

超塩基性および塩基性岩体の「しぼり出し上昇」 の数値実験

林 大五郎*

Numerical Experiment of Rising of Ultramafic and Mafic Rocks by Squeezing

Daigoro HAYASHI*

Abstract: Two mechanisms for the rising of plutonic rocks in terms of their origins are plausible. One is the rising resulted from the buoyancy of acid plutons, *e.g.* granite and migmatite which are lighter in density, being 2.67 and 2.76 respectively. The other is the rising due to the squeezing of mafic and ultramafic plutons, *e.g.* peridotite and gabbro which have heavier densities of 3.23 and 2.98 respectively.

There has been no verification for the mechanism of squeezing so far, though the mechanism by buoyancy has already been proposed by such authors as RAMBERG (Gravity, Deformation and the Earth's Crust, Academic Press, 214p, 1967) and KIZAKI (J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, 15, 157, 1972) and others.

The term squeezing signifies that when a pluton is heavier than its surrounding rocks (crust), the pluton is squeezed out by the pressure of the surrounding rocks. The rising of pluton by squeezing is demonstrated numerically by a computer simulation in the present paper.

要旨: 深成岩の上昇に関して, それらの成因上2つの機構が考えられる。1つは酸性岩, すなわち密度 2.67 g/cm^3 の花崗岩や 2.76 g/cm^3 のミグマタイトなどの, 浮力による上昇であり, 他は, 超塩基性ないし塩基性岩, すなわち密度 3.23 g/cm^3 のカンラン岩や 2.98 g/cm^3 のハンレイ岩などの, しぼり出しによる上昇である。浮力による上昇機構は RAMBERG (Gravity, Deformation and the Earth's Crust, Academic Press, 214p, 1967) や KIZAKI (J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, 15, 157, 1972) らによってすでに提案されているが, しぼり出し上昇の機構に関する検証はまだない。しぼり出しとは, 深成岩一周囲岩体より重いがあるとき, その深成岩が周囲岩体の圧力によってしぼり出されることを意味する。本論文では, この深成岩のしぼり出しによる上昇を, 数値的にシミュレートした。

* 琉球大学理学部海洋学科。Department of Marine Sciences, Ryukyu University, 3-1, Shuri Tōno-kura-chō, Naha-shi, Okinawa 903.

1. はじめに

深成岩体形成と侵入の成因は種々あるとしても、その上昇機構は大きく2つに分けられるであろう。1つは「浮力による上昇」であり、これは花崗岩（密度 2.67）やミグマタイト（密度 2.76）などの酸性岩に適用される。他の1つは「しぼり出しによる上昇」であり、これはカンラン岩（密度 3.23）やハンレイ岩（密度 2.98）などの超塩基性ないし塩基性岩に適用される（表1参照）。

「浮力による上昇」の機構は RAMBERG (1967) や林 (1975) によるスケールモデル実験や数値実験などによってすでに検証済である。さらにこの機構のより具体的なモデル化は FYFE (1970), KIZAKI (1972) および KIZAKI and HAYASHI (1979) らによって提案されるに至っている。

しかしながら、「しぼり出しによる上昇」の機構に関しては、いまだ理論はもとより実験的にも検討されるには至っていない。「しぼり出しによる上昇」の定義は種々あるが、ここでは上昇する深成岩体—これは液体でも固体でも良い—が周囲の岩体よりも比重が重い場合を指している。この上昇は結局周囲の岩体からの圧力（応力）によって重い岩体がしぼり出されることを意味する。この意味からいうと、噴火現象も1種のしぼり出しによるマグマの上昇とみなされうるであろう。'

表 1 種々の深成岩体の密度 (CLARK, 1966 による)
Table 1. Densities of various plutonic rocks (CLARK, 1966).

Serpentinite	2.6 -2.8 g/cm ³	Granulite	2.93 g/cm ³
Granite	2.67	Gabbro	2.98
Gneiss	2.69-2.84	Amphibolite	2.99
Granodiorite	2.72	Peridotite	3.23
Anorthosite	2.73-2.77	Dunite	3.28
Charnockite	2.74	Eclogite	3.42
Migmatite	2.76		

2. 深成岩の成因

地殻ないし上部マントルで膨大な体積を有するとされる深成岩類、すなわち斜長岩、カンラン岩および花崗岩の成因を簡単にまとめておく。

斜長岩は成因的には2つに分けられる。層状貫入岩体を呈しリズムミックレイヤリング (rhythmic layering) を持つものと、バソリス (batholith) 状を呈する Adirondack 型斜長

岩と呼ばれるものである。後者はさらに、主としてハンレイ岩質斜長岩からなり形状の不規則な **Labradorite** 型とドーム状をなし花崗岩質チャーノックaitを伴う **Andesine** 型とに分けられる。層状貫入岩体を呈するものは、ハンレイ岩質マグマからの結晶分化作用により斜長石が沈積して形成される。**Labradorite** 型のもは、玄武岩質マグマの貫入により生じ、**Andesine** 型のもは、一度貫入したマグマが後に熱せられ、部分融解してつくられる。

カンラン岩にも同様に3種の成因がある。第1は層状貫入岩体を作るもので、これは玄武岩質マグマの結晶分化作用によりカンラン石が沈積したものである。つぎは同心円状複合岩体を呈するもので、早期に晶出したカンラン石が中心部に濃集する、いわゆる流動分化作用によるものである。最後のものは、**Alpine** 型のカンラン岩類で、これの成因は3つほど考えられている。1番目は玄武岩質ないしピクライト質マグマの結晶分化作用によりカンラン石が沈積することによるもの。2番目は、 H_2O を含むカンラン岩マグマがマントルから上昇して貫入したもの。3番目は、高圧で生じた鉱物組合せを示すことから考えられたもので、これは輝石が多量の Al_2O_3 を含む輝石+スピネルの組合せを持つ。固体のまままで地殻へ上昇し貫入したもの、すなわちダイアビル上昇である。

花崗岩の成因には2つある。1つは、大陸地殻が再融解してできた花崗岩質マグマが固結したとする、いわゆる **anatexis** によるもの。しかし、これはストロンチウム同位体の研究からは否定的である。他の1つは、いわゆる **Ringwood** モデルでできたカルクアルカリ岩質マグマが地殻内で固結してできるとするものである。

これら3種の巨大岩体の成因の多くは、マグマが上昇して固結したとするものである。これらの岩体は上部マントルで上昇し始めると思われる。いずれにしても、上昇の機構は、それが液体であろうと固体であろうと浮力による酸性岩の上昇と、しぼり出しによる超塩基性ないし塩基性岩の上昇とに分けられるであろう。

3. しぼり出しモデルと考察

しぼり出しによる上昇を数値的に実験する場合、問題となるのは上昇岩体の密度と粘性率およびその幾何形状、さらに周囲岩体の密度と粘性率である。したがって、しぼり出される岩体がマグマ（液体）か、**crystal mush**（半液体）か、ダイアビル（半固体ないし固体）かの3つの状態のどれか、またどのようにある状態から他の状態へと移り変わるのかがはっきりしないとモデル化は難しい。ともかく、以下のモデルではしぼり出される岩体

が *crystal mush* の状態であると仮定し、その粘性率を 10^{15} および 10^{10} ポアズという低い値にとってある。さらに、しぼり出される物質は塩基性ないし超塩基性岩であり、周囲岩体より重くなければならない。このしぼり出される重い岩体を **SQB** (*squeezing body*) と名付け、その密度を下部の花崗岩の 2.50 g/cm^3 より重く、周囲岩体 (地殻) と同じ 2.70 g/cm^3 に仮定した。また **SQB** の粘性率は地殻の 10^{21} ポアズ、花崗岩の 10^{20} ポアズ、マントルの 10^{22} ポアズに比べてきわめて小さい 10^{15} ポアズと 10^{10} ポアズと仮定し、それぞれのモデルをモデル **B15**, モデル **B10** とした。このモデル **B** と比較するために、しぼ

表 2 3つのモデルに用いられた密度と粘性率。上段の値は密度 (g/cm^3)、下段は粘性率 (ポアズ)。*印はモデル A の値と同じ値

Table 2. *Densities and viscosities used in three models. Upper value is density (g/cm^3) and lower is viscosity (poise). Symbol * means the same value as in model A.*

	モデル A	モデル B10	モデル B15
SQB		2.7 10^{10}	2.7 10^{15}
Crust	2.7 10^{21}	* *	* *
Granite	2.5 10^{20}	* *	* *
Mantle	3.0 10^{22}	* *	* *

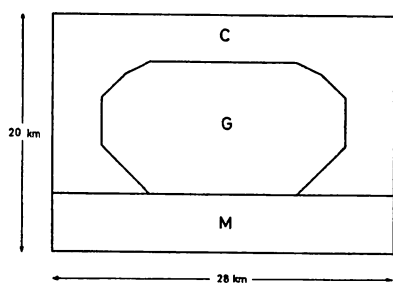


図 1 モデル A の概念図。C; 地殻, G; 花崗岩, M; マントル

Fig. 1. *Simplified diagram of model A.*

C; Crust, G; Granite, M; Mantle.

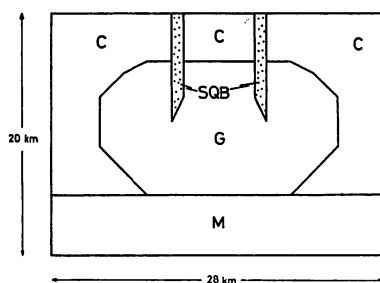


図 2 モデル B の概念図。SQB; しぼり出し岩体。C, G, M は図 1 の説明文を参照のこと

Fig. 2. *Simplified diagram of model B.*

SQB; *Squeezing body*. Other symbols C, G and M are referred to the caption of Fig. 1.

り出される岩体 (SQB) のないモデル A をも計算した。これはモデル B から SQB を取り去ったもので、他の条件はモデル B とまったく同じである。これらの条件を表 2 に示す。さらにモデル A と B との境界条件概念図を図 1 と図 2 に示す。図に示したように、塩基性岩体 (SQB) の形状をくさび形にしてあるのは、日高変成帯でのハンレイ岩の形状に似せたためである (KIZAKI and HAYASHI, 1979 の図 5, 8, 10 を参照のこと)。この場合、現在の日高変成帯のハンレイ岩の形態は、この数値実験の初期境界条件ではなく、その結果 (200 万年後) の形に対応すべきである。そして両者の対応は一応満足すべきものと思われる。

これら 3 つのモデル (モデル A, モデル B15, モデル B10) について、筆者の開発した

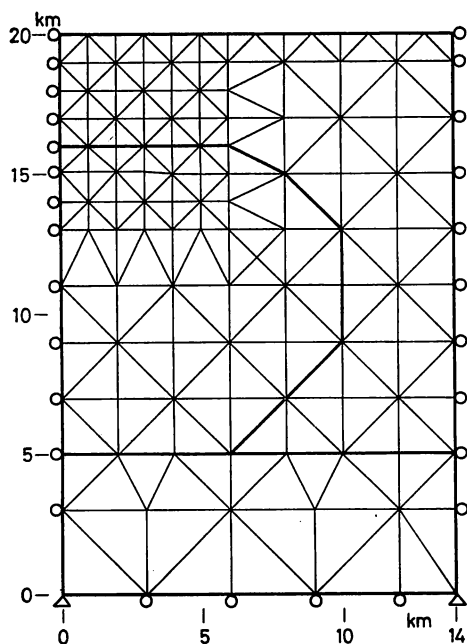


図 3 モデル A の要素分割と境界条件

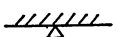
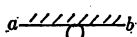
 ; 完全固定
 ; ab 方向に自由

Fig. 3. Initial boundary condition and partition in model A.

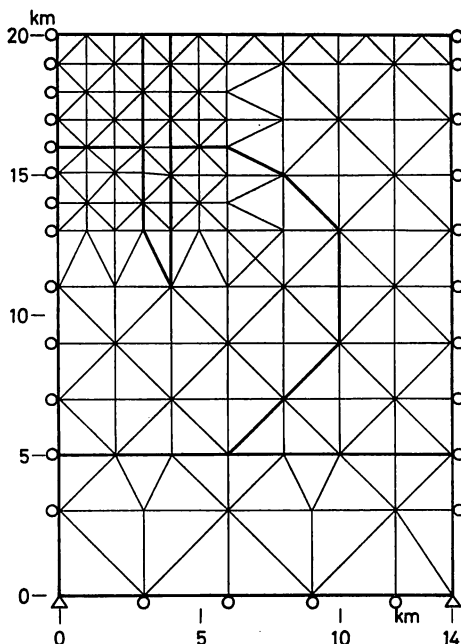
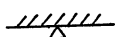
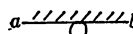


図 4 モデル B の要素分割と境界条件

Fig. 4. Initial boundary condition and partition in model B.

 ; perfectly restricted
 ; free along ab

粘性プログラムを用いて計算した。このプログラムは、弾性体の有限要素法プログラムを非圧縮性 Newton 流体を解くために拡張されたプログラムであり、すでに浮力による花崗岩質岩体の上昇問題に適用され興味ある結果を得ている（林，1975）。理論および定式化の詳細は上記論文を参照されたい。

さて、有限要素法を用いるために、これら3つのモデルをどのように要素分割したかを図3と図4に示す。これらはすべて3角形要素206個、総節点数125個に分割した。また、1万年の時間刻みでそれぞれ200回反復され、200万年間にわたる変形状態が明らかにされた。これらの変形を、それぞれのモデルについて50万年ごとに示したのが図5から図16である。これらの図によって、しぼり出される岩体や周囲岩体の各部の運動が読み取れる。

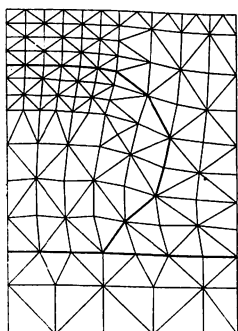


図5 モデルAの50万年後の変形図

Fig. 5. Deformed diagram of model A after 0.5 million years.

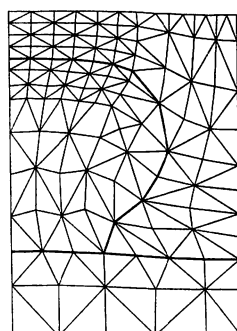


図6 モデルAの100万年後の変形図

Fig. 6. Deformed diagram of model A after 1.0 million years.

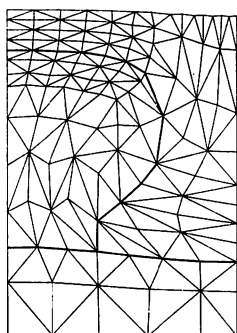


図7 モデルAの150万年後の変形図

Fig. 7. Deformed diagram of model A after 1.5 million years.

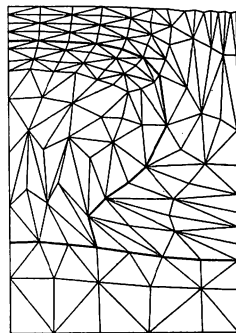


図8 モデルAの200万年後の変形図

Fig. 8. Deformed diagram of model A after 2.0 million years.

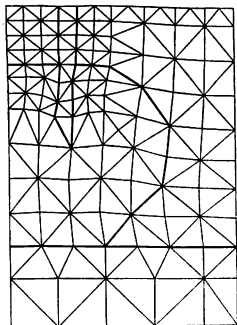


図 9 モデル B15 の 50 万年後の変形図
Fig. 9. Deformed diagram of model B15 after 0.5 million years.

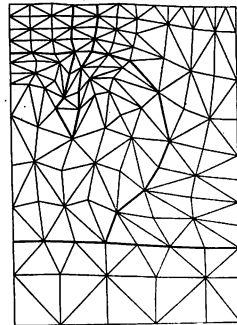


図 10 モデル B15 の 100 万年後の変形図
Fig. 10. Deformed diagram of model B15 after 1.0 million years.

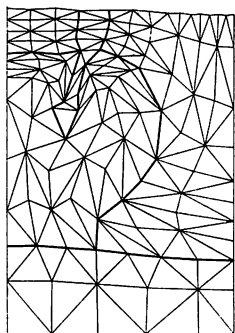


図 11 モデル B15 の 150 万年後の変形図
Fig. 11. Deformed diagram of model B15 after 1.5 million years.

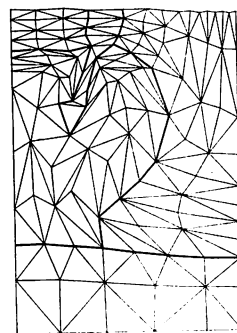


図 12 モデル B15 の 200 万年後の変形図
Fig. 12. Deformed diagram of model B15 after 2.0 million years.

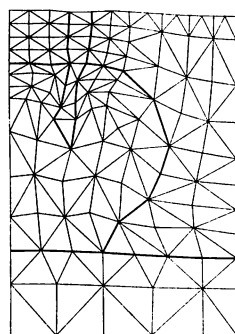


図 13 モデル B10 の 50 万年後の変形図
Fig. 13. Deformed diagram of model B10 after 0.5 million years.

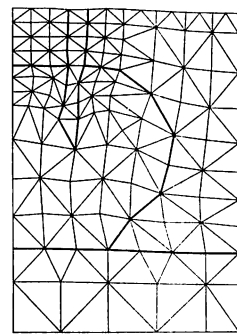


図 14 モデル B10 の 100 万年後の変形図
Fig. 14. Deformed diagram of model B10 after 1.0 million years.

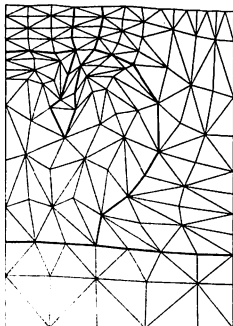


図 15 モデル B10 の 150 万年後の変形図
Fig. 15. Deformed diagram of model B10 after 1.5 million years.

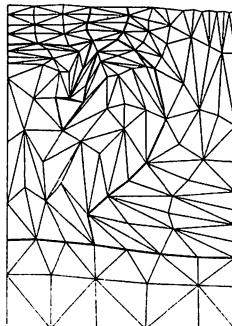


図 16 モデル B10 の 200 万年後の変形図
Fig. 16. Deformed diagram of model B10 after 2.0 million years.

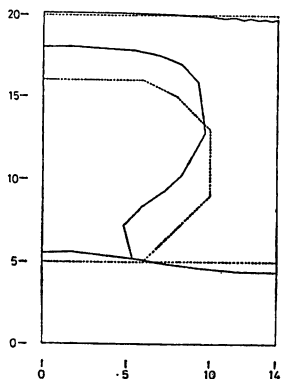


図 17 モデル A の初期境界図と 200 万年後の変形図

Fig. 17. Initial diagram and deformed diagram after 2.0 million years of model A.

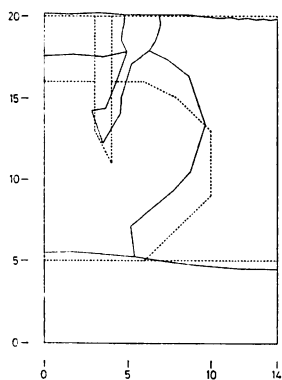


図 18 モデル B15 の初期境界図と 200 万年後の変形図

Fig. 18. Initial diagram and deformed diagram after 2.0 million years of model B15.

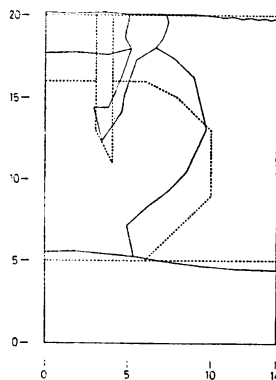


図 19 モデル B10 の初期境界図と 200 万年後の変形図

Fig. 19. Initial diagram and deformed diagram after 2.0 million years of model B10.

大きく見ると、しぼり出される岩体を上昇の軸とする対流が発生している。これらの変形の結果をモデルごとにまとめて示したのが図 17 から図 19 である。

モデル A は、浮力による花崗岩の上昇であり、上昇により花崗岩の形態はきのこ型と成り、これは林 (1975) の結果と一致している。

モデル B15 は、図 18 から明らかなように SQB が上部にしぼり出されると同時に水平方向へ移動している。

モデル B10 (図 19) も、モデル B15 と同様のしぼり出しをうけている。このモデルの場合はモデル B15 よりも水平移動量が大きいのが特徴である。

モデル B15 および B10 は、それらの密度と粘性率からみても明らかなように固体のダイヤモンドではなく crystal mush をしぼり出される物質としたものである。というのは成因の項でも述べたが、固体ダイヤモンドの状態でしぼり出されて上昇移動すると考えられている塩基性岩は、カンラン岩の一部だけで、他は crystal mush ないしマグマの状態であると考えられているからである。

ともかく、これらのモデルによって重い物質が軽い物質中を上昇することが実証された。

しかし、ただたんに軽い物質中に重い物質があっても、重い物質は沈降するだけである。境界条件からみても明らかだが、重い物質中を上昇する軽い物質の内部にもうひとつ別の重い物質がある場合に、この後者の重い物質が軽い物質に押されて、つまり圧力をうけて上昇することがモデル B15 と B10 によって検証されたわけである。重い物質が軽い物質中を上昇するためには、なんらかの原因でそれ自身の重力よりも大きな上向き応力を受ける必要がある。この場合はそれが花崗岩の上昇応力であった。したがって、他の上向き応力、たとえば上部マントルからの蛇紋岩や斜長岩の上昇による応力がカンラン岩の crystal mush をしぼり出すメカニズムは十分考えられる。このさい、モデル B で仮定されたように、重い物質を軽い物質が包み込む必要はなく、ただ両物質をつなぐ通路があれば良い。

さらに、この数値実験から予想されるひとつの帰結は、超塩基性ないし塩基性岩が分布している地域の下部または周囲にはかならず酸性岩ないしはそれに相当する低密度岩体が存在するはずだ、ということである。

謝 辞

この研究は、昭和 54 年度国立極地研究所の共同研究「東南極楯状地の地質構造研究」(代表者、木崎甲子郎)の研究費を使用し、同研究所の HITAC M160-II 電子計算機を共同利用して行ったものである。原稿を校閲していただいた木崎甲子郎教授および国立極地研究所の関係者各位に深く感謝する。

計 算 様 式

現象: 超塩基性ないし塩基性深成岩体のしぼり出し上昇

機構: 周囲岩体からの上昇応力

次元: 2 次元平面歪速度

モデル物質: 非圧縮性 Newton 流体

手法: FEM

機種: HITAC M160-II

時間: モデル A, B15, B10 おおの CPU 時間約 8 時間, 合計 24 時間 (X-Y plotter 使用時間などを除く)

文 献

- CLARK, S. P., Jr. (1966): Handbook of Physical Constants. New York, Geol. Soc. Am., 587p (Geol. Soc. Am., Mem. 97).
- FYFE, W. S. (1970): Some thoughts on granitic magmas. Mechanism of Igneous Intrusion, cd. by G. NEWALL. Liverpool, Gallery Press, 201-216.
- 林 大五郎 (1975): 花崗岩質岩の浮きあがり, 非圧縮性 Newton 流体とみなして. 地質学雑誌, **81**, 769-782.
- KIZAKI, K. (1972): Configuration of migmatite dome comparative tectonics of migmatite in the Hidaka metamorphic belt. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4 (Geol. Mineral.), **15**, 157-172.
- KIZAKI, K. and HAYASHI, D. (1979): Migmatite tectonics of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. Tectonophysics, **56**, 203-220.
- RAMBERG, H. (1967): Gravity, Deformation and the Earth's Crust. New York, Academic Press, 214p.

(1979年 9 月 28 日受理)