 | 0.7039 | -3.76 | 1.502 | 3.973 | 0.2289 | 0.512909 | 0.512499 | 4.16 | |
| 2016PB-6 | 橄榄辉长岩 | 0.561 | 310.7 | 0.0052 | 0.704331 | 0.7043 | 1.82 | 0.980 | 2.632 | 0.2254 | 0.512987 | 0.512583 | 5.81 | 本文 |
| IB-20 | 橄榄辉长岩 | 0.787 | 286.5 | 0.0079 | 0.705975 | 0.7059 | 25.02 | 0.766 | 2.100 | 0.2207 | 0.512774 | 0.512379 | 1.82 | (坡一矿床) |
| P23-4 | 辉长岩 | 5.893 | 302.1 | 0.0565 | 0.706244 | 0.7060 | 26.15 | 0.639 | 2.155 | 0.1794 | 0.512691 | 0.512370 | 1.65 | |
| P23-22 | 辉长岩 | 4.882 | 282.7 | 0.0500 | 0.706391 | 0.7062 | 28.60 | 0.876 | 2.922 | 0.1815 | 0.512588 | 0.512263 | -0.44 | |

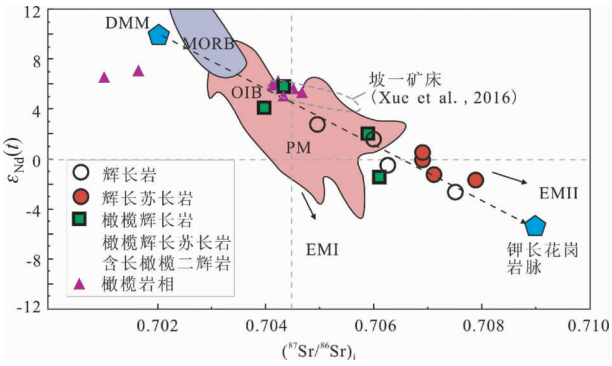



图 8 坡北岩体 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解(据 Zindler and Hart, 1986)

DMM-亏损地幔;MORB-洋中脊玄武岩;OIB-洋岛玄武岩; EMⅠ和 EMⅡ-富集地幔;PM-普通地幔成分

Fig. 8 $\varepsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram of the Pobei intrusion (after Zindler and Hart, 1986)

DMM-Depleted mantle; MORB-Mid-Ocean Ridge Basalts; OIB-Ocean Island Basalts; EMⅠ and EMⅡ-the enriched mantle end members; PM-Prevalent mantle

2.9Ma 校正计算,对于 Nd 同位素,选择 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}=0.512638$, $(^{147}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}=0.1967$,衰变常数 $\lambda=6.54\times10^{-12}$;对于 Sr 同位素,选择 $(^{87}Rb/^{86}Sr)_{CHUR}=0.0816$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{CHUR}=0.7045$,衰变常数 $\lambda=1.42\times10^{-11}$。计算结果为 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 -2.62 ~ +6.63, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值为 0.7009 ~ 0.7079(表 3)。结合坡北岩体前人研究成果(姜常义等, 2012),在 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解中(图 8),样品点从第二象限到第四象限呈线性分布,具有亏损地幔源区(Zindler and Hart, 1986)向坡北岩体中钾长花岗岩脉(郭芳放, 2011)两端元混合线演化的趋势,指示坡北岩体来源于亏损型地幔,岩浆源区具有 OIB 特征(Xue *et al.*, 2016; 姜常义等, 2012),经历了明显的地壳混染作用。其中与成矿相关的辉长苏长岩相样品点处于演化线的末端,属于高度演化的岩浆或经历了相对较强的地壳混染。

## 5 讨论

### 5.1 大陆动力学背景

坡北岩体位于塔里木板块东北缘,形成于早二叠世,出露面积约 180km$^2$,赋存了超大型镍矿,其形成大陆动力学背景备受关注,但是存在较多的争议。颉炜等(2011)研究了坡北岩体中坡十侵入体地球化学特征,论证了岩浆来源于受俯冲流体交代改造的地幔源区,提出坡北岩体形成于活动大陆边缘或碰撞造山后伸展阶段,与塔里木地幔柱无关。姜常义等(2012)研究了坡北岩体中坡一矿床的赋矿岩相,论证其原生岩浆是苦橄质岩浆,岩浆源区属于洋岛型,提出坡北岩体的形成与地幔柱活动有关,是塔里木大火成岩省的组成部分。Song *et al.*

**表 4 坡北岩体不同岩性样品中锆石年龄表**

Table 4 Zircon U-Pb isotopic dating results for different lithofacies of the Pobei intrusions

| 序号 | 位置 | 测试样品 | 测试对象及分析方法 | 年龄(Ma) | 资料来源 |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 坡东 | 辉长岩 | 锆石 SHRIMP U-Pb | 273.5±2.9 | 本文 |
| 2 | 坡北 | 含磁铁矿辉长岩 | 锆石 LA-ICP-MS | 276±1.7 | Liu *et al.*, 2017a |
| 3 | 坡三 | 辉长岩 | 锆石 LA-ICP-MS | 275.8±2.7 | Ma *et al.*, 2016 |
| 4 | 坡一 | 辉长岩 | 锆石 SHRIMP U-Pb | 278±2 | 李华芹等, 2006 |
| 5 | 坡一 | 辉长岩 | 锆石 SIMS | 269.9±1.7 | Xue *et al.*, 2016 |
| 6 | 坡一 | 橄长岩 | 锆石 SIMS | 276.1±1.9 | Xue *et al.*, 2016 |
| 7 | 坡十 | 橄榄辉长岩 | 锆石 SIMS | 283.8±3.4 | Qin *et al.*, 2011 |
| 8 | 坡十 | 辉长岩 | 锆石 TIMS | 274±4 | 姜常义等, 2006 |
| 9 | 坡北 | 花岗岩脉 | 锆石 SIMS | 274.1±3.9 | Yang, 2011 |
| 10 | 坡北 | 基性岩脉 | 锆石 SIMS | 280.5±2 | Xue *et al.*, 2016 |
| 11 | 坡一 | 碱性花岗岩脉 | 锆石 SIMS | 251.4±1.8 | Su *et al.*, 2011 |

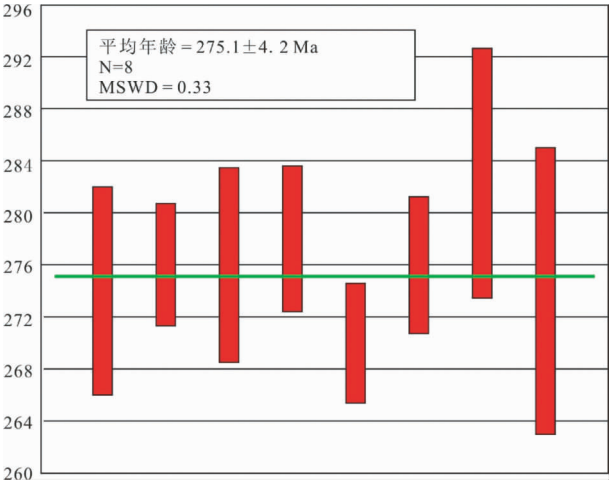



图 9 坡北基性-超基性岩体锆石 U-Pb 平均年龄

Fig. 9 Zircon U-Pb mean age of the Pobei basic-ultrabasic intrusion

(2011)认为坡北岩体形成于后碰撞环境,并尝试用俯冲板片断离过程中软流圈上涌来解释坡北动力学背景;Su *et al.* (2013)综合研究了北山地区二叠纪基性-超基性岩体及其相关的铜-镍-铁-钛矿床,提出了早二叠世北山地区不是弧构造背景,而是裂谷,坡北等岩体形成可能与塔里木地幔柱事件相关,古亚洲洋俯冲在早二叠世已经结束,中亚造山带进入造山后伸展阶段。Liu *et al.* (2016)通过地球物理、岩相古地理及坡北岩体与塔里木玄武岩的同位素关系认为坡北岩体的形成可以用塔里木早二叠世地幔柱东北向迁移解释;Xue *et al.* (2016)综合研究了北山-天山地区二叠纪基性-超基性岩体的时间跨度和地球化学特征,提出坡北岩体是岩石圈拆沉和软流圈上涌的产物,与地幔柱的活动无关。

由此可见,前人对坡北岩体的形成背景存在较大的争议,一般岩浆源区特征对其形成地质背景有重要的指示,综合前人及本次研究成果,坡北基性-超基性岩体形成时代集中在 270~284Ma(表 4),平均年龄为 275.1±4.2Ma(图 9),与~275Ma 塔里木地幔柱事件(Zhou *et al.*, 2009)在时间与空间上有一定的耦合。Xue *et al.* (2016)获得坡一矿床中样品的 Sr、Nd 同位素数据,表明岩浆源区具有 OIB 特征;姜常义等(2012)获得坡一矿床中样品的数据与本次研究结果类似,样品的 Sr、Nd 同位素数据指示源区主体为 OIB 特征,但经历了明显的地壳混染作用(图 8)。Hawkesworth *et al.* (1997)证实在洋壳俯冲环境下 Ba 和 U 的性质相似,都富集于俯冲流体,而 Th 则主要来源于沉积物,由于坡北岩体中含少量原生角闪石,对于单斜辉石+角闪石体系而言,U 的分配系数 D 流体/矿物远远大于 Th。在 La/Nb-La/Ba 图中(图 10a),样品点投入亏损地幔与俯冲交代的岩石圈地幔范围,暗示岩浆源区存在交代改造地幔楔物质。在 Ba/Th-Th/Nb 图中(图 10b),样品点沿流体作用线分布,指示地幔源区遭受了流体的交代作用。

总之,坡北岩体的形成可能与~275Ma 塔里木地幔柱事件有关,岩体的母岩浆来自亏损型地幔,具有 OIB 特征,地幔源区遭受了流体的交代作用。

### 5.2 岩浆演化与地壳混染

通过 melts 模拟计算得到坡北岩体的原生岩浆属于苦橄质岩浆,MgO 含量高达 15%(Xue *et al.*, 2016),指示源区发生了高度部分熔融,如果地幔高温条件下高度部分熔融,岩浆一般不亏损铂族元素(Barnes *et al.*, 2015),而坡北岩体整体亏损铂族元素(Liu *et al.*, 2015; 王子玺, 2016)。坡北矿床亏损铂族元素可能与岩浆源区遭受了流体的交代作用,具有 OIB 特征有关。

大量的岩石地球化学、矿物地球化学、同位素地球化学数据显示:坡一矿床赋矿岩相的稀土元素球粒陨石标准化图为平坦型,微量元素地幔标准化图中存在明显的 Nb、Ta 负异常,超基性岩相中 δEu 异常不明显,基性岩相中 δEu 正异常明显(姜常义等, 2012);橄榄石的 Fo 值为 79~91,总体显示

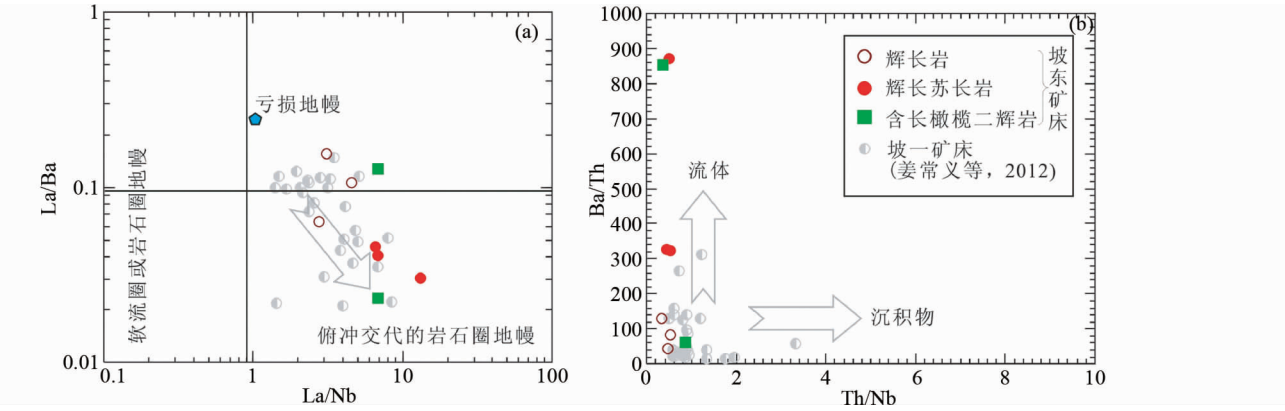



图 10 坡北岩体 La/Ba-La/Nb 图解(a)与 Ba/Th-Th/Nb 图解(b)

Fig. 10 Diagrams of La/Ba vs. La/Nb (a) and Ba/Th vs. Th/Nb (b) for the Pobei intrusion

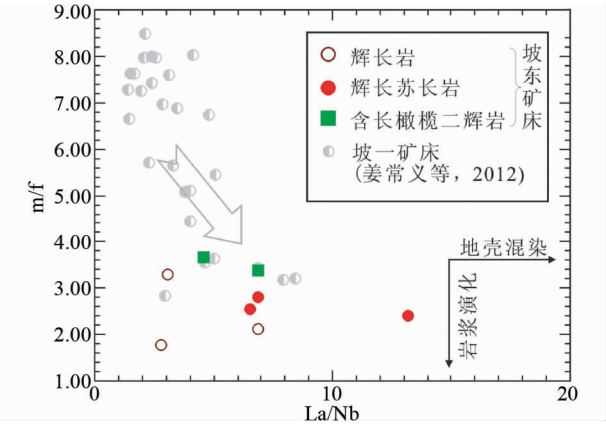



图 11 坡北岩体 m/f-La/Nb 图解

Fig. 11 Diagrams of m/f vs. La/Nb for the Pobei intrusion

连续变化(Xue *et al.*, 2016; Liu *et al.*, 2017b);超基性岩相(含纯橄岩、二辉橄榄岩、橄榄二辉岩、橄榄单辉岩等)的 m/f 值为 5.45~8.49,基性岩相(橄榄辉长岩、辉长苏长岩、辉长岩)的 m/f 值为 2.83~5.09(姜常义等, 2012);全岩 Nd 同位素计算获得 $\varepsilon_{Nd}(t) = +4.34 \sim +5.95$(Xue *et al.*, 2016)。坡东矿床中赋矿岩相的稀土元素球粒陨石标准化图为平坦型,微量元素地幔标准化图中存在明显的 Nb、Ta、Zr、Hf 负异常,特别是辉长苏长岩具有明显的 δEu、Sr、U 正异常(图 7);橄榄石的 Fo 值为 74~82(王梦玺等, 2018);样品的 m/f 值为 1.78~3.31;全岩 Nd 同位素计算获得 $\varepsilon_{Nd}(t) = -2.62 \sim +0.55$,在 $\varepsilon_{Nd}(t)$-($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图上(图 8),样品点投于亏损地幔向 EMⅡ型地幔演化线的末端,具有连续变化。

在 m/f-La/Nb 图中(图 11),坡一与坡东矿床中样品的 m/f 与 La/Nb 值之间呈负相关,表明岩浆演化程度越高,受地壳混染作用的影响越强。前人模拟获得坡一和坡十矿床经历了 3% ~10% 地壳混染(颉炜等, 2011; Liu *et al.*, 2017b),坡东矿床中与成矿相关的辉长苏长岩样品点位于地壳混染模拟线的末端(图 8),表明经历了约 10% 的地壳混染。

前人通过区域地质对比研究认为北山地区在石炭纪就已经进入到造山期后伸展构造背景,形成裂谷或断陷带,地壳呈拉张过渡壳特征(左国朝等, 1990; 左国朝和李茂松, 1996)。颉炜等(2011)研究发现坡十矿床中赋矿岩相的微量元素与岛弧火山岩特征相似。Ernst *et al.* (2005)提出大陆地壳或大陆岩石圈的混染作用能够显示岛弧型信号,从而会导致人们将大陆玄武岩误判成岛弧玄武岩。

总之,坡北岩体中岩相显示多样化,各岩相的地球化学参数值连续变化,表明岩浆发生了比较完全的分离结晶作用,δEu 正异常指示岩浆演化晚期存在斜长石堆晶。坡东矿床中与成矿相关的辉长苏长岩相全岩 m/f 值、$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值及橄榄石的 Fo 值明显低于坡一矿床中赋矿岩相,指示坡东矿床中辉长苏长岩相的岩浆演化程度相对较高,随着岩浆演化程度增高,受地壳混染作用的影响增强。

### 5.3 成矿机制与找矿方向

在 1∶5 万专题地质填图过程中,本研究团队发现坡东矿床主体赋存在辉长苏长岩相中,矿石类型有浸染状、海绵陨铁状、块状矿石。坡一矿床中矿体主要赋存在超基性岩相中,矿石类型主要为浸染状矿石,局部有脉状矿石,以贫矿为主。野外发现超基性岩相侵入到基性岩相中,具有清晰的侵入界线和岩相突变特征,超基性岩相内部各岩性之间及基性岩相内部各岩性之间为过渡接触关系(焦建刚等, 2017)。一般岩浆铜镍硫化物矿床形成过程中,硫化物结晶发生在橄榄石结晶后,富矿主要赋存在基性程度较高的岩相中,如金川、图拉尔根、喀拉通克等大型-超大型铜镍矿床(焦建刚等, 2012a, b, 2014),而坡一、坡东矿床中赋矿岩性特征具有明显差异。

根据坡一与坡东矿床的岩相学、岩石地球化学特征,结合前人研究成果(王亚磊等, 2013),我们提出了如下成岩成矿机制:坡北岩体经历了至少两期脉动式侵入成矿,坡一矿床的成矿过程,是母岩浆经历了橄榄石和铬尖晶石的分离结

晶，降低了岩浆体系硫溶解度，从而导致硫化物形成（柴凤梅等，2011；Liu *et al.*，2017b）。由于橄榄石结晶过程中带走了一部分镍，形成以贫矿为主的矿体，最后超基性岩浆以堆晶粥状侵入到近地表基性岩浆中；坡东矿床的成矿过程，是岩浆在地壳浅部发生分离结晶和地壳混染，由于地壳物质的加入促进了硫化物饱和并发生硫化物熔离，在辉长苏长岩相中形成了海绵陨铁状矿石。

因此，坡北岩体中下一步寻找富矿需要关注辉长苏长岩相，特别是岩体中岩相多样化（包括超基性岩相和基性岩相）、脉岩发育、有大理岩残留体的区域，可以通过物探剖面解析，钻探验证进行找矿。

## 6 结论

（1）坡东矿床与成矿相关的辉长苏长岩相的全岩 m/f 值、$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值及橄榄石的 Fo 值明显低于坡一矿床中赋矿岩相，指示坡东岩体的岩浆演化程度相对较高，随着岩浆演化程度增高，受地壳混染作用的影响增强。

（2）坡东矿床中矿体主体赋存在辉长苏长岩相中，是岩浆在地壳浅部发生分离结晶和地壳混染，岩浆达到硫饱和并发生硫化物熔离而成矿。坡一矿床中矿体主要赋存于超基性岩相，是岩浆在深部发生橄榄石与铬尖晶石结晶，岩浆自身结晶分异导致硫饱和而成矿。

（3）坡北岩体的形成可能与~275Ma 塔里木地幔柱事件有关，岩体的母岩浆来自亏损型地幔，具有 OIB 特征，地幔源区遭受了流体的交代作用。

**致谢** 本次研究野外工作得到了新疆地矿局第六地质大队邓刚总工、王恒副总工、王鹏高级工程师帮助；两名评审专家对文章初稿提出了很多建设性的宝贵意见，使文章质量得到了较大的提升；在此一并表示衷心的感谢。

## References

Barnes SJ, Mungall JE and Maier WD. 2015. Platinum group elements in mantle melts and mantle samples. Lithos, 232: 395 – 417

Chai FM, Xia F, Chen B and Lu HF. 2011. Characteristics research on chromite from the Poyi Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic intrusions in the Beishan Block, Xinjiang. Journal of Xinjiang University (Natural Science Edition), 28(4): 389 – 394 (in Chinese with English abstract)

Ernst RE, Buchan KL and Campbell IH. 2005. Frontiers in large igneous province research. Lithos, 79(3 – 4): 271 – 297

Guo FF. 2011. Petrogenesis of granitic dykes in Zhongposhanbei and Hongshishan layered intrusions in Beishan area, Xinjiang, P. R. China. Master Degree Thesis. Xi'an: Chang'an University, 1 – 45 (in Chinese with English summary)

Hawkesworth CJ, Turner SP, McDermott F, Peate DW and van Calsteren P. 1997. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. Science, 276(5312): 551 – 555

Jiao JG, Tang ZL, Yan HQ, Liu MW, Sun T, Xu G and Duan J. 2012a. Magmatic mass balance and metallogenic process of Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit. Mineral Deposits, 31(6): 1135 – 1148 (in Chinese with English abstract)

Jiao JG, Tang ZL, Qian ZZ, Sun T, Duan J and Jiang C. 2012b. Genesis and metallogenic process of Tulargen large scale Cu-Ni sulfide deposit in eastern Tianshan area, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 28(11): 3772 – 3786 (in Chinese with English abstract)

Jiao JG, Wang Y, Qian ZZ, Wang B, Lu H, Liu H and Zheng PP. 2014. Tentative discussion on rock-forming and ore-forming mechanism of Kalatongke Cu-Ni sulfide deposit and chronology of Kalatongke Y9 intrusion. Mineral Deposits, 33(4): 675 – 688 (in Chinese with English abstract)

Jiao JG, Rui HC, Xia MZ, Qian ZZ, Jin SF, Xu G, Chen BL and Duan SS. 2017. Practice of medium-large scale geological mapping for special issues in basic-ultrabasic intrusions: A case study of the Pobei intrusion in Northeast Tarim Plate. Geological Bulletin of China, 36(11): 1999 – 2011 (in Chinese with English abstract)

Jiang CY, Cheng SL, Ye SF, Xia MZ, Jiang HB and Dai YC. 2006. Lithogeochemistry and petrogenesis of Zhongposhanbei mafic rock body, at Beishan region, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 22(1): 115 – 126 (in Chinese with English abstract)

Jiang CY, Guo NX, Xia MZ, Ling JL, Guo FF, Deng XQ, Jiang HB and Fan YZ. 2012. Petrogenesis of the Poyi mafic-ultramafic layered intrusion, NE Tarim Plate. Acta Petrologica Sinica, 28(7): 2209 – 2223 (in Chinese with English abstract)

Li CF, Chu ZY, Guo JH, Li YL, Yang YH and Li XH. 2015. A rapid single column separation scheme for high-precision Sr-Nd-Pb isotopic analysis in geological samples using thermal ionization mass spectrometry. Analytical Methods, 7(11): 4793 – 4802

Li CF, Wang XC, Guo JH, Chu ZY and Feng LJ. 2016. Rapid separation scheme of Sr, Nd, Pb, and Hf from a single rock digest using a tandem chromatography column prior to isotope ratio measurements by mass spectrometry. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 31(5): 1150 – 1159

Li HQ, Chen FW, Mei YP, Wu H, Cheng SL, Yang JQ and Dai YC. 2006. Isotopic ages of No. 1 intrusive body in Pobei mafic-ultramafic belt of Xinjiang and their geological significance. Mineral Deposits, 25(4): 463 – 469 (in Chinese with English abstract)

Liu YG, Lü XB, Yang LS, Wang HF, Meng YF, Yi Q, Zhang B, Wu JL and Ma J. 2015. Metallogeny of the Poyi magmatic Cu-Ni deposit: Revelation from the contrast of PGE and olivine composition with other Cu-Ni sulfide deposits in the Early Permian, Xinjiang, China. Geosciences Journal, 19(4): 613 – 620

Liu YG, Lü XB, Wu CM, Hu XG, Duan ZP, Deng G, Wang H, Zhu XK, Zeng HD, Wang P, Wang W and Lu Q. 2016. The migration of Tarim plume magma toward the northeast in Early Permian and its significance for the exploration of PGE-Cu-Ni magmatic sulfide deposits in Xinjiang, NW China: As suggested by Sr-Nd-Hf isotopes, sedimentology and geophysical data. Ore Geology Reviews, 72: 538 – 545

Liu YG, Li WY, Lü XB, Huo YH and Zhang B. 2017a. The Pobei Cu-Ni and Fe ore deposits in NW China are comagmatic evolution products: Evidence from ore microscopy, zircon U-Pb chronology and geochemistry. Geologica Acta: An International Earth Science Journal, 15(1): 37 – 50

Liu YG, Li WY, Lü XB, Liu YR, Ruan BX and Liu X. 2017b. Sulfide saturation mechanism of the Poyi magmatic Cu-Ni sulfide deposit in Beishan, Xinjiang, Northwest China. Ore Geology Reviews, 91: 419 – 431

Ma J, Lü XB, Liu YR, Cao XF, Liu YG, Ruan BX and Adam MMA. 2016. The impact of early sulfur saturation and calc-crustal contamination on ore-forming process in Posan mafic-ultramafic complex: Derived from the shallow depleted mantle, Beishan region, NW China. Journal of Asian Earth Sciences, 118: 81 – 94

McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120(3 – 4): 223 – 253

Qin KZ, Su BX, Sakyi PA, Tang DM, Li XH, Sun H, Xiao QH and Liu PP. 2011. SIMS zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of Ni-Cu bearing mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan and

Beishan in correlation with flood basalts in Tarim Basin (NW China): Constraints on a ca. 280Ma mantle plume. American Journal of Science, 311: 237 – 260

Song XY, Xie W, Deng YF, Crawford AJ, Zheng WQ, Zhou GF, Deng G, Cheng SL and Li J. 2011. Slab break-off and the formation of Permian mafic-ultramafic intrusions in southern margin of Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang, NW China. Lithos, 127: 128 – 143

Stanley CR and Russell JK. 1989. Petrologic hypothesis testing with Pearce element ratio diagrams: Derivation of diagram axes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 103(1): 78 – 89

Su BX, Qin KZ, Sakyi PA, Liu PP, Tang DM, Malaviarachchi SPK, Xiao QH, Sun H, Dai YC and Yan H. 2011. Geochemistry and geochronology of acidic rocks in the Beishan region, NW China: Petrogenesis and tectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences, 41(1): 31 – 43

Su BX, Qin KZ, Santosh M, Sun H and Tang DM. 2013. The Early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan Terrane, NW China: Alaskan-type intrusives or rift cumulates? Journal of Asian Earth Sciences, 66: 175 – 187

Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313 – 345

Wang MX, Chen BL and Jiao JG. 2018. Mineral composition and platinum-group elements constraints on the sulfide segregation and tectonic setting of the Pobei complex, northeastern margin of the Tarim Craton. Acta Petrologica Sinica, 34(8): 2223 – 2244 (in Chinese with English abstract)

Wang YL, Zhang ZW, Zhang MJ, Zhang JW and Gao YB. 2013. Geodynamic setting of the Pobei mafic-ultramafic intrusion in Xinjiang. Acta Petrologica et Mineralogica, 32(5): 693 – 707 (in Chinese with English abstract)

Wang ZX. 2016. Two types of magmatic deposits mineralization in Pobei complex, Northeast Tarim Plate. Master Degree Thesis. Xi'an: Chang'an University, 1 – 77 (in Chinese with English summary)

Wu LR. 1963. Metallogenic specialization of mafic-ultramafic rocks in China. Scientia Geologica Sinica, 4(1): 29 – 41 (in Chinese)

Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 49(15): 1554 – 1569

Xia MZ, Jiang CY, Li C and Xia ZD. 2013. Characteristics of a newly discovered Ni-Cu sulfide deposit hosted in the Poyi ultramafic intrusion, Tarim Craton, NW China. Economic Geology, 108(8): 1865 – 1878

Xie W, Song XY, Nie XY and Cheng SL. 2011. Features of the mantle source and tectonic setting of the Poshi Ni-Cu sulfide-bearing intrusion, Xinjiang, China. Earth Science Frontiers, 18(3): 189 – 200 (in Chinese with English abstract)

Xue SC, Qin KZ, Li CS, Tong DM, Mao YJ, Qi L and Ripley EM. 2016. Geochronological, petrological, and geochemical constraints on Ni-Cu sulfide mineralization in the Poyi ultramafic-troctolitic intrusion in the northeast rim of the Tarim Craton, Western China. Economic Geology, 111(6): 1465 – 1484

Yang SH. 2011. The Permian Pobei mafic-ultramafic intrusion (NE Tarim, NW China) and associated sulfide mineralization. Ph. D. Dissertation. Hong Kong: The University of Hong Kong

Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14: 493 – 571

Zhou MF, Zhao JH, Jiang CY, Gao JF, Wang W and Yang SH. 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(3 – 4): 583 – 594

Zuo GC, Zhang SL, He GQ and Zhang Y. 1990. Early Paleozoic plate tectonics in Beishan area. Scientia Geologica Sinica, (4): 305 – 314 (in Chinese with English abstract)

Zuo GC and Li MS. 1996. Formation and Evolution of the Eatly Paleozoic Lithosphere in the Beishan Area, Gansu-Inner Mongolia, China. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press, 1 – 93 (in Chinese)

## 附中文参考文献

柴凤梅, 夏芳, 陈斌, 卢鸿飞. 2011. 新疆北山坡一含铜镍镁铁-超镁铁质岩体铬铁矿特征研究. 新疆大学学报(自然科学版), 28(4): 389 – 394

郭芳放. 2011. 新疆北山地区中坡山北和红石山层状岩体中花岗质岩脉岩石成因. 硕士学位论文. 西安: 长安大学, 1 – 45

焦建刚, 汤中立, 闫海卿, 刘民武, 孙涛, 徐刚, 段俊. 2012a. 金川铜镍硫化物矿床的岩浆质量平衡与成矿过程. 矿床地质, 31(6): 1135 – 1148

焦建刚, 汤中立, 钱壮志, 孙涛, 段俊, 姜超. 2012b. 东天山地区图拉尔根铜镍硫化物矿床成因及成矿过程. 岩石学报, 28(11): 3772 – 3786

焦建刚, 王勇, 钱壮志, 王斌, 鲁浩, 刘欢, 郑鹏鹏. 2014. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Y9 岩体年代学与成岩成矿机制探讨. 矿床地质, 33(4): 675 – 688

焦建刚, 芮会超, 夏明哲, 钱壮志, 靳树芳, 徐刚, 陈炳龙, 段少帅. 2017. 基性-超基性侵入岩中-大比例尺专题地质填图实践——以塔里木板块东北部坡北岩体为例. 地质通报, 36(11): 1999 – 2011

姜常义, 程松林, 叶书锋, 夏明哲, 姜寒冰, 代玉财. 2006. 新疆北山地区中坡山北镁铁质岩体岩石地球化学与岩石成因. 岩石学报, 22(1): 115 – 126

姜常义, 郭娜欣, 夏明哲, 凌锦兰, 郭芳放, 邓小芹, 姜寒冰, 范亚洲. 2012. 塔里木板块东北部坡一镁铁质-超镁铁质层状侵入体岩石成因. 岩石学报, 28(7): 2209 – 2223

李华芹,陈富文,梅玉萍,吴华,程松林,杨甲全,代玉财. 2006. 新疆坡北基性-超基性岩带Ⅰ号岩体 Sm-Nd 和 SHRIMP U-Pb 同位素年龄及其地质意义. 矿床地质,25(4): 463 – 469

王梦玺, 陈炳龙, 焦建刚. 2018. 塔里木板块东北缘坡北杂岩体铂族元素和矿物学成分特征: 对硫化物熔离和构造环境的约束. 岩石学报, 34(8): 2223 – 2244

王亚磊, 张照伟, 张铭杰, 张江伟, 高永宝. 2013. 新疆坡北镁铁-超镁铁质岩体地球动力学背景探讨. 岩石矿物学杂志, 32(5): 693 – 707

王子玺. 2016. 塔里木板块东北部坡北岩体中两类岩浆矿床成矿作用. 硕士学位论文. 西安: 长安大学, 1 – 77

吴利仁. 1963. 论中国基性、超基性岩的成矿专属性. 地质科学, 4(1): 29 – 41

吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589 – 1604

颉炜, 宋谢炎, 聂晓勇, 程松林. 2011. 新疆坡十铜镍硫化物含矿岩体岩浆源区特征及构造背景探讨. 地学前缘, 18(3): 189 – 200

左国朝, 张淑玲, 何国琦, 张杨. 1990. 北山地区早古生代板块构造特征. 地质科学, (4): 305 – 314

左国朝, 李茂松. 1996. 甘蒙北山地区早古生代岩石圈形成与演化. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1 – 93