

秦岭地幔柱源岩浆活动及其动力学意义

张本仁

(中国地质大学 地球科学与资源学院 北京 100083)

摘 要 通过秦岭不同时代玄武岩地幔源区类型的地球化学鉴别,揭示出北秦岭地幔柱源岩浆活动开始于古元古代,并至少断续延续到新元古代中晚期,而南秦岭地幔柱源岩浆活动则开始于中元古代晚期,并至少延续到新元古代之末。根据地幔柱活动中心显示出的随时间自北向南迁移的规律,结合该区北面的商丹洋盆打开在前(新元古代—早古生代),南面勉略洋盆打开在后(晚古生代),两洋盆均属于扬子陆块内部裂解类型,以及北秦岭于新元古代前属于扬子板块等情况,提出秦岭造山带发展动力学特征表现为扬子的裂解和华北的增生,并处于全球冈瓦纳大陆裂解和亚洲大陆增生的总动力学体系之中。

关键词 造山带 地幔柱 大陆裂解 扩张脊产生

中图分类号 P59 P51 **文献标识码** A **文章编号** 1005-2321(2001)03-0057-10

自地幔柱假说提出后^[1],经20世纪70和80年代的研究,已以岩石圈板块在相对固定的地幔柱之上运动的模式,成功地阐明了诸如夏威夷群岛—皇帝岛等岛链的成因、年代学记录及上覆板块运动的方向^[2,3]。同时,地幔地球化学研究也以夏威夷群岛、冰岛等热点区产出的玄武岩化学组成作为洋岛玄武岩(OIB)的典型组分,并将其视为深部地幔柱源岩浆成分的代表。在此基础上提出了著名的深俯冲地幔柱模式^[4]。此后随着洋岛玄武岩地球化学资料的大量积累,尤其地幔柱发生和上升动力学模型的发展^[5,6],应用该模型探讨地幔柱对岩石圈和大陆运动的作用已构成了研究的热点,并在有关大陆溢流玄武岩省^[5,7]、洋底玄武岩质高原^[7,8]和太古宙绿岩带^[9]等成因的研究方面取得了明显的成功。此类研究已增大了通过地幔柱揭示大陆动力学的可能性。例如,某些研究结果表明,地幔柱可能部分地增强板块运动,尤其新生地幔柱至少可能约束着大陆裂解和新生洋脊产生的时间和部位^[10,14]。鉴于地幔柱研究在探讨大陆动力学和地幔动力学方面的重要意义和巨大潜力,在秦岭造山带中进行有关地幔柱源岩浆活动及其大陆动力学意义的初步探索是必要的和有意义的。

1 东秦岭基本构造格局与壳幔地球化学分区

近年,东秦岭造山带的多学科研究取得了一系列重要成果。在构造格局和壳幔地球化学分区方面,获得了以下主要认识。

1.1 造山带构造背景

东秦岭现代的构造格局基本是由新元古代至早中生代主造山期构造运动奠定的,表现为由华北板块(包括华北陆块及其大陆边缘北秦岭)、秦岭板块(相当南秦岭)和扬子板块(相当扬子陆块)分别沿新元古代—早古生代商丹主缝合带与晚古生代勉略缝合带发生俯冲、碰撞与拼接的复合造山带(图1)^[15]。新元古代—早古生代期间,商丹缝合带北侧的北秦岭具有华北板块活动大陆边缘的发展历史,形成了一系列显示岛弧和弧后盆地岩石和化学特征的火山岩、基性侵入岩、花岗岩和沉积岩;而南侧的南秦岭则为扬子板块的被动大陆边缘,发育着裂谷和拉张裂陷环境中火山—沉积岩系和广泛的被动陆缘沉积^[16,18]。晚古生代(早石炭世左右)有限洋盆沿扬子板块与南秦岭之间的勉略一线打开,后于印支期通过俯冲碰撞而闭合,在该缝合带中留下了蛇绿岩

(蛇纹石化方辉橄榄岩、MORB型变玄武岩和辉长

收稿日期 2001-05-28

基金项目 国家自然科学基金资助项目(4929102,49794043)

作者简介 张本仁(1929—),男,教授,中国科学院院士,长期从事区域和造山带地球化学研究。

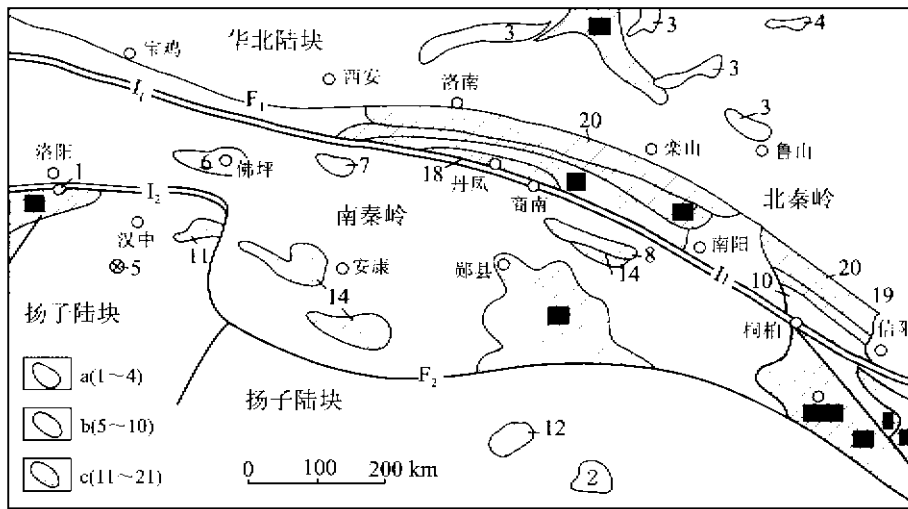


图1 东秦岭构造单元和主要前寒武纪基底岩群分布略图

Fig.1 Geological sketch showing the main tectonic and Precambrian stratigraphic units in East Qinling

I_1 —商丹主缝合带; I_2 —勉略缝合带; F_1 —洛南—栾川断裂; F_2 —阳平关—大巴山弧形断裂。a—新太古代基底岩群: 1—鱼洞子群(YDZ), 2—崆岭群(KL), 3—太华群(TH), 4—登封群(DEF); b—古元古代岩群: 5—后河群(HH)和火地垭群(HDY, 现确定属于中元古代), 6—佛坪杂岩(FP), 7—小磨岭杂岩(XM), 8—陡岭群(DL), 9—桐柏群(TB), 10—秦岭群(QL); c—中、新元古代岩群: 11—西乡群(XX), 12—神农架群(SNJ), 13—碧口群(BK), 14—耀岭河群(YLH)和郧西群(YX), 15—武当群(WD), 16—随县群(SX), 17—红安群(HA), 18—丹凤群(DAF), 19—二郎坪群(ELP), 20—宽坪群(KP), 21—熊耳群(XE)

岩)具岛弧火山岩化学特征的变玄武岩和中酸性火山岩及硅质岩(含早石炭世放射虫化石)等记录,并于蛇绿构造混杂岩带的北侧发育与之相匹配的具有碰撞特征的一系列花岗岩带(205219 Ma, U-Pb)^[15, 19, 21]。虽然,沿商丹缝合带的碰撞运动明显迹象始见于晚石炭世,表现为北秦岭晚海西(300 Ma左右)同碰撞型花岗岩的出现,但秦岭整体强烈的碰撞造山作用则发生和完成于印支期^[15]。在此基础上,叠加了碰撞后陆内造山阶段的构造。

东秦岭自南而北的扬子陆块北缘、南秦岭、北秦岭和华北陆块南缘4个构造单元中,主要前寒武纪基底构造岩石地层单元的分布如图1所示。其中扬子陆块北缘与南秦岭以阳平关—大巴山弧形断裂为界,华北陆块南缘与北秦岭以洛南—栾川断裂为界。

1.2 区域壳幔地球化学分区与演化

通过壳源岩石 Nd 模式年龄揭示地壳增生趋势、各时代玄武岩 Nd 同位素组成和微量元素比值追踪地幔源区化学特征与演化,以及基于各类基底岩石、各时代花岗岩和中—新生代玄武岩的 Pb 同位素填图等多种途径研究,已经综合证明:华北陆块南缘地壳主体形成于太古宙和古元古代,玄武岩地幔源区自新太古代至古元古代 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值一直稳定于 $+2.9 \pm 2.1$,并且地幔源区由古元古代至今显示相对于扬子陆块的高 Zr/Hf 质量分数比值、高 MgO、Mo 含量及贫放射

成因铅的 Pb 同位素组成等特征,扬子陆块北缘、南秦岭和北秦岭地壳主体均形成于 0.8 Ga 前的元古宙,玄武岩的地幔源区相对于华北陆块南缘均显示高 Nb/Ta、Ba/Sr、Ba/La、Nb/La 等质量分数比值与高 Nb、Sc、Cu、Li、Be 等含量,以及相对富放射成因铅的 Pb 同位素组成。所不同的是,扬子和南秦岭存在着太古宙陆壳基底,而北秦岭则缺少太古宙陆壳基底,扬子和南秦岭玄武岩地幔源区的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值自新太古代到中元古代沿亏损地幔演化线演化,自中元古代晚期开始才向亏损减弱方向演化,但 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值在整个中—新元古代仍保持于 $+5 \pm 4$ 之间,而北秦岭玄武岩地幔源区的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值于整个元古宙期间一直保持在 $+7.3$ 和 $+6.3$,表明亏损程度较强。此外,北秦岭玄武岩地幔源区还具有全区最高的 Sc/Th、Ba/La、Th/La、Yb/Hf 质量分数比值和最高的 CaO、Sc 含量及最富放射成因铅的 Pb 同位素组成,表明北秦岭壳幔演化与地幔组成总体上与扬子陆块相同,但却具有自己的独特之处。研究揭示出:东秦岭地区的区域一级地球化学界面长期位于北秦岭和华北陆块的地质分界面,而二级地球化学界面才是商丹主缝合带^[22, 23]。

上述区域壳幔化学分区和演化有力地证明,扬子和华北早期应为独立发展的不同陆块,南秦岭原应完全归属于扬子陆块,而北秦岭壳幔化学组成和演化基本类似于扬子和南秦岭,并完全与华北陆块不同。北

秦岭的独特之处,可由它是在扬子板块古元古代洋壳洋岛基础上发展形成的微陆块,以及它于整个元古宙期间均有地幔柱源岩浆参与地壳的形成,而得到较好的解释。因此,可以认为北秦岭在新元古代商丹洋盆打开前原应属于扬子板块,自新元古代才转变为华北板块的大陆边缘构造单元^[23]。勉略洋盆形成发展于扬子陆块与南秦岭之间,完全属于扬子板块内部裂开形成的类型。商丹缝合带新元古代松树沟蛇绿岩的 N-MORB 型变玄武岩具有同勉略蛇绿岩同类岩石完全可对比的化学和同位素组成,它们一致具有相对高的 Nb/Ta, Ba/Sr, Ba/La, Yb/Hf, Zr/Ti, Ti/V 等质量分数比值和相对高的 Cu 含量,以及高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(平均分别为 +6.8 和 +6.1)和相对高的 Pb 同位素组成比值。这些均为扬子板块地幔源区的特征,而与华北地幔源区完全不同。因此,商丹洋盆应与勉略洋盆一样也为扬子板块内部打开类型^[23]。这点可进一步支持北秦岭于新元古代前属于扬子板块的论断。

2 地幔柱源岩浆的鉴别

2.1 研究状况

大陆玄武岩是否来自深部地幔柱源区,一般都是通过与洋岛玄武岩的化学和同位素组成的对比来确定的,即迄今地质学界都是将热点洋岛玄武岩视为来自幔-核过渡带或 670 km 处地震不连续面的两类热边界层的地幔热柱物质的代表^[4,24]。通过大量洋岛玄武岩研究已经证明,洋岛玄武岩的化学成分和 Nd, Sr, Pb 等同位素组成均有宽广的变化范围,并且其中还存在着不同的地幔端员组分,主要有 EM1, EM2 和 HIMU。现在已经有了有关洋岛玄武岩各端员组分的同位素和化学成分(尤其强不相容元素比值)数据汇编,以及能够区别 MORB 和 OIB 等的同位素和微量元素比值图解^[25,26]。这为鉴别大陆玄武岩地幔源区类型奠定了良好的基础。当然,研究大陆玄武岩要比研究大洋玄武岩情况复杂得多,因为存在大陆岩石圈混染的干扰。

在秦岭地区,夏林圻等(1996)首先应用玄武岩 Nd 和 Sr 同位素组成与洋岛玄武岩的对比及稀土元素和不相容元素标准化组成模式对构造环境的示踪,证明了扬子北缘和南秦岭中一新元古代西乡群、碧口

群和耀岭河群的玄武岩岩浆基本来自地幔柱源区,指出西乡群玄武岩属于大陆溢流玄武岩,并初步论及西乡群大陆溢流玄武岩与扬子北缘岩石圈的破裂有关^[27,28]。这无疑是很有意义的尝试。为了更全面地研究地幔柱在秦岭的活动,以揭示地幔柱对于秦岭造山带发展的动力学意义,在现有玄武岩的资料与数据基础上,开展了进一步的研究。

2.2 关于松树沟蛇绿岩片中 E-MORB 型玄武岩地幔源区性质的检验

松树沟新元古代早期(983 Ma)侵位的蛇绿岩中,除变质地幔橄辉岩和堆晶超镁铁岩外,还较好地鉴别出具有 E-MORB 和 N-MORB 化学特征的两类洋脊玄武岩^[29,30]。一般认为 E-MORB 是地幔柱源玄武岩浆沿大洋中脊喷发的产物,可与洋岛玄武岩在化学上相对比^[31,32]。因此,应首先检验这种认识的真实性。经玄武岩 $\epsilon_{Nd}-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解判别(图 2a),松树沟三个 E-MORB 样品的成分点中,有两个点落于 OIB 区,一个点分布于 OIB 区以外的右侧,即 ϵ_{Nd} 值属于 OIB 范围,只是 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值偏高。鉴于蛇绿岩遭受海水蚀变过程时其 ϵ_{Nd} 值基本保持不变而 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值增高,可以认为那个偏离的点是由于 E-MORB 遭受海水蚀变所造成。在 $\epsilon_{Nd}-u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解(图 2b)中,松树沟 E-MORB 4 个样品的成分点均分布于 OIB 区下方附近,最大的 $u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 比值为 0.29,即偏向 OIB 成分。所以松树沟 E-MORB 在 Sr 和 Nd 同位素组成上是与 OIB 相同的。

将松树沟 E-MORB 的特征元素比值同 Weaver (1991)给出的 OIB 各端员的相应比值进行对比发现(表 1)^[26],松树沟 E-MORB 样品(9 个)的 9 种微量元素对比值的平均值基本落在 OIB 的 EM1 和 EM2 两端员组分相应元素对比值的范围之内,只有 La/Nb 质量分数比值更与 HIMU 端员吻合。同时在 Sr, Nd 和 Pb 同位素组成上,松树沟 E-MORB 也与 OIB 的 EM1 和 EM2 端员相一致。在 $u(\text{Zr})/u(\text{Nb})-u(\text{La})/u(\text{Nb})$ 图解(图 3a)中,松树沟 E-MORB 的成分点均落在 OIB 的 EM1, EM2 和 HIMU 端员成分区的范围内和附近;在 $u(\text{Ba})/u(\text{La})-u(\text{Ba})/u(\text{Nb})$ 图解(图 3b)中, E-MORB 的成分点大部分(5 个)落入 OIB 的 EM2, EM1 和 HIMU 端员成分区内,但有 3 个点分布于 EM2 区上面的附近,表明这些样品的 $u(\text{La})/u(\text{Nb})$ 比值

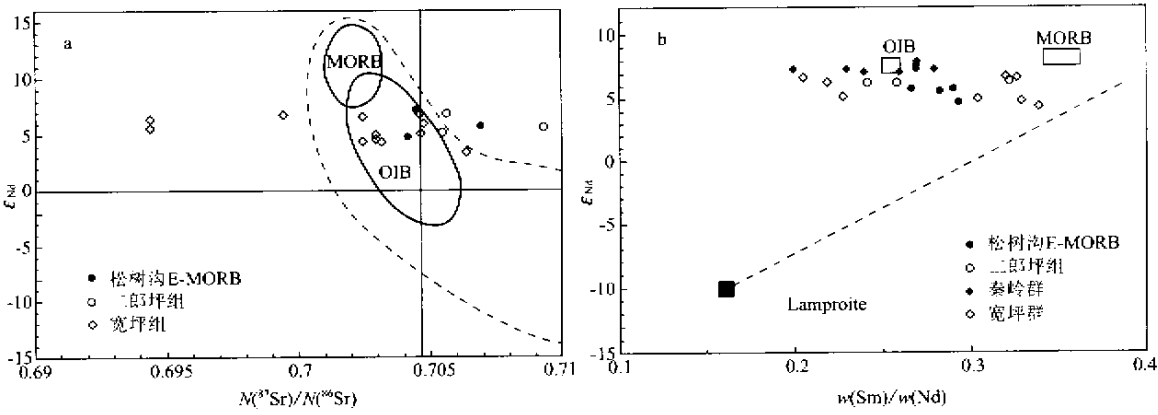


图 2 北秦岭元古宙玄武岩的 ϵ_{Nd} - $N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)$ 图解 (a) 和 ϵ_{Nd} - $u(Sm)/u(Nd)$ 图解 (b)

Fig.2 ϵ_{Nd} - $N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)$ diagram (a) and ϵ_{Nd} - $u(Sm)/u(Nd)$ diagram (b) for the Proterozoic basalts from North Qinling (a)—根据 [33], 其中虚线为根据幔源二辉橄辉岩圈定的大陆岩石圈地幔组成范围 [据 25]; (b)—根据 [13], 其中虚线表示岩石圈 (以低度熔融的钾镁煌斑岩为代表) 与软流圈 (高 ϵ_{Nd} 与 $u(Sm)/u(Nd)$ 的混合线 [据 34])。MORB—正常洋脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; Lamproite—钾镁煌斑岩。实心圆—松树沟蛇绿岩中 E-MORB 型玄武岩, 同位素数据引自文献 [30]; 空心圆—二郎坪群 T-MORB 型玄武岩, 数据全引自文献 [35]; 空心菱形—宽坪群 T-MORB 数据引自文献 [35]; 实心菱形—秦岭群玄武岩, 数据引自文献 [35]

表 1 秦岭玄武岩与洋岛玄武岩 (OIB) 各端员的微量元素和同位素组成

Table 1 Trace elemental and isotopic compositions of the basalts from Qinling and of the end members of oceanic island basalt (OIB)

比值	E-MORB (9)	QL (11)	原始 地幔	亏损地幔 (DM)	大陆 地壳	洋岛玄武岩 (OIB)		
						HIMU	EMI	EMII
$u(Zr)/u(Nb)$	8.57	10.08	14.8	30	16.2	27~5.5	3.5~13.1	4.4~7.8
$u(La)/u(Nb)$	0.75	0.96	0.94	1.07	2.2	0.64~0.82	0.78~1.32	0.79~1.19
$u(Ba)/u(Nb)$	8.97	15.50	9.0	4.3	54	4.7~6.9	9.1~23.4	6.4~13.4
$u(Ba)/u(Th)$	72.20	88.50	77	60	124	39~85	80~204	57~105
$u(Rb)/u(Nb)$	0.74	2.41	0.91	0.36	4.7	0.30~0.43	0.69~1.23	0.58~0.87
$u(K)/u(Nb)$	239.30	581.00	323	296	1341	66~187	207~523	203~378
$u(Th)/u(Nb)$	0.12	0.17	0.117	0.07	0.44	0.07~0.12	0.09~0.13	0.10~0.17
$u(Th)/u(La)$	0.16	0.18	0.125	0.07	0.20	10~0.16	0.09~0.15	0.11~0.18
$u(Ba)/u(La)$	11.90	16.00	9.6	4.0	25	6.2~9.36	11.3~19.1	7.3~13.5
$N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)$	0.7078			0.7022		0.7028	0.7053	0.7078
$N(^{143}Nd)/N(^{144}Nd)$	0.5127	0.5125		0.5133		0.5128	0.5124	0.5126
$N(^{206}Pb)/N(^{204}Pb)$	18.35	18.483		18.0		21.8	17.4	19.0

HIMU: 高 U/Pb 或高 μ 值地幔端员; EMI: I 型富集地幔端员; EMII: II 型富集地幔端员; E-MORB: 松树沟蛇绿岩片中异常洋脊玄武岩; QL: 秦岭群中变拉斑玄武岩 (Nd 同位素数据引自文献 [33])。其余为本文数据。洋岛玄武岩微量元素和同位素数据引自文献 [26] 和 [36]。括弧内数为样品数。

符合于 EM2 端员成分, 只是 Ba/La 质量分数比值略偏高。鉴于玄武岩遭受海水蚀变过程中常有易活动元素 K, Rb, Ba, B, Li 等带入 (据大西洋 DSDP417A 和 DSDP418A 观察点资料, 转引自文献 [37])。因此 E-MORB 的 Ba/La 质量分数比值偏高很可能是与岩石遭受海水蚀变有关。总之, 同位素和微量元素组成对比一致表明松树沟蛇绿岩的 E-MORB 无疑应属于地幔柱源岩浆产物, 从而肯定了一般关于 E-MORB 同 OIB 一样岩浆

均来自地幔柱源区的论断, 并且也说明了这种鉴别岩浆地幔柱源的方法是可信的, 以及松树沟 E-MORB 的化学和同位素组成应能代表秦岭地区地幔柱源的组成特征。

2.3 北秦岭元古宙玄武岩地幔源区类型

北秦岭元古代秦岭群变拉斑玄武岩产于裂谷构造环境, 具有同松树沟 E-MORB 基本可对比的化学成分与特征元素对比值 (见表 1)。因缺少配套 Sr

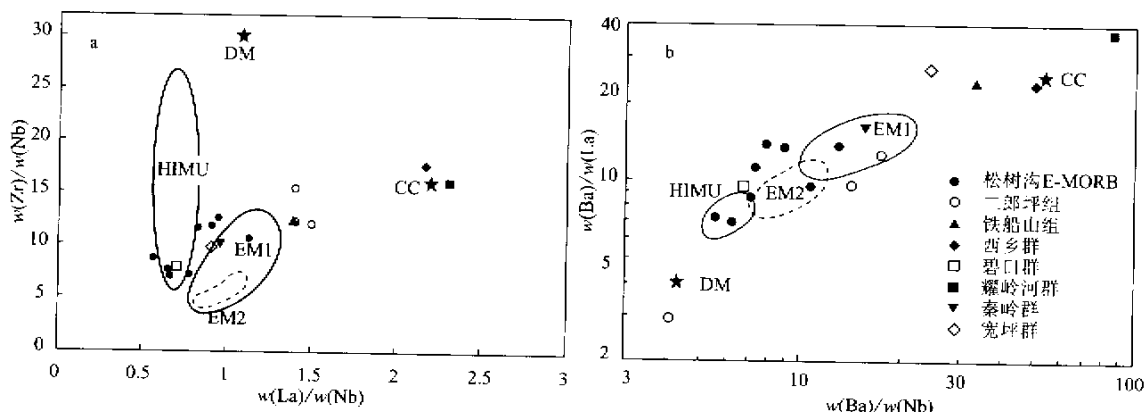


图3 秦岭元古宙玄武岩 $u(\text{Zr})/u(\text{Nb})$ — $u(\text{La})/u(\text{Nb})$ 图解 (a) 和 $u(\text{Ba})/u(\text{La})$ — $u(\text{Ba})/u(\text{Nb})$ 图解 (b)

Fig.3 $u(\text{Zr})/u(\text{Nb})$ — $u(\text{La})/u(\text{Nb})$ plot (a) and $u(\text{Ba})/u(\text{La})$ — $u(\text{Ba})/u(\text{Nb})$ plot (b) for the Proterozoic basalts from East Qinling

DM—亏损地幔, CC—大陆地壳, HIMU—洋岛玄武岩的高 U/Pb 地幔端员, EM1—洋岛玄武岩的 I 型富集地幔端员, EM2—洋岛玄武岩的 II 型富集地幔端员。这些端员组分的成分范围是根据文献 [26] 数据圈定的。实心圆—松树沟 E-MORB; 空心圆—二郎坪组 T-MORB; 实心倒三角形—秦岭群; 空心菱形—宽坪群; 实心正方形—耀岭河群; 空心正方形—碧口群; 实心正三角形—火地垭群铁船山组; 实心菱形—西乡群。除松树沟 E-MORB 和二郎坪组 T-MORB 的数据分别引自文献 [29] 和 [38] 外, 其余均为本文数据。a 和 b 图例相同

同位素数据, 未做 $\epsilon_{\text{Nd}} - N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解判别, 但在 $\epsilon_{\text{Nd}} - u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解中 (见图 2b) 样品点全部落于 OIB 区及其附近。秦岭群玄武岩在特征元素对平均比值上, 除含 K 和 Rb 两种易活动元素的质量分数比值 (K/Nb 和 Rb/Nb) 偏高外, 其余元素对比值均属于 EM1、其次 EM2 的范围 (见表 1 和图 3)。秦岭群变拉斑玄武岩的 Nd 和 Pb 同位素组成也介于 OIB 的 EM2 和 EM1 之间。这些特征能较有力地证明该群玄武岩浆应来自与 OIB 相同的地幔柱源区。

中元古代晚期宽坪群变拉斑玄武岩形成于大陆裂谷向初始洋盆发展过程之中 [39], 其化学成分和微量元素比值主体上类似松树沟 E-MORB, 只是 U, Hf, Y, Ti 等和 La/Ta , Nb/Ta 质量分数比值相对偏低, 即在这方面更接近松树沟 N-MORB。在 $\epsilon_{\text{Nd}} - N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解中, 宽坪玄武岩的大多数成分点 (8 个) 落入 OIB 区内, 但有少数点 (3 个) 分布于 OIB 区的左侧偏上处。鉴于相对于 OIB 区这些样品的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值偏低而 ϵ_{Nd} 值又相当 OIB 与 MORB 的重叠区的值 (见图 2a) 表明它们的岩浆来自更亏损的地幔, 即 N-MORB 的地幔源区。在 $\epsilon_{\text{Nd}} - u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解中, 宽坪群玄武岩成分点分布于 OIB—MORB 的整个区间, 且较多点偏于 OIB 一侧 (见图 2b)。这进一步证明岩浆来自亏损地幔 (DM) 和地幔柱两个源区, 并应以地幔柱源为主。宽坪玄武岩的特征元素对平均比值大多数位于 OIB 的 EM1 和 EM2 端员成分的范围, 仅有 Rb/Nb , Ba/Nb 和 Ba/La 质量分数比值偏高,

这又同易活动元素 Rb 和 Ba 有关。在 $u(\text{Zr})/u(\text{Nb})$ — $u(\text{La})/u(\text{Nb})$ 图解中该群玄武岩的平均成分点位于 OIB 的 EM1 区的边缘, 而在 $u(\text{Ba})/u(\text{La})$ — $u(\text{Ba})/u(\text{Nb})$ 图解中则位于 EM1 区外的右上侧 (见图 3), 表明有些样品岩石的岩浆曾受一定程度的地壳污染。综合观之, 宽坪玄武岩的地幔源区应以地幔柱源为主、亏损地幔源为辅。

北秦岭弧后盆地中产出有具 T-MORB 地球化学特征的二郎坪群玄武岩 [39]。该群火神庙组细碧玄武岩具有 $(822 \pm 80) \text{ Ma}$ 的 Sm-Nd 等时线年龄 [33], 3 个样品点在 $\epsilon_{\text{Nd}} - N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解中均分布在 OIB 区的右侧, 2 个点较接近 OIB 区的边缘, 1 个点偏离稍远 (见图 2a), 这 3 个样品的初始 ϵ_{Nd} 值 ($+6.17$ 和 $+6.33$) 均在 OIB 的范围内, 但是其 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值 (0.705 — 0.709) 不同程度地偏高, 表明细碧玄武岩曾遭受过海水蚀变。然而, 在 $\epsilon_{\text{Nd}} - u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解中, 该群玄武岩的三个样品点中 2 个点位于 OIB 区附近, 1 个点接近 MORB 区。这较好地显示了地幔柱源和亏损地幔源岩浆的混合特征, 与以往鉴别其属于过渡型 (T 型) 洋脊玄武岩的结论是一致的。二郎坪 T-MORB 的 3 个受大陆地壳污染微弱的样品的成分点, 在 $u(\text{Zr})/u(\text{Nb})$ — $u(\text{La})/u(\text{Nb})$ 图解中均位于 OIB 的 EM1 区右外侧的附近 (见图 3a), 表明岩石基本为 OIB 源区岩浆的产物, 只受到陆壳的微弱污染。在 $u(\text{Ba})/u(\text{La})$ — $u(\text{Ba})/u(\text{Nb})$ 图解中该三个样品点有 2 个分布于 OIB 的 EM1 区内和附近, 1 个接近 DM (见图

3b)。微量元素对比的结果同样支持该群玄武岩岩浆来自地幔柱和亏损地幔两种源区。

2.4 南秦岭和扬子北缘元古宙玄武岩地幔源区类型

以往的研究已经证明,南秦岭和扬子北缘新太古代至中元古代玄武岩的初始 ϵ_{Nd} 值的演化趋势完全与亏损地幔(DM)的Nd同位素演化线相一致,表明岩浆均来自DM源区。然而,中元古代晚期和新元古代玄武岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化就显示出地幔源区向着略富集的方向转化,但 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值仍保持为 $+5 \pm 4$ 左右,暗示南秦岭和扬子北缘玄武岩的地幔源区自中元古代晚期发生了变化^[23]。这两个构造带的中—新元古代碧口、耀岭河和西乡群(白勉峡组和孙家河组)变玄武岩,曾被夏林圻等研究确定为地幔柱源岩浆产物^[27, 28, 40],可为这时地幔源区的变化提供了初步解释。他们提出地幔柱源的证据有(1)耀岭河、西乡和碧口群岩石分别经洋中脊玄武岩、球粒陨石和原始地幔标准化的微量元素组成模式,显示它们均具有大陆裂谷型拉斑玄武岩特征;(2)经 $u(\text{Zr})/u(\text{Y})$ 、 $u(\text{Zr})$ 和 $u(\text{Rb})$ 、 $u(\text{Th})$ 、 $u(\text{Ta})$ 图解判别,揭示岩石均属于板内非造山环境中岩浆产物;(3)应用 $\epsilon_{\text{Nd}}-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解和 $\epsilon_{\text{Nd}}-u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解鉴别,三群玄武岩成分点均落于 OIB 区及其附近;(4)碧口群玄武岩具有低的 Y/Nb 和 Zr/Nb 质量分数比值,可同 Tristan da Cunha 洋岛玄武岩相对比。同时,他们还提出西乡群玄武岩应具有大陆溢流玄武岩的性质,岩浆曾受到大陆地壳不同程度的污染。

在本研究中,我们又以本文的数据和引用其他来源的数据,连同夏林圻等的数据,进一步考查了这3群玄武岩地幔源区的性质。通过 $\epsilon_{\text{Nd}}-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解和 $\epsilon_{\text{Nd}}-u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解鉴别(见图4),发现碧口群玄武岩在前一图解中2个点均位于 OIB 区中,在下一图解中3个点全接近 OIB 区。耀岭河群玄武岩在 $\epsilon_{\text{Nd}}-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解中,7个样品中4个样品点落入 OIB 区,3个点分布于稍远离 OIB 区的右侧,即 ϵ_{Nd} 值在 OIB 组成的范围内,而 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值增高,这明显是岩石遭受海水蚀变的结果,在 $\epsilon_{\text{Nd}}-u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解中,5个样品点(据王寿琼数据)有4个位于 OIB 区及其附近,1个略偏

MORB 区。西乡群白勉峡组玄武岩在 $\epsilon_{\text{Nd}}-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解中多数样品点位于 OIB 区及其附近,其中有2个点处于 OIB 和 MORB 的过渡区间,表明可能混入有少量 DM 源岩浆,此外还有1个点 ϵ_{Nd} 值在 OIB 范围内,而 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值偏高,表明样品曾受海水蚀变影响;在 $\epsilon_{\text{Nd}}-u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解中白勉峡组的2个样品点位于 OIB 区附近,三个样品点位于 OIB—MORB 过渡区间(见图4b)。综上所述,碧口群玄武岩岩浆应基本来自地幔柱源区,而耀岭河群和白勉峡组玄武岩地幔源区主体应属于地幔柱类型,但不排除有少量亏损软流圈物质的加入。此外,还对扬子北缘中—新元古代火地垭群铁船山组玄武岩的地幔源区进行了判别,在 $\epsilon_{\text{Nd}}-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解中该玄武岩的3个样品点均落入 OIB 区内,在 $\epsilon_{\text{Nd}}-u(\text{Sm})/u(\text{Nd})$ 图解中成分点均位于 OIB 一侧(见图4),一致表明铁船山组玄武岩为地幔柱源岩浆产物。

南秦岭和扬子陆块北缘存在着太古宙陆壳基底,中—新元古代幔源火山岩总会或多或少地受到陆壳的污染。因此,这会对应用 OIB 端员微量元素对比值鉴别岩浆地幔源区带来很大困难,甚至不能得到有效结果^[42]。下面我们将进行这方面的尝试,以期检查这种认识和获取经验。应用 $u(\text{Zr})/u(\text{Nb})$ 、 $u(\text{La})/u(\text{Nb})$ 和 $u(\text{Ba})/u(\text{La})$ 、 $u(\text{Ba})/u(\text{Nb})$ 图解(图3)进行这种检验(见图3),其结果为:碧口群玄武岩在图解a中平均成分点位于 HIMU 区内靠近 EM1 区的下部,在图解b中平均成分点位于 EM1 和 HIMU 两区重叠部分的附近,一致表明碧口群玄武岩应来自地幔柱源区。碧口群玄武岩具有高 Pb 同位素比值($N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 平均值 = 18.483),也暗示其岩浆中可能混入少量 HIMU 端员的组分。这一情况还表明碧口群玄武岩岩浆受地壳污染十分轻微,难以察觉。然而,铁船山组、耀岭河群和西乡群玄武岩的元素对的平均比值点,在图解a和b中均位于 EM1 区以外的右侧,只是铁船山组的点靠近 EM1 区(尤其在图解a中),而耀岭河群和西乡群玄武岩平均成分点已位于大陆地壳区。

综合上述 Nd、Sr 同位素组成判别结果,可以认

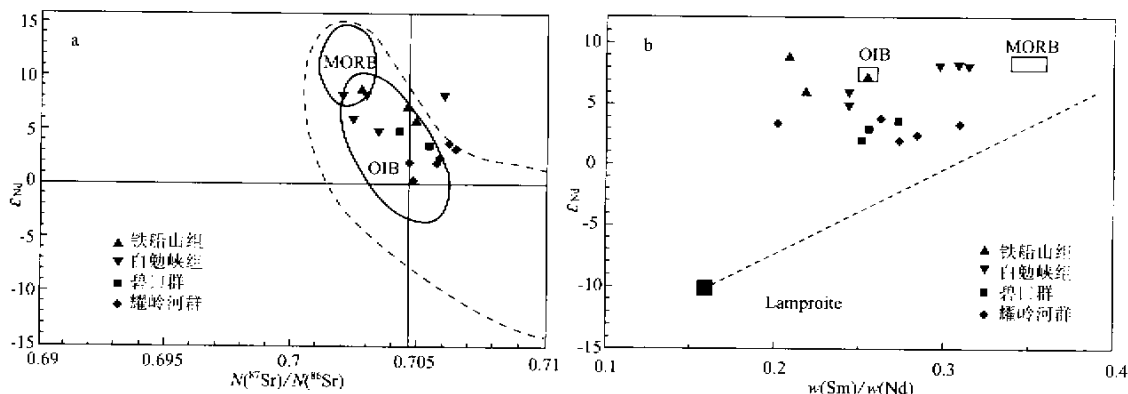


图4 南秦岭中-新元古代玄武岩的 $\epsilon_{Nd}-N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)$ 图解 (a) 和 $\epsilon_{Nd}-w(Sm)/w(Nd)$ 图解 (b)

Fig.4 $\epsilon_{Nd}-N(^{87}Sr)/N(^{86}Sr)$ diagram (a) and $\epsilon_{Nd}-w(Sm)/w(Nd)$ diagram (b)

for the Meso-and Neo-Proterozoic basalts from South Qinling

主要图例说明同图2。实心正三角—铁船山组玄武岩, 本文数据; 实心倒三角—白勉峡组玄武岩, 本文和引自文献[27]数据; 实心正方形—碧口群玄武岩, 数据引自文献[40]; 实心菱形—耀岭河群玄武岩, 数据引自文献[41]及王寿琼研究报告(1994)

为碧口群、铁船山组、耀岭河群和白勉峡组玄武岩岩浆源区均基本或主体属于地幔柱类型。根据微量元素组成比值对比看来, 碧口群玄武岩也基本是地幔柱源岩浆产物。铁船山组岩浆虽受一定程度地壳污染, 但并未完全掩盖其地幔柱源的特征。虽然耀岭河群和西乡群玄武岩的平均成分显示出被地壳物质强烈污染的情况。但考虑到它们微量元素的数据是全群(未按组)大量变玄武岩样品的组合样的测定结果, 而不像测定同位素那样对每个样品都进行过严格检验, 并将样品采集严格控制于特定的地区和岩组(如白勉峡组、铁船山组), 所以微量元素的鉴别结果不会影响它们的同位素判别结果。今后如能加强样品采集和测试的严格控制, 并剔除受严重污染的样品, 相信尽管在有陆壳基底的情况下微量元素判别也会取得有意义的结果。关于后面这点推测已经得到以下事实的支持。

最近, 我们对武当地区耀岭河群玄武岩重新采集了10个新鲜样品, 以ICP-MS法精确测定了特征微量元素的含量(凌文黎等, 2001, 待刊数据), 经计算得出其各元素对比值的变化范围是: $w(Zr)/w(Nb) = 9.2414.36$, $w(La)/w(Nb) = 0.951.32$, $w(Ba)/w(Nb) = 2.4924.82$, $w(Ba)/w(Th) = 20.72166.4$, $w(Rb)/w(Nb) = 0.181.01$, $w(Th)/w(Nb) = 0.085-0.149$, $w(Th)/w(La) = 0.0880.121$, $w(Ba)/w(La) = 2.5318.82$ 。同OIB各端员组分对比发现: 该群玄武岩不仅 $w(Zr)/w(Nb)$, $w(La)/w(Nb)$, $w(Th)/w(Nb)$ 和 $w(Th)/w(La)$ 比值的范围与OIB的范围全部吻合, 而且大部分样品在 $w(Ba)/w(Nb)$, $w(Ba)/w$

(Th), $w(Ba)/w(La)$ 和 $w(Rb)/w(Nb)$ 比值方面也与OIB的组分吻合, 只有少部分样品因Ba和Rb含量偏低, 使 $w(Ba)/w(Nb)$, $w(Ba)/w(Th)$, $w(Ba)/w(La)$ 和 $w(Rb)/w(Nb)$ 比值低于OIB的各该比值。然而, Ba、Rb是地壳中富集的元素, 部分玄武岩贫于Ba和Rb显然与地壳污染无关。因此, 耀岭河群玄武岩在微量元素组成特征上也与OIB一致, 同样支持岩浆来自地幔柱源区。

3 秦岭地幔柱活动的规律及其动力学意义

3.1 地幔柱源岩浆的活动规律

上节玄武岩地幔源区的鉴别已证明, 北秦岭古元古代秦岭群变拉斑玄武岩的源区属于地幔柱类型; 中元古代晚期宽坪群变拉斑玄武岩属于地幔柱源岩浆和少量亏损地幔源岩浆混合的产物; 松树沟新元古代早期侵位的蛇绿岩片中同时存在着来自地幔柱源区的E-MORB及来自亏损地幔源区的N-MORB, 同样表明地幔柱和亏损地幔两种源区岩浆的共同活动; 以及新元古代晚期二郎坪群的MORB型的岩石也显示来自地幔柱和亏损地幔两种岩浆混合的特征。如果考虑到秦岭群主体副片麻岩的原始碎屑岩是以碱性双模式岩套风化剥蚀产物为源, 作为北秦岭最老陆壳基底的秦岭群本身是在扬子板块洋岛基础上发展形成的^[23, 43, 44], 则可看出北秦岭地幔柱活动应始于秦岭群形成前的古元古代早期, 尔后断续地至少延续到新元古代晚期, 而亏损地幔源的岩浆活动则自中元古代

中晚期才开始出现,并一直同地幔柱源岩浆活动相伴。

南秦岭的情况正好相反,自新太古代至中元古代中期断续活动的均为亏损地幔源区的岩浆,由中元古代晚期开始至新元古代则基本转变为地幔柱源区的岩浆活动,并基本不伴随或只微弱地伴随亏损地幔源区的岩浆作用。最近,还有关于南秦岭岩石圈地幔于新元古代末(650 Ma)遭受地幔柱来源流体交代的报道^[45],表明地幔柱活动在南秦岭至少持续到新元古代末。然而,震旦纪和早古生代期间作为扬子板块被动大陆边缘的南秦岭仍然发育着拉张裂隙环境中产出的幔源岩浆喷发和侵入活动^[16,46,47],表明不能排除古生代时仍有地幔柱活动的可能。最近,有多人证明扬子克拉通西南部二叠纪峨眉山玄武岩为地幔柱源岩浆形成的大陆溢流玄武岩^[48,50],表明在扬子板块范围内仍有晚古生代地幔柱上升。

北秦岭和南秦岭玄武岩地幔源区类型演化趋势的对比明显揭示出,在秦岭地区地幔柱活动具有北早、南晚,随时间活动中心自北向南迁移的规律。

3.2 地幔柱在秦岭造山带发展中意义的讨论

秦岭地区古洋盆的发展形成也具有北早南晚的规律,表现为北面的商丹洋盆于新元古代打开,南面的勉略洋盆于晚古生代打开,这显示出岩石圈的裂解和扩张脊的产生也随时间由北向南的迁移,与地幔柱活动的规律完全一致。这不应只是偶然巧合,应能说明两者具有内在联系。有关大陆裂解、地幔柱和溢流玄武岩浆作用具有内在联系这点,地学界已有共识,争论只存在于对它们之间因果关系的看法^[51]。在冈瓦纳大陆早阶段裂解、南大西洋打开和北大西洋打开的研究中,地幔柱被认为起了肯定的作用^[12,13,52,53]。然而,也有人认为虽然在这些大陆裂解和洋盆打开过程中伴有地幔柱活动,甚至后者可能造成岩石圈的热减弱和诱发局部性的张裂,但它并非大陆裂解和洋盆扩张的动力^[54]。不过 Hill(1993)分析此领域研究现状后指出,地幔柱活动虽非驱动岩石圈板块分离的基本力,但至少对于新洋脊产生的时间和部位具有约束作用^[42]。秦岭地区的地幔柱活动中心与新洋脊产生的时空发展的协调应能支持这种论断。这里岩石圈裂解和新洋脊产生部位随时间的自北向南迁移,应是地幔柱活动中心反映的地幔深部动力学焦点随时间自北向南迁移的制约结果,即反映着深部地幔热动力学状态随时间演化的趋势。

以往的研究已经证明,商丹和勉略洋盆均属于扬

子板块内部打开的类型,北秦岭于新元古代商丹洋盆打开之前应属于扬子板块组成部分。这种情况表明,秦岭地区随着地幔柱活动中心的南移及洋盆自北向南的依次打开,扬子板块最北缘就先后依次裂解出微板块,然后一一拼接于华北板块。这就构成了秦岭造山带发展的动力学的表现模式,换句话说,秦岭造山带发展的动力学表现为扬子板块的裂解和华北板块的增生。

全球构造动力学显示出,至少自古生代至中生代期间西伯利亚与冈瓦纳之间的动力学过程基本没有大的变化,上地幔物质运动的趋势是在冈瓦纳北缘上涌和在西伯利亚或亚洲大陆南缘沉降。其具体过程包括自冈瓦纳北缘裂解出的微陆块的向北运动,幔源物质上涌带、与后者有关的裂谷带、冈瓦纳裂解块体在西伯利亚陆块南缘的碰撞增生带等的向南迁移,以及尔后褶皱带的向南运移^[55]。秦岭造山带在主造山运动期间扬子和华北板块之间显示出的壳幔动力学过程非常类似上述过程,表明秦岭造山带自新元古代至中生代期间的发展是处于在该时期冈瓦纳与亚洲东部区间壳幔总体动力学系统的控制之下。蛇绿岩的地球化学对比研究已经揭示,秦岭商丹带和勉略带洋幔均是属于特提斯构造域或印度洋类型的^[39,56]。这似乎也能支持秦岭造山动力学过程应包容于冈瓦纳裂解和亚洲增生总动力学系统之中,并且还提出这种全球性动力学体系可能在古生代之前就有所表现的启示。当然扬子板块是否为冈瓦纳裂解部分,还是需要深入研究和论证的问题。南秦岭早古生代幔源岩浆岩是否来自地幔柱源,也应是今后应研究的问题。

参考文献:

- [1] MORGAN W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 1971, 230: 42-43.
- [2] MORGAN W J. Plate motions and deep mantle convection[J]. *Geol Soc Amer Mem*, 1973, 132: 7-22.
- [3] McDUGALL I, DUNCAN R A. Linear volcanic chain recording plate motions[J]? *Tectonophysics*, 1980, 63: 275-295.
- [4] HOFMANN A W, WHITE W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 57: 421-436.
- [5] CAMPBELL I H, GRIFFITHS R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 99: 79-93.
- [6] GRIFFITHS R W, CAMPBELL I H. Stirring and structure in mantle starting plumes[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 99: 66-78.

- [7] RICHARDS M A , DUNCAN R A , COURTILLOT V E. Flood basalts and hotspot tracks : plume head and tails[J]. *Science* , 1989 , 246 : 103-107.
- [8] DUNCAN R A , RICHARDS M A. Hotspots , mantle plumes , flood basalts , and true polar wander[J]. *Rev Geophys* , 1991 , 29 : 31-50
- [9] CAMPBELL I H , HILL R I. A two-stage model for the formation of the granite-greenstone terrains of the Kalgoorlie-Norseman area , Western Australia[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1988 , 90 : 11-25.
- [10] HILL R I. Starting plumes and continental break-up[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1991 , 104 : 398-416.
- [11] HILL R I , CAMPBELL I H , DAVIES G F , et al. Mantle plumes and continental tectonics[J]. *Science* , 1992 , 256 : 186-193.
- [12] COX K G. Karoo igneous activity , and the early stages of the break-up of Gondwanaland[A]. STOREY B C , ALABASTER T , PANKHURST R J. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*[M]. *Geol Soc Spec Publ* , 1992 , 68 : 137-148.
- [13] HAWKESWORTH C J , GALLAGHER K , KELLEY S , et al. Parana magmatism and the opening of the South Atlantic[A]. STOREY B C , ALABASTER T , PANKHURST R J. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*[M]. *Geol Soc Spec Publ* , 1992 , 68 : 221-204
- [14] WILSON M. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts : a key to mantle dynamics[J]. *Journal of the Geology Society* , London , 1993 , 150 : 977-990.
- [15] 张国伟 , 孟庆任 , 于在平 , 等 . 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征[J]. 中国科学(D 辑) , 1996 , 26(3) : 193-200.
- [16] 张国伟 , 张宗清 , 董云鹏 . 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义[J]. 岩石学报 , 1995 , 11(2) : 101-114.
- [17] 张国伟 , 张本仁 , 袁学诚 , 等 . 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京 : 科学出版社 , 2001 . 855.
- [18] 张本仁 , 骆庭川 , 高山 , 等 . 秦巴岩石圈、构造及成矿规律地球化学研究[M]. 武汉 : 中国地质大学出版社 , 1994 . 446.
- [19] LAI Shao-cong , ZHANG Guo-wei. Geochemical features of ophiolite in Mianxian-Lueyang suture zone , Qinling Orogenic Belt[J]. *Journal of China University of Geosciences* , 1996 , 7(2) : 165-172
- [20] 许继锋 , 于学元 , 李献华 , 等 . 高度亏损的 N-MORB 型火山岩的发现 : 勉略古洋盆存在的新证据[J]. 科学通报 , 1997 , 42(22) : 2414-2418.
- [21] 孙卫东 , 李曙光 , CHEN Ya-dong , 等 . 南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地球化学 , 2000 , 29(3) : 209-216.
- [22] 张本仁 , 张宏飞 , 赵志丹 , 等 . 东秦岭及邻区壳、幔地球化学分区和演化及其大地构造意义[J]. 中国科学(D 辑) , 1996 , 26(3) : 201-208.
- [23] 张本仁 , 韩吟文 , 许继锋 , 等 . 北秦岭新元古代前属于扬子板块的地球化学证据[J]. 高校地质学报 , 1998 , 4(4) : 369-382.
- [24] DAVIES G F , RICHARDS M A. Mantle convection[J]. *J Geol* , 1992 , 100 : 151-206.
- [25] ZINDLER A , HART S. Chemical geodynamics[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci* , 1986 , 14 : 493-571.
- [26] WEAVER B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions : trace element and isotopic constraints[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1991 , 104 : 381-397.
- [27] 夏林圻 , 夏祖春 , 徐学义 . 南秦岭元古宙西乡群大陆溢流玄武岩的确定及其地质意义[J]. 地质论评 , 1996 , 14(6) : 513-522.
- [28] 夏林圻 , 夏祖春 , 徐学义 . 南秦岭中—晚元古代火山岩性质与前寒武纪大陆裂解[J]. 中国科学(D 辑) , 1996 , 26(3) : 237-243.
- [29] 周鼎武 , 张泽军 , 董云鹏 , 等 . 东秦岭商南松树沟元古宙蛇绿岩片的地质地球化学特征[J]. 岩石学报 , 1995 , 11(增刊) : 154-164
- [30] 周鼎武 , 董云鹏 , 刘良 , 等 . 松树沟元古宙蛇绿岩 Nd、Sr、Pb 同位素地球化学特征[J]. 地质科学 , 1998 , 33(1) : 31-38.
- [31] SCHILLING J G. Afar mantle plume : rare earth evidence[J]. *Nature* , 1973 , 242 : 2-5.
- [32] SUN S S , Nesbit R W , SHARASKIN A Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1979 , 44 : 119-138.
- [33] WILSON M. *Igneous Petrogenesis*[M]. London : Unwin Hyman , 1998 . 466.
- [34] ELLAM R M , COX K C. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere[J]. *Earth Planet Sci Lett* , 1991 , 105 : 330-342.
- [35] 张宗清 , 刘敦一 , 付国民 . 北秦岭变质地层同位素年代研究[M]. 北京 : 地质出版社 , 1994 . 1-191.
- [36] HART S R , HAURI E H , OSCHMANN L A , et al. Mantle plume and entrainment : isotopic evidence[J]. *Science* , 1992 , 256 : 517-520.
- [37] 中国科学院地球化学研究所编 . 高等地球化学[M]. 北京 : 科学出版社 , 1998 . 252-255.
- [38] 孙勇 , 卢欣祥 , 韩松 , 等 . 北秦岭早古生代二郎坪蛇绿岩片的组成和地球化学[J]. 中国科学(D 辑) , 1996 , 26(增刊) : 49-55.
- [39] 张本仁 , 高山 , 张宏飞 , 等 . 秦岭造山带地球化学[M]. 北京 : 科学出版社 , 2001(待印).
- [40] 夏祖春 , 夏林圻 , 徐学义 , 等 . 碧口群火山岩性质及形成环境[J]. 地质论评 , 1999 , 15(增刊) : 681-688.
- [41] 黄萱 , 吴利仁 . 陕西地区岩浆岩 Nb、Sr 同位素特征及其与大地构造发展的联系[J]. 岩石学报 , 1990 , 2 : 1-11
- [42] HILL R I. Mantle plumes and continental tectonics[J]. *Lithos* , 1993 , 30 : 193-206.
- [43] GAO SHAN , ZHANG Ben-ren , XIE Qian-li , et al. Proterozoic intra-continental rifting of the Qinling Orogenic Belt : evidence from the geochemistry of sedimentary rock[J]. *Chinese Science Bulletin* , 1991a , 36(11) : 920-923.
- [44] 欧阳建平 , 张本仁 . 北秦岭微古陆形成与演化的地球化学证据[J]. 中国科学(D 辑) , 1996 , 26(增刊) : 42-48.
- [45] 徐学义 . 扬子板块北缘大巴山地幔岩捕虏体研究[D]. 北京 : 中国地质科学院研究生院 , 1998.
- [46] 夏林圻 , 夏祖春 , 等 . 祁连、秦岭山系海相火山岩[M]. 武汉 : 中国地质大学出版社 , 1991 . 304.
- [47] 高长林 . 中国内蒙古中部和陕南东部两类古大陆边缘的地球化学研究[M]. 武汉 : 中国地质大学出版社 , 1993 . 1-84.
- [48] 卢纪仁 . 峨眉山地幔柱的动力学特征[J]. 地球学报 , 1996 , 17(4) : 424-438.

[49] 张诚江 ,汪运亮 ,侯增谦 . 峨眉山玄武岩系的 Th、Ta、Hf 特征及
岩浆源区大地构造环境探讨[J]. 地质论评 ,1999 ,45(增刊) :
858-860 .

[50] 宋谢炎 ,侯增谦 ,黄勇健 . 峨眉火成岩省地幔热柱稀土元素特
征[J]. 地质论评 ,1999 ,45(增刊) 872-875 .

[51] STOREY B C , ALABASTER T ,PANKHURST R J. *Magmatism and
the Causes of Continental Break-up*[M]. *Geol Soc Spec Publ* , 1992
(68) : 404 .

[52] WILSON M. Magmatism and continental rifting during the opening of
the South Atlantic Ocean : a consequence of Lower Cretaceous super-
plume activity[A \] ?STOREY B C , ALABASTER T , PANKHURST
R J. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*[M]. *Geol Soc
Spec Publ* ,1992(68) : 241-255 .

[53] SKOGSEID J , PEDERSEN T , ELDHOLM O , et al. Tectonism and
magmatism during NE Atlantic continental break-up : the Voring Mar-
gin[A \] .STOREY B C , ALABASTER T , PANKHURST R
J. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*[M \] . *Geol
Soc Spec Publ* , 1992(68) : 305-320 .

[54] STOREY B C , ALABASTER T , HOLE M J et al. Role of subduction-
plate boundary forces during initial stages of Gondwana break-up : evi-
dence from the proto-Pacific margin of Antarctica[A \] .STOREY B C ,
ALABASTER T , PANKHURST R J. *Magmatism and the Causes of
Continental Break-up*[M]. *Geol Soc Spec Publ* , 1992(68) : 149-163 .

[55] REN Ji-shun , NIU Bao-gui , LIU Zhi-gang. *Microcontinents , Soft Col-
lision and Polycyclic Suture*[M]. Continental Dynamics Institute of
Geology , CAGS , 1996 . 1-9 .

[56] 许继锋 ,韩吟文 . 秦岭古 MORB 型岩石的高放射性成因铅同位
素组成——特提斯型古洋幔存在的证据[J]. 中国科学(D
辑) , 1996 ,26(增刊) : 34-41 .

MAGMATIC ACTIVITIES FROM PLUME-SOURCE
IN THE QINLING OROGENIC BELT AND ITS
DYNAMIC SIGNIFICANCE

ZHANG Ben-ren

(Faculty of Earth Sciences and Resources ,China University of Geosciences , Beijing 100083 , China)

Abstract : Mantle sources of the basalts of different geological periods from Qinling Orogenic Belt are geochemically identified. The results indicate that the magmatic activity of plume-type in North Qinling began at the Paleoproterozoic and lasted episodically till at least the Late Neoproterozoic , whereas that in South Qinling began at the Late Mesoproterozoic and lasted episodically till at least the end of Neoproterozoic. Therefore , the center of the plume magmatic activity migrated with time from the north to the south in the whole Qinling region. In the orogenic belt the northern Shang-Dan ocean was opened earlier at the Neoproterozoic , whereas the southern Mian-Lue ocean at the Late Paleozoic. The two ancient oceanic basins have proved to be formed by continental break-up within the Yangtze plate , and the North Qinling has been identified to belong to the Yangtze plate prior to the Neoproterozoic. Based on synthesis of the above information , it is suggested that the orogenic development in Qinling should be expressed dynamically as the form of the Yangtze plate dispersion and the North China plate accretion.

Key words : orogenic belt ; mantle plume ; continental break-up ; generation of oceanic ridge