

桐柏山造山带南麓橄长质岩墙(床)群的矿物化学、地球化学特征与成因意义

薛怀民¹, 马芳²

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871)

摘要: 桐柏山造山带南麓随州-枣阳地区的超镁铁-镁铁质岩墙(床)群分为性质完全不同的两类: 橄长质岩墙(床)群和变质的基性岩墙群。其中橄长质岩墙(床)群未经历过任何变形和变质作用的影响, 其侵位时代应不早于区内高压-超高压变质作用的时间(220~240 Ma), 可能属晚造山或后造山岩浆作用的产物。这些橄长质岩墙(床)群中主要造岩矿物为橄榄石、斜长石、斜方辉石和单斜辉石, 含少量金云母。其中橄榄石的 Fo 介于 72~78 之间, 为贵橄榄石; 斜长石以倍长石为主, 少数为拉长石; 单斜辉石主要为普通辉石, 少数为透辉石; 金云母中含较高的 TiO_2 (3.36%), 属钛金云母变种。橄榄石和普通辉石之间的平衡温度主要介于 1120~1165 °C 之间, 普通辉石的结晶温度为 971~1079 °C。橄长质岩墙(床)群在地球化学上以高 Al_2O_3 (17.25%~20.20%) 和 MgO (9.56%~15.30%) 含量、高的 MgO/FeO^* 值(1.26~1.76) 以及低 TiO_2 (0.33%~0.58%) 和低碱($Na_2O+K_2O=1.64\%~2.23\%$) 为特征, 过渡元素的丰度($Cr=70\sim 125\ \mu g/g$, $Ni=251\sim 518\ \mu g/g$, $Co=54\sim 75\ \mu g/g$) 和 $Mg^\#$ 值(54~67) 均较高, 其性质可近似代表上地幔部分熔融所形成的母岩浆。稀土元素含量低($\Sigma REE=18.66\sim 35.42\ \mu g/g$), 轻、重稀土元素之间的分馏程度较强, $(La/Yb)_N=4.4\sim 4.7$, 尤以强的 Ba、Sr 及 Eu 正异常($\delta Eu=1.31\sim 1.49$) 为显著特征, 表明其中有较多的富钙斜长石聚集。高场强元素 Nb、Ta、U、Th 以及 Zr 和 Hf 无明显异常, 不同于区内早古生代玄武岩所揭示的富集型上地幔的地球化学特征, 而与造山带内及前、后陆地区古近纪玄武岩的地球化学特征非常相似, 可能表明造山带山根拆沉后, 发生过软流圈地幔与大陆岩石圈地幔强烈的相互作用。橄长质岩墙群的出现说明俯冲板块的后缘曾发生过岩石圈范围的强烈拉张作用。

关键词: 橄长岩; 基性岩墙(床)群; 地球化学; 随州; 桐柏山造山带

中图分类号: P588.12+4; P595; P574.2 文献标识码: A 文章编号: 1000-6524(2005)05-0409-09

Mineral chemistry and geochemistry of troctolitic dyke (sill) swarms on the southern piedmont of the Tongbai orogenic belt and their genetic implications

XUE Huai_min¹ and MA Fang²

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

2. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: The ultramafic- mafic dyke swarms on the southern piedmont of the Tongbai orogenic belt in Suizhou-Zaoyang area consists of two remarkably different types: troctolitic dyke (sill) swarms and metamorphosed mafic dyke ones. The troctolitic dyke swarms did not experience any metamorphism, so its emplacement age might be not earlier than that of the HP-UHP metamorphism (220~240 Ma), belonging probably to the product of late- to post-orogenic magmatism. Nevertheless, the metamorphosed mafic dyke swarms are geochemically very similar to Late Proterozoic basalt of Huashan Group in the area and are thus likely to be a cognate phase. The troctolitic dyke swarms consist chiefly of olivine, plagioclase, orthopyroxene and clinopyroxene with minor phlogopite. Olivine is chrysolite (Fo 72~78). Plagioclase crystals are mainly bytownite with minor labradorite. Clinopyroxene includes augite and diopside. The TiO_2 content of phlogopite (3.36%) is high and indicates a Ti-rich variety. The olivine-augite equilibrium tempera-

收稿日期: 2005-07-15; 修订日期: 2005-08-05

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40472035); 国家重点基础研究发展规划资助项目(2003CB716502)

作者简介: 薛怀民(1962-), 男, 研究员, 主要从事岩石学与地球化学研究工作, E-mail: huaiminx@sina.com.cn.

tures mainly range from 1 120 to 1 165 °C, and the crystallization temperatures of augites range from 971 to 1 079 °C. The rocks are characterized by high Al_2O_3 (17.25% ~ 20.20%), MgO (9.56% ~ 15.30%) and MgO/FeO^* (1.26 ~ 1.76), and low TiO_2 (0.33% ~ 0.58%) and alkaline ($Na_2O + K_2O = 1.64\% \sim 2.23\%$). The transitional element contents ($Cr = 70 \sim 125 \mu g/g$, $Ni = 251 \sim 518 \mu g/g$, $Co = 54 \sim 75 \mu g/g$) and the Mg numbers ($Mg^{\#} = 54 \sim 67$) are relatively high in the rocks, which may approximately represent partial melting of the parental magma in the upper mantle. The rare earth element contents of the troctolitic swarms are low ($\Sigma REE = 18.66 \sim 35.42 \mu g/g$) and are characterized by relative strong fractionation between LREE and HREE [$(La/Yb)_N = 4.4 \sim 4.7$] and especially by prominent features of strong Ba, Sr and Eu positive anomalies ($Eu/Eu^* = 1.31 \sim 1.49$), thus suggesting relative enrichment of Ca plagioclase in the swarms. There exist no HFS (high field strength) elements (Nb, Ta, U, Th, Zr, Hf) anomalies in the troctolitic dyke swarms. Such phenomena are quite different from geochemical characteristics of the enrichment_type upper mantle indicated by the early Paleozoic basalt in the area, but similar to the features of Paleogene basaltic rocks in the orogenic belt, the foreland and the backland. It is thus considered that, with the delamination of the mountain root, intense interaction occurred between the subcontinental lithospheric mantle and the lower mantle. The development of troctolitic dyke (sill) swarms means a strong extensional event in the back part of the subducted plate after the delamination of the mountain root.

Key words: troctolite; basic dyke (sill) swarm; geochemistry; Suizhou; Tongbai orogenic belt

桐柏山造山带位于秦岭加里东期(超)高压变质带与大别山-苏鲁印支期高压-超高压变质带的转折和复合部位,是中国中央造山带的重要组成部分。该造山带南麓的随州-枣阳地区在地质上引人注目的特征之一是广泛出露有超镁铁-镁铁质岩墙(床)群,但到目前为止,除了1:20万宣城幅和随县幅^①以及有关图幅的1:5万区域地质调查报告^{②③}对此有所涉及外,尚未见有矿物学、岩石学、地球化学以及年代学方面研究成果的报道。由于它们所处的构造位置独特、规模又较大,且基性岩墙群的出现本身就代表着特殊的构造环境,其形成往往与岩石圈的伸展作用有关,是大陆开始裂解或地幔柱活动的重要标志(Halls & Hatts, 1990; Ernst *et al.*, 1995; Hoek & Seitz, 1995; Pamganamamula & Puffer, 1996; 马芳等, 2000),因而对该岩墙群的研究具有重要的地质意义。

对于这些超镁铁-镁铁质岩墙(床)群的侵位时代,目前尚没有具体的同位素年龄资料,但习惯将它们归于晚元古代(湖北省地质矿产局, 1982)。但在野外产出特征、变质变形与否以及矿物组成和结构等宏观和微观特征上,这些岩墙(床)群可分为性质完全不同的两类:橄长质岩墙(床)群和变质的基性岩墙群,它们明显不是同期侵位的。其中橄长质岩墙(床)群未经历过任何变形和变质作用的影响,推测其侵位时代应不早于区内高压-超高压变质作用的时间(220 ~ 240 Ma) (Ames *et al.*, 1996; Chavagnac & Jahn, 1996; Rowley, *et al.*, 1997; Hacker *et al.*, 1998)。本文主要研究这些橄长质岩墙(床)群的矿物化学与地球化学特征,并通过与区内变质的基性岩墙群及加里东期玄武岩的对比,探讨区内晚造山-后造山阶段的山根动力学。

1 区域地质与岩石学

随(州)-枣(阳)地区处在桐柏山造山带南麓的高压变质

带内,以北西向的襄樊-广济边界断裂与扬子板块相接触。区内主要出露晚元古代随县群的变质基底,但在西南缘靠近扬子板块有一定规模的早古生代沉积-火山岩盖层产出(图1)。随县群的岩石虽然已发生了强烈的变形和变质,但大多数情况下原岩的结构尚清晰可辨,恢复原岩主要是一套以酸性端员占优势的双峰式火山-沉积岩组合。岩石类型包括变质酸性火山岩(白云石英钠长片岩、黑云二长片麻岩和钠长浅粒岩等)、变质基性火山岩(绿帘钠长角闪片岩、钠长绿泥阳起片岩、钠长阳起绿帘绿泥片岩等)和沉积变质岩(白云石英片岩、长石石英片岩、白云母片岩等)。面理走向总体平行于区域构造线的延伸方向,呈北西向,倾向不甚稳定,但总体倾向北东,倾角较缓,一般 $20^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 。

变质基性岩墙群主要分布在造山带南缘的安陆-随州-枣阳一线,少量跨越襄樊-广济断裂进入扬子地台北缘的大洪山区。这套基性岩墙群由近百条岩墙构成,总体呈北西走向,但在靠近南阳盆地变为近东西向。单个岩墙的宽度相对较窄,一般2~10 m,面理发育,面理产状总体与围岩的构造协调。岩石为变辉绿结构,其中斜长石几乎已全部蚀变为粘土矿物或绢云母,但斜长石的晶形仍保留清楚。辉石均呈不规则状充填在斜长石格架的间隙中,部分辉石有明显的绿泥石化,少数已转变为角闪石。

与变质基性岩墙群相比,橄长质岩墙(床)群的分布范围明显较窄,主要集中在随州附近,受北西向区域性构造控制,总体也呈北西向延伸(图1),但单个岩墙多呈席状产出,产状平缓,野外露头往往构成一些低矮的平台。岩石新鲜,未受到任何变形和变质作用的影响(图2)。主要造岩矿物为橄榄石(Ol)、斜方辉石(Opx)、单斜辉石(Cpx)和斜长石(Pl),含少量金云母(黑云母, Bio)。斑状结构,斑晶为橄榄石,粒状,表面裂隙较发育,仅沿裂隙有少许蚀变(图2A),含量20%~

① 湖北省地质局区域地质测量队. 1982. 宣城幅、随县幅 1:20 万区域地质调查报告(内部资料).

② 湖北省区域地质调查所. 1994. 贯庄幅、马坪镇幅 1:5 万区域地质调查报告(内部资料).

③ 湖北省区域地质调查所. 1996. 平林市幅、王家店幅 1:5 万区域地质调查报告(内部资料).

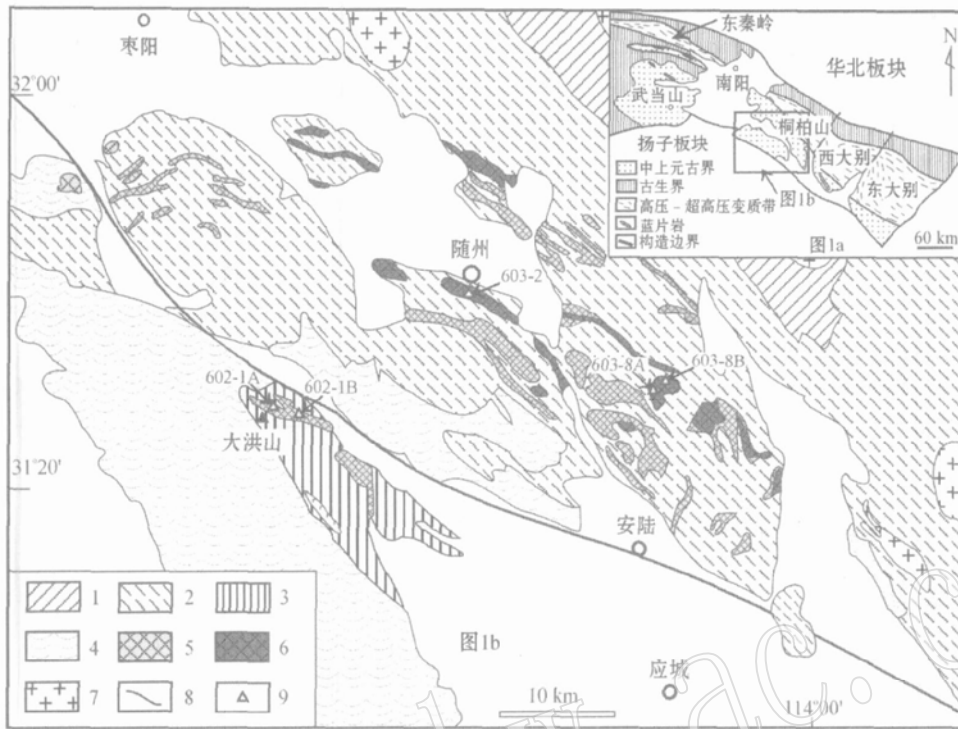


图 1 随州地区地质简图[据湖北省地质矿产局(1982) 修改]

Fig. 1 Simplified geological map of Suizhou area (modified after Bureau of Geology and Mineral Resources of Hubei Province, 1982)

- 1—大别群; 2—随县群; 3—花山群; 4—早古生代地层; 5—变质基性岩墙; 6—橄长质岩墙(床); 7—燕山期花岗岩; 8—断层; 9—采样点
- 1—Dabie Group; 2—Suixian Group; 3—Huashan Group; 4—Early Paleozoic strata; 5—metamorphic basic dyke swarms; 6—troctolitic dyke (sill) swarms; 7—Yanshanian granite; 8—fault; 9—sampling spot

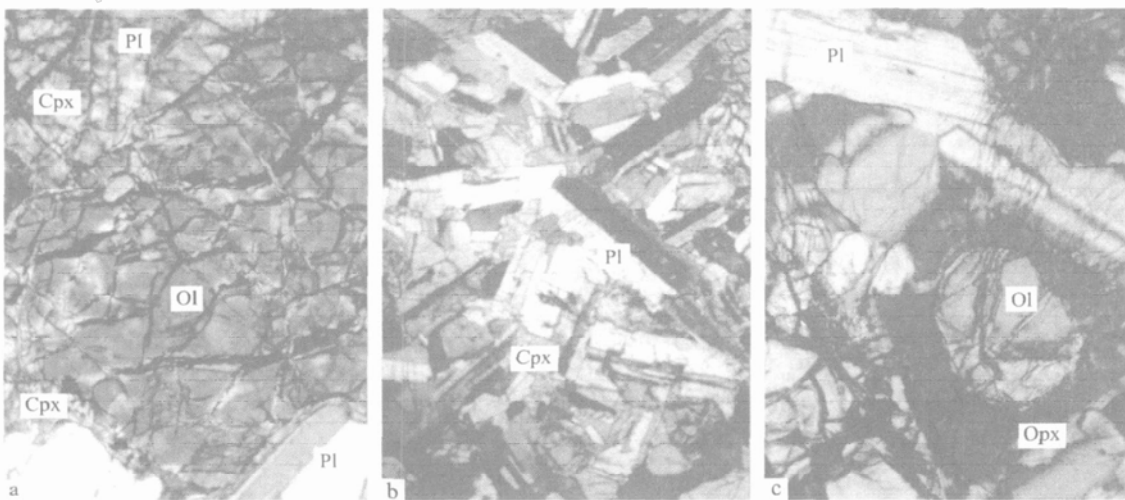


图 2 橄长质岩墙的显微结构

Fig. 2 Microstructure of troctolitic dyke swarms from Suizhou area, Hubei Province

35%。基质辉绿结构,斜长石呈自形长柱状,不规则排列组成格架,辉石呈他形充填在斜长石格架的间隙中(图 2B)或围绕橄榄石生长(图 2A、C)。

2 分析方法

主要元素测定是在国家地质实验测试中心用 X 荧光光

谱法(XRF)完成的,所用仪器为日本理学 3080;微量元素和稀土元素是在中国地质大学壳幔体系组成、物质交换及动力学开放研究实验室测定的,所用仪器为 Elan 6100 DRC 等离子体光谱仪。矿物成分是由中国地质科学院矿床研究所电子探针实验室分析的,所用仪器为日本产 JEOL JXA_8808R。

3 主要造岩矿物的成分

3.1 辉石

岩石中辉石包括斜方辉石和单斜辉石两种,均呈他形晶充填在斜长石格架的间隙中或围绕橄榄石生长。斜方辉石中硅辉石分子含量很低($W_o = 1.3 \sim 2.8$), $Mg^{\#}$ 值较高, En 高达 72.3%~77.8%, 属顽火辉石;单斜辉石中主要阳离子 Mg ($MgO = 13.44\% \sim 16.67\%$)、 Ca ($CaO = 19.55\% \sim 21.60\%$)、 Fe ($FeO = 6.18\% \sim 10.39\%$) 的含量变化不大,但 Al_2O_3 (1.78%~5.21%) 和 TiO_2 (0.27%~2.10%) 的变化幅度较大,种属主要为普通辉石,部分为透辉石(表 1)。

有关辉石的温度计虽然较多,但其中大多数是针对地幔二辉橄榄岩而设计的(Wood & Banno, 1973; Brey & Kohler, 1990; Witt & Seck, 1991; Setz *et al.*, 1999),要求辉石的成分与尖晶石或石榴石达到平衡。就本研究而言,不仅岩石中不含尖晶石或石榴石,而且由于岩墙的定位深度浅,单个岩墙的规模又较小,温度下降较快,很难达到矿物之间元素的充分交换与平衡,所以这里引用矿物温度计计算岩墙的结晶或固结温度带有一定的尝试性。Kretz (1982) 的研究发现自然界和实验中共生矿物 Ca 辉石(单斜辉石)和贫 Ca 辉石(斜方辉石或易变辉石)的化学成分明显受控于其结晶时的温度,即随着温度的升高, Ca 辉石中 Ca 的含量降低,并满足下列两个方程:

$$T = 1000 / [0.468 + 0.246X^{Cpx} - 0.123 \ln(1 - 2[Ca])] \quad (> 1080^\circ C)$$

$$T = 1000 / [0.054 + 0.608X^{Cpx} - 0.304 \ln(1 - 2[Ca])] \quad (< 1080^\circ C)$$

T 为绝对温度, X 和 $[Ca]$ 分别为单斜辉石中 $Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$ 和 $Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+})$ 值。据此算出橄长质岩墙(床)群中普通辉石的结晶温度为 971~1079 $^\circ C$,透辉石的结晶温度为 616~653 $^\circ C$ (表 1)。由岩石的显微结构可以确定,透辉石呈他形晶充填在其他矿物的间隙之间,是岩浆最晚结晶的产物,未与贫 Ca 辉石达到平衡,因而计算获得的透辉石结晶温度可能并不准确,但其结晶温度可代表岩墙完全固结的温度。

3.2 橄榄石

岩石中橄榄石均呈斑晶出现,不同样品中橄榄石的成分略有差别, Fo 介于 72%~78% 之间,远小于地幔岩中橄榄石的 $Fo(92 \sim 96)$ (Parlak *et al.*, 1996),为贵橄榄石。

橄榄石与富 Ca 单斜辉石之间 $Ca - Mg$ 和 $Mg - Fe$ 的分配情况受到温度和压力条件的控制,这已被很多实验所证实

(Brey & Kohler, 1990; Perkins & Vielzeuf, 1992; Kawasaki & Ito, 1992, 1994),但所有这些实验结果都是在类似于地幔的压力条件下(1.0~7.5 GPa)由简单体系 $CaO - MgO - FeO - SiO_2$ 及成分相当于二辉橄榄岩的天然样品获得的,缺少低压下基性岩中橄榄石-单斜辉石的地质温度计。Loucks (1996) 在低压下(0.1 MPa)用天然玄武质成分的样品做实验,较精确地标定了橄榄石和单斜辉石之间阳离子 $Mg - Fe^{2+}$ 交换的地质温度计。该实验条件较符合研究区的情况,根据解析所获得的图解,橄长岩中橄榄石和普通辉石之间的平衡温度除个别低到 1053 $^\circ C$ 和高到 1196 $^\circ C$ 外,主要介于 1120~1165 $^\circ C$ 之间(图 3),该温度可看作是橄榄石结晶的最低温度。

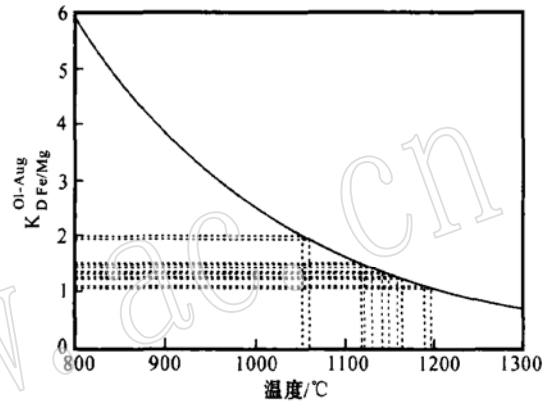


图 3 橄长质岩墙群中橄榄石和单斜辉石之间阳离子 $Mg - Fe^{2+}$ 交换与温度关系图

Fig. 3 Variation of $Mg - Fe^{2+}$ cation exchange between olivine and Ca_{rich} clinopyroxene with temperature for the troctolitic dyke swarms

3.3 斜长石

岩石中斜长石呈自形长柱状,卡钠复合双晶律和聚片双晶发育。斜长石牌号 An 介于 68~84 之间,以倍长石为主,少数进入拉长石范围内(表 1)。

3.4 金云母

金云母中 $Mg / (Mg + Fe)$ 高达 0.78, TiO_2 含量高达 3.36%,属钛金云母变种。

4 岩石地球化学

表 2 为橄长质岩墙群的化学成分,为对比,表中同时列出了变质基性岩墙群的成分。从表中可以看出,橄长质岩墙群的 SiO_2 含量为 42.83%~46.10%,介于镁铁-超镁铁质岩之间,偏向超镁铁质。岩石化学上以高 Al_2O_3 (17.25%~20.20%)、高 MgO (9.56%~15.30%) 和高 MgO/FeO° 值 (1.26~1.76),低 TiO_2 (0.33%~0.38%) 和低碱 ($Na_2O + K_2O = 1.64\% \sim 2.23\%$) 为特征,在硅碱图上位于亚碱性区域(图 4)。

表 1 橄长岩中主要矿物的化学成分

w B/ %

Table 1 Electron microprobe analyses of main rock-forming minerals in the troctolitic dyke swarms

样号	603_2									603_8A	
	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Cpx
SiO ₂	53.57	52.03	52.47	50.60	50.73	51.54	48.86	48.79	48.26	53.86	51.33
TiO ₂	0.41	0.27	0.52	1.02	1.10	1.30	1.88	1.81	2.10	0.27	0.87
Al ₂ O ₃	1.46	1.78	1.99	2.71	2.71	2.88	5.21	5.05	5.20	1.21	2.80
FeO	16.1	7.35	6.18	9.90	10.39	7.91	7.45	7.37	7.22	13.67	6.58
MnO	0.30	0.15	0.12	0.20	0.23	0.17	0.13	0.14	0.14	0.24	0.15
Cr ₂ O ₃	-	-	0.15	0	0	0.07	0.04	0.05	0.02	0.04	0.30
MgO	26.72	15.51	16.67	14.96	14.32	15.62	13.97	13.44	14.23	29.04	15.82
CaO	1.42	20.67	20.67	19.55	19.55	19.87	21.60	21.50	21.73	0.68	20.82
Na ₂ O	0.02	0.26	0.24	0.29	0.37	0.28	0.38	0.40	0.30	0.01	0.32
K ₂ O	-	-	0.01	0.01	0	-	0.01	-	-	0	0
Total	100	98.02	99.02	99.24	99.40	99.64	99.53	98.55	99.20	99.02	98.99
Si	1.936	1.956	1.942	1.895	1.903	1.912	1.818	1.836	1.801	1.937	1.907
Ti	0.011	0.008	0.014	0.029	0.031	0.036	0.053	0.051	0.059	0.007	0.024
Al	0.062	0.079	0.087	0.119	0.119	0.125	0.228	0.224	0.228	0.051	0.123
Cr	0	0	0.004	0	0	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.009
Fe ³⁺	0.045	0.012	0.013	0.055	0.039	0	0.056	0.028	0.073	0.047	0.028
Mg	1.439	0.869	0.920	0.835	0.801	0.864	0.775	0.754	0.791	1.557	0.876
Fe ²⁺	0.441	0.220	0.178	0.255	0.287	0.245	0.176	0.204	0.152	0.353	0.176
Ca	0.055	0.833	0.820	0.784	0.786	0.790	0.861	0.867	0.869	0.026	0.829
Mn	0.009	0.005	0.004	0.006	0.007	0.005	0.004	0.004	0.004	0.007	0.005
Na	0.001	0.019	0.017	0.021	0.027	0.020	0.027	0.029	0.022	0.001	0.023
阳离子	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Wo	2.763	42.968	42.371	40.518	40.928	41.472	46.001	46.675	45.964	1.309	43.297
En	72.328	44.860	47.546	43.140	41.713	45.361	41.396	40.597	41.881	77.785	45.776
Fs	24.91	12.172	10.083	16.343	17.359	13.167	12.603	12.729	12.155	20.906	10.927
种属	顽火辉石	普通辉石	普通辉石	普通辉石	普通辉石	普通辉石	透辉石	透辉石	透辉石	顽火辉石	普通辉石
温度/ °C		993	1079	1065	1027	1075	653	640	616		971

样号	603_2							603_8A			
	Ol	Ol	Pl	Pl	Pl	Pl	Bio	Ol	Ol	Pl	Pl
SiO ₂	37.98	37.80	47.25	50.93	48.42	48.05	37.52	39.02	38.14	49.95	46.49
TiO ₂	0.03	0.02	0.05	0.06	0.05	0.04	3.36	0.04	0.03	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	33.51	30.40	33.51	33.15	14.55	0.02	0	31.70	34.01
FeO	24.81	25.72	0.46	0.39	0.43	0.46	9.64	20.97	20.97	0.36	0.38
MnO	0.28	0.28	0	0	0.01	0	0.04	0.28	0.27	0	0.01
MgO	36.49	37.03	0.01	0.02	0	0.02	18.65	40.52	40.81	0.03	0.02
CaO	0.03	0.02	16.07	13.57	15.58	15.59	0.05	0.04	0.03	13.77	16.09
Na ₂ O	0.02	0	1.71	3.51	2.02	2.02	0.56	0	0.03	3.31	1.87
K ₂ O	0	0	0.08	0.15	0.09	0.10	9.06	0	0	0.13	0.07
Total	99.66	100.89	99.14	99.03	100.11	99.43	93.46	100.89	100.28	99.30	98.99
Si	1.003	0.991	8.732	9.361	8.841	8.841	5.642	0.998	0.984	9.164	8.617
Al	0.001	0.001	7.293	6.58	7.206	7.183	2.577	0.001	0	6.849	7.424
Ti	0.001	0	0.007	0.008	0.007	0.006	0.380	0.001	0.001	0.007	0.007
Fe ²⁺	0.548	0.564	0.071	0.060	0.066	0.071	1.212	0.449	0.453	0.055	0.059
Mn	0.006	0.006	0	0	0.002	0	0.005	0.006	0.006	0	0.002
Mg	1.436	1.447	0.003	0.005	0	0.005	4.181	1.545	1.57	0.008	0.006
Ca	0.001	0.001	3.182	2.672	3.048	3.073	0.008	0.001	0.001	2.707	3.195
Na	0.001	0	0.613	1.251	0.715	0.721	0.163	0	0.002	1.178	0.672
K	0	0	0.019	0.035	0.021	0.023	1.738	0	0	0.03	0.017
Fe/ FeMg	0.28	0.28					0.22	0.23	0.22		
Mg/ FeMg	0.72	0.72					0.78	0.77	0.78		
Ab			16.1	31.6	18.9	18.9				30.1	17.3
An			83.4	67.5	80.5	80.5				69.1	82.3
Or			0.5	0.9	0.6	0.6				0.8	0.4

表2 基性岩类的化学成分

Table 2 Chemical composition of troctolitic dyke swarms and metamorphic basic dyke swarms in Suizhou area

样号	橄长质岩墙群			变质基性岩墙群		样号	橄长质岩墙群			变质基性岩墙群	
	603_2	603_8A	603_8B	602_1A	602_1B		603_2	603_8A	603_8B	602_1A	602_1B
SiO ₂	46.10	42.83	44.84	47.34	47.31	Nb	3.14	1.71	1.70	2.68	3.49
TiO ₂	0.58	0.33	0.34	1.55	1.39	Ba	158	83.6	104	272	466
Al ₂ O ₃	20.20	17.25	20.03	14.43	15.00	La	5.72	3.05	3.63	6.83	10.5
Fe ₂ O ₃	1.48	3.27	1.67	2.54	2.04	Ce	12.3	6.44	7.62	17.1	23.7
FeO	6.23	5.73	5.69	7.60	6.56	Pr	1.64	0.87	1.01	2.63	3.37
MnO	0.11	0.13	0.10	0.16	0.15	Nd	7.49	3.92	4.58	13.6	16.4
MgO	9.56	15.30	12.01	6.71	6.12	Sm	1.73	0.90	1.06	4.10	4.45
CaO	11.03	9.09	10.51	11.06	9.81	Eu	0.72	0.40	0.50	1.31	1.33
Na ₂ O	1.99	1.52	1.69	2.78	2.63	Gd	1.58	0.83	0.95	4.13	4.41
K ₂ O	0.24	0.12	0.15	0.66	2.67	Tb	0.26	0.13	0.16	0.77	0.80
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.05	0.15	0.14	Dy	1.63	0.87	0.99	5.48	5.51
H ₂ O	1.52	4.06	2.28	3.52	3.46	Ho	0.34	0.18	0.21	1.23	1.24
CO ₂	0.18	0.53	0.18	1.75	2.19	Er	0.89	0.48	0.54	3.23	3.25
总量	99.30	100.21	99.54	100.25	99.47	Tm	0.12	0.067	0.078	0.49	0.48
Mg [#]	54	67	62	41	42	Yb	0.87	0.46	0.52	3.29	3.22
Se	14.2	9.19	9.31	51.7	48.7	Lu	0.13	0.067	0.082	0.50	0.49
V	100	53.4	59.9	307	266	Hf	1.05	0.63	0.60	2.76	3.10
Cr	89.0	69.7	125	288	322	Ta	0.20	0.10	0.11	0.18	0.24
Co	53.8	75.3	60.0	42.0	34.4	Pb	2.54	0.88	3.24	2.78	1.87
Ni	251	518	321	68.5	55.7	Th	0.41	0.23	0.25	0.70	1.20
Ga	14.9	11.1	13.5	16.5	16.3	U	0.12	0.057	0.055	0.16	0.27
Rb	3.50	1.54	1.93	13.6	61.1	ΣREE	35.42	18.66	21.93	64.69	79.15
Sr	463	389	436	178	119	(La/Yb) _N	4.44	4.48	4.72	1.40	2.20
Y	9.41	5.05	5.77	33.6	34.3	δEu	1.31	1.39	1.49	0.91	0.96
Zr	39.2	25.7	22.4	98	108						

表中氧化物单位为 $w_B/\%$; 微量元素单位为 $\mu\text{g/g}$ 。

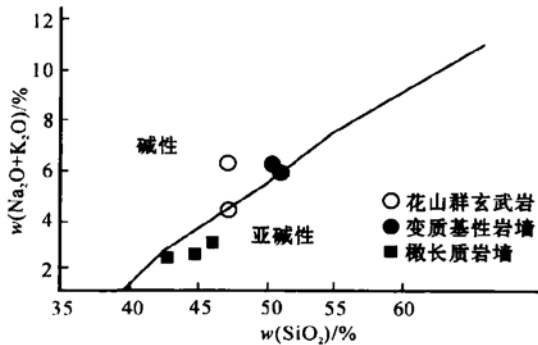


图4 随州地区基性岩墙群的硅碱图

Fig. 4 Na₂O+ K₂O versus SiO₂ diagram for basic dyke swarms and basalts in Suizhou area

橄长岩中过渡元素的丰度较高: Cr (70~ 125 $\mu\text{g/g}$)、Ni (251~ 518 $\mu\text{g/g}$)、Co (54~ 75 $\mu\text{g/g}$)，与 Frey 等 (1978) 的原始岩浆成分 (Cr= 300~ 500 $\mu\text{g/g}$ 、Ni= 300~ 400 $\mu\text{g/g}$ 、Co= 50~ 70 $\mu\text{g/g}$) 相比，除 Cr 含量低外，总体成分能与地幔橄长岩达到平衡。它们的 Mg[#] 值为 54~ 67，也类似于原始岩浆

中的值，说明这些橄长质岩墙群的成分可近似地代表上地幔部分熔融所形成的母岩浆。其中较低的 Cr 含量可能意味着这些母岩浆在上升定位过程中有过少量铬铁矿或铬铁尖晶石的分异。

这些橄长岩的稀土元素含量低 ($\Sigma\text{REE}= 18.66\sim 35.42$ $\mu\text{g/g}$)，轻重稀土元素之间的分馏程度强 [(La/Yb)_N = 4.4~ 4.7]，尤以强的正 Eu 异常 ($\delta\text{Eu}= 1.31\sim 1.49$) 为显著特征。在不相容元素原始地幔标准化蛛网图上，这些橄长质岩墙群具特征性的 Ba 和 Sr 正异常 (图 5b)，这与其强的正 Eu 异常是对应的，表明岩石中有较多的斜长石聚集。此外，橄长质岩墙群中高场强元素 Nb、Ta、U、Th 以及 Zr 和 Hf 无明显的异常。

5 讨论

5.1 与区内变质基性岩墙群的地球化学对比

虽曾被看作为晚元古代基性岩墙群的一部分，但区内变质的基性岩墙群在产状、岩石新鲜程度、变形及变质与否、矿物组合等诸方面却与橄长质岩墙群存在着很大的差异，地

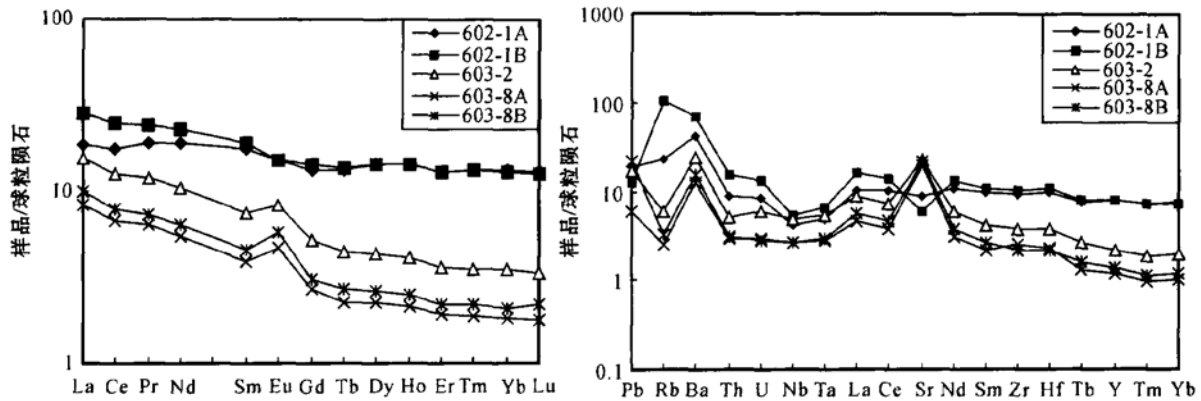


图 5 稀土元素球粒陨石标准化曲线(a)和不相容元素原始地幔标准化蛛网图(b)
 Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized incompatible element patterns (b) for troctolitic dyke swarms and metamorphic basic dyke swarms in Suizhou area
 球粒陨石数值据 Boynton (1984); 原始地幔数值据 McDonough & Sun (1995)
 Chondrite data from Boynton (1984); Primitive upper mantle from McDonough & Sun, (1995)

球化学性质也不相同,表现在变质的基性岩墙群明显富碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.44\% \sim 5.30\%$)而低 Al_2O_3 ($14.43\% \sim 15.00\%$)。在硅碱图上位于亚碱性与碱性过渡区域,偏向碱性区域(图 4)。过渡元素 Cr、Ni、Co 的丰度分别为 $288 \sim 322 \mu\text{g/g}$ 、 $55.7 \sim 68.5 \mu\text{g/g}$ 、 $34.4 \sim 42.0 \mu\text{g/g}$,除 Cr 的丰度勉强可达到原始岩浆中的值外,其余的过渡元素,尤其是 Ni 的丰度远低于原始岩浆中的值,它们的 $\text{Mg}^\#$ 值也较低($41 \sim 42$),说明其侵位前有过一定程度的分异。

在稀土元素和不相容微量元素地球化学特征上,这些变质的基性岩墙群与橄长质岩墙群的差别更为显著(图 5),表现在前者稀土元素的含量相对较高($\Sigma\text{REE} = 64.7 \sim 79.1 \mu\text{g/g}$),但轻、重稀土元素之间仅有微弱的分馏[(La/Yb) $_N = 1.40 \sim 2.20$],弱负 Eu 异常($\delta\text{Eu} = 0.91 \sim 0.96$),Sr 无异常或弱亏损,岩石地球化学的总体特征类似于区内晚元古代花山群的玄武岩^①,可能意味着它们与花山群属同源异相,侵位时代可能也是晚元古代。

5.2 可能的侵位时代

对于桐柏山造山带南麓随州-枣阳地区的这些橄长质岩墙(床)群的侵位时代,目前尚没有同位素年龄资料,前人一般将它们与那些变质的基性岩墙群一起统归于晚元古代,并认为在时代上与武当地区的基性岩墙(床)群具可比性(湖北省地质矿产局,1982; Hacker *et al.*, 1996; Ames *et al.*, 1996; Liou *et al.*, 1996)。但近几年完成的有关 1:5 万地质填图将这些“晚元古代的基性岩墙群”解体,将其中未蚀变(且含较多橄榄石)的一部分岩墙(床)群划归加里东期,而将其中变质的基性岩墙群仍归于晚元古代,但均没有具体的同位素年龄资料加以证明。当然地质背景与其相似的武当地区基性岩墙群,其形成年龄也存在很大的争论,如周鼎武等(1998)曾在其中获得过 $782 \pm 164 \text{ Ma}$ 的 Sm-Nd 等时线年龄,误差显然偏

大;胡健民等(2002)则认为它们并非岩墙而是岩床,并测得其中角闪石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $401 \pm 14 \text{ Ma}$,单颗粒锆石的谱和年龄为 $401 \sim 407 \text{ Ma}$,认为属于加里东期。

对于出现在桐柏山造山带南缘(低温高压变质带内)的这套新鲜的橄长质岩墙(床)群,由于它们没有受到过任何变形和变质作用的影响,而其侵位的围岩——随县群经历过蓝片岩相的低温高压变质作用,变形程度强,表明它们的侵位时间可能晚于超高压变质作用的峰期时间。因此,这套超镁铁-镁铁质岩墙(床)群可能属于晚造山或后造山阶段岩浆作用的产物。

对于那些变质的基性岩墙群,由于它们卷入了印支期的变形与变质作用,其侵位时间应早于高压-超高压变质作用。由于缺少具体的同位素年龄资料,其确切的侵位时间尚难以限定。但它们在地球化学性质上非常类似于区内(大洪山区)晚元古代花山群的玄武岩^①,推测它们可能也是晚元古代侵位的。

5.3 源区性质及对造山带山根动力学过程的约束

区内多个地质历史时期内均有镁铁质岩浆活动,包括晚元古代、早古生代(志留纪)、晚中代或新生代,图 6 为它们的 Th/Ta-La/Yb 图解。从图中可以看出,区内晚元古代变质基性岩墙群所反映的地幔源区性质总体类似于原始地幔,由随州地区早古生代末期(志留纪)的玄武岩类所反映的地幔性质为富集型,表明该时期有过明显的地幔交代作用。而这些橄长质岩墙(床)群所反映的地幔性质,大致位于原始地幔(或 FOZO)与富集地幔的连线上,该特征与前陆阳新盆地古近纪玄武岩完全一致。薛怀民等(2004)通过对比大别山造山带内及前、后陆地区老第三纪拉斑玄武岩的地球化学特征发现它们之间具有可比性,提出随着大别山造山带山根的拆沉(高山

① 薛怀民, 2003. 扬子地台北缘(中段)火成岩年代学、地球化学及其与大别造山带的对比. 博士后出站工作报告.

等, 1999), 来自下地幔的 FOZO 岩浆(可能以地幔柱的形式)上涌, 对大陆岩石圈的地幔部分发生了大规模的改造, 使得原性质明显不同的两大岩石圈地幔在会聚带附近其地球化学分区性变得模糊。区内橄长质岩墙群中高场强元素 Nb、Ta、U、Th 以及 Zr 和 Hf 无明显异常, 既不同于大陆岩石圈地幔源显著亏损高场强元素 Nb、Ta 的地球化学特征, 也不同于亏损地幔源所表现出的富集 Nb、Ta 的地球化学特征, 可能就是这种改造和重新均一化的结果。当然, 橄长岩源区 FOZO 的存在与否还有赖于其他地球化学资料, 尤其是 He 同位素资料的佐证。但晚造山或后造山阶段镁铁质-超镁铁质岩墙(床)群的出现说明, 随着造山带山根的拆沉, 在俯冲板块的后缘存在着岩石圈范围的拉张作用。镁铁质-超镁铁质岩就是在这种强拉张的构造环境下由大陆岩石圈地幔部分熔融形成的岩浆低压下侵位形成的。

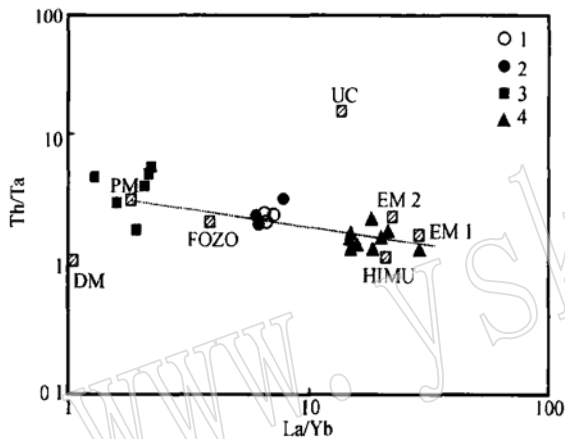


图6 随州地区不同时期(超)镁铁质岩的 Th/Ta - La/Yb 图解

Fig. 6 Th/Ta versus La/Yb diagram showing distribution of ultramafic-mafic rocks of various epochs in Suizhou area
1—橄长质岩墙(床)群; 2—前陆阳新盆地古近纪玄武岩; 3—变质基性岩墙群; 4—早古生代玄武岩; PM—原始地幔; DM—亏损地幔; FOZO—下地幔; HIMU—高U/Pb比地幔; EM1、EM2—富集地幔; UC—上地壳

资料来源: 本文, 薛怀民(2003)^①, 董云鹏等(1998)

1—troctolitic dyke swarms; 2—Paleogene basalts in Yangxin Basin, foreland of Dabie orogenic belt; 3—metamorphic basic dyke swarms; 4—Early Paleozoic basalts; PM—primitive mantle, DM—depleted mantle; FOZO—lower mantle; HIMU—high U/Pb mantle source;

EM1, EM2—enriched mantle, UC—upper continental crust.

Data sources: this paper, Xue(2003)^①, Dong *et al.* (1998)

6 结论

(1) 桐柏山造山带南麓随州-枣阳地区的超镁铁-镁铁质

岩墙(床)群分为性质完全不同的两类: 橄长质岩墙(床)群和变质的基性岩墙群。其中橄长质岩墙(床)群可能属晚造山或后造山阶段岩浆作用的产物。而变质的基性岩墙群可能是晚元古代侵位的, 它们与花山群属同源异相的产物。

(2) 这些橄长质岩墙(床)群中主要造岩矿物橄榄石和普通辉石之间的平衡温度主要介于 1120~1165℃之间, 普通辉石的结晶温度为 971~1079℃。

(3) 橄长质岩墙(床)群的地球化学特征接近于由上地幔部分熔融所形成的母岩浆。但母岩浆在上升定位过程中有过轻微的分异, 主要表现为少量铬铁矿或铬铁尖晶石的分离及富钙斜长石的聚集。

(4) 造山带山根拆沉后, 区内可能发生过软流圈地幔与大陆岩石圈地幔强烈的相互作用和均一化过程, 俯冲板块的后缘存在着岩石圈范围的强烈拉张作用。

Reference

- Ames L, Zhou G and Xiong B. 1996. Geochronology and isotopic character of ultrahigh pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze Cratons, central China[J]. *Tectonics*, 15: 472~489.
- Boynnton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[A]. Henderson P. *Rare Earth Element Geochemistry*[C]. Amsterdam: Elsevier, 63~114.
- Brey G P and Kohler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II, new thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers[J]. *Journal Petrol.*, 31: 1353~1378.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Hubei Province. 1982. *Regional Geology of Hubei Province*[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Chavagnac V and Jahn B M. 1996. Coesite-bearing eclogites from the Bixiling Complex, Dabie Mountains, China: Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications[J]. *Chem. Geol.*, 133: 29~51.
- Dong Yunpeng, Zhou Dingwu, Zhang Guowei, *et al.* 1998. Geochemistry of the Caledonian basic volcanic rocks in the south margin of Qinling orogenic belt and their tectonic implications[J]. *Geochimica*, 27(5): 432~441.
- Ernst R E, Bunchan K L & Palmer H C. 1995. Giant dyke swarms: characteristics, distribution and geotectonic applications[A]. Baer & Heimann. *International Dykes Conference, Physics and Chemistry of Dykes*[C]. 3~22.
- Frey F A, Green D H and Roy S D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data[J]. *J. Petrol.*, 19: 463~513.

① 薛怀民. 2003. 扬子地台北缘(中段)火成岩年代学、地球化学及其与大别造山带的对比. 博士后出站工作报告.

- Gao S, Zhang B R, Jin Z M, *et al.* 1999. Delamination of lower crust in the Qinling-Dabie Orogen[J]. *Science in China, Series D*, 29(6): 532~ 541 (in Chinese).
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, *et al.* 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie orogen, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 161: 215~ 230.
- Hacker B R, Wang X, Eide E A, *et al.* 1996. The Qinling-dabie ultrahigh-pressure collisional orogen[A]. Yin A and Harrison T M. *Tectonic Evolution of Asia*[C]. Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom, 345~ 370.
- Halls H C & Halls M P. 1990. Paleomagnetism of Proterozoic mafic dyke swarms of the Canadian shield[A]. Rickwood & Tucker. *International Dykes Conference, Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*[C], 209~ 230.
- Hoek J D & Seitz H M. 1995. Continental mafic dykes swarms as tectonic indicators: an example from the Vestfold Hills, East Antarctica [J]. *Precambrian Research*, 75: 121~ 139.
- Hu Jianmin, Meng Qingren, Ma Guoliang, *et al.* 2002. Basic sill swarms in Wudang block of the southern Qinling and its geological significance[J]. *Geological Review*, 48(4): 353~ 360 (in Chinese with English abstract).
- Kawasaki T and Ito E. 1992. Exchange of Fe^{2+} and Mg^{2+} between olivine and clinopyroxene at 7.5 GPa and 1300°C[A]. Syono Y, Manghani M H. *High-pressure Research: Application to Earth and Planetary Sciences*[C]. Terra Sci Pub Co/ Am Geophys Union, Washington, DC, 305~ 313.
- Kawasaki T and Ito E. 1994. An experimental determination of the exchange reaction of Fe^{2+} and Mg^{2+} between olivine and Ca-rich clinopyroxene[J]. *Am. Mineral.*, 79: 461~ 477.
- Kretz R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data [J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 46: 411~ 421.
- Liou J G, Zhang R Y, Wang X, *et al.* 1996. Metamorphism and tectonics of high-pressure and ultra-high-pressure belts in the Dabie-Sulu region, China[A]. Yin A and Harrison M T. *The Tectonic Evolution of Asia*[C]. Cambridge University Press, 300~ 344.
- Loucks R R. 1996. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 125: 140~ 150.
- Ma Fang, Mu Zhiguo and Li Jianghai. 2000. Geochemistry and petrogenesis of Precambrian mafic dyke swarms[J]. *Geology-Geochemistry*, 28(4): 58~ 64 (in Chinese with English abstract).
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 120: 223~ 253.
- Pamganamula R V & Puffer J H. 1996. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Proterozoic mafic dyke swarms, eastern Dharwar Craton, India[J]. *Journal of the Geological Society of India*, 47: 165~ 174.
- Parlak O, Delaloye M and Bingol E. 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey)[J]. *Geol Rundsch*, 85: 647~ 661.
- Perkins D and Vielzeuf D. 1992. Experimental investigation of Fe-Mg distribution between olivine and clinopyroxene: implications for mixing properties of Fe-Mg in clinopyroxene and garnet-clinopyroxene thermometry[J]. *Am. Mineral.*, 77: 774~ 783.
- Rowley D B, Xue F, Tucker R D, *et al.* 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Pb zircon Geochronology[J]. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 151: 191~ 203.
- Setz H M, Altherr R and Ludwig T. 1999. Partitioning of transition elements between orthopyroxene and clinopyroxene in peridotitic and websteritic xenoliths: New empirical geothermometers [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 23/24: 3967~ 3982.
- Witt G E and Seck H A. 1991. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: An improved version of an empirical geothermometer[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 431~ 439.
- Wood B J and Banno S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems II. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 109~ 124.
- Xue Huamin, Dong Shuwen, Liu Xiaochun, *et al.* 2004. Geochemistry and genesis of Paleogene basalts in the Yangxin basin, foreland of the Dabie orogen[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 25: 25~ 32 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Dingwu, Zhang Chengli, Liu Liang, *et al.* 1989. Sm-Nd dating of basic dykes from Wudang block and a discussion of related questions [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 19: 25~ 30 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 董云鹏, 周鼎武, 张国伟, 等. 1998. 秦岭造山带南缘早古生代基性火山岩地球化学特征及其大地构造意义[J]. *地球化学*, 27(5): 432~ 441.
- 高山, 张本仁, 金振民. 1999. 秦岭-大别造山带下地壳拆沉作用[J]. *中国科学 D 辑*, 29(6): 532~ 541.
- 湖北省地质矿产局. 1982. 湖北省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 胡健民, 孟庆任, 马国良, 等. 2002. 武当地块基性岩席群及其地质意义[J]. *地质论评*, 48(4): 353~ 360.
- 马芳, 穆治国, 李江海. 2000. 前寒武纪基性岩席群的地球化学特征与岩石成因讨论[J]. *地质地球化学*, 28(4): 58~ 64.
- 薛怀民, 董树文, 刘晓春, 等. 2004. 大别造山带前陆阳新盆地古近纪玄武岩地球化学特征与成因研究[J]. *地球学报*, 25(1): 25~ 32.
- 周鼎武, 张成立, 刘良, 等. 1998. 武当地块基性岩墙群的 Sm-Nd 定年及其相关问题讨论[J]. *地球学报*, 19(1): 25~ 30.