

北秦岭—南祁连早古生代裂谷造山带 火山岩与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比^{*}

邱家骧 曾广策 朱云海

苏尚国

(中国地质大学, 武汉)

(中国地质大学, 北京)

摘 要 北秦岭—南祁连位于我国著名巨型纬向造山带的中段, 是以寒武—奥陶纪时期为主形成的裂谷造山带。它经历了板内大陆裂谷→陆间裂谷→火山弧→造山带的开合过程。寒武纪拉张形成碱性、拉斑玄武岩系列及小洋盆蛇绿岩套, 奥陶纪闭合形成钙碱性及钾玄岩系列中酸性火山岩及火山弧岩套, 并见高镁安山岩。南祁连为单裂谷, 北秦岭为双裂谷。北秦岭裂谷从东到西, 拉张速度和距离变小, 闭合速度变大, 火山爆发强度及火山岩的酸度、钾量、壳源组分也顺序增大。其拉张距离与红海型相似, 而闭合速度近似安第斯型。古地幔以多种类型叠加为特征, 曾有过先强烈亏损, 后又富集的过程。从大别山→北秦岭→南祁连→柴北缘纬向对比可知: 本区的基性与酸性火山岩浆, 分别为地幔与地壳部分熔融形成; 中性岩主要为基性岩浆 AFC 作用产物。从东到西, 裂谷依次张开, 火山喷发时代逐渐变新, 拉张速度和距离变大, 闭合速度也变大, 从而火山岩的碱度变小, 蛇绿岩套从无到有。古地幔由 DMM 与 EM I 混源为主, 变为 DMM 与 EM II 混源为主。

关键词 北秦岭—南祁连 早古生代火山岩 裂谷造山带 小洋盆蛇绿岩套
古地幔演化

分类号 P588.14

昆仑—祁连—秦岭—大别山一带是我国横贯中部的纬向巨型造山带。它以地质构造复杂、岩浆活动强烈和矿产分布广泛为特征。在这一造山带中段的北秦岭—南祁连(拉脊山)地区(图1)则以早古生代裂谷造山带火山岩发育及小洋盆蛇绿岩套存在为特色, 受到广大地质学家的瞩目^[1~10]。作者于1991—1995年期间, 先后承担了国家及部级南祁连山及北秦岭早古生代火山岩与矿产关系的科研任务^{1), 2), [8~10]}, 发现它们在时空分布、成分系列、构造环境、

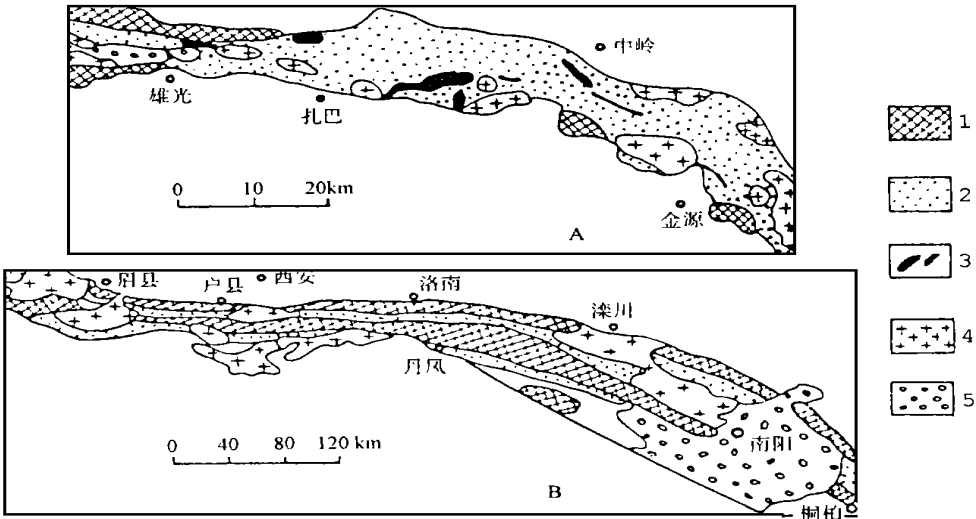
本文1998年4月收到, 8月改回。

^{*}“八五”国家攻关及地矿部攻关项目(85-901-02-02-5-2及85-01-01-018-02)成果之一。

第一作者简介: 邱家骧, 男, 70岁, 教授, 博士生导师, 长期从事岩浆岩石学、火山岩石学研究。通讯地址: 北京市, 中国地质大学, 邮编: 100083。

1) 邱家骧, 杨巍然等. 拉脊山早古生代海相火山岩及铜多金属矿产找矿方向研究. “八五”国家攻关项目紧缺矿产勘查与评价研究(85-901), 专题编号: 85-901-02-02-5-2. 1994

2) 邱家骧, 杨森楠等. 北秦岭古生代海相火山岩对贵金属、多金属矿产的控矿因素、成矿规律、找矿标志及成矿预测研究. “八五”地质矿产部地质找矿科技攻关项目, 课题编号: 85-01-01-018-02. 1996



(A、南祁连, 据青海省地质局, 西安地矿所, 1975, 1976 简化; B、北秦岭, 据宋子季, 张本仁等, 1988, 1994 简化^[2,6])
1. 元古代基底变质岩系; 2. 早古生代火山岩系; 3. 基-超基性侵入岩; 4. 花岗岩类; 5. 中生代沉积盆地

图 1 南祁连及北秦岭早古生代火山岩系地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of the early Palaeozoic volcanic rocks from southern Qilian Mountains and northern Qinling Mountains

开合作用以及蛇绿岩套等方面, 均有相似性, 又有一定的规律性。进而与大别山、柴北缘(柴达木北部边缘)等地造山带中纬向分布的早古生代火山岩、蛇绿岩套对比也发现有可比性, 而且在火山岩时代、碱度、裂谷类型、开合特点、蛇绿岩套和地幔混合等方面变化明显。

1 火山岩的时空分布、成分系列与构造环境、开合估算

1.1 火山岩的时空分布及成分系列

本区早古生代时为裂谷造山带(杨巍然, 1984, 1989), 区内的基底是元古代变质岩系。寒武纪时大陆克拉通拉张成陆间裂谷小洋盆; 奥陶纪时裂谷闭合成大陆造山带。拉张时形成蛇绿岩套, 有大量海相基性火山岩及基-超基性的侵入岩产出; 闭合时形成火山弧岩套, 有中-酸性火山岩及 I 型花岗岩侵入体伴生。

1.1.1 裂谷造山带特征

南祁连为单裂谷, 形成“两隆”夹“一谷”, 火山岩以中、上寒武世及奥陶纪的为主; 而北秦岭则为双裂谷, 形成“三隆”夹“两谷”, 火山岩以寒武、奥陶纪的为主(不排除元古界地层)。南祁连隆起区, 北为湟源群, 南为化隆群; 北秦岭隆起区, 北为宽坪群, 中为秦岭群, 南为陡岭群, 这些隆起区均由元古界变质岩系组成。南祁连裂谷造山带长约 180km, 宽不过 20km, 由泥旦山群(ϵ_2)、六道沟群(ϵ_3)及花抱山、阿伊山组(O_1)、查甫群(O_2)、药水泉群(O_3)火山岩系组成; 北秦岭裂谷造山带长约 1000km, 宽约 5km~40km, 以秦岭群隆起为界分为南北两个裂谷造山带; 北带早古生代火山岩系由东向西分别称为二郎坪群, 云架山群, 斜峪关群, 草滩沟群; 南带火山岩系则统称为丹凤群。火山岩地层从老到新, 由基性为主变为中酸性为主, 二者之间可见平行或角度不整合; 从东到西, 可见到从寒武系为主, 向奥陶系为主的变化趋势。

1.1.2 火山喷发类型

本区火山为裂隙式多中心喷发,喷发类型介于夏威夷—布里尼型之间。由火山岩的爆发指数(E_x) = $100 \times \text{火山碎屑岩厚度} / (\text{火山碎屑岩厚度} + \text{熔岩厚度})$ 的对比可知,南祁连与北秦岭相似之处,从老到新,火山岩由于酸度变大,因此其平均 E_x 变大,从寒武纪的 $25 \rightarrow$ 奥陶纪的 37 ,反映火山爆发强度变大。北秦岭火山岩由东向西, E_x 也是由小变大,如南带丹凤群火山岩从 $25 \rightarrow 27$,北带火山岩从 $46 \rightarrow 76 \rightarrow 85$ 。在火山岩的厚度最大与火山碎屑岩数量、粒度最大及见有火山弹、火山渣的地段,可圈定火山喷发中心。喷发中心的特点是具有等距性,而且喷发中心位置,与断裂密度最大、侵入活动最强和成矿条件最好的地区吻合。

1.1.3 火山岩系列、组合

造山带海相火山岩多遭受蚀变交代、区域变质等作用,其原岩成分,尤其不稳定元素常发生不同程度的变化,因此如何选择新鲜火山岩样品、准确厘定火山岩成分,是国内外学者非常重视的一个问题。作者采用了岩石薄片观察、精选分析样品、多种测试结合、惰性元素核实、熔融结晶验证等方法,以保证测试结果的可靠性。以祁连山,北秦岭符合精度的岩石化学成分(除去 CO_2 、 H_2O 过高、钠化太强的火山岩的样品),在系列划分^[11]、分类命名(IUGS, 1989)^[12]的基础上结合惰性元素核实^[13]表明,本区火山岩的系列、类型较复杂,除有钙碱性系列、拉斑玄武岩系列岩石外,还有碱性玄武岩系列;除钠质类型岩石外,还有钾质类型;并首次发现有钾玄岩(Shoshonite)^[14]系列岩石及高镁安山岩(Boninite, Sanukite)^[15]。其中寒武纪以碱性玄武岩系列与拉斑玄武岩系列的玄武岩为主;奥陶纪常见钙碱性系列及钾玄岩系列的中酸性火山岩。高镁安山岩曾译为玻镁安山岩或玻古安山岩,是岛弧区含水上地幔在高压时直接熔出的原始安山岩浆产物,本区 10 个高镁安山岩成分以 $\text{SiO}_2 = 53.97\% \sim 56.97\%$, $\text{MgO} = 8.34\% \sim 11.46\%$, $\text{TiO}_2 = 0.17\% \sim 1.21\%$ (平均 0.5%) 为特征。钾玄岩系列又译为橄榄安粗岩系列,是火山弧晚期或近大陆产出的与碱性系列共生的岩石系列,除部分已变成钠质岩石外,也有钾质类型,它以酸度较小与我国东部的中生代钾玄岩系列不同。本区火山岩的主要组合有:钙碱性系列高铝玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩组合;拉斑系列橄榄拉斑玄武岩—石英拉斑玄武岩—拉斑玄武安山岩(冰岛岩)组合;钾玄岩系列粗面玄武岩—钾玄岩—粗面岩组合;钠质者有夏威夷岩—玄武粗安岩—粗安岩组合;碱性玄武岩系列仅有碱性橄榄玄武岩。火山岩的酸度呈双峰式,中性者仅占 2% 。

1.1.4 火山岩成分变化

本区火山岩中主要元素、微量元素、稀土元素及同位素的平均值从东到西存在一定的变化规律。以北秦岭北带火山岩为例,从二郎坪群—云架山群—斜峪关群—草滩沟群, $\text{SiO}_2\%$ (平均含量)从 $58.30 \rightarrow 64.86 \rightarrow 65.68 \rightarrow 69.32$, δ 从 $1.72 \rightarrow 1.30 \rightarrow 1.24 \rightarrow 1.22$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 从 $6.02 \rightarrow 5.41 \rightarrow 4.20 \rightarrow 3.28$, $(\text{Rb} + \text{Sr} + \text{Ba}) \times 10^{-6}$ 从 $598 \rightarrow 670 \rightarrow 695 \rightarrow 793$, $(\text{Cr} + \text{Sc}) \times 10^{-6}$ 从 $210 \rightarrow 80 \rightarrow 33 \rightarrow 31$, $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 从 $1.50 \rightarrow 1.90 \rightarrow 2.00 \rightarrow 2.56$; 而且火山岩从基性到酸性, In_d 从 $0.51302 \rightarrow 0.51166$, Isr 从 $0.703 \rightarrow 0.707$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 从 $15.508 \rightarrow 15.686$, $\delta^{18}\text{O}\%$ 从 $8.34 \rightarrow 16.72$, 反映北秦岭火山岩从东到西,酸度、钾量、不相容元素和壳源物质不断增加,反映本区火山岩从东到西岩浆酸度逐渐变大。这个规律与前述的火山岩系由东向西,从以寒武纪为主逐渐演变成以奥陶纪为主,火山爆发强度由小变大是一致的,也与本区矿产(点)分布规律从 Au 、 $\text{Cu} \rightarrow \text{Cu}$, Pb , $\text{Zn} \rightarrow \text{Pb}$, Zn , Ag 是一致的。

1.2 构造环境的演化及开合估算

裂谷造山带是开合作用演化叠加产物,是一个复合构造环境的综合体;而且造山带火山岩均又受到不同程度的蚀变、变质、风化作用,其活动组分常发生不同程度的变化。为此,以地质、时代分析为基础,以惰性元素分析为手段,才能取得构造环境演化的新认识,并有助于开合作用的时间、距离、速度的定量化。

1.2.1 构造环境演化

拉脊山区寒武系地层(ϵ)底部与上部岩相不同,底部为陆相火山岩系,向上变为海相细碧岩系(苏明月,1982),反映从大陆裂谷向陆间裂谷的演化;本区东二郎坪群(ϵ -O)变质岩研究^[16]表明,它经历了早期升温降压的拉张小洋盆型洋底变质作用,变为晚期升压降温的挤压造山带型区域变质作用;古地磁分析^[17]也证实了北秦岭寒武纪拉张与奥陶纪闭合的开合过程;前述寒武纪以碱性及拉斑玄武岩系列火山岩为主,见有蛇绿岩套,而奥陶纪以钙碱性及钾玄岩系列火山岩为主,见有I型花岗岩,也是构造环境从拉张(开)转向闭合(合)的佐证。以本区惰性元素结合地质时代、喷出顺序在 TiO_2 -Zr、Zr/Y-Zr、Ce/Yb-Ta/Yb、 TiO_2 -10MnO-10P₂O₅-Hf-Zr、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等与构造环境关系图^[18-20]上投点,并以箭头表示其构造变化方向,不难看出其构造演化过程是,大陆板内克拉通 \rightarrow 大陆裂谷 \rightarrow 陆间裂谷 \rightarrow 火山弧 \rightarrow 造山带。这是一个完整的开合旋回,也是一个较完整的威尔逊旋回(Wilson cycle)。它体现了慢壳的演化过程:岩浆岩的酸度加大,钾质及壳源物质变多,地壳厚度加大的普遍规律。

1.2.2 开合定量估算

以地质年代(Harland等,1989)定开合时间;以国外裂谷、火山弧的开合数据与火山岩成分的关系确定开合速度;再以开合时间、速度,求出开合距离^[20]。已知本区寒武纪为拉张(开)时期,奥陶纪为闭合(合)时期,以埃塞俄比亚、肯尼亚、坦桑尼亚裂谷拉张速度与玄武岩中K₂O含量作相关图^[8],用本区寒武纪玄武岩中K₂O含量投图,即可求出寒武纪之拉张速度,也可用惰性元素Zr/Y-Zr图^[21]核实拉张速度。在安第斯、伊朗、日本、千岛及阿留申群岛火山弧高铝玄武岩、安山岩中K₂O或 θ 值与闭合速度相关图^[22]上,投以奥陶纪火山岩的K₂O、 θ 值,即可求出奥陶纪的闭合速度。如已知寒武纪拉张年龄为 T_1 ,又知拉张的速度为 V_1 ,则拉张距离 $D_1=(T_1 \times V_1) \times 2$,乘2是由于裂谷反向拉张,距离加大。同样已知到奥陶纪闭合速度为 V_2 ,其闭合距离(D_2)可用拉张距离 D_1 减造山带宽度求得,而闭合时间(T_2)可用闭合距离 $D_2/2V_2$ 求得。从而可以定量估算出南祁连区:平均拉张速度0.25km/a,平均距离300km;北秦岭区:平均拉张速度0.23cm/a,平均距离276km。同一裂谷不同地段的拉张速度、距离也有不同,以北秦岭北部裂谷为例,从东到西拉张速度和距离分别为 $0.23 \rightarrow 0.20\text{cm/a}$ 和 $276\text{km} \rightarrow 240\text{km}$ 。同样也可估算出两区的闭合速度:南祁连6cm/a;北秦岭4.5cm/a,且北秦岭从东而西,闭合速度从 $4.3 \rightarrow 5.0\text{cm/a}$ 。总的来看,从北秦岭到南祁连,拉张速度、距离及闭合速度均变大,但北秦岭裂谷则从东到西,拉张速度、距离变小,而闭合速度变大。

对比可知,本区拉张距离与红海小洋盆相似,而闭合速度则与安第斯近似。北秦岭裂谷从东到西,拉张变小,闭合变大,因此该裂谷从东到西,火山岩的分布也从以寒武纪为主,变为以奥陶纪为主。

2 蛇绿岩套存在的依据

自Brangniart(1813)提出蛇绿岩套后,几经论战,研究进展很大^[23]。本区南祁连过去多不

认为有蛇绿岩套,北秦岭虽不少学者认为有,但争论较多。笔者研究认为,本区应有蛇绿岩套存在,依据如下:

(1)本区有蛇绿岩套的“三位一体”(Stenmann, 1906; Hess, 1955),也有蛇绿岩套的四、五个“层序”(Moores等, 1971; Coleman, 1977^[24]):变质橄榄岩、超镁铁—镁铁质堆积岩与M型花岗岩、辉绿岩墙、枕状细碧岩、洋壳型硅质岩等组成,只是变质橄榄岩厚度小、辉绿岩墙不太发育而已。但国外蛇绿岩研究表明,除阿曼、岛湾等极少数外,多为橄榄岩厚度较小、层序不全的蛇绿岩。尤其早期拉张不大的小洋盆,后期又是复杂造山带的地区,由于消减及断层的影响大,更易薄而不全。

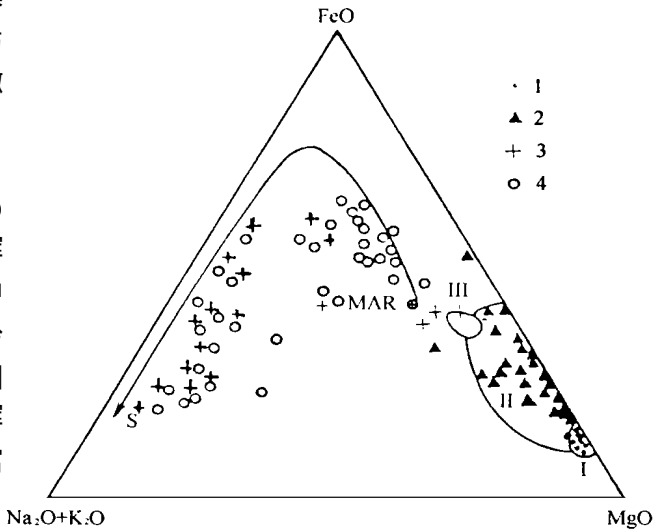
(2)由本区基—超基性侵入岩及寒武纪玄武岩成分投于图2,可见与Coleman(1977)圈定的蛇绿岩套变质橄榄岩、超镁铁—镁铁质堆积岩及Skaergaard拉斑玄武岩浆演化趋势相似。

(3)本区超镁铁质岩中,以MgO高达37%~43%的二辉橄榄岩、方辉橄榄岩及纯橄榄岩发育,与蛇绿岩套中变质橄榄岩一致。而且南祁连、北秦岭二辉橄榄岩中的稀土配分形式也与国外典型蛇绿岩套(Othris、岛湾)中二辉橄榄岩相似^[25],仅是本区LREE较富及HREE较贫。

(4)侵入二郎坪群下部白虎岭及西庄河的英云闪长岩与斜长花岗岩的主要氧化物含量,与本区幔源玄武岩的成分及洋中脊玄武岩元素平均值(MAR)相似(图2),而该花岗岩中主要元素、稀土元素、微量元素及 $\delta^{18}\text{O}$ 、 I_{Sr} 等特征,也与国内外幔源玄武岩及M型花岗岩的一致^[26],应为蛇绿岩套中M型花岗岩。

(5)本区蚀变交代玄武岩的 $\delta^{18}\text{O} > 8\text{‰}$,蚀变指数($\Delta = \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{Na}_2\text{O}$) $> 2.5\%$,与新鲜玄武岩的相差很大^[27],而与俄、德等国及我国阿尔泰的细碧岩一致(李增田, 1989);玄武岩在细碧岩化过程中,不少基性斜长石多已变为钠长石($An = 0.8\% \sim 3.7\%$);部分细碧岩具枕状构造。这些特点均与蛇绿岩套中细碧岩特点吻合。

(6)本区硅质岩中有灰白—红色洋壳型者,常与硅质板岩及细碧岩共生。其稀土元素以北美页岩^[28]标准化后的配分型式,与深源海水、深海洋盆中的沉积物、硅质岩、生物一致,均以富HREE及负Ce异常为特征^[29](图3),但南祁连硅质岩可能沉积较快,因此REE丰度较低。



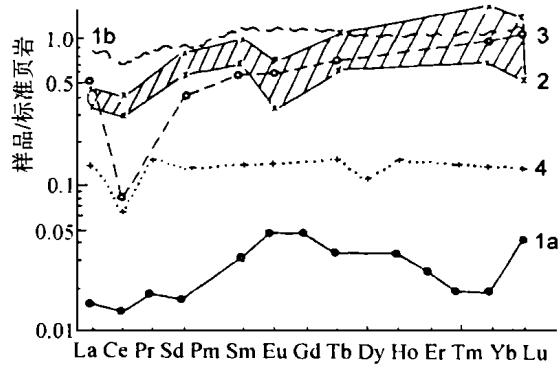
Coleman: I. 变质橄榄岩; II. 超镁铁—镁铁质堆积岩; III. 科马提岩; MAR. MORB 平均值; S. Skaergaard 拉斑玄武岩侵入体演化趋势

本区^[1,2]: 1. 变质橄榄岩; 2. 超镁铁—镁铁质堆积岩; 3. M型花岗岩^[26]; 4. 寒武纪火山岩

图2 蛇绿岩套 FeO-AlK-MgO 图
(据 Coleman, 1997)

Fig. 2 FeO-AlK-MgO diagram of ophiolite suit
(after Coleman, 1977)

1) 邱家骧, 杨巍然等. 拉脊山早古生代海相火山岩及铜多金属矿产找矿方向研究. “八五”国家攻关项目紧缺矿产勘查与评价研究(85-901), 专题编号: 85-901-02-02-5-12, 1994



1. 本区硅质岩(1a 南祁连; 1b 北秦岭), 稀土元素分析方法为 ICP, 由地矿部武汉综合岩矿测试中心测试; 2. 洋壳型深海硅质岩(曾允孚等, 1993)^[30]; 3. 东太平洋洋中脊沉积物(Piper 等, 1974); 4. 抱球虫骨骼(Spirn, 1965)

图 3 硅质岩及深海物质稀土配分型式
Fig. 3 REE distribution patterns for silicalite and deep sea sediment

属与国外裂谷火山岩对比可知^[9,10]: 北秦岭与肯尼亚及埃塞俄比亚裂谷相似, 而南祁连与东非及贝加尔湖裂谷相似^[33]。此外, 寒武纪玄武岩微量元素配分型式又介于板内与过渡洋中脊^[18]之间(图 4), 反映本区寒武纪时是从大陆裂谷向陆间裂谷过渡的小洋盆环境。

(3) 本区玄武岩成分投于 Serri (1998)^[34]的高钛与低钛界线附近并以低钛为主(图 5)。高钛者为洋中脊低压岩浆房产物(如 Samail), 低钛者为火山弧区有关盆地高压岩浆房形成(如 Troodos), 高钛与低钛共生者多见于大陆造山带。本区先拉张为小洋盆时高钛, 后闭合为造山带时低钛; 又由于本区洋盆小, 在陆壳基础上拉张与闭合, 受陆壳影响大, 故介于高、低钛之间并以低钛为主,

这些特点与 Coleman(1984, 1987)研究的科迪勒拉型及大陆造山带的蛇绿岩套相似, 也与红海型陆间洋盆的蛇绿岩套相似。

(4) 本区火山岩投点多位于大洋板内(洋岛)与洋中脊之间的无震洋脊^[35]附近(图 6)。洋中脊以拉张快, 洋盆大, 地震强,

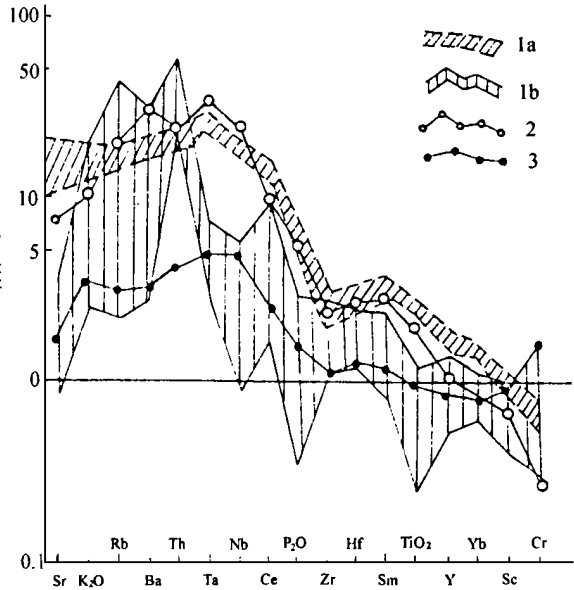
对比大西洋成熟洋中脊, 仅常见玄武岩、辉长岩(Lagabriolle 等, 1992)^[31]的报道来看, 本区应存在蛇绿岩套。

3 小洋盆蛇绿岩套

本区蛇绿岩套与拉张很大的洋中脊蛇绿岩套不同, 也与火山弧有关的拉张盆地中蛇绿岩套有异, 而是在陆壳基础上拉张不大的陆间裂谷小洋盆中产出的蛇绿岩套。其主要根据如下:

(1) 本区蛇绿岩套厚度小, 层序多数不全, 尤其变质橄榄岩体较小, 呈透镜状不连续; 见有碱性系列及中酸性的火山岩; 深海放射虫硅质岩薄; 寒武纪时拉张速度小(0.23~0.25cm/a), 距离不大(276~300km), 与肖序常^[32]总结的陆间裂谷小洋盆蛇绿岩套一致。

(2) 本区寒武纪火山岩的酸度及玄武岩种



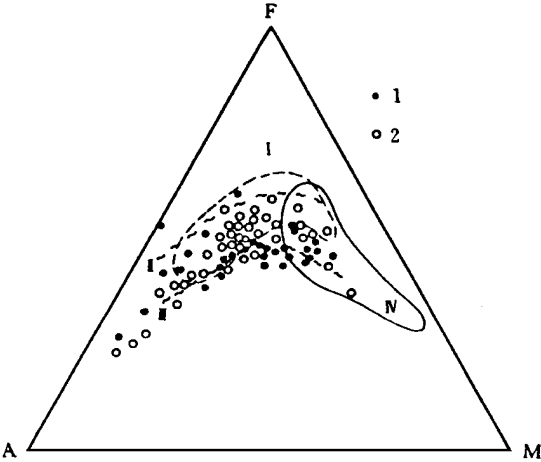
1. 本区寒武纪火山岩(1a 南祁连; 1b 北秦岭);
2. Azores 板内碱性玄武岩(Pearce, 1982);
3. 亚丁湾(Gulf of Aden)过渡型洋中脊玄武岩(Pearce, 1982)

图 4 寒武纪火山岩微量元素配分型式

Fig. 4 Minor element distribution patterns for the Cambrian volcanics

低钾拉斑玄武岩发育为特征; 而无震洋脊则拉张慢、洋盆小、无地震, 除拉斑玄武岩外, 并见碱性玄武岩为特色。无震洋脊与板内不同之处是, 板内者构造更稳定, 火山岩碱度更高。因此, 无震洋脊是介于板内与洋中脊之间的小洋盆构造环境。本区为陆间裂谷小洋盆, 与无震洋脊环境相似, 因此火山岩也有相似之处。但本区为板内陆壳拉张盆地, 故火山岩酸度、碱度更大些。

(5) 本区火山岩中碱性长石与斜长石共生, 且 Ab 及 Or 较高; 单斜辉石中的 SiO₂ 较洋中脊低, 而 Al₂O₃ 较大洋板内(洋岛)低, 其成分也介于洋中脊与板内之间, 与无震洋脊相似(图 7)。反映本区火山岩的碱度、酸度及岩浆房深度大于洋中脊而小于板内, 它是陆间裂谷型小洋盆火山岩成分与成因特征的反映。

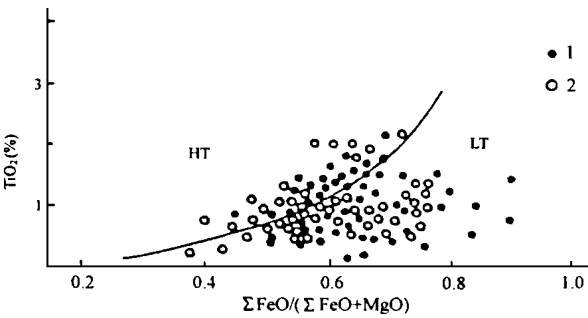


I 无震洋脊; II、III洋岛(其中II冰岛, III亚速尔); IV印度洋、大西洋洋中脊; 1、2 同图 5, I、II、III、IV 据赫基尼安(1989)^[35]

图 6 无震洋脊与洋岛、洋中脊火山岩之对比

Fig. 6 Comparative diagram for volcanics from aseismic oceanic ridge, oceanic island and mid-oceanic ridge

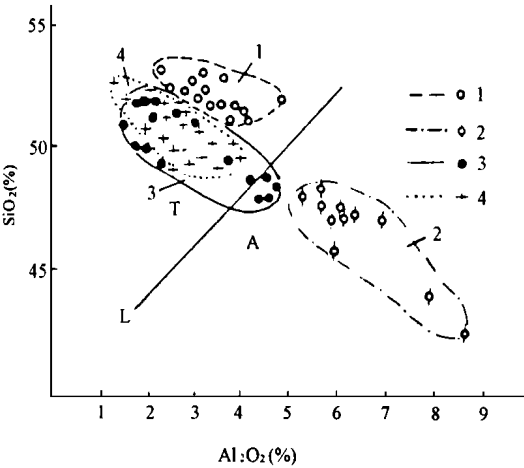
(6) 本区寒武纪地层中, 除了上部有与硅质板岩、细碧岩共生的洋壳型灰白—红色硅质岩外, 下部还有与黑板岩、碳酸盐岩共生的陆壳型暗灰色硅质岩^[30], 说明从老到新从陆壳型向洋壳型转化; 而且本区硅质岩投点(图 8)又介于陆壳与洋壳之间, 反映本区从陆内裂谷向陆间裂谷转化; 又从本区硅质岩中(Ce= 0.85(北秦岭)~ 0.83(南祁连), La/Yb= 0.74(北秦岭)~ 0.85(南祁连), 均介于陆缘型(1.1)与洋脊型(0.3)硅质岩之间(Murray 等, 1991; Elderfield 等, 1990), 也体现了陆壳基础上拉张成的小洋盆硅质岩的特色。此外, 变质橄榄岩中蛇纹石的



HT. 高 Ti 蛇绿岩; LT. 低 Ti 蛇绿岩; 1. 南祁连; 2. 北秦岭

图 5 玄武岩 TiO₂-FeO/(FeO+MgO) 关系图 (Serri, 1981)

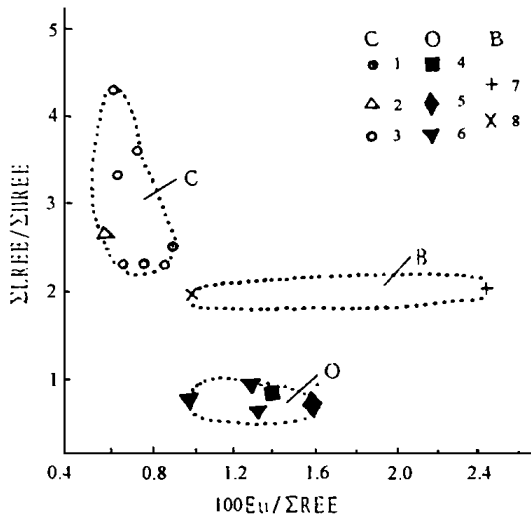
Fig. 5 TiO₂-ΣFeO/(ΣFeO+MgO) diagram of basalt



1. 太平洋洋中脊; 2. 洋岛(大西洋、印度洋等岛屿); 3. 无震洋脊; 4. 本区; L 为 T 与 A 分界线; T. 拉斑玄武岩系列; A. 碱性玄武岩系列; 1、2、3 范围及 T、A 分界线据赫基尼安(1989)^[35]资料。

图 7 单斜辉石 SiO₂-Al₂O₃ 关系图

Fig. 7 SiO₂-Al₂O₃ diagram of clinopyroxene



C: 陆壳型沉积物(1. 大陆沉积, 2. 北美页岩, 3. 东海沉积); O: 洋壳型沉积物(4. 洋壳, 5. 大洋玄武岩, 6. 太平洋深海粘土); 16 据俞剑华等(1994)^[36]; B: 本区硅质岩(7. 南祁连, 8. 北秦岭)

图 8 LREE/HREE—Eu/REE 图
Fig. 8 LREE/HREE—Eu/REE
diagram for different types of sediments

$\delta^{18}\text{O} = 10.18\text{‰}$ 为大陆的大气降水形成的蛇纹石化。可能反应洋盆深度较小, 深源热海水不发育, 故没有深源热海水形成的蛇纹石化作用。

4 古地幔的特征与演化

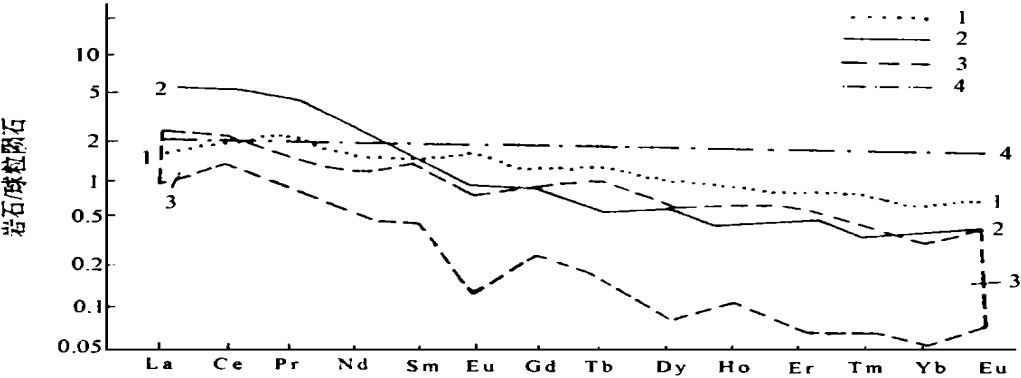
4.1 古地幔的特征

通过本区玄武岩、变质橄榄岩的惰性元素及温压估算投点^[37, 38]发现, 古地幔也是复杂类型的综合体。它既有温压不同的大陆、大洋、裂谷类型的地幔及尖晶石、石榴石富铝矿物类型的地幔, 也有贫、富各异的亏损、原始、过渡、富集等类型的地幔, 但它们复杂地叠加在一起。

4.2 古地幔的演化

本区寒武纪时, 大陆板内拉张为陆间洋盆, 原始的古地幔升温、隆起、降压, 熔融度加大, 喷出碱性 \rightarrow 拉斑系列玄武岩, 地幔亏损; 奥陶纪时洋壳消减、造山, 并喷出钙碱 \rightarrow 钾玄岩系列火山岩, 古地幔又降温、下沉、升压, 交代及与地壳混合循环, 又变为富集地幔。由图 9 可知, 本区古地幔 HREE 均小于原始地幔的, 而 LREE 多数略大于原始地幔的, 反映了本区经历过先强烈亏损, 后略有富集

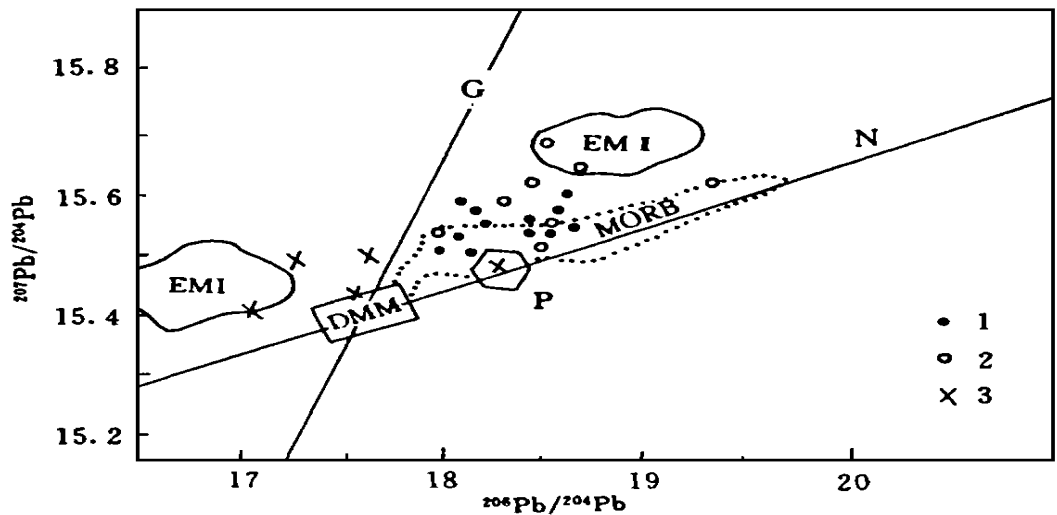
的过程。图 10 又可知, 本区古地幔多位于普通地幔附近, 多属于亏损地幔源(DMM)与富集 II 型地幔源(EM II)的混合。而大别山区, 则由 DMM 与富集 I 型地幔源(EMI)混合为主。



1. 南祁连元石山橄榄岩; 2. 北秦岭柳树庄橄榄岩;
3. 北秦岭松树沟橄榄岩; 4. 原始地幔线(Jahn, 1980, 二倍球粒陨石计算值)

图 9 地幔橄榄岩 REE 配分型式图

Fig. 9 REE distribution patterns for mantle peridotite



N (NHRL): 北半球大洋玄武岩参考线; G (GEOCHRON): 零值等时线; DMM: 亏损型地幔; EM I: 富集 I 型地幔; EM II: 富集 II 型地幔; P (PREMA): 普通地幔; MORB: 洋中脊玄武岩; 1, 南祁连; 2, 北秦岭; 3, 大别山

图 10 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图^[39]
Fig. 10 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram for different types of mantle rocks

5 早古生代裂谷造山带火山岩与小洋盆蛇绿岩套的纬向对比

由北秦岭、南祁连向东西纬向延伸, 进行了纬向早古生代裂谷造山带火山岩的地质时代、蛇绿岩套、构造环境和地幔类型的对比(表 1), 可以看出, 从大别山→北秦岭→南祁连→柴

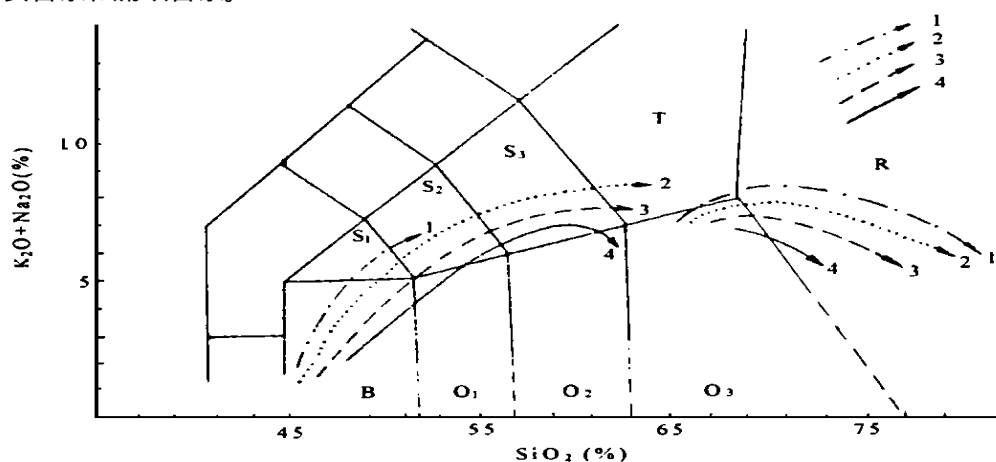
表 1 早古生代纬向裂谷造山带火山岩及蛇绿岩套对比

Table 1 The comparative characteristics of latitudinal rifted orogenic belt volcanic rocks and ophiolite suit of the early Palaeozoic				
	柴北缘(4)	南祁连(3)	北秦岭(2)	大别山(1)
时代	O			Є + O
裂谷类型	陆间			陆内
蛇绿岩套	有			无
拉张速度(cm/a)	0.40	0.25	0.23	0.21
拉张距离(km)	488	300	276	252
闭合速度(cm/a)	9.0	6.0	4.5	4.2
火山岩碱度	小			大
地幔混合	DMM + EM II 为主			EMM + EM I 为主

北缘^[40], 火山岩喷发时代从寒武纪与奥陶纪→全部是奥陶纪, 反映纬向早古生代裂谷从东向西顺序张开, 此与古地磁研究^[17]的结论一致。裂谷拉张速度由东向西变大(0.21→0.23→0.25→0.40cm/a), 拉张距离也相应变大(252→276→300→488km), 从而裂谷宽度变大, 从陆内

型 \rightarrow 陆间型,小洋盆蛇绿岩套从无到有,从小到大,地幔橄榄岩的数量、厚度从小到大,来源从浅到深。裂谷闭合速度由东向西也是变大(从 $4.2\rightarrow 4.5\rightarrow 6.0\rightarrow 9.0\text{cm/a}$)。古地幔从东到西从亏损(DMM)源与富集 I 型(EMI)源的混合为主 \rightarrow 亏损(DMM)源与富集 II 型(EMII)源的混合为主。说明古地幔在寒武纪时拉张及幔源岩浆活动形成了亏损型地幔之后,到奥陶纪时,亏损地幔源东部(早期)受深部地幔流体及下地壳循环混合的影响较大;而西部(晚期)受洋盆沉积及上地壳循环混合的影响较大。总之,奥陶纪时又变为富集型地幔。

由纬向早古生代裂谷造山带火山岩在 TAS 图^[12](图 11)上的成分线分布可知,四个地区的火山岩从东到西,成分线位置顺序降低,反映火山岩碱度变小,此与裂谷拉张、闭合的速度向西变大完全一致;还可看出,每个地区的火山岩成份线在 SiO_2 含量约 65% 处存在明显的间断(即 SiO_2 频率图上低谷位置),这个间断是酸度不同的两类火山岩分界线,又是源区不同火山岩浆的分界线。较基性的原始岩浆是幔源玄武岩浆和高镁安山岩浆;而酸性原始岩浆为壳源的英安岩浆和流纹岩浆。



1. 大别山, 2. 北秦岭, 3. 南祁连, 4. 柴北缘, B. 玄武岩, O₁. 玄武安山岩, O₂. 安山岩, O₃. 英安岩, R. 流纹岩, S₁. 粗面玄武岩, S₂. 玄武粗安岩, S₃. 粗安岩, T. 粗面岩、粗面英安岩。

图 11 早古生代纬向裂谷造山带火山岩 TAS 图

Fig. 11 TAS diagram of latitudinal rifted orogenic belt volcanic rocks of the early Palaeozoic (IUGS, 1989)

本区火山岩的岩石化学、矿物化学、稀土元素、微量元素和同位素地球化学综合研究表明^[8~10],幔源玄武岩浆来自深约 44km~89km 上地幔的部分熔融。玄武岩浆形成后,由于围岩密度筛(density filter)的影响,玄武岩浆将上升底侵至下地壳底部及深达 14km 的上地壳中,并储集成玄武岩浆房,由于岩浆房中玄武岩浆的高温,使其上的地壳熔融成壳源的酸性岩浆。本区中性岩浆则是基性岩浆房中岩浆与其上的酸性岩浆的混合,以及基性岩浆同化混染地壳物质及分离结晶(橄榄石、辉石、斜长石)作用的产物,也就是 AFC(Assimilation Fractional Crystallization)作用的结果。同化混染(合)作用与分离结晶作用有伴生性与互动性。因为没有同化混染,不利于岩浆温度的下降,则不能分离结晶;而没有分离结晶,则不能放出结晶潜热,岩浆也不能继续同化混染地壳物质,只有既同化混染又分离结晶,才能引起基性玄武岩浆向中性岩浆的演化。

参 考 文 献

- 1 夏林圻,夏祖春,祁连. 秦岭山系海相火山岩,武汉:中国地质大学出版社,1991,8~ 227
- 2 张本仁,骆庭川,高山. 秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究,武汉:中国地质大学出版社,1994,136~ 190
- 3 张国伟等. 秦岭造山带的形成及其演化. 西安:西北大学出版社,1988,48~ 74
- 4 杨巍然,杨森楠等. 造山带结构与演化的现代理论和研究方法—东秦岭造山带剖析. 武汉,中国地质大学出版社,1991,59~ 173
- 5 刘文荣,王润三,车自成. 东秦岭二郎坪群. 西北大学学报(自然科学版),1989,2~ 91
- 6 宋子季,张维吉,安三元. 北秦岭早古生代断陷带古海相火山岩特征及其形成环境,西安地质矿产研究所刊,1988,第24号,51~ 52
- 7 青海省地质矿产局. 青海省区域地质志. 北京:地质出版社,1991,55~ 168
- 8 邱家骧,张珠福. 北秦岭早古生代海相火山岩,河南地质,1994,(4):263~ 274
- 9 邱家骧,曾广策等. 拉脊山早古生代海相火山岩与成矿,武汉:中国地质大学出版社,1997,1~ 78
- 10 邱家骧,张珠福. 北秦岭早古生代海相火山岩的实验、成分与构造开合,地球科学,1997,(3) 233~ 239
- 11 Ivine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 1971, 8: 523~ 548
- 12 Le Maître R (Editor). A classification of igneous rocks and glossary of terms, recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. London, Blackwell Scientific Publications, 1989
- 13 Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chem. Geol., 1977, 20: 325~ 342
- 14 Pecerillo A, Taylor, S R. Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contr. Miner. Petro, 1976, 58: 63~ 81
- 15 Tatsumi Y. Origin of high-magnesium andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwest Japan, II, Melting phase relations at high pressures, Earth Planet. Sci. Lett., 1982, 60: 305~ 317
- 16 王仁民,陈珍珍,李平凡,等. 河南桐柏地区宽坪群与二郎坪群的构造环境与地壳演化. 见:刘国惠等. 秦岭—大巴山地质论文集(1),变质地质. 北京:科学技术出版社,1990,99~ 109
- 17 杨巍然,刘森楠,杨志华,等. 从秦岭造山带及两侧古陆古地磁成果探讨亚洲大陆开合特点. 见:IGCP 第321项中国工作组编. 亚洲的增生,北京,地震出版社,1993,35~ 37
- 18 Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Andesites, ed. by Thorps R S, Chichester J Wiley & Sons, 1982: 525~ 548
- 19 Condie K C. Geochemistry and tectonic setting of early Proterozoic supracrustal rocks in the Southwestern United States. J. Geology, 1986, 94: 845~ 861
- 20 邱家骧,陶奎元,赵俊磊,等. 火山岩,北京:地质出版社,1996,118~ 129
- 21 Pearce J A, Cann J R. Cophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. Earth Planet Sci Lett, 1971, 12: 339~ 349
- 22 Sugisaki R. Chemical characteristics of volcanic rocks: relation to plate movements Lithos, 1976, 9: 17~ 30
- 23 张旗. 蛇绿岩研究的进展,地学前缘,1994,(1): 98~ 103
- 24 Coleman R G. Ophiolites. Springer-Verlag, Berlin. 1977, 100~ 108
- 25 Fray F A. 地幔岩石中的稀土元素丰度. 见:亨德森编. 稀土元素地球化学. 北京:地质出版社,1989,100~ 108
- 26 卢欣祥. 东秦岭与蛇绿杂岩有关的幔源型(M-型)花岗岩的地质地球化学,见:张国伟等. 秦岭造山带的形成及其演化. 西安:西北大学出版社,1988,149~ 162

- 27 Wedepohl, K. H. 细碧岩和大洋中脊玄武岩之间的物质平衡. 基础地质译丛, 1985, (6): 51~ 59
- 28 Haskin L A, Haskin M A, Frey F A et al. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens L H(Editor) Origin and distribution of the elements, Pergamon, Oxford, 1968, 889~ 912
- 29 Fleet A. J. 稀土元素的水成和沉积地球化学. 见: 亨德森编. 稀土元素地球化学. 北京: 地质出版社, 1989, 195~ 213
- 30 曾允孚等. 西秦岭太阳 0 顶群硅质岩的岩石学及地球化学特征, 矿物岩石, 1993, (3): 12~ 20
- 31 Lagabrieulle Y et al. Alpine jurrasic ophiolites resemble the modern central, Atlantic basement. Geology, 1990, 18: 319~ 323
- 32 高俊. 有关蛇绿岩研究的一些进展. 地质科技情报, 1992, [4]: 35~ 40
- 33 邱家骧, 林景仟. 岩石化学. 北京: 地质出版社, 1991, 119~ 139
- 34 Serri G. The Petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: A key for the classification of ophiolites to low- Ti and high- Ti types. 1981, 52: 203~ 212
- 35 赫基尼安 R. 海底岩石学. 张彦波等译. 青岛: 海洋出版社, 1989, 95~ 116
- 36 俞剑华. 皖南赣北早中奥陶世含笔石黑色页岩系浅海沉积成因的地球化学信息, 南京大学(地球科学版), 1994, (2): 103~ 109
- 37 Wyllie P J. The dynamic earth. New York, Wiley, 1971, 81~ 119
- 38 Nickel G G et al. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of lithosphere, kimberlites and diamonds. Earth Planet. Sci. Lett., 1988, 73, 158~ 170
- 39 Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, 14: 493~ 571
- 40 赖绍聪, 邓晋福, 赵海玲, 等. 青藏高原北缘火山作用与构造演化. 西安: 陕西科学技术出版社, 1996, 47~ 73

CHARACTERISTICS AND LATITUDINAL COMPARATIVE RESEARCH ON THE EARLY PALAEOZOIC VOLCANIC ROCKS OF RIFTED OROGENIC BELT AND SMALL OCEAN BASIN OPHIOLITE SUIT FROM NORTHERN QINLING MOUNTAINS AND SOUTHERN QILIAN MOUNTAINS

Qiu Jiaxiang Zeng Guangce Zhu Yunhai

(China University of Geosciences, Wuhan , 430074)

Su Shangguo

(China University of Geosciences, Beijing , 100083)

Abstract: Northern Qinling Mountains and southern Qilian Mountains are located in the middle part of the famous latitudinal Qinling mega- orogenic belt. It belongs to rifted orogenic belt of the Cambrian- Ordovician period. It underwent a series of tectonic opening- closing including intraplate continental rift \rightarrow intercontinental rift \rightarrow volcanic arc \rightarrow orogenic belt. During the Cambri-

an, the alkaline and tholeiitic basalt, and also small ocean basin ophiolite suit were formed under an extension environment. In the Ordovician, the tectonic setting was closing. The intermediate – acidic volcanic rocks of calc-alkaline and shoshonite series, as well as the volcanic arc suit rocks were formed. The boninites were also formed at this time. Southern Qilian belongs to the single rift system; however, northern Qinling belongs to the double rift system. In northern Qinling rift system, from east to west and from south to north, the distance of extension decreased, the velocity of closing increased, and the intensity of volcanic eruptions, acidity, K content, crustal materials of volcanic rocks were gradually getting larger. The distance of extension was similar to the Red sea's; however, the velocity of closing was similar to the Andes type. The characteristics of old mantle were superimposed. In the Cambrian period the mantle was depleted in crustal materials; however, in the Ordovician period the mantle was enriched in crustal materials.

Through the latitudinal comparative research between Dabai Mountains → northern Qinling → southern Qilian → northern margin of the Chaidamu Basin, we found that the basic and acidic magmas of northern Qinling and southern Qilian were mainly formed through partial melting of mantle and crustal respectively; whereas the intermediate rocks were formed through assimilation – fractional crystallization (AFC) of the basic magma. From east to west, the rift opened gradually; The ages of volcanic eruptions were getting younger; the duration of volcanic eruptions was getting shorter; the rift system changed from single to double character; the distance of extension was getting larger; the velocity of extension and closing was becoming larger; the alkalinity of volcanic rocks was getting smaller. There was no ophiolite suit in the east, whereas it appeared in the west; The sources of old mantle were changed from mixed DMM and EM I to mixed EMM and EM II.

Key words: northern Qinling and southern Qilian, Early Palaeozoic volcanic rocks, rifted orogenic belt, small ocean basin ophiolite suit, evolution of old mantle