

日本地質学会

関西支部報 No. 41

西日本支部報 No. 25 (特別号)

1960年 12月 7日発行

日本地質学会 関西支部連合会  
西日本

講演題目

特別講演

玄武岩類に関する最近の知識

富田 達 (九大)

学術講演

1 鳥取県日野郡下の花崗岩類について (15分)

安田満夫、齊下、康彦、西村善博 (鳥取県地下資源開発局)

2 小型有孔虫類による鬼丸層と秋吉石灰岩層群最下部層の対比 (15)

沖村 雄二 (広島大)

3 島根県朝山村八幡原産紅柱石 (10分)

横山 鼎、安達史朗 (島根大)

4 長崎県五島列島の多量の藍青石、空晶石を含む相ノ島熱変成岩類と  
その原岩の時代

橋 行一 (長崎大)

5 小倉炭田のいわゆる " 出山層 " の層位学的問題 (10分)

高橋 清 (九大)

- 6 花粉層位学的立場からみた佐世保層群 (10分) 高橋 清 (九大)
- 7 宮崎県延岡市附近の時代未詳の層群の層序と構造 (15分) 橋本 勇 (九大)
- 8 北部九州古第三系の微化石層序 (15分) 村田 茂雄 (九工大)
- 9 島根県飯石郡赤名町附近の地質 (10分) 吉田 博直 (広島大)
- 10 鳥取県多里地方産の23のクロム鉄鉱の格子常数について (10分) 北原 順一 (島根大)
- 11 北陸東部の新第三紀地史に関する一試論 (20~30分) 梶野義夫 (金沢大) 坂本亨 (地調)、石田志朗 (京大)
- 12 日南地区の地質 (20分) 首藤 次男 (九大)
- 13 アンモナイトよりみた御所浦層群の時代 (15分) 松本達郎、天野昌久、岡田博有、小栗久和 (九大)
- 15 西南日本外帯の先古生界(?)について (15分) 野田 光雄 (九大)
- 15 琵琶湖瀬戸内湾とフオツサマグナ 擾乱 (フオツサマグナ 擾乱の真相と拡がり) (20分) 江原 真伍 (立命大)

## 記 事

日本地質学会関西・西日本支部連合会は昭和35年9月23日(金)午前9時より  
松江市島根大学文理学部地学教室に於て開催され

- 1 九大富田教授の特別講演ならびに15の学術講演が行われた。
- 2 9月24日午後5時より松江市白鳥会館にて懇親会が日本古生物学会会員と合同で開催された。

3 9月25日午前9時30分より、次の2班の見学旅行が行われた。

- (1) 平田市鵜淵鉱山附近
- (2) 大社町日御崎附近

## 1. 鳥取県日野郡下の花崗岩について

齊下 康彦

鳥取県地下資源開発局

安田 満夫

調査地区は日野郡の北西部島根県境にあたり、東西15 Km南北15 Km面積200 Km<sup>2</sup>の範囲で5万分の1地形図根雨、横田、多里、上石見に含まれている。

本地域の地質は古生層、古期火山岩類、斑岩類、閃緑岩、茶屋型花崗岩、横田型花崗岩、印賀型花崗岩および橄欖石玄武岩より構成されている。

古生層は粘板岩、砂岩、雲母片岩、石炭片岩からなるものと、緑色岩および砕屑岩等からなるものからなり、前者は三郡変成岩類、後者は秩父古生層に属するものと思われる。

古期火山岩類および斑岩類は酸性火山岩および酸性火山砕屑岩で変質を受けている。

閃緑岩の縁辺部は茶屋型花崗岩により変質を受けている。

茶屋型花崗岩は中粒～細粒角閃石黒雲母花崗岩からなり、その岩質変化は閃緑岩附近は閃緑岩質花崗岩で遠ざかるに従って黒雲母角閃石花崗岩そして角閃石黒雲母花崗岩となる傾向が見られ一般に岩相の変化に富んでいる。

横田型花崗岩は粗粒角閃石黒雲母花崗岩で粗粒の角閃石、黒雲母を有すること、閃緑岩や斑岩を捕獲岩としている事を特長としている。鏡下では石英1割、加里長石4割～5割、斜長石3割～4割、有色鉱物5分～1割である。加里長石の8割が正長石で2割がペルト石、有色鉱物は8割～9割が黒雲母で角閃石は1割から2割である。

印賀型花崗岩は粗粒黒雲母花崗岩で石英は細粒、長石は粗粒でピンクを呈している。花崗岩は部分的に黒雲母が濃集している部分、半花崗岩質岩脈、玢岩質岩脈が多く貫いている所、捕獲岩が比較的多い所等多少の変化が見られるが岩質的に変化は余りない。これは原鉱分析表の全鉄分にも見られる。

鏡下では石英、正長石、ペルト石、斜長石が略々等量に含まれている。

橄欖石玄武岩は板状構造を有し、肉眼的にオリブ色の橄欖石斑晶が見られる玄武岩熔岩で前述の諸岩石を覆っている。

これら花崗岩の相互関係については茶屋型花崗岩および横田型花崗岩は印賀型花崗岩の影響を受けている。茶屋型花崗岩と横田型花崗岩との関係は直接は明らかに出来なかつたが、岩相および地質構造から見て同時異相で花崗岩化作用によつて出来たものと思われる。

終りに印賀型花崗岩から得た吹きだまり砂鉄試料粒度分布が次の様な興味あるテーマを暗示している。65メツシユと200メツシユにピークがあり、しかもこれは印賀型花崗岩が横田型花崗岩、茶屋型花崗岩との境界に近いほど65メツシユの方が200メツシユより多く、境界から遠ざかるにつれて65メツシユが減り200メツシユが増加するという結果を示しているが、これは花崗岩の岩相の相違によるものか、磁鉄鉱、チタン鉄鉱等の鉱物組成上の相違によるかは今後に残された問題である。

## 2. 小型有孔虫類による鬼丸層と秋吉石灰岩層群最下部層との対比

沖村 雄二 (広島大)

今日まで秋吉石灰岩層群最下部層の研究は、鬼丸、長岩層等に関連する限り、湊、加藤等の見解及び小沢・鳥山等の見解があり多くの問題が残されております。即ち小沢(1925)による最下部の第1化石帯をViseanとする研究は、湊(1949)により下部Pennsylvanianであるとされました。一方鳥山によつてそれはProfusulinella帯と一致するとされ、更に加藤(1957)等の研究から湊の見解は大きく支持されております。しかし湊・加藤等の研究でも明らかなように、Lonsdaleia floriformis 亜帯(小沢の第I化石帯上部)及び湊・加藤によるStylidophyllum sp. 亜帯に相当する鳥山のProfusulinella beppensis 帯において、現地ではchatetes sp. を除いてなにも観察されていない。たゞFusulinella biconica 帯の下位に位置すると言ふ理由から同一時代であらうと解釈されております。この秋吉石灰岩層群最下部層を小型有孔虫類化石から研究した結果、岡山県阿哲台の名越層上部にそのまゝ対比される事が分り、鬼丸層から産する小型有孔虫類化石動物群と比較する時極めて大きな差異のある事を見出した。一方秋吉におけるMillerella帯から産する小型有孔虫類は、鬼丸層からのそれと顕著な類似性があり、鬼丸層を上部Viseanとする場合、秋吉のmillerella帯をViseanに対比出来ない理由はなくなつたと考えられる。したがつて秋吉のmillerella帯以下の地層、すなわち秋吉石灰岩層群最下部層は少くとも鬼丸層相当の

時代よりも、より古期の地層と考えざるを得ない。これら小型有孔虫類化石動物群の構成を現在分っている Tubertinids Palaeotextularids, Archaediscids, Endothyroids についてみると鬼丸層及び秋吉の Millerella 帯は上部 Viséan 又はソビエトの Namurian に対比し得る可能性があります。

### 3. 島根県簸川郡佐田村八幡原産紅柱石（空晶石）

横山 鼎（島根大）

安達 史朗（妙中鉱業）

本地域附近には、第三系大森累層に属する安山岩類、同質の凝灰角礫岩等が分布しているが、八幡原より「さい谷」に沿って山陰本線江南駅に至る道路を北上すると、出雲市との境界近い 3033 m 山の附近に、石英安山岩が 1 × 0.5 Km 程の岩体をなし、上記安山岩類を貫いて現出している。この石英安山岩はこれより東方に広く分布するものの一分歧岩脈と考えられ、やはり大森紀の火成活動によるものとされる。空晶石を産するのは、この石英安山岩中に恰も大捕獲岩体の如くに露出する黒色頁岩であつて、3033 m 山南縁の道路沿いに約 100 m にわたり露出している。黒色頁岩には層理が発達しているが剝理面は平滑であり、千枚岩状組織或いは板岩状組織といったものは認められず、片理とはいへ得ないものである。この層理はかなり乱れており、所謂“もめた”状貌を呈している。又これに沿って白色粘土質物が生じているが、これは空晶石をつくつた変成作用の行われた際に附加された外来物質である。空晶石はこの黒色頁岩の層理面に C 軸方向を平行にして産しているが、大きさは 0.1 × 5 mm 程度以下の微小なもので、線構造的な配列傾向は認められない。又この黒色頁岩には微晶質な珪長質の小規模白色岩脈が貫入している。この岩脈と石英安山岩との関係は不明であるが、空晶石の生成に直接関係したと考えられる証拠はない。黒色頁岩と石英安山岩との接触部は観察し得ず、黒色頁岩が第三系のものであるという確証はないが、附近の層位的関係、上述の産状等から判断して、含空晶石黒色頁岩は大森累層の下にくる第三系の玉造累層中のものであり、石英安山岩の貫入によりその一部が捕獲され、同時にかかる局所的な変成鉱物を生じたと考えるのが最も妥当と思はれる。尚空晶の形態について考察を加えた。

### 4. 五島列島の多量空晶石、堇青石を含む相ノ島熱変成岩類とその原岩の時代

橘 行一（長崎大）

南松浦郡有川町南東約6 Kmの海上の孤島相ノ島については1959年より調査しているが、全島熱変質をこうむり、紅柱石・堇青石が多量に生じていて、従来玢岩類として塗色されてあつたが、水成岩層を原岩とする熱変成岩類に属する事が明らかになつてきた。本熱変成岩類の原岩層を相ノ島層と呼ぶ。本層は熱変質のため、次の様になつている。

上部 空晶石・堇青石粘板岩層(層厚300 m以上)

下部 熱変成礫岩層(層厚400 m以上)

従つて全層厚700 m以上を越えるものであつたと推定され、現在の上下限は海中に没しているために、実際の層厚は不明である。

上部の空晶石・堇青石粘板岩層は恐らく礫土質の黒色粘板岩を原岩とするもので、紅柱石と堇青石は300 mの全層にわたつて多量に生じている。紅柱石は通常1.5~2 cm、時に3乃至5 cmに及ぶもので、熱変成岩類中のものとしては寧ろ大型である。空晶石型の柱状結晶で、C軸に直角の断面では炭質物が特有の排列を示している。劈開良く発達し、野外では無色~白色である。鏡下では一部に淡紅色を示す事があり、多色性を示す。屈折率その他光学的特徴については調らべが終つていないが、空晶石(紅柱石)と考える。堇青石は小豆大で鏡下では結晶形が明瞭でなく、多くの包有物を含む。風化面では黒色斑点状で、しばしばアバタ状に凹んでいる。基質は黒雲母ホルンフェルス化して居り、多量の黒雲母のほか石英、時に白雲母或は緑泥石様の鉱物、更に炭質物黄鉄鉱その他の黒色微粒不透明鉱物が多量に見られる。

長石もあるが双晶を示すものがあまりない。

本層には鉄礬ザクロ石と思われる2 mm大のザクロ石の結晶が時に密集している事がある。その他火山噴出物や石灰質岩類から変つたホルンフェルスも夾在する。

下部の熱変成礫岩層は基質に火山噴出物起源のもの極めて多く、鏡下では火山岩と認められるものがある。そのほか粘板岩や石灰質岩起源のものも含む。礫は火成岩礫多く、花崗岩閃緑岩、石英斑岩、石英玢岩、安山岩、玢岩、粘板岩、凝灰岩、石灰岩などの礫があり、特に石灰岩礫(1 m大)のものを含む事は注意を要する。

相ノ島層は全体として東南に40°~80°に傾き、周辺の有川、平島、江の島南部の第三系よりも傾斜が稍々急である。

時代については、熱変成岩類であるために、化石の産出がまだない。第三系が多いので、相ノ島層は第三紀の疑も大にあるが、岩相上火山噴出物の多い点では五島層群の上部とか野島層群に比較されるかも知れない。しかし五島層群は礫岩層の発達がわるく、石灰岩の如き

ものも夾在していないので、対比に疑問がある。礫岩層は周辺の第三系に多いが、赤崎層群より佐世保層群までの中、更に火山噴出物が極めて多い事と石灰岩を含む点になると、矢張り岩相上より比較が困難である。更に古く考えて見ると、中生層・古生層の場合は、礫土質岩が中生代花崗岩によつて、大型の紅柱石や堇青石を生じている例が良く知られている。一方相ノ島に最も近接する有川町では、斑岩質の花崗質岩類が岩脈や小岩体として第三系を貫入し、一部をホルンフェルス化している。五島列島にもかかる型の花崗質岩が分布するが、浅所侵入のもので、熱変質の力弱く、相ノ島の如く全島に熱変質を与え、大型の紅柱石を多量に含む厚層のホルンフェルスをつくっている様な例は知られていない。一方西彼杵半島の花崗岩は中生代で、大立島を経て更に西方にのびている可能性があるので、この花崗岩の西方延長が相ノ島に熱変質を与えたと言う疑もある。この場合は少くも中生層以前で、岩相上よりは特に閃門層群に似ている。化石が出ないので、時代決定が困難であるが、石灰岩を含む点では第三系と少々異なり、熱変質の状況も加味して、少くも古第三系の基盤岩の一つと考えて置きたい。これについては更に周辺の地質を調査して居り、検討中である。

## 5. 小倉炭田のいわゆる“出山層”の層位学的問題

高橋 清(九大・理)

小倉炭田では従来、下部から出山層、遠賀層、山鹿層、坂水層が累積しているとされてきた。最近、齊藤(1957)は日明の植物化石により小倉炭田に発達する地層を佐世保層群の一部に対比したいと述べた。筆者は1957年に遠賀夾炭層について、その花粉分析の結果を発表したが、今回、旧到津炭鉱、旧足立炭鉱から得られた石炭試料を得、その花粉分析の結果を報告し、地層の対比を試みた。結果は図表によつて示したが、両炭鉱からの試料は全く類似した特徴をもち、また、古第三紀に共通した特徴(無翼松柏花粉および *Tricolpopoll* 型の *Cupuliferen* 花粉の多産)をもち、さらに個々の花粉について検討した結果、これらは明かに筆者が下部遠賀花粉群としたものに属しうる事が判明した。また、佐世保層群からの花粉・孢子群の特徴について図解し、比較し、その差異を指適した。旧到津炭鉱の炭層は最下部部層に属するものであるから、小倉炭田においては遠賀層から地層が始まるものと結論されうる。しかし、従来の“出山層”とされたものが、すべて従来の遠賀夾炭層より層位学的に下位に位置するものか、また従来の“出山層”の一部が遠賀夾炭層と同時異相的なものであるかは未だ決定し得ない。

## 6. 花粉層位学的立場からみた佐世保層群

高橋 清 (九大・理)

相浦層から福井層に至る多くの炭層群の花粉分析の結果を图表によつて説明した。北九州の古第三紀の花粉群と比較した場合、その花粉群の構成要素に大きな差が認められる。先に述べた古第三紀に共通した著しい特徴は認められない、即ち、Tricolpopoll型の Cupuliferen 花粉はごく稀にしか出現しない。その反面、新しい種の出現が多く認められる。中でも孢子に特徴的なものが現われる。Liquidamber 型のものも多くなり、また Alnus 型の花粉が非常に多くなる。Tilia 型のものも稀にみられる。棚井・尾上 (1956) の葉印化石の研究では佐世保層群を相浦 Flora と阿仁合型 Flora の 2 つに分けているが、花粉の立場からは佐世保層群では 1 つの花粉群として一括されるものであり、佐世保花粉群としたい。佐々川断層以西で採集した石炭試料 (大瀬五尺、大瀬三枚、ドヤ炭、柚木三枚、尺二炭、岩石二枚、柚木二枚、第一鱗状、鹿町三尺の上 15 m の薄炭層、鹿町三尺、三枚物など) にはいつも植物組織が全然認められなかつた。これは二次的に消失したものであつて、その原因は主として断層運動 (一部、褶曲運動も加はるかも知れない) によつて生じたものと考えられる。これが、この地域の岩質を変えている原因であるかも知れない。この問題はもつと多くの地点の試料の検討により、興味ある結果がもたらされるかも知れない。

## 7. 宮崎県延岡市附近の時代未詳層群の層序と地質構造

橋本 勇 (九大)

1. 本地域の層序を第 1 表に示す。

第 1 表 宮崎県延岡市附近の層序区分

地質年代	層序区分 (厚さ約 m)	関係	
現世	沖積層	不整合	高千穂階梯 } 構造
更新世	阿蘇熔岩		
	段丘礫層		
中新世中期	花崗斑岩	不整合	
	遠見山火成岩	貫入	
	庵川礫岩層 (100~300)	進入または被覆	
		庵川不整合	



中新世古期 あるいは 漸新世新期	門川層群 (数百)		衝上断層	運 動
古第三紀	日向層群	大瀬川累層 (300以上)		
		三須累層 (400)	整合	
		伊福形累層 (1000)	整合	
		土土呂累層 (1000)	整合	
		楠津累層 (300~800)	整合	
		門石累層 (600以上)	整合	
時代未詳 中生代 (ジュラ紀?) ~ (三疊紀?)	北川層群	熊田層群 (数千)	高平山衝上線	
		長尾山累層 (1000?)	整合	
		浦尻累層 (数百)	整合	
		高平山累層 (1000?)	整合	

2. 本地域は、構造的には、北傾斜の高平山衝上線 (=延岡・紫尾山構造線) によつて、北川・熊田両層群の分布する北部と、日向層群の分布する南部とに分けられる。
3. 北川・熊田両層群には、広域変成による千枚岩がしばしばみられるが、高平山衝上線に接して発達する高平山累層の縞状石英黒色千枚岩は、高平山衝上運動によつて生成された変位変成岩であろう。
4. 北川・熊田両層群は、九州の四万十累帯中、層序的に最下部を占め、他地域との比較から、恐らくジュラ紀~三疊紀(?)と推定される。
5. 日向層群は、従来、時代未詳中生層とされていたが、今回、その中の土土呂累層から、*Porticulasphaera?* sp. と *Cyclamina* cfr. *tani* Ishizaki が発見 (高柳洋吉氏鑑定) されたので、古第三系であることが判明した。さらに75万分の1延岡地質図・5万分の1富高地質図を参照すると、それらの地域にも日向層群の延長が予察され、従つて、高平山衝上線と尾鈴山酸性岩体との間の幅広い地域が古第三系に属すると考えられるに至つた。
6. すでに報告した本地域南方の遠見山半島の門川層群 (古期中新世あるいは新期漸新世) は日向層群と断層関係にあるが、それと岩相が相違することなどから、恐らく日向層群後のものと考えられる。
7. 各層群の岩相・岩質・構造関係の検討により、それらの褶曲構造は、庵川礫岩層基底

の不整合で示される高千穂階梯をピークとした地殻変動によつて完成され、高平山衝上運動もその地殻変動の一部であることが判明した。

## 8. 北部九州古第三紀層の微化石層位学的研究

村田 茂 雄 (九工大)

北部九州古第三紀層に就いては、既に大型化石により長尾、松下等による詳細な研究がなされている。

筆者は主として底棲有孔虫による微化石層位学的研究をなし、次の11有孔虫帯及び4つの階を確立した。(上より)

- |  |       |            |
|--|-------|------------|
| (1) <i>Eggerella nishisonogiensis</i> zone       | ————— | 芦屋階        |
| (2) <i>Hanzawaia sumitomo</i> zone               | }     | ————— 崎戸階  |
| (3) <i>Bolivinopsis itchodaensis</i> zone        |       |            |
| (4) <i>Elphidium iojimaense</i> zone             |       |            |
| (5) <i>Plectofrondicularia packardi</i> zone     | }     | ————— 坂瀬川階 |
| (6) <i>Hemicristellaria okinoshimaensis</i> zone |       |            |
| (7) <i>Plectofrondicularia nogataensis</i> zone  |       |            |
| (8) <i>Nodosaria okinoshimaensis</i> zone        | }     | ————— 上島階  |
| (9) <i>Haplophragmoides amakusaensis</i> zone    |       |            |
| (10) <i>Amphimorphina californica</i> zone       |       |            |
| (11) <i>Nummulites amakusensis</i> zone          |       |            |

これにより従来直方階と考えられていた坂瀬川層群、伊王島層群、万田層群の対比が異なり、一部上位に来る従来の大辻階と対比される事になり、又筑豊、小倉の芦屋層群は唐津の杵島層群下位の杵島層を欠く事が明らかになった。今後は更に浮遊性有孔虫の研究により諸外国との対比を明らかにして行き度いと思つている。

## 9. 島根県飯石郡赤名町附近の地質

吉田 博 道 (広島大)

10. 鳥取県多里地方産の二、三のクロム鉄鉱の格子定数について

北原 順一 (島根大)

こゝでは広瀬鉱山34m坑産の一試料(標本№2105)について述べる。鉱体の中央部に産したもので、肉眼的にも顕微鏡的にも塊状鉱である。薄片は橙色であり、黒色線で貫かれることもあるが、変質をあまり蒙らぬものである。蛇紋石を多少共生しているので化学分析試料用として重液で分離したものの一部分をX線粉末写真の撮影に供した。粉末写真のデータは次のようである。その試料の屈折率、比重、化学組成のモル比も併記した。

Powder data for chromite (Sample №2105)

d Å	hkl	hkl
2.831	vvw	220
2.398	s	{ 311 (222)
2.006	m	400
1.551	m	511, 333
1.427	s	{ 440 (531)
1.234	vw	622
1.168	vw	{ 444 (711, 551)
1.060	w	731, 553
1.035	vvw	800
0.948	vw	662
0.916	vw	840
0.860	w	931
0.837	m	844

Lattice constant  $a_0$  8.206 Å

Refractive index N 1.872

Specific gravity G 4.090

Chemical composition Mol %

Spinel	MgO. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.2
Magnesiochromite	MgO. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.0
Ferrochromite	FeO. Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.9
Magnetite	FeO. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.9

一般に鉄体の中央部のものは含鉄量が少く尖晶石成分の多いChromspinelに属するものである。中央部では共生する珪酸塩鉄物の少い塊状鉄が多い。辺縁部のものは生成の末期に低温度で水蒸気圧が大になるにつれて鉄が集中し、初生変質的に含鉄量の多いクロム鉄鉄を生じたものと考えられる。辺縁部では伴う珪酸塩鉄物にとむ斑状鉄（浸染鉄）が多く、その辺縁部の珪酸塩鉄物の含鉄量も中央部のそれに比べて一般に多い。鉄体の生成、成因等については別報しておいた。

## 11. 北陸塚部の新第三紀地史に関する一試論

絶野義夫・坂本亨・石田志朗

北陸地方東半部の地域は、新第三紀を通じて行われた構造運動の性格のちがいにともづいて、次の小地質区に分けられる。すなわち北より能登区（北部、中部、南部）、富山北区（石動山区、宝達山区）、富山南区（東部、中部、西部）である。

各地域における層序を整理・対比し、次の年代区分を採用した。すなわち下より檜原、岩稱、黒瀬谷、東別所、音川、氷見、埴生の各期である。各期について、地層の分布、岩相、予想堆積範囲および海陸分布などを図示説明した。

そして積成盆地の発生から消滅にいたる各期ごとの南北断面図を示し、また新第三紀を通じての積成図を示した。

積成盆地の発生から消滅までを通覧すると、発生、発展、転換、衰退の段階に区切ることができる。

発生の段階は檜原期に当り、一様な広い非海水域が形成されたと推察される。

発展の段階は、はげしい火山活動とそれにつづく海進によつて示され、岩稱、黒瀬谷、東別所期がこれに相当する。この段階を通して、北陸東部の積成盆地が二つの構造単元に分化し、積成様式、火山活動の差異が明白となる。富山南区では南から北へ地層が累積し、沈降域域がしたいに北へ移動しているが、能登区は北部に沈降域が生じたが、中部に台地状の陸地ができ、そのまわりにうすい地層を積成した。

東別所期末期から音川期初期にわたる時期は、転換期であり、これを区切りとして衰退の段階に入る。転換期の運動は地域によりいろいろな形であらわれる。すなわち富山南区の不整合、富山北区と能登区南部の粗粒岩相の急激な堆積とそれにつづく沈降運動の停滞、能登区北部の沈降運動の全般的な停滞などである。

衰退の段階は音川・氷見・埴生期に当る。各期にそれぞれ一時的な海進を繰返しながらも

全体として沈降域が縮小していった。

北陸東部の新第三紀全体を通じて、その積成運動をみると、南北断面をとった場合の沈降域の非対称性が注目される。すなわち各沈降域についてみると、規模の大小を問わず、その最大沈降部が南に偏在し、一方隆起域は北方に向つてのし上げる傾向を示す。

この積成盆地は概括的にいえば、周辺盆地的性格をもち、他のグリンタフ地域プロパーに比べて、地層がうすく、火山活動や変質作用が弱く、構造運動はもつぱら基盤の運動の直接的な受動的な反映としてあらわれている。

## 12. 日南地方の地質

首藤次男(九大・理)

宮崎県日南地方には広く第三系が分布している。これらは層序学的に下から日南層群(整合)酒谷層群(不整合)宮崎層群に区分される。

日南層群は堆積輪廻にもとづいて下から石波(串間市市木町石波北方海岸☆)、市木(串間市市木町東部☆)、南郷(南郷町高畑山南部☆)、滝ヶ平山(南郷町滝ヶ平山☆)の四層に細分される。模式地における各層の層序概略はつぎのとおりである。石波層:主として濃灰色の硬質頁岩の厚層、下限不明。市木層:円礫薄層、互層(砂>泥)30m、頁岩5m、砂岩ないし互層(砂>>泥)260m、灰色頁岩240m、計530m±。南郷層:互層(砂>泥)30m、頁岩90m、互層(上部に流紋岩質凝灰岩薄層)60m、頁岩250m、計430m。滝ヶ平山層:砂岩260m、頁岩50m、砂岩50m、頁岩200m、計500m。

酒谷層群は岩相上、赤根(日南市酒谷赤根☆)、男鈴山(男鈴山☆)、大矢取(串間市大矢取☆)の三層に区分される。赤根層:粗・中粒砂岩140m、灰色頁岩80m、互層(砂≠泥)50m、基性凝灰岩70m、ドレライト質玄武岩岩床30m、計370m。男鈴山層:主として厚い塊状砂岩400m。大矢取層:泥質礫岩、頁岩を挟む互層(砂>>泥)600m。

両層群を通じて、岩相の横の変化は著しい。また古い地層ほど南東側に、新しいもの程北西側に多く分布する。

時代については、南郷層が杵島動物群、滝ヶ平山・南郷両層が芦屋動物群、大矢取層が明川動物群を産するので、それぞれ漸新世中期、同後期、漸新-中新世を指示すると考えられる。

構造的には日南・酒谷両層群はまったく同じ構造運動にさんかし、きわめて複雑な褶曲と

☆ かつこ内は模式地

断層とを受けており、この上に不整合にのる宮崎層群とは顕著な対照をなしている。褶曲は多くの高角逆断層のほか低角衝上も見られ、褶曲度はたかく、過褶曲、等斜褶曲など随所に見受けられる。この運動の時期は大矢取層後、宮崎層群前であるので、中新世初期と考えられる。

### 13. アンモナイトよりみた御所浦層群の時代

松本達郎(九大)・天野昌久(熊大)

岡田博有(九大)・小栗久和(日本)

- (1) 熊本県の御所浦島の御所浦層群は下部I、中部II、上部IIIの3層から成る。その中部層には、三角貝などの貝化石が豊富だが、若干のアンモナイトも産する。今回小栗・岡田・松本はIIe層(IIIとの境より下位70m)に、*Graysonites cf. fountaini* Youngの産出を確認した。これに伴い、*Desmoceras kossmati* Matsumoto、*Mariella n. sp. aff. M. oehlerti* (Pervinquière) が出る。両者は従来もIIeから知られ、また*D. kossmati* はIIbからも出ている。
- (2) 御所浦層群は西南方に延長して、鹿児島県の獅子島に露出する。天野はその数地点からアンモナイトを採集した。*Graysonites cf. fountaini*, *G. spp. α, β*, *Desmoceras sp.*, *Mariella aff. oehlerti*, *Stoliczkaia spp.* がある。これらは必ずしも厳密には同一層準でないとしても、みな中部層相当部から産している。
- (3) *Graysonites* は下部セノマニアンを下を指示する。最近北海道においても、*Desmoceras kossmati* 帯から*Graysonites* が採集された。このものならびに随伴アンモナイトから、*D. kossmati* 帯は下部セノマニアンに属することが明らかである。
- (4) 従つて、御所浦層群中部層の大部分(IIb-IIe)は下部セノマニアンということとなる。このことは、本層によく出る*Acanthotrigonia pustulosa* (Nagao) が北海道で*Mantelliceras* の多く出る部分、すなわち下部セノマニアンに確認されたことによつて裏付けられる。
- (5) 御所浦層群下部層は、従来松本も述べていたように、アルビアン上部にも及ぶであろう。同層群上部層は、セノマニアン(中部・上部)だけか、チヌーロニアンをも含むかが、疑問となつてきた。換言すれば、姫浦層群(セノニアン)との間の非整合が、時間的間隙の若干あるものか、軽微なものか、問題となる。

## 14 西南日本外帯の先古生界(?)について

野田 光雄(九大)

西南日本外帯各地のゴトランド系には殆んど例外なくいわゆる圧砕花崗岩類が伴なつて発達する。九州でも大分県三国峠附近の優白質花崗岩を伴なう黒雲母花崗岩・花崗斑岩、同県豊栄・尾平鉦川附近の閃雲花崗岩、宮崎県鞍岡の花崗閃緑岩、熊本県深水の優白質花崗岩や片麻岩等が、何れもゴトランド系に伴なつて発達し、それらは一般に圧砕されているが、部分的には圧砕されないところもある。これらの花崗岩類はすべてゴトランド系中に貫入したように見受けられ、その貫入の時期は市川らによれば四国三滝火成岩類について古生代末期とし、平山らも剣山図幅で二疊紀中期としたが、浜田によれば高知県高岡郡日高村土岐山では Carnic 中期の砂岩を貫入しているのが観察されるという。然し私は

1. 外帯各地でこれらの花崗岩類が、果たして古生代末、あるいはそれ以後の貫入岩であるなら、何故にゴトランド系のみ随伴して、秩父系中には単独で広く貫入しないかということ
2. これら花崗岩類は構造的にも常にゴトランド系とともに変動し、周辺秩父系とはほとんど衝上関係を以つて分布していること
3. ゴトランド系とは一見貫入接触の関係にある如く見えるけれども、ゴトランド系にはほとんど接触変成作用が認められないこと
4. 三国峠奥畑における如く、ゴトランド系基底部に礫岩が発達し、それが恐らく不整合関係を以つて圧砕花崗岩上に乗っているところがあること
5. 三国峠附近の本花崗岩類中には先カンブリアの疑いのある紫シリコンが含まれていること
6. 三国峠附近のゴトランド系酸性凝灰質岩中からは丸味を帯びた相当量の紫シリコンが検出されたこと

などから、これら各地の花崗岩類はゴトランド海進に先立ち、既にその基盤岩として存在していたと考えるのが妥当ではないか。而も現在それらがゴトランド系中に、時には Carnic 中期の地層中にさえ貫入したように観察されるのは、その後の大地殻変動に際し再融熔して、このような形をとつたものとするとはできないか。エスコラの再動理論によれば、この考えは決して不可能ではない。

本問題は日本最古の基盤岩の問題とも関連する重大問題であるから、今後更に各専門家の十分な検討が必要であるが私は現在のところ以上のような考えが強い。若し私の考えが容れ

られるならば、これら圧砕花崗岩類の貫入の時代は先ゴトランド紀であり、あるいは先カンブリアの疑いもあるということになる。

先カンブリア紀といわれる四国の寺野変成岩類に対比の可能性のある片麻状花崗岩や片状斑岩も、三国峠南方樫峯に上記圧砕花崗岩類と接して発達するが、詳細については今後の研究にまつ外はない。

## 15. びわ湖、瀬戸内海とフオツサマグナ擾乱

江 原 真 伍 (立命大)

びわ湖は長浜以北に於ては地形の走向南北・以南は南西で前者は海津・敦賀の地畛を越えて直ちに敦賀湾に連なり後者は淀川を経て大阪湾に通ずる様に見える。されば之に伴う構造線も前者にありては海津・疋田線又之に平行して大浦に貫く饅頭越線及日計山線更に黒河川線或は三十三間山線の如き皆南北の方向である。然しながら塩津又は敦賀湾の立石岬に於て断層方向北西・南東に変るのは柳ヶ瀬・木ノ本断層線に沿ひ伊吹山が北西に移動する為である。之は伊吹山の地質構造が南東から圧力を受ける為で其の移動量は地理調査所に於て記録されて居る。柳ヶ瀬・木ノ本線は越前岬を過ぎて北西に延びケンタツ瀬を越えて遠く日本海底を大和堆の西に達し美濃・飛騨地塊と中国地塊の境界を成すことが考えられる。

びわ湖の大部分を占める上述の南西部に平行して北北東・南南西に走る構造線は中村新太郎の花折断層であつて今津の西方三谷から始まり比良山の西で途中越を論へて八瀬より京都の東山に沿うて走るものであり、この外之に平行して大津から比良山の東に走るものと共にびわ湖陥没の外形を對す様に見える。

之を先にしては明治中期に於ける鈴木敏・近くは中村新太郎、松下進、多田文男、最近上治寅次郎又地質調査所黒田和男、磯見博、広川治等の調査によりて明かなる如くびわ湖、京都周辺、丹波山地の古生層は断層交錯して網ノ目状を呈し就中南北断層が卓越する様に見える。

中新期の初め伊豆甲信越の本州中部に起れるフオツサマグナ擾乱は南北に走る伊豆七島海嶺の尖端が本州外帯の外側に頭を突き込み南から北に向う強圧によりて内帯と共に之を押し曲げたるに基因し、其の弧状湾曲は中央線の示す宇治山田、豊橋、水窪、和田、諏訪及其の延長線なる丸子、秩父、東京、大東岬に至る西に急に、東に緩なる非対線の弧によりて示されるもので、之は糸魚川、諏訪、龍崎、箱根線によりて喰い違いを起しその右翼は諏訪、大町間の60キロを北西に移動して現在は豊橋、諏訪、大町、長野、高崎、岩槻、成東線で示



さるものである。之の弧状彎曲の頂点は「長野・大町アレナ (Arena)」であつて弧の左翼は右翼と共に此処に引かれる結果となる。

近畿地方は大阪灣・瀬戸内海を込めて上記アレナの西南にありてフオツサマグナ擾乱に際しては張力区となり南北断層を生じてびわ湖陥没の準備を整え、鮮新〜洪積期に於ける七島海嶺のフオツサマグナ再突入によりてびわ湖陥没を起し、又走向断層を起して淀川流路を決定したるものである。

大阪灣は北東・南西に長軸を有する楕円形であつて其の陥没は反時計的廻転によりて捲き込まれたるものなるべく、北側にある六甲山塊の西方への押し被せ移動は上述反時計的廻転に影響された為である。

播磨洋は淡路島を隔てて大阪灣に対し外形は大体に於て北東・南西に長軸を有する楕円形を仮想しうべく、前者と同じく反時計的廻転によりて捲き込める陥没であつて其の南を限る阿讃山脈の和泉砂岩層に見る地層の擾乱は之に影響される為である。

大阪灣・播磨洋の陥没はフオツサナマグナ擾乱による張力区の中で起るものであり吉備高原地方に多く見る南北方向の河川流路は又この張力に基づく断層によるものであるが、張力の限界は岡山附近にある様に見える。それは燧灘に働く力は北西より南東を指して岩見の浜田海岸から三次を経て四国の中部を太平洋に向うものであり、又四国の西部は九州東部と共に琉球弧島の方に引かれて豊後水道・伊予灘・周防洋を起した事が考えられるからである。同じ瀬戸内海であつても豊後水道・伊予灘・周防洋・燧灘が先に出来て海水は豊後水道から浸入し来り、播磨洋・大阪灣は少し遅れた様に思われる。

( 以 上 )