岩石学におけるプロセスモデル —コース石包有結晶の相転移モデルを例として—

西山 忠 男*

Process Model in Petrology

—Transition modeling of the coesite inclusion as an example—

Tadao NISHIYAMA *

Abstract

This paper considers the importance of “the process model” in petrology, taking a transition model of coesite inclusion as an example. The process model, as a new trend in petrology, deals a dynamics of physico-chemical processes in rocks and also in the crust, in contrast to the static analysis of the equilibrium state in the traditional petrology. It will provide a unified view and a perspective in interpretations of natural data, when combined with the results of the traditional petrology such as phase equilibrium analyses and pressure-temperature-time analyses. The process model stimulates the traditional petrology, leading to the establishments of more and more quantitative petrology.

Key words : process model, coesite inclusion, elastic interaction, kinetics, nucleation, phase transition, exhumation

キーワード : プロセスモデル, コース石包有結晶, 弾性相互作用, カイネティクス, 核形成, 相転移, 上昇

I. はじめに

岩石学は静的な状態解析の時代から動的な状態変化の解析の時代へと移ろうとしている。あるいはそれが言い過ぎならば、少なくとも岩石学の一部はそのような方向を目指していると言い換えても良い(西山, 1991)。ここではそのような問題意識で岩石学のプロセスモデルなるものを考えてみたい。プロセスモデルとは地殻や岩石の成因をその形成プロセスに重点をおいて解析するモデルという漠然とした意味合いで用いている造語で、顕微鏡レベルの反応組織の解析から地殻の進化の

モデルまでを念頭においている。今さら“プロセスモデル”などと仰々しい言葉をつくらなくても、そのようなモデルは沢山存在するわけだが、ここでは総合研究(A)“地殻下部の過程のモデリング”(代表者: 坂野昇平)の課題を意識して、モデリングというものの考え方を議論する材料を提示する意味で、この言葉を用いたい。

本稿では、超高压変成岩に含まれるコース石包有結晶のミクロな組織と超高压変成岩の上昇というマクロなテクトニクスを結びつけるプロセスモデルを一例として考えてみたい。

* 九州大学理学部地球惑星科学教室

* Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University

II. 弾性相互作用

鉱物や岩石の弾性体としての性質は、地震波のような短い時間スケールの現象を扱う時には重要であるが、岩石の成因を議論するような長い時間スケールの問題の場合には無視しようと一般的には考えられてきた。そこでは破壊や流動といった現象が重要で、弾性変形の役割は小さいであろうと。一方、鉱物学においては、コヒーレントソルバスとの関連において、相転移に伴う弾性相互作用の重要性が認識されている (Robin, 1974; Yund and Tullis, 1983; 森本, 1989)。アルカリ長石に見られるパーサイト構造は、その空間スケールによってクリプトパーサイト (光学顕微鏡で識別不可能な大きさのもの) とマイクロならびにマクロパーサイト (光学顕微鏡で識別可能なもの) に区分できる。このうち、クリプトパーサイトはラメラと母相の結晶構造が連続的である (両者の結晶格子が界面で一致している) ため、その界面は弾性歪みエネルギーを有する。このようなラメラの形成はコヒーレント離溶と呼ばれ、その起こる温度と組成の関係、すなわちコヒーレントソルバスは、平衡離溶 (弾性歪みを伴わない通常の離溶) の場合のソルバスと大きく異なる (ソルバス温度は組成によって100度C以上も低くなることもある) ことが示されている。クリプトパーサイトは地殻の浅い場所では何百万年も安定と考えられ、コヒーレンシーの解消 (弾性歪みの解放) は容易には起こらないらしい。

岩石の弾性波速度の高温高压下での測定実験から、花こう岩中の石英の α - β 転移が単結晶石英のそれよりも数10度高温側に変移することに気づいたのは Kern (1978) であった。彼はこれを花こう岩を構成する鉱物の異方性と熱膨張率の差に起因する岩石中の応力不均質のためであろうと考えた。Van der Molen (1981) はこれを追試して同じ結果を得た。彼はこの現象を Eshelby (1957) の弾性包有物の理論を援用して説明した。しかし、彼はこのような弾性相互作用による応力の不均質は長い地質時間においては塑性変形によって緩和されるので、石英の転移温度の変移は天然

の岩石では起こらないだろうと結論した。

以上のように相転移は体積の変化を伴うので、相転移に伴って応力と歪みが発生する。それが速やかに緩和されない場合には、鉱物や岩石中に応力の不均質と弾性歪みエネルギーを生じ、その後の相転移に影響を与えることになる。また相転移がなくとも、岩石のような多結晶体中では弾性定数 (熱膨張率や圧縮率など) の構成鉱物による差によって、応力と歪みが発生する。これも岩石中で起こりうる相転移に影響を及ぼす。これらが“弾性相互作用”という言葉の意味する内容である。

この弾性相互作用の岩石学における重要性は広く認識されるには至らず、理論的興味に留まっていた。これが俄然注目を集めるのは、Chopin (1984) による劇的なコース石の発見によってであろう。ほとんどのコース石はザクロ石や輝石に包有されて産し (例外的に他鉱物の粒間に産するものもある)、ザクロ石との間に多結晶質石英の層を伴う。またコース石包有結晶の周囲の母晶には放射状のクラックが発達するという特徴を持つ。Gillet *et al.* (1984) がこの特徴的な産状を Eshelby (1957) の弾性包有物理論によって説明した時、Van der Molen は地団駄を踏んで悔しがったに違いない。彼らに遅れること2年にして Van der Molen もコース石包有結晶が準安定に存在しうる理由を説明する論文を発表した (Van der Molen and Van Roermund, 1986)。この2つの論文によって議論されたことは以下のようにまとめられる。

- (1) コース石ならびにそれを包有するザクロ石は、問題とする温度圧力領域で弾性体として扱われる。コース石は転移を持たないことがTEM観察によって確認されており、この扱いを支持する。
- (2) ザクロ石に包有された石英が、熱膨張率の差による内圧 (包有物と母晶の境界における圧力) の上昇によって累進的にコース石に転移することは起こり得ないことが計算によって示される。すなわち、コース石包有結晶はコース石の安定領域内でザクロ石に包有され、超高压変成岩の

上昇過程でその一部が石英に転移したものである。

- (3) コース石包有結晶とザクロ石母晶との弾性相互作用は“sphere in hole”問題として定式化される。弾性定数の差に起因して包有結晶“sphere”の体積増加が、初期状態において占めていた空間“hole”の体積増加よりも大きければ内圧は増大し、ある閾値に達したところで放射状のクラックが発生する。逆にもし包有結晶の体積増加の方が小さければ内圧は減少し、同心円上のクラックの形成が期待される。
- (4) コース石の一部が石英に転移すると体積増加のために内圧が上昇する。内圧は外圧（岩石の封圧）の大きさに関わらず、コース石・石英転移曲線上の値を保ちながら転移が進行する。換言すれば、局所平衡が成立しており、内圧がその値を取るよう転移量が定まる。内圧と外圧の差が大きくなりすぎて母晶がその差を支えきれなくなると破壊が起こり、応力差が解放される。その閾値は、内圧が外圧の3倍になった時点であることが線形弾性理論によって示される。

以上の見解は大変画期的で、弾性相互作用の重要性を広く一般に知らしめることになった。私はこれらの論文を賛嘆の念で読んだが、次のような疑問が生じてくるのを禁じ得なかった。

- (A) コース石・石英転移はなぜコース石とザクロ石の粒界から生じるのか。
- (B) 局所平衡の仮定が正しければ、局所平衡が破れた時（すなわち破壊が起こった時）、なぜすべてのコース石が石英に転移してしまわないのか。
- (C) 彼らの弾性相互作用の取り扱い、石英を無視した2層球殻モデルであるが、石英層は弾性計算において本当に無視しうるのだろうか。

これらの問題が、コース石の発見から10年以上を経た現在、どのように考えられ、どのようにモデル化されているのか、以下に私見を交えながら述べてみたい。

III. 核 形 成

鉱物の核形成には均質核形成と不均質核形成の

2種があることは良く知られている（森本，1989）。均質核形成とは、母層の至るところで起こる核形成のことで、不均質核形成とは粒界や格子欠陥で起こる核形成のことである。不均質核形成が均質核形成よりも小さい活性化エネルギーで起こりうることは、たとえば Verhoeven (1975, 8 章) に証明されている。コース石の転移がザクロ石との界面で起こることはこの不均質核形成で説明できるだろう。また、もし界面に流体が介在していれば、それが核形成のための触媒として働くということもあるかも知れない。いずれにしても、コース石とザクロ石の界面はコース石内部よりも核形成が起こりやすい場所と考えられる。

核形成のモデリングはオリビン・スピネル転移について Rubie and Ross (1994) と Liu and Yund (1995) によってなされた。彼らは Christian (1981) に従って、均質核形成のための活性化エネルギーを用いて核形成速度を計算した。

$$\dot{N} = A_0 \left(\frac{k_B}{h} \right) T \exp \left(- \frac{\Delta G_{hom}^*}{k_B T} \right) \exp \left(- \frac{Q}{RT} \right) \quad (1)$$

ここで A_0 は単位体積当たりの核形成サイトの数、 k_B はボルツマン定数、 h はプランク定数、 Q は核の成長のための活性化エネルギー、 ΔG_{hom}^* は均質核形成のための活性化エネルギーである。不均質核形成のための活性化エネルギーは核と母晶の間の2面角の関数となり、厳密な見積もりは難しい。Nishiyama (1997) は同様の見積もりをコース石・石英転移について行なったが、この理由で均質核形成を仮定した。この場合、得られる核形成速度は不均質核形成の場合よりも小さくなる。活性化エネルギーの計算には界面エネルギーの見積もりが必要で、それはかなり難しいが、上の論文では Liu and Yund (1995) の方法に従って、コース石・石英界面のエネルギーを $2.16 \times 10^{-2} \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$ と見積もった。

IV. 転移のカイネティクス

次の疑問「ザクロ石の破壊時にすべてのコース石が石英に転移してしまわないのはなぜか」に答えるには、どうしても転移のカイネティクスを導入しなければならない。すなわち、局所平衡理論

はここに破綻するのである。では最初から局所平衡を仮定せずに転移のカイネティクスを導入したら、内圧は与えられた温度・外圧経路に対してどのように変化するのだろうか。私はいくつかのカイネティクスを仮定して、この計算を2層球殻モデルで行なった結果を発表した(西山, 1996)。その後、仮定したカイネティクスの妥当性を批判されたので、金属学でその妥当性が認められている転移のカイネティクス(Christian, 1981)を採用し、3層球殻モデルで計算をやり直した(Nishiyama, 1997)。そこでは転移によって生じた石英の体積分率は

$$\xi = 1 - \exp\left\{-\frac{4\pi}{3} \int_0^t \dot{N}(\tau) \left[\int_\tau^t \dot{x} dt\right]^3 d\tau\right\} \quad (2)$$

で与えられる。ここで $\dot{N}(\tau)$ は(1)式の核形成速度で、 τ は核形成開始時刻、 t は問題とする任意の時刻である。 $\dot{x}$ は次式で与えられる線成長速度で、その時間積分は球状核を仮定するとその半径に相当する。

$$\dot{x} = k_0 T \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\Delta G_r}{RT}\right) \right\} \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (3)$$

ここで ΔG_r はコース石・石英転移の問題とする温度・内圧下でのギブス自由エネルギー変化で、Helgeson *et al.* (1978)に従って計算した。 k_0 はカイネティックパラメーターで、実験によって決める以外に手がない。コース石・石英転移の場合、適当な実験がないので、これは数値計算上任意のパラメーターとして与えた。

V. 3層球殻モデル

Gillet *et al.* (1984)やVan der Molen and Van Roermund (1986)は、石英層の存在を無視して2層球殻問題を解いたわけだが、この扱いはどの程度妥当なのだろうか。表1に弾性定数の値を各鉱物について示した。これを見ると石英の弾性定数はコース石に比べてかなり小さいことがわかる。とりわけ体積弾性率が小さい(すなわち圧縮率が大きい)ことは特筆に値する。石英はコース石に比べて3倍程度圧縮されやすいのである。石英層を無視することはかなり大きな問題を含んでいると考えざるを得ない。これを定量的に評価

表 1 鉱物の弾性定数：体積弾性率と剪断弾性率。

Table 1 Elastic constants of minerals used in the calculations taken from Bass (1995).

	Bulk Modulus (GPa)	Shear Modulus (GPa)
Coesite	$\kappa_c = 113.7$	$\mu_c = 61.6$
Quartz	$\kappa_q = 37.8$	$\mu_q = 44.3$
Garnet	$\kappa_g = 172.8$	$\mu_g = 92.0$

するには、石英層を考慮した3層球殻モデルに基づいて弾性計算を行なわねばならない。これは手に負えないと思っていたら、この問題を解いた論文を偶然見つけた。Lee and Tromp (1995)がそれである。彼らは顕著な累帯構造を有するジルコンの中に同心円状あるいは放射状のクラックが入っているのに気づき、メタミクト化に伴う体積変化によって発生する応力がその原因であると考えた。彼らは3層球殻モデルの弾性計算を展開し、任意の層が体積変化を行なう場合の解を与えた。またこの計算は4層以上の多層球殻モデルに容易に拡張できることも示された。その解は長いので引用しないが、解法の基本的な考え方はEshelby (1957)やGillet *et al.* (1984)と同じで、とりわけ難しいわけではない(難しいと思われた問題も答えを見ると以外に簡単だった、というのは良く経験することである)。

Nishiyama (1997)はこの結果をそのまま借用し、体積変化項を転移のカイネティクス(2)式で評価し、任意の温度・外圧経路が与えられた時に、各層の境界における応力(法線ならびに接線応力)がどのように変化するかを調べた。その結果を議論する前にカイネティクスの評価に必要な時間スケールの議論をしておく。

VI. 上昇の時間スケール

超高压変成岩の上昇速度はどのように見積もられるのだろうか。放射年代ならびにフィッシュントラック年代と閉鎖温度の関係から見積もられた上昇速度は、ドラマイラ岩体に対して $3 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{yr}^{-1}$ (Hacker and Peacock, 1995)である。

一方、Krough and Carswell (1995)は、上昇の初期において大きく($4 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{yr}^{-1}$)、後期

図 1 任意に与えられた温度・外圧経路（黒丸）に対する、ザクロ石・石英界面における法線応力（白四角）と石英・コース石界面における法線応力（白丸）の変化図。
1,073 K より 2 K 刻みで計算し、破壊条件を満たしたところで計算は終わっている。白三角はコース石・石英転移の平衡曲線。

Fig. 1 Examples of calculated results for the arbitrarily specified decompression path which is represented by solid circle.
Open square and open circle denote normal stresses at boundaries between garnet and quartz and between quartz and coesite, respectively. Open triangle represents coesite-quartz phase boundary.

において小さい ($2 \times 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{yr}^{-1}$) 上昇速度を
ノルドフィヨルド地域について与えている。

Leeder (1991) は一般的な造山帯の上昇速度のデータをコンパイルし、最小値としてカナダのコーストレンジの $10^{-4} \text{ m} \cdot \text{yr}^{-1}$ を、最大値としてスイスアルプスの $3 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{yr}^{-1}$ を与え、平均値としては $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{yr}^{-1}$ 程度であると議論した。これと比較すると、前述の超高压変成岩の上昇速度は、少なくとも上昇の初期においては一般的な造山帯の上昇速度の最大値に相当する大きさであることがわかる。

任意に与えた上昇経路（温度・圧力経路）において転移のカイネティクスを計算するには、温度の時間変化率を与えねばならない。それは上昇速度と地温勾配の積で求められる。このようにして Nishiyama (1997) では計算を 2 K の温度刻みで行なった時の時間の増分を 0.25×10^5 年と見積もった。

VII. モデル計算の結果

以上の手順で Nishiyama (1997) が行なったモデル計算の一例を図1に示す。この図には温度に対する外圧の変化（黒丸）とそれに対するザクロ石・石英界面での法線応力（白四角）、石英・コース石界面での法線応力（白丸）の値が示されている。これを見て驚くことは、上昇の初期において内圧は外圧よりも低く、その後ゆっくりと外圧を上回るように変化することである。この特徴はカイネティックパラメーターの値をどのように変化させても変わらない。これは予想外の結果で、どこか計算を間違っているのではないかと筆者を不安に陥れたが、どこにも間違いを見つけることはできなかった。これは次のように説明できるだろう。図2に示したように、コース石の転移量は上昇の初期においては大変小さい。一方、上昇の初期は高封圧下にあるので圧縮率の効果が大きく、圧縮率の大きい石英層の存在のために、内圧は転

図 2 図 1 に対応する転移の進行度を温度に対して示した図。
進行度は、転移で形成された石英の体積分率で表わされている。

Fig. 2 Plot of transformation rate in terms of volume fraction of quartz against temperature in the case of Fig. 1.

移によって逆に小さくなると考えられる。用いた転移のカイネティクスが正しい限り、コース石・石英転移によって内圧がコース石・石英転移の平衡値に近づくということは、少なくとも上昇の初期においては起こらない。このことは2層球殻モデルとの決定的な違いであり、モデリングの恐ろしさを示しているとも言える。モデリングは自ずと何らかの近似を内包するものだが、その近似の妥当性は慎重に吟味されなければ、誤った結論を導くことになりかねない。このほか、Nishiyama (1997) では、破壊の起こる温度圧力条件を種々の経路についてカイネティックパラメーターの値を変えて求め、天然のコース石の産状（ザクロ石破壊時の転移量）を説明するには、より急激な減圧経路でより小さいカイネティックパラメーターの値が望ましいとの結論を得た。この結論もまた実験による検証を待たねばならないことは言うまでもない。

VIII. おわりに

岩石学におけるプロセスモデルの一例としてコース石包有結晶の相転移モデルを取り上げたが、このようなモデリングにどのような学問的意義があるのだろうか。超高压変成岩の研究においては、

伝統的な相平衡岩石学の手法はその温度圧力履歴や反応関係の推定において極めて強力である。ここで述べたプロセスモデルはそれに比して何ほどの情報をもたらしてくれるのだろうか。一つの答えは「モデリングは実験を触発する」(Murray, 1993) ということである。具体的には次のような問題提起をこのプロセスモデルはなしている。

- (1) 高压実験によってコース石・石英転移のカイネティクスが正しく決められねばならない。これはより定量的な理解のために必要である。
- (2) 石英層が塑性変形をしていないか、TEM 観察によって転移の発達状況を調べねばならない。塑性変形の程度がわかれば、それによる応力緩和を見積もることができ、弾性計算の結果も変わるだろう。
- (3) より詳細な記載岩石学的手法によって、ザクロ石破壊時の転移量を正確に決める必要がある。1 枚の薄片中でも包有結晶によって転移量が異なるように見える（平島崇男：私信）のはなぜだろうか。

結局、プロセスモデルは実験岩石学や相平衡岩石学と相補的な役割を果たすものであり、ある場合にはそれらから情報を得、ある場合にはそれらに研究の指針を還元し、天然のデータの解釈に統

一的視点と展望を与えうるものと言えるだろう。いずれにしても、岩石学がより定量的になるために、プロセスモデルの役割は今後ともますます重要になってくるであろう。

謝 辞

鳥海光弘氏には草稿を読んで頂き、貴重なご意見を賜った。そのコメントに従って、本稿は全面的に書き改められた。坂野昇平氏は私にとってウォルフガング・パウリのような存在であった。都城秋穂先生には貴重な文献を多数ご恵みいただいた。以上、記して感謝したい。

文 献

- Bass, J.D. (1995): Elasticity of minerals, glasses and melts. In Ahrens, T.J. ed.: *Mineral physics & crystallography*. AGU Reference Shelf 2, 45-63.
- Chopin, C. (1984): Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 107-118.
- Christian, J.W. (1981): *The theory of transformations in metals and alloys*. Part 1. 2nd ed. Pergamon Press, Oxford, 586p.
- Eshelby, J.D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A.*, **241**, 376-396.
- Gillet, P.H., Ingrin, J. and Chopin, C. (1984): Coesite in subducted continental crust: P-T history deduced from an elastic model. *EPSL*, **70**, 426-436.
- Hacker, B.R. and Peacock, S.M. (1995): Creation, preservation, and exhumation of UHPM rocks. In Coleman, R.G. and Wang, X. eds.: *Ultrahigh pressure metamorphism*. Cambridge University Press, London, 159-181.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. and Bird, D.K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, **278**-A, 1-229.
- Kern, H. (1978): The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks. *Tectonophysics*, **44**, 185-204.
- Krough, E.J. and Carswell, D.A. (1995): HP and UHP eclogites and garnet peridotites in the Scandinavian Caledonides. In Coleman, R.G. and Wang, X. eds.: *Ultrahigh pressure metamorphism*. Cambridge University Press, London, 244-298.
- Lee, J.K.W. and Tromp, J. (1995): Self-induced fracture generation in zircon. *J. Geophys. Res.*, **100**, 17753-17770.
- Leeder, M.R. (1991): Denudation, vertical crustal movements and sedimentary basin infill. *Geol. Rundschau*, **80/2**, 441-458.
- Liu, M. and Yund, R.A. (1995): The elastic strain energy associated with the olivine-spinel transformation and its implications. *PEPI*, **89**, 177-197.
- 森本信男 (1989): 造岩鉱物学. 東京大学出版会, 239p.
- Murray, J.D. (1993): *Mathematical biology*. Springer, Berlin. 767p.
- 西山忠男 (1991): 概論: 動的岩石学の構築について. 月刊地球, **143**, 275-279.
- 西山忠男 (1996): コース石の弾性場相転移モデルと超高压変成岩の温度圧力履歴. 月刊地球, **201**, 163-167.
- Nishiyama, T. (1997): Kinetic modeling of coesite-quartz transition in an elastic field and its implication for exhumation of ultrahigh pressure metamorphic rocks. *The Island Arc*, in press.
- Robin, P.-Y.F. (1974): Stress and strain in cryptoperthite lamellae and coherent solvus of alkali feldspars. *Amer. Miner.*, **59**, 1299-1318.
- Rubie, D.C. and Ross II, C.R. (1994): Kinetics of the olivine-spinel transformation in subducting lithosphere: Experimental constraints and implications for deep slab processes. *PEPI*, **86**, 223-241.
- Van der Molen, I. (1981): the shift of the α - β transition temperature of quartz associated with the thermal expansion of granite at high pressure. *Tectonophysics*, **73**, 323-342.
- Van der Molen, I. and Van Roermund, H.L.M. (1986): The pressure path of solid inclusions in minerals: The retention of coesite inclusions during uplift. *Lithos*, **19**, 317-324.
- Verhoeven, J.D. (1975): *Fundamentals of physical metallurgy*. John Wiley & Sons, New York, 567p.
- Yund, R.A. and Tullis, J. (1983): Subsolidus phase relations in the alkali feldspars. *Rev. Mineral.*, **2**, 141-176.

(1997年6月26日受付, 1997年7月14日受理)