

·花岗岩新思维问题讨论(13)·

涉及埃达克岩实验的若干基本概念与问题辨析

汪 洋

(中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘 要: 根据热力学原理, 部分熔融是相变的一种表现形式。当岩石沿 p - T 轨迹穿过固相线时即可发生熔融。自然界岩石常见的不一致熔融行为可以导致残留相具有不同于源岩的整体成分与矿物组合。残留相与源岩可以属于不同的变质相, 岩性也可以不同。“C型埃达克岩”含有含水矿物, 它们不是干体系熔融的产物。实验岩石研究表明, 基性成分($\text{SiO}_2 < 50\%$)体系较中性、酸性体系在 $1.0 \sim 2.0$ GPa 压力条件下失水熔融时更易于形成“榴辉岩质”的残留相。源岩除 SiO_2 以外的其它主要氧化物会影响残留相中各矿物的比例, 进而影响熔体的 Sr、Y 及 HREE 含量。因此, “C型埃达克岩”高 Sr 低 HREE 特征的形成取决于熔融温压条件以及源岩的主量元素、微量元素组成等多重因素。高钾含量($\text{K}_2\text{O} \approx 1.0\%$)的基性、中基性源岩形成的熔体成分与“C型埃达克岩”相比过于富 Al 或富 Na。中等富钾的基性源岩的低程度熔融可以形成高硅的“C型埃达克岩”, 但无法形成中性的“C型埃达克岩”。

关键词: 实验岩石学; 相平衡; 部分熔融; 埃达克岩

中图分类号: P588.12⁺1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2016)01-0162-15

A discussion on some basic conceptions and problems related to the experimental study of adakite

WANG Yang

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

Abstract: According to the principles of thermodynamics, partial melting is a form of phase transition. The protolith will melt when it moves across the solidus along the p - T path. The incongruent partial melting, which is a usual behavior for the natural rocks, can leave a residuum with different bulk composition and mineral assemblage (lithology) from the protolith. Therefore, the residuum can be different from the protolith in “metamorphic facies” and lithology. The “C-type adakites” contain hydrous minerals such as hornblende and biotite, and they cannot be generated by dry melting. The experimental petrology studies show that the mafic ($\text{SiO}_2 < 50\%$) system is much easier than intermediate or acidic systems in generating the “eclogitic” residuum during the dehydration melting under the condition $p = 1.0 \sim 2.0$ GPa. Meanwhile, the major oxides other than silica in the protolith also control the portion of minerals in residuum and, subsequently, influence the content of Sr, Y and HREE in the melt. Accordingly, the geochemical signal of high Sr and low HREE for the “C-type adakite” is determined by multiple factors such as the p - T condition of melting, the major oxide composition and the trace element content of the protolith. The melts produced from mafic or intermediate-mafic protolith with high potash content ($\text{K}_2\text{O} \approx 1.0\%$) contain too much aluminum or sodium, and differ significantly from the “C-type

收稿日期: 2015-04-23; 接受日期: 2015-05-29

基金项目: 中央高校基本科研业务费专项资金(2652013021)

作者简介: 汪 洋(1969-), 男, 岩石学专业, E-mail: allen-thalassa@sina.com

adakite" in composition. However, the mafic protolith with moderate potash content can generate high-silica "C-type adakite" with low degree of melting, but fails to produce the intermediate "C-type adakite".

Key words: experimental petrology; phase equilibrium; partial melting; adakite

Fund support: The Fundamental Research Funds for the Central Universities (2652013021)

关于“C 型埃达克岩”成因的讨论离不开对实验岩石学结果的正确理解(Moyen, 2009; 汪洋等, 2010)。近年来,国内研究者在涉及“C 型埃达克岩”的实验岩石学方面开展了不少工作(周文戈等, 2005; Xiao and Clemens, 2007; 万方等, 2009; 黄方等, 2010; Xiong *et al.*, 2011; 闻卫军等, 2012; Qian and Hermann, 2013; Zhang *et al.*, 2013),对“C 型埃达克岩”的成因提出了一些新的模式或约束条件(黄方等, 2010; 张超等, 2012; Qian and Hermann, 2013),也引起了一些不同的认识(焦永玲等, 2013)。最近,张旗(2015)针对有关埃达克岩的实验,在岩石成因上的应用提出了自己的看法,然而笔者仔细阅读后认为,张旗(2015)一文对于实验岩石学一些基本概念的理解存在某些偏差,觉得有必要撰文继续讨论涉及埃达克岩实验的若干基本概念与问题,以求抛砖引玉,深化对“C 型埃达克岩”成因的理解。

1 有关相变及部分熔融概念的辨析

在热力学中,相(phase)是指“体系中物理性质、化学性质和组成的均匀部分,且能够与不同性质的其它部分(其它各相)机械地分割开,或至少能在测试技术上区分开来,即相与相之间有物理界面”(穆克敏等, 1988,第 5 页)。相变(phase transition)是指“不同相之间的相互转变”(李椿等, 1978,第 339 页)。部分熔融(partial melting)“occurs when only a portion of a solid is melted. For mixed substances, such as a rock containing several different minerals or a mineral that displays solid solution, this melt can be different from the bulk composition of the solid. Partial melting occurs where the solidus and liquidus temperatures are different.”(Wikipedia, 2015; 同时参见 Philpotts and Ague, 2009)。由于部分熔融过程中必然形成新的相——熔体,根据相及相变概念的定义,部分熔融过程属于相变的范畴,因此部分熔融反应是相变反应的一种表现形式。张旗(2015,第 263 ~ 266 页)所谓“相变反应不同于部分熔融反应”的说法

在概念上是错误的。张旗(2015)一文所列举的高温高压实验工作中凡是有熔体形成的试验(experimental run)都意味着其所用初始物在特定的温度(T)、压力(p)、(挥发分含量 X 、氧逸度 f_{O_2})条件下发生了部分熔融,皆属于热力学意义上的相变反应。

张旗(2015)一文的叙述是将“相变”理解为变质相的变化。按照当代变质岩石学的理解(Philpotts and Ague, 2009),在等化学条件下,特定化学组成的岩石其变质相的转变主要通过变质反应实现。变质反应主要包括固-固反应和有挥发分(主要指 H_2O 和 CO_2)参与的反应两大类,脱水反应属于后者。变质反应不涉及熔体的形成(Philpotts and Ague, 2009)。所以,张旗(2015,第 263 页)一文认为“相变反应是一种脱水反应……在这个过程中也会产生少量的熔体”的说法是非常片面的。变质相的变化既可以由低级变质岩通过进变质作用形成高级变质岩实现,也可以由高级变质岩通过退变质作用形成低级变质岩而实现,张旗(2015,第 263 页)所谓“相变反应是在温度和压力同步增加的情况下发生的”提法也是片面的。

混合岩化是指“在高级变质作用的某些区域,当温度足够高时,使得物质发生部分熔融,即深熔作用,产生通常是花岗成分的液体。如果这些液体保持封闭,并在生成它们的岩体内结晶,从而产生混合的岩石”的过程(桑隆康等, 2012,第 564 页)。混合岩化是变质作用与岩浆作用之间的过渡,不能等同于变质相的变化。所以,张旗(2015)对(变质)相变的理解也是不全面的。

当源岩所处的温压条件位于相图中固相线与液相线之间的区域时,即可发生部分熔融反应。基性岩失水部分熔融的固相线在约 1.5~3.0 GPa(具体范围随源岩岩性变化而变化)压力范围内具有负的 dp/dT 斜率,表明在此压力范围内固相线温度随压力的增加而降低[参见汪洋(2015)的图 1 和张旗(2015)的图 4]。所以,当基性源岩从固相线以下区域穿过负 dp/dT 斜率固相线之后,即使温度低于低压(<1.5 GPa)下的固相线温度(如图 1 地温线 2),也会发生部分熔融。

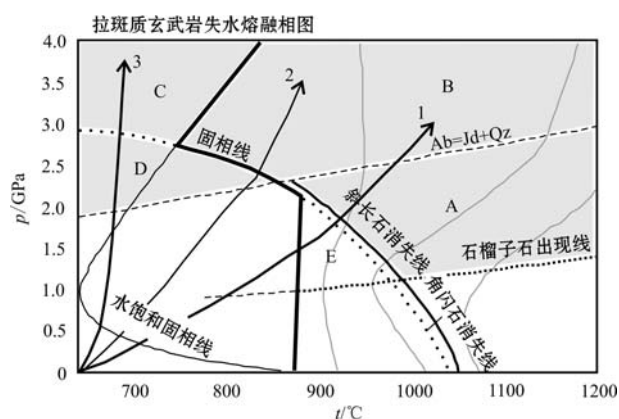


图1 拉斑质玄武岩失水熔融相图(据 Moyen and Stevens, 2006)

Fig. 1 The fluid-absent melting phase diagram for tholeiitic basalt (after Moyen and Stevens, 2006)

标注数字的箭头线—地温线; A区—熔体+“石榴辉石岩”残留相; B区—熔体+榴辉岩残留相; C—榴辉岩; D—角闪榴辉岩; E—熔体+石榴角闪岩残留相

The arrow labeled by number—geotherm; A—melt + “garnet pyroxenite” residuum; B—melt + eclogite residuum; C—eclogite; D—amphibole eclogite; E—melt + garnet amphibolite residuum

张旗(2015,第265页)认为“部分熔融反应的反应物和初始物属于同一变质级……初始物为角闪岩相……留下的反应物(残留相)仍然是角闪岩相,不会变为麻粒岩相;如果初始物为麻粒岩相……留下的反应物仍然属于麻粒岩相,不会变为榴辉岩相”。这种看法是不正确的。如果部分熔融导致初始物中某些特征矿物(如角闪石)的消失,同时有新的转熔矿物(如石榴子石)生成,则残留相的矿物组合与初始物的矿物组合相比,两者有可能属于不同的变质相。例如,人们很早就认识到失水部分熔融在地壳深部岩石由角闪岩相转变为麻粒岩相的过程中起重要作用(Fyfe, 1973; Clemens, 1990, 1992)。由于自然岩石的不一致熔融(incongruent melting),当熔体分离后,残留相的整体化学成分(bulk chemical composition)与初始物的整体成分相比发生了显著变化。也就是说,熔体分离后残留相与初始物之间不再满足等化学条件,所以残留相矿物组合所体现出的变质相级别可以不同于初始物矿物组合所体现出的变质相级别。因此,部分熔融过程中与熔体平衡的残留相是XX相的残留矿物组合并不意味着其源岩(初始物)一定就属于XX(变质)相,反之亦然。例如,Skjerlie和Patino Douce(2002)采用含黝帘石的石英榴辉岩为初始物,1.0 GPa下与熔体平衡的残

留相矿物组合是单斜辉石+斜方辉石+斜长石+石榴子石,属于麻粒岩相;1.5~2.1 GPa下的残留相矿物组合是单斜辉石+石英+石榴子石+斜长石+蓝晶石+黝帘石,属于高压麻粒岩相。又如,在图1所示拉斑玄武岩失水部分熔融相图中,E区域(失水熔融固相线与石榴子石出现线之上、角闪石与斜长石消失线之下),与熔体平衡的是石榴角闪岩(石榴子石+角闪石+斜长石+单斜辉石±石英),属于高角闪岩相;如果压力不变而温度升高到达A区域,与熔体平衡的是石榴子石+单斜辉石±石英组合,如单斜辉石中硬玉分子比例足够高,就是(不含含水矿物的)“无水”榴辉岩,属于榴辉岩相。因此,随着部分熔融条件的变化,残留相矿物组合所反映的变质相可以发生变化,也不一定与源岩的变质相相一致;同时,残留相的岩性(lithology)也未必与源岩岩性相同。

将埃达克质熔体残留相的岩性误解为其源岩的岩性,这种误解在近年关于埃达克岩及其相关的TTG成因研究的文献中并不罕见。例如熊小林(2008)认为,“俯冲洋壳和下地壳起源的TTG与埃达克岩由含金红石角闪榴辉岩熔融产生,而拆沉下地壳起源的埃达克岩浆……由无水或含有少量含水矿物的榴辉岩熔融产生”。据其原文,与“俯冲洋壳和下地壳起源的TTG及埃达克岩”平衡的残留相矿物组合为角闪石+石榴子石+单斜辉石+斜长石+金红石,为石榴角闪岩(残留相的角闪石含量5%~40%,而斜长石含量达10%),属于高角闪岩相;而初始物为角闪榴辉岩,属于榴辉岩相。另一方面,与“拆沉下地壳起源的埃达克岩浆”平衡的残留相矿物组合为石榴子石+单斜辉石+金红石,初始物为榴辉岩。根据基性岩失水熔融相图,当部分熔融温压条件位于角闪石消失线之上时,高压下残留相矿物组合为石榴子石+单斜辉石,如果单斜辉石的硬玉分子足够高,则残留相属于榴辉岩(Moyen and Stevens, 2006)。这一事实表明,含水的角闪岩、角闪榴辉岩在高压下失水熔融时,温压条件位于角闪石消失线之上时,即可形成“无水榴辉岩”以及与之平衡的埃达克质熔体。根据Green(1982)的含水5%拉斑玄武岩相图,在高压下该体系的角闪石消失线始终位于液相线之下,也就是说在该体系中角闪石不是近液相线(near liquidus)矿物,位于角闪石消失线之上的高压残留相矿物组合是石榴子石+单斜辉石,即“无水榴辉岩”。所以,与“无水榴辉岩”平衡

的埃达克质熔体,其源岩不一定就是无水榴辉岩。这里所举的例子说明,由于岩石部分熔融过程多属不一致熔融,故而不能简单地认为初始物与残留相两者具有相同的岩性,并且由于熔体的分离,初始物与残留相的整体化学成分不同,两者的矿物组合可以属于不同的变质相。

在此有必要指出张旗(2015)一文中的自相矛盾之处,第 261 页左栏第 3 自然段在论述万方等(2009)的斜长角闪岩失水部分熔融实验时,提到“得到的熔体是埃达克岩无疑”;而该文第 265 页说“用大别角闪岩样品做实验是产生不了埃达克质熔体的”。这是不是说用华北的斜长角闪岩做实验可以形成埃达克岩,用大别的斜长角闪岩就不可以?这种自相矛盾是该文论证逻辑混乱的体现。

2 无水(干)、失水与含水部分熔融

部分熔融体系根据其中的水含量及其赋存状态,分为 4 种类型(Wyllie, 1971; Clemens, 1990):

(1) 无水(water-absent 或 anhydrous)熔融,即干体系的部分熔融是指体系的化学组成不含 H_2O ,固相矿物组合中不存在含水矿物相,形成的熔体也是不含水的。

(2) 失水(water-deficient and vapor-absent 或 fluid-absent 或 dehydration)熔融,是指体系的化学组成含有 H_2O ,但始终不存在 H_2O 相(在高温高压下以蒸汽的形式存在),在固相线之下 H_2O 以结构水的形式赋存于含水矿物之中(如角闪石类、云母类等);在固相线之上液相线之下的区域则是固相矿物与熔体平衡共存,部分 H_2O 以结构水的形式赋存于含水矿物(在这些矿物的稳定域范围),部分溶解于熔体之中(其中的 H_2O 不饱和);在液相线之上只存在 H_2O 不饱和的熔体,没有蒸汽相存在。有必要指出,失水熔融过程中 H_2O 是通过含水矿物与其它矿物的熔融反应直接转移到熔体之中,始终不存在单独的 H_2O 相(Clemens, 1990)。因此,邓晋福等(2004,第 4 页)认为“当温度升高到达矿物脱水反应曲线时,才有水放出,可诱发熔融作用”的论述是错误的。

(3) 含水(water-deficient and vapor-present)熔融是指体系的化学组成含有 H_2O 组分,在固相线之下不仅有固相矿物(含水矿物可以存在也可以不存在),而且存在与之平衡的蒸汽相;在固相线之上液

相线之下的区域则是固相矿物与 H_2O 不饱和的熔体平衡共存,部分 H_2O 以结构水的形式赋存于含水矿物(在这些矿物的稳定域范围),部分溶解于熔体之中(其中的 H_2O 不饱和);在液相线之上只存在 H_2O 不饱和的熔体,没有蒸汽相存在。

(4) 过饱和水(water-excess)熔融是指体系的化学组成含有 H_2O 组分,在固相线之下,不仅有固相矿物(含水矿物可以存在也可以不存在),而且存在与之平衡的蒸汽相;在固相线之上液相线之下的区域始终是固相矿物、 H_2O 饱和的熔体、蒸汽平衡共存;在液相线之上是 H_2O 饱和的熔体与蒸汽平衡共存。

根据部分熔融体系含水状况的定义,后 3 种均属于湿体系,而且含水熔融体系也不宜与饱和水熔融体系相混淆。张旗(2015,第 260 页)所述“如果下地壳为角闪岩相……,其含水量一般为 1% 左右,最高不超过 1.5%,……这种下地壳如果发生部分熔融形成花岗岩,属于干体系熔融而非湿体系熔融”的说法是不正确的。

当前学术界的主流观点认为,自然界难以存在过饱和水熔融的条件,含水熔融在特定的地质环境中可以发生(Laurie and Stevens, 2012; Weinberg and Hasalová, 2015),而失水熔融是陆壳(包括克拉通内部)内长英质岩浆形成的主要方式(Stevens and Clemens, 1993; Clemens, 2005; Brown, 2013)。

黄方等(2010)基于基性大陆下地壳无水的假设以及 MELTs 程序模拟干榴辉岩质成分岩石的部分熔融,以约束“C 型埃达克岩”的成因。该研究存在以下不足:

首先,干体系部分熔融过程形成的熔体是不含水的,这种岩浆不可能结晶出角闪石和/或黑云母等含水矿物。根据张旗等(2008,第 25 页图 2.3 所列的公开发表文献)汇编的中国“C 型埃达克岩”,在 70 余处埃达克质火山岩和侵入岩中都报道了其含有角闪石和/或黑云母,表明这些“C 型埃达克岩”是含水岩浆的结晶产物。Xiao 和 Clemens(2007)对具有“C 型埃达克岩”典型特征的大别山天堂寨二长花岗岩的近液相线熔融实验结果显示,与榴辉岩相矿物组合相平衡的岩浆其含水量约为 6%。Brown(2013)指出,采用热力学方法模拟花岗质熔体应该选择满足与熔体组成相匹配的热力学模型。根据实验岩石学的基本原理,源岩中含水矿物的数量主要制约熔体的数量,而含水矿物的种类影响液相线在 p - T 空

间的位置(Vielzeuf and Schmidt, 2001)。“大陆榴辉岩质下地壳的含水矿物含量低”这一点不能用来论证“C 型埃达克岩”形成于无水熔融体系。因此,无论“C 型埃达克岩”的成岩机制究竟为何,最终形成的岩浆必定是含水的,它们不可能是干体系部分熔融的产物。

其次,干体系固相线温度很高,在 $p = 1.0 \sim 3.0$ GPa 范围内拉斑玄武质初始物的固相线具有正的斜率,温度从 1100°C 变化到 1300°C (Green, 1982)。华北克拉通晚中生代“C 型埃达克岩”的熔融温度为 $750 \sim 950^{\circ}\text{C}$ (Xiong *et al.*, 2011)。同样地,这个事实表明“C 型埃达克岩”不可能是干体系部分熔融的产物。

第三,对大陆基性下地壳包体的研究表明,其大多数是张裂阶段或板内岩浆活动导致的基性岩浆底侵作用的产物,不代表碰撞造山峰期的下地壳成分(Kay and Kay, 1990; Jagoutz *et al.*, 2007)。Jagoutz 等(2007)基于 Kohistan 弧的地壳剖面岩石学研究指出,陆壳上部岩石相当于造山阶段富水岩浆在高压下的演化产物,而造山阶段形成的下地壳已拆沉,现今观测到的下陆壳基性岩是后期裂谷发育阶段贫水基性岩浆的分异产物,保留下来大陆地壳是两阶段演化的两端员组合。中国东部地区在早白垩世经历了后造山阶段伸展作用以及新生代的张裂作用的改造,而被新生代玄武岩携带上来的基性下地壳包体时代不早于早白垩世(樊祺诚等, 1998; 徐夕生等, 2002),它们代表的是燕山运动后期及其以后阶段新形成的下部陆壳,而不是燕山运动峰期的增厚下地壳。因此,不能依据现今中国东部下地壳是干的这一事实来论证中国东部地区在“C 型埃达克岩”发育的燕山运动峰期的下地壳不含水。

第四,碰撞造山带增厚的基性下地壳未必是干的。对出露的大陆地壳剖面的研究表明,在碰撞造山时期厚度达 $25 \sim 35$ km 的陆壳可以仰冲到另一陆壳之上,如加拿大 Kapuskasing 带和 Pikwitonei-Sachigo 带(Fountain *et al.*, 1990)。在此情况下,俯冲盘中地壳($15 \sim 25$ km 深度)的角闪岩可以被埋深至 $40 \sim 60$ km ($1.2 \sim 2$ GPa)。在构造叠覆之后的热弛豫(thermal relaxation)阶段,只要被深埋至 50 km 以下深度(> 1.5 GPa)的俯冲盘角闪岩的温度达到失水熔融温度,就可以发生部分熔融(图 1 地温线 1 和 2),从而有可能形成高硅的“C 型埃达克岩”,残留相是榴辉岩或石榴辉石岩(汪洋等, 2010)。此时造

山带增厚下地壳的榴辉岩是基性源岩部分熔融后的残留相,是岩浆作用的产物而非源岩。相反,如果俯冲盘角闪岩在热弛豫阶段的温度达不到失水熔融温度,则发生固相条件下的脱水反应形成榴辉岩(图 1 地温线 3)。此外,大陆深俯冲的基性岩可以变质形成含有黝帘石、斜黝帘石等含水矿物的榴辉岩(Smith, 1988; Carswell, 1990)。实验岩石学研究表明,这些岩石在高压下发生失水熔融可以形成高硅的“C 型埃达克岩”(Skjerlie and Patino Douce, 2002)。因此,碰撞造山带增厚基性下地壳能否发生部分熔融形成“C 型埃达克岩”还取决于变形过程中地温线的演化。

黄方等(2010)、张旗(2015)之所以强调大陆下地壳的无水特性,其原因在于其对大陆地壳成分分层的“静态化”理解。在这种认识背景下,大陆地壳在 $20 \sim 40$ km 深度的中等压力条件下由角闪岩相变质岩组成,而在 $40 \sim 60$ km 深度过渡为无水的麻粒岩相变质岩,在 60 km 以下则是高压麻粒岩或榴辉岩相岩石(高山等, 1999)。如果说这种“静态化”的成分分层适合于描述克拉通等稳定地质单元的地壳垂向结构,对于挤压造山带而言这种模式就不具备“普适性”。根据张旗等(2008, 第 109 页图 8.1)的总结,华北克拉通发育的晚中生代“C 型埃达克岩”主要出露在其北、东、南部边缘,都是在晚中生代时期经历过挤压变形地壳增厚的地区(葛肖虹等, 2014)。这些“C 型埃达克岩”并不是干体系部分熔融的结果。

根据 Moyen 和 Stevens(2006)关于基性岩成分初始物失水熔融实验的总结,斜长石在固相线上的消失线具有负的 dp/dT 斜率,斜长石消失线在拉斑玄武质和弧玄武岩成分体系中的位置大致相当于 (2.0 GPa, $860 \sim 900^{\circ}\text{C}$) 与 (1.0 GPa, $950 \sim 1000^{\circ}\text{C}$) 两点间的连线,在科马提质玄武岩成分体系中的位置大致相当于 (2.2 GPa, 930°C) 与 (1.0 GPa, 980°C) 两点间的连线。基性成分初始物的石榴子石稳定压力大约为 $1.0 \sim 1.2$ GPa (Moyen and Stevens, 2006; 同时参见汪洋, 2015 图 1)。因此,基性岩失水熔融形成类似榴辉岩矿物组合(石榴子石 + 单斜辉石、无斜长石)残留相的条件同时受制于温度和压力两个因素。较低温度下基性岩初始物熔融过程中斜长石消失所需压力大,而相对高温条件下斜长石消失所需压力小,在约 $50 \sim 100^{\circ}\text{C}$ 的温度范围内压力值可以相差约 $1.0 \sim 1.2$ GPa。这也意味着制约基性岩失水

熔融形成具有埃达克质地球化学“指纹”(高 Sr 低 HREE)熔体的因素不仅仅是熔融压力。这一点往往被人们所忽视。

3 源岩成分对部分熔融相平衡的制约

源岩(实验初始物)成分是制约部分熔融体系相平衡的另一重要因素。Moyen 和 Stevens(2006)的归纳表明,基性初始物成分的变化会导致失水部分熔融体系角闪石、斜长石稳定域(在 p - T 相图中位置)的显著变化。成分偏基性、全碱含量低的科马提质玄武岩,其部分熔融区域内角闪石消失线位于斜长石消失线之上,在 1.0~2.5 GPa 压力范围内可出现石榴子石+单斜辉石+角闪石的残留相组合“角闪榴辉岩”(取决于单斜辉石的硬玉含量)——榴辉岩相。拉斑玄武质成分初始物的部分熔融区域内角闪石消失线与斜长石消失线几乎重合,在 1.0~2.0 GPa 压力范围内固相线之上、角闪石消失线之下区域形成石榴子石+单斜辉石+角闪石+斜长石的残留相组合(石榴角闪岩——角闪岩相)。成分偏中性、全碱含量较高的弧玄武岩(arc basalt),其部分熔融区域内斜长石消失线位于角闪石消失线之上,在 1.0~2.0 GPa 压力范围内角闪石消失线之上、斜长石消失线之下区域形成石榴子石+单斜辉石+斜长石的残留相组合(属于高压麻粒岩相)。这一事实表明,即使熔融压力相同,初始物组成的变化也可以导致残留相矿物组合(及其对应的变质相)的显著变化。张旗(2015,第 265 页)认为“榴辉岩发生部分熔融形成花岗岩,残留相仍然是榴辉岩相”的论点是片面的。

目前涉及埃达克岩的实验主要以基性岩为初始物,而张超等(2012)则认为,中基性成分($\text{SiO}_2 = 50\% \sim 60\%$)初始物在中等压力($p = 1.0 \sim 1.2$ GPa, 相当于 35~40 km)下失水熔融可以形成“C 型埃达克岩”。焦永玲等(2013)基于大量采用中基性岩为初始物的高温高压实验结果,论证了中基性源岩中等压力下失水部分熔融的残留相中斜长石比例大,而石榴子石的比例不超过 20%,与之平衡的中酸性熔体难以具备埃达克岩的地球化学特征。Boettcher 等(1984)认为,中基性成分初始物与基性岩相比,高压下部分熔融时 SiO_2 活度高,导致发生平衡反应:斜方辉石 + 斜长石 = 单斜辉石 + 石榴子石 + 石英,向左进行。这表明中基性初始物部分熔融体系,

斜长石的稳定域大于基性岩初始物的体系,石榴子石则反之。面对焦永玲等(2013)给出的证据,张超等(2013,第 384 页右栏第 1~4 行)在答复中不得不将其原来的表述修改为“如果大别山 C 型埃达克岩的源岩是 SiO_2 含量 50% 左右、 K_2O 含量 1% 左右的含水变质基性岩(斜长角闪岩),这样的源岩在 1.0~1.2 GPa 压力下(相当于 35~40 km)可以形成大别山晚中生代的高钾钙碱性 C 型埃达克岩”。“基性岩”与“中基性岩”一字之差,其对应的相平衡组合及其岩石成因含义则有相当大的差异。

即使初始物都是基性岩而且残留相矿物组合种类相同,若初始物整体化学成分存在差异,在相同的温压条件下残留相矿物的比例也可以有显著差异。下面以玄武质初始物在 1.0~1.5 GPa 压力下不同实验的残留相中石榴子石比例为例(表 1)来说明:

(1) Zhang 等(2013)在 1.2~1.5 GPa 得到的残留相中石榴子石的比例较 Nair 和 Chacko(2008)在近似压力下的结果高出近 1 倍;Zhang 等(2013)在 1.5 GPa、900℃ 得到的残留相中石榴子石比例为 43.5%,而 Sen 和 Dunn(1994)在 1.5 GPa、925~1025℃ 的数值为 5.0~28.3%。这是由于 Zhang 等(2013)的初始物的 Al_2O_3 含量较 Nair 和 Chacko(2008)、Sen 和 Dunn(1994)所用初始物分别高出 2.24% 和 1.38% 之故。同样地,Qian 和 Hermann(2013)1.5 GPa 的残留相中石榴子石的比例显著高于 Nair 和 Chacko(2008)、Sen 和 Dunn(1994)的结果,也应该是 Qian 和 Hermann(2013)的初始物的 Al_2O_3 含量高于后两者所用初始物之故。

(2) Wolf 和 Wyllie(1994)采用的初始物矿物组成为 67.4% 的普通角闪石和 32.5% 的钙长石($\text{An} = 90$),整体具有很高的 CaO 含量($>14\%$)和 $\text{Mg}^\#$ 值(~ 70),明显不同于表 1 所列其它初始物($\text{CaO} < 12\%$, $\text{Mg}^\#$ (60))。其在 1.0 GPa 下失水熔融残留相的石榴子石比例高的原因可能由于部分熔融时 CaO 活度高,导致平衡反应:角闪石 + 钙质斜长石 = 单斜辉石 + 斜方辉石 + 石榴子石 + 熔体,向右进行所致。

(3) 在 1.0~1.25 GPa 压力条件下部分熔融体系的水含量对形成残留相石榴子石具有抑制作用。Xiong 等(2005)、Qian 和 Hermann(2013)的含水熔融实验(体系 H_2O 2%)中,1.0 GPa 时残留相不含石榴子石,1.25 GPa 时残留相中石榴子石的比例低于 Zhang 等(2013)1.0~1.2 GPa、Wolf 和 Wyllie(1994)1.0 GPa 的结果。

表 1 玄武质初始物 1.0~1.5 GPa 压力下熔融实验的残留相中石榴子石比例的比较

Table 1 Comparison of the garnet proportions in the residuum of some melting experiments with basaltic powder as starting material under pressure between 1.0 to 1.5 GPa

实验	<i>p</i> /GPa	<i>t</i> /℃	初始物 SiO ₂ / %	初始物 Al ₂ O ₃ / %	初始物 CaO/ %	初始物 Mg [#]	残留相中石榴子石比例/ %
Z13	1.0	900	47.48	16.38	11.77	53.9	7.6
Z13	1.2	800	47.48	16.38	11.77	53.9	6.6
Z13	1.2	850	47.48	16.38	11.77	53.9	10.9
Z13	1.2	900	47.48	16.38	11.77	53.9	21.3
Z13	1.2	950	47.48	16.38	11.77	53.9	29.0
Z13	1.2	1 000	47.48	16.38	11.77	53.9	41.7
Z13	1.5	900	47.48	16.38	11.77	53.9	43.5
NC08	1.25	850	51.46	14.14	11.06	54.0	2.5
NC08	1.25	900	51.46	14.14	11.06	54.0	0.3
NC08	1.25	950	51.46	14.14	11.06	54.0	4.7
NC08	1.25	1 000	51.46	14.14	11.06	54.0	8.4
NC08	1.5	900	51.46	14.14	11.06	54.0	21.2
NC08	1.5	950	51.46	14.14	11.06	54.0	25.1
SD94	1.5	925	46.88	15.0	11.28	53.0	5.0
SD94	1.5	950	46.88	15.0	11.28	53.0	10.1
SD94	1.5	975	46.88	15.0	11.28	53.0	21.9
SD94	1.5	1 025	46.88	15.0	11.28	53.0	28.3
WW94	1.0	850	48.4	14.6	14.3	69.4	4.6
WW94	1.0	875	48.4	14.6	14.3	69.4	18.6
WW94	1.0	900	48.4	14.6	14.3	69.4	10.2
WW94	1.0	925	48.4	14.6	14.3	69.4	34.8
WW94	1.0	975	48.4	14.6	14.3	69.4	30.7
X05	1.0	925	48.6 (H ₂ O 5%)	16.7	6.88	55.7	0
X05	1.0	975	48.6 (H ₂ O 2%)	16.7	6.88	55.7	0
X05	1.0	975	48.6 (H ₂ O 5%)	16.7	6.88	55.7	0
X05	1.0	1 025	48.6 (H ₂ O 2%)	16.7	6.88	55.7	0
X05	1.0	1 025	48.6 (H ₂ O 5%)	16.7	6.88	55.7	0
X05	1.5	975	48.6 (H ₂ O 5%)	16.7	6.88	55.7	5.9
X05	1.5	975	48.6 (H ₂ O 2%)	16.7	6.88	55.7	14.5
QH13	1.0	800	49.8 (H ₂ O 6%)	15.7	9.04	60	0
QH13	1.0	900	51.0 (H ₂ O 4%)	16.14	9.16	60	0
QH13	1.0	1 000	52.3 (H ₂ O 1.8%)	16.61	9.29	60	0
QH13	1.25	800	51.0 (H ₂ O 4%)	16.14	9.16	60	0
QH13	1.25	900	51.0 (H ₂ O 4%)	16.14	9.16	60	18
QH13	1.35	800	51.0 (H ₂ O 4%)	16.14	9.16	60	44.6
QH13	1.5	800	51.0 (H ₂ O 4%)	16.14	9.16	60	2.7
QH13	1.5	900	49.8 (H ₂ O 6%)	15.7	9.04	60	50
QH13	1.5	1 000	52.4 (H ₂ O 1.5%)	16.68	9.31	60	53.5
QH13	1.5	1 000	52.2 (H ₂ O 2%)	16.57	9.28	60	51.2

NC08: Nair and Chacko(2008), QH13: Qian and Hermann(2013), SD94: Sen and Dunn(1994), WW: Wolf and Wyllie(1994), X05: Xiong *et al.* (2005), Z13: Zhang *et al.* (2013); 其中 SD94、WW94 实验结果均选择在相同温度下实验时长最久的结果, X05、QH13 实验初始物 SiO₂ 含量后的括号内为实验所加 H₂O 量; 残留相中石榴子石的比例均为质量分数。

所以,张超等(2012,第 45 页)关于“(中基性岩)在 1.0~1.2 GPa(35~40 km)的压力下,石榴子石可以达到熔融残余 20%~30% 的比例是毋庸置疑的”看法,其理论依据仅仅基于特殊成分(高 Al 或 Ca

含量)基性起始物的熔融实验结果,对其它成分基性岩的部分熔融体系不具有普遍性。

有学者认为,加厚的长英质下地壳在高压下的部分熔融可以形成不具有负 Eu 异常的正长岩/粗面

岩(Deng *et al.*, 1998; 邓晋福等, 2004)。这种观点实际上是基于 Wyllie 及其合作者关于 Q-Ab-Or-H₂O (haplogranite) 体系实验结果的外推, 即 Q-Ab-Or-H₂O 体系的共熔最低点在 0.1~3 GPa 条件下, 随着压力升高逐渐向 Ab 端点移动, 熔体的 SiO₂ 含量逐渐降低(Deng *et al.*, 1998, 第 750 页的 Fig. 3)。据此 Deng 等(1998, 第 754 页 Fig. 5)推测在 $p > 2.0$ GPa 条件下长英质源岩的共熔最低点的熔体成分为正长质/粗面质, 对应的残留相是柯石英 + 硬玉或硬玉质单斜辉石 + 石榴子石。但是, Montel 和 Vielzeuf (1997)对杂砂岩进行的熔融实验表明, 正长质岩浆不可能直接形成于长英质岩石的深熔作用。Patino Douce 和 McCarthy(1998)用白云母片岩、变质杂砂岩和钙碱性英云闪长岩作为初始物进行的脱水熔融实验表明, 770~1 070℃、0.6~3.0 GPa 条件下形成的熔体都是花岗质的(SiO₂ = 71%~75%)。Litvinovsky 等(2000)对天然花岗岩样品的实验岩石学研究显示, 加厚地壳条件(1.5~2.5 GPa)下长英质岩石发生部分熔融所形成的熔体是花岗岩成分(SiO₂ = 72%~73%), 而不是正长质成分; 当部分熔融程度低于 30%~40%时残留相主要是石榴子石、辉石和三元长石, 三元长石中钠长石端员比例高达 56%~72%。与理想的 Q-Ab-Or-H₂O 的一致(congruent)熔融体系不同, 天然花岗岩中含有镁铁矿物, 其部分熔融行为属于不一致(incongruent)熔融, 熔体的形成伴随有转熔矿物——低 SiO₂ 的镁铁矿物石榴子石、单斜辉石的形成, 多余的 SiO₂ 进入熔体, 导致熔体成分是(狭义)花岗质而非正长质。所以, Deng 等(1998)推测的长英质初始物高压部分熔融的近固相线(near solidus)的柯石英 + 硬玉或硬玉质单斜辉石 + 石榴子石残留相组合是不正确的。实验岩石学研究表明, 加厚长英质下地壳的部分熔融不能形成正长质/粗面质岩浆, 低比例熔融($F \leq 30\%$)形成的熔体也不会具有埃达克岩的高 Sr 特征(富钠长石的三元长石是残留相矿物)。

综合上述, 在 1.0~2.5 GPa 范围内, 基性岩(SiO₂ < 50%)失水部分熔融体系较中基性岩(SiO₂ = 50%~60%)体系, 易于形成含石榴子石而缺乏斜长石的残留相矿物组合, 而中基性岩、中性岩以及酸性岩失水部分熔融相图中, 斜长石的稳定域较基性岩体系向高压范围扩大, 不利于形成具有“埃达克质”地球化学“指纹”(高 Sr 低 HREE)的熔体。即便初始物的 SiO₂ 含量相近, 其它主要氧化物含量的差别

也可以显著影响特定平衡条件下的残留相矿物的组成比例。与残留相平衡的熔体的 Sr、Y 和 HREE 含量不仅受制于残留相的矿物组合, 同时也受到残留相中不同矿物比例的影响(即总分配系数值的变化)。也就是说, 即使残留相矿物组合相同, 其中矿物比例的差异将导致熔体中 Sr、Y 和 HREE 含量的明显变化。相关的模拟计算方法可以参考 Foley (2008)、Moyen (2009)、Qian 和 Hermann (2013)、Zhang 等(2013)。Moyen(2009)以及 Qian 和 Hermann(2013)的研究表明, 如果源岩本身就是相对富集 Sr 而贫 HREE 的(陆壳内的基性岩很多都具有这种地球化学特征), 那么即使残留相不是“榴辉岩”, 而是石榴角闪岩, 与之平衡的熔体的 Sr、HREE 含量也可以达到埃达克岩的标准。所以说, 岩石的 Sr、HREE 含量符合“埃达克岩”的标准并不意味着其岩浆曾经与“榴辉岩”残留相平衡。正是在这个意义上, 张旗(2011, 2015)认为埃达克岩的高 Sr 低 Yb 特征仅仅与熔融压力有关的认识是片面的, “埃达克岩真谛是源区有石榴石无斜长石”的提法仅对源岩是由俯冲洋壳(主要成分均匀、Sr 含量不高、REE 没有分馏的 MORB)部分熔融形成的(经典)埃达克岩是成立的, 对于“C 型埃达克岩”而言则不然。

4 富钾源岩部分熔融能否形成“C 型埃达克岩”?

“C 型埃达克岩”高钾特征的成因一直有争议(张旗等, 2008; 汪洋等, 2010; Xiong *et al.*, 2011; 张超等, 2012, 2013; 焦永玲等, 2013)。张超等(2012, 2013)认为, “C 型埃达克岩”高钾源于源岩钾含量高以及钾在斜长角闪岩熔体中的强不相容元素行为。在设定残留相矿物组合及其比例的情况下, 含 1.0%左右 K₂O 的源岩在部分熔融程度 $F = 15\% \sim 20\%$ 时能够得到类似大别山“C 型埃达克岩”成分的高钾(K₂O = 3.5%~5.0%)熔体(张超等, 2012)。汪洋等(2010)指出, 当源岩的钾含量增加到一定程度时, 钾在熔体中的地球化学行为不再遵守稀溶液近似原则, 基于强不相容假设的模拟计算将过高估计熔体的钾含量。

焦永玲等(2013)根据 Skjerlie 和 Patino Douce (1995)、Skjerlie 和 Johnston(1996)采用富钾(K₂O 分别为 0.6% 和 1.64%)初始物的实验结果, 在应用与张超等(2012)相同的矿物-熔体分配系数的前提下,

在 $F = 9\% \sim 29\%$ 范围内,通过批式部分熔融公式计算得到的熔体 K_2O 值,其结果比相应的实测值偏高 $22\% \sim 213\%$ (表 2)。必须指出的是,焦永玲等(2013)并没有选择 Skjerlie 和 Patino Douce(1995)、Skjerlie 和 Johnston(1996)实验批次(experimental run)中那些残留相含有黑云母等钾的相容矿物的实验结果。

本文进一步补充了 Qian 和 Hermann(2013)、Zhang 等(2013)实验结果的模拟计算(表 2)。结果显示, $K_2O = 0.4\% \sim 0.6\%$ 的基性源岩在 $F = 10\%$

$\sim 27\%$ 范围内,通过批式部分熔融公式计算得到的熔体 K_2O 值,其结果比相应的实测值偏高 $28\% \sim 64\%$ (表 2),这其中包括了张超自己的实验数据(Zhang *et al.*, 2013)。从表 2 还可以看出,在 $F = 10\% \sim 20\%$ 范围内模拟计算与实测值的偏差程度整体大于 $F = 20\% \sim 30\%$ 的偏差程度。因此,张超等(2012)认为含 1.0% 左右 K_2O 的源岩在部分熔融程度 $F = 15\% \sim 20\%$ 时能够得到类似大别山“C 型埃达克岩”成分的高钾($K_2O = 3.5\% \sim 5.0\%$)熔体的推论不可信。

表 2 部分熔融实验熔体的 K_2O 含量与依据批式部分熔融公式计算值的比较[据焦永玲等(2013)有补充]

Table 2 Comparison between the K_2O values of melts from the partial melting experiments and the values calculated by the batch melting formula (modified after Jiao Yongling *et al.*, 2013)

实验	p/GPa	$F/\%$	D	初始物 $K_2O/\%$	实测 $K_2O/\%$	计算 $K_2O/\%$	偏差/ $\%$
SPD95	1.0	15	0.042	0.6	1.61	3.21	+99
SPD95	1.0	28	0.035	0.6	1.43	1.97	+38
SJ96	1.0	9	0.080	1.64	4.03	10.0	+148
SJ96	1.0	19	0.071	1.64	4.05	6.64	+64
SJ96	1.25	9	0.071	1.64	3.39	10.6	+213
SJ96	1.25	22	0.065	1.64	3.15	6.07	+93
SJ96	1.5	25	0.053	1.64	4.26	5.66	+33
SJ96	1.5	26	0.051	1.64	4.44	5.50	+24
SJ96	1.5	29	0.056	1.64	4.03	4.97	+22
SJ96	2.0	18	0.043	1.64	4.47	7.61	+70
SJ96	2.0	23	0.046	1.64	4.93	6.18	+25
Z13	1.2	10.7	0.061	0.41	1.55	2.53	+64
Z13	1.2	13.6	0.054	0.41	1.48	2.24	+52
Z13	1.2	21.4	0.043	0.41	1.29	1.65	+28
QH13	1.0	23	0.084	0.53	1.34	1.80	+34
QH13	1.0	13	0.065	0.58	1.98	3.11	+57
QH13	1.25	14	0.053	0.55	2.20	2.96	+35
QH13	1.5	27	0.044	0.55	1.13	1.82	+61

QH13: Qian and Hermann(2013), SJ96: Skjerlie and Johnston(1996), SPD95: Skjerlie and Patino Douce(1995), Z13: Zhang *et al.* (2013); 所选实验批次(experimental run)的残留相均不含黑云母等钾的相容矿物; D 值为酸性熔体-残留相的钾元素总分配系数,计算所依据的钾在各矿物-熔体间的分配系数值与张超等(2012)的模拟计算保持一致,来自 Nagasawa 和 Schnertler(1971)、Philpotts 和 Schnertler(1970)以及 Nash 和 Crecraft(1985);各实验的熔融分数(F)与残留相矿物比例均来自相应的文献。

需要强调的是,在富钾的基性、中基性源岩体系中,当源岩的钾含量高,以至于其不遵循稀溶液 Henry 定律时,不能使用那些基于简单分配系数的各种微量元素定量计算公式(如批式部分熔融公式)来估算熔体的钾含量。Henry 定律是稀溶液所遵循的最重要的经验规律,表达为“在一定条件下,稀溶液中溶质的活度与溶质的摩尔分数成正比”,即:

$$a_i = \gamma_i X_i$$

式中, a_i 为溶质 i 的活度, X_i 为溶质 i 在稀溶液中的摩尔分数, γ_i 为溶质 i 的活度系数。符合 Henry 定律的稀溶液的溶质(i)的量有一定的范围,超过这一

浓度范围的极限时溶液不遵守 Henry 定律而成为偏离 Henry 定律的非理想溶液。包括批式部分熔融公式在内的微量元素模拟计算公式的理论基础是能斯特分配定律,而能斯特分配定律仅对稀溶液适用(参见王中刚等,1989 第 385 页;李昌年,1992 第 9 ~ 11 页)。能斯特分配定律表达为“在一定温度、压力下溶质在两平衡相之间的浓度比为一常数”,其表征形式是简单分配系数 $K_D^{A/B}$ (简称为 K_D):

$$K_D^{A/B} = C_A^i / C_B^i$$

式中, C_A^i 为溶质 i 在 A 相中的浓度, C_B^i 为溶质 i 在 B 相中的浓度。根据热力学推导(李昌年,1992,第

11 页):

$$K_D^{A/B} = a_i^A/a_i^B = \gamma_i^A X_i^A / \gamma_i^B X_i^B$$

如果两稀溶液 A、B 平衡, 则 γ_i^A/γ_i^B 为常数且近似等于 1, 进而可以推导出:

$$K_D^{A/B} = X_i^A/X_i^B = C_i^A/C_i^B$$

从上面推导可知, Henry 定律是论证能斯特分配定律的前提。因此, 简单分配系数的适用条件包括: 溶质的浓度极小, 从而符合稀溶液的 Henry 定律; 溶质在各相(如 A、B 两相)中的赋存形式相同。如果元素在特定体系中不遵循稀溶液 Henry 定律, 就必须采用 $K_D = a_i^A/a_i^B = \gamma_i^A X_i^A / \gamma_i^B X_i^B$, 即活度形式的分配系数, 因为此时 γ_i^A/γ_i^B 不再为常数, γ_i^A/γ_i^B 也不再近似等于 1。现在发表的元素的矿物-熔体分配系数绝大多数是简单分配系数(即浓度形式的分配形式)而非活度形式的分配系数(Foley, 2008), 采用简单分配系数来定量模拟计算不符合 Henry 定律的元素在残留相与熔体之间的浓度变化显然是不正确的。张超等(2012)关于“C 型埃达克岩”高钾特征成因讨论的错误之处就在于此。

对华北克拉通及其周边中生代“C 型埃达克岩”高钾含量的成因, 不少学者强调源岩钾含量的重要性(Xiao and Clemens, 2007; 张旗等, 2008; 张旗, 2011; Xiong *et al.*, 2011), 甚至认为“钾是非常不相容的元素, 即使不遵守 Henry 定律, 对含钾的源岩熔融产生富钾熔体这个结论毫无影响”。但是, Patino Douce(1999)基于大量实验岩石学研究结果指出, 钙碱性花岗质岩石的富钾特征不能归结为富钾源岩。实际上, 如果源岩中的钾含量过高, 部分熔融产物在化学成分上属于正长岩/粗面岩, 与“C 型埃达克岩”岩性差别甚大(汪洋等, 2010)。Moyen 和 Stevens (2006)根据实验岩石学结果对富碱质的弧玄武岩(arc basalt)成分初始物的模拟计算结果显示, 不论残留相是石榴角闪岩还是榴辉岩, 熔体都是高度富集全碱的正长质/粗面质成分。Xiao 和 Clemens (2007)采用钾玄岩为初始物的失水部分熔融实验得到的熔体是 K_2O 高于 6%、全碱含量大于 11% 的粗面质熔体。根据对已有失水部分熔融实验结果的归纳总结, 汪洋等(2010)指出, 中等富钾贫硅且高 $Mg^\#$ 值的玄武质源岩低程度部分熔融反而有利于形成(狭义)花岗质的“C 型埃达克岩”。

笔者收集了采用中钾、高钾($K_2O = 0.77\% \sim 1.43\%$)含量的基性、中基性岩为初始物的部分熔融实验数据($p = 1.0 \sim 3.2$ GPa)(Sen and Dunn, 1994;

Rapp and Watson, 1995; Price, 2004; Xiong *et al.*, 2005; 周文戈等, 2005; Xiao and Clemens, 2007; 闻卫军等, 2012)[注: 周文戈等(2005)的实验结果中仅选择实验时长为 200 h 的结果], 将熔体的成分与华北中生代“C 型埃达克岩”相比较。与 Xiong 等(2011)的做法不同, 除了对比两者的 SiO_2 、 K_2O 含量外, 本文还考虑了 K_2O 、 Na_2O 的相对含量以及铝饱和和指数(ACNK 值), 结果见图 2。

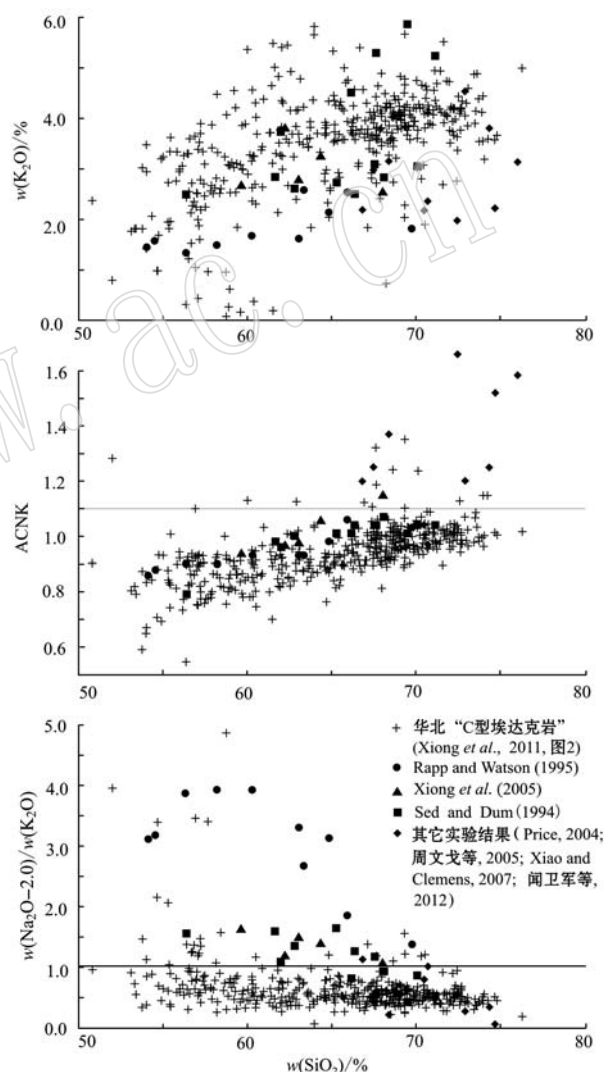


图 2 华北“C 型埃达克岩”与中等富钾、高钾的基性、中基性岩部分熔融的熔体 K_2O-SiO_2 、 $ACNK-SiO_2$ 、 $(Na_2O-2.0)/K_2O-SiO_2$ 比较

Fig. 2 The comparison of K_2O-SiO_2 , $ACNK-SiO_2$, and $(Na_2O-2.0)/K_2O-SiO_2$ between the “C-type adakite” in North China Craton, and the melts from the experiments using the moderate or high potassic basic/intermediate-basic protolith

虽然中钾、高钾源岩熔体的 K_2O 含量与“C 型埃达克岩”有重叠之处,但是仔细考察实验熔体的成分后可以发现, Xiong 等(2005)高钾源岩($K_2O = 1.43\%$)熔体的 K_2O/Na_2O 值很低, $(Na_2O - 2.0) > K_2O$, 表明熔体是钠质的,而“C 型埃达克岩”属于钾质火成岩($Na_2O - 2.0 < K_2O$, 汪洋等, 2010)。Rapp 和 Watson(1995)获得的熔体也显示 $(Na_2O - 2.0) > K_2O$ 的钠质特征,而且其 K_2O 含量也不够高(图 2)。除 Sen 和 Dunn(1994)以外,其他研究者(Price, 2004; 周文戈等, 2005; Xiao and Clemens, 2007; 闻卫军等, 2012)获得的熔体都是强过铝质的($ACNK = 1.2 \sim 1.66$),仅闻卫军等(2012)在 $p = 2.0$ GPa、 $t = 1\ 000^\circ\text{C}$ 和 $1\ 070^\circ\text{C}$ 的 2 个结果例外。华北中生代“C 型埃达克岩”主体属于 $ACNK$ 值小于 1.1 的弱过铝质-准铝质岩石(图 2,同时参见闻卫军等, 2012, 第 629 页图 6),许多“C 型埃达克岩”含角闪石的岩相学特征同样指示它们属于准铝质-弱过铝质岩石(Philpotts and Ague, 2009)。在热力学相平衡条件下得到的花岗质熔体应该与观察到岩石成分相匹配,这样的结果才适合论证相应的岩石成因问题(Brown, 2013)。所以,具有强过铝质成分特征的实验熔体成分不宜直接与“C 型埃达克岩”对比,两者 K_2O 含量相似这一点不能作为中钾、高钾源岩部分熔融可以形成“C 型埃达克岩”富钾特征的证据。Sen 和 Dunn(1994)采用中等富钾($K_2O = 0.8\%$)初始物获得的熔体是准铝质-弱过铝质的,其中低熔融比例的熔体 SiO_2 、 K_2O 含量落在高钾的(狭义)花岗质岩石的范围,随着熔融比例增加熔体变为中性($SiO_2 < 66\%$)、钠质($Na_2O - 2.0 > K_2O$)成分(图 2)。所以,目前的实验岩石学结果还不能说明高钾源岩的部分熔融可以形成具有“C 型埃达克岩”成分特征的熔体(过于富 Al 或者过于富 Na);中等富钾源岩的低比例熔融有可能形成(狭义)花岗质成分的“C 型埃达克岩”,而不能形成中性成分的“C 型埃达克岩”(汪洋等, 2010)。

5 如何理解实验岩石学对岩石成因的约束

现代科学哲学研究表明,科学研究的进程是在特定的范式(paradigm)——假设(assumption)下开展的不断证伪的过程。对于纷繁复杂的自然现象,科学假设的建立必然建立在简化近似的基础之上,例

如,研究地球围绕太阳的运动规律时假设地球为一个质点。实验岩石学的基本假设是相平衡,只有达到相平衡的实验结果才是进一步探讨岩石成因的基础(Moyen, 2009)。实验岩石学相平衡的基本假设使得人们可以应用经典热力学的 Gibbs 相律来探讨熔融过程的物理化学变化规律(穆克敏等, 1988)。虽然某些实验采用的是与自然岩石有所差别的人工合成样品,但是只要其整体化学成分类似,根据 Gibbs 相律就可以探讨其在特定温压条件下的相平衡组合,从而达到认识熔融过程的目的。虽然地质过程非常缓慢,但由于地质时间漫长,以固-固反应为主的变质反应可以达到平衡,有流体相(如熔体)参与的部分熔融反应也可以达到平衡。只要能满足相平衡的要求,就可以应用经典热力学解决问题。所以,在实验岩石学中常常采用粉末试样或以适量加水的方式以求在可实现的实验时间内使试样达到相平衡,这种做法是可接受的。在以探索岩浆起源过程的成分变化与相的变化为目的的实验岩石学研究中,研究的重点是熔融反应能否实现,而反应动力学不是首要考虑的问题。张旗(2015)所述“实验研究一个最大的困难是解决不了时间的问题”的提法,是对实验岩石学研究内涵缺乏深入了解所致。

根据科学的证伪原则,实验岩石学结果不能用来证明某种特定的岩石成因机制,而是验证该成因机制是否可以(在相平衡的条件下)实现。如果可以,表明这种成岩机制在热力学上可以实现;反之,则表明这种成岩机制(在热力学相平衡的条件下)是不可能实现的。与“榴辉岩”残留相平衡的熔体具有埃达克质岩的地球化学特征这一实验结果,仅仅表明埃达克质熔体有可能通过高压条件下的部分熔融过程形成(因为高压条件有利于生成“榴辉岩”熔融残余),但是不能反过来推论说,埃达克质岩浆只是高压部分熔融的产物。也就是说,与“榴辉岩”残留相平衡的熔体具有埃达克岩地球化学特征(高 Sr 低 Yb)这一事实,并不能证明“C 型埃达克岩”就是产于加厚地壳的底部(榴辉岩相出现的部位)。“榴辉岩”残留相可以形成于相当大的压力范围($1.0 \sim 3.2$ GPa),同时熔体的高 Sr 低 Yb 地球化学特征可以有多种起源[参见 Moyen(2009)以及 Qian 和 Hermann(2013)的相关论述]。所以,张旗(2015)关于实验岩石学的冗长议论既没有对“C 型埃达克岩”的成因提供有价值的新信息,也未能回答 Moyen(2009)关于“C 型埃达克岩”的质疑。

6 小结

(1) 部分熔融过程属于热力学意义的相变反应是毫无疑问的, 而变质相的转变则是(主要)在固态条件下通过变质反应来实现的, 不涉及熔体的形成。有熔体形成的实验都有熔融反应的发生。

(2) 当特定组分的岩石所处温压条件在固相线之上即可发生部分熔融。花岗质岩浆的形成并不一定依赖等压增温条件, 在 p - T 相图中固相线呈现负斜率的区域, 等温加压也可以导致部分熔融作用的发生。

(3) 不一致部分熔融发生之后, 随着熔体的分离, 残留相的整体化学成分与初始物(源岩)不一致, 可以导致残留相矿物组合所体现的“变质相”不同于初始物矿物组合所体现的“变质相”。同样地, 不能简单地认为初始物与残留相两者具有相同的岩性。

(4) 失水熔融体系与含水熔融体系的不同之处在于, 前者在部分熔融前后始终不存在 H_2O 蒸汽相, 而后者在固相线之下存在 H_2O 蒸汽相; 相同之处在于, 固相线之上均形成水不饱和的熔体, 在此意义上它们都属于“湿体系”。下地壳不含自由水这一点不能作为下地壳部分熔融属于无水熔融(干体系)的论据。“C 型埃达克岩”是含水的, 无水熔融(干体系)实验(模拟)不是约束其成因的合理方式。

(5) 现有的实验结果显示, 在正常地壳底部到加厚下地壳底部深度范围内(对应 $p = 1.0 \sim 2.0$ GPa), 基性岩体系较中酸性岩体系失水部分熔融更易形成“榴辉岩相”残留矿物组合, 而中酸性岩体系的斜长石稳定域向高压范围扩大。与此同时, 初始物中除 SiO_2 以外的主要氧化物含量的差别可以显著影响残留相矿物的组成比例。因此, 即便熔融残余的矿物组合种类相同, 其组成比例的差别也将导致熔体中 Sr、Y 和 HREE 含量的明显变化。因此, “C 型埃达克岩”富 Sr 贫 Y、HREE 的地球化学“指纹”是源区温度压力、源岩 H_2O 含量和源岩组成(主量元素和微量元素)的复杂函数, 认为制约“C 型埃达克岩”形成的决定性因素是起源压力的观点是不全面的。

(6) 已有的高钾($K_2O \approx 1.0\%$)基性、中基性源岩部分熔融实验得到的熔体成分相对于“C 型埃达克岩”过于富 Al 或者过于富 Na。中等富钾源岩低比例熔融可以形成高硅的“C 型埃达克岩”, 但不能

形成中性的“C 型埃达克岩”。

(7) 现有实验岩石学证据表明, 只有某些特殊成分(高 Al 或 Ca 含量)的基性($SiO_2 < 50\%$)起始物在 $1.0 \sim 1.2$ GPa 压力下失水熔融残留相中的石榴子石比例较高($> 20\% \sim 30\%$), 其它成分基性岩以及中性岩在相应压力下的熔融残余中石榴子石含量低甚至缺失。同时, 钾在富钾源岩熔融体系中的行为偏离稀溶液 Henry 定律, 不能采用基于简单分配系数的微量元素定量计算公式来模拟其在熔体中的含量。所以, “ K_2O 含量 1% 左右的中基性斜长角闪岩在 $1.0 \sim 1.2$ GPa 压力下部分熔融可以形成大别山晚中生代高钾钙碱性 C 型埃达克岩”的观点并不成立。

References

- Boettcher A, Guo Q, Bohlen S, *et al.* 1984. Melting in feldspar-bearing systems to high pressures and the structure of aluminosilicate liquids[J]. *Geology*, 12: 202~204.
- Brown M. 2013. Granite: From genesis to emplacement[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 125: 1 079~1 113.
- Carswell D A. 1990. Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications[A]. Carswell D A. *Eclogite Facies Rocks*[C]. New York: Blackie, 1~13.
- Clemens J D. 1990. The granulite-granite connexion[A]. Vielzeuf D and Vidal P. *Granulites and Crustal Differentiation*[C]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 25~36.
- Clemens J D. 1992. Partial melting and granulite genesis: a partisan overview[J]. *Precambrian Geology*, 55: 297~301.
- Clemens J D. 2005. Melting of the continental crust: fluid regimes, melting reactions and source-rock fertility[A]. Brown M and Rushmer T. *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*[C]. Cambridge: Cambridge University Press, 297~331.
- Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Zhao Hailing, *et al.* 1998. Trachyte and syenite: petrogenesis constrained by the petrological phase equilibrium[A]. *Proceedings of International Symposium for 100th Anniversary of Peking University*[C]. Beijing: Seismological Press, 745~757.
- Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Su Shangguo, *et al.* 2004. Petrogenesis, Tectonic Environment and Metallogeny[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~381(in Chinese).
- Fan Qicheng, Liu Ruoxin and Li Huimin. 1998. Zircon geochronology and rare earth element geochemistry of the granulite xenolith from Hannuoba area[J]. *Chinese Science Bulletin*, 43(2): 133~137.

- Foley S. 2008. A trace element perspective on Archean crust formation and on the presence or absence of Archean subduction[A]. Condie K C and Pease V. When did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? [C]. Geological Society of America Special Paper, No. 440: 311~350.
- Fountain D M, Percival J and Salisbury M H. 1990. Exposed cross sections of the continental crust—synopsis [A]. Salisbury M H and Fountain D M. Exposed Cross-Sections of the Continental Crust [C]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 653~662.
- Fyfe W S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archean crust[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 273: 457~461.
- Gao Shan and Liu Yongsheng. 1999. The deep structure and composition of continental crust[A]. Zheng Yongfei. Chemical Geodynamics [C]. Beijing: Science Press, 168~201(in Chinese).
- Ge Xiaohong and Ma Wenpu. 2014. A Textbook on the Regional Tectonics of China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~466 (in Chinese).
- Green T H. 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite[A]. Thorpe R S. Andesites [C]. New Jersey: John Wiley and Sons, 465~487.
- Huang Fang and He Yongsheng. 2010. Partial melting of the dry mafic continental crust: Implications for petrogenesis of C-type Adakites [J]. Chinese Science Bulletin, 55: 2 428~2 439.
- Jagoutz O, Muntener O and Schmidt M W. 2007. The respective roles of hydrous and ‘less-hydrous’ liquid lines of descent for continental crust formation: evidences from the Kohistan arc[J]. Memoire Geosciences Montpellier, 41: 100.
- Jiao Yongling, Wang Yang, Yao Yao, *et al.* 2013. Can partial melting of the hydrous intermediate-basic lower continental crust generate C-type adakites? —Comment on Zhang *et al.* (2012)[J]. Geological Journal of China Universities, 19(2): 373~380 (in Chinese with English abstract).
- Kay R W and Kay S M. 1990. Basaltic composition xenoliths and the formation, modification and preservation of lower crust[A]. Salisbury M H and Fountain D M. Exposed Cross-Sections of the Continental Crust [C]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 401~420.
- Laurie A and Stevens G. 2012. water-present eclogite melting to produce Earth’s early felsic crust[J]. Chemical Geology, 314~317: 83~95.
- Li Changnian. 1992. Application of Trace Elements Geochemistry in Igneous Petrology [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1~195(in Chinese).
- Li Chun, Zhang Liyuan and Qian Shangwu. 1978. Thermology [M]. Beijing: Higher Education Press, 1~386(in Chinese).
- Litvinovsky B A, Steele I M and Wickham S M. 2000. Silicic magma formation in overthickened crust: melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar[J]. Journal of Petrology, 41 (5): 717~737.
- Montel J M and Vielzeuf D. 1997. Partial melting of graywackes: Part II, composition of minerals and melts[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 128: 176~196.
- Moyen J F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”[J]. Lithos, 112: 556~574.
- Moyen J F and Stevens G. 2006. Experimental Constraints on TTG Petrogenesis: Implications for Archean geodynamics [A]. Benn K, Mareschal J C and Condie K C. Archean Geodynamics and Environments [C]. AGU Geophysical Monograph Series, 164: 149~175.
- Mu Kemin and Li Shuxun. 1988. Physical Chemistry of the Crystallization Rocks [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~330 (in Chinese).
- Nair R and Chacko T. 2008. Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin of continental crust [J]. Geology, 36: 583~586.
- Nagasawa H and Schnetzler C C. 1971. Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 35(9): 953~968.
- Nash W and Crecraft H. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(11): 2 309~2 322.
- Patino Douce A E and McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction[A]. Hacker B R and Liou J G. When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks [C]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 27~55.
- Patino Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? [A]. Castro A, Fernandez C and Vigneresse J L. Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques [C]. Geological Society, London, Special Publication, 168: 55~75.
- Philpotts A and Ague J. 2009. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology (2nd Edition) [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1~686.
- Philpotts J A and Schnetzler C C. 1970. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and

- basalt genesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(3): 307~322.
- Price R. 2004. Testing the partial melting of a basaltic underplate: origin of Cretaceous granitoids in Fiordland, New Zealand(MSc Thesis)[D]. University of Vermont, 1~94.
- Qian Q and Hermann J. 2013. Partial melting of lower crust at 10~15 kbar: constraints on adakite and TTG formation[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165: 195~224.
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *Journal of Petrology*, 36: 891~931.
- Sang Longkang and Ma Changqian. 2012. *Petrology* (2nd Edition) [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~620(in Chinese).
- Sen C and Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: 394~409.
- Skjerlie K and Johnston A D. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins[J]. *Journal of Petrology*, 37(3): 661~691.
- Skjerlie K and Patino Douce A E. 1995. Anatexis of interlayered amphibolite and pelite at 10 kbar: effect of diffusion of major components on phase relations and melt fraction[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(1): 62~78.
- Skjerlie K P and 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 of a thickened continental crust and for subduction-zone processes[J]. *Journal of Petrology*, 43: 291~314.
- Smith D C. 1988. A review of the peculiar mineralogy of the 'Norwegian coesite-eclogite Province', with crystal-chemical, petrological, geochemical and geodynamic notes and an extensive bibliography [A]. Smith D C. *Eclogite and Eclogite-facies Rocks*[C]. Amsterdam: Elsevier, 1~206.
- Stevens G and Clemens J D. 1993. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? [J]. *Chemical Geology*, 108: 1~17.
- Vielzeuf D and Schmidt M W. 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 141: 251~267.
- Wan Fang, Zhou Wenge, Jiang Neng, *et al.* 2009. The partition characteristic of trace elements in the partial melting massive amphibolite at 1.5 GPa and 950°C[J]. *Earth Science Frontiers*, 16(1): 125~133(in Chinese with English abstract).
- Wang Yang. 2015. Does the "Guangxi-type granite" have any petrological significance? —A critique on "Geochemistry of the Guangxi-type granite and its tectonic implications"[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34(3): 427~439 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yang and Cheng Suhua. 2010. The "C-type Adakite": A Concept Based on Misunderstanding? [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 29(3): 284~292, 298 (in Chinese with English abstract).
- Wang Zhonggang, Yu Xueyuan and Zhao Zhenhua. 1989. *Geochemistry of the Rare Earth Elements*[M]. Beijing: Science Press, 1~535(in Chinese with English abstract).
- Weinberg R and Hasalová P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review[J]. *Lithos*, 212~215: 158~188.
- Wen Weijun, Zhou Wenge, Fan Dawei, *et al.* 2012. Dehydration melting of a phengite-bearing eclogite at 2.0 GPa and 850~1070°C — Constraints on the petrogenesis of the Early Cretaceous, K-rich adakite in Dabie orogenic belt[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 31(6): 622~634(in Chinese with English abstract).
- Wikipedia. 2015. Partial melting [EB/OL] [2015-04-15]. <http://en.wikipedia.org/wiki/Partial-melting>.
- Wolf M and Wyllie P. 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 369~383.
- Wyllie P J. 1971. *The Dynamic Earth*[M]. New York: John Wiley and Sons, Inc, 1~416.
- Xiao L and Clemens J D. 2007. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints[J]. *Lithos*, 95: 399~414.
- Xiong Xiaolin. 2008. Experimental research of adakites[A]. Zhang Qi, Wang Yan, Xiong Xiaolin, *et al.* *Adakites and Granites: Challenges and Opportunities*[C]. Beijing: Science Press, 37~44(in Chinese).
- Xiong X L, Adam J and Green T. H. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis[J]. *Chemical Geology*, 218: 339~359.
- Xiong X, Liu X, Zhu Z, *et al.* 2011. Adakitic rocks and destruction of the north China Craton: Evidence from experimental petrology and geochemistry[J]. *Science China Earth Sciences*, 54(6): 858~870.
- Xu Xisheng, Zhou Xinmin and Tang Hongfeng. 2002. Underplating of basaltic magma and the generation of granite[A]. Wang Dezi and Zhou Xinmin. *Late Mesozoic Granitic Volcano-Intrusive Complexes*

- and Crustal Evolution in Southeastern China[C]. Beijing: Science Press, 219~229(in Chinese).
- Zhang Chao, Ma Changqian and Francois Holtz. 2012. Partial melting of hydrous lower continental crust: discussion on the petrogenesis of C-type adakites from the Dabie orogen[J]. Geological Journal of China Universities, 18(1): 41~51 (in Chinese with English abstract).
- Zhang C, Holtz F, Koepke J, *et al.* 2013. Constraints from experimental melting of amphibolite on the depth of formation of garnet-rich restites, and implications for models of Early Archean crustal growth [J]. Precambrian Research, 231: 206~217.
- Zhang Chao, Ma Changqian and Francois Holtz. 2013. Reply to "Can partial melting of the hydrous intermediate-basic lower continental crust generate C-type adakites?"[J]. Geological Journal of China Universities, 19(2): 381~384(in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi. 2011. Reappraisal of the origin of C-type adakitic rocks from East China[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 30(4): 739~747 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi. 2015. A tentative discussion on the experimental study of adakite[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 34(2): 257~270(in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Wang Yan, Xiong Xiaolin, *et al.* 2008. Adakite and Granite: Challenge and Opportunity[M]. Beijing: China Land Press, 1~344(in Chinese with English abstract).
- Zhou Wenge, Xie Hongsen, Liu Yonggang, *et al.* 2005. Dehydration melting of solid amphibolite at 2.0 GPa: Effects of time and temperature[J]. Science in China Series D: Earth Science, 48: 1120~1133.
- ### 附中文参考文献
- 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 1~381.
- 樊祺诚, 刘若新, 李惠民. 1998. 汉诺坝捕虏体麻粒岩锆石年代学与稀土元素地球化学[J]. 科学通报, 43(2): 133~137.
- 高山, 刘勇胜. 1999. 大陆地壳深部结构与组成[A]. 郑永飞. 化学地球动力学[C]. 北京: 科学出版社, 168~201.
- 葛肖虹, 马文璞. 2014. 中国区域大地构造学教程[M]. 北京: 地质出版社, 1~466.
- 黄方, 何永胜. 2010. 干的基性大陆下地壳部分熔融: 对 C 型埃达克岩成因的制约[J]. 科学通报, 55(13): 1255~1267.
- 焦永玲, 汪洋, 姚瑶, 等. 2013. 含水中基性大陆下地壳部分熔融能形成 C 型埃达克岩吗? ——与张超等商榷[J]. 高校地质学报, 19(2): 373~380.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~195.
- 李椿, 章立源, 钱尚武. 1978. 热学[M]. 北京: 高等教育出版社, 1~386.
- 穆克敏, 李树勋. 1988. 结晶岩岩石物理化学[M]. 北京: 地质出版社, 1~330.
- 桑隆康, 马昌前. 2012. 岩石学(第 2 版)[M]. 北京: 地质出版社, 1~620.
- 万方, 周文戈, 姜能, 等. 2009. 1.5 GPa、950℃ 下块状斜长角闪岩部分熔融微量元素的分配特征[J]. 地学前缘, 16(1): 125~133.
- 汪洋. 2015. “广西型花岗岩”有岩石学意义吗? ——对“广西型花岗岩的地球化学特征及其构造意义”一文的质疑[J]. 岩石矿物学杂志, 34(3): 427~439.
- 汪洋, 程素华. 2010. “C 型埃达克岩”: 一个基于误解的概念? [J]. 矿物岩石地球化学通报, 29(3): 284~292, 298.
- 王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1~535.
- 闻卫军, 周文戈, 范大伟, 等. 2012. 2.0 GPa, 850~1070℃ 条件下多硅白云母榴辉岩脱水熔融研究——对大别早白垩富 K 埃达克岩成因的约束[J]. 矿物岩石地球化学通报, 31(6): 622~634.
- 熊小林. 2008. 埃达克岩的实验研究[A]. 张旗, 王焰, 熊小林, 等. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇[C]. 北京: 中国大地出版社, 37~44.
- 徐夕生, 周新民, 唐红峰. 2002. 玄武岩浆的底侵作用与花岗岩的形成[A]. 王德滋, 周新民. 中国东南部晚中生代花岗质火山—侵入杂岩成因与地壳演化[C]. 北京: 科学出版社, 219~229.
- 张超, 马昌前, Holtz F. 2012. 含水大陆下地壳的部分熔融: 大别山 C 型埃达克岩成因探讨[J]. 高校地质学报, 18(1): 41~51.
- 张超, 马昌前, Holtz F. 2013. 关于“含水中基性大陆下地壳部分熔融能形成 C 型埃达克岩吗?”的回复[J]. 高校地质学报, 19(2): 381~384.
- 张旗. 2011. 关于 C 型埃达克岩成因的再探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 30(4): 739~747.
- 张旗. 2015. 有关埃达克岩实验应用中几个问题的探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 34(2): 257~270.
- 张旗, 王焰, 熊小林, 等. 2008. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇[M]. 北京: 中国大地出版社, 1~344.
- 周文戈, 谢鸿森, 刘永刚, 等. 2005. 2.0 GPa 块状斜长角闪岩部分熔融——时间和温度的影响[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 35: 320~332.