

· 专题研究 ·

# 江南造山带存在新元古代( ~850 Ma )俯冲作用 ——来自皖南 SSZ 型蛇绿岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄证据

丁炳华<sup>1</sup>, 史仁灯<sup>1,2</sup>, 支霞臣<sup>1</sup>, 郑磊<sup>1</sup>, 陈雷<sup>1</sup>

(1. 中国科学技术大学 地球与空间科学学院 中国科学院壳幔物质和环境重点实验室, 安徽 合肥 230026 ;  
2. 中国科学院 青藏高原研究所 大陆碰撞与高原隆升实验室, 北京 100085)

**摘 要:** 皖南伏川蛇绿岩是江南造山带上出露最完整的蛇绿岩, 主要由地幔橄榄岩、堆晶岩、枕状熔岩和少量硅质岩组成。地幔橄榄岩主要是方辉橄榄岩, 具有 U 型的稀土元素配分模式, 副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  较高( 54~60 ), 堆晶岩组合为纯橄岩-易剥橄橄榄岩-辉长岩( DPG 型 ), 这些特征指示伏川蛇绿岩形成于俯冲带之上的构造环境, 属 SSZ 型蛇绿岩。堆晶岩易剥橄橄榄岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $827 \pm 9$  Ma (  $n = 12$ , MSWD = 1.4 ), 侵入到方辉橄榄岩中的辉长岩岩脉的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $848 \pm 12$  Ma (  $n = 7$ , MSWD = 1.9 ), 说明扬子板块和华夏板块至少在 848 Ma 之前就开始拼合, 它们之间的古大洋在新元古代( ~850 Ma )之前就已经俯冲削滅。

**关键词:** SHRIMP U-Pb 年龄, SSZ 型蛇绿岩, 新元古代, 江南造山带

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>5; P597<sup>+</sup>.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2008)05-0375-14

## Neoproterozoic ( ~850 Ma ) subduction in the Jiangnan orogen: evidence from the SHRIMP U-Pb dating of the SSZ-type ophiolite in southern Anhui Province

DING Bing-hua<sup>1</sup>, SHI Ren-deng<sup>1,2</sup>, ZHI Xia-chen<sup>1</sup>, ZHENG Lei<sup>1</sup> and CHEN Lei<sup>1</sup>

(1. CAS Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China; 2. Laboratory of Continental Collision and Plateau Uplift, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China)

**Abstract:** The Fuchuan ophiolite is preserved well in the Jiangnan orogen of South China. In Fuchuan area, ophiolite is composed of the largest mantle peridotite massif in the orogen, cumulated rocks, pillow lavas and some ribbon cherts. The mantle peridotite massif includes major massive harzburgite with high- $Cr^{\#}$  value (54 to 60) spinels and U-shaped REE patterns. The cumulated rocks are composed of dunite, wehrlite and gabbro, thus being of the DPG type. All these features are consistent with those of the Izu-Bonin-Mariana peridotites, indicating that the Fuchuan ophiolite was formed in the supra-subduction zone (SSZ). The SHRIMP U-Pb ages of the co-magmatic zircon domains from gabbro that intruded the harzburgite and the wehrlite are  $848 \pm 12$  Ma (  $n = 7$ , MSWD = 1.9 ) and  $827 \pm 9$  Ma (  $n = 12$ , MSWD = 1.4 ), respectively. The SSZ-type ophiolite and its ages suggest that the subduction of the ancient ocean between the Yangtze terrain and the Cathaysian (called "Jiangnan Ocean") terrain started before Neoproterozoic. It is inferred that the tectonic transform of the Jiangnan Ocean from spreading to subduction began before Neoproterozoic in southern Anhui Province, and the Yangtze terrain and the Cathaysian terrain started to collide before 848 Ma.

**Key words:** SHRIMP U-Pb dating; SSZ-ophiolite; Neoproterozoic; Jiangnan orogen

收稿日期: 2008-06-15; 修订日期: 2008-07-18

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40572036, 40473008), 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室开放基金

作者简介: 丁炳华(1982-), 硕士研究生, 地球化学专业, 通讯作者: 史仁灯, 男, 博士, 副研究员, 研究方向为地幔岩及相关矿产资源, 电话 010-62849529, E-mail: shirendeng@itpcas.ac.cn

皖南蛇绿岩是江南古陆东南缘蛇绿岩带的东端部分,位于扬子块体东南缘、江南造山带东端,处于扬子板块与华夏板块的会聚部位,其成因构造背景和形成时代对研究华南板块大地构造演化具有重要意义。有关皖南蛇绿岩的研究,最早郭令智等(1984)从宏观上指出我国华南存在东安-雪峰期蛇绿岩套,白文吉等(1986)较为详细地研究了江南古陆东南缘蛇绿岩的岩石组成,表明该蛇绿岩自下而上由地幔橄辉岩、辉长岩层和上覆火山岩 3 个岩石单元组成,并推测蛇绿岩形成于初始的弧后盆地,而周新民等(1989)认为皖南伏川蛇绿岩形成于陆壳上的具有弧后盆地或陆内裂谷性质的小洋盆,邢凤鸣(1990)持皖南蛇绿岩形成于古岛弧环境的观点。据蛇绿岩上部辉长岩全岩-矿物内部 Sm-Nd 等时线年龄推测皖南蛇绿岩形成于中元古代(周新民等,1989)。最近,吴荣新等(2005)根据蛇绿岩上部辉长岩的锆石 U-Pb 和氧同位素特征以及前人测定的蛇绿岩 Sm-Nd 等时线年龄,推测皖南蛇绿岩构造侵位于中晚元古代,之后受到皖南地区广泛发育的与 Rodinia 超大陆裂解有关的花岗岩浆活动的影响。可见,关于皖南-赣东北蛇绿岩的成因构造背景和形成时代的认识尚未达成一致意见。前人的研究对象主要集中在蛇绿岩堆晶岩的浅成相辉长岩以及上部的变质火山岩。近年来完善的 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩理论体系认为 MOR 型蛇绿岩形成于洋中脊(MOR),SSZ 型蛇绿岩形成于俯冲带上(supra-subduction zone)构造环境,二者不仅在上部火山岩具有不同地球化学特

征,而且在地幔橄辉岩、堆晶岩组合及其岩石学、矿物学和地球化学方面均具有不同的特征:MOR 型蛇绿岩的堆晶岩深部组合为纯橄岩-橄长岩,浅部相为辉长岩,简称 DTG 型;SSZ 型蛇绿岩的堆晶岩的深部组合为纯橄岩-异剥橄辉岩-辉石岩,浅部相同为辉长岩,简称 DPG 型(Bender *et al.*, 1978; Elthon *et al.*, 1982, 1992; Pearce *et al.*, 1984; Dick & Bullen, 1984; 郝梓国等, 1989; 王希斌等, 1996; Pearce, 2003; Stern, 2004)。可见 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩的堆晶岩中均发育辉长岩,因此根据辉长岩年龄界定的蛇绿岩形成时代所代表的构造意义不明确。

本文在详细的野外考察、岩石学、矿物学和全岩岩石化学研究基础上,通过对下部地幔橄辉岩和堆晶岩组合类型的研究,探讨皖南蛇绿岩的成因构造背景,并对堆晶岩深部相异剥橄辉岩以及侵入到地幔橄辉岩中的辉长岩分别进行了锆石 SHRIMP U-Pb 定年,以界定皖南蛇绿岩的形成时限,并探讨华南板块晚元古代的构造演化。

### 1 蛇绿岩地质概况

皖南蛇绿岩呈 NE 向分布,延长 40 余公里,构造侵位于晚元古代牛屋组复理石建造中,在伏川出露最完整(图 1)。伏川蛇绿岩由残留相地幔橄辉岩和熔体相岩浆岩组成,出露状况详见图 2。

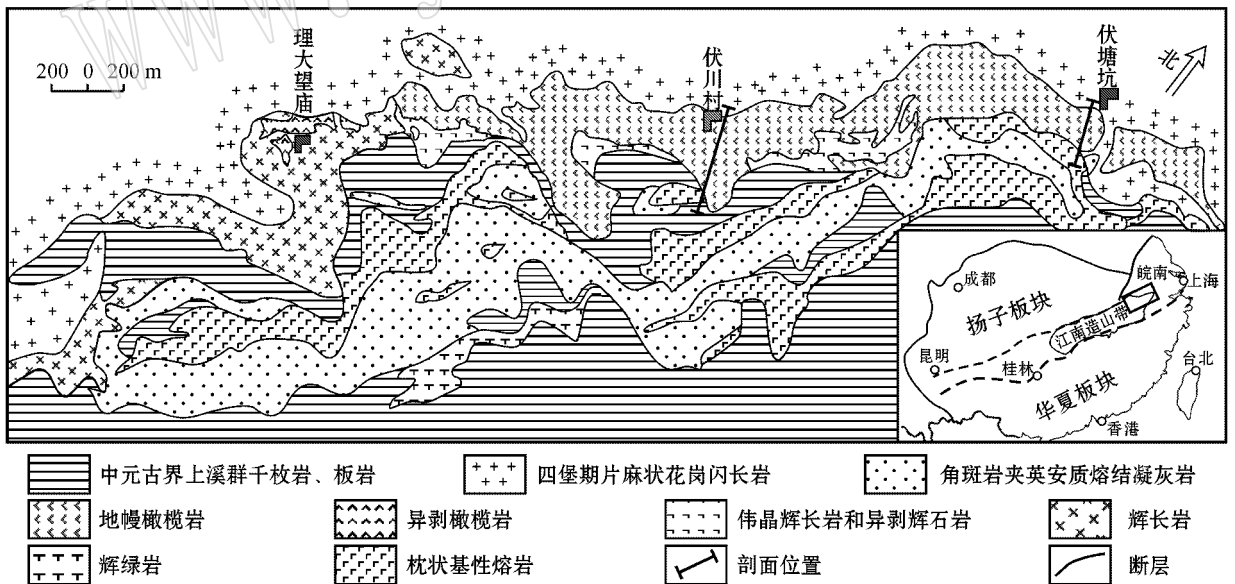


图 1 江南造山带皖南蛇绿岩分布地质简图(据安徽省地质矿产局 332 地质队资料改编)

Fig. 1 Schematic map showing the distribution of ophiolite in southern Anhui within the Jiangnan orogen (modified after No. 332 Geological Party of Anhui Bureau of Geology and Mineral Resources)

残留相地幔橄辉岩主要是方辉橄辉岩,岩石遭受不同程度的蛇纹石化,较严重的已经全部蚀变为蛇纹岩,蛇纹石化程度稍弱的方辉橄辉岩可见少量橄辉石和斜方辉石残留。纯橄

岩以透镜状产在方辉橄辉岩中,并分布在方辉橄辉岩体的上部,与异剥橄辉岩较为接近,且与伟晶状辉石岩共生(在伏川村锅肚尖可见),据此把纯橄岩作为熔体相岩浆岩处理较为合

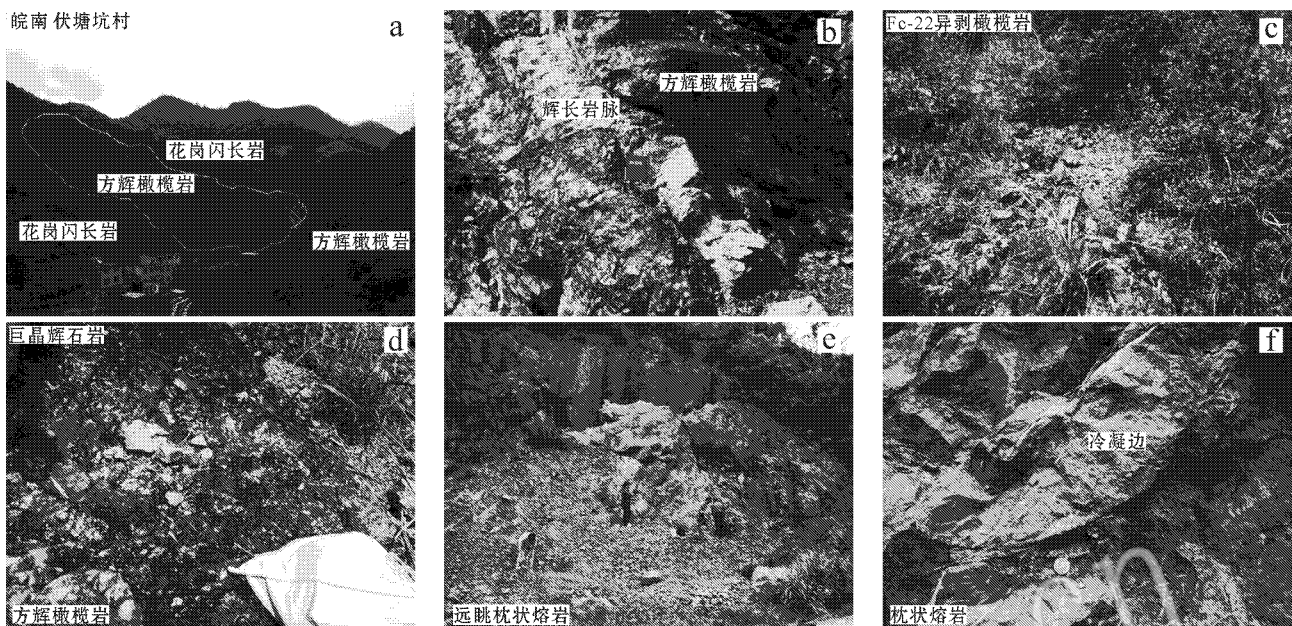


图 2 皖南伏川蛇绿岩代表性岩性单元野外露头照片

Fig. 2 Outcrops of representative rocks of the Fuchuan ophiolite in southern Anhui Province

a—地幔橄榄岩(方辉橄榄岩)呈构造岩片推覆在花岗闪长岩体上;b—侵入在方辉橄榄岩中的辉长岩脉被后期构造错断;c—深成堆晶岩相异剥橄榄岩的野外产状;d—侵入到方辉橄榄岩中的巨晶辉石岩;e—废弃采石场边的枕状熔岩露头;f—近观枕状熔岩,冷凝边清晰可辨

a—peridotite (harzburgite) thrust over the granodiorite body; b—gabbroic dyke that intruded harzburgite and was cut by late tectonic event; c—cumulated plutonic wehrlite; d—megacryst pyroxenite that intruded harzburgite; e—pillow lavas; f—chilled border of pillow lavas

理,这与塞浦路斯蛇绿岩地幔橄榄岩中的纯橄岩是一致的,可解释为地幔橄榄岩中熔体相的通道 (Kelemen *et al.*, 1992)。

熔体相岩浆岩主要是枕状熔岩和堆晶岩,枕状熔岩均细碧角斑岩化(周新民等,1989),堆晶岩由纯橄岩-异剥橄榄岩-辉石岩-辉长岩组成,属 DPG 组合,岩石蚀变较弱。

这些蛇绿岩岩体均以构造岩块形式被推覆于前寒武纪

歙县花岗闪长岩体上,其北侧新元古代休宁、许村及歙县花岗闪长岩体呈带状沿断层分布(周新民等,1988)。在伏川岩体与歙县花岗闪长岩体接触带上可见橄榄岩的糜棱岩化(图 3)糜棱岩的 SC 组构指示伏川橄榄岩体由东南向北西方向推覆,这与在伏川锅肚尖发现的橄榄岩体内部“多米诺”现象指示的构造运移方向是一致的。

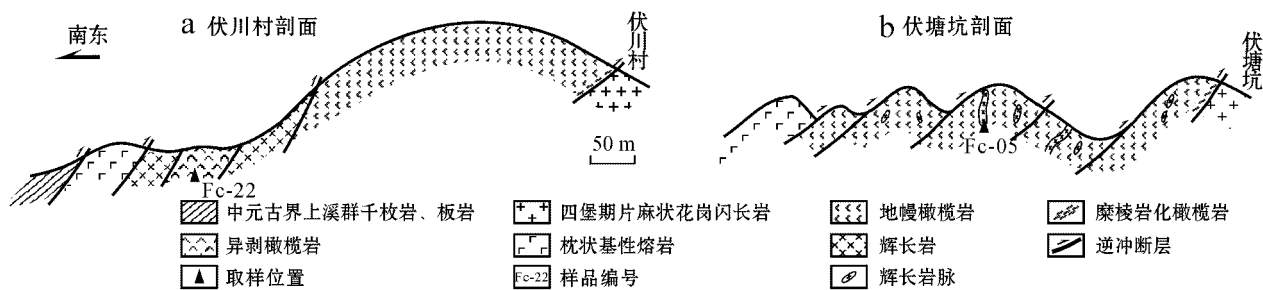


图 3 皖南蛇绿岩信手剖面图

Fig. 3 Sections of the Fuchuan ophiolite, showing lithology and locations of SHRIMP U-Pb analytical samples

用于定年的辉长岩脉状侵入在残留相地幔橄榄岩中(图 2b,3b),并被后期构造错动,错动方向与上述 SC 组构和“多米诺”现象指示的构造运移方向是一致的,说明辉长岩脉

是蛇绿岩的组成部分。异剥橄榄岩与方辉橄榄岩接触带被植被覆盖(图 2c),因而二者关系不明,分布在地幔橄榄岩之上,出露很少,可能被剥蚀。

## 2 分析方法

### 2.1 全岩化学分析方法

所有化学分析样品均是在显微镜下观察后选出没有蚀变或是蚀变较轻的样品,在无铁器污染下破碎和研磨成 200 目粉末。主量元素在国土资源部勘查地球化学质量监督检测中心(中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所)完成,用熔片 X 射线荧光光谱法(XRF)测定,并用等离子光谱和化学法测定进行相互检测,精度优于 0.5%。微量元素在西北大学地质系大陆动力学国家重点实验室完成,分析仪器为 Agilent 7500 a 等离子体质谱仪,精度优于 10%。

为保证测试结果的准确性,分析过程中安插了 1 个样品 FC-2B 平行样 FC-28,二者结果极为一致,说明所有样品的分析结果是可靠的。

### 2.2 电子探针分析方法

电子探针成分分析在南京大学内生金属成矿机制研究国家重点实验室的电子探针室完成,所用仪器为日本电子公司 JEOL-JAX8800M 型电子探针,工作电流为 10 nA,加速电压为 15 kV,峰值计算时间为 100 s,背景计算时间为 20 s。

### 2.3 SHRIMP 分析方法

用于分选锆石的样品约 3 kg,分选工作在河北省区域地质调查研究所实验室完成,整个分选流程使用的装置可彻底清洗,避免了污染。锆石制靶在中国地质科学院北京离子探针中心完成,将待测锆石以环氧树脂固定,抛光至暴露出锆石中心面,分别在光学显微镜下用反光、透射光照相并在扫描电镜上进行阴极发光(CL)照相,在北京离子探针中心 SHRIMP II 型离子探针仪上完成 U-Pb 测年。应用标准锆石 TEM(417 Ma)进行元素间的分馏校正,并用标准锆石 SL13(572 Ma,  $U = 238 \times 10^{-6}$ )标定样品的 U、Th 及 Pb 含量,详细实验流程和

数据处理同文献宋彪等(2002)、Black(2003)和 Williams(1998),用实测 $^{204}\text{Pb}$ 校正普通铅,单个数据点的分析误差均为  $1\sigma$ ,采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,其加权平均值具 95% 的置信度。

## 3 岩石学和矿物学特征

### 3.1 岩石学特征

残留相地幔橄辉岩主要是方辉橄辉岩,墨绿色,块状,中粗粒结构,中等-强烈蛇纹石化,部分样品有新鲜橄辉石、斜方辉石残留,据残留晶体推测橄辉石和斜方辉石的含量分别为 60%~80% 和 15%~35%。由于蛇纹石化影响,新鲜橄辉石颗粒呈孤岛状残留,最大粒径约 0.5 mm,斜方辉石绢石化强烈,颗粒直径介于 1.5~5 mm,大部分为港湾状,具典型的局部熔融残余结构(图 4a)。副矿物主要是尖晶石和磁铁矿,尖晶石呈半自形-他形粒状和浸染状,棕红色,含量约 3%,最大粒径可达 1 cm,边缘磁铁矿化,磁铁矿主要沿着橄辉石的蛇纹石化边缘分布,是橄辉石蛇纹石化的产物。

堆晶岩主要是纯橄岩和异剥橄辉岩。纯橄岩强烈蛇纹石化,已经完全蚀变为蛇纹岩,副矿物主要是磁铁矿,呈网格状分布。异剥橄辉岩主要由橄辉石以及单斜辉石组成,蛇纹石化较弱,单斜辉石颗粒较大且粒度较为接近,橄辉石颗粒明显小于单斜辉石并被包裹在其中,具典型的包橄结构(图 4b)副矿物尖晶石颗粒包裹在单斜辉石中。

### 3.2 矿物学特征

皖南伏川蛇绿岩中方辉橄辉岩、异剥橄辉岩中主要矿物的电子探针化学成分见表 1、表 2、表 3 和表 4。

从表中可以看出,方辉橄辉岩中的橄辉石的  $Fo$  值为 91.36~92.17,斜方辉石的  $Mg^{\#}$  为 91.43~92.17。它们均具有极窄的变化范围,并且橄辉石的  $Fo$  值与斜方辉石的  $Mg^{\#}$  非常接近,不同于具有较宽成分变化范围的堆晶橄辉岩中的

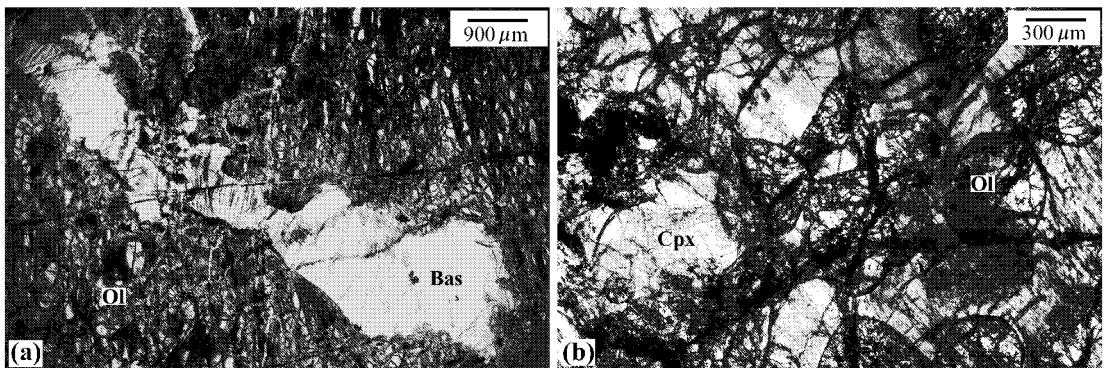


图 4 皖南蛇绿岩中地幔橄辉岩和堆晶岩的显微结构特征

Fig. 4 Photomicrographs of harzburgite and wehrlite from the Fuchuan ophiolite

a—方辉橄辉岩中熔融残留的斜方辉石已经完全绢石化;b—堆晶异剥橄辉岩中的包橄结构;Ol—橄辉石;Cpx—单斜辉石;Bas—绢石  
a—large orthopyroxene crystal with an “embayment texture” replaced by bastite (Bas) in serpentinized harzburgite; b—large clinopyroxene hosted euhedral olivines; Ol—olivine; Cpx—clinopyroxene; Bas—bastite

表1 伏川蛇绿岩方辉橄榄岩中橄榄石电子探针成分

 $w_B/\%$ 

Table 1 Electron microprobe analyses of olivine in harzburgites from the Fuchuan ophiolite

样品	序号	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total	Fo
FC-2D	1	-	-	0.03	50.18	0.01	8.20	-	0.02	0.03	41.44	99.90	91.60
	2	-	-	0.18	50.16	0.01	8.21	-	0.01	0.02	41.86	100.45	91.59
	3	-	-	0.06	50.18	-	8.43	-	0.01	-	41.59	100.27	91.39
	4	0.02	-	0.10	49.59	0.04	7.90	0.01	0.01	-	41.35	99.01	91.79
	5	0.01	0.02	0.10	50.21	0.01	8.34	0.02	0.03	-	41.47	100.21	91.48
	6	-	-	0.03	50.18	0.01	8.20	-	0.02	0.03	41.44	99.90	91.60
	7	-	-	0.18	50.16	0.01	8.21	-	0.01	0.02	41.86	100.45	91.59
	8	-	-	0.12	50.12	-	7.59	0.01	-	0.04	41.43	99.30	92.17
FC-6B	9	-	-	0.06	50.19	0.05	8.00	-	-	0.05	41.16	99.51	91.80
	10	-	-	0.12	50.12	-	7.59	0.01	-	0.04	41.43	99.30	92.17
	11	-	-	0.06	50.19	0.05	8.00	-	-	0.05	41.16	99.51	91.80
FC-9A	12	-	-	0.19	49.45	0.02	7.85	-	-	0.01	41.32	98.84	91.82
	13	-	-	0.17	49.93	0.01	8.42	-	-	0.01	41.41	99.97	91.36
	14	-	0.01	0.12	49.11	0.02	8.20	-	0.02	0.01	41.43	98.91	91.44

-表示未检出。

表2 伏川蛇绿岩地幔橄榄岩中斜方辉石电子探针成分

 $w_B/\%$ 

Table 2 Electron microprobe analyses of orthopyroxene in harzburgites from the Fuchuan ophiolite

样品	序号	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total	Mg <sup>#</sup>	En	Fs	Wo
FC-2D	1	-	0.01	0.06	33.61	1.33	5.47	1.98	-	0.79	56.72	99.96	91.63	89.23	8.24	2.53
	2	-	0.01	0.22	33.44	1.76	5.44	1.73	0.01	0.84	56.84	100.30	91.64	88.27	8.39	3.35
	6	0.01	-	0.10	33.98	1.22	5.45	1.80	-	0.70	56.93	100.19	91.74	89.49	8.20	2.31
	1	0.01	-	0.11	33.43	1.44	5.06	2.06	-	0.88	56.28	99.26	92.17	89.47	7.77	2.76
	3	0.03	-	0.12	33.24	1.18	5.58	2.08	0.01	0.91	57.00	100.15	91.39	89.16	8.57	2.27
FC-9A	1	0.02	-	0.17	32.99	1.35	5.14	2.12	-	0.92	56.45	99.16	91.97	89.30	8.07	2.63
	2	-	-	0.20	32.86	1.31	5.26	2.04	0.01	0.94	56.47	99.09	91.77	89.14	8.31	2.55
	6	0.06	-	0.17	33.47	0.77	5.56	1.93	0.02	0.77	57.06	99.82	91.47	89.88	8.64	1.48
	8	-	-	0.09	33.52	1.31	5.60	2.00	-	0.72	56.61	99.85	91.43	89.02	8.48	2.50
	11	0.07	-	0.17	33.11	1.73	5.04	2.12	0.02	0.84	56.29	99.40	92.13	88.81	7.85	3.33

-表示未检出。

表3 伏川蛇绿岩异剥橄榄岩(FC-22)中单斜辉石和橄榄石电子探针成分

 $w_B/\%$ 

Table 3 Electron microprobe analyses of clinopyroxene and olivine in wehrlite of the Fuchuan ophiolite

矿物	序号	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total	Mg <sup>#</sup>	En	Fs	Wo
单斜辉石	1	0.45	-	0.09	17.16	19.47	5.65	3.47	1.29	0.88	51.24	99.70	84.41	49.93	9.36	40.71
	2	0.59	-	0.22	16.21	20.97	5.48	3.48	0.79	1.27	51.55	100.56	84.06	47.00	9.28	43.71
	3	0.53	-	0.16	16.80	20.31	4.92	3.45	0.91	1.08	51.34	99.50	85.90	49.05	8.32	42.62
	4	0.53	-	0.19	16.62	21.03	4.79	3.67	0.75	1.15	51.36	100.08	86.09	48.14	8.09	43.77
	5	0.53	-	0.19	15.87	21.68	4.45	3.75	1.63	0.90	50.95	99.94	86.39	46.60	7.65	45.76
橄榄石	6	-	0.00	0.20	45.21	0.01	14.62	0.04	0.03	-	40.13	100.22	84.46			
	7	0.02	-	0.16	46.22	0.01	13.66	-	0.05	0.05	40.32	100.47	85.63			
	8	-	-	0.29	45.53	0.05	14.22	-	0.01	-	39.87	99.96	84.77			
	9	0.01	0.01	0.30	45.17	0.06	13.98	-	0.02	-	40.02	99.57	84.86			
	10	0.02	0.01	0.33	45.63	0.03	13.57	-	0.03	0.02	40.25	99.90	85.37			

-表示未检出。

表 4 伏川蛇绿岩地幔橄榄岩和异剥橄榄岩中尖晶石电子探针成分

 $w_B/\%$ 

Table 4 Electron microprobe analyses of spinel in harzburgites and wehrlite of the Fuchuan ophiolite

样品	序号	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	MgO	CaO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total	Mg <sup>#</sup>	Cr <sup>#</sup>
FC-4B	1	-	-	0.38	14.69	-	13.29	1.65	23.31	0.09	47.85	-	101.10	66.33	57.93
	2	0.05	-	0.32	14.65	-	13.75	1.44	24.59	0.09	46.59	0.03	101.38	65.50	55.97
	3	0.01	0.01	0.28	13.87	-	14.89	1.31	26.04	0.28	44.32	-	100.89	62.41	53.31
	4	-	-	0.26	13.96	-	15.01	2.15	25.25	0.28	45.04	-	101.72	62.38	54.47
	5	0.02	-	0.23	14.40	-	14.21	1.50	25.69	0.16	44.98	-	101.03	64.36	54.01
FC-6B	6	-	0.02	0.32	14.05	-	13.63	1.13	23.01	0.05	47.04	-	99.14	64.77	57.83
FC-9B	7(C)	0.02	-	0.37	13.85	-	13.55	1.95	21.73	0.03	47.09	0.04	98.44	64.56	59.24
	8(C)	-	-	0.48	12.73	-	15.56	1.23	21.76	-	48.02	-	99.66	59.33	59.69
	9(R)	-	0.02	0.36	12.27	-	16.28	2.05	23.06	0.01	45.50	-	99.35	57.33	56.96
	10(R)	-	-	0.43	12.10	-	16.38	1.50	22.72	0.02	46.66	-	99.66	56.84	57.94
	11(R)	0.03	0.01	0.50	12.01	-	15.81	0.05	22.23	0.03	47.57	-	98.23	57.53	58.93
	12(R)	-	-	0.34	12.24	-	16.04	1.44	22.37	0.03	46.20	-	98.51	57.63	58.08
FC-9A	13	0.02	-	0.50	10.79	-	18.60	3.87	23.09	0.62	42.73	-	99.82	50.84	55.38
	14	0.02	-	0.43	10.79	-	18.49	3.90	23.05	0.59	42.18	-	99.04	50.98	55.11
	15	-	0.01	0.45	10.58	-	19.22	2.50	24.00	0.13	43.08	-	99.72	49.53	54.63
	16	-	-	0.44	11.01	-	18.63	3.02	24.53	0.02	41.97	-	99.31	51.31	53.44
	17	-	-	0.37	10.36	-	19.22	3.09	22.35	0.44	44.25	-	99.77	49.00	57.06
FC-22	18	0.01	0.02	0.48	3.44	-	25.50	31.68	9.62	2.30	26.52	-	103.13	19.37	64.91
	19	0.01	-	0.48	3.17	-	25.60	31.82	8.66	2.43	26.54	-	102.29	18.07	67.26
	20	-	-	0.65	2.48	-	26.70	29.38	9.09	1.88	28.16	-	101.65	14.22	67.51

-表示未检出。

橄榄石和斜方辉石,这是熔融残留地幔橄榄岩中矿物的典型特征(Dick, 1977; Komor *et al.*, 1990; Beccaluva, 2004)。堆晶相异剥橄榄岩中橄榄石的  $F_o$  值明显低于方辉橄榄岩,介于 84.46~85.63 之间,辉石也不同于方辉橄榄岩中的斜方辉石,主要为单斜辉石,端员成分位于透辉石和镁质普通辉石之间(图 5),  $Mg^{\#}$  为 84.06~86.39,与异剥橄榄岩中橄榄石似的  $F_o$  值较为接近,显示二者是平衡的。在斜方辉石  $Al_2O_3$

-  $Mg^{\#}$  图解(图 6a)中,皖南蛇绿岩地幔橄榄岩的斜方辉石成分落在现代俯冲带上弧前橄榄岩的范围内,与形成于洋中脊的远洋橄榄岩成分距离较远;在  $Cr_2O_3$ - $Mg^{\#}$  图解(图 6b)中,大部分样品落在弧前橄榄岩的范围内,少数紧挨着弧前橄榄岩,同样与远洋橄榄岩没有重合范围。

在尖晶石的  $Cr^{\#}$ - $Mg^{\#}$  和尖晶石  $Cr^{\#}$ -橄榄石  $F_o$  图解(图 7)上,堆晶岩异剥橄榄岩的尖晶石高  $F_o$  ( $Mg^{\#}$  约 20),显示岩浆岩的特点。地幔橄榄岩的尖晶石  $Mg^{\#}$  介于 40~70 之间,  $Cr^{\#}$  介于 50~60 之间,  $Mg^{\#}$  具有相对宽的变化范围。样品 FC-9A 具有较低的  $Mg^{\#}$ ,显示富 Fe 的特点,FC-9B 样品中尖晶石的核部值与其他地幔橄榄岩一致,但其边缘值有着向异剥橄榄岩(样品 FC-22)过渡的趋势,说明地幔橄榄岩和熔体相发生过相互作用。所有地幔橄榄岩样品的尖晶石  $Cr^{\#}$  都大于 50,说明其部分熔融程度比较高,这与形成于俯冲带上的 SSZ 型蛇绿岩特点相符(Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 2003; Dick and Bullen, 1984; 史仁灯等, 2005; Shi *et al.*, 2008),在图 7 上,所有样品都落在 SSZ 型蛇绿岩区域中。

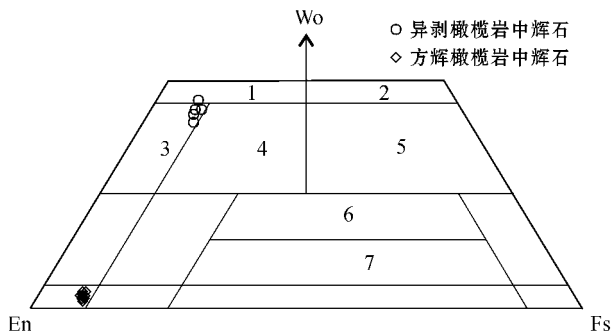


图 5 方辉橄榄岩和异剥橄榄岩中辉石分类图

Fig. 5 Classification diagram of pyroxenite in harzburgite and wehrlite from the Fuchuan ophiolite

- 1—透辉石; 2—钙铁辉石; 3—镁质普通辉石; 4—普通辉石;  
5—铁质普通辉石; 6—贫钙普通辉石; 7—易变辉石  
1—diopside; 2—hedenbergite; 3—magnesian augite; 4—augite;  
5—ferruginous augite; 6—Ca-poor augite; 7—pigeonite

## 4 地球化学特征

### 4.1 主量元素

伏川蛇绿岩的全岩化学分析结果见表 5。伏川的方辉橄榄岩在  $MgO$  相对主量元素  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $CaO$  和微量元素  $Ni$ 、 $Cr$ 、 $Co$ 、 $Sc$ 、 $V$  变异图解(图 8)上表现为具有有限的成分区间,而

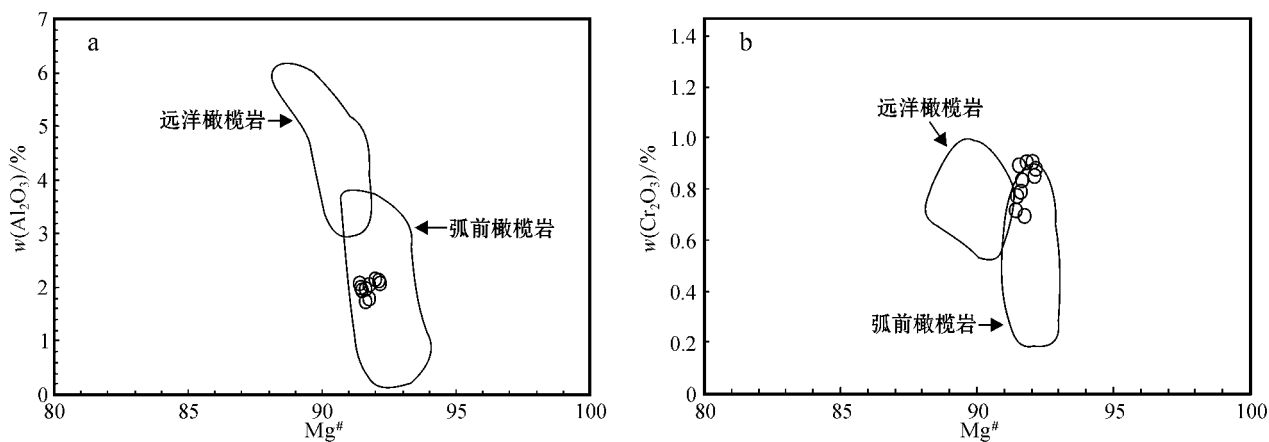


图 6 皖南蛇绿岩地幔橄榄岩中斜方辉石成分特征

Fig. 6 Discrimination diagrams of mantle peridotites from the Fuchuan ophiolite, showing peridotites of different tectonic backgrounds

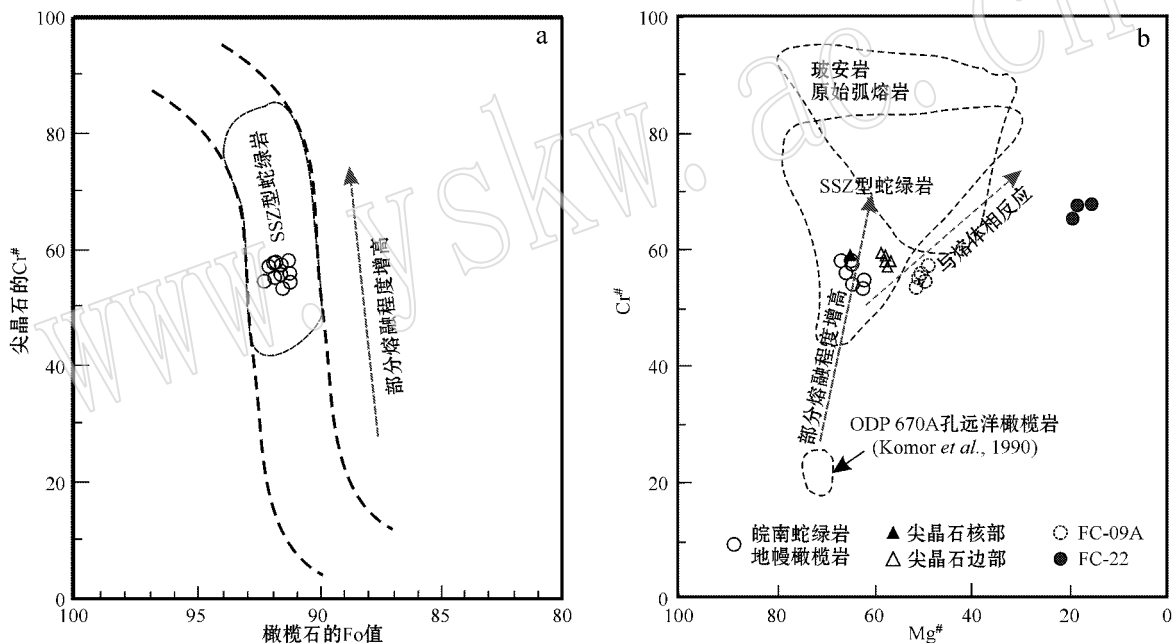


图 7 皖南蛇绿岩地幔橄榄岩和堆晶异剥橄榄岩中矿物成分变异图解

Fig. 7 Discrimination diagrams for mantle peridotite and wehrlite of the Fuchuan ophiolite

a—方辉橄榄岩中尖晶石 Cr<sup>#</sup>-橄榄石 Fo 值图解, b—方辉橄榄岩和异剥橄榄岩中尖晶石 Cr<sup>#</sup>-Mg<sup>#</sup> 图解

a—diagram of Cr<sup>#</sup> in spinel versus Fo in olivine, showing mantle peridotites with high degree of partial melting; b—diagram of Cr<sup>#</sup> versus Mg<sup>#</sup> in spinel from mantle peridotites, showing a supra-subduction zone (SSZ) origin for harzburgites and magmatic origin for wehrlite

其中的 FC-22 号样为异剥橄榄岩,与其他方辉橄榄岩有着显著的区别。与 McDonough 和 Sun(1995)给出的原始地幔相比,方辉橄榄岩富集 MgO、SiO<sub>2</sub> 和 Ni、Cr 等相容元素,强烈亏损 CaO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 Sc、V 等不相容元素,相反,异剥橄榄岩富集不相容元素,亏损相容元素。方辉橄榄岩的 Mg<sup>#</sup> 为 81.9~86.8,平均为 85.5,与 Coleman(1977)统计的其他地区蛇绿岩地幔橄榄岩的平均值 85 较为一致,而异剥橄榄岩的值为 74.09,从而推测方辉橄榄岩为原始地幔的部分熔融残留物,

而异剥橄榄岩则是原始地幔部分熔融后岩浆再结晶的产物。

#### 4.2 微量元素

对地幔橄榄岩、纯橄岩以及异剥橄榄岩做了稀土元素成分分析,从球粒陨石标准化图(图 9)上可以看出,方辉橄榄岩为明显的 LREE 富集的 U 型配分模式,这与形成于俯冲带上的 SSZ 型蛇绿岩的地幔橄榄岩的稀土元素配分模式相符 (Elthon *et al.*, 1982, 1992; Pearce *et al.*, 1984; Melcher *et al.*, 2002)。

表 5 伏川蛇绿岩全岩化学分析结果

Table 5 Representative chemical composition of the Fuchuan ophiolite

样号 岩石	方辉橄榄岩										异剥橄榄岩
	FC-2A	FC-2B	FC-2C	FC-06B	FC-08B	FC-09C	FC-17A	FC-17B	FC-18	FC-19	FC-22
SiO <sub>2</sub>	39.48	40.82	40.81	39.46	39.97	39.94	40.30	40.04	39.64	39.02	39.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.61	0.52	1.64	0.63	0.67	0.70	0.73	0.68	0.57	0.36	5.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.39	5.83	4.67	5.37	5.63	5.97	5.87	5.98	5.60	2.59	11.17
FeO	1.13	0.77	2.63	1.17	0.85	1.13	0.89	0.85	1.13	6.06	0.87
MgO	38.77	37.19	36.29	38.36	39.02	38.33	37.16	38.16	38.90	38.06	31.24
CaO	0.18	0.16	0.59	0.24	0.19	0.21	0.16	0.21	0.24	0.16	4.00
Na <sub>2</sub> O	0.94	0.33	0.48	0.10	0.21	0.06	0.18	0.60	0.08	0.14	0.14
K <sub>2</sub> O	0.036	0.020	0.013	0.013	0.012	-	0.016	0.026	0.011	0.012	0.026
MnO	0.08	0.10	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.05	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.002	0.001	0.004	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	0.003	0.013
TiO <sub>2</sub>	0.009	0.003	0.085	0.006	0.008	0.010	0.002	0.004	0.004	0.004	0.236
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.36	0.46	0.37	0.38	0.37	0.45	0.43	0.41	0.34	0.24	0.36
NiO	0.27	0.25	0.23	0.24	0.27	0.26	0.25	0.26	0.25	0.27	0.19
CO <sub>2</sub>	0.17	0.23	0.24	0.19	0.17	0.18	0.15	0.12	0.23	0.15	0.16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12.70	13.10	11.85	13.20	13.11	12.56	13.12	12.66	12.95	12.84	7.05
Total	100.12	99.79	99.98	99.45	100.57	99.89	99.34	100.09	100.04	99.97	100.01
Mg <sup>#</sup>	86.63	86.08	84.16	86.47	86.83	85.49	85.76	85.96	86.30	81.93	74.09
La	0.079	0.030	-	0.013	0.030	0.044	0.043	-	0.016	0.013	0.520
Ce	0.12	0.057	-	0.026	0.062	0.130	0.035	-	0.025	0.029	0.860
Pr	0.011 0	0.007 2	-	0.002 5	0.006 3	0.024 0	0.018 0	-	0.003 4	0.003 7	0.230 0
Nd	0.038	0.028	-	0.011	0.021	0.140	0.089	-	0.012	0.020	1.400
Sm	0.006 0	0.007 1	-	0.002 5	0.005 2	0.055 0	0.031 0	-	0.004 8	0.007 3	0.510 0
Eu	0.002 4	0.003 0	-	0.001 2	0.002 7	0.012 0	0.005 9	-	0.002 0	0.003 0	0.210 0
Gd	0.007 8	0.009 9	-	0.003 4	0.005 5	0.064 0	0.040 0	-	0.003 8	0.008 4	0.700 0
Tb	0.000 7	0.001 4	-	0.000 5	0.000 7	0.014 0	0.006 2	-	0.000 7	0.001 7	0.130 0
Dy	0.005 4	0.011 0	-	0.003 3	0.004 9	0.091 0	0.040 0	-	0.004 4	0.008 1	0.830 0
Ho	0.001 3	0.002 1	-	0.001 2	0.001 5	0.021 0	0.010 0	-	0.001 2	0.002 3	0.190 0
Er	0.004 7	0.006 6	-	0.004 1	0.008 8	0.056 0	0.032 0	-	0.006 7	0.005 7	0.530 0
Tm	0.001 4	0.001 4	-	0.001 3	0.002 5	0.008 7	0.004 8	-	0.001 4	0.001 1	0.074 0
Yb	0.014	0.013	-	0.012	0.022	0.064	0.032	-	0.014	0.010 0	0.480 0
Lu	0.003 1	0.002 7	-	0.003 0	0.004 4	0.011 0	0.006 7	-	0.003 1	0.001 7	0.076 0
Sc	6.93	8.17	-	6.97	6.28	7.72	8.19	-	6.22	4.43	15.8
V	23.5	24.3	-	27.8	25.1	22.8	27.2	-	23.3	14.6	84.9
Cr	2 528	3 570	-	2 785	2 720	2 879	3 318	-	2 460	1 213	2 588
Co	95.7	96.6	-	91.6	94.3	91.4	93.9	-	90.7	104.0	117.0
Ni	2 136	2 049	-	1 996	2 056	1 942	1 985	-	2 048	2 121	1 388

主量元素单位为  $w_B/\%$ , 微量元素为  $w_B/10^{-6}$ ; - 表示未检出。

## 5 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

用于分析的锆石颗粒都较小, 粒度变化为 25~100 $\mu\text{m}$  之间, 具有明显的尖锐晶棱和生长环带, 为岩浆锆石, 阴极发光图像见图 10, 测试数据见表 6。异剥橄榄岩(样品 FC-22)中锆石点号 1 和 4 的年龄很接近, 说明本样品中貌似核和幔的两部分应该是同期的生长纹理。2 个样品的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年谱

龄和图见图 11。

所有样品的 Th/U 从 0.21~1.49 都大于 0.1, 说明其为岩浆锆石 (Claesson *et al.*, 2000), 与根据锆石阴极发光照片判断的结果一致。因此, 锆石的结晶年龄能代表成岩时代。2 个样品的加权平均年龄分别为  $848 \pm 12 \text{ Ma}$  ( $n = 7$ , MSWD = 1.9) 和  $827 \pm 9 \text{ Ma}$  ( $n = 12$ , MSWD = 1.4), 其 MSWD 值都较小, 说明结果可靠, 据此推测皖南 SSZ 型蛇绿岩形成时间至少为  $848 \pm 12 \text{ Ma}$ 。



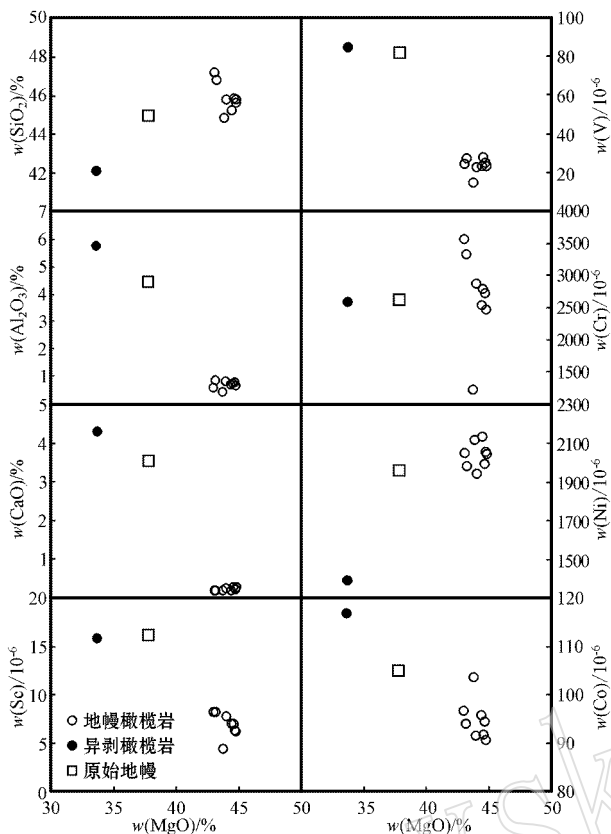


图 8 MgO 相对主要元素 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO 和微量元素 Ni、Cr、Co、Sc、V 的变异图解

Fig. 8 MgO plots showing compositional variations of peridotites and wehrlite from the Fuchuan ophiolite

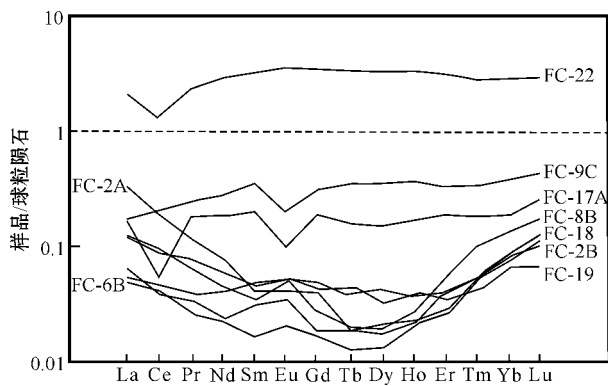


图 9 皖南伏川蛇绿岩中方辉橄榄岩、纯橄岩和异剥橄榄岩的稀土元素配分模式

Fig. 9 Rare earth element patterns of harzburgite, dunite and wehrlite from the Fuchuan ophiolite

## 6 讨论

### 6.1 成因构造背景

有关皖南蛇绿岩形成的构造环境有多种认识。白文吉等 (1986) 根据伏川蛇绿岩上部火山岩 (细碧-角斑岩) 的 LREE 显著富集、不同于大洋中脊和岛弧火山岩的特点, 推测皖南蛇绿岩形成于初始的弧后盆地, 周新民等 (1989) 根据蛇绿岩地质及其  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为 +2.64 认为伏川蛇绿岩形成于陆壳上的具有弧后盆地或陆内裂谷性质的小洋盆, 但是伏川蛇绿岩上部火山岩和辉长岩的微量元素地球化学特征指示皖南蛇绿岩

表 6 伏川蛇绿岩异剥橄榄岩和辉长岩中锆石 SHRIMP U-Pb 测试结果

Table 6 SHRIMP U-Pb analyses of zircons from wehrlite and gabbro in the Fuchuan ophiolite

岩石	点号	普通 <sup>206</sup> Pb/%	$\omega_{\text{B}}/10^{-6}$		<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	同位素比值				年龄/Ma	
			U	Th		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	误差/%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	误差/%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ
辉长岩 FC-5	1	4.89	82	29	0.37	0.138 6	2.4	0.930	2.0	836.7	18.7
	5	1.61	407	121	0.31	0.139 9	1.9	1.201	3.8	844.3	15.1
	6	0.87	421	85	0.21	0.147 0	1.9	1.301	3.5	884.4	15.4
	7	1.48	128	92	0.75	0.134 8	2.4	1.241	5.4	815.5	18.1
	11	0.48	334	99	0.31	0.143 6	2.1	1.362	3.4	865.2	16.6
	12	0.28	326	52	0.16	0.138 3	1.9	1.281	2.4	835.0	14.7
异剥橄榄岩 FC-22	14	0.89	348	91	0.27	0.140 4	1.9	1.312	3.5	846.9	14.9
	1	2.41	93	69	0.77	0.139 1	2.4	1.321	6.6	839.4	19.1
	2	2.48	108	100	0.96	0.135 9	2.0	1.206	6.2	821.6	15.7
	4	0.46	360	520	1.49	0.138 1	2.3	1.247	3.5	833.6	18.3
	5	2.46	98	99	1.05	0.129 2	2.2	1.151	8.6	783.5	15.9
	6	2.13	121	102	0.87	0.143 1	2.0	1.196	6.0	862.4	16.3
	7	3.40	112	80	0.74	0.138 2	2.6	1.200	13.0	834.7	20.5
	8	1.07	245	278	1.17	0.137 1	1.9	1.246	3.3	828.1	14.9
	10	1.61	201	131	0.67	0.133 1	2.0	1.215	6.5	805.6	15.1
	11	2.59	132	102	0.80	0.137 7	2.1	1.176	8.5	831.8	16.1
12	1.79	215	149	0.72	0.138 8	1.9	1.206	5.7	837.7	15.3	
13	0.71	177	179	1.04	0.135 8	2.1	1.333	5.2	820.9	16.2	
15	0.92	325	341	1.08	0.137 5	1.9	1.232	3.2	830.7	14.7	

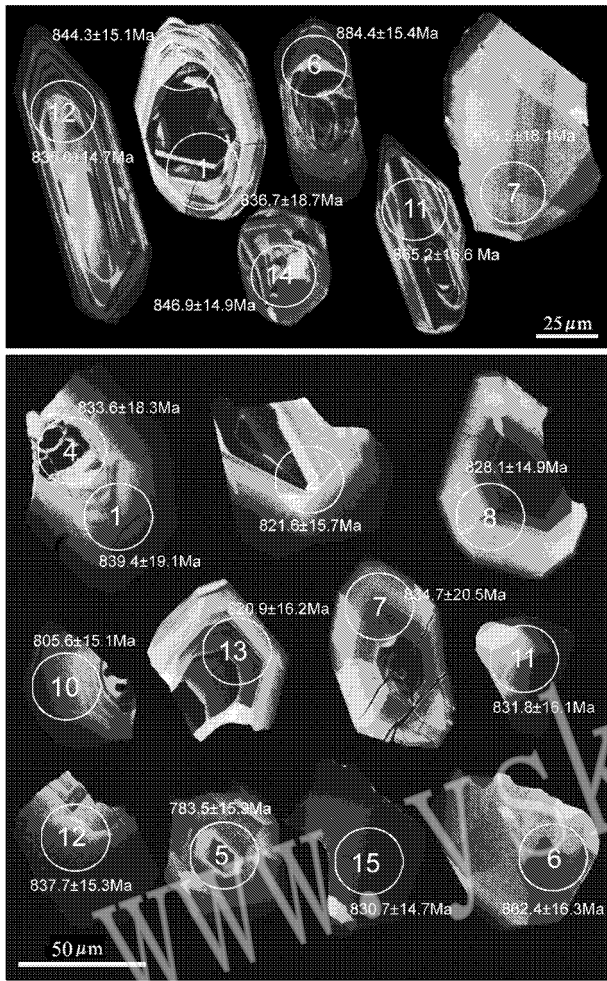


图 10 辉长岩(样品 FC-5)和异剥橄榄岩(样品 FC-22)中锆石阴极发光图像和测点位置

Fig. 10 Cathodoluminescence images of zircons in gabbro(FC-5) and wehrlite(FC-22) from the Fuchuan ophiolite and the analyzed spots

可能形成于古岛弧环境(邢凤鸣,1990),后来李献华等(1994)测得该带西南端赣东北蛇绿岩的变质火山岩、辉石岩等堆晶岩具有极低的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值(+5.5),指示赣东北蛇绿岩来源于强亏损地幔,不同于皖南蛇绿岩。

从伏川蛇绿岩方辉橄榄岩的造岩矿物和副矿物尖晶石成分来看,其橄榄石的  $F_o$  和斜方辉石的  $Mg^{\#}$  非常相近,这是熔融残留地幔橄榄岩中矿物的典型特征。对于区别蛇绿岩和太古宙绿岩(greenstone)来说,是否存在残留的地幔橄榄岩是一个重要的标志,绿岩的超镁铁质岩都是熔体相喷出岩——科马提岩。伏川方辉橄榄岩具有较高的  $Mg^{\#}$  以及  $F_o$  说明其具有较高的部分熔融程度,进而说明其是 SSZ 型蛇绿岩的地幔橄榄岩(Dick,1977;Komor *et al.*,1990;Beccaluva *et al.*,2004)。在图 7b 中,皖南伏川蛇绿岩方辉橄榄岩中副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  高于 50,均落在 SSZ 型蛇绿岩区域;在图 9 中,

$\Sigma REE$  是球粒陨石的 0.03~0.11 倍,其中轻稀土元素(LREE)是球粒陨石的 0.03~0.17 倍,中稀土元素(MREE)是球粒陨石的 0.015~0.046,重稀土元素(HREE)是球粒陨石的 0.05~0.1 倍,显示极度亏损的特征,U 型 REE 配分特征,指示方辉橄榄岩受到后期富集轻稀土元素的熔体相互作用,这与部分样品中尖晶石向富 Fe 方向演化的判断是一致的,这些都是 SSZ 型蛇绿岩中地幔橄榄岩所具有的典型特征(Elthon *et al.*,1982,1992;Pearce *et al.*,1984;Melcher *et al.*,2002)。

伏川蛇绿岩的堆晶岩组合为纯橄岩-异剥橄榄岩-辉石岩-辉长岩,属 DPG 型,该类型堆晶岩是在较高压力条件下由岩浆结晶分异形成的。目前研究成果表明 MOR 型蛇绿岩的 DTG 型堆晶岩的矿物结晶顺序为橄榄石-斜长石-单斜辉石(Pearce *et al.*,1984)。原始岩浆处于正常洋壳深度下(约 < 0.9 GPa),Bender 等(1978)的实验研究表明在 1 atm 下,橄榄石的结晶温度为 1 268℃,斜长石为 1 235℃,单斜辉石为 1 135℃,橄榄石的  $Mg^{\#}$ (88)高于斜方辉石(83),斜方辉石又高于单斜辉石(74),并且在 0~0.9 GPa 范围内,橄榄石、斜长石和单斜辉石的结晶顺序不变。Dick 和 Buller(1984)研究成果与 Bender 等(1978)的结果较为一致,认为低压条件下原始岩浆结晶出的橄榄石的  $Mg^{\#}$  高于斜方辉石(斜方辉石的  $Mg^{\#}$  甚至低于 74)和单斜辉石(甚至低于 82),并且副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  低于 60,这可能与部分熔融程度有关。而 SSZ 型蛇绿岩的 DPG 型堆晶岩矿物结晶顺序为橄榄石-单斜辉石-斜方辉石-斜长石(Pearce *et al.*,1984)。Niu(1997)实验岩石学研究成果表明,原始岩浆在高压下(>1 GPa),橄榄石的首晶区变小,辉石首晶区变大,斜长石变得不稳定,橄榄石和辉石在高压下的结晶能较为接近,所以原始岩浆经高压分离结晶作用形成纯橄岩+异剥橄榄岩+辉石岩的堆晶岩组合,并且斜方辉石、单斜辉石和橄榄石的  $Mg^{\#}$  较为接近。板块俯冲带是符合这种高压分离结晶的最佳构造环境。

伏川蛇绿岩地幔橄榄岩的岩石类型、结构和矿物成分以及堆晶岩的岩石组合,均指示伏川蛇绿岩形成于俯冲带上构造环境的可能性较大,应该属于 SSZ 型蛇绿岩,所以其形成时代直接指示古大洋由扩张开始转换为俯冲消减的时限(Pearce *et al.*,1984;Pearce,2003;Malpas *et al.*,2003;Stern,2004;史仁灯,2007;Shi *et al.*,2008)。

## 6.2 形成时代

有关皖南蛇绿岩及江南造山带西端赣东北蛇绿岩的形成时代问题,前人已做了较多的研究,但是一直未有统一认识。皖南和赣东北蛇绿岩上部熔岩的 Sm-Nd 等时线年龄介于 930~1 150 Ma 之间(徐备等,1989;周新民等,1989;周国庆等,1991;Chen *et al.*,1991),赣东北蛇绿岩锆石离子探针 U-Pb 年龄为 968 Ma(李献华等,1994),并据上部熔岩的元素地球化学与岛弧具有相似的特征,提出华夏板块与扬子板块之间在晋宁期存在陆-弧-陆碰撞(Li X *et al.*,1997)。吴荣新等(2005)研究表明皖南蛇绿岩上部辉长岩的锆石微区 U-Pb 年

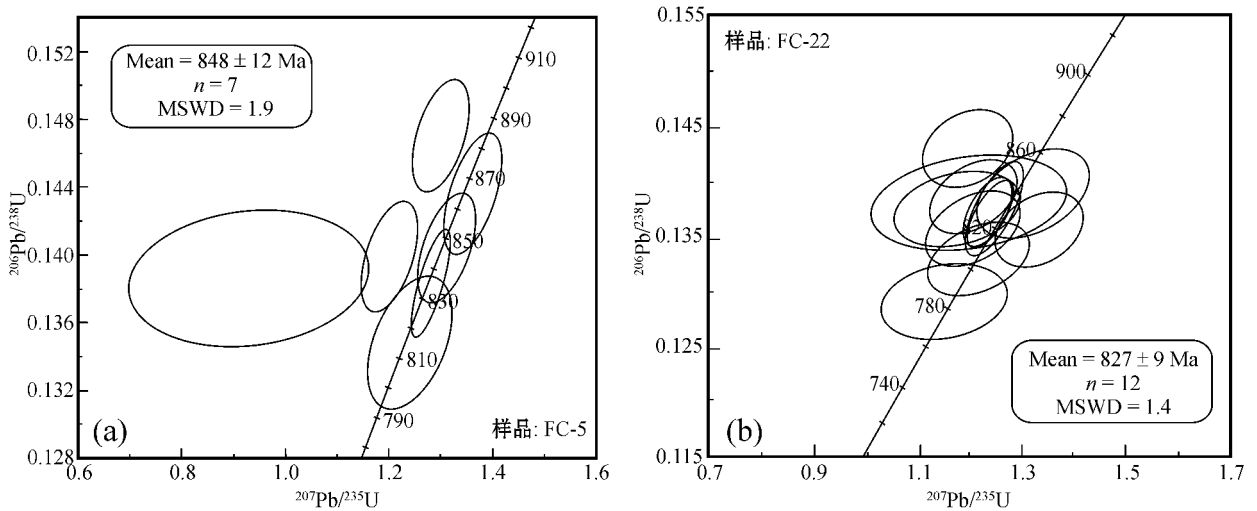


图 11 皖南蛇绿岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图

Fig. 11 Concordia diagram showing  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  ratio dating by SHRIMP in zircon grains in gabbro (FC-5) and wehrlite (FC-22) from the Fuchuan ophiolite

龄分为 3 组 891、826 和 764 Ma, 并据锆石氧同位素特征以及前人蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄, 认为 891 Ma 代表皖南蛇绿岩构造侵位时间, 后两组年龄是受到后期热液蚀变影响的结果, 这两组年龄与皖南地区广泛发育的与 Rodinia 超大陆裂解有关的花岗岩类年龄 (约 820~780 Ma, Li X *et al.*, 2003; Li Z *et al.*, 2003) 较为一致, 认为皖南蛇绿岩的形成可能受到 Rodinia 超大陆裂解的影响。然而此前的所有研究多是围绕蛇绿岩堆晶岩浅部相辉长岩和上部变质火山岩进行研究的, 而最能代表蛇绿岩成因构造背景特点的堆晶岩深部相以及直接侵入到蛇绿岩地幔橄辉岩中的辉长岩脉的研究较少, 而恰恰这两类岩石的年龄能直接制约蛇绿岩的形成时代。本文得到的锆石年龄  $848 \pm 12$  Ma ( $n = 7$ , MSWD = 1.9) 和  $827 \pm 9$  Ma ( $n = 12$ , MSWD = 1.4), 说明大约在 850 Ma 之前, 皖南蛇绿岩所代表的古大洋就开始由扩张转换为俯冲消减了。

### 6.3 构造意义

江南造山带是一个具有重要意义的构造带, 对于研究华南地区的历史和演化具有很重大的意义, 同时由于其可能与 Rodinia 超大陆裂解有关而倍受关注。

在华南板块内部存在两个代表不同时期的陆陆碰撞带, 一是四堡期 (1.1~1.0 Ga) 的南、北扬子碰撞带 (刘宝珺等, 1994); 二是青白口期 (1.0~0.8 Ga) 的华夏、扬子板块之间的碰撞带 (万天丰, 2004)。李正祥等 (Li *et al.*, 1996) 认为华夏与扬子板块碰撞发生在四堡期, 并认为是格林威尔 (Grenville) 碰撞带的一部分, 后来他还是将赣-皖蛇绿岩带置于四堡期碰撞带中, 认为此处只存在一个四堡期碰撞带 (Li *et al.*, 2002)。万天丰 (2004) 认为这两个碰撞带的界线相当接近, 很容易混淆, 并指出四堡期与 Rodinia 超大陆形成有关,

而青白口期的华夏与扬子板块碰撞时间滞后于 Rodinia 超大陆形成时间。“分割”华夏与扬子板块的江南造山带中的皖南蛇绿岩的成因构造背景以及形成时代的不同认识可能是产生这种不同观点的主要原因, 例如 Li Z X 等 (2002) 引用的赣-皖蛇绿岩的时代约为 1.0 Ga, 但对蛇绿岩的成因构造背景并没有阐述。

如前文所述, 皖南蛇绿岩主要由极度亏损的方辉橄辉岩和 DPG 型堆晶岩组成, 指示皖南蛇绿岩属于 SSZ 型蛇绿岩, 形成于俯冲带之上的构造环境, SSZ 型蛇绿岩的年龄指示的是古大洋开始俯冲消减、两个陆块开始准备碰撞的时间, 而非古大洋裂解时间。在皖南 SSZ 型蛇绿岩中, 侵入到方辉橄辉岩中的辉长岩年龄为  $848 \pm 12$  Ma ( $n = 7$ , MSWD = 1.9), 深层堆晶岩岩剥橄辉岩年龄为  $827 \pm 9$  Ma ( $n = 12$ , MSWD = 1.4), 代表了该区古大洋由扩张开始转化为俯冲消减的时间, 也就是说该带的形成时间要晚于四堡期的南、北扬子板块碰撞时间, 与青白口期的华夏与扬子板块聚合时间较为吻合, 即皖南蛇绿岩带代表的是华夏与扬子板块在皖南地区的分界线, 其年龄是华夏与扬子板块开始聚合的时间下限。

## 7 结论

出露于江南造山带皖南伏川一带的基性-超基性岩为形成于俯冲带上的 SSZ 型蛇绿岩, 由强烈亏损的方辉橄辉岩和 DPG 型堆晶岩以及上覆细碧角斑岩化的中基性熔岩组成, 其形成时代为 827~848 Ma, 指示存在于华夏板块和扬子板块之间的古洋盆在新元古代 (~850 Ma) 之前就由扩张开始转化为俯冲消减, 因而皖南伏川蛇绿岩可能是 Rodinia 超大陆形

成时的“响应”,而非裂解的产物。

致谢 在野外工作中,得到安徽省地质矿产局 332 队地质队支利庚高级工程师和中国地质科学院地质研究所王希斌研究员的指导帮助,在电子探针分析过程中,南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室的王汝成教授、张文兰老师给予了耐心的指导和帮助,在此一并表示感谢。

## References

- Bai Wenji, Gan Qigao, Xing Fengming, *et al.* 1986. Discovery of well-reserved ophiolite and its basical characters in southeastern margin of the Jiangnan Ancient Continent [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 5(4): 289~299 (in Chinese with English abstract).
- Beccaluva L, Coltorti M, Giunta G, *et al.* 2004. Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction model [J]. *Tectonophysics*, 393: 163~174.
- Bender J F, Hodges F N and Bence A E. 1978. Petrogenesis of basalts from the Project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15kbar [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41(3): 277~302.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, *et al.* 2003. TEMORA1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology [J]. *Chem. Geol.*, 200(1~2): 155~170.
- Chen J F, Foland K A, Xing F M, *et al.* 1991. Magmatism along the southeast margin of the Yangtze and Cathaysia block of China [J]. *Geology*, 19: 815~818.
- Claesson S V, Vertin T and Bayanova H D. 2000. U-Pb zircon ages from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia: a record of geological evolution from the Archean to the Paleozoic [J]. *Lithos*, 51: 95~108.
- Coleman R G. 1977. Ophiolite [M]. Berlin: Springer.
- Dick H J B. 1977. Partial melting in the Josephine peridotite, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry [J]. *American Journal of Science*, 277: 801~832.
- Dick H J B and Bullen T. 1984. Chromium spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 54~76.
- Dick H J B, Fisher R L and Bryan W B. 1984. Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 88~106.
- Elthon D, Casey J F and Komor S. 1982. Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the bay of islands ophiolite: evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalt [J]. *J. Geophys. Res. B.*, 87(10): 8 717~8 734.
- Elthon D, Stewart M and Ross D K. 1992. Composition trends of minerals in oceanic cumulates [J]. *J. Geophys. Res.*, 97: 15 189~15 199.
- Guo Lingzhi, Shi Yangshen and Ma Ruishi. 1984. The study of the geo-texture of southeast of China [J]. *Journal of Nanjing University*, 20: 732~739 (in Chinese with English abstract).
- Hao Ziguang, Wang Xibin, Bao Peisheng, *et al.* 1989. Geological characteristics and genetic study on ophiolites of the two types in the western Zhungeer, Xinjiang Uygur Autonomous Region [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 4(3): 67~77 (in Chinese with English abstract).
- Hoffman P F. 1991. Did the breakup of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? [J]. *Science*, 252: 1 409~1 412.
- Kelemen P B, Dick H J B and Quick J E. 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle [J]. *Nature*, 358(6 388): 635~641.
- Komor S C, Grove T L and Hebert R. 1990. Abyssal peridotites from ODP Hole 670A (21°10'N, 45°02'W): Residues of mantle melting exposed by non-constructive axial divergence [A]. Detrick R, Honnorez J, Bryan W B, *et al.* Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results [C]. 106/109: 85~101.
- Li X H, Li Z X, Ge W C, *et al.* 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825Ma? [J]. *Precamb. Res.*, 122: 45~83.
- Li X H, Zhao J X, McCulloch M T, *et al.* 1997. Geochemical and Sm-Nd isotopic of Neoproterozoic ophiolites from southeastern China: petrogenesis and tectonic implications [J]. *Precamb. Res.*, 81: 129~144.
- Li X H, Zhou G Q, Zhao J X, *et al.* 1994. SHRIMP ion microprobe zircon U-Pb age of the NE Jiangxi ophiolite and its tectonic implications [J]. *Geochimica*, 23: 125~131 (in Chinese with English abstract).
- Li Z X. 1998. Tectonic history of the major East Asia lithosphere blocks since the mid-Proterozoic—A synthesis [A]. Flower M F J. Mantle Dynamics and Plate interactions in East Asia (Geodynamics Series) [C]. Washington, D C: AGU, 27: 221~244.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, *et al.* 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlatings with other continents: evidence for a mantle superplume that broken-up Rodinia [J]. *Precamb. Res.*, 122: 85~109.
- Li Z X, Li X H, Zhou H W, *et al.* 2002. Grenvillian continental collision in south China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia [J]. *Geology*, 30: 163~166.
- Li Z X, Zhang L and Powell C M A. 1996. South China in Rodinia: part of the missing link between Australia-East Antarctic and Laurentia [J]. *Geology*, 23: 407~410.
- Liu Baojun, Xu Xiaosong and Xia Wenjie. 1994. The Ancient Geography Atlas of Lithofacies in Southern of China (Sinian-Trias) [M]. Beijing: Science Publishing House (in Chinese).
- Malpas J, Zhou M F, Robinson P T, *et al.* 2003. Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the Yarlung Zangbo ophiolites, Southern Tibet [A]. Dilek Y and Robin-

- son P T. Ophiolites in Earth History[C]. London: Geological Society, Special Publications, 218: 191~206.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. Chem. Geol., 120: 223~253.
- McMenamin M A S and McMenamin D L S. 1990. The Emergence of Animals—The Cambrian Breakthrough[M]. New York: Columbia Univ. Press, 217.
- Melcher F, Meisel T, Puhl J, et al. 2002. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constrains from geochemistry[J]. Lithos, 65: 69~112.
- Moores E M. 2002. Pre-1 Ga (pre-Rodinia) ophiolites: Their tectonic and environmental implications[J]. Geological Society of America Bulletin, 114(1): 80~95.
- Niu Y L. 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites[J]. J. Petrol., 38: 1047~1074.
- Pearce J A. 2003. Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues[A]. Dilek Y and Newcomb S. Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought Colorado[C]. Geological Society of American Special Paper, 373: 269~293.
- Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites[A]. Kokelaar B P and Howells M F. Marginal Basin Geology[C]. London: Geological Society of London Special Publication, 16: 77~94.
- Powell C M, Li Z X, McElhinny M W, et al. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana[J]. Geology, 21: 889~892.
- Shen Weizhou, Zou Haibo, Chu Xuejun, et al. 1992. Nd, Sr, and O isotopic study on Fuchuan ophiolite suite in Anhui province[J]. Scientia Geologica Sinica, 4: 333~341 (in Chinese with English abstract).
- Shi Rendeng. 2007. SHRIMP dating of the Bangong Lake SSZ-type ophiolite: Constraints on the closure time of ocean in the Bangong Lake-Mujiang River, northwestern Tibet[J]. Chinese Science Bulletin, 52(7): 936~941.
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, et al. 2005. Recognition of MOR-and SSZ-type ophiolites in the Bangong Lake ophiolite mélange, western Tibet: evidence from two kinds of mantle peridotites[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 24(5): 397~408 (in Chinese with English abstract).
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, et al. 2008. The Bangong Lake ophiolite (NW Tibet) and its bearing on the tectonic evolution of the Bangong-Nujiang suture zone[J]. J. Asi. Earth Sci., 32: 438~457.
- Song Biao, Zhang Yuhai and Liu Dunyi. 2002. Mounting and analytical procedure of zircon SHRIMP dating[J]. Geol. Rev., 48: 26~30 (in Chinese with English abstract).
- Stern R J. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 226: 275~292.
- Wan Tianfeng. 2004. The Compendium of Tectonics of China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 68~74 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xibin and Bao Peisheng. 1996. Genetic types of China's ophiolite and their metallogenetic specialization[A]. Zhang Qi. Study on Ophiolites and Geodynamics[C]. Beijing: Geological Publishing House, 67~74 (in Chinese with English abstract).
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe[A]. Mckibben M A, Shanks W C and Ridley W I. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes[C]. Reviews in Economic Geology, 7: 1~35.
- Wu Rongxin, Zheng Yongfei and Wu Yuanbao. 2005. Zircon U-Pb dating and element and oxygen isotope geochemistry of gabbro from ophiolites in South Anhui[J]. Acta Geoscientica Sinica, 26(Sup.): 70~73 (in Chinese with English abstract).
- Xing Fengming. 1990. Geochemical indication of formation environment of Fuchuan ophiolites in Southern Anhui Province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 9(1): 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Xing Fengming, Xu Xiang, Ren Siming, et al. 1988. The petrochemistry and formational age and conditions of the Shexian intrusion in Southern Anhui province[J]. Geological Review, 34(5): 400~413 (in Chinese with English abstract).
- Xu Bei and Qiao Guangsheng. 1989. Sm-Nd isotopic age and tectonic setting of the late Proterozoic ophiolite in northeastern Jiangxi province[J]. Journal of Nanjing University, (3): 108~114 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Guoqing and Zhao Jianxin. 1991. Study of Sm-Nd isotopic composition of ophiolites from southeastern margin of Yangzi of craton South China in the Jiangxi province[J]. Chinese Science Bulletin, 36(2): 129~132 (in Chinese).
- Zhou Xinmin and Wang Dezi. 1988. The peraluminous granodiorites with low initial  $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  ratio their genesis in southern Anhui province, eastern China[J]. Acta Petrologica Sinica, 4(3): 37~45 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xinmin, Zou Haibo, Yang Jiedong, et al. 1989. Sm-Nd isochron age and its geological significance for ophiolite from Fuchuan of the She County of Anhui province[J]. Chinese Science Bulletin, 16: 1243~1245 (in Chinese).

#### 附中文参考文献

- 白文吉, 甘启高, 邢凤鸣, 等. 1986. 江南古陆东南缘蛇绿岩完整层序剖面的发现和基本特征[J]. 岩石矿物学杂志, 5(4): 289~299.
- 郭令智, 施央申, 马瑞士, 等. 1984. 中国东南地体构造的研究[J]. 南京大学学报, 20: 732~739.
- 郝梓国, 王希斌, 鲍佩声, 等. 1989. 新疆西准噶尔地区两类蛇绿岩的地址特征及其成因研究[J]. 地质找矿论丛, 4(3): 67~77.

- 李献华,周国庆,赵建新,等. 1994. 赣东北蛇绿岩的离子探针锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 地球化学, 23: 125~131.
- 刘宝瑛,许效松,夏文杰,等. 1994. 中国南方岩相古地理图集(震旦纪-三叠纪)[M]. 北京:科学出版社.
- 沈渭洲,邹海波,楚雪君,等. 1992. 安徽伏川蛇绿岩套的 Nd-Sr-O 同位素研究[J]. 地质科学, 4: 333~341.
- 史仁灯. 2007. 班公湖 SSZ 型蛇绿岩年龄对班-怒洋时限的制约[J]. 科学通报, 52(2): 223~227.
- 史仁灯,杨经绥,许志琴,等. 2005. 西藏班公湖存在 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩——来自两种不同地幔橄辉岩的证据[J]. 岩石矿物学杂志, 24(5): 397~408.
- 宋 彪,张玉海,刘敦一. 2002. 微区原位分析仪器 SHRIMP 的产生与锆石同位素地质年代学[J]. 质谱学报, 23(1): 58~62.
- 万天丰. 2004. 中国大地构造学纲要[M]. 北京:地质出版社, 68~74.
- 王希斌,鲍佩声. 1996. 试论中国蛇绿岩成因及其成矿专属性[A]. 张 旗. 蛇绿岩与地球动力学研究[C]. 北京:地质出版社, 67~74.
- 吴荣新,郑永飞,吴元保. 2005. 皖南蛇绿岩套辉长岩锆石 U-Pb 定年以及元素和氧同位素研究[J]. 地球学报, 26(增刊): 70~73.
- 邢凤鸣. 1990. 皖南伏川蛇绿岩形成环境的地球化学标志[J]. 岩石矿物学杂志, 9(1): 1~12.
- 邢凤鸣,徐 祥,任思明等. 1988. 皖南歙县岩体的岩石地球化学特征、形成时代和成岩条件[J]. 地质论评, 34(5): 400~413.
- 徐 备,乔广生. 1989. 赣东北晚元古代蛇绿岩套的 Sm-Nd 同位素年龄及原始构造环境[J]. 南京大学学报, (3): 108~114.
- 周国庆,赵建新. 1991. 华南扬子克拉通东南缘赣东北蛇绿岩的 Sm-Nd 同位素研究[J]. 科学通报, 36(2): 129~132.
- 周新民,王德滋. 1988. 皖南低<sup>87</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr 初始比的过铝花岗岩及其成因[J]. 岩石学报, 4(3): 37~45.
- 周新民,邹海波,杨杰东,等. 1989. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义[J]. 科学通报, 16: 1 243~1 245.

www.yskw.ac.cn