

モホロビッチ面・マグマの発生深度および
超塩基性岩の分布について*

Yu. M. Sheinmann

平 山 次 郎 訳

超塩基性マグマが上昇してくる領域が、地殻中のどのような部分にあたるかという問題を解決しようとする、最初から矛盾と不明確な事実に突き当たってしまう。われわれが色々な型のマグマに由来する岩石の分布の法則性を本当に明らかにしようと思うならば、この矛盾と不明確な事実を回避するわけにはゆかない。筆者は1959年秋、エレバンで行なわれた火山学の討論会での報告を準備するために、このような試みを行なった。しかし、その当時えた結論その後、さらに検討してみた結果、それがまちがっていることがわかった。本稿では、この問題の複雑さと、それを解決するための道すじを示そうと試みた。

まず手はじめに、うたがう余地のなさそうな地質学的事実からはじめることにする。現世の火山あるいはあまり古くない火山を作ったマグマの性質を研究してすぐにわかることは、超塩基性マグマが大陸地域の古い構造中にひろく分布するという事実である。しかしながら、比較的少量の超塩基性マグマの産物は多数存在するけれども、台地性玄武岩に匹敵するような大きな岩体 (mass) は全然みられない。この典型的な超塩基性熔融体は概してほとんど一様な性質をもっている。このような complex を一々かぞえ上げるまでもないが、その例として、Bufumbira の熔岩原・アフリカの West Rift 中の Rubenzori から東の地域にみられる迸入岩体・East Rift の熔岩・ンベリヤ台地北部の Meimecha-Kotuick 地区などをあげることができよう。

比較的若い褶曲地域内では、これと似た complex はほとんどみられない。ごく例外的に、褶曲作用のあとに生じた非常に深い断裂帯にあらわれるにすぎない (この種の迸入岩体は、たとえば Sikhotalin の「中央構造線」(Central sutures) のちかくにみられ、M. G. Rub が研究している)。

地向斜地域内でも、その発展の初期の段階に、超塩基性マグマがひろく分布するが、いずれも量は少ない。これはいわゆるかんらん岩帯をつくる。この超塩基性迸入岩体は、はじめの型のマグマとちがって、アルカリにとぼしい。

すでにでき上ってしまった褶曲地域 (まだその「根」を完全に保存しているもの、すなわち、その下に厚くなつた殻と厚い「花崗岩」層をもつ) では、超塩基性マグマはほとんどみられない。しかし、このマグマがとくに深い断裂に伴なって上昇発生する可能性は大きいものと考えられる。したがって、褶曲地域の厚い地殻が超塩基性マグマの発生をさまたげているかあるいは、その上昇をくいとめているものと考えられる。

大洋地域では、超塩基性マグマはごくまれにしかみられない。それが比較的よく発見されているところは、明らかに非大洋性構造に属している。すなわち、それは大陸起源の地域 (ニューカレドニアの超塩基性岩はこれにあたる) に属するものか、あるいは、島弧すなわち地向斜型の構造 (キューバ・ジャバ・台湾・ニュージーランドなどの迸入岩はこれにあたる) に属するもののいずれかである。このような場合を除外すれば、真の大洋地域と超塩基性熔融体の関

* Ю. М. Шейнманн : Поверхность Мохоровичича, Глубина Зарождения Магм и Размещение УльтраБазитов, Советская Геология, No. 8, p. 31—44, 1961

係が指摘できるのは3つだけしかのこらない。

大西洋の中央海嶺の頂上部にのるセント・ポール島の岩石は[18]すべてダンかんらん岩あるいはダンかんらん岩の圧砕岩である。これらの岩石は、地向斜の超塩基性(非アルカリ性)岩と対比するのが一番やさしいが、これらの岩体が非常に小さいうに、他の2つの地点ではむしろ台地のアルカリ性超塩基性岩との類縁性がみとめられるので、これらの火成現象をどのタイプに所属させるかについて明言できない。さらに、このダンかんらん岩が Ural の侵入岩と同様に、はなれい岩質侵入岩の分化物である可能性があることも考慮しておく必要がある。

太平洋地域にも、超塩基性岩が海面上に現われている地域が2つある。これは、タヒチ島とハワイ諸島のオアフ島である。タヒチ島の volcanic complex については、A. Lacroix[16]の記載がある。これをつくる岩石は、その成分の上からは台地の超塩基性アルカリ岩に最も近いが、いろんな点から、タヒチ島では超塩基性マグマと玄武岩質マグマの混合という、比較的珍しい現象をみているということも想像される。オアフ島のホノルル統(第四紀)は典型的な超塩基性かつアルカリ性のものである[19]。

大陸地域にひろく分布する玄武岩 マグマは同時に大洋のマグマとほとんど同一のものである。大洋底からそびえたつ火山島はすべて、海嶺にのるほとんどすべての火山の場合と同様に、この種のマグマの供給をうけている。このような地域でしばしば発見されるオーシャンイト・アンカラトライトおよび成分的に超塩基性岩に近縁なその他の岩石を誤解してはならない。というのは、これら玄武岩の塩基性分化物は、たんに玄武岩に付随するだけで、玄武岩に較べるとその量はとるにたりないからである。

上記のことから構造型と火山のマグマ組成との間のはつきりした関係を明らかにできるといことが考えられる。このような関係は、超塩基性マグマにとくによくみられる。すなわち、この種のマグマは大洋地域では、ほとんどみられず、主要な褶曲期やその後の褶曲地域には全く欠除している。この種のマグマは2つの型に区分できる。すなわち、台地や非常にまれな場合として古期の褶曲帯や海嶺地域に発達するアルカリ性のもと、地向斜地域に発達する非アルカリ性のもとである。海嶺地域(セントポール)に非アルカリ性マグマが産するかどうかは、いまのところまだ明らかでない。玄武岩質マグマがある特定の構造に所属するかどうかということは、ことにこの種のマグマが非常に広大な分布をとるため、いまのところあまり明確でない。台地、褶曲帯、沈降中の地向斜を別にすれば、玄武岩質マグマは大洋底と中央海嶺にとくに著しい。マグマと特定の構造条件の型との関係がわかれば、マグマの分布に関するデータとモホ不連続面の位置をはじめ地殻構造に関するデータとを比較対照することができる。すなわち、それによつて、マグマの成分を地球深部に予想される成分と関連づけようという試みができるようになる。次にこの問題にふれることにしよう。

一体マグマはどこで発生するのであろう? この質問に対する解答は、あくまでも予察的なものにすぎない。この問題に関連して、次のようなデータは興味深いものがある。

1) マグマの上昇がはじまる地下深部に関する直接的な地球物理学的観察。現在、この種のデータは3つの地域について存在する。まずハワイ諸島については、マグマの活動によつて発生した地震の震源の深度分布の観測記録が2つある。1942年マウナーローア火山の噴火がはじまる前に、深さ42~47kmのところでは地震活動が記録された。その後、火道大きな正断層に沿つた熔岩上昇を示すかのように、地震活動が次第に浅くなり、その深さが非常に小さくなつたときに、熔岩の流出がはじまつている。その時の熔岩は、成分的にはハワイに典型的なかんらん石の少ない玄武岩で、実質的には未分化のものである(かんらん石は virtual mineral composition に換算した場合だけ認められる)[17]。同様の現象が1959年キラウエアにおいて観測されている。震源の深さは約70kmとわかつた(ゴルシュコフの談話による)。カムチャッカでは、約60~70kmの深さのところに横波を伝えない熔融マグマ溜が存在する[4]。エトナ地区では、地球物理学的データでは、震源の深さは70kmとされている(ゴルシュコフの談話

による）。

このように、これら3地域とも、熔岩溜りの深さは（あるいは熔岩の発生深度ともいえよう）、いずれもほぼ等しく、これらの数値のオーダは信頼するにたるものと考えられる。しかしながら、これがマグマの発生深度と即断することはできない。なぜなら熔岩溜りが存在すること自体がむしろ熔岩はそれよりもつと深いところから上昇してきたもので、50~70kmという深さはマグマが発生できる上限とみなすべきことを物語るものである。

2) 地球熱学者もマグマの発生深度を決定しうるデータを提供している。実際には、地下深所の温度計算は非常にさまざまで、現在までのところなら確実な数値を上げることはできない状態であるが、ある程度これらの計算をよりどころにすることもできる。J. Verhoogen[2]は1956年までにえられたデータを総合して、地殻基底部の温度を300~1,000°と決定している。彼はその温度を800°前後とするのがもつとも妥当だと考えている。おそらく大陸下の地殻に対してもこの温度をとるべきであろう。さらに、これをふえんして、J. Verhoogenは地表から約100kmの深さのところでは、約1,400°の温度になるはずで、そこで玄武岩の熔融が起こると結論している。E. A. リュービーモワ[9]は、大陸の下では地下60kmの深さで温度は約600°、100kmで1,250°に達すると考えている。これらの計算値は互いにかやつたものであり、したがって、玄武岩の熔融は深さ100~120kmのところからはじめて起こりうることを、すなわち、上にのべた地球物理学的データはマグマ発生の上限を示すものにすぎないということを意味している。

3) さいごに、岩石学者や地球物理学者がいろいろな仮定から出発して、マグマの発生深度を100~200kmと考えていることを指摘しておこう。とくに、A. N. ザバリッキー[6]は、150kmという深さが、この過程の生じる可能性が最も高い深さであると考えている。彼は、カムチャッカ、千島列島の火山の下の深発地震帯の平均値をその計算の基礎としている。

このようにいろんな方法によつてえられた知識は、いずれも非常に近似した、対比しやすい値を示しており、したがって、さしたる危険もなくマグマの発生地帯の可能深度を100~150kmとすることができる。しかしながら、このような問題の解決のしかたは、さらに新しい問題を提起することになる。すなわち、地殻がとくに厚く、造構運動がとくにはげしい地域を別にすると、少なくとも90%というマグマの大部分が各種の玄武岩によつてしめられているという事実である。したがって、われわれはここで、どのようにして地下深所で玄武岩が熔融するかということについて弁明せざるをえなくなってくる。

おそらく大部分の地質学者によつてうけ入れられている最も単純な推定は、圧力の低下によつて（とくに、深部断裂が生じたさいに）地下深部を構成している高温の玄武岩質岩体が熔融して、玄武岩質マグマを生ずるということである。しかしながら、このような単純なみかたは地球物理学者の側からの激しい反ばくにあつている。あきらかに玄武岩の熔融が可能な深さは地殻の厚さをはるかに超えている。大陸においては、その直接的な観測データ（50~70km）が示すかぎりでは、この深さは地殻の厚さの1.5~2.0倍にすぎず、あまり目立つたものではない。しかしながら、大洋の場合には、これがもつとはつきりしている。すなわち、「玄武岩」層の厚さは、海盆では10kmにも達しないし、中央海嶺の下では35kmになるが、熔岩の出現する深さは50~70km以浅ではありえないし、おそらく、それよりもはるかに深いと考えられるからである。このようなデータを比較対照してゆくと、必然的に一体どのような層がモホ不連続面によつて分離されているかという疑問をとりあげざるをえなくなってくる。

地質学者の立場から、最も単純な玄武岩の直接熔融ということを想定してみると少なくとも大洋底ではモホ不連続面の下に玄武岩質岩体があるということを認めざるをえなくなる。したがって、ここでは少なくとも100km前後の深さまでは、かんらん岩層は存在しないとしなければならなくなる。ところが一方では、地下50km以深の深さのところになんらつきりした境界面が存在しないということから、このような深さでは、玄武岩質岩体がかんらん岩質岩体

に漸移すると考えることができる。地殻の下の物質の組成が玄武岩質であると考えるならば、地殻の下にはつきりした境界面—モホ不連続面が存在するということに対する説明が必要になる。これに対して、玄武岩がある一つの状態から他の状態(ガラス質と結晶質)に移行すると考えることもできるが、この場合には、非常に短い区間で密度の急激な変移交代が起こると仮定する必要がある。というのは、このような密度変化は飛躍的な性質をもち、地震波のはつきりした反射を引き起こすはずであるから。

ごく最近ペロウソフ[1]が提唱した第2の考え方は、玄武岩の下位すなわちモホ不連続面の下に榴輝岩質岩体の存在を想定することである。すなわち、榴輝岩へ移行しても化学組成はかわらないが、密度が著しく増大するというわけである。

玄武岩のマグマの発生に関する第3の仮説は、地球物理学的な難点を回避することはできるが、岩石学的な考えを複雑化させるきらいがある。すなわち、モホ不連続面を境にして成分が変わるが構造は変わらないと考えると、地下深所の物質は超塩基性岩からなり、したがって、超塩基性岩体が部分的に熔融して、玄武岩がとけ出すと考えざるを得なくなる。

これらの3つの考え方のうちどれかをただちにすてきるといふわけにはゆかないので、その一つ一つについていまだ少し詳細に検討してみる必要がある。

まず、マグマを玄武岩質の組成をもつ岩体(玄武岩あるいは榴輝岩)が直接熔融して生じたとする考えから出発することにする。さきほどのべたように、マグマが発生する深さでは地球は玄武岩質の岩体からなるという考え方は岩石学者の負担を非常に軽減してくれる。深さ100~150kmのところでは、温度は玄武岩の熔融を生ずるにたとみられるが、高圧だけが、熔融の唯一の障害になっているだけに、大ざつばない方をすれば、マグマの発生の問題はすべて、この圧力が低下するような条件を明らかにすることにあるといえる。このような条件は深部断裂が生ずるさいに発生するにちがいない。この種の造構的な道具立てはすでに知られており、これによつて局所的な熔融とマグマ溜りが発生する可能性が保障されているようにみえる。この考えから一連の結論がみちびき出される。

まず、前にもすでにのべたように、モホ不連続面が構造の異なる(ガラス質と結晶質)2種の玄武岩の境界であると考えることができる。さらに、この面の下には急激な速度変化はみられないので、玄武岩質岩体が超塩基性岩体へ漸移すると考えることができる。そのうえ地下数10kmの深さでは、地震波の伝播速度が著しく大きくなる(すなわち、モホ不連続面の下の地震波の速度は地表付近のかんらん岩の密度に対応する)のであるから、そこではすでに玄武岩が著しく凝縮していると考えなければならない。

超塩基性マグマの上昇は大洋地域では少なく、大陸では非常にひん繁なことは、この論文のはじめですでに指摘したとおりである。この事実をいましがた述べたばかりの考え方と一致させる必要がある。すなわち、大陸の下ではかんらん岩岩体は大洋の下よりもはるかに浅いところにあると認めざるをえない。そうすれば、もしも大洋底地域で、深さ50km以上、おそらく100~150kmに及ぶとみられる断裂が玄武岩の熔融域に達しただけで、まだかんらん岩層にぶつかっていないとすれば、大陸の下では同じ深さの断裂が超塩基性岩の熔融域にしばしば達していることになる(大陸の断裂が大洋のものに較べて深いと考える根拠はない)。

このようにみえてくると、大陸と大洋の下の地球外殻部(earth's shell)の上層部の構造上の相違はふつう考えられているよりもはるかに大きいとみなさざるをえなくなる。このような推定に立てば、大洋下では、マグマが発生したり侵入が起こつたりする活発な外殻部はすべて、単一の玄武岩層からなり、それがたんに超塩基性岩に漸移するにすぎないということになる。大陸の下ではこれと異なり外殻部は「花崗岩」・玄武岩・かんらん岩の3層からなっている。したがって、大陸下の外殻部は分化性を、大洋底のそれは均一性をもつといえよう。これに応じ、大陸から巨大な沈降の産物である海洋へ移行するさいにどのような過程によつて、この大陸の分化性が消失し、さらにその逆の過程にさいして分化が生じたかという問題が当然提起さ

れるであろう。さらにまた、大陸の下の超塩基性岩は大洋下のものより浅いところにあるということ、すなわち、この岩体の上限はモホ不連続面が上昇するところでは下がり、逆に大陸の下ではモホ不連続面に向かって上昇するということが当然考慮する必要がある。

ごく最近まで、この種の考えはわれわれにとつてもつとも可能性が高く、かつ、論理的に思われたし、事実、エレバンの討論会で筆者はそのように報告した[13]。これとちかい考えをマグニッキー [10] も出している。しかしながら、これと類似の仮説の支持者は深刻な困難に突き当たっている。そのおもなものを次にのべてみることにする。

地震波の伝播速度に関するデータによれば、モホ不連続面の下では密度が非常に高いと考えざるをえない。圧力を加えて玄武岩の密度をいくら増大させても、縦波の速度を 8.1km/sec にまで上げるほどその密度を増大させることは、おそらく不可能であろう。すなわち、これは地殻の下限が玄武岩のある状態から他の状態への移行に対応するという考えを説明する際、障害となる。この境界面の直上の速度の大きさ (約 7km/sec) からみて、この種の状態の変化はもつと上部の浅いところですでに完了していると考えざるをえなくなる。

モホ不連続面は事実上幾何学的な面に近く、なんらかの厚さをもつた層ではない。その地球物理学的性質がすべてこのことを示している。このように、この面を境にして、より高位の火成岩体中にみられる既知のはつきりした境界との類推からその状態の変化としてではなく物質変化として容易に説明がつくような急激な物質の交代が生じている。

このような観点からは、地殻の下の深いところにある「グーテンベルグ層」の説明は難かしいように思われる。この層は副次的なデータから地下 60~150km のところにグーテンベルグによつて指摘されたもので [15]、その上下の層に較べていくらか伝播速度がおちるのが特徴である。いまのところの速度変化を直接測定することはできないが、このような速度の低下の存在は B. グーテンベルグのあとをうけて一連の地球物理学者の支持をえている。この速度低下をいままできたような地球外殻部の構造に対する考え方から説明するのは難かしい。これは他の考えから出発して説明する方がずっと容易である。

玄武岩質岩体の直接熔融説に関して上にのべたことはすべて、これと類似の考えがまつたくうけいれがたいものではなく、したがってますます論破しえないことを示しているが、地球物理学者のデータはこの説に対して容易にとりのぞきがい深い障害を生み出している。

玄武岩の直接熔融説では説明困難な一連のことがらはモホ不連続面の下に榴輝岩が存在すると考えることによつて、とりのぞくことができる。これによつて、この層中で地震波の速度が著しく増大する事実の説明がつく。しかしながら、なお、超塩基性岩の起源の問題がこの。これを榴輝岩マントルの“重い”分化物として説明することは困難である。この場合、超塩基性熔融体は上昇するが、それをとりまく榴輝岩岩体とはけもしなければ上昇もしないような条件を探し出すのは容易なことではない。榴輝岩質の地下深部の岩体の中に裂かが生ずる場合には、まず第一に榴輝岩の熔融が起こるにちがいないが、軽い成分の大部分を失なつたかんらん岩包有物が榴輝岩の中でとけるかどうかはうたがわしい。もしもこのような熔融が起こるとすれば榴輝岩の熔融も同時に起こるにちがいない。その結果、火道は玄武岩質熔融体でふさがるか、あるいは超塩基性熔融体は玄武岩質熔融体とまじりあうであろう。いずれにせよ、超塩基性物質は純粋な形では (地殻) 上部に上昇することはできないであろう。したがって、榴輝岩マントル説はこれによつてすべての困難な問題を解決できそうにみえたが、この説によると必然的にかんらん岩マグマの出現はまれな偶然的な現象で (これは多少観察事実と一致するところもある)、このマグマは地下深所で玄武岩マグマと混り合つて、玄武岩に近いものから超塩基性岩の組成のものまで変化にとんだ組成をもたねばならないという結論に達する。そのうえ、いましがたのべたばかりの混合のメカニズムから必然的に、成分上玄武岩に近いものもつとも多産するという結論に達するであろう。

天然にはこの種の現象はみられない。超塩基性岩類 (complex) は非常に独自のグループを

なして、玄武岩に移行するような種類は少ない。それどころか、この超塩基性岩類は1つのものではなく、相対的なアルカリの飽和度を異にするがほぼ同程度の塩基度(basicity)を有する類縁性はあつてもはつきりと異なる2つのグループに分けられる。このような物体(玄武岩とははつきり異なり、アルカリ性と非アルカリ性とに分かれること)は、おそらく、榴輝岩説の見地からは満足な説明を加えることは不可能で、事実、超塩基性岩の分布すら説明することは難かしい。(この仮説)によつてかんらん岩マグマの少ないことを説明できても、このマグマが玄武岩マグマと同時にしかも並列して規則的な分布をなし、色々な型のこのマグマが特定の構造と規則的に結びつくとを説明することは到底不可能である。要するに、榴輝岩マントル説は玄武岩体からの直接的熔融よりはいくらか適当なところはもつているが、やはり困難をとりのぞくことはできないものと考えられる。

マントルを構成する物質の部分的熔融に関する仮説は、初源マグマの発生をひきおこす過程に関する仮説と同じように、一見するとその可能性は少ないうえに非常に大きな障害を生ずるようにみえる。しかしながら、もつとよくこの問題を観察すると、このような印象はあてにならないように思われてくる。部分熔融に関する考えをとると、はるかに複雑な問題を取りあつかわなければならないうえに、地質学的な事実を説明するのにいくつかの障害を生ずるが、かわりに地球物理学的なデータの論ばくをうけないように思われる。このことは、われわれ地質学者にとつてはむしろ好都合である。なぜならば、われわれにとつては地質学の分野において生ずる矛盾(あるいはみせかけだけの)は地球物理学の分野での矛盾に較べればはるかに判断し易いからである。このような矛盾はむしろみせかけだけのものであつて、地質学はもろろん地球物理学的諸事実はこの仮説に有利なようにさえみえる。

まずさしあつて、酸性(花崗岩質)または比較的酸性(玄武岩質)な岩体が超塩基性のマントルから熔融する過程の可能性そのものから検討してみることにしよう。本質的には、これはマントルの構成物質の分化作用の可能性に関する問題であつて、現在この問題について2つの解答をもつことはとても不可能である。分化作用をほかにして、どのような方法で地殻の形成を考慮することができるであろう? マントルの容積に較べて地殻の容積が小さいことと、この地殻の存在自体からして部分熔融と熔融物質の上昇を仮定せざるをえない。おそらく、地球を構成する塩基性の深部岩体からの熔出以外に、地球上の地殻の出現を説明できるものはないであろう。結局、この問題は、玄武岩がマントルからとけだしうるかということよりは、このような熔融が現在でも起こつているかどうかということである。

A. P. ビノグラードフ [3] は隕石(石質)の带状熔融(zone melting)の実験に基づいて、適当な条件のもとではこのような物質からは約5~7%の玄武岩がとけだしうること、したがつて、地殻の最大層厚はマントルの厚さの約7%になりうると考えている。しかしながら、地球物理学者の測定によれば、現在の地殻の厚さはこの値よりもはるかに小さいことがわかつている。もしも地球全体の地殻の平均層厚を20kmにとると、その容積はマントルの約1%をなすにすぎない。大陸の地殻の場合ですら、それに対応するマントルの容積の2%にしかあたらない。このような比較の結果から、現在のところまだ玄武岩の熔融可能限界にはほどとおく、したがつてまだ玄武岩が熔け出す可能性はあることになる。

生み出されたマグマがマントルの物質から熔け出したものだとすると、さらにいま一つの仮定をする必要が生ずる。この種の熔け出しはごく限られたうすい層内ではなく、マントルの全層にわたつて生じたものにちがいない。いずれにせよ、マントルのかなりの部分から熔け出したものであろう。さもないれば、地殻は現在みられるような厚さにはならなかつたであろう。上にのべたA. P. ビノグラードフの数値をとると、40kmの厚さの地殻は厚さ800~1,000kmのマントルから生じたことになる。玄武岩がいわば完全にある範囲のマントルの物質から熔け出したと仮定すると、このマントルの中にはとけやすい成分の少ないより塩基性の岩体(mass)がとりのこされると考えられる。初生岩体(original mass)——ビノグラードフによるとコン

ドライト (chondrite) —— が47%のシリカをふくんでいたと仮定すると、5%の玄武岩が分離すると46.5%のシリカが残ることになる。もし、初源的なシリカ含有量から出発すると、42.5%のシリカが残留することになる。これ以上、軽い成分の熔融は不可能と想像されるので、この岩体の中のシリカ量の変化は小さくても、質的な変化は非常に本質的なものである。しかし、上にあげた計算には、玄武岩漿の融出だけが考慮されていて、同時に生ずるガスの放出 (degasiation) に注意が払われていないので、まちがっている可能性もある。このガス放出がシリカやとけやすい物質の搬出に与える影響をすることはむずかしいことであるが、これが残留岩体中からシリカやとけやすい物質が除去されるのをたすけていることはうたがいのない事実である。

このような場合、本質的には、5~7%の玄武岩が分離したあとにはその後の熔融を生ずる能力がなく、揮発性成分の大半を失なってしまった岩体が残ることになる。このような岩体は密度もちがっているにちがいない。モホ不連続面の直下にこのような密度の高い岩体が存在することは、これまでの地球物理学的な研究では明らかにされていない。マントル全体とまではゆかなくてもそのかなりの部分で、ガスやとけやすい岩体が分離し、それがマントルをこえて地表に向かって上昇してくるということは、比較的ありそうなことだと考えられる。そのような場合次のようなことが考えられる。すなわち、ゆつくりと上昇する軽い岩漿やガスは、その途中でひつかかつてふたたびマントルの中にとけこみ、非常にゆつくりと地殻に向かって進んでいくことができるだけである。ところが、地殻との境界に近づくと、断裂の数がふえるのと裂かへのより長期間にわたる活動の結果、マントルの透過性 (浸透性) が非常に増大しているにちがいない。したがって、軽い熔融体やガスは下部の場合よりも早く、しかも自由にこのマントルの部分を上昇することができ、事実上玄武岩の成分を欠く層が生ずる。この層は上部はモホ不連続面ではつきりと境されているが、下部では下方に向かってはなんら特定の境界をもたず、軽い揮発成分にとむマントルに漸移しているにちがいない。

このような層の存在はグーテンベルグがのべている地下約100km付近の速度低下によつて、傍証されている。こゝにはなんらの不連続性も指摘されていない。したがって、われわれは物質またはその状態の漸移現象をとりあつかっているようなものである。もしも、この速度変化が成分の変化によつて生じているものとすれば、地下100km付近に近づくと速度が減少し、その後深くなるとふたたび増大するという推定は、地殻の下に軽い成分に欠けた超塩基性岩体があり、これが下方の未分化のマントルに漸移してゆくという推定とよく一致する。

いろいろな推定深度値の間に次のような非常に興味ある一致がみられる。

- (1) 火山学のデータによれば、マグマのできる最小深度は50~70kmである。
- (2) 地球物理学者と一連の地質学者のデータによれば、マグマの生成層の深さは約150kmである。しかも、この帯こそが、そこからマグマが地表に向かって上昇してくる地域であり、いましがたのべたばかりの解釈によれば、これがマントルから玄武岩質熔融体が最終的に分離する深さである。
- (3) グーテンベルグ層——その層以深では上昇中の玄武岩がマグマとして地殻中に入るまえにまだ停滞している——は約150kmの深さにある。

これら3つの独立に決められたマグマの形成される深さは、この種の決定のさいに伴う精度の悪さを考慮した場合、よく一致しているといえる。

玄武岩と超塩基性岩との熔融条件を比較してみると、玄武岩体は70km前後の深さでは、かんらん石に富む超塩基性岩 (1,500°) に較べてはるかに低い温度 (1,200°) でとけることがわかる[14]。マグマが生ずる深さは上記のものに非常に近く、したがって、熔融温度の差はそれ自身のなかにもあることはまちがいない。そのため、《乾いた》かんらん岩岩体^{註1)} がとけるには、玄武岩の熔融あるいは融出の場合よりも、著しく高い温度が必要になると考えられる。未分化のマントルの完全な熔融は中間的な温度すなわち玄武岩の場合よりは高く、《乾いた》

かんらん岩よりは低い温度で起こる。

約 150km の深さのところからモホ不連続面までの間に、すでにガスと長石の大半を失なうてしまつたかんらん岩が存在するという上記の推定に立戻ると、次のような結論を下す必要が生ずる。

(1) 圧力を低下させマグマの上昇する道をつくる道具立てが 100~150km 程度にまで到達さえすれば、この深さで玄武岩漿は融出するにちがいない。

(2) もしもこの道具立てがさらに深く、非常に高温 (約 1,500°) な場所にまで達するならばあらゆる岩体が熔融し、それによつて超塩基性のアルカリ性マグマが生ずるにちがいない。

(3) 《乾いた》かんらん岩層の熔融が生ずるには、この層が一定の場所で非常に深いところまで連続しているか (このような想像にはつきりした根拠はない)、あるいは、60~100km のところで温度が約 1,500° ないしそれ以上に達するような等温線の非常に著しい上昇が必要である。

台地の超塩基性熔融体と地向斜のそれとはアルカリ度に著しい差があるので、われわれは自然界では実際に 3 つの型のマグマにであつてゐることを指摘しておく必要がある。上記のことから次のようにく分逆説的な結論が下せる：非アルカリ性のかんらん岩質侵入岩マグマ (褶曲地域のかんらん岩帯) は玄武岩質マグマよりは浅いところで生ずる。

上記の考えによつて、一つの理解に苦しむ現象が説明しやすくなる。普通、地向斜的沈降の早期の段階には、火成活動は超塩基性マグマの上昇にはじまり、その後、はんれい岩質マグマにかわり、さいごに花崗岩質になると考えられている。この順序は地向斜輪廻に普通なものともみなされている。しかしながら、この順序は侵入過程についてだけ一貫してゐることである (それも、この種の規則性の確立が大体可能な程度において)。もしも、ここで火成活動全般についてみると、塩基性熔岩の流出がかんらん岩に先行することが最も多く、したがつて、玄武岩マグマがかんらん岩マグマに先行していることがわかる。

かんらん岩質マグマの侵入の時期もまちがつて解釈されていることが少なくない。H. H. Hess の研究以後しばしばなされてきたことであるが、この時期を沈降の開始期と関連づけるべきではない。かんらん岩は、とくに大きな深部裂かかを生ずる時期に形成されるとするソビエト地質学者の解釈の方がより適切である。一連の褶曲地域の観察の結果、これは trough のもつとも激しい沈降期の終り、主要な褶曲作用の前に生ずることが多く、その継続時間が割合に短かい点で底盤と性質を異にする [7, 12]。いいかえれば、早期のスピライト層 (spilitic formation) あるいはこれに近いものが欠除している場合のみ、かんらん岩の侵入は最初の火成現象をなすものと考えらるべきである。もしもある地域にスピライトとかんらん岩とがともに発達しているとすれば、かんらん岩が上位^{訳注2)}になる。このような順序は次のように説明するのがいちばん容易である。すなわち、地向斜発展の初期段階においては、その中の造構運動は比較的弱く、したがつて、等温線の著しい上昇はみられないので、深部に達する断裂が形成された時にのみマンツルの部分熔融が可能になり、マグマが発生することになる。それよりあとの段階で、沈降速度が最大に達すると (これは主要な褶曲の前、沈降の末期に生ずる)、エネルギー水準が高まるため等温線が上昇する。もしもこの上昇が充分なものであれば、《乾いた》かんらん岩の熔融とその侵入がおこる。

次のことも指摘しておく必要がある。アルカリ性の超塩基性マグマは、おそらく、どのクラスの隕石とも成分を異にするものであろう。すなわち、このマグマはシリカが著しく少なく、しかも、アルカリにとむであらう。したがつて、石質隕石と地球のマンツル物質とがまつたく同じのものであるとは思えない。型の異なるある種の隕石の成分はにているだけで、決して同一のものではなく、隕石の成分は核と石質の部分えの分化の特徴を示すだけで、その量的な比率

訳注1) 「乾いた」かんらん岩：軽い揮発性成分を失なつたかんらん岩をさす。

訳注2) 本文では「下位」となつてゐるが「上位」の誤りと考えられる。

までも示しうるものとは考えられない。

次に、地球上におけるアルカリ性超塩基性マグマとかんらん岩質マグマの分布と、これらの分布と地球の構造との間に考えられる関係の問題を考察してみよう。

大洋底のマグマの組成に関するデータによれば、この地域には超塩基性マグマは少ないことがわかつている。いいかえれば、この地域の地球外層の活動化によつては、かんらん岩層やその下のマントルをつくる岩体も全面的な熔融をひんぱんに生じえないといえる。ここには十分な深さを有する裂かが明らかに存在する事実は、この地域ではマントルがきりひらかれ、つぎに融出した玄武岩が地表に現われることを示している。かんらん岩層(《乾いた》)の熔融は起こらない。このことは、大洋下では地熱等温線が大陸の場合に較べてひどく低下しているため、地下深所に裂かがあつたとしてもマントルの熔融温度域にまでには達していないと考えると説明しやすい。さらに、造構運動が不活発なためこの地域では、あたかも注)、等温線の上昇がさまたげられているようなかたちをとつていることをも補足しておく必要がある。

大西洋のセントポールの岩壁をつくる圧砕作用をうけた超塩基性岩(超塩基性圧砕岩)は、大洋そのものの中で《乾いた》かんらん岩マグマの上昇を予想できる事実上ただ一つの例である。ここでは露頭があまりに小さいのと、この岩石がひどく破碎されているために、その環境を明確に推定することができない。これは alkaline complex ではなく、セントポールの岩壁のダンかんらん岩は地向斜のかんらん岩質侵入岩に近いものとするのがいちばん妥当である。しかしながら、現存するデータから判断して、これが確定的なものとは考えられない。したがつて、ここではこのような侵入をひきおこした地殻内部の状態がどのようなものであつたかという問題に対して解答をこころみることができるだけである。この侵入岩体は明らかに大西洋中央海嶺の最大上昇部に属している。この中央海嶺は、非常に厚くなつた(おそらく、20~25km)玄武岩殻で特徴づけられている。主として水の下にある玄武岩は大部分、ダンかんらん岩に近い状態で存在していた。

かくて、その環境は、ある程度、地向斜の沈降の早期の、しかも、その中にかんらん岩マグマが侵入する時期の環境を想起させる。これらの環境はより深いところでも類似しているものと予想される。

太平洋において玄武岩殻が厚くなつている場所に、アルカリ性超塩基性岩体が現われる事実は(タヒチ島の Complex, ホノルル統)、海嶺域に地下深所で台地性の環境を想わせるような環境が生じうることを示している。このような場合にはうたがいの余地はないが、セントポールの岩壁では観察が不十分なため(露出が少ないためその可能性は充分ある)、このダンかんらん岩に実際にアルカリ性超塩基性岩が伴なつているのを見おとしているとすれば、セントポールの侵入岩もタヒチ島の Complex やホノルル統と類似のものになる可能性がある(セントポールのダンかんらん岩ははんれい岩質岩体の超塩基性分化物であるかもしれないことも忘れてはならない)。

地向斜内の状態については、少し前にざつと検討した。その特徴は地向斜の沈降期にはシアル層が比較的うすいため、玄武岩の熔融が地下深所で起こることである。この時期の地熱等温線はさがり、断裂の影響が及ぶ深さではマントル岩体が全体として熔融するような温度ではない。さらに造構運動がつよまると、等温線が著しくかつ急速に上昇し、さらにすすむと《乾いた》かんらん岩層の熔融をひきおこすようになる。これによつて、かんらん岩マグマが比較的後期に貫入するという現象の説明がつく。この貫入は(地向斜)帯内の初期の造構輪廻ばかりではなく、はるかにあとの輪廻の沈降部にも特徴的である(ヨーロッパのアルプス地向斜、コルジレラ山脈のネバダかんらん岩、ウラルにおけるヘルシニアンかんらん岩など)。この種のかんらん岩が比較的厚い地殻や著しい変動と関係しているのも、これによつてのみ説明

注) さらに大洋下では大陸下におけるよりも、深さとともに温度が急速に増大するという可能性についても考慮する必要がある。この事実は近年アメリカで行なつた太平洋底の熱流測定によつて指摘されている。

できる。

かんらん岩の上昇に続いて発生することの多いはんれい岩質岩体の上昇を、地下深所における玄武岩質マグマの融出とだけ結びつけることはとても不可能なことである。逆に、造構運動が活発化するためにいつそう等温線が上昇し、したがって、かんらん岩層の上位にマグマが発生する可能性が生ずる。さらに地向斜岩体のひき続く沈降によつてこれが助長される。そのため、深部からの玄武岩質熔融体の上昇とともに、《山の根 (root of mountain)》をつくつて生じた palingenetic な玄武岩質マグマの出現が期待される。熔融温度を低下させ、熱を付加するガス状物質が、地向斜輪廻の発展の程度に応じて活性化して、一層つよく上昇する可能性のあることも忘れてはならない。これによつて玄武岩質の《地向斜の根》がとけはじめ、さらにひきつづいて花崗岩の根の熔融 (マグマ化) がはじまるにちがいない。そのため、はんれい岩マグマのあとに、これと酸性熔融物との混合物があらわれ、最後にこの混合物が支配的になる (褶曲帯の plagiogranitic complex)。そして最後に、等温線がもつとも高くあがつた場合に、花崗岩の根の熔融、ガス状溶液の作用によるシアルの岩石の花崗岩化作用とさらにおそらくマンツルの酸性分化物の直接の上昇の結果として、真の花崗岩質進入岩体が生ずる。

アルカリ性の超塩基性岩体は台地地域はもちろん、古い褶曲地域のとくに深い断裂帯に特徴的である。これについてこのような地域に特有な火成岩類として玄武岩 (ことに台地玄武岩) をあげることができる。この地域では造構運動が不活発で地殻がうすいため、地殻自体が熔け出すことはできないので、必然的にマグマの根源は地殻の下の岩体に求めざるをえない。したがって、こゝでもまた玄武岩漿の融出とマンツルの全面的な熔融が起こる。後者は比較的まれである。というのはこのような熔融に対応するような温度がこの断裂の活動する範囲内ではまれであるから。

われわれの想定に基づいて、火成活動の主要な特性とその地域の造構的特徴とを一つにまとめることができる。われわれの図式がどの程度適当なものであるかということについては、その地質学的なデータは大体明らかにされているので、利用しうる地球物理学的データの点検によつてはつきりするであろう。

前述した図式によれば、褶曲 (地向斜) 地域と造構運動の不活発な地域とでは火成活動に非常なちがいのあることが指摘できる。すなわち、台地・褶曲しおわつた地域の主部・大洋底などでは、マグマの発生はマンツルの岩体の熔融 (完全あるいは不完全な) によつてのみ可能である。いいかえれば、こゝでは初源マグマの発生が問題になっているわけである。これに反して、地向斜地域では造構運動が活発なため温度が著しく上昇し、また沈降によつて非常に厚い地殻が生ずるが、多数の断裂によつて地球外層の透過性が增大するため地下深所から上昇するエマネーションが増加し、再生マグマ (regenerated magmas) の形成と非火成源岩石のマグマ化の条件がうまれる。このことは、もちろん、地向斜地域では初源マグマは発生しないということの意味するものではない。このようなマグマは地下深所で発生し、いろんな程度に上昇し、しばしば再生マグマと混りあう。しかしながら、多少とも高位の水準に発生した熔融体が大抵の場合マグマの通路をうばつて、事実上それより下位に生じた熔融体に対して非透過性の栓の役割を演ずる。したがって、等温線の上昇の結果 <浅い> ところに生じた熔融体が決定的な役割を果たしうるのであり、したがって、この瞬間からこの地域にそれより深いところに生じたマグマは事実上姿をけすことになる。逆に、等温線が下降して、浅所における熔融が止むやいなや、深部のマグマの上昇路がひらけるであろう。

こゝでさらにいま一つの問題に簡単にふれておこう。超塩基性マグマは適当な条件のもとではしばしば上昇する (大陸で) が、その量は少ない。しかし、この特質についてはあらかじめ説明を要する。超塩基性岩体の熔融に必要な地下深部での十分な加熱には、つねに特有の条件が必要なため、広い範囲にはその作用は及ばないと考えられる。おそらくこれが小岩体 (small mass) の熔融の原因になるものと考えられる。しかし、この種の熔融体が大量に上昇するのを

さまたげているおもな原因は、その重さにある。もしも玄武岩質熔融体が、それよりも重い媒体中を少なくともモホ不連続面まで上昇するとすれば (すなわち上に向かひ上ろうとしてその運動を非常に容易にするとすれば)、超塩基性熔融体はそれ自身の力では上昇することはできない。マグマ溜りからのしぼりだしによつてのみ、それは押し上げられる。「マグマ溜り」の周辺に生じた熔融体だけが搾り出しをうけたあと、裂かばマグマの上昇を規制するしめつけによつて閉じようとするであろう。これに対して、玄武岩質熔出物のアイソスタチックな上昇によつてマグマ溜りは閉塞するどころか、逆にそれが空になるため一層マグマの分離が促進される。それとは別に、この2つの上昇過程を説明する根拠を探求する必要がある。

* * * *

以上簡単に3つの可能な図式についてのべたが、そのうち「かんらん岩図式」が現在の知識にてらして最も本当らしく思える。この図式によつて玄武岩あるいは榴輝岩説に較べて現在知られている地質学および地球物理学的事実をよく説明できる。しかしながら、この図式も大きな障害に突当っている。すなわち、その障害はこの図式が大陸と海洋の現在の特質 (とくに、この両地域の下の地殻の構造) を本質的なものとみなし、現在の大陸の位置に海盆が発生する可能性を明らかにしようとしなかつた点にある。しかし、この図式によつてわれわれが現在知っている限りの地球の全生存期間のいろんな型の火成活動や地向斜や隆起とそれに伴う各種の超塩基性岩・台地玄武岩・酸性侵入岩などの発生を容易に説明することができる。しかしながら、大陸殻が大洋殻に転化する可能性に関する問題に関連して、この図式を作りかえる必要がある。このような考えは多くの地球物理学者の反対をうけているが、地質学的事実によつてますます裏づけられている。これらの問題は本論の域外にあるとはいえ、こゝに提唱した図式をこれらの地質学的諸概念と一致させることができるまでは、この図式を無条件に正しいと考えることはできない。しかし、造構運動と火成活動の性質を地球の最も大きい構造に結びつけようとするにあつて、この「かんらん岩」図式こそ最も妥当性があり、かつ今後の検討に値するもののように思われる。

〔訳者後記〕 訳文の内容については地質部の一色直記の検閲をうけた。

文 献

1. V. V. ベロウソフ：地球の発展とテクトゲネーシス，ソビエト地質，no. 7, 1960
2. J. Verhoogen：地球深部の温度，地球の化学と物理学，外国図書出版所，1958
3. A. P. ビノグラードフ：隕石と地殻，イズベスチヤ，地質学編，no. 10, 1959
4. G. S. ゴルシュコフ：理論火山学に関するいくつかの問題，イズベスチヤ，地質学編，no. 11, 1958
5. V. L. エゴーニヤ，V. E. ハイソ：地殻の発展の中で超塩基性侵入岩が果たす役割とその地位について，ソ連邦科学アカデミー報告，91分冊，no. 4, 1953
6. A. N. ザバリッキ：構造地質学的解析を行なうさいに考慮すべきいくつかの事実，イズベスチヤ，地質学編，no. 2, 1946
7. A. Eardley：北米の地質構造，外国図書出版所，1954
8. I. P. コスミンスカヤ：地震の資料からみた地殻構造，モスクワ博物学会誌，地質学編，Vol. 33, no. 4, 1958
9. E. A. リュビーモワ：地球外層部の温度勾配と低速度層について，イズベスチヤ，地球物理学編，no. 12, 1959
10. V. A. マグニッキ：地球物理学的データからみた地殻とマンツルの物質との相関関係について，地殻構造と岩石の変形，ソ連邦科学アカデミー出版所，1960
11. V. V. チホミロフ：地殻の発展と花崗岩の性質に関する問題，イズベスチヤ，地質学編，no. 8, 1958

12. Yu. M. シャインマン : コルジレラの形成史, リボフ地質学会地質集録, no. 2~3, 4, 5~6, 1956, 1957, 1958
13. Yu. M. シャインマン : 大陸における超塩基性火山岩区の特徴について (演旨), 火山活動の問題, エレバン, 1959
14. A. F. Buddington : Some petrological concepts and the interior of the Earth, Amer. Miner., 28, March, 1943
15. B. Gutenberg : Low-velocity layers in the Earth's Mantle, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 65, no. 4, 1954
16. A. Lacroix : Les roches alkalins de Tahiti, Bull. Soc. Géol. France, 4 sér., 10, 1910
17. H. A. Powers : Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands, Geochim et Cosmochim. Acta, 7, 1955
18. C. E. Tilley : The dunite mylonites of St. Paul's rocks (Atlantic), Amer. J. Sci., 214, p. 483~491, 1947
19. F. J. Turner, I. Verhoogen : Igneous and Metamorphic Petrology, N-Y, 1951
20. E. E. Wahlstrom : Introduction to theoretical Igneons, Petrology, 1950