

# 冷却する海洋リソスフェア中の単斜輝石の化学反応と 元素拡散

西村 光史<sup>a</sup>・山本 順司<sup>b</sup>・石橋 秀巳<sup>c</sup>

Chemical reaction and diffusion in a clinopyroxene in a cooling oceanic  
lithosphere

Koshi NISHIMURA<sup>a</sup>, Junji YAMAMOTO<sup>b</sup>, Hidemi ISHIBASHI<sup>c</sup>

## Abstract

Calcium diffusion profiles in clinopyroxene adjacent to orthopyroxene are calculated numerically under P-T conditions of a cooling oceanic lithosphere. The compositions of two pyroxenes at a contact surface are determined based on a thermodynamic model assuming instantaneous interfacial equilibrium. The compositional difference between the core and rim of crystals induces the diffusion of cations within the crystals.

At a distance of 2000 km from a ridge, the clinopyroxene in the shallower part of the oceanic lithosphere (e.g., 30 km depth) has a high-Ca rim, whereas that in the deeper part (e.g., 60 km depth) are homogenized by annealing because of lower cooling rate.

**Keywords** : two-pyroxene thermometer, oceanic lithosphere, mantle, chemical zoning, cooling-rate responsiveness, numerical simulation

## 1. はじめに

下部地殻・上部マントルを構成する岩石には単斜輝石と斜方輝石が含まれることが多い  
ため、しばしば両輝石間の反応の平衡定数の温度依存性を利用した平衡温度の推定が行わ

<sup>a)</sup> 東洋大学自然科学研究室 112-8606 東京都文京区白山 5-28-20  
Natural Science Laboratory, Toyo University, 5-28-20 Hakusan, Bunkyo-ku, Tokyo 112-8606, Japan

<sup>b)</sup> 北海道大学 総合博物館 060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目  
The Hokkaido University Museum, Nishi 8, Kita 10, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

<sup>c)</sup> 静岡大学理学部地球科学科 442-8529 静岡県静岡市駿河区大谷 836  
Department of Geoscience, Faculty of Science, Shizuoka University, 836 Ohya, Suruga-ward, Shizuoka 442-8529, Japan

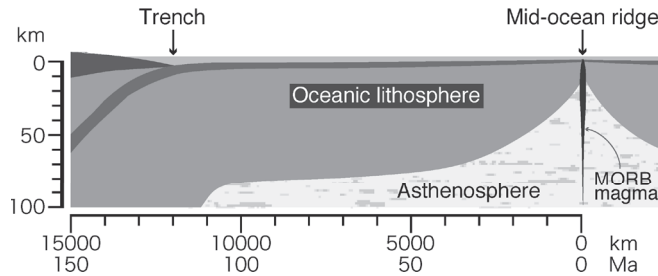


図1. 海洋リソスフェアの模式断面図

れる（例えば石橋・池田, 2005; Sen et al., 2005; Ionov, 2010; Yamamoto et al., 2012; 2014; Johannesen et al., 2014）. しかしながら両輝石の示す温度が冷却史のどの段階を表しているのかについては必ずしもよくわかっていない. 下部地殻・上部マントルのある深さで温度が変化すると, 単斜輝石・斜方輝石の界面元素分配関係が変化し, 両輝石の接触部の平衡化学組成は熱力学的に一意に決まる. しかしそれぞれの輝石内部の組成変化は結晶のコアー・リム間の化学組成差に起因する拡散過程に依存する.

最近, Yamamoto et al. (2017) は冷却速度に対する単斜輝石組成の応答性を調べるため, 拡散係数の温度依存性を考慮した数値計算を行った. その結果, 海洋リソスフェア (図1) の深部では900℃以上の高温で時間をかけて拡散が進行することで均質な単斜輝石が形成されるのに対し, 浅部ではリムでCaに富む組成累帯構造を形成することが推定された. この推定の根拠となっているのは, 冷却率を一定とし, 様々な冷却率で計算した単斜輝石中のCa濃度プロファイルであるが, 実際のリソスフェアの冷却率は場所により様々な時間変化する. そこで本研究では冷却するリソスフェアの温度の時空間変化を熱伝導モデルより計算し, 輝石の元素拡散モデルと組み合わせることにより, 複数深度における単斜輝石の組成累帯構造の時系列発達過程を定量的に検討した.

## 2. モデル

海洋リソスフェアはマントル上昇流の生じる中央海嶺で形成され, 水平方向に拡大していく. 剛体として振る舞う海洋リソスフェアと柔らかいアセノスフェアの境界は温度で決まり, 海洋リソスフェアは移動とともに冷却するため, 厚く成長していく (図1). 海洋リソスフェアの温度変化は半無限体冷却モデル (half-space cooling model) で近似することができる. 海底面 (海洋リソスフェアの表面) を水平とし, アセノスフェアの温度を  $T_1$  とおく. 中央海嶺で海底に現れたアセノスフェアは海水により表面温度  $T_b$  まで冷却され, 海洋リソスフェアを形成していく. この場合の海洋リソスフェア内部の温度  $T$  は熱伝導方程式の解析解より

$$\frac{T - T_b}{T_1 - T_b} = \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa x/u}}\right) \quad (1)$$

で記述される (Crank, 1975; Turcotte and Schubert, 1982). ここで  $z$  は海洋リソスフェアの深さ,  $x$  は海嶺からの距離,  $u$  は海洋リソスフェアの移動速度,  $\kappa$  は熱拡散率を表す. 計算には  $T_b = 4^\circ\text{C}$ ,  $T_l = 1300^\circ\text{C}$ ,  $\kappa = 1 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $u = 10 \text{ cm yr}^{-1}$  の値を用いた.

海洋リソスフェアの温度変化に伴う単斜輝石の組成変化の計算は Yamamoto et al. (2017) の方法に従う. 輝石の組成として単純な  $\text{CaO-MgO-SiO}_2$  系を考える. この系では定圧の場合, 共存する単斜輝石と斜方輝石の境界部における平衡化学組成は温度によって一意に決まる. ここでは両輝石間の界面局所平衡を仮定し, 平衡組成—温度関係を Lindsley and Davidson (1980) の熱力学モデルに基づいて計算した. ある温度における両輝石の化学組成は以下の化学ポテンシャルのバランスの式を連立して解くことにより得られる.

$$\mu_{En}^{opx} = \mu_{En}^{cpx} \quad (2)$$

$$\mu_{Di}^{opx} = \mu_{Di}^{cpx} \quad (3)$$

ここで opx は斜方輝石, cpx は単斜輝石, En はエンスタタイト成分 ( $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ), Di はデオブサイド成分 ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ) を表す. Yamamoto et al. (2017) では数値計算の簡略化のため, 最小二乗法を用いたフィッティングを行い, 単斜輝石の Ca 濃度を温度を変数とする多項式として扱っている.

単斜輝石と斜方輝石の接触部(リム)のそれぞれの平衡組成が温度によって変化すると, 結晶内部にはコア—リム間の化学組成差に起因する元素拡散が生じる. 拡散係数  $D$  の温度依存性は以下の式で記述される.

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (4)$$

ここで  $D_0$  は定数,  $Q$  は拡散の活性化エネルギー,  $R$  は気体定数である. 単斜輝石の拡散プロファイルは隣接する斜方輝石の拡散プロファイルも反映するため, 以下では単斜輝石の拡散のみを考える. Zhang et al. (2010) の Ca-Mg 相互拡散モデルに従うと, Ca の拡散係数は単斜輝石の  $c$  軸に沿った方向が最も大きい. よって本研究では単斜輝石の  $c$  軸に沿った 1 次元 Ca 拡散のシミュレーションを行った. 計算には  $D_0 = 10^{-9.62} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $Q = 265 \text{ kJ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$  (Zhang et al., 2010) の値を用いた. 結晶は粒径  $2 \text{ mm}$  とし, 結晶成長しないとする.

### 3. 結果と議論

海嶺軸と垂直な断面における海洋リソスフェアの温度分布を図 2 に示す. ここでは中央海嶺で形成された海洋リソスフェアが  $10 \text{ cm/yr}$  で水平移動すると仮定しているため, 横軸は海嶺からの距離とともに形成年代を表す. リソスフェア浅部 (例えば深さ  $30 \text{ km}$ ) で

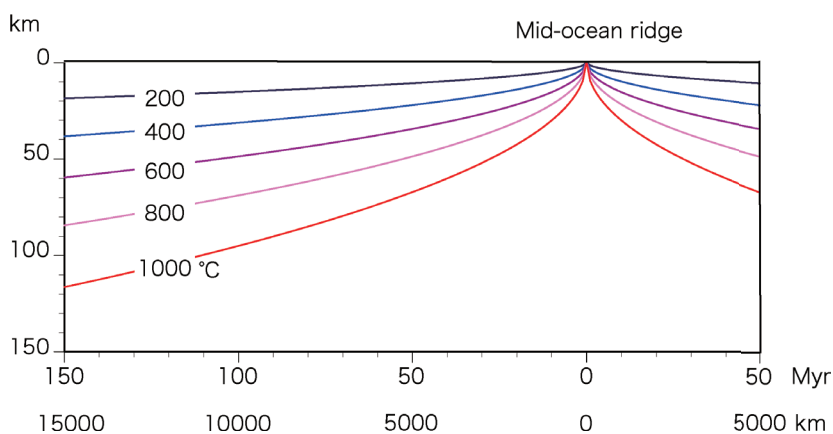


図2. 海洋リソスフェアの温度構造の計算結果

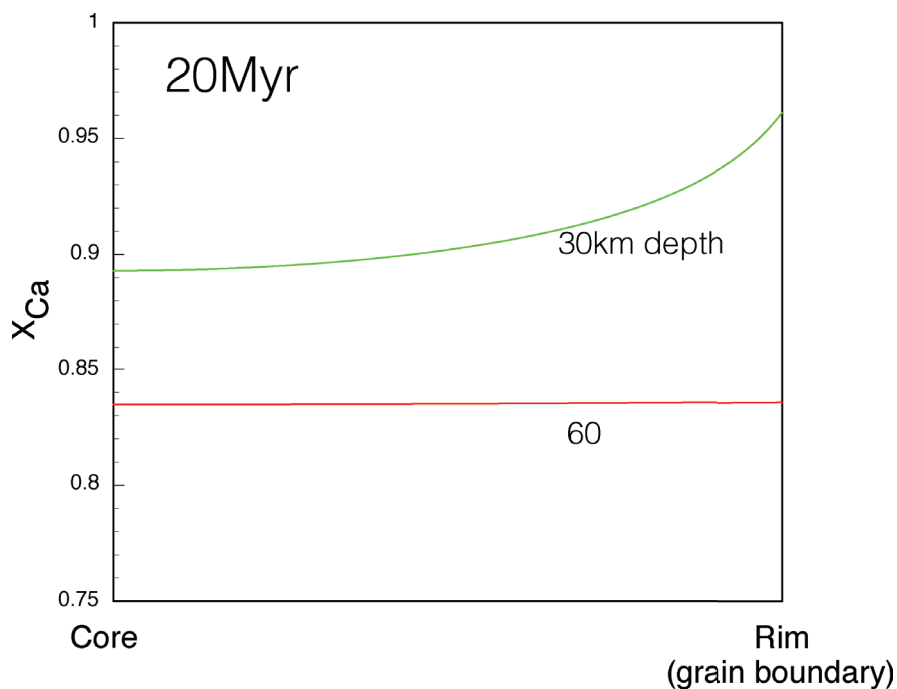


図3. 形成年代2000万年の海洋リソスフェアにおける単斜輝石のCa濃度プロファイル。

は水平移動とともに比較的早期に低温に達するのに対し、深部（例えば深さ60 km）では高温が長く維持されることがわかる。

海洋リソスフェアの深さ30 kmと60 km地点における単斜輝石のCa濃度プロファイルを図3-5に示す。X<sub>Ca</sub>は単斜輝石のM2席中のCaのモル分率を表す。形成年代が2000万年(海嶺からの距離2000 km)の場合、深さ60 kmでは単斜輝石のコアからリムまで均質な化学組成を示す(図3)。これは結晶がより拡散しやすい高温状態に長く維持され、拡散が十分

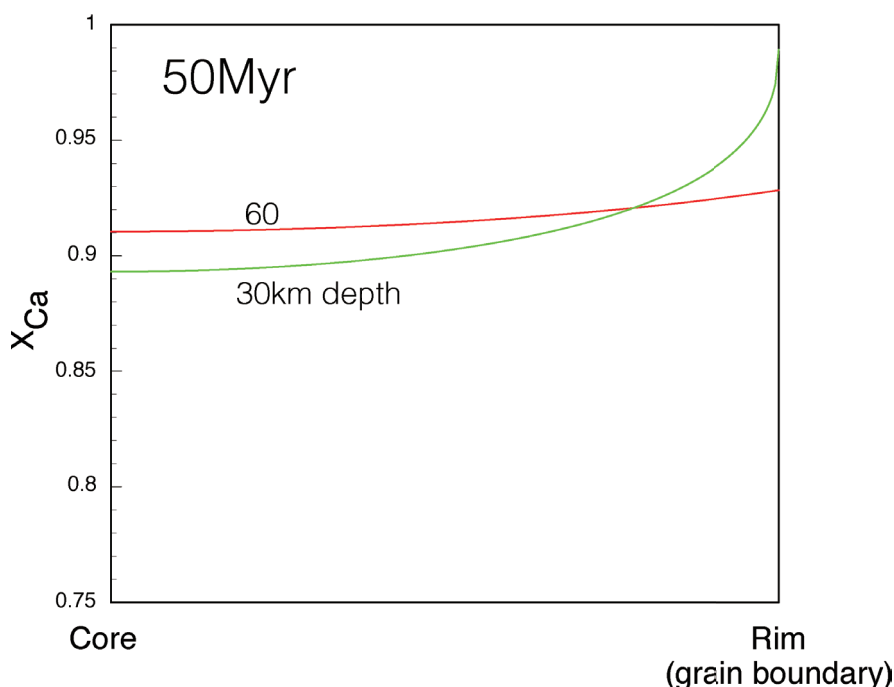


図4. 形成年代5000万年の海洋リソスフェアにおける単斜輝石のCa濃度プロファイル。

に進行したためである。この結果はYamamoto et al. (2017) の議論を支持する。一方、深さ30 kmでは結晶のコアからリムに向かってCa濃度が増加する組成累帯構造を形成する。形成年代が5000万年（海嶺からの距離5000 km）の場合、深さ60 kmでは2000万年と比べて拡散が不十分になっており、コアからリムにかけて緩やかにCa濃度が上昇する弱い累帯構造が見られる（図4）。深さ30 kmではコアの組成は2000万年の場合と変わらないが、リムの組成がより高Ca組成となっているため、リム付近の組成勾配が急になっている。形成年代が1億年の場合、深さ60 kmでは5000万年の場合と比べ、コアからリムにかけてのCa濃度の増加が大きくなっている（図5）。深さ30 kmでは組成プロファイルが5000万年のものとリムを除いてほとんど変わらない。

深さ30 kmにおける単斜輝石はコアのCa濃度が形成年代2000万年から1億年まで変化しておらず、2000万年ではすでにコアは閉鎖温度に達していたことを示している。一方、深さ60 kmにおける単斜輝石は形成年代5000万年以降もコアのCa濃度が変化しており、高温でゆっくりと拡散が進んだことを示している。深さによる冷却速度の違いは閉鎖温度に違いをもたらすため、同じ初期温度から冷却しているにも関わらず、最終的な結晶の拡散プロファイルが異なることになる。

単斜輝石のリムの組成は正確に温度を反映しており、高温ほどCa濃度が低い（温度は図2参照）。コアからリムまで平衡が成り立っている単斜輝石（図3の深さ60 km）では化学分析から平衡温度を求める場合に、どこを分析しても正確な温度が得られるが、それ以外では見かけの温度を示す可能性があるので注意が必要である。形成年代2000万年で

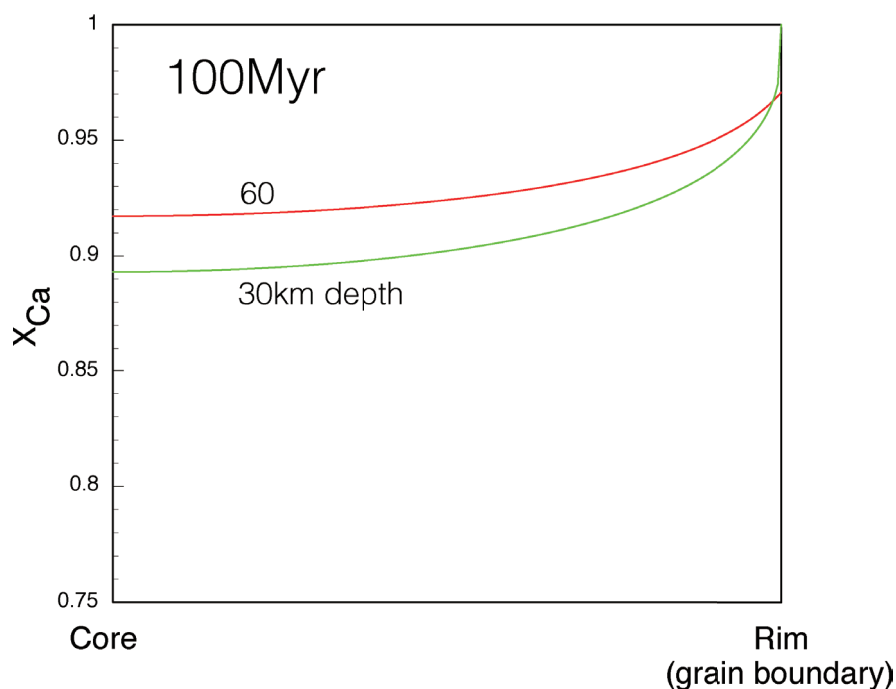


図5. 形成年代1億年の海洋リソスフェアにおける単斜輝石のCa濃度プロファイル.

は、深さ60 kmの単斜輝石は30 kmのものよりも結晶のすべての場所で高温組成を示しているが、5000万年および1億年ではリム付近を除いた部分で深さ60 kmと30 kmの組成の関係が逆転し、深部が低温組成、浅部が高温組成を示すようになる(図3-5)。この結果は、マントルや下部地殻由来の岩石(例えばゼノリス)から地質温度計を用いて温度の推定をする場合、冷却速度の違いにより見かけの温度構造(ジオサーム)が作られてしまうことを示唆している。

## 参考文献

- Crank J. (1975) The mathematics of diffusion, 2nd edn. Oxford University Press, New York
- Ionov, D. A. (2010) Petrology of Mantle Wedge Lithosphere: New Data on Supra-Subduction Zone Peridotite Xenoliths from the Andesitic Avacha Volcano, Kamchatka. *J. Petrol.* **51**, 327-361.
- 石橋・池田(2005) 輝石温度の評価と改良. 岩石鉱物科学 **34**, 186-194.
- Johanesen, K., Platt, J. P., Kaplan, M. S., Ianno, A.J. (2014) A revised thermal history of the Ronda peridotite, S. Spain: new evidence for excision during exhumation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **393**, 187-199.

- 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. *Contrib.Mineral. Petrol.* **75**, 301-304.
- Sen, G., Keshav, S., Bizimis, M. (2005) Hawaiian mantle xenoliths and magmas: Composition and thermal character of the lithosphere. *Am. Mineral.* **90**, 871-887.
- Turcotte, D. L., Schubert, G. (1982) *Geodynamics*, John Wiley & Sons, New York.
- Yamamoto, J., Nishimura, K., Ishibashi, H., Kagi, H., Arai, S., Prihod'ko, V.S. (2012) Thermal structure beneath Far Eastern Russia inferred from geothermobarometric analyses of mantle xenoliths: direct evidence for high geothermal gradient in backarc lithosphere. *Tectonophysics* **554-557**, 74-82.
- Yamamoto, J., Korenaga, J., Hirano, N., Kagi, H. (2014) Melt-rich lithosphere-asthenosphere boundary inferred from petit-spot volcanoes. *Geology* **42**, 967-970.
- Yamamoto J., Ishibashi H. and Nishimura K. (2017) Cooling rate responsiveness of pyroxene geothermometry. *Geochem. J.* **51**, 457-467
- Zhang, X., Ganguly, J., Ito, M. (2010) Ca-Mg diffusion in diopside: tracer and chemical inter-diffusion coefficients. *Contrib.Mineral. Petrol.* **159**, 175-186.