矿物岩石地球化学通报
Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry
Vol. 23 No. 4, 2004 Oct.

变质作用高峰期后的离子再交换与纯转换反应及对温度压力计算的影响

符巩固[1, 2, 3], 陈广浩[1], 吴春明[2]
1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 广州 510640; 2. 中国科学院 研究生院 计算地球动力学重点实验室, 北京 100039; 3 湖南省地质调查院, 长沙 410011

摘　要: 变质程度达角闪岩相及麻粒岩相的各类变质岩石在变质作用高峰期后, 如果降温速率比较慢, 往往发生退变质性质的离子再交换反应与纯转换反应。这两类退变质反应不可避免地改造了变质高峰期的矿物成分, 使岩石不能准确记录变质作用各阶段的矿物成分和变质作用 *p-T* 轨迹。对这两类反应的研究已成为近年来变质岩石学研究的热点之一。本文通过研究实例, 简要综述了基性麻粒岩中石榴子石-斜方辉石之间的 Fe-Mg 再交换反应、酸性麻粒岩中斜长石-碱性长石之间的 K-Na 再交换反应、泥质片麻岩中石榴子石变斑晶边部的部分分解(纯转换)反应, 以及恢复变质高峰期矿物成分和计算变质高峰期 *p-T* 条件的方法。指出只有在准确恢复变质高峰期变质矿物成分的基础上, 获得的变质作用 *p-T-t* 轨迹才能反映客观地质事实。

关　键　词: 离子再交换反应; 纯转换反应; 矿物成分恢复; 变质峰期条件
中图分类号: P579　　**文献标识码**: A　　**文章编号**: 1007-2802(2004)04-0362-06

每个矿物温度计与压力计都有各自的封闭温度, 它们所记录的是在封闭温度以下的变质温度、压力。因而对于较低级至中级变质作用, 可以获得变质作用高峰期间的温度、压力; 变质程度越高, 例如高角闪岩相至麻粒岩相乃至超高温变质作用, 变质温度有可能超过矿物温压计的封闭温度, 这时温压计记录不了变质高峰期的温、压条件。这是温压计自身不可克服的障碍。矿物温度计记录的温度被认为是"冷却温度", 是有其道理的。

实际上, 变质作用高峰期后, 岩石会经历降温过程, 这个过程往往不可避免地给岩石、矿物打下烙印。上覆岩层遭受剥蚀减薄引起变质岩石抬升、逆冲断层或伸展断层将深层次变质岩石带至浅处, 都会造成变质岩石温度的下降。除非岩石降温速率足够快, 否则降温事件会引起变质矿物之间的离子再交换反应及/或纯转换反应。岩石降温速率越慢, 矿物之间离子的再交换反应、纯转换反应就越显著。造成了今天所观察到的矿物组合, 已不再是变质高峰期的矿物组合了, 因为其成分已经不同程度地被改变了。可以肯定, 这时的矿物温压计根本不可能记录变质作用高峰期的真实 *p-T* 条件。

对变质作用高峰期后的离子再交换反应与纯转换反应的研究, 近期取得显著的进展。本文通过几个研究实例的综述, 探讨这些成果的启示。

1 石榴子石-斜方辉石间的 Fe-Mg 再交换

已知处于深变质的麻粒岩相温压环境中的变质岩石难以保留较高的温度、压力证据, 麻粒岩可能不适合以常规的矿物温压计来恢复变质高峰期的变质条件[1, 2]。D. R. M. Pattison 等指出[3], 尽管对麻粒岩变质作用条件研究已有 30 余年, 可是得到的峰期变质温度却往往与麻粒岩相反应的无水系统实验结果相矛盾。这可能有两个原因: 1) 虽然干环境下形成无水矿物(例如斜方辉石)所需的温度很高, 但如果有流体参与, 却能使无水矿物在远低于干环境所需温度之下形成。这样, 麻粒岩相变质作用的温度有可能本来就不高; 2) 麻粒岩相变质作用温度可能很高, 在变质高峰期后, 由于存在 Fe-Mg 离子退变质性质的再交换作用, 使矿物组合所记录的温度偏低。总之, 尽管有流体参与麻粒岩相变质作用, 但大多数麻粒岩相变质作用是在干的条件下发生的, 说明矿物组合不能反映真正的麻粒岩相变质温度。

收稿日期: 2004-02-23 收到, 2004-07-15 改回
基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40002017)
第一作者简介: 符巩固(1966—), 男, 博士研究生, 从事大地构造和矿床学研究. E-mail: fugonggu@163.com.
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

麻粒岩相变质作用温度是根据共生矿物石榴子石、斜方辉石、单斜辉石、堇青石及黑云母之间的 Fe – Mg 分配温度计计算的。这些矿物对之间的 Fe–Mg 交换反应的封闭温度低于麻粒岩相峰期变质温度。这就出现两个问题: 1) 温度计封闭温度是略低于峰期变质温度, 还是显著低于峰期变质温度? 或者退变质性质的 Fe– Mg 再交换反应, 使计算的温度略微降低(< 50 ℃), 还是显著偏低(> 100 ℃)? 2) 如果计算温度较真实变质温度低得多, 那么需要采用什么方法来恢复峰期变质温度[3]?

D. R. M. Pattison 等[3] 等系统总结了前人所做的角闪岩相-麻粒岩相岩石相平衡实验, 得出麻粒岩相最低温度在 850 ℃以上的结论。他们对 62 个麻粒岩地质体中含有石榴子石+ 斜方辉石+ 斜长石+ 石英矿物组合的 414 个岩石样品的研究, 发现石榴子石 – 斜方辉石 Fe– Mg 交换温度计计算温度往往低于麻粒岩相最低温度 100 ℃左右, 而基于石榴子石 – 斜方辉石之间 Al_2O_3 组分的纯转换反应温度计[4] 计算的温度则较客观地反映了岩石的变质程度。可以肯定, 在麻粒岩相变质作用高峰期后, 石榴子石-斜方辉石之间发生了 Fe– Mg 再交换, 从而使温度计记录的变质温度明显偏低[3]。基于此, 他们给出了校正变质高峰期石榴子石、斜方辉石间 Fe– Mg 含量及计算峰期温度的方法:

(1) 根据电子探针分析得到的石榴子石、斜方辉石成分, 计算出图 1(A) 中的反应曲线 ⑧(温度计模式反应 alm= 3fs+ Al– Opx) 和反应曲线 ⑨(即压力计模式反应 2 alm+ gros+ 3 qtz= 6 Fs+ 3 An) 交叉点 B, 该点代表对矿物成分未做任何校正情况下得到的温度与压力。由于采用了基于石榴子石和斜方辉石之间 Al_2O_3 组分的纯转换反应, 该温度计计算结果较接近麻粒岩相峰期温度。

(2) 再计算图 1(a) 中的反应曲线 ⑦(即 Fe-Mg 交换温度计模式反应 alm+ 3 En= 1 pyr+ 3 Fs) 和压力计曲线 ⑨的交点, 得到未经矿物成分校正的温度和压力条件, 即图中的 A 点。由于在变质高峰期后石榴子石– 斜方辉石之间发生了 Fe– Mg 再交换, 点 A 温度明显低于 B 点。

(3) 参考岩石中石榴子石、斜方辉石的体积含量及其成分, 适当改变其 Fe/Mg 值(Al_2O_3 含量相应改变), 再重复上述两个步骤, 获得新的 A、B 两点。经矿物成分初步校正后, 新的 A、B 两点距离缩小。

(4) 重复上述步骤, 直到计算出的新 A、B 两点位置重合(图 1B), 此时得到的石榴子石、斜方辉石成分就是变质高峰期的成分, 计算的温度、压力也就反映了变质高峰期的条件。

D. R. M. Pattison 等[3] 还发现岩石中存在的铁镁质矿物(堇青石、黑云母) 之间都发生了 Fe– Mg 再交换, 于是开发了新的石榴子石-斜方辉石温度计计算软件[3], 且已得到成功的应用[5]。

2 斜长石–碱性长石间的 K–Na 再交换

含有斜长石和碱性长石的麻粒岩在变质峰期后的降温过程中, 两种长石之间会发生离子再交换。H. Kroll 等[6] 指出, 为保持电荷平衡, 斜长石和碱性长石间会同时发生 Al– Si、K– Ca 离子的再交换反应。但 Al– Si 的交换速率很低, 在降温早期这种再交换就已基本停止, 即两矿物中的 Ca 实际上已经成封闭体系。但由于 Na– K 再交换同 Al– Si 再交换没有关系, 所以 Na-K 再交换过程不会停止。这样, 在离子再交换作用最终停止时, 由于矿物中变质峰期的 K、Na、Ca、Al 成分保存的程度不同, 实际上斜长石、碱性长石很可能不是峰期时平衡共生的矿物对。此时, 如用二长石温度计求算变质峰期温度, 就需对斜长石、碱性长石的成分做适当校正。

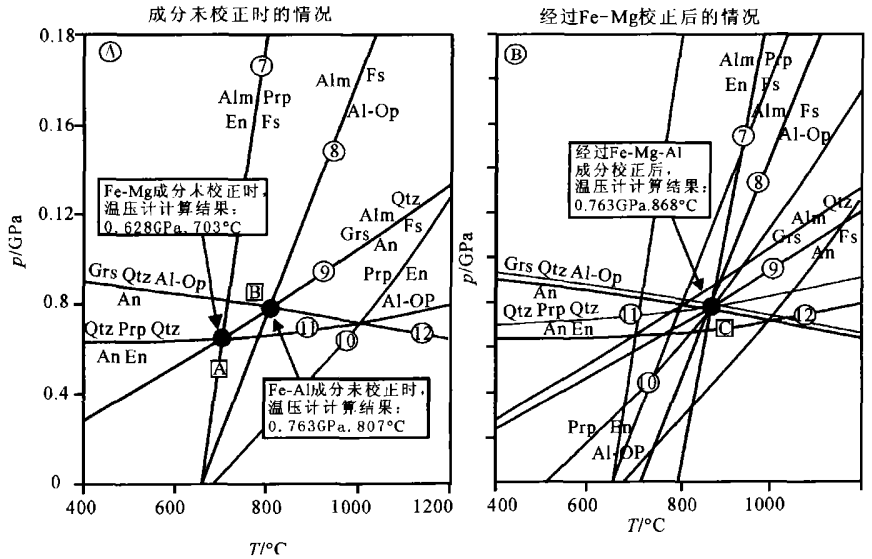

图 1 经历 Fe-Mg 再交换的石榴子石– 斜方辉石成分的校正和麻粒岩相峰期温压的计算[3]

Fig. 1 Retrieving of mineral compositions and *p–T* calculation of a mafic granulite sample

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

如图 2(A)所示,变质高峰期处于热力学平衡的斜长石 P_0、碱性长石 A_0 位于同一等温线上,由于后期降温期间 Na- K 再交换的影响,成分最终分别演变到不位于同一等温线上 P、A 两点。显然,直接利用并不平衡的斜长石和碱性长石成分获得的三个"变质高峰温度" T_{Ab}、T_{An}、T_{Or} 必定不相等[6]。

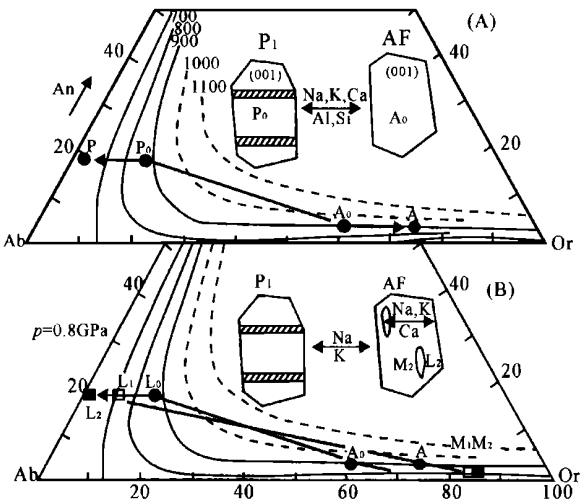

图 2 两种长石之间的 K-Na 再交换(A)及碱性长石内斜长石页片的出溶(B)[6]

Fig. 2 Simplified model of cooling history and exsolution events of a plagioclase-alkali feldspar pair (A), and the recovery of peak mineral compositions and the consistent two-feldspar temperatures (B)[6]

降温期由于斜长石、碱性长石中的 Ca 基本恒定,所以斜长石的成分从 P_0 点沿基本平行于 Ab- Or 直线方向向富 Ab 方向演化到 P 点,碱性长石则从 A_0 点沿基本平行于 Ab- Or 线方向向 Or 方向演化到 A 点。这是两种长石之间的离子再交换反应(图 2A)。此外,在两种长石间的 Al- Si 交换停止后,碱性长石中 Ca、Al 组分达到超临界状态,发生晶内出溶作用,产生斜长石出溶页片,形成具有斜长石出溶页片的条纹长石(图 2B)。这时斜长石则通过与碱性长石连续交换 K、Na 离子而不断改变着成分,但斜长石中并不出现碱性长石的出溶页片,所以没有成为反条纹长石[6]。

碱性长石中最初出溶的斜长石页片 L_0 与基质斜长石 P_0 成分近于一致。降温过程碱性长石中同时发生两个过程:碱性长石成分从 $A_0 \rightarrow A$ 和斜长石出溶页片成分从 $L_0 \rightarrow L_2$;同时碱性长石基质成分则从 $M_0(\cong A_0) \rightarrow M_2$。在略低于两种长石间 Al- Si 再交换封闭温度下的某一温度,碱性长石晶内停止 Al- Si 再交换,此时的斜长石出溶页片和碱性长石基质成分分别为 L_1 和 M_1。此后,出溶页片体积不再增大,与碱性长石基质间只存在 Na- K 再交换,其成分分别从 L_1 和 M_1 演变到 L_2 和 M_2[6]。

可见,在麻粒岩降温过程中,不仅存在两种长石之间的 Na- K 再交换反应,碱性长石也发生晶内出溶及相应的化学成分变化。所以,实际上此时的两种长石已不再是平衡共生矿物。要恢复峰期温度,还须做矿物成分校正。对碱性长石可以根据平行(001)切面的斜长石出溶页片和碱性长石基质的成分及其相对体积,通过计算恢复化学成分。

如果斜长石、碱性长石 Ca 含量恒定,则恢复峰期温度的简单过程是,分别固定斜长石和碱性长石的 Ca 含量,再沿平行于 Ab- Or 连线,将斜长石成分向富 K 方向校正,而将碱性长石成分向富 Na 方向校正,直到两种长石的成分点在 Ab-An-Or 等温图中(接近)位于同一等温线上为止。此时等温线代表的温度就是变质高峰期的温度,或者说记录了岩石所经历的变质高峰期的最低温度,而这两个成分点就分别代表了变质高峰期的两种长石成分[6]。如果不做校正,根据两种长石温度计得到的三个温度 T_{an}、T_{ab} 与 T_{or} 通常是不相等的,且往往相差很大;H. Kroll 等[6]对斯里兰卡麻粒岩的研究表明,两种长石成分校正前得至的三个温度相差达 200~ 600℃,而校正后三个温度基本一致。P. Raase[7] 对斯里兰卡麻粒岩的研究也表明,两种长石成分的校正是必须的。

3 角闪岩相泥质岩中 Fe- Mg 再交换反应与纯转换反应

泥质岩对环境物化条件变化反应灵敏,是研究变质作用的理想对象。泥质岩中往往出现石榴子石变斑晶,且石榴子石出现的温度范围相当宽。实际上,对矿物成分环带的成因研究,包括石榴子石环带、斜方辉石环带[8]、多硅白云母环带[9]、角闪石环带[10]、绿帘石环带[11]、斜长石环带[12]都取得了一些进展,为变质反应动力学打下了基础。其中以石榴子石环带的研究最为深入。

对变泥质岩中石榴子石-黑云母-绿泥石-白云母-斜长石-石英组合生长的模拟计算[13]表明,随着温度的升高和矿物的生长,从核部到边部,石榴子石中 Fe/(Fe+ Mg)值与 Mn 含量逐渐降低。在穿越石榴子石边部-核部-边部的成分剖面上,Fe/(Fe+ Mg)值与 Mn 含量呈现低- 高- 高峰- 高- 低的类似"钟状"的变化,此为石榴子石典型的"生长环带"。如加拿大格林维尔省泥质变质岩中的石榴子石[14]、四川丹巴递增变质带中泥质岩中的某些石榴子石[15]。当然,也有一些成分剖面表现为 Fe/(Fe+ Mg)值基本平坦、

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Mn 含量明显呈“钟状”的石榴子石[16], 或者剖面中 Fe/(Fe+ Mg) 值与 Mn 含量都平坦的石榴子石[17], 也属于生长环带。

变质高峰期后的冷却会导致石榴子石成分的改变。通常石榴子石成分没有完全改变, 仅仅边部有变化, 这样的成分剖面表现为钟状剖面的边缘向上“翻卷”, 即边部一定宽度范围内, 越向边缘 Fe/(Fe+ Mg) 值越高, 此为石榴子石的“扩散环带”。如韩国 Hwacheon 麻粒岩杂岩中的石榴子石扩散环带[18]。长期以来, 人们大多将石榴子石边部化学成分的改变归因于后期降温期间元素的扩散作用, 而忽视了退变质性质的纯转换反应[19]。喜马拉雅泥质变质岩中的大多数石榴子石边部就曾发生过不同程度的分解反应: 1) 靠近石榴子石变斑晶区域内、距离石榴子石 0.25~ 1.0 mm 内的基质黑云母数量明显多于远离石榴子石的区域; 2) 靠近石榴子石区域内的黑云母富铁, 远离者则明显降低; 3) 靠近石榴子石的区域新生斜长石中的包裹体数量明显少于远离的区域[21]。

发生分解的石榴子石边部成分的变化, 被解释为未分解的石榴子石粒径较大, 降温期间边部发生不同程度的分解, 应该将 Mn 释放到岩石基质中; 但是, 角闪岩相变泥质岩中的铁镁质矿物基本只有石榴子石和黑云母。与石榴子石相比, 黑云母中 Mn 含量低到可以忽略不计, 所以大部分 Mn 无法赋存于黑云母中, 而只能富集于石榴子石边部, 由此造成石榴子石边部 Mn 的富集[19]。

角闪岩相变泥质岩中石榴子石和黑云母的成分特征如下[19]: 1) 保存变质高峰期成分的石榴子石, 呈现典型“钟状”剖面; 2) 仅发生变质高峰期后元素(通常是 Fe、Mg、Mn) 再交换反应的石榴子石, 只在边部出现 Fe/(Fe+ Mg) 值的“反弹”, 造成 Fe/(Fe+ Mg) 值曲线在边部内侧出现一个成分“低谷”, 而其 Mn 含量仍呈钟状剖面(图 3A 右侧)。此时, 仅仅经历这种 Fe-Mg 再交换反应的黑云母, 其 Fe/(Fe+ Mg) 值下降(图 3B 右侧); 3) 经历纯转换反应(分解) 的石榴子石, 成分剖面图中, 边部既出现 Fe/(Fe+ Mg) 值的“反弹”, 又有 Mn 含量的反弹(图 3A 左侧)。经历石榴子石边部分解反应的黑云母, 其边部 Fe/(Fe+ Mg) 值会升高(图 3B 左侧)。应该注意的是, 石榴子石边部分解及/或 Fe- Mg 再交换的程度不同, 边部的 Fe/(Fe+ Mg) 值曲线、Mn 含量曲线上成分“低谷”的位置未必一致。

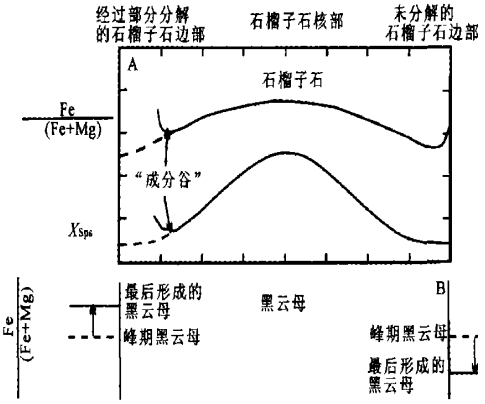

图 3 A 为石榴子石成分剖面, B 为黑云母成分剖面

Fig. 3 Schematic zoning profile across typical amphibolite-grade garnet(A) and biotite(B)

通常采用具进变质环带的石榴子石变斑晶边部的成分(边部 Fe/Fe+ Mg、Mn 含量都是最低) 和基质中黑云母的成分来计算温度和压力。如果仅仅是石榴子石- 黑云母之间出现 Fe- Mg 再交换(石榴子石边部不发生分解), 黑云母中 Mg 含量会升高, 计算出的温度偏低。如果石榴子石边部发生分解, 黑云母中的 Fe 含量升高, 计算出的温度会大大偏高[19]。对尼泊尔 Darondi 山谷的泥质岩样品 DH-58 来说, 如果采用通常的方法计算其变质温度, 即石榴子石中 Fe/(Fe+ Mg) 值最小处的成分数据和基质黑云母成分配对, 则计算出的变质温度高达 825℃、压力 1.7 GPa, 这比样品周围的岩石温度高出约 200℃, 压力高出约 0.6 GPa。此外, 样品 DH-58 计算出的变质条件属于麻粒岩相-榴辉岩相, 与白云母脱水熔融条件接近, 可是野外既未发现岩石的部分熔融, 也未见麻粒岩或榴辉岩。所以, 有理由认为这样的计算结果不合理, 或者说石榴子石成分(及/或黑云母成分) 已经发生了变化。

根据石榴子石边部富集的 Mn 成分和推测的边部分解反应(石榴子石+ 白云母= 黑云母+ 斜长石), 可以半定量地计算出石榴子石已分解的体积及分解产生的黑云母数量。M. J. Kohn[19] 假设石榴子石为近于严格的等轴球体、横切石榴子石的剖面正好切过石榴子石中心、泥质岩中仅有石榴子石和黑云母两种铁镁质矿物、石榴子石的分解是辐向对称的, 给出的估算方法如下: 1) 经电子探针分析, 绘出锰铝榴石含量分布图。在石榴子石成分剖面上, X_{Mn} 的变化曲线有两段, 即从核部连续下降, 直到接近边部, 出现一个明显的转折点(图 3A 左侧的成分“低谷”), 从低谷向边部 X_{Mn} 值开始连续增长。以“低谷”为界, 将石榴子石区分为两部分: 未受降温影响的近核部区域(为进变质生长区域) 和受降温期间

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

F- Mg 再交换和纯转换反应(石榴子石分解)影响的区域。2) 由于假设泥质岩中没有除黑云母以外的铁镁质矿物, 而黑云母中含 Mn 甚微, 所以可以认为低谷至石榴子石最边部的 Mn 系已经分解掉的石榴子石原始边部的 Mn。为简化起见, 假设已分解掉的石榴子石边部的 X_{Mn} 石榴子石现在边部的 X_{Mn} 相等, 这样根据 X_{Mn} 值变化和质量平衡关系, 可计算出石榴子石已经分解掉的原始边部(球壳状)的体积, 进而计算出原始石榴子石的体积、半径。当然, 也可建立一个石榴子石原始模型(即 X_{Mn} 从核部向边部平滑递减)估算其原始边部的最低 X_{Mn} 值, 以获得分解部分的体积数据。3) 为简化起见, 假设石榴子石成分曲线"低谷"(图 3A 左侧)处测得的 X_{Fe}、X_{Mg} 值就是已经分解掉的原始边部的值, 该两项数值乘以分解掉的石榴子石体积, 就可得到因分解而释放到基质中的 Fe、Mg 数量。最后, 仍需考虑石榴子石与基质黑云母间的 Fe- Mg 再交换所引起的 X_{Fe}、X_{Mg} 变化, 进而得到原始黑云母的成分(*http://www.geosociety.org/pubs/ft2000.htm*, 文件名"2000111")。

从以上介绍得知, 他们的方法尚不完备。尤其是根据 Mn 含量的变化来估算石榴子石的分解体积, 而这个方法对于贫 Mn 石榴子石的误差显然较大。但这一方法却开拓了人们解决此类问题的新思路。M. J. Kohn 等[19]的研究表明, 尽管现在岩石中黑云母体积含量达 27(±2)%, 计算恢复出的变质高峰期岩石中黑云母的体积含量却仅有 15%, 在经过恢复峰期石榴子石体积与成分、黑云母成分后, 计算得到的样品 DH-58 的变质温度为 575℃、压力为 1.1 GPa, 与野外情况相符。可见, 峰期矿物成分的校正是必须的。

4 讨 论

上述三个实例分别对应于基性麻粒岩、中酸性麻粒岩与泥质片麻岩。在研究变质程度达到角闪岩相及以上的岩石时, 无论其原岩性质如何, 均需特别注意岩石是否经历了退变质性质的离子再交换反应与纯转换(分解)反应。识别这两种反应的难易程度也不同。斜长石- 碱性长石之间单纯的 K- Na 再交换反应, 可通过二长石温度计的 3 种计算温度较大的差别(±50℃以上)来判断。但是, 单纯的 Fe- Mg 再交换反应不会给岩石留下容易识别的痕迹, 单靠岩相学研究是不行的, 除非矿物成分因 Fe- Mg 再交换变得非常明显, 否则有时甚至矿物化学分析及 *p-T* 计算也识别不出来。这给我们提出了一个问题: 如何有效地准确地识别 Fe- Mg 再交换反应及其再交换程度?

相对而言, 岩石中发生的退变质纯转换反应较容易识别。通常这类反应会形成一定的反应结构(如反应边、后成合晶等)。但当纯转换反应进行得较彻底时, 斑晶(如石榴子石)有可能被完全分解掉, 这时仍然可能发现不了这样的反应。

就石榴子石而言, 如果变质峰期石榴子石的粒径小于 2.0 mm, 则其抵御 Fe- Mg 再交换反应、纯转换(分解)反应的能力都很有限。如果小颗粒的石榴子石单纯经历了变质高峰期后的 Fe- Mg 再交换反应, 那么其边部的成分肯定要发生改变。如果改造得彻底, 那么在整个进变质阶段及高峰期生成的石榴子石环带就被"抹平"了。与之类似, 如果石榴子石经历了纯转换(分解)反应, 且反应进行得彻底, 小颗粒石榴子石就会消失。如果在原先石榴子石的位置上还没有保留下石榴子石的假象, 那么研究这种岩石时, 则很难获得真实的 *p-T-t* 轨迹。

此外, 在变质碳酸盐岩中识别这两类反应就更难, 原因在于岩石中矿物种类过于简单, 一般仅有方解石、白云石、石英等。但当变质碳酸盐岩中存在某些镁铁质矿物(如橄榄石与辉石等)时, 通过详细的矿物学研究, 仍然有可能探讨岩石中是否发生过此类反应。目前, 很少有人探讨过变质碳酸盐岩与长英质变质岩石。

参考文献(**Reference**):

[1] Frost B R, Chacko T. The granulite uncertity priciple: Limitations on geothermobarometry in granulites [J]. Geol., 1989, 97: 435- 450.

[2] 李江海. *p-T* 记录及其对麻粒岩成因模式的制约[A]. 钱祥麟, 王仁民, 主编, 华北北部麻粒岩带地质演化[C]. 北京: 地质出版社, 1994. 59- 69.
Li Jianghai. *p-T* records in granulites: constraints on model of origin [A]. Qian Xianglin, Wang Renmin, *eds*. Geological evolution of the granulite terrain in north part of North China craton[C]. Beijing: Geol. Pub. House, 1994. 59- 69. (in Chinese)

[3] Pattison D R M, Chacko T, Farquhar J, McFarlane C R M. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange [J]. Journal of Petrology, 2003, 44: 867- 900.

[4] Aranovich L Y, Berman R G. A new garnet- orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in FeO-Al_2O_3-SiO_2 orthopyroxene [J]. Am. Mineral, 1997, 82: 345- 353.

[5] McFarlane C R M, Carslon W D, Connelly J N. Prograde, peak, and retrograde p-T paths from aluminium in orthopyroxene: High-temperature contact metamorphism in the aureole of the Makhavinekh Lake Pluton, Nain Plutonic Suite, Labrador [J]. J. Metamorphic Geo, 2003, 21: 405- 423.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

[6] Krol l H, Evangelakakis C, Coll G. Two-feldspar geothermometry: A review and revision for slowly cooled rocks [J]. Contri Mineral Petrol, 1993, 114: 510- 518.

[7] Raase P. Feldspar thermometry: a valuable tool for deciphering the thermal history of granulite-facies rocks, as illustrated with metapelites from Sri Lanka [J]. Can. Mineral., 1998, 36: 67- 86

[8] 刘贻灿, 徐树桐, 李曙光, 陈冠宝. 大别山北部榴辉岩的退变质特征及其地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2003, 22: 297 - 304.
Liu Yincan, Xu Shutong, Li Shuguang, Chen Guanbao. Retrograde characteristics of the eclogites in northern Dabie Mountains, central China and their geological significance[J]. Bull. Mineral. Petrol. Geochem., 2003, 22: 297- 304. (in Chinese with English abstract)

[9] Pattison D R M, Begin N J. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for Geothermometry [J]. Journal of Metamorphic Geology, 1994, 12: 387- 410.

[10] Nowlan E U, Schertl H-P, Schreyer W. Garnet-omphacite-phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western Alps [J]. Lithos. 2000, 52: 197- 214.

[11] 刘树文, 张进江, 郑亚东. 小秦岭变质核杂岩同变形期的 *p-T-t* 路径[J]. 科学通报, 1997, 42: 312- 318.
Liu Shuwen, Zhang Jinjiang, Zheng yadong. *p-t* path of the metamorphism coeval to deformation, Xiaoqinling metamorphic complex [J]. Chin. Sci. Bull., 1997, 42: 312- 318. (in Chinese)

[12] 刘福来, 靳是琴, 贺同兴. 冀东角闪石成分环带记录的 *p-T-t* 轨迹[J]. 长春地质学院学报, 1993, 23: 368- 372.
Liu Fulai, Jin Shiqin, He Tongxing. The compositional zoning of plagioclase in Early Precambrian Khondalite series in southeastern Inner Mongolia [J]. Changchun Coll Geol., 1993, 23: 368- 372 (in Chinese with English abstract)

[13] Spear F S, Florence F P. Thermobarometry in granulites: Pitfalls and new approaches[J]. Precam. Res., 1992, 55: 209- 241.

[14] Indares A. Metamorphic interpretation of high-pressure-temperature metapelites with preserved growth zoning in garnet, eastern Grenville province, Canadian Shield [J]. Metamorphic Geology, 1995, 13: 475- 486.

[15] Huang M H, Buick I S, Hou L W. Tectonometamorphic Evolution of the Eastern Tibet Plateau: Evidence from the Central Songpan-Garz orogenic belt, western China [J]. Petrology, 2003, 44: 255- 278.

[16] Rios C, Garcia C, Takasu A. Tectono-metamorphic evolution of the Silgar Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes [J]. South American Earth Sciences, 2003, 16: 133- 154.

[17] Abati J, Arenas R, Catalan J R M, Garcta F D. Anticlockwise *p-T* path of granulites from the Monte Castelo gabbro (Ordenes complex), NW Spain[J]. J. Petrology, 2003, 44: 305- 327.

[18] Lee S Y, Cho M. Metamorphic and tectonic evolution of the Hwacheon granulite complex, central Korea: Composite *p-T* path resulting from two distinct crustal-thickening events [J]. Petrology, 2003, 44: 197 - 225.

[19] Kohn M J, Spear F. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates [J]. Geology, 2000, 28: 1127- 1130

The Effects of Post-Peak Retrograde Ion-Exchange and Net Transfer Reactions on the Calculated Temperatures and Pressures

FU Gong-gu[1, 2, 3], CHEN Guang-hao[1], WU Chun-ming[2]

1. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou* 510640, *China*;
2. *Laboratory of Computational Geodynamics, College of Earth Science, Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100039, *China*; 3. *Geological Survey Hunan Provincial Bureaug, Changsha* 410011, *China*

Abstract: If the cooling rate is sufficiently low, retrograde post-peak ion-exchange reactions and/or net transfer reactions may occur in amphibolite facies and higher grade rocks. Such retrograde reactions may inevitably change the compositions of peak minerals and therefore retrieving the peak *p-T* conditions and *p-T-t* paths becomes a difficult work. This paper summaries three typical studies on the retrograde ion- exchange and net transfer reactions during the post-peak cooling, including Fe- Mg re-equilibration between garnet and orthopyroxene in mafic granulites, K-Na re-equilibration between plagioclase and alkali feldspar in felsic granulites and net transfer reactions in amphibolite facies metapelites. Meanwhile, the methods of recovering the peak mineral compositions and peak p-T conditions are also introduced. It is believed that only after the work of retrieving peak mineral compositions be done, should we obtain reliable p-T-t paths for higher grade metamorphic rocks. We also admit that such a task is not always straightforward and some complex conditions may be encountered in studying metamorphic carbonates and metamorphic felsic rocks.

Keywords: retrograde ion-exchange reaction; retrograde net transfer reaction; peak-composition recovery; metamorphic conditions; *p-T-t* path

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net