

論 説

火山と地球現象

—物質とエネルギーの放出量—

東京大学理学部 藤井直之

Material and Energy Production from Volcanoes

—A Review from Plate Tectonics—

Naoyuki FUJII

(Geophysical Institute, University of Tokyo)

Production rates of extrusive and intrusive material are estimated on the basis of plate tectonic concept. For accreting and consuming plate boundaries, production rates of extrusive (volcanic) material are estimated at about 4 and 1 km³/yr, while the rates of intrusive igneous material for the two boundaries are about +9.5 and -14 km³/yr, respectively. Production rates of extrusive material for intra-oceanic and intra-continental plates are about 1 and 0.1 km³/yr, respectively. In the marginal seas which are thought to be another type of plate accretion, production rates of extrusive and intrusive material are estimated at about 0.1 and 1.2 km³/yr, respectively. Net addition to continental crust is about 0.9 km³/yr which is nearly equal to the classic estimates before the proposal of plate tectonics. However, the value of net addition to oceanic crust (1.8 km³/yr) contains large uncertainty because that the global production and consumption of intrusive material are one order of magnitude larger than the net production.

Total heat flux from the earth's surface (Q_t) is expressed by $Q_t = Q_{co} + Q_{er} + Q_{cl} + Q_m$, where Q_{co} is average heat flux that possibly corresponds to radiogenic heat source, Q_{er} and Q_{cl} are the "regional" and "local" excess conducted heat flux that may represent magmatic intrusion in the crust and circulation of hot water system, respectively. Q_m is heat flux due to mass transportation. Terrestrial heat flow values are reviewed in terms of major geological features. It is pointed out that the values higher than 1.0 HFU in oceanic areas may indicate Q_{er} and at the ridge axis are considered to be Q_{cl} . On the other hand, conductive heat flux in geothermal areas and in the vicinity of volcanoes is excluded from the statistics. In geothermal areas, the global sum of heat flux Q_m is estimated at about 10¹⁷ cal/yr and that of extrusive volcanic material is about 5×10¹⁸ cal/yr, whereas the global conducted heat flux is about 2.3×10²⁰ cal/yr. It is emphasized, however, that Q_m by extrusive material is comparable to conducted heat flux near the plate boundary (say, along the zone of a few 100 km-wide).

1. はじめに

この10年間に、地球科学の分野において最も著しく進展したのは、なんといってもプレートテクトニクスの見地の登場であろう。それまで、主として陸上(および海面上)に限定されていた観察・研究の目は、地球表面の2/3も占める海の底の構造にまで拡張され

た。火山の研究についても、地球的規模のテクトニクスの中での位置づけ、という観点から議論することが容易になった。

ここでは、プレートテクトニクスの立場から、物質とエネルギーの生産速度について、火山活動の役割に目を置いて考えてみたいと思う。まず、現在考えられ

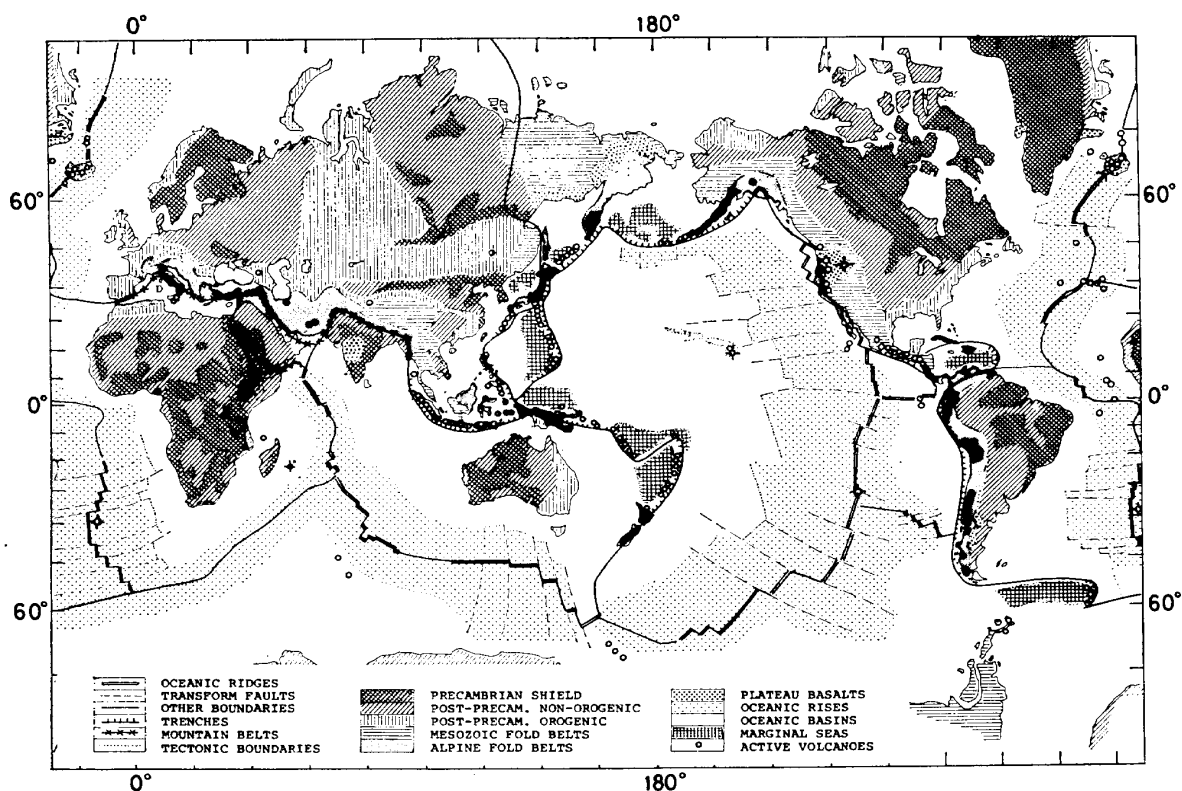


Fig. 1. Tectonic map with major plate boundaries. Post-Precambrian orogenic area do not includes Mesozoic and Cenozoic fold belts. Mercator projection.

ている代表的なプレートの境界と構造区分図(第1図)を見てみよう。プレートの境界は主として seismicity と地形的な大構造(断裂地溝帯など)を基にしたものである。図では12個のプレートに分けてあるが、細かな点は人によって多少異なる。たとえば、シベリアを通るユーラシアと北アメリカ・プレートとの境界はまだはっきりしていない。また、ベーリング海プレートや東アフリカを含むソマリア・プレートやチャイナ・プレートなどを加える人もいる。しかし、現在の活火山(図中の○印)は、その大部分が大洋中央海嶺と島弧-海溝系の境界に存在していることは明らかである。プレートテクトニクスでは、主な地質現象をプレートの相互作用によって解釈しようとする。したがって、これら2種のプレート境界に存在する火山は、プレート運動と密接な関連を持つ現象としてとらえられる。つまり、火山噴出物の化学的・岩石学的性質や、火山形成の機構などは、プレート生産過程やプレートの subduction 過程にともなう一連の tectonic な作用の一環として説明されるようになった。

このような観点から中村(1974)は、地球上の火山を第1表のように分類した。ここでは宇井(1975)の修正を採用し、縁海も加えることにした。けれども、

この分類にはホットスポット説(Morgan, 1972; Wilson, 1973)の概念を明らかにしていない。火山形成の原動力や起源に重点を置けば、ホットスポット・マンテルブルームと海溝系の火山およびその他という分類(河野, 1974)が可能であろうが、ここではプレートとの相対位置と火山活動の目安としての生産量に重点を置いたのである。

また、大陸地殻の構造図(第1図)も、主に地殻熱流量の集計(Lee and Uyeda, 1965)に適するように、Tugolesov and Udintsev(1964, p. 10-11)の構造図、勝井(1974)などを簡略化した。

2. 火成活動による物質の生産速度

よくいわれているように、大陸地殻の体積約 $8 \times 10^9 \text{ km}^3$ (Ronov and Yaroshevsky, 1969)を地上最古の石といわれる Greenland Gneiss の年令 $3.9 \times 10^9 \text{ yr}$ (Black et al., 1969)で割ると約 $2 \text{ km}^3/\text{yr}$ という値を得る(島津, 1965; Horai and Uyeda, 1969)。一方、古くから引用されている火山噴出物量の約 $1 \text{ km}^3/\text{yr}$ (Sapper, 1927)は上の値と同程度である。地球の熱的歴史(Fujii and Uyeda, 1965; Hanks and Anderson, 1970)からみて、初期の火成作用が現在よりもは

げしかつたと思われることと、地殻の成長には地表に現われない貫入岩の寄与も無視できないことを合わせ考へて、上記の推定値は良い一致とみられてきた。そして、‘火山活動によって地殻に付け加えられる物質が、大陸の成長という地球の非可逆的進化の担い手と思つて良い’ という一般的な考へと矛盾のないものと思われてきた。

しかし、プレートテクトニクスの立場からみて、このような見方は当を得ているであらうか？。今のところ、プレートテクトニクスで明らかにされてきたのは、最近の 1~2 億年のことまでである。中生代より古い大洋底が残っていない限り、それ以前の時代についての証拠は間接的にならざるを得ない。けれども、現在われわれが観察できる地球上の諸現象は、最近の 1 億年間についてみればほぼ定常的と見なすことができよう。

そこで、プレートテクトニクスの観点から火山噴出物の割合を考へてみる。物質の生産量を推定するには、まず物質そのものの定義を明らかにしておかなければならない。中村 (1974) は、陸上火山については、山体の体積を考へ、海底下の火山現象については、枕状溶岩の層を火山噴出物と考へてその噴出速度を推定し

た (第 1 表)。実際には dyke など貫入岩として地殻に加わる物質も多量になると思われるが、山体にも含まれず直接に推定する手がかりはない。特に縁海や大陸的な地殻を持つ島弧では、このような貫入岩の方が重要であることも考へられる。また、海嶺下の潜水艇による調査 (いわゆる FAMOUS 計画) では、枕状溶岩の層の下に貫入した dyke からなる層があることも確かめられている。表 1 の分類で、Crustal Material (intrusive) では、中村の推定した噴出物と堆積岩を除いたものを考へる。

a) プレート生産境界 (Accreting Plate Boundaries)

プレートの生産は、図 1 のような 12 個のプレートを考へるかぎり、ほとんど海嶺だけで受け持たれている。その速度は、2.65 km²/yr (Deffreyes, 1970)~2.72 km²/yr (Kaula, 1975) である。また、枕状溶岩の層は、地震の反射波探査から oceanic layer 2A と考へられていて、海嶺付近では平均 1.5 km である。もっともこの層は海底の年令と共に漸減し、70~80 m.y. で消滅しているようにみえる (Houtz and Ewing, 1975)。海嶺では確かに枕状溶岩として噴出し、その後変化したのだと解釈すれば、その厚さとして 1.5 km

Table 1. Production Rate of Igneous Material (km³/yr).

Classification		Volcanic Material (Extrusive)	Crustal Material (Intrusive)	Added to		Remarks L: Boundary length A: Areal Production
				Continental crust	Oceanic crust	
Accreting Plate B.	Oceanic Ridges	4. (4~6) ¹⁾	9.5	—	13.5	L=56000 km ³ A=2.7 km ² /yr
Consuming Plate Boundaries	Oceanic Plate Subduction	0.75 ¹⁾	-14. ⁴⁾	0.75	-14.	L=46000 km ³ A=-2.8 km ² /yr
	Continental Plate Subduction	0.02 ²⁾	0?	0.02	—	L=9000 km ³ A=-0.25 km ² /yr
	Marginal Seas	0.1	1.2	—	1.3	A=0.2 km ² /yr
Intra-oceanic Plate	Oceanic Is. Sea mounts	1. ¹⁾	—	—	1.	
Intra-continental Plate	Rifts	0.006 ²⁾	?	0.006	—	
	Plateau Basalts	0.1 ¹⁾	?	0.1	—	
Net Production				0.9	1.8	

- 1) K. Nakamura (1974).
- 2) A. Rittman (1962), p 156.
- 3) modified from W. Kaula (1975).
- 4) including volcanic material.

をとってもよいだろう。したがって拡大面積速度を平均 $2.7 \text{ km}^2/\text{yr}$ とすれば約 $4 \text{ km}^3/\text{yr}$ を得る。中村 (1974) は、第 2 の推定法として、海嶺上で最も良くわかっているアイスランドに注目した。海嶺に沿った単位長さ当りの生産量は、火山灰層序から得られたもので、 $9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}/100 \text{ km}$ となる。海嶺の長さ $5.6 \times 10^4 \text{ km}$ を考えると $5 \text{ km}^3/\text{yr}$ である。そしてアイスランドはホットスポットであるから、平均の海嶺より多い生産量を与えるが、拡大速度 $2 \text{ cm}/\text{yr}$ は平均の約半分なので、これらが相殺して全体の良い推定となると考えた。(中村は $4 \sim 6 \text{ km}^3/\text{yr}$ としているが、ここでは $4 \text{ km}^3/\text{yr}$ を採用しておく。)

これに対し、海洋地殻の厚さは平均 5 km であるから、残る 3.5 km は dyke swarm や basic な岩石から成る貫入的な地殻である。したがってその生産量は約 $9.5 \text{ km}^3/\text{yr}$ となり海洋地殻全体としては $13.5 \text{ km}^3/\text{yr}$ となる。プレートの主体であるリソスフェアは、ほとんどがアステノスフェアに還元してしまうことと、その生長や厚さに関しては海洋プレートしかわかっていないので、ここでは考えない。

b) プレート消滅境界 (Consuming Plate Boundaries)

第 1 図からも明らかなように、プレートには大陸を含まないものと、半分以上も大陸を含んでいるものがある。そして、subduction も、プレートの海洋地殻の部分か大陸地殻の部分かによって、地質現象に大きな差異がみられる。海洋地殻を持った部分のプレート (oceanic plate) が subduct している地域では、島弧-海溝系が発達している太平洋西側、アンチル列島、南サンドウィッチ列島などと、アンデス山脈で代表される山系が発達している地域がある。ここでは、安山岩質の火山岩をとまなり火山が特徴的である。その形成速度が最も良く調べられているのは日本である。もう一つの subduct の型としては、大陸地殻を持った部分のプレート (continental plate) が subduct もしくは衝突している、ヒマラヤからイラン・トルコに至る境界がある。この小文では便宜上ギリシャからイタリアに至る境界にとまなり火山も、この部類にいった。さらに初期のプレートテクトニクスの議論では無視されてきたプレートの生産場所として、ここでは縁海型の生産を加える。沈み込んでいく oceanic plate の上側 (島弧の陸側) にある、地震波速度の構造からは全く海洋的な地殻を持つ地域を、生産された縁海と考える。

中村 (1974) は、日本の代表的な 12 の成層火山の噴出速度を (イ) 最近数千年間の火山灰の情報と (ロ) 火山体積とその年令とから推定した。消滅境界に沿って日本では $1.5 \sim 2.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}/100 \text{ km}$ を得た。また Sapper (1927) の集計から最近の 400 年間の平均として消滅境界の火山では $0.75 \text{ km}^3/\text{yr}$ と推定した。oceanic plate の subduct する境界の長さを 46000 km (Kaula, 1975) とすれば、 $1.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}/100 \text{ km}$ となるのでこの値は妥当な推定値と考えられる。

これに対し、oceanic plate とともにアステノスフェアに消滅する海洋地殻は、堆積物層を除けば、厚さ (5 km) と消滅面積 ($2.8 \text{ km}^2/\text{yr}$) から約 $14 \text{ km}^3/\text{yr}$ となる。ただしこの値には、海嶺で生産された枕状溶岩層も含んでいる。

一方、第 2 番目の continental plate が衝突している境界では、活火山はあまり多くない。あまり適当ではないがイタリアからギリシャに至る火山を考えると、その噴出量はおよそ $0.02 \text{ km}^3/\text{yr}$ (Rittmann, 1962, p 156) と見積られる。しかし、この境界で沈み込んだ大陸の地殻は、アステノスフェアに吸収されてしまうかどうかはよくわからない。むしろ、ヒマラヤやアルプスのように、相手の大陸地殻と重なって大きな造山帯を作り、地殻はアステノスフェアに吸収されないで残ると考えた方が良いように思える。continental plate の境界では深発地震が広範囲には見られないことから、このことはうなずける。

第 3 番目の縁海は、村内 (1966) の日本海拡大説の提唱以来、プレート生産のもう一つの型であるとして新たに見直されてきた。地殻は地震波速度構造からみると、ふつうの海洋地殻とほぼ同一である。しかし、リソスフェアはおよそ 30 km 程しかなく (Kanamori and Abe, 1968) 地殻も、oceanic layer 2A は 0.5 km 程の厚さしかない (村内, 1972)。第 2 層全体は約 2 km 、第 3 層は約 5 km 、で、堆積物層は 2 km 程度と考えられる。ここでは便宜的に速度 $3.5 \text{ km}/\text{sec}$ 層 (厚さ 0.5 km) を枕状溶岩層と仮定することにする。また、Moberly (1970) によって推定された、新生代 ($\sim 60 \text{ m.y.}$) に拡大した縁海の面積は約 $1.1 \times 10^7 \text{ km}^2$ である (第 1 図)。したがって縁海の拡大速度は、約 $0.2 \text{ km}^2/\text{yr}$ と考えられる。火山噴出物の量は $0.1 \text{ km}^3/\text{yr}$ となり、海嶺でのその約 $1/40$ 以下と考えられる。

一方、堆積物層を除く地殻の厚さは日本海で 7 km 、その他の縁海でも $5.5 \sim 7.5 \text{ km}$ なので (Packham and Felvey, 1971) 平均 6.5 km とする。したがって地殻

の生産速度は $1.3 \text{ km}^3/\text{yr}$ となる。

c) 海洋プレート内生産 (Intra-oceanic Plate)

中村 (1974) は, Menard (1964, 1969) の太平洋における海山の分布とその生産速度の推定から, 海嶺に
関係した海山の適切な生産量として $0.1 \text{ km}^3/\text{yr}$ と推定した。一方, ハワイの最近数百万年間の平均は $0.1 \text{ km}^3/\text{yr}$ であること (Swanson, 1972) から, 海嶺に
関係しないホットスポットはこの程度かそれ以下であると考
えた。ハワイでの生産量は最近急に増大していると解釈す
ることもできる (Shaw, 1973) が, 海洋プレート全体とし
てはこの 10 倍の $1 \text{ km}^3/\text{yr}$ というのが適当であると思
われる。しかし, 現在のプレートテクトニクスの考え方
では, 海洋地殻がプレート内の至るところで, 貫入岩によ
って成長しているとは思えないので, Intrusive は考
えないことにする。

d) 大陸プレート内生産 (Intra-continental Plate)

この小文では, 東アフリカ地溝帯やバイカル湖などの
大陸内の地溝帯は, プレート境界でないとする立場をと
ったので, そこでの生産はここに分類する。しかし, こ
れらの rifts をプレート境界と考える見方も成り立ち得
る。Rittmann (1962, p 156) が Sapper (1927) の集計
をまとめた表では, rifts での生産量は $0.006 \text{ km}^3/\text{yr}$
である。

一方, デカン・プラトーやコロンビア・プラトーな
どの flood basalt は, もう一つの陸上への火成岩の噴
出形態である。中村 (1974) は, 最近 5 億年の平均と
して約 $0.1 \text{ km}^3/\text{yr}$ と推定した。

現在のところ, rifts の火山や flood basalt などの
陸上での火成活動にともなう貫入岩によって, どれ
だけ地殻が成長するかの推定は, 全く困難である。

以上, 火成活動によって生産される volcanic (ex-
trusive) な物質と crustal (intrusive) な物質の量を,
大雑把に推定した。もちろんこれらの値は, 一応の目
安となるにすぎないが, プレートテクトニクスの観点
から見た火成岩の生産量は, 陸上あるいは海面上だけ
に視野が限定されていた時代とは全く異なってきた
のは明らかである。この意味で, 数千年から 1 億年
という時間での物質の循環とか地殻の成長という問
題は, 大きく書き換えられるはずである。特に, 地球
化学的サイクルとか, 地球内部からの水やガスの放
出量などについては, この小文では全く触れられな
かったが, 改めて検討されなければならないと思
われる。

最後に, これまでの推定値をまとめて第 1 表に示
した。ここでは, 火成活動によって物質が大陸地殻に
加

わるか, 海洋地殻に加わるかも明示した。正味の生
産量は大陸地殻には $0.9 \text{ km}^3/\text{yr}$ で, 海洋地殻には約
 $1.8 \text{ km}^3/\text{yr}$ となる。表を見ても明らかのように, 海嶺
での生産と, 海洋プレートの subduction による消滅
が, 他より 1 桁も大きい。したがって, この両者は他
よりもずっと精確に推定しなければ, 正味の生産量
については全く無意味となる。しかし, それは海洋地
殻についての事である。大陸地殻については, その
内容は異なるがこれまでいわれてきた値, 約 $1 \text{ km}^3/\text{yr}$
と同程度となった。しかし, エネルギーの放出量を考
えるときは, いわゆる地殻熱流量には含まれない ex-
trusive な生産量を考えなければならない。これに
関しては次節で述べることにする。

3. 火成活動によるエネルギーの放出

火山の噴火にともなう放出されるエネルギーが,
どの程度であるかという問題は, 古くから火山物理学
上のテーマであった。一方, 地殻熱流量の測定から,
伝導により地表にもたらされるエネルギーが推定可
る。ここでは, この地殻熱流量という観点から, 火成
活動によるエネルギー (主として熱エネルギー) の放
出量を考えてみよう。

Horai and Uyeda (1969) は, 火山地域の地殻熱流
量を議論するにあたって, 全熱流量を伝導による Q_c
と物質移動による Q_m とに分けて考えた。また Q_c は,
通常の流量 Q_{co} (ordinary) と, 過剰の流量として広
域のもの Q_{cr} (regional) と局所的なもの Q_{cl} (local)
との 3 つに分けた。 Q_{cr} と Q_{cl} は必ずしも明確では
ないが, ここでは次のように考える。熱伝導による地
殻熱流量のうち, 放射性物質による熱源の量と分布に
対応しているものを Q_{co} と考える。そして, 地表には
現われないマグマ溜りや, 貫入岩などによる excess
な流量を Q_{cr} とする。さらに, 水とかガスが循環す
ることによって, まわり (地殻上部) の岩石が温めら
れて生ずる excess な流量を Q_{cl} と考える。そして Q_m
は, とにかく地上に直接出てきた物質による流量とす
る。明らかに, 地熱地域や火山の山体部分では $Q_m \gg$
 Q_c である (Horai and Uyeda, 1969; 江原, 1973)。

Lee and Uyeda (1965) による地殻熱流量の集計で,
主なる地質構造区によって平均の熱流量に系統的な差
が見出された。第 1 図に示したような区分に従って,
平均値とその面積を第 2 表にまとめてある。全地球
的な熱流量の統計は, 現在まで何人かの人々によって
なされていて細かな点では異なるが, ここでは Horai

Table 2. Heat Flow Values of Major Geographical Features.
(modified from Lee and Uyeda, 1965)

	Area (10 ⁶ km ²)	Heat Flow (HFU)
Continents	149.0	1.41
Precambrian shields	24.4	0.92
Post-precamb. Non-organic areas	66.9	1.54
Post-precamb. orogenic areas	24.4	1.23
Mesozoic fold belts	18.3 ¹⁾	1.92
Alpine fold belts	8.0 ¹⁾	1.36 ²⁾
Cenozoic volcanic areas	2.0 ¹⁾	2.16
Ocean	303.5	1.54
Oceanic basins	151.5	1.28
Oceanic rises	124.0	1.82
Trenches	3.1	0.99
Marginal seas	11.0	1.80
other areas	13.9	1.71
Continental slope	55.4	1.5 ³⁾
World	510.9	1.5

1) roughly estimated.

2) Assumed as island arcs (Japan, New Zealand, etc.).

3) Assumed to be equal to world average.

and Uyeda (1969) を引用しておく。この表で、平均は各区分毎に算術平均し、それから面積的な平均をとった。世界の平均は約 1.5 HFU (1 HFU = 10⁻⁶ cal/cm²·sec) で全地球表面からは約 2.3 × 10²⁰ cal/yr の熱流があることになる。しかし厳密にはこの値をそのまま Q_{co} と考えるのは危険である。特に、海の熱流量は、Sclater and Francheteau (1970) が明示したように、プレートの年令と共に減少している。Yoshii (1973) の海洋プレートの生長モデルを考えるまでもなく、海洋地殻とリソスフェア内の放射性熱源だけでは熱流量を説明することは難しい。海洋での熱流量は、その年令が 80 m.y. 以上で、ほぼ 1.0 HFU となる。これより高い値 (プレートの年令が若い) の所では、上の定義からは Q_{cr} に入れるべきものと考えられる。また、熱流量の統計には、海嶺での測定が含まれているが、これは Q_{cl} と考えることができよう。その値はおおよそ 6-8 HFU 程度 (Horai and Uyeda, 1969) である。

一方、陸上の熱流量の集計には、地熱地域と火山体は除かれている。しかし、Cenozoic volcanic 地域の項は、 $Q_{co} + Q_{cr}$ と考えられよう。このように、地殻熱流量の測定では、 Q_{co} と Q_{cr} や Q_{cl} との区別がはっきりせず、したがって地殻下部から上部マントルの

火成活動と地殻熱流量の測定値との対応関係を明らかにしていくことが一つの大きな問題であろう。Roy et al. (1970) による地殻熱流量と地表近くの放射性熱源量の同時測定や、熱水系の対流やガスの放出量の研究を global なものに拡張することは、この意味でも重要なことである。

物質移動によるエネルギー放出量 Q_m としては、地熱地域の熱水の対流や火山噴出物量が重要である。前者では、White (1965) による世界の地熱地域からの自然放出熱流量の集計がある。地熱エネルギー利用の観点から、地熱地域の埋蔵エネルギーに関しては、最近急速にデータが増えつつある。多くの地熱地域での熱流量は、10³~10⁴ HFU で平均の Q_{co} とは桁違いに大きい。したがって地熱地域での Q_c は、平均的な Q_{co} より大きいであろうが、 Q_m の方がずっと重要になってくる。しかし、放出地域は非常に局所的である。全世界を合わせるとおおよそ 10¹⁷ cal/yr となる (White, 1965)。これは、全地殻熱流量の約 1/2000 である。

一方、火山では、噴出物によるエネルギー放出量は、 1.5×10^{10} erg/g という換算式によって噴出物量から推定できる (中村, 1974)。熱エネルギー以外の運動やポテンシャルのエネルギーは、ずっと小さい。第 1 表の

extrusive の量 (約 $6 \text{ km}^3/\text{yr}$) と密度 (2.5 g/cm^3) を用いると, 約 $5 \times 10^{18} \text{ cal/yr}$ となる. これは地熱地域の 50 倍で, 全地殻熱流量の 1/50 程度である.

このように, 伝導によらない熱放出量は, 全地球で比べれば約 1.5 桁少ない. しかし, プレートの生産と消滅境界 (約 10^5 km) に沿っての幅 100 km 程度の地域をとってみれば, 全地球表面の 1/50 程度であるから Q_c と Q_m は同程度の値となる. したがって, プレートの相互作用が, 境界から 100~300 km 程の幅で顕著に現われることを考えると, エネルギー的にも, 火山噴出物による Q_m は重要であることがうなづける.

引用文献

- Black, L. P., Gales, N. H., Moorbath, S., Pankhurst, R. J. and McGregor, V. R. (1969) Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab District, West Greenland. *Earth Planet. Sci. Letts.* **12**, 245-259.
- Deffreyes, K. S. (1970) The axial valley: a steady state of the Terrain. "The megatectonics of continents and oceans" Johnson and Smith (eds), 194-222.
- 江原幸雄 (1973) 活火山体地表近くの地温分布. 北大地球物理学研究報告, **30**, 15-32.
- Fujii, N. and Uyeda, S. (1966) Conditions for a once molten Earth to cool. *J. Phys. Earth*, **14**, 15-26.
- Hanks, T. C. and Anderson, D. L. (1969) The early thermal history of the Earth. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **2**, 19-29.
- Horai, K. and Uyeda, S. (1969) Terrestrial heat flow in volcanic areas. "The Earth's crust and upper mantle," P. J. Hart (ed.) *AGU Geophys. Monograph*, **13**, 95-109.
- Houtz, R. E., and Ewing, J. (1975) Upper crustal structure as a function of plate age, based on 200 sonobuoys. *TAGU (E+S)*, **56**, 452.
- Kanamori, H. and Abe, K. (1968) Deep structure of island arcs as revealed by surface waves. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo, Univ.*, **46**, 1001-1025.
- 勝井義雄 (1972) 世界の火山分布. 科学, **42**, No. 7, 386-392.
- 河野芳輝 (1974) ホットスポット説. 科学, **44**, No. 4, 238-246.
- Kaula, W. M. (1975) Absolute plate motions by boundary velocity minimizations. *J.G.R.*, **80**, 244-248.
- Lee, W. H. K. and Uyeda, S. (1965) "Review of heat-flow data". In: W. H. K. Lee (Editor), *Terrestrial Heat Flow, AGU Geophys. Monograph*, **8**, 87-190.
- Menard, H. W. (1964) *Marine geology of the Pacific*. McGraw Hill, 271 p.
- Menard, H. W. (1969) Growth of drifting volcanoes. *J. Geophys. Res.*, **74**, 4827-4837.
- Moberly, R. (1972) Origin of lithosphere behind island arcs, with reference to the western Pacific. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **132**, 33-55.
- Morgan, W. J. (1972) Plate motions and deep mantle convection. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **132**, 7-22.
- 村内必典 (1966) UMP 成果第 1 期報告 (測地学審議会)
- 村内必典 (1972) 人工地震探査による日本海の地殻構造. 科学, **42**, 367-375.
- Nakamura, K. (1974) Preliminary estimate of global volcanic production rate. *Proc. US-Japan Coop. Sci. Seminar, "The Utilization of Volcano Energy"*. 1680 pp. eds. J. L. Colp and A. S. Furumoto, 273-285.
- Packham, G. H. and Falvey, D. A. (1971) An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific. *Tectonophysics*, **11**, 79-109.
- Rittmann, A. (1962) *Volcanoes and their Activity*. Interscience Pub. 305 pp., p. 156.
- Ronov, A. B. and Yaroshevsky, A. A. (1969) Chemical composition of the earth's crust. "The Earth's Crust and Upper Mantle". P. J. Hart (ed.) *AGU Geophys. Monograph*, **13**, 37-57.
- Roy, R. F., Blackwell, D. D. and Decker, E. R. (1970) Continental heat flow. *The nature of the solid earth*, E. C. Robertson (ed.) McGraw-Hill, Chap. 19, 506-543.
- Sapper, K. (1927) *Vulkankunde*. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 424 p.
- Sclater, J. G. and Francheteau, J. (1970) The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. J. R.A.S.* **20**, 509-542.
- Shaw, H. R. (1973) Mantle convection and volcanic periodicity in the Pacific; Evidence from Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 1505-1526.
- 島津康男 (1965) 火山と地球現象, 火山, 第 2 集, **10**, 10 周年特集号, 59-64.
- Swanson, D. A. (1972) Magma supply rate at Kilauea Volcano, 1952-1971. *Science*, **175**, 169-170.
- Tugolesov, D. A. and Udintsev, G. B. (1964) *Physical-Geographical Atlas of the World*, M. V. Muratov and A. L. Yanshin (editors).

- 10-11, Akad. Nauk. SSSR, Moscow.
- 宇井忠英 (1975) 火山の Regional Petrology. 火山, 第 2 集, 20, 20 周年特集号, 299-306.
- White, D. E. (1965) Geothermal Energy. *U.S. Geol. Survey. Circ.*, 519.
- Wilson, J. T. (1973) Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics*, 19, 149-164.
- Yoshii, T. (1973) Upper mantle structure beneath the north Pacific and the marginal seas. *J. Phys. Earth*, 21, 313-328.