第 32 卷 第 5 期
2013 年 9 月

岩 石 矿 物 学 杂 志
ACTA PETROLOGICA ET MINERALOGICA

Vol. 32, No. 5:693~707
Sep., 2013

新疆坡北镁铁-超镁铁质岩体地球动力学背景探讨

王亚磊[1],张照伟[1],张铭杰[2],张江伟[1],高永宝[1]

(1. 西安地质矿产研究所 国土资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室,陕西 西安 710054;
2. 兰州大学 地质科学与矿产资源学院,西部矿产资源甘肃省重点实验室,甘肃 兰州 730000)

摘 要:坡北镁铁-超镁铁质岩体位于塔里木板块东北缘的北山地区,主要由坡一、坡三、坡七和坡十等十几个侵入体组成,已发现坡一和坡十岩体赋存大型 Cu-Ni 硫化物矿床,目前对坡北含矿岩体成岩成矿构造背景存在不同认识。本文对坡一岩体各类岩石的矿物、主量和微量元素组成进行了系统分析,坡北岩体橄榄石 Fo 值范围为 83.17~90.2,斜方辉石主要为古铜辉石,单斜辉石主要为普通辉石和透辉石;铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 和 $Mg^{\#}$ 值变化范围分别为 0.45~0.69 和 0.11~0.41,具有由富铝、富镁向富铬、富铁方向演化的趋势。微量元素具有明显的 Nb、Ta 和 Ti 负异常,Pb 正异常。岩体主量元素变化特征主要受橄榄石、辉石和斜长石分离结晶/堆晶作用控制。模拟计算表明,岩体母岩浆 MgO 含量为 16.09%,FeO 含量为 10.38%,岩浆结晶温度为1 331~1 411℃,为高温苦橄质岩浆。坡北岩体是早期受俯冲流体交代的岩石圈地幔在塔里木地幔柱作用下发生较高程度部分熔融的产物。

关键词:构造背景;母岩浆成分;矿物岩石化学;坡北镁铁-超镁铁质岩体;塔里木地幔柱

中图分类号:P541;P588.11+2 **文献标识码**:A **文章编号**:1000-6524(2013)05-0693-15

Geodynamic setting of the Pobei mafic-ultramafic intrusion in Xinjiang

WANG Ya-lei[1], ZHANG Zhao-wei[1], ZHANG Ming-jie[2], ZHANG Jiang-wei[1] and GAO Yong-bao[1]

(1. MLR Key Laboratory of Genesis and Exploration of Magmatic Ore Deposits, Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an 710054, China; 2. School of Earth Sciences, Lanzhou University, Key Laboratory of Western Mineral Resources of Gansu Province, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Located in the northeastern margin of Tarim Plate, the Pobei mafic-ultramafic intrusion consists of several intrusive bodies, such as Poyi, Posan, Poqi, and Poshi, in which the Poyi and Poshi intrusive bodies show the better metallogenic potential. In the past, the Pobei intrusion was considered to have been geodynamically formed in the post-collisional setting or the mantle plume setting. In this paper, systematic mineralogical and geochemical data of the Poyi intrusive body were used to reveal the geodynamic setting. The results show that the Fo values of the olivine range from 83.17 to 90.2, the orthopyroxene minerals are mainly bronzite, whereas the clinopyroxene minerals are mainly augite and endiopside; the $Cr^{\#}$ and $Mg^{\#}$ of chrome spinel range from 0.45 to 0.69 and from 0.11 to 0.41, respectively, and show the evolution trend from Al and Mg richness to Cr and Fe richness. The trace elements display obvious Nb, Ta, Ti negative anomalies and Pb positive anomalies. The variations of major elements are mainly controlled by fractional crystallization/cumulate action of olivine, pyroxene and plagioclase The MgO content and FeO content of parent magma are estimated to be 16.09% and 10.38%, respectively. The initial crystallization temperature of parent magma is estimated from 1 331℃ to

收稿日期:2013-06-02;**修订日期**:2013-08-30

基金项目:中国地质调查局地质科研项目(121201112092,1212011220897,1212011120183);国家自然科学基金项目(41372095);高等学校博士学科点专项科研基金(20120211110023)

作者简介:王亚磊(1986-),男,研究实习员,主要从事岩浆作用与成矿研究,E-mail:wangyalei1986@126.com。

1 411℃, indicating that the parental magma is picritic magma. The Pobei intrusion might have been derived from a high degree of partial melting of matasomatized lithospheric mantle during the activity of Tarim mantle plume.

Key words: geodynamic setting; parent magma; mineral and rock chemistry; Pobei mafic-ultramafic intrusion; Tarim mantle plume

塔里木板块东北缘发育大量镁铁-超镁铁质侵入岩,这些岩体受区域断裂控制明显,呈北东-南西向展布,由西向东依次发育有罗东岩体、坡北岩体、红石山岩体和旋涡岭等岩体。近年来在坡北和红石山岩体中发现有大型铜镍矿床,使该区成为继金川、黄山东-图拉尔根铜镍矿带又一重要的铜镍找矿靶区。前人对这些镁铁-超镁铁岩体进行了精确锆石 U-Pb 定年(李华芹等,2006,2009;姜常义等,2006;苏本勋等,2010a;Qin *et al*.,2011),结果表明这些岩体形成时代大多介于 260.7±2 Ma ~ 286.4±2.8 Ma 之间,为早二叠纪岩浆作用产物。目前很多学者对该区罗东、漩涡岭、红石山、笔架山、坡北岩体的地球化学特征、成岩成矿作用过程及构造背景都进行了较为系统的研究(姜常义等,2006,2012;李华芹等,2006,2009;苏本勋等,2009,2010a,2010b,2011;Qin *et al*.,2011;颉炜等,2011;Li *et al*.,2012;Zhang *et al*.,2011,2013;夏昭德等,2013),但这些岩体形成的地幔动力学机制仍存在较大分歧:① 形成于活动大陆边缘或后碰撞伸展环境,与地幔柱活动无关(李华芹等,2006,2009;Ao *et al*.,2010;颉炜等,2011),如岩体具有与岛弧玄武岩相似的微量元素组成,而与板内洋岛玄武岩微量元素特征明显不同;② 是地幔柱活动的产物,为塔里木大火成岩省的重要组成部分(姜常义等,2006,2012;Pirajno *et al*.,2008;凌锦兰等,2011;Qin *et al*.,2011),如岩体形成时代与塔里木大火成岩省时代相近,Sr-Nd-Os 同位素具典型洋岛玄武岩特征;近年来越来越多学者也更倾向于认为这些岩体是地幔柱活动的产物。本文在系统收集和总结前人研究成果基础上,选择坡一岩体进行系统的矿物晶体化学及岩石地球化学研究,重新厘定了岩体的母岩浆成分和岩浆结晶温度,为准确厘定坡北岩体的地球动力学背景提供新的依据。

1 区域地质背景及岩体特征

坡北岩体位于塔里木板块东北缘北山地区,区域上广泛出露前寒武纪结晶基底,主要由北山群、长城系古硐井岩群、杨吉布拉克群和蓟县系爱尔基干群组成(肖渊甫等,2000;校培喜等,2005❶;徐学义等,2009)。坡北岩体直接围岩为长城系古硐井岩群和少量下石炭统。古硐井岩群主要岩石类型为黑云母片岩、二云母片岩、石英岩、黑云母二长变粒岩等。下石炭统为富含海百合茎化石的碳酸盐岩,经接触变质变为粗粒大理岩。区内发育多条北东向断裂带,由北向南依次有蚕头山-小青山、白地洼-淤泥河和骆驼山-矛头山断裂带,其中坡北镁铁-超镁铁岩体位于白地洼-淤泥河断裂带南侧(图 1)。

坡北岩体呈岩盆状,出露面积约为 200 km^2,主要由坡一、坡三、坡七、坡十等多个相连岩体组成,姜常义等(2012)依据不同岩相之间的相互接触关系将其划分为 5 个不同侵入阶段:第一阶段以镁铁质岩石为主,主要岩石类型为橄榄辉长苏长岩、辉长岩、淡色辉长岩和斜长岩;第二阶段为橄榄辉长苏长岩;第三阶段主要由超镁铁质岩石组成,主要岩石类型为纯橄岩、含长纯橄岩、二辉橄榄岩和橄榄辉长岩等组成,坡一和坡十岩体即形成于该阶段(图 2);第四阶段主要为斜长岩、淡色辉长岩和少量的细粒辉长岩;第五阶段为幔源岩浆分异形成的石英闪长玢岩和壳源正长花岗岩岩枝和岩脉。

坡北岩体中的坡一岩体已探明 Ni 工业资源量为 54.81 万吨,铜 21.25 万吨,钴 5.75 万吨;坡十岩体已探明 Ni 工业资源量为 2.3 万吨,铜 1.3 万吨,钴 0.6 万吨(新疆地矿局第六地质大队,2012❷)。矿体多呈似层状和透镜状赋存于岩体中下部,主要含矿

❶ 校培喜,王兴安,王育习,等. 2005. 笔架山幅(K46C004002)1:25 万区域地质调查(修测)报告.

❷ 新疆地矿局第六地质大队. 2012. 新疆哈密市坡一铜镍矿详查报告.

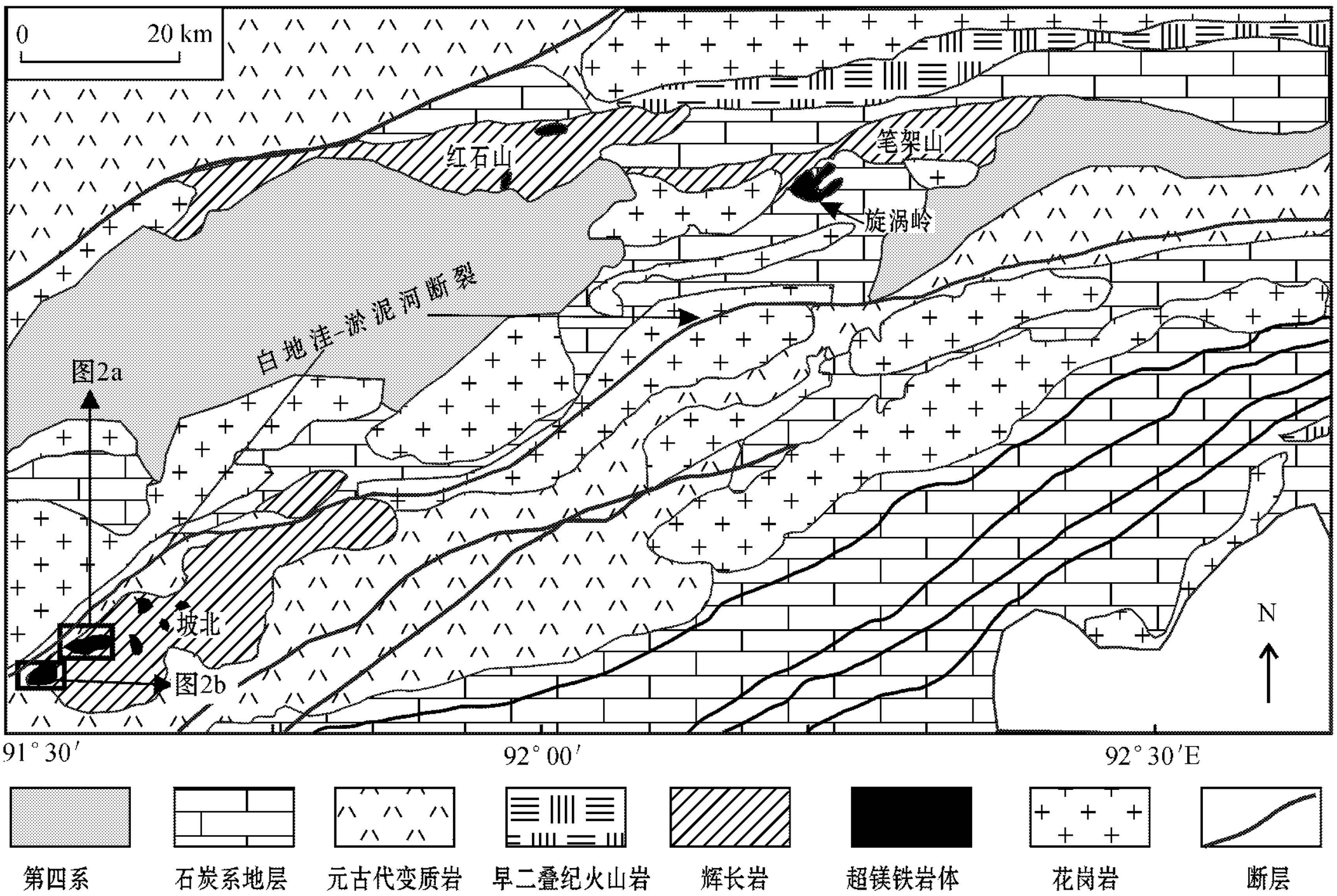

图 1　坡北岩体区域地质简图(据校培喜等，2005❶修改)

Fig. 1　Regional geological map of Beishan area, Xinjiang (after Xiao Peixi *et al*., 2005❶)

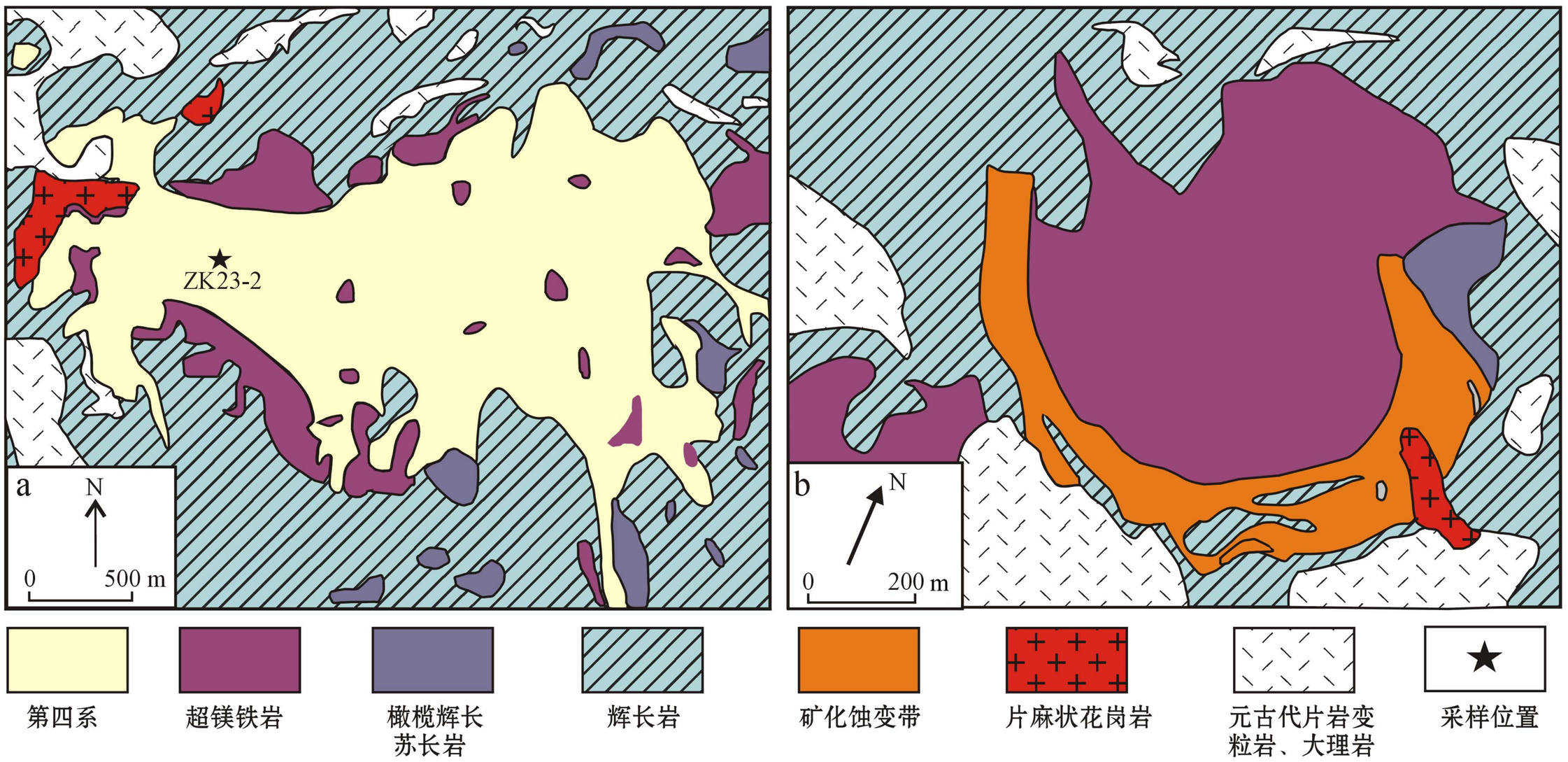

图 2　坡一(a，据姜常义等，2012)和坡十(b，据苏本勋等，2011)地质图

Fig. 2　Geological map of Poyi intrusive body (a, after Jiang Changyi *et al*., 2012) and Poshi intrusive body (b, after Su Benxun *et al*., 2011)

岩相为辉橄岩和纯橄岩，主要矿石类型为稀疏浸染状，局部见有贯入式富矿体。

❶ 校培喜，王兴安，王育习，等. 2005. 笔架山幅(K46C004002)1∶25 万区域地质调查(修测)报告.

2 样品采集及分析方法

样品主要采自坡一岩体 ZK23-2，通过对样品进行镜下观察，尽量选择新鲜矿物颗粒进行电子探针分析，同时选择蚀变程度较弱，且主要为橄榄岩相的样品进行系统的主量元素和稀土微量元素分析。单矿物电子探针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 JXA8100 型电子探针上完成，工作电压 15 kV，电流 20 nA，束斑直径 1 μm。主量元素分析在西安地质矿产研究所测试中心采用 SX-45 型 X 荧光光谱仪测试，测试精度优于 5%。稀土和微量元素分析在西安地质矿产研究所测试中心采用 Series II 型 ICP-MS 完成，测试精度优于 10%。

3 矿物晶体化学特征

3.1 橄榄石

坡一岩体各类岩石中橄榄石 Fo 值范围为 86.98～90.20，Ni 含量变化范围为 $1\,045.09\times10^{-6}$～$3\,371.00\times10^{-6}$，Mn 含量变化范围为 712.68×10^{-6}～$1\,789.44\times10^{-6}$（表 1）；坡十岩体中橄榄石 Fo 值范围为 83.17～89.91，Ni 含量变化范围为 526.49×

表 1 坡一岩体橄榄石电子探针数据

Table 1 Composition of olivine of Poyi intrusive body

岩性	样品编号	w_B/%								w_B/10^{-6}	
		FeO	SiO_2	MgO	MnO	NiO	TiO_2	Total	Fo	Ni	Mn
橄榄辉石岩	23-b1	10.08	40.76	47.54	0.14	0.36	0.01	98.92	89.37	2 805.24	1 061.27
		9.78	40.70	47.65	0.16	0.37	–	98.81	89.68	2 915.25	1 247.18
纯橄岩	23-b4	10.37	40.95	47.61	0.14	0.28	–	99.42	89.11	2 223.76	1 084.51
		9.92	40.96	47.50	0.13	0.32	–	99.12	89.51	2 475.21	991.55
	23-b7	9.83	40.90	47.54	0.16	0.31	0.01	98.75	89.61	2 451.64	1 223.94
	23-b8	10.22	40.56	47.14	0.17	0.39	0.02	98.58	89.16	3 095.98	1 340.14
		9.35	41.13	48.30	0.13	0.22	0.01	99.29	90.20	1 728.72	1 007.04
	23-b9	10.45	40.58	46.97	0.15	0.38	–	98.55	88.90	2 993.83	1 185.21
		9.58	40.73	47.90	0.17	0.30	0.03	98.76	89.91	2 388.77	1 340.14
	23-b16	12.23	41.07	46.27	0.17	0.41	–	100.19	87.09	3 182.41	1 285.92
	23-b21	9.17	40.57	46.88	0.20	0.32	0.03	97.34	90.11	2 530.22	1 572.54
		10.47	41.03	47.34	0.15	0.32	–	99.40	88.96	2 538.07	1 146.48
二辉橄榄岩	23-b10	10.40	40.65	47.24	0.18	0.36	0.01	98.95	89.01	2 813.10	1 371.13
		10.14	40.79	47.66	0.21	0.32	–	99.20	89.34	2 514.50	1 595.77
	23-b11	10.84	40.52	46.97	0.15	0.34	0.00	98.98	88.54	2 632.37	1 154.23
		10.49	40.99	47.28	0.18	0.40	–	99.37	88.93	3 135.27	1 409.86
	23-b12	11.38	40.66	46.71	0.17	0.31	–	99.26	87.98	2 467.35	1 293.66
		10.88	40.82	47.11	0.18	0.38	–	99.39	88.53	3 009.54	1 355.63
	23-b13	11.51	40.82	46.50	0.21	0.33	–	99.41	87.81	2 616.65	1 595.77
		11.87	40.64	46.34	0.18	0.30	–	99.36	87.43	2 341.63	1 355.63
	23-b14	10.77	40.66	46.86	0.18	0.33	–	98.82	88.58	2 569.50	1 417.61
		10.24	40.68	47.50	0.22	0.43	–	99.09	89.21	3 371.00	1 665.49
	23-b15	12.15	40.19	45.97	0.20	0.30	0.03	99.69	87.09	2 325.91	1 549.30
		11.62	40.31	46.07	0.22	0.30	0.00	98.58	87.61	2 341.63	1 711.97
单辉橄榄岩	23-b17	11.11	40.11	45.77	0.09	0.40	–	97.80	88.01	3 135.27	712.68
		10.81	41.06	47.54	0.17	0.38	–	99.99	88.69	3 001.68	1 285.92
	23-b18	10.64	40.88	47.08	0.16	0.19	0.01	99.03	88.75	1 508.70	1 216.20
		11.07	40.30	46.28	0.20	0.21	–	98.14	88.17	1 618.71	1 510.56
	23-b19	11.61	41.01	46.40	0.23	0.16	–	99.51	87.69	1 288.68	1 789.44
		10.64	41.21	45.70	0.16	0.22	0.00	99.25	88.45	1 728.72	1 208.45
	23-b20	12.19	39.97	45.65	0.17	0.13	–	98.12	86.98	1 045.09	1 285.92
		11.49	40.53	46.15	0.18	0.26	–	98.68	87.74	2 003.74	1 378.87

注：所列数据为各样品测试点的代表性数据；Fo＝100 Mg/(Mg＋Fe)，Ni＝(NiO/74.69)×58.69×10^4，Mn＝(MnO/70.94)×54.94×10^4，“–”表示低于检测限。

www.yskw.ac.cn

10^{-6}～3 795.46×10^{-6}，Mn 含量变化范围为 108.45×10^{-6}～2 626.06×10^{-6}（苏本勋等，2011）。以上数据表明坡北岩体中橄榄石除少数为镁橄榄石外，其余均为贵橄榄石。与金川和黄山东矿床相比较（Li *et al*.，2004；陈列锰等，2009；邓宇峰等，2012；Zhang *et al*.，2011，2013），坡北含矿岩体橄榄石 Fo 值和 Ni 含量明显偏高（图 3a），表明形成坡北岩体的母岩浆中 MgO 和 Ni 含量较金川和黄山东岩体高。橄榄石结晶过程中，Mn 为弱不相容元素，坡北岩体中橄榄石 Fo 值与 Mn 含量呈明显负相关，与金川、黄山东及世界上其它岩体具相似特征（Li and Ripley，2011），表明坡北岩体中橄榄石成分也明显受隙间残余熔体含量变化的影响。坡一岩体中橄榄石 Fo 值和 Ni 含量总体高于坡十岩体，而 Mn 含量则总体低于坡十岩体（图 3b），这可能暗示坡一岩体中橄榄石较坡十岩体中橄榄石结晶较早。

3.2　辉石

坡一岩体中单斜辉石主要为透辉石和普通辉石（图 4），En 变化范围为 46.4～68.2，Wo 变化范围为 27.92～49.18（表 2）。坡十岩体中单斜辉石种属与坡一岩体一致，En 变化范围为 44.13～54.44，Wo 变化范围为 37.17～49.31（苏本勋等，2011）。坡北岩体中斜方辉石主要为古铜辉石，还有少量的紫苏辉石，En 变化范围为 67～85.01，Fs 变化范围为 11.68～30（姜常义等，2006；苏本勋等，2011）。

3.3　铬尖晶石

坡一岩体中铬尖晶石成分变化范围较小（表 3），Cr_2O_3 为 36.22%～45.06%，Al_2O_3 为 17.85%～27.5%，FeO 为 24.35%～36.11%，$Cr^{\#}$ 和 $Mg^{\#}$ 值变化范围分别为 0.48～0.62 和 0.23～0.41。坡十岩体铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 和 $Mg^{\#}$ 变化范围分别为 0.45～0.69 和0.11～0.41（苏本勋等，2011）。$Cr^{\#}$ 与 $Mg^{\#}$ 之间

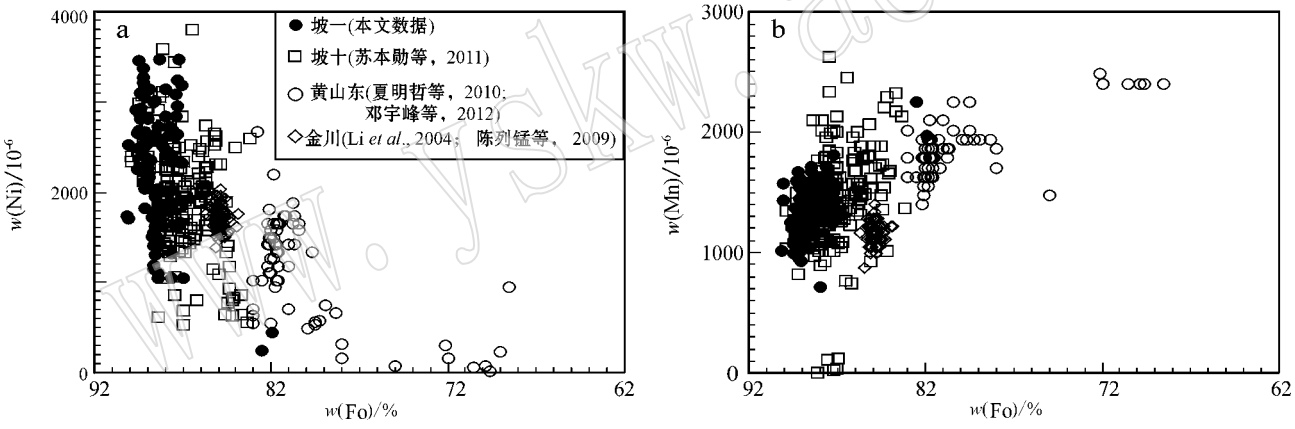

图 3　坡北岩体橄榄石 Ni－Fo 和 Mn－Fo 图解

Fig. 3　Ni－Fo and Mn－Fo diagram of olivine in Pobei，Jinchuan and Huangshandong intrusions

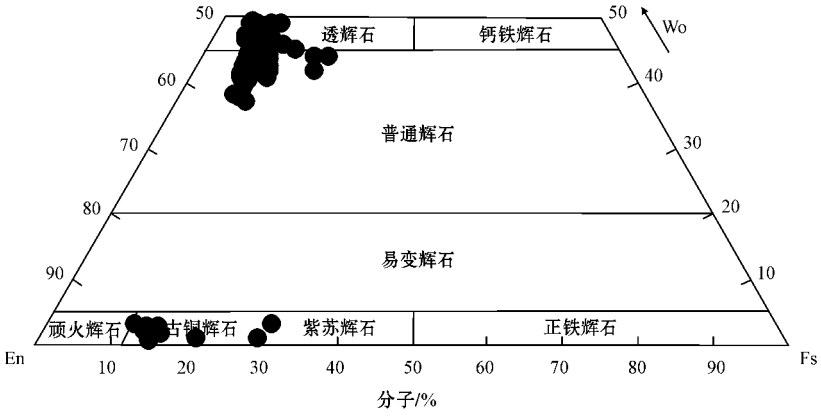

图 4　坡北岩体辉石分类图解（底图据 Morimoto，1988）

Fig. 4　Geochemical classification diagram of pyroxene (after Morimoto，1988)

表 2 坡一岩体单斜辉石电子探针数据 w_B/%

Table 2 Clinopyroxene composition of Poyi intrusive body

岩性	样品编号	FeO	SiO_2	Cr_2O_3	MgO	CaO	TiO_2	Al_2O_3	Total	Wo	En
纯橄岩	23-b4	2.33	50.95	1.64	15.28	22.34	0.20	4.16	97.86	49.18	46.81
	23-b8	2.73	51.58	1.47	15.42	22.36	0.19	3.67	98.70	48.67	46.69
二辉橄榄岩	23-b10	2.64	51.17	1.25	15.36	22.63	1.44	4.20	99.60	49.12	46.40
	23-b14	2.66	51.92	1.39	16.19	21.56	0.25	3.72	98.42	46.70	48.81
单辉橄榄岩	23-b17	2.94	51.62	1.31	15.58	22.07	0.28	4.12	98.73	47.93	47.09
	23-b17	2.35	51.43	1.52	15.63	21.30	0.35	3.82	97.27	47.46	48.45
	23-b17	2.44	51.57	1.11	15.84	23.09	0.21	3.42	98.55	49.09	46.87
	23-b17	3.39	50.91	1.33	15.97	21.03	0	4.51	98.26	45.82	48.41
	23-b18	2.27	57.42	0.07	22.37	12.74	0.19	0.48	95.90	27.92	68.20
	23-b20	4.06	51.47	1.31	16.95	19.97	0.20	3.99	98.42	42.74	50.48
	23-b20	2.68	52.08	0.99	15.70	23.06	0.17	3.14	98.51	49.06	46.49
	23-b20	3.06	50.94	1.51	15.29	21.90	0.64	3.82	97.44	48.05	46.71

注：Wo = 100Ca/(Ca + Mg + Fe)，En = 100 Mg/(Ca + Mg + Fe)。

呈明显负相关性(图 5)，坡一和坡十侵入体中铬尖晶石具有连续的成分变化特征，坡一侵入体中铬尖晶石 $Mg^{\#}$ 值较高，$Cr^{\#}$ 值较低，表明随着岩浆演化铬尖晶石由富 Mg、富 Al 向富 Fe、富 Cr 演化，也表明坡一和坡十岩体应该是同一成分母岩浆连续演化的产物。

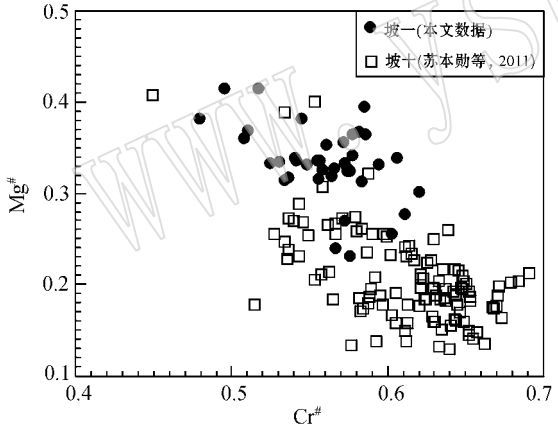

图 5 坡北岩体尖晶石 $Mg^{\#}-Cr^{\#}$ 相关性图解

Fig. 5 $Mg^{\#}-Cr^{\#}$ diagram of spinel

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素

坡北岩体中各类氧化物含量变化范围较大，除 FeO 与 MgO 之间呈明显正相关外，SiO_2、Al_2O_3、CaO、$Na_2O + K_2O$ 都与 MgO 呈明显负相关性；在 MgO 含量为 20% ~ 30% 之间出现间断，这应该是由于坡一和坡十岩体中缺少相应的岩石类型造成的。当 MgO > 25% 时，TiO_2 和 MgO 呈明显的负相关，MgO < 25% 时，TiO_2 和 MgO 呈正相关关系(图 6f)，电子探针数据表明铬尖晶石、单斜辉石、角闪石和黑云母中的 TiO_2 含量明显比橄榄石和斜长石中 TiO_2 高，因此全岩中 TiO_2 的变化特征可能与各岩石类型中含 TiO_2 较高矿物的含量变化有关。

4.2 稀土和微量元素

坡一岩体中各岩石类型稀土元素总量较低(表 4)，14 件样品的 ∑REE 变化范围为 $1.49 \times 10^{-6} \sim 6.76 \times 10^{-6}$，$(La/Yb)_N$ 比值为 0.57 ~ 4.66，$(La/Sm)_N$ 比值为 0.62 ~ 3.67，$(Gd/Yb)_N$ 比值为 0.61 ~ 1.33，表明岩浆演化过程中轻重稀土元素间、轻稀土元素、重稀土元素内部分馏程度较弱，岩体稀土元素配分曲线为近平坦型(图 7a)。岩体 δEu 为 0.57 ~ 3.13，CaO、Al_2O_3 与 δEu 呈弱的正相关性(图 8)，表明岩体的 Eu 异常可能主要由岩石中斜长石的缺失或富集引起的。

坡北岩体各岩石类型都明显富集大离子亲石元素(Rb、Sr、Th、U)，相对亏损高场强元素(Nb、Ta、Zr 等)，具有明显的 Nb、Ta、Ti 负异常和 Pb 正异常，与典型的 OIB 明显不同，而与平均地壳(CC)、标准全球俯冲物质(GLOSS)特征相似(图 7b)。

5 讨论

5.1 母岩浆成分估算

在坡北岩体附近没有找到与之相对应的喷出岩及母岩浆侵位时形成的冷凝边，因此不能直接厘定母岩浆中各组分的含量。刘艳荣等(2012)和姜常义

www.yskw.ac.cn

表 3　坡一岩体尖晶石电子探针数据　　w_B/%

Table 3　Composition of spinel in Poyi intrusive bodies

岩性	样品编号	FeO	Cr_2O_3	MgO	MnO	Al_2O_3	TiO_2	Total	$Cr^{\#}$	$Mg^{\#}$
橄榄辉石岩	23-b1	27.71	44.47	8.00	0.25	19.36	0.93	100.91	0.61	0.34
		27.26	43.09	8.81	0.21	20.44	1.37	101.34	0.59	0.37
辉石橄榄岩	23-b4	27.19	37.75	8.59	0.24	24.51	0.12	98.60	0.51	0.36
		30.51	38.38	8.28	0.31	20.39	0.33	98.44	0.56	0.33
		29.88	38.70	8.33	0.28	21.38	0.39	99.11	0.55	0.33
		28.88	41.99	7.38	0.21	20.09	0.26	99.06	0.58	0.31
纯橄岩	23-b7	27.96	41.62	9.12	0.18	20.08	0.46	99.62	0.58	0.37
		29.73	41.80	8.28	0.23	19.12	0.51	99.91	0.59	0.33
	23-b8	24.45	39.21	9.72	0.21	26.81	0.27	100.78	0.50	0.41
		29.68	39.03	8.32	0.26	19.53	3.65	100.66	0.57	0.33
		29.81	41.03	8.08	0.27	20.28	1.28	100.95	0.58	0.33
	23-b16	31.65	40.67	5.35	0.37	20.11	0.39	98.69	0.58	0.23
		31.88	41.01	6.16	0.26	18.13	0.40	98.06	0.60	0.26
二辉橄榄岩	23-b10	30.81	39.77	8.44	0.24	19.79	1.43	100.72	0.57	0.33
		28.19	39.21	9.80	0.18	21.96	1.32	100.91	0.55	0.38
	23-b11	25.95	37.82	9.02	0.21	27.50	0.73	101.38	0.48	0.38
	23-b12	29.00	38.69	8.27	0.29	21.97	0.34	98.76	0.54	0.34
		29.12	38.07	8.23	0.25	22.59	0.34	98.83	0.53	0.34
	23-b13	26.75	41.14	7.71	0.23	23.43	0.16	99.56	0.54	0.34
		27.91	40.44	7.93	0.21	21.77	0.57	98.99	0.55	0.34
		25.18	41.05	8.26	0.22	26.39	0.02	101.27	0.51	0.37
	23-b14	26.93	41.87	8.36	0.22	21.08	0.39	99.03	0.57	0.36
		26.03	41.53	7.38	0.27	22.23	2.95	100.50	0.56	0.34
		27.53	42.13	8.02	0.24	20.70	1.30	100.16	0.58	0.34
		26.79	40.34	8.64	0.27	19.77	4.27	100.26	0.58	0.37
	23-b15	31.88	39.09	6.62	0.29	19.59	1.11	98.91	0.57	0.27
		27.25	43.37	7.36	0.21	21.56	0.65	100.53	0.57	0.33
单辉橄榄岩	23-b17	24.35	45.06	8.95	0.24	21.40	0.22	100.36	0.59	0.40
		31.29	42.81	6.75	0.31	18.25	0.41	99.98	0.61	0.28
	23-b18	29.60	39.21	7.79	0.23	20.35	0.48	97.77	0.56	0.32
		29.00	41.11	7.96	0.23	21.17	0.35	99.94	0.57	0.33
		27.40	40.37	8.41	0.26	21.20	0.64	98.45	0.56	0.35
		29.14	39.78	7.60	0.34	23.08	0.29	100.30	0.54	0.32
	23-b19	30.33	39.03	7.86	0.28	20.96	1.35	100.00	0.56	0.32
		29.24	38.35	8.19	0.24	23.29	1.03	100.47	0.52	0.33
	23-b20	29.81	37.94	7.68	0.15	22.21	0.31	98.24	0.53	0.31
		36.11	36.22	6.41	0.35	18.58	0.22	98.13	0.57	0.24
	23-b21	29.92	43.42	7.25	0.28	17.85	1.40	100.30	0.62	0.30

注：$Cr^{\#}=Cr/(Cr+Al)$，$Mg^{\#}=Mg/(Mg+Fe)$。

等(2012)分别采用 Fo 值为 86.3 和 89.4 的橄榄石对母岩浆成分进行了估算，估算其 MgO 含量分别为 14.38%和 12.4%，二者在估算过程中均存在一定的缺陷，基于此本文对坡北岩体母岩浆成分进行了重新厘定，供大家对比参考。

通过大量橄榄石电子探针分析，获得橄榄石 Fo 最大值为 90.2，Roder 和 Emslie(1970)研究表明在岩浆演化过程中橄榄石和与之平衡的熔体之间的 Mg-Fe 分配系数为固定值：$K_D=(FeO/MgO)^{Ol}/(FeO/MgO)^{Melt}=0.3\pm0.03$，取 $K_D=0.3$，计算得到与 Fo = 90.2% 的橄榄石平衡的母岩浆 $(FeO/MgO)^{Melt}=0.645\,3$，母岩浆 $Mg^{\#}$ 值为 0.734，表明该橄榄石结晶时岩浆仅发生了较低程度的分离结晶。在利用橄榄石-液相平衡原理进行母岩浆成分估算时，需要满足的基本条件是所选择样品应可以近似看做橄榄石-熔体的混合物(Chai and Naldrett，1992)。首先剔除 LOI > 13% 及 S > 0.5% 的样品，对样品扣除LOI后重新进行100%计算，为了尽

www.yskw.ac.cn

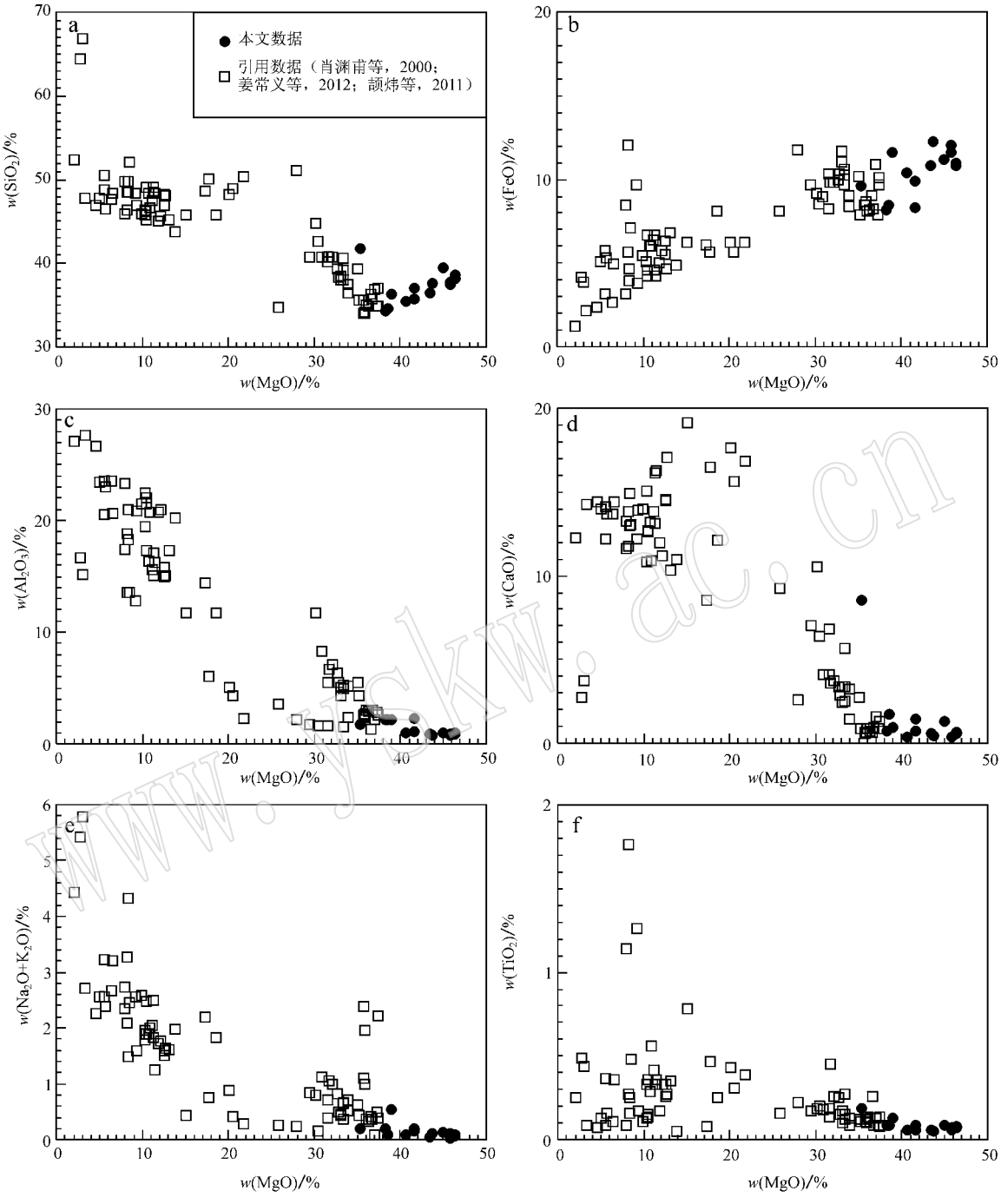

图 6 坡北岩体 Fennar 图解

Fig. 6 Fennar diagram of Pobei intrusion

量避免所选择样品中有堆晶相的辉石和斜长石的存在，剔除 MgO 含量低于 30% 的样品。在 MgO－Al_2O_3 和 MgO－FeO 图解上(图 9)，将 Al_2O_3 含量异常的 5 个样品剔除，然后取这些样品组分的平均值和 Fo＝90.2% 的橄榄石的组分采用 Li 和 Ripley (2011)的方法进行模拟计算，假设母岩浆组成中 FeO/FeO^{Total} ＝0.9，求得母岩浆各组分的含量为 MgO＝16.09%，FeO＝10.38%，Fe_2O_3＝1.31%(表 5)，与峨眉山玄武岩母岩浆 MgO 含量相近(徐义刚等，2001)。在压力为 3 kbar，氧逸度(△QFM＝0)的条件下，利用“Melts”热力学软件(Ghiorso and Sack，1995)对获得的母岩浆成分进行模拟计算，最

表 4　坡一侵入体岩石主量元素（w_B/%）和稀土微量元素（w_B/10^{-6}）数据表

Table 4　Abundances of major（w_B/%）and trace elements（w_B/10^{-6}）

岩性编号	纯橄岩			单辉橄榄岩			方辉橄榄岩		二辉橄榄岩		含斜长石二辉橄榄岩			
	PB-2	PB-3	PB-4	PB-5	PB-9	PB-10	PB-12	PB-13	PB-17	PB-19	PB-22	PB-23	PB-24	PB-28
SiO_2	34.32	34.57	35.75	36.98	37.66	36.4	35.53	36.41	37.48	37.8	38.61	38.25	41.74	39.44
Al_2O_3	2.13	2.18	1.09	2.27	0.74	2.13	1.00	0.92	0.80	0.85	0.91	1.04	1.71	1.01
Fe_2O_3	5.87	5.57	2.98	3.32	2.31	5.24	6.26	3.70	1.90	2.74	2.10	1.37	1.30	2.06
FeO	2.88	3.46	5.67	6.89	10.15	6.87	4.79	7.50	9.88	9.58	9.11	9.58	8.42	9.37
CaO	0.71	1.74	0.76	1.43	0.42	0.92	0.38	0.57	0.40	0.40	0.64	0.59	8.51	1.27
MgO	38.29	38.57	41.66	41.62	43.79	38.97	40.69	43.45	45.76	45.85	46.34	46.35	35.28	44.96
K_2O	0.04	0.01	0.06	0.03	0.07	0.34	0.02	0.02	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01
Na_2O	0.16	0.08	0.10	0.17	0.05	0.21	0.06	0.03	0.01	0.04	0.08	0.06	0.19	0.12
TiO_2	0.09	0.09	0.09	0.06	0.05	0.13	0.06	0.06	0.07	0.06	0.08	0.07	0.19	0.09
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
MnO	0.12	0.14	0.13	0.17	0.18	0.16	0.11	0.17	0.15	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
LOI	14.79	13.41	10.84	6.89	4.04	7.71	10.32	6.26	3.06	1.92	1.58	1.67	1.61	1.46
Total	99.41	99.83	99.14	99.84	99.47	99.10	99.23	99.10	99.54	99.50	99.64	99.17	99.14	99.97
Cu	58.50	74.60	44.10	50.8	1 630	2 220	641	856.00	2 760	2 150	1 330	860	603	1 850
Pb	0.72	0.79	0.88	0.56	2.66	4.95	1.52	2.52	2.72	2.48	2.24	2.12	4.60	2.19
Cr	3 460	3 800	3 680	3 760	3 620	8 330	4 100	3 700	3 700	5 010	3 230	4 890	3 000	3 270
Co	119	120	123	127	191	188	154	157	232	215	178	158	131	192
Cs	0.54	0.04	0.25	0.06	0.37	1.48	0.42	0.21	0.07	0.30	0.04	0.01	0.13	0.03
Sr	14.20	11.60	9.88	156	11.50	20	14.10	7.38	9.02	6.56	7.32	9.66	15.80	10.80
Ba	4.87	0.90	3.32	13.90	3.74	17.40	3.81	1.01	0.08	3.36	0.24	0.32	1.70	0.62
V	28.50	34.30	43.90	28.10	25.00	51.70	30.90	25.60	25.00	34.50	26.20	31.70	66.30	29.80
Nb	0.24	0.20	0.26	0.31	0.31	0.45	0.22	0.21	0.26	0.25	0.17	0.07	0.19	0.16
Ta	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.39	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Zr	4.33	3.30	5.09	3.72	6.63	6.23	4.19	2.55	5.48	3.30	2.42	1.04	7.18	4.00
Hf	0.13	0.12	0.16	0.11	0.20	0.21	0.16	0.08	0.19	0.11	0.09	0.05	0.36	0.15
U	0.02	0.02	0.04	0.01	0.11	0.11	0.06	0.04	0.07	0.06	0.01	0.00	0.03	0.01
Th	0.09	0.08	0.10	0.21	0.34	0.28	0.18	0.10	0.22	0.17	0.05	0.01	0.14	0.04
Y	1.23	1.49	1.42	0.94	1.04	1.69	0.92	0.89	1.17	0.79	1.05	0.73	3.69	1.57
La	0.36	0.35	0.49	0.91	0.70	0.89	0.44	0.28	0.40	0.43	0.15	0.12	0.48	0.21
Ce	0.91	0.91	1.18	1.71	1.52	1.94	1.01	0.67	0.92	0.89	0.42	0.32	1.36	0.58
Pr	0.13	0.14	0.16	0.19	0.18	0.25	0.13	0.09	0.12	0.12	0.07	0.05	0.23	0.10
Nd	0.60	0.69	0.74	0.75	0.74	1.03	0.57	0.43	0.52	0.47	0.35	0.25	1.27	0.56
Sm	0.16	0.20	0.19	.16	0.17	0.20	0.13	0.13	0.14	0.10	0.12	0.09	0.50	0.19
Eu	0.09	0.10	0.07	0.06	0.05	0.11	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.16	0.07
Gd	0.21	0.25	0.24	0.18	0.18	0.27	0.15	0.16	0.20	0.12	0.16	0.11	0.71	0.27
Tb	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.11	0.05
Dy	0.23	0.29	0.28	0.19	0.20	0.32	0.18	0.18	0.20	0.14	0.18	0.14	0.75	0.31
Ho	0.05	0.07	0.06	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.16	0.07
Er	0.15	0.19	0.18	0.12	0.12	0.21	0.11	0.11	0.14	0.10	0.13	0.12	0.45	0.20
Tm	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.07	0.03
Yb	0.17	0.19	0.18	0.14	0.14	0.25	0.12	0.12	0.17	0.13	0.17	0.15	0.44	0.19
Lu	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.07	0.03
∑REE	3.15	3.47	3.87	4.53	4.11	5.66	2.99	2.32	2.98	2.63	1.92	1.49	6.76	2.85
$(La/Yb)_N$	1.52	1.32	1.95	4.66	3.59	2.55	2.63	1.67	1.69	2.37	0.63	0.57	0.78	0.79
$(La/Sm)_N$	1.45	1.13	1.66	3.67	2.66	2.87	2.19	1.39	1.84	2.78	0.81	0.86	0.62	0.71
$(Gd/Yb)_N$	1.02	1.09	1.10	1.06	1.06	0.89	1.03	1.10	0.97	0.76	0.78	0.61	1.33	1.18

注：主量和微量元素测试在西安地质矿产研究所实验测试中心完成。

www.yskw.ac.cn

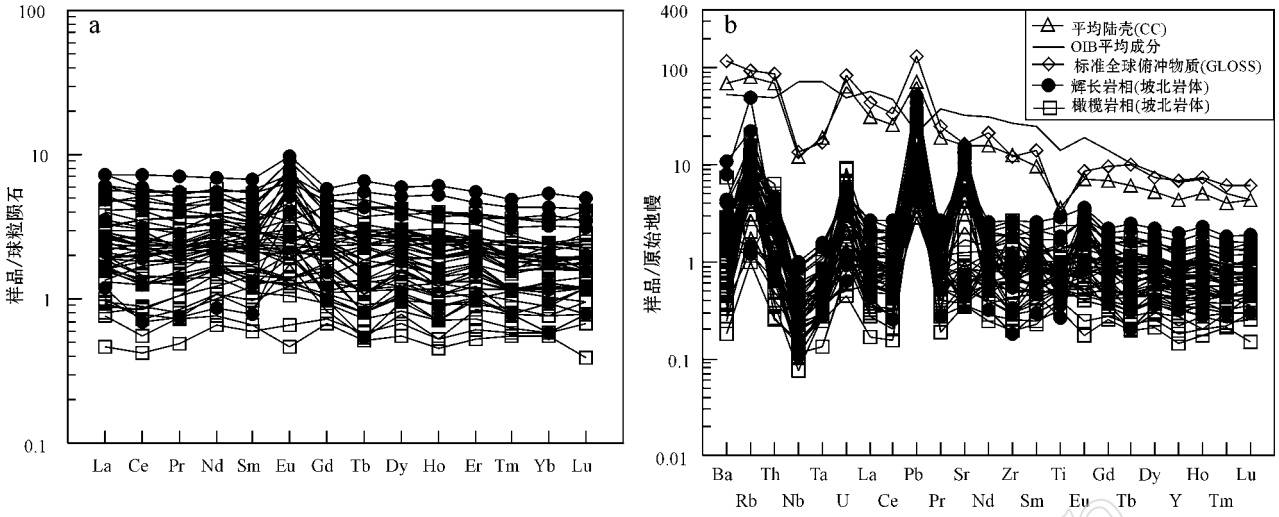

图 7 坡北岩体稀土元素球粒陨石标准化配分曲线模型图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized minor elements patterns (b) of Pobei intrusion

部分数据引用同图 6;原始地幔、球粒陨石标准值和 OIB 平均成分采用 Sun and McDonough, 1989;平均地壳数据引自 Rundnick and Gao, 2003;标准全球俯冲物质数据引自 Plank and Langmuir, 1998

Chondrite and primitive data after Sun and McDonough, 1989; CC data after Rundnick and Gao, 2003; GLOSS data after Plank and Langmuir, 1998

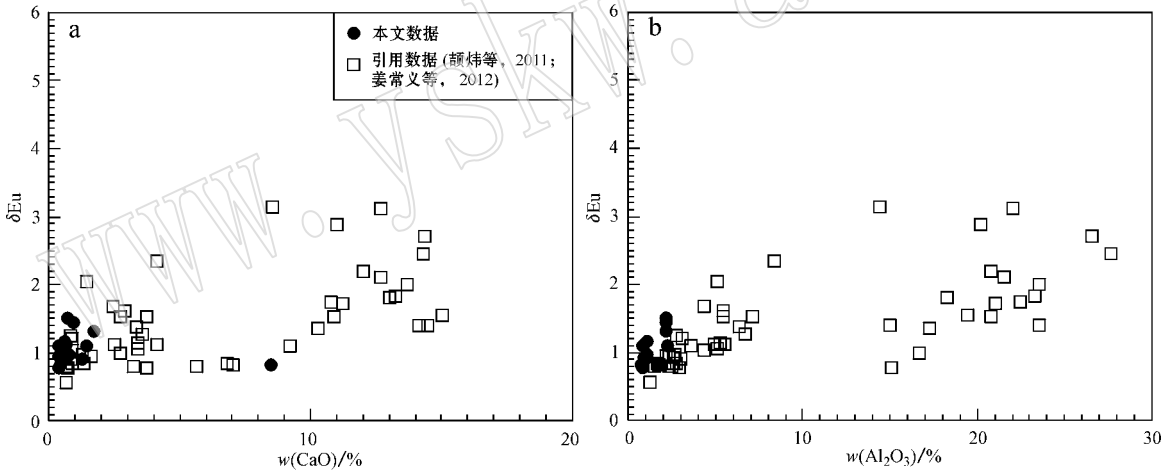

图 8 坡北岩体 δEu - CaO 和 δEu - Al_2O_3 图解

Fig. 8 δEu - CaO and δEu - Al_2O_3 diagram of Pobei intrusion

先结晶的橄榄石 Fo = 90.2,主要矿物的结晶顺序为橄榄石-斜方辉石-单斜辉石,与橄榄石的电子探针数据及实际观察到的矿物结晶顺序一致,表明坡北岩体母岩浆为苦橄质岩浆,与世界范围内与地幔柱有关的典型苦橄岩的母岩浆成分较为一致(表 5),表明坡北岩体可能与地幔柱活动密切相关。

5.2 岩浆结晶温度

岩体中橄榄石通常是最早结晶的造岩矿物,其结晶温度可近似看成岩浆温度的下限。研究表明依据橄榄石-熔体平衡原理,橄榄石结晶温度 $t = 1\,066 + 12.067Mg^{\#} + 312.3(Mg^{\#})^2$ (Roder and Emslie, 1970;Weaver and Langmuir, 1990)。坡北岩体橄榄石 Fo 最高值为 90.2%,据此计算出橄榄石初始结晶温度为1 331℃;依据上述母岩浆成分,利用"Melts"热力学软件模拟该组分岩浆的初始液相线温度为 1 411℃。模拟结果表明岩浆源区发生部分熔融的实际温度明显高于正常玄武岩温度,与区内罗东和漩涡岭岩体的岩浆结晶温度相似(凌锦兰等,2011;夏昭德等, 2013),表明区内该期幔源岩浆活动可能与地幔柱活动相关。

5.3 分离结晶作用

坡北岩体广泛发育堆晶结构,橄榄石主要呈堆晶

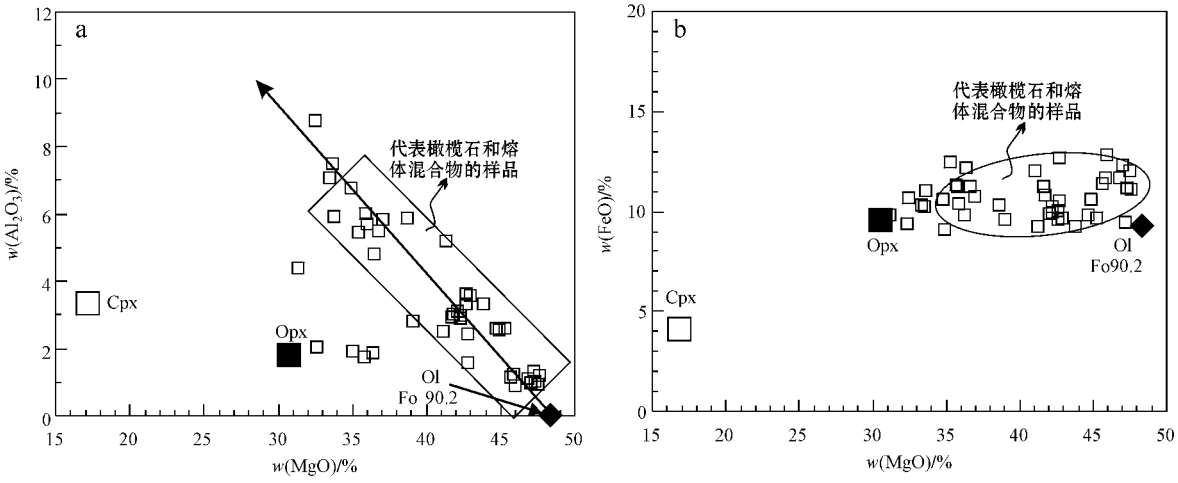

图 9　坡北部分样品 Al_2O_3 - MgO 和 FeO - MgO 图解

Fig. 9　Diagram of Al_2O_3 - MgO and FeO - MgO of Pobei intrusion

表 5　坡北岩体及典型矿床、苦橄岩母岩浆成分　　w_B/%

Table 5　Composition of estimated parent magma of Pobei and some typical deposits and picrite

样品	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
坡北(本次研究)	48.37	1	11.62	10.38	1.31	16.09	8.97	1.59	0.52	0.12
金川(Li and Ripley, 2011)	48.4	1.2	12.67	12.42	1.38	12.33	8.89	1.35	0.84	0.19
金川(Chai and Naldrett, 1992)	50.8	1	12.5	11.2		11.50	10.3	1.3	0.8	0.1
Pechenga 矿床(Hanski and Smokin,1995)	48.8	2.34	8.08	15.55		16.48	7.65	0.23	0.25	0.22
Mamainse 高镁玄武岩(Shirey, 1994)	47.58	1.07	11.37	13.53		14.44	9.77	1.47	0.27	0.09

相，辉石呈堆晶相和填隙相分布，斜长石主要呈填隙相。MgO 与 SiO_2 呈负相关性(图 6a)，MgO 和微量元素 Ni 呈正相关性(图 10a)表明发生了橄榄石的分离结晶作用；MgO 与 Co 呈明显的正相关性(图 10b)，表明存在斜方辉石的分离结晶；MgO 与 Cr 之间呈明显的正相关性表明存在铬尖晶石的分离结晶作用(图 10c)；MgO 与 CaO、Al_2O_3 之间呈明显的负相关性(图 6c、6d)表明存在斜长石分离结晶。在 Si/Ti - (Mg + Fe)/Ti 图解(图 10d)上也表明岩浆演化过程中主要发生了橄榄石、辉石和斜长石的分离结晶作用。结合岩相学及岩石地球化学特征表明岩体在演化过程中主要发生了橄榄石、铬尖晶石、辉石和斜长石的分离结晶作用。

5.4　地球动力学背景探讨

坡北岩体在微量元素组成上和典型 OIB 明显不同，各类岩石都具有明显的 Nb、Ta、Ti 负异常及 Pb 正异常，与平均地壳(CC)和标准全球俯冲物质(GLOSS)具有相似的特征，表明可能是遭受明显地壳物质混染或岩浆源区受到俯冲物质改造，但系统的微量元素及同位素研究表明在岩浆演化早期母岩浆基本未遭受明显的地壳物质混染(姜常义等，2012；Su *et al*., 2013)，故样品的微量元素特征反映了原生岩浆的固有特征。$[Nb/Th]_{PM}$、$[Ta/U]_{PM}$、$[Ce/Pb]_{PM}$ 变化范围分别为 0.031～0.64、0.057～0.77、0.009～0.39，明显低于 OIB 平均组分相应的比值(1.431、1.356、1.00)，与俯冲带物质这些元素比值接近(Plank and Langmuir *et al*., 1998；Rundnick and Gao, 2003)；含铜镍硫化物的超镁铁质岩体一般都经受了地壳物质或流体的混染(Zhang *et al*., 2011, 2013；Li *et al*., 2012)。颉炜等(2011)通过 U/Th - Th/Zr、Ba/Th - Th/Yb 图解及其它元素比值(U/Th、Ba/Th、Th/Zr 和 Th/Yb)也证明了岩浆源区明显受到俯冲流体的改造；锆石 Hf-O 同位素特征显示坡北岩体地幔源区遭受了以俯冲流体为主的改造作用(Su *et al*., 2013)。

除坡北岩体外，位于北山地区同时代的罗东、红石山和笔架山等岩体都具有与坡北岩体相似的地球化学特征(卢荣辉，2010；夏昭德等，2012；凌锦兰等，2011；Su *et al*., 2013)，表明新疆北山地区早二叠纪岩石圈地幔源区普遍遭受了俯冲流体的交代作用。

www.yskw.ac.cn

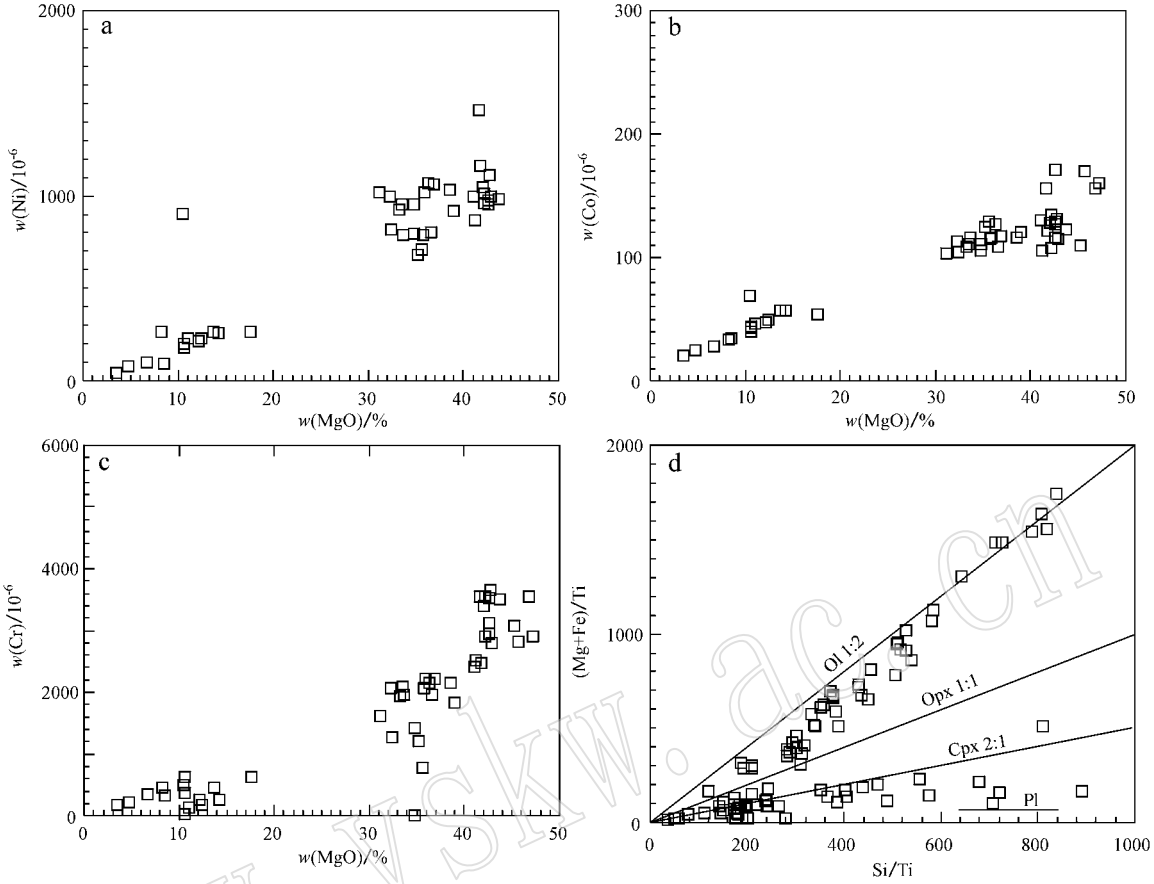

图 10 坡北岩体分离结晶判别图解

Fig. 10 Discrimination diagram for fracitional crytallization processes

坡北岩体母岩浆成分及岩浆结晶温度表明形成该岩体的母岩浆是地幔源区在较高温度下部分熔融形成的高温苦橄质岩浆。研究表明在显生宙期间，虽然在一些超级俯冲带上，由于消减板片的脱水作用可导致地幔楔部分过度水化，从而形成苦橄质岩浆(Maksimow and Sakhno，2004)，但板内苦橄质岩浆的形成主要与地幔柱活动密切相关(Rogers *et al*.，2010；姜常义等，2012)。坡北地区虽然岩石圈地幔遭受了早期俯冲流体的交代作用，但在岩浆结晶过程主体阶段，岩浆房没有独立的流体相(姜常义等，2006)，且岩相学特征也表明与东天山觉罗塔格构造带和中天山含矿镁铁-超镁铁岩体相比含水矿物较少，表明岩浆源区富水流体组分的加入较为有限，也进一步表明导致苦橄质岩浆形成的主因应是地幔柱活动。

目前尽管对新疆北山地区构造演化过程研究程度较低，洋盆闭合时限仍存在较大争议，但越来越多的证据表明该区南天山洋在早泥盆纪已闭合进入碰撞造山阶段，随后与中天山地块形成统一的地体(于福生等，2006；赵泽辉等，2007；张元元等，2008；毛启贵等，2010；苏本勋，2010b；李舢等，2011；Xie *et al*.，2012)蔡志慧等(2012)研究认为中天山-北山北缘近东西向的韧性右行剪切带在 392～367.6 Ma、290 Ma 和 241.8 Ma 曾发生韧性变形，表明该区自泥盆纪洋盆闭合后进入陆内演化阶段。坡北岩体形成于早二叠世，其形成时代与俯冲发生时间及后碰撞伸展阶段的时间都相差较大，故不是与俯冲带相关的 Alaskan(阿拉斯加)型岩体或形成于后碰撞伸展阶段。Pirajno 等(2008)对新疆岩浆型和热液型矿床的统计表明 280～300 Ma 是天山及其邻区大规模成矿的峰期；Qin 等(2011)通过对东天山-北山镁铁-超镁铁质岩体及塔里木溢流玄武岩进行系统的年代学、地球化学等方面的研究后认为塔里木板块及其东北缘的东天山-北山地区存在峰期为 280 Ma 的地幔柱活动，且地幔柱的轴部在北山地区。目前虽缺少有关证明地幔柱存在的直接证据，

但已有的北山地区镁铁-超镁铁质岩体的一些岩浆温度及母岩浆成分估算(卢荣辉，2010；苏本勋，2010b；凌锦兰等，2011；夏昭德等，2013)都表明形成这些岩体的地幔源区存在明显的热异常。坡北岩体作为北山地区早二叠纪典型镁铁－超镁铁岩体之一，其形成也是地幔柱活动作用的产物，由于早期俯冲流体对岩石圈地幔的改造作用，使其形成的原生岩浆在微量元素特征上受俯冲带岩浆特征主导，但其 Sr-Nd-Os 同位素组成上具有典型的 OIB 的特征(姜常义等，2012)。综合以上分析认为坡北岩体是典型的地幔柱活动的产物，其岩浆源区由深部地幔柱物质和受俯冲流体交代的岩石圈地幔物质组成。

6　结论

(1) 坡北岩体在岩浆演化过程中主要发生了橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石的分离结晶作用；坡一和坡十岩体是同一成分母岩浆演化的产物，坡一岩体中堆晶矿物橄榄石和铬尖晶石结晶时间较坡十岩体中相应矿物早。

(2) 坡北岩体母岩浆 MgO 含量为 16.09%，FeO 含量为 10.38%，岩浆结晶温度为1 331～1 411℃，岩体母岩浆为高温苦橄质岩浆；坡北岩体是早二叠纪塔里木地幔柱活动的产物，其源区物质由深部地幔柱物质和受俯冲流体改造的岩石圈地幔物质组成。

致谢　感谢新疆地矿局第六地质大队对野外工作的大力支持；感谢长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室刘民武老师在电子探针分析过程中给予指导和帮助；感谢审稿人徐义刚、钟宏和夏群科教授对本文提出的宝贵修改意见。

References

Ao S J, Xiao Wenjiao, Han Chunming, *et al*. 2010. Geochoronology and geochemistry of early Permian mafci-ultramafic complexs in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the souththern altaids[J]. Gondwana Research, doi:10.1016/j.gr.

Cai Zhihui, Xu Zhiqin, He Bizhu, *et al*. 2012. Age and tectonic evolution of ductile shear zones in the eastern Tianshan-Beishan orogenic belt[J]. Acta Petrological Sinica, 28(6): 1 875～1 895(in Chinese with English abstract).

Chai G and Naldrett A J. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumualte of a high-Mg basalticmagma. Journal of Petrology, 33(2): 277～303.

Chen Liemeng, Song Xieyan, Danyushevsky L V, *et al*. 2009. Correlation between Ni and MgO contents of olivine in Segment Ⅰ of the Jinchuan intrusion, NW China, and its geological implication[J]. Acta Petrological Sinica, 25(12): 3 369～3 378(in Chinese with Eiglish abstract).

Deng Yufeng, Song Xieyan, Zhou Taofa, *et al*. 2012. Correlations between Fo number and Ni content of olivine of the Huanshangdong intrusion, eastern Tishanshan, Xinjiang, and the gentic significances[J]. Acta Petrological Sinica, 28(7): 2 224～2 234(in Chinese with Eiglish abstract).

Ghiorso M S and Sack R O. 1995. Chemcial mass transfer in magmatic processes Ⅳ. A rebised and internally consistent thermodynamic model for the interprolation and extrapllation of liquid-solid equilitria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 119: 197～212.

Hanski E J and Smokin V F. 1995. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia[J]. Lithos, 34: 107～125.

Jiang Changyi, Cheng Songlin, Ye Shufeng, *et al*. 2006. Lithogeochemistry and petrogenesis of Zhongposhanbei mafic rock body, at Beishan region, Xinjiang[J]. Acta Petrological Sinica, 22(1): 115～126(in Chinese with English abstract).

Jiang Changyi, Guo Naxin, Xia Mingzhe, *et al*. 2012. Petrogenesis of the mafic-ultramafic layered intrusion, NE Tarim plate[J]. Acta Petrologica Sinica, 28(7): 2 209～2 223(in Chinese with English abstract).

Li C and Ripley E M. 2011. The Giant Jinchuan Ni-Cu-(PGE) Deposit: Tectonic setting, Magma evolution, Ore Genesis and Exploration implications[A]. Li C and Ripley E M. Magmatic Ni-Cu and PGE Deposit: Geology, Geochemistry and Genesis[C]. Review in Economic Geology, Vloume 17, Society of Economic Geologists, inc Denver, Colorado P, 163～180.

Li C, Xu Zhanghua, De Waal, *et al*. 2004. Compositon variations of olivine from the Jinchuan Ni-Cu sulfide western China: implication for ore genesis[J]. Mineralium Deposita, 39: 159～172.

Li C, Zhang Mingjie, Fu Piaoer, *et al*. 2012. The Kalatongke magmatic Ni-Cu deposit in the Central Asian Orogenic Belt, NW China: Product of slab window magmatism? [J]. Mineralium Deposita, 47(1～2): 51～67.

Li Huaqin, Chen Fuwen, Mei Yuping, *et al*. 2006. Isotopic ages of No 1 intrusive body in Pobei mafic-ultramafic belt of Xinjiang and their geological significance[J]. Mineral Deposit, 25(4): 463～469(in Chinese with English abstract).

Li Huaqin, Mei Yuping, Qu Wenjun, *et al*. 2009. SHRIMP Zricon U-Pb and Re-Os dating of No 10 intrusive body and associated ores in Pobei mafic-ultramafic belt of Xinjiang and its significance[J]. Mineral Deposit, 25(4): 463～469(in Chinese with English abstract).

Li Shan, Wang Tao, Tong Ying, *et al*. 2011. Zircon U-Pb age, origin and its tectonic signicances of Huitongshan Devonian K-feldspar granites from Beishan orogen, NW China[J]. Acta Petrologica

Sinica, 27(10): 3 055～3 070(in Chinese with English abstract).

Ling Jinlan, Xia Mingzhe, Guo Naxin, *et al*. 2011. Petrogenesis of Luodong mafic-ultramafic layered intrusion, Beishan region, Xinjiang [J]. Geochimical, 40(6): 499～515(in Chinese with English abstract).

Liu Yanrong, Lü Xinbiao, Mei Wei, *et al*. 2012. Gentic Significances and composition charateristics olivine from Pobei amfic-ultramafic complex, Xinjiang[J]. Bullentin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 31(3): 249～256(in Chinese with English abstract).

Lu Ronghui. 2010. Geochemical characters and petrogenesis of Hongshishan mafic-ultramafic layered intrusion Beishan district, Xinjiang [D]. Chang 'an University(in Chinese).

Maksimow S O and Sakhno V G. 2004. High-K picrites and basaltoids of the Okhotsk massif(Far East, Russia) [J]. Doklady Akademii Nauk, 394(4): 510～517.

Mao Qigui, Xiao Wenjiao and Han Chunming. 2010. Discovery of Middle Silurian adakite grantie and its tectonic significance in Liuyuan area, Beishan Moutain, NW China[J]. Acta Petrological Sinica, 26(2): 584～596(in Chinese with English abstract).

Morimoto N. 1988. Nomenclature of Pyroxenes[J]. Mineralogy and Petrology, 39: 55～76.

Pirajno F, Mao Jingwen, Zhang Zhaochong, *et al*. 2008. The association of mafic-ultramafic intrusion and A-Type magmatism in the Tianshan and Altay orgens, NW China: implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 32: 165～183.

Plank T and Langmuir C H. 1998. The chemical compositon of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle[J]. Chem. Geol., 145: 325～394.

Qin Kezhang, Su Benxun, Patrick A S, *et al*. 2011. SIMS zircon U-Pb geocheronology and Sr-Nd isotopes of Ni-Cu beraing mafic-ultramafic intrusion in eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in tarim basin(NW China): Conetraints on A CA 280 Ma mantle plume[J]. American Journal of Science, 311: 1～23.

Roder P L and Emslie R F. 1970. Olivine-liquid equilibrium[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 29: 275～289.

Rogers N W, Davies M K, Parkinson I J, *et al*. 2010. Osmium isotopes and Fe/Mn ratios in Ti-rich pricrite basalts from the Ethiopian flood basalt province: No evidience for core contribution to the Afar plume[J]. Earth and Planetary Science Letters, 296(3～4): 413～422.

Rundnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust [J]. Treat Geochem, 3: 1～64.

Shirey S B, Klewin K W, Berg J H, *et al*. 1994. Temporal changes in the sources of flood basalts: Isotopic and trace element evidence from the 1 100 Ma old Keweenawan Mamainse Point Formation, Ontario, Canada [J]. Geochim. Cosmochim Acta, 58: 4 475～4 490.

Su Benxun, Qin Kezhang, Sun He, *et al*. 2009. Petrological and mineralogical characteristics of Hongshishan Mafic-ultramafic complex in Beishan area, Xinjiang: Implications for assimilation and fractional crystallization[J]. Acta Petrological Sinica, 25(4): 873～887.

Su Benxun, Qin Kezhang, Sun He, *et al*. 2010a. Geochronological, petrological, mineralogical and geochemical studies of the Xuanwoling mafic-ultramafic intrusion in Beishan area, Xinjiang[J]. Acta Petrological Sinica, 26(11): 3 283～3 294(in Chinese with English abstract).

Su Benxun. 2010b. Mafic-ultramafic complexes in Beishan Area, Xinjiang: Petrogenesis, mineralization and constraints on the tectonic evolution of the Eastern Tianshan and Beishan, and the Early Permian Mantle plume[D]. Instiute of Geology and Geophysics Chinese Academy of Scineces: 1～196(in Chinese).

Su Benxun, Qin Kezhang, Tang Dongmei, *et al*. 2011. Petrological features and implications for mineralization of the Poshi mafic-ultramaific intrusion in Beishan area, Xinjiang[J]. Acta Petrological Sinica, 27(12): 3 627～3 639(in Chinese with English abstract).

Su Benxun, Qin Kezhang, Tang Dongmei, *et al*. 2013. Late Paleozoic mafic-ultramafic intrusion in southern Central Asian Orogenic Belt (NW China): Insight into magmatic Ni-Cu sulfide mineralization in orogneic setting[J]. Ore Geological Reviews, 51: 57～73.

Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotope systemcatics of oceanic basalts: implication for mantle composition and process[A]. Saunders A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins[C]. Geolocial Society London: Special Publication, 42: 313～345.

Weaver J S and Langmuir C H. 1990. Calculation of phase equilibrium in mineral melt systems[J]. Computers &Geosciences, 16: 1～19.

Xia Mingzhe, Jiang Changyi, Qian Zhuangzhi, *et al*. 2010. Geochemistry and Petrogenesis of Huangshandong intrusion, East Tianshan, Xinjiang[J]. Acta Petrological Sinica, 26(8): 2 413～2 430(in Chinese with English abstract).

Xia Zhaode, Wang Yao, Jiang Changyi, *et al*. 2013. Petrography and mineralogy of the Xuanwoling mafic-ultramafic layered intrusion in the Beishan region, Xinjiang[J]. Acta Geologica Sinica, 87(4): 486～497(in Chinese with English abstract).

Xia Zhaode, Xia Mingzhe, Wang Yao, *et al*. 2012. Geochemical characters and Petrogensis of Bijishandong Basic-ultrabasic intrusion, NE Tarim Plate[J]. Geological Science and Technology Information, 31(2): 1～8(in Chinese with English abstract).

Xiao Yuanfu, Wang Daoyong, Wu Dechao, *et al*. 2000. Geological Evolution of the Western Beishan Tectonic Belt of Xinjiang[M]. Sichuan: Sciences and Xinjiang: Publishing House of Science, Technological and Hygiene, 113～139(in Chinese).

Xie Wei, Song Xieyan, Deng Yufeng, *et al*. 2012. Geochemistry and petrogenetic implication of a Late Devonian mafic-ultramafic intrusion at the southern margin of the Central Asian Orogenic Belt[J]. Lithos, 144～145: 209～230.

Xie Wei, Song Xieyan, Nie Xiaoyong, *et al*. 2011. Features of mantle source and tectonic setting of the Poshi Ni-Cu beraing intrusion, Xinjiang, China[J]. Earth Science Fronties, 18(3): 189～200(in Chinese with English abstract).

Xu Xueyi, He Shiping, Wang Hongliang, *et al*. 2009. Geological background of ore deposit in the eastern Tianshan-Beishan Area[J]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).

Xu Yigang and Zhong Sunlin. 2001. The Emeishan Large Igneous

www.yskw.ac.cn

Province: Evidence for mantle plume activity and melting conditions[J]. Geochemica, 30(1): 1～9(in Chinese with English abstract).

Yu Fusheng, Li Jinbao and Wang Tao. 2006. The U-Pb isotopic age of Zircon from Hongliuhe Ophiolites in East Tianshan Moutains, Norwest China[J]. Acta Geoscientica Sinica, 27(3): 213～216(in Chinese with English abstract).

Zhang Mingjie, Li C, Fu Piaoer, *et al*. 2011. The Permian Huangshanxi Cu-Ni deposit in western China: intrusive- extrusive association, ore genesis, and exploration implications[J]. Mineralium Deposita, 46(2): 153～170.

Zhang Mingjie, Tang Qingyan, Hu Peiqing, *et al*. 2013. Noble gas isotopic constraints on the origin and evolution of the Jinchuan Ni-Cu-(PGE) sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, Western China[J]. Chemical Geology, 339: 301～312.

Zhang Yuanyuan and Guo Zhaojie. 2008. Accurate constraint on formation and emplacement age of Hongliuhe ophiolite, boundary region between Xinjiang and Gansu Province and its tectonic implications [J]. Acta Petrogica Sinica, 24(4): 803～809(in Chinese with English abstract).

Zhao Zehui, Guo Zhaojie and Wang Yi. 2007. Geochronological, geochemical charteristics and tectonic implications of the granitoids from Liuyuan area, Beishan, Gansu Province northwest China[J]. Acta Petrological Sinica, 23(8): 1 847～1 860(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

蔡志慧，许志琴，何碧竹，等. 2012. 东天山-北山造山带中大型韧性剪切带属性及形成演化时限与过程[J]. 岩石学报，28(6): 1 875～1 895.

陈列锰，宋谢炎，Danyushensky L V，等. 2009. 金川Ⅰ号岩体橄榄石 Ni-MgO 相互关系及其地质意义[J]. 岩石学报，25(12): 3 369～3 378.

邓宇峰，宋谢炎，周涛发，等. 2012. 新疆东天山黄山东岩体橄榄石成因意义探讨[J]. 岩石学报，28(7): 2 224～2 234.

姜常义，程松林，叶书锋，等. 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[J]. 岩石学报，22(1): 115～126.

姜常义，郭娜欣，夏明哲，等. 2012. 塔里木板块东北部坡一镁铁-超镁铁质层状侵入体岩石成因[J]. 岩石学报，28(7): 2 209～2 223.

李华芹，陈富文，梅玉萍，等. 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[J]. 矿床地质，25(4): 463～469.

李华芹，梅玉萍，曲文俊，等. 2009. 新疆坡北基性-超基性岩带 10 号岩体 SHRIMP U-Pb 和矿石 Re-Os 同位素定年及其意义[J]. 矿床地质，28(5): 633～642.

李　舢，王　涛，童　英，等. 2011. 北山辉铜山泥盆纪钾长花岗岩锆石 U-Pb 年龄、成因及构造意义[J]. 岩石学报，27(10): 3 055～3 070.

凌锦兰，夏明哲，郭娜欣，等. 2011. 新疆北山地区罗东岩体镁铁质-超镁铁质层状岩体岩石成因[J]. 地球化学，40(6): 499～515.

刘艳荣，吕新彪，梅　微，等. 2012. 新疆坡北镁铁-超镁铁杂岩体中橄榄石成分特征及其成因意义[J]. 矿物岩石地球化学通报，31(3): 249～256.

卢荣辉. 2010. 新疆北山地区红石山镁铁质-超镁铁质层状岩体的地球化学特征与岩石成因[D]. 长安大学.

毛启贵，肖文交，韩春明，等. 2010. 北山柳园地区中志留世埃达克质花岗岩类及其地质意义[J]. 岩石学报，26(2): 584～596.

苏本勋，秦克章，孙　赫，等. 2009. 新疆北山地区红石山镁铁-超镁铁岩体的岩石矿物学特征：对同化混染和结晶分异过程的启示[J]. 岩石学报，25(4): 873～887.

苏本勋，秦克章，孙　赫，等. 2010a. 新疆北山地区旋涡岭镁铁-超镁铁岩体年代学、岩石矿物学和地球化学研究[J]. 岩石学报，25(11): 3 283～3 294.

苏本勋，秦克章，唐冬梅，等. 2011. 新疆北山地区坡十镁铁-超镁铁岩体的岩石学特征及其对成矿作用的指示[J]. 岩石学报，27(12): 3 627～3 639.

苏本勋. 2010b. 新疆北山镁铁-超镁铁岩的成岩过程、成矿作用及对东天山-北山构造演化与早二叠世地幔柱的制约[D]. 中国科学院地质与地球物理研究所.

夏明哲，姜常义，钱壮志，等. 2010. 新疆东天山黄山东岩体地球化学特征与岩石成因[J]. 岩石学报，26(8): 2 413～2 430.

夏昭德，王　垚，姜常义，等. 2013. 新疆北山地区旋涡岭镁铁质-超镁铁质层状岩体岩石学与矿物学研究[J]. 地质学报，87(4): 486～497.

夏昭德，夏明哲，王　垚，等. 2012. 塔里木板块东北部笔架山东基性-超基性岩体地球化学特征与岩石成因[J]. 地质科技情报，31(2): 1～8.

肖渊甫，王道永，吴德超，等. 2000. 新疆北山构造带西段地质构造演化[M]. 四川科学出版社和新疆科技卫生出版社，113～139.

颉　炜，宋谢炎，聂晓勇，等. 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[J]. 地学前缘，18(3): 189～200.

徐学义，何世平，王洪亮，等. 2009. 东天山-北山地区成矿地质背景图[M]. 北京：地质出版社.

徐义刚，钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省：地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. 地球化学，30(1): 1～9.

于福生，李金宝，王　涛. 2006. 东天山红柳河地区蛇绿岩 U-Pb 同位素年龄[J]. 地球学报，27(3): 213～216.

张元元，郭召杰. 2008. 甘新交界红柳河蛇绿岩形成和侵位年龄的准确限定及大地构造意义[J]. 岩石学报，24(4): 803～809.

赵泽辉，郭召杰，王　毅，等. 2007. 甘肃北山柳园地区花岗岩类的年代学、地球化学特征及构造意义[J]. 岩石学报，23(8): 1 847～1 860.

www.yskw.ac.cn