

文章编号: 1000-6524(2001)03-0273-08

# 中国东部燕山期岩浆活动的几个问题

张 旗, 赵太平, 王 焰, 王元龙

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

**摘 要:** 中国东部中酸性燕山期岩浆活动非常发育。文中讨论了中国东部燕山期岩浆岩的分区、岩浆系列、埃达克质岩(adakite-like)、花岗岩源区、花岗岩形成环境 I 型和 S 型花岗岩的含义等问题。认为目前所使用的花岗岩判别图不能用来讨论花岗岩形成的构造环境, 按照花岗岩源区深度, 至少可以分出来自地幔、下地壳和中上地壳的 3 个深度层次的花岗岩类, 强调源区深度对花岗岩性质的制约。认为中国东部燕山期大规模岩浆活动可能与地壳拉张环境下大规模拆沉作用导致的软流圈地幔上涌及其引发的玄武岩底侵作用有关, 而与古太平洋板块的俯冲作用无关, 中国东部不属于环太平洋构造- 岩浆带。但拆沉作用发生的时间、原因和机制仍然不清楚。

**关键词:** 中国东部; 燕山期; 岩浆活动; 花岗岩; 形成环境; 源区深度

**中图分类号:** P588.11

**文献标识码:** A

中国东部燕山期中酸性岩浆活动异常发育, 许多作者对岩浆的系列、演化、成因已做过广泛的讨论<sup>[1-9]</sup>, 但是, 对燕山期岩浆活动的许多问题仍然存在争论, 如岩石分区、岩石系列、岩浆来源、岩浆类型、构造环境等方面。中国东部争论最大的问题莫过于燕山期岩浆活动的成因。一种观点认为, 中国东部燕山期岩浆活动与古太平洋板块(伊泽奈崎板块或库拉板块)的向西俯冲有关, 属于环太平洋岩浆带的一部分; 另一种观点认为, 燕山期岩浆活动与陆内伸展作用或岩石圈减薄作用有关, 但岩石圈减薄作用及中国东部燕山期构造体制转折的机制仍悬而未决。本文拟对上述问题做一初步的讨论。

## 1 岩浆岩分区

关于中国东部燕山期岩浆岩的分区已经做过不少研究<sup>[1, 10-13]</sup>。一个令人困惑的现象是, 中国东部岩浆岩的分布方向既有 NNE 或 NE 向的, 也有近 EW 向的。究其原因, 可能与中国东部燕山期时的构造转化以及基底构造的联合制约有关。例如东北花岗岩似乎是沿 NNE 向分布的, 而它的 Sr- Nd 同位素特征却与中国西部一致, 共同组成了中国北方规模巨大的呈 EW 走向的、具正  $\epsilon Nd(t)$  值的花岗岩带, 该带恰与中国北方造山带吻合。考虑到之前的各种划分方案, 按照中酸性岩浆岩的组成和地球化学特征, 笔者将中国东部燕山期岩浆岩分为东北、华北- 华中、华南和东南 4 个岩区(图 1):

(1) 华北- 华中区(北起冀北- 辽宁- 吉东, 南至长江中下游)岩浆岩以产出埃达克质岩为特征(详见本文第 5 节), 由石英闪长岩- 石英二长岩- 花岗闪长岩- 花岗岩(安粗岩- 粗安岩- 流纹岩)组成。

(2) 东南区(主要指浙闽地区, 可能不包括闽西)岩浆岩主要是 I 型的, 在地球化学特征上, 它以富 Si、HREE、Y 和贫 Sr、Al 以及具负钕异常而不同于华北- 华中区。华北- 华中区埃达克质岩来自下地壳, 笔者认为, 东南区的 I 型花岗岩也可能源于下地壳, 只不过前者的地壳厚度大而后者的厚度小而已。

(3) 华南区花岗岩类主要发育在湘赣粤地区, 以南岭最典型, 大多属于 S 型, 是中上地壳部分熔融的产

收稿日期: 2001-03-01; 修订日期: 2001-06-04

基金项目: 中国科学院知识创新工程基金资助项目(KZCX1-07); 国家“973”资助项目(G1999043206-05)

作者简介: 张 旗(1937-), 男, 研究员, 火成岩石学和地球化学专业。

物。其实,其它岩区也有S型花岗岩出露,但其规模和成矿意义无法与华南区比较。

(4) 东北区花岗岩也以I型为主<sup>[14]</sup>,但以其低的 $I_{Sr}$ 和正的 $\epsilon Nd(t)$ 值而区别于其它岩区。

以上是从总体上概述,实际上在一个岩区内火成岩的组成也有差别。例如华北-华中岩区尽管主体上属于埃达克质岩系,但长江中下游火成岩却以石英闪长岩和花岗闪长岩为主, $Si$ 较低;大别和胶东则以富 $Si$ 、很高的 $I_{Sr}$ 和很低的 $\epsilon Nd(t)$ 值为特征;辽西 $Si$ 较低,但 $I_{Sr}$ 、 $\epsilon Nd(t)$ 和 $T_{DM}$ 变化大,指示下地壳具有复杂的结构。东北大兴安岭南段和北段也有区别<sup>[15-16]</sup>。

## 2 岩浆岩系列

中国东部燕山期火成岩主要是中酸性成分的,中基性岩很少。中酸性火山岩和侵入岩主要为高钾钙碱系列,少数为钙碱性和橄榄玄粗岩系列<sup>[8]</sup>。少量的中基性岩浆岩可能是幔源的,如呈东西向分布的山西塔儿山-河北邯邢-山东济南的闪长岩-辉长岩带,以及各地的玄武岩和双峰式火山岩中的基性火山岩。它们大多是钙碱性的,少量属于拉斑质、高钾钙碱性和橄榄玄粗岩系列,与上述中酸性火成岩不属于一个岩浆演化系列,因为后者是壳源的。一个大的花岗岩基可能由基性-酸性的不同岩石组成,例如八达岭花岗杂岩即由辉长岩、闪长岩、石英二长岩、花岗岩、碱性花岗岩、正长岩等组成,其中偏基性(及部分中性)的岩石是由地幔部分熔融形成的,而主体中酸性-碱性的部分则是壳源的<sup>[17]</sup>,二者不属于一个岩浆系列,不能放在一起讨论。

许多人认为,中国东部的中酸性岩浆岩属于橄榄玄粗岩系(shoshonite,或称为橄榄安粗岩或安粗岩)<sup>[6]</sup>。徐志刚等归纳了中国东部中生代火山岩资料,认为它们中大多数都不是shoshonite系列<sup>[8]</sup>。在Joplin的橄榄玄粗岩组合中,玄武岩约占50%,中性岩占40%,英安岩只占10%<sup>[18]</sup>。Peccerillo等也只在 $SiO_2 < 63\%$ 的岩石定为橄榄玄粗岩系<sup>[19]</sup>。因此,橄榄玄粗岩应以中基性岩石为主,而中国东部主要为中酸性岩,不应归入橄榄玄粗岩系,尽管在 $K_2O-SiO_2$ 图中有相当一部分中酸性岩落入橄榄玄粗岩系的范围。

## 3 花岗岩源区

在花岗岩文献中,有一种流行的见解,把花岗岩分为幔源型、壳幔混合型 and 壳源型三类,大体分别相当于M型、J型和S型,认为碱质和过碱质花岗岩是幔源的,钙碱性花岗岩是混合成因的,过铝质花岗岩是壳源的<sup>[20]</sup>。实际上,花岗岩不论是否具有幔源地球化学标志,它们都来源于地壳物质,不存在直接来自幔源的花岗岩<sup>[21]</sup>。实验表明,地幔部分熔融只可能形成玄武质熔体,在大量含水时可形成安山质熔体,而不可能形成花岗岩<sup>[22]</sup>。玄武岩带有地幔的微量元素和同位素印记,如果该玄武岩在合适的条件下再次部分熔融,所形成的花岗质岩石也必定带有其源区玄武岩的印记,也就是地幔的印记。因此,幔源型指的是具有地幔印记的花岗岩,是地幔部分熔融物(玄武质岩石)再次熔融的产物。例如,与蛇绿岩伴生的斜长花岗岩,通常称为M型或ORG(洋脊花岗岩,据Pearce等<sup>[23]</sup>)或RTG型(洋脊拉斑质花岗岩类<sup>[20]</sup>),具有高的 $\epsilon Nd$ 和低的 $I_{Sr}$ ,被认为属典型地幔成因<sup>[20]</sup>,实际上该类花岗岩是地幔橄榄岩部分熔融形成的辉长质岩石在含水条件下加热再次部分熔融形成的<sup>[24]</sup>。中国北方显生宙大量 $\epsilon Nd > 0$  Sr初始值低( $I_{Sr} \approx 0.705$ )<sup>[14]</sup>的花岗岩也不是地幔部分熔融形成的,而是具洋壳性质的先存地壳部分熔融的产物<sup>[25]</sup>。I型花岗岩也具有



图1 中国东部岩浆岩分区示意图

Fig. 1 Regional divisions of magmatic rocks in eastern China

较高的  $\epsilon\text{Nd}$  和较低的  $I_{\text{Sr}}$ , 许多文献称其为“幔源型”或“壳幔混合型”, 它很可能是两阶段熔融的产物: 首先有来自幔源的岩浆(玄武质或安山-玄武质)底侵进入陆壳底部, 随后该底侵物质发生重熔。M型则是直接来自地幔的母岩浆或消减的洋壳部分熔融形成的<sup>[26]</sup>。

所谓壳源和幔源, 指的是花岗质岩浆成因意义上的母子关系, 而目前流行的“幔源”说法, 实际上指的是爷孙关系, 这在逻辑上是不通的。国外许多文献中的幔源原文为“mantle derived”<sup>[20]</sup>, 并不合适。花岗岩都是壳源的, 地壳分为洋壳和陆壳, 洋壳主要由玄武质岩石组成, 陆壳组成比较复杂, 有沉积岩、变质岩和岩浆岩, 包括基性-中性-酸性的岩石。下地壳主要由中基性岩石组成, 有许多可能是幔源的; 中上地壳由中酸性岩石组成, 文献中所谓的“壳源”指的就是中上地壳。其实中上地壳中部分 Si 含量低的沉积岩、变质岩和岩浆岩也带有来自地幔的印记, 例如那些由镁铁质和超镁铁质岩剥蚀堆积而成的杂砂岩以及由镁铁质和超镁铁质岩转变的变质岩, 不过因其数量少不被重视而已。因此, 花岗岩大致有 3 个来源: 第 1 类主要来自中基性岩石(具有幔源的印记); 第 2 类来自中酸性岩石(即壳源的); 第 3 类来自于二者的混合。

#### 4 埃达克质岩(adakite\_like)组合

埃达克岩是具有特定地球化学特征的一套中酸性火山岩和侵入岩组合, 主要由斜长石+石英+角闪石±黑云母组成, 单斜辉石和斜方辉石极少, 常见的岩石组合有: 英云闪长岩、奥长花岗岩、石英闪长岩、花岗闪长岩等<sup>[27]</sup>。因此, 埃达克岩不是有特殊岩相学意义的花岗岩类, 而是具有特殊地球化学标志的一套岩石系列: 通常  $\text{SiO}_2 \geq 56\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ ,  $\text{MgO} < 3\%$ , 贫 Y 和 Yb ( $\text{Y} < 18 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Yb} \leq 1.9 \times 10^{-6}$ ),  $\text{Sr} > 400 \times 10^{-6}$ , LREE 富集, 无 Eu 异常或有轻微的负 Eu 异常<sup>[27]</sup>。上述地球化学特征的地球动力学意义在于表明岩浆形成的深度很大, 源区有石榴石残留。

原先认为埃达克岩是由年轻的、热的俯冲板片部分熔融形成的<sup>[27]</sup>。最近的研究表明, 埃达克岩的形成模式可以是多种多样的: (1) 年轻的( $< 25 \text{ Ma}$ )、热的俯冲板片的部分熔融; (2) 年老的洋壳发生斜向俯冲; (3) 老的洋壳在俯冲开始阶段发生部分熔融; (4) 已经消亡的俯冲板片(dead slab)的部分熔融; (5) 底侵玄武岩的部分熔融; (6) 拆沉作用(delamination)<sup>[28]</sup>。

许多学者认为, 增厚陆壳下的底侵玄武岩部分熔融可以形成埃达克岩<sup>[29-32]</sup>, 典型的例子有秘鲁的 Cordillera Blanca 杂岩<sup>[31]</sup> 和埃塞俄比亚的 Birbir 杂岩<sup>[33]</sup>。下地壳的很大一部分是角闪质的, England 等<sup>[34]</sup> 和 Rushmer<sup>[35]</sup> 认为, 碰撞增厚的地壳发生伸展, 软流圈上涌, 可产生足够的热使角闪岩在水不饱和条件下发生熔融。拆沉作用是指密度大的岩石圈沉没到密度较小的软流圈之中。现今的拆沉作用只发生在很少的地区, 如盆岭省、西藏及安第斯<sup>[36]</sup>。在地壳薄的地区( $< 50 \text{ km}$ ), 如盆岭省, 任何成分下地壳的密度都小于地幔, 下地壳只做侧向或垂向流动; 而在地壳增厚的地区( $> 50 \text{ km}$ ), 下地壳玄武质岩石转变为榴辉岩相, 密度大大增加<sup>[37]</sup>。一些与拆沉作用有关的岩浆与年轻的、热的俯冲板片熔融产生的岩浆成分相似(如高 La/Yb, Sr), 因为两者都是由高压下基性岩熔融形成, 残留物为含石榴石、不含斜长石的榴辉岩<sup>[27, 37]</sup>。

笔者最近发现分布在冀北-辽西和长江中下游之间广大地区的许多中酸性火山岩和侵入岩具有类似埃达克岩的地球化学特征<sup>[38, 39]</sup>, 但它们是陆相的, 产于板内环境, 可能是由加厚的陆壳底部的中-基性岩部分熔融形成的。与太平洋及其周边的埃达克岩比较, 华北及长江中下游地区的埃达克质岩石更富  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $I_{\text{Sr}}$  值较高, 而  $\epsilon\text{Nd}$  值较低。因此, 笔者把埃达克质岩石分为 O 型和 C 型两类: O 型埃达克质岩富 Na, 分布于太平洋及其周边地区, 其成因与板块的消减作用或玄武岩底侵有关; C 型埃达克质岩富 K(大部分仍然是钠质的, 少数为钾质), 产于大陆内部, 可能是玄武质岩浆底侵到加厚的陆壳( $> 50 \text{ km}$ )底部导致的下地壳中基性麻粒岩部分熔融的产物。中国东部燕山期的 C 型埃达克质岩是晚侏罗世-早白垩世的, 也以高钾钙碱性系列为主, 少数为橄榄玄粗岩系列和钙碱性系列, 主要由安粗岩-粗面岩-粗面安山岩-英安岩-流纹岩(喷出岩)和闪长岩-花岗闪长岩-石英二长岩-二长花岗岩(侵入岩)组成。

在华北至长江中下游地区, 埃达克质岩是主要的, 但也有非埃达克质岩出露, 例如那些具有明显负钕异常和较高 HREE 的富 Si、K 的类似 S 型和 A 型花岗岩特征的花岗岩<sup>[9, 40]</sup>。埃达克质岩石来源于加厚陆

壳的下地壳底部,而非埃达克岩主要源于中上地壳,部分也可能来自具正常厚度的下地壳。因此,可以利用埃达克质岩石来反演下地壳的组成,并探讨与下地壳及壳-幔过程有关的成岩-成矿作用<sup>[39]</sup>。

## 5 I型和S型花岗岩

I型和S型花岗岩的术语在20世纪70~80年代曾被广泛采用,现在文献中已比较少见,原因可能与人们过分地把它们与构造环境联系起来有关。其实I型和S型花岗岩仍然是非常有意义的,这两类花岗岩不仅地球化学性质不同,而且其形成的温度-压力-源区的深度和组成均不同:I型花岗岩的Nd同位素初始值较高,Sr初始值较低,原岩为火成岩,该火成岩的再次熔融需要更高的温度,来自地幔的热可以满足这个条件,因此,I型花岗岩应当主要源于下地壳的部分熔融;而S型花岗岩相反,其Nd初始值较低,Sr初始值较高,原岩主要由沉积岩组成,沉积岩富水,可以降低熔融的温度,在中上地壳环境内即可形成。实验研究表明,I型花岗岩类可能是由镁铁质-中性的变质岩在下地壳源区内极端热的条件下形成的<sup>[22]</sup>。

东南沿海的中酸性火成岩主要是I型的,可能来自下地壳,推测陆壳厚度可能在30 km左右;华北-华中地区的C型埃达克质岩石也属于I型,来自下地壳,但陆壳很厚,推测>50 km<sup>[38,39]</sup>;华南的S型花岗岩来自中上地壳,形成的深度相对较浅(10~20 km)。下地壳和中上地壳的组成和成分不同,以它们为源区的花岗岩的组成和成分也必然不同,相关的成矿作用也不会相同。

## 6 不同深度层次花岗岩的成因

人们早已注意到花岗岩源区深度对花岗岩性质的制约,如上述I型和S型花岗岩的性质不同与其源区深度差别有关。由于下地壳和中上地壳的组成不同,因此,来自下地壳和中上地壳的花岗岩有明显的差异。中上地壳主要是长英质和安山质的,沉积组分较多,在较低的温度下即可发生部分熔融形成富Si质的花岗岩;下地壳主要是安山-玄武质的,熔融的温度较高,大多数I型花岗岩和部分A型花岗岩可能是在这里形成的。同样来自下地壳的花岗岩,由于源区深度不同,形成花岗岩留下的残留物组成不同,岩浆的性质也不同:在加厚地壳的下地壳可以形成具埃达克质特征的岩浆,而正常地壳厚度的下地壳部分熔融则形成I型花岗岩。此外,广义的花岗岩中甚至还包括由地幔部分熔融形成的辉长-闪长岩。因此,从花岗岩源区深度的角度,至少可以分出来自地幔、下地壳和中上地壳3个深度层次的花岗岩类。按照地壳厚度的不同,还可再分为来自加厚地壳的下地壳和正常厚度的下地壳的花岗岩。中上地壳厚度可达50 km(如青藏高原),是否可再细分,以什么作为标志,还需进一步研究。

不同深度层次花岗岩的成因问题是工作中经常遇到的一个问题。一个较大规模的岩体常由具不同地球化学特征的来自不同源区、不同深度的花岗岩质岩石组成,如八达岭花岗岩由辉长岩-闪长岩-石英闪长岩-石英二长岩-二长花岗岩-碱性花岗岩等组成。它们并非一个岩浆系列,其中:辉长-闪长岩是幔源的,来源最深;石英二长岩-二长花岗岩具有埃达克质岩石的特征,来自加厚的地壳底部<sup>[24]</sup>;碱性花岗岩HREE较高,有明显的负钕异常,可能来自地壳较浅部位<sup>[17]</sup>。因此,不同深度层次花岗岩的成因是花岗岩地球动力学研究的重要课题,也是花岗岩成矿作用研究的基础问题。

## 7 花岗岩的形成环境

目前对中国东部燕山期花岗岩的形成环境存在不同的认识,主要分歧在于岩浆岩的形成是否与太平洋板块的消减作用有关:一种意见认为与太平洋板块俯冲有关<sup>[1,9,41~46]</sup>,近来又有俯冲+(板内或弧后)拉张的模式提出,认为受太平洋板块俯冲和陆内拉张作用的双重影响,或早期与俯冲有关,晚期叠加了伸展作用<sup>[4,5,47]</sup>;另一种意见认为中国东部岩浆作用是陆内拉张作用的产物,与太平洋板块俯冲无关<sup>[2,16,48~51]</sup>。

### 7.1 花岗岩判别图

许多人认为,花岗岩与大地构造环境之间存在着成因联系,利用地球化学标志可以判别花岗岩形成的

大地构造环境<sup>[20, 23, 26, 52, 53]</sup>。近年来, 对于这些花岗岩判别图可否用来判别花岗岩形成的环境, 已经受到越来越多的质疑<sup>[21- 22, 54- 55]</sup>。花岗岩不同于玄武岩, 花岗岩的地球化学性质主要受温度、压力、源岩性质及残留物的制约, 而与其形成时的构造环境关系不大。埃达克质岩的厘定告诉我们, 源区深度对花岗岩地球化学性质的影响也是不可忽视的。在斜长石稳定域内的熔融作用形成具负钨异常的花岗质熔体, 石榴石稳定域内的熔融形成 HREE 强烈亏损、REE 配分模式陡倾的长英质熔体<sup>[21]</sup>。华北埃达克质岩强烈亏损 HREE ( $Yb < 2 \times 10^{-6}$ ), 无负钨异常或负钨异常不明显, 在 Nb- Y 和 Rb- Nb+ Y 图<sup>[23]</sup>中落入岛弧区。笔者认为, 除了源区组成的影响外, 还由于它形成的深度大, 残留物 (Cpx + Gt ± Rut) 强烈富集 HREE、Y、Nb、Ta。东南沿海花岗岩 (I 型) 与华北埃达克质岩相比, HREE 丰度较高, 具负钨异常, 在 Nb- Y 和 Rb- (Nb + Y) 图中落入板内和岛弧的过渡区<sup>[49, 50]</sup>, 除了源区组成的因素外, 这可能还指示它形成的深度较浅。

原岩对花岗岩的地球化学性质有强烈的控制作用<sup>[56]</sup>。笔者认为, 即使是与消减作用有关的花岗岩, 其地球化学特征也不能完全归结为消减带的影响, 其成分特征主要是熔出花岗岩的源区地壳成分的反映, 消减带只是提供了热源、水及相关的流体 (LILE)。中国东部花岗岩在微量元素蛛网图上几乎均显示 Nb 的亏损, 在 Nb- Y 和 Rb- (Nb + Y) 图中大多落入岛弧花岗岩区。按照 Pearce 等<sup>[23]</sup>的解释, 这些图解给出的是花岗岩岩浆形成时所处构造环境的信息。Forster 等<sup>[57]</sup>详细评述了 Pearce<sup>[23]</sup>的 Rb- (Y + Nb) 图, 认为该图所反映的应当是花岗岩源区的地球化学特征, 而花岗岩 (古老的) 原岩形成的环境与花岗岩形成的环境可能是根本不同的<sup>[22]</sup>。

## 7.2 来自玄武岩的信息

由于花岗岩的地球化学特征很少具有指示其形成环境的意义, 因此, 应主要依据玄武岩 (辉长岩) 的资料来加以判断, 包括双峰式火山岩中的玄武岩。中国东部有许多双峰式火山岩, 其成因也存在争议, 有的认为玄武岩来自受消减作用影响的地幔楔<sup>[45- 46, 58]</sup>, 有的认为属板内环境<sup>[2, 9, 16, 48- 50, 59- 62]</sup>。中国东部大多数玄武岩 (和辉绿岩及辉长岩) 属于钙碱性, 少数为高钾钙碱性、橄榄玄粗岩系及拉斑质的, 富 Fe、Ti 和 P, 具板内玄武岩的特征, 如八达岭花岗岩中包裹的辉长岩<sup>[9]</sup>、浙闽赣粤的双峰式火山岩<sup>[59- 60]</sup>、大兴安岭玄武岩和双峰式火山岩<sup>[16, 61- 62]</sup>、华北玄武岩<sup>[48]</sup>。中国东部燕山期玄武岩总体上具板内玄武岩的特征, 但有的玄武岩和橄榄玄粗岩系<sup>[63]</sup>也具有岛弧玄武岩的印记, 如 LILE 富集、HFSE 亏损、 $Th > Ta$  等。一种可能的解释是陆壳混染所致; 另一种可能是由于地幔不均一所引起的, 由于受到早先的消减事件带来的流体的影响, 使地幔发生了交代作用从而相对富集 LILE、亏损 HFSE 和 Ti 等元素<sup>[61- 64]</sup>。

## 8 环太平洋岩浆带问题

许多人认为, 中国东部燕山期岩浆活动是“环太平洋构造- 岩浆- 成矿带”的一部分<sup>[5, 47]</sup>。笔者认为, 中国东部处于环太平洋地区, 但并非属于环太平洋构造带<sup>[49, 50]</sup>。因为: ①中国东部中生代地质构造特征完全不同于北美西部中生代的科迪勒拉造山带及日本、俄罗斯远东、菲律宾、新西兰、巴布亚新几内亚等中生代造山带, 也不同于南美中生代安第斯造山带。安第斯是典型的活动陆缘带, 其余地区为地体拼贴陆壳增生。例如北美西部有许多中生代的蛇绿岩、蓝片岩、岛弧和弧后火山岩以及增生杂岩出露, 划分了上百个地体<sup>[24, 65]</sup>, 显示出复杂的结构。而中国东部华南—华北具厚的古老陆壳基底, 东北的古生代属于中国北方造山带, 虽然类似北美科迪勒拉造山带, 但在燕山期除了东北东端的那丹哈达—兴凯地区<sup>[66]</sup>外, 它与中国东部其他地区一样处于陆内环境, 并非板块边缘造山带。②中生代岩浆活动特征不同: 环太平洋带 (除安第斯外) 发育典型的岛弧玄武岩—安山岩—流纹岩组合, 安第斯为安山岩—闪长岩组合, 而中国东部则以安粗岩—流纹岩 (火山岩) 和花岗闪长岩—花岗岩 (侵入岩) 组合占优, 是陆内伸展作用的产物。

现代的太平洋板块是向西俯冲的。一个关键的问题是, 古太平洋板块向西的俯冲作用是什么时候开始并怎样影响中国东部的? 不少人认为俯冲作用从燕山早期就开始了。中国东部燕山期岩浆活动主要发生在晚侏罗世—早白垩世期间, 邵济安等<sup>[16]</sup>指出, 在晚侏罗世—早白垩世时东亚大陆边缘发生的是南北向和 NNE 向的剪切—走滑运动, 中国东部具转换大陆边缘性质。Engelbreton 等根据对伊泽奈崎 (Izanagi)

板块的古地磁研究结果认为,太平洋板块向东亚大陆边缘的俯冲作用最早也在晚白垩世之后<sup>[67]</sup>,徐嘉炜等<sup>[68]</sup>和邵济安等<sup>[16]</sup>也认为太平洋板块向亚洲大陆下的正面俯冲始于晚白垩世,至于日本海的打开则是晚第三纪(28~18 Ma)的事件<sup>[66]</sup>。看来,中国东部燕山期岩浆活动与太平洋板块俯冲没有直接的关系。

中国东部燕山期岩浆活动非常发育,需要大规模热量的供给,岩浆的热源是从哪里来的?通常有两个途径:板块消减作用和岩石圈的拆沉作用。拆沉作用可以导致软流圈上涌,加热地壳使之熔融形成岩浆,并导致地壳减薄和上隆<sup>[69]</sup>。推测中国东部燕山期大规模岩浆活动可能与地壳拉张环境下岩石圈减薄导致的软流圈地幔上涌及其引发的玄武岩底侵作用有关,而与古太平洋板块的俯冲作用无关,中国东部不属于环太平洋构造-岩浆带。但岩石圈减薄和拆沉作用发生的原因、时间和机制依然有待进一步研究。

**致谢** 吴福元教授审阅了本文初稿,提出了许多意见,使笔者受益匪浅;审稿人为本文提供了新的参考文献;与金成伟研究员坦率地交换意见也有助于笔者对本文的思考。在此一并致以诚挚的感谢。

#### 参考文献:

- [1] 吴利仁. 中国东部中生代花岗岩类[J]. 岩石学报, 1985, 1(1): 1~10.
- [2] 陶奎元, 高天钧, 陆志刚, 等. 东南沿海火山岩基底构造及火山-侵入作用与成矿关系[M]. 北京: 地质出版社, 1988.
- [3] 毛建仁, 苏郁香, 陈三元, 等. 长江中下游酸性侵入岩与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1990, 1~191.
- [4] 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 1~110.
- [5] 邓晋福, 赵国春, 赵海玲, 等. 中国东部中生代火成岩构造组合与造山-深部过程[J]. 地质论评, 2000, 46(1): 41~48.
- [6] 王德滋, 任启江, 陈克荣, 等. 中国东部橄榄安粗岩省的火山岩特征及其成矿作用[J]. 地质学报, 1996, 70(1): 23~34.
- [7] 王德滋, 周金城. 我国花岗岩研究的回顾与进展[J]. 岩石学报, 1999, 15(2): 161~169.
- [8] 徐志刚, 盛继福, 孙善平. 关于“橄榄玄粗岩系列(组合)”特征及某些问题的讨论[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 43~62.
- [9] 周新民, 李武显. 中国东南部晚中生代火成岩成因: 岩石圈消减和玄武岩底侵相结合的模式[J]. 自然科学进展, 2000, 10(3): 240~247.
- [10] 从柏林, 张雯华, 郑学正. 中国东部中生代火山岩岩石化学及其地质意义[J]. 中国科学, 1977, 20(3): 245~259.
- [11] 吴利仁. 华东及邻区中-新生代火山岩[M]. 北京: 科学出版社, 1984, 1~287.
- [12] 徐志刚. 从构造应力场特征探讨中国东部中生代火山岩成因[J]. 地质学报, 1985, 59(2): 109~126.
- [13] Xu Zhigang. Mesozoic volcanism and volcanogenic iron\_ore deposits in eastern China[J]. Geol. Soc. Am., 1990, Special Paper, 237: 1~46.
- [14] 吴福元, 孙德有, 林强. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生[J]. 岩石学报, 1999, 15(2): 181~189.
- [15] 林强, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东北地区中生代火山岩的大地构造意义[J]. 地质科学, 1998, 33(2): 129~139.
- [16] 邵济安, 赵国龙, 王忠, 等. 大兴安岭中生代火山岩活动构造背景[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 422~430.
- [17] 王焰, 张旗. 八达岭花岗岩杂岩的组成地球化学特征及其意义[J]. 岩石学报, 2001, (待刊).
- [18] Joplin G A. The shoshonite association: a review[J]. J. Geol. Soc Aust., 1968, 15: 275~294.
- [19] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc\_alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. Contr. Mineral. Petrol., 1976, 58: 63~81.
- [20] Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments[J]. Lithos, 1999, 46(3): 605~625.

- [21] Taylor S R, Mclennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. New York: Blackwell Sci. Publ., 1985.
- [22] Roberts M P, Clemens J D. Origin of high\_potassium, calc\_alkaline, I\_type granitoids[J]. *Geology*, 1993, 21(9): 825~828.
- [23] Pearce J A, Harris B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks[J]. *J. Petrol.* 1984, 25(4): 956~983.
- [24] Coleman R G. The diversity of ophiolites[J]. *Geol Mijnbouw*. 1984, 63: 141~150.
- [25] 洪大卫, 王式洸, 谢锡林, 等. 兴蒙造山带正  $\epsilon$ (Nd, t) 值花岗岩的成因和大陆地壳生长[J]. *地学前缘*, 2000, 7(27): 441~456.
- [26] Pitcher W S. Granite type and tectonic environment[A]. Hsu K. Mountain Building Processes[C]. London: Academic Press, 1983, 19~40.
- [27] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere[J]. *Nature*, 1990, 662~665.
- [28] 钱青. adakite 的地球化学特征及成因[J]. *岩石矿物学杂志*, 2001, 20(3): 297~306.
- [29] Gromet L P, Silver L T. REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs[J]. *J. Petrol.*, 1987, 28(1): 75~125.
- [30] Peacock S M. Fluid Processes in Subduction Zones[J]. *Science*, 1990, 248: 329~337.
- [31] Atherton M P, Petford N. Generation of sodium\_rich magmas from newly underplated basaltic crust [J]. *Nature*, 1993, 362: 144~146.
- [32] Peacock S M, Rushmer T, Thompson A-B. Partial melting of subducting oceanic crust[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, 121: 227~244.
- [33] Wolde B, Gore\_Gambella G T. Tonalite-trondhjemite-granite genesis by partial melting of newly underplated basaltic crust: an example from the Neoproterozoic Birbir magmatic arc, western Ethiopia[J]. *Precamb. Res.*, 1996, 76: 3~14.
- [34] England P C, Thompson A B. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones[A]. Coward M P, Reis A C. Collision tectonics[C]. *Geol. Soc. Spec Pub*, 1986, 19: 83~94
- [35] Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid\_absent conditions[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, 107(1): 41~59.
- [36] Dewey J F. Extensional collapse of orogens[J]. *Tectonics*, 1988, 7: 1123~1139.
- [37] Kay R W and Kay S M. Delamination and delamination magmatism[J]. *Tectonophysics*, 1993, 219: 177~189.
- [38] 张旗, 钱青, 王二七, 等. 燕山中晚期的“中国东部高原”: 埃达克岩的启示[J]. *地质科学*, 2001, 36(2): 248~255.
- [39] 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部中生代埃达克岩的特征及其构造-成矿意义[J]. *岩石学报*, 2001, 17(2): 236~244.
- [40] 许保良, 阎国翰, 徐振邦, 等. 冀北燕山期三个系列花岗质岩石的地球化学特征及其成因意义[J]. *岩石学报*, 1999, 15(2): 208~216.
- [41] Jahn B M, Zhou X H, Li J L. Formation and tectonic evolution of southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints[J]. *Tectonophysics.*, 1990, 183: 145~160.
- [42] 郭令智, 施央申, 马瑞士. 西太平洋中-新生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化[J]. *地质学报*, 1983, 57(1): 11~21.
- [43] Lapierre H, Jahn B M, Charvet J, *et al.* Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with the tectonic activity in southeastern China[J]. *Tectonophysics.*, 1997, 274: 321~338.
- [44] Chen J F, Jahn B M. Crustal evolution of Southeastern China[J]. *Tectonophysics.*, 1998, 284: 321~338.
- [45] 李武显, 周新民. 中国东南部晚中生代俯冲带探索[J]. *高校地质学报*, 1999, 5(2): 164~168.
- [46] 李武显, 周新民. 浙闽沿海晚中生代火成岩成因的地球化学制约[J]. *自然科学进展*, 2000, 10(7): 630~641.

- [47] 苏尚国. 山东沂水郯庐断裂带中段中生代火山岩特征及演化[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 565~ 571.
- [48] 鲍亦冈, 白志民, 葛世伟, 等. 北京燕山期火山地质及火山岩[M]. 北京: 地质出版社, 1995, 164.
- [49] 谢家莹, 陶奎元, 尹家衡, 等. 中国东南大陆中生代火山地质及火山- 侵入杂岩[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 1~ 277.
- [50] 陆志刚, 陶奎元, 谢家莹, 等. 中国东南大陆火山地质及矿产[M]. 北京: 地质出版社, 1997, 1~ 431.
- [51] 李锦轶. 中国东北及邻区若干地质构造问题的新认识[J]. 地质论评, 1998, 44(4): 339~ 347.
- [52] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. Geol. Soc. Am. Bull., 1989, 101: 635~ 643.
- [53] 吴泰然. 花岗岩及其形成的大地构造环境[J]. 北京大学学报(自然科学版), 1995, 31(3): 358.
- [54] Rapp R P. Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition and source permeability[J]. J. Geophys. Res., 1995, 100(B8): 15 601~ 15 610.
- [55] Alberto E, Douce P. Exoerimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high\_Al basalt with metamorphic rocks [J]. J. Geophys. Res., 1995, 100(B8): 15 623~ 15 639.
- [56] 刘勇胜, 高山. 地壳深熔(anatexis)与花岗岩对下地壳的示踪作用[J]. 地质科技情报, 1998, 17: 31~ 37.
- [57] Forster H J, Tischendorf G, Trumbull R B. An evaluation of the Rb vs. (Y+ Yb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks[J]. Lithos, 1997, 40: 261~ 293.
- [58] 邢光福, 杨祝良, 薛怀民, 等. 浙东白垩纪双峰式火山岩 Sr, Nd 同位素组成及其成因意义[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 796~ 804.
- [59] Li Xian\_hua, McCulloch M T. Geochemical characteristics of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China: Age, origin and tectonic significance[A]. Flower M F J, et al. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia [C]. Washington, D. C. Am. Geophys. Union, 1998, 405~ 419.
- [60] 杨祝良, 沈渭洲, 陶奎元, 等. 浙闽沿海早白垩世玄武岩锶、钕、铅同位素特征——古老富集型地幔的证据[J]. 地质科学, 1999, 34(1): 59~ 68.
- [61] 林强, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东北地区中生代火山岩的大地构造意义[J]. 地质科学, 1998, 33(2): 129~ 139.
- [62] 郭峰, 范蔚茗, 王岳军, 等. 大兴安岭南段晚中生代双峰式火山作用[J]. 岩石学报, 2001, 17(1): 161~ 168.
- [63] 王元龙, 张旗, 钱青, 等. 宁芜火山岩的地球化学特征及其意义[J]. 岩石学报, (待刊).
- [64] 王岳军, 范蔚茗, 郭峰, 等. 湘东南中生代花岗岩闪长质小岩体的岩石地球化学特征[J]. 岩石学报, 2001, 17(1): 169~ 175.
- [65] Howell D G, Jones D L, Schermer E R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum\_Pacific region[M]. Houston, Texas, U. S. A., 1985, 3~ 30.
- [66] 邵济安, 唐克东, 等. 中国东北地体与东北亚大陆边缘演化[M]. 北京: 地震出版社, 1995, 1~ 185.
- [67] Engebretson D C, Cox A, Gordon R G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basins [J]. Geol. Soc. Am., 1985, Special Paper, 206: 1~ 59.
- [68] 徐嘉炜, 朱光, 马国锋. 东亚大陆边缘演化的若干认识[A]. IGCP 第321项目中国工作组. 亚洲的增生[C]. 北京: 地震出版社, 1993, 25~ 30.
- [69] 吴福元, 孙德有, 张广良, 等. 论燕山运动的深部地球动力学本质[J]. 高校地质学报, 2000, 6(3): 379~ 388.

## A Discussion on the Yanshanian Magmatism in Eastern China

ZHANG Qi, ZHAO Tai\_ping, WANG Yan, WANG Yuan\_long

(Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029)

**Abstract:** Igneous series and distribution of the widespread Yanshanian magmatism, adakite, signification of I<sub>1</sub> and S<sub>1</sub> type granite, and the sources, tectonic settings and heat mechanism of granites are discussed in this paper. It is proposed that the tectonomagmatic discrimination diagrams, such as the diagram by Pearce *et al.* (1984),

(下转第 292 页)(to be continued on p. 292)



www.yskw.ac.cn

---

(上接第 280 页)(Continued from p. 280)

should be used with caution in distinguishing tectonic settings of granites. The depth of the source is considered to be the most important factor responsible for controlling the nature of granitoid rocks. According to the source depth, the authors have classified the granites into three types, viz., mantle\_derived, lower\_crust\_derived, and middle\_upper\_crust\_derived granites. The Yanshanian magmatism in eastern China resulted probably from underplated basaltic magmas generated from upwelling asthenospheric mantle in a continental crust extensional setting, and had nothing to do with the westward subduction of the Paleo\_Pacific (or Izanagi) plate. Therefore, the Yanshanian magmatic rocks in eastern China do not belong to the circum\_Pacific tectonic\_magmatic belt. The reason, time and mechanism of delamination, however, need further detailed studies.

**Key words:** eastern China; Yanshanian magmatism; granite; tectonic setting; source depth