

## 2・3の地球化学的特徴からみた広島花崗岩と 領家花崗岩の成因的關係

本 間 弘 次

岡山大学温泉研究所 地質学部門

(1976年1月10日受付)

### 目 次

1. はじめに	33
2. 柳井地方領家帯に於ける、花崗岩マグマと母岩との相互作用	34
2-1. 花崗岩類概説	34
2-2. 花崗岩類と変成岩類の化学的相違	35
2-3. 粗粒層状花崗閃緑岩のマグマ起源	35
2-4. 変成岩類の化学的変化(広義の花崗岩化)	36
2-5. 酸素同位体組成の均一化	37
2-6. 高変成域の岩石に見られる形成温度・fo <sub>2</sub> の均一性	38
2-7. 柳井地方領家帯の花崗岩類の形成	39
3. 広島花崗岩に於ける酸素同位体比の帯状分布とその地質学的意義	39
3-1. 日本の白亜紀~古第三紀花崗岩類に見られる酸素同位体組成の変動について	39
3-2. 広島花崗岩について	39
3-3. 試料採集と測定上の問題	40
3-4. 石英のδ <sup>18</sup> O変化	40
3-5. 共存鉱物間の <sup>18</sup> O分配	41
3-6. 緑泥石化に伴う、黒雲母のδ <sup>18</sup> O変移	42
3-7. 石英-黒雲母間の酸素同位体分別	43
3-8. 広島花崗岩の <sup>18</sup> O/ <sup>16</sup> O比の帯状分布と領家深成一変成作用との関連	43
4. まとめ	44

### 1. はじめに

西南日本内帯の後期中生代~古第三紀酸性火成活動に関する知見は、近年急速に増してきている。それによると、この活動は、アジア大陸東縁に於ける(MINATO *et al.*, 1965; 山田, 1966), さらに、広く環太平洋地域に於ける(端山, 1970; MURAKAMI, 1974) 同期の火成活動の一環として捉えられることが明らかになった。この火成活動は、一般の地向斜造山帯に於けるとは異なった、深成一火山作用(USTIEV, 1963)の性格をもち、特殊な造構造運動との関連で考察されねばならぬものと指摘されている(牛来, 1972, 1973)。一方、領家帯に出現する花崗岩類(領家花崗岩)の多くは、一般に造山帯の中軸部で形成される(と考えられている)花崗岩の諸特徴を備えており、また、その形成(進入、固結)を、

領家変成作用と切離して考えるわけにはいかない。

近年の放射性同位元素による年代測定(野沢, 1970)は、領家花崗岩の位置づけについて、新たな問題を提起している。即ち、得られた領家・中国両帯の花崗岩類の年代が、略70-100 m. y.の同一領域に収まることが、両帯における酸性火成活動の真の同時性を意味するものなのか、そうであるならば、両帯で活動したマグマは、同源、即ち同一の造構造運動に起因して生じた一連のものであるのか、その場合、岩相(片麻状構造など)、産状(調和~非調和進入、変成作用との関係など)、酸素同位体比その他の化学的性質(後述)の違いはどのようにしてもたらされたものかが重要な課題として浮び上がってくる。

端山(1962)は、領家変成作用を、非沈降帯に於ける花崗岩類の進入に俱う isogeothermal surface の上昇に

起因するものと考え、領家花崗岩の活動は、その後引続く中国底盤の、より浅所に於ける活動の先駆であったかも知れないと述べている。松本 (1970) は、両帯の花崗岩類は一連の活動の産物であって、領家帯の隆起のために、そこでは深部相が露出していると考えた。

領家帯形成の時代論に関する最近の成果については、領家研究グループ (1975) により、詳しくまとめられている。

一方、中国帯内部に関しては、木野崎 (1952) によって問題提起がなされて以来、山陽と山陰の花崗岩の性格の相違が論じられている。両者の放射性同位体年代には、歴然たるギャップが認められ (野沢, 1970; 柴田と石原, 1975)、両者の活動を区別する基礎とされている (西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967; MURAKAMI, 1974)。ISHIHARA (1971)、石原 (1973) らは、両帯花崗岩類間の、K, Th/K, U/K および Fe-Ti 酸化鉱物に於ける差異を指摘した。特に、Fe-Ti 酸化鉱物に注目し、酸素分圧との関連で、両帯の花崗岩と、それともなう鉱床に見られる性格の違いを論じている。

この小論の2節では、柳井地方領家帯の岩石に関し

て、筆者らが得た岩石化学的知見 (HONMA, 1974a, 1974b; HONMA & SAKAI, 1975) から、領家帯における変成作用、花崗岩の形成を総括し、3節で、HONMA & SAKAI (1976b) による広島花崗岩体中の酸素同位体組成を中心に、領家帯と中国帯の花崗岩類の成因的關係を論じる予定である。また、中国帯内部の問題についても、この観点から触れてみたい。

## 2. 柳井地方領家帯に於ける、花崗岩マグマと母岩との相互作用

### 2-1. 花崗岩類概説

柳井地方領家帯に出現する (広義の) 花崗岩類は、調和性花崗岩類と非調和性花崗岩類とに大別される。前者は、岡村 (1957) の古期花崗閃緑岩類で、大島・蒲野・五軒屋・沖浦各片麻状花崗閃緑岩からなる。KOJIMA & OKAMURA (1968) は、これらを層状花崗閃緑岩として一括している。この岩類は、著しい片麻状構造で特徴づけられる。岩体の形は変成岩類の構造と調和的で、特に小岩体や、大岩体周縁部、捕獲岩塊の内部とその周辺部などでは、母岩変成岩の構造と調和した、層状ないし

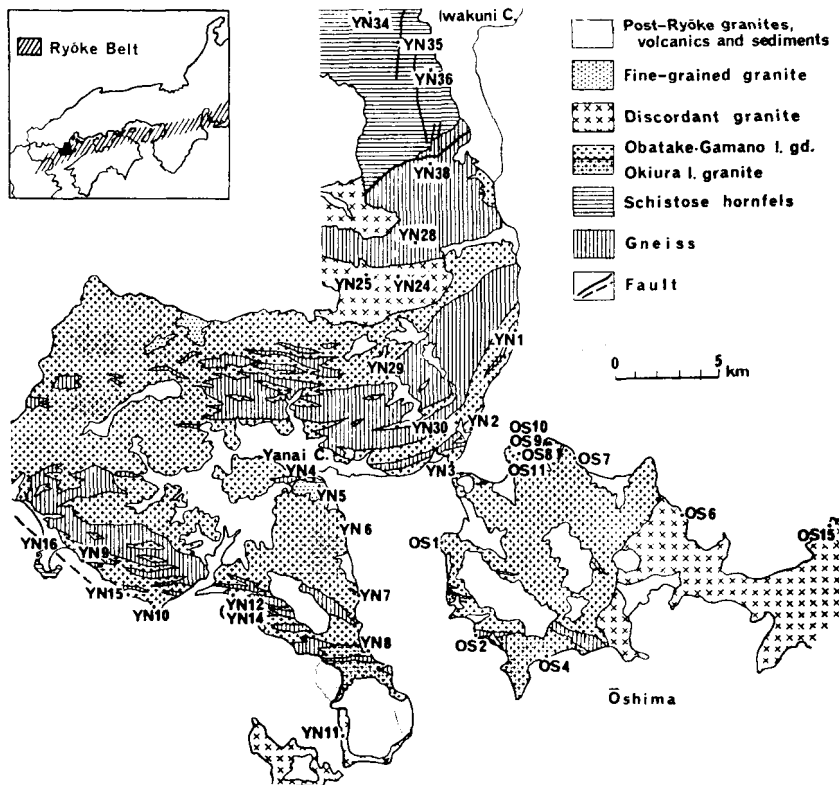


Fig. 1 柳井地域の模式的地質と試料採取地点 (HONMA & SAKAKI, 1975). 岩石記載, 酸素同位体比測定値は、HONMA & SAKAI (1976a) 参照.

はレンズ状の形態をとっている。岩体周縁部は、中間的岩相を経て、片麻岩類と移化する場合が多い。

筆者の観察によると、大島・蒲野片麻状花崗閃緑岩の主要相は、この地域の花崗岩類中最も広く分布する、粗粒角閃石—黒雲母ないし黒雲母花崗閃緑岩で、片麻状構造の発達程度、角閃石の含有量には変化がある。この岩相の一部には、斑状変晶様カリ長石の発達の著しい花崗岩質岩相が発達しており、また、角閃岩や片麻岩との間には、一般にやや細粒な種々の混成岩相が分布する。これらを、大島・蒲野層状花崗閃緑岩、特に前記主要岩相を粗粒層状花崗閃緑岩として記載する。

沖浦片麻状花崗閃緑岩とされているものの主要相は、中粒～細粒の黒雲母花崗岩で、しばしば、ざくろ石を含む。優白質と優黒質の薄層と、これらと平行する珪質片麻岩の薄層の縞状構造が著しく発達し、産状に見る限り、その主要部は、岡村(1957)の指摘する如く、交代作用による形成を強く示唆しそうである。この報告では、これを沖浦層状花崗岩と記載する。

大島・蒲野層状花崗閃緑岩は、当地域の中・北部に広く分布し、沖浦層状花崗岩は、その南部にややまとまって分布するが、後者類似の岩相は、前者の分布域にも発達している(珪質片麻岩卓越部に、薄層状に、ペグマタイト質岩相を俱って発達する混成岩の中粒優白質花崗岩)。

非調和性花崗岩類は、岡村(1957)の新时期花崗岩類で、東和花崗岩、室津花崗岩、木部花崗岩として、それぞれまとまった岩体を構成する。塊状ないし弱い片麻状構造をもち、変成岩類に非調和的に進入し、接触変成を与えている(岡村, 1957; NUREKI, 1960)。前記層状花崗岩類の分布域各所に、塊状小岩体として出現する粗粒な優白質花崗岩もこの仲間に入れてよいかも知れない。

Fig. 1に、柳井地域の模式的地質を示す。

2-2. 花崗岩類と変成岩類の化学的相違

各種花崗岩類の主化学組成は、SiO<sub>2</sub>の変化に対応して、平均日本花崗岩類(種子田, 1962)と略同等の変化をし、角閃岩の多くも、この一連のトレンド上にある。一方、粘土質岩源変成岩は、K<sub>2</sub>O/CaO, K<sub>2</sub>O/N<sub>2</sub>Oが著しく高く、また、珪質岩源変成岩は、MgO/FeOの高い点に、きわ立った特徴が見られる。

黒雲母のMg/Fe比は(Fig. 3)、変成岩で高く、花崗岩類では、これと対照的に低い。黒雲母のAl相対含量は、角閃岩と、粗粒層状花崗閃緑岩で低く、堆積岩源変成岩では、これと対照的に高い。

<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O比(Fig. 4)は、花崗岩類で低く(石英のδ<sup>18</sup>O 12~14‰)、外縁の弱変成岩では著しく高い(全

岩 δ<sup>18</sup>O: 珪質ホルンフェルス 22.0‰, 粘土質ホルンフェルス 16.0‰)。ミグマタイト帯(NUREKI, 1960)でも、一部の珪質片麻岩は高い<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O比を保持している(石英のδ<sup>18</sup>O 22.3‰)。

花崗岩類と母岩変成岩類との間の、これら対照的性格を基礎にして、両者の成因的關係を追跡することが可能である。

2-3. 粗粒層状花崗閃緑岩のマグマ起源

粗粒層状花崗閃緑岩は、前記のとおり、当地域の花崗岩類のなかで最も広く分布する大島・蒲野層状花崗閃緑岩の主岩相である。この岩石は、当地域の各所から採集されたにも拘らず、化学的性質が、狭い範囲で、しかも規則的に変化している。

全岩の主化学組成では、SiO<sub>2</sub> 65-68%, アルカリ/

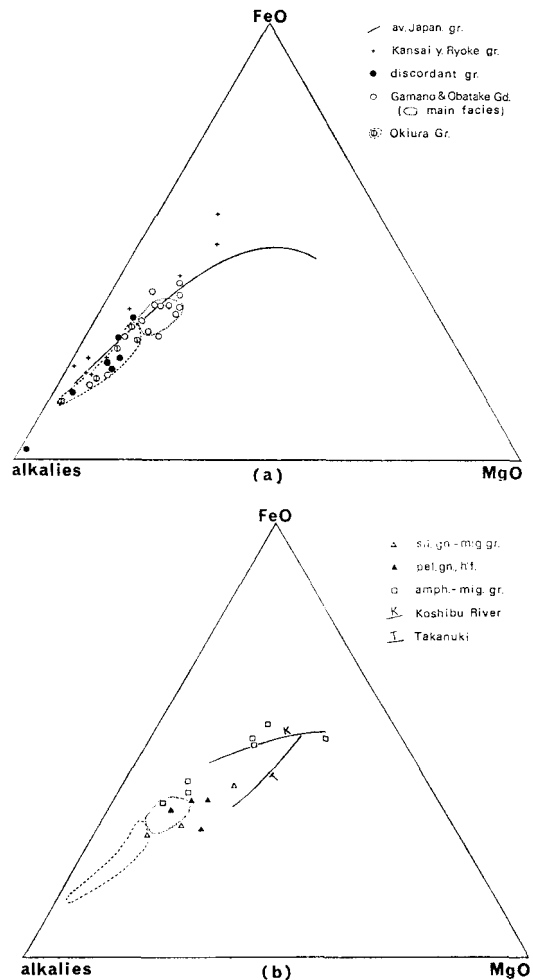


Fig. 2 柳井地域の岩石のMgO—全鉄—アルカリ図(HONMA, 1974 aによる)。

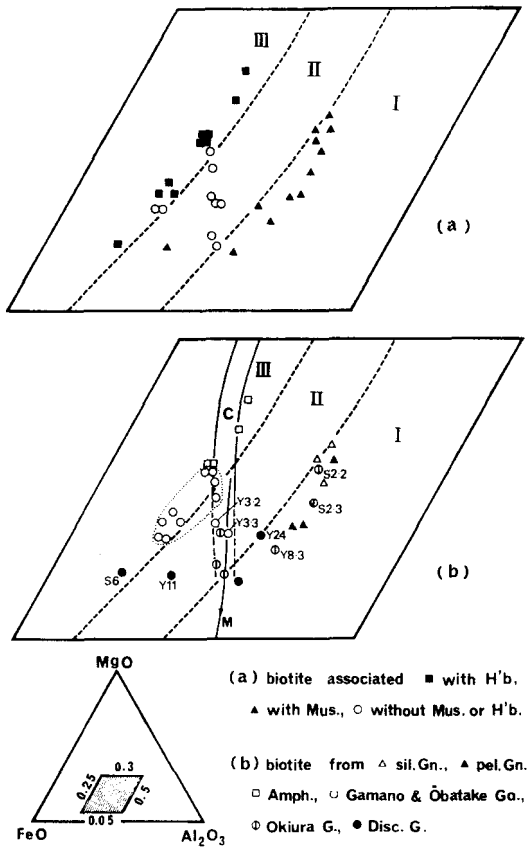


Fig. 3 柳井地域の高度変成岩と花崗岩の黒雲母の MgO—全鉄— $Al_2O_3$  図 (HONMA, 1974b). 黒雲母は、(a) 苦鉄鉱物の共生関係、(b) 岩型別に分類されている。C, M は、多くの底盤型花崗岩類の一般トレンド。岩石番号の Y は YN に、S は OS に対応、記載は HONMA & SAKAI (1976a) 参照。

(MgO + 全鉄 + アルカリ) 比 0.51–0.59 の領域に入り、他の花崗岩類が、これに引続く酸性領域で、広い組成変化を示すと対照的である (Fig. 2)。

黒雲母の  $Al_2O_3$  の、MgO・FeO に対する相対含量は、角閃岩から連続する、低くかつ略一定の狭い領域内に集中しており、堆積岩からの影響が認められない (Fig. 3)。黒雲母の MgO/FeO 比は、母岩のアルカリ含量の増加と共に規則的に低下する。この変化は、後程論じられるように、低酸素分圧下でのマグマの結晶作用に於て、磁鉄鉱が晶出しなかったことと、黒雲母と角閃石の晶出の際、Fe に比べて Mg がより多く消費されたことによるものと考えられる。非調和性花崗岩類中の黒雲母に比べると、対照的に MgO/FeO 比が高いが、これは、この花崗閃緑岩類の組成変化が幅狭かったことを意味すると同時に、後述する如く、やや早い時期に於ける

活動・結晶作用の進行を意味している可能性がある。

$^{18}O/^{16}O$  比で特徴的なのは、その規則的な変化である。全岩・各鉱物の  $^{18}O/^{16}O$  比は、沖浦層状花崗岩の一部酸性相や非調和性花崗岩類と共に、最も低いグループを構成する (Fig. 4) が、同時に、 $SiO_2$  成分の増加と共に、僅かながら規則的に低下する ( $\delta^{18}O$  石英 13.4–12.4, 黒雲母 8.3–7.6‰)。また、斜長石—黒雲母間の  $^{18}O/^{16}O$  分配と、石英—斜長石間のそれとの間に、岩石の  $SiO_2$  量と対応する規則的關係が認められ (HONMA & SAKAI, 1975 の第 5 図)、斜長石組成の系統的变化を意味するものと考えられる。他種岩石間では、この關係が乱れる。

当地域に発達する花崗岩類は、岩相的・化学的に変化に富む。このなかでこの粗粒層状花崗閃緑岩が、以上のような諸特徴を備えていることは、この岩石が、深部に由来した、ほぼ化学的に均質の、一連 (同一?) のマグマから導かれたものである可能性を強く示唆するものと見たい。これは、当然、他の岩類との關係から総合的に判断されるべき問題であって、後程改めて議論される。

#### 2-4. 変成岩類の化学的变化 (広義の花崗岩化)

変成岩・花崗岩類の一部には、主化学組成の偏りが見られ、特定成分の撰択的増減 (交代作用) を暗示させる。例えば、角閃岩の一部には、 $SiO_2$  含量と無関係なカリウムの局部的濃集が認められる。また、角閃岩と粗粒層状花崗閃緑岩との混成相 (ミグマタイト質花崗閃緑岩) の一部には、石英斑状変晶の形成に伴って、 $SiO_2$  の局部的増加が見られる (他の主成分元素組成は、より  $SiO_2$  に乏しい花崗閃緑岩と対応している)。

一連の“花崗岩化”系列の岩石の場合 (Fig. 2)、角閃岩源岩石では、花崗岩化の初期にアルカリ成分の増加に俱って MgO/FeO 比が著しく低下する。これは、中部地方領家帯の小洪川流域における塩基性岩の花崗岩化 (石井と山田, 1962) と同傾向のもので、単純に花崗岩成分との混合や、その添加のみでは説明できない。即ち、特定成分の撰択的交代作用 (アルカリの増加と Mg の除去) を考える必要がある。一方、沖浦層状花崗岩と伴う珪質片麻岩の花崗岩化では、MgO/FeO 比の大きな変化はなく、竹貫型花崗岩化 (小倉, 1956) と同種の傾向を示し、花崗岩成分の単純な添加のみを考えることも可能である。

新期花崗岩類の多くは、TUTTLE & BOWEN (1958) による最低熔融点の花崗岩組成に近いノルム Q-ab-or 關係にあるが、大畠・蒲野層状花崗閃緑岩中の斑状花崗岩や沖浦層状花崗岩も、Q, or の増大によってこの領域に向うトレンドを示している (HONMA, 1974a)。

変成岩中の黒雲母の Mg/Fe 比は、母岩のアルカリ含量の増加と共に規則的に低下し、物質収支計算によると、変成岩への花崗岩物質の添加で説明できる。一方、沖浦層状花崗岩の一部岩相中の黒雲母の Mg/Fe 比、Al 含量は異常に高く、堆積岩の影響が明らかである (Fig.3)。これは、前に述べた如く、沖浦層状花崗岩の一部が、交代作用の産物と考えられることと調和すると云える。

このように、変成岩の花崗岩化にあたっては、単純な、花崗岩成分の添加ないしは花崗岩物質との混合と同時に、若干の成分の変化を伴う主としてアルカリ交代作用が考えられねばならない。このような交代作用は、水を媒介としてはじめて、最も強くかつ広域的に進行し得るものと考えられる。

2-5. 酸素同位体組成の均一化

各種岩石間及び同種岩石内の変化、関連性を Fig. 4 に示す。外縁変成帯の粘土質ホルンフェルスから泥質片麻岩へと変成度が増進するにつれ、約 2% の  $^{18}\text{O}$  低下が見られる。物質の動きの少ないと推定される一般の接触帯では、このような大きな変化は認められない (SHIEH & TAYLOR, 1969)。この  $^{18}\text{O}$  低下は、花崗岩の活動と関連する水との同位体交換によるものと考えられる。堆積岩源片麻岩およびその一部に発達するミグマタイト質岩石では、花崗岩化の進行と関連して、大規模な  $^{18}\text{O}$  低下が行なわれている。 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比の系統的低下と、石英-黒雲母間の異常に大きな同位体分別とから、沖浦層状花崗岩の主要相である中粒~細粒層状花崗岩に於て、 $^{18}\text{O}$  低下がなお進行中であると推論される。このことは、この花崗岩が、交代作用の産物である可能性を一層高めている。

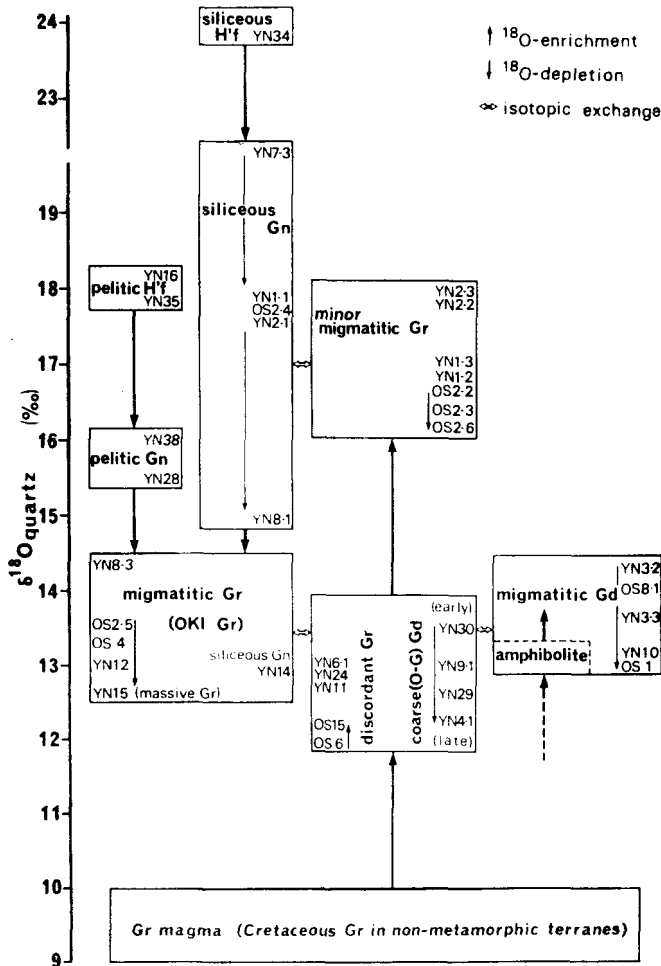


Fig. 4 柳井地域の各種岩石型内と相互の酸素同位体組成変化 (HONMA & SAKAI, 1975). 岩石の記載と、岩石・鉱物の  $\delta^{18}\text{O}$  値は、HONMA & SAKAI (1976a) 参照。

これら岩石に於ける増進的 $^{18}\text{O}$ 低下は、岩石の化学組成の系統的変化と密接な関連をもつが、珪質片麻岩における $^{18}\text{O}$ 低下や、他種岩石と、その中に挟在する薄層との $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の均一性などに見られるように、必ずしも直接対応するとは限らない。このことは、 $^{18}\text{O}$ 低下が、水を媒介として、直接には水との同位体交換により、行なわれたことを意味している。

角閃岩は、新鮮な塩基性岩に比べると $^{18}\text{O}$ に富み、この地域の花崗岩類のうちで最も軽いものと略同等になっている。これは、変成作用・角閃岩化までの過程での変化によるものと考えられる。角閃岩の花崗岩化の初期には、これより更に $^{18}\text{O}$ が富化されている。これは、角閃岩中に形成された黒雲母、カリ長石、石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値から推定されるが、これら鉱物の $\delta^{18}\text{O}$ 値が、角閃岩と伴うミグマタイト質花崗閃緑岩、堆積岩源片麻岩に伴うミグマタイト質花崗岩での値と略同等であることに注目したい。これらミグマタイト質花崗岩類は、更に増進する花崗岩化にともなって、 $^{18}\text{O}$ が乏しくなる方向へむかう。これらの事実は、角閃岩のミグマタイト化が、局所的な、単純な物質混合によるものではなくて、広域的花崗岩化作用と密接に結びついていることを示すものであろう。この作用によって、この地域の岩石の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は、広域的に規制されたものと推定される。

このように、高変成域に出現する各種変成岩は、広域的・規則的に $^{18}\text{O}$ 低下の方向へむかい、珪質片麻岩の一部を除き、花崗岩質岩石に近い $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比を持つようになっている。換言すると、柳井地方の高変成域では、各種変成岩および花崗岩類が、酸素同位体的に均質化されてきている。

この地域の花崗岩類中で最も広い分布を示す、大畠・蒲野層状花崗閃緑岩の主岩相(粗粒層状花崗閃緑岩)は、沖浦層状花崗岩の主岩相・非調性花崗岩類と共に、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比が最も低く、 $\delta^{18}\text{O}$ 石英は約12—14%、 $\delta^{18}\text{O}$ 黒雲母は約7—9%の領域に入る。これらの値は、変成帯から遠く離れた地域に分布する後期白亜紀～古第三紀花崗岩類に比べると約3—4%高い。

この地域の花崗岩類が $^{18}\text{O}$ に富むのは、母岩に於ける上述の $^{18}\text{O}$ 低下と関連づけて考えるのが自然であろう。特に、既に述べた如く、粗粒層状花崗閃緑岩では、全岩の $\text{SiO}_2$ 成分の増加と共に $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比が規則的に低下しており、花崗岩マグマの活動に俱って、深部においても、母岩の $^{18}\text{O}$ 低下が大規模に進行してきたことを示すものと考えられる。即ち、花崗岩マグマの活動・上昇の際、それとの同位体交換で母岩の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比が低下し、後期に上昇するマグマ程、この交換による $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の上昇が少なくなっているものと考えられる。母岩の

$^{18}\text{O}$ 低下が、深部(および浅部)に於て大規模に進行したであろうことは、新期花崗岩であり、大岩体を形成している東和花崗岩の早期相が、この地域の花崗岩類中最も軽いことから裏づけられる。

## 2-6. 高変成域の岩石に見られる形成温度・ $f_{\text{O}_2}$ の均一性

NUREKI (1960) の漸移帯とミグマタイト帯の岩石全般に互り、特定共生鉱物間の酸素同位体分配は略均一で、これら鉱物が、ほぼ同位体平衡にあり、その形成温度が、600—700°Cであることを示している。(HONMA & SAKAI, 1975, 3・4・5図)。ここで、花崗岩類・変成岩類とも、同等の酸素同位体分別=同等の形成温度を示すことに注目する必要がある。

同じく高変成域の岩石中の黒雲母の化学組成は、母岩の化学組成に対応して規則的に変化している。即ち、他の苦鉄鉱物との共生関係 (Fig. 3)、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  の  $\text{MgO} \cdot \text{FeO}$ に対する量 (HONMA, 1974b, 第3図)、 $\text{Al}^{\text{VI}}$ と $\text{Al}^{\text{IV}}$ の分配(同第2図)が、母岩の化学組成により、略完全に規定されている。これは、各種の岩石が、粗くみて、ほぼ均一の温度—圧力条件下で形成されたことによると見てよからう。黒雲母の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比(同7図)によると、当地域の黒雲母の形成は、Ni-NiOバッファーで規制される $f_{\text{O}_2}$ にごく近い低酸素分圧下で行われたことが知られる。このために、これら岩石に於ては、磁鉄鉱が殆ど欠如しており、黒雲母の $\text{Mg}/\text{Fe}$ 比は、母岩のそれと略同等の値を示す(同5図)。この低酸素分圧は、変成作用・花崗岩化作用の過程で、堆積岩中の有機源炭素が酸素を消費したことに関係づけて説明できる(MIYASHIRO, 1964)と考えられる。この低酸素分圧が、花崗岩類を含む各岩石種に略均一に及んでいる点には、特に注目する必要がある。

非調性(新期)花崗岩類の黒雲母の $\text{Mg}/\text{Fe}$ 比の低いことは、基本的には低酸素分圧下でのマグマの結晶作用の結果として説明されるが、この岩類の一部の花崗閃緑岩相でも著しく低いこと、中部地方領家帯の新期花崗岩類の全岩の $\text{Mg}/\text{Fe}$ 比が低いこと(山田と端山, 1967)、関西地方でも同様であること(SHIBATA *et al.*, 1960) (Fig. 2)などは、領家帯の花崗岩マグマの活動時における明らかな酸素分圧変化を示すものであろう。マグマと堆積岩との反応によって酸素分圧が低下したものであるならば、それは、マグマ活動の時間的経過と共に進行していったと考えることが可能かも知れない。そうであるならば、新期花崗岩類を形成したマグマが、酸素分圧の低くなっている深部により長く滞在し、また、既にそうになっていた浅所に上昇・進入したとして、この

岩類の Mg/Fe 比の低いことが説明できるかも知れない。

## 2-7. 柳井地方領家帯の花崗岩類の形成

当地域の花崗岩類中で最も広く分布する粗粒層状花崗閃緑岩（大畠・蒲野層状花崗閃緑岩の主岩相）は、深部起源の同一マグマに由来するものであろう。この花崗閃緑岩質マグマおよび引続く花崗岩質マグマは、主として水を媒介として、母岩との間に著しい相互作用を行なった。野外でのこの層状花崗閃緑岩の産状（岡村, 1957）はこれを裏づけ、一方、600~700°Cの均一温度分布と均一な低酸素分圧は、直接これに関係づけると最もよく説明し得る。起源・性質の異なる各種岩石の化学組成・酸素同位体組成の均一化は、この作用の結果である。この作用は、角閃岩・堆積岩源片麻岩からみれば、広い意味での“花崗岩化作用”であり、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の低下をともなった。一方、花崗岩マグマからみれば、この作用は、広い意味での同化作用ないし汚染作用とも言うことができ、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の上昇をもたらした。但し、この作用が、局部的・直接的なもののみならず、水を通じて広域的に行なわれた作用であることに留意する必要がある。

沖浦層状花崗岩については、その主要相の少なくとも一部が、堆積岩類から交代作用、“花崗岩化作用”で形成されたものである可能性が強いと推定される。カリ長石斑状変晶の著しい発達で特徴づけられる大畠・蒲野層状花崗閃緑岩中の花崗岩相は、この花崗閃緑岩形成の主要な時期以後にも持続した交代作用によって形成されたものであろう。

非調和性花崗岩類の諸特徴は、岡村（1957）、NUREKI（1960）によって明らかにされている如く、その上昇・進入が、古期花崗岩類の活動より遅れていることによって説明される。

筆者の柳井地方領家帯の岩石化学的仕事は、その地質学的・岩石記載学的基礎を岡村（1957）に負っている。しかし、当地域の花崗岩類の形成に関する筆者のこのような見解は、岩生周一（1936）の意見と共通する点が多いように思われる。

## 3. 広島花崗岩に於ける酸素同位体比の帯状分布とその地質学的意義

### 3-1. 日本の白亜紀〜古第三紀花崗岩類に見られる酸素同位体組成の変動について

SILVERMAN（1951）、TAYLOR & EPSTEIN（1962a, 1962b）、TAYLOR（1968）らにより、底盤型の花崗岩類が、他の火成岩類（塩基性火成岩のみならず、酸性火山

岩を含む）より著しく $^{18}\text{O}$ に富んでいることが明らかにされている。その理由については、岩漿分化・汚染作用もしくは地殻の再熔融との関連で議論されているが、統一の見解は得られていない。この問題および、火成岩・変成岩の形成過程における酸素同位体の基本的挙動については、酒井と本間（1969）によって総括と理論的考察がなされている。筆者らは、珪酸塩・酸化物の同位体化学的性質に関する理論的考察から、底盤型の花崗岩類が $^{18}\text{O}$ を濃集するのは、基本的には、花崗岩マグマと地殻物質との相互作用に起因するとの結論を得た。もし、その通りであるならば、花崗岩マグマの酸素同位体組成は、その上昇・固結の様式の違いにより、大きく変動することが期待される。例えば、領家・阿武隈の如き変成帯に於ては、花崗岩マグマと母岩との相互作用が活潑に行なわれたであろうことが、花崗岩類の産状から容易に予想される。

日本の白亜紀〜古第三紀花崗岩類の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の包括的測定（MATSUHIRA *et al.*, 1972）によると、両変成帯の花崗岩類の全岩の $\delta^{18}\text{O}$ 値は10-13‰（SMOW）、石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値は11-14‰の領域にあり、一方、非変成域の花崗岩類のそれらは、それぞれ8-11‰、9-12‰である。すなわち、両変成帯の花崗岩類は、非変成域のものに比べ、著しく $^{18}\text{O}$ を濃集しており、このことは、上述の考えを強く支持するものと考えられる。筆者らは、この問題を深めるために、(1)領家帯に於ける花崗岩マグマと母岩との相互作用——同位体交換——の実態、(2)境界領域に於ける関係、(3)中国帯の花崗岩マグマの $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 変化を明らかにすることを当面の課題としてきた。(2)で広島花崗岩について行った仕事はHONMA & SAKAI（1976b）に要約されているが、領家帯と中国帯の花崗岩相互の成因的關係について重要な情報を提供しているので、ここに詳しく紹介したい。

### 3-2. 広島花崗岩について

KOJIMA（1954）、小島（1964）は、広島県南部から西部一帯にかけて広大な連続貫入岩体をなす花崗岩類を、広島花崗岩（複合）体と呼び、粗粒の黒雲母花崗岩を主とし、東は小豆島付近、西は山口県玖珂・熊毛両郡まで確実に追跡され、一方、北へは広島県北部から島根県邑智郡へと伸びる枝をもつとしている。この報告では、小島らの広島県地質図（梅垣ら、1964）に示された分布をするものを広島花崗岩として扱う。広島花崗岩が、大きく見れば、西南日本内帯に於ける後期中生代〜古第三紀の火山—深成作用の一環として形成されたものであることに異論はなからうと思われる。

筆者が試料を採取した地域に於ける広島花崗岩（複

合)体の構成の概要は次のとおりである。(1)この複合岩体の主要部分は、均質塊状の、中粒黒雲母アダメロ岩からなる。この岩相は、しばしば、カリ長石巨斑晶と角閃石を含む岩相に移化する。後者は、稀に、局部的に、極めて粗粒なペグマタイト様岩相となる。(2)粗い、等粒の、優白質黒雲母花崗岩が、各所に於て、ややまとまった分布を示す。(3)略等粒の、細粒黒雲母花崗岩が、接触部から100-400mの範囲に、岩体の周縁相として発達する。(4)中粒の、優黒質閃雲花崗閃緑岩が、はんれい岩質捕獲状岩体と密接に伴って局地的に発達する。この岩相は、(1)および(2)の岩相と漸移する。

筆者は、広島花崗岩体の、この構成が、中国地方中部の日本海側の花崗岩質底盤の構成と岩相上極めてよく類似していることに注目している。詳細は改めて論じる予定であるが、上述の(1)は、杉山(1965)、山田(1961)他の、夫々人形峠花崗岩、G<sub>2h</sub>と小鴨花崗岩、G<sub>3b</sub>の一部、(2)は小鴨花崗岩、G<sub>3b</sub>の末期相、(4)は奥津花崗閃緑岩、G<sub>2d</sub>と対応していると筆者は見ている。

### 3-3. 試料採集と測定上の問題

岩体内部における広域的な $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の変化を求めするために、広島花崗岩の主要分布地域である広島県中南部を中心に、玖珂一岩国一可計、倉橋島一広島市一西條、今治一伯方島一竹原・尾道一河内の、3南北ルート

の45岩石試料、広島花崗岩の東方および北方への延長として、岡山県南部と広島県北部の夫々3および1試料、他に参考のための領家花崗岩3試料の石英を分離し、その $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比を測定した。

筆者の経験によると、岩石の弱い風化作用によって、長石(特に斜長石)と黒雲母の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は大きく変化してしまう。従って、若干なりとも風化作用を経験した岩石の全岩試料は、岩石形成時の同位体組成を保持しない可能性が大きい。一方、石英の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は、再結晶作用を伴わない限り、変成作用・変質作用によっても大きく変動せず、多くの場合、多少の風化作用の影響は、實際上無視できる。勿も、石英の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は、その石英を生成せしめたマグマの $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比と同時に、マグマの化学組成・石英の晶出温度に依存するため、石英の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の変動が、そのままマグマの $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の変動と定量的に一致する訳ではない。この問題については後程触れる。

一方、岩石の酸素同位体組成の変動の要因と機構を解析するためには、構成鉱物間の $^{18}\text{O}$ 分配から、形成温度・同位体平衡達成の有無を検討する必要がある。この目的のために、新鮮な15岩石試料については、石英以外の構成鉱物をも分離し、その $\delta^{18}\text{O}$ を測定した。

### 3-4. 石英の $\delta^{18}\text{O}$ 変化

広島花崗岩体主要部における石英の $\delta^{18}\text{O}$ の測定値をFig. 5に示した。岩体南縁部の領家花崗岩類と隣接する

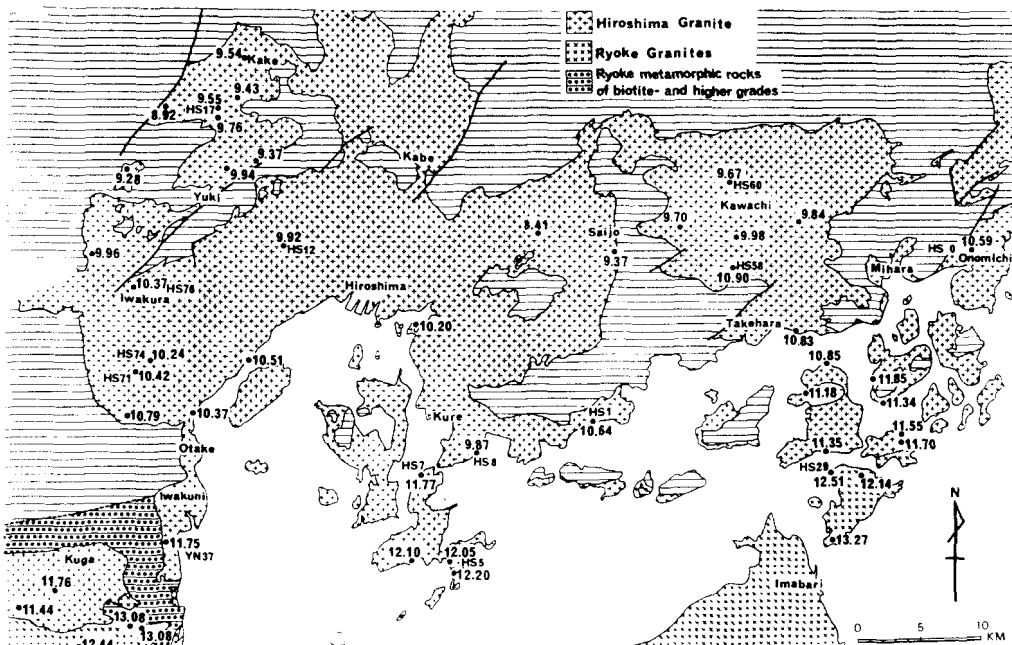


Fig. 5 広島花崗岩体主要部および近接する領家花崗岩の石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値 (HONMA & SAKAI, 1976b).



地域では、広島花崗岩中の石英の $\delta^{18}\text{O}$ は11.4~12.2‰で、近接する領家花崗岩の12.1~13.1‰と同等ないし、僅か低いに過ぎない。広島花崗岩の石英の $\delta^{18}\text{O}$ は、領家帯から離れて北上するにつれ系統的に低くなり、岩体の南縁から30-40 km以上離れると9.5‰程度になる。広島花崗岩の北方分枝と見做されている、三次市西北方の島根県邑智郡大和村 (Fig. 6のD点)の角閃石含有粗粒花崗岩の石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値は8.8‰であり、南部境界から離れた部分の花崗岩類の石英の値は、略9.0から9.5‰の範囲に入るものと思われる。この値は、変成帯から遙か離れた地域の日本の白亜紀~古第三紀花崗岩類の石英が一般に示す $\delta^{18}\text{O}$ 値と同等である。広島花崗岩体の東方延長にあたる岡山県南西部北木島から東方へ岡山市万成・金甲山 (Fig. 6 A, C, B)の花崗岩 (広島花崗岩の主岩相と略同じアダメロ岩)の石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値も、岩体主要部における上述の分布パターンと略調和する (Fig. 6)。

花崗岩類の石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値の分布を集約すると Fig. 6 のようになる。この図から、石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値が、領家帯に近い程高いこと、および、領家帯の延長方向と略平行な帯状分布を示すことが明瞭に読みとれる。

この規則的な $^{18}\text{O}$ の帯状分布と非調和的な $\delta^{18}\text{O}$ 値を示す石英も、極めて少数乍ら認められるが、これに関しては次節で論じる。

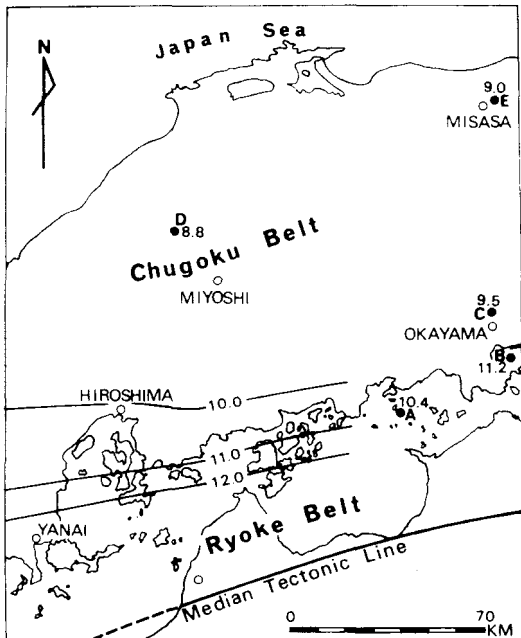


Fig. 6 中国地方中部の花崗岩類に見られる酸素同位体組成の帯状分布 (HONMA & SAKAI, 1976b). 数値は、石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値。

### 3-5. 共存鉱物間の $^{18}\text{O}$ 分配

物質間の $^{18}\text{O}$ 分別は、物質相互の同位体化学的性質の違いによって生じる。夫々の物質の酸素の同位体化学的性質は、物質中に於ける酸素の振動エネルギーのみをパラメーターとした温度函数である。従って、特定物質間の酸素同位体分離定数は、殆ど温度のみの函数として、一義的に定まる。

Fig. 7に、新鮮な花崗岩類15試料の構成鉱物の $\delta^{18}\text{O}$ 値を示した。岩石は、下方へと、広島花崗岩の分布の南限からの距離の増す順に並べてある。No. 1は領家花崗岩 (岡村, 1967, の宮窪花崗閃緑岩), 他は広島花崗岩である。No. 5を除く全ての岩石では、広島花崗岩の南限から北へ離れるにつれ、各鉱物種の $\delta^{18}\text{O}$ 値が系統的に低下する。すなわち、 $\delta^{18}\text{O}$ の広域的变化は、石英のみに限られない。しかも、各共生鉱物間の $\delta^{18}\text{O}$ 値の差 ( $\Delta$ 値)は殆ど一定であり、各共生鉱物間の酸素同位体分離定数が、略一定であることを意味している。しかも、ここに見られる $^{18}\text{O}$ 分別は、一般の底盤型花崗岩類に見られるものと略同程度であり (例えば, TAYLOR & EPSTEIN, 1962a, 1962b), 広島花崗岩中の共生鉱物は、大まかに云って、一般の底盤型花崗岩類中に於けると略同等の温度で、同位体平衡にあったものと推定される。

Fig. 7のNo. 5 (呉市近傍, 試料番号 HS 8, Fig. 5参照)の構成鉱物間の $^{18}\text{O}$ 分配は、上記の如き平衡関係を示さない。即ち、石英-カリ長石, 石英-斜長石, および石英-黒雲母の組み合わせの分別は異常に大きく、更に、カリ長石-角閃石, 斜長石-角閃石の組み合わせは、明らかに非平衡関係にある。

No. 5の岩石 HS 8は、極めて新鮮で、風化作用の影響は考えられないし、特に著しい変質作用も検出されない。この岩石は、1.5×3.5 cmに及ぶカリ長石巨斑晶をもつ、ペグマタイト様に粗粒な、角閃石-黒雲母アダメロ岩で、Fig. 7の、No. 7およびNo. 12と、岩相的には、全く同質である。両岩石とも、石英の $\delta^{18}\text{O}$ 、共存鉱物間の $^{18}\text{O}$ 分配は正常である。鉱物間の非平衡関係と同時に、No. 5で注目すべきは、Fig. 5と7で明らかな如く、この岩石の石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値が、広島花崗岩全般に於ける規則的帯状分布に対して、約1%局所的に低下していることである。即ち、上述の非平衡は、花崗岩に於ける局所的な $\delta^{18}\text{O}$ 低下に関連して考えられねばならない。

一般に、同位体組成の変動をともなう変成作用、変質作用の過程で、石英は同位体再分配に対して、長石類・黒雲母よりも頑固であり、より強く元の同位体組成を維持する傾向がある (GARLICK & EPSTEIN, 1967; HON-

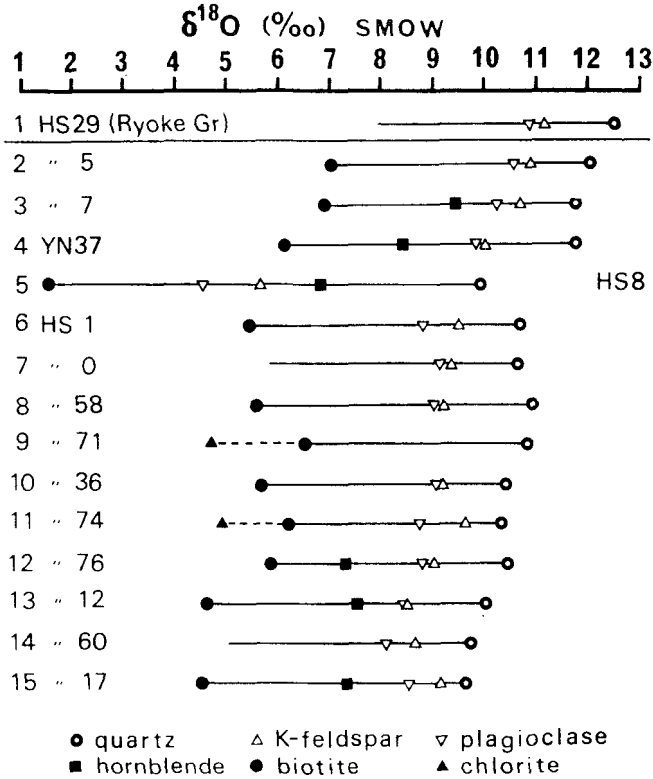


Fig. 7 広島花崗岩の共生鉱物の  $\delta^{18}\text{O}$  値 (HONMA & SAKAI, 1976b). 岩体の分布南限 (領家帯) からの距離の短い順に並べてある. 試料採取地点は, Fig. 5 参照

MA & SAKAI, 1975). No. 5 に見られる鉱物間の酸素同位体的非平衡は, この局所的  $\delta^{18}\text{O}$  低下過程において, カリ長石・斜長石及び黒雲母が, 石英と角閃石よりも著るしくその  $\delta^{18}\text{O}$  を低下させたことに依るものであろう. 猶, 詳論は省くが, 前 3 鉱物間に於いても, 細かく見ると, 斜長石, カリ長石, 黒雲母の順に,  $^{18}\text{O}$  含量の低下過程がより著るしく進行していることが認められる.

以上考察した鉱物間の非平衡関係から見て, No. 5 に見られる局所的  $\delta^{18}\text{O}$  低下は, 花崗岩マグマの主たる結晶作用終了後の, 気成~熱水作用によるものと考えられる. その物質的要因としては,  $\delta^{18}\text{O}$  の低い (CRAIG, 1961) 地表水の混入を考えるのが最も妥当であろう (TAYLOR, 1971). 鉱物学的に見てこの岩石に, 特に著るしい変質作用の認められないのは, この過程が高温で行なわれたためであろう.

No. 5 以外にも, 広域的・規則的帯状分布に対して異常に低い  $\delta^{18}\text{O}$  値を示す石英がある (Fig. 5) が, その多くは, 上述と同様の機構によるものではなからうか.

3-6. 緑泥石化に伴う, 黒雲母の  $\delta^{18}\text{O}$  変移

広島花崗岩中の黒雲母には, 多かれ少なかれ, 普遍的に緑泥石化作用が認められる. 測定された岩石では, No. 9 と No. 11 で特に顕著である. これら岩石中の, 残存する, 顕微鏡的には全く新鮮な黒雲母部分と緑泥石の  $\delta^{18}\text{O}$  値を Fig. 7 と Table 1 に示す. これらの黒雲母と緑泥石とが, 互いに平衡であったとすると, 緑泥石化の温度は, 凡そ 500°C 前後になる (GARLICK & EPSTEIN, 1967). 一方, これら両鉱物の  $\delta^{18}\text{O}$  値の加重平均

Table 1

	$\delta_{\text{Bi}}$	$\delta_{\text{Chl}}$	$\frac{\Delta_{\text{Bi-Chl}}}{\text{Chl}}$	$\frac{\text{Chl}}{\text{Bi}} *1$	$\delta_{\text{M}*2}$	$\frac{\Delta_{\text{Qt-Bi}}}{\text{Bi}}$	$\frac{\Delta_{\text{Qt-Bi}}}{\text{Bi}*3}$	T(°C) *4
No. 9	+6.46	+4.65	1.81	1	+5.56	4.33	5.24	640
No. 11	+6.17	+4.76	1.41	1	+5.47	4.07	4.78	710

No. 9 と 11 の岩石の黒雲母と緑泥石の  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比 \*1 顕微鏡下で推定した両鉱物の大よその体積比, \*2 両鉱物の  $\delta^{18}\text{O}$  値の加重平均 (これを原黒雲母の  $\delta^{18}\text{O}$  値と仮定して次の計算をする), \*3 石英と原黒雲母間の  $\Delta$  の推算値, \*4 SHIEH & TAYLOR (1969) に基づき, 前項から求めた同位体温度

(Table 1 の  $\delta M$ ) と石英の  $\delta^{18}O$  値との差は、600–700°C で石英と黒雲母との間に見られる分別とほぼ同等になる。これは、緑泥石化に関与した水が、マグマ期に存在した水とほぼ同等の  $^{18}O/^{16}O$  比をもっていたこと、しかも多分その量はごく少なかったことを意味するものと考えられる。

これらから筆者は、緑泥石化の過程で黒雲母の  $\delta^{18}O$  値が高い方へ変移した、これは、主として高温に於ける、生成する緑泥石と残存する黒雲母との間の、酸素同位体再配分によるものと結論したい。

### 3-7. 石英—黒雲母間の酸素同位体分別

石英—黒雲母組合せの $\Delta$ 値をFig. 8に示した。No. 5の異常値は、前々節で考察したとおり、後マグマ期における局所的  $^{18}O$  低下に関連した非平衡を示すものである。また、No. 9と11は、著るしい緑泥石化にともなう黒雲母の  $\delta^{18}O$  の高い方への変移によるもので、前節で推算したところによれば、石英と元の黒雲母との間の $\Delta$ 値は、夫々、5.2と4.8‰である。No. 12と10の値の小さいのも、同様の機構で説明可能かと思われる。その他

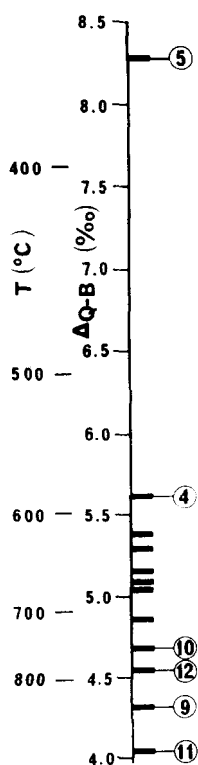


Fig. 8 石英—黒雲母間の酸素同位体分別。温度目盛は SHIEH & TAYLOR (1969) による。丸中の数字は Fig. 7 の試料番号に対応。

の岩石試料では、緑泥石化は、遙かに軽度である。

以上の点を考慮するならば、Fig. 8に示した各岩石の、マグマ期に於ける石英と黒雲母間の同位体分別は、略5.0から5.5‰の間に入るものと見てよからう。即ち、広島花崗岩の石英と黒雲母は、600–700°Cのマグマ温度の下で、略平衡状態にあったものと云えよう。2-6で述べたように、柳井地方領家帯の花崗岩類の酸素同位体温度も、ほぼこの範囲に入る。

### 3-8. 広島花崗岩の $^{18}O/^{16}O$ 比の帯状分布と領家深成一変成作用との関連

広島花崗岩の共生鉱物が、600–700°Cの温度で、ほぼ酸素同位体平衡にあることから、その石英の  $\delta^{18}O$  値が、花崗岩の  $^{18}O/^{16}O$  比を代表すること、花崗岩の  $^{18}O/^{16}O$  比の系統的变化が、マグマ期に行なわれたものであることが明らかである。従って、石英すなわち花崗岩の酸素同位体組成の広域的帯状分布は、広島花崗岩体を形成したマグマに於ける酸素同位体組成の、同様の広域的帯状分布を意味している。

調査地域内で広島花崗岩の母岩を構成する主要なもの、高田流紋岩層(吉田, 1961)に属する流紋岩質多結晶凝灰岩と、古生層に属する堆積岩類である。前者中の石英の  $\delta^{18}O$  値は、三次市北方20km (Fig. 6のD西方)で8.0‰ (MATSUHISA *et al.*, 1972)、呉市東北東5.5km (Fig. 5, HS 8 北東6 km)で10.5‰ (未発表)であって、夫々近傍の花崗岩中の石英の値に近い。得られているのはこの2資料に過ぎないが、これらの値から、火山岩類にも、花崗岩における同様の  $^{18}O/^{16}O$  比の広域的帯状分布がある可能性がある。高田流紋岩を広島花崗岩の先駆と見て、この多結晶凝灰岩中の石英結晶を花崗岩マグマ中の石英斑晶の破片であるとするならば、花崗岩マグマに於ける  $^{18}O/^{16}O$  比の帯状分布は、これら火山岩類噴出以前にさかのぼることになる。

一方、Fig. 6左下、岩国—玖珂地域の弱変成頁岩と縞状チャートの全岩  $\delta^{18}O$  値は、2-2で述べたとおり、夫々、16と22‰で、いずれも未変成の同種の岩石とほぼ同等である。一方、この地域の古生層の  $^{18}O/^{16}O$  比が、花崗岩における帯状分布と見合うような系統的变化をすることは到底考えられない。また、Fig. 5からも明らかなように、古生層との接触部に近い花崗岩(測定したもので一番近いのは、油木北東のもの150 m、大竹北西のもの400 m)も、広域的帯状分布に調和的であり、進入・固結地点(現在地)における母岩との  $^{18}O$  交換は、直接の接触部付近に限られることが明らかである。結局、母岩の性格の差異が、花崗岩に於ける  $^{18}O/^{16}O$  比の帯状分布と成因的に関係のある可能性は打消される。

広島花崗岩体は、3-2で触れた如く、組成の異なる各種岩相から成立している。これら広島岩体を構成する岩相個々の分布は、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の帯状分布と無縁である。例えば、粗粒な優白質黒雲母花崗岩は、玖珂、大竹北部、湯木付近や竹原南方などに、夫々まとまって分布している。岩相上、従って主化学的に、これらはほぼ類似しているものと思われるが、その $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は、北部のものと南部のものと著しく異なっている。(石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値、油木付近9.4-9.9%、玖珂岩体11.4と11.8%)。結局、広島岩体においては、岩石の酸素同位体組成と化学組成との間には、規則的相関が認められないと云える。このことは、広域的酸素同位体組成変化が大きく、当然予想される各種岩相間の酸素同位体分別を遙かに凌駕していることを意味するものであろう。

柳井地方領家帯では、領家花崗岩は高変成域に出現している。ミグマタイト質のものを除き、その $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は略均質であって(石英の $\delta^{18}\text{O}$ :12~14%)、広域的帯状分布を示さない。云い換えると、領家花崗岩の分布域は、花崗岩の石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値12~14%の領域にある。そこで、広島花崗岩に見られる $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の帯状分布は、領家花崗岩を包含して成立していると見ることが出来る。即ち、領家花崗岩の分布域は、中国地方内帯全般に於ける、花崗岩の酸素同位体組成の帯状分布の中で、 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の最も高い部分であると位置づけることが可能である。これが正しければ、広島花崗岩に見られる $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の帯状分布の起源は、領家帯の深成一変成作用との関連で考察されるべきであり、結局、それは、広島花崗岩マグマが、領家帯とその近傍に於て、2で述べた如き領家花崗岩マグマがおこなったと同様の $^{18}\text{O}$ 富化を経験した結果生じたものとの結論に到る。

#### 4. まとめ

Sr同位体(KAGAMI, 1973)と放射性同位体年代(野沢, 1970)は、広島花崗岩を含む中国帯の花崗岩類と領家花崗岩とが、共通の起源をもつ一連の活動の産物である可能性を示唆している。最近では、端山(1962)による考察以来、西南日本内帯の白亜紀~古第三紀酸性火成作用の総括の多くは、この立場からなされている(西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967; MURAKAMI, 1974)。

既に1.で述べた如く、酸素同位体のみならず、領家帯の花崗岩類、特に“古期”岩類の岩石記載学的特徴・活動様式は、他の多くの日本の白亜紀~古第三紀の底盤型花崗岩類のそれと極めて著しく異なっている。このことを、この時代の花崗岩の大活動の中で、領家帯が単に深部相の露出部分である(例えば、松本, 1971)と考

ることで説明できるとは筆者には思えない。

3に示した諸事実は、広島花崗岩の活動が、領家帯の存在と無縁ではないことを端的に示している。これは、少なくとも酸素同位体的に見る限り、領家帯近傍部分の“広島花崗岩”と“領家花崗岩”の両者とも、領家帯という特定の場に於ける、特定の作用(特別に激しい母岩との相互作用)を共通に経験していること、これが他の地域に出現している同時代の花崗岩類との基本的相違点であることを示すものと思われる。即ち、広範囲に互る酸性マグマの大活動の場のうちで、領家帯が特殊な構造帯をなしていたことに、このような作用のおこなわれた基盤があるものと見たい。

ここで筆者が特に指摘したいのは、領家帯が、東アジア大陸東縁部の後期中生代~古第三紀酸性火成活動の、西南日本に於ける前縁部にあたることである。そして、このことは、柳井地方領家帯の変成岩・花崗岩類が応力の場で形成されたこと(岡村, 1957)(NUREKI, 1960, も片状ホルンフェルスの形成に、この条件を認めている)に関係があるかも知れない。領家帯を、変形作用の強く働いた特殊な構造帯と考えると、大規模な水の上昇、花崗岩マグマの上昇と層一層進入、これらを通じた、場の温度の均一化、低酸素分圧、花崗岩マグマと母岩との直接・間接の相互作用が説明できるのではなかろうか。

広島花崗岩が、領家変成岩の分布域内に於ても、古期領家花崗岩類および一部の新期花崗岩類と異なり、片麻状構造を示さないこと、非調和性の進入岩体を形成し、領家変成岩に複変成作用を及ぼしていること(NUREKI, 1960)などは、広島花崗岩の進入・固結が、主たる領家帯の深成一変成作用より遅れていることを意味しているものと思われる。これは、多くの新期領家花崗岩についても云えることであって、このこと自身は、広島花崗岩や新期領家花崗岩のマグマも、領家帯の活動期に、深部に於て、母岩との激しい相互作用を行なったとの推定と矛盾しない。即ち、花崗岩マグマの後変動時進入・固結は、必ずしもその花崗岩マグマの後変動時生成を意味する必要がないからである。

なお、筆者は、“山陽及び山陰の花崗岩にみられる性格の相違”(木野崎, 1952; 石原, 1973他)を、上述のような、広島花崗岩と領家帯との関係で説明できる可能性があると見ている。この相違の中で、例えば酸素分圧の違いは、領家帯の特性に基づく、領家帯とその近傍での、既述(2-6)の機構による酸素分圧の低下によるものと考えることが出来るのではないだろうか。このように考える基礎には、前述のような、山陽と山陰の花崗岩夫々の構成が、岩相的によく類似しているとの筆者の見解がある。

近畿地方の、領家帯から日本海沿岸に到る花崗岩類多数の黒雲母の Mg と Fe の分析から、立川 (1964) は、領家帯の近くにも出現し、しかも領家帯の花崗岩には所属しないものとされている笠置の北方、滋賀県田の上、三雲地方の花崗岩の黒雲母が、上野・笠置地域のいわゆる領家帯の花崗岩のものと同等の化学的性質をもつと指摘し、両地域の花崗岩の生成時の物理化学的条件が類似していたのではないかと推定している。その分析資料によると、これら両地域の花崗岩中の黒雲母には、同等の色指数をもつ岩石間で比較した場合、より北方 (日本海に近い) 地域のものより、明らかに Mg/Fe 比が低い点に共通した特徴がある。この事実は、近畿地方の後期白亜紀 (~古第三紀) 花崗岩類も、領家帯とその周辺部に於ては、北部とは異なった特殊な条件下 (その1つが低酸素分圧) で形成されたものと見ることが可能であることを示す。

また、苗木花崗岩、茨木花崗岩など、領家帯近傍に出現する花崗岩は、MATSUHISA *et al.* (1972) の測定値によると、広島花崗岩南部と同様や<sup>18</sup>Oに富み、同じくこれら花崗岩形成にあたっての、領家帯の存在の意義を示しているように思われる。

さらに、木野崎 (1952) によって指摘され、石原 (1973) らによって強調されている、中国帯の花崗岩の、随伴する鉱床の型による2分帯について云えば、この総論に含まれる筆者の研究地域に関する限り、鉄マンガン重石鉱床は、領家帯にごく近い部分に限って分布していると思われない。

領家帯を含む西南日本内帯に出現する花崗岩類の性格の南北変化およびその原因に関する筆者の見方は、このように、石原 (1973) らの考えと大きく異なっている。金谷と石原 (1973) に示されたような、低帯磁率帯——山陽帯——の幅広さを、以上述べた筆者の考えで説明することには若干の疑問が残るかも知れないし、また、黒雲母の K-Ar 年代の不連続 (柴田と石原, 1974) も考慮される必要があるかも知れない。この問題に関しては、猶資料を集積し、より深めていきたいと考えている。

× × ×

本小論でとりあげた資料の過半は、筆者が当岡山大学温泉研究所熱水地球化学部門の酒井均教授と共にこなしてきた仕事で得られたものである。酸素同位体による岩石学的研究の機会を与えられ、常日頃貴重な御意見を戴いている同教授に深謝したい。

#### 文 献

CRAIG, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.

GARLICK, G.D. & EPSTEIN, S. (1967) Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 181-214.

牛来正夫 (1970) カルクアルカリマグマのマントル起源説にまつわる二、三の問題. 地質雑, 76, 529-536.

牛来正夫 (1973) 火成作用. p. 211, 共立出版, 東京.

端山好和 (1962) 三群・三波川・領家各変成帯相互の關係. 地球科学, 16, 25-32.

端山好和 (1970) 北米コーディレラ帯の火成作用の性格. 地球科学, 25, 108-128.

HONMA, H. (1974a) Major element chemistry of metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke belt, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, 69, 193-204.

HONMA, H. (1974b) Chemical features of biotites from metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke belt, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, 69, 390-402.

HONMA, H. & SAKAI, H. (1975) Oxygen isotope study of metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke belt, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 107-120.

HONMA, H. & SAKAI, H. (1976a) Oxygen isotopic data and description of rocks of the Yanai district in the Ryoke belt, Japan. 岡大温研報, 45, 69-73.

HONMA, H. & SAKAI, H. (1976b) Zonal distribution of oxygen isotope ratios in the Hiroshima granite complex, Southwest Japan. *Lithos* (in press)

ISHIHARA, S. (1971) Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner zone of Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, 77, 441-452.

石原舜三 (1973) Mo-W 鉱床生成区と花崗岩岩石区. 鉱山地質, 23, 13-32.

岩生周一 (1936) 山口県柳井地方の花崗岩類と領家式変成岩類の野外における諸關係. 地質雑, 43, 660.

KAGAMI, H. (1973) A Rb-Sr geochronological study of the Ryoke granites in Chubu district, Central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, 79, 1-10.

金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉱, 68, 211-224,

木野崎吉郎 (1952) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について (概報). 広大地研報, 3号, 61-77.

KOJIMA, G. (1954) Geological situation of the Cre-

- taceous Hiroshima granite. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, 1, No.4, 1-5.
- 小島丈児 (1964) 深成岩類。"広島県地質図説明書", 広島県, 87-101.
- KOJIMA, G. & OKAMURA, Y. (1968) On the Kitaoshima granite gneiss complex. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, 5, 295-306.
- 松久幸敬他 (1971)  $\text{BrF}_5$  法によるケイ酸塩, 水の酸素同位体比の分析. 質量分析, 19, 124-133.
- MATSUHISA, Y. et al. (1972) Oxygen isotopic study of Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, 65-74.
- 松本 隆 (1971) 領家変成帯と中国酸性岩類. *MAGMA*, No.27, 5-6.
- MIMATO, M., GORAI, M. & HUNAHASHI, M. (ed.) (1965) *The Geologic Development of the Japanese Islands*. Tsukiji-shokan, Tokyo.
- MURAKAMI, N. (1974) Some problems concerning Late Mesozoic to Early Tertiary igneous activity on the Inner side of Southwest Japan. *Pacific. Geol.*, 8, 139-151.
- MIYASHIRO, A. (1964) Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 717-729.
- 野沢 保 (1970) 後期白亜紀酸性岩の同位元素年令: 1970年における総括と覚え書. 地質雑, 76, 493-518.
- NUREKI, T. (1960) Structural investigation of the Ryoke metamorphic rocks of the area between Iwakuni and Yanai, southwestern Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, 3, 69-141.
- 小倉義雄 (1956) 南部阿武隈山地竹貫地方にみられる角閃岩の花崗岩化作用. 地質雑, 62, 609-621.
- 岡村義彦 (1957) 山口県柳井地方領家変成岩類および花崗閃緑岩類の構造. 地質雑, 63, 684-697.
- 岡村義彦 (1967) 瀬戸内海西部の領家花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 53-61.
- 領家研究グループ (1975) 領家帯形成史の展望——特に時代論について. 地団研専報, 19号, 203-208.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, 13号,
- SHIBATA, H. et al. (1960) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part VII. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Ser. C, 5, 1-23.
- 柴田 賢・石原舜三 (1974) 広島花崗岩中央部の黒雲母 K-Ar 年代の南北変化. 地質雑, 80, 431-433.
- SILVERMAN, S. R. (1951), The isotope geology of oxygen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2, 26-42.
- 杉山隆二 (1965) 山陰地方の地質展望——山陰の基盤花崗岩類, 岡大温研報, No.35, 85-99.
- 酒井 均, 本間弘次 (1969), 岩石形成過程における  $^{18}\text{O}$  の分配, 地質学論集, No.5, 9-26.
- SHIEH, Y. N. & TAYLOR, H. P. (1969) Oxygen and hydrogen isotope studies of contact metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, 306-356.
- 種子田定勝 (1962) 本邦の花こう岩類および火山岩類の化学成分上の類似性予報. 地質雑, 68, 118-124.
- 立川正久 (1964) 黒雲母花崗岩中の黒雲母のマグネシウム及び鉄含有量——主として近畿地方産. 地質雑, 70, 127-142.
- TAYLOR, H. P. (1968) The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19, 1-71.
- TAYLOR, H. P. (1971) Oxygen isotope evidence for largescale interaction between meteoric ground water and Tertiary granodioritic intrusions, Western Cascade Range, Oregon. *J. Geophys. Res.*, 76, 7855-7874.
- TAYLOR, H. P. & EPSTEIN, S. (1962a) Relation between  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. I. Principles and experimental results. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73, 461-480.
- TAYLOR, H. P. & EPSTEIN, S. (1962b) Relation between  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. II. Application to petrologic problems. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73, 675-694.
- TUTTLE, C. F. & BOWEN, N. L. (1958) 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. Am. Mem.*, 74.
- 梅垣嘉治他 (1964) "広島県地質図", 広島県.
- USTIEV, Y. K. (1963) Problems of volcanism and plutonism. *Intern. Geol. Rev.*, 7, 1994-2016.
- 山田直利 (1961) "5 万分ノ 1 奥津地質図幅説明書".
- 山田直利 (1966) 西南日本およびその周辺区における後期中生代火成活動の性格. 地球科学, 20, Nos, 4・5, 53-58.
- 山田哲雄・端山好和 (1967) 中部地方の領家花崗岩類の化学成分に関する考察. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 113-118.
- 吉田博直 (1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広大地研報, 8, 1-39.