

日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 78

1976年8月31日

日本地質学会関西支部（大阪市立大学理学部地学教室内）

日本地質学会関西支部昭和50年度総会講演要旨……………1

日本地質学会関西支部昭和51年度総会および講演

総会記事……………2

講演要旨……………3

50年度総会講演要旨

（1975年5月24日（土）京都大学理学部地質学鉱物学教室）

中部地方領家帯の神原石英閃緑岩の petrographyとbulk chemistryの総括

杓掛俊夫（京都大学）

神原石英閃緑岩は、非持石英閃緑岩とともに、中部地方領家帯の花崗岩質侵入岩類の中で最古期に属する（領家研究グループ、1972）。分布は、長野県南部から愛知県の播豆地方まで、おもに領家変成帯の高変成度域（珪線石帯）に見られ、周囲の片麻岩類と構造的に調和的な岩床状をなして産する。岩相は細～中粒の片麻状岩で、岩質的には角閃石－黒雲母石英閃緑岩～トータル岩から黒雲母花崗閃緑岩である。一部酸性岩相ではざくろ石を含む。

ここでは、約50個の岩石試料についてのモート分析および鉱物の光学性の測定結果をまとめ、この石英閃緑岩の岩石記載の特徴を示すとともに、

既発表および未公表の化学分析値25個をつかって、変化図を作成し、その総化学組成の特徴を明らかにした。

横圧力下のブロック化した地殻の変形 についての二次元モデルによる考察

伊藤英文（京都女子大）

アイソスタシー説に従って、地殻はより流動的な層の上に浮いていると考える。このモデルに横圧力が作用する場合の解を求めるとき、日本列島の幅に匹敵する長波長地形の形成に対しては説明可能であるが、実在する波長数10kmの地形の説明は困難である。そこで筆者は、地殻を表層約10kmの上部地殻とその下の下部地殻とに分け、上部地殻は流動しにくくてブロック化し、下部地殻はそれより流動しやすいと考える。この考えは、地殻内地震について震源が地下10～15kmを境と

して以深で急に少なくなることに、地震断層(横ずれ)から推定される断層面は10~15kmより深く達しないことに基づいている。

これまでに、地殻をひと続きのコンピテントな層とみなして、これに横圧力が作用するとき、挫屈理論によって、その波状変形を説明しようという多くの試みがなされたが、すべて失敗した。これに対して筆者は、上部地殻はコンピテントな層であり、しかもブロック化しているとして、地表の波状変形を説明しようとするものである。すなわち、コンピテント層の短縮は、まず、各ブロックが傾動することによって起るであろう。そして、下部地殻のインコンピテント層はコンピテント層の変形に支配され、しかもアイソスタシーを保つように変形するであろう。

話を簡単にするために、二次元モデルで上述の傾動ブロックの平衡状態を考察する。上部地殻を厚さ h ($\approx 10\text{ km}$)の板とみなし、下部地殻の密度を ρ ($= 2.8\text{ gm/cm}^3$)とし、上部地殻に作用する横圧縮応力を σ とする。

1. 上部地殻が長さ ℓ の等しいブロックに分かれている場合には、隣接するブロックで傾動方向が異なり2ブロックで1波長になる変形が地表に現われ、横圧力

$$\sigma_1 = \ell^2 \rho g / 12 h$$

でブロックは平衡を保つ。 $\ell = 20\text{ km}$ に対して $\sigma_1 = 930\text{ bar}$ となる。地殻応力の測定値と地震

時に解放される応力の推定値のデータから、筆者は地殻内に生じている横圧力は1,000 barに達しないだろうと予想する。この930 barも少し大き過ぎると思うが、次に示すように同波長に対して σ は小さくなり得るので、波長40km以内の地形は説明可能と思われる。

2. 長さ ℓ_b の大ブロックと長さ ℓ_s ($< \ell_b$)の小ブロックが接している場合には、小ブロックの回転運動を阻止し、大ブロックの傾動を助けるようなせん断応力が両ブロック間に発生する。いま、 $\ell_b + \ell_s$ で1波長をなすような波状変形が地表にできる場合には

$$\sigma_2 = \ell_b \ell_s \rho g / 12 h$$

にて平衡が保たれる。1と2で同波長($2\ell = \ell_b + \ell_s$)の場合を比較すれば、明らかに σ_2 は σ_1 より小さい。

3. 大ブロックと大ブロックの間に小ブロックが2個挟まれている場合には、小ブロックの重心が沈降または隆起することによって平衡が保たれる。大小両ブロック間には勿論せん断力が生じる。(平衡の式省略)。かくして、横圧力下でも沈降帯が現われることが説明される。

その他いろいろなブロックの組合せが考えられ、数10km波長の地形の起伏の説明が可能である。ただし、筆者の理論では、上部地殻のブロック化が先行しなければならないことは勿論である。

日本地質学会関西支部昭和51年度総会および講演

1976年7月3日(土)、大阪市立自然史博物館集會室において、日本地質学会関西支部昭和51年度総会および講演会が開催された。午後2時定刻より30分おくれて開会、千地万造君を議長に選

んで總會議事をおこなった後、引きつづいて12の講演(うち1つは取り消し)がおこなわれた。午後6時閉会、参加者34名。

総 会 記 事

昭和50年度事業経過報告(略)

昭和50年度決算報告

昭和51年7月3日総会で承認。

収入	前年度繰越金	132,303 円
	支部補助金(本部より)	27,900
	会費	118,370
	利子	2,228
	合計	280,801 円
支出	支部報印刷費	0 円
	部会補助金(香川大会)	30,000
	通信費	33,450
	交通連絡費	9,520
	事務費	17,008
	次年度繰越金	190,823
	合計	280,801 円

昭和51年度関西支部役員選挙結果報告

支部長 市川浩一郎(大市大)

阪神部会幹事 菅野 耕三(大教大・会計)

〃 八尾 昭(大市大・庶務)

〃 両角 芳郎(大自博・編集)

京都部会幹事 石坂 恭一(京都大)

北陸・山陰・四国部会幹事は未定

今後2年間は、規約によって、阪神部会が運営を行うことになる。なお、新支部長より「支部例会を重視してやっていきたい」旨のメッセージが代読(入院中のため)された。

昭和51年度予算

前年度、支部例会、支部報発行が行われなかつ

たことから、もっと例会を開くなど積極的な運営を希望する意見が出され、そうした方向で運営していきたい旨の新幹事の抱負とともに、次の予算が承認された。

収入	前年度繰越金	190,823 円
	支部補助金(本部より)	27,900
	会費	150,000
	合計	368,723 円
支出	支部報印刷費	150,000 円
	部会補助金	30,000
	通信費	90,000
	交通連絡費	10,000
	事務費	30,000
	予備費	58,723
	合計	368,723 円

総会出席者

信田茂雄・石田志朗・両角芳郎・岩橋 勉
菅野耕三・八尾 昭・池辺展生・中島和一
石井健一・大島啓嗣・谷岡義高・杉田福松
前島 涉・新一馬・政岡邦夫・沓掛俊夫
篠原正男・藤原哲郎・古市光信・太田 明
岩橋豊彦・山崎貞治・中島 隆・宮田隆夫
山際延夫・奥田 尚・浜塚 博・中尾勝博
柴草英彦・松葉千年・渡辺富士夫・原田憲一
谷口宏充・千地万造

(以上34名)

講演要旨

K-feldspar-cordierite hornfels facies について

沓掛俊夫(京都大学)

ドイツの岩石学者 H. G. F. Winkler (1967) は、新しい変成相 K-feldspar-cordierite hornfels facies を提唱した。これは、花崗岩やはんれい岩体の周囲に形成されたホルンフェルスの中で、比較的高温部のものが属する。泥質岩の

特徴的な鉱物組み合わせは、カリ長石-堇青石であり、珪線石は存在するが、白雲母は無い。彼は、この変成相を、低温部の orthoamphibole sub-facies と高温部の orthopyroxene sub-facies とに区分した。前者は、Turner (1958) の Hornblende-hornfels facies の高温部に、後者は Pyroxene-hornfels facies に、それぞれ対応するであろう。両者の境界は、Anth → 7 East

+ Q + H₂O (Greenwood, 1965) の反応式によって定義されるであろう。

領家帯では、カリ長石-葉青石の組み合わせは、葉青石帯から安定であり、第二珪線石帯に入って白雲母が珪線石とカリ長石とに分解するので、領家帯の最高変成度(温度)部のみが、この変成相に属する。領家帯作用では、輝石ホルンフェルス相の温度条件には達しなかったものと考えられる。

四国中央部黒瀬川構造帯に伴う 点紋片岩の産状と鉱物の化学組成

中島 隆 (名古屋大)

丸山茂徳 (")

四国中央部黒瀬川帯には、超塩基性岩に伴って地質時代・形成条件のさまざまに異なる種々の岩石が、tectonic block として存在している。今回、これらの中に、barroisite を含む点紋片岩が加わった。

点紋片岩は、1つは蛇紋岩に完全に包有された捕獲岩体で、もう1つは蛇紋岩に接した tectonic block である。前者の第一次鉱物共生は、quartz - albite - chlorite - epidote - garnet - barroisite で、barroisite は周囲を後のステージで形成されたと思われる actinolite に囲まれている。後者の第一次共生は、quartz - albite - chlorite - epidote - hornblende - barroisite - actinolite で、角閃石の中に、後のステージで形成されたと思われる riebeckite が存在する。これらの一次的な変成条件は、high pressure greenschist facies ~ albite epidote amphibolite facies に相当すると思われる。barroisite はその化学組成を Na - Ca および Na - Si のグラフにプロットすることにより、actinolite ~ riebeckite series の角閃石と区別することができる。後者の点紋片岩の epidote の組成は、 $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al) = 0.25 \sim 0.31$ である。また前者については、garnet と chlorite の間の分配係数を求めると、

$$K' \frac{Gar - Chl.}{Mg - Fe} = 0.12 \quad K' \frac{Gar - Chl.}{Mn - Fe} = 4.58 \text{ である。}$$

本地域の点紋片岩は、その産状・鉱物共生・組織が、丸山・植田(1975)による徳島県沢谷地域の黒瀬川帯に伴う超塩基性岩の点紋片岩ゼノリスと類似しており、一連の変成岩である疑いが強い。沢谷のものは K-Ar 法から、440 m. y. の年代がすでに与えられている。

淡路島南方、沼島の三波川結晶片岩 について

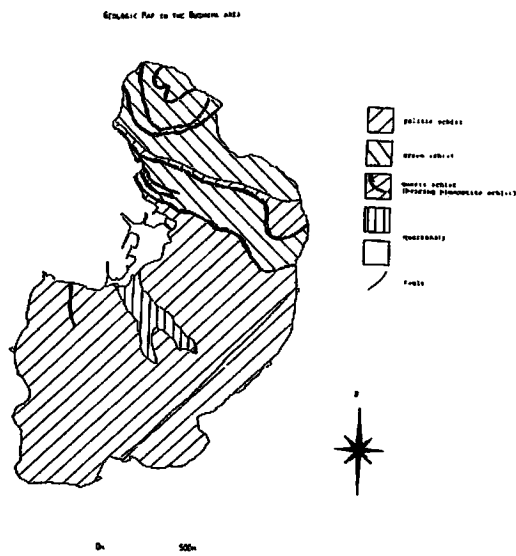
藤本道也 (菟野中学)

柴草英彦 (神戸育英高)

中島和一 (神戸大学)

沼島は淡路島南方 2 km の海上にある周囲 8 km の小島である。従来この地域の地質や岩石について、徳島図幅(1949)の調査と、外崎(1965)による結晶片岩の Albite spot の簡単な報告があるのみで、沼島の三波川帯についてはほとんどわかっていない。今回、三波川結晶片岩について研究した結果、いくつかの新しい知見をえたので以下に報告する。

沼島全島の地質は、そのほとんどは結晶片岩から構成されている(第1図)。この三波川帯は単斜構造をとり、ほぼ N 80° E 方向の走向、30° ~ 40° N の傾斜をとっている。そして南半部にみら



れる下部層は砂泥質の結晶片岩からなり、その積算層厚は 800 m 内外にも達する。一方北半部の上部層（層厚 300 m 内外）は緑色岩起源の結晶片岩を主とし、確認されただけでも 5 枚以上（上位の一枚では石灰質片岩を伴う）の含紅れん石石英片岩層をはさみ、またその比較的下部に約 50～70 m の砂泥質の結晶片岩を挟んでいる。上記の両層の関係について、従来断層関係によるとされていた（平山ほか、1949）が、今回両層は整合関係にあることが確認された。なお、その層序の比較については、他と不連続であるため明瞭ではないが、以上の特徴から、四国中央部の三波川帯（小島ら、1956）の吉野川層群、中部三縄層の主部緑色片岩層およびその下部層に対比されると考えられる。

本地域の結晶片岩には全域にわたって Albite spot が形成されており、これらは従来の報告にあるような千枚岩様岩石ではなく（平山ほか、1949）、三波川帯 spot zone に属する比較的高変成度の条件下で変成した岩石である。

その変成鉱物について、緑色片岩類では、chlorite, epidote, actinolite, blue green hornblende, albite, white mica が主に認められる。南部の小規模な岩体を含めて、actinolite と blue green hornblende の間の関係を見ると、南部では actinolite ; コアと blue green hornblende ; リムの共存であるが、北部ほど blue green hornblende が卓越し、北端ではほとんど actinolite が消失する。また砂泥質結晶片岩類には chlorite, white mica, biotite, albite, quartz, そして量は少ないが garnet が認められる。これらの変成鉱物の分布は、充分論ずるだけのサンプル量ではないが、南から北へ chl + bio → bio + chl + gar のように変化する傾向がある。

以上の鉱物の出現状態は、南部から北部にかけて変成度が上昇していることを示していると考えられ、本地域の結晶片岩は、鉱物組合せの上から緑色片岩相の高温部から緑れん石・角閃岩相の低温部の変成条件で形成されたと考えられる。

紀伊山地中央部の秩父累帯
（その 3）— 大迫地域
新一馬（八尾上之島中）
大和峯研究グループ

紀伊山地中央部、山葵谷地域・入之波地域の層序と構造についてはすでに報告した（1972, 1973）。今回調査した大迫地域では、古期層は見かけ上、北傾斜の単斜構造をなし、下位より A・B₁・B₂・C 層に区分される。これは山葵谷地域の層序区分に対応する。ただし、B 層については B₁・B₂ 層に区分した。

A 層は砂岩と泥岩の互層・塊状の砂岩で特徴づけられる。化石は見つかっていないが、岩相的には四万十累帯北縁の地層群に類似し、年代は山葵谷地域と同様にジュラ紀以後と考えられる。

B₁ 層は主として泥岩から成るが、レンズ状に緑色岩類・石灰岩・チャートが含まれる。泥岩は剪断された部分が多い。化石は、レンズ状の石灰岩からトリアス紀型のコノドント（能田・瀬戸口、1967）、砂岩の転石から二枚貝（市川、1954）、鳥ノ巣式石灰岩の転石から六射サンゴ（志井田、1967）が報告されている。あらたに緑色岩類中のレンズ状石灰岩からフズリナ化石、鳥ノ巣式石灰岩（転石）から多種の六射サンゴ化石を発見した。

B₂ 層は厚い石灰岩体・緑色岩類・泥岩で特徴づけられる。B₁・B₂ 層の年代は山葵谷地域と同様に中生界である。C 層は砂岩とチャートから成り、B₂ 層と整合である。

A 層は伯母峯層群伯母谷層（志井田、1962）の一部に相当し、年代は白亜紀からジュラ紀と考えられる。B₁ 層は伯母峯層群大迫層に対応し、年代は産出化石から後期トリアス紀以後であると考えられる。

以上から問題点としては、B₁ 層より年代を異にする化石が多く産出していることである。しかも含化石岩体の産状に不明な点が多い。現時点では、この問題点を構造的ないし堆積的なものとして把えるに致っていない。

和泉山脈中東部の和泉層群 の層序と層相の側方変化

篠原正男（大阪市大）
藤原哲郎（泉州学閥高）
井上展秀（東建地質）

和泉山脈西部の和泉層群の詳細な検討は、市川・大橋(1965)以来、田中(1965)、石上・吉松(1972)、市川・宮田(1973)などによって行われてきた。しかし、中東部地域の検討は遅れていた。ここに和泉山脈中東部地域の和泉層群の調査結果の概観を行う。

本地域の和泉層群は、一般にN45°-60°Eの走向を有し、南へ25°-40°傾斜した単斜構造をなす。北側では、基本的には先和泉基盤岩類である南酸性岩類と不整合関係にある。しかし、本地域の中部の牛滝から父鬼への地域と、最東部の龍畑地域では、和泉層群基底礫岩層と先和泉基盤岩類とは断層で接していることが明らかになった。牛滝-父鬼間の断層(父鬼断層)は、N60°Eの走向を有し、南へ高角度(85°-90°)に傾斜し、幅40cmの破碎帯をもつ正断層である。龍畑地域の断層は、N30°-40°Wの走向を有し、40°Sの傾斜で幅30cmの破碎帯をもつ正断層である。

本地域の和泉層群は、下部亜層群上半部と、中部亜層群(市川・大橋, 1965)に相当し、さらに、13の小積成サイクル(IZL2-6-IZL2-9, IZM1-IZM9)に細分される。小積成サイクルは、粗粒相に始まり細粒相に終わる。1積成サイクルの層厚は、100mから数100mである。本地域の和泉層群には、酸性凝灰岩層が16の層準に認められ、縫層として有効である。

本地域でみられる小積成サイクルの層相の側方変化には、A・B・Cの3つのタイプが認められる。Aタイプは、南西から東北に行くにしたがって、砂岩・泥岩互層から順次細粒化し、畦谷型泥岩層に移化する特徴をもっている。Bタイプは、砂岩・泥岩互層から北東方に礫岩・砂岩・泥岩互層、そして、畦谷型泥岩層へと側方に変化する特徴がある。Cタイプは、畦谷型泥岩層を欠き、砂岩・泥岩(時に礫岩)互層から、直接、笠山型礫岩層に側方変化する特徴をもっている。

Aタイプの側方変化は、本地域では下部亜層群を構成する小積成サイクル(IZL2-6-IZL2-9)で認められ、Bタイプは中部亜層群のIZM1-IZM2, Cタイプは中部亜層群のIZM3-IZM9

で認められる。Cタイプは、和泉山脈においては、本地域東部でのみ見られる側方変化の型である。畦谷型泥岩層は、東方に年代的に若くなることが知られている(市川, 1960)。笠山型礫岩層も、介在する酸性凝灰岩層および小積成サイクルの検討から、東方に年代的に若くなることが推定される。以上に述べた側方変化の様式の違いは、和泉層群堆積盆の古地理的な変化を反映したものであろう。

奄芸層群に含まれる湖東流紋岩礫と鈴鹿山地隆起の時期について

松葉千年(桑部小)

湖東流紋岩は滋賀県地質図に石英斑岩と記されていたもので、河田清雄(1969)によって濃飛流紋岩と同じく白亜紀末の火成活動によるものとして報告された。現在三村弘二氏によって研究がまとめられつつある。

三重県北部の鮮新-更新統・奄芸層群^{くらが}暮明層には風化して白色化しているが溶結凝灰岩とみられるcobble 大の礫が多量に含まれている。風化していない中心部の岩相が灰緑色で石英・長石の粒を含むものが最も多く、黒色で風化に強く表面の風化した部分に赤褐色細粒の長石が目立つものがある。中には堆積岩の石質岩片を含んでいるものもみられる。

また鈴鹿山地山麓には同様の礫が普遍的に分布していることがわかり石樽^{いすく}付近では径30cmに達する巨礫(円礫)も多くみられる。

全般的に西へ礫径が大きくなること、及び前述の岩相が湖東流紋岩に似ている等、地理的分布状態からも奄芸層群に含まれている溶結凝灰岩礫は大部分湖東流紋岩礫であると考えられる。奄芸層群の層序から湖東流紋岩礫の含まれる状態をみると、市之原層から暮明層にかけて多く含まれ、大泉層になると急に少なくなる。

以上から類推すれば鈴鹿山地は市之原層堆積期から暮明層堆積期にかけて北から次第に隆起し、大泉層堆積期には、ほぼ三重県側と滋賀県側を境する分水嶺を形成したと考えられる。その後米野

層堆積期以後急激に上昇して花崗岩礫等の巨礫（角礫）を多量に堆積させた。濃飛流紋岩礫との対比等今後問題点が残されているが、湖東流紋岩礫の分布によって近畿三角地帯北部の構造発達史を考察する資料になるものとする。

備讃瀬戸地域におけるヴリュム氷期以降の植生変遷と気候変化について

古市光信（平井小）

坂東祐司（香川大学）

齋藤 実（"）

筆者らは備讃瀬戸地域の次の年代に相当する堆積物について花粉分析を試みた。古い順に > 33,000y.B.P., > 32,200y.B.P., 29,150 ± 1,500y.B.P., 25,600 ± 1,900y.B.P., 22,800 ± 1,300y.B.P., 19,100 ± 230y.B.P., 16,800 ± 600y.B.P., 10,830 ± 320y.B.P., 6,170 ± 120y.B.P. である。これらのうちWⅡに相当する29,150y.B.P.頃とWⅢに相当する19,100y.B.P.頃に *Picea* 花粉で特徴づけられる寒冷な時期を認めた。おそらく *P. maximowiczii* も生育できる温帯林だったと考えられる。今回の花粉分析結果でみるかぎりでは29,150y.B.P. 頃が後者よりやや低温であったようである。これら以外の時期の多くは *Pinus*, *Tsuga* (s) で特徴づけられ、暖帯～温帯の植生で、比較的温暖であったと考えられる。

兵庫県円山川下流地の試錐土中の貝類とその粒度組成

信田茂雄（大阪工大）

兵庫県下の日本海側に注ぐ最大河川である円山川下流の大釜川河床（城崎温泉街を流れる川で、本流合流点より約300m）地点と豊岡京町（円山川左岸の堤防下約200m）の2地点において約G L-30mまで試錐を行い、標準貫入試験によって掘進1m毎に得られた城崎での25試料・豊岡での8試料の粘性土コアから下記の小型貝類を抽出した。（すべて現存種である）

二枚貝類：ホトトギス、（ケシトリガイ）、（マルハナシガイ）、（ウメノハナガイ）、チゴト

リガイ、ミジンシラオガイ、（ウラカガミ）、（ヒメカノコアサリ）、（オニアサリ）、イヨスタレ、チヂミガイ、（キスマトイガイ）、（チヨノハナガイ）、シズクガイ、サクラガイ、（ニオガイ）、〔チビクチベニガイ〕ほか城崎で10種、豊岡で9種。

巻貝類：（キサゴ）、カゴメモツボ、（シマモツボ）、サナギモツボ、ホソスナモチツボ、スズメモツボ、タニシツボ、カワザンショウガイ、〔エトガワミズゴマツボ〕、カニモリガイ、（ノミカニモリ）、マメウラシマ、（ノミニナ）、ヒメゴウナ、ミガキクチキレ、ホソタマゴガイ、（ツララガイ）、コゴメガイ、カミスジカイコガイダマシ、（ツマベニカイコガイダマシ）ほか城崎で18種、豊岡で11種。

掘足類：（ムカドツノガイ）

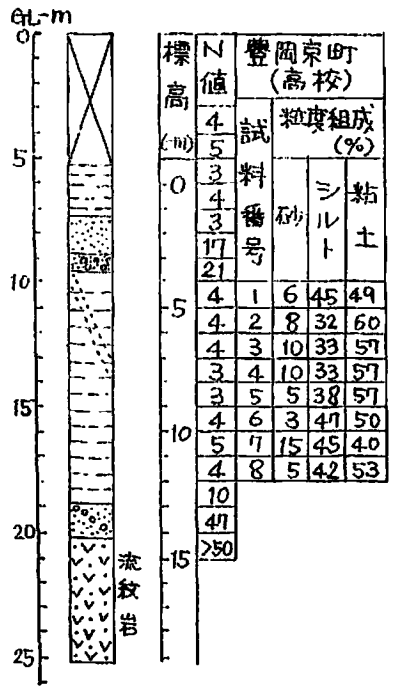
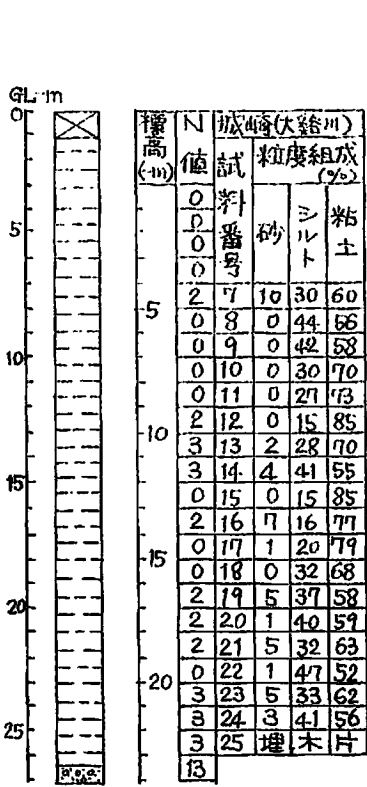
和名下の一は泥棲（粘土）、一は砂泥棲（シルト）、……は砂棲（砂）を示す。〔 〕は城崎で欠除、（ ）は豊岡で欠除する。

これら貝類の垂直方向に変化する産出状態をより詳しく示すため、次の3記号の組合せによって表わすようにした。

産出回数		状態	個体数		
記号	内訳 (%)	記号	内訳	記号	内訳
α	$\frac{\text{産出試料数}}{\text{全試料数}} \times 100 > 50$	I 連続	A	>100	
β	" = 20~49	II 散在	B	50~99	
γ	" < 19	III 集中	C	10~49	
			D	1~9	

〔例〕ホトトギス：城崎…… β II C~D、
豊岡…… α I C~D

前記貝類を泥棲の個体数 = Xとし、以下砂泥棲・砂棲についてY, Zを算出し、 $\frac{X}{X+Y+Z} \times 100 = x\%$ 、同様にしてy%, z%を算定、x% = 粘土分含有量(%)・y% = シルト分含有量(%)・z% = 砂分含有量(%)として表わし、これを粒度組成率として示した場合、これらは軟弱な飽和土であるからN値と密接な関係をもつ。このように海成粘性土の粒度組成は貝類からも算定することができ、その結果縄文海進時の古津居山湾は湾奥ほど海成粘性土の厚さが薄くなると共に、砂分含有量の増加してゆくことが数字的に示される。



マンガンノジュールの成因に関する一考察 — 微細構造と成因 —

原田憲一 (京都大学)

筆者は GDP-8 次航海で得たマンガンノジュール (Table-1) を古生物学的見地から研究し、74 年の関西支部総会講演で (1) ノジュールの年代が微化石によって決定され得ること、(2) 従来の無機的沈澱による斉一的成長機構ではノジュールの微細構造が説明できないこと、そして (3) 生長には生物活動が関与しているであろうことを指摘した (支部報 76, p. 10)。その後 KIF-74-4 次航海で得られた試料を研究し、マンガン層の生成年代を微古生物学的に決定し、異なる 2 層の平均成長速度を算出し、ノジュールの不連続的成長を見出した。さらに微細構造の観察から、ある層の成長速度が見かけの平均成長速度よりも速いことを指摘した (Harada and Nishida, 1976)。今回は南西太平洋 (G994) と太平洋中部 (GH-74-5) で採集された試料の微細構造と成因に関して報告する。

G994 は球型で、中心の核の回りに最内層・中間層・表層の 3 層が発達している。SEM 下の観察では、表層に Margolis and Glasby (1973) が報告した薄いラメラによる成層構造が見られた。表層の表面には鉄-マンガン水酸化物と思われる微小な非晶質の沈澱物が無数に存在し、表層の断面を観察すると、この沈澱物が集って 1 枚のラメラを形成しているのが分かる。成層構造を示す部分には、生物の存在を示す構造は見えなかった。

一方中間層・最内層は成層構造を欠き、大型の微化石を含み、生物によって作られたと思われる構造を示す。層内の多数の空隙には自生結晶が発達している。

3 層の金属部分を希塩酸で取り除くと、アルミノ硅酸塩の白い残渣が残る。表層の残渣は元の組織を比較的好く保っており、断面には成層構造が見られた。中間層・最内層の残渣は元の状態と全く異なり、非常に多孔質の組織を示す。これを SEM 下で観察すると、多孔質の組織は多種多様な生

TABLE-1 SAMPLE LOCATIONS

Sample #	Sample Location	Water Depth	Sediment Type
GDP-8 (12Mn)	29°55.6'N 133°18.5'E	2,250 M	Calcareous Ooze
KH-74-4 (16002)	29°25.7'N 153°27.3'E	1,377 M	Brown Clay
GH-74-5 (St.126)	09°30.3'N 167°03.5'W	5,010 M	Silicious-Calcareous Ooze
G994	22°56.2'S 162°04.8'W	4,848 M	Yellow-Brown Clay

物の積み跡によって形成されているのが分かる。

GH-74-5は intergrown型の小ノジュールで、形態的に前者と異っている。しかし、酸処理後の残査はG994の場合と同じ形態を示す。即ち、表層の残査は密で生物活動の痕跡を示さないが、内層の残査は底棲生物によって形成された多孔質の組織を示す。

以上の観察結果に基づき、マンガンノジュールは生成場所・形態にかかわらず、基本的に2つの機構によって成長すると結論される。1つは、鉄-マンガン水酸化物の無機的沈澱によるもので、今までに知られている非常に遅い成長速度(1~10mm/m.y., Ku and Broecker, 1969)で成長する。他の1つはGreenslate(1974)が指摘した底棲生物による成長で、その成長速度は1mm/1~25年(Wendt, 1974)と考えられる。この急速な成長をもたらす機構は、GDP-8中の蝶の鱗片の存在(原田・西田, 1975)を充分説明するものである。この機構による成長では、GDP-8, GH-74-5で見られたバクテリア等の微生物が、鉄-マンガン水酸化物あるいは酸化物の固定(Ehrlich, 1972)に大きく関与しているであろう。

マンガンノジュール各層の生成年代を微古生物学的に決定し、そして各層の成長機構を識別した上で、従来の化学、鉱物学的分析を行えば、我々はノジュールの成因に関しより詳しい情報を得、さらに深海底の古環境の復元に新しい手掛りを得ることになるであろう。

四国登層の珪藻群集

小泉 格(大阪大学)

(講演とり消し)

伊豆神津島の火山地質

谷口宏充(大阪府科学教育センター)

富士火山帯北帯に位置する伊豆神津島は、新島・式根島等と同様に、第四紀の多量の流紋岩の噴出によって特徴づけられる島である。同島は、捕獲岩等から判断して、多分伊豆半島における湯ヶ島層群相当層を基盤としており、その上に少量の高アルミナ岩系の玄武岩質火山砕屑岩、多量の紫蘇輝石流紋岩・角閃石流紋岩・黒雲母流紋岩の火山砕屑岩、溶岩円頂丘等を噴出している。

同島の流紋岩質マグマによる火山活動は、少なくとも70,000 YBPには始まっており、一番新しいものは、約1,100 YBPの天上山によるものである。活動の時期は、大きくみると、島の外形を主に形成した前期の海底火山活動と、主にそれを修飾した陸上における活動である後期活動との2つの時期に区分される。これらの活動期は、特徴ある火山砕屑岩の噴出によって、更に細分される。

火山砕屑岩は、溶岩円頂丘の形成に密接に関連しており、降下火山砕屑岩、軽石流、火山灰流等の噴出形式を示している。しかし、火砕流の一部には、通常のものとは異って、antidune 構造、クロスベッティング、波状等の明らかに base surge 様の堆積様式を示すものも認められる。

同島及び新島における黒雲母流紋岩の噴出中心は、明らかにNW-SE方向を示し、島内における断絶と、その走向において良い一致を示している。この事は、その他の岩石化学的なデータをも考えに入れた上で考察すると、少なくとも黒雲母流紋岩マグマは、噴出前に数kmの深さの位置にあり、斑晶晶出を行ない、その深度迄到達していたNW-SE系の断絶を使用して上昇したと考えられる。

酸性岩石溶融体中の水とその働き

谷口宏充(大阪府科学教育センター)

酸性岩石溶融体(ARM)中の特にガラス転移領域に於ける様々な挙動を、主に熱分析の手法を用いて考察した。H.R.Shaw, C.W.Burnham等によって既にPwを上げた時のARM中における“水”の溶解度・粘度等に関する実験・熱力学的考察は行なわれているが、ガラス転移領域については余り行なわれていない。

試料としては、各地から採集してきた新鮮な黒曜石から分離した火山ガラスを使用している。一般に火山ガラスを加熱した時、500~800℃の間で比較的低い吸熱ピークを示す。この吸熱ピークは、TG(重量変化曲線)の結果や、以前

に人工ガラスについて報告されている内容等から考察して、ガラス転移現象によるものであり、又ピークのスタート時の温度が、ガラス転移温度であると考えられる。

このガラス転移温度(T_g)と、 T_g において試料中に含まれてくる“水”の量との関係を求めてみると、“水”の含有量が増加するに従って T_g は減少する傾向が認められるが、相関はあまり良くない。一般に、火山ガラスを加熱してやると、約1,000℃前後で急激な発泡現象を示す事が知られているが、発泡以前に放出されてしまう“水”と、それ以後に放出される水(発泡に関与する)との T_g に及ぼす影響を見る為に、 $T_g \sim 950^\circ\text{C}$ 間に放出される“水”と、 T_g との関係を調べてみた。すると、サンプルの粒度によって異なるが、1つの直線ないし曲線に沿って分布し、しかも相関はきわめて良くなる事が見いだされた。従ってこの事から、大きく見て火山ガラス中の“水”は2つのタイプにわけられ、ガラス転移現象に直接関与する。言いかえると、ARM中にて網目を切断し、珪酸陰イオンの運動に対して直接影響を与えるのは、 $T_g \sim$ 約950℃位までに放出される“水”である事がわかった。

運営係より

■お詫び：関西支部報№78をお届けします。昨年度(運営は京都部会)は、支部報が1度も発行されなかったため、受理していた50年度総会講演要旨2編の掲載がおそくなったことをお詫び致します。今年度は2回支部報発行の予定です。

■会費納入のお願い：51年度支部会費未納の方およびそれ以前の支部会費滞納の方は、ご請求のとおり、同封の振替用紙にて納入下さるようお願い致します。

郵便振替口座番号	大阪 11603
加入者名	日本地質学会関西支部

以前使用していた口座も生きてはおりますが、なるべくこの新しい口座番号で納入下さい。