维普资讯 http://www.cqvip.com

第16卷 第4期 地质科技情报 Vol.16 No.4
1997年 12月 Geological Science and Technology Information Dec. 1997

93—100 P314.2

技术方法

建立古地温曲线的理想地质温压计①

P571

方同辉 马鸿文
(中国地质大学材料科学与工程学院,北京,100083)

摘 要 古地温曲线是岩石圈在特定地质时期热结构的集中体现。采用矿物地质温压计是建立古地温曲线的基本途径。对比研究发现,适于建立古地温曲线的温压计有 Brey 和 Kohler(1990)、Bertrand 和 Mercier (1985)的二辉石温度计,Ellis 和 Green(1979)、Krogh(1988)、Berman 等(1995)的石榴石-单斜辉石 Fe^{2+}—Mg 交换反应温度计,Nickel 和 Green(1985)、Brey 和 Kohler(1990)的石榴石-斜方辉石 Al 压力计,以及 Putrika 等(1996)的单斜辉石-玄武质熔体平衡温压计。

关键词 古地温曲线,深源包体,地质温压计 地下热流

大陆岩石圈温度场在不同深度具有不同的分布特征,地温梯度就是表征这种分布特征的一个重要指标。古地温曲线反映了特定地质历史时期的地温梯度(即热结构)。它可以通过大地热流测量和岩石矿物热力学计算这两种方法来建立。大地热流测量过分依赖假定的热传输模型,没有给深部温度场一个内在的地质约束,并且容易受到非深部热流因素的干扰,对数十公里深度的地温场也不能明确限定[1]。此外,还难以准确推算新生代以前的古地温曲线。岩石矿物的热力学计算恰好解决了上述问题。由于岩石矿物在很大程度上保留了其形成地质时代的古地温分布信息,系统采集某一地区特定地质时代的足够多的样品,借助于地质温压计,便可建立起该地区的古地温曲线。

1 古地温曲线的建立

深源岩石包体为建立不同地质时期的古地温曲线提供了充分的条件。金伯利岩中的深源包体是探索太古代、元古代和古生代岩石圈地温分布的重要依据,中生代、新生代碱性玄武岩中的大量深源岩石包体则是建立中生代、新生代地温曲线的基础。研究表明,通过麻粒岩包体能确定深度范围大致为(10～40)km 的古地温分布[2]。产于金伯利岩、钾镁煌斑岩或碱性玄武岩中的地幔岩包体,可以给出(30～250)km 范围内的古地温曲线[1,3～6]。若以大陆岩石圈厚度为 200 km 计,则由深源包体勾画出的古地温曲线,占到大陆岩石圈全部深度范围的 90%以上。

从理论上讲,由深源岩石包体可以拟合计算出经验性古地温曲线。通过岩石矿物的平衡热

① 国家教委《跨世纪优秀人才计划》基金资助项目成果
第一作者简介:方同辉,男,1969 年 12 月生,现正攻读博士学位,研究方向为岩浆结晶与成矿作用模拟研究
收稿日期:1997-03-21 编辑:黄秉艳

维普资讯 http://www.cqvip.com

力学计算，可以获得矿物平衡温度—压力值。它们在温度—深度空间上产生众多离散的点，这些点即构成具有统计学意义的经验性古地温曲线。目前，采用地质温压计建立古地温曲线的基本方法是：根据有关石榴石＋斜方辉石＋单斜辉石矿物组合的地质温压计，首先建立(50～200)km 深度范围内的古地温曲线；其次，依据大量尖晶石相包体样品的温度频率直方图和已有的石榴石相深度范围的古地温曲线，来推算尖晶石橄榄岩相的深度分布范围。

2 评判理想地质温压计的方法

自 Wood 和 Banno 于 1973 年提出二辉石温度计以来，陆续建立了数十个适用于深源岩石包体矿物组合的地质温压计。对于同一包体样品，不同温压计可以产生(50～200)℃，(0.2～1.0)GPa，(相当于 5 km～30 km)的偏差[7,8]。因而选择不同的地质温压计，会得到差别很大的古地温曲线。为了建立更精确的古地温曲线，需要在众多的地质温压计中，寻找出合适的(即所谓理想的)地质温压计，这已成为目前大陆岩石圈深部热结构研究中有待解决的一个紧迫问题。地质温压计的精度受诸多因素的制约。通常认为，一个能应用于天然样品的地质温压计，应当可以很好地重现天然多元体系实验所揭示的相平衡关系和矿物化学成分演化规律[9,10]。所谓天然多元复杂实验体系，就是将天然矿物颗粒按照天然岩石中的矿物比例，构成相平衡实验中的原始试料。这类实验体系不仅弥补了以玻璃体为原始试料的简单纯化学体系(如 CaO-

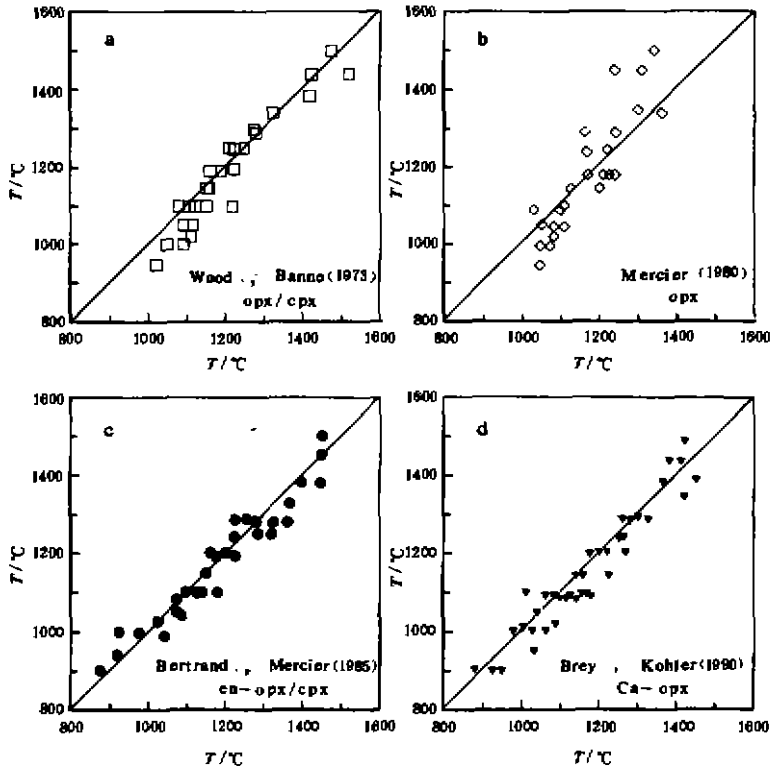


图 1 不同温度计估算的温度值与天然体系实验温度的比较[10]

Fig. 1 Comparison between the calculated temperatures from different geothermometers and the experimental temperatures

横坐标为计算温度，纵坐标为实验温度

维普资讯 http://www.cqvip.com

MgO-SiO_2,CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2)没有考虑其它元素(如 Cr,Fe,Na 等)的缺点,还可避免玻璃质熔体在快速结晶过程中产生的介(亚)稳相组分对平衡矿物组合实验产生的影响。Finnerty 和 Boyd[11]曾经通过对比 p-T 图解上的金刚石—石墨相变界线与含金刚石和石墨的橄榄岩样品的平衡温压计计算值,来检验温压计的合理性。后来发现金刚石—石墨的相变界线存在着 ±100 C;±0.25 GPa 的偏差[12],而且自然界中含金刚石和石墨的橄榄岩样品稀少,使该方法很难推广。近几年来,评判理想地质温压计的主要方法是 Bertrand 等[13]及 Carswell 等[12]所倡导的一种方法。这种方法是在天然多元复杂体系的实验资料基础上,运用待估地质温压计,计算相平衡的温度、压力值,将计算温压值与实验温压值相比较。若计算温压值与实验温压值相近,则说明待估温度计或压力计比较合理;若相差较大,则表明待估温压计不理想。图 1 举例说明了该方法的实际运用。显然,一个比较合理的温度计给出的温度值,与天然体系的实验温度值,在图 1 中应该均匀地分布在 45°对角线附近。从图中可以看出,图 1-a、1-b 中的温度计是合理的,而图 1-c、1-d 中的温度计则不太理想。同理,用类似的方法也可以评判出合理的地质压力计。

3 理想的地质温度计

3.1 二辉石地质温度计

目前看来,在国内一度得到广泛应用的 Wood 等二辉石温度计(简写 WB73)、Wells 温度计(W77)及 Mercier 单辉石温度计(M80)[14~19],都存在或多或少的问题。对这些温度计的评判研究表明[10],WB73 和 W77 仅适用于部分温度区间,如 WB73 能有效地拟合高于 1 150 C的天然体系实验温度(见图 1-a),W77 则适合于低于 1 100℃的温度区间。M80 斜方辉石温度计过高估计 1 150℃以下的温度,在 1 150 C以上的温度区间却又明显地低估实际的平衡温度(见图 1-b)。

近十年来,由于实验资料的积累和矿物热力学模型及实验体系的完善,一些温度计在实际工作中逐渐得到广泛运用。Sachtleben 等[20]温度计(简写为 SS81)曾被认为是用于尖晶石相橄榄岩的最为合适的地质温度计之一[3,8]。但评判结果表明[10],SS81 可以很好地估算 1 200 C以下的温度,在高于 1 200 C时仍过低估算了(100~150)℃。Nickel 等[21]的二辉石温度计,由于未考虑 Fe、Na、Cr 的影响,其估算结果往往偏高。Bertrand 等[13]温度计(简写为 BM85)和徐义刚[10]推导的单斜辉石 Ca 经验温度计与天然体系的实验结果吻合得相当好(见图 1-c)。Brey 等[22]根据天然岩石体系实验资料建立的二辉石温度计(简写为 BK90)也给出与实验温度十分接近的结果(图 1-d)。该温度计在实际运用中得到越来越多人的认可[3,8~10,23]。

综上所述,关于辉石的比较理想的地质温度计为 BM85、BK90 和徐义刚的单斜辉石 Ca 温度计[10],其计算公式如下。

(1)BM85 温度计

$$T=\frac{36\,273+399p}{19.31-8.314\ln K^{*}-12.15(Ca^{*}_{cpx})^{2}}$$

式中:

$$K^{*}=\frac{1-Ca^{*}_{cpx}}{1-Ca^{*}_{opx}};\qquad Ca^{*}_{opx}=\left(\frac{Ca^{M2}}{1-Na^{M2}}\right)_{opx};$$

$$Ca^{*}_{cpx}=\left\{\frac{Ca^{M2}}{1-Na^{M2}}+(-0.77+10^{-3}T)\cdot\frac{Fe}{(Fe+Mg)}\right\}_{cpx};$$

Ca、Na、Fe、Mg 代表辉石晶体化学式中相应阳离子的系数;上标 M2 表示辉石矿物的一般化学

维普资讯 http://www.cqvip.com

式 $A(M_2)B(M_1)T_2O_6$ 中的 A 位；T 单位为 K；p 单位为 GPa。

(2)徐义刚单斜辉石 Ca 温度计

$$T = 1\,848 + 288.64 \times \ln\left(1 - \frac{Ca}{1 - Na}\right)_{cpx}$$

式中：Ca、Na 代表单斜辉石化学式中相应阳离子的系数。T 单位为 K。

(3)BK90 温度计

$$T = \frac{23\,664 + (249 + 1\,263x_{Fe}^{cpx})p}{13.38 + (\ln K_d^*)^2 + 11.59x_{Fe}^{opx}}$$

式中：$K_d^* = \dfrac{\left(1 - \dfrac{Ca^{M2}}{1 - Na^{M2}}\right)^{cpx}}{\left(1 - \dfrac{Ca^{M2}}{1 - Na^{M2}}\right)^{opx}}$；　$x_{Fe} = \dfrac{Fe}{Fe + Mg}$；

其它符号含义同上，T 单位为 K；p 单位为 GPa。

3.2 含石榴石的地质温度计

天然二辉橄榄岩实验资料表明[22]，石榴石-单斜辉石是建立 $Fe^{2+}-Mg$ 交换温度计的理想共生矿物对。

Ellis 等[24]标定的石榴石-单斜辉石 $Fe^{2+}-Mg$ 交换温度计(简写为 EG79)虽然没有很好地考虑压力因素的影响，实验条件也有缺陷[25]，但仍能给出在地质意义上合理的温度结果。Krogh[26]引入了压力项和 x_{Ca} 修正因子后，建立了新的温度计公式(简写为 K88)。Pattison 等[27]标定的经验公式(简写为 PN89)算出的平衡温度常常低于相平衡所限定的合理温度。Berman 等[28]修正了 PN89 中的矿物固溶体模型，重新标定了一个比较复杂的经验温度计公式(简写为 BAP95)。图 2 表示了 EG79、K88、PN89 和 BAP95 等 4 个地质温度计的 $\ln K_d$ 与温度 T(K)倒数之间的关系。如果将石榴石和单斜辉石的 Fe^{3+} 都考虑进去时，EG79 得出最佳估算值[29]。PN89 和 BAP95 则是将单斜辉石的铁全部视为 Fe^{2+} 时，给出较好的温度值，但是 PN89 比改进的 BAP95 低(70～200)℃，后者与 K88 和 EG79 温度值比较接近。

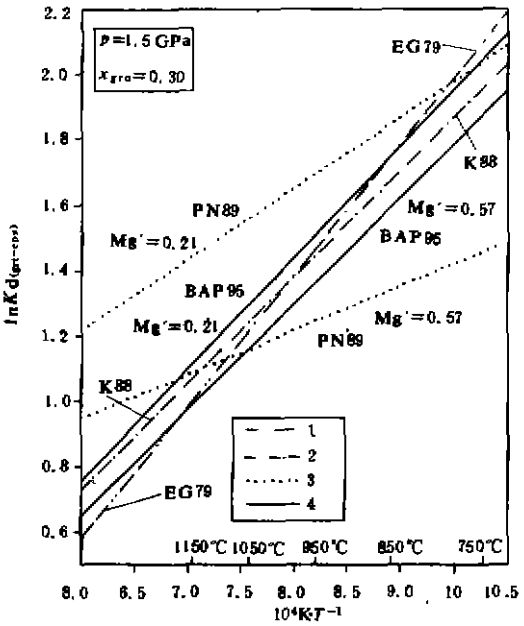


图 2 石榴石—单斜辉石 $Fe^{2+}-Mg$ 交换反应温度计的 $10^4K \cdot T^{-1}-\lg K_d$ 图解

Fig. 2 Diagram of $10^4K \cdot T^{-1}$ vs. $\lg K_d$ for garnet—clinopyroxene $Fe^{2+}-Mg$ geothermometers

1. 据文献[24]；2. 据文献[26]；3. 据文献[27]；4. 据文献[28]

4 理想的地质压力计

4.1 斜长石-尖晶石橄榄岩地质压力计

迄今为止，尚没有适用于斜长石-尖晶石橄榄岩的地质压力计。Kohler 等[30]的橄榄石-单

维普资讯 http://www.cqvip.com

斜辉石 Ca 交换反应压力计(简写为 KB90)是目前唯一可用的压力计,其计算公式为

当 $T \geqslant 1\,275.25 + 28.27p$ 时, $p = (-T\ln D_{Ca} - 11\,982 + 3.61T)/562$

当 $T < 1\,275.25 + 28.27p$ 时, $p = (-T\ln D_{Ca} - 5\,792 - 1.25T)/425$

式中:$D_{Ca} = Ca^{olv}/Ca^{cpx}$。$T$ 单位为 K;p 单位为 GPa。一般采用受压力因素影响最小的温度计(如 opx—cpx 间的 en 转移反应平衡温度 T_{BKN})计算温度,代入公式进行压力的计算。

4.2 与石榴石有关的压力计

由于石榴石-斜方辉石的 Mg 契尔马克分子转移反应:$Mg_2Si_2O_6 + MgAl_2SiO_6 = Mg_3Al_2Si_3O_{12}$对压力的依赖性相当强,因此,与石榴石平衡的斜方辉石中 Al 溶解度压力计是目前一种重要的压力计。尽管单斜辉石的 Ca 契尔马克分子含量与压力也明显相关,Mukhopadhyay[31]曾经对石榴石-单斜辉石 Al 分配压力计进行过实验标定,但由于至今没有弄清单斜辉石 Ca 契尔马克分子的行为和 Al 的溶解性,其作为压力计的应用受到很大制约。

(1)Nickel 等[21]给出的压力计公式(简写为 NG85)为

$$[1.987\ln\frac{(1-x_{Ca}^{grt})^3(x_{Al}^{grt})^2}{x_{Mg,Fe}^{M1}(x_{Mg,Fe}^{M2})^2x_{Al}^{M1}} - 52.1x_{Ca}^{grt}x_{Cr}^{grt} + 3.23]T -$$
$$[183.3 + 178.98x_{Al}^{M1}(1-x_{Al}^{M1})]p + 6\,800(x_{Cr}^{grt})^2 - 3\,400x_{Mg,Cr}^{M1} +$$
$$90\,853x_{Ca}^{grt}x_{Cr}^{grt} + 7\,590x_{Fe}^{grt}x_{Cr}^{grt} - 5\,157x_{Mg}^{M1}x_{Fe}^{M1} + 9\,000(x_{Ca}^{grt})^2 - 6\,047 = 0$$

式中:T 单位为 K;p 为 0.1GPa。各符号的含义及计算参见下文列出的辉石和石榴石的阳离子占位计算公式。

Finnerty 等[4]的 Al 分配压力计由于忽略了 Fe、Cr 对斜方辉石中 Al 溶解性的影响,与 NG85 结果出入较大。

(2)Brey 等[22]标定的压力计公式(简写为 BK90)比 NG85 要复杂得多,即

$$p_{BK} = \frac{-c_2 - \sqrt{c_2^2 + \dfrac{4c_3c_1}{1000}}}{2c_3}$$

式中: $c_1 = -RT\ln K_d - 5\,510 + 88.91T - 19T^{1.2} + 3(x_{Ca}^{grt})^2 \times 82\,458 +$
$x_{Mg}^{M1}x_{Fe}^{M1}(80\,942 - 46.7T) - 3x_{Fe}^{grt}x_{Ca}^{grt} \times 17\,793 -$
$x_{Ca}^{grt}x_{Cr}^{grt}(1.164 \times 10^6 - 420.4T) - x_{Fe}^{grt}x_{Cr}^{grt}(-1.25 \times 10^6 + 565T)$

$c_2 = -0.832 - 8.78 \times 10^{-5}(T - 298) + 3(x_{Ca}^{grt})^2 \times 3.305 -$
$x_{Ca}^{grt}x_{Cr}^{grt} \times 13.45 + x_{Fe}^{grt}x_{Cr}^{grt} \times 10.5$

$c_3 = 16.6 \times 10^{-4}$

R 取 8.314 3 J/(K·mol);T 单位为 K;p 单位为 GPa。

c_1 计算式中,$K_d = \dfrac{(1-x_{Ca}^{grt})^3(x_{Al}^{grt})^2}{x_{Mg+Fe^{2+}}^{M1}(x_{Mg+Fe^{2+}}^{M2})^2x_{Al-Ts}^{M1}}$

辉石和石榴石的阳离子占位按下列公式计算:

$$x_{Mg}^{M1} = Mg \cdot \frac{1 - Al^{VI} - Cr - Fe^{3+} - Ti}{Mg + Fe^{2+}}$$

$$x_{Fe^{2+}}^{M1} = Fe^{2+} \cdot \frac{1 - Al^{VI} - Cr - Fe^{3+} - Ti}{Mg + Fe^{2+}}$$

$$x_{Mg}^{M2} = Mg \cdot \frac{1 - Ca - Na - Mn}{Mg + Fe^{2+}}$$

$$x_{Fe^{2+}}^{M2} = Fe^{2+} \cdot \frac{1 - Ca - Na - Mn}{Mg + Fe^{2+}}$$

维普资讯 http://www.cqvip.com

$$x_{Al}^{M1}=\frac{Al+Na-Cr-Fe^{3+}+2Ti}{2}$$

$$x_{Al,Ts}^{M1}=Al^{M1}$$

$$x_{Mg+Fe}^{M1}=1-[\frac{Al+Na-Cr-Fe^{3+}+2Ti}{2}-Ti-Mn]^{cpx}$$

$$x_{Mg+Fe}^{M2}=1-(Ca+Na+Mn)$$

其中：Al、Na、Cr 等代表斜方辉石矿物化学式中相应的阳离子系数。

若：$N=Na-Cr-Fe^{3+}-2Ti$

则：$x_{Al,Ts}^{M1}=\frac{Al+N}{2}$（当 $N<0$）

$$x_{Al,Ts}^{M1}=\frac{Al-N}{2}$$（当 $N>0$）

$$x_{Al}^{grt}=\frac{Al}{Al+Cr}$$

$$x_{Cr}^{grt}=\frac{Cr}{Al+Cr}$$

$$x_{Ca}^{grt}=\frac{Ca}{Ca+Mg+Fe+Mn}$$

$$x_{Fe}^{grt}=\frac{Fe}{Ca+Mg+Fe+Mn}$$

$$x_{Mg}^{grt}=\frac{Mg}{Ca+Mg+Fe+Mn}$$

压力计的评估研究表明[32]，NG85 压力计最为理想，因为 NG85 不仅综合了全部简单体系的实验资料，而且充分考虑了 Ca、Fe、Cr 对斜方辉石中 Al 溶解度的影响。由于 BK90 压力计将最新的实验资料直接应用于天然多组分岩石体系，它也是一个较为理想的压力计。

Carswell 认为[32]，石榴石—斜方辉石 Al 压力计与 $Fe^{2+}-Mg$（或 $Ca^{2+}-Mg$）交换反应温度计相结合，可以给出石榴石相橄榄岩最为可信和精确的压力值。一般可以采用的温压计组合有：T_{BK90}-p_{BK90}，T_{BM85}-p_{NG85}，T_{EG79}-p_{NG85}，T_{K88}-p_{BK90}。

最近，Putrika 等[33]发现单斜辉石斑晶与玄武质熔体之间的硬玉质辉石（jd）—透辉石（di）—钙铁辉石（hd）交换平衡反应对温度十分敏感，生成硬玉质辉石的反应平衡常数对压力的依赖性非常大，由此建立了以下经验公式

$$\frac{10^4}{T}=6.73-0.26\times\ln(\frac{jd^{cpx}\cdot Ca^{liq}\cdot Fm^{liq}}{(di+hd)^{cpx}\cdot Na^{liq}\cdot Al^{liq}})-0.86\times\ln(\frac{Mg^{liq}}{Mg^{liq}+Fe^{liq}})+0.52\times\ln(Ca^{liq})$$

$$p=-54.3+299\times\frac{T}{10^4}+36.4\times\frac{T}{10^4}\ln[\frac{jd^{cpx}}{(Si^{liq})^2\cdot Na^{liq}\cdot Al^{liq}}]+367\times[Na^{liq}\cdot Al^{liq}]$$

式中：T 为 K；p 单位为 0.1GPa；jd^{cpx} 等于单斜辉石中的 Na 阳离子系数（以 6 个氧离子为基准）与六次配位 $Al(Al^{VI}=Al^{T}+Si-2)$ 之间的较小者，$(di+hd)^{cpx}$=Ca 阳离子系数$-(Al^{VI}-jd^{cpx})-[Al^{IV}-Al^{VI}-jd^{cpx}]/2$；$Ca^{liq}$ 为熔体中 Ca 阳离子的百分数；其它符号依此类推，其中 Fm 表示 Mg、Fe 阳离子之和。虽然目前还不能肯定该温压计在建立古地温曲线中究竟起到多大作用，但它对于了解玄武质熔体结晶过程中的温压条件，无疑是十分重要的。可以预料，由这个温压计获得的温压结果，与玄武质熔体所携带的地幔岩包体平衡温压条件之间的关系，将是今后研究可能密切关注的热点之一。

维普资讯 http://www.cqvip.com

通过深源岩石包体的矿物热力学计算，可以建立不同地质时代的古地温曲线，其关键问题是选择理想的地质温压计。对现有的各种地质温度计和压力计进行评判和讨论之后，认为比较理想的地质温度计为：BM86 及 BK90 二辉石温度计、徐义刚的单斜辉石 Ca 经验温度计，EG79、K88 及 BAP95 石榴石—单斜辉石 Fe—Mg 交换反应温度计。比较理想的地质压力计是 NG85 和 BK90 石榴石—斜方辉石 Al 分配压力计。

上述温压计涉及比较繁琐的计算，为此马鸿文专门编写了除 BAP95 温度计之外的 21 个温度计、8 个压力计的 FORTRAN77 程序 MAFICS.FOR，欢迎有兴趣者使用。

参 考 文 献

1 O'Reilly S Y, Jackson I, Bezant C. Equilibration temperatures and elastic wave velocities for upper mantle rocks from eastern Australia: implications for the interpretation of seismological models. *Tectonophysics*, 1990, 185: 67—82

2 吴宗絮. 冀东陆壳热结构——由岩石学模型推导. 现代地质, 1994, 8(2): 133—138

3 O'Reilly S Y, Griffin W L. A xenolith-derived geotherm for southeastern Australia and its geophysical implications. *Tectonophysics*, 1985, 111: 41—63

4 Finnerty A A, Boyd F R. Thermobarometry for garnet peridotites: a basis for the determination of thermal and compositional structure of the upper mantle. In: Nixon P H ed. *Mantle Xenoliths*. New York: Wiley J. & Sons. 1987. 381—402

5 Amundsen H E F, Griffin W L, O'Reilly S Y. The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics. *Tectonophysics*, 1987, 139: 169—185

6 邓晋福, 鄂莫岚, 路凤香. 中国东北地区上地幔组成、结构及热状态. 岩石矿物学杂志, 1987, 6(1): 1—9

7 支霞臣, 傅容珊. 我国东部上地幔物质组成和温压特征. 见: 刘若新主编. 中国上地幔特征与动力学论文集. 北京: 地震出版社, 1990. 132—141

8 陈道公, 李彬贤, 支霞臣等. 江苏六合橄榄岩包体的矿物化学、稀土元素组成及其意义. 岩石学报, 1994, 10(1): 68—79

9 马鸿文. 结晶岩热力学概论. 北京: 地质出版社, 1993. 57—66

10 徐义刚. 适用于幔源包体的地质温度计. 岩石学报, 1993, 9(2): 167—179

11 Finnerty A A, Boyd F R. Evaluation of mineral thermobarometers for garnet peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, 43: 15—27

12 Carswell D A, Gibb F G F. Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1987, 95: 499—511

13 Bertrand P, Mercier J C C. The mutual solubility of coexisting ortho-and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985—1986, (77): 109—122

14 黄婉康, 徐建国, 高振敏等. 我国东、南部玄武岩中尖晶石二辉橄榄岩包体的矿物研究. 矿物学报, 1982, 3: 175—187

15 鄂莫岚, 路凤香, 邓晋福. 吉林汪清超镁铁岩包体的岩石学特征及辉石岩成因问题的讨论. 地球科学, 1982, 3: 39—54

16 王方正, 金隆裕, 徐耀荣. 山东临朐山旺新生代玄武岩中镁铁质岩包体的研究. 地球科学, 1987, 12(3): 249—256

17 Wood B J, Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1973, 42: 109—124

18 Wells P R A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, 62: 129—139

19 Mercier J C C. Single pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 1980, 70: 1—37

20 Sachtleben T, Seck H A. Chemical control on the Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1981, 78: 157—165

21 Nickel K G, Green D H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, (73): 158—170

22 Brey G P, Kohler T B. Geothermobarometry in four-phase lherzolite: I. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 1990, 31: 135 3—137 8

23 林传勇, 史兰斌, 陈孝德等. 中国东部早第三纪玄武岩中幔源包体的变形特征及其上地幔流变学意义. 岩石矿物学杂志, 1995, 14(4): 301—312

24 Ellis D J, Green D H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria.

维普资讯 http://www.cqvip.com

Contrib. Miner. Petrol., 1979, 71: 13—22

25 Aranovich L Y, Pattison D R M. Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: I. Evaluation of the Pattison and Newton (1989) experiments. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1995, 119: 16—29

26 Krogh E J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1988, 99: 44—48

27 Pattison D R M, Newton R C. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1989, 101: 87—103

28 Berman R G, Aranovich L Y, Pattison D R M. Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: I. thermodynamic analysis. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1995, 119: 30—42

29 Ghent E D, Stout M Z, Raeside R P. Plagioclase-clinopyroxene-garnet-quartz equilibria and the geobarometry of garnet amphibolites from Mica Creek, British Columbia. *Canad. J. Earth Sci.*, 1983, 20: 699—706

30 Kohler T B, Brey G P. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, 54: 2 375—2 388

31 Mukhopadhyay B. Garnet-clinopyroxene geobarometry: the problems, a prospect, and an approximate solution with some applications. *Amer. Mineral.*, 1991, 76: 512—529

32 Carswell D A. The garnet-orthopyroxene Al barometer: problematic application to natural garnet lherzolite assemblages. *Miner. Magazine*, 1991, 55: 19—31

33 Putirka K, Johnson M, Kinzler R et al. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30kbar. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1996, 123: 92—108

OPTIMAL GEOTHERMOBAROMETERS FOR CONSTRUCTING PALEOGEOTHERM

Fang Tonghui Ma Hongwen

(*Faculty of Materials Science and Engineering, China University of Geosciences, Beijing*, 10083)

Abstract Paleogeotherm is important for understanding the thermal structure of lithosphere at a specific geological time. Geothermobarometry is a fundamental way for constructing a paleogeotherm. By comparison of existing thermobarometers, it is found that the optimal geothermobarometers for constructing paleogeotherm include the two-pyroxene thermometers of Brey and Kohler (1990), Bertrand and Mercier (1985), thermometers of Ellis and Green (1979), Krogh (1988), and Berman et al (1995) based on Fe^{2+}-Mg exchange between garnet and clinopyroxene, barometers of Nickel and Green (1985), Brey and Kohler (1990) based on Al exchange between garnet and orthopyroxene. The thermobarometer based on clinopyroxene-basaltic melt equilibrium presented by Putrika et al (1996) is also promising for establishing a geotherm.

Key words paleogeotherm, deep-seated xenolith, geothermobarometry