

講演要旨*

九州西方海域底質中の重鉱物

鈴木 泰輔

1969・1970年に行なわれた海底地質調査研究のうち、重鉱物分析を担当した。

対象地域は九州西方の男女群島付近をほぼ中心として東西約 300 km, 南北 70 ~ 80 km の範囲である。

試料はドレッジ法によって採取されたもののうち59コを選んだ。

同定には主として透明鉱物のみを扱い、不透明鉱物については magnetite の量比のみを記録した。

解析の結果、この地域における重鉱物は組成上の特徴と分布から東支那海型、天草灘型、八代湾型の3型に大別された。

東支那海型：green-hornblende がきわめて多く、次いで epidote, garnet, zoisite, zircon, brown-hornblende, tourmaline など代表され、staurolite, kyanite, sillimanite, anatase, diopside, biotite, glaucophane などの少数鉱物からなっている。

八代湾型：圧倒的に hypersthene が多く、次いで brown-hornblende, augite の順で代表され、少数鉱物として epidote, green-hornblende, tourmaline, garnet, zircon, oxyhornblende および apatite などから構成されている。

天草灘型：hypersthene と green-hornblende が大半を占め、brown-hornblende, augite, zircon, garnet, tourmaline, epidote, zoisite, diopside, biotite などからなる。

次に各組成の起源について述べる。

東支那海型は高変成度の岩石を含む変成岩源と酸性火成岩源の鉱物がほとんどを占めているが、とくにわが国の第三系堆積岩中にはまれな存在となっている staurolite, kyanite および sillimanite などの特徴的鉱物種が含まれることから、先カンブリア紀の変成岩類が広く分布する北方大陸から堆積物の一部が由来するものと考えられる。

八代湾型は大部分が火山岩源と思われ、堆積物の主なものはおそらく東方陸域部からもたらされたものであろう。

天草灘型は前述の2型の分布地域にはさまれた位置に分布しており、また、その重鉱物種は両者の混合型とな

っている。

今後はさらに周辺陸域部との関連性ならびに鉱物の比重差、海流の影響などによる堆積機構を解明することが必要である。
(燃料部)

紀伊水道および土佐湾付近の海底地質

奥田 義久

音波探査記録によれば、紀伊水道沖の大陸斜面には、中新世前期の田辺層を不整合に覆って鮮新世以後の地層が広く分布している。これらの地層は、土紀海盆内で一つの向斜構造を示して模式的に認められ、 K_1 層（鮮新世前期）、 K_2 層（鮮新世中期～後期）、 K_3 層（洪積世前期）、P 層（洪積世後期～現世）に分けられる。 K_1 層の堆積分布は、現在の土紀海盆の地形におおむね一致しており、その堆積上限は現在の水深で 700 ~ 800 m より深いところにみられ、その下限は土紀海盆内で現在水深で 2000 m 以上の深い所に田辺層との不整合として認められる。 K_2 層は K_1 層を整合に覆い、化石の結果から陸上の唐の浜層群（高知県）に対比される。大陸斜面および土佐湾北斜面で K_2 層は transgressive overlapping の堆積形態を示して、その分布は土佐湾頂部、紀伊水道内部にまで追跡される。 K_3 層は大陸棚外縁、および土佐湾頂部では K_2 層を不整合に覆うが、土紀海盆周辺部では K_2 層を整合に覆う。土佐湾頂部の不整合面は、大陸棚外縁の不整合面に比べ相対的に 220 m ほど深い所に認められ、 K_1 層堆積上限の相対的な水深の差もほぼ同じ値を示すことから、洪積世以後に土佐湾が大陸棚地域に比べて相対的に 10 cm/1,000 years 以上の速度で沈降していったことが考えられる。P 層は主として Turbidite からなり、 K_3 層以下の地形を abut して土紀海盆内に広く分布し、土紀海盆中央部分よりやや西側には Ponded Basin を形成している。また土佐湾においては基盤岩を貫き、 K_2 層、 K_3 層に abut される火成岩の貫入岩体が認められる。

以上の事実から土紀海盆の構造発達史を考えると次のようになる。 K_1 層の分布から考えて、現在の土紀海盆の地形概形は K_1 層堆積時以前にすでに形成されていたと考えられる。このような地形の形成には、紀伊半島における中新世後期の熊野酸性岩類の貫入や、土佐湾の火成岩類の貫入が密接に関連していたものと思われる。また土紀海盆内の田辺層と K_1 層の不整合は、中新世後期

* 昭和48年8月14日本所において開催

の頃には周辺海域の海水準が現在の海水準より2000m以上低かったことを示している。その後海浸が進み、 K_1 層堆積時には土紀海盆は内湾的環境であったものが、 K_2 層堆積時の急速な海浸が起こり、紀伊水道の開口が行なわれたと考えられる。 K_2 層および K_3 層堆積の間には一時的に小海退が起きたが、その後に大陸斜面外側の土佐磐が相対的に急速に沈降しながら、本海域全域が沈降して行き、同時に土紀海盆の graben 化が進んだものと考えられる。

紀伊半島田辺の沖合の大陸斜面には南北に発達する3本の海底谷が存在し、東から順に富田海底谷、日高海底谷、那珂海底谷と名付けられている。これらの海底谷の形成史を音波探査記録にもとづいて考えると次のようになる。 K_1 層と田辺層との不整合の示す時代である中新世後期には、各海底谷は陸域にあったものと推定され、各海底谷の下流部分の基盤には山部、谷部が明瞭に認められる。 K_1 層の堆積分布から、 K_1 層堆積時には富田海底谷の全域、那珂海底谷および日高海底谷の上流部分が陸域にあったものと考えられ、現在の日高海底谷、那珂海底谷の上流部分の基盤には旧河川跡と考えられる窪みが存在する。その後 K_2 層はすべての海底谷においてそれ以前につくられた地形を堆積するような形で堆積している。日高海底谷の上流部分には K_2 層を切るU字型谷がみられ、その後の K_2 層、 K_3 層堆積時の間の不整合の示す時代に形成されたと考えられる。 K_3 層堆積時に降に turbidity current の侵食作用により形成されたと考えられる大規模なV字谷が、基盤に達するか、または基盤近くにまでみられ、各海底谷の形成の主要な部分はこの時代に行なわれたものと考えられる。この時代には、上流部分の相対的隆起に伴い、各海底谷の谷頭部分が侵食により大陸棚側へ移っていったものと考えられる。

以上にみえてきた事実から、本海域にはMiocene以前の構造時階にひき続く新しい構造時階がPliocene以後に考えられる。今この新しい構造時階を土紀構造時階と名付けるならば、土紀構造時階は現在に至るまで沈降過程であり、その前期と後期では構造運動の様式が異なることがわかる。

(地質部)

六甲山地の地下水の水質特性

—特にウラン・フッ素の異常について—

坂巻幸雄・黒田和男・望月常一・小尾五明

花崗岩体からのウラン・トリウム²³⁸の溶脱および運搬機構を考察する目的で、昭和44年1月以降、6次にわたり、当時掘さく中であった国鉄新幹線六甲・神戸両トン

ネルの坑内水を採集、関連する表流水、鉱泉水とともに分析を行ったところ、ウラン鉱床地帯をしのぐ高い頻度でウラン・フッ素の異常を検出した。

六甲山地の大半を占める六甲花崗岩と布引花崗閃緑岩は、広範囲にわたって深層風化作用によりマサ土化し、豪雨時の山崩れ災害の原因を作っているが、この深層風化地帯と、地表水系中の比較的高濃度の HCO_3^- の分布域とがよく対応することはすでに研究されているが、坑内水の場合でも類似の現象が観察され、鉱泉水の寄与が大きいことが推定される。すなわち、坑内の恒常湧水では Ca^{2+} 、 Na^+ 、 HCO_3^- の濃集が特に顕著であって、それらの量比から $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2] \approx [\text{NaHCO}_3]$ 、 $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2] < [\text{NaHCO}_3]$ 、 $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2] \ll [\text{NaHCO}_3]$ の3群にわけられ、それぞれ布引花崗閃緑岩地帯、六甲花崗岩地帯、断層破碎帯からの湧水の水質として、特徴的である。

ウラン・フッ素の異常も、一般に、この HCO_3^- に富む湧水に関連して現われる。

ウランの場合は検出限界0.02 ppbの10倍に当たる0.2 ppbを異常と定めると、坑内湧水89試料中、46試料中からウラン異常が検出され、その最大値は8.5 ppb Uであった。これらは、堆積型ウラン鉱床のごく近傍の水に匹敵する高い濃度であって、これまでウラン鉱床が知られていない六甲山地で発見されたことは、鉱泉水の、高いウラン溶脱・運搬能力を示唆するものとして注目に値する。またそのことは、工事中、顕著な湧水点の近くで明瞭なラドン効果が出ていたこと、および、完工後、坑口にまとめて排出されている坑内下水にも、引続きウラン異常が認められることなどからも、裏付けることができる。ただし、既知の例と同じく、ウランとそのほかの主溶存成分との量的相関はまったくみだせない。これは、ウランの存在量が主溶存成分にくらべて重量比で3~5桁も低いことを考えればむしろ当然で、母岩からのウランの溶脱過程に含まれる偶発的な要素が影響してくるためと推定される。

一方、フッ素の分析値は最大4.60 ppmにおよび HCO_3^- と良好な量的相関を示す。従来の地表水系の試料にもとづく報告では、この相関の存在は否定的であったが、これは、起源を異にする水の混合、降水による希釈等の影響を除くことが困難だったことにも起因すると考えられる。 HCO_3^- を岩石風化の指標として扱う見解を肯定すれば、上記の結果は、母岩の風化に伴って黒雲母等が分解し、その際フッ素が放出されたという推論も成立し得ることになる。

ウランの母岩からの溶脱速度を正確に決定することは

多くの困難が伴うが、トリチウムを用いた坑内水の年令測定や、母岩の Th/U 比の測定からある程度の手がかりを得ることはできる。すなわち、昭和45年10月に採水した表流水（芦屋川）、坑内水（神戸市六甲山道路トンネル、国鉄六甲トンネル北山—芦屋間、芦屋—鶴甲間、芦屋斜坑坑底）試料のトリチウム濃度はそれぞれ 54.1, 22.4, 10.8, 10.9, 19.1 T. U.（農業土木研・落合敏郎氏分析）であった。これら坑内水の T. U. 値はいずれも水爆実験開始前にかん養された“古い”地下水の T. U. 値と比較すれば明らかに過大であり、また、実験後の降水の T. U. 値と比較すればやや過少である。この解釈としては、天水のみでかん養された裂か水のトリチウムが滞留中に自然減衰したとする考え方と、天水起源の裂か水が直ちに“古い”水で希釈されたとする考え方との2つが、一般的には成立つ。しかし、この場合は他の諸条件もあわせ考えると、前者による滞留時間は長くとも2年以内であり、他方“古い水”による希釈の影響が出ている例も明らかに存在する。

一方、母岩のウラン・トリウム含有量とその比をみると、比較的よいまとまりを示す六甲花崗岩細粒相・布引花崗閃緑岩の分析値は、それぞれ Th 7.5 ppm, U 1 ppm と、Th 15 ppm, U 2 ppm となっており、ウラン量は、トリウムからの予想値にくらべ、0.5～1 ppm 低い。変質状況と見合わせると、この低下がウランの溶脱で起った可能性は大きいと思われる。

上記を総合すれば 1)六甲変動による地壘山地の形成 2)弱線沿いに湧出する鉱泉水による母岩の変質と深層風化 3)その結果としてのウラン・フッ素の可動性の増大 4)“古い”鉱泉質地下水、および、表層付近の新しい裂か水による溶脱・運搬という図式が描け、これによって本地域のウラン・フッ素異常は統一的に解釈することができる。（鉱床部・応用地質部・技術部・鉱床部）

走査型差動熱量計 (DSC) による石英の転移温度の測定と、その地質温度計への応用

高 島 勲

石英の転移温度の変化を地質温度計として使用するための試みは、TUFFLE (1949), KEITH and TUTTLE (1952) らによって行なわれ、石英の転移温度はその生成温度とともに、化学的条件にも左右されることが明らかになった。しかし、KEITH and TUFFLE による測定は、DTA 型の装置を使用し、低温生成の水熱合成石英などは、十分な成果が得られなかった。

今回の実験においては、これら低温生成された石英として、水熱合成された石英と地熱変質岩中の石英、そして、これらと比較する意味でいくつかの火成岩中の石英について、DSC による転移温度の測定を行なった。

使用した試料のうち、いくつかの地熱変質岩は、坑内温度が知られているボーリングのコアであり、水熱合成石英とともに、転移温度の変化と生成温度との関係を求める上で基準となった。水熱合成石英は、その生成条件が確実に決定され、最も重要な生成温度標準となった。この合成条件は次のとおりである。使用ポンペ：モーレー型ポンペ、テフロン（200℃まで）および金（250℃以上）内張り、内容量約 10 ml、出発物質：粉末シリカゲル、100 mg、反応溶液：NaOH と KOH 溶液（0.3 Mol、一部 0.03 Mol）、3 ml、実験温度：180℃から 300℃ 圧力：実験温度における水蒸気圧、実験時間：1日（300℃）から27日（180℃）。

実験に使用した試料は石英の分離可能なものは石英を用いたが、地熱変質岩のようなものは、粘土分を取りのぞくために水洗いを数回行なった程度のもを使用した。1回の測定に使用した試料の量は約 20-40 mg である。このほかに、温度標準として K₂SO₄ 試薬約 0.2 mg を試料容器の底のすみに入れた。

DSC の測定条件は、昇温速度 5℃/min, DSC 度数 ± 0.5 mcal/min, チャート速度 10 mm/min である。石英の転移温度は、K₂SO₄ の転移ピーク（583℃）からの距離で求められる。この実験の精度は約 ± 0.3℃程度である。

この測定から、地熱変質岩、水熱合成石英および一部のペグマタイトが約 3.5-10℃と広い転移温度幅を持つことが確かめられた。一方、花崗岩、石英安山岩、多くのペグマタイトは 573℃付近に集中している。今回の実験では、地質温度計への利用のため、生成温度の知られている試料とその転移温度との関係を図にプロットしたが、前者については、その間に良い相関関係が認められた。また、水熱合成石英と熱水変質岩では、その傾斜は同じだが、絶対値が違ってプロットされる。これは、熱水変質岩が現在測定された坑内温度より高い温度で形成されたことを示すものかもしれない。

転移温度の違いばかりでなく、前述の2つのグループには、転移ピークの形およびエネルギー量に著しい違いがみられる。X線回折ではほとんど同じピークの高さがみられるにもかかわらず、熱水変質岩と花崗岩では転移ピークとそのエネルギー量に違いがある。前者ではピークは幅広く弱いのに対し、後者は、するどく大きなピークを持っている。この違いは、その生成環境によるもの

と考えられる。すなわち、花崗岩のようにケイ酸塩溶融体から十分な時間をかけて結晶した石英と、地熱変質岩あるいはペグマタイト期の最末期に小さな結晶の集合体として生成した石英とでは、その熱的性質が異なるものであろう。

(応用地質部)

岩石の比抵抗について

武居 由之

1. 岩石の物理的性質には機械的性質、熱学的性質、光学的性質、磁氣的性質、放射性質とともに電氣的性質がある。電氣的性質に含まれるものには、電導性、誘電性、電気化学的現象、圧電気現象、焦電気現象があるが、演者は今、利用度の大きい電導性について研究を進めている。

2. 岩石の電氣的性質の利用面は電気探査法、電気検層法、電気選鉱法、石炭地下ガス化工法、電気破砕法などである。逆に弊害を与えている面は誘導障害、電気溶食である。経済的には後者(害)は、前者(利)よりはるかに多額となっている。

3. 物質の比抵抗は流体においてはイオンによる電導で説明され、固体においては電子のエネルギー水準によって絶縁体、半導体、導体の区別で説明されている。

4. 鉱物の比抵抗は金属、金属鉱物が低抵抗、主要造岩鉱物、石油は高抵抗である。一部の金属鉱物、石炭などは中間の比抵抗値である。水の比抵抗は溶存成分の濃度により広い幅をもつ。

5. 岩石の比抵抗は、必ずしもその岩石を構成する鉱物の比抵抗値の集合とはならず、岩石の組織、構成、およびそれに支配される含有水の状態、濃度、温度に著しく影響される。火成岩、変成岩では結晶、再結晶作用完了時に最も抵抗高く、その後年代を経るにつれて諸種の外因的地質作用により、抵抗を減ずるものと推測される。堆積岩においては水中で生成されるものは初期には抵抗低く、続成作用の進行とともに抵抗値を上昇させる

ものと推測される。しかし実測された比抵抗値はかなり広い幅をもち、未だ権威ある規準値は定まっていない。

6. 比抵抗の測定方法は中抵抗測定法、絶縁抵抗測定法を適用する。電極面には炭素系導電塗料を使用した。使用機器は電導度計、超絶縁計である。岩石試料中の含水量は天秤により秤量する。

7. 室内実験の第1には、本邦産石炭5種を測定した。無煙炭は低抵抗と予想したが、高抵抗であった。第2には、セメント、砂、水、ベントナイトの配合比を種種組合せて、固結過程での比抵抗の上昇を調べた。配合後10日間の変化は急激であったため、天然の固結過程の類推には不適であった。

8. 第3には試錐コア、および露頭採集された花崗岩試料、凝灰岩試料、石灰岩試料、その他の岩石試料計39個について、含水量と比抵抗の関係を求めた。その結果、含水量の2つの指数関数の和で比抵抗値を示した。試料を浸水させるための水の塩類濃度を変化させ、実験の範囲内では地層比抵抗係数が適用されないこと、試錐孔内での電気検層値は飽和もしくは未飽和の実験値と同じ値をとっていることを示した。指数関数にあらわしたときの係数から岩石を特徴づけることが可能である。岩石比抵抗値はその岩石の保水性の指標とみられる。

9. これらの実験に対し、実地での測定値を統計的にしらべる方法がある。全国の比抵抗値分布を示した「大地電導率地図」(1969年電気学会)が公刊されているが、このデータを200万分の1日本地質図をもとに検討し、岩石の種類別の比抵抗分布を求めた。その結果、対数正規分布に近い分布をしている、時代による岩石比抵抗値を検定して有意な差があることを認めた。

10. 比抵抗値の差異は同じ層位でも地形による差が大きいが、地形分類された電気探査実例集より、同様に平均値と分散を求めてみると、火山地帯が抵抗値が大きく、海岸平野が小さく、洪積台地、沖積平野はその中間に位する。

(物理探査部)