

## 火成作用の起りうる深部条件について\*

V. V. Belousov

矢 部 之 男 訳

地質学関係の文献では、古人から繰り返して火成作用とその地殻の構造発展との関係が考察されている。“造構輪廻”と密接に関連する“火成輪廻”という概念は、この数10年間にわたり地質学者の念頭に植付けられている。この概念はもつとも一般的な形で今世紀の20年代に発表され、その後増々確立された。この概念を発展させた外国の研究者としては、まず第一に、J. JOLY, 1925; J. TIRRELL, 1926, 1931; A. HOLMES, 1928-1931; V. BUCHER, 1933; F. KOSSMAT, 1936; H. STILLE, 1939; J. UMBROVE, 1939, 1947; ソ連の研究者としては、M. M. オブルーチェフ, 1940; V. A. ニカラエフ, 1944, 1953; A. V. ペイブと N. M. ニツィン, 1950; G. D. アファナシエフ, 1944, 1953; その他を挙げねばならない。しかし、構造発達と輪廻と関連する火成輪廻の研究は、Yu. A. ビリピン (1947, 1948, 1955) により詳しく研究されたが、彼の研究はこの領域ではすでに古典的なものとなっている。Yu. A. ビリピンの偉大な功績は、彼が火成作用を内成鉱床の生成と関連づけ、それによつて大きな実践的価値をもつ地質学の新しい部門——鉱床生成論に理論的基礎を与えたことであつた。その後、V. I. スミルノフ (1959, 1962, 1963, 1965), Yu. A. クズネツォフ (1958, 1964) らが、彼の考えをさらに発展させた。火成作用と地質構造との関係についての諸問題は、構造地質の全般的な問題を取り扱つた各種の図書 (ペローソフ, 1962; ハイソ, 1964; De SITTER, 1960) のなかで述べられている。

現在、火成現象の順序および火成現象と造構環境ならびに構造発達の諸段階との関連は、一般的な形で、火成作用の成因や深部条件の問題を検討しうる程度に解明されている、とみなすことができる。一般的な形でしか述べられないのは、例えば異なる地向斜を比較した際にみられる火成作用の部分的な差異が生ずるすべての原因を詳しく検討することが、現在のところほとんど不可能だからである。いまのところは、火成現象のある種の平均的順序および火成作用と造構作用とを結び付ける平均的な規則性を説明しようと試みうる段階にすぎない。

造構輪廻における地向斜の発展過程は、通常、早期、中期、後期の3段階に分けられている。地殻の沈降が卓越する早期段階には、スピライト・ケラトファイア質岩、かんらん岩質岩類、はんれい岩質岩類および斜長石花崗岩類が特徴的である。局部的反転期 (partial inversion) に相当する中期段階では、花崗閃緑岩類および花崗岩類が特徴的である。隆起の卓越する後期段階では、各種の組成を有する小規模の侵入岩類や安山岩質-石英安山岩質火山岩類が特徴的である。

Yu. A. クズネツォフ (1964) は、地向斜発展の早期段階におけるすべての岩類は、みな類縁関係にあり、主としてスピライト質 (あるいは玄武岩質) 組成の初源マグマに由来する各種の生成物からなる、という結論を導いている。この段階では、初めにもつとも塩基性のマグマが出現し、その後、中性および酸性のマグマがしだいに増大する、という一般的規則性がみら

\* V. V. Белоусов (1966) : О Возможных глубинных условиях магматизма, Советская Геология, No. 4, p. 8-25

れる。この段階の侵入岩体は主として層状の性質をもっている。後期段階の火成岩類も早期のものと同様に、相互に類縁関係を有し、噴出岩類の中では安山岩質玄武岩と安山岩が卓越し、ときには流紋岩がこれにとつて変る。さらに、侵入岩類のなかでは、はんれい岩・閃緑岩・花崗閃緑岩が卓越する。この段階の侵入岩体は、主として裂か型に属する。中期段階の底盤は早期および後期段階のマグマとは直接的な関係をもたない孤立した岩系をなしている。

Yu. A. クズネツォフは、台地に対して次のような火成岩類を指摘している。すなわち、トラップ型岩類——ソレライト質玄武岩類、アルカリかんらん玄武岩類、アルカリ玄武岩質岩類、中央侵入型および火道型の岩類が特徴的である（そのなかでは、アルカリ岩——閃長岩およびより塩基性のアルカリ岩類の中央侵入が重要な役割りを演じている）。

種々の火成岩類の起源に関しては、Yu. A. ビリピン、Yu. A. クズネツォフ、その他の人達の研究が発表された後に、地向斜中において組成の異なるマグマが規則的に交代するのは、マグマ溜りの垂直移動と関係がある、という見解がわが国においてはきわめて強くなつてきた。始めマグマ溜りは深部、つまり地殻の“玄武岩層”かあるいはマントル中にあり、そこから塩基性のマグマが出現する。その後、マグマ溜りは上昇し、組成上では中性および酸性の火成岩類に相当する変成岩や堆積岩類が溶融をこうむる。その結果、塩基性マグマは中性および酸性のマグマに転化する。それが最高潮に達すると、堆積岩や変成岩類の溶融と交代性花崗岩化作用およびより古い花崗岩の“モビリゼーション”の結果とみなされる花崗岩質および花崗閃緑岩質底盤の形成が起きる。最後に、後期段階になるとマグマ溜りはふたたび深部に移動し、それに伴い花崗岩にかわつて中性および塩基性の噴出岩や侵入岩類がふたたび現われる。

この図式がある程度、火成作用に次の2つの主要なタイプがあるという既存の概念を具体化している。すなわち、volcanic magmatism および plutonic magmatism (KENNEDY と ANDERSON, 1938) あるいは hypogenic magmatism と lithogenic magmatism (STILLE, 1940) との2つがあり、前者は地下深部のおそらく地殻下の“初源マグマ”の出現に関連し、後者は主として地殻浅層部で起る岩石の溶融に関連したものである。第1のタイプに属するものは、常に早期段階、すなわち地向斜の沈降期の火成作用である。第2のタイプに割にうまく合致するのは、中期段階の侵入作用である。後期段階の火成岩に関しては、それがいずれかのグループに所属するかについては、意見の食い違いがある。

異なるマグマが異なる深さで生じたという考えは、地殻や上部マントルの構造、組成ならびにそこで起きうる諸作用に関する観察や考えによつて支持されているとはいえ、マグマ溜りの上方への移動の機構や原因については十分な研究がなされていない。通常、マグマ溜りの上方への移動、すなわち、マントルから地殻へ、あるいは地殻の深層部からより浅層部への移動は、地殻の沈降と関連し、その構成物質を溶融するのに十分な高温帯に達する、と考えられている。地殻の沈降の原因に関する種々の前提はさておいて、ある一つの地質構造上の仮説から別の仮説へと移行する際に、もつとも広く認められている前提、すなわち、対流による地殻の“陥没”あるいは水平圧縮による地殻の押しつぶしというような考えが、完全にくつがえされたということを指摘するだけに止めておこう (リュステイフ, 1955, 1957)。しかしながら、地向斜発展の早期段階において、沈降が卓越し、内地向斜内における地殻の元の表面がその段階の末期には12~15kmの深さに沈降し、正にこの内地向斜内においてまず花崗岩底盤に表現される非常に激しい酸性の地殻内火成作用が発達する、ということは疑いない事実である。しかしながら、地殻の基底がより高温帯に沈降するというだけで、マグマ溜りが地殻中やさらにその上層部にまで浸透するということは説明不能である。

実験データ (TUTTLE と BOWEN, 1958) からわかるように、高い水蒸気圧下における最低溶融温度は650°である。地殻が沈降すると圧力と温度が増大するため、水分は岩石中から排除されるに違いない。したがつて、融点も上昇するはずである。しかしながら、融点が著しく上昇したと考へても、正常な地熱状態のもとでは650°という温度は35~40kmの深さでしか得られ

ない。花崗岩質物質は地殻の上層部に集中するため、この物質が必要な深度に達するためには20km以上の地殻の沈降を必要とする。このような沈降量は通常の地向斜で観察される値に較べて明らかに過大である。しかしながら、これだけではない。ここにあげた値は熱平衡が地殻の沈降過程で十分に速く得られる場合に限り許容されるものである。それにもかかわらず、すでに前の論文(ペロソフ, 1966)で述べたように、J. JEFFRISの計算によると地殻における新たな熱平衡は、遅延を伴って得られる。地殻の沈降速度は深さによる温度分布の変化が沈降に追いつくには1,000万年に1kmを超えてはならない。ところが実際には、地向斜の沈降段階における垂直運動の速度はもつと大きい。例えば、大コーカサス東部においてはジュラ紀初期～中期にわたって10km以上の堆積物が沈積した。ジュラ紀初期～中期を合せた時間の長さは、まず3,000万年を超えることはないので、地殻の沈降速度は熱平衡を維持するに必要な速度の3倍に近かった。したがって、地殻が急速な地向斜の沈降を行なうと、比較的低温な部分が地下深部に巻込まれ、その深さに特有な高温によつて徐々に置換される。これは地向斜の早期発展段階においてすら、時として大量の花崗岩が内地向斜中に急速に出現するという事実を説明するには当底役立たない。ここで単に、地殻の沈降だけによつてはマグマ溜りがマントルから地殻中へ、あるいは地殻の深層部からその上層部へと移動する事実を説明することはできない。明らかに火成作用に表現される深部過程のすべての機構は、根本的に再検討されねばならないし、地殻および上部マントルの構造・組成およびそこに存在する諸条件に関する最新の地球物理学的・地球化学的データと関連づける必要がある。

まず始めに、地向斜内の火成作用に話を進めよう。筆者は最近、一般的な形で大陸の地殻深層部や上部マントル中で進行する諸過程について、いくつかの考えを発表した(ペロソフ, 1965, 1966)。これについてはこの論文の課題に照して、さらに補充したり修正を加えたりする必要がある。

われわれの考えでは、地向斜に対して、かんらん岩質の上部マントルのウェーブガイド(Waveguide——地震波データによる低速度層)から玄武岩質のアステノリスが溶出、上昇するというを前提とした。上部マントル内のアステノリスは、低粘性の通路とみなしうる深部裂かを利用して急速に上昇する。その後、アステノリスの1部(全量の約 $\frac{1}{6}$ )は玄武岩質組成の噴出岩として地表にいきなり流出し、地表の2次的作用によりスピライト組成になる。全量中の $\frac{5}{6}$ を占める残りのアステノリスは地殻基底の付近に停まつて、そこで密度の小さな媒質に遭遇し、通過しやすい断裂が存在しない場合には、その重力による浮上はきわめて困難になる。これらのアステノリスは地殻に熱を供給するうえで非常に重要な役割りを演ずる。これらは地殻を下部から加熱し、深層部においては白粒岩相の変成岩類の形成、上層部においては花崗岩化作用にいたるまでの一連の変成反応を引き起す。

筆者の先の研究では、地殻基底で停まつていたアステノリスが、地殻物質の溶融とか、R. O. DALY (1933)が一般的な形で始めて記載し、その後、地球物理学的観点からV. A. マグニッキー (1964, 1965)が詳細に論じた機構を利用して、上昇する可能性については考察しなかつた。マグニッキーは断熱勾配が溶融温度勾配より小さい場合には、マグマ溜りの天盤の固相部が溶融すると同時に、マグマ溜りの下部では溶融物質の一部が晶出するであろうと述べている。その結果、マグマ溜りは次第に上方に移動する。その際、エネルギーは溶融に費やされるため、マグマ溜りが上昇するにつれて、その容積が減少する。

V. A. マグニッキーは地殻とマントル全体に対して、溶融温度勾配の平均値として2～3°C/km、断熱勾配の平均値として0.5°C/kmを採用した。このような条件下では、融食機構は非常に不経済なものとなる。すなわち、マグマ溜りが上昇するにつれてその容積が非常に急速に減少する。したがって、マグマ溜りが地殻に達するには、その始めの容積はごく大きなものでなければならない。例えば、大陸下でマグマ溜りが100kmの深さで生じたとすると、それが20kmの深さに到達するためにはその最初の厚さ(水平的には無限大の拡がりをもつた

ものとして) は 60km 以上でなくてはならない。上部マントル中において、同時にそれほど多量の溶融物質が生ずるという公算はきわめて少ない。したがって、この機構が上部マントルにおいて何らかの顕著な役割りを果たすことは疑わしい。しかしながら、地殻内においては融食機構が現われるには著しく好都合な条件がある。というのは、断熱勾配は同一であるにもかかわらず、溶融温度勾配は著しく高いからである。第 1 図にみられるように、地殻の下半部、すなわち 15km から 35km の深さでは、溶融温度は  $600^{\circ}$  も変わる。したがって、溶融温度勾配は  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$  に達する。

ここで 1 つ計算してみよう。これらの過程を進行する条件や媒質の性質に関するわれわれの知識はきわめて不正確なので、その計算はごく大ざつばなものとならざるを得ない。筆者の先の論文(ペロソフ, 1966)では、地殻基底付近にある玄武岩質アステノリスの温度は  $1,400^{\circ}$  に近く、噴出したマグマは地表付近では約  $1,200^{\circ}$  の温度をもつていたとした。第 1 図には、各深度における地殻物質の溶融温度曲線ならびに E. A. リュビモワ (1958, 1959) の 2 つの計算による地殻中における 2 つの“正常”温度曲線がかかげられている。地殻を構成する物質の初源温度曲線は、これら 2 つの曲線の間の中間の位置を占めると考えられる。

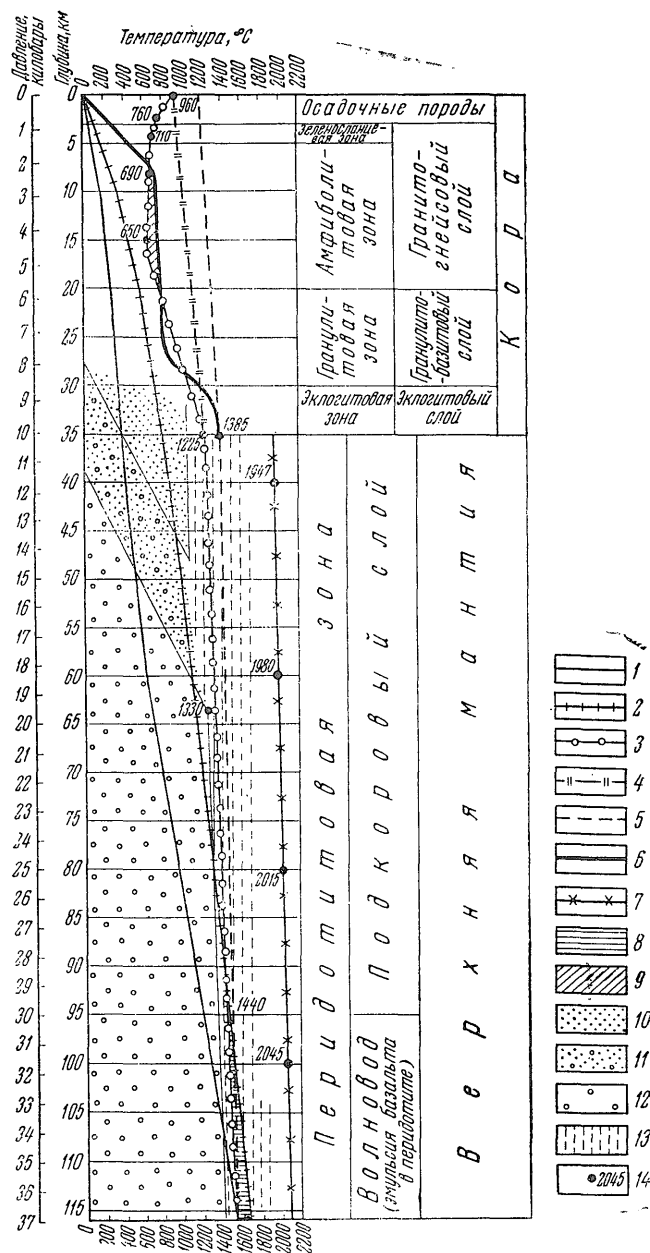
媒質の溶融に利用される熱源は、溶融状アステノリスの温度とそのアステノリスの融点との温度差、アステノリスの構成物質の結晶潜熱および比熱、さらにアステノリスの容積で規定される。一方、溶融に対する熱消費量は、母岩の溶解潜熱、それらの比熱、容積および地殻を構成する岩石の溶融温度と初源温度との差で規定される。アステノリスの構成物質の晶出熱量と母岩の溶解熱量をほぼ等量とみなせば、それらは互いに保障し合うと考えることができる。

地殻の構成岩石の溶融温度曲線の形態から、アステノリスによる融食は融点が極小になる地殻基底から 15km の深さの間で行なわれる、ということがわかる。それよりも浅いところでは、溶融温度は水蒸気圧の減少に伴って再び上昇し、これが融食過程の上昇を阻げる。したがって、前述の過程は 20km の厚さを有する地殻の下層部で発達する。

精確な計算をする場合には、上に述べた温度差を深さごとに積算する必要がある。しかしながら、第 1 近似としてはこれらの温度差の平均値を単純にとることができる。第 1 図からもわかるように、媒質の温度と溶融温度との平均温度差は  $500^{\circ}$  に近いが、アステノリスの温度と溶融温度との平均温度差は  $400^{\circ}$  である。

地殻を構成する岩石の比熱は  $0.25\text{cal}/\text{g}$ 、すなわち  $0.7\text{cal}/\text{cm}^3$  とみなしうる。溶解した玄武岩の比熱は  $0.4\text{cal}/\text{g}$ 、すなわち  $1.2\text{cal}/\text{cm}^3$  である。 $1\text{cm}^3$  の母岩を融点にまで加熱するには、すなわち、 $500^{\circ}$  だけ加熱するには  $350\text{cal}/\text{cm}^3$  の熱量が必要である。一方、 $1\text{cm}^3$  のアステノリスの構成物質が母岩の融点にまで冷却すると、 $480\text{cal}/\text{cm}^3$  の熱量が放出される。したがって、単位容積当りの灼熱アステノリスは、約 1.4 倍に近い母岩を溶解できる。

アステノリスは球状の形態をなすと仮定しよう。融食によつて上方に移動すると、その容積はしだいに晶出作用によつて減小し、ついにはゼロとなる。融食の痕跡は円錐状をなすと仮定しよう。円錐体の容積は始めの球の容積の 1.4 倍に等しいはずである。始めの円錐体の半径を  $R$  とすると、この円錐体の高さは  $5.6 R$  になるであろう。これは上に述べたように、融食作用が 20km にわたつて伝搬するには約  $3.6\text{km}$  の半径を有する球状アステノリスが上昇すれば充分である、ということの意味している。実際には、これらの条件の下では、アステノリスは幾分大きくなくてはならない。なぜならば、融食作用は垂直方向にしか伝搬しないと考へて、側方への熱の損失を無視したからである。しかしながら、一方では、融食作用は地向斜全体に特有な地殻のより一般的な加熱過程の一部をなすものとみるべきである (ペロソフ, 1965, 1966)。この加熱作用により、下層から始まつて、漸次上方に伝搬する広域変成作用が引き起される。その結果、地殻深層部の岩石の脱花崗岩化作用 (degranitization) とその上層で花崗岩化作用が起る。このような地殻の広域的加熱作用は地向斜における造構圏の全般的な断裂作用と関連している。垂直的な造構運動の対照性が大きいために、地殻はもちろん、マントル上層部 (ウエ



第 1 図 大陸下での上部マントルおよび地殻の熱的状態を示すダイアグラム

- 1—最小の(台地の)正常温度
- 2—最大の(台地の)正常温度
- 3—地殻上部(水の存在下での)の花崗岩, 地殻および上部マントルの玄武岩の融点
- 4—地殻における“無水”溶融体の温度
- 5—上昇するアステノリスの温度
- 6—局部的反転期における地向斜中の地殻の温度
- 7—上部マントルの塩基性岩石の完全融解温度
- 8—玄武岩の漸進的溶融域
- 9—花崗岩化作用を起す領域
- 10—玄武岩の晶出領域
- 11—玄武岩およびエクロジヤイトの晶出領域
- 12—エクロジヤイトの晶出領域
- 13—玄武岩が溶融体として存在する領域
- 14—温度点

ープガイドの上にある)は多数の“活”断層によつて引き裂れ、アステノリスがその地向斜の全域にわたつてほぼ均一に地殻の基底部へ上昇できるようになる。いくつかの時期においては、地殻を融食したアステノリスは、地殻の下層部に取り残されているすべての“正常な”アステノリスによつて引き起された地殻の加熱作用を所によつて強める。

広域変成作用が生ずるためには、地殻を構成する岩石はその正常な温度に対して平均  $300^{\circ}$  加熱される必要がある (ペローソフ, 1966)。したがつて、すでに地向斜中で全般的な加熱が起きている場合には、岩石の溶融に対する補足的な加熱は  $500^{\circ}$  ではなく、せいぜい  $200^{\circ}$  にすぎない。これは広域変成作用の過程が伝搬するにつれて、地殻の融食は一層少量のアステノリスでも行なわれる、ということの意味している。

溶融体は上方へと移動するにつれて、その組成を変化させるはずである。アステノリスの初めの組成は玄武岩質であるが、溶融体は上昇するにつれて各種の組成、一般的には、より酸性の媒質中に入る。溶融体が到達した媒質は溶融する一方、以前から存在していた溶融体のある部分は晶出して、下部に取り残されるであろう。極端な場合には、個々の層準において溶融体はまわりの媒質の組成に対応するに違いない。その際、アステノリスを構成する玄武岩質な初源マグマは、地殻の基底付近ですではんれい岩 (あるいは圧力が充分な場合には、エクロジャイト) として晶出し、さらに溶融体は地殻を構成する白粒岩質塩基性岩層の組成になる。この組成は場所により異なり、この層がこうむつた脱花崗岩化作用の程度により左右される。これは塩基性岩 (斜長岩) の組成から花崗閃緑岩の組成にまで変化しうる。

筆者の利用した分析値の大部分をみればわかるように、白粒岩相の変成岩の組成は主として花崗閃緑岩あるいは斜長石花崗岩の組成に近いことを示している。閃緑岩質あるいはより塩基性の岩石が産することはきわめてまれである。したがつて、白粒岩相の変成岩の溶融産物を便宜的に“中性”岩類と呼ぶことにする。これはあくまでも暫定的だということを強調するために、この名称にカッコをつけることにする。溶融体が花崗片麻岩層 (角閃岩相の変成帯) に達すると、それは通常の花崗岩組成になる。

したがつて、マグマ溜りが融食によつて上方に移動するにつれて、純溶解の生成物はその組成を玄武岩から“中性”岩類 (すなわち、花崗閃緑岩質) へ、さらに酸性の岩石へと変化させるに違いない。マグマ溜りが酸性溶融体を生ずる層準にまで達するかいなかには、アステノリスの初めの大きさと地殻の全般的な加熱の度合に左右される。すなわち、アステノリス全体によるこのような加熱が強まるにつれて、融食は容易になり、酸性の地殻内容融体の現われる確率が増大する。新たに生じた溶融物質が既存の溶融体と部分的に混じり合うと、事情はいくぶん複雑になる。さらにマグマ溜りの天盤の加熱によつて、まず始めに起るのは完全溶融ではなく、もつとも溶け易い、すなわち、もつとも酸性な組成の部分溶融が考えられる。完全溶融は、温度がさらに上昇したときに起るであろう。したがつて、任意の層準においてある量の酸性マグマが発生し、その後について上昇するより塩基性の溶融体に場所を譲りながら、しだいに上昇するであろう。全体として“累帯溶融 (zone melting)” (ビノグラードフ, 1959, 1962) に似たこの過程全体によつて、地殻物質の分化が生じ、広域変成作用の過程で生ずる分化作用が一層強まる。

上述のような諸現象の結果、“完全な”融食円錐体の内部構造は、下部の塩基性から上部の“中性”および酸性の結晶岩質へと交代することと、さらに岩石間の不規則な境界によつて特徴づけられるであろう。既存の溶融体と新たに生じた溶融体との混合によつて、融食円錐体中における異なる組成の岩石間の境界は、まわりを取り巻く変成物質中に存在する化学組成の類似した岩石間の境界よりは上位に分布するはずである。したがつて、融食作用によつて地殻は幾分塩基性をうける。“完全な”融食円錐体の頂部に発生した花崗岩は超変成作用によつて生じた花崗岩に付け加わるに違いない。さらに、高温な融食円錐体の下では、周囲に比し超変成作用が強まるはずである。そのため、融食円錐体の上にある花崗岩層は厚さを増し、その表面

は隆起するに違いない。正にここに、とくに大きな花崗岩体が集中するはずである。したがって、非常に大きな花崗岩体の下では、より塩基性の結晶質岩類からなる下方に円錐状に拡がる岩体が分布する可能性ははなはだ高い。N. A. ベリャエフスキーと A. A. ボリソフ (1964) は、重力調査のデータに基づいて、多くの花崗岩の大進入体の下には重い火成岩の岩体が存在するという考えを述べている。

しかしながら、上記の事柄はすべて、融食作用が間断なく発達する場合に限つていえることである。実際には、マグマ溜りの任意の段階において、溶融体も地殻中の断裂に遭遇し、それに沿つて上昇するであろう。この溶融体は地表に流出したり、地下浅所で固結したりする。これらの溶融体は大裂かが交差する箇所に生じた空隙に遭遇すると、この“沈殿槽”中に停滞し、そこで固結して分別作用をうけることがある。

1つのアステノリスではなくて、その全系列が上昇する場合には、その発達を終えた融食円錐体の固結した基底部において新たな溶融が始まり、それに伴つて塩基性マグマの再生が起る。

もちろん、この種の現象は異なる組成のマグマの規則的な上昇順序を著しく乱し、火成作用史のなかに著しい局部的差異をもたらす。しかし、このような場合にも、全体としてはマグマ溜りの上昇につれ、ときとともにより酸性のマグマが塩基性の初源マグマに取つて変るといふ全般的な規則性は、保持されている。上述のように、広域変成作用を引き起す地殻の全般的加熱作用は、酸性溶融体の生成をうながす。加熱作用は造構輪廻の初期に始まり、その後しだいに強まるので、これもまた、ときとともに地角斜中にみられる塩基性から酸性への溶融体の進化をうながす。

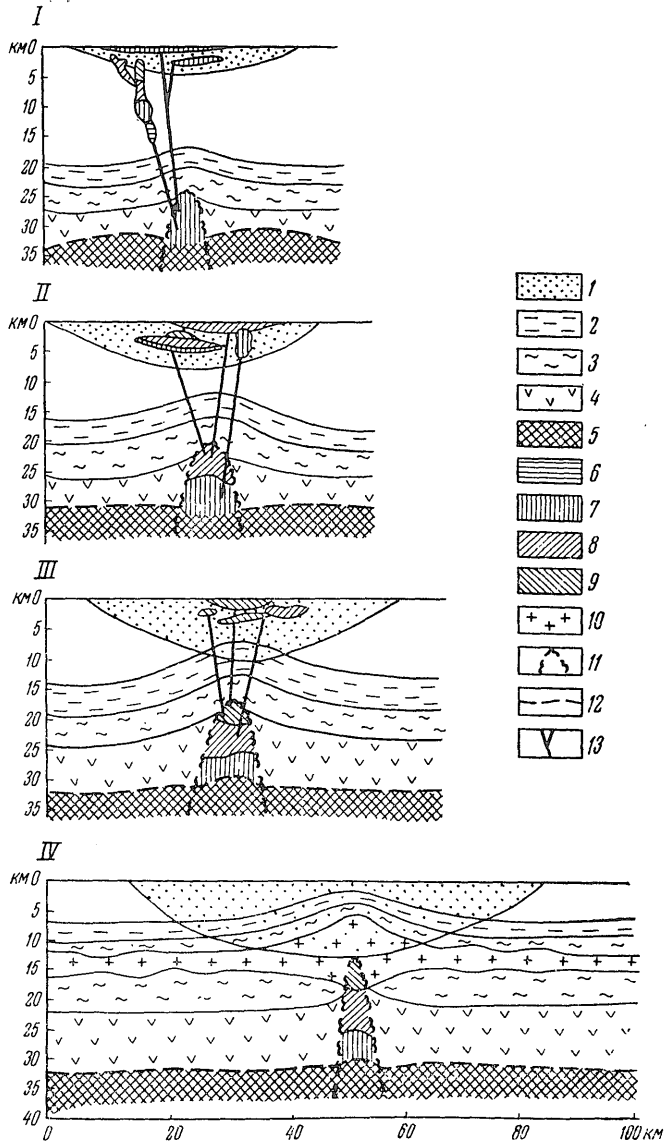
つい先程述べたように、白粒岩相の変成岩中では、花崗閃緑岩あるいは斜長石花崗岩質の岩石が卓越するのに対して、狭義の中性岩 (閃緑岩質の) はまれである。これはおそらく、天然にみられる火成岩の相対的な分布頻度に対応するものであろう。周知のように、地角斜の早期の発展段階においては、火成岩の自然系列において閃緑岩はごくわずかの役割りしか果していない。これらの系列中においては、塩基性岩は花崗閃緑岩質の岩石で交代されることが多い。

地殻中で火成作用がとくに発達することが、超変成作用期、つまり、花崗岩化作用や片麻岩化作用の時期を特徴づけるものであろう。この時期には一面では、地殻全体がもつとも加熱され、他面では前にも述べたように (ペロソフ, 1966), マグマや種々の溶液に対する地殻の浸透度が花崗岩化作用に伴つて低下する。広域花崗岩化作用の過程で、断裂その他の地殻中の通路がふさがれる。これは花崗岩層を通して組成の異なるより深部に生じたマグマの浸透作用がさまたげられるだけでなく、熱の大部分が噴出岩とか蒸気、水溶液などによつて運び出される別の段階に較べて、地殻の全熱伝導率を低下させる。そのため、花崗岩層の下に長期にわたりマグマ溜りが保持されるような環境が創り出される。その後の隆起過程で、“花崗岩殻”が破壊されたときに始めてその下に累積していた溶融物質が地表へ流出し、同時に地下深部に蓄積されていた熱が失なわれる。

第2図では、地殻内のマグマ溜りの発展に関する各種のケースを歴史的な順序に排列してみた。1) 融食作用は塩基性の段階に止まり、裂かによつて溶融体が地表あるいは地殻の上部層中に噴出し、地下深部の“沈殿槽”中では、溶融体が分別作用をこうむる (第2図, I)。2) 融食作用は“中性”および酸性の生成段階に止まる (第2図, IIとIII)。3) あらゆる組合わせの岩石を伴う融食円錐体が完成する。ここには円錐体の変成帯の分布や花崗岩化作用に与える影響が図示されている (第2図, IV)。

ここに述べた融食過程の速度と造構運動の速度の対応度を明らかにすることは非常に重要である。V. A. マグニッキー (1964) のごく大ざつばな計算によれば、地殻の融食に要する時間は  $10^7$  年オーダーで、地質学的観点からも妥当な値である。

上記の事実を照して、筆者 (1966) が前に提唱した地角斜中で進行する深部過程の発展図式について、いくらか修正を加える必要がある。第3図には、始めは内地角斜の状態にあり、局



第2図 融食円錐体の生成段階

- |              |  |
|--------------|--|
| 1—堆積岩類       | 10—花崗岩類                                |
| 2—緑色片岩相の変成岩類 | 11—融食円錐体の輪郭                            |
| 3—角閃岩相の変成岩類  | 12—モホ面                                 |
| 4—白粒岩相の変成岩類  | 13—マグマの通路となる構造裂か                       |
| 5—エクロジヤイト    | I—塩基性火成岩類の生成段階                         |
| 6—超塩基性火成岩類   | II—“中性” (すなわち、花崗閃緑岩質岩類が卓越する) 火成岩類の生成段階 |
| 7—塩基性火成岩類    | III—火成岩類の生成段階                          |
| 8—“中性”火成岩類   | IV—花崗岩化作用の段階                           |
| 9—酸性火成岩類     |  |



部的反転によつて内地背斜に變つた同一の内地向斜帯の継続的發展段階をローマ数字<sup>注1)</sup>で示してある。

上部マントルにみられるウェーブガイドの意義は、ここでは前の論文の場合と同じように解釈している (ペローソフ, 1965, 1966)。ざくろ石かんらん岩からなるウェーブガイド中では、滴状の玄武岩の融出が起り、それに伴いウェーブガイドの密度はそれを覆う上部マントルの被覆層よりも低くなる、と先の論文では述べておいた。ウェーブガイドの上限付近では力学的に不安になり、岩塩ダイアピールや注入褶曲の生成機構に似た機構によつて凹凸が生ずる。滴状の玄武岩は次第により集つて大岩体、すなわち、アステノリスになる。それは主としてウェーブガイド表面の波頭付近に生ずる。そこからアステノリスは分離し、深部裂かを利用しながら、地殻の基部に向つて浮上する。アステノリスの1部は1度に地表に流出するが、残りの大部分は地殻の基底付近に停まる。アステノリスの1部は前述のように地殻を融食しながら上昇する。地殻基底部に残留したり、あるいは徐々にそれを融食するアステノリスは、地殻を加熱し、遂には花崗岩化作用にいたるまでの広域変成作用を引き起す。

玄武岩質アステノリスが分離したばかりのウェーブガイド中では、ウェーブガイドの初生の組成より塩基性の残留産物が集積する。この残留産物の組成はいまのところヅンかんらん岩に似たものと考えている。このような集積物をアンチ・アステノリスと呼んでいる。このアンチ・アステノリスは浮上アステノリスとは異なり、周囲の物質を巻き込みながら、ウェーブガイドのなかを沈降し、前に波頭部のあつた場所にウェーブガイドの凹部を生ずる。

読者各位は凡例をみながら、個々の模式図の上に2つずつひとまとめにした上記の諸段階をみることができるであろう。

ここで強調しておきたいことは、われわれが造構輪廻の大半の期間にわたつて地殻中やウェーブガイドの頂部付近で起る垂直運動時相の著しい交代を予測した、ということである。

すなわち、地殻の垂直運動はほとんどの全期間にわたりウェーブガイドの表面の垂直運動に遅れて進行する。

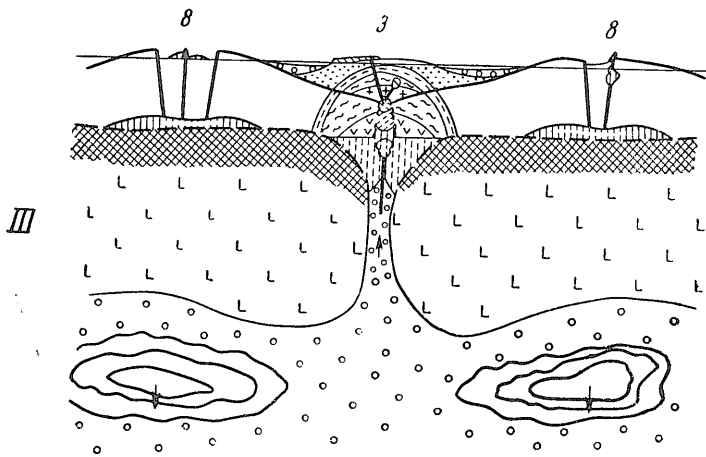
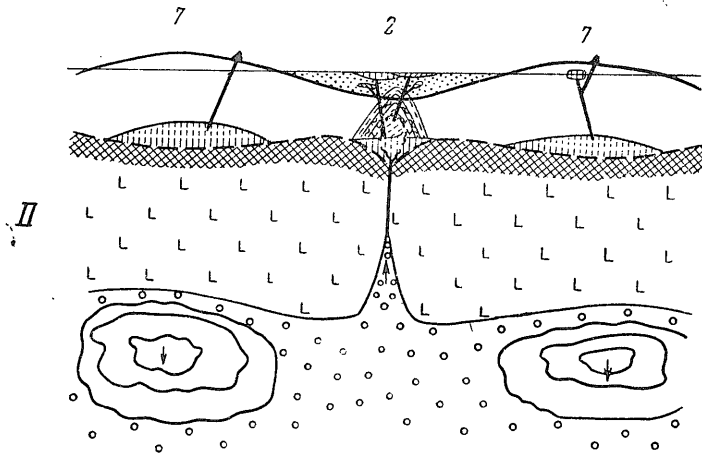
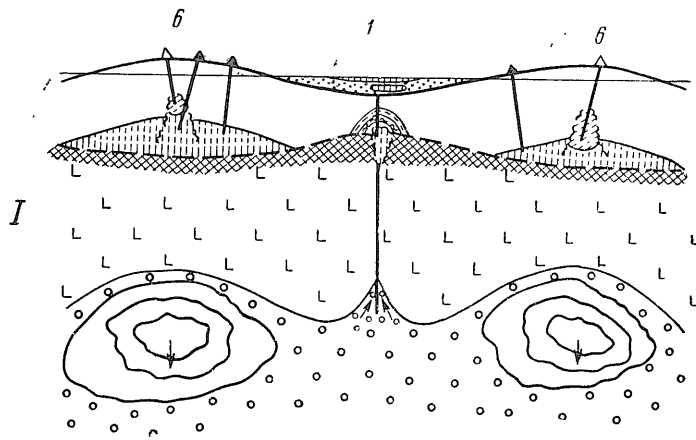
地殻の上昇期 (局部的反転) における地殻の厚さの増大は、玄武岩質アステノリスのかなりの大部分が上昇し、地殻の基底部に付加される結果として説明される (段階Ⅲ, Ⅳ)。アステノリスがウェーブガイドから最終的に切離されたあとでは (段階Ⅴおよびそれ以降)、地殻基底部のアステノリスで構成されたマグマ溜りは漸次冷却する。その際、もつとも深い層準にある玄武岩質マグマは、エクロジャイトとして晶出するため、地殻の地震波により識別される地殻の厚さが減少し、その密度が増大する。このような変化が、その後の新たな地殻の沈降の原因となる。

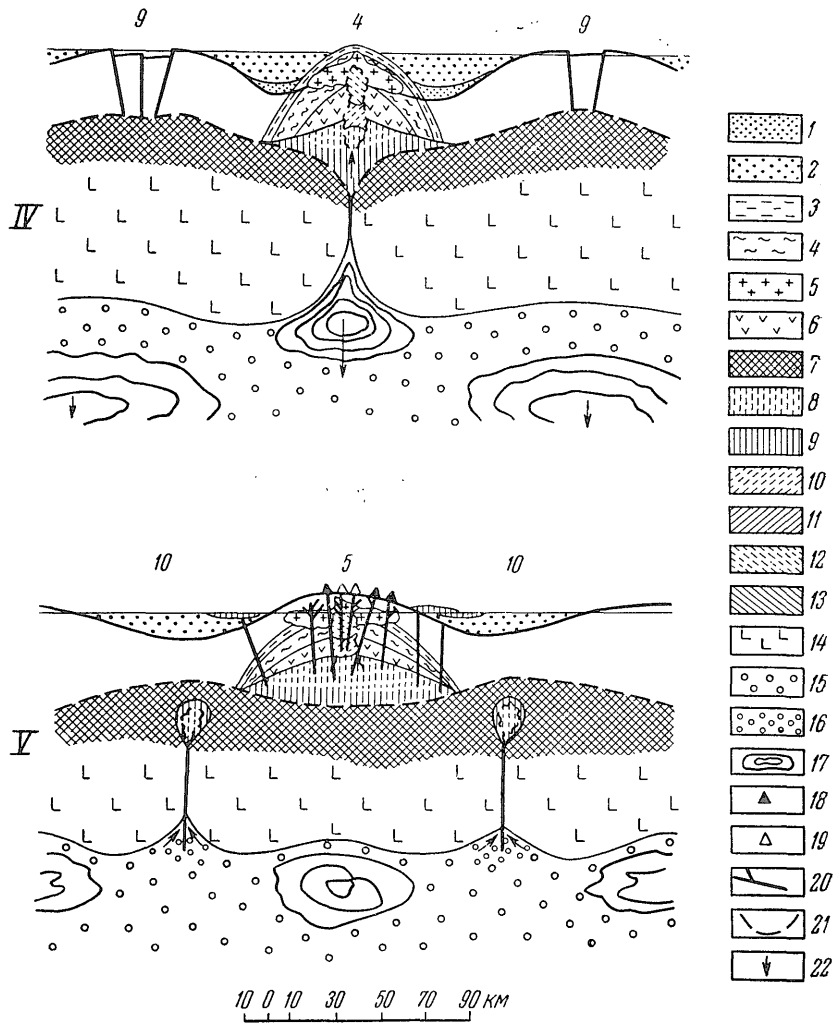
この模式図から、地殻中における広域変成作用の漸進的伝搬状況 (段階Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ, Ⅴ) や花崗岩化作用の発達状況 (段階, Ⅲ, Ⅳ, Ⅴ), 地向斜内の“中性”および酸性マグマの生成を伴う融食過程 (段階, Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ) をみることができるであろう。段階Ⅳでは、花崗岩の断熱効果が現われるが、これは次の段階で花崗岩“殻”の破壊に伴つて乱される。

V. I. スミルノフ (1962) は種類と段階の異なる火成作用の相対的な役割りによつて、4つの型の地向斜を区別している。地向斜の型の対応性がそれほど少ないとはとうてい考えられない。筆者の考える深部過程の図式からは、さらに多くの多様性をもたらす条件が生じうる可能性がある、と理解できる。

ウェーブガイドから玄武岩質アステノリスが分離する条件は、場所によつていくらか異なり、したがつて、個々の地向斜 (および地向斜内部の地帯) は規模により異なる熱とか火成物質の供給を受ける。これはその地向斜あるいは地向斜内の個々の地帯における火成作用の全般的激しさに影響する。しかしながら、火成作用の全般的激しさが同一であつても、火成作用の分布は地向斜の各發展段階の間でマグマや熱流に対する地殻の浸透度によつて異なつてくる。もし

注1) 原文ではアラビア数字となつているが、ローマ数字の間違い。





第3図 地向斜の発展輪廻における深部作用の段階

- |               |                            |
|---------------|----------------------------|
| 1—反転前の堆積岩類    | 13—酸性結晶質岩類                 |
| 2—反転後の堆積岩類    | 14—上部マントルのざくろ石かんらん岩        |
| 3—緑色片岩相の変成作用  | 15—正常の濃度をもつ滴状玄武岩に伴うウェーブガイド |
| 4—角閃岩相の変成作用   | 16—ウェーブガイドの中の玄武岩濃集域        |
| 5—花崗岩化作用      | 17—アンチ・アステノリス              |
| 6—白粒岩相の変成作用   | 18—塩基性溶岩を噴出する火山            |
| 7—エクロジヤイト     | 19—中性および酸性溶岩を噴出する火山        |
| 8—塩基性組成の溶融体   | 20—大構造裂か                   |
| 9—塩基性結晶質岩類    | 21—モホ面                     |
| 10—“中性”組成の溶融体 | 22—物質の運動方向                 |
| 11—“中性”結晶質岩類  |                            |
| 12—酸性組成の溶融体   |                            |

ローマ数字 (原文ではアラビア数字といつているが、ローマ数字の誤りなので、訳ではローマ数字とした。)は地向斜 (内地向斜—中央隆起—内地向斜) 内の1つの構造帯における発展段階を示す

も地向斜の発展の早期段階で地殻が著しく破砕され、マグマの地表への流出があまり阻げられない場合には、早期段階において著しい噴出作用がみられるであろう。溶岩とともに放出される熱が地殻から失われるため、地殻の加熱作用は比較的弱くなるであろう。そしてさらに中期段階における広域変成作用とか底盤進入作用も弱まるであろう。

逆に地殻の浸透度が低い場合には、アステノリスの構成物質とともに熱も地殻の基底付近に集積されるであろう。そこでは強力な地殻の加熱作用が起るため、広域変成作用も底盤進入もともに著しく発達するのに対し、早期段階の火山作用は弱まるであろう。このように、早期と中期の火成作用の段階はウェーブガイドから上昇する全容積が等しいため相互に保障し合うはずである。裂か進入や末期流出として現われる後期の火成作用の段階に関しては、その発達状況はそれに先だつ歴史とこの段階における浸透度に左右される。巨大な底盤が生成される場合には、その下にあるマグマ溜りは長期にわたり保存され、分別作用が起る。それに引続く上昇期に、地殻が破壊されるとこのような条件の下では、激しい火成現象や酸性および中性の噴出岩に続いて塩基性岩の噴出が卓越する“爆発”が起るであろう。“花崗岩殻”が著しく発達しない場合には、溶融体の上昇が静かに起り、後期段階において大量の進入岩の発達が期待される。地向斜の後期発達段階で地殻の浸透度が低いと、地殻中に集積されたマグマの流出がさまざまに妨げられ、マグマが地下深部に固結し、長期にわたる恒常的な隆起の原因となるだろう。この地域では、次の造構輪廻においては新たな沈降はまったく起り得ないかあるいは著しく遅れ、地殻が破壊されてマグマの通り易くなった地帯に較べると新たな沈降は弱くなるであろう。このように地向斜の最終発展段階において地殻の浸透度が低いと、次の造構輪廻においてその地帯に地向斜条件が再生されにくくなるに違いない。このほかにも、いろいろな条件の組み合わせがあるであろう。

ここで強調しておきたいことは、異なる火成段階の相互保障作用は火成作用の全量が等しい地向斜を比較する際に限って現われるということである。しかしながら、火成作用の全量は地向斜によつてそれぞれ異なつていてと考えられるので、このような比較は著しく複雑である。

地向斜条件から準地向斜、さらには若い台地環境への移行は、ウェーブガイド上層部の活動度が漸次低下するために起る。この場合には、ウェーブガイドの表面における波動の振幅が減少し、ウェーブガイドから地殻へと上昇するアステノリスの流れが弱まる。これらの変化によつて、あらゆる種類の火成作用はその種類を原則的には保ちながらも全般的には弱まつて行く。

しかしながら、アステノリスの流れとそれに伴う熱流の低下による地向斜発生のいくつかの段階において、火成作用に質的な変化が生ずる。地殻の全般的な加熱が弱まるため、酸性進入岩の形成や超変成花崗岩化作用および超変成片麻岩化作用がしだいに起りにくくなる。地向斜条件の弱化によつて最終的には、酸性進入岩類の発生がまったく不可能になり、あらゆる段階にわたつてごく少量の中性分化産物を伴う塩基性マグマだけが分別されるような条件が生ずるに違いない。局部的反転に伴つて花崗底盤の代りに塩基性進入が起きる場合が知られている。そのような例としては大コーカサスの中央部に存在した条件があげられる。そこでは中生代・新生代の隆起と褶曲に伴つて巨大な輝緑岩の進入岩体が生じた。このような場合には、融食円錐体は塩基性マグマの生成層準にまでしか達しないが、その後この塩基性マグマが裂かに沿つて上昇する。そこでは広域変成作用も花崗岩化作用もみられず、局部的反転の段階を含めた全輪廻を通じて塩基性流出物や浅成進入岩体の生成を阻外する条件が欠けている。

このように、地向斜条件、準地向斜条件、ついで新期台地条件による交代は、火成活動の全般的な弱化をもたらし、火成輪廻による底盤やその他の巨大な酸性進入岩体は生じないが、それに代つて種々の程度に分化を受けた塩基性の噴出岩類や進入岩類が現われるのが特徴である。

筆者の考えによれば (ベロソフ, 1962, 1966), 古期台地条件への移行はより本質的な深部条件の変化によつて規定される。そこでは、地向斜段階でもつとも活発であつたウェーブガ

イドの上層部における活動性が失なわれると考えられる。このような活動性の喪失は上から下へと伝搬していく上部マントルの全般的冷却過程と関連している。この冷却が地球のある発展段階において始まったということは(10億年と20億年の間で)、E. A. リヒビモフ(1958)の地球の熱的変遷史に関する計算から推測される。

古期台地の段階でも玄武岩の溶出は続いているけれども、それはウェーブガイドのより深い層準で起きている。そこで溶出した玄武岩は地向斜段階でウェーブガイドの上層部から溶出したものに比較し幾分塩基性である。地向斜中において初生成分が過飽和玄武岩や安山岩質玄武岩に対応するスピライトがみられる場合には、台地においては飽和性(ソレアイト質)および不飽和性(かんらん石質)玄武岩が発達する。

ウェーブガイドの比較的深層部においては、上層部に比し物質の粘性が比較的高く、物質の移動ははるかにゆつくりとしか行なわれないため、全体として滴状の玄武岩が融合して巨大なアステノリスが著しくできにくくなる。

大きな深部裂かに沿うある種の地域に限って玄武岩が集積し、大岩体を作ることがある。垂直運動の対照性が低い条件の下では、“活”深部裂か数が少ない。したがって、台地地域のアステノリスの上昇は、前にも強調したように地殻や上部マントルの広域的な破砕によって、アステノリスの上昇流が広く分布する地向斜地域と異なつて、ごく限られた地帯だけに集中的に起る。そしてさらに台地性火成作用は、造構輪廻の全期間にわたつて発達する地向斜性火成作用に比し時間的にも限られている。地向斜と台地における火成作用の発達にみられる非常に重要な違いの1つは、この点にあるものと思われる。場所によつては古期台地においても非常に大きくなることもあるが(台地玄武岩)、台地全域に較べるとそれはごく限られた地域に集中し、その範囲外では発生現象はまったくみられない。それに対して地向斜では火成現象がその全域にわたつてはるかに均一に分布するのが特徴である。

台地性の環境では、広域にわたる地殻の加熱は起り得ないため、広域変成作用は欠如し、地殻の融食が阻止され、その確率は低くなる。古期台地における火成作用は数少ない深部裂か沿いの塩基性マグマが主として地表のすぐ近くで遭遇した孔隙内で起る分化産物によつて規制される。ごく例外的には地殻のいくつかの層準が非常に大きなアステノリスによつて融食されることがある。

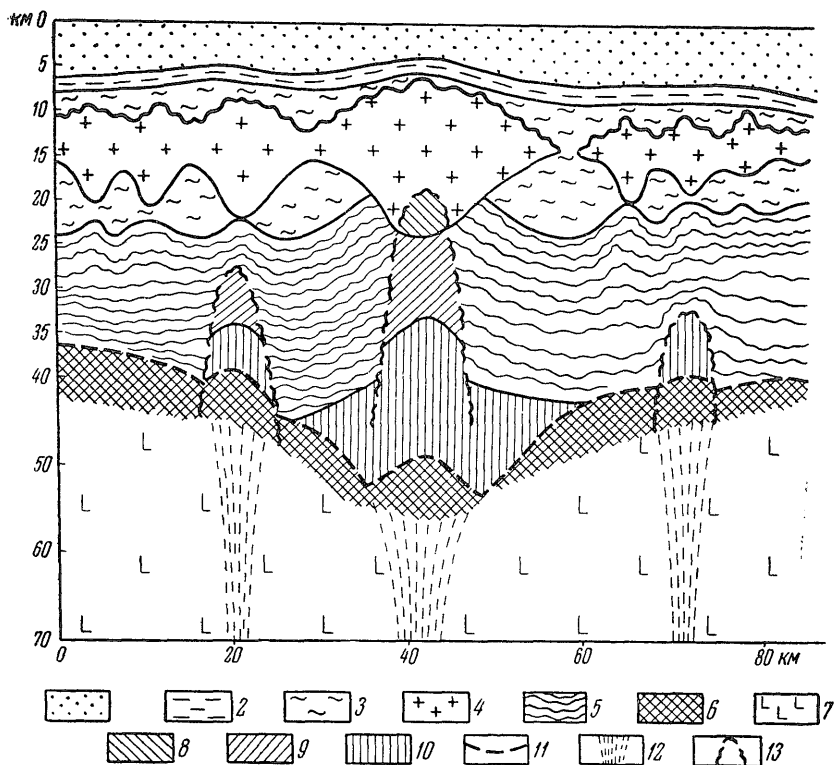
このように、地向斜と台地においてはマントルと地殻の相互関係に本質的な差異が認められる。台地においては地球化学的にみて、地殻の役割りは受動的である。上部マントル中で発生した深部マグマは、地殻と化学的にごく弱い相互作用しか行なわずに、台地の地殻を通過する。地殻の強力な全般的加熱が起る地向斜条件の下では、融食現象が発達し、地殻と上部マントルの構成物質の間で非常に密接な化学的作用が生ずる。おそらく、深部地震探査からみると、地向斜の場合に較べて古期台地の下ではるかに顕著なモホ面が識別されるのは、このためであろう。

造構的活性化(tectonic activization)の段階では融食作用はふたたび起りやすくなる。筆者はこの活性化を、古期台地に較べて全体としてさらに塩基性組成をもち、ほとんど例外なしに不飽和なかんらん玄武岩からなるとくに地下深部の灼熱物質の地表への突出と関連させている(ペローソフ, 1966)。地下深部においては、その初生温度が $2,000^{\circ}\text{C}$ にも達する非常に高温な溶融体がマントル上層部へ突入することによつて、地向斜段階を通じて不均一性が“凍結”されていたウェーブガイド上層部の構成物質が活性化し、地向斜の場合と似た形態と激しさをもつた運動が引き起される。このような場合、深層物質の突入部の上位に位置するいくつかの地帯で個々のアステノリスによる地殻の加熱と局部的融食が起ることがある。しかしながら、ここでもこれらの現象は全体的として大きな意味をもち得ない。しかも地殻は先行する地向斜段階において、すでに変成分化をこうむり、その分化作用が引き続き起る可能性はほとんどなくなつてきている。したがって、花崗岩化作用のような過程は、アラスカ岩質花崗岩の小岩体の形成というような形でしか現われえない。一般に造構的活性化のみられる地域の火成作用は、

古期台地の火成作用の様式に類似し、アルカリ性の岩石が著しく卓越するのが特徴である。

読者は地向斜中にみられる超塩基性の侵入岩体にはまったくふれなかつたことに気付くであらう。この問題に関しては前にふれたので (ペローソフ, 1965, 1966), ここでは先に述べたことを繰り返すことしかできない。超塩基性侵入岩体は著しく未詳のことが多い。なぜならばまず第1に、地向斜段階において上部マントル中の温度が超塩基物質を完全に熔融させるに足るほど高かつたにもかかわらず、第2に超塩基性侵入岩に伴う接触熱変成現象からは何らの高温の証拠はつかみ得ない、からである。したがって、もつとも考えやすいのは、かんらん岩質侵入岩体は玄武岩質アステノリスの上昇に際して、そのなかに取り込めていた残留包有物だということである。

これまで検討してきた火成作用の深部条件から、以前に発表した地殻構造に関する仮説的図式は幾分修正を加えられなければならない [ペローソフ, 1965 (第4図); 1966 (第3図)]。前の図式では“はんれい岩質侵入岩類”が白粒岩質塩基性岩中へ進入しているように図示されている。修正した模式図 (第4図) では、これらの侵入岩体の代りにいろいろな発展段階における“融食円錐体”が図示されている。熔融段階をへたこれらの円錐体を構成する岩石は、そ



第4図 地殻構造図

- |                    |                 |
|--------------------|-----------------|
| 1—堆積岩類             | 8—酸性結晶質岩類       |
| 2—緑色片岩相の変成岩類       | 9—“中性”結晶質岩類     |
| 3—角閃岩相の変成岩類        | 10—塩基性結晶質岩類     |
| 4—花崗岩類             | 11—モホ面          |
| 5—白粒岩相の変成岩類        | 12—アステノリスの浮上の痕跡 |
| 6—エクロジヤイト          | 13—融食円錐体の輪郭     |
| 7—上部マントルのざくろ石かんらん岩 |                 |

れを取り巻く変成岩と異なる塊状で結晶質な構造を有している。白粒岩質塩基性岩と1部、片麻花崗岩層中に“打込まれた”塊状で結晶質物質の“クギ”は、もちろん、地震波伝搬速度に影響を与えるはずであるけれども、現在の地震探査の技術的水準では、その影響は概括的にしか把握し得ない。なお前に指摘したように、N. A. ベリャーエフスキーとA. A. ポリソフ (1964) が重力探査のデータを用いて、花崗岩の大岩体の下に融食円錐体が存在するという間接的な証拠を得ている。

## 文 献

- Афанасьев Г. Д. О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями. Изв. АН СССР, сер. геол., №4, 1950.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. Советская геология, №1, 1965.
- Белоусов В. В. Кора и верхняя мантия материков. Изд. «Наука», 1966.
- Беляевский Н. А. и Борисов А. А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации длатформ и древних складчатых сооружений. В. кн. : «Тектоника, магматизм и закономерности размещения месторождений». Мат-лы совещ. по проблемам тектоники в Москве. Изд. «Наука», 1964.
- Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, сер. геол., №5, 1947.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., №4, 1948.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Виноградов А. П. Метеориты и земная кора. Изв. АН СССР, сер. геол. №10, 1959.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., №11, 1962.
- Де Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд. иностр. лит., 1960
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, Изд. АН СССР, 1958.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Наука», 1964.
- Любимова Е. А. Термическая история и температуры Земли. Бюлл. МОИП, отд. геол., XXXIII (4), 1958.
- Любимова Е. А. О Температурном градиенте в верхних слоях Земли и возможности объяснения слоя пониженных скоростей. Изв. АН СССР, сер. геофиз., №12, 1959.
- Люстих Е. Н. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Индонезии и других островных дуг. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, №26 (153), 1955.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, №38 (165), 1957.
- Люстих Е. Н. Критика геотектонической контракционной гипотезы. Тр.

Ин-та физики Земли АН СССР, № 3 (170), 1958.

Люстих Е. Н. Гипотезы дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. Советская геология, № 6, 1961.

Магницкий В. А. Зонная плавка как механизм образования земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1964.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд. «Недра», 1965.

Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. Советская геология, сб. 1, 1944.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1940.

Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.

Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1959.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. Изд. АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. Чтения им. В. И. Вернадского, VI. Изд. АН СССР, 1965.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. ГОНТИ, 1934.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. 2-е изд. Госгеолтехиздат, 1941.

Усов М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1940.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. «Недра», 1964.

Bucher W. H. The deformation of the Earth crust. 1964.

Daly R. A. Igneous rocks and the depths of the Earth, 1933. (Русск. перевод: Р. О. Дэли. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936).

Holmes A. Radioactivity and Earth movements. Trans. Geol. Soc. Glasgow. vol. XVIII, pt. III. 1928—1931.

Joly J. The surface history of the Earth. Oxford, 1925. (Русск. перевод: Д. Джоли. История поверхности Земли. ГИЗ, 1929).

Kennedy W. Q. and Anderson E. M. Crustal layers and the origin of magmas Bull. volcanologique, 11, 3, 1938.

Kossmat F. Paläogeographie und Tektonik, 1936.

Stille H. Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. Preuss. Ak. Wiss., Math.-naturw. Kl. N 19. 1939. (Русск. перевод: Г. Штиппе. К вопросу о происхождении магм. Избранные труды. Изд. «Мир», 1964).

Stille H. Der «subsequente» Magmatismus. Abh. Preuss. Ak. Wiss., Math.-naturw. Kl. 1940. (Русск. перевод: Г. Штилле. «Субсеквентный магматизм». Избранные труды. Изд. «Мир», 1964).

Tuttle O. F. and Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . Geol. Soc. Amer., Mem. 74.



1958.

Tyrrell G. W. The principles of petrology. 1926. (Русск. перевод: Г. В. Тиррель. Основы петрологии. ГОНТИ, 1932).

Tyrrell G. W. Volcanoes. London, 1931. (Русск. перевод: Г. В. Тиррель. Вулканы. ОНТИ, 1934).

Umbgrove J. H. F. The relation between magmatic cycles and orogenic epochs. Geol. Mag., vol. 76, 1939.

Umbgrove J. H. F. The Pulse of the Earth, 2d ed., The Hague, 1947.

Yoder H. S. and Tilley C. E. Origin of basalt magmas; an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrology, vol. 3, 1962. (Русск. перевод: Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», 1965).