

斜方輝石中のCa含有量に基づく地質温度計の信頼性について

| | |
|-------|--|
| メタデータ | 言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2014-07-31 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 石橋, 秀巳 メールアドレス: 所属: |
| URL | https://doi.org/10.14945/00007895 |

斜方輝石中のCa含有量に基づく地質温度計の信頼性について

石橋秀巳¹

Is the Ca-in-Opx geothermometer reliable?

Hidemi ISHIBASHI¹

Abstract Reliability of Ca-in-Orthopyroxene (Opx) thermometer proposed by Brey & Köhler (1990) is examined by using a compiled database of subliquidus equilibrium and above-liquidus melting experiments for multi-component peridotitic samples. The thermometer represents experimental temperature conditions, T_{exp} , with average ΔT [= $T_{\text{Ca-in-Opx}} - T_{\text{exp}}$ where $T_{\text{Ca-in-Opx}}$ is temperature estimated by the thermometer] of -7°C and within standard deviation of 77°C . ΔT is independent on composition of Opx but shows negative relation with reciprocal absolute temperature, indicating that the geothermometer includes temperature-dependent systematic error. A revised model of Ca-in-Opx thermometer is established by adding a correction for the temperature-dependent systematic error. Reliability of the revised Ca-in-Opx thermometer is compared with that of two-pyroxene thermometer. The result strongly suggests that two-pyroxene thermometer is much reliable than Ca-in-Opx thermometer and the former should be used to estimate equilibrium temperatures of two pyroxene bearing peridotites.

Keywords: geothermometer, Ca-in-Opx thermometer, peridotite, orthopyroxene

はじめに

かんらん岩の平衡温度は、マンツルのダイナミクスについて考えるうえで必要不可欠な示強変数である。なぜなら、かんらん岩の粘性率や電気伝導度、元素拡散係数などの物性が、絶対温度の逆数に指数関数的に依存して変化するためである。また、マンツル中の温度構造や火山岩中のかんらん岩捕獲岩の由来深度を明らかにする際にも、平衡温度は直接的な制約条件となる。地質温度計とは、構成鉱物の化学組成や同位体組成の温度依存性を利用して、岩石の平衡温度を見積もる手法のことである。もっとも一般的な地質温度計は、共存する複数の鉱物相間での元素分配の温度依存性を利用する手法である。このタイプの地質温度計にはかんらん岩に適用可能なものだけでも、斜方輝石 (Opx) - 単斜輝石 (Cpx) 間のエンスタタイト成分の分配に基づく二輝石温度計 (例えば、

Wood & Banno, 1972; Wells, 1977; Brey & Köhler, 1990; Taylor, 1998; 石橋・池田, 2005), オリビーン-スピネル Fe^{2+} -Mg交換温度計 (Fabries, 1979; O'Neil & Wall, 1987; Ballhaus *et al.*, 1991), オリビン-ガーネット Fe^{2+} -Mg交換温度計 (例えば, O'Neil & Wood, 1979; O'Neil, 1980) などがあげられる。一方で、鉱物単相の化学組成の温度依存性に基づく地質温度計も提案されている。そのひとつが、Ca-in-Opx温度計 (Brey & Köhler, 1990) である。この地質温度計は、Nickel & Brey (1984) のCaO-MgO-SiO₂ (CMS) 系における平衡実験データに基づいて経験的に定式化されたものであり、Opx単相のCa含有量から平衡温度を算出できる。この温度計は、単斜輝石やガーネットを欠くかんらん岩についても、斜方輝石の化学組成値を数式に代入すれば温度の値を算出することは可能であることに加え、式型が単純なために計算が簡便であることも相まって、かんらん岩の平衡温度見積もりによ

¹ 静岡大学理学研究科地球科学専攻, 〒422-8529 静岡市駿河区大谷836

¹ Department of Geosciences, Graduate school of Science, Shizuoka University, 836 Oya, Suruga-ku, Shizuoka 422-8529, Japan
E-mail: shishib@ipc.shizuoka.ac.jp (H.I.)

く利用されている。しかしながら後述するように、多成分系である天然のかんらん岩にCa-in-Opx温度計を適用して見積もられる平衡温度の値がどの程度信頼できるかは十分検証されていない。

本研究の目的は、Ca-in-Opx温度計を多成分系かんらん岩に適用して見積もられる平衡温度の信頼性を定量的に評価することである。このために、多成分系かんらん岩のサブソリダス平衡実験およびかんらん岩平衡溶融実験の既報データをコンパイルしたデータベースを用い、Ca-in-Opx温度計によって見積もられる平衡温度の実験温度再現性を定量的にテストした。更に、Ca-in-Opx温度計が有する温度・化学組成依存の系統誤差についても検討した。

Ca-in-Opx温度計の原理

Mg₂Si₂O₆ (En) -CaMgSi₂O₆ (Di) 系の相図(例えば、Lindsley & Davidson, 1980; Nickel & Brey, 1984) に明示されているように、Cpxと共存するOpxのディオプサイド成分の溶解度は、温度の上昇に対して増加する傾向がある(例えば、Sachtleben & Seck, 1981)。この性質を利用して、OpxのCa含有量から平衡温度を見積もる方法がCa-in-Opx温度計である。Brey & Köhler (1990) は、Nickel & Brey (1984) によるCMS系での平衡実験データを基に、Cpxと平衡共存するOpx中のCa含有量と温度、圧力の関係を次式のように定式化した。

$$T_{\text{Ca-in-Opx}} \text{ (K)} = [6425 + 26.4 P \text{ (kbar)}] / [-\ln X_{\text{Ca}}^{\text{Opx}} + 1.843] \quad (1)$$

ここで $X_{\text{Ca}}^{\text{Opx}}$ は、Opxの酸素原子の数を6とした場合のCa原子の数であり、Opx中に含まれるディオプサイド成分のモル分率に相当する。 P は圧力である。一般的なEPMAによるOpx中のCa濃度の分析誤差を ± 2 relative % (1σ) とすると、(1)式によって見積もられる平衡温度の分析誤差由来の誤差はおおよそ $\pm 7^\circ\text{C}$ (1σ) となる。一方、圧力条件の誤差が ± 1 kbar (1σ) の場合、平衡温度の見積もり誤差は $\pm 26.4^\circ\text{C}$ (1σ) となる。この値は、二輝石温度計のそれのおおよそ3倍に相当する。Brey & Köhler (1990) によると、圧力条件として実験圧力値を与えた場合、この式はCMS系の平衡実験について $\pm 26^\circ\text{C}$ (1σ)、多成分系の実験については $\pm 19^\circ\text{C}$ (1σ) で実験温度を再現する。

ここで強調しておきたいのは、CMS系において(1)式が成立するのは、OpxとCpxの二相が共存している場合に限るという点である。En-Di系においてOpxとCpxが共存する場合、ギブスの相律による制約から、任意の温度・圧力条件下での $X_{\text{Ca}}^{\text{Opx}}$ の値は、系の化学組成によらずユニークに決定する。しかし、Cpxが共存しない場合には自由度が1つ増えるため、 $X_{\text{Ca}}^{\text{Opx}}$ の値は、温度だけでなく系の化学組成にも依存するようになる。したがって、Ca-in-Opx温度計の適用は原理的に、OpxとCpxが共存する場合に限られる。

OpxとCpxが共存する場合でも系に他の化学成分(例えばFe)が加わると、自由度が増すために、 $X_{\text{Ca}}^{\text{Opx}}$ の値のみから温度を決定することは原理的にはできなくなる。実際にCaO-MgO-FeO-SiO₂系においては、ある温度におけるOpx中のCa溶解度と系のFeO/MgO比の間には明瞭な正の相関関係がみられる(例えば、Lindsley, 1983; Lindsley & Andersen, 1983)。しかしながら、Brey & Köhler (1990) は、(1)式を自らが行った多成分系平衡実験のデータ(Brey *et al.*, 1990)に適用したところ、見積もり温度と実験温度がよく一致し、Feや他の元素の影響がみられなかったと報告している。このことについて、Brey & Köhler (1990) は、多成分系ではFeの固溶の効果が他の元素(Al, Naなど)の固溶の効果によって相殺されるために、OpxのCa溶解度化学組成依存性がみられないと解釈し、したがってCa-in-Opx温度計を天然のかんらん岩に適用可能であると議論した。しかし、この温度計による実験温度再現性がテストされた多成分系データはBrey *et al.* (1990) によるものだけであるため、この温度計を天然のかんらん岩に適用できるかどうか未だ明らかでない。

研究手法

Brey & Köhler (1990) のCa-in-Opx温度計が天然のかんらん岩に適用できるかどうかを明らかにするためには、Brey *et al.* (1990) の実験サンプルとは異なる化学組成のかんらん岩系についても、同温度計による実験温度再現性を確認する必要がある。そこで本研究では、Brey *et al.* (1990) を含む多成分系かんらん岩平衡実験データをコンパイルしたデータベースを用い、Ca-in-Opx温度計による実験温度再現性をテストした。

今回、テストに用いた実験データベースは、サブソリダス温度での固相平衡実験についてはAkella (1976), Sen & Jones (1989), Brey *et al.* (1990) およびTaylor (1998) のデータを、ソリダス以上の温度での平衡溶融実験についてはFalloon & Green (1987), Baker & Stolper (1994), Gaetani & Grove (1998), Pickering-Witter & Johnston (2000), Schewab & Johnston (2001) およびWasylenki *et al.* (2003) のデータを含む。このデータベースは、二輝石温度計の信頼性を検討するために、石橋・池田(2005)がコンパイルしたものである。石橋・池田(2005)で提案した二輝石温度計は、このデータベースに含まれるデータセットの実験温度を $\pm 35^\circ\text{C}$ (1σ) で再現する。今回、コンパイルしたデータセットのうち、石橋・池田(2005)の二輝石温度計で実験温度を $\pm 105^\circ\text{C}$ (3σ) の範囲内で再現できないものを非平衡とみなして除外した。除外したデータセットは、サブソリダス実験ではBrey *et al.* (1990) のRun#472-J4, 500-Nor, 500-J4 Kola, 500-Baro, 平衡溶融実験ではPickering-Witter & Johnston (2000) のFER-E4, Schewab & Johnston (2001) のINT-E7の6つである。これによって、本研究で用いたデータ数はサブソリダス実験で101セット、平衡溶融実験で67セットの計168セットとなる。サブソリダス実験データについては、実験温度・圧力の範囲はそれぞれ、1~6GPa, 900

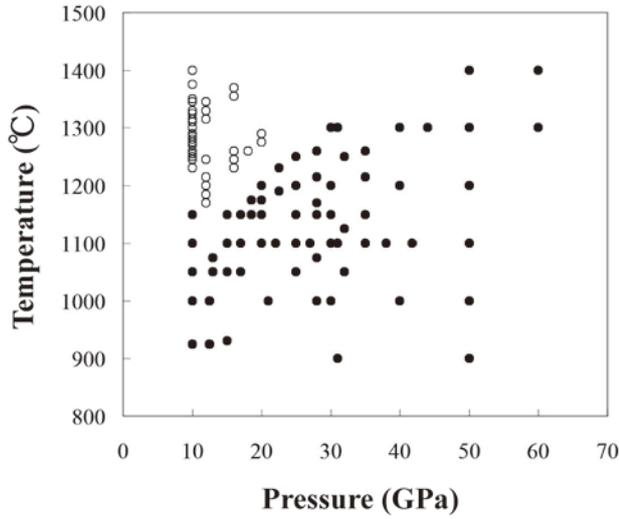


Fig. 1. Pressure and temperature conditions of compiled experimental datasets. Filled and open circles indicate subsolidus equilibrium and above-solidus melting experiments, respectively.

$\sim 1400^{\circ}\text{C}$ (Fig. 1), Opxの組成範囲はMg# [= Mg / (Mg + Fe) in mol] が0.87~0.96, Cr# [= Cr / (Al + Cr) in mol] が0.045~0.556, 酸素数6に対するNa, Al, Crの原子数がそれぞれ0~0.025, 0.01~0.25, 0.002~0.028である (Fig. 2). 一方, 平衡溶融実験データについては, 実験温度・圧力の範囲はそれぞれ, 1~2GPa, 1150~1400 $^{\circ}\text{C}$ (Fig. 1), Opxの組成範囲はMg# が0.87~0.93, Cr# が0.02~0.31, 酸素数6に対するNa, Al, Crの原子数がそれぞれ0.001~0.01, 0.09~0.32, 0.007~0.051である (Fig. 2). Ca-in-Opx温度計の実験温度再現性は, (2)式で定義するパラメーター ΔT によって評価した.

$$\Delta T = T_{\text{Ca-in-Opx}} - T_{\text{exp}} \quad (2)$$

ここで $T_{\text{Ca-in-Opx}}$ は(1)式に $X_{\text{Ca}}^{\text{Opx}}$ と圧力の値を代入して得られる平衡温度の見積もり値, T_{exp} は実験温度である.

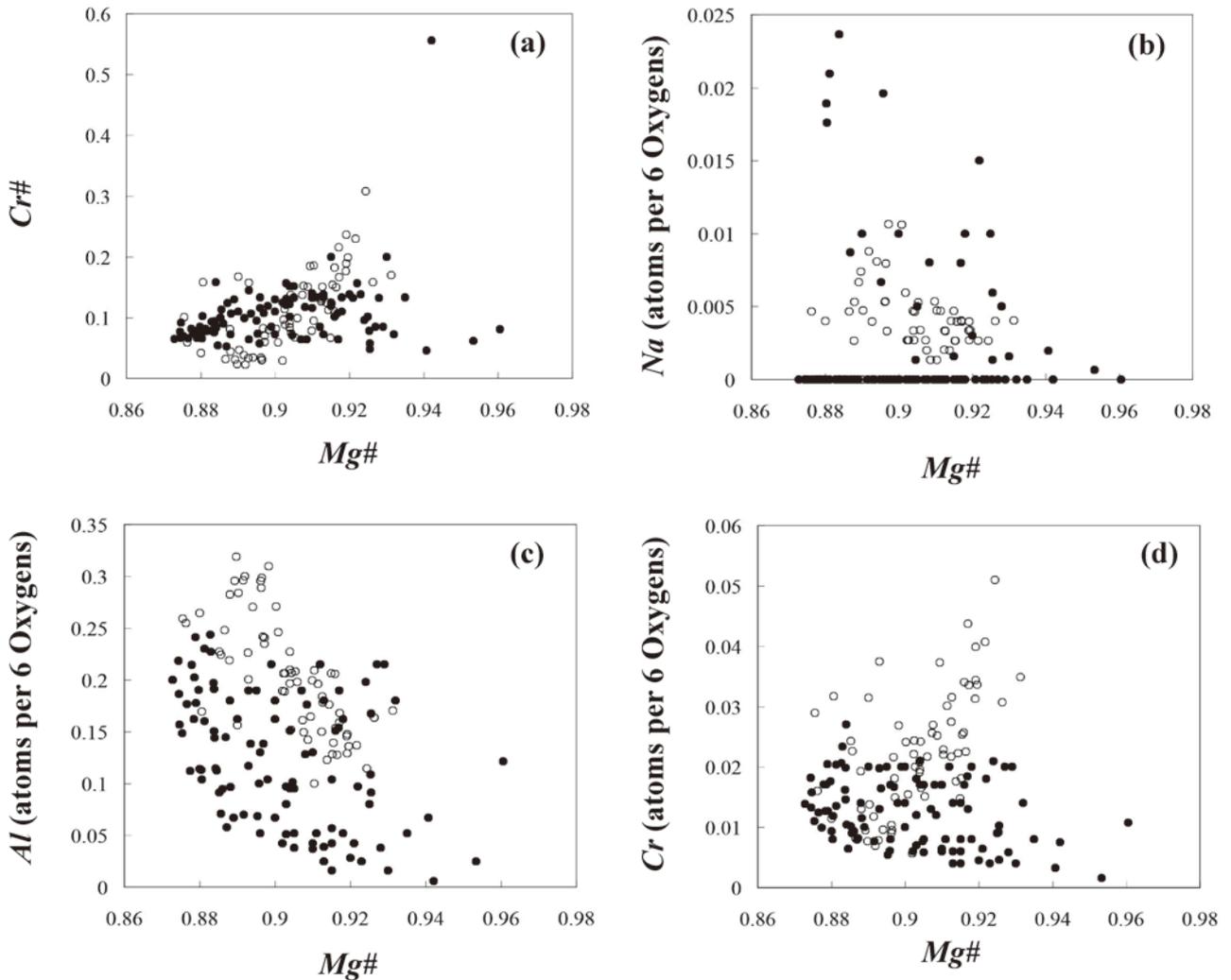


Fig. 2. Orthopyroxene compositions included in compiled datasets. (a) Cr# [= Cr / (Al + Cr) in molar basis] is plotted against Mg# [= Mg / (Mg + Fe) in molar basis] . (b-d) Concentrations of Na, Al, and Cr (atoms per 6 Oxygens) are plotted against Mg#, respectively. Symbols are the same as those in Fig. 1.

Table 1. Average and standard deviation (1σ) of ΔT for Ca-in-Opx thermometer of Brey & Köhler (1990) and this study.

| | | All data | Subsolidus | | | Above-solidus |
|------------|--------------------|----------|------------|--------------------|--------|---------------|
| | | All data | All data | Brey et al. (1990) | Others | |
| BK90 | Average ΔT | -7 | 26 | 4 | 50 | -56 |
| (Eq. 1) | 1σ | 77 | 60 | 17 | 78 | 74 |
| This study | Average ΔT | 5 | 26 | - | - | -25 |
| (Eq.6) | 1σ | 94 | 81 | - | - | 104 |

結果と議論

Table 1に、 ΔT の平均値と標準偏差を示す。今回用いた全てのデータについての ΔT の平均値は -7°C 、標準偏差 (1σ) は 77°C であった。このことから、標準偏差については二輝石温度計の2倍以上大きいものの、見かけ上はCa-in-Opx温度計は系統誤差を有していないように見える。しかしながら、サブソリダス平衡実験データだけに限ってみると ΔT の平均値は $+26^\circ\text{C}$ であるのに対し、平衡溶融データについては -56°C と、その値が大きくシフトする (Fig. 3)。このことは、Ca-in-Opx温度計が温度または化学組成に依存する系統誤差を含むことを示唆している。さらにサブソリダス平衡実験データのうちBrey et al. (1990) によるものとそれ以外を分けてみると、Brey et al. (1990) のデータについては ΔT の平均値が $+4^\circ\text{C}$ 、標準偏差 (1σ) は 17°C と非常によく実験温度を再現している一方で、他のデータについては ΔT の平均値が $+50^\circ\text{C}$ 、標準偏差 (1σ) は 78°C と実験温度再現性が悪い。Brey et al. (1990) と他の文献では、サブソリダス平衡実験の温度・圧力範囲は互いに似通っていることから、この ΔT 値の大きなばらつきは、実験に用いたかんらん岩のバルク化学組成の違いを反映している可能性がある。

Opxの化学組成に対するCa-in-Opx温度計の依存性を検討するために、次のような分析を行った。一般に鉱物相j中のi成分の活動度 α_i^j は、i成分のモル分率 X_i^j と活動度係数 γ_i^j によって $\alpha_i^j = \gamma_i^j X_i^j$ と表される (ここで γ_i^j は鉱物相jの化学組成の関数である)。対数表記にすると、 $\ln \alpha_i^j = \ln X_i^j + \ln \gamma_i^j$ となる。Opx中のデオプサイド成分の活動度 $\alpha_{\text{di}}^{\text{opx}}$ とモル分率、活動度係数の関係は、 $\ln \alpha_{\text{di}}^{\text{opx}} = \ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx}} + \ln \gamma_{\text{di}}^{\text{opx}} = \ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx (CMS)}} + \ln \gamma_{\text{di}}^{\text{opx (CMS)}}$ と記述できる。ここで、 $X_{\text{Ca}}^{\text{opx}}$ と $X_{\text{Ca}}^{\text{opx (CMS)}}$ は多成分系およびCMS系におけるデオプサイド成分のモル分率、 $\gamma_{\text{di}}^{\text{opx}}$ と $\gamma_{\text{di}}^{\text{opx (CMS)}}$ は多成分系およびCMS系における活動度係数である。今、CMS系において $\ln \alpha_{\text{di}}^{\text{opx}} = \ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx (CMS)}} + \ln \gamma_{\text{di}}^{\text{opx (CMS)}} = a + b/T$ (ここでaとbは定数) の関係が成り立つとする。 $a' = a - \ln \gamma_{\text{di}}^{\text{opx (CMS)}}$ とおくと、上式は $\ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx (CMS)}} = a' + b/T$ と書き改められ、(1)式と同型となる。この式に $\ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx}} + \ln \gamma_{\text{di}}^{\text{opx}} - \ln \gamma_{\text{di}}^{\text{opx (CMS)}} = \ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx (CMS)}}$ を代入すると、多成分系へと拡張した式として $\ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx}} + [\ln \gamma_{\text{di}}^{\text{opx}} - \ln \gamma_{\text{di}}^{\text{opx (CMS)}}] = a' + b/T$ が得られる。左辺第2項を $f(X_i)$ とおくと、 $\ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx}} + f(X_i) = a' + b/T$ となる。この式を(1)式と比較すると、

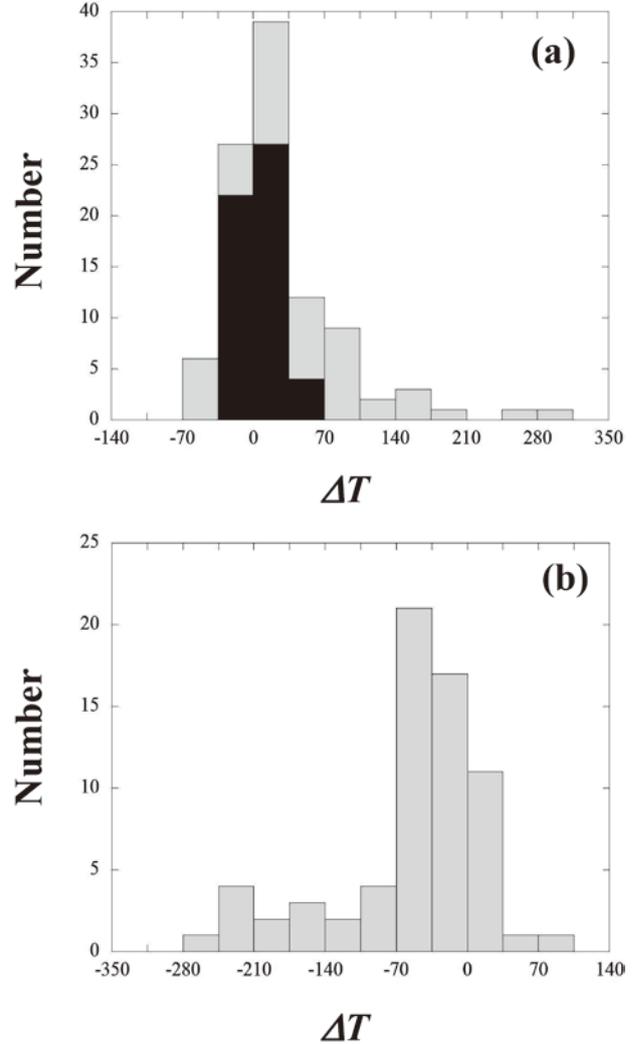


Fig. 3. Histograms of ΔT for subsolidus equilibrium experiments, (a), and above-solidus melting experiments, (b), respectively. Black part in (a) is the experimental data of Brey et al. (1990).

$$\ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx}} + f(X_i) - 1.843 = - [6425 + 26.4 P (\text{kbar})] / T \quad (3)$$

が得られる。 $f(X_i)$ はOpxの化学組成の関数であり、Opxの化学組成に対するCa-in-Opx温度計の依存性はこの項に含まれると考えることができる。この式を変形すると、

$$f(X_i) = 1.843 - \ln X_{\text{Ca}}^{\text{opx}} - [6425 + 26.4 P (\text{kbar})] / T \quad (4)$$

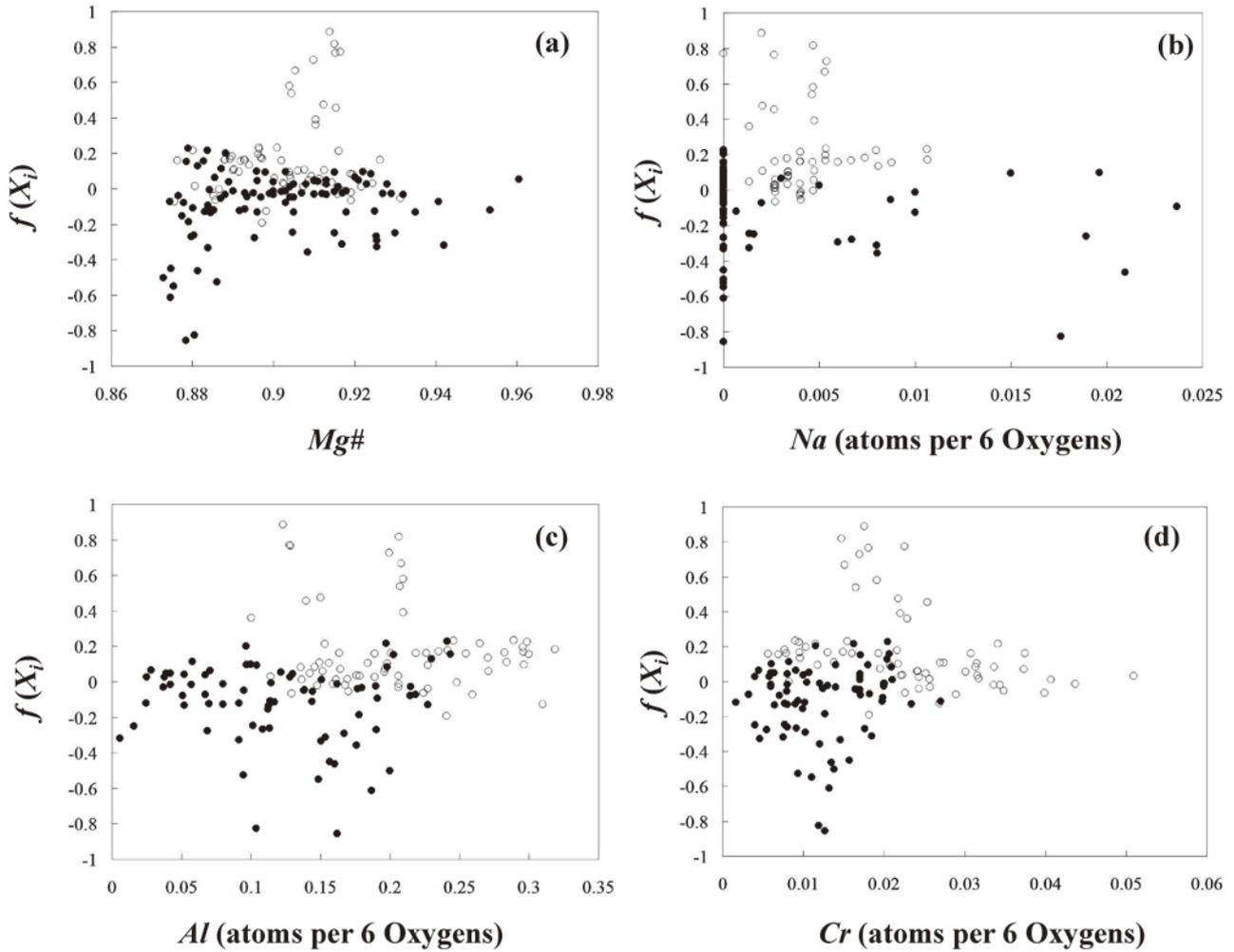


Fig. 4. Relation between $f(X_i)$ and $Mg\#$, (a), Na content, (b), Al content, (c), and Cr content in Opx, (d), respectively.

が得られる。もし、 $f(X_i)$ と Opx の元素濃度との間に明瞭な相関関係が見られたなら、(1)式は化学組成に関する系統誤差を持つと結論できる。

Fig. 4 に $f(X_i)$ と Opx の $Mg\#$ および Na, Al, Cr 含有量との関係を示す。0.86 から 0.96 の $Mg\#$ の範囲で、多くの実験データは -0.2 から 0.2 の $f(X_i)$ 値を示し、両者の間に明瞭な相関はみられない (Fig. 4a)。ここで ± 0.2 の $f(X_i)$ のばらつきは、およそ $\pm 70^\circ\text{C}$ の ΔT のばらつきに相当する。Na, Al, Cr についても、その含有量と $f(X_i)$ の間に明瞭な相関関係は確認できなかった (Fig. 4b-d)。この結果は、Opx の Ca 溶解度に及ぼす Fe の効果と Na や Al の効果が互いに相殺するという Brey & Köhler (1990) の解釈を補強するものでは必ずしもない。なぜなら、 ± 0.2 という $f(X_i)$ の大きなばらつきによって、化学組成依存性がマスキングされている可能性を否定できないためである。また、 $Mg\#$ や元素濃度などの変数に対して明瞭な相関がみられない他の原因として、活動度係数とこれらの変数との間の関係が単純でないためかもしれない。いずれにしても、これらの元素が Ca 溶解度に及ぼす影響は、Ca-in-Opx 温度計による見積もり温度に換算して $\pm 70^\circ\text{C}$ をこえる程大きいものではない。一方でこのことは、化学組成依存性の補正を加えることによって、Ca-in-Opx

温度計の信頼性を改善することが困難であることを意味している。

次に $f(X_i)$ と絶対温度の逆数との関係を Fig. 5 に示す。本来、 $f(X_i)$ は Opx の化学組成のみに依存する関数であり、温度とは独立である。しかし、 $f(X_i)$ と絶対温度の逆数と関係を見ると、両者の間には負の相関 (相関係数 $r = -0.41$, $p = 3 \times 10^{-8}$) を見出すことができる (Fig. 5)。 $f(X_i)$ と絶対温度の逆数の関係を一次曲線に最小二乗回帰したところ、

$$f(X_i) = 1.14 - 1628/T \quad (5)$$

の式が得られた。(5)式から Ca-in-Opx 温度計にはおよそ 1155°C を境として、これより高温側では平衡温度を過大に、低温側では過小に見積もる性質があることがわかる。すなわち、Ca-in-Opx 温度計は温度依存の系統誤差を有する。サブリキダス平衡実験と比較して、より高温である平衡熔融実験の方が系統的に高い ΔT の平均値を示すことは既に述べたが (Table 1, Fig. 3)、これは温度依存の系統誤差によって説明できる。

$f(X_i)$ が温度に対して依存性を示すことは、(1)式によって $X_{\text{Ca}}^{\text{Opx}}$ の温度依存性を適切に説明できていないこ

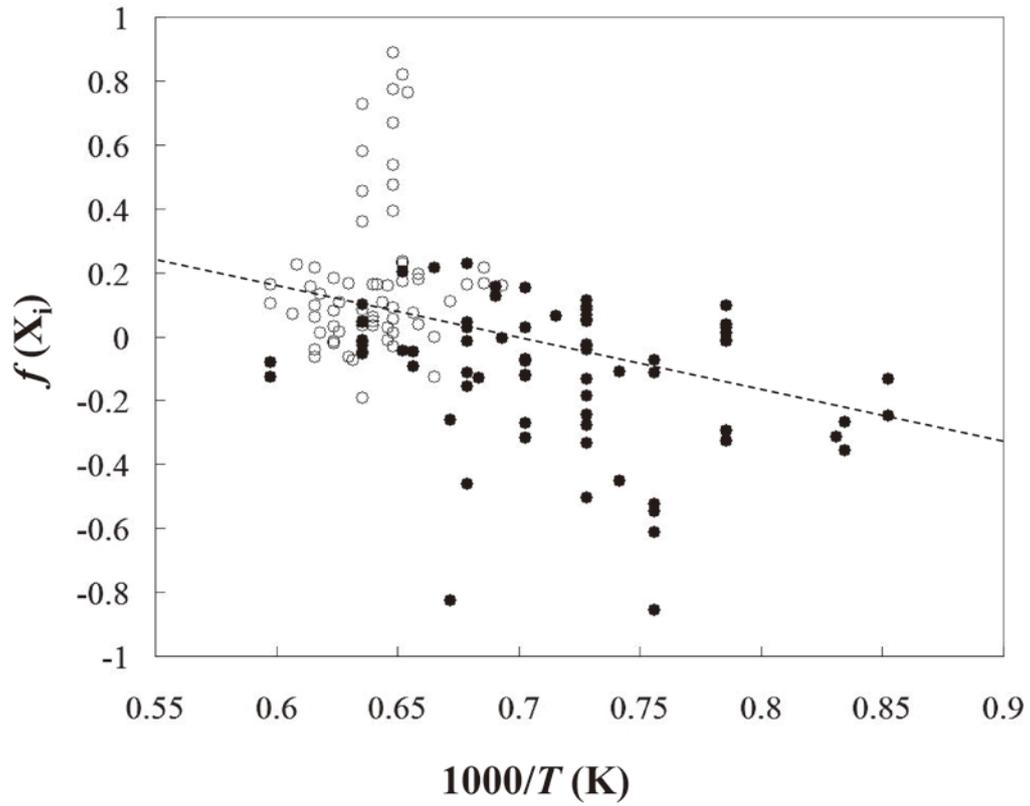


Fig. 5. Relation between $f(X_i)$ and reciprocal absolute temperature. Broken line is the least squared fitting line with $f(X_i) = 1.14 - 1628/T$. Symbols are the same as those in Fig. 1.

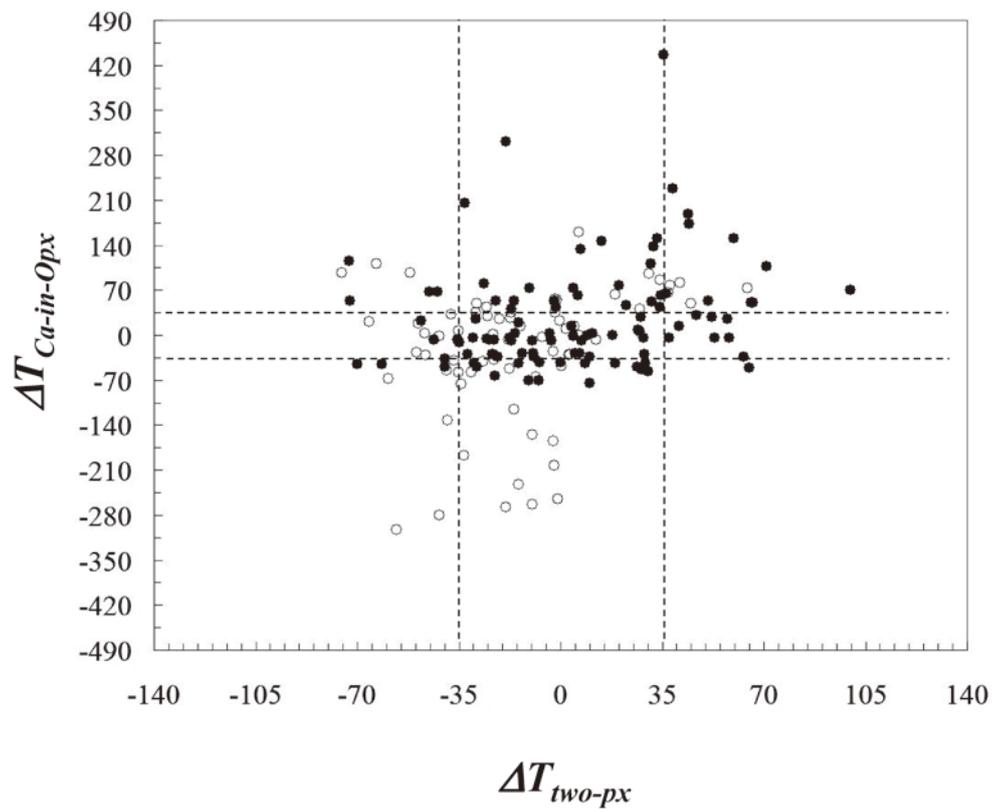


Fig. 6. ΔT of Ca-in-Opx thermometer proposed in this study is compared with that of two pyroxene thermometer of Ishibashi & Ikeda (2005). Broken lines indicates ΔT of $\pm 35^\circ\text{C}$.

とを示している。そこで、この温度依存の系統誤差の補正を試みた。(5)式を(4)式に代入して整理すると、

$$T_{\text{Ca-in-Opx}} = [4797 + 26.4 P (\text{kbar})] / [0.703 - \ln X_{\text{Ca}}^{\text{Opx}}] \quad (6)$$

が得られる。(6)式によって見積もった平衡温度の ΔT を Table 1 に示す。Brey & Köhler (1990) のモデルと比べてこのモデルでは、サブリキダス平衡実験と平衡溶融実験の間で見られた ΔT の平均値の差が小さくなっている。即ち、Ca-in-Opx 温度計の温度依存系統誤差が改善されているといえる。しかしながら、 ΔT の標準偏差は Brey & Köhler (1990) のモデルよりも大きくなる。これは、もともと見積もり温度が実験温度から大きく逸脱する比較的少数のデータセットについて、補正を加えた結果、 ΔT がさらに大きくなるためであると考えられる。温度補正を加えた後も、大部分のデータセットについては $f(X_i)$ が ± 0.27 の範囲でばらつく。このばらつきの原因は、本研究では特定できなかった。

最後に、Ca-in-Opx 温度計と二輝石温度計との間での信頼性の比較を示す。Fig. 6 の横軸および縦軸はそれぞれ、本研究で用いたデータセットについて石橋・池田 (2005) の二輝石温度計および Brey & Köhler (1990) の Ca-in-Opx 温度計によって算出された ΔT である。Ca-in-Opx 温度計では ΔT が $\pm 70^\circ\text{C}$ の範囲に入らない実験データが多数存在する。一方で、二輝石温度計ではこのようなデータについても $1\sigma = 35^\circ\text{C}$ の精度で実験温度を再現できる。Wood & Banno (1972) は、Opx, Cpx 単相中のエンスタタイト成分の活動度はそれぞれの化学組成に強く依存するが、活動度の比をとると化学組成依存性の多くは相殺されるため、平衡定数の化学組成依存性は小さくなると議論している。Ca-in-Opx 温度計では ΔT が非常に大きいデータについても、二輝石温度計ではうまく実験温度を再現できるのは、二輝石温度計が平衡定数の温度依存性に基づくためと考えられる。以上の結果から、Ca-in-Opx 温度計に比べて二輝石温度計の方が、信頼性が格段に高いと結論できる。加えて、先に強調したように、Ca-in-Opx 温度計を適用するための前提条件は Opx と Cpx が共存していることであり、この条件では二輝石温度計も適用可能である。したがって、Opx と Cpx が共存するかんらん岩の平衡温度を見積もるには、より信頼性の高い二輝石温度計を使用すべきであり、敢えて Ca-in-Opx 温度計を用いる合理的な理由はないといえよう。

まとめ

本研究では、かんらん岩平衡実験データベースを用いて Ca-in-Opx 温度計の信頼性を検討した。以下にその要点を箇条書きでまとめる。

- Ca-in-Opx 温度計を適用するための前提条件は、Opx と Cpx が共存していることである。
- Brey & Köhler (1990) の Ca-in-Opx 温度計は、見積もり温度に $\pm 70^\circ\text{C}$ をこえる系統誤差を生じるような

化学組成依存性は有していない。

- Brey & Köhler (1990) の Ca-in-Opx 温度計には、温度に対する系統誤差が内在する。
- この温度依存の系統誤差を除去した Ca-in-Opx 温度計の修正モデルを提案した。
- Ca-in-Opx 温度計の信頼性は、二輝石温度計に比べて明らかに低いため、平衡温度の見積もりには二輝石温度計を使用すべきである。

謝辞

本稿を修正するうえで有益なコメントをくださった森下祐一教授と北村晃寿教授に感謝いたします。

引用文献

- Akella J. (1976), Garnet-pyroxene equilibria in the system $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$ and in a natural mineral mixture. *American Mineralogist*, **61**, 589–598.
- Ballhaus C., Berry R. F. & Green D. H. (1991), High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **107**, 27–40.
- Baker M. B. & Stolper E. M. (1994), Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**, 369–377.
- Brey G. P. & Köhler T. (1990), Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, **31**, 1353–1378.
- Brey G. P., Köhler T. & Nickel K. G. (1990), Geothermobarometry in four-phase lherzolites I. Experimental results from 10 to 60 kb. *Journal of Petrology*, **31**, 1313–1352.
- Fabriés J. (1979), Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 329–336.
- Falloon T. J. & Green D. H. (1987), Anhydrous partial melting of MORB pyrolite and other peridotite compositions at 10 kbar: implications for the origin of primitive MORB glasses. *Mineralogy and Petrology*, **37**, 181–219.
- Gaetani G. A. & Grove T. L. (1998), The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **131**, 323–346.
- 石橋秀巳・池田 剛 (2005), 輝石温度計の評価と改良. 岩石鉱物科学, **34**, 186–194.
- Lindsley D. H. (1983), Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, **68**, 477–493.
- Lindsley D. H. & Andersen D. J. (1983), A two-pyroxene thermometer. *Journal of Geophysical Research*, **88S**, A887–A906.
- Lindsley D. H. & Davidson P. M. (1980), Discussion of

- “Thermodynamic parameters of $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ pyroxenes based on regular solution and cooperative disordering models” by Holland, Navrotsky, and Newton. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**, 301–304.
- Nickel K. G. & Brey G. P. (1984), Subsolidus orthopyroxene-clinopyroxene systematics in the system CaO - MgO - SiO_2 to 60 kb: a re-evaluation of the regular solution model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**, 35–42.
- O’Neil H. St. C. (1980), An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer: corrections. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **72**, 337.
- O’Neil H. St. C. & Wall V. J. (1987), The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth’s upper mantle. *Journal of Petrology*, **28**, 1169–1191.
- O’Neil H. St. C. & Wood J. B. (1979), An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**, 59–70.
- Pickering-Witter J. & Johnston A. D. (2000), The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 190–211.
- Sachtleben T. & Seck H. A. (1981), Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications for pyroxene geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**, 157–165.
- Schewab B. E. & Johnston A. D. (2001), Melting systematics of modally variable compositionally intermediate peridotites and the effects of mineral fertility. *Journal of Petrology*, **42**, 1789–1811.
- Sen G. & Jones R. (1989), Experimental equilibration of multicomponent pyroxenes in the spinel peridotite field: implications for practical thermometers and a possible barometer. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 17871–17880.
- Taylor W. R. (1998), An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, **172**, 381–408.
- Wasylenki L. E., Baker M. B., Kent A. J. R. & Stolper, E. M. (2003), Near-solidus melting of the shallow upper mantle: partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology*, **44**, 1163–1191.
- Wells P. R. A. (1977), Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **62**, 129–139.
- Wood B. J. & Banno, S. (1972), Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **42**, 109–124.