

滇西葛中新生代高镁富钾火山岩中橄榄石斑晶及其尖晶石包裹体的岩浆成因动力学意义*

黄小龙 徐义刚 杨启军 陈林丽

HUANG XiaoLong, XU YiGang, YANG QiJun and CHEN LinLi

中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640

Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2006-03-01 收稿, 2006-03-15 改回.

Huang XL, Xu YG, Yang QJ and Chen LL. 2006. Olivine phenocrysts and spinel inclusions in the Wozhong high-Mg and K-rich lavas from the western Yunnan, China: petrogenesis and geodynamic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6):1553-1564

Abstract Cenozoic high-Mg and K-rich lavas from Wozhong, western Yunnan province contain abundant olivine phenocrysts with Fo in mineral cores varying between 94 ~ 75%. As a whole, Fo contents decrease from macrophyric olivines (>1mm) to medium sized olivines (0.3~1mm) and to the small olivines (<0.3mm). All the olivine phenocrysts contain high CaO (>0.1wt%), which is indicative of a magmatic origin. NiO contents decrease with decreasing Fo contents in the phenocrysts, which reflects the fractional differentiation trend in magmas. The origin of these olivine phenocrysts is complex. The disequilibrium between whole rock MgO and Fo contents of the macrophyric and medium olivine cores suggests that they are xenocrysts. The spinel inclusions in olivine phenocrysts have high Cr[#](0.77~0.94), low Al₂O₃ contents (<10%) and low Mg[#] values (0.17~0.65). TiO₂ contents in most of the spinel inclusions are lower than 1.0wt%. This suggests that the majority of olivine phenocrysts were crystallized from arc-type magmas derived from partial melting of metasomatic harzburgite. However, a small number of spinel inclusions are high in TiO₂ (1.36~3.96wt%), which could be related to the Emeishan flood volcanism. Both macrophyric and medium olivine phenocrysts are compositionally zoned with Fo and NiO contents decreasing, MnO and CaO content increasing from core via mantle to rim. The rims of these large phenocrysts are compositionally similar to small olivines. At least two stages of magmatic processes have been involved in the genesis of the Wozhong high-Mg and K-rich lavas. The compositional variation in the core of the macrophyric and medium phenocrysts may have resulted from fractional differentiation of the early highly magnesian magmas which may not be genetically related to the host magmas. In contrast, compositional trends in the rims and the small olivines were likely related to the differentiation of the more evolved host magmas.

Key words Magnesian olivines, Spinel inclusion, High-Mg and K-rich lavas, Western Yunnan

摘要 滇西葛中新生代高镁富钾火山岩富含橄榄石斑晶,其核部 Fo 含量变化较大(94~75%),由大斑晶(>1mm)、中等粒径斑晶(0.3~1mm)至小斑晶(<0.3mm),Fo 含量总体变小;橄榄石斑晶 CaO 含量大于 0.1wt%,随着 Fo 含量的降低,MnO 含量升高,而 NiO 含量降低,并具有明显的岩浆结晶分异趋势,均为岩浆成因,但来源复杂;大斑晶和中等粒径斑晶的核部 Fo 含量明显与全岩 MgO 不平衡,均属于捕虏晶来源。橄榄石斑晶中的尖晶石包裹体高 Cr[#](0.77~0.94)、低 Mg[#](0.17~0.65),具有较低的 Al₂O₃ 含量(<10wt%);尖晶石包裹体的 TiO₂ 含量总体上较低(<1.0wt%),暗示了绝大部分橄榄石属于岛弧型岩浆成因,来源于富集交代的方辉橄榄岩部分熔融岩浆;少量高 TiO₂ 尖晶石包裹体(1.36~3.96wt%)的存在则暗示了部分橄榄石斑晶的形成可能与峨眉山大火成岩省有关。大斑晶和中等粒径斑晶橄榄石均具明显的成分梯度变化,由核部、幔部至边部,其 Fo、NiO 含量降低而 MnO、CaO 含量增大,并且边部成分特征与小斑晶橄榄石相类似,其源区至少存在两次岩浆作用过程,核部成分变化反映的是早期高 Mg[#] 岩浆中的橄榄石结晶分离作用过程,而边部以及小斑晶橄榄石的成分变化则反映了后期喷发岩浆(Mg[#]略低)体系中橄榄石的结晶分离作用过程。

关键词 高镁橄榄石;尖晶石包裹体;高镁富钾火山岩;滇西

中图法分类号 P588.144

* 本文受国家自然科学基金项目(40202009)和国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412603)资助。

第一作者简介:黄小龙,男,1972年生,副研究员,岩石地球化学专业, E-mail: xlhuang@gig.ac.cn

1 引言

滇西地区新生代火山活动强烈,沿哀牢山—金沙江分布着一条颇具规模的富钾岩浆岩带(张玉泉等,1997),众多研究(e.g.,朱炳泉等,1992;张玉泉等,1997;邓万明等,1997,1998; Chung *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 2001; Li *et al.*, 2002)都表明其成岩物质来源于富集地幔源区,但对源区性质及其形成机制一直存在争议。以往的工作已在滇西剑川-马登、海东等地发现存在富含铁镁质斑晶矿物的高镁富钾火山岩(Xu *et al.*, 2001a, 2003),其中云母少见,矿物组合为橄榄石+辉石+长石(钾长石),橄榄石的Fo高达94;这些岩石同藏北钾玄岩相比,明显高镁,而与富碱斑岩相比,后者更加演化;因此它们有可能代表了原始岩浆,对其深入研究对理解地幔活动过程具有重要指示意义。在马登、海东等地的高镁富钾火山岩中存在的大量橄榄石斑晶是造成其高

MgO 特征的重要原因(Xu *et al.*, 2003),因此,有关橄榄石斑晶的成因探讨是了解这类高镁富钾火山岩的岩浆演化过程及其动力学机制的重要环节;而橄榄石斑晶中的包裹体将为探讨橄榄石斑晶的成因、来源提供制约。本文将详细研究宾川蒿中富钾高镁火山岩中橄榄石斑晶及其尖晶石包裹体的成分特征及成因来源,从而为探讨这类高镁富钾火山岩的源区性质及岩浆演化机制提供信息。

2 区域地质及岩石特征

从大理控色向东延伸至宾川大营街、向南延伸到弥渡的区域范围内,新生代火山活动较为强烈,多呈分散状的中心式喷发广布全区(图1)。这些岩浆活动均与洱海深(大)断裂东侧次级断裂密切相关,沿喜山期构造裂隙侵入、溢出或喷发,形成数量多、分布广、规模小的岩脉、岩筒等(图1)。

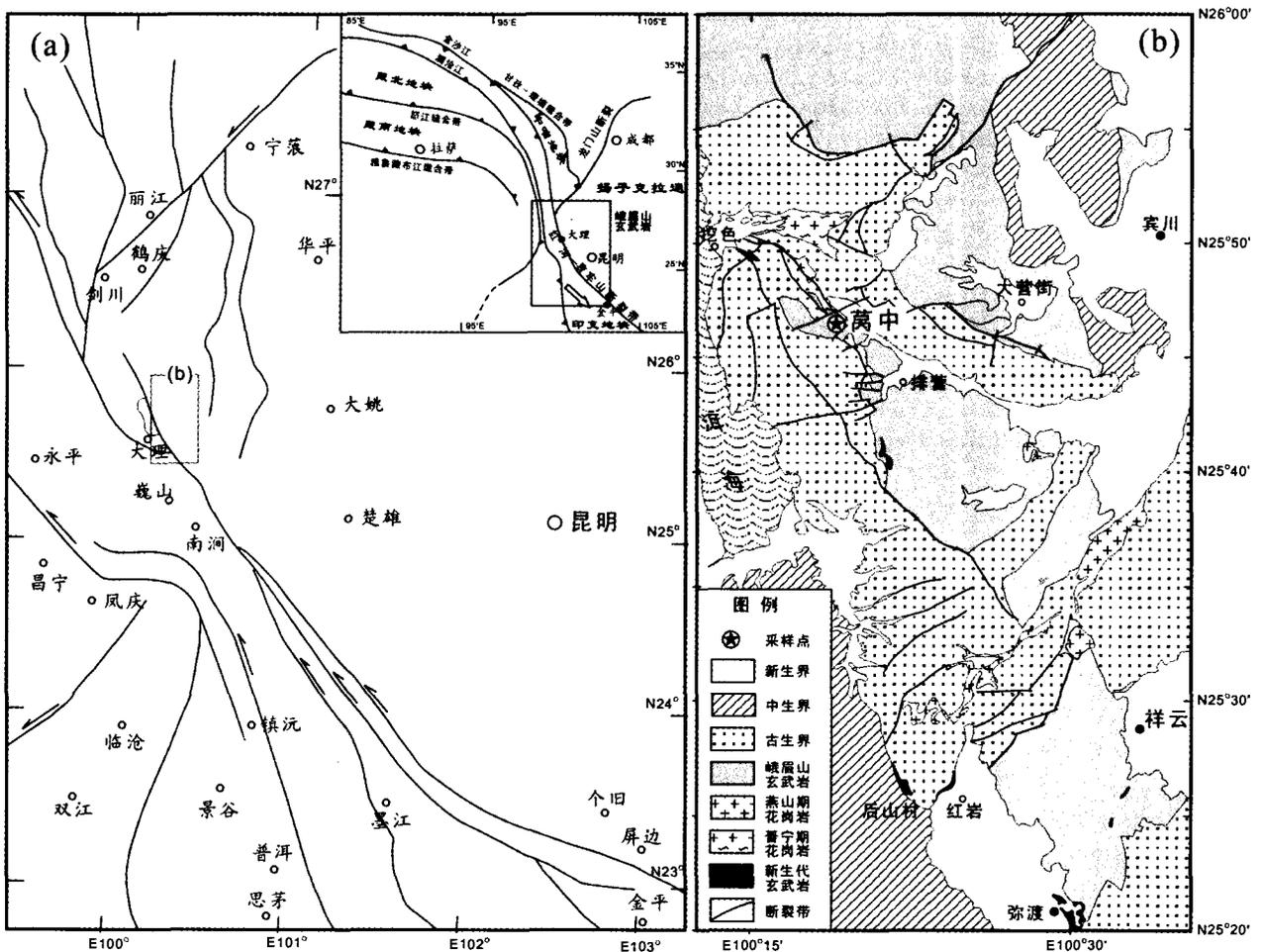


图1 滇西大理海东地区地质简图及采样点

据钱祥贵等(2000)、Xu *et al.* (2003)和大理幅1:20万地质图改编

Fig. 1 Simplified geological map of eastern Dali at the western Yunnan and location of sampling area

本文研究的样品采自宾川腾冲南西龙王庙附近的新生代富橄榄石斑晶的火山岩新鲜露头,前人称之为龙王庙等色岩体(e.g., 大营街幅1:5万地质图,1993),地表近等轴浑圆形,面积0.12km²(图1)。等色岩属于侵入相的透辉正长岩系列,但其野外呈岩筒状穿插于二叠纪峨眉山玄武岩中,所采样品的显微镜下观察为明显斑状结构,基质细小而斑晶较大,应为火山岩-次火山岩相的特征(图2);样品的斑晶约占10~30%,组成变化较大,部分样品以橄榄石为主(约60~80%)(图2a),其次为单斜辉石(约20~40%),而部分样品则以单斜辉石为主(图2b);另有少量金云母斑晶,绝大部分已暗化(磁铁矿化),但在部分样品中可见核部残存;基质主要由单斜辉石、碱性长石微晶(径长小于0.05mm)和钛磁铁矿组成,在不规则排列的细条状碱性长石晶体间隙中充填粒状自形-半自形的单斜辉石和它形磁铁矿(图2b)。腾冲高镁富钾火山岩的全岩SiO₂含量为49.10~52.96,MgO含量为

11.71~21.82wt%,K₂O含量为3.85~5.23wt%,K₂O/Na₂O比值为2.83~3.58(表1),应属高铁、超钾质的粗玄武岩系列。对全岩基质进行激光Ar-Ar定年所得结果为35.5±0.1Ma,明显早于前人由全岩Rb-Sr同位素测定所得结果(26.4Ma;大营街幅1:5万地质图,1993),也略高于由全岩K-Ar法所得的年龄结果(32.9±0.5Ma;张玉泉等,1997)。

3 矿物成分

对腾冲高镁富钾火山岩中的斑晶矿物橄榄石及其中的尖晶石包裹体进行了详细的矿物成分分析,由中科院广州地球化学研究所JOEL JXA8100型电子探针仪测定,测试条件:加速电压15kV,探针电流30nA,束斑直径1~2μm,各元素分析时间为10s(橄榄石的Ca元素为30s),ZAF修正法。

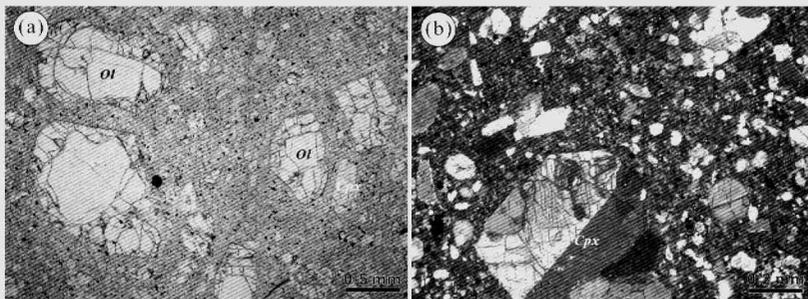


图2 腾冲高镁富钾火山岩的显微镜下特征

(a)以Ol为主要斑晶的斑状结构,单偏光;(b)自形Cpx大斑晶的双晶结构和细粒基质特征,正交偏光;

Fig.2 Thin sections of the Wozhong K-rich lavas

表1 腾冲高镁富钾火山岩全岩主量元素成分

Table 1 Major element data of the Wozhong K-rich lavas

样 品	BWZ-1	BWZ-2	BWZ-3	BWZ-4	BWZ-5	BWZ-6	BWZ-7	BWZ-8	BWZ-9	BWZ-10
SiO ₂	50.20	51.20	51.24	49.10	52.70	50.87	52.96	50.53	52.78	52.62
TiO ₂	0.51	0.55	0.54	0.46	0.62	0.53	0.61	0.58	0.62	0.62
Al ₂ O ₃	9.18	10.07	10.00	8.12	11.52	9.89	11.59	9.68	11.42	11.36
Fe ₂ O ₃	8.06	7.86	7.91	8.42	7.91	7.87	7.68	7.94	8.02	8.01
MnO	0.13	0.13	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14	0.14
MgO	18.43	16.33	16.16	21.82	11.71	16.22	11.71	15.12	11.84	11.90
CaO	5.89	6.01	6.20	5.52	6.76	6.11	7.10	7.83	7.04	6.93
Na ₂ O	1.31	1.37	1.36	0.99	1.65	1.46	1.76	1.44	1.56	1.67
K ₂ O	4.43	4.91	4.73	3.85	5.23	4.95	4.97	4.59	5.10	5.08
P ₂ O ₅	0.42	0.45	0.45	0.37	0.43	0.45	0.45	0.43	0.44	0.44
烧失量	0.98	0.66	0.69	0.95	0.36	0.59	0.48	0.81	0.28	0.56
总 量	99.54	99.54	99.42	99.75	99.03	99.05	99.43	99.07	99.24	99.11
K ₂ O/Na ₂ O	3.37	3.58	3.48	3.87	3.18	3.40	2.83	3.19	3.27	3.05

注:由台湾大学理学院地质科学系采用XRF方法分析

3.1 橄榄石

莪中高镁富钾火山岩中的橄榄石斑晶存在形式多样,少量为它形大斑晶,绝大部分为自形斑晶,最大径长可达7mm,但主要范围为0.3~3mm,按粒径、自形程度可以分为四类:它形大斑晶(>1mm)、自形大斑晶(>1mm)、自形中等粒径斑晶(0.3~1mm)、自形小斑晶(0.1~0.3mm)。莪中高镁富钾火山岩的橄榄石斑晶成分变化复杂(代表性分析结果见表

2)。它形大斑晶的核部Mg含量较高($Fe_{91.7-93.2}$),但具有较高的CaO含量(0.16~0.22wt%;图3),明显不同于由火山岩(金伯利岩或碱性玄武岩)携带至地表的地幔橄榄岩包体以及造山作用成因橄榄岩中的橄榄石成分(CaO含量一般小于0.1wt%;Thompson & Gibson, 2000),而相似于苦橄岩、科马提岩以及玻镁安山岩等的橄榄石斑晶(Larsen & Pedersen, 2000; Thompson & Gibson, 2000; Krishnamurthy *et al.*, 2000);另外,它形大斑晶核部还具有较高的NiO(0.37~

表2 莪中高镁富钾火山岩橄榄石斑晶代表性电子探针分析结果

Table 2 Representative EPMA results of Olivine phenocrysts in the Wozhong K-rich lavas

分析点	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	总量	Fo%
它形大斑晶													
01-11C	40.95	0.01	0.01	0.09	8.11	0.16	50.02	0.17	0.00	0.01	0.37	99.89	91.7
01-12R	40.38	0.04	0.02	0.00	10.28	0.16	47.93	0.22	0.02	0.00	0.34	99.39	89.3
05-14C	41.49	0.03	0.04	0.05	6.78	0.08	51.54	0.16	0.02	0.01	0.50	100.69	93.2
05-16R	38.36	0.00	0.02	0.00	20.78	0.59	39.81	0.73	0.02	0.01	0.08	100.40	77.4
09-16C	41.06	0.00	0.01	0.01	7.39	0.04	50.83	0.22	0.01	0.00	0.40	99.97	92.5
09-18R	38.74	0.00	0.00	0.01	19.03	0.47	41.42	0.59	0.02	0.00	0.10	100.38	79.5
自形大斑晶													
01-09C	40.86	0.00	0.00	0.05	6.77	0.11	51.33	0.18	0.02	0.00	0.42	99.73	93.1
01-10R	39.59	0.02	0.03	0.03	11.17	0.26	46.87	0.32	0.00	0.00	0.29	98.58	88.2
03-10C	41.00	0.01	0.03	0.06	7.31	0.11	51.00	0.18	0.01	0.00	0.38	100.08	92.6
03-11R	39.81	0.00	0.00	0.00	13.17	0.40	46.78	0.36	0.00	0.01	0.22	100.75	86.4
04-04C	40.77	0.00	0.00	0.05	8.10	0.12	50.01	0.18	0.03	0.01	0.42	99.69	91.7
04-05R	39.18	0.01	0.00	0.00	14.54	0.44	45.40	0.41	0.02	0.01	0.15	100.15	84.8
07-46C	41.44	0.00	0.03	0.01	7.40	0.06	50.69	0.17	0.00	0.02	0.41	100.23	92.4
07-47R	39.41	0.00	0.01	0.02	14.14	0.26	45.75	0.28	0.03	0.01	0.29	100.22	85.2
10-20C	40.97	0.00	0.01	0.09	8.22	0.04	50.76	0.34	0.01	0.02	0.30	100.76	91.7
10-21R	38.65	0.02	0.01	0.02	20.14	0.51	40.96	0.53	0.01	0.04	0.10	100.98	78.4
自形中等斑晶													
01-15C	40.41	0.02	0.01	0.01	9.02	0.12	49.62	0.21	0.01	0.01	0.43	99.87	90.8
01-16R	39.85	0.01	0.00	0.02	13.08	0.28	45.51	0.43	0.02	0.00	0.22	99.42	86.1
05-17C	40.79	0.00	0.04	0.13	7.23	0.08	51.06	0.23	0.03	0.02	0.40	100.00	92.6
05-18R	38.08	0.00	0.01	0.04	21.43	0.58	39.62	0.46	0.03	0.01	0.07	100.31	76.7
06-06C	40.56	0.02	0.02	0.07	9.76	0.09	49.22	0.30	0.03	0.01	0.41	100.48	90.0
06-07R	39.68	0.03	0.01	0.03	12.28	0.27	47.29	0.38	0.04	0.02	0.27	100.27	87.3
07-51C	41.00	0.01	0.03	0.05	6.62	0.11	51.30	0.14	0.02	0.00	0.34	99.63	93.2
07-54R	39.39	0.02	0.00	0.00	16.19	0.42	43.68	0.25	0.02	0.01	0.15	100.12	82.8
08-45C	40.94	0.00	0.04	0.01	7.99	0.10	49.88	0.20	0.00	0.00	0.36	99.52	91.8
08-47R	40.01	0.02	0.03	0.00	12.82	0.28	47.06	0.26	0.01	0.00	0.31	100.78	86.8
自形小斑晶													
01-14C	40.27	0.00	0.00	0.04	12.19	0.29	47.13	0.22	0.01	0.00	0.31	100.46	87.3
02-10C	40.38	0.00	0.02	0.00	10.31	0.18	48.27	0.15	0.00	0.00	0.36	99.68	89.3
03-18C	39.64	0.00	0.03	0.02	14.45	0.49	44.65	0.36	0.01	0.01	0.13	99.80	84.6
05-28C	38.62	0.02	0.00	0.13	20.86	0.55	39.71	0.41	0.00	0.00	0.14	100.43	77.2
06-20C	40.18	0.00	0.01	0.00	13.12	0.32	45.30	0.45	0.01	0.00	0.20	99.59	86.0
07-38C	40.40	0.00	0.00	0.01	10.64	0.16	47.71	0.13	0.00	0.00	0.28	99.33	88.9
08-64C	39.81	0.02	0.00	0.00	13.25	0.26	46.25	0.28	0.05	0.01	0.21	100.14	86.2
09-22C	38.37	0.03	0.01	0.05	21.16	0.44	39.22	0.53	0.01	0.03	0.07	99.91	76.8
10-10C	39.35	0.00	0.02	0.02	17.58	0.42	42.35	0.35	0.02	0.00	0.17	100.29	81.1

注:“C”-核部,“R”-边部;“0.00”表示含量低于检测限;

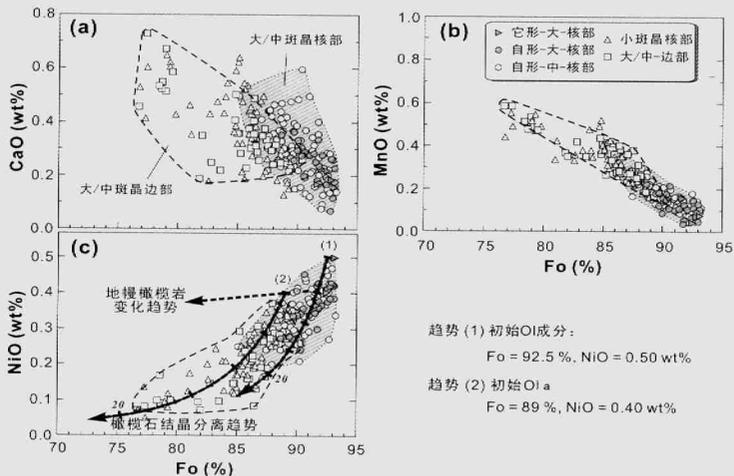


图3 万中高镁富钾火山岩中橄榄石斑晶成分变化

地幔橄榄岩变化趋势据 Sato (1977); 橄榄石的结晶分离趋势模拟计算中采用了橄榄石与熔体间的分配系数 $K^{Ni-Mg} = 0.30$ 和 $K^{Ni-Mn} = 0.23$ (Sato, 1977), 并设定初始熔体 $FeO = 8.03$ wt%; 结晶分离曲线上的刻度间隔均为 5%; 总共约 200 个分析点 (未包括 OI 的线剖面分析点和尖晶石包裹体相邻 OI 分析点), 代表性结果列于表 2。

Fig. 3. Chemical variations of olivine phenocrysts in the Wozhong K-rich lavas

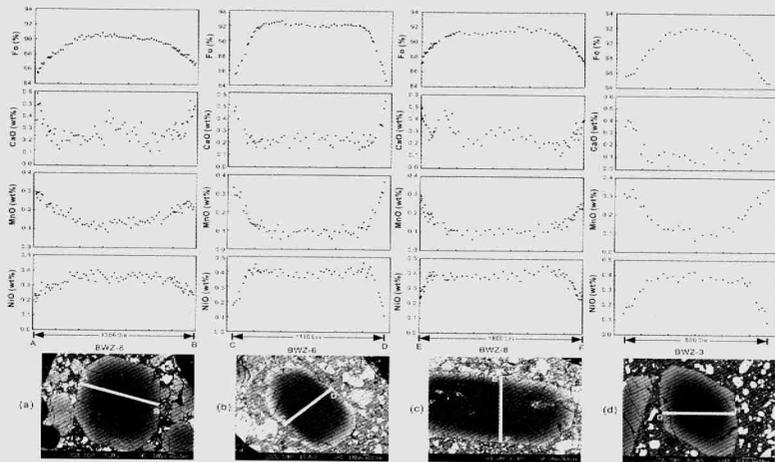


图4 万中高镁富钾火山岩中橄榄石斑晶的剖面成分变化

Fig. 4. Compositional sections of olivine phenocrysts in the Wozhong K-rich lavas

0.50wt%) 和相对较低的 MnO 含量 (0.04 ~ 0.16wt%) (图 3)。自形大斑晶的成分变化也类似于它形大斑晶,但具有更宽的成分范围,其核部 MgO 含量较高 (Fo_{88.6-93.2}), CaO 含量变化范围为 0.07 ~ 0.36wt% (仅一个分析点的 CaO 含量低于 0.1wt%)。自形中等粒径斑晶的核部具有较宽的成分范围 (Fo = 85.1 ~ 93.2%、CaO = 0.08 ~ 0.60wt%、NiO = 0.20 ~ 0.48wt%、MnO = 0.05 ~ 0.38wt%)。自形小斑晶橄榄石 (Fo_{76.8-89.4}) 类似于大斑晶和中等粒径斑晶的边缘成分 (图 3), 具有较高的 CaO (0.13 ~ 0.65wt%)、MnO 含量 (0.16 ~ 0.55wt%) 和较低的 NiO 含量 (0.05 ~ 0.36wt%) (图 3)。

总体上, 离中高镁富钾火山岩的各类橄榄石斑晶核部及边部的 CaO、MnO 含量都随着 Fo 含量的降低而升高, 而 NiO 含量则随着 Fo 含量的降低而降低 (图 3); 在 Fo-NiO 图解上 (图 3c), 橄榄石斑晶的核部成分从它/自形大斑晶、自形中等粒径斑晶至自形小斑晶构成连续的变化趋势, 与苦橄岩以及苦橄质玄武岩中的橄榄石斑晶的结晶分离变化趋势 (Krishnamurthy *et al.*, 2000) 相一致, 明显偏离地幔橄榄岩的变化趋势 (Sato, 1977)。

它形大斑晶从核部到幔部, 其成分基本不变化, 但到边缘含量变化明显, 在边部相对较窄的范围内 (约 100 μ m),

Fo 和 NiO 含量锐减, 而 MnO、CaO 含量则明显增大。自形大斑晶从核部到边部的成分变化有两类, 与斑晶的核部 Fo 含量密切相关: 核部 Fo 含量相对较低的斑晶 (如 Fo \approx 90%), Fo 和 NiO 含量逐渐降低, 而 MnO、CaO 含量则逐渐升高 (图 4a); 核部 Fo 含量高的斑晶 (如 Fo \approx 93%) 类似于它形大斑晶的成分变化, 即从核部到幔部, 其成分基本不变化, 但在边部相对较窄的范围内, Fo 和 NiO 含量锐减, 而 MnO、CaO 含量则明显增大 (图 4b); 核部 Fo 含量为 91 ~ 92% 的斑晶从核部-幔部-边部的成分变化则介于两者之间 (图 4c)。自形中等粒径斑晶从核部到边部的成分变化与自形大斑晶相类似 (图 4d), 亦与其核部 Fo 含量高低密切相关。

3.2 尖晶石

在离中高镁富钾火山岩中, 橄榄石斑晶普遍含有细粒自形至半自形的尖晶石包裹体, 粒径主要为 10 ~ 50 μ m。尖晶石包裹体的成分变化较大 (代表性分析结果见表 3), 具有较低的 Al₂O₃ 含量 (< 10wt%), 其端员组成以铬铁矿组份 (38.9 ~ 81.1%) 和磁铁矿组份 (5.5 ~ 50.3%) 为主, 而尖晶石组份相对较低 (5.1 ~ 20.3%), 含少量钛铁晶石 (Ulvöspinel) 组份

表 3 滇西离中高镁富钾火山岩橄榄石斑晶的尖晶石包裹体代表性电子探针分析结果

Table 3 Representative EPMA results of Sp inclusions of olivine phenocrysts in the Wozhong K-rich lavas

分析点	02 ~ 27	07 ~ 5	01 ~ 7	01 ~ 3	04 ~ 23	07 ~ 52	05 ~ 17	06 ~ 25	09 ~ 15	09 ~ 17	06 ~ 8	06 ~ 9	04 ~ 15
寄主 Ol	大	大	大	中	中	中	小	小	小	大	大	中	小
Fo (%)	92.55	91.78	93.15	89.04	91.74	93.25	82.00	88.32	84.51	92.46	89.99	89.71	87.13
Cr ₂ O ₃	57.96	56.00	58.70	54.27	56.56	57.56	52.33	54.78	55.11	41.50	43.49	43.41	33.35
Al ₂ O ₃	5.65	7.61	5.64	6.26	6.66	7.51	6.33	6.77	7.28	9.71	5.81	6.64	4.33
TiO ₂	0.24	0.30	0.26	0.56	0.38	0.22	0.33	0.36	0.30	3.96	3.20	1.45	2.29
FeO	20.67	22.56	22.37	26.96	22.92	22.46	32.38	27.58	26.27	34.82	32.57	34.10	47.79
MgO	12.99	10.68	10.59	9.95	12.12	9.86	6.11	9.21	8.64	8.01	10.33	10.70	7.81
MnO	0.38	0.41	0.34	0.43	0.40	0.36	0.68	0.55	0.53	0.44	0.40	0.55	0.66
NiO	0.12	0.11	0.13	0.14	0.12	0.10	0.07	0.11	0.08	0.25	0.27	0.23	0.14
总量	98.00	97.68	98.03	98.56	99.16	98.06	98.23	99.37	98.21	98.69	96.06	97.07	96.37
以 4 个氧为基准计算的阳离子数													
Cr ³⁺	1.530	1.496	1.577	1.452	1.480	1.542	1.443	1.459	1.488	1.106	1.187	1.164	0.924
Al ³⁺	0.223	0.303	0.226	0.250	0.260	0.300	0.260	0.269	0.293	0.386	0.236	0.266	0.179
Ti ⁴⁺	0.006	0.008	0.007	0.014	0.009	0.006	0.009	0.009	0.008	0.101	0.083	0.037	0.060
Fe ³⁺	0.233	0.184	0.184	0.268	0.239	0.150	0.277	0.251	0.201	0.305	0.409	0.495	0.774
Fe ²⁺	0.345	0.454	0.453	0.496	0.396	0.487	0.669	0.527	0.550	0.678	0.532	0.474	0.628
Mg ²⁺	0.647	0.538	0.537	0.502	0.599	0.498	0.318	0.463	0.440	0.403	0.532	0.541	0.408
Mn ²⁺	0.011	0.012	0.010	0.012	0.011	0.010	0.020	0.016	0.015	0.012	0.012	0.016	0.020
Ni ²⁺	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.007	0.008	0.006	0.004
Mg [#]	0.652	0.542	0.542	0.503	0.602	0.506	0.322	0.468	0.444	0.373	0.500	0.533	0.394
Cr [#]	0.873	0.832	0.875	0.853	0.851	0.837	0.847	0.844	0.835	0.741	0.834	0.814	0.838
Spinel	11.2	15.2	11.3	12.6	13.1	15.0	13.1	13.5	14.7	20.3	12.3	13.6	9.2
Magnetite	11.7	9.2	9.2	13.5	12.0	7.5	13.9	12.6	10.1	16.1	21.4	25.2	40.0
Ulvöspinel	0.3	0.4	0.4	0.7	0.5	0.3	0.5	0.5	0.4	5.3	4.3	1.9	3.1
Chromite	76.8	75.1	79.1	73.2	74.5	77.2	72.6	73.4	74.8	58.3	62.0	59.3	47.7

注: 大、中、小表示尖晶石包裹体的寄主橄榄石粒径相对大小, Fo 为与尖晶石包裹体相邻区域的橄榄石组成; 根据电价平衡原理计算 Fe²⁺、Fe³⁺ (Droop, 1987); 端员组成-尖晶石 (Spinel)、铬铁矿 (Chromite)、磁铁矿 (Magnetite) 和钛铁晶石 (Ulvöspinel)

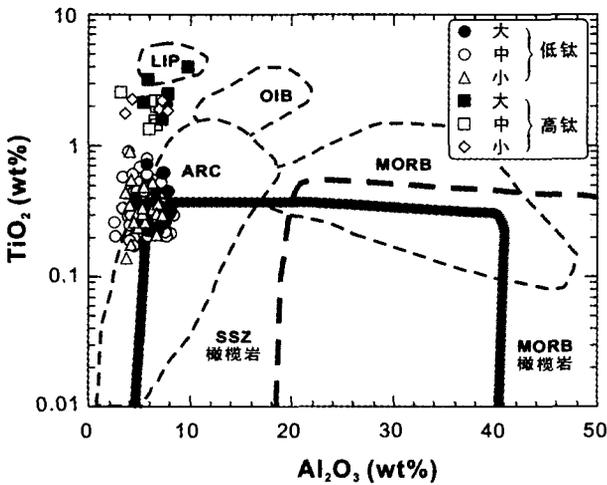


图5 侏中高镁富钾火山岩中橄榄石斑晶中的尖晶石 Al_2O_3 - TiO_2 图解

各类火山岩 (ARC、LIP、OIB、MORB) 和橄榄岩中橄榄石的尖晶石包裹体范围据 Kamenetsky *et al.* (2001); 大、中、小表示尖晶石包裹体的寄主橄榄石粒径相对大小。总共约 150 个分析点, 代表性结果列于表 3

Fig. 5 Al_2O_3 vs TiO_2 of spinel inclusions in olivine phenocrysts from the Wozhong K-rich lavas

(0.2~5.3%)。总体上, 侏中尖晶石表现为高 $Cr^{\#}$ ($Cr/(Cr+Al) = 0.74 \sim 0.94$)、低 $Mg^{\#}$ ($Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.17 \sim 0.65$) 的特征, 绝大部分具有较低的 TiO_2 含量 ($< 1.0wt\%$), 但少量的尖晶石具有明显较高的 TiO_2 含量 (1.36~3.96wt%) (图 5a; 表 3)。另外, 尖晶石包裹体的成分特征与寄主橄榄石晶体大小无相关关系, 小斑晶、中等粒径斑晶以及大斑晶橄榄石中的尖晶石成分均具有相似的成分特征 (图 5)。

4 讨论

与马登、海东等地的高镁富钾火山岩 (Xu *et al.*, 2003) 相类似, 侏中高镁富钾火山岩的大橄榄石斑晶及部分中等粒径的橄榄石斑晶也具有非常高的 Fo 含量 (表 2, 图 3), 有些甚至高于世界范围内的钾质岩及超钾岩中的橄榄石 (Fo_{90-91} , e.g., Barton & Bergen, 1981; Di Battistini *et al.*, 1998)。高镁橄榄石可以是直接通过岩浆结晶形成的斑晶 (Echeverria & Aitken, 1986), 也可以是外来的捕虏晶 (Révillon *et al.*, 1999), 包括地幔橄榄岩来源的橄榄石 (Zhang, 2005) 和早先未喷发岩浆中的橄榄石斑晶 (Francis, 1985; Thompson & Gibson, 2000)。大部分岩浆成因的高镁橄榄石可能与异常地幔及其熔融事件有关, 如在古老克拉通地区喷发的金伯利岩中的橄榄石斑晶 (Mitchell, 1986)、科马提岩中的橄榄石斑晶 (Echeverria & Aitken, 1986; Nisbet *et al.*, 1993) 或苦橄岩中的橄榄石斑晶 (Gurenko *et al.*, 1996; Révillon *et al.*,

1999; Thompson & Gibson, 2000) 均具有非常高的 Fo 含量; 另外, 由于富含挥发份或高氧逸度, 部分岛弧火山岩如玻安岩、钾玄质火山岩或钙碱性火山岩等也可形成高镁橄榄石 (Barton & Bergen, 1981; Walker & Cameron, 1983; Kamenetsky *et al.*, 1995; Di Battistini *et al.*, 1998)。地幔橄榄岩来源的橄榄石捕虏晶常为岩浆在源区或上升过程中从地幔岩石圈捕获的岩石碎块, 可以反映岩浆喷发时的岩石圈地幔成分特点 (Zhang, 2005)。因此, 对侏中高镁富钾火山岩中橄榄石斑晶的成因探讨将有助于了解其岩浆源区、演化过程及其动力学机制。

4.1 橄榄石斑晶的成因及其源区性质

橄榄石与岩浆熔体之间的 Fe-Mg 分配系数常用来探讨橄榄石斑晶是否与全岩 $Mg^{\#}$ 值平衡 (Nisbet *et al.*, 1993; Larsen & Pedersen, 2000; Thompson & Gibson, 2000)。一系列未经明显结晶分异或堆晶作用的岩浆, 结晶的橄榄石成分与全岩 $Mg^{\#}$ (或 MgO) 将构成平衡曲线, 从初始岩浆平衡结晶的最富镁的橄榄石应落于平衡曲线范围内, 而从演化岩浆中结晶的橄榄石落于平衡曲线之下, 捕虏晶来源的橄榄石可以在平衡曲线之上, 也可能在平衡曲线之下, 具体决定于其源区性质 (Révillon *et al.*, 1999)。侏中橄榄石的 Fo 含量与其全岩 MgO 含量以及 $Mg^{\#}$ 并没有相关关系, 如高 MgO 的样品与相对较低 MgO 的样品中的橄榄石斑晶均具有相似的 Fo 含量 (图 6a); 对于 MgO 含量低于 12wt% 的样品 (BWZ-5, -7, -9, -10), 它形、自形橄榄石大斑晶以及部分自形中粒斑晶的核部 Fo 含量明显高于全岩成分的平衡曲线 (图 6a)。因此, 侏中的高镁橄榄石斑晶 Fo 含量与全岩 $Mg^{\#}$ 并不平衡, 应属捕虏晶来源。侏中部分全岩 MgO 含量在 18wt% 以上的样品 (如 BWZ-1, -4), 其高镁橄榄石斑晶核部成分虽然落于平衡曲线或平衡曲线之下 (图 6a), 但这是由于较大比例 (~20%) 的高镁橄榄石捕虏晶加入而导致全岩 MgO 含量的增大, 类似于堆晶作用过程, 并不表明这些橄榄石斑晶是结晶于全岩平衡熔体。经过橄榄石斑晶扣除后所得的平衡曲线 (图 6b) 清楚地表明侏中的高镁橄榄石 (大斑晶和中粒斑晶橄榄石) 均非全岩平衡熔体的结晶产物; 同样, 大橄榄石斑晶和部分中等粒径的橄榄石斑晶在边部均具有成分骤变也表明这些橄榄石斑晶的核部成分明显与熔体不平衡。因此, 侏中的高镁橄榄石并非喷发岩浆平衡结晶形成的, 而是捕虏晶来源。另外, 侏中各样品中最富镁的自形小斑晶橄榄石均落于平衡曲线范围内或之下 (图 6b), 暗示了这些自形小斑晶橄榄石源于全岩平衡熔体的结晶分异。

岩浆成因的橄榄石斑晶与地幔橄榄岩来源的橄榄石捕虏晶在化学成分上具有明显差异, 如前者的 CaO 含量明显高于后者 (Francis, 1985; Gurenko *et al.*, 1996; Thompson & Gibson, 2000), 而地幔橄榄岩来源的橄榄石捕虏晶 CaO 含量基本上小于 0.1wt% (Gurenko *et al.*, 1996; Thompson & Gibson, 2000; Hirano *et al.*, 2004), 这是因为橄榄石的 CaO

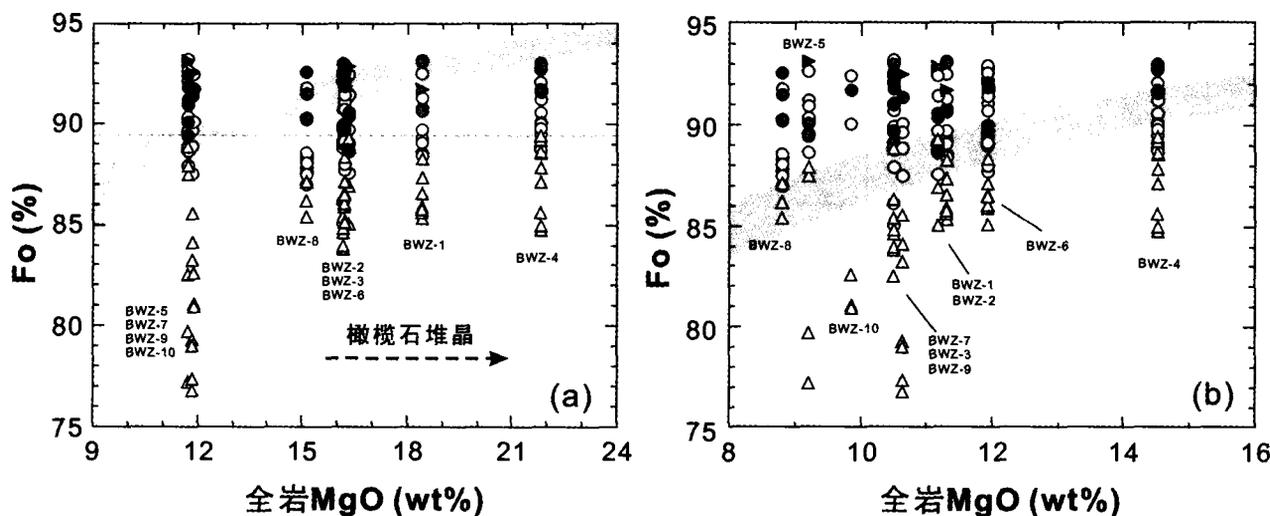


图6 莒中高镁富钾火山岩中橄榄石 Fo 与全岩 MgO 协变图

阴影区域为与全岩 MgO 含量平衡的橄榄石成分范围：(a) 实际全岩 MgO 含量(表1)；(b) 全岩扣除橄榄石斑晶后的 MgO 含量(表4)。橄榄石与熔体间的 Fe-Mg 分配系数数据 Ulmer (1989)，采用的压力范围为 10~35kbar；图例同图3

Fig. 6 Fo in olivine phenocrysts and corresponding whole rock MgO contents in the Wozhong K-rich lavas

表4 莒中高镁富钾火山岩经橄榄石斑晶扣除后的全岩主量元素组成

Table 4 Major element contents of the Wozhong K-rich lavas after subtraction of olivine phenocrysts

样品	橄榄石	BWZ-1	BWZ-2	BWZ-3	BWZ-4	BWZ-5	BWZ-6	BWZ-7	BWZ-8	BWZ-9	BWZ-10
橄榄石(%)		18%	13%	14%	20%	6%	11%	3%	15%	3%	5%
SiO ₂	40.94	52.23	52.73	52.92	51.14	53.45	52.09	53.33	52.22	53.14	53.24
TiO ₂	0.01	0.62	0.63	0.63	0.58	0.66	0.59	0.63	0.68	0.64	0.65
Al ₂ O ₃	0.03	11.19	11.57	11.63	10.15	12.25	11.10	11.95	11.38	11.78	11.95
FeO	7.13	7.27	7.06	7.11	7.68	7.11	7.07	6.89	7.14	7.21	7.20
MnO	0.10	0.14	0.13	0.13	0.15	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14
MgO	50.92	11.30	11.16	10.50	14.54	9.21	11.93	10.50	8.80	10.63	9.84
CaO	0.22	7.13	6.88	7.17	6.85	7.18	6.83	7.31	9.17	7.26	7.29
Na ₂ O	0.02	1.60	1.57	1.58	1.24	1.75	1.63	1.81	1.69	1.61	1.75
K ₂ O	0.01	5.40	5.65	5.50	4.80	5.57	5.56	5.12	5.40	5.26	5.35
P ₂ O ₅		0.51	0.51	0.52	0.46	0.46	0.51	0.46	0.50	0.45	0.46

含量与结晶压力、温度及氧逸度没有直接关系，而主要受到岩浆熔体的 CaO、FeO 含量的控制(Jurewicz & Watson, 1988; Libourel, 1999)，地幔橄榄岩因其低 CaO 含量和高 Mg[#] 而使得其橄榄石的 CaO 含量非常低。莒中玄武岩的橄榄石斑晶的 CaO 含量绝大部分在 0.1wt% 以上(图3)，应排除地幔橄榄岩来源的可能性；橄榄石斑晶中的 CaO、MnO、NiO 含量与 Fo 之间的相关关系(图3)也暗示了其由岩浆结晶形成，其中 NiO 含量随着 Fo 含量的降低而降低，明显偏离地幔橄榄岩的变化趋势，符合岩浆结晶分异的变化趋势(图3c)(Sato, 1977)。另外，在地幔橄榄岩中，尖晶石包裹体的 Cr[#] 随橄榄石主晶的 Fo 含量增加而迅速增大，构成 Ol-Sp 地幔系列

(OSMA)(Arai, 1994)，莒中高镁富钾火山岩中的尖晶石包裹体与橄榄石寄主晶相邻区域的 Fo 成分构成的变化趋势明显偏离 OSMA(图7a)，也表明这些橄榄石斑晶由岩浆结晶形成，而非地幔橄榄岩来源。因此，莒中的高镁橄榄石可能是早期原始岩浆结晶的橄榄石斑晶，也可能来源于早期的其它热事件中结晶形成的橄榄石斑晶。

尖晶石广泛存在于基性、超基性岩中，其成分受控于岩浆成分、氧逸度、结晶温度、冷却速率以及形成压力等因素(Kamenetsky *et al.*, 2001)，可以为揭示火山岩的岩石成因提供重要约束。总体上，莒中尖晶石包裹体的 Mg[#] 与寄主橄榄石相邻区域的 Fo 含量具有明显的正相关关系(图7b)，Fe²⁺

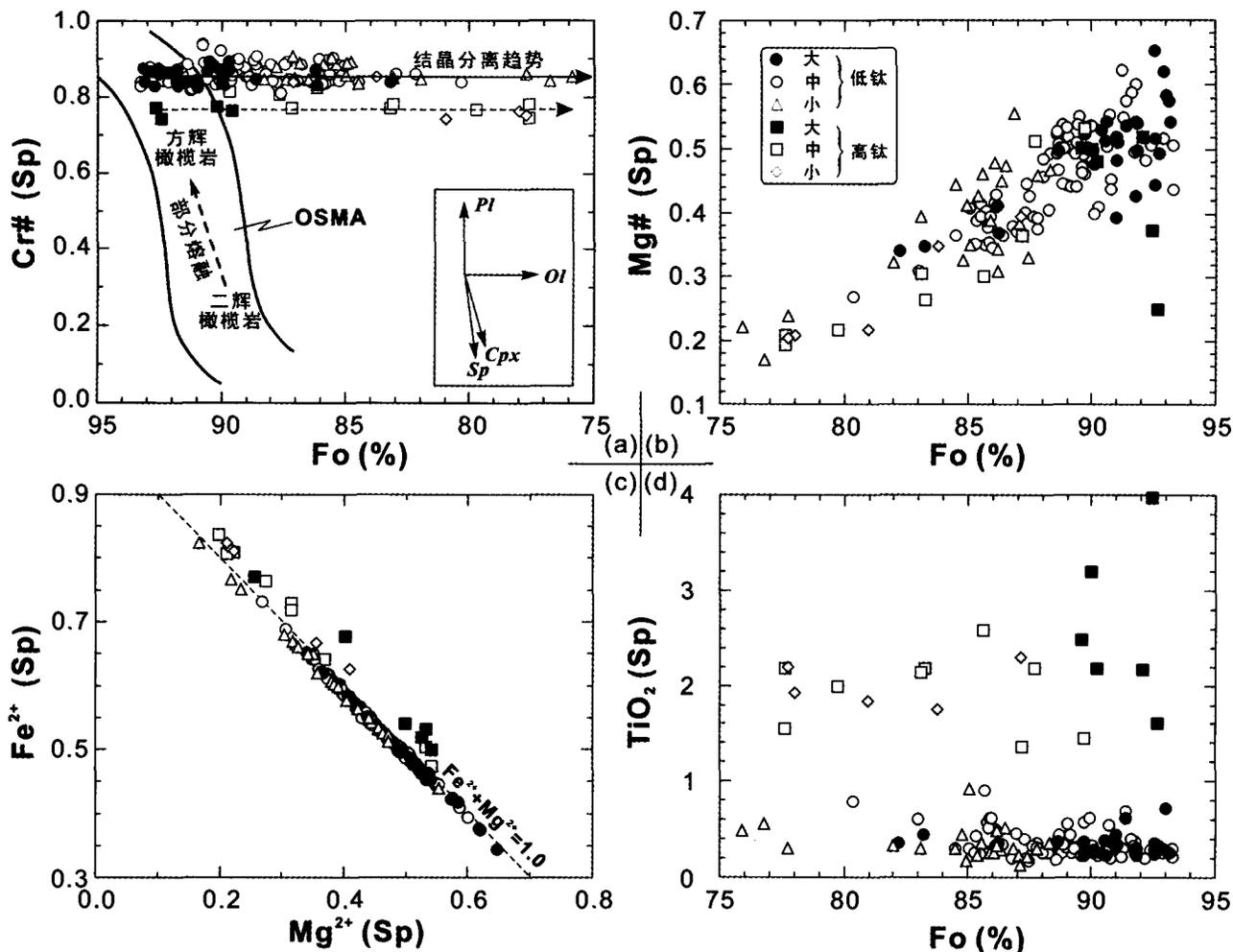


图7 高镁富钾火山岩中橄榄石斑晶与尖晶石包裹体成分关系

橄榄石 Fo 含量均为尖晶石包裹体相邻区域分析所得; OSMA 为 Ol-Sp 的地幔系列 (Arai, 1994); Pl、Ol、Cpx、Sp 结晶分离趋势据 Smith & Leeman (2005); Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 为尖晶石中以 4 个氧为基准计算的阳离子数

Fig.7 Compositions of the spinel inclusions and host olivine phenocrysts in the Wozhong K-rich lavas

与 Mg 呈非常好的负相关关系 (图 7c); 另外, 部分尖晶石包裹体分布于橄榄石斑晶的幔部, 其相邻区域的 Fo 含量因橄榄石与熔体间的扩散再平衡而明显降低, 但尖晶石的 Mg^{2+} 与 Fo 仍呈正相关关系 (图 7b); 以上特征表明这些尖晶石包裹体与寄主橄榄石已发生了 Fe-Mg 再平衡作用, 因此本文无法采用尖晶石的成分进行岩浆氧逸度及结晶温度、压力等参数的制约。由于 Cr、Al、Ti 在橄榄石中的扩散速度非常低, 尖晶石在被橄榄石捕获后的再平衡过程中, 其 Cr-Al-Ti 不会象 Fe-Mg 一样发生明显的成分变化 (Roeder & Campbell, 1985; Scowen *et al.*, 1991; Barnes, 1998)。高镁富钾火山岩中尖晶石包裹体的 Cr-Al-Ti 与寄主橄榄石相邻区域的 Fo 含量均不存在相关性 (图 7a & 7d), 其 Cr_2O_3 、 Al_2O_3 和 TiO_2 含量应主要受原始岩浆成分的制约, 对岩浆化学成分以及构造环境仍具指示意义, 并可约束岩浆源区的性状 (Duncan & Green, 1987; Bonatti & Michael, 1989; Kamenetsky *et al.*, 2001)。

在熔体-尖晶石体系中, Al 活度的增高会导致 Ti 进入尖晶石的分配系数降低 (Kamenetsky *et al.*, 2001), 从而致使尖晶石与熔体之间的 Al_2O_3 和 TiO_2 具有正相关关系 (Roeder & Reynolds, 1991; Kamenetsky *et al.*, 2001); 因此, 不同构造环境的岩浆体系形成的尖晶石具有不同的 Al_2O_3 、 TiO_2 含量关系 (Kamenetsky *et al.*, 2001), 如源自 LIPs、OIB 和 MORB 的尖晶石构成了连续的成分变化关系, 从高钛、低铝的 LIPs 连续变化至低钛、高铝的 MORB (Kamenetsky *et al.*, 2001)。另外, 在地幔源区的岩浆体系, 难溶的方辉橄榄岩源区结晶的尖晶石均具较低 Al_2O_3 含量, 而二辉橄榄岩源区结晶的尖晶石则具较高的 Al_2O_3 含量 (Sobolev & Shimizu, 1993; Arai, 1994)。高镁富钾火山岩中尖晶石包裹体均具有较低的 Al_2O_3 含量 (< 10wt%), 暗示其来源于方辉橄榄岩源区; 在尖晶石的 Al_2O_3 - TiO_2 分布图解上 (图 5), 高镁富钾火山岩的绝大部分低 TiO_2 的尖晶石落入了 ARC 的

范围之内,而少量高 TiO_2 的尖晶石则落入或接近于与地幔柱有关的大火成岩省(LIPs)成分范围内,暗示了这两种尖晶石可能具有不同的成因类型,其寄主橄榄石斑晶应具有不同的成因来源。总体上,尖晶石包裹体的 $\text{Cr}^\#$ 相对稳定,随寄主橄榄石 Fo 的降低,高 TiO_2 尖晶石和低 TiO_2 尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 均不发生变化(图 7a),表明岩浆体系中发生橄榄石结晶分离的过程中没有明显的单斜辉石、尖晶石结晶分离,因为它们会造成尖晶石 $\text{Cr}^\#$ 的迅速降低(Smith & Leeman, 2005)。另外,高 TiO_2 尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 总体上略低于低 TiO_2 尖晶石(图 7a),可能反映了两者形成压力上的差别,即前者压力略高,而后者形成压力略低。因此,由尖晶石包裹体的成分特征反映出莒中高镁富钾火山岩橄榄石斑晶的来源复杂,是由方辉橄榄岩部分熔融而成的岩浆分离结晶的结果(图 7a)。

4.2 环带结构对岩浆作用过程的制约

在莒中高镁富钾火山岩中的大橄榄石斑晶以及中等粒径的橄榄石斑晶都具有明显的成分环带。通常,矿物的环带结构可以两种方式形成:(1)在矿物生长过程中由于环境变化(如岩浆组成、温度、压力、氧逸度等)而形成具有成分变化的生长环带,常表现为自形的韵律环带;(2)早先结晶的矿物与不平衡岩浆发生部分成分扩散构成了矿物由核部到边部的成分梯度变化,其核部常为浑圆形,并与边部之间呈成分渐变。莒中高镁富钾火山岩橄榄石斑晶的环带结构表现为明显的浑圆形核部(图 4),剖面成分变化也表现为从核部-幔部-边部, Fo 和 NiO 含量逐渐降低,而 MnO 、 CaO 含量则逐渐升高(图 4),应为高镁橄榄石与岩浆发生扩散再平衡反应的结果(Maaloe & Hansen, 1982; Francis, 1985; Yang *et al.*, 1999; Larsen & Pedersen, 2000)。除了少量为它形大橄榄石斑晶外,莒中绝大部分具有环带结构的橄榄石均为自形晶,边部成分与自形小斑晶橄榄石相同,表明这些具环带结构的自形橄榄石边部与自形小斑晶橄榄石近于同时结晶形成,并由于橄榄石核部与后期演化岩浆体系存在明显成分差异而发生了扩散再平衡反应。莒中的高镁橄榄石由 Fo 、 MnO 、 CaO 和 NiO 显示出的成分环带具有不同的宽度($\text{NiO} < \text{CaO} < \text{Fo} < \text{MnO}$; 图 4b-c-d),反映了不同元素具有不同的扩散速度。另外,不同的橄榄石斑晶具有不同宽度的环带结构,如图 4a 显示出橄榄石斑晶从核部到边部都发生了元素迁移,而图 4b 和 4c 均显示出橄榄石斑晶的核部还保留了原始的成分特征,仅在靠近边部相对较窄的范围内发生元素迁移;这些橄榄石捕虏晶应经受了不同程度的矿物-熔体反应过程,成分环带的宽度越窄说明经受矿物-熔体反应时间越短、程度越小。莒中高镁富钾火山岩的高镁橄榄石普遍出现的环带结构表明源区至少存在两次岩浆作用过程,其核部成分变化反映的是早期高 $\text{Mg}^\#$ 岩浆中的橄榄石结晶分离(0~20%, 图 3c)作用过程,而边部成分变化则反映了后期岩浆($\text{Mg}^\#$ 略低)体系中的橄榄石结晶分离(0~20%, 图 3c)作用过程。另外,大部分单斜辉石斑晶具有相对简单的正常环带

结构(核部富 Mg 、边部富 Fe),但部分显示出复杂的环带结构,从核部至边部 $\text{Mg}^\#$ 出现多次高低变化,也表明源区存在多次不同演化程度的岩浆混合作用。由于高镁橄榄石与演化岩浆的 Fe-Mg 平衡过程是快速的反应过程(Danyushevsky *et al.*, 2000),后期岩浆捕获早期岩浆分离结晶的橄榄石继而发生矿物-岩浆反应的时间应该相对较短;自形小斑晶橄榄石也是在相对较短的时间内结晶形成的,与其较小的结晶粒径相一致。部分小斑晶的橄榄石也可能是来源于早期岩浆的结晶分离,但因其较小而易于发生矿物-熔体的完全扩散再平衡,其成分相同于直接由后期岩浆结晶分离的自形小斑晶橄榄石,少量含高钛尖晶石包裹体的小斑晶橄榄石(图 7)就可能经历了类似的作用过程。

4.3 深部动力学意义

莒中高镁富钾火山岩的橄榄石斑晶均为岩浆成因,尖晶石包裹体的成分特点暗示了绝大部分橄榄石斑晶属于岛弧型岩浆成因,表明源区富含挥发份以及高氧逸度是造成大量高镁橄榄石结晶分异的重要原因(Barton & Bergen, 1981; Walker & Cameron, 1983; Kamenetsky *et al.*, 1995)。对滇西早第三纪富钾岩的地球化学研究揭示其来源于富集的地幔源区,为受古俯冲带流体交代富集形成(朱炳泉等,1992; 邓万明等,1998; Xu *et al.*, 2001; Guo *et al.*, 2005)。本文研究的地区位于扬子地块西缘,曾经历了古特提斯以及新生代印度-欧亚板块碰撞等复杂的构造运动,这些因素都被认为与滇西富钾岩的形成密切相关。在古特提斯消减、陆-陆碰撞及俯冲的过程中俯冲带流体交代富集了地幔源区,而印度大陆与欧亚大陆碰撞引起了强烈的陆内变形,诱发了源区的部分熔融及富钾岩的喷发与侵位(邓万明等,1998; Guo *et al.*, 2005)。因此,莒中高镁富钾火山岩的岛弧型岩浆成因橄榄石斑晶很可能来源于受古俯冲带流体富集交代的方辉橄榄岩源区,这些橄榄石斑晶则代表了同源岩浆早先结晶分离的产物。地震层析研究表明滇西大理地区 50km 以下存在高速壳幔过渡带(刘建华等,1989),该壳幔过渡带很有可能就是地幔源区部分熔融后岩浆上升侵位、聚集并发生大量橄榄石结晶分离的场所。

另外,扬子地块西缘广泛分布着与地幔柱活动有关的二叠纪峨眉山玄武岩(Xu *et al.*, 2001b),虽然从峨眉山低钛玄武岩所获得的橄榄石斑晶的 Fo 值均小于 89(徐义刚等, 2001),但最近对峨眉山苦橄岩的矿物学研究表明存在与地幔柱密切相关的高镁橄榄石及高钛、高铬尖晶石($\text{TiO}_2 \approx 2\text{wt}\%$; 张招崇等,2004)。Xu *et al.* (2003) 和本文研究表明马登新华和宾川莒中的高镁富钾火山岩中均具有高镁橄榄石斑晶和高铬尖晶石,与早期的地幔柱活动是否存在相互关系呢?莒中少量高 TiO_2 尖晶石包裹体的存在表明也有少部分橄榄石的形成可能与大火成岩省相关(图 5)。根据分异熔融反演模型所估算的峨眉山低钛玄武岩浆的熔体厚度超过 5km(徐义刚等,2001; Xu *et al.*, 2001),而实际喷发的厚度约为 3km,这种差异反映出有部分高密度的岩浆未能喷出地

表,而是底侵于 Moho 面或地壳下部。所以,侏罗中高镁富钾火山岩中与大火成岩省相关的高镁橄榄石外来晶很有可能是来源于未喷发的、与峨眉山玄武岩有关的地幔柱轴部熔体。

总体上,由侏罗中高镁富钾火山岩的橄榄石斑晶及其尖晶石包裹体的成分特点揭示了其岩浆源区曾经历了复杂的岩浆演化历程,来源于富集交代的方辉橄榄岩部分熔融的岩浆多次上升侵位于壳幔过渡带部位形成岩浆房,晚期的岩浆发生大量的橄榄石分离结晶的同时还捕获了早期岩浆分离结晶的橄榄石,并卷入了与早期地幔柱活动有关的橄榄石。

5 结论

本文对宾川侏罗中高镁富钾火山岩的橄榄石斑晶及其尖晶石包裹体进行详细电子探针成分研究,主要获得了以下几点认识:

(1) 橄榄石斑晶均为岩浆成因,但来源复杂,包括岩浆平衡结晶和捕虏晶来源;

(2) 橄榄石斑晶的尖晶石包裹体成分特征暗示了少量橄榄石的形成可能与峨眉山大火成岩省有关,但绝大部分仍属于岛弧型岩浆成因,为方辉橄榄岩部分熔融而成的岩浆结晶分离的结果;

(3) 绝大部分大橄榄石斑晶表现为由核-幔-边 Fo 逐渐降低的环带结构,成分变化特征反映了其岩浆源区至少存在两期橄榄石结晶分离作用过程。

References

Arai S. 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*, 113: 191-204

Barnes S J. 1998. Chromite in komatiites, 1. Magmatic controls on crystallization and composition. *Journal of Petrology*, 39: 1689-1720

Barton M, Bergen V M J. 1981. Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from the Leucite Hill, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77: 101-114

Bonatti E, Michael P J. 1989. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 91: 297-311

Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y-Q, Xie Y-W, Li X-H, Wang K-L, Wang P-L. 1998. Isynchronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394: 769-773

Danyushevsky L V, Della-Pasqua F N, Sokolov S. 2000. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 138: 68-83

Deng Wanming, Huang Xuan, Zhong Dalai. 1998. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyry in west Yunnan, China. *Scientia Geologica Sinica*, 33(4): 412-425. (in Chinese with English abstract)

Deng Wanming, Zhong Dalai. 1997. Crust-Mantle transition zone and geological significance in the structure evolution of lithosphere. *Chinese Science Bulletin*, 42(23): 2474-2482. (in Chinese)

Di Battistini G, Montanini A, Vernia L, Bargossi DG, Gastotina F. 1999. Petrology and geochemistry of ultrapotassic rocks from the Montefiascone volcanic complex (Central Italy), magmatic evolution

and petrogenesis. *Lithos*, 43, 169-195

Droop GT. 1987. A general equation for estimation of Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-435

Duncan R A, Green D H. 1987. The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 326-342

Echeverria L M, Aitken B G. 1986. Pyroclastic rocks: another manifestation of ultramafic volcanism on Gorgona island, Colombia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92: 428-436

Francis D. 1985. The Baffin Bay lavas and the value of picrites as analogues of primary magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89: 144-154

Guo Z F, Hertogen J, Liu J Q, Pasteels P, Boven A, Punzalan L, He H Y, Luo X J, Zhang W H. 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan provinces, SE Tibet, China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 46: 33-78

Gurenko A A, Hansteen T H, Schmincke H-U. 1996. Evolution of parental magmas of Miocene shield basalts of Gran Canaria (Canary Islands): constraints from crystal, melt and fluid inclusions in minerals. *Contrib. Mineral. Petrol.* 124: 422-435

Hirano N, Yamamoto J, Kagi H, Ishii T. 2004. Young, olivine xenocryst-bearing alkali-basalt from the oceanward slope of the Japan Trench. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148: 47-54

Jurewicz A J, Watson E B. 1988. Cations in olivine, part 1: calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 176-185

Kamenetsky V, M trich N, Cioni R. 1995. Potassic primary melts of Vulcini (Roman Province): evidence from mineralogy and melt inclusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120: 186-196

Kamenetsky V S, Crawford A J, Meffre S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42: 655-671

Krishnamurthy P, Gopalan K, Macdougall J D. 2000. Olivine compositions in picrite basalts and the Deccan volcanic cycle. *Journal of Petrology*, 41: 1057-1069

Larsen L M, Pedersen A K. 2000. Processes in high-Mg, high-T magmas: evidence from olivine, chromite and glass in Palaeogene picrites from West Greenland. *Journal of Petrology*, 41(7): 1071-1098

Li X H, Zhou H, Chung S L, Lo C H, Wei G, Liu Y, Lee C Y. 2002. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of late Paleogene ultrapotassic magmatism in southeastern Tibet. *Int. Geol. Rev.*, 44: 559-574

Libourel G. 1999. Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136: 63-80

Liu Jianhua, Liu Futian, Wu Hua, Li Qiang, Hu Ge. 1989. Three dimensional velocity images of the crust and upper mantle beneath North-South Zone in China, *Chinese J. Geophys.* 32(2): 143-152. (in Chinese)

Maaloe S, Hansen B. 1982. Olivine phenocrysts of Hawaiian olivine tholeiite and oceanite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 203-211

Mitchell R H. 1986. *Kimberlites*. New York: Plenum

Nisbet E G, Cheadle M J, Arndt N T, Bickle M J. 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from Komatiites. *Lithos*, 230: 291-307

Qian Xiangui, Lu Boxi. 2000. The petrographic features and genesis of Cenozoic alkali volcanic rocks in the Three-River area, west Yunnan. *Yunnan Geology*, 19(2): 152-170

Révillon S, Arndt N T, Hallot E, Kerr A C, Tarney J. 1999. Petrogenesis of picrites from the Caribbean Plateau and the North Atlantic magmatic province. *Lithos*, 49: 1-21

Roeder P L, Campbell I H. 1985. The effect of postcumulus reactions on compositions of chrome-spinels from the Jimberlanna Intrusion. *Journal of Petrology*, 26: 763-786

Roeder P L, Reynolds I. 1991. Crystallisation of chromite and chromium

- solubility in basaltic melts. *Journal of Petrology*, 32: 909 - 934
- Sato H. 1977. Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10: 113 - 120
- Scowen P A H, Roeder P L, Helz R T. 1991. Re-equilibration of chromite within Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 8 - 20
- Smith D R, Leeman W P. 2005. Chromian spinel olivine phase chemistry and the origin of primitive basalts of the southern Washington Cascades. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140: 49 - 66
- Sobolev A V, Shimizu N. 1993. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 363: 151 - 154
- Thompson R N, Gibson S A. 2000. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature*, 407: 502 - 505
- Ulmer P. 1989. The dependence of the Fe^{2+} -Mg cations-partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition, an experimental study to 30 kbars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 261 - 273
- Walker D A, Cameron W E. 1983. Boninite primary magmas: evidence from the Cape Vogel peninsula, PNG. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 150 - 158
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, Grove M, Zhang Y Q, Xie G H. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188: 123 - 133
- Xu Y G, Chung S L. 2001. The Emeishan large igneous province: evidence for mantle plume activity and melting conditions. *Geochimica*, 30: 1 - 9. (in Chinese with English abstract)
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. 2001b. Petrological and geochemical constraints on the Permo-Triassic Emeishan Flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58: 145 - 168
- Xu Y G, Huang X L, Menzies M A, Wang R C. 2003. Highly magnesian olivines and green-core clinopyroxenes in ultrapotassic lavas from western Yunnan, China: evidence for a complex hybrid origin. *European Journal of Mineralogy*, 15: 965 - 975
- Xu Y G, Menzies M A, Thirlwall M F, Xie G H. 2001a. Exotic lithosphere mantle beneath the western Yangtze craton: petrogenetic links to Tibet using highly magnesian ultrapotassic rocks. *Geology*, 29(9): 863 - 866
- Yang H-J, Frey F A, Clague D A, Garcia M O. 1999. Mineral chemistry of submarine lavas from Hilo Ridge, Hawaii: implications for magmatic processes within Hawaiian rift zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135: 355 - 372
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen. 1997. Chronology and Nd, Sr isotopic characteristics for the Ailaoshan-Jinshajiang alkali-rich intrusive rocks. *Science in China (Series D)*, 27(4): 289 - 293. (in Chinese)
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng. 2004. High-Mg olivine and high-Cr spinels in the picritic rocks from the Emeishan continental flood basalt province. *Progress in Natural Sciences*, 14(1): 70 - 74. (in Chinese)
- Zhang H F. 2005. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237: 768 - 780
- Zhu Bingquan, Zhang Yuquan, Xie Yingwen. 1992. Nd, Sr and Pb isotopic characteristics of Cenozoic ultra-potassic volcanic rocks from eastern Erhai, Yunnan and their implications for subcontinent-mantle evolution in southwest China. *Geochimica*, (3): 201 - 212. (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 1998. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因. *地质科学*, 33(4): 412 - 425
- 邓万明, 钟大赉. 1997. 壳-幔过渡带及其在岩石圈构造演化中的地质意义. *科学通报*, 42(23): 2474 - 2482
- 刘建华, 刘福田, 吴华, 李强, 胡戈. 1989. 中国南北带地壳上地幔的三维速度图像. *地球物理学报*, 32(2): 143 - 152
- 钱祥贵, 吕伯西. 2000. 滇西三江地区新生代碱性火山岩岩石学特征及成因. *云南地质*, 19(2): 152 - 170
- 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. *地球化学*, 30: 1 - 9
- 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征. *中国科学(D 辑)*, 27(4): 289 - 293
- 张招崇, 王福生. 2004. 峨眉山大陆溢流玄武岩省苦橄质岩石的高镁橄榄石和高铬尖晶石及其意义. *自然科学进展*, 14(1): 70 - 74
- 朱炳泉, 张玉泉, 谢应雯. 1992. 滇西洱海东第三纪超 K 质火成岩系的 Nd-Sr-Pb 同位素特征与西南大陆地幔演化. *地球化学*, (3): 201 - 212