

中国东部中生代钾质火成岩研究中的几个问题

汪洋^{1, 2)}

1) 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州, 510640;

2) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京, 100083

内容提要: 本文探讨当前中国东部中生代钾质火成岩研究中存在的几个问题, 即: “C型埃达克岩”的成因、无负Eu异常粗面岩—正长岩的成因、火成岩组合的 K_{60} 值推算造山带地壳厚度的可信度, 和玄武岩构造环境判别图解对中国东部中生代钾质基性岩的适用性。本文认为: ① 中国东部中生代“C型埃达克岩”有多种成岩过程, 并非仅仅源于下地壳物质的部分熔融。② 加厚下地壳部分熔融不能形成无负Eu异常的粗面岩—正长岩, 同时“C型埃达克岩”与玄武质岩石高压条件下部分熔融产物在钾含量方面具有显著的差别。③ 火成岩组合的 K_{60} 值不能用于估算中国东部中生代造山带地壳厚度。④ 一些常用的玄武岩构造环境地球化学判别图解并不适用于中国东部中生代钾质基性岩。

关键词: 钾质火成岩; 成岩过程; 火成岩组合 K_{60} 值; 地球化学判别图解

自19世纪末Iddings(1895, 转引自Muller and Groves, 2000)识别出钾质火成岩以来, 钾质火成岩逐渐成为火成岩岩石学领域中令人感兴趣的课题之一; 由于钾质火成岩与大型—超大型热液金矿和金—铜斑岩矿床密切相关, 正吸引勘探地质学家的关注(Sillitoe, 1997; Muller and Groves, 2000)。根据Muller和Groves(2000)描述, 钾质火成岩含义相当宽泛, 指比典型火成岩更富钾的火成岩, 包括与俯冲作用相关的高钾钙碱性火成岩和钾玄岩(shoshonite)、板内高钾火成岩、钾玄质煌斑岩、钾质碱性煌斑岩以及造山带超钾质岩石。根据岩石学、矿物学和地球化学分析资料, 中国东部中生代发育的大量火成岩大多数属于钾质火成岩的范畴(参见邓晋福等, 2000; 陈培荣等, 2002; 吴福元等, 2002; 汪洋等, 2003; 李兆鼎, 2003等)。因此, 对钾质火成岩的研究是深入理解中国大陆东部燕山运动和中生代岩石圈减薄过程的重要方面。近年来中国东部中生代火成岩研究进展很大, 高质量的测年和成分分析数据不断涌现, 在火成岩形成的构造背景和地球动力学机制方面也提出了不少新见解(如: 李献华等, 1997; Ma et al., 1998; Li, 2000; Zhou and Li, 2000; 张旗等, 2001; 陈培荣等, 2002; 钱

青等, 2002; 李兆鼎, 2003; Li et al., 2003; Wang et al., 2003, 2006; 陈斌等, 2005等)。然而, 在研究中也出现了一些误区, 例如: 20世纪80年代后期至90年代提出的“中国东部中生代橄榄安粗岩省”, 已经被证明是不正确的(徐志刚等, 1999)。在对近年相关文献的研读过程中, 我们时常发现一些令人混淆或被人忽视的问题, 在此提出一些浅见, 以供方家探讨。

1 关于“C型埃达克岩”的成因

中生代时期在中国东部相当广泛的区域内普遍发育“C型埃达克岩”(张旗等, 2001), 其相对于典型的埃达克岩在成分上明显富钾(吴福元等, 2002), 可归入Muller和Groves(2000)定义的钾质火成岩范畴。对“C型埃达克岩”的成因, 国内“主流”观点认为其源自下地壳或底侵玄武质物质的部分熔融以及拆沉至地幔的下地壳物质部分熔融(张旗等, 2001, 2003; 吴福元等, 2002; Wang et al., 2006)。基于对华北地区具有典型“C型埃达克岩”成分特征的岩基的岩石地球化学研究, 陈斌等(2002)提出北太行山涞源岩基(包括大河南和王安镇两个岩体)的岩浆混合成因, 钱青等(2002)提出北

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号40572128, 40376013, 40104003)的成果。

收稿日期: 2006-04-18; 改回日期: 2006-11-16; 责任编辑: 刘淑春、章雨旭。

作者简介: 汪洋, 男, 1969年生。1991年毕业于中国地质大学(北京)。主要从事岩石学研究。通讯地址: 100083, 北京市海淀区中国地质大学地球科学与资源学院; Email: allen_thalassa@sina.com。

京市北部八达岭岩基(包括薛家石梁杂岩体和碓臼峪岩体、铁炉子岩体)的基性岩浆与地壳物质混合并发生分离结晶的成因观点;均不同于“主流”的部分熔融成因观点。很快地,持部分熔融成因观点的研究者对这两种观点进行了反驳(张旗等, 2003)。

对于涿源岩基而言,反对岩浆混合成因的最主要理由是花岗岩中暗色包体的体积微不足道,岩浆的混合作用是局部现象(张旗等, 2003)。然而,前人(刘凤山和石准立, 1995)和我们的野外观察均表明,大河南岩体和王安镇岩体中镁铁质微粒包体的发育十分普遍,并不是微不足道的局部现象(图版 1~6),其宏观和微观特征与发育岩浆混合作用的典型地区(如:东昆仑花岗岩带、冈底斯花岗岩带)的镁铁质微粒包体没什么差别(江万等, 1999; 袁万明等, 2000)。结合陈斌等(2002)的岩石地球化学研究,岩浆混合作用在大河南岩体和王安镇岩体的成岩过程中的重要性不能被忽视。关于花岗岩中镁铁质微粒包体和岩浆混合作用的详细论述参见相关文献(Castro et al., 1991; Didier and Barbarin, 1991)。

对于八达岭岩基而言,反对壳幔岩浆混合及分离结晶成因的最主要理由是:① 薛家石梁杂岩体中的基性岩端元——上庄辉长岩与岩基中的“C 型埃达克岩”(包括黑山寨石英二长岩、碓臼峪二长花岗岩和铁炉子花岗闪长岩)可能不是同期的;基性岩和中酸性岩体积比不相称。② 八达岭岩基中的岩石地球化学特征与分离结晶趋势相矛盾,例如:岩基中的“C 型埃达克岩”没有负 Eu 异常,与斜长石的分离结晶相矛盾;辉长岩平均 $Th/Ta = 2.2$ 、 $Zr/Nb = 7.0$,而“C 型埃达克岩”岩体的平均 $Th/Ta = 8.6$ 、 $Zr/Nb = 11.9$,且辉长岩的 Sr-Nd 同位素组成范围与“C 型埃达克岩”不同,不支持分离结晶模式(张旗等, 2003)。

我们的研究表明:

(1) 薛家石梁杂岩体主要由上庄辉长岩、薛家石梁闪长岩—石英闪长岩、黑山寨石英二长岩—二长花岗岩、湖门二长岩—正长岩、黑熊山细粒花岗岩以及后期的石英正长斑岩脉等组成。野外地质证据显示侵入体的先后侵位顺序为:上庄、薛家石梁—黑山寨—湖门—黑熊山—后期脉岩。其中上庄辉长岩 SHRIMP U-Pb 年龄 128.8 Ma,薛家石梁岩体锆石 U-Pb TIMS 法定年结果为 127 Ma,黑山寨岩体 SHRIMP 年龄 125.1 Ma,湖门岩体 SHRIMP 年龄 124.2 Ma,黑熊山花岗岩 SHRIMP

年龄 123.7 Ma(姬广义等^①)。碓臼峪二长花岗岩和铁炉子花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 138 Ma 和 133 Ma(郁建华等, 1994;夏希凡等^②)。

(2) 在化学成分上黑山寨、碓臼峪和铁炉子岩体三者均属于“C 型埃达克岩”。因此,最新测年结果显示碓臼峪和铁炉子岩体与薛家石梁杂岩体在成因上没什么关系,不能将两者的化学分析数据放在一起讨论。由于碓臼峪和铁炉子岩体的体积相当大,剔除这两个岩体后,不同岩性体积比例不协调的问题自然也就不存在。

(3) 同时,我们的野外观察表明,上庄辉长岩、薛家石梁闪长岩—石英闪长岩和黑山寨石英二长岩—二长花岗岩从南向北依次分布,在高程上辉长岩处于最低处,向上酸性程度依次增加,最高处为二长花岗岩,薛家石梁石英闪长岩与黑山寨石英二长岩之间为过渡接触关系。AFC 过程可以解释上庄辉长岩、薛家石梁闪长岩与黑山寨岩体之间微量元素特征和 Sr-Nd 同位素组成的变异。同时,钱青等(2002)指出,磷灰石的结晶分离可以抵消由于斜长石分离所导致的负 Eu 异常。

综合野外观察、年代学和前人岩石地球化学研究结果,我们认为具有“C 型埃达克岩”典型特征的黑山寨石英二长岩—二长花岗岩更有可能是通过基性岩浆经过 AFC 过程演化而来。

近年对其他地区火成岩的研究也显示,分离结晶过程在某些“C 型埃达克岩”的形成中扮演了重要作用。王晓蕊等(2005)对辽西北票四合屯义县组具有埃达克岩微量元素特征的高镁安山岩的研究表明,它们的 Sr 含量以及 Sr/Y 比值明显受岩浆结晶分异影响,对于火山岩 Sr/Y 比值研究需要考虑结晶分异作用的影响。对北京西山东狼沟组高钾火山岩的研究亦表明,基性岩浆经过分离结晶作用可以形成具有埃达克岩微量元素特征的中性岩($SiO_2 > 56\%$)(汪洋等, 2005)。李建威等^③对湖北大冶地区晚中生代埃达克质侵入岩的研究显示,其成因主要与闪长质岩浆的分离结晶作用有关。

综合上述,中国东部中生代广泛发育的“C 型埃达克岩”很可能源于多种成岩过程,并非仅仅源自部分熔融过程。

2 基于高压熔融实验结果的岩石成因解释

高温高压部分熔融实验可以为火成岩成因提供强有力的约束。国内有学者认为无负 Eu 异常的粗

面岩—正长岩类起源于地壳物质在加厚下地壳压力条件下的部分熔融,并用于解释华北地区中生代粗面岩—正长岩产出的大地构造背景(邓晋福等, 1996, 2003, 2004; Deng et al., 1998)。实际上,这种观点是基于对 20 世纪 70~80 年代 Wyllie 及其合作者对人工花岗岩体系高温高压实验结果的外推(Deng et al., 1998)。然而,近年对天然岩石样品的实验岩石学研究表明,在加厚地壳条件下($P = 1.5 \sim 2.5$ GPa)长英质岩石发生部分熔融所形成的熔体是花岗岩成分($\text{SiO}_2 = 72\% \sim 73\%$),而非正长质岩浆(Litvinosky et al., 2000)。Patino Douce 和 McCarthy(1998)用大陆地壳中分布最广的三种代表性岩石——白云母片岩、变质杂砂岩和钙碱性英云闪长岩作为初始材料进行的脱水熔融实验显示,在所有温度($770 \sim 1070^\circ\text{C}$)、压力($0.6 \sim 3.0$ GPa)下形成的熔体都是富硅的($\text{SiO}_2 = 71\% \sim 75\%$),即花岗质的(参见周金城和王孝磊, 2005)。Montel 和 Vielzeuf (1997)对各种成分下地壳岩石进行的熔融实验亦表明正长质岩浆不可能直接形成于地壳岩石的深熔作用。因此,实验岩石学研究表明,加厚下地壳的部分熔融不能形成粗面岩—正长岩岩浆。

对华北地区中生代粗面岩—正长岩的研究也不支持加厚下地壳部分熔融形成无负 Eu 异常的粗面岩—正长岩的看法。陈斌等(2005)对南太行山洪山正长岩的研究表明,该正长岩无负 Eu 异常,其成因为碱性玄武岩浆的分离结晶作用,混入的下地壳组分小于 10%。北京西山早白垩世东岭台组粗面岩基本无负 Eu 异常,但其 Y 含量大于 22×10^{-6} (李晓明等, 2004);这表明该粗面岩的成岩压力条件小于石榴子石稳定域,即东岭台组粗面岩的形成环境并不是加厚下地壳。钱青等(2002)指出,磷灰石的结晶分离可以抵消由于斜长石分离所导致的负 Eu 异常。因此,无负 Eu 异常并不能指示粗面岩—正长岩起源于加厚下地壳。综上,实验岩石学和岩石地球化学研究均不能证明无负 Eu 异常的粗面岩—正长岩类形成于加厚下地壳部分熔融的看法。前人将部分实验结果盲目外推的做法是不妥当的,其推论是不正确的。

玄武岩的高温高压部分熔融实验结果(Rapp et al., 1991; Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995; Winther, 1996; Zamora, 2000; Prouteau et al., 2001; 熊小林等, 2005)也被用于解释中国东部中生代“C 型埃达克岩”的成因(参见张旗等, 2001, 2003; 吴福元等, 2002; Wang et

al., 2006)。由于各类玄武质岩石的高温高压实验结果表明,其部分熔融产物绝大多数富钠(图 1 及所附参考文献)。国内持“C 型埃达克岩”为玄武质岩石部分熔融产物观点的学者认为,中国东部中生代“C 型埃达克岩”的 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, 仍然是富钠的,高温高压实验结果可以解释这些岩石的成因(张旗等, 2001, 2003; Wang et al., 2006)。然而,火成岩钾质、钠质的判别标准是看其 K_2O 与 $(\text{Na}_2\text{O} - 2.0)$ 的相对高低,而不是 K_2O 与 Na_2O 的相对大小(Le Bas et al., 1986; Arculus and Gust, 1995)。中国东部中生代“C 型埃达克岩”的化学成分在国际地质科学联合会火成岩分类分委会推荐的岩石化学分类命名方案中大多数属于硅饱和系列(TAS 图解

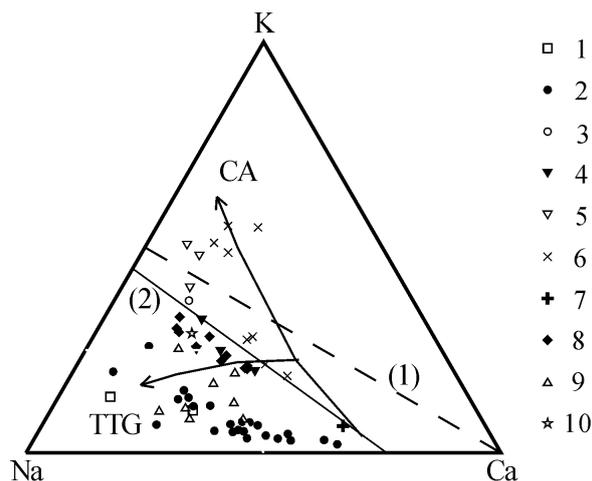


图 1 玄武质岩石高压下部分熔融产物的 Na—K—Ca 图解

Fig. 1 The Na—K—Ca diagram for the products by high-pressure melting experiments of basaltic rocks

CA—钙碱性趋势, TTG—英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗闪长岩趋势; 断线(1)— $\text{K}/\text{Na} = 1$, 实线(2)— $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} - 2) = 1$; 1—Prouteau et al., 2001; 2—Rapp et al., 1991; Rapp and Watson, 1995 (钠质成分点); 3—Rapp et al., 1991; Rapp and Watson, 1995 (钾质成分点); 4—Sen and Dunn, 1994 (钠质成分点); 5—Sen and Dunn, 1994 (钾质成分点); 6—Skjerlie and Patino Douce, 2002; 7—Stern and Wyllie, 1978; 8—熊小林等, 2005; 9—Winther, 1996; 10—Zamora, 2000

CA—calc-alkaline trend, TTG—Tonalite—Trondhjemite—Granodiorite trend; Dash line (1)— $\text{K}/\text{Na} = 1$, Solid line (2)— $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} - 2) = 1$; 1—Prouteau et al., 2001; 2—Rapp et al., 1991, Rapp and Watson, 1995 (Sodic composition points); 3—Rapp et al., 1991, Rapp and Watson, 1995 (Potassic composition points); 4—Sen and Dunn, 1994 (Sodic composition points); 5—Sen and Dunn, 1994 (Potassic composition points); 6—Skjerlie and Patino Douce, 2002; 7—Stern and Wyllie, 1978; 8—Xiong et al., 2005; 9—Winther, 1996; 10—Zamora, 2000

中的 S 区域)的钾质类别,即其 $K_2O > (Na_2O - 2.0)$ 。将 1978~2005 年发表的玄武质岩石高温高压部分熔融实验结果投在 Na—K—Ca 三角图解中(图 1),从中可以看出绝大多数实验产物落在 $K_2O < (Na_2O - 2.0)$ 的区域,落在 $K_2O > (Na_2O - 2.0)$ 区域的成分点主要是 Skjerlie 和 Patino Douce (2002) 的实验产物。值得注意的是 Skjerlie 和 Patino Douce(2002)熔融实验采用的原岩是 Mg # 高达 78 的挪威加里东造山带含黝帘石石英榴辉岩,其高镁特质明显不同于其他实验中采用的各类常见玄武质岩石,因此该实验产物的成分特征有其特殊性。本文作者注意到 Skjerlie 和 Patino Douce (2002)实验产物的 $SiO_2 > 70\%$,其属于花岗岩而非中性岩类。由于中国东部中生代“C 型埃达克岩”中中性成分占多数,所以目前的实验产物与中国东部中生代“C 型埃达克岩”之间在常量元素组成方面存在明显的差异。同时, Martin 等(2005)的统计结果显示,典型的埃达克岩是具有 TTG 演化趋势的钠质火成岩,而不包括那些具有钙碱性(CA)演化趋势的钾质火成岩。所以,中国东部中生代“C 型埃达克岩”中的多数,其成因不宜简单套用玄武质岩石高温高压部分熔融实验结果来解释。

3 K_{60} 推算造山带地壳厚度

基于 Condie(1982)发表的公式,国内一些学者多年来一直强调造山带火成岩组合的钾含量可以用于推算造山带地壳厚度(邓晋福等, 1992, 1996, 2000, 2003, 2004; 邹和平, 1997, 2001; 赵海玲等, 1998; 赵国春, 2002; 万天丰, 2004),其公式为:

$$H = 18.2 K_{60} + 0.45, \quad (1)$$

其中 H 是地壳厚度(km), K_{60} 代表火成岩组合中 SiO_2 为 60% 时的 K_2O 含量 $\times 100$ 。

根据原始文献 (Condie and Potts, 1969; Condie et al., 1972; Condie, 1973),公式(1)的推导是:将所有原始数据按地壳厚度 10 km 区间分组,然后计算各分组数据的平均 K_{60} 值,然后再将各组地壳厚度中间值与平均 K_{60} 值回归。这种回归方法实质上将地壳厚度作为自变量, K_{60} 值作为因变量。但该回归公式的目的在于用 K_{60} 值推算地壳厚度,统计时应该以 K_{60} 值为自变量,地壳厚度为因变量,所以我们认为 Condie 原始统计方法欠妥。同时,图 2 的原始数据显示 K_{60} 值在 0.6~1.0 之间(即 $K_2O=0.6\% \sim 1.0\%$),地壳厚度 H 与 K_{60} 值存

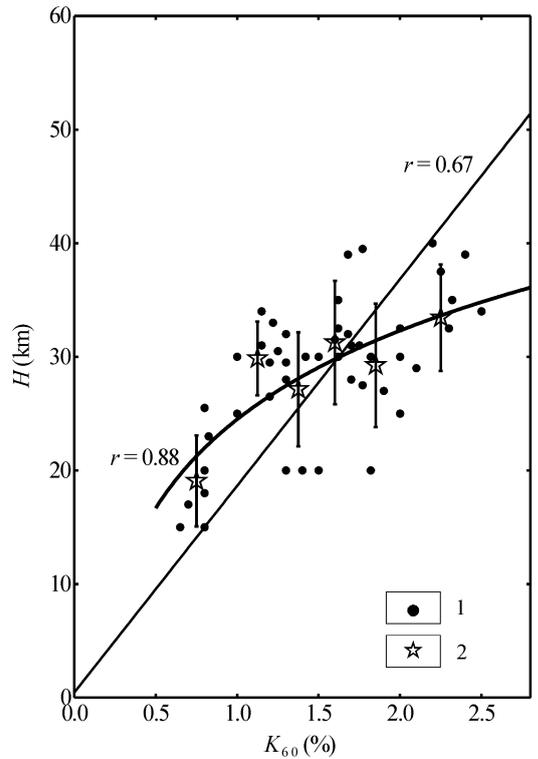


图 2 K_{60} 与地壳厚度 H 关系
Fig. 2 The relationship between K_{60} and crustal thickness H

1—原始数据;2— K_{60} 分组平均地壳厚度;竖线代表地壳厚度的标准偏差;直线为 Condie(1982)的回归直线,曲线为本文回归曲线

1—original data;2—average crustal thickness of each interval of K_{60} value, vertical bar is the standard derivation. The straight line is the regression line by Condie (1982), and the curve is the regression line by this study

在明显的正相关变化趋势;而当 K_{60} 值为 1.0~2.5 时地壳厚度 H 变化趋势不明显,即 K_{60} 值与地壳厚度之间不是简单的线性关系,而存在对数相关关系趋势(图 2)。进一步分析构建公式(1)的原始统计数据,可以发现其地壳厚度不超过 42 km, K_{60} 值不大于 2.5,公式(1)在 K_{60} 值大于 2.5 时已明显偏离原始数据点的变化趋势(Condie, 1982; 参见图 2)。因此根据统计学原理,公式(1)只能用于火成岩系列 K_{60} 值小于等于 2.5 的情况,并且不能应用于推算厚度超过 42 km 的造山带地壳。

根据 Condie 提供的原始数据 (Condie and Potts, 1969; Condie et al., 1972; Condie, 1973),我们回归出 K_{60} 值与造山带地壳厚度之间的公式为:

$$H = 12.16 \ln(K_{60}) + 24.3 \quad (r = 0.67) \quad (2)$$

若按 K_{60} 值以(0.5, 1.0)、(1.0, 1.25)、(1.25, 1.5)、(1.5, 1.7)、(1.7, 2.0)和(2.0, 2.5)的区间分组,再计算各分组数据的平均地壳厚度,然后以各组 K_{60} 中间值与平均地壳厚度进行统计回归,得到 K_{60} 值与造山带地壳厚度之间的公式为:

$$H = 11.26 \ln(K_{60}) + 24.5 \quad (r = 0.88) \quad (3)$$

公式(2)、(3)适用于 K_{60} 值介于 0.6~2.5 之间, H 值介于 15~42 km 之间的情况(图 2)。

前人根据中国东部中生代火成岩 K_{60} 值推算出当时地壳厚度大于 50 km,甚至大于 80 km。例如:下扬子地区庐枞盆地早白垩世时 K_{60} 值为 6.5,按公式(1)推算的地壳厚度为 119 km;宁芜盆地早白垩世和晚白垩世时 K_{60} 值分别是 5.0 和 6.5,推算的地壳厚度分别为 91 和 119 km;溧水盆地早白垩世时 K_{60} 值 4.5,推算的地壳厚度是 82 km(邓晋福等, 1992)。燕山地区后城盆地晚侏罗世时 K_{60} 值为 4.27,早白垩世时为 9.97,按公式(1)推算的地壳厚度分别为 78 和 182 km;多伦盆地晚侏罗世时 K_{60} 值为 6.46,早白垩世时为 4.47,推算的地壳厚度分别为 118 和 82 km;沾源盆地晚侏罗世时 K_{60} 值为 4.99,推算的地壳厚度为 91 km(赵国春, 2002)。这些 K_{60} 值均大于 2.5,而求得的地壳厚度大于现今青藏高原的地壳厚度(最厚处 80 km)。青藏高原在新近纪以来已发育后碰撞伸展构造(如:藏南南北向地堑系和藏北变质核杂岩)(Yin et al., 1999),表明高原由于地壳厚度很大,其势能已超过高原自身的强度,发生了自限式伸展(self-contained extension)(Allen 和 Allen, 1995);这表明大陆地壳厚度不可能超过 80 km。因此,前人采用大于 2.5 的 K_{60} 值按公式(1)推算得出的造山带地壳过厚,不符合基本物理学原理的约束,其结果是错误的。

必须指出,Condie(1982)归纳的 K_{60} 值与地壳厚度关系只适用于俯冲造山带,原作者亦未将该关系推广到碰撞造山带。国内某些研究者一方面认为地处华北内部的燕山地区中生代不属于俯冲造山带,另一方面又将该关系用于估算燕山地区当时的地壳厚度,进而提出相应的动力学模式(邓晋福等, 1996, 2000, 2003, 2004; 赵国春, 2002)。此种做法不合逻辑,接近于章雨旭(2006)归纳的“大前提不真”,其结论难以置信。

综上所述,不能应用 Condie(1982)提出的 K_{60} 值推算地壳厚度公式估计中国东部中生代造山带地

壳厚度。

4 玄武岩构造环境判别图解的适用性

基性岩浆是中国大陆东部中生代以来岩浆活动的重要组成部分。根据 Muller 和 Groves(2000)的定义它们多数可归入钾质火成岩的范畴。这些基性岩的地球化学成分被广泛用于判别火成岩组合形成的大地构造环境和地球动力学机制。但仔细阅读和分析相关文献后,发现部分作者在应用相关判别图解时存在疏漏和欠妥之处,现举例如下:

Pearce 和 Cann(1973)的 Ti—Zr—Y 图解常被国内学者用于鉴别基性岩的组合和构造背景(如:Li et al., 2003 图 11A; 毛建仁, 2003 图 4-13)。但是,原作者构建 Ti—Zr—Y 图解时并未包括活动大陆边缘的基性岩数据,所以该图解无法用于判别活动大陆边缘基性岩的构造背景(Pearce and Cann, 1973)。活动大陆边缘(active continental margin)与岛弧(island arc)在火成岩岩石组合方面仍然有一定差异,在地球化学特征上的差异更为明显;其原因在于岛弧地区大陆地壳对火成岩地球化学特征的影响相对小,而活动大陆边缘地区大陆地壳对火成岩地球化学特征的影响相当明显(Wilson, 1989)。也就是说,岛弧火成岩的地球化学成分不能被简单地视为活动大陆边缘火成岩的代表。Muller 和 Groves(2000)也明确指出 Ti—Zr—Y 图解对钾质火成岩并不适用。同样地, Meschede(1986)的 Nb—Zr—Y 图解在构建时也未包括活动大陆边缘的基性岩数据;而且原作者也明确指出该图解不能将岛弧玄武岩与板内玄武岩或 N-MORB 相区分。所以,前人据此图解判断其研究对象不属于活动大陆边缘基性岩的做法是不妥当的(如:李献华等, 1997 图 5b)。同时, Ti—Zr—Y 和 Nb—Zr—Y 图解都要求研究对象的 $MgO+CaO$ 介于 12%~20%之间(Pearce and Cann, 1973; Meschede, 1986);而有的作者将不符合该标准的数据点也进行投图(例如:李献华等, 1997, 其 BD-10, BD-20, BD-11, BD-22, BD-30 样品),这样做也不妥。

Pearce 和 Norry(1979)的 Zr/Y—Zr 图解也是常用于鉴别基性岩的组合和构造背景的图解(李献华等, 1997; 陈培荣等, 2002; 毛建仁, 2003)。根据原文构建该图解的数据全部来自海洋板块的玄武岩,其中的板内玄武岩(WPB)仅指洋岛玄武岩(OIB),其岛弧玄武岩仅指海洋岛弧拉斑玄武岩(IAT)。所以该图解并不适用于研究大陆玄武岩。

Muller 和 Groves(2000)也指出 Zr—Zr/Y 图解常常将形成于大陆岩浆弧的钾质火成岩投到洋中脊玄武岩(MORB)和板内玄武岩(WPB)区域。Pearce (1983)进一步指出:当可以明确所研究的基性岩样品具有岩浆弧火成岩地球化学特征时,可以应用 Zr/Y—Zr 图解判别其属于大洋岛弧(oceanic island arc)还是大陆弧(continental arc),即 Zr/Y—Zr 图解中 Zr/Y 值大于 3 者属于大陆弧,反之属于大洋岛弧(图 3)。在此种情况下,Zr/Y—Zr 图解中标示的洋中脊玄武岩(MORB)、板内玄武岩(WPB)和岛弧拉斑玄武岩(IAT)这三个菱形区域已失去判别意义。因此,使用 Zr—Zr/Y 图解判别位于大陆内部的东南沿海地区中生代基性岩脉构造背景的做法欠妥(如毛建仁,2003 图 4-13)。

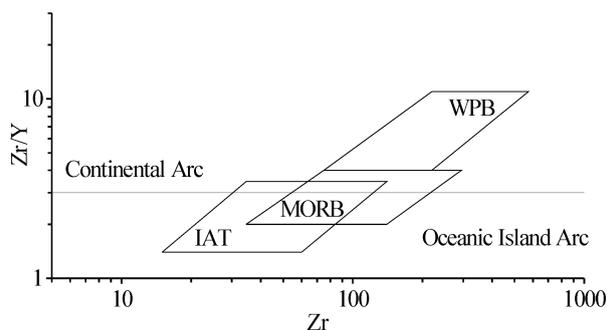


图 3 Zr/Y—Zr 图解(据 Pearce and Norry, 1979)

Fig. 3 Zr/Y—Zr diagram (after Pearce and Norry, 1979)

Continental Arc—大陆弧;Oceanic Island Arc—大洋岛弧;
IAT—岛弧拉斑玄武岩;MORB—洋中脊玄武岩;
WPB—板内玄武岩
IAT—Island Arc Tholeiite; MORB—Mid-oceanic
Ridge Basalt; WPB—Within-plate Basalt

有人采用李曙光(1993)提出的 Ba—Th—Nb—La 图解判别华南中生代玄武岩的构造背景(如:陈卫锋等,2005)。但是原作者已明确指出,制作该图解时没有考虑发育在大陆环境的火山岩,图解只适用于蛇绿岩形成构造环境判别。因此,Ba—Th—Nb—La 图解并不适合于判别发育在大陆上的中国东部中生代玄武岩的构造背景。

另一种常用的玄武岩成分判别图解是 Cabanis 和 Lecolle(1989)提出的 La/10—Y/15—Nb/8 图解(图 4)。某些引用者将其中的 2 区翻译为大陆玄武岩(Li et al., 2003; 陈卫锋等, 2005),而实际上原文为“Late to Post (compressive to distensive) intra-continental domains”,即晚造山—后造山陆内区域。反映挤压到伸展的过渡构造环境,相当于

Liegeois (1998)厘定的后碰撞阶段。同时,注意到构建 La/10—Y/15—Nb/8 图解的原始数据的地域分布范围远远小于其他图解,其适用性到底如何还有待进一步检验。

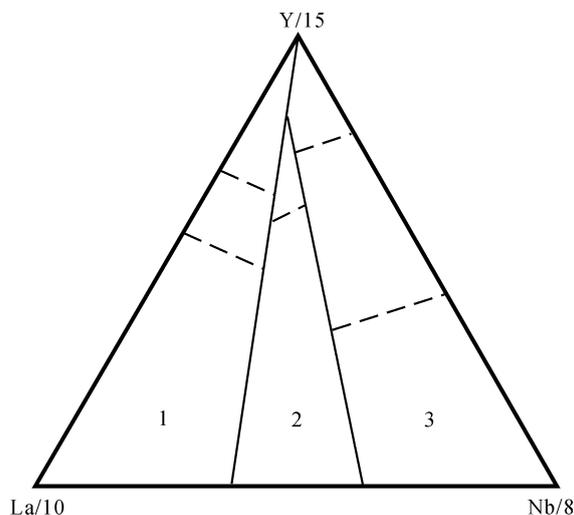


图 4 La/10—Y/15—Nb/8 图解

(据 Cabanis and Lecolle, 1989)

Fig. 4 The La/10—Y/15—Nb/8 diagram

(after Cabanis and Lecolle, 1989)

1—造山(挤压)区域(岛弧、活动大陆边缘);2—晚造山到后造山(挤压到伸展)陆内区域;3—非造山(伸展)区域
1—Orogenic (compressive) domains (island arc, active margin); 2—Late to Post orogenic (compressive to distensive) intra-continental domains; 3—Anorogenic (distensive) domains

我们认为,火成岩组合形成的构造背景的鉴别应该基于区域地质研究。Clemens (2003)指出“*It is the geology of a region that should tell us the particular setting of the magmatism, not the types of granites we find or the geochemistry of some basalts (识别岩浆活动的构造背景应基于区域地质学研究,而不是花岗岩类型或玄武岩的地球化学特征)*”。玄武岩成分判别图解作为辅助方法也可以应用,但是必须注意图解的适用条件。目前常用的几种图解多不适合大陆环境玄武岩和钾质中基性火成岩构造环境的判别,而 Muller 和 Groves (2000)提出的系列判别图解,建立在已知大地构造背景的新生代钾质火成岩数据集之上,适用于包括大陆弧钾质火成岩在内的钾质中基性火成岩的构造背景判别。需要注意的是,应用 Muller 和 Groves (2000)的判别图解前,先要使用他们提供的准则(criterion)对分析数据进行筛选。

5 结语

中国东部中生代钾质的“C型埃达克岩”很可能有多种成岩过程,并非仅仅源于下地壳物质的部分熔融。目前的实验岩石学结果并不支持加厚下地壳部分熔融形成无负Eu异常粗面岩—正长岩的看法,也不支持玄武质岩石部分熔融形成“C型埃达克岩”的观点。因此,需要针对具体火山岩系或岩基开展系统的野外地质学、岩相学、矿物学和岩石地球化学的综合研究,而非笼统地采用一种成因模式来解释所有中国东部中生代钾质火成岩的岩石成因。

中国东部钾质火成岩形成的大地构造背景的厘定,应该基于区域地质和构造地质学研究,不能仅仅依赖于微量元素地球化学。在使用前人提出的微量元素判别图解时,必须明确其适用对象和使用条件。火成岩组合的 K_{60} 值不能用于估算中国东部中生代造山带地壳厚度。

注 释

- ① 姬广义,汪洋. 2005. 早白垩世中期(125 Ma)燕山地壳快速减薄——来自北京薛家石梁岩杂浆岩体的证据. 2005年全国岩石学与地球动力学会议论文摘要集,杭州.
- ② 夏希凡,汪洋,姬广义. 2005. 燕山西段侏罗—白垩纪侵入活动时间序列及其地质意义. 2005年全国岩石学与地球动力学会议论文摘要集,杭州.
- ③ 李建威,马昌前,赵新福,周美夫. 2006. 大冶地区晚中生代埃达克质侵入岩时代成因及地球动力学意义. 2006年全国岩石学与地球动力学会议论文摘要集,南京.

参 考 文 献 / References

Allen P A, Allen J R. 1995. 盆地分析——原理与应用. 陈全茂译. 北京:石油工业出版社,1~385.

陈斌,瞿明国,邵济安. 2002. 太行山北段中生代岩基的成因和意义:主要和微量元素地球化学证据. 中国科学(D辑),32(7):896~907.

陈斌,瞿明国,田伟,江博明. 2005. 太行山南段中生代杂岩体的岩石成因:元素和Nd—Sr—Pb同位素地球化学证据. 矿物岩石地球化学通报,24(2):93~102.

陈培荣,华仁民,章邦桐. 2002. 南岭燕山早期后造山花岗岩类:岩石学制约和地球化学动力学背景. 中国科学(D辑),32(4):279~289.

陈卫锋,陈培荣,徐夕生,张敏. 2005. 华南白垩纪玄武质岩石的地球化学特征及其对太平洋板块俯冲作用的制约. 中国科学(D辑),35(11):1007~1018.

邓晋福,叶德隆,赵海玲,汤德平. 1992. 下扬子地区火山作用深部过程与盆地形成. 武汉:中国地质大学出版社,1~184.

邓晋福,赵海玲,莫宣学,罗照华,吴宗黎. 1996. 中国大陆根—柱构造—大陆动力学的钥匙. 北京:地质出版社,1~110.

邓晋福,莫宣学,罗照华. 1999. 火成岩构造组合与壳幔成矿系统. 地质学前沿,6(2):259~270.

邓晋福,赵国春,赵海玲,罗照华,戴圣潜,李凯明. 2000. 中国东

部燕山期火成岩构造组合与造山—深部过程. 地质论评,46(1):41~48.

邓晋福,苏尚国,赵海玲,莫宣学,肖庆辉,周肃,刘翠,赵国春. 2003. 华北地区燕山期岩石圈减薄的深部过程. 地质学前沿,10(3):41~50.

邓晋福,罗照华,苏尚国,莫宣学,于炳松,赖兴运,湛宏伟. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用. 北京:地质出版社,1~381.

江万,张双全,莫宣学,赵崇贺,郭铁鹰. 1999. 青藏高原冈底斯带中段花岗岩及其中铁镁质微粒包体地球化学特征. 岩石学报,15(1):89~97.

李曙光. 1993. 蛇绿岩生成构造环境的Ba—Th—Nb—La判别图. 岩石学报,9(2):146~157.

李献华,胡瑞忠,饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学,26(2):14~31.

李晓明,郭锋,范蔚茗,王岳军,李超文. 2004. 北京西山东岭台组粗面质火山岩地球化学下地壳熔融成因. 大地构造与成矿学,28(2):155~164.

李兆骞(主编). 2003. 中国东部中、新生代火成岩及其深部过程. 北京:地质出版社,1~357.

刘凤山,石淮立. 1995. 从闪长质岩石包体角度探讨太行山—燕山造山带壳幔成矿作用. 矿床地质,14(3):206~215.

毛建仁. 2003. 华南地区中、新生代岩浆岩和岩浆作用. 见:李兆骞(主编),中国东部中、新生代火成岩及其深部过程. 北京:地质出版社,220~289.

钱青,钟孙霖,李通艺,温大任. 2002. 八达岭基性岩和高Ba—Sr花岗岩地球化学特征及成因探讨:华北和大别—苏鲁造山带中生代岩浆岩的对比. 岩石学报,18(3):275~292.

万天丰. 2004. 中国大地构造学纲要. 北京:地质出版社,1~387.

王晓蕊,高山,柳小明,袁洪林,胡兆初,张宏,王选策. 2005. 辽西四合屯早白垩世义县组高镁安山岩的地球化学:对下地壳俯冲作用和Sr/Y变化的指示. 中国科学D辑,35(8):700~709.

汪洋,邓晋福,姬广义. 2004. 长江中下游地区早白垩世埃达克质岩的大地构造背景及其成矿意义. 岩石学报,20(2):297~314.

汪洋,姬广义,夏希凡. 2005. 北京西山大灰厂东狼沟组钾质火山岩形成的构造背景探讨. 北京地质,17(3):1~10.

吴福元,葛文春,孙德有. 2002. 埃达克岩的概念、识别标志及其地质意义. 见:肖庆辉主编,花岗岩研究思维与方法. 北京:地质出版社,172~191.

熊小林,Adam J, Green T H, 牛贺才,吴金花,蔡志勇. 2005. 变质玄武岩部分熔体微量元素特征及埃达克熔体产生条件. 中国科学(D辑),35(9):837~846.

徐志刚,盛继福,孙善平. 1999. 关于“橄榄玄粗岩系列(组合)”特征及某些问题的讨论. 地质论评,45(增刊):43~62.

郁建华,付会芹,张凤兰,管梅生. 1994. 北京地区岩浆深成作用. 北京:地质出版社,1~196.

袁万明,莫宣学,喻学惠,罗照华. 2000. 东昆仑印支期区域构造背景的花岗岩记录. 地质论评,46(2):203~211.

张旗,王焰,钱青. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造—成矿意义. 岩石学报,17(2):236~244.

张旗,王焰,刘红涛,王元龙,李之彤. 2003. 中国埃达克岩的时空分布及其形成背景,附:《国内关于埃达克岩的争论》. 地质学前沿,10(4):385~400.

章雨旭. 2006. 地质学研究中常见逻辑方面的问题分析. 高校地质学报,12(1):147~152.

赵国春. 2002. 燕辽地区燕山期火山活动节律与造山—深部过程. 中国地质大学(北京)博士学位论文,1~132.

赵海玲,邓晋福,陈发景,胡泉,赵世柯. 1998. 中国东北地区中生

- 代火山岩岩石学特征与盆地形成. 现代地质, 12(1): 56~62.
- 周金城, 王孝磊. 2005. 实验及理论岩石学. 北京: 地质出版社, 1~256.
- 邹和平. 1997. 海南岛后地台造山—造盆模型: 火成岩地球化学制约. 大地构造与成矿学, 21(2): 117~123.
- 邹和平. 2001. 南海北部陆缘张裂—岩石圈折沉的地壳响应. 海洋地质与第四纪地质, 21(1): 39~44.
- Allen P A, Allen J R. 1995. Basin analysis: principles and applications (Chinese Translation by Chen Quanmao). Beijing: Petroleum Industry Press, 1~385.
- Arculus R J, Gust D A. 1995. Regional petrology of the San Francisco Volcanic Field, Arizona, USA. Journal of Petrology, 36: 827~861.
- Cabanis B, Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10—Y/15—Nb/8: un outil pour la discrimination de series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Ser II, 309: 2023~2029.
- Castro A, Moreno-Ventas I, de la Rosa J D. 1991. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Earth-Sciences Reviews, 31: 237~253.
- Clemens J D. 2003. S-type granitic magmas—petrogenetic issues, models and evidence. Earth-Science Reviews, 61: 1~18.
- Condie K C. 1973. Archean magmatism and crustal thickening. Geological Society of America Bulletin, 84(9): 2981~2991.
- Condie K C. 1982. Plate tectonics and crustal evolution (2th Edition). New York: Pergamon Press, 1~310.
- Condie K C, Potts M J. 1969. Calc-alkaline volcanism and the thickness of the early Precambrian crust in North America. Canadian Journal of Earth Sciences, 6(5): 1179~1184.
- Condie K C, Swenson D H, Hayslip D. 1972. Geochemical indices of crustal thickness and depth to Benioff zone. Geological Society of America Abstracts with Programs (Cordilleran Sec.), 4(3): 138~139.
- Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, Wu Zongxu. 1998. Trachyte and syenite: petrogenesis constrained by the petrological phase equilibrium. In: Proceedings of International Symposium for 100th Anniversary of Peking University. Beijing: Seismological Press, 745~757.
- Didier J, Barbarin B. 1991. Enclaves and granite petrology. Amsterdam: Elsevier, 1~625.
- Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali—silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745~750.
- Li X-H. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China. Journal of Asian Earth Sciences, 18: 293~305.
- Li X-H, Chen Z-G, Liu D-Y, Li W-X. 2003. Jurassic gabbro—granite—syenite suites from southern Jiangxi Province, SE China: age, origin, and tectonic significance. International Geology Review, 45: 898~921.
- Liegeois J P. 1998. Preface—some words on the post-collisional magmatism. Lithos, 45: xv~xvii.
- Litvinosky B A, Steele I M, Wickham S M. 2000. Silicic magma formation in overthickened crust: Melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar. Journal of Petrology, 41: 717~737.
- Ma C, Li Z, Ehlers C. 1998. A post-collisional magmatic plumbing system: Mesozoic granitoid plutons from the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic zone, east—central China. Lithos, 45: 431~456.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J-F, Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite—trondjemite—granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79: 1~24.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram. Chemical Geology, 56: 207~218.
- Montel J M, Vielzeuf D. 1997. Partial melting of graywackes: Part II, Composition of minerals and melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 128: 176~196.
- Muller D, Groves D I. 2000. Potassic igneous rocks and associated gold—copper mineralization (3rd Edition). Berlin: Springer, 1~252.
- Patino Douce A E, McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker B R, Liou J G (eds.), When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 27~55.
- Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at Active continental margins. In: Hawkesworth C J, Norry M J (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich: Shiva Publishing Limited, 230~249.
- Pearce J A, Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290~300.
- Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69: 33~47.
- Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, Maury R C. 2001. Evidence for mantle metamorphism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. Nature, 410: 197~200.
- Stern C R, Wyllie P J. 1978. Phase composition through crystallization intervals in basalt—andesite—H₂O at 30 kbar with implications for subduction zone magmas. American Mineralogist, 63: 641~663.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar: implications for continental growth and crust—mantle recycling. Journal of Petrology, 36: 891~931.
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. Precambrian Research, 51: 1~25.
- Sen C, Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117: 394~409.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper—gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. Australian Journal of Earth Science, 44: 373~388.
- Skjerlie K P, Patino Douce A E. 2002. The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa: implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes. Journal of Petrology, 43: 291~314.
- Wang Q, Xu J-F, Jian P, Bao Z-W, Zhao Z-H, Li C-F, Xiong X-L, Ma J-L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an

- extensional tectonic setting, Dexing, South China; implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47: 119~144.
- Wang Y-J, Fan W-M, Guo F. 2003. Geochemistry of Early Mesozoic potassium-rich dioritic—graniodioritic intrusions in Southeastern Hunan Province, South China; Petrogenesis and tectonic implication. *Geochemical Journal*, 37: 427~448.
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London: Unwin and Hyman, 1~466.
- Winther K T. 1996. An experimentally-based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chemical Geology*, 127: 43~59.
- Yin A, Kapp P A, Murphy M A, Manning C E, Harrison T M. 1999. Significant late Neogene east—west extension in northern Tibet. *Geology*, 27: 787~790.
- Zamora D. 2000. Fusion de la croûte océanique subductée: approche expérimentale et géochimique. Université Thesis, Université Blaise Pascal, Clermont—Ferrand, 1~314.
- Zhou X-M, Li W-X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China; implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326 (3~4): 269~287.

A Discussion on Some Problems in the Research on the Mesozoic Potassic Igneous Rocks in Eastern China

WANG Yang^{1, 2}

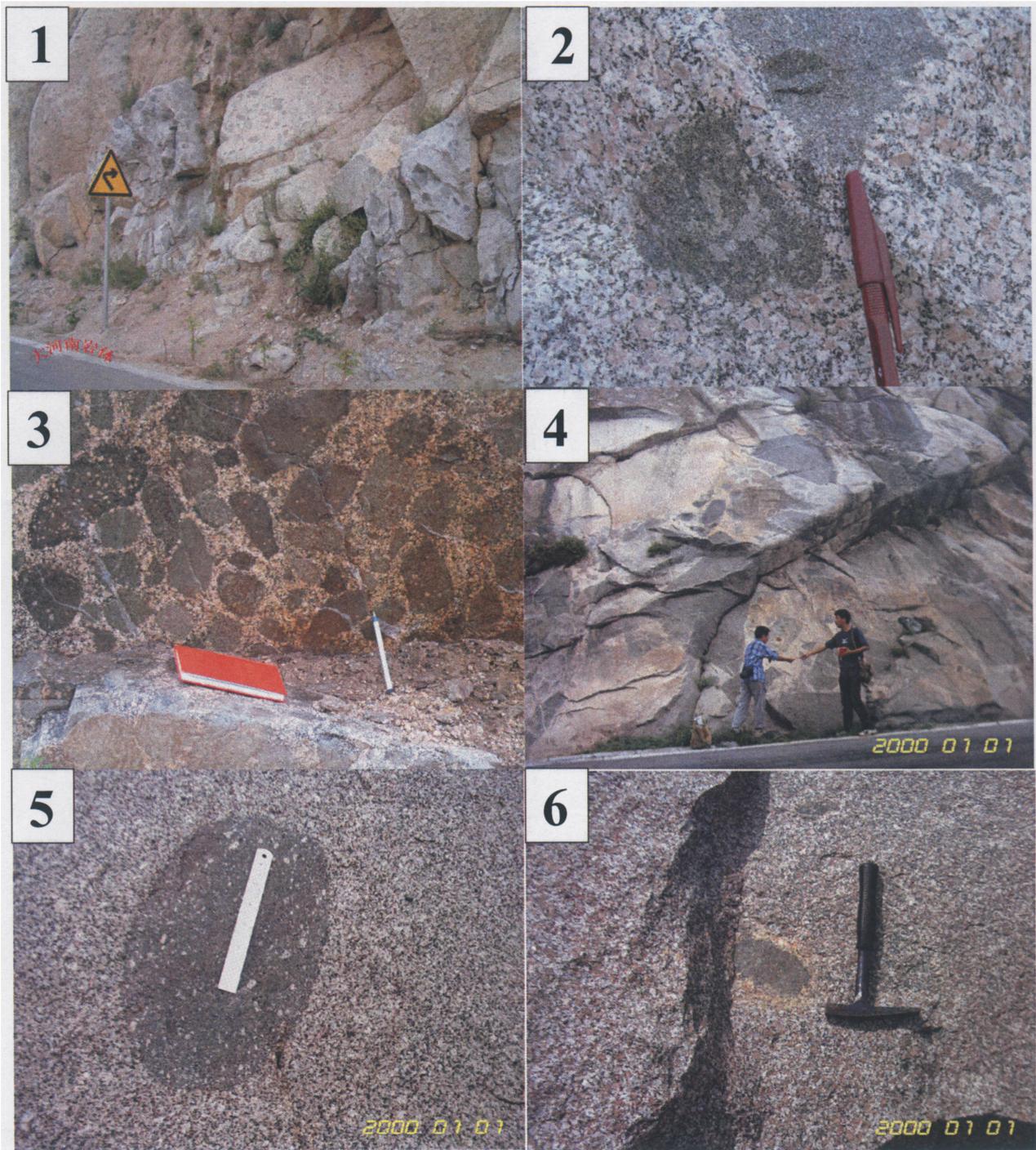
1) *Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640*

2) *School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

Abstract

This paper briefly discusses some problems in current research on the Mesozoic potassic igneous rocks in eastern China, i. e. the petrogenesis of “C-type adakite”, the petrogenesis of the trachyte or syenite with no negative Eu anomaly, the reliability of the crustal thickness derived from the K_{60} value of igneous rock association, and the applicability of geochemical discrimination diagrams for basalts when applied to the Mesozoic potassic mafic rocks in eastern China. The following conclusions are proposed: (1) the “C-type adakite” can be generated by multiple petrogenetic processes besides the melting of over-thickened lower crust; (2) the trachyte or syenite with no negative Eu anomaly cannot be generated by the melting of over-thickened lower crust; meanwhile, the compositions of “C-type adakite” are distinct difference between the products from high-pressure partial melting of basaltic rocks in potassium content; (3) the K_{60} value of igneous rock association cannot be used to estimate the crustal thickness of the Mesozoic orogenic belts of eastern China; and (4) some common used geochemical discrimination diagrams for basalts is not suitable for the Mesozoic potassic mafic rocks in eastern China.

Key words: potassic igneous rocks; petrogenetic process; K_{60} value of igneous rock association; geochemical discrimination diagrams



1. 大河南岩体中的镁铁质岩浆包体的宏观面貌。
2. 大河南岩体中暗色微粒包体与寄主岩之间不规则接触界限。
3. 大河南岩体中暗色微粒包体群，注意左侧包体中的红色长石斑晶。
4. 王安镇岩体中暗色微粒包体组成的角砾状岩墙。
5. 王安镇岩体中的椭球状暗色微粒包体，具很窄的冷凝边。
6. 王安镇岩体中的暗色微粒包体，周围有长英质晕圈。