

南嶺山脈花崗岩類の年代と時代区分に関する討論結果の総括報告*

王聯魁 範嗣昆 朱為芳 吳学益 桂訓唐 張紹立*

岸本文男**訳

1976年に筆者らが《地球化学》誌の第1号に南嶺山脈の花崗岩類の年令と時代区分の討論を提起して以来、多くの機関の地質研究者がその分野の見解を述べた原稿を次々に投稿され、すでにその多くが掲載・発表されている。その中には、南京大学の胡受奚^{フシヨウシ}、施央申^{シヤンセントシエン}、馮祖鈞^{フエンツウクン}、葉俊^{イェジュン} [2]、地質部宜昌地質鉍産研究所の葉伯丹^{イェホクタン}、陳好寿^{チエンハオショウ}、張理剛^{チヤンリーカオン}、黃斌^{フアンビン}、伍実^{ウーシ} [3, 4, 5, 6]、北京第三研究所の施実^{シシ} [7]、中国科学院地球化学研究所の朱炳泉^{チュウビンチュエン}、周新華^{チュウシンファ} [8]、広西区測隊の汪紹年^{ワンシヤオニアン} [9]、第2機械部中南209隊の馮維恒^{フエンウエイヘン} [10]、湖南省第2機械局230所の周維助^{リウチアユアーン} [11]、江西省地質科学研究所の劉家遠^{シエンチリ}、沈吉利 [12]などの10数編の論文があり、彼らはそれぞれすぐれた見解を発表しており、その中には具体的に生成時代区分の提起も含まれている。さらに花崗岩についての理論的な問題や生成時代区分指標の問題の誌上討論が進んだ。そして、南嶺山脈の花崗岩類の生成時代区分についての各専門家たちの主な観点が基本的に鮮明になってきたし、今回の誌上討論が南嶺山脈やそのほかの地域の花崗岩の生成時代区分の研究をさらに促進することも疑いないと言えよう。野外調査隊の専門家たちの意見発表が比較的少なかった感否めないが、それは今後の関係学会の組織的な討論によって補なわれることを期待したい。

I. 南嶺山脈の花崗岩類の生成時代区分に関する誌上討論の結果

筆者らが最初に提起した討論の重点とその問題についていくつかに分かれている意見に関しては、今回、基本的にはすべて討論され、おおむね以下に述べるような結果が得られた。

1. 生成時代区分の問題

1) ヘルシニア期花崗岩類の存否の問題は、宜昌地質鉍産研究所 [3] が専門に研究を進め、当該花崗岩類の産出と分布、地質構造運動との関係、U-Pb 法と K-Ar 法による同位体年令の比較分析、岩石学的研究などからヘルシニア期花崗岩類の存在を論証した。さらに、南京大

学^{フシヨウシ}の徐克勤^{チヤンクイ}と胡受奚教授 [2] は、黔桂運動、東吳運動、鳴山運動^{ミン}、蘇皖運動、そして広西の欽州湾地区に存在するヘルシニア期の“残留”地向斜などにもとづいて、ヘルシニア期花崗岩の存在を推論している。江西省、福建省、広西壮族自治区などの諸省の専門家たちは、各地域の事実資料を根拠に、ヘルシニア期花崗岩類ないしヘルシニア期-インドシナ期花崗岩類の存在を明らかにしている。このように、ヘルシニア期花崗岩類の存在に関する見解の趨勢は一致している。ただし、三疊紀の下限と上限の年令値の区分方式が異なっているので、ヘルシニア期花崗岩類の規模と分布範囲についての見解はいずれも同一ではない。たとえば、張理剛ら [5] は三疊紀の下限を 230 m. y. から 250 m. y. と推定し、それに応じてヘルシニア期花崗岩類の分布と規模を少なく、小さいとし、ヘルシニア期に入れられている花崗岩類の一部をインドシナ期に区分している。

2) インドシナ期花崗岩類の存在は、誌上討論の中では全く疑問視されていないが、湖南省南部、広西壮族自治区北部、広東省北部、江西省南部のいくつかの東西方向に近い花崗岩帯は主としてインドシナ期に属する見解と燕山期に属する見解とに分かれる。その原因の一つ

* 王聯魁, 範嗣昆, 朱為芳, 吳学益, 桂訓唐, 張紹立(1981): 南嶺花崗岩時代和分期討論結果的總述: 《地球化学》, 第3期, 280-293頁 (WANG Liankui, FAN Sikun, ZHU Weifang, WU Xueyi, GU Xuntang, ZHANG Shaoli (1981): Age and time division of granites in Nanling region, South china—a review: 《Geochimica》, no. 3, p. 280-293, in Chinese)

** 鈿床部

本論文は中国南部のメタロジェニーを研究している、地質調査所国際産業技術研究事業 (ITIT) グループの要請にもとづいて翻訳したものである。

は、三疊紀の上限の同位体年代値が研究者によって異なるためであり(185 m. y. [2], 190-195 m. y. [5], 195 m. y. [4]), もう一つは、いくつかの実際の岩体を分析して得た知識に違いがあるためである。

陳好寿[4]はいくつかの花崗岩帯の分布と同位体年代値を詳細に比較分析し、当該北部の花崗岩帯は主として燕山期前期の花崗岩類からなり、南の花崗岩帯ほど生成時代が若くなる傾向を認めている。南京大学の専門家たちは185 m. y. を三疊紀の上限とし、同位体年代値の点から、騎田嶺、九峰、諸広山の各花崗岩体、貴東、花山、姑婆山などの各花崗岩体を分析し、それらが主としてインドシナ期の生成体に該当すると結論づけている。周維勳、馮維恒ら[10, 11]は騎田嶺花崗岩体を分析し、K-Ar法とU-Pb法によって角閃石-黒雲母花崗岩の同位体年代を測定し、それを213m. y. と216-225 m. y. に分け、それがインドシナ期に属し、当該花崗岩体中の中粒質黒雲母花崗岩と細粒質黒雲母花崗岩のK-Ar年代は燕山期に属すると結論づけている。彼らはまた、大東山と貴東の両岩体がいずれもインドシナ期の花崗岩を有するが、主体は燕山期のものとし、九連山花崗岩体は燕山期に属し、インドシナ期のものではないとしている。

以上の地域のいくつかの花崗岩帯については、専門家たちの見解は少数のカレドニア期とヘルシニア期の花崗岩の複合貫入体と貫入岩帯を含むという点で一致しているが、インドシナ期が主体か、それとも燕山期のものが主体かという問題では次の3種に分れている。すなわち、それは、(1)燕山期主体説、(2)インドシナ期主体説、(3)一部岩体インドシナ期主体・一部岩体燕山期主体説の3説である。

3) 燕山期の花崗岩は、分布が広大で、規模がきわめて大きく、多期・多段階の産物である。南京大学及び広西区測隊[9]は、おおむね137-130 m. y. を境として燕山期前期と燕山期後期を分けることに賛成し、陳好寿は中生代地殻運動の多挿話的輪廻と同位体年代統計ピーク値にもとづいて、燕山期前期の花崗岩類を、ジュラ紀前期(170-195 m. y.)、ジュラ紀中期(150-170 m. y.)、ジュラ紀後期(120-150 m. y.)の各花崗岩類に分け、燕山期後期の花崗岩類を、白亜紀前期(95-120 m. y.)、白亜紀後期(70-90 m. y.)のものに区分している。この5段階は、地殻運動の5回の挿話的輪廻に対応する。江西省地質科学研究所は、燕山期花崗岩類を大まかに、第1段階 J_1 (170-185 m. y.)、第2段階 J_2 (155-170 m. y.)、第3段階 J_3 (135-155 m. y.)、第4段階 K_1 (100-135 m. y.)、第5段階 K_2 (70-100 m. y.)に分けている。

4) 先カンブリア累代の花崗岩類は、次のように区分することができる。

(1) 雪峰期^{スノーファウン}の花崗岩類。この同位体年代値は749-991 m. y. の範囲を變動する。しかし、施実[7]は摩天嶺^{モチアンリン}花崗岩体を詳細に研究し、U-Pb法とRb-Sr法による年代値が760 m. y. のところで比較的一致するという結果を得ている。

(2) 四堡期^{シフトンアン}(東安期)の花崗岩類。宜昌地質鉍産研究所は広西本洞花崗岩体について比較的詳細に研究し、Rb-Sr法、U-Pb法、K-Ar法などの方法を用いて当該岩体の年代値を測定し、その生成時代を1,063 m. y. (Rb-Sr法)と結論づけているが、U-Pb法による3線の等時線の最大値が1,404 m. y. なので、それについては今後の研究に待つとしている。しかし、明らかにされた四堡期花崗岩類の同位体年代値がU-Pb法による年代値の最大値をとるべきものとすれば、四堡期は14億年前後としなければならない。南京大学の専門家たちはこの値と地質資料がよく一致するとしている。伍実は、Rb-Sr法による等時線の年代値1,063±95 m. y. で四堡期花崗岩体の生成時代を代表させている。1,063±95 m. y. を規準にすれば、四堡期と雪峰期(749-991 m. y.)はかなり近いものとなる。そのため、この両期の花崗岩類の正確な年令について深く研究されることが待たれている。

九嶺花崗岩体からはすでに838 m. y. というK-Ar法年代値が得られており、多くの研究グループはこれを雪峰期に属すると考えるが、江西省地質科学研究所の専門家たちは地質構造解析などにもとづいて、この年代値は低すぎ、九嶺期(四堡期に相当)に属するとしている。

5) カレドニア期の花崗岩類。多くの研究者は、この花崗岩類をカレドニア期の前期のものと後期のものに分ける傾向が強い。南京大学の専門家たちはその詳細な研究に当たって、南中国のカレドニア地殻運動を基礎にして分析し、第1挿話的輪廻の銅湾運動(原生代とカンブリア紀の間)に対応した花崗岩類、たとえば苗兒嶺^{ミヤオアルリン}花崗岩体の南部岩体、第2挿話的輪廻の郁南運動^{ユナン}(カンブリア紀とオルドビス紀の間)に対応した花崗岩類、たとえば^{シチユ}竹岩体と^{フン}扶溪岩体、第3挿話的輪廻の崇余運動^{チヨンス}(オルドビス紀中期と同紀後期の間)に対応した花崗岩類、たとえば^{ロンフイ}隆廻岩体、苗兒嶺岩体の北部岩体、第4挿話的輪廻の北流運動(シルル紀中期と同紀後期の間)に対応した花崗岩類、たとえば越城嶺^{ユエチンリン}岩体、都龐嶺^{ドワン}岩体、彭公廟^{ペンゴンミャオ}岩体にそれぞれ区分した。これら4期に相当する年代値は、それぞれ570 m. y.、470-500 m. y.、420-460 m. y.、340-420 m. y. である。

2. 花崗岩類の生成時代区分に関する理論問題

1) 花崗岩類と地殻構造運動との関係 かなり多くの専門家たちは、花崗岩の形成と構造運動が対応すると考え、当然のことながら構造運動があれば必ず花崗岩が生じるとしている。そこで南京大学の専門家たちは、地殻運動の多輪廻・多段階性、不均等性など〔2〕を詳細に検討し、その結果にもとづいて花崗岩類の多期・多段階性を論証し、それによってインドシナ運動が強烈かつ普遍的であったとし、それ相応の規模のインドシナ期花崗岩類の活動及びカレドニア構造運動相に適応した4亜期の花崗岩類があると結論づけている。そのほか、近來ますます多くの人々が非造山性花崗岩類の存在に注目するようになり、葉伯丹、周維動らは南中国のヘルシニア期花崗岩類(古生代後期花崗岩類)が非造山運動の産物とすべきもので、主として断裂活動に関係したものとしている。したがって、ある花崗岩類の形成が造山運動と必ず関連しているとは言えない。

2) 花崗岩類の活動と地球の進化との関係の有無 朱炳泉ら〔8〕は、同位体年代値による統計処理結果にもとづいて、顕生代における熱変化曲線の正と負のピークの出現時期と地質年代表の境界とがピッタリと一致すること、したがって地殻深部の熱変化と地殻表面の堆積変遷史との間には密接な関係があること、さらに一歩進めて全地球のマグマ活動の連続性と周期性に法則性があるとしている。そしてマグマ活動期を区分することは特定地域に対して意味があるだけで、一つの広大な地方や大陸全体については無意味であると結論づけている。

3) 花崗岩の成因と時代との関係の有無 花崗岩の成因問題では、塩基性マグマが分化した花崗岩、あるいは交代花崗岩、ミグマタイト花崗岩、再生花崗岩などが提起されている。伍実〔6〕は $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (0.7001±0.0039) にもとづいて、四堡期の花崗岩をマントルマグマの晶出分化生成物に属するものと考えている。施実〔7〕は、摩天嶺花崗岩体中の3種の異なるジルコンとその同位体年代を研究し、同岩体の花崗岩を花崗岩化作用の生成物、すなわち交代型花崗岩としている。周維動は、湖南省のNNE-SSWないしE-W方向に分布する一列の燕山期の花崗閃緑斑岩、花崗斑岩、石英斑岩などを成因が火山活動に直接関係のある系列に入れている。以上の誌上討論の結果からすると、同じような深部起源に属する花崗岩は燕山期に生じ、四堡期にも生じている可能性があり、交代型の花崗岩(花崗岩化花崗岩)はカレドニア期前期に比較的多く発達し、広西北部の雪峰期の花崗岩はその一部が花崗岩化作用の生成物といえる。再生型の花崗

岩はヘルシニア期、燕山期、さらに部分的にはカレドニア期の花崗岩を含み、分布は相当広大である。以上で明らかのように、花崗岩の生成タイプと地質時代との間に必然的な関係があるかどうかは、まだ明らかにし得ない状態である。

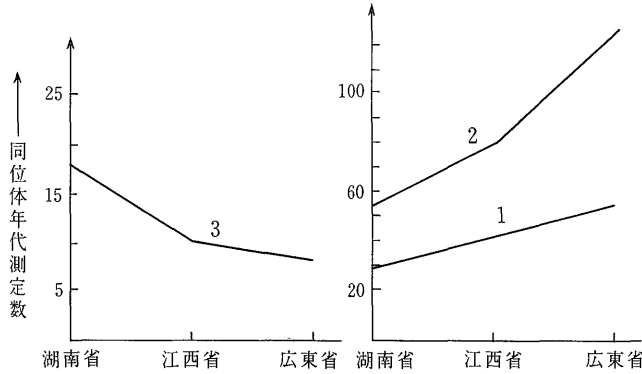
3. 生成時代区分の根拠とその信頼度

南嶺山脈の花崗岩類の生成時代とその細分の議論に用いられている根拠は、当該花崗岩体と地層の直接接触関係、同位体年代、地殻運動(造山輪廻)と花崗岩の形成との関係、岩石学的特徴と鉱石胚胎性、岩石化学、微量元素、副成鉱物、それに当該花崗岩類の生成タイプと変成の程度、地質発達史などであるが、研究者によってこれらの根拠の理解とその信頼度の認識は一致していない。

1) 花崗岩体と地層との直接接触関係 大多数の地質研究者はこの直接接触関係をもっとも信頼度の高い、もっとも直接的な根拠としているが、不完全だと考える人もある。たとえば、周維動らは花崗岩類の生成後に再生作用が働いて、花崗岩体の一部が流動化し、新しい貫入接触関係が形づくられ、そのため当該地層の証拠と同位体年代とが矛盾する場合もあり、一方的に地層との関係を主な証拠として強調することができないとし、同位体年代の真の意味を充分に考慮することを提案している。

2) 同位体年代 測定の方法が進歩するにしたがって、同位体年代が一つの比較的正確な時代決定の根拠となってきたことは疑う余地がない。しかし、南嶺山脈のマグマ活動と地質作用が複雑なため、年代測定の対象である岩石や鉱物がつねにその影響を受けて、年代を示す数値が低すぎたり、あるいは高すぎたりする。いわゆる“表面”年令ないし“再生”年令が得られて、南嶺山脈地域ではとくにその黒雲母の同位体年代がつねに若くなりすぎる。大量の研究結果が証明しているように、信頼できる地質資料がない状態のもとでは、一つの年代値から結論をだすことは無理な場合が多い。

3) 地殻運動(造山輪廻)と花崗岩類の生成との関係 すでに述べたように、誌上討論の中には時代区分の名称すら異なる、対立する2種の観点がある。一つは地殻運動と花崗岩の生成との間に成因上の関係があって、さまざまな地殻運動輪廻にそれぞれ対応してカレドニア期の花崗岩類、ヘルシニア期の花崗岩類、インドシナ期などの花崗岩類が形成されたとし、もう一つの観点では両者の間には必然的な関係がないとするが、因みに周維動、葉伯丹、張理剛〔3, 5, 11〕らは中生代花崗岩類、古生代後期花崗岩類という名称を採用するよう主張し、実質的には構造運動で花崗岩類の形成時代を代表させている。



第1図 江西省・湖南省・広東省の花崗岩類の同位体年代頻度曲線
1-燕山期後期 2-燕山期前期 3-インドシナ期

4) その他の根拠 花崗岩類の岩石学的特徴と含鉍性, 岩石化学的性質, 微量元素と副成鉍物, 生成タイプ, 変成の程度, 地質発達史などは, 信頼度がさらに低くなる。花崗岩類の岩石学的特徴, 含鉍性, 生成時代との間には必然的な関係がなく, 同時代の花崗岩類がさまざまな地域にあって, その岩石学的特徴や含鉍性が似ていることもあるが, 全然異なっていることもある。また, 生成タイプがよく似た花崗岩類岩体が形成時代も同じという場合もあるが, 全く異なる場合もある。したがって, 上述の原則は一般的には形成時代区分の主な根拠となり得ない。ただし, 一定の範囲内で推測される形成時代は, 一定の参考にできるという意義があるにはあるといえよう。たとえば, 斑岩銅鉍床に関係のある花崗岩体は, 南嶺山脈の地域では主として燕山期のものであり, カレドニア期のものではあり得ない。この種の法則性は, 形成時代を判断する根拠になり得る。

要するに, 花崗岩類形成時代の時代区分は, 主として地層との接触関係, 次いで同位体年代, 地殻運動, 岩石学的特徴, 含鉍性などが根拠となる。

誌上討論を通じて, 花崗岩類の生成時代とその時代区分の規準及びその根拠, あるいはそれらと関連した理論問題の面では, 昔時に比較してはるかに深まり, 水準が高くなり, 認識が分れてきたが, それは当然のことで, 学術思想が活発になったあらわれであり, 今後の科学研究と生産の発展を押し進める力となるものである。

II. 花崗岩類の生成期区分の想定に関して

1. 生成期区分と関係ある2・3の理論問題

花崗岩類の形成期区分は, 単純な時代区分の問題だけでなく, 多くの理論上の諸問題にも関係する。そこで,

初歩的な形成期区分案をだす前に花崗岩類の形成期区分と関係のあるいくつかの理論問題について, 必要と思われる我々の認識を簡単に述べることにする。

1) 南嶺山脈の花崗岩類の分帯性と時・空分布の不均等性 南嶺山脈の花崗岩類は帯状に分布するという特徴を備え, 全体的に言えば, NE-SW 方向の数帯に分けることができる。そしてNW からSE に向って海方向に, 花崗岩類の形成時代は先カンブリア累代から古生代を経て中生代へと次第に若くなるという法則性を示している〔13〕。

この種の帯状分布と時代の移行にみられる方向性は, 南嶺地方に存在するだけでなく, 中国の別の地方や他の国々でも認められることがある。たとえばチベット地方であるが, 張玉泉ら〔2〕の資料によると, 北から南にNWW の方向ないしE-W の方向に平行する花崗岩帯が区分できる。すなわち, それが岡底斯花崗岩帯(117-70 m. y.)→南チベット低分水嶺花崗岩帯(35-32 m. y.)→高ヒマラヤ花崗岩帯(20-10 m. y.)で, 形成時代が逐次的に若くなっている。同じように, 日本〔4, 15〕, アメリカ西部〔16〕, オーストラリア東部の花崗岩類もこの種の分帯現象を示している。

花崗岩類の帯状分布と形成期の変遷にみられる法則性は, プレートテクトニクス及び大陸プレート内部の進化に密接な関係がある。

南嶺山脈の花崗岩類の空間的配列には別の一つの特徴があり, その特徴は各省のさまざまな地域での花崗岩類の形成活動の強さと分布が不均等という点にある。たとえば, 中生代の花崗岩類(インドシナ期, 燕山期前期と後期の各花崗岩類も含めて)が湖南省, 江西省, 広東省の3省では分布状態を異にし, インドシナ期の花崗岩類は主に湖南省に分布して, 江西省と広東省には比較的少

南嶺花崗岩の年代と時代区分 (岸本文男訳)

第1表 花崗岩類の2種の岩体形成・鉍床生成系列*

系列の特徴	系 列 I	系 列 II
1. 貫入順序	(1) モンゾニ岩質花崗岩(ないし花崗閃緑岩) (2) 黒雲母花崗岩 (3) 優白質花崗岩(ないし曹長石花崗岩) (4) 花崗斑岩(ないし石英斑岩)	(1) 輝石閃緑岩 (2) 石英モンゾニ岩(ないし花崗閃緑斑岩) (3) 石英安山斑岩(ないし花崗岩) (4) 石英斑岩
2. 鉍化作用の順序	TR, Nb, Ta (Li, Rb, Cs), Be, Sn, W, Mo, Bi, Cu, Zn, Pb, Sb (As), Hg, U	Fe, Cu, Mo, Zn, Pb
3. 生成時代 (m.y.)	燕山期前期 { 第1段階 170-190 第2段階 150-170 第3段階 130-150 燕山期後期 { 第4段階 95-130 第5段階 70-95	150-160± 104.6-125.1
4. 側岩岩体の水平鉍化分帯	TR→Nb, Ta (Li, Rb, Cs)→Be, Sn, W, Mo, Bi→Cu, Zn, Pb→Sb, Hg→U	Mo, Cu→Cu, Fe→Zn, Pb
5. 岩石化学成分と鉍化現象の関係	Na ₂ O>K ₂ O の場合には Nb, Ta 鉍化現象があり, K ₂ O>Na ₂ O の場合には TR 鉍化現象がある.	Na ₂ O>K ₂ O の場合には鉄鉍化現象があり, K ₂ O>Na ₂ O の場合には Cu, Mo 鉍化現象がある.
6. 自変成作用と鉍化現象との関係	Na ₂ O 化作用発達のとときに Nb, Ta 鉍化現象が現れ, K ₂ O 化作用発達のとときに TR 鉍化現象が現れる	Na ₂ O 化作用発達のとときに Fe 鉍化現象が現れ, K ₂ O 化作用発達のとときに Cu, Mo 鉍化現象が現れる
7. 白金族元素 (銅鉍石の場合)	含有率が非常に低い	含有率が一般にやや高い
8. 硫黄同位体 δS ³⁴ の範囲 (金属鉍床の場合)	10-30%	5%以内

* 陳好寿(1978): 關於南嶺地区燕山期花崗岩漿活動的分期問題, による.

なく, 燕山期後期と前期の花崗岩類の分布は, 逆に, 湖南省よりも広東省と江西省に多い(第1図).

2) 花崗岩類と地殻運動の関係 これについては従来から専門家たちの認識がさまざま, 花崗岩の活動や花崗岩をつくったマグマについて言えば, 基本的には次の3種の観点が認められる.

- (i) 構造運動によるマグマの生成
- (ii) 構造運動とマグマ生成は無関係
- (iii) マグマ活動による構造運動の発生

地殻運動輪廻からみると, 前にも述べたように, 南嶺山脈の地域に関しては次の2種の見方がある.

(i) 花崗岩類の形成と構造運動輪廻は成因的に関係があり, 構造運動の段階が異なれば, 当然タイプの異なる花崗岩類が形成される.

(ii) 花崗岩類, なかでも中生代花崗岩類は地殻運動と必然的な関係がなく, したがって非造山性花崗岩類に属する.

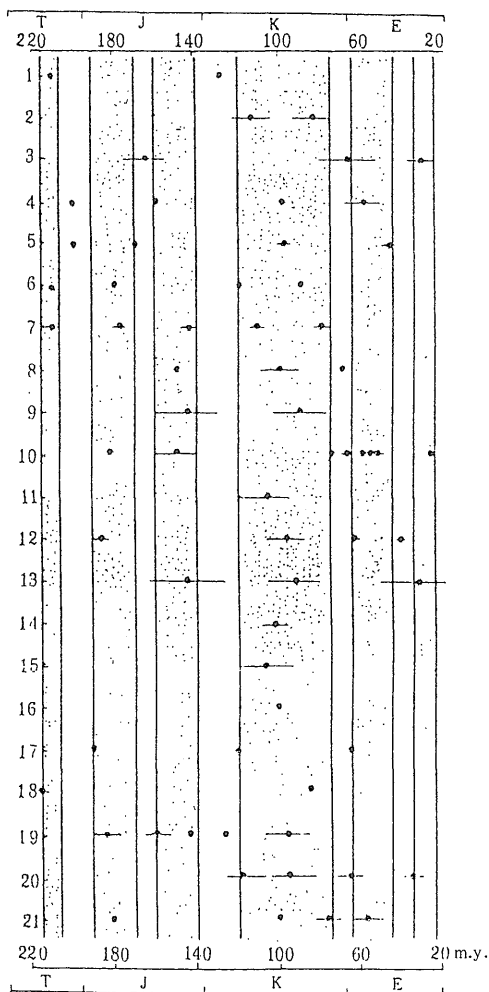
我々の認識では, 花崗岩類はマントルと地殻の長期にわたる作用と発展の中で地殻の表面に現われ, あるいは表面下に潜頭し, マントルと地殻の矛盾が発展する中で発生したエネルギーが放出され, あるいは転換して地殻に熱流, マグマ活動(塩基性-超塩基性岩, 花崗岩), 構造運動, 変成作用(花崗岩化作用も含めて), 熱水作用などを発生する. 一般にこれらの運動型式は一つの統一的な体系をつくり, それぞれが密接な関係をもち, ただ1種の運動が孤立して出現することは不可能で, ただ段階が違えば, 主たる運動型式も異なるだけのことである. たとえば, マントルの運動力が主体を占め, 地殻運動が烈しくない状態のもとでは, 大量のマグマ活動が生じることがある. 南嶺山脈の中生代花崗岩類はそのことをはっきりあらわしている. すなわち, 同地方のジュラ-白亜紀の褶曲運動は烈しくなく, 変成作用も顕著でないが, 花崗岩質マグマの活動はピークに達している. これはマントルの運動力の活動と密接な関係があり, 熱流と

花崗岩質マグマの活動が一致することを示す。

3) 花崗岩類の岩体形成・鉍床生成系列 花崗岩類と鉍床は非常に密接な関係を有し、南嶺山脈(すなわち系列I)と揚子江中-下流一帯(すなわち系列II)では明らかに2種の異なる花崗岩形成-鉍床生成体系、すなわち花崗岩類の岩体形成・鉍床生成系列を代表するところである。その特徴は、それぞれ異なっている(第1表)。とはいえ、南嶺山脈と揚子江中-下流一帯の当該岩体の形成時代は似ているが、産状の特徴、構成岩の組合せ、構成岩と鉍体の生成順序、鉍床累帯配列、化学組成の特徴、自変成作用と鉍化作用の関係、銅鉍石の白金族元素含有率と硫黄同位体組成などは大きく異なっている。地質構造と結びつけて解析し、我々はまず次のようなことを知った。すなわち、Cu, Mo, Feの鉍化作用が特徴となるのは系列IIの場合で、主要な物質は上部マントルからもたらされ、W, Snの鉍化作用と希元素の鉍化作用が特徴となるのは系列Iの場合で、その主要な物質の来源は地殻の再熔融体である可能性が強いが、地殻とマントルの物質が混り合った可能性はなくもない。

4) 地殻運動の周期性 この問題はすでに多くの専門家たちの注目を受け、研究も進み、J. SUTTON [18]は地球の進化の長周期を800-1,000 m. y. とし、S. K. RUNCONの研究結果[19]によると、毎回のマントル対流の転換時間の周期は800 m. y. であり、A. P. VINOGRADOV は地球化学輪廻の周期を600 m. y. とし、朱炳泉らは同位体年代のヒストグラムを根拠にして顕生累代の進化周期を215-220 m. y. としている。

地球はその長期運動のなかで他の天体との相互作用と相互制約の中にあつて、地球上に周期的な運動が現れることは可能である。しかし上述の周期が長すぎて、花崗岩の形成期区分との関係が疎遠になるため、関心はさらに花崗岩類形成期区分と密接な関係のある、上述の長い周期の中の短い周期の活動に向けられている。R. W. KISTLER (1974) [20]はアメリカ西部の花崗岩類の大型パソリスの同位体年代を統計処理した結果にもとづいて、各期の花崗岩類の活動期間は長くなく、10-15 m. y. で、その間隔も約30 m. y.、すなわち30 m. y. の周期性を備えた花崗岩類の活動と結論づけている。我々は環太平洋帯の熱場エピソードと花崗岩類の活動の時代について、すなわちアジア北東部のシホテアリン山脈、ヤクート地方から北アメリカ大陸のアラスカ、プリティッシュコロンビア-ワシントン州東北部、コルディレラ山脈、(ネヴァダ州-フランシスコ層群帯)、アリゾナ-南カリフォルニアを通り、さらに南アメリカのチリー、アンデス山脈南部地方と南極半島、さらに大洋州のニュージール



第2図 環太平洋帯各国の花崗岩類生成期の統計

- 1-シホテアリン山脈 (Likht, F. R., 1975)
- 2-ヤクート地方 (Ovchinnikov, D. I., 1976)
- 3-アラスカ-アリゾナ (Reed, B. L., 1973)
- 4-プリティッシュコロンビア (Preto, V. A., 1979)
- 5-ワシントン州東北部とアイダホ州北部 (Miller, F. K., 1975)
- 6-カナダコルジレラ山脈 (Gabielse, H., 1974)
- 7-アメリカ西部のネバダ州 (Kistler, R. W., 1974)
- 8-フランシスコ層群帯 (Suppe, J., 1972)
- 9-アメリカ西南部 (Armstrong, R. L., 1973)
- 10-アリゾナ州 (Drawes, H., 1976)
- 11-下カリフォルニア地方 (Early, T. O., 1973)
- 12-チリー北部 (Farrar, E. G., 1970)
- 13-チリー南部 (Halpern, M., 1973)
- 14-南極半島とアンデス山脈南部地域 (Halpern, M., 1968)
- 15-ニュージールランド (Landis, C. A., 1967)
- 16-インドネシア (Kalili, J., 1973)
- 17-タイ (石原舜三, 1980; Burton, C. K., 1969)
- 18-ベトナム (Zagruzina, I. A., 1978)
- 19-中国東南部(台湾を含む)(北京第3研究所, 1974; 中国科学院貴陽地球化学研究所, 1972; Jahn, B., 1974; Yen, T. P., 1964)
- 20-日本 (Murakami Nobuhide, 1974; 片田正人, 1974)
- 21-朝鮮半島 (Hurley, P. M., 1973; Lee Yoon Jong, 1977)

ド、アジアのインドネシア、タイ、ベトナム、中国東南部、日本、そして朝鮮半島に及ぶ地帯の熱場エピソードと花崗岩類の活動の時代について統計的な処理を行った。この地帯はいくつかの大陸の太平洋をとりまく広大な地域を包括し、中生代の花崗岩質マグマの活動が非常によく似ていて、しばしばその活動に連続性が認められるが、多くは数期に限定され(第2図)、その1期の期間の平均値をとると、R. W. KISTLER らが発見した北アメリカにおける花崗岩質マグマ活動の法則性とよく似ていて、30 m. y. の周期性を有する。しかし白亜紀(120-90 m. y.)にはその活動期間があまり明瞭でなく、期間が重複する可能性もある。

5) 花崗岩の進化 1地区、1岩帯、さらにはなほだしい場合には1複合岩体中でも、前期の段階から後期の段階に、さらにそれぞれの前期から後期に向って常に明瞭な進化の法則性がみられ、その法則性は花崗岩のタイプ、造岩鉱物、副成鉱物、造岩元素、微量元素、希有元素鉱化タイプ及びその他の金属鉱床のタイプなどにあらわれ、いずれも定向進化の傾向を有する[17]。すなわち、花崗岩が中-酸性ないし塩基性寄りのものから酸性ないしアルカリ質のものに変わる。この傾向にしたがって、主な造岩元素のうち、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Ti は減少し、 Si^{4+} 、 Na^+ 、 K^+ は増加する。さらに主要造岩鉱物のうち、雲母類は黒雲母から鉄に比較的富んだ雲母、プロトリジオナイト、チンワルダイト、鉄白雲母、リシア白雲母、リシア雲母(ないし白雲母)に次第に変わっていく。斜長石は灰長石成分が減少し、カリ長石はサニディンからマイクロクリンサニディン、そして微斜長石(または正長石)に変わる。微量元素は前期には Ti 、 V 、 Cr 、 Ni 、 ΣCe 、 Th 、 Zr などに富み、後期には Nb 、 ΣY 、 Hf 、 Ta 、 Be (Li 、 Rb 、 Cs)、 Sn 、 W 、 Mo 、 Bi 、 Zn 、 Pb に富むか、あるいは前期には Fe 、 Cu に富み、後期には Pb 、 Zn に富む。上述の鉱化タイプも、その鉱化元素からみると、明白な順序、すなわち TR (Zr)、 Nb 、 Ta (Be 、 Li 、 Rb 、 Cs)、 Sn 、 W 、 Mo 、 Bi 、 As 、 Cu 、 Zn 、 Pb 、 Sb 、 Hg 、 U 、あるいは Fe 、 Cu (Mo)、 Zn 、 Pb という順序が認められる。この微量成分上の2種の進化及び鉱化タイプ上の2種の順序は、前述の2系列の岩体形成・鉱床生成系列と一致する。これは起源を異にし、体系を異にする2系列のものが進化した結果である。

花崗岩類の生成期区分に関係がある；以上の理論的な諸問題は果して客観的な実際の話を実際に反映しているかどうか、そのいくつかの法則性と特徴をどれほど反映しているかが、逆に相対的な時代を判断できる指標と根拠を左右することになる。当然のことながら、上述の指

第2表 南嶺山脈花崗岩類の生成期

時代	期	同位体年代の範囲 (m.y.)
新生代(?)花崗岩	ヒマラヤ期(?)	<70
中生代花崗岩	燕山期後期	70-140±5
	燕山期前期	140±5-190±5
	インドシナ期	190±5-230
古生代花崗岩	ヘルシニア期	230-360
	カレドニア期後期	360-400
	カレドニア期前期	400-570
先カンブリア累代花崗岩	雪峰期	570-900
	四堡期	1,063-1,400

標と同位体年代、層序による根拠とを比較分析すれば、生成期区分の信頼性は高まるが、しばしば層序と同位体年代による根拠を欠いているので、上述の指標はさらにその重要性を増すことになる。

2. 南嶺花崗岩生成期区分の初歩的意見

上述の認識にもとづき、南京大学、地質省宜昌地質鉱産研究所、江西省地質科学研究所、広西区測隊などの機関の生成期区分についての見解と資料を参考にして、筆者らは初歩的な考えとして、南嶺山脈の花崗岩類を3時代・8期に区分した(第2表)。

ここで、その3時代の花崗岩類のそれぞれの特徴についてまとめれば、以下のようになる。

1) 分布地域 先カンブリア累代の花崗岩類は主として安化-羅城深部断裂と長沙-紹興深部断裂の以北と以西の揚子構造区、すなわち、四堡期と雪峰期に出現した同一の構造单元内に分布する。古生代花崗岩はその南に隣接する南華構造区にあって、ヘルシニア期及びカレドニア前期と後期の花崗岩類が共存分布するが、多くは継承発展の関係にある。中生代の花崗岩は、南華構造区のほかには沿海地域に広く分布する。インドシナ期及び燕山期前期と後期の花崗岩類はいずれも複合パソリスを形づくり、なかでも湖南省南部と広東省北部で著しい。このように、上記3時代の花崗岩類はそれぞれその主要分布地域がおおむね異なっている。

2) 筆者らが1972年に統計処理した同位体年代曲線*と朱炳泉らの南嶺山脈と揚子江中下流地域での顕生累代ヒストグラムによると、古生代の花崗岩類と中生代の花崗岩類の境は220-230 m. y. に当ることがわかる。したがって、張理剛らが提起した二疊紀と三疊紀の境界を

* 中国科学院貴陽地球科学研究所同位体実験室、湖北省地質科学研究所同位体実験室(1972)：南嶺及其隣区花崗岩同位素年代研究。

250 m. y. とする見解は、層序を根拠とするにはさらに確実な基点を選んで研究を進め、再検討して決定し直すことが望ましい。現在の資料からすると、筆者らが提起した区分の先カンブリア累代、古生代、中生代の年代範囲はそれぞれ>570 m. y., 570-230 m. y., 230-70 m. y. となる。

3) 上記3時代の花崗岩類の成因上の特徴のうち、先カンブリア累代の花崗岩類では、四堡期の場合が塩基性マグマによる主として中性寄りの小岩体、雪峰期の花崗岩類の場合が花崗岩化作用の生成体[1]という点にある。古生代の花崗岩類では、前期の場合がミグマタイトを主とし、後期の場合が再生花崗岩に属する。すなわち、造山時の花崗岩類から造山期後の花崗岩類に発展している、そのことは比較的明瞭である。中生代の花崗岩類は断裂の発達と密接な関係を有することが特徴で、沿海地方では火山岩と多くの類似する関係[17]及び移過的な関係を有し、深部再生作用ないし上部マントルの部分溶融の生成物に相当する。

4) 洪文興らの研究によると、花崗岩類中の副成鉱物の種類、組合せ、進化の特徴はヘルシニア期を境としてその前後で差違が顕著である。ヘルシニア期前はチタン鉄鉱、スフェーン、燐灰石、ざくろ石、褐簾石、ジルコンといった Ti, Fe, Ca, (希土類), Zr を主とする副成鉱物組合せであり、ヘルシニア期以後の中生代花崗岩類は希有元素、希土類元素, W・Sn, 揮発成分を主とする副成鉱物組合せとなり、鉄マンガン重石、錫石、モナズ石、燐酸イットリウム鉱、ブラジャイト(bragite)、コロンバイト-タンタライト、螢石、黄玉などを有する。ある種の地質環境下では、副成鉱物が中生代、古生代、先カンブリア累代の各花崗岩類を識別する重要な指標となり得る。

5) 孫世華、趙振華らの研究によると、前期の花崗岩類から後期の花崗岩類にいたるそれぞれの化学組成と微量元素組成の変化はヘルシニア期が一つの急変期となり、それが TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , Na_2O , Ti/Si , Fe^{2+}/Fe 総, $(K+Na)/Al$, Na/K , Cu , Pb , Sn , Zr , TR_2O_3 の含有率曲線上の変化となって現れ、ヘルシニア期が一つの天然の分界線であることを示している。

さらに詳しく各期の花崗岩類を区分すれば、次のようになる。

1) 四堡期花崗岩類: この花崗岩類は広西壮族自治区一帯にあって、本洞花崗岩体、宝壇花崗岩体などとして四堡層群に貫入し、板溪層群に被覆されると同時に、板溪層群の基底部には礫となって分布する。四堡運動はかなり広範囲に及び、湖南省西部・広西壮族自治区北部の

四堡運動は安徽省南部の祁門運動(東安運動)に相当する。いくつかの機関が測定した花崗岩類の同位体年代は 1,063-1,404 m. y. で、原生代中-後期に属する。この期の花崗岩類は主として広西壮族自治区の北部、すなわち揚子構造区内に分布する。その構造の特徴は多くが塩基性-超塩基性貫入岩・噴出岩と共存する閃緑岩、花崗閃緑岩に属することで、いずれも小岩体を呈して産出する。微量元素としては Cr, Ni, Co, V などに富み、副成鉱物としてクロム鉄鉱を含むことが一つの特徴であり、 Sr^{87}/Sr^{86} の値が比較的 low, 0.7001 ± 0.0039 である。このことを理由に、伍実、汪紹年らはこの期の花崗岩類を深部起源のマグマの分化生成物に入れている。

2) 雪峰期花崗岩類: 地質と同位体年代による証拠は比較的整っており、安徽省南部の休寧花崗岩体と許村花崗岩体は原生代の瀝口層群中に貫入し、震旦紀後期の休寧砂岩に堆積被覆され、広西壮族自治区北部の摩天嶺花崗岩体と元宝山花崗岩体は四堡期花崗岩類を切り、板溪層群を混成し、震旦系長安累層内には摩天嶺花崗岩によく似た礫が分布している。以上のように、震旦紀後期の前及び原生代の瀝口層群と板溪層群、四堡期の花崗岩類の生成後に花崗岩の活動があって、それが雪峰期の花崗岩類をつくっている。当時の構造運動はかなり明瞭で、安徽省南部、江西省北部、湖南省南部、広西壮族自治区の一帯では板溪層群ないし双橋山層群の上面に広く堆積不整合がゆきわたり、すなわち雪峰運動が揚子構造区内で発展し、花崗岩の活動と対応している。雪峰期花崗岩類の代表的な岩体の同位体年代、すなわち摩天嶺花崗岩体の平均 760 m. y. (757-780 m. y.), 元宝山花崗岩体の 780-909 m. y., 休寧花崗岩体の 991 m. y., 許村花崗岩体の 913 m. y., 諸暨陳蔡梅嶺石英閃緑岩体の 749 m. y. など10いくつの数値を根拠にして、当該花崗岩類の年代値は 749-991 m. y. の間とすることができる。なかでも、摩天嶺花崗岩体は比較的詳細に研究され、760 m. y. である。したがって、雪峰期花崗岩類は震旦紀中-後期に形成されたものである。岩石学の特徴からすると、空間上の変化が比較的大きく、揚子構造区東部のいくつかの岩体は弱片状の花崗岩ないし花崗閃緑岩で構成され、化学組成中の SiO_2 分は70%よりも少なく、Ti と Fe がやや多いが、西部の岩体の場合は主として片状花崗岩で構成されるので、 SiO_2 分はやや多く、74-75%に達する。

3) カレドニア期前期花崗岩類: この花崗岩類は主としてミグマタイト型、一部が貫入花崗岩型に属する。ミグマタイト型の花崗岩類の主な側岩はカンブリア系、オルドビス系であり、同時にシルル系の基底には花崗片麻岩の礫が含まれ、さらに当該花崗岩類をデボン系下部統

が不整合に被覆し、オルドビス紀とシルル紀との境界期に対して烈しいミグマタイト化作用があったことを示している。カレドニア期前期の地殻運動はかなりくり返し行われ、銅湾運動(Z_4 と C_1)、郁南運動(C_3 と O_1)、崇義運動(O_2 と O_3)などを包括した構造運動である。本期の花崗岩類は分布がかなり広く、主なものは雲開大山脈、広州北方地域、河源・南雄・弋陽の各地域、武夷山脈などに分布し、NE-SW及びE-W方向の岩帯を構成して賦存し、南中国構造区に集中する。本期の花崗岩類の同位体年代は、カリウム-アルゴン法とウラン-鉛法を用いた20数例の値によると、数値の変動が比較的大きく、高州のミグマタイト片麻岩が552 m. y.、江西省旌竹の斜長花崗岩が477 m. y.、福建省麻沙の両雲母花崗岩が460 m. y.、広西壮族自治区苗嶺嶺の花崗岩(南岩体)が570 m. y. などであるが、代表的な岩体の同位体年代は400-450 m. y. である。岩石学的な特徴からいえば、岩体は主として片麻状ミグマタイト、ミグマタイトからなり、化学成分としてはTi, Al, Fe²⁺, Fe³⁺に富み、副成鉱物としてはチタン鉄鉱、ざくろ石が多いことが特徴で、微量元素の中ではV, Cr, Niと希土類元素, Y, Ybがやや多い。

4) カレドニア期後期花崗岩類：これは主として造山期後の花崗岩類、すなわち再生貫入型の花崗岩類に属し、一般にカレドニア期前期のミグマタイト中もしくはカンブリア系とオルドビス系中に貫入し、デボン系中-上部統に不整合に被覆されている。シルル期末とデボン紀前期との間の広西運動は南中国に広く発展し、花崗岩類の活動とよく一致する。この期の花崗岩類の同位体年代には数十個のデータがあり、その多くは360-400 m. y. の範囲である。この花崗岩類の空間的分布上の特徴は、カレドニア期前期の場合によく似ている。その岩石の特徴は、中-粗粒質斑状の花崗岩で、副成鉱物がジルコン、燐灰石、磁鉄鉱などを主とすることにある。

5) ヘルシニア期花崗岩類：この花崗岩類の存在については、近來ますます多くの地質上の証拠と同位体年代値が得られるようになり、資料が充実してきた。長い間、袁水流域、懷玉山・祁陽・零陵・臨武・連県などの諸地域の場合について触れられてこなかったが、これらの地域にはヘルシニア期の東呉運動がはっきり現れており〔1〕、最近では多くの研究機関がヘルシニア期の地相の存在を示す証拠を発見し続けている。すなわち、(i) 中国地質科学研究院の資料〔2〕によると、福建・浙江省の沿海一帯にはヘルシニア期の“地相型”海相の火山噴出岩があつて、程度さまざまな広域変成作用を受け、下位岩層上に明白な不整合で分布し、ヘルシニア期

に地殻運動と熱エピソードがあつたことを示している。(ii) 最近における海南島の鉄鉱床の研究のなかで、同島の昌江、軍營、占果、和盛などの地に古生代後期のレプト式地向斜堆積層があり、海底塩基性噴火生成物と緑色片岩相の広域変成現象、さらに烈しい褶曲変形構造が発見され、ヘルシニア期地向斜の存在が明らかになった。(iii) 南京大学の資料によると、広西壮族自治区の欽州湾一帯にはシルル系とデボン系が連続的に移過する地向斜堆積層があり、二疊系が傾斜不整合でデボン系上に分布している。これは、南嶺山脈の西部にヘルシニア期“残留”地向斜があることを示している。

ヘルシニア期の年代の境界については、すでに述べたように現在意見が分かれており、筆者らは上限を230 m. y.、下限を360 m. y. とする考え方に傾いている。現在把握されているヘルシニア期花崗岩類の同位体年代値は70数例で、多くは230-280 m. y. の範囲にある。最近の海南島鉄鉱床群の研究中に発見された事実によると、石碌鉄床地区内の黒雲母花崗閃緑岩のルビジウム-ストロンチウム法による同位体年代は249 m. y.、同鉄床地区東部の中粒花崗岩の場合は242 m. y.、同島の軍營の石英-輝石閃緑岩の場合は293 m. y. であるなど、海南島に242-293 m. y. のヘルシニア期花崗岩類が存在することを明らかにしている。

ヘルシニア期花崗岩類の分布は不均等で、南嶺山脈の地域の東部では主として北東方向の広豊-長汀-河源断裂と東陽-竜岩-蓮花山断裂にそってその間に発達し、西部では同じく北東方向の靈川断裂と博白断裂にそってその間に発達し、北部では東西に近い方向の礼陵-萍郷-峽江-新干ヘルシニア花崗岩帯に賦存するようであり、南部では海南島一帯に分布し、中部には比較的まれである。ヘルシニア期花崗岩類の岩石構成の特徴は主として粗粒斑状花崗岩からなり、一部が花崗閃緑岩、モンゾナイト質花崗岩、閃緑岩などという点にあり、そのうちの大容山花崗岩は堇青石を含むことが特徴である。化学組成上の特徴は、SiO₂, K₂O, Na₂Oが南中国花崗岩類の平均値よりも低く、さらに燕山期花崗岩類の平均値よりも低く、FeO, Fe₂O₃, MgO, CaOが反対にそれぞれの平均値よりも高い。副成鉱物上の特徴は、その含有率が先カンブリア累代の花崗岩及びカレドニア期の花崗岩の場合よりも高く、スフェーンと燐灰石の組合せ及び少量の黄玉などが現れることであり、微量元素としてのV, Cr, Coの含有率は南中国花崗岩類での平均値よりも高く、Cu, Pb, Zn, Gaの場合はその平均値よりも低い。これらの特徴は、カレドニア期及び燕山期の花崗岩類と明らかに異なっている。

6) インドシナ期花崗岩類：この花崗岩類は地層関係の証拠をもった岩体が少なく、南京大学の資料〔1〕によると、福建省の大田、東堡などでは花崗岩類の岩体が二疊系ないしそれ以前の地層に貫入し、三疊系上部統-ジュラ系下部統に不整合に被覆されている。また、湖南省関帝廟の岩体は三疊系下部統-震旦系の連続堆積層の褶曲ドームの心核部に賦存し、これもインドシナ期のものと考えられる間接的な証拠の一つである。このほか、三疊系上部統-ジュラ系下部統中にしばしば長石砂岩-礫岩層があって、インドシナ期の花崗岩類が存在する可能性があることを示している。インドシナ期の地殻運動はかなり広く及んでいて、三疊系の中部統と上部統の間、二疊系と三疊系の間の不整合現象となって現れている。当該花崗岩類の同位体年代測定数は60をこえ(195-230 m. y.)、当該花崗岩類の分布はかなり広いが、不均等である。湖南・江西・広東の3省に限れば、当該花崗岩類は主として湖南省の南部に賦存し(第1図参照)、そのほかとしては大容山-十万大山の西側に部分的にインドシナ期花崗岩類が存在する可能性がある。インドシナ期花崗岩類の構成は花崗岩、モンゾナイト質花崗岩、花崗閃緑岩を主とし、岩石化学、副成鉱物、微量元素の面では燕山期前期の花崗岩類とよく似ているが、Cu, Pb, Zn, Zr, Baの含有率は燕山期前期の場合よりもやや高く、Sn, W, Nb, Taなどはやや低い。

7) 燕山期前期花崗岩類：燕山期前期は、南嶺山脈の地域で花崗岩類の生成活動がきわめて盛んな時代であった。(i)地質の特徴：広東・福建・江西などの省では、燕山期前期のさまざまな段階、すなわち三疊系上部統-ジュラ系下部統、ジュラ系下部統、ジュラ系中部統、ジュラ系上部統にそれぞれ貫入し、白亜系の下部統ないし中部統にそれぞれ被覆された花崗岩類が認められ、そのため、燕山期前期の花崗岩類の生成活動は3-4段階に区分できる。なお、黄汲清の資料によると、ジュラ紀の地殻運動はかなりくりかえされ、ジュラ紀前期-中期、ジュラ紀中期-後期、ジュラ紀後期-白亜紀前期の3回に分かれ、いずれも燕山期前期の地殻運動に属する。(ii)同位体年代：同位体年代測定数は相当多くなり、燕山期前期を 190 ± 5 m. y. から 140 ± 5 m. y. の範囲とすれば、南嶺山脈地方の200-300の数値から2・3の研究者が統計処理〔4〕しているところによると、その範囲の年代値にあまりはっきりしない三つのピークがあり、そのピークにもとづいて上記研究者たちは当該花崗岩類の生成を3段階の貫入段階に区分している。(iii)分布上の特徴点：当該花崗岩類は東西方向ないし北東方向の帯状分布を示し、北から南または西北から東南の方向に同位体年代値が小さく

なる傾向を備えている。(iv)燕山期前期花崗岩類の系列：この花崗岩類には2系列のものがある。系列Iの花崗岩類は南嶺山脈の地域で主体をなすものであり、系列IIの花崗岩類は揚子江中-下流地方で主体をなすものである。南嶺山脈地方の場合、系列IIの花崗岩類は湖南省、広東省、江西省、浙江省、福建省などの銅山嶺、宝山、水口山、七宝山、陽春盆地、武夷山脈、城門山脈、徳興などの各地に露出している。(v)岩石の特徴：系列Iの花崗岩類は主として中粒-粗粒質斑状黒雲母花崗岩と両雲母花崗岩からなるが、全体としてその生成順序は前期から後期に花崗閃緑岩・モンゾナイト質花崗岩→中粒-粗粒質斑状花崗岩→優白質花崗岩(曹長石花崗岩、白雲母花崗岩)→花崗斑岩・石英斑岩となっている。また系列IIの場合は主として閃緑岩、石英閃緑岩、花崗閃緑斑岩からなるが、つねにその貫入順序は輝石閃緑岩→アダメライト(アダメライト斑岩)・花崗閃緑岩→花崗岩または花崗斑岩である。指摘しておかねばならないのは、岩石化学、副成鉱物、微量元素などの面の総合的な研究が系列Iについては詳しいが、系列IIについてはなお不完全という点である。(vi)系列Iの岩石の SiO_2 と K_2O は華南花崗岩類の場合の平均値〔7〕よりも高く、 TiO_2 、 FeO 、 CaO 、 P_2O_5 は低く、これによって燕山期以前の花崗岩類と区別できる。(vii)系列Iの副成鉱物には80種以上の鉱物があって、組合せも複雑であるが、つねに認められるジルコン、磁鉄鉱、燐灰石を除けば、鉄マンガン重石、錫石、モナズ石、燐酸イットリウム鉱、褐簾石、コロンバイト、ブラッジャイト、螢石などの鉱物が現われる。(viii)系列Iの場合の微量元素としては、F, W, Sn, Be, Li, Rb, Cs, Nb, Taなどが華南花崗岩類の平均値よりも高く、V, Cr, Co, Sr, Baが低い。このような特徴は、明らかに燕山期以前の花崗岩類の場合と異なっている。

このほか、理論の項で指摘したように、系列Iと系列IIは前期から後期にいたる花崗岩類の岩石学的、岩石化学的、副成鉱物上、微量元素上、放射能上の多方面にわたる変化の法則性を備えている。

8) 燕山期後期花崗岩類：この期の花崗岩類は燕山期前期花崗岩類に較べると、その規模がはるかに劣っている。その分布は主として東南の沿岸一帯で、このほかには揚子江中-下流地域に比較的発達しているが、内陸地域には小岩体として点々と分布するか、あるいは複合大型底盤の後期段階の生成物をつくっているにすぎない。福建省、広西省、海南島などでいくつかの燕山期後期花崗岩類岩体はいずれも白亜系下部統ないし中部統の赤色層中に貫入し、始新統堆積層に被覆され、白亜紀の生成物である。黄汲清の資料によると、燕山期後期の地殻

運動は少なくとも2亜期, すなわち第4亜期(白亜紀前期と中期)と第5亜期(白亜紀中期と始新世)に分かれる。同位体年代は, 100例をこえる数値によると, $(70-140) \pm 5$ m. y. で, 多くは100 m. y. をこえ, 主として白亜紀前期の生成物といえる。その岩石の特徴は燕山期前期の花崗岩類に類似し, 2系列のものがあリ, 系列Iのものは酸性寄りでアルカリに富んだ黒雲母花崗岩ないし両雲母花崗岩からなり, 明らかにNE-SW, NW-SE, E-W方向の断裂にそって分布する。系列IIは主として閃緑玢岩, 石英粗面安山斑岩, 花崗閃緑岩(ないし花崗閃緑斑岩)からなり, 揚子江中-下流地方寧蕪一帯に発達する。

9) ヒマラヤ期(?)花崗岩類: この花崗岩類は, 現在のところ, 南嶺山脈の地域でのその存在を証明する資料がまだ得られず, 花崗岩類の累帯分布法則から推論すれば, 中国大陸の東南部には存在しないか, 存在してもまれである可能性が高く, 主に東方のソビエト沿海州地域, 朝鮮半島, 日本列島などに発達する。

燕山期の花崗岩類に関しては, さらに細かく区分する問題が残っている。燕山期の花崗岩類の研究は比較的進んでいて, その大量の資料は当該花崗岩類が多期・多段階の生成物であることを説明している。すなわち, この花崗岩類の生成段階は少なくとも4-5段階ないしそれ以上に区分でき, 環太平洋帯のジュラ紀-白亜紀の花崗岩類生成活動の状態をみると, これもまさに多期・多段階で, その花崗岩類の生成は3-4期, すなわち170-190 m. y., 140-160 m. y., 70-120 m. y. など, いくつかの年代範囲に集中している。燕山期花崗岩類の累帯配列の特徴と年代値の信頼性を考えると, いつも同位体年代値と地質上の証拠との間に矛盾が生じ, 年代による生成段階の細分は混乱をおこしやすい。そのため, 燕山期の花崗岩類の生成期・生成段階は大まかに前期と後期に分けるにとどめる。さらに詳しい区分は, 局地的な詳細な地質資料を南嶺山脈地域全体として結合する調査研究が進行するまで待つほかないと思われる。

参 考 文 献

- [1] 王聯魁ほか(1976) 《地球化学》, 第1期, p. 19-22.
- [2] 胡受奚ほか(1979) 《地球化学》, 第3期, p. 239-248.
- [3] 湖北省地質科学研究所(1976) 第1号, p. 8-17.
- [4] 陳好寿(1978) 《地球化学》, 第3期, p. 209-224.
- [5] 張理剛ほか(1976) 《地球化学》, 第4期, p. 292-296.
- [6] 伍実(1976) 《地球化学》, 第3期, p. 187-193.
- [7] 施実(1976) 《地球化学》, 第4期, p. 297-307.
- [8] 朱炳泉ほか(1976) 《地球化学》, 第2期, p. 83-94.
- [9] 汪紹年(1979) 《地球化学》, 第4期, p. 359-365.
- [10] 馮維恒(1977) 《地球化学》, 第1期, p. 79-84.
- [11] 周維助ほか(1980) 《地球化学》, 第1期, p. 54-58.
- [12] 劉家遠ほか(1980) 《地球化学》, 第2期, p. 206-214.
- [13] Wang, L. K. et al. (1980) 《Mining Geol. Spec. Issue》, no. 8, p. 29-38.
- [14] Katada, M. (1975) 《Rep. Geol. Surv. Japan》, no. 251, p. 1-7.
- [15] Murakami, N. (1974) 《Pacif. Geol.》, no. 8, p. 179-185.
- [16] Gastil, R. G. et al. (1974) 《Pacif. Geol.》, no. 8, p. 73-78.
- [17] 中国科学院貴陽地球化学研究所(1979) 華南花崗岩類の地球化学: 科学出版社, 北京, p. 50-401.
- [18] Sutton, J. (1963) 《Nature》, vol. 198, p. 731-735.
- [19] Runcorn, S. K. (1962) 《Nuclear Geophysics》, N.A.S.N.R.C. Publ. 1075, p. 6-16.
- [20] Kistler, R. W. (1974) 《Ann. Rev. of Earth and Planet》, no. 2, p. 402-418.

(お知らせ) 地質調査所月報に掲載する翻訳は, 今後はレビュー及び総括的なものに重点をおくことになりましたのでお知らせいたします。

地質調査所編集委員会