

# 香川県地質図説明書



1962

## 序

従来香川県には、完成された地質図がなく、産業開発及び教育面からみても、非常に不便を感じていたようである。

そこで、吾々が現在までに調査した資料及び明治以来今日までの諸研究者の資料とを併せて編集することにし、ここに漸く刊行の運びとなった次第である。

執筆に当って、なるべく沢山の方々に読んでいただき、郷土の自然について理解していただくために、できるだけ平易に書くべく心がけたつもりである。また内容については欲ばりすぎて多岐に亘り、却ってそのため不備の点は多々あるが、利用面からみての、地域地質の説明書としての在り方は充分理解して書いたつもりである。

別刷付録は、とくに県内の教育にたづさわる方々のために、古生代の中頃（約4億年前）から現在までの香川県の地史と県内の主な地質見学実習コースを選び、これの案内記ともいうべきものをまとめてある。

産業開発及び教育面に多少とも役立てば幸いである。

終りに終始御指導頂いた東北大学教授畑井博士に厚く御礼申上げる。

また植物化石、花粉化石、動物化石について種々御教示頂いた大阪市大三木博士、福島大学鈴木博士、東北大学今泉・小高・早坂・増田・相馬の諸博士、宇都宮大学阿久津博士に厚く御礼申上げる。

なお巻末に列挙してある多数の文献を利用させていただき、とくに地質調査所発行の各図幅及び説明書は、多々利用させていただいた。原著者各位に対して敬意を表する。また各種資料を御提供頂いた各位に厚く御礼申上げる。

昭和37年10月

香川大学農学部応用地質学研究室

齊 藤 実

香川大学学芸学部地学研究室

坂 東 祐 司

内場地下工業株式会社

馬 場 幸 秋

# 目 次

I. 研 究 史	1
II. 地 形	7
III. 地 質	17
III-1 概 説	17
III-2 各 説	19
(I) 変成古生層	19
(II) 深成岩類	20
(III) 和泉層群	24
(IV) 土庄層群	31
(V) 讃岐層群 (各種火山岩を含む)	33
(VI) 三豊層群	40
(VII) 第 四 系	48
VII-1 洪 積 層	48
VII-2 冲 積 層	50
IV. 火成活動及び地質構造	51
IV-1 火 成 活 動	51
IV-2 地 質 構 造	52
付録 一 応用地質	57
1. 農業上からみた香川県の地質	57
2. 地 下 資 源	60
3. 土木上からみた香川県の地質	66
参 考 文 献	70

## 表紙の写真

### 長尾衝上

これは、今回の調査中に、香川県大川郡長尾町亀鶴公園の南側の崖で、発見された著しい衝上断層である。即ち領家花崗岩が第四紀砂礫層上に衝上したもので、極めて若い断層である。  
(詳細は本文52頁参照)

## I. 研 究 史

現在までの香川県の地質に関連した研究論文・調査論文・論説等を年代順に記載し、また出来るだけ抄録してみた。従って研究史と言うよりわ、時にわ、文献抄録集的になってしまいましたが、その方が、これから香川県の地質を調査研究する人にとっては、より参考になると思うので、あえて抄録してみました。

先ず初めに、日本の地質学の開祖と言われる独人 EDMUND NAUMANN (1885~1890) は、瀬戸内海の生成について、次のように論じている。即ち彼は日本の大構造を論じた最初の人であり、先ず西南日本を内外両帯に分つ分割線に対して、“Grosse Medianspalte” とよんだ。これは日本褶曲弧にともなった産物であり、その完成は古生代であるとし、Fossa Magna (大裂罅) より古いとした。更に西南日本の内帯の外側に位置する瀬戸内地帯を Trummer zone とよび、この“Fragmentation”は、讃岐地方の小豆島に分布する鮮新世の集塊岩、凝灰角礫岩の存在をみても分るように、ずっと後の出来事であると云っている。

小川琢治 (1899~1902) は、その当時としては、初めて、Median line (中央構造線) を正しく解釈し、Median line (中央構造線) は、内帯の花崗片麻岩の外帯の結晶片岩類への衝上で、かつての衝上線は、白亜紀の内海堆積物である和泉砂岩統におおわれているとした。また瀬戸内海の生成は、NAUMANN・原田等と同様、地殻の“Fragmentation”や地殻の陥没によるものであると述べた。

1891年、横山又次郎は、四国の白亜系の化石についてという論文の中で、香川県の小海村 (現在の引田町) から *Herioceras* を記載した。

1894年、若林勝邦は、短報で、讃岐の小豆島釈伽の鼻付近に、哺乳動物化石の集成地があると報告している。

1895年、大上宇市は、短報で、讃州弥谷山は蠻岩質であると述べている。

1895年、鈴木敏は、 $\frac{1}{20万}$  徳島図幅 (香川県東部を含む) の中で、小豆島・豊島に発達する海成層と、瀬戸内火山の火成碎屑岩類とを併せて、第三紀新層 (鮮新世) に属せしめている。

1896年、(A, B 生) は、短報で、讃岐の坂出町に近い天皇及び白峯に、黒色にして、打てば聲音を發する石ありと云い、俗にカンカン石とよばれていると述べている。

1898年、佐川栄次郎は、短報で、讃岐の飯の山は、花崗岩上に噴出した独立の古き火山であると云っている。

1898年、山上万次郎は、 $\frac{1}{20万}$  の丸亀地質図を完成し発表している。

1900年、佐藤伝蔵は、短報で、讃岐国坂出天皇付近の讃岐岩を調査し、讃岐岩中に輝緑岩らしきもの混入し、輝緑岩を通して地中と関連あるものらしいと述べている。

1915年、矢部久克は、小川琢治によって提起された和泉砂岩統の内海説に対して、古生物学的根拠に基き公海堆積物であると主張し、更に1917年、NAUMANN・原田・小川等の瀬戸内海の生成論に対して次のように述べている。『確かに地殻の“Fragmentation”や、それにとまう地塊運動は瀬戸内地方に行われたであろうが、これが唯一の要因であるとは考え難い。例えば海水面の正の運動等も考慮されねばならないであろう。それによる既存断層や節理に沿う浸食によって、現在の内海の輪廓は生成しているのであるから』と。

1916年、古藤文次郎は、その著 *Volcanoes of Japan* において、WEINSCHENK (1891) によって初めて名付けられた讃岐岩を Sanukitoid と称し、これを二種に大別している。

(1) 正規の讃岐岩 (2) 古銅輝石安山岩

1916~18年、松本彦七郎は、小豆島近海海底より次のような哺乳動物化石を報告した。

*Stegodon orientalis* OWEN, *Stegodon sinensis* OWEN, *Elephas namadicus* MATSUMOTO,

*Cervus (Sika) cfr. nippon* TEM., *Bison occidentalis* LUCAS.。

その後(1924~1929)、更に小豆島付近海底より *Loxodonta namadica naumanni* (MAKIYAMA), *Loxodonta namadica yabei* (MATSUMOTO) を記載し、中期更新世に属せしめた。更に1941年、香川県仲多度郡三ツ子島付近海底より *Parastegodon shodoensis* (MATSUMOTO) を報告している。

1924年、槇山次郎は、*Elephas trogontherii* POHLIG. を小豆島白浜付近海底より報告記載した。

1926年、小沢儀明は、瀬戸内海地域の旧象化石を含む地層を瀬戸内層群として、その時代を松本・槇山の旧象化石の研究より初期~中期更新世とし、瀬戸内層群の下位に、讃岐岩を含む火成碎屑岩層を二上層群としておき、上位には屋島の熔岩台地上にある屋島礫層をおき、この礫層は、更新世における Pluvial age (大雨期時代) の産物であると述べた。

1926年、江原真悟は、讃岐山脈東部の和泉砂岩の層序を研究し、下位より次の如く分った。

(1) 基底礫岩 (2) 引田頁岩 (3) フッコイド砂岩 (4) 箸蔵頁岩

1927年、八木貞助は、瀬戸内海産の旧象化石二種について述べている。

1931年、郡場寛及び三木茂は、和泉層群からの俗称あやめ石・しょうぶ石とよばれるものを、藻類化石 *Archaeozostera* として7種記載報告した。

1932年、浦上仁一は、讃岐島嶼における地質鉱物及び植物の分布現象という単行本を著し、その中で、瀬戸内海の成因、瀬戸内海海底よりの旧象化石について述べ、かつ島嶼の地質鉱物及植物相について詳しく述べており、とくに植物の分布については、好参考書であろう。

1933年、桑島安太郎は、その著香川県地誌(上巻)で、瀬戸内海の成因及び香川県の地体構造について、地形学的根拠より特異な見解を発表しており、その他自然地理的分野についても詳しく、香川県の自然地理に関する好著といえよう。

佐藤源郎(1932~1935)によって、初めて香川県の地質が、本格的に調査検討され、それは地質調査所発行の  $\frac{1}{7.5万}$  の地質図(丸亀・高松・西大寺)として広く利用されてきた。とくに深成岩及び火山岩類の分類は多岐に亘り、詳しく報告されている。この中で、小豆島・豊島の海成第三紀層中より次のような介化石を報告している。四海村滝の宮より *Ostrea sp.*, *Glycimeris sp.*, *Cardium sp.*, *Venericardia sp.*, 同長浜産として *Crassatellites sp.*, *Dosinia sp.*, 豊島の蛇崎より *Pectunculus sp.*, *Arca sp.*, *Tapes sp.*, *Yoldia sp.*, 等、これのみでは明確ではないが、第三紀中新世に層するものであろうと、また讃岐岩類にともなう火成碎屑岩層を瀬戸内統とよび、これは淡水性堆積層にして、下位より酸性凝灰岩・両輝石安山岩質集塊岩・塩基性凝灰角礫岩に分け、この中から *Quercus crispula* BLUME, *Fagus japonica* MAXIM., の植物化石を報告し、瀬戸内統は多分鮮新世であろうと、また屋島礫層は、恐らく河流堆積物であり、これはむしろ瀬戸内統より除外し、旧象化石を含む洪積層に属せしむべきであると述べた。更に瀬戸内海及び讃岐地方地学雑観と題する論文の中で、屋島類似のものに対しメサ状地塁とよび、ピユート状のものは、メサの解析の進んだものであるとした。

1934年、吉木文平は、香川県長炭村猫山の珪線石鉱床を調査し、その付近の花崗岩系が、東西の片理構造を示すと述べている。

1935年、久野久は、讃岐の国府台地域を調査し、次のような層序を示した。下位より (1) 黒雲母安山岩質凝灰岩 (2) 角閃安山岩質集塊岩 (3) 古銅石安山岩 (4) 讃岐岩とし、これは同時に、この付近における火山岩の噴出順序をあらわしている。

1935年、徳永重康は、香川県財田村入樋より発見された旧象の門歯並に臼歯の化石を *Parastegodon sugiyamai* TOKUNAGA とし、更に1936年、瀬戸内海海底より *Capreolus (Capreolina) mayai* TOKUNAGA and TAKAI を記載報告した。

1938年、下村彦一は、塩飽諸島の地形と地質について発表した。

1938年、杉健一は、四国高松付近の讃岐岩について研究し、讃岐岩類は、マグマが花崗岩の一部を

同化して生じたものと考えた。

1940年、河野義礼・岸田考蔵は、香川県白鳥本町付近の岩脈群をなすスペッサルト岩及び文象斑岩について岩石学的研究を行った。

1940～1941年、田中治雄は、本邦における沖積地の基盤までの深さについてという論文の中で、香川県内における14ヶ処の200～450尺に亘る鑿井結果を基にして、基盤岩を推定している。高松平野の基盤は、讃岐岩類またわ花崗岩、丸亀・三豊の各平野は花崗岩であろうと。

1943年、鹿間時夫は、哺乳動物よりみたる東亜の洪積層についてという論文の中で、小豆島付近海底よりの哺乳動物化石として次のようなものを報告している。

*Stegodon sinensis*, *Parelephas trogontherii*, *Palaeoloxodon namadicus maumanni*, *P. namadicus setoensis*, *P. namadicus yabei*, *P. aomoriensis*, *Sus* cfr. *nipponicus*, *Bison occidentalis*

これらを含むと思われる地層は、明石近傍の西八木層に対比され、中期更新世であると言っている。

1947年、沢田秀穂は、小豆島炭田の大鐸・北浦地区の調査をした。

1948年、蔵田延男は、観音寺市南の柞田川流域で電探を行い、ボーリング結果を参照して、三豊平野の地下地質を論じている。

基盤の花崗岩までの深さは、基盤の露出地域に向って浅く65～85m、平野地帯の中心部で130～140mで、基盤の花崗岩は、かなり凸凹にとんでいる。またこの付近で、厚さ100m位の洪積層があり、その上に平均5～6m位の沖積層がのっている。

1948年、篠原勇は、 $\frac{1}{5万}$ 地形図（川島及び三本松）図幅中での和泉砂岩中の化石産地を報告している。例えば大川郡小海村北谷・引田町翼山等から、*Trigonia japonica* YEHARA, *Lucina ezoensis* NAGAO, *Grammatodon* sp., 大川郡相生村坂元 → *Bostrychoceras awajiense* (YABE) em. SASAI, 大川郡相生村川股 → *Bostrychoceras awajiense* (YABE) em. SASAI など。

1949年、山口勝は、小豆島の讃岐岩について研究し、讃岐岩の噴出は、瀬戸内層群の下部の堆積中またわ堆積後、上部層の堆積前であるとした。下部層から *Liquidambar formosana* HANCE, *Rosa* sp., を報告し鮮新世であると。

1949年、今村・中野・光本等は、阿讃山脈南北両側の衝上断層について発表、即ち和泉層群が下部洪積層上に衝上し、その衝上線は上部洪積層におかれるとした。

1950年、平山健の調査による地質調査所発行協町図幅が刊行された。これによれば、讃岐山脈東部の和泉層群の層序は次のようである。

- 下位より、A、花崗質砂岩、3～100m
- B、基底礫岩層、5～300m
- C、緑灰色砂岩層、30～500m
- D、黒色頁岩層、500m±
- E、黒色頁岩及び緑灰色砂岩の互層、2,500m±

1950～1953年、三木茂は、近畿地方における遺体植物の研究で、三豊郡財田村・十郷村から *Metasequoia* を報告している。

1950年、松本隆は、瀬戸内火山岩の混成現象の研究において、とくに高松及び小豆島近傍の輝石安山岩について研究を行い、この付近の輝石安山岩を三つの型に分類した。

第Ⅰ型……斜方輝石安山岩（従来の讃岐岩及び古銅石安山岩）、これは飯の山・城山・金山・白峰山・大平山・青峯山・国府台・石清尾火山群を構成する。ButteやMesaでなく夫々独立の火山丘である。

第Ⅱ型……単斜輝石、斜方輝石の両者を有する両輝石安山岩（斜方輝石の優勢なもの）、国府台東端

の袋山・勝賀山等。

第Ⅲ型……両輝石安山岩（単斜輝石の優勢なもの）、大低の場合岩脈としてみられる。

1950年、小林貞一は、今までの諸研究者の結果を参考として四国地方地質誌を著した。これは香川県のみならず四国の地質を知るには是非一読する必要がある名著である。この中で香川県関係では、とくに瀬戸内海の生成発達について、第一瀬戸内時階、第二瀬戸内時階を設け、前者は中央構造線の砥部時階に、後者は中央構造線の菖蒲谷時階の運動に、ほぼ相当するであろうと述べている。

1951年、平山健は、白鳥本町付近のスペッサルタイト及び文象斑岩を研究し、従来と異った見解を発表している。

1951年、飯山敏春外の編集による、 $\frac{1}{50万}$ 地質図（高知）が地質調査所より発行された。これは香川県関係では、花崗岩類・和泉層群・第三紀層・安山岩・玄武岩と大まかに分類されているのにすぎないが、四国全体の地質を知る上に非常に便利な地図である。

1953年、村上義朗は、重力より見た高松平野の地下構造の解析を行い、地質学的に種々の問題を提起している。

1953年、中野光雄は、讃岐山脈中部の和泉層群を研究し、次のような層序を示した。

下位より	(1) 転石礫岩・砂岩層	640m
	(2) 中通頁岩層	2,770m
	(3) 堀田砂岩層	1,420m
	(4) 勝浦頁岩層	1,000m±
	(5) 川東砂岩層	1,570m
	(6) 石仏頁岩層	410m
	(7) 中野砂岩層	500m

また構造的にも厚い凝灰岩層の追跡により、向斜構造を確認して、これまでになかった概念を公表した。

1953年、松本達郎外、日本島の白亜系を総括した。その中で讃岐山脈の和泉層群についても、大体中野光雄の層序を取り入れて発表している。

1954年、高桑紇は、阿讃山地北麓の浸食面について研究し、阿讃山地北麓の3～4段の浸食面の存在は山麓階的なものであらうと述べている。

1954年、甲藤次郎・中村純は、香川県財田村北野の泥岩中の花粉を研究し、*Metasequoia*, *Liquidambar*, *Nyssa* 等の第三紀植物の花粉を識別し報告している。

1954年、斉藤実及び中山一義は、香川県東部地方の火成碎屑岩類について層序学的研究を行った。続いて香川県西部一帯に発達するメタセコイアを含む湖沼層に対して三豊層群と命名し、その概要について報告し、本層群を明石層群に対比した。

1955年、斉藤は、屋島礫層についての見解を発表、本層は、礫層というよりは粗粒砂層で、三豊層群の一員と考えた。

1956年、斉藤は、香川県地質図 $\frac{1}{20万}$ を編集し、それは香川県農業試験場発行の農業図説中に含まれている。

1957年、四国通商産業局編集の四国鉱山誌刊行さる。この中で、香川県各地の鉱山の現状、地質及び鉱床等について、調査結果が報告されている。香川県関係は次のようである。

亜炭及び石炭：大鐸・大辻・山脇・朝日・豊・北浦・島津・高松の各鉱山。

砂鉄：岩黒・内海の各鉱山。

耐火粘土：豊島鉱山。

ウラン、トリウム、けい石及び長石：金山・四国けい石（兜島）の各鉱山。

陶石：多和陶石鉱山。

珪線石：猫山鉱山。

銅, 硫化鉄 } : 手島鉾山.  
重石, 砒鉾

1959年, 都城秋穂は, 阿武隈・領家及び三波川の各変成帯の研究結果を発表した。領家変成帯は, 少なくとも山口県の柳井地方から長野県の高遠地方まで Median line の北側に沿って細長い地帯をしめている。

変成岩の原岩は, 泥質またわ砂質の水成岩が多く, 泥質岩は粘板岩→雲母片岩→片麻岩という順序で変成し, 一般に変成度は, Median line に向って高くなるが, 瀬戸内ではむしろ逆で, 現在の内海の海岸線に変成度の高いものが直線的に分布している。

1960年, 中川衷三は, 阿讃山脈東部の和泉層群についての研究結果を発表し, 次のような層序を示した。下位より

城山礫岩	100m (一)
翼山砂岩	200m~30m
引田互層	2,600m
大須凝灰岩	15±m
大山寺互層	1,200m
牛の鼻凝灰岩層	10m
大坂越互層	2,500m

更に構造的には, 東西の軸をもった向斜構造であるが, 単純なものではなく, 数本の南北性断層により地層の繰返しが行われていると述べている。

1960年, 齊藤実及び坂東祐司は, 四国内帯の鮮新~洪積層について総括し, その構造についても若干ふれた。

1960年, 齊藤実は, 香川県に分布する鮮新世の三豊層群中にみられるいろいろの堆積構造, とくに Loading structure について詳しく述べた。

1961年, 中川衷三は, 四国の和泉層群の総括的研究を行い, その成果を発表し, 次のような層序表を示した。

阿 讃 山 脈		
西 部	中 部	東 部
	岩 倉 泥 岩	
	中 野 砂 岩	
	石 仏 頁 岩	
	川 東 砂 岩	
	凝 灰 岩	
	勝 浦 頁 岩	
	堀 田 砂 岩	大 坂 越 互 層
猪 鼻 互 層	中 通 頁 岩	大 山 寺 互 層
雲 辺 寺 砂 岩		宮 川 互 層
海 老 濟 泥 岩		坂 本 泥 岩
		千 足 互 層
落 合 互 層	転 石 礫 岩 ・ 砂 岩	引 田 泥 岩
田 野 々 砂 岩		翼 山 砂 岩
鳥 越 互 層		城 山 礫 岩 ・ 砂 岩
南 礫 岩	花 崗 岩 類	

1962年、齊藤実及び坂東祐司は、和泉層群中にみられる堆積構造及び *Problematica* について記載発表した。そして和泉層群の大部分が *Turbidity current* による *Turbidite* であろうと述べた。

1962年、齊藤実は、香川県及び北愛媛県の地質についての総括的な結果を発表した。これは、主として上記地域の中新世以後の地層群（海成の初期～中期中新世に属する土庄層群，後期中新世に属する火成碎屑岩類よりなる讃岐層群，後期鮮新世に属する湖沼成の三豊層群，及び更新世の焼尾峠礫層，扇状地及び段丘堆積物）に主眼をおいたものである。そして瀬戸内周辺の各地区の結果と対比し，瀬戸内の構造発達史を論じている。

1962年、対馬坤六・片田正人は、 $\frac{1}{20万}$ の地質図（徳島）を調査編集した。これによると従来瀬戸内火山として一括されていた香川県地方の火山岩及びその碎屑岩類を次のように二期に分けている。

- (1) 瀬戸内旧期火山岩類…中新世（屋島・紫雲山等に分布するもの）
- (2) 瀬戸内新期火山岩類…鮮新～更新世（八栗・女木・男木・小豆島に分布するもの）

この外に香川県庁及び四国地方建設局等で，工事目的のために，また四国通産局関係において資源調査のために，局部的に精査されたもの多数あるも省略する。

## Ⅱ．地 形

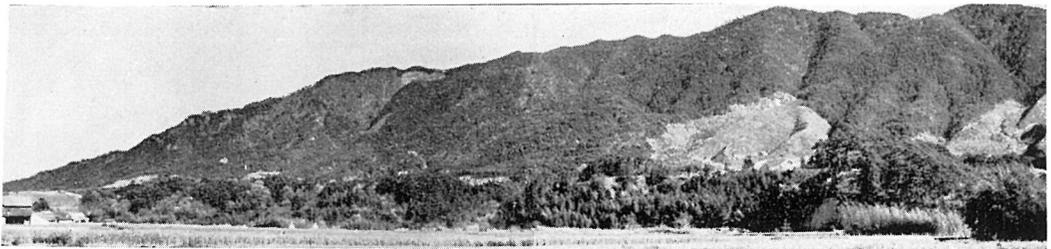
香川県地域は、地形的にみて、次の四部分に分けられる。

- (1) 南部の和泉層群より成る讃岐山脈地帯 700~1,000m
- (2) 讃岐山脈の前山丘陵地帯（花崗岩系）及び各種熔岩をのせた山塊群（屋島・国府台等） 300~500m
- (3) 讃岐山脈北麓の花崗岩丘陵地の前縁及び各火山性丘陵地間に発達する洪積台地 60~200m
- (4) 各沖積平野（扇状地及び三角洲）

即ち本県南部には、白亜系の和泉層群より成る地塁の讃岐山脈が、東北東方向に走り、その高度は600~1,000mで、長さ約80km、巾約10km、西端は、懸灘に臨む余木崎に始まり、東に走り愛媛・香川の分水嶺を作り、金見山（596m）を径て、徳島・香川・愛媛三県の県界に当る曼陀峯（695m）となる。これより屏風の如く東北に延び、雲辺寺山（911m）・中蓮寺峯（755m）・若狭峯（787m）を生じ、これより東北東に延び、大川山（1,043m）に至る。大川山付近より分水嶺は大きく南に湾曲し、土器川の水源をなす本山脈最高峯の竜王山（1,057）、香東川の水源となる大滝山（944m）・大相山（881m）及び大麻山（414m）を径て徳島県の撫養付近で海中に没している。中部の竜王山付近で1,000m内外、これより東及び西に向って夫々750m、更に450mと低くなり、山頂はほとんど同じ平面内に並んでいて、準平原面が大川山及び竜王山を軸として東及び西に夫々傾いたように見える。



財田村財田中より讃岐断層崖を望む（前縁の低い丘陵は三豊層群より成る）



仲南村新目より讃岐断層崖を望む



引田町城山より南方讃岐山脈を望む（急崖は断層崖ではなく差別浸食によるものであろう）

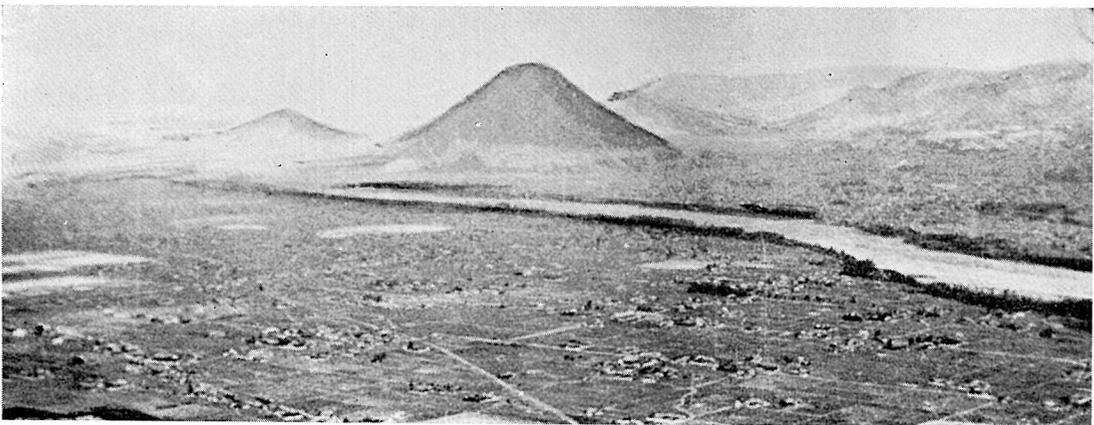
讃岐山脈北麓の西半分は断層崖をもって、三豊層群の丘陵と接し、東半部の断層崖類似の地形は、断層崖ではなく、むしろ差別浸食によるものであろう。本山地は、別項地質の項でも述べるように、更新世に入り瀬戸内の沈下にもない、著しい隆起をみたもので幼壮年期のものであろう。

また北麓の前山の部分は、花崗岩系より成る丘陵性の山地で、浸食が極度に進み、晩壮年期ないしは老年期に近い地貌を呈している。この丘陵性山地は、ほとんど400~600mで、瀬戸内沿岸に分布する花崗岩面（熔岩その他火成碎屑岩層をとり除く）の100~200mに比較すると、瀬戸内方向に階段的に低く、Step type fault の存在を思わしめる。しかし花崗岩山地であり乍ら、ほとんど讃岐山脈と同高度を示す矢筈山脈が東部地区に、東西に、讃岐山脈と並走し、この間の引田頁岩の浸食凹地を湊川の谷が通っている。ここには、矢筈山(788m)・女体山(760m)・笠ヶ峯(560m)等がある。これらは浸食に抵抗性の強い斑岩系統の花崗質岩の硬岩残丘的なものか、あるいは長尾衝上（表紙写真）にともなう更新世後期の著しい隆起によるものか、不明である。

瀬戸内沿岸には、これら花崗岩丘陵の上に、讃岐岩を初めとする所謂瀬戸内火山に属する各種熔岩及び火成碎屑岩をのせ、あるものは山頂平坦な台地を作りメサ状に、あるものは円錐形のビュート状に、幾つかの山塊群を形成している。時には、平野上に恰かも残丘のように孤立し、讃岐の特徴ある景観を画き出している。

これら丘陵群の間を流れる河川は、山地から流下した溪流の延長であり、その沿岸に河成段丘を残し、また扇状地を形成し、三角洲を作って内海に注いでいる。

讃岐山脈北麓の花崗岩丘陵地の北縁及び各火山性丘陵地間に発達する洪積台地は、その高さ及び解析の度合により三段に分ち得る（60~80m, 80~120m, 150~300m）。いずれも扇状地ないしは河成段丘式のものであが、海成段丘については、小豆島及び引田町付近に、その疑いのあるものがあるも明確ではない。



飯の山（讃岐富士）付近の鳥瞰図（四国新聞提供）

上述の丘陵群は、西より

- (1) 七宝山塊……紫雲出山(352m)・妙見山(320m)・高面山(300m)・稲積山(427m)
- (2) 大麻山塊……天霧山(360m)・弥谷山(382m)・火上山(406m)・我拝師山(481m)・筆の山(280m)・大麻山(617m)・象頭山(521m)
- (3) 香綾山塊……高鉢山(512m)・大高見山(504m)・城山(463m)・郷師山(296m)・常山(284m)・金山(282m)・国府~白峯連峯(337~479m)
- (4) 石清尾山塊……石清尾山(232m)・浄願寺山(240m)・紫雲山(184m)
- (5) 東部山塊……屋島(292.5m)・五劔山(370m)・竜王山(210m)・遠見山(236m)・津田北山

(307m)

前記山塊群の間に、沖積層より成る高松・丸亀・三豊の三平野が発達している。

前述の火山岩類より成る各山塊が、果して、火山岩が浸食されて生成されたメサまたわビユートであるのかまたわ夫々独立した火山であるかは、古くから論じられてきたところである。

即ちこの地域を調査した佐藤源郎(1932)は、これをメサまたわビユートとよんでいる。また最近の地質ニュース(地質調査所, 1960, 4号)の表紙に、讃岐の代表的な円錐峰である飯の山(一名讃岐富士ともよばれ坂出市南方5Km, 標高422m)について次のように説明している。

「領家花崗岩上に流出した讃岐岩が浸食から残ったビユートで、独立の火山ではない。」と。

一方古くは、佐川栄次郎(1898)は、飯の山は花崗岩上に噴出した独立の火山であると。また松本

### 坂出市城山付近地形図



城山の地形図を見ると、一つの台地状のものから常山、金山、郷師山などの円錐峰のものに、浸食によって変形して行く過程が見られる。

隆(1950)は、斜方輝石安山岩(従来の讃岐岩またわ古銅石安山岩)より成る飯の山・金山・白峰・大平山等は、夫々独立の火山丘であり、ビュートやメサではないと、各々対立した意見を述べている。

こゝに讃岐岩及び讃岐岩質安山岩より成り、しかもメサ状またわビュート状を呈するものをあげれば次のようである。

(1) 台地状のもの(所謂屋島類似のもの)

津田北山・男木・女木・石清尾山・国府台・城山・高見島・豊島・象頭山・大麻山・七宝山塊。

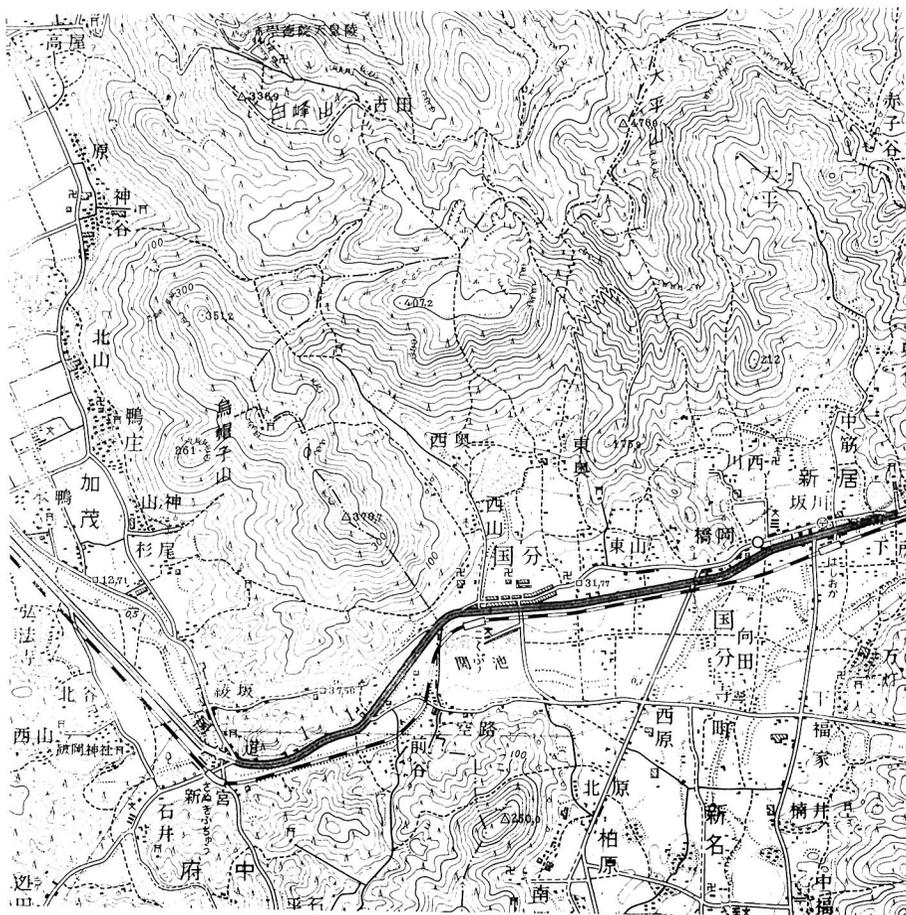
(2) 円錐状のもの(所謂飯の山類似のもの)

小槌島・青の山・高鉢山・金山・常山・火上山・弥谷山等。

これらはいづれも花崗岩の浸食面上に、凝灰岩またわ凝灰角礫岩をのせ、その上に古銅石安山岩またわ讃岐岩をのせたものである。(凝灰岩及び凝灰角礫岩を欠いて直接基盤上に熔岩ののったものもある。)

今地形図及び航空写真で国府台地域を見ると、一つの台地々形から浸食により山塊に岐れて行く状況が認められる。即ち断層や節理に沿う浸食により、台地状のものから鳥帽子山の如く円錐峯に変化しているように見える。

### 国府台付近地形図





国府白峯台地の鳥瞰図(四国新聞提供)

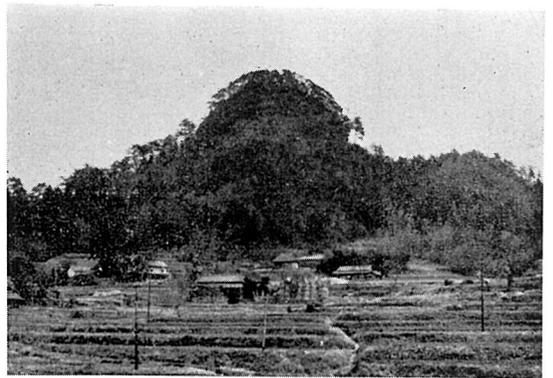
国府台及びさきに述べた城山の場合も、一つの平坦な台地(メサ状のもの)から浸食により城山・郷師山・常山・金山の四円錐峯に分離されたように見える。また七宝山塊も同様である。

以上の外に、香川県の噴出岩の大部分が、Sanukitic rock であること、上述の火山性台地の標高が、ほとんど等しいこと及び浸食に対して最も安定した地形は、円錐状であること。

上述の諸点から考えるとメサやビュート説を支持したくなる。即ち原地形(Urform)が、どのようなものであったか不明であるが、(恐らく溶岩台地状のもの?)から地変及び浸食によりメサ状に、更にビュート状に変形残存したものであろう。

飯の山を見ると、確かに円錐形の代表的な独立火山丘のように見えるが、この熔岩は、時代的にも、後期中新世に属するもので、この古い火山が、果して現在まで円錐型の原形を保ち得たかと云う問題が起ってくる。しかしこの点については、屋島山上にみられる粗粒砂層の如き存在により、この原形が、堆積層によって保護され、更新世の浸食期に入り stripped されて、古い火山原形が露出したとすれば、解釈出来ないことわれないが、少なくとも讃岐岩質岩よりなる丘陵は、メサやビュートと見るのが至当のようである。

円錐峯形のものとして、酸性の石英粗面岩や黒雲母安山岩より成るものも多い。このうち、



長尾町多和の護摩山

山田町の由良山・三木町の岳山・長尾町多和の護摩山の如く岩脈がみられ、一種の Neck (岩頸) と称すべきものもある。また断層線に沿って噴出したとみられる独立の火山丘も存在する。

屋島も所謂典型的な台状火山(熔岩台地)ではなく、こゝでは、熔岩の上に集塊岩や、凝灰岩の Relic が残っていることから判断すると、かつて讃岐岩質安山岩の上に、凝灰岩や集塊岩が存在し、これが浸食によりとられた浸食面上に、更に不整合に粗粒砂層(屋島礫層)が堆積しており、現在では、この砂層も浸食され、僅かに残っているにすぎない。即ちかつての浸食面が、砂層の削剝により露出したものであろう。

## 河 川 系

三豊・丸亀・高松の三平野には、夫々南方の讃岐山脈に源を發し、瀬戸内海に注ぐ諸河川がある。西より柞田川・財田川・高瀬川・金倉川・土器川・綾川・本津川・香東川・春日川・新川・鴨部川・津田川・与田川・湊川の諸川で、これらの河川は、いずれも標高 500~700m の地点を水源地として、僅か 30Km 余の延長を以て内海に注ぐ急勾配河川であり、そのほとんどが天井川となり、山地より平野に出ても、扇状地帯の伏流水となっている状態である。

また年間総雨量の少いこと、流域の浅いこと等から、河川は平時ほとんど流水が無く、砂礫の河原を現している。反面豪雨の際は氾濫して砂礫を下流に運搬堆積させている。下流の氾濫防止の為に堤防の増築を行い、氾濫防止の目的は一応達しつつあるが、砂礫の堆積は堤防内に限られ、河床の上昇(天井川の生成)を助長している。

主な河川について述べると

### (A) 財 田 川

讃岐山脈の大川山及び榎休場付近に源を發し、必従的に北流するが、仲南村久保付近で、直角に西に方向を転じ、和泉層群と花崗岩系との境界付近の低地帯を、適從に西流して懸灘に注ぐ。延長 32.5Km、途中財田村財田上及び明神付近で、花崗岩山系を穿入し、先行谷 (Antecedent valley) を思わしめる。これに南方の讃岐山脈から諸支流が注ぐ。支流はいずれも浸食力が激しく著しい峡谷を作り、とくに谷道川において著しい。各支流は、一部を除いて協和的合流をしているようである。これらの支流は東より辻谷川・帰来川・中瀬川・谷道川・本篠川・長野川・入樋川・河内川等である。

### (B) 土 器 川

讃岐山脈真鈴付近及び竜王山付近(明神川として)に源を發し、和泉層群中では可成りの峡谷を作り、琴南町下木戸及び内田付近で、花崗岩丘陵間を走り、吉野付近で著しい扇状地を作り、丸亀平野を流れ内海に注ぐ。延長 32.3Km、満濃町長炭付近までは、河床には基盤岩が露出し、この付近に浸食運搬の分岐点があるようである。土器川に注ぐ支流には次のようなものがある。

明神川・真鈴川・入峰川・下福家川・中熊川・前の川・野口川・早川・柞野川等いずれも和泉層群の走向方向に流路をとり、適從的である。

### (C) 香 東 川

讃岐山脈の大滝山及び松尾付近に源を發し、上流では、いずれが本流か明瞭でなく、むしろ三木町津柳付近に源があるようである。途中大滝山付近に發する椈川、松尾付近よりの内場川(小出川・貝股川を合流)下切より發する西谷川を合流して、33Km の延長をもって、瀬戸内海に注いでいる。

津柳付近から南流して和泉層群中に入り、適從的に西流し、安原上付近で北西~北北西に転じ、花崗岩地帯では穿入蛇行している。

## 瀬戸内海

瀬戸内海は、大阪湾にはじまり、ほど、等大の巾をもって延々と西方向に走り、周防灘に至る。紀淡海峡・鳴門海峡・豊予海峡・関門海峡の諸海峡で外海に通じる。東西約500km、南北の最も巾の広い地点で、約80km（播磨灘の香川県白鳥湾と兵庫県相生湾の間）、最も狭い部分で約7km弱（備讃海峡の香川県大崎の鼻と岡山県児島半島見掛鼻との間）である。

この内海域をみると、島嶼の密集地域と、沈水著しく島嶼を欠く灘区域に分たれている。即ち東より播磨灘・燧灘・伊予灘の灘域があり、この間に多島域がある。即ち直島・塩飽諸島群及び大島諸島群がある。これらの多島域はいづれも半島に連り、大局的に見ると南北方向に隆起部がある。即ち高縄半島～大島諸島群、讃岐半島～塩飽・直島諸島群等。このことは瀬戸内方向に直交する方向に、波状的な運動のあったことを思わしめる。

これは、かつて渡辺光（1932）が、四国山地の輪郭は二つの別の方向を有する地殻の定常波によって生じたものとし、一つは大体東西方向即ち四国島の長軸の方向であり、他の一つは南北方向をとり島弧に直角に交わるものである。

この二つの波の峰がほぼ一致した所が、今日山地の最高峰となっている。地波の crest line の方向の東西性のものが、造瀬戸内海運動となり、中国及び四国山地を曲隆させ、南北のものが紀伊水道と播磨灘、土佐湾と燧灘、豊後水道と伊予灘の沈降部及び室戸半島と讃岐半島、幡多半島と高縄半島との隆起部を作っている。

このような波状運動（曲隆・曲窪）は、最近の水準測量によっても確認されている。

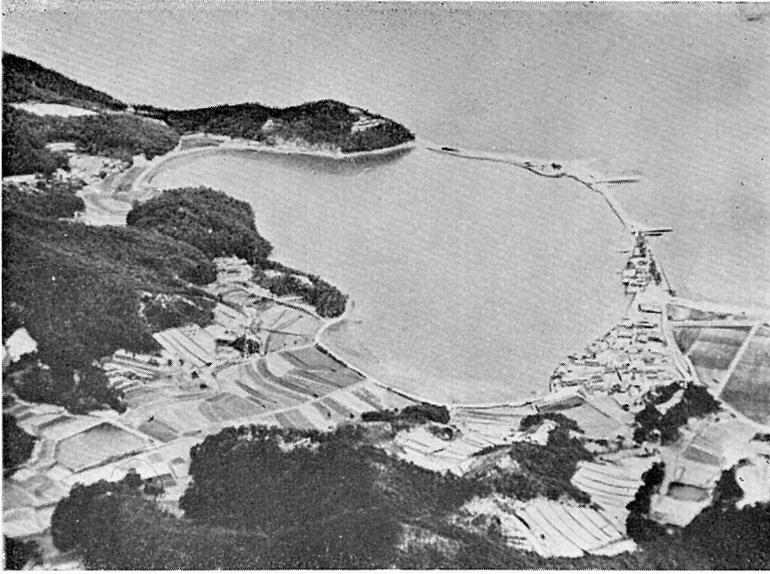
次に内海の北部の中国側と南部の四国側を比べると、北側即ち中国側には、島嶼が多くまたリアス式海岸も多く、その沈降が、所謂造陸的であるのに反し、南域の四国側は灘部が多く、その沈降が構造的要因によると思われる。即ち瀬戸内海は、断層をともなう波曲運動によって生成され、その後の海浸により現在の形態を具えたものと思う。

## 海岸地形

香川県の主部は、讃岐半島であって、その輪郭は、半楕円形に近い弧を画き、海岸線も割合出入が多く、瀬戸内海の成因からもわかるように、沈水海岸線（Shore line of submergence）及び断層海岸線（Fault coast line）の面影を残している。とくに小豆島を初めとする島嶼部は、明らかに沈水断層海岸線（Shore line of depression）である。しかし離れ島（Detached island）が河川の埋立と隆起により平野上に孤立したり、また平坦な砂浜の発達する所もあり、岩石海岸においては、現在の高潮線上に海蝕洞（Sea cave）・波蝕台（Bench）・波蝕窪（Notch）等がみられ、部分的に隆起しているも、前述したように全体として沈水海岸線の面影を残している。沈水海岸線であるので、当然岩石海岸となっているところが多いが、各地で、砂洲（Bar）・砂嘴（Spit）・湾頭海岸（Bay head beach）・湾口砂洲（Bay mouth bar）・陸繋砂洲（Tombolo）などの砂質地形をともない、地形発達面からみれば、晩幼年期の沈水海岸線であるとい得る。

東端の引田町より高松迄は突出部の岬と、志度湾・庵治湾・津田湾の如き湾頭海岸との交互列であり、引田町馬宿の典型的な扇状地、及び鯨の養魚場として有名な安戸池、これは砂嘴（Sand spit）の発達による潟湖（Lagoon）である。また城山及び小松原北方丘陵は、陸繋砂洲（Tombolo）によつて繋がれた陸繋島（Land tied island）である。城山の南海岸には、海蝕洞（Sea cave）及び海蝕台（Bench）等も見られ、最近の隆起を物語っている。また安戸池北方の岩石海岸は沈水断層海岸線を思わしめる。

白鳥本町・三本松の海岸は、弧状を画く直線的砂浜海岸であり、湊川・与田川・番屋川の運搬した砂により、砂嘴・砂洲の発達が著しい。湊川は虎丸山と帰来山との間で穿入蛇行（Incised meander）



引田町安戸池（潟湖）の鳥瞰図（四国新聞提供）



引田町城山の南崖における海食洞及び海食台

神在の鼻より西は所謂国府白峰の連峰が海に迫る沈水断層岩石海岸で、既存節理や既存断層に沿う海浸 (marine erosion) による四つの湾がある。東より生島・亀水・木沢・乃生の諸湾である。とくに乃生岬の西海岸は、断層崖 (Fault scarp) であろう。

これより西にかけて、多度津町桃陵公園に至る海岸は、聖通寺山 (121m) の海に迫る外は、全く花崗岩質の白い砂浜続きで、塩田地帯を形成している。東より青海川・綾川・大東川・土器川・金倉川・弘田川の冲積三角洲海岸となっている。また坂出沖一哩には、有名な番の洲 (Shoal) があり、水深は0.5～3mである。

これより西に本県最大の突出部である三崎半島がある。これは七宝山塊の形成する半島である。この半島には、幾つかの陸繋島が見られる。塩生山は、須田附近の砂洲により、紫雲出山は、大浜・伊佐古間の砂洲により夫々陸繋されたものである。

この半島の東にある粟島には、教科書的な Tombolo, Land tied island 及び不天の洲の如き尖角岬 (Cusplate foreland) も見られる。(別掲地形図参照)

これより南に下り、燧灘に面した有明海岸は、本県最大の隆起砂浜海岸である。この北方に位置す

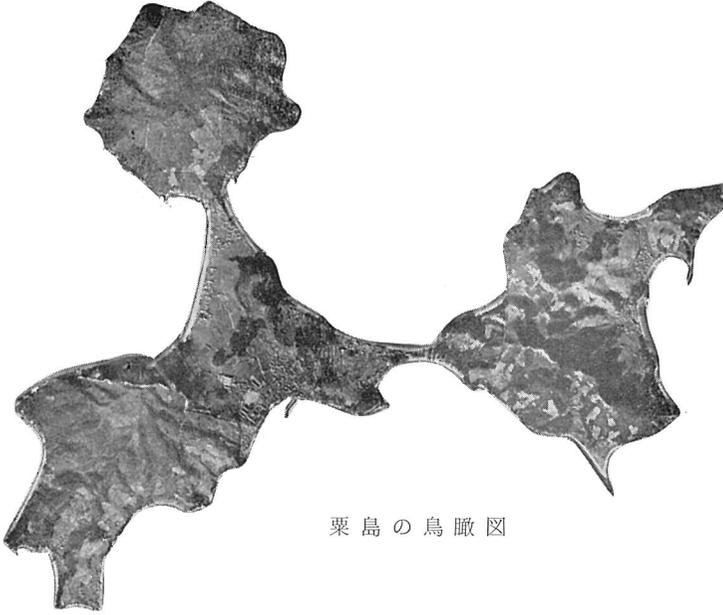
をし矢筈花崗岩山系の最近の地背的隆起を物語る。これは穿入蛇行の内むしろ生育蛇行 (Ingrown meander) に属し、外側の攻撃斜面 (under cut slope) と内側の緩斜面の滑走斜面 (slip off slope) とあり、滑走部は中村付近の冲積地となっている。更に西に進むと、狐状の津田湾・小田湾・志度湾があり、この間に小田半島・大串半島・庵治半島があり、沈水断層海岸の面影を残している。

これらはいづれも一定の間隔を以て交互に排列し、波曲運動の存在を思わせる。とくに津田湾には Sand bar の発達があり、その内側に潟湖を抱いている。この潟湖は埋立てられて津田小学校前の松林中に、僅かに残っているに過ぎない。Sand bar には、潮流に基く切れ目、潮口 (Tidal inlet) がみられる。また新川も高松市東山崎付近で、春日川と合流していたのが、流路を変えている。これは河川の自然的な争奪では無く人為的な変更である。

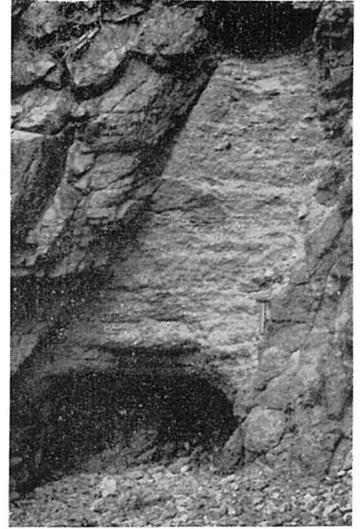
高松平野の沖には、潮流の停滞によるカマの瀬 (Shoal) がある。

る江甫山（153m）は、讃岐岩質安山岩及び凝灰角礫岩より成り、ここには古い cave がみられ、この cave は、現在の汀線より 3～4m 高く、節理に沿って発達している。この cave 内には、安山岩の角礫層と黄灰色砂質シルトの薄層の互層より成る堆積物の Relic がみられ、背後の海崖下には、破蝕窪（Notch）等もみられ、最近における著しい隆起を物語っている。

この三豊平野には、財田川・一の谷川・柞田川・唐井手川・白坂川が流れている。



粟島の鳥瞰図



観音寺市江甫山における洞穴中の三豊層群の Relic

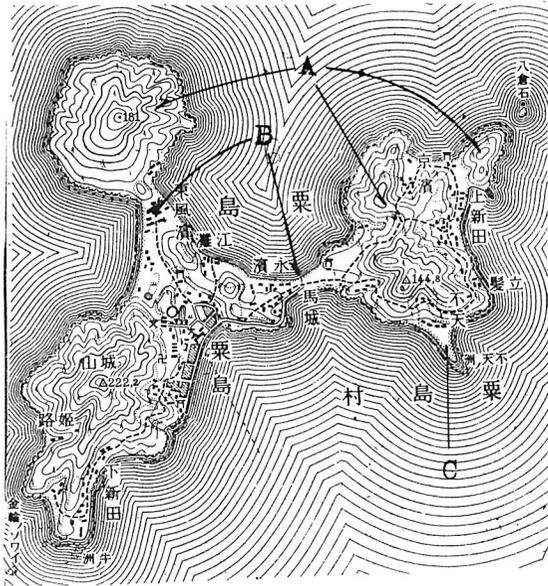


観音寺市北方の江甫山の海食洞



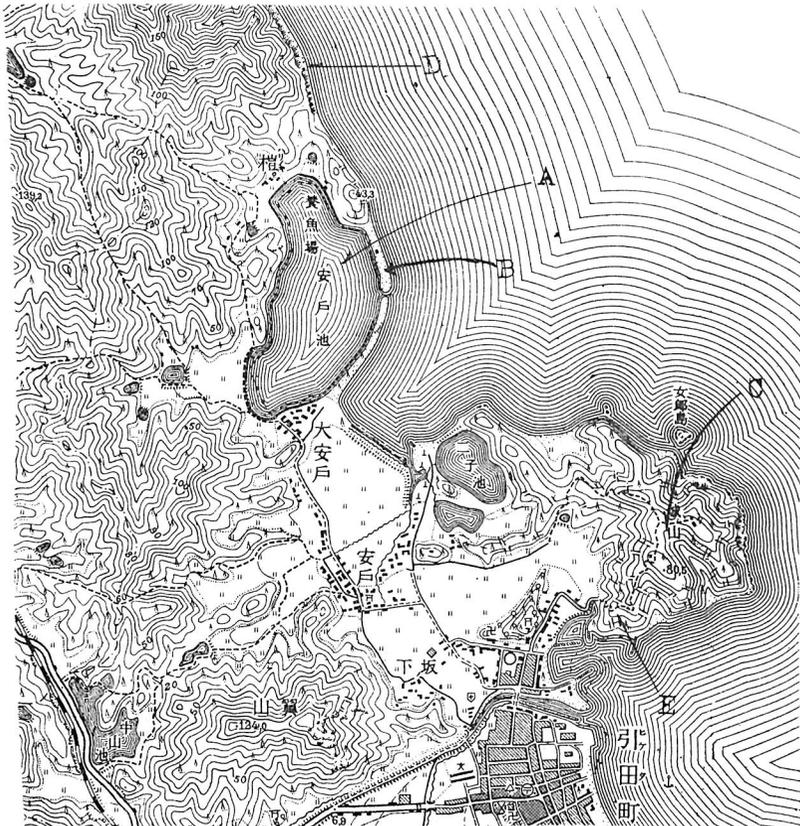
観音寺北方の江甫山の海食窪

香川県における 代表的な 陸繋砂洲 (Tombolo)・陸繋島 (Land tied island) 尖角岬 (Cusplate foreland) ・潟湖 (Lagoon) ・砂嘴 (Sand spit) を示す地形図



- A : 陸繋島 Land-tied island
- B : 陸繋砂洲 Tombolo
- C : 尖角岬 Cusplate foreland

栗島の地形図



- A : 潟湖 Lagoon
- B : 砂嘴 (湾口砂洲) Sand spit (Bay mouth bar)
- C : 陸繋島 Land tied island
- D : 沈水断層海岸線 Shore line of depression
- E : 図上で明確でないがこの付近に  
海蝕洞 Sea cave  
海蝕台 Bench  
波蝕窪 Notch  
がある。

引田町安戸池付近地形図

## Ⅲ. 地 質

### Ⅲ-1 概 説

地質図を見ても瞭然たる如く、本県の基盤は花崗岩類から構成されている。

南部に、中生代白亜紀の和泉層群から成る700~1,000m余の讃岐山脈が、東西あるいわ東北東方向に走り、その北部に、一段低く400~600mの主として花崗岩類から成る前山丘陵があり、その間を上部鮮新世の三豊層群及び洪積層が埋めて台地を形成している。

この三豊層群は、主として末だ余り凝固していない砂礫及びシルトの互層で、時に泥炭を挟むことがある。この炭質物中から多数の植物化石、例へば *Metasequoia*, *Sequoia*, *Juglans* などが採集されている。また本層群中より、かつて旧象化石の *Parastegodon sugiyamai* TOKUNAGA が報告されたことがある。

これらの北側に、三豊・丸亀・高松の三平野と交互に、南北方向に長軸をもって発達している高さ

第1表 香川県の地層層序表

時 代		層 名	岩 相	化 石	層厚		
新 生 代	第 四 紀	現世	沖 積 層	砂・礫及び粘土	-10m 海棲貝類	10~30 (m)	三角洲 扇状地
		更	下段堆積層	砂・礫及び粘土		5~15	扇状地 河成段丘
		新	中段堆積層	砂・礫及び粘土	<i>Elephas namadicus naumanni</i> , 花粉化石	5~20	扇状地 河成段丘
		世	上段堆積層 (焼尾峠礫層)	礫・粗粒砂	花粉化石 ( <i>Cryptomeria</i> , <i>Quercus</i> , <i>Alnus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Carpinus</i> など)	20~50	扇状地
	第 三 紀	鮮 新 世	三豊層群	花崗質含礫粗粒砂岩 青色砂岩及び粘土・泥岩 礫岩・礫質砂岩	<i>Parastegodon sugiyamai</i> , (旧象) <i>Metasequoia disticha</i> , <i>Juglans</i> <i>megacineria</i> , <i>Cunninghamia</i> <i>Konishii</i> etc. (28属 35種) 淡水珪藻化石 (14種)	30~60	湖沼成層
		中 新 世	讃岐層群	讃岐岩及び讃岐岩質安山岩 角閃斜方輝石安山岩質集塊岩 基性凝灰角礫岩 酸性凝灰岩及び凝灰角礫岩 花崗質砂岩	<i>Liquidambar formosana</i> , <i>Fagus</i> <i>ferruginea</i> , <i>Quercus crispula</i> , などの植物化石 珪化木	50~ 200	一部 湖成層
		新 世	土庄層群	黄灰色中粒砂岩 石英質砂岩 亜炭及びベントナイト 花崗質砂岩 礫岩	<i>Cinnamomum lanceolatum</i> などの 植物化石 <i>Turritella s-hatai</i> , <i>T. oyasio</i> , <i>Euspira meisensis</i> , <i>Glycymeris</i> <i>crassa</i> などの mollusca 及び <i>Isurus hastalis</i> など	50~ 150	浅海成層 (一部 潟湖成)
	中 生 代	白 亜 紀	和泉層群	黒色頁岩 砂岩・頁岩互層 黒色頁岩 (緑灰色砂岩岩 花崗質砂岩・礫岩)	<i>Bostrychoceras awajiense</i> , <i>Inoceramus balticus</i> , <i>Trigonia japonica</i> , <i>Steinmannella shinoharai</i> , <i>Aphrodina pseudoplana</i> , <i>Pleuogrammatodon splendens</i> , <i>Archaeozostera sp.</i> など	3,000 ~ 5,000	海成層
	古 生 代	二 疊 紀	領家 コンプレックス	片状花崗岩 変成粘板岩 雲母片岩 縞状片麻岩 変成輝緑岩 結晶質石灰岩			山口層群 (海成層) の変質相

200~400mの丘陵群があり、いずれも沖積平野に対して15°~20°の角度をもって接している。

これらの丘陵群は、後期中新世に属する讃岐層群の凝灰岩・集塊岩などの火成碎屑岩及び各種噴出岩類におまわられている部分を除いては、総て各種花崗岩類から成り、山形は円味を帯び、高度を減じ地形的に老年期に属するものと思われる。

また上述の三平野は、いずれも扇状地式堆積物より成り、非常に緩い勾配で、瀬戸内方向に傾いている。

瀬戸内海の小豆島・直島・豊島等の島嶼群も、基盤は花崗岩で、讃岐層群におまわられている。しかし小豆島・豊島には、その間に褐炭を埋蔵し、*Turritella*, *Dosinia*, *Cardium* 等の海棲化石を含む初期~中期中新世に属する土庄層群がある。この地層群は、香川県本土にその発達はなく、これより岡山県方面に延びているものと考えられる。

また小豆島の北西岸及び三都半島、香川県本土の東部海岸、西部の三崎半島付近及び塩飽諸島群には、花崗岩類の間に若干の古期岩層がある。これらはいずれ

第2表 地質時代と絶対年との関係

	地質時代	絶対年 (100万年)	地層の厚さ (100呎)
新 生 代	更新世	1	6
	鮮新世	10	15
	中新世	11	21
	漸新世	25	42
	始新世	40	68
	暁新世	60	98
中 生 代	白亜紀	70±2	110
	ジュラ紀	135±5	161
	三疊紀	180±5	205
古 生 代	二疊紀	225±5	235
	石炭紀	270±5	254
	デボン紀	350±10	300
	シルル紀	400±10	338
	オルドビス紀	440±10	372
	カンブリア紀	500±15	412
		600±20	452

(ARTHUR HOLMES, 1959)

も変成し、雲母片岩・ホルンフェルス・片麻岩・変成粘板岩及び変成輝緑岩等で、いわゆる領家変成岩に属するものであろう。(第1表香川県の地質柱状図参照)

なお参考までに、地質時代と絶対年数との関係表(第2表)及び日本、香川県の地質系統別面積割合表(第3表、第4表)を示しておく。

第3表 日本における地質系統別面積割合

地質系統	面積 (Km <sup>2</sup> )	割合 (%)
第四系(堆積層)	76,500	20.7
第三系	69,900	18.9
白亜系	10,000	2.7
ジュラ系	3,700	1.0
三疊系	1,100	0.3
古生界	45,200	12.2
未詳中生界と白亜 ~古第三系	19,600	5.3
第四紀及び第三 紀火山岩類	75,400	20.4
酸性併入岩	49,300	13.3
塩基性及び超塩 基性併入岩	3,300	0.9
輝緑岩・玢岩	2,500	0.7
雲母片岩・片麻岩	3,300	0.9
結晶片岩・千枚岩	10,000	2.7

(地質調査所資料, 1960)

第4表 香川県における地質系統別面積割合

地質系統	面積 (Km <sup>2</sup> )	割合 (%)
領家変成岩及び 花崗岩類	450	31.6
和泉層群 (白亜紀)	315	22.0
土庄層群 (第三紀海成層)	5	0.4
讃岐層群 (各種熔岩を含む)	90	6.5
三豊層群	20	1.5
洪積層	175	12
沖積層	370	26
計	1,425	100

## Ⅲ—2 各 説

### (I) 変成古生層

本層は粘板岩・硬砂岩等の古期堆積岩類が、著しい花崗岩化作用をともなった深成作用に関連して生成された変成層であり、いわゆる領家変成岩\*と同様のものである。

原岩から判断すると、本層は、古生代に属する山口層群に対比さるべきものである。なお本県には、未変成の山口層群の分布はみられないが、近隣の岡山県児島半島付近には、数層の輝緑凝灰岩を挟んだ約4,000mから成る粘板岩を主とする山口層群が発達している。

本県に分布するものは主として、変成粘板岩・雲母片岩・縞状片麻岩及び変成輝緑岩である。前者のいわゆる低変成\*の変成粘板岩は、小豆島の北西岸、即ち土庄町小江より蕪崎に至る地域及び同町目島付近に露出し、岩質は黒色を呈し、一部角岩状を呈するものもある。この付近では、走向東西、北80°傾斜を示す。次に高変成の雲母片岩及び縞状片麻岩は、本県各地に patch 状に分布する。とくに瀬戸内中軸帯より南部域の島嶼群及び県本土の海岸線に沿って好露出がある。このうち小豆島内海町安田付近、本県西部の三崎半島の東海岸付近には、花崗岩中に巾狭く、雲母片岩・縞状片麻岩が多数介在している。走向は、ほとんど東西で、南、北に夫々60°内外の傾斜を示している。

塩飽諸島にも雲母片岩・縞状片麻岩の分布著しく、いずれも東西走向で、北へ60°~70°傾斜している。志々島・亀笠島及び二面島・股島は全島変成古生層から成り、とくに、志々島では、本県唯一の石灰岩層がレンズ状に存在するが、いずれも結晶質となり、粗粒の方解石が密集し、化石を発見することは出来ない。

次に塩基性の変成火山岩類として、変成輝緑岩のようなものが、小豆島土庄町黒岩・土庄町長浜付近及び香南町岩崎橋付近河床並に溝濃町長炭橋下流付近の河床、仲南村榎木峠付近にみられる。

これら変成帯の原岩の時代については、化石の産出が無く不明であるが、未変成の山口層群については、松下進(1953)の京都付近の研究がある。これによれば産出する紡錘虫から、一部は、後期石炭紀に属するものであるが、その大部分は二疊紀であると。また小島・岡林らの柳井~岩国地方の研究の結果では、少くとも大部分が二疊紀であると云っている。

またこの変成の時代については、現在の所古生代末期~中生代初期、あるいは中生代末紀と二通りの考えがある。

即ち前者については、小島丈見(1952)は古生代末期の花崗岩化作用をともなった深成作用の結果であるとし、小林貞一は、中生代侏羅紀後期~白亜紀に亘る花崗岩貫入にともなう変成であるとしている。この変成の時期は、後期二疊紀の堆積中あるいは堆積後、三疊紀カーニック美弥統の堆積前であろう。

次に本県関係の本層に属する主要な岩石について、佐藤源郎(1932)の論文を参考にしつゝ、著者らの調査結果とを併せて記載する。

#### (a) 変成粘板岩

黒色を呈し頗る堅硬、緻密にして大部分は変質著しく、ホルンフェルスに属し、成分再結晶の結果不透明部分消滅し、赤褐色黒雲母・石英・白雲母・緑簾石等の微晶より成る。

#### (b) 雲母片岩

片状構造著しく、雲母類に富んだ黒色部と石英及び長石に富んだ白色部とが密に互層する。

\*花崗岩と共に領家コンプレックスとよばれ、以前は先カンブリア代と一般に考えられていた。しかし30年前頃から、そうでなく秩父系の中へ花崗岩岩漿が、地殻の深部において大規模に併入し、単なる接触変成の度を越えて、堆積岩の中へ花崗岩岩漿自体が注入し、花崗岩化作用も同時に行なわれ、いろいろの変成岩と花崗岩からなるものと云われている。

\*徳島図幅による(1962)

主成分鉱物……黒雲母・白雲母・石英・斜長石  
副成分鉱物……柘榴石・風信子鉱・燐灰石・磁鉄鉱

(c) 縞状片麻岩

緻密質にして、雲母片岩質帯と白色の半花崗岩質帯と密に交互して、縞状を呈し、片状構造が明らかである。坂出市聖通寺山の本岩中に、小さい螢石の結晶を含んでいる。

(d) 変成輝緑岩

微粒～中粒質で堅硬、節理に富み、帯青黒色～暗緑色を呈し、主として暗色斜長石・陽起石様角閃石・黒雲母及び輝石より変化した緑泥石より成り、これに少量の緑簾石・磁鉄鉱、細脈をなす石英脈を雜える。

(II) 深成岩類

この中最も分布の広い花崗岩類から述べることにする。

本邦全体としても、花崗岩類の占める割合は大きく、日本全面積の約 $\frac{1}{6}$ で、本邦地質図を見てもその大部分が西南日本、とくに瀬戸内海周辺に分布していることが分る。

現在多くの研究者により、明らかにされている本邦花崗岩の併入時期は三期に分けられている。西南日本のみについて見れば次のようである。

(i) 古生代末期～中生代初期………領家・飛弾花崗岩類

(ii) 中生代末期～古第三紀………中国・北九州及び近畿北部の花崗岩類

(iii) 新第三紀………山口県の北西部・紀伊半島・宇和島・足摺・室戸両岬及び屋久島

本県に分布するものゝ大部分は、(i)に属する所謂領家変成に關与した花崗岩である。但し小豆島の北半・豊島・直島等瀬戸内中軸帯より北側、即ち岡山県寄りの各島嶼には、(ii)に属する所謂白亜紀中国花崗岩が分布している。但し、野外での両者の識別は仲々困難である。

領家花崗岩の併入生成の時期については、中生代末期と考える研究者もあるが、本県で分る事実と云えば、和泉層群中に、水蝕礫として混入し、先和泉であるということだけである。最近各種花崗岩類の絶対年数が、K—A法により測定されつゝあり、いろいろ地質学上重要な問題を提起している。地質ニュース (No. 91, P 20, 1962, 地質調査所発行)によれば、領家花崗岩の絶対測定年数は6,000万年～1億年前の間に入るということであり、これを数値通り解釈すれば、中生代末期ということになるが、地質学的諸事実より考察すれば、古生代末期～中生代初期の方がよりだとうのようである。

絶体年数の測定は、ある特定の鉱物の年令を測定したのであって、とくに変成相の場合は即岩石の年令とならないことがある。

本県の花崗岩類の中には、東西方向の片状構造を持つところの片状花崗岩が大部分を占めている。

これは、主として黒雲母花崗岩(角閃黒雲母花崗岩)及び花崗閃緑岩より成る。これらは黒雲母花崗岩に、角閃石が加はり閃雲花崗岩に、また花崗閃緑岩に夫々漸移し、地図上で正確に、分類塗色することは困難で、大部分は花崗閃緑岩と称すべきものである。またその組織も粗粒のものから中粒のものが多く、時に斑状を呈するものもある。粗粒及び斑状のものは、一般に脆弱で、真砂化しているものが多い。

上述の両花崗岩の成分鉱物は次のようである。(著者らの調査・研究の外佐藤源郎論文参考)

(a) 黒雲母花崗岩(角閃一黒雲母花崗岩)岩質白色中粒で、一般に硬い。

主成分鉱物……石英・正長石・斜長石・黒雲母

副成分鉱物……白雲母・燐灰石・風信子鉱・磁鉄鉱・褐簾石

次生鉱物……緑簾石・緑泥石

## (b) 花崗閃緑岩

本岩は分布広く、香川県の主部を占め、とくに白亜紀の和泉層群に接する南部地域に多い。これは一般に粗粒で、灰白色を呈し、至る所で風化により真砂化し、ある場合には、50~100m位の深さまで風化しているようで、新鮮なものは僅かに河床に露出するに過ぎない。

主成分鉱物……斜長石・石英・微斜長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物……燐灰石・風信子鉱・磁鉄鉱・褐簾石

上述の両花崗岩（領家式）地帯には、東西~南北の節理が極めて著しく、とくに大川郡大内町三本松より香川郡香南町由佐付近にかけて、花崗岩前山地帯の前縁部が東西約30Kmに亘り、著しく破碎されている。とくに大川郡長尾町長尾名より、同郡大川町筒野南方にかけて著しく圧砕されている。これについては、1952年、平山健の調査した脇町図幅（地質調査所  $\frac{1}{7.5万}$ ）によれば、その説明書の中で、次のように述べている。

『この地域（香川県東半部）の花崗閃緑岩のうち、北西部の由佐村から東方にかけて、局部的ではあるが、著しい破碎作用を受けており、鉱物は自形を失って、花崗岩質の組織も失われている。鏡下で見ると、斜長石が双晶面において裂け、黒雲母・角閃石も歪によって変形している。富田村（現在の大川町富田）付近では、おそらくカオリン化作用の為に、岩石は一見半花崗岩質となるが、これは破碎作用と同時に鉱化作用を受けた結果と思われる。三本松南方や、引田町付近でもこの状態が著しい。

これ等の破碎作用及び鉱化作用を受けたと思われる部分は、北半部に近く、ほぼ東西の方向に分布する傾向がある』と、

まさしくこの通りで、これは後述する如く、筆者等の調査した長尾衝上（表紙写真）にともなう著しい破碎帯のことである。即ち地質図上でも明らかな如く、領家式の花崗閃緑岩が、第四紀砂礫層上に衝上し、その衝上線に沿って、花崗岩帯はかなりの巾で圧砕され、一部は白色の半花崗岩状になっている。その他塩江町付近、長尾町大多和付近に著しい破碎帯が存在するが、いづれも局部的な断層によるものであろう。

上記の外に非常に特徴のある細粒黒雲母花崗岩が、小岩体として各地に分布している。即ち木田郡庵治村~牟礼町にかけての庵治半島西部に分布し、<sup>1</sup>庵治石<sup>2</sup>として採掘されているもの

主成分鉱物……石英・正長石・斜長石・黒雲母・白雲母

副成分鉱物……燐灰石・磁鉄鉱・柘榴石・褐簾石・角閃石

三木町小囊付近・長尾町船石付近・引田町安戸池北方・塩江町岩部付近等に小岩体として分布がみられる。なおこの岩体は、平山（1952）によれば、上記の花崗閃緑岩体と判然とした境界で接していて、両者の漸移関係は認められないと。

この外稍後期に貫入したと思われる閃緑岩類がある。これは普通閃緑岩・黒雲母閃緑岩及び英雲閃緑岩とに三分され、岩珠状、岩脈状をなして分布する。

全般的に見て、暗灰色~黒色、中粒~粗粒で、時に石清尾山麓のもののように細粒のものもある。なおその分布は次の通りである。

## (a) 閃緑岩……斜長石（曹灰長石）・普通角閃石

高松市屋島西岸、木田郡庵治村源氏カ峯、同高島、高松市石清尾山西麓、坂出市王越の乃生及び西脇、三豊郡仁尾町伊佐子及び香西、同粟島、岩黒島、小豆島大部及び田井付近

## (b) 黒雲母閃緑岩……斜長石・普通角閃石・黒雲母

木田郡庵治村立石山、同兜島、大島、同郡三木町大宮、三豊郡高瀬町上高瀬

## (c) 英雲閃緑岩……斜長石・普通角閃石・黒雲母・石英

大川郡大川町相生峠、高松市檀紙、小豆郡池田町三都、同郡田浦半島及び大岬鼻半島、綾歌

郡国分寺町山内及端岡，同郡綾上村西分，飯の山山麓，三豊郡三野町高尾山麓

この閃緑岩類のうちで，とくに球状閃緑岩の存在が珍しい。これは，俗にナポレオン岩またはわコルシカ岩ともよばれ，観音寺市伊吹島の西約9 Kmにある円上島の南崖にみられる。球形の大きさは，径3～4 cmで，有色鉱物に富む部分と，斜長石に富む部分とが同心円状に発達している。

この外に，小規模乍ら，花崗岩中に，不規則な岩脈状に存在する半花崗岩及ペグマタイトがある。いづれも小規模で，地質図に塗色していないが，庵治半島の東海岸・頸部及び兜島では，巾5 m，露頭延長30mで，比較的良質の珪石及び長石を産出したことがある。牟礼町金山付近のものは，ほとんど文字花崗岩で，その中心部に珪石に富んだ部分がある。両地点では，石英・長石の主成分鉱物にとりなって，黒雲母・鉄柘榴石・白雲母・黄鉄鉱・ゼノタイム・褐簾石・フェルグソン石・変種ジルコン等を産す。とくに褐簾石は大晶を産し，フェルグソン石・変種ジルコンと共に強い放射能を示す。また小豆島の水晶山と共に美しい水晶の産出がある。

この外の深成岩及び半深成岩としては，佐藤源郎(1932)によると，次のものがある。

(a) 角閃斑糲岩

主成分鉱物……斜長石・単斜輝石・角閃石

副成分鉱物……磁鉄鉱・風信子鉱・燐灰石等

木田郡庵治村北東方高島の西岸に露頭し，閃緑岩に移化する。また小豆島内海半島の田浦及び掘越付近に閃緑岩にとりなっている。

(b) 角閃玢岩

斑 晶……斜長石・角閃石・黒雲母・緑泥石・緑簾石

石 基……斜長石・角閃石・磁鉄鉱・風信子鉱

花崗岩中に岩脈をなして分布し，岩質は灰緑色で，小豆島皇踏山及び白浜山山麓，同土庄町小島及び大蛭島，大槌島，岩黒島などにみられる。

この他花崗斑岩・石英斑岩も所々に分布している。

上述の外に，更にここで特記したいのは，香川県の天然記念物に指定されている，白鳥本町付近の煌斑岩(Lamprophyllite)の一種である閃緑岩質の煌斑岩(Spessartite, —この名前はROSENBUSCH命名1895)の岩脈状群についてである。

このスペッサルト岩は，大川郡白鳥町鹿浦半島全域に亘り，多数の岩脈状群をなしているものである。これは小豊島の南海岸にも岩脈状をなし，暗緑色のものが存在しているのがみられる。このスペッサルト岩の研究は，佐藤源郎(1932)・河野義礼及び岸田考蔵(1936)・平山健(1951)によってなされている。

河野・岸田によれば，この岩脈群は，白鳥本町より引田町間の花崗岩全地域に亘り併入せるもので，調査の際数えたものだけで四百数十に達した。(次頁の図面参照) 全岩脈はほぼ一定した方向を有し，N 40° Wの平均走向，平均傾斜は58°である。岩脈の巾は，数米～十数米が普通で，時々長さで，数十米連続しているものも珍しくない。岩脈は，スペッサルト岩系統のものと，優白質の文象斑岩系統の二種に大別される。また此処では，花崗岩中にスペッサルト岩が併入し，その中に，平行に更に文象斑岩の併入する複式岩脈も見られ，これにより相互の噴出期の新旧関係を知ることが出来る。また文象斑岩(酸性)とスペッサルト岩(塩基性)の両端成分のものが，岩脈岩として共存することについては，世界的にみても比較的珍しい。これについては，複成岩脈より判断すると，塩基性のスペッサルト岩が早期で，酸性の文象斑岩の噴出が後期であり，この場合，両者はおそらく同一岩漿から分化したもので，スペッサルト岩を結晶した後，文象斑岩を“squeeze out”したものと考えられる。両者の間に多少熔融混合の行われた形跡がある。更に両岩脈を形成する原岩漿と花崗岩との関係については，次のように述べている。岩脈岩の原岩漿が，花崗岩岩漿と関連し，花崗岩の噴出の

直後併入したものであるか、あるいは花崗岩岩漿とは、全々別個の後期の岩漿であるかは明らかでない。と、

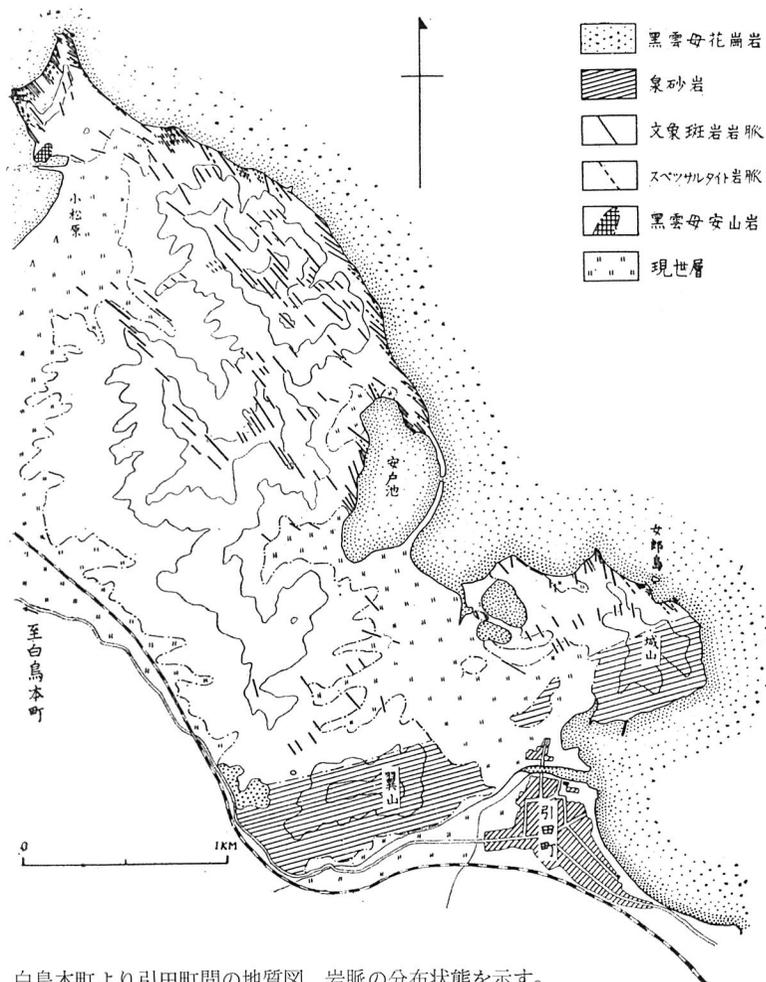
これについて佐藤源郎（1932）は、スペッサルト岩は本地域の花崗岩よりの最優黒質分化岩であると述べている。

これに対して平山健（1951）は、このスペッサルト岩及び文象斑岩は、上述のように単なる岩脈また複成岩脈でなく、これはむしろ花崗岩の生成以前に、既に存在していた輝緑岩質岩石・粗粒玄武岩質岩石・玢岩状岩石が半花崗岩質の細状脈によって示されるアルカリ物質の交替作用のもとで、その性質を変え、変質輝緑岩から半花崗岩質組織をもつ文象斑岩に及ぶ一連の岩列になったものであると考えられると述べている。

この外上述したように、瀬戸内中軸帯より北側の本島の島嶼部に、白亜紀の中国花崗岩に属する黒雲母花崗岩が分布している。肉眼的に、領家式黒雲母花崗岩とは片状構造のない場合には識別困難である。

この花崗岩を、小豆島のものについてみると、白色中粒～粗粒、堅硬、主成分鉱物として石英・正

スペッサルト岩及び文象斑岩の分布図（河野・岸田原図）



白鳥本町より引田町間の地質図 岩脈の分布状態を示す。

長石・斜長石・黒雲母、副成分鉱物として、微斜長石・白雲母・褐簾石・磁鉄鉱・燐灰石、石英が最も多量である。

### (Ⅲ) 和泉層群

1890年原田豊吉は、近畿の和泉山脈から淡路島・阿讃山脈・高縄半島基部を経て九州の天草に至る、ほぼ東西に帯状に発達し、しかも *Turrilites*, *Hamites* の化石を含む砂岩に富んだ地層群に対し和泉砂岩と命名し、(大阪南部の和泉地方で採掘された石材名……和泉石に因んだ) その時代を中期ないし後期白堊紀とした。

その後1952年、日本の地層命名規約に従って、和泉層群とよばれることになった。

本県の和泉層群は、一番初めに鈴木敏(1896)によって東部地域のものが研究された(1/20万徳島図幅)。

しかし最初に、本格的に層序、構造について研究されたのは、江原真悟(1936)である。更に平山健の調査による脇町図幅(1949~1951)、中野光雄(1953)による讃岐山脈中部の研究、更に白堊系委員会(1954)による四国島の和泉層群の対比、及び中川衷三(1960)による讃岐山脈東部の調査研究などがある。最近また中川衷三(1961)は四国島の和泉層群を総括している。

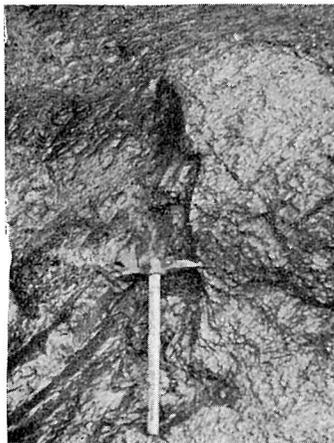
以上の先学者の成果を基にして、筆者らの調査結果を加えながら記載してゆくことにする。

本層群は、前述の領家コンプレックス(変成岩、花崗岩)を各地で不整合に被覆している。従来は、一部で断層関係で接する部分も、多分にあるように云われているが、少なくとも本県では、すべて不整合関係にあり、しかも領家コンプレックスの中で、変成帯と接する場合はなく、すべて領家式花崗岩と不整合関係で接している。たゞ四国では、松山市の松山城の崖で、花崗岩が和泉層群に衝上するののみられるだけである。

また別の花崗岩底盤体即ち瀬戸内北部の島嶼に分布する白堊紀花崗岩との直接の関係は不明であるが、この底盤侵入は、和泉地向斜形成に関連した地向斜北側後背地の隆起ともなったものであろう。

次に本県の和泉層群の層序について記載する前に、本層群と領家花崗岩との不整合関係について述べることにする。この両者の不整合関係は各地でみられるが、このうちで標式的な露出地域をあげると、東より次のようである。

- (イ) 大川郡引田町城山東部海岸、(ロ) 大川郡白鳥町宗心(星越峠をおりた地点)、(ハ) 大川郡白鳥町(五名)弘川、(ニ) 大川郡長尾町(多和)助光より楨川に至る峠付近、(ホ) 香川郡塩江町塩江温泉付近香東川川床、(ヘ) 香川郡塩江町内場池東岸及び後川中流付近河床、(ト) 仲多度郡琴南町(造田)転石柞野川川床、(チ) 仲多度郡仲南村(七箇)春日、(リ) 三豊郡財田村泉の本篠川川床、(ス) 財田村入樋の入口、(ル) 三豊郡大野原町丸井東方代の池の池畔



財田村泉(リ)の不整合(右花崗岩)



琴南町転石(ト)の不整合(右和泉層群)

これらのうち(イ)(ロ)(ハ)(ニ)(ホ)の各地点は、いずれも花崗閃緑岩の浸食面上に、下位の花崗岩の円礫及び垂円礫をもつ礫岩が堆積しており、典型的な不整合を示す。

しかるに(イ)(ロ)(ハ)(ニ)(ホ)のものは、花崗岩上に直接礫岩がのっているのではなく、その代りに花崗質砂岩が存在する。この場合礫岩は全く存在しないか、またはこの花崗質砂岩上に薄く重なる場合もある。この花崗質砂岩と下位の花崗岩との識別は、野外では仲々困難である。前者の方が、少々黒雲母が少いこと及び詳細にみると時折礫が混入している場合がある。この砂岩の大部分は、和泉海侵当時の花崗岩上の風化残積土であり、このような不整合は、その面も不明で、めくら不整合 (Blended unconformity) とよばれたり、あるいは一つの境界面即ち不整合面を見出すことが困難なので、不整合帯 (Unconformity-zone) として取扱うこともある。(リ)の泉の小河川の川崖中のものは非常に珍しく、花崗岩上に直ちに黒色シルト岩がのっており、本県で、唯一の露出である。これは、恐らく礫岩・花崗質砂岩の上位にくる頁岩層が直接のっているものと考ええる。以上述べた地点は、後述する如く不整合の見学地としては最適である。

本県の和泉層群を下位より岩相上次のように分類することにする。A, B, C, Dの各層とする。

A層：(花崗質砂岩層・礫岩層及び緑灰色～灰色砂岩層)

全体として50～500mの厚さで、水平的に層厚及び岩相の変化が激しく、とくに各部層に亘り膨縮が著しい。一般的にみて東部及び西部より夫々中部に向って薄くなり尖滅する傾向にある。

本層は讃岐山脈の東部地域では、江原真悟(1936)の基底礫岩に、平山健(1949～1951)のA, B, Cの三層に(A:花崗質砂岩層, B:基底礫岩層, C:緑灰色砂岩層)及び中川衷三(1960)の城山礫岩層・翼山砂岩層に、また中部地域では、江原真悟(1936)の基底礫岩に、中野光雄(1953)の転石礫岩・砂岩層に、西部地域では中川衷三(1961)の南砂岩層、鳥越互層、田野々砂岩層に、夫々ほぼ相当するものである。

下位の花崗質砂岩層から述べると、この砂岩層の存在は、平山健(1949)により初めて東部地域から報告された。前述した通り、下位の花崗岩との区別は困難な場合が多い。東部地域の白鳥町五名から長尾町力石にかけての10Kmの間に、著しく発達している。西部地域では、仲南村春日付近に著しい。その厚さは5～100m位で、層厚の横えの膨縮が著しい。平山健も述べている通り、有色鉱物が少く、石英と長石よりなり、層理はほとんどない。

この花崗質砂岩の上に、所々に含炭質頁岩を挟むことがある。この含炭層には、比較的放射能物質の多いことが、宮久三千年によって報告されている。また所々植物化石の破片を含む。これは長尾町の助光から横川に至る峠付近でよくみられる。この黒色炭質頁岩は、膨縮が著しく、この頁岩中に、砂岩層の Force apart, Pull apart などがよくみられる。

次に礫岩層であるが、この厚さは5～300m内外で、層厚の横の変化激しく、上記の花崗質砂岩の存在する以外は、本部層が直接花崗岩類を被覆しており、所謂本部層群の基底礫岩とも称すべきものである。

礫は、一般的に花崗質岩類・流紋岩質岩・石英斑岩・雲母片岩・粘板岩・チャート・硬砂岩・珪岩及び玢岩などを含み、花崗質砂で膠結されている。花崗質岩類が圧倒的に多い。拳大のものが多く、時に花崗岩礫で、30～100cmに達するものもある。円礫及び垂円礫を主とする。

本部層中から江原真悟は、香川県大川郡引田町北谷から *Astarte* sp., *Trigonia* sp. nov. 後の {*Steinmannella* (*Yeharella*) *japonica* (YEHARA)} を報告した。

次に緑灰色砂岩～淡緑灰白色粗粒砂岩(含礫)～黄灰色砂岩部層：本部層は、主として緑灰色の中粒～粗粒の砂岩で、割合淘汰よく graded を示し、小規模の偽層を呈することがある。時々頁岩・礫岩の薄層を挟み、砂岩80～90%, 頁岩10～20%位の割合を示し、その厚さは東部～中部では最大500m内外、西部では1,000m内外を示す。とくに本層中には *Oyster* (かき) の化石が多い。この



A層の砂岩中にみられるカキの化石(白鳥町与田山)



A層の graded 砂岩中のカキの化石(琴南町桜)

Oyster は graded 砂岩に多く、一定の方向はなく、夫々ばらばらに離れており、恐らく Turbidity current により 運ばれたものであろう。四国地方地質誌(小林貞一, 1950)の中で『この砂岩中には「馬蹄石」と称して、円形及び半円形の二次的構造を有するものがある』と云っているのは、この Oyster のことである。これは、琴南町桜付近の土器川川床及び白鳥町与田山北方の小渓谷でみることができる。(写真参照) また本砂岩中には、泥質またわ石灰質の Soft rock pebbles, Strings, Slices が多い。三木町下所及び塩江町後川付近に、海棲の環虫類によるものと思われる Sand pipe 状のものが沢山存在する。(写真参照) また甲藤次郎(1960)が、高知県の始新世の奈半利川層から報告した海棲環虫類の一種 *Tosaheiminthes curvata* KATTO に類似のものもある。

本部層中からの化石は次のようである。

(A) 東部地域

香川県大川郡引田町翼山西南麓より

*Pleuogrammatodon splendens* ICHIKAWA and MAEDA (中川)

*Steinmannella (Setotrigonia) shinoharai* KOBAYASHI and AMANO (中川), *Callistina* sp.,

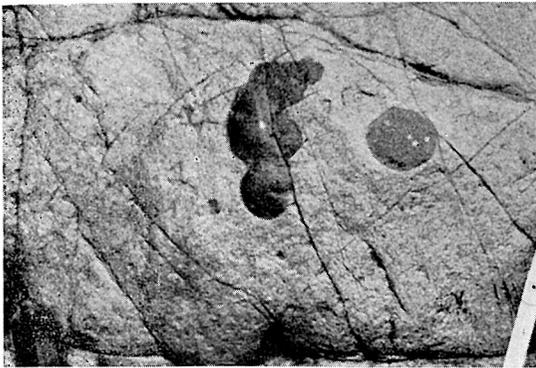
(中川)

*Aphrodina pseudoplana* (YABE and NAGAO) (著者等)

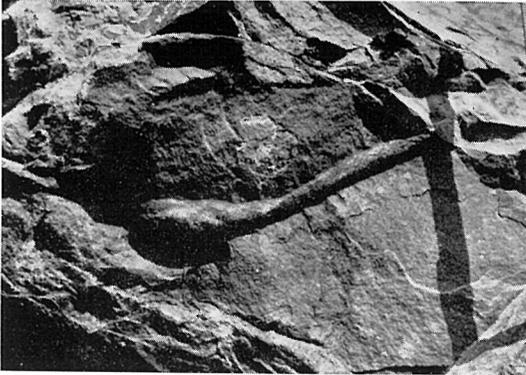
同大川郡白鳥町与田山北方より

*Ostrea* sp., (中川, 著者等)

*Archaeozostera* sp. (中川, 著者等)

A層上位の graded 砂岩中の Soft rock pebble  
(三木町下所)

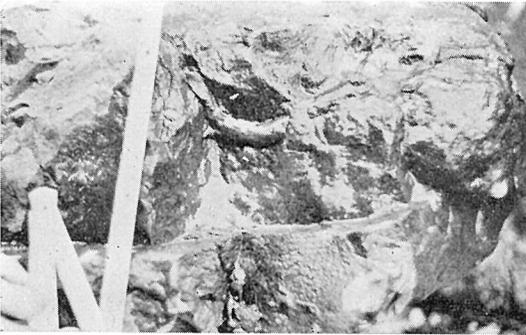
A層の礫質岩中の Lutite patch



A層の砂岩中にみられる *Problematica* (塩江町後川)



A層上位の砂岩中にみられる *Problematica*  
(三木町下所)



A層の砂岩中にみられる *Problematica* (海棲環虫類  
によるものであろう) 三木町下所



A層上位の砂岩中にみられる *Problematica*,  
*Tosahelminthes curvata* KATTO に似ている。  
(三木町下所)

同大川郡引田町北谷奥より

*Cuculaea* cfr. *striatella* MICH. (江原)

*Astarte* sp. (江原)

*Trigonia* sp. nov. (江原)

*Parallelodon sachalinensis* (SCHMIDT)?

(篠原)

*Lucina* (*Myrtea*) *ezoensis* NAGAO (篠原)

*Grammatodon* sp. (篠原)

同大川郡長尾町竹屋敷より

*Inoceramus balticus* BÖHM (中川)

(B) 中部地域

香川県綾歌郡綾上町上壱原より

*Trigonia japonica* YEHARA (中野)

*Pitaria* sp. (中野)

香川県仲多度郡琴南町転石及び桜より

*Archaeozostera* sp. (中野, 著者等)

*Ostrea* sp. (中野, 著者等)

この外仲多度郡満濃町江畑から二枚介を産した。



B層中にみられる珪質頁岩の団塊  
(塩江町後川上流)

**B層：（主として黒色頁岩層）**

本層は、A層を整合に被覆し、見掛上2,000~3,000mに達する黒色頁岩を主とする地層である。本層の分布地域は、地形的に極めて明瞭に望見し得る。即ち東西に、帯状に発達しているのので、砂岩系との差別浸食のため、本層の分布地域のみ帯状の凹地をなしている。即ち地形図上で、花崗岩系と和泉層群の境界付近に、帯状の凹地帯及び断層崖状地形の存在は、本層の浸食によるもので、構造地形ではない。

一般に頁岩と云っても、層理の判然としない泥岩質のものであり、風化すると細片になりやすい。また時折灰紫色の一見凝灰質を呈するものを挟在する。

上部になるに従って、砂岩・泥岩及び礫岩の互層になる傾向がある。この互層中に頁岩質の団塊が多い。中にはとくに礫質泥岩及び砂質泥岩とも称すべき、全体としてきたない色調を呈する。礫質の場合、礫は主として古生層に由来する粘板岩・珪岩・チャートなどの亜円礫及び円礫で、クルミ大から豆粒大にいたるものが多く、また礫自身夫々相離れて、所謂、**Rubble conglomerate** 状を呈する。

概して中央部に向って薄くなる傾向にあり、東部及び西部ではかなり厚く、厚くなるにつれて砂及び礫の部分を増す傾向がある。本層はおまかにみれば江原真悟（1936）の引田頁岩に相当するものである。



和泉層群中の礫質砂泥岩 (Rubble conglomerate)



B層の泥岩中にみられる砂岩の Erratic boulder  
(大野原町海老濟)



B層中の細粒砂岩の簿層中にみられる二方向の節理群、(一見 Sun crack 状にみえる) この節理群を埋めて泥質岩が堆積している。(白鳥町五名の峠)



B層中にみられる砂岩岩脈 (白鳥町五名の峠)

東部地域では、平山健 (1951) の D 及び E<sub>1</sub> 層 (D: 黒色頁岩, E<sub>1</sub>: 黒色頁岩・緑灰色頁岩・凝灰岩・礫岩互層) 及び 中川 衷三 (1960) の 引田互層に、中部地域では、中野光雄 (1953) の 中通頁岩に、西部地域では、中川 衷三 (1961) の 落合互層・海老済泥岩・雲片寺砂岩・猪の鼻峠互層に夫々ほぼ相当するものである。

本層中には、中野光雄 (1953) 及び 中川 衷三 (1961) が指摘した通り、泥質岩優勢部の中位から上位にかけて、所謂、礫質泥岩・砂質泥岩とも称すべきものが楔状に入ってくる。このものには、とくにいろいろの堆積構造がみられる。

graded も示し、Load cast, Force apart, Flow marking, Flute cast, とくに礫質部の下面に Load cast が著しい。これらの礫岩質部は、明かに Rubble conglomerate である。大野原町海老済付近では、泥岩中に巨大な砂岩の Erratic boulder が混入しているのがみられた。

本層中よりの化石は次の通りである。

香川県大川郡引田町 (相生) 坂元南より

*Bostrychoceras awajiense* (YABE) em.

SASAI (中川, 篠原)

香川県大川郡引田町定久, 逃田より

*Steinmannella (Yeharella) japonica*

(YEHARA) (中川)

香川県大川郡引田町黒川より

*Bostrychoceras awajiense* (YABE) em.

SASAI? (中川)

香川県大川郡引田町北谷及び乗次より

*Grammatodon* sp. (中川, 著者等)

香川県大川郡引田町近守よりウニ (中川)

香川県大川郡白鳥町五名峠より菊石・ウニ (著者等)

香川県仲多度郡琴南町中通より

*Inoceramus balticus* var. *toyajoanus* NAGAO et MATSUMOTO, *Grammatodon* sp. (中野)

Coral (中野)

香川県香川郡塩江町檜より

*Inoceramus balticus* var. *toyajoanus* NAGAO et MATSUMOTO (中野)

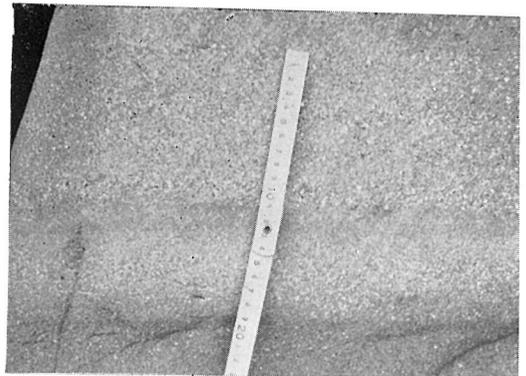
この外江原真悟により *Inoceramus*, *Trigonia* が三豊郡財田村戸川及び山本町菩提山南より報告されている。筆者らの調査でも、財田村戸川の峡谷沿にかなりの *Inoceramus*, *Trigonia* を産する。

C層: (砂岩・頁岩互層)

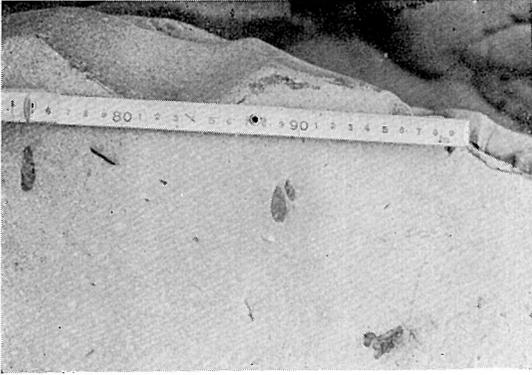
本層は全体的にみて、砂岩優勢の砂岩・頁岩互層で、下位の B 層とは整合関係にある。全層厚は 2,000~3,000m 内外、場所により岩相変化あるも、中位の層準に、頁岩の優勢になる部分があり、その頁岩は割合層理が鮮明である。またこの層準付近に、流紋岩質凝灰岩を介することがある。砂岩は、極めて堅硬な灰白色~灰色の中粒~粗粒の砂岩で、時に礫質に移化する場合がある。礫は径 2~3cm のチャート、花崗質岩の淘汰良好な円礫で、Rubble conglomerate 状を呈する。この砂岩中には Lutite patch が著しい。

また中位の頁岩優勢部分には、Load cast が著しく、方解石脈をもった淡赤紫色の珪質頁岩中には、放散虫化石が著しく認められる。

本層は下半部分が、江原真悟 (1936) のフェウコイド砂岩 (郡場・三木がコダイヤモンドモをかってフェウコイドと称した) に相当するもので、各地で *Archaeozostera* を産する。



C層中の graded 砂岩 (徳島県江原町平間付近)



C層の砂岩中の Lutite patch



C層中の互層帯部の Load cast



C層の砂岩・頁岩互層 (徳島県江原)

また平山健 (1951) のE<sub>2</sub>層 (黒色頁岩・緑灰色砂岩互層) 及び中野光雄 (1953) の堀田砂岩層・勝浦頁岩層・川東砂岩層に、夫々ほぼ相当するものであろう。中川衷三 (1960) のものとは対比が困難である。

本層中よりの化石産地は、東部地域では徳島県側に多く、本県関係では少い。(本層の分布が、主として徳島県側にあるため)

香川県香川郡塩江町木綿織より二枚介(平山)  
香川県香川郡塩江町 (上西) 別子

*Archaeozostera* sp. (平山, 著者等)

香川県仲多度郡琴南町前ノ川

*Archaeozostera* sp.

(中野, 著者等)

香川県仲多度郡琴南町中熊

*Archaeozostera* sp. (中野)

香川県仲多度郡琴南町久保谷

*Betula* sp. (中野)

この外徳島県側の岩倉町 (郡里) 入倉付近より中野光雄 (1953) により多数報告されている。即ち

*Polyptychoceras* cfr. *haradanum* (YOKOYAMA),

*Bostrychoceras awajiense* (YABE) em. SASAI

*Porodiscus* sp., *Discospira* sp. など

D層 : (黒色頁岩層)

本層は、本県には僅かに分布するにすぎない。C層を整合に覆う黒色の頁岩を主とし、中粒～細粒の砂岩の薄層を挟むもので、讃岐山脈の中央部に分布するにすぎない。中野光雄 (1953) の石仏頁岩層に相当するものである。

本層中よりの化石は、本県には産出なく、徳島県側の岩倉町石仏より中野光雄 (1953) により、次の化石が報告されている。

*Polyptychoceras* cfr. *haradanum* (YOKOYAMA)

*Bostrychoceras awajiense* (YABE) em. SASAI

*Polyptychoceras* spp.

*Lucina* sp.

*Porodiscus* sp.

*Discospira* sp.

以上本層群からの産出化石は少く、それによる対比、及び正確な時代は決定し難いが、中野光雄

(1953)・白堊系委員会(松本達郎, 1954)・中川衷三(1961)に従い, 上部白堊紀のヘトナイ世に属せしめる。たゞし下位のA層の全部またわその一部は, 浦河世に属するかもしれない。欧州の時代分類によれば Maestrichtian と Campanian (全部またわ上部) に属するものであろう。参考までに, 日本の白堊系の分類を示すと, 下表のようである。

新白堊系	{	ヘトナイ統
		浦河統
		ギリヤーク統
古白堊系	{	宮古系
		有田統
		高知統

本層群の構造については, 既に中野光雄(1953)・中川衷三(1960~1961)により指摘された通りで, 従来江原らにより考えられていたような, 南翼に一大地向斜を有する所の単純な等斜構造ではなく, むしろ山脈の中央部より南に偏し, 東北東~西南西方向を軸とし, 東に僅かに傾く一大複向斜構造を形成している。そして後述する如く, 第三紀末~第四期初期の運動により, wedge 式に山脈の南, 北両側で, 上部鮮新世の三豊層群相当層に夫々衝上している。

このような構造から考えると, 見掛上東え向って, より上位の地層が現われるようになるが, これは南北系の断層により地層の繰返しが行われているという。しかし東部地域については, 南に傾く単純な等斜構造を呈しているようであり, 前述の中部より西部にかけての構造との関係については, 今後の調査に待つ所が大きい。

#### (IV) 土庄層群

小豆島の北西部及び豊島の北部に, 海成層の存在することは古くから知られていた。即ち鈴木敏(1895)は,  $\frac{1}{20}$ 万の徳島図幅(香川県東半部を含む)の中で, 小豆島・豊島に発達する海成層と瀬戸内火山の火成碎屑岩層とを併せて, 第三紀新層(鮮新世)としている。

しかし, この海成層を本格的に調査研究したのは佐藤源郎である。即ち佐藤は,  $\frac{1}{7.5}$ 万の高松図幅(1932)では豊島のものを, また西大寺図幅(1935)では小豆島北西岸のものを, 夫々調査研究している。そして本層は, 小豆島北西岸から岡山県の児島半島方面に亘って分布していることを明にし, 本層中より次の化石をあげている。

豊島の蛇崎及び硯から

*Pectunculus* sp., *Arca* sp., *Tapes* sp., *Yoldia* sp.

小豆島滝の宮(土庄町)から

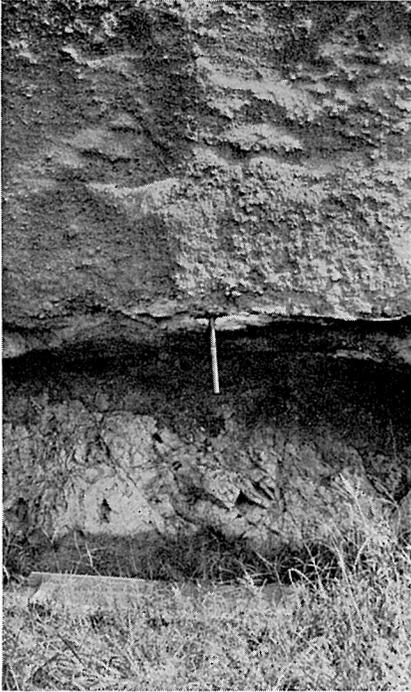
*Ostrea* sp., *Glycymeris* sp., *Cardium* sp., *Venericardia* sp.

小豆島長浜(土庄町)から

*Crassatellites* sp., *Dosinia* sp. など,

上記のように, いづれも不完全で, 種の鑑定に適さず, 従って時代については, 新第三紀は確実なるも, 中新世なるや鮮新世なるや決定し難いが, 仮りに中新世とみなしておくとして云っている。小林貞一(1950)は, その著四国地方地質誌の中で, これを豊島層とよんで, 中新世に属せしめている。また, 山口勝はこれを四海層とよんだ。従って従来より豊島層またわ四海層とよばれてきた。今回本層を上, 下二層に区分し, 小豆島の土庄町北西部一帯に標式的に発達しているので, 土庄層群とよぶことにする。即ち本層群の下位の地層(伊喜末層)は亜炭を含み, Lagoonal であり, 上位(四海層)になると, 海成化石を多数含み, 純浅海成の様相を呈している。

本層群は所により層厚の変化著しいも, 全体として50~150m位で, 領家の珪質粘板岩・変成輝緑



変質粘板岩(下)と土庄層群の不整合  
(土庄町小江)



土庄層群伊喜末層中の Segregation  
clastic dike (土庄町小江)

岩様岩石及び白亜紀花崗岩を不整合に被覆し、堆積したものであるが、現在は、これら古期岩類とほとんど断層関係で接し、(見目断層で花崗岩と、蕪崎断層で変成粘板岩と)不整合関係が明瞭にみられるのは、2~3ヶ所である。

即ち土庄町伊喜末から小江に至る道路沿いの崖でよくみられる。ここでは、領家の変成粘板岩(千枚岩状を呈する。不整合面で衝上運動がみられる。(写真参照)粘板岩はかなり圧砕されている。)を不整合に被覆し、1~3mの基底礫岩状のものがみられる。1~3cm程度の花崗岩及び石英斑岩の垂円礫及び円礫、変成粘板岩の角礫などが、花崗質砂で膠結されている。この上に、更に10m位の偽層の著しい花崗質砂岩がくる。この砂岩中には Segregation clastic dike が著しい。次に1.5m位の灰色シルト岩、10~20cmの垂炭層、更に2mのシルト岩の順序でみられる。これは下位の伊喜末層の order である。

全体的にみた場合、下位の伊喜末層は、20~70mの厚さで、上述した通り花崗質の中粒~粗粒の砂岩を主とし、基底に近く礫岩質となり、淡緑灰色のベントナイト類似のシルト岩を挟むと同時に、数枚の粗垂な褐炭を挟む。この褐炭は、東部に行くに従って発達し、北浦及び肥土山方面で、かつて採掘されたことがある。この炭質物中には、不完全ながら植物化石破片及び珪化木を含み、ときに樹脂の固った琥珀状のものを産することがある。土庄町長浜海岸の崖より

*Metasequoia disticha* MIKI, *Cinnamomum lanceolatum* HEER, (elongated type), *Comptoniophyllum* sp., *Sasafras* sp., *Quercus* sp., (ever green) などを得た。

とくに *Cinnamomum lanceolatum* HEER を多産する。

これは、日本の下部中新世の示準化石として極めて重要である。この産出により土庄層群の時代はより一層明確になった。

また北浦方面で、垂炭層に伴う淡灰緑色のベントナイト(流紋岩質凝灰岩の変質物)は試験の結果、原土では膨潤性は全然ないが、賦活所理をすると膨潤度10内外となる。割合多量に存在するが、石英・長石などの鉱物粒子が混入し、その分離が困難であり、資源的には期待し得ない。

上部の四海層は、伊喜末層を整合に被覆し、全体として50~80m内外の層厚を示し、土庄町長浜の海岸にみられる如く、直接基盤上に坐する場合もある。

ほとんど黄灰色の、極めて特徴ある石英質の細粒砂岩で、ときに中粒となり、また花崗質岩・変質粘板岩・石英斑岩などの細小礫をもつ薄い礫岩層を挟む場合がある。上位の層準には、Sand pipeが多い。本層の比較的下位には、不完全ながら沢山の海棲化石を含み、時に、これらは集合して化石帯を形成し、あるいわ塊状の極めて固い団塊となっている。滝の宮の小渓谷中には *Ostrea* のみを含む石灰岩層が存在する。

滝の宮及び長浜より得た化石は次の通りである。

*Glycymeris cf. crassa* KURODA, *Turritella s-hataii* NOMURA, *T. oyasio* IDA, *Euspira meisensis* (MAKIYAMA), *Cardium* sp., *Nassarius* sp., *Callista* sp., *Siratoria* sp.,  
*Isurus hastaris* AGASSIZ

本層群の構造であるが、次期の瀬戸内火山の各種碎屑岩及びその岩錐堆積物に厚く被覆され、土庄町長浜及び北浦付近の低地帯に露出しているにすぎない。従って野外のみで、その詳細な構造を把握することは困難であるが、従来の炭鉱開発の試料を参考にすれば、全体として、一つの盆状構造を呈するようである。即ち本層群の分布地の南域、大鐸及び肥土山方面では、その走向は東北東～西南西で、北西に5～10度傾斜する。北域の北浦・馬越方面では、南東に3～5度傾斜している。北西方向に沈下する一つの緩い向斜状になっている。

また前述した通り、各地で古期岩類と断層で接しており、その断層付近では、30～40度と急傾斜を示すことがある。この断層群は本層群堆積後のものであるが、次期の後期中新世に属する火成碎屑岩層を切っていないので、火成碎屑岩層（讃岐層群）堆積前ということになる。また長浜付近に、N40°Wの方向に小さい緩やかな向斜がみられ、全体として多少波状的になっている。

この地層群の延長は、小豆島西方の豊島の北岸にも分布している。こゝでは、走向がほとんど南北で、東へ10度内外傾斜し、小豆島のものとは直交しており、両島間に断層の存在を思わせる。ここから更に岡山方面に延びているものと思われる。〔田井（1959）によると、岡山県児島郡灘崎町で、ボーリング資料によれば地下131mの所に本層群相当層が存在すると〕

しかし香川県本土にはその分布はない。高松・丸亀・三豊の三平野のボーリング資料をみても、沖積層下に本層群の存在はなく、当時の海侵は及ばなかったものと考えられる。

前述の本層群中よりの化石から判断すれば、その時代は、中新世の初期より中期に亘るものと考えられる。本層群相当層は西南日本各地に分布している。即ち広島～岡山方面の備北層群、淡路島～神戸方面の神戸層群、滋賀方面の鮎河層群、三重方面の一志層群など、いずれも本層群と同期のものであろう。

#### (V) 讃岐層群

本県北部の瀬戸内沿岸には、花崗岩の老年期丘陵の上に突出する讃岐富士とよばれる飯の山、また古戦場として、メサ地形として著名な屋島、更に讃岐岩の標式的産地として、世界的に知られる国府白峯の連峰があり、これらは、古くから瀬戸内火山帯に属する火山として、第三紀末から第四紀にかけて活動したものとされていた。

とくに本県では、水成堆積岩の発達ほとんどなく、大部分が各種火山岩から成り、僅かにそれらの火山活動にともなった噴出物である凝灰岩・凝灰角礫岩層などが、とびとびに存在しているにすぎない状況である。従って時代を決定する古生物学的資料に乏しく、これらの火山性堆積層は、従来瀬戸内統またわ瀬戸内層群（佐藤・小沢による）として一括され、その時代も鮮新～更新世とされていた。

研究史で述べた通り、明治の中期より NAUMANN 初め、多くの学者により、あるいわ層位的に、あるいわ岩石学・鉱物学的にいろいろと調査研究されてきた。時代論についてのみみれば、古くは NAUMANN(1885～1890)は、小豆島近傍の凝灰角礫岩・集塊岩層が鮮新世であるとし、鈴木敏(1895)は徳島図幅 $\frac{1}{20万}$ の中で、これを第三紀新層（鮮新世）としている。小沢儀明(1926)は、旧象化石を含む地層と同一層準と考えていたようで、これを瀬戸内層群とよび、時代も初期～中期更新世とした。更に当地域の火山岩も含めて、この火山堆積層を本格的に調査した佐藤源郎によれば、(高松図幅1932；丸亀図幅1934；西大寺図幅1935)屋島台地上に、讃岐岩質岩を、不整合に被覆する砂及び礫層を含めて、これらの火山性堆積層を瀬戸内統とよび、これを下位より次のように分類している。

## (1) 酸性凝灰岩 (2) 両輝石安山岩質集塊岩 (3) 基性凝灰角礫岩 (4) 屋島礫層

時代については、小豆島の中新統とは明に不整合関係であり、かつ岩質及び層位上よりして、旧象化石を含む更新世砂礫層より遙かに旧期である。以上の事実よりして、第三紀末の鮮新世に属するものであると述べている。そして奈良県二上山のドンズリボー層を含む小沢の二上層群に対比している。更に、1952年に瀬戸内火山の代表的存在である奈良県二上山付近の研究が、瀬戸内研究グループ（森本良平外）によってなされた。それによると、二上山の熔岩を含む地層（二上層群）が、大阪層群（鮮新世）の比較的下部の地層により不整合に被覆されているとし、これまで更新世（洪積世）になっていた二上山の讃岐岩類の噴出も、第三紀の活動と考えられるようになった。また最近の $\frac{1}{20}$ 万徳島図幅（1961）によれば、瀬戸内火山岩及びその碎屑岩層を二期に分け、讃岐岩類を含むものを旧期として、神戸層群（小豆島海成層相当層）と合して中新世としている。

香川県地方に分布する熔岩も含めての、この火山性堆積層は、明らかに大部分は淡水性の堆積層で、その間に部分的に不整合関係はあるも、（このような局所的な不整合は陸成層の特徴で、現象面的な不整合が多い。）時代的間隔はほとんどなく、一連の火山活動にともなう堆積物なる故、香川県の旧名讃岐をとって、讃岐層群とよんできた。

本層群は、大局的に岩相上及び岩質上よりみると三層に分ち得る。即ち下位より

(1) 石英粗面岩質～黒雲母石英安山岩質凝灰岩及び凝灰角礫岩層 (1)' 塩基性凝灰角礫岩層

(3) 角閃石斜方輝石安山岩質集塊岩層及び讃岐岩質安山岩熔岩である。

(1)' の基性凝灰角礫岩層は、その分布が限られ、屋島・津田北山・豊島及び小豆島に僅かに分布するにすぎない。いずれも基盤の花崗岩上に直接坐し、その上位を讃岐岩質安山岩に被覆されている。

(1) の純白の、どちらかと云うと酸性であるところの凝灰岩層との関係については、この酸性凝灰岩は分布広く、本県各地に分布し、いずれも基盤の花崗岩上に直接坐しており、両者の関係についてみられるところは1～2ヶ所である。かって屋島・小豆島の例をとって、基性凝灰岩層を下位においてきたが、豊島ではこの関係が逆になっている場合がある。

(1) の酸性のものが、直接基盤上に坐する場合、基底に礫岩層をもつ場合が多い。即ち凝灰質物中に基盤岩である花崗岩・閃緑岩・雲母片岩・玢岩の破片及び水蝕礫など、最大1mに達する巨礫を含み、段々と上位に向って成層した凝灰岩また凝灰角礫岩に移化して行く。

屋島における基性凝灰角礫岩層について述べると、即ち屋島北嶺より長崎の鼻に下る道路の高さ200～150m付近にみられ、古くより屋島の洞窟として知られているのは、本岩の採掘跡である。基盤花崗岩との境界は、崖錐のためみられないが、割合凹凸が激しく、50m内外の厚さを示し、全体として暗紫色の塩基性火山ハリの2～4mmの小角礫と花崗岩源の石英・雲母・酸性斜長石と僅かの橄欖石の裂片が、基性安山岩質凝灰物によって膠結された凝灰角礫岩であり、中位の層準では、一部粗砂質となり成層面をあらはし偽層を呈するところもある。

このような基性凝灰角礫岩層が、更に花崗質砂岩層により不整合に被覆されているのである。即ち花崗岩の人頭大～拳大の礫をもった礫岩層に被覆されている。この礫岩層は本県各地で、(1) の酸性凝灰岩層の基底をなすものである。

上述の関係及び後述する小豆島における関係から、今まで酸性凝灰岩層の方を、上位の層準と考えてきたが、豊島では、この関係が逆であり、また本県西部のものについてみれば、基盤上に直接坐している酸性凝灰岩が、段々と上位になるにつれて角礫質・集塊岩質となり、しかも塩基性の様相を帯びてくる傾向にある。またこの基性凝灰角礫岩層が、基盤の花崗岩上に直接接している場合、その上位には必ず讃岐岩質安山岩がのっており、この凝灰角礫岩層は恐らく讃岐岩質安山岩質のものであろう。瀬戸内区では、讃岐岩類は本層群の上位を占めている。

上述の関係から屋島及び小豆島の場合を除けば、基性凝灰角礫岩層の方が上位の層準に属するよう

であるが、しかしながら上述したように、酸性凝灰岩層は、ほとんど基盤の花崗岩上に、基底礫岩をもって直接しているが、例外もある。即ち屋島及び津田北山では、この酸性凝灰岩層が、讃岐岩質安山岩を被覆し分布している。屋島山上の屋島寺の境内にある雪の庭と称しているのは、この白色の凝灰岩のことである。上記の事実からすると、本県の讃岐岩質安山岩に二つの層準があるのか、またわ酸性凝灰岩層が二層準あるのかという問題になる。

要約すれば上述の基性凝灰角礫岩層の下位に酸性凝灰岩があり、また上位に、同岩質の凝灰岩があるということになるわけであり、この上位の酸性凝灰岩については、後述する如く別個のものであるとするか、また佐藤源郎が述べた通り、この黒雲母石英安山岩の活動が初期から後期まで、継続したものとすれば問題はないが、これらについてはなお検討の要がある。

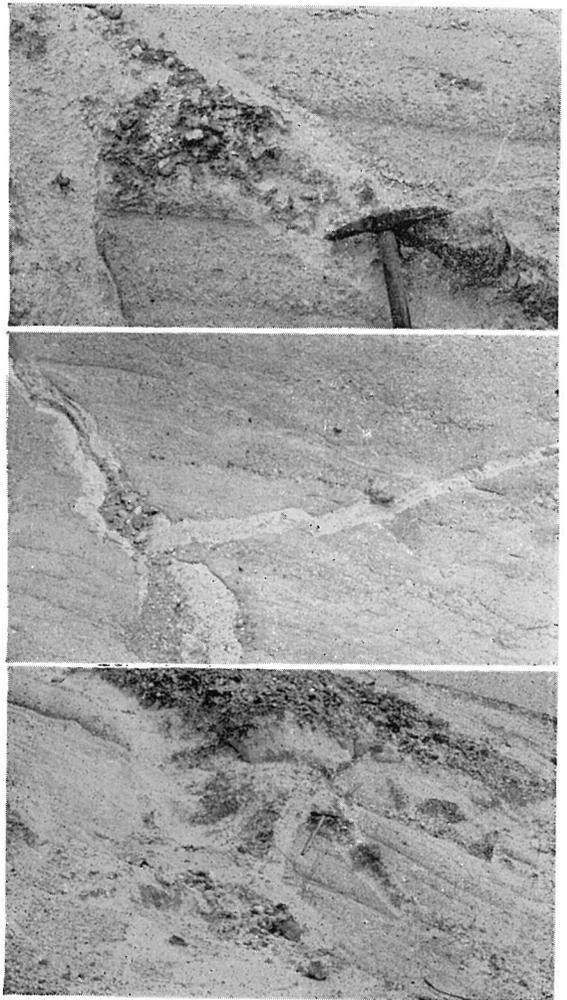
一応こゝでは、著者らの今までの結果を改めて、塩基性凝灰角礫岩層を上位におき、しかも、この酸性凝灰岩層が石英粗面岩ないし黒雲母石英安山岩質であるので、この火山活動が本層群堆積中の初期から中期まで継続したものであるとしておく。

本県における本層群の層序は、その標式的露出地を国府台地域にみる事ができる。即ち国分寺町(端岡)東奥から、国府台の山頂に通ずる道路の崖に好露出がある。この地区については、久野久(1936)の調査がある。久野も述べている通り、基盤の花崗岩の浸食面上に、黒雲母安山岩質凝灰岩・角閃安山岩質(角閃～斜方輝石安山岩質)集塊岩・古銅石安山岩熔岩(含輝石讃岐岩質安山岩)・讃岐岩熔岩の順に重っており、この層序が本層群の代表的な層序である。これは城山・七宝山塊・大麻・我拝師・弥谷山の各地域も全く同一の層序を示している。

下位の黒雲母安山岩質凝灰岩層は、この標式地についてみれば、層理及び偽層の発達が著しく、明に水中堆積物で、恐らく湖沼性堆積物であることを物語っている。とくに下位の花崗岩に近い部分では、基盤岩の塊片及び水蝕礫を混入し、基底礫岩状を呈する。中位では、成層した凝灰岩であり、上位になるにつれて黒雲母安山岩・黒雲母石英安山岩・松香岩などの裂片を混え角礫質となる。

またこの中に、無数の **Injection clastic dike** がみられる。(写真参照)これは恐らくその後の火山活動に関連した運動により、未だ固結しない内に、下層のものが割れ目を通してしぼり出されてきたものであろう。こゝだけにみられた仲々興味ある現象である。

全域的にみて本層中には、石榴石の裂片が多く含まれている。とくに小田半島付近及び坂出市の郷師山山麓の折居付近で石榴石の大晶が得られる。その厚さも各地でかなり異なり、最低10m, 最大100m 位に達するものと思われる。



酸性凝灰岩中にみられる **Injection clastic dike**  
(国分寺町端岡)

標式地より西部のものは、かなり角礫質状を呈するが、東部では、純白均質微細の凝灰岩となり、時に Pisolitic (豆状凝灰岩のことで、雨の化石とよばれる) またわ Pumiceous 状のものを帯状に挟み、珪化木・植物化石破片を含む。

本層中よりの植物化石は *Quercus crispula* BLUME, *Fagus ferruginea* AITON, *Fagus japonica* MAXIM., *Salix* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp. などで、小豆島からは *Liquidambar formosana* HANCE が報告されたことがある。八栗五剣山中腹の豆状凝灰岩が、かって「みがき粉」として採掘されたことがあり、とくに微細なものは「白粉石」とよばれている。

一般に水平的であるが、局部的には20~30度とかなりの傾斜をしている。例えば弥谷山中腹の弥谷寺付近では南北走向で、東へ25度、津田北山では東西走向で、北へ20度傾斜しているし、また標式地の東奥では、北70度西の走向で、南西に30~50度傾斜している。仁尾町清水南方の海岸では、成層した凝灰岩層が東方へ10度内外傾斜している。

これは、本層が断層をともなった warping により全体として波状的構造を示しているものの一部なのか、あるいは山塊ごとの断層運動による局部的なものか、あるいは次期の火山活動(上位の讃岐岩等を噴出した活動)の影響によって、いはい本当の意味の構造的でないものなのか、あるいは大きい偽層部分であるのか、または本層の基盤の花崗岩がかなり凹凸が激しく、堆積時に相当の起伏があったことが想像され、そのための初生的な傾斜であるのか、山塊が相離れて連続していないので時々識別しにくい場合が多い。しかしこの凝灰岩層の上位にくる集塊岩は、水平になっている場合が多いので、あるいは大きい意味の構造的なものではないものと思う。

標式地の国府台では、この酸性凝灰岩の上位に30~50m厚さの集塊岩がくる。この集塊岩は、角閃安山岩質で、上位に向って斜方輝石を含む傾向にある。これを遠望するときは、ほとんど水平的であるのに、下位の凝灰岩層は前述したように30~50度傾斜しており、見掛上傾斜不整合関係を呈しているが、これはその間に大した時間的な間隙はなく、現象面だけのものと考えられる。更にその上位に約50mの古銅石安山岩熔岩及び30mの讃岐岩熔岩がくる。

一般にこの讃岐岩質安山岩には、柱状及び板状の節理が著しく、とくに下部は柱状、上部は板状の節理が著しい。またこの熔岩中には、基盤岩類の哺乳結晶またわ哺乳岩が多くみられる。

国分寺町(端岡)西分では、約20mの岩脈となり山上の熔岩に連り、本熔岩の溢出口と考えられている。丸亀市双子山では、花崗岩や石英・長石の巨晶を哺乳した角礫岩状となり、また仁尾町清水より東方にかけての讃岐岩質安山岩の熔岩の基底部には、著しく閃雲花崗岩の塊片を哺乳し、流動角礫状を呈しており、これのよい標本が沢山得られる。

本層群の構造については、前述した通りであるが、各山塊が相離れて夫々孤立し、全体の構造を把握することは困難であるが、これらの小地塊の存在は、火山岩噴出後かなりの地塊運動が行われたことを物語るものであるが、従来本県では、これらの噴出岩類を切る著しい断層はあまりみられなかったが、詳細に観察すると、かなり存在することが明瞭になった。即ち善通寺市筆の山北方の小丘甲山(87.2m)で、花崗岩が走向南北、東50度傾斜で、凝灰角礫岩上に衝上している。また付近の香色山の松香岩中に、南北系の断層が無数にみられ、断層の見学地として好適である。また大川郡大川町筒野南方1.5Kmの所で、花崗岩が走向東西、南40度傾斜で、石英粗面岩上に衝上しており、付近に著しい破碎帯を作っている。高松市石清尾山塊にも讃岐岩質安山岩を切る断層がある。

本層群の時代については次のように考える。即ち小豆島の土庄町滝の宮で、基性凝灰角礫岩が土庄層群を不整合におよっていること、及び屋島山上で、三豊層群の一部層(従来の屋島礫層)に、讃岐層群に属する集塊岩層が不整合におよわれていること、及び三豊層群中に、讃岐層群に属する各種火山岩類の水蝕礫がみられること、以上のことから土庄層群(初期~中期中新世)以後~三豊層群(後期鮮新世)以前である。また各地のものと比較検討の上、後期中新世に属するものとする。

本県には、上述の讃岐岩類の外に各種の火山岩類が岩脈・Butte 状または Mesa 状の山形を作り分布している。以下各火山岩について述べることにする。(この項は、佐藤源郎(1932~1935)の図幅説明書に負うところが大きい)

(A) 讃岐岩類

本県に分布する讃岐岩類は、佐藤により次のように分類されている。

- (a) 讃岐岩 (b) 含輝石讃岐岩質安山岩  
(c) 含橄欖石讃岐岩質安山岩 (d) 讃岐岩質橄欖玄武岩

(a) 讃岐岩

Weinschenk博士の命名記載になる正規の讃岐岩は、国府台白峰の頂部に発達し、黒色緻密にして、鉄鎚で叩けば金属音を発し、鐘用に供される。こゝから採掘されて屋島山上の土産物店で、讃岐の「カンカン石」として販売されている。この正規の讃岐岩は、斜長石に乏しく斜方輝石、とくに古銅輝石の小針状孳晶に富み、ハリ質石基を有するを特徴とする。古銅石安山岩とよばれる。この讃岐岩は著しく節理に富み、メサ状地形をなしている。風化すれば白色となり、しかも、恰も木片の如く溝状の筋ができ、この礫は「縁とり石」とよばれる。本岩は、主として国府台地域の青峯・白峯・西山及び城山・金山・傾山の頂部に、含輝石讃岐岩質安山岩(単斜輝石を含む両輝石安山岩)を被覆し分布している。白峯山産の本岩の分析値は次の通りである。



松香岩中にみられる断層群(善通寺市香色山)

珪酸	アルミナ	第二鉄	第一鉄	苦土	石灰	ソーダ	加里	チタン酸	第一酸化マンガン
63.25	17.76	0.00	6.52	1.80	4.01	3.63	2.55	0.36	0.11

(地質調査所資料による)

(b) 含輝石讃岐岩質安山岩

タイプの讃岐岩が、長石をほとんど缺くに比し、このものにはかなりの斜長石が孳晶としてみられる。また単斜輝石も僅かながら含まれる点で、両輝石安山岩とも称すべきものである。この場合、ときによると単斜輝石がかなり多くみられるものもある。

孳晶……斜方輝石・単斜輝石・斜長石・角閃石

石基……ハリ・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・磁鉄鉱

本岩に属するものは、屋島・津田北山・豊島・城山・国府台・常山・角山・郷獅山・笠山・大麻山塊・七宝山塊などに、熔岩として分布し、これが讃岐地方で一番分布広く、一般的に讃岐岩質安山岩とよばれているものである。讃岐岩と同様節理、とくに板状節理が著しい。その間て、何層かの集塊岩を挟んでいる。西行法師が、屋島で「宿りしてこゝにかりねの置石、月は今宵の主ならぬ」と詠じた置石は、板状節理の発達した本岩のことである。風化すると赤褐色の粘土状となり、ポーキサイト極めて類似した風化物となる。

参考までに、屋島台地の本岩の分析値をあげると次のようである。

珪酸	アルミナ	第二鉄	第一鉄	苦土	石灰	曹達	加里	水分
57.90	20.08	1.56	3.18	2.26	6.76	3.92	1.26	2.66

(地質調査所資料による)

## (c) 含橄欖石輝石讃岐岩質安山岩

本岩は、上記の両輝石安山岩にオリブ石の加わったもので、後述の玄武岩質のものとの中間種のもの、その分布は局部的であり、上述の含輝石讃岐岩質安山岩と漸移している場合もある。高松市西方の石清尾山塊の一部、丸亀市の青山及び雄山など、その外岩脈としてみられる。石清尾山熔岩の分析値をあげると、次のようである。

珪酸	アルミナ	第二鉄	第一鉄	苦土	石灰	ソーダ	カリ	チタン酸	第一酸化マンガン	灼熱損量
55.66	18.61	1.20	6.61	4.82	6.90	3.64	1.22	0.26	0.10	0.86

(地質調査所資料による)

## (d) 讃岐岩質橄欖玄武岩

本岩は上記の(c)のもので、とくに橄欖石(オリブ石)の量が過半に達したもので、どちらかと云えば玄武岩とも云うべきものである。

本岩は熔岩流として、男木及び女木の各島・小豆島の皇踏山・佐柳島・小島・高見島などに分布し、とくに大川郡大内町の絹島・丸亀島のものには、見事な柱状節理が発達している。女木島熔岩の分析値は次の通りである。

珪酸	アルミナ	第二鉄	第一鉄	苦土	石灰	ソーダ	カリ	チタン酸	第一酸化マンガン	灼熱損量
55.90	18.52	2.34	5.80	4.66	6.82	3.14	1.59	0.32	0.12	1.16

(地質調査所資料による)

## 〔B〕 石英粗面岩(松香岩を含む)

一般に斑晶が少く、多石基多ハリ質で、一見松香岩に近い。代表的な松香岩(松脂岩)は、普通寺の西方香色山に分布する。この松香岩は、一般に熔岩流として分布は少いが、酸性凝灰角礫岩の中に角礫として普遍的に存在する。

斑晶として、石英が僅かにあるだけで、石基はガラス質で、石英・斜長石を含む。本岩は和泉層群の基底部に近く岩脈状に、また突起した小丘をつくり、凝灰角礫岩をともなっている場合がある。陶土化作用のため白色のカオリンに変質している場合が多い。

大川郡大川町筒野南方1Km付近・長尾町力石・香川郡塩江町内場池の西方のものは、完全に純白の陶土に変質しており、かつて採掘されたことがある。

この外三木町獄山・ニッ池付近・山田町城池・塩江町中山西方・長尾町助光・津田町鶴羽付近の小丘、とくに長尾町助光付近のものは凝灰角礫岩をともなっており、礫として松香岩が混入している。同所の護摩山は岩頸であろう。

## 〔C〕 黒雲母石英安山岩(黒雲母安山岩)

本岩は、上述の讃岐岩類と共に瀬戸内火山の代表的な火山岩で、とくに本県の東部地域に小丘をなして分布し、讃岐岩類について発達が著しい。とくに大抵の場合、下位には同質の凝灰岩また凝灰角礫岩をともなっている。また由良山(山田町)の如く岩頸状を呈するものもある。黒雲母安山岩と黒雲母石英安山岩との区別は困難であるが、一般的に前者の方が斑晶が著しく、結晶度が高い。一見すると、花崗岩類似のものもある。斑晶として斜長石・黒雲母・石榴石があり、石基は斜長石・黒雲母・磁鉄鉱・石英などで、ガラス質で充填されている。

これに反し、後者のものは、むしろ多石基多ハリ質で、松香岩に近く流状構造著しく、陶土化作用を受けているものもあり、その場合は石英粗面岩と区別し難い。佐藤(1932)及び平山(1953)は、

前述の三木町二ッ池・獄山・長尾町助光・力石付近のものを本岩に属せしめている。

小豆島坂手付近には、本岩中に角閃石混入し閃雲安山岩と称すべきものもある。

本岩の主な分布地は次の通りである。

大川郡長尾町乙井・大鉢山・大川町金山・三木町白山・高松市（前田）芳岡山・三木町（田中）下所・山田町（西植田）上佐山及び中谷・高松市三谷の日山・日妻山・実相寺山及び高松市仏生山付近の小丘・山田町由良山

この中で、とくに斑晶質の典型的な黒雲母安山岩の良い標本は由良山・芳岡山で得られる。とくに芳岡山のもは、柘榴石の結晶が著しく、容易に採集し得る。また由良山のもは長尾町金山のもと共に、後火山作用を受けて部分的に変質し、多量の電気石の微晶を生じている。また佐藤によれば三木町白山の山体の上部をなすものは、濃黝灰色にして石基中に多量の針状斜方輝石を混え、讃岐岩質安山岩との中間種に近いという。

#### 〔D〕 斜方輝石角閃安山岩

漆黒色に近く斑状構造著しく、多斑晶質で、斑晶中斜長石が最も多量である。

斑 晶……斜長石・斜方輝石（紫蘇輝石）・角閃石

石 基……斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱

高松市古高松・前田深谷・長尾町造田・津田町雨滝山・内海町碁石山・榎丘・国分寺町鷺の山・高松市（檀紙）伽藍山。

また弥谷山・筆の山・天霧山などには本岩質の集塊岩が著しく発達している。

とくに雨滝山は柘榴石を多量に含み、研磨材として、かつて採掘されたことがある。こゝではまた放射状方解石を含んでいる。

#### 〔E〕 角閃安山岩

灰緑色～灰色の多斑晶質で、針状の角閃石の結晶が著しい。本岩の分布は狭く、三豊郡高瀬町北方の小丘に分布する。典型的な本岩は、高瀬町葛山及び詫間町吉津峠付近でみられる。以上が本県における主要な火山岩類であるが、とくにこゝで記したいことは、かつて佐藤源郎（西大寺図幅、1935）が、小豆島の火山岩類及び碎屑岩類の所謂、瀬戸内統の **order** について次のように述べている。

下位より (1) 基性凝灰角礫岩 (2) 含輝石讃岐岩質安山岩 (3) 凝灰岩及び集塊凝灰岩（黒雲母安山岩質） (4) 両輝石安山岩質集塊岩 (5) 含角閃石両輝石安山岩 (6) 含橄欖石両輝石安山岩の順で重なり、この内(3)～(6)は、主に両輝石安山岩質の一連の火山活動に基く噴出物で、(1)及び(2)の火山活動とは別個のものであると、この(3)に属する凝灰岩及び集塊岩質凝灰岩層は、下位は凝灰岩質で、ときに頁岩の薄層を挟み、（かつて *Liquidambar formosa* HANCE が山口勝により報告されたことがある。）黒雲母安山岩及び松香岩の角礫を含み、上位になると斜方輝石安山岩質集塊岩になる傾向にあり、この下位のもは、本県（本土）に分布する酸性凝灰岩と全く同様のものであるので、屋島の場合と同様、著者らは今まで基性凝灰角礫岩層を下位にしてきたのである。

また最近の地質調査所発行  $\frac{1}{20万}$  の徳島図幅（1961）によれば、瀬戸内火山岩類を二期に分け、旧期火山岩及び碎屑岩類を中新世に、新期のものを鮮新～更新世にしており、小豆島地区で、佐藤が(3)～(6)は別個のものであると云った両輝石安山岩及びその碎屑岩類を新期のものとして、また男木・女木の玄武岩質のものも、また更に八栗五剣山のものも新期のものとして塗色されている。

しかし、この新期のものの中で、八栗五剣山で、碎屑岩層の基底をなす酸性凝灰岩などは、全く他地域の酸性凝灰岩と同様のものであり、共に花崗岩上に坐しているので区別し難い。

若し上述の考えに従って、屋島の讃岐岩質安山岩熔岩の上に分布する酸性凝灰岩（雪の庭）を小豆島・八栗などと共に、新期のものと考えらば、旧期の酸性凝灰岩層は、全て讃岐岩質安山岩の下位に位置するようになり、矛盾はなくなり、一般的にみて、黒雲母安山岩にはじまり讃岐岩で終る

order となる。この詳細については、なお検討を要するので、こゝでは従来のまゝ色別けしておく。

## (VI) 三 豊 層 群

本県の西部には、未だ余り凝固していない砂・礫・粘土から成る地層が、讃岐山脈北麓に台地・丘陵をつくり、あるいわ花崗岩丘陵地間の低地帯に、全体として、ほぼ東西に延びた地帯をなして分布している。とくに仲多度郡から三豊郡にかけて、和泉層群と花崗岩系との境界付近の低地帯を、東西に流れる財田川の川岸に好露出をなし、西は三豊郡大野原町井関より紀伊・河内・神田・十郷・江畑・造田を経て、木田郡三木町付近にまで亘り分布発達しており、とりわけ三豊郡南部一帯に標式的に発達しているので、筆者らはこれらの一連の若い地層群を三豊層群とよんできた。(1954,55,60)

本層群は古くは、第四紀洪積層として取り扱われたものであるが、かつて財田村入樋の本層群上部の花崗質砂中の粘土層より *Parastegodon sugiyamai* TOKUNAGA が発掘され (1936)、三木 (1948~1952) は、十郷村及び財田村の含礫砂中に介在する粘土層より *Metasequia* を採集し報告している。甲藤・中村 (1954) は、財田村北野の花崗質砂中に介在する泥炭質物中より花粉分析の結果 *Nyssa*, *Liquidambar* の第三紀植物を報告している。

筆者の一人斎藤は (1954—1960) 本層群中より、三木のいわゆるメタセコイア植物群に属する植物化石28属35種、淡水珪藻化石14種を夫々採集した。上述の点から考えて、本層群は第三紀鮮新世に属し、しかも湖沼性の堆積物であると考えられる。

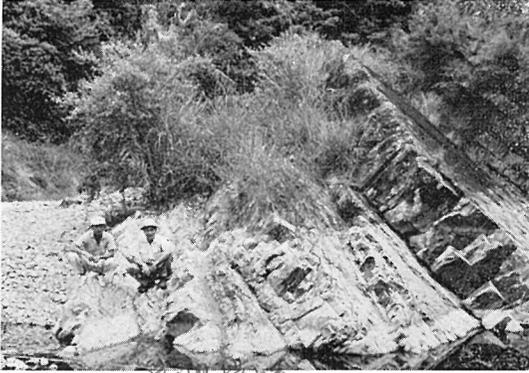
これに相当する地層群は、瀬戸内周辺から伊勢湾方面に亘って分布し、いずれも湖成堆積物で、現在の瀬戸内海の前身である湖に堆積したものと考えられる (斎藤, 1962)。

例へば愛媛県の郡中層・岡村層 (三豊層群)、徳島県の森山層、和歌山県の菖蒲谷層、明石から大阪にかけての明石層群・大阪層群、三重県のアゲ層群などがあげられる。

一般的にみた場合、本層群は花崗岩類及び和泉層群を基盤として、これらを不整合におおい、焼尾峠礫層・段丘砂礫層によって不整合におおわれている。厚さは全体として50~60m内外、主として花崗岩及び和泉層群より材料を供給されたもので、時に火山岩類及び三波川結晶片岩類の礫を多数含む場合もある。後背地の地質の影響により、岩相の変化激しく連続性にかける。しかも現在 **Relic** として僅かに残っているにすぎず、とびとびに分布している状況である。しかも凝灰岩の如き鍵層もなく、植物化石以外は化石に乏しく、地区毎の対比は困難である。また典型的な湖成層 (例へば塩原湖成層の如く) を表現する縞状の堆積構造もなく、全体として花崗質砂を主とするものである。和泉層群に近ずいて、和泉の大礫及び角板状の巨礫をもつ、いはゆる湖沼の周辺礫岩とも称すべきものが分布し、それらの周辺礫岩上に和泉層群が衝上している。

一般的に下位は、和泉層群の礫を含む礫層で、中位は花崗質砂・青緑色砂質粘土岩・黒灰色泥岩、上部では、多量の花崗質砂を **matrix** とする1~2cmの小亜円礫及び円礫を含む礫質砂より夫々なる。この上位の礫質砂層は、著しく偽層にとみ、褐鉄鉱皮殻及び高師小僧を含む。

西部より地区ごとに、その大略を述べることにする。大野原町井関付近では、井関池の樋門より柞田川川床及び川岸にかけて好露出がある。ここでは、和泉層群が本層群中に **Inlier** (内層層) として顔を出している。この和泉に対して、この付近の基底と思われる5~6m厚さの和泉の大礫をもつ砂質シルト岩が **Abut** の関係で接している。(写真参照) この上に、約10m厚さの砂質シルト岩と偽層小礫層がくる。そして北西方向に3~5度傾斜し、三豊平野の沖積層下に延びているものと考えられる。これをうらづけるものとして、かつて蔵田延男 (1948) が、山本町木郷から観音寺市の海岸にかけての電探と試錐試料を基にして、三豊平野の地下130~140mのところを基盤の花崗岩がみられ、この上に約100m内外の洪積層がある。この洪積層のうち、下部の部分は全体として青色粘土・砂の累層で、この中に埋木をともなっていると述べている。この三豊平野の地下100m付近に埋木をともな



三豊層群中に Inlier として露出する和泉層群の A 層 (大野原町井関池樋門付近)



和泉層群と三豊層群の不整合 (Abut) (大野原町井関池樋門付近)

っている青色粘土層こそ、明に本層群に属するもので、洪積層ではない。この付近の、本層群の上部層は主として含礫砂層で、高丸公園の台地を形成している。

大野原町萩原の大谷池の南では、下限は不明であるが、下部より 1~2m の炭質泥岩が露出し、この中から次のような化石を得た。

*Pseudotsuga japonica* SHIRASAWA, *Sequoia sempervirens* ENDL., *Pterocarya multistriata* MIKI, *Corylus rostrata* AIT., *C. heterophylla* FISCH., *Magnolia obovata* THUNB., *Stewartia serrata* MAZ. .

これは 7~8m の偽層の著しい含礫花崗質砂層におおわれている。これがこの付近の下部層の order である。上部層は、萩原丘陵に分布し、礫層と細粒の白色砂岩との互層で、この中に高師小僧が多い。この付近では、ほとんど水平であるが、福田原付近で東西の走向、北へ 20 度傾斜している。

次に山本町河内付近では、河内川に沿って川床及び川崖に露出する。河内上の川岸で、和泉層群が本層群上へ衝上しており、ために基底は不明である。衝上付近の和泉は 5~6m のはんいで褶曲し、砂岩が block 化している。(写真参照) 露出しているはんい内での最下部は、4~5m の loose な礫層で、これは主として和泉層群の砂岩・頁岩の角礫またわ重角礫である。この上に、20~30cm の灰色シルト岩がくる。



大野原町萩原大谷池付近に露出する三豊層群の下部泥岩層



山本町河内上の河岸の江知衝上に沿う和泉層群 (褶曲している)

この中から

*Metasequoia disticha* MIKI, *Pseudotsuga japonica* SHIRASAWA, *Cunninghamia Konishii* HAY, *Quercus rubroidea* MIKI, *Cornus controversa* HESML., *Styrax microcarpa* MIKI, *Nelumbo nucifera* GAERTN., *Trapa mammillifera* MIKI, *Euryale akashiensis* MIKI, *Picea*

Koribai MIKI, *Zelkova* sp.

を得た。とくに *Metasequoia* の毬果と花粉が著しい。この上に2mの石英粒を含む灰色シルト岩・1mの青色砂・2mの *Trapa* を含む泥岩がくる。次のようなものを採集した。

*Trapa discoidipoda* MIKI, *T. tetragona* MIKI, *T. macro-poda* MIKI, *Paliurus nipponicus* MIKI.

この外淡水珪藻化石14種を採集した。

*Cymbella* cf. *ventricosa* KÜTZ., *Cyclotella stelligera* C. and G., *Eunectia gracilis* (EHR.) RABH., *Synedra acus* KÜTZ., *S. ulna* NITZSCH., *Navicula placentula* (EHR.) GRUNOW, *Diploneis ovalis* (HILSE) OLEVE, *Fragilaria construens* (EHR.) GRUNOW, *F. construens* var. *venter* (EHR.) GRUNOW, *F. virescens* RALFS, *Gomphonea abbreviatum* AGARDH? KÜTZ., *Melosira islandica* O. MULL., *Stauroneis phoenicenteron* EHR., *Opephora Martzi* HERIBAUD, *Pinnularia* sp.

更に1mの花崗質砂・1mの黒雲母質シルト・1mの細粒砂質シルト(流木を含む)・1.5mの褐鉄バンドをもつ粗粒砂・40cmの青色泥岩, この中に *Metasequoia disticha* MIKI, *Pseudotsuga japonica* SHIRASAWA, *Buxus japonica* MUELL. の植物化石を含む。これが下部層の order である。上部層は, 30m厚さの含礫花崗質砂で, 30cm厚さのシルト層4~5層と褐鉄鉱帯を数層をはさんでいる。この付近の走向は, 北10~20度東, 西の方に3~5度傾斜している。この走向・傾斜から考えると, 沖積層下に本層の存在は明らかである。

財田村方面では, 久保下付近の財田川川崖で, 基底に近いと思われる礫層が花崗岩に接しているのがみられる。境界はほとんど垂直で, 礫層の礫は, 花崗岩と讃岐岩質安山岩であり, 偽層の著しい花崗質砂でセメントされている。(写真参照) 雉子尾

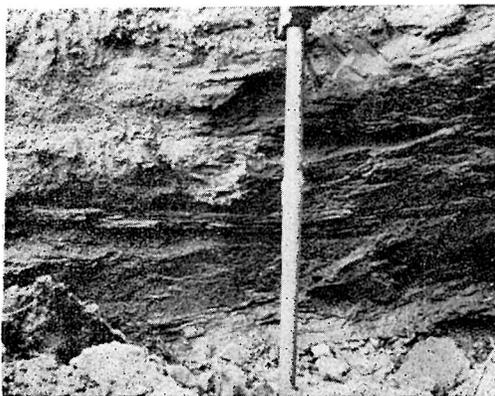


山本町河内上付近の三豊層群上部層(含小礫砂層)

付近で, この上位に5m厚さの含礫砂層がくる。この礫層中に5~10cmのシルト層が何枚かあり, いろいろの堆積構造がみられる。(写真参照) 即ち礫層中にいろいろの型をした Detached silt layer がみられる。とくに Bent chunk 状のものがみられた。この礫層の下の部分に, レンズ状に50cm厚さで, 雲母質細粒砂と泥岩とがうすい幅で縞状をなして介在しており, この泥岩の花粉分析結果は次の通りである。

*Metasequoia* (55%), *Glyptostrobus* (11.5%), *Pinus* (0.5%), *Chamecyparis* (30%), *Pterocarya* (10.5%), *Juglans* (4.0%), *Corylus* (1.0%), *Alnus* (1.5%), *Fagus* (1.0%), *Quercus* (3.5%), *Ulmus* (5.5%), *Rhus* (2.0%), *Nyssa* (1.0%), Baum pollen/Total pollen (89.7%).

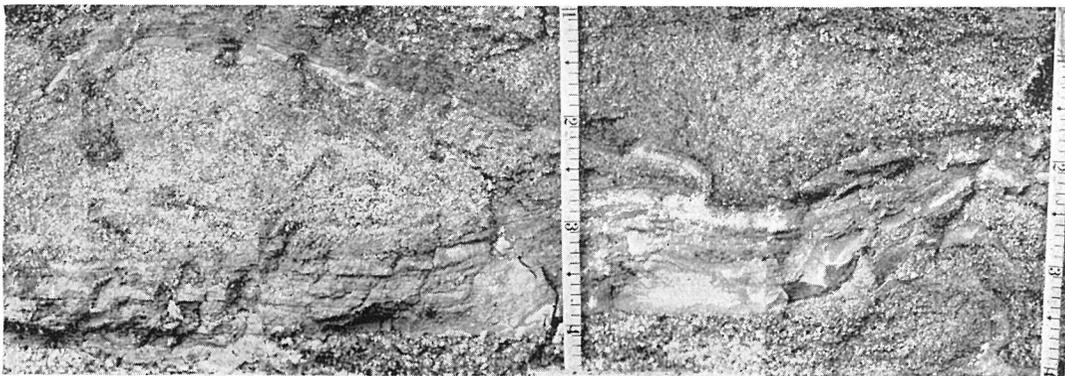
これの上位にくるものは, 財田村宮坂の道路沿いの崖にみられる。下位より約3mの礫層があり上位に向かって砂質となる。この上に40cmの縞状(微層理)の砂質シルト岩と3~5mの塊状の青灰色のシルト岩がくる。この中に30cmの炭質泥岩をはさみ, 泥岩中より



レンズ状に三豊層群中に介在する特徴的な泥層と雲母質細粒砂の互層(財田村雉子尾)



三豊層群と基盤花崗岩との不整合 (財田村久保下財田川川崖)



花崗質砂の急激な堆積による堆積構造, いろいろな形をしたシルト層をとり込んでいる。(財田村雉子尾財田川川崖)

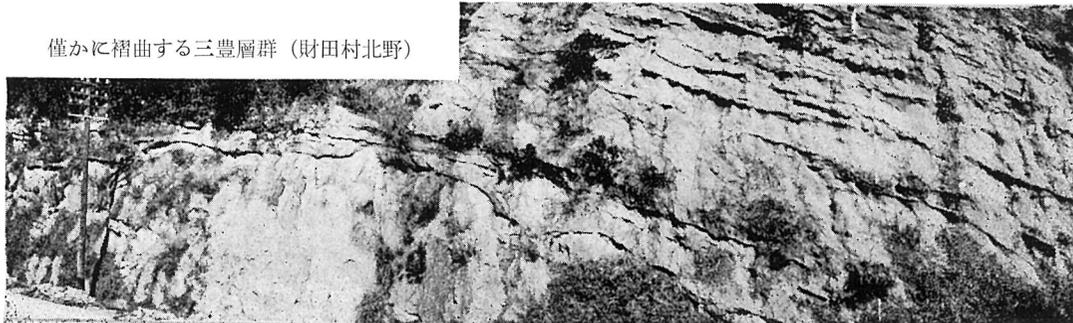
*Potamogeton* cf. *perfoliatus* L., *P.* cf. *cristatus* R. et M., *Scirpus mucronatus* L., *Menyanthes* sp., *Metasequoia disticha* MIKI, *Trapa Maximowiczii* KORSH., *T. mammillifera* MIKI, *Trapella* sp., *Fagus* sp.

を得た。これらはいずれも湿地性の植物である。また花粉分析の結果は次のようである。

*Sciadopitys* (0.5%), *Cunninghamia* (1.5%), *Metasequoia* (53.0%), *Glyptostrobus* (6.5%), *Carpinus* (1.0%), *Pinus* (9.0%), *Chamecyparis* (2.5%), *Salix* (2.0%), *Juglans* (1.0%), *Picea* (5.5%), *Betula* (1.2%), *Alnus* (2.5%), *Quercus* (8.0%), *Ulmus* (2.5%), *Ilex* (1.0%), *Nyssa* (0.5%).

以上の花粉の外に *Chenopodiaceae*, *Spiaceae*, *Compositae* などの花粉もみられた。この上に3~5mの厚さの石英・長石粒を含む青灰色の砂質シルト岩がくる。この中に不規則な形をした泥炭層がみられる。この地域では、ほとんど水平であるが、財田村北野付近で北45度西の方向に軸を有し、両翼が5~10度傾斜する背斜構造がみられる。

僅かに褶曲する三豊層群 (財田村北野)



土讃線財田駅の東300mの山道沿いの崖に、本層群の上部層がみられる。主として30m厚さの礫層であり、matrixは砂及び凝灰質である。南に向かって和泉層群と接するが、境界をみることができない。和泉の走向・傾斜は北40度東、南50~60度であり、恐らく和泉が、本層群上に衝上しているものと思う。衝上線は、200mの等高線に沿って追跡することができる。ここで、その衝上線は、焼尾峠礫層によっておおわれている。

次の財田村の山脇の谷では、和泉層群が約1mの黒紫灰色の断層粘土を以て、北50~60度東、40度南傾斜で、和泉の基底礫岩と全くみ分けのつかない礫層（和泉の基底礫岩から湖辺にもたらされたも



三豊層群の周辺礫岩，長さ1m内外の角板状の和泉砂岩のslabを含む。(財田村山脇の谷)

のであろう)上に衝上している。この礫層を下流に追うと、和泉の砂岩の大礫を含み、砂質シルトでセメントされた礫層に移化する。これらはいわゆる湖沼の周辺礫岩であろう。(写真参照)この礫層の下位またわ側方部位に、約2m厚さの暗灰色の砂質泥岩が発達し、その中に植物破片や炭化木片を含む。ここから *Metasequoia disticha* MIKI, *Pseudotsuga japonica* SHIRASAWA, *Fagus crenata* BLUME, *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Picea Maximowiczii* REGEL を採集した。

仲南村新目の南財田川川崖に、15m厚さの含小礫花崗質砂が露出し、この下半部に20~50cmの炭質シルト岩がはさまれ、この炭質物の花粉分析の結果は次のようである。

*Metasequoia* (34.2%), *Glyptostrobus* (15.8%), *Chamecypris* (7.0%), *Salix* (3.5%), *Juglans* (3.5%), *Carpinus* (0.9%), *Corylus* (3.5%), *Alnus* (15.8%), *Quercus* (6.1%), *Ulmus* (2.6%), *Rhus* (0.9%), *Fraxinus* (6.1%) .



江知衝上(ハンマ付近衝上面, 左側が和泉層群)  
財田村山脇の谷



江知衝上付近で直立する三豊層群  
(満濃町五毛の金倉川上流)

北20度東の走向で、南東に15度傾斜する。局所的な運動の結果であろう。仲南村春日の南の谷で、和泉層群が東西の走向、南40度の傾斜で、本層群に衝上している。また春日の神社付近に、僅かながら和泉層群の砂岩・礫岩が *Inlier* (内座層) として露出している。

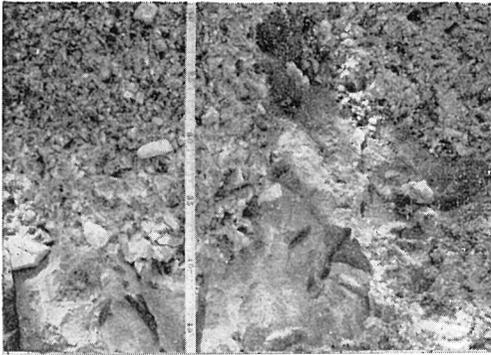
満濃池南東の金倉川の上流五毛付近で、川崖に和泉層群と本層群下部層が露出している。両者の直接の関係は不明であるが、境界付近の三豊層群がほとんど垂直で、(これは20m位はなれると水平にかえる) 和泉の走向・傾斜が北70度東、30度南であり、この関係からすると逆断層であろう。この地域では、下部層は、礫層と灰色シルトの互層で、いろいろな堆積構造がみられる。とくに *Loading structure* が著しい。

上述してきた衝上断層は、これより東の中江畑・東江畑の谷で、非常によく観察される。中江畑では衝上面の走向は、北60度東、南へ40度傾斜している。約10cmの断層粘土が発達している。この付近の本層群は、雲母質細粒砂と黒灰色シルト及び含小礫砂の互層で、シルト中より

*Trapa* sp., *Metasequoia disticha* MIKI, *Cunninghamia Konishii* HAY., *Juglans megacineria* CHANEY, *Fortunearia sinensis* REHD. et WILS.

を得た。

東江畑では、衝上面の走向・傾斜は北80度西、50度南である。衝上付近の和泉層群の花崗質砂岩は5~6mに亘り、灰紫色に変色し、変成岩状になっている。三豊層群はやや円味をおびた小礫が、青灰色シルトでセメントされたもので、この層が15~20mの峡谷を作っている。東江畑の入口付近の崖で、いろいろな堆積構造がみられる。とくに花崗質砂中に介在するシルト層から *Detached silt layer*



三豊層群の基底部にみられる Load cast (満濃町五毛)



急激な運動、堆積により花崗質砂中にとり入れられた *Detached silt layer* (満濃町江畑)



花崗質砂中のシルト層が波状的になっている。(満濃町三田)



*Detached silt layer* から Soft rock pebble に漸変している。(満濃町江畑)

を経て Soft rock pebble への生成過程を示す露頭が順次みられる。(写真参照)

次に琴南町内田付近の土器川川床に、本層群の基底部が露出し、これは緑黄色の花崗質砂で、沢山の花崗岩またわ和泉層群の礫を含み、一部に炭質砂岩をレンズ状に介在する。この花崗質砂の中に多数の立木の化石を含む。(写真参照) 根の周りを緑灰色のシルトがまいている。このレンズ状の炭質物から *Metasequoia disticha* MIKI, *Pseudotsuga japonica* SHIRASAWA, *Picea Maximowiczii* REGEL. の植物化石を採集した。



三豊層群基底部の化石林 (琴南町内田土器川川床)



左図を拡大したもの



三豊層群の基底礫層 (琴南町内田の土器川川床)

琴南町猪尾付近の山道沿いに、次のような order がみられる。即ち下位より 1m の微層理を示す砂質シルト・1~2m の含小礫花崗質砂・1.5m の泥岩、この泥岩中に

*Trapa discoidpoda* MIKI, *T. tetragona* MIKI が著しい。その上に 20cm 厚さの中粒砂岩がくる。この中に有機質物の密集帯があり、

*Cunninghamia Konishii* HAY., *Chamaecyparis pisifera* ENDL., *Metasequoia disticha* MIKI を産出した。更にこの上に、4~5m の小礫より成る礫層がくる。この中に 30cm 内外のシルト層介在し、東西方向の同時断層がみられる。これは焼尾峠の上り口で、焼尾峠礫層によって不整合におおわれている。

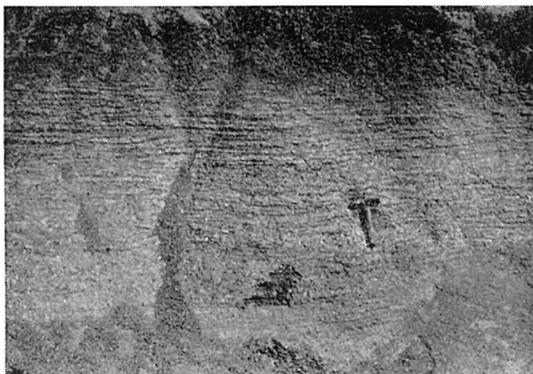
上述の分布地と全く離れて、小面積 (約 2m<sup>2</sup>) のはんいながら、僅かに満濃町榎井の羽間池の北の道路沿いの崖にみられる。ここでは花崗岩に付着して、1m 厚さの凝灰質シルトと 20cm の泥炭とがあり、これ以外に、この付近に全然分布はない。この泥炭の花粉分析の結果は次のようである。

*Metasequoia* (8%), *Picea* (7%), *Tsuga* (1.0%), *Abies* (4.5%), *Pinus* (36%), *Quercus* (14%), *Alnus* (12%) .

このような Relic の存在は、かって本層群がかなりのはんいに亘り分布発達していたのではないかと考えられる。

この外香川県中部より東部にかけて、僅かではあるが、岩相上本層群に属すると思われるものが、とびとびに花崗岩丘陵地間に分布している。即ち香川郡綾上村の田万と下倉との間の低地帯に、焼尾峠礫層下に、青灰色シルトが分布している。とくに田万橋の橋下の川床にみられる。更に綾南町の上

千疋付近の低地沿いに分布する凝灰質シルトと花崗質砂，山田町東植田小学校付近の褐鉄鉱皮殻をもつ花崗質砂，山田町西宝地付近のもの，三木町仲代付近の凝灰質岩など夫々本層群の Relic であろう。



屋島山上の粗粒砂層（旧屋島礫層）



粗粒砂層と集塊岩（讃岐層群）の不整合（屋島山上）

第5表 三豊層群植物遺体表

遺 体 植 物 名	出 現 の 部 分
<i>Picea Maximowiczii</i> REGEL	枝 条
<i>Pseudotsuga japonica</i> SHIRASAWA	毬 果
× <i>Cunninghamia Konishii</i> HAY	〃
<i>Chamaecyparis pisifera</i> ENDLICH	〃
× <i>Metasequoia disticha</i> MIKI	毬 果, 葉, 小 枝
× <i>Sequoia sempervirens</i> ENDLICH	毬 果 子
<i>Potamogeton cf. perfoliatus</i> LINNE	種
<i>Scirpus mucronatus</i> LINNE	堅
× <i>Carya ovata</i> CARP. MIKI	果
× <i>Juglans megacarinata</i> CHANEY	〃
× <i>Pterocarya multistriata</i> MIKI	〃
<i>Corylus heterophylla</i> FISCH	〃
—— <i>rostrata</i> AITON	〃
<i>Fagus crenata</i> BLUME	葉, 種
× <i>Quercus rubroidea</i> MIKI	〃
—— <i>crispula</i> BLUME	葉
<i>Zelkova</i> sp.	〃
× <i>Euryale akashiensis</i> MIKI	種
<i>Nelumbo nucifera</i> GAERTN.	〃
—— <i>obovata</i> THUNBERG	〃
× <i>Fortunearia sinensis</i> REHD. et WILS.	〃
<i>Buxus japonica</i> MUELL	葉
<i>Acer</i> sp.	〃
× <i>Paliurus nipponicus</i> MIKI	果 実, 小 枝
<i>Stewartia serrata</i> MAZ.	果 実, 小 種
× <i>Trapa macropoda</i> MIKI	果
× —— <i>mammillifera</i> MIKI	〃
× —— <i>discoïdopoda</i> MIKI	〃
× —— <i>tetragona</i> MIKI	〃
—— <i>Maximowiczii</i> KORSH	〃
<i>Cornus controversa</i> HEMSLE.	内 種
<i>Styrax japonica</i> SIEB. et ZUCC.	果
× —— <i>microcarpa</i> MIKI	〃
<i>Menyanthes</i> sp.	〃
<i>Trapella</i> sp.	果
	実

×……絶滅種であるか，またわ日本に野生しないもの（三木博士鑑定）

また屋島山上の三角点(292.5)付近に、 $5\text{m}^2$ のはんい内に僅かに分布する層理・偽層の発達した粗粒砂層がある。これも本層群の Relic であろう。昔から屋島礫層とよばれていたものである。ここでは、厚さ約 $3\sim 5\text{m}$ で、下位の讃岐層群の集塊岩とは著しい不整合関係にある。(写真参照)この集塊岩はかなり後火山作用を受けている。層理・偽層の状況からすると、あるいわ湖岸の堆積物ではなからうか。

以上が後期鮮新世に属する三豊層群の分布の大要である。本層群の構造は簡単で、一般に水平に近く、所によって $5\sim 20$ 度の傾斜をもって緩やかな波状褶曲をなすことがある。これは褶曲というよりは **warping** によるものであろう。この軸の方向は、北々西～北西で、北野付近で背斜部がみられる。本層群中にみられる断層はいずれも小さいが、正断層ではすべてこの方向のものである。また南側の和泉層群との衝上断層に近ずいて、本層群の走向は、東北東となり、傾斜も $30\sim 50$ 度と急になる。

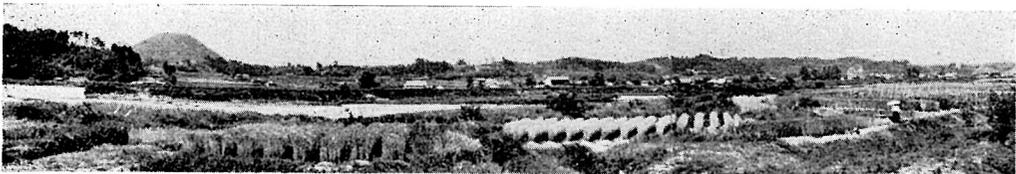
三豊層群は前述したように現在は Relic として僅かに分布しているにすぎないが、堆積時にはかなり広いはんいに亘って分布していたものであろう。高松平野の試錐試料によれば、地下 $100\text{m}$ 付近に埋木をもった固結した青色の粘土層が $20\sim 30\text{m}$ の厚さでみられる。本層群のものであろう。また瀬戸内海海底より本層群中のものと思われる旧象化石が多数引き上げられており、海底に本層群の分布していることは確実である。

#### (VII) 第 四 系

本県の第四系は、更新統(洪積層)と現世統(沖積層)とに分けられる。

##### (VII-1) 更新統(洪積層)

本統は、西部では讃岐山脈の北麓に、東部では讃岐山脈の前山をなす花崗岩丘陵地の北麓に、また全体的に花崗岩及び各種安山岩の丘陵地間に、填間的に台地を作り発達している。これらの台地は、主として砂・礫・粘土から成り、おおまかにみて三段の台地が識別できる。即ち上段は $120\sim 300\text{m}$ の台地で、その台地面は堆積面ではなく浸食面である。中段は $70\sim 100\text{m}$ 、下段は $50\sim 70\text{m}$ で、いずれも堆積面である。



綾上町山田下より東方千足丘陵を望む(高位段丘面)



香川町台目より西南西の丘陵を(下倉・音谷方面)望む(高位・中段段丘面)



香川町川東より東方の中位段丘面を望む(右端は花崗岩丘陵)

これらの更新統は、いずれも河成堆積物ないしは沼沢地式のもので、海成のものはない。大部分が扇状地あるいは河成段丘状の堆積物である。

(i) 上段堆積層 (焼尾峠礫層)

本堆積層は、仲多度郡琴南町猪尾から中通に通ずる焼尾峠付近の、高さ 300m 内外の丘陵上に標式的に発達しているので、焼尾峠礫層とよぶことにする。ここでは、基盤の花崗岩・和泉層群及び三豊層群を夫々不整合におおっている。ほとんど礫層で、花崗岩及び和泉層群の砂岩・頁岩よりもたらされた垂円礫状の small cobble より成る。標式地で、厚さは 40m 内外、全体として 20~50m と変化する。焼尾峠で、この礫層中に内座層 (Inlier) として花崗岩が顔を出し、浸食面を思わせる。しかも分布は極めて断片的である。この外綾南町と綾上町の境界付近の千疋・下和田の 100~200m の丘陵上に分布し、厚さ 20~30m、和泉砂岩の垂角礫~垂円礫の pebble~cobble がもっとも多く、ついで花崗岩・頁岩・石英粗面岩の順となる。matrix は、花崗岩と和泉砂岩の分解粗粒砂である。とくにこの付近で、この礫層の上部の礫は風化し、しかも軟くナイフで簡単に切ることができ、matrix の赤色土 (化石土壌?) と共に極めて特徴的である。



標式地における焼尾峠礫層 (焼尾峠付近)



焼尾峠礫層上部のクサリ礫 (香川町安原下)



焼尾峠礫層の Imbrication を示す (満濃町高屋原)

また下和田丘陵では、本礫層上に約 1m の白い火山灰層がのつている。本礫層は恐らく隆起・解析された扇状地堆積物であろう。満濃町三田付近で、礫層中に介在するうすい泥質物の花粉分析結果は次の通りである。

*Cryptomeria* (23.0%), *Chamecyparis* (15.0%), *Salix* (0.5%), *Pterocarya* (1.5%), *Juglans* (1.0%), *Carpinus* (7.0%), *Corylus* (4.0%), *Alnus* (9.0%), *Fagus* (3.0%), *Quercus* (22.5%), *Ulmus* (3.0%), *Rhus* (5.0%), *Fraxinus* (2.5%).

本礫層から花粉以外時代を指示する化石は産出しないが、恐らく更新世初期の堆積物であろう。全体としてほとんど水平である。礫には、写真に示すように Imbrication を示すものが多い。

(ii) 中段堆積層

これは前述の焼尾峠礫層の前縁に発達するもので、いわゆる扇状地堆積物~旧河川の氾濫堆積物の堆積面であり、段丘状をなしている。綾南町の池西~陶方面・香南町の川東~浅野方面・山田町の十河地域に、70~100m の台地を作り発達している。10~20m 内外の主として礫層よりなり、ときに砂



中段段丘礫層 (高松市川岡十三塚)

層及び粘土層を介在している。綾南町の陶付近には、灰色のカオリン状の粘土層が著しい。この面上に田畑があり、田面下1m位に泥炭層が発達しており、花粉分析結果は焼尾峠礫層のものと同じ組成を示しておる。また財田村森付近に、80～100mの台地を作り発達しており、この付近には、財田川に沿う河成段丘もみられる。本堆積層もほとんど水平であるが、ときに偽層を呈し、山田町十河の西宝地付近では、南西に約30度傾斜している。これは恐らくこの南域付近を長尾衝上が走るためであろう。大川郡長尾町亀鶴公園の南側で、本礫層上に花崗岩が衝上している。衝上付近の本層の炭質物から、

*Camellia Japonica L.*, *juglans mandshrica Maxim.*, *Fagus crenata Bl.* を得た。

時代については全く不明であるが、かつて綾歌郡綾南町北原付近から *Paleoloxodon namadicus* ? の門歯が報告されたとがある。一応更新世中期としておく。

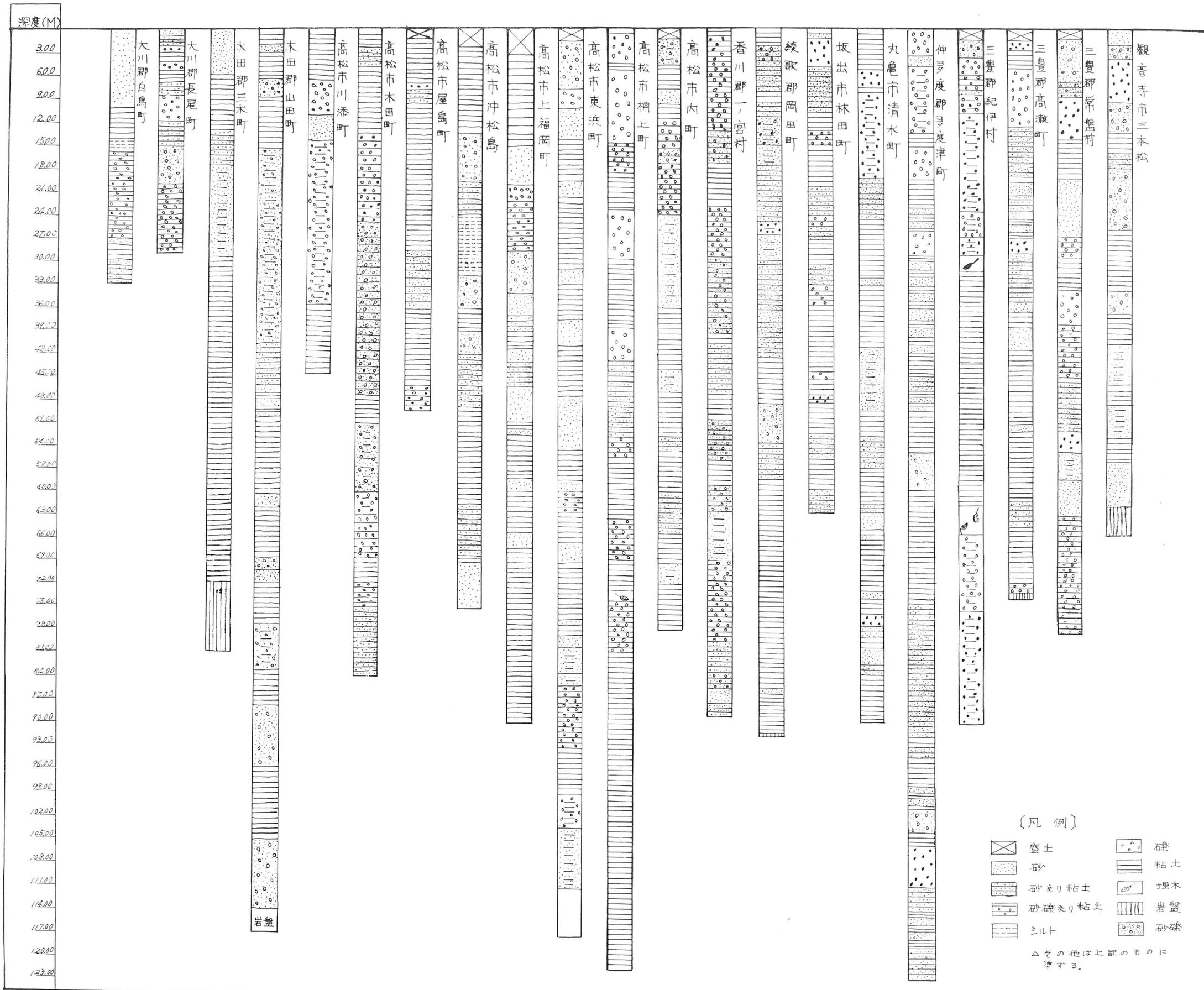
### (iii) 下段堆積層

これは、前者の中段堆積層の前縁またわ内部に発達するもので、50～70mの平坦台地を形成している。構成物は前者と全く同じで、和泉砂岩・花崗岩及び各種安山岩の礫が、これらの分解砂またわ粘土で、ゆるく膠結されたものである。時代について確たる証はないが、前者との関係上後期更新世と考える。香川県の瀬戸内沿岸には、海成の堆積段丘はほとんどみ当らないが、小豆島及び引田方面には一部に存するようである。即ち池田町の入部付近の半島は、これに当るであろう。

### (VII-2) 現世統 (冲積層)

本統は礫・砂・粘土より成り、各河川の河岸、河口及び海岸、その他の平地を構成し発達している。本層の最も発達しているところは、高松市を中心とする香東川・本津川・詰田川・春日川・相引川の流域、丸亀市を中心とする大東川・土器川・金倉川の流域及び観音寺市～豊浜市を中心とする財田川・一谷川・柞田川・唐井手川の流域であり、夫々高松平野・丸亀平野・三豊平野の名でよばれている。いずれも扇状地式で、海岸に近づいて三角洲状になつている。各地での試錐試料があるが、どの辺までが現世統に属するのか、問題があり不明であるが、高松市付近で30m位の厚さではなかろうか。次に参考までに、各地の試錐結果をあげておく。これは各試錐会社及び各官庁よりの試料によるものである。

高松・丸亀・三豊平野地質柱状図



## IV. 火成活動及び地質構造

### IV-1 火成活動

本県における最も古い最初の火成活動は、領家変成帯中にみられる変質輝緑岩の存在によって知られる。(これは恐らく山口層群中にある輝緑岩及び輝緑凝灰岩の変成岩であろう)活動の時代は、山口層群の最下部以後、古生代二疊紀以前である。

次の火山活動は、和泉層群中にみられる10~15mの厚さをもつ流紋岩質凝灰岩の存在より知られる。活動の時代は、中生代白堊紀末のヘトナイ世である。これと相前後して、和泉地向斜形成と関連あると思われる花崗岩底盤の併入がある。瀬戸内の中軸帯より北部に分布する白堊紀中国花崗岩岩体がそれである。

白堊紀末より新第三紀までの間、即ち古第三紀は、本県は浸食の時代で、それに相当する地層もなく、火山活動については不明である。しかしここで参考までに、特記したいのは愛媛県の石槌山系周辺に分布する古第三紀の久万層群のことである。この地層群は現在のところ、東は小松市南方の市の川付近まで延びているにすぎないが、あるいわもっと東方の香川県西部辺まで分布していたのではないかと考えられる間接的な証拠がある。即ち市の川付近のものは、その後の火山岩類(石槌層群)によっておぼわれていないので、浸食より保護されることなく、そのために浸食によりほとんど割裂されて、僅かに残っているにすぎない。間接的な証拠というのは、香川県西部に分布する後期鮮新世の三豊層群中に、三波川系の結晶片岩礫の存在することである。三豊層群より古い地層群で、三波川系の礫を供給できるものは、四国山地の三波川系そのものか、あるいわ古第三紀の久万層群しかない。古地理的に考えた場合、前者よりの供給は困難で、市の川付近の久万層群が浸食により、なくなる寸前にあることより考えると、後者より供給されたのではないかと考え、久万層群が香川県西部まで延びていたと考えても余り矛盾はないようである。

新第三紀に入り、僅かながら火山活動があったであろうことは、土庄層群中にみられるベントナイト粘土の存在によりうかがわれる。これは土庄町馬越浜付近に発達し、流紋岩質凝灰岩よりの風化変質物である。新第三紀の後期中新世頃には、讃岐岩によって代表されるところの、本区最大の火山活動が全域に行われた。これは古第三紀~新第三紀の間におこった著しい地盤運動にもなって形成された基盤花崗岩中の断裂帯を通して行われたもので、東西及び南北方向に排列している。その噴出順序は、一般的の傾向として、酸性から塩基性にかけて即ち石英粗面岩~石英安山岩から讃岐岩で終わっている。次に後期鮮新世に属する三豊層群中の上部累層中に、凝灰質岩がかなり発達しているが、これは実際の火山灰降下によるものか、あるいわ既存の讃岐層群の火成碎屑岩類から風化によりもたらされたものか不明であるが、最近の地質調査所発行の $\frac{1}{20万}$ の地質図「徳島」(1961)によれば、小豆島の寒霞溪などの集塊岩を、この期に属せしめているので、これによれば、かなりの火山活動が行われたことが推察される。

第四紀の更新世に入ると、更新世初期の堆積物として焼尾峠礫層がある。この礫層の上部は、matrixが赤色土であり、化石土壌ないしは火山灰の風化物質を思わせる。とくに綾南町の下和田丘陵付近の焼尾峠礫層の上位に小面積ながら、1m厚さの純白の凝灰質堆積物がある。また、花崗岩及び讃岐岩類などの丘陵上に赤色土が発達しているが、これは母材の風化による化石赤色土なのか、あるいわ関東火山灰層の如く火山灰に由来するものなのか、判明し難いが、焼尾峠礫層の上位にある純白の火山灰層の存在と思いを合わせるとき、関東火山灰層類似の火山灰降下があったのではないかと考えられる。

### IV-2 地質構造

本区の主要構造を大観すれば、東西性の瀬戸内方向及びこれと直交あるいは斜交する断層群が著し

い。しかしながら各断層群の時代については、地質分布の単純性から、例へば、花崗岩のみを切るもの、和泉層群のみを切るものなどが多く、明確を欠くものが多い。またある構造線についてみても、若い地層を切っているから、その地層生成後に発達した断層というものでなく、古生代以来何回の運動を通じて発展してきたものであろう。

不整合については、地質の項で説明してあるので、こゝでは省略する。褶曲についてもみるべきものではなく、このことがまた本区の構造発達史の一特徴といえよう。

本項では、主として主要な断層について述べることにする。

#### (1) 江畑衝上 (44頁の写真参照)

この断層は、山本町河内から東方の満濃町江畑にいたる約20Kmに亘るもので、その一般的走向は北60度東～東西で、南西またわ南に40～50度傾斜する。和泉層群が後期鮮新世の三豊層群に衝上するもので、琴南町中通付近で、和泉層群中に入り追跡が困難となる。この衝上線は、財田駅東方500m及び仲南村久保付近で焼尾峠礫層におゝわれる。これは今村・中野の久保衝上に相当するものである。この断層は、山本町河内・財田駅東方500mの崖・財田村山脇の谷・仲南村久保付近・満濃町中江畑・東江畑・西江畑の谷で夫々みられる。また和泉の基底礫岩中に、Shearing zoneがあり、shearingによって、礫そのものが切られているのが、財田村山脇の谷の東でみられる。

#### (2) 長尾衝上\* (表紙写真参照)

これは、大川郡長尾町長尾名の亀鶴公園の南側の崖でみられる東西方向の著しい衝上断層である。この断層は、領家花崗岩が高位～中位段丘層及び石英粗面岩上に衝上したもので、極めて若い断層であると云い得る。公園より東へ5Kmに亘って、完全に追跡することができる。西に向っては、一部冲積層におゝわれて追跡困難であるが、これの延長が通ると思われる付近の花崗岩体は圧砕を受けており、この圧砕変質地帯は西に向って、獄山を通り香南町の香東川川床まで10Kmに亘り追うことができる。

この断層は恐らく香川県の中軸部を縦断し、讃岐山脈の北麓丘陵を構成する花崗岩系の北限を画するものであろう。

各露頭についてみると、公園の南側の崖では領家花崗岩が東西の走向、南30～40度の傾斜で第四紀礫層上に衝上している。衝上付近の花崗岩系は、20～30mに亘り著しく破碎され、まるで砂礫層のrecumbent式の堆積構造をみるようである。衝上面に沿って、1～2mの幅で、花崗岩は完全に粘土化している。これより東へ1Kmの長尾町是行谷南方の池の東側の崖に、同じく東西走向、南40度の傾斜



領家花崗岩が中段礫層上に衝上する。(長尾衝上)  
長尾町是行谷南方



長尾衝上に沿う花崗岩の破碎地帯(緒禿地)  
大川町筒野南方1Km

\*この断層は、長尾町亀鶴公園付近に発達しているもので、はじめ亀鶴衝上とよばれたが、この公園名が $\frac{1}{5}$ 地形図にのっていないので、こゝで長尾衝上と改めることにする。

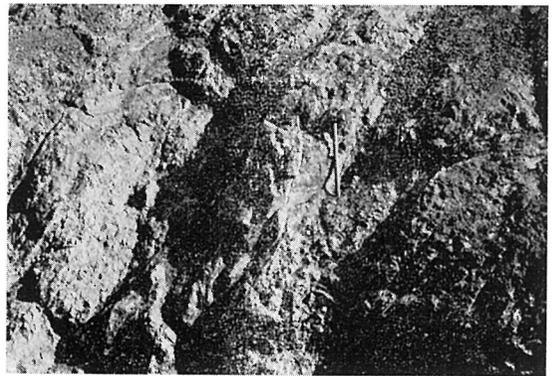
で、花崗岩系が厚さ15~20mの礫層上に衝上している。(写真参照)更に東へ1Km寒川町石田、横内南方1Km付近の道路沿いの崖では、花崗岩系が40~50mに亘り圧砕されており、しかもこの中に東西方向の黒雲母安山岩の岩脈がみられる。更にこれより東方1Kmの大川町筒野南方1Kmの道路沿いの崖に、石英粗面岩及びその凝灰角礫岩が露出し、この石英粗面岩中に東西系の高角度断層があると同時に、この石英粗面岩に対して、南側の花崗岩が東西、南50度の傾斜で衝上しており、しかも石英粗面岩は約5m、花崗岩系は約30~50mの幅で、夫々破碎され、かなりの深さまで完全に砂化しており、この破碎帯に沿って山崩れがひんぱんと起っている現状である。(写真参照)また面白いことに、この断層線をみると、各地で火山岩が併入及び噴出していることである。東よりみると、大川町筒野南方の石英粗面岩の丘陵、養神における黒雲母安山岩の岩脈、長尾町是行谷南方の95.9mの丘陵の石英粗面岩、更に南に進み三木町氷上の獄山の石英粗面岩類、更に城池南方の石英粗面岩類の存在である。衝上の以前に、既に基盤の花崗岩中に、東西系の断裂帯のあったことを示している。これと直交する方向のスラストが、善通寺市西方の小丘甲山にみられる。こゝでは領家花崗岩が、讃岐層群の基底をなす凝灰角礫岩上に、走向南北、東30~40度傾斜で衝上している。

### (3) 檜原断層

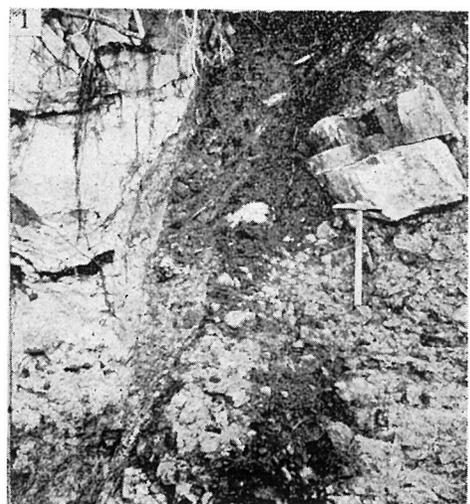
この断層は $\frac{1}{5}$ 万の地形図上で、明瞭に識別し得る。即ち琴南町川東付近より猪の鼻を通り、和泉層群中のB層(頁岩)中を走り、内場池付近(下田井)の破碎帯を作り、三木町下所南方にいたる。およそ16Kmに亘るもので、西部ではB層中を、東部ではA層とB層の境界付近を走る。これは南側よりの衝上断層で、その走向は東北東、南へ30~40度傾斜し、運動の時代については、恐らく江畑衝上と同期であろう。本断層にともなって、各地で地入り及び山崩れが起っている。即ち国道193号線に沿う堂が平より山中にいたる付近の地入りは、この断層に関係があるものであろう。とくにこの線上に沿って、地山上に著しい角礫状の崖錐堆積物があるのは、恐らく断層角礫からもたらされたものであろう。また内場池(下田井)西方の477mの山塊は、石英粗面岩から成り、この新期の運動以前に、すでに運動の行われていたことを示すか、あるいは少なくとも弱線帯であったことを物語っている。この外、和泉層群中には、これらと直交また斜交する南北系・東北~西南系の断層が著しい。

### (4) 蕪崎断層

これは小豆島の土庄町蕪崎半島の頸部より同町小江にいたる約1.5Kmに亘るもので、走向は北55度東、南西に65度傾斜する正断層である。海成第三紀層の土庄層群と変質粘板岩(古生層)とを界する断層で、長浜より蕪崎にいたる海岸



蕪崎断層により変質古生層(粘板岩)中にひきずり込まれた第三紀の礫岩層(小豆島土庄町小江)



蕪崎断層、右側古生層の破碎帯(小豆島土庄町長浜海岸)

に沿って好露出がある。そこでは、古生層は約10mに亘って破碎され、破碎帯を作っている。(写真参照)この破碎帯と第三系の灰緑色シルト岩の間に30cm幅の Gouge が発達している。

小豆島では、この外の断層として花崗岩系と土庄層群を界する見目断層(断層崖を作っている)及び坂手付近にみられる花崗岩系と凝灰岩及び凝灰角礫岩を界する東北及び西北系の断層がある。

また花崗岩系の中には数知れない断層が走っているが、この中で、とくに著しいものをあげると門入断層がある。これは大川郡寒川町門入池の土堰堤の西側の崖でみられる。20~30cm幅の断層粘土



見目断層崖(白亜紀花崗岩と土庄層群とを界する断層)土庄町見目



花崗岩(左)と凝灰角礫岩を界する断層(小豆島坂手付近)



花崗岩中の断層,ハンマ付近断層粘土(寒川町門入池)



土庄層群中にみられる小断層(土庄町長浜)



花崗岩中のアプライト岩脈を切る小断層(女木島)

をもち北20度西の方向に走る正断層で、北東に30度傾斜している。この断層線に沿って、かつて地這りの山崩れを起したことがある。

この外に、大川郡大内町水主付近で花崗岩中に、大川郡白鳥町五名の長野北方の峠付近に、夫々著しい破碎帯がある。

上述の如く褶曲・断層系を通らんするに、本区に、東西系（東北東）及びこれとやゝ直交する二系統の方向線があることが分る。因みに岩脈の方向・節理の方向・山塊の方向・半島及び湾入の方向・島嶼の長軸の方向など、いづれもこの二系統の方向であることが分る。とくに古い構造は、東西系が

第6表 本県における火成活動及び地殻運動の地質時代表

地質時代	構造線の方向 (東北東～西南西)	東北～西南	北西～南東 南 北	火成活動及び地殻運動
中期更新世後 — 現 在	×		×	断層を伴う波曲運動 更新世堆積物を切る断層（長尾衝上など）
鮮新世後 — 更新世前	×	×	×	地塊運動、江畑・檜原衝上、瀬戸内火山岩類を切る断層系の発達、阿讃山地の急激な上昇 第二次瀬戸内海の生成
後期鮮新世				三豊層群の堆積 鮮新世の終りに上昇
中新世後 — 後期鮮新世前	×		×	長期の浸食、湖盆の発達（Warping）
後期中新世	×		×	強烈な火山活動（瀬戸内火山系） 北西～東南及び南北系の岩脈群
中期中新世後 — 後期中新世前		×	×	地塊運動（褶曲ほとんどなし） 土庄層群、和泉層群、花崗岩系中の断層発達（南北系）
初期中新世 — 中期中新世				土庄層群の堆積、微弱な火山活動 中期中新世の終りと共に上昇
始新世後 — 中新世前	×	×		中央構造線の二回目の活動（衝上） 土庄層群の堆積盆の発達（第一次内海） 基盤花崗岩、和泉層群中にみられる断層群の発達 (東西系)
白亜紀後 — 新始世前	×	×		中央構造線の誕生 和泉層群の向斜構造形成 長期に亘る浸食
後期白亜紀				和泉層群の堆積、微弱な火山活動を伴う 中国花崗岩底盤の併入
二疊紀後 — 後期白亜紀前	×			古生層の褶曲、領家花崗岩併入 長期に亘る浸食、未変成山口層群剝削 和泉層群の堆積盆の発達
古 生 代				山口層群の堆積、著しい火山活動を伴う (深成作用及び花崗岩化作用行われる)

顯著で、新しくなると南北系が加はり、更に第四紀以後になると東西系が再活動している状況にある。

この二方向線については、既に渡辺光（1932）が四国東南部の海岸地形の研究において述べたところである。即ち四国山地の輪かくは、二つの別の方向を有する地殻の定常波によって生じたものと思われる。一つは大体東西の方向の波 即ち島孤の方向に一致するもので、他の一つは南北の方向をとり、島孤に対して直角に交わるもので、この二つの波の峯がほぼ一致したところが今日の山地の最高部（石槌山、剣山）を代表している。このような波曲運動が、現在もけいぞくしていることは水準測量によって実証されているところである。

次に本区における火成活動と地殻運動との関係及びその行われた地質時代などについて要約すると、前頁の6表のようになる。

## 応 用 地 質

### 1. 農業上からみた香川県の地質

本県に分布する各地層群のうち、とくに農業上重要なものをあげると、花崗岩類・火山岩類・和泉層群・洪積層及び沖積層である。

前三者は、丘陵及び山地を構成して、林業及び果樹園芸に、後者は、台地・段丘・扇状地及び沖積平野となり、水田・畑作に利用されている。これらについて順次述べることにする。

果樹園芸に利用されている傾斜地の構成土壌は、前述の通り、花崗岩類・火山岩類及び和泉層群の砂岩・頁岩の風化残積土である。

花崗岩のように等粒状構造のものは、その風化過程を要約すると、基岩から砂という過程で行われ、微細な部分にはなりにくい。石英の多い花崗岩程この傾向が著しく、(局部的には長石が著しく風化し、カオリン化し割合粘土分の多い所もあるが)概して砂土～砂壤土となりやすい。従って砂土・砂壤土というものを文字通り解釈すれば、空気や水の流通はよいが、保水力は劣るというわけになるわけであるが、風化土壌の場合は仲々公式通りにはゆかない。確かに器械分析をすれば、花崗岩土壌は粘土分少く砂壤土であるが、これを現地で、生態学的にみれば、僅かの粘土分ではあるが、これが未風化の石英・長石などの粒子をセメントして、とくに下層土(亜土壌)の場合は固くセメントされて、理学性は決してよくない場合が多い。これは恐らく花崗岩土壌中に極細砂～微砂などの、所謂、砂と粘土との中間的粒子が少ないためであろう。

花崗岩と限らず一般の岩石が風化すると、その風化土壌は、必ずその粒度分布曲線は正の歪を示し、細粒側に尾を引く。これが花崗岩のように、等粒構造の場合は、二つの **Mode** をもつ **Bimodal distribution** を示してくる。物理的破砕による粗砂の部分と、化学的風化による粘土分とに夫々山(mode)をもち、中間的粒子は少なくなる。吸収力(窒素吸収係数100~300, 燐酸吸収係数300)も余り高くなく、膠質分も少く、塩基置換容量も低く、また水による分散も高く、ために割合浸食されやすい。元来この岩石は、酸性岩で、塩基類は少く、**Mg** は極めて少いが、**K** は正長石として含まれ割合多い。燐も燐灰石として僅かながら含まれている。

花崗岩の中でも、角閃石を多く含んでいるものは**Ca**や**Mg**はかなり多い。岩石中の各成分を、このように養分的に考える場合、その風化の難易を知っておく必要がある。一般的にみると、有色鉱物即ち鉄苦土鉱物の角閃石・輝石類・オリブ石・黒雲母などは分解しやすい。また長石類では**Ca**分の多いもの程分解しやすい傾向にある。白雲母・石英などは物理的に破壊されるのみで、分解し難い。風化土壌中に砂粒子として最後まで残留する。

因みに花崗岩の構成鉱物が、風化土壌中で、どの位の大きさの粒子として残存しているかを調べたことがあるので記してみる。現在果樹園地として利用されている所の中粒花崗岩土壌についてである。鉱物団粒(単体分離せず、石英と長石のついたもの)は $-2 \sim 0\phi^*$ に多く、 $2\phi$ を境にして、これより粒径の小さいものにはみられない。 $2\phi$ 以下は全部 **Single mineral** である。石英は $1 \sim 2\phi$ に多く、それより粒径が細化するにつれて段々と減少し、 $6\phi$ を境にして急激に減少する。劈開のない石英は、風化による破砕では、この大きさが限度と考えられる。長石は、その山の部分は $4 \sim 5\phi$  またわ $5 \sim 6\phi$ にあり、これより粗粒部でも、細粒部でも減少し、殊に $7\phi$ 以下になると急激に減少する。この付近で急激に減少するのは、粒子表面積増加のため、化学的風化を強く受けるためであろう。雲

\*  $\phi$ は粒径  $d$  mm と次式の関係にある  $d = 2^{-\phi}$  即ち  $\log d = -\phi \log 2$

母、主として黒雲母は3～4φに山があり、これより細化するにつれて一度減少し、7φ付近で又急激に増加する。

本県のように岩石の化学的風化の著しくない所では、(花崗岩山地で、新鮮な母岩から土壌になるまでに風化のために失われた成分を MERRIL method により算出したところ SiO<sub>2</sub> 28.46%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 26.00%, CaO 64.79%, MgO 26.57%, Na<sub>2</sub>O 79.35%, K<sub>2</sub>O 45.28%, 母岩に対する損失の割合は 30.62% で、化学的風化より物理的風化が促進されている。) これらの鉱物が、裸地・山地などでは未分解のまま残り、養分的には望めない場合が多いが、開墾して、浸食防止をし、有機物など充分に施用すれば、分解が促進されるであろう。

斜面低地では土層も深く、未分解の長石や黒雲母・燐灰石の如き鉱物粒子は絶えず分解して K・P・Ca などを供給している。本岩の風化物の運搬冲積された水田土壌は、石英質となり、保水、養分の維持の劣るものが多く、かゝる水田では秋落の現象を呈しやすい。本岩風化土の理化学性を次にあげて参考に供する。

第7表 花崗岩風化土壌の理化学性(香川県産)

岩石名	団粒度 $S = \sum a - \sum m$	粘土% 団粒分析	粘土% 粒度分析	水分当量	分散率	浸食率	流動限界	最大容水量	孔隙量
花崗閃緑岩	13.5	5.0	16.5	11.9	30.3	60.60	26.3	24.8	36.5
黒雲母花崗岩	11.5	5.9	15.7	12.8	37.6	76.69	20.5	26.2	35.3

次に安山岩類であるが、その風化は母岩からシルトまた粘土という過程で行われ、花崗岩の場合とは逆に粗粒質になり、微粒子分が多く、埴質となる。とくに珪晶質のものより多石基多ハリ質のもの程この傾向が著しい。従って風化土のもつ理化学性は、花崗岩の場合と逆の結果になっている。即ち水に対する分散も低く、著しく耐食性であり、保水力・吸収力にも富むが、空気や水の流通は著しく劣る。しかし、この安山岩とくに讃岐岩質安山岩の風化土壌には、風化過程の団粒構造を呈するものが多く、このものは水や単なる動振では分散せず、土壌中で粗粒子の役目を果しており、淘汰分析の結果では、かなり埴質となるが、上記のもの存在により、現地では、それ程理化学性は悪くない。またこの岩石には柱状・板状の節理が発達しているため、分解する前に崩壊して、斜面では角礫質埴土となっている場合が多い。この場合、この角礫の土壌中で果す役割は大きい。またこの岩石は地質の項で、その分析値をあげた如く、Ca・Mg・Kなどを割合多く含み、且つ花崗岩より分解されやすいので、これらの塩基類が置換性の形で、風化土壌中に保持され、養分含量はかなり高い。次に安山岩風化土の理化学性をあげると次のようである。

第8表 各種安山岩風化土壌の理化学性(香川県産)

岩石名	団粒度 $S = \sum a - \sum m$	粘土% 団粒分析	粘土% 粒度分析	水分当量	分散率	浸食率	流動限界	最大容水量	孔隙量
黒雲母石英安山岩	32.6	6.9	35.2	32.6	19.6	28.00	50.3	53.9	55.6
讃岐岩質安山岩	33.9	7.4	38.2	32.7	19.5	24.07	55.2	48.7	56.4

このように母岩の差異により、そこに生成される土壌は両極端のものとなる。

いづれにせよその風化過程は不連続で、粒徑的にみて、単一岩石地帯では一方に偏し、いろいろの大きさの粒子が適当に混合された土壌は生成され難いのである。しかしながら頂部に安山岩をもって

いるような花崗岩斜面では、例へば屋島を例にとってみれば、200mまでの斜面は、基盤の花崗岩が露出し、これより上方には讃岐岩質安山岩が分布している。

この安山岩の風化碎屑物が、花崗岩斜面に堆積し、花崗岩風化土と混合し、両岩石風化物の混入した土壌が形成されており、両岩石の単一地帯土壌よりは、中庸即ち保水力・透水力も適当な、理化学性の良好な土壌が生成されている。

次に和泉層群であるが、これは前二者の火成岩に対し、水成堆積岩であって、主として砂岩優勢の砂岩・頁岩互層より成り、南に30～40度の角度で傾斜している。この砂岩は、主として花崗岩風化物が運搬され、海底に堆積して生成された花崗質砂岩である。一般的に砂岩は、基岩から砂、頁岩は基岩から粘土という過程で風化し土壌となる。とくに砂岩の場合は、粗粒砂岩か細粒砂岩であるかによって、その土壌の構成粒子の大きさにそのまま影響するものである。

この花崗質砂岩を調査した所、相当量の粘土やシルトを含むもので、予想外に細粒の土壌を生じ、砂土よりむしろ砂壤土を形成していた。この砂岩土壌14個について吸収力を調査した所、窒素吸収係数平均200mg、リン酸吸収係数500mgで、花崗岩砂壤土よりは高い。またかつて小出博が林地土壌で指適しているように、水成岩傾斜地の場合は、その斜面の方向が地層の傾斜方向と一致する（流盤斜面）かあるいわ反対になるか（受盤側斜面）によって、斜面の傾斜度が異なり、またそこに形成される土壌の理化学性が相当異なる。和泉層群の如く砂岩・頁岩互層帯では、同じ流盤斜面でも斜面の傾斜角と地層の傾斜角が一致する斜面では単一岩石の風化土よりなり、受食的であり、一致しない斜面では、両者の混合土より成り、より良好な土壌が形成されている。

これの吸収力は、窒素吸収係数300、リン酸吸収係数800で、砂岩単一土壌よりは高い。このように地質構造に関しても一考することが必要である。また化学的にみると、砂岩は一度水に洗われており、化学的に不安定な鉱物即ち塩基性鉱物（黒雲母・角閃石）の含有率は極めて低いが、和泉の堆積が割合急激に行われているので、斜長石などはかなり砂岩中に残存している。しかし、それでも本質的に養分に乏しいもので、可吸態養分量は少い。しかし頁岩は、養分含量は一定しないが、砂岩より遙かにK・Mg・Caの量が多い。

次に水田・畑作に利用されている洪積地・沖積地について述べることにする。日本では、両地層は単に土砂が水底に堆積生成したものばかりではなく、第三紀に引続いて屢々爆発を行った火山からの火山灰が堆積し、多かれ少かれ火山灰の混入がみられるのが普通であるが、本県ではこのような新しい火山活動が行われていないので、両地層ともほとんどその影響を受けていないが、しかし更新世初期の、台地を作っている焼尾峠礫層の上には僅かに存在している。これは一般に赤味を帯びて、赤色土壌を形成している。

また本県沖積層土壌で（三豊郡方面）屢々火山灰土壌に類似のものもみられるが、これは第三紀の讃岐層群に属する凝灰岩（火山灰の凝固した岩石）かまたわ安山岩の風化物が流亡堆積したものではないかと考えている。両地層共その構成物質は、後背地の地質に影響せられ、和泉層群・花崗岩及び安山岩の碎屑物を主体とする。

洪積層は地質の項でも述べたように、第四紀古層に属し、高い位置をしめ段丘・台地などを形成し、各山麓に発達している。表層は割合腐植に富むA層が発達しているが、基層（C層）は砂礫質である。即ち安山岩礫を、花崗岩の分解砂が緩く膠結したもので、時代的にも古く、構成鉱物質の風化進み、水溶性の成分は概ね流失しているため割合肥沃でない。酸性が強くCaとPに缺乏している。沖積層は、主要河川の流域や海岸に平坦な低地をなして存在し、水利の便のよい地帯であるから、主要な米作地となっている。本県のものは大きくみれば、扇状地式のものである。即ち河成沖積層であり、段丘や洪瀨地となっている。各河川に沿っている沖積地や河岸に形成されている河成段丘の構成土壌は、粗粒の砂壤土で、しかも石英質であり、腐植の含有量は少く、養分の吸収保持力が弱く、本県に

第9表 洪積層・沖積層土壌の成分

	洪 積 層	河成沖積層	海成沖積層
灼熱損失	11.78	5.50	3.18
窒素	0.49	0.19	0.19
珪酸	12.81	11.66	6.19
礬土	8.67	5.54	2.74
酸化鉄	2.40	2.26	1.76
亜酸化鉄	2.53	1.93	0.84
酸化マンガン	0.27	0.26	0.18
石灰	0.67	0.71	0.37
苦土	0.63	0.82	0.85
加里	0.20	0.17	0.10
曹達	0.22	0.21	0.12
磷酸	0.07	0.12	0.11
硫酸	0.17	0.09	0.04
吸収力 { 窒素 mg	332	176	106
{ 磷酸 mg	883	504	217

おける秋落地帯となっている。各河川から遠ざかるにつれて、一般に埴壤土～壤土で、養分が豊富であり、とくにCaは高く、その生産力は高い。

大摺みに香川県の沖積地土壌をみると、東部地域は砂壤土で、典型的な花崗岩沖積土壌である。西部は壤質で、ときに埴壤土となり、安山岩丘陵の縁辺部地帯は埴土となっている。

とくに沖積地の場合、その生成発達について考慮することが必要である。即ちその沖積地が洪瀦地・段丘・扇状地・海成沖積地・三角洲のいずれかによって、その構成物質も必然的に異なり、かつ農業水利の面からみても、地形学的に考察することは極めて重要である。

次に参考までに本邦における洪、沖積層の多くの土壌について分析された各成分の比較を掲げておく。(これは佐伯秀章著「農林地質学」より抜粋したものである)

## 2. 地下資源

本県は地質学上より見て、建築用石材及び道路工事中用砕石を除いて、地下資源はほとんどないか、たとえ賦存しても僅少で、開発に値するものはない。しかし過去においては、これらの乏しい資源も、小規模に開発採行されたことがある。これからこれらについて、順次述べることにする。

(この項は、著者らの調査の外に四国通産局発行の四国鉱山誌及び地質調査所発行の各図幅説明書に負う所が大きい)

### 〔I〕 核原料資源 (ウラン・トリウム鉱)

本県の花崗岩中には、しばしば石英・長石の巨晶より成るペグマタイト(巨晶花崗岩)がみられる。これの賦存するところは、昔から珪石・長石の産地として知られている。このペグマタイト中の有色鉱物の密集部に、放射性鉱物がよく見出されることがある。とくに木田郡庵治村・牟礼町より小田半島一帯に亘ってペグマタイトが分布し、これらのペグマタイトはレンズ状また塊状をなすものが多い。牟礼町金山及び庵治村兜島から珪石・長石の主成分鉱物にともなって、黒雲母・鉄柘榴石・白雲母・黄鉄鉱・ゼノタイム・褐簾石・チタン鉄鉱・フェルグソン石・変種ジルコンを産する。とくに褐簾石は大晶を産し、フェルグソン石・変種ジルコン共に放射性を示す。参考までに兜島産のものについてカウント数を示すと10表のようである。

この外に和泉層群の基底をなす礫岩及び花崗質砂岩中の含炭質頁岩の分布する地域には、かなりの放射能異常地帯がある。地質調査所の清島氏の教示によれば、長尾町力石及び竹屋敷、更に塩江町落合及び内場ダム付近に夫々異常地帯があるという。

### 〔II〕 けい石及び長石

上記の地帯に分布するペグマタイトは珪石・長石として、かつて採掘されたことがある。けい石は白色～淡灰色半透明状のもので、時に水晶の美晶を産することがある。

第10表 兜島産放射性鉱物の比重及び放射能測定値表

鉱物名	比重	5分間当りのカウント (5.2cm)	1g 1分間のカウント (自然係数を除く)
褐 簾 石	3.14	875	22c/m/gr
フェルグソン石	5.11	1,152	57
変種ジルコン	3.99	1,647	162

(東北大大森教授測定による)

この外本県西部の三崎半島及び各島嶼にもペグマタイト脈は存在する。

庵治村兜島のものについてみ

ると品質は11表のようである。

第11表 兜島産珪石・長石の化学成分

成分 鉱物名	珪 酸	鉄 分	アルミナ	加 里	ソーダ
白 け い 石	98.50	0.17	0.77	—	—
長 石	63.46	0.32	26.18	4.27	4.01

(四国鉱山誌より)

### 〔Ⅲ〕重 石 鉱 床

この鉱床は、丸亀市（広島）手島にあり、かつて手島鉱山として開発されていた。この付近の地質は、古生層の粘板岩とこれに接触変質をあたえている黒雲母花崗岩及び半花崗岩よりなる。

鉱床は上記の花崗岩の後火成作用にともなってくる含重石石英脈で、鉱脈の幅は10～50cm程度のもので、大部分が鉄マンガン重石に属し、結晶の大きさは0.5～10mm位のものが、富鉄部を作って密集している。随伴鉱物として輝水鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱が少量ある。この輝水鉛鉱は木田郡庵治村の細粒花崗岩中にも細脈として黄鉄鉱と共に、少量ながら賦存している。手島鉱床は、昭和16年～20年頃まで採掘されており、その当時の粗鉄の品位はWO<sub>3</sub> 0.8～2%であった。

### 〔Ⅳ〕珪 線 石 鉱 床

珪線石は高耐火材として、窯業原料として需要が高い。仲多度郡満濃町（長炭）の猫山付近で、かつて採掘されたことがある。付近は、領家変成岩より成り、花崗岩と雲母片岩及び片麻岩が分布しており、その間にフォルンフェルスがみられ、東西方向の片理を示している。またその付近に、石英粗面岩の噴出もみられる。鉱床は上記のフォルンフェルスを母岩とする珪線石鉱床で、レンズ状を呈し、脈幅は0.2～5mと膨縮が著しく、石英粗面岩の熱水溶液の作用で、蠟石化作用を受けている。そのため黄鉄鉱の散り込みが多くみられる。埋蔵量・品位の点で、今後の開発は期待できない。

### 〔Ⅴ〕亜 炭（褐炭）

香川県に分布する各地層群で、炭質物を挟在する地層群としては、和泉層群・土庄層群・讃岐層群・三豊層群がある。この内で、小豆島に分布する土庄層群中の亜炭以外のものは期待できない。即ち和泉層群のものは、基底に近い花崗質砂岩中に炭質頁岩を介在するのみであり、また讃岐層群のものも希ではあるが、豊島の家浦西南方・同唐櫃付近・志度町（小田）馬ヶ鼻付近及び山田町城付近の如く白色酸性凝灰岩中に介在している。三豊層群のものとしては、所謂、泥炭がレンズ状に介在しているにすぎない。いずれも標本的なもので、資源的には問題にならない。

しかし上述したように土庄層群のものは、古くから小豆島で採掘されてきたが、最近の石炭事情の悪化と共に、八炭炭あったものが現在操業中のものは一鉱にすぎない。

小豆島における炭層の賦存地帯は、土庄町の北浦から肥土山にかけての地域であり、小豆島炭田とよばれてきた。この炭田には、上層・本層・下層の三層の亜炭層が存在し、いずれも第三紀中新世の土庄層群下部層中のものである。

第12表 炭 層 状 況

炭 層 名	炭層の間隔	炭 丈	露 頭 の 有 無
上 層	0.7 ~ 5m	0.45~0.3m	北部に数カ所
本 層		0.7~0.2m	北部に一カ所
下 層	1.5~2.0m	0.5~0.3m	な し

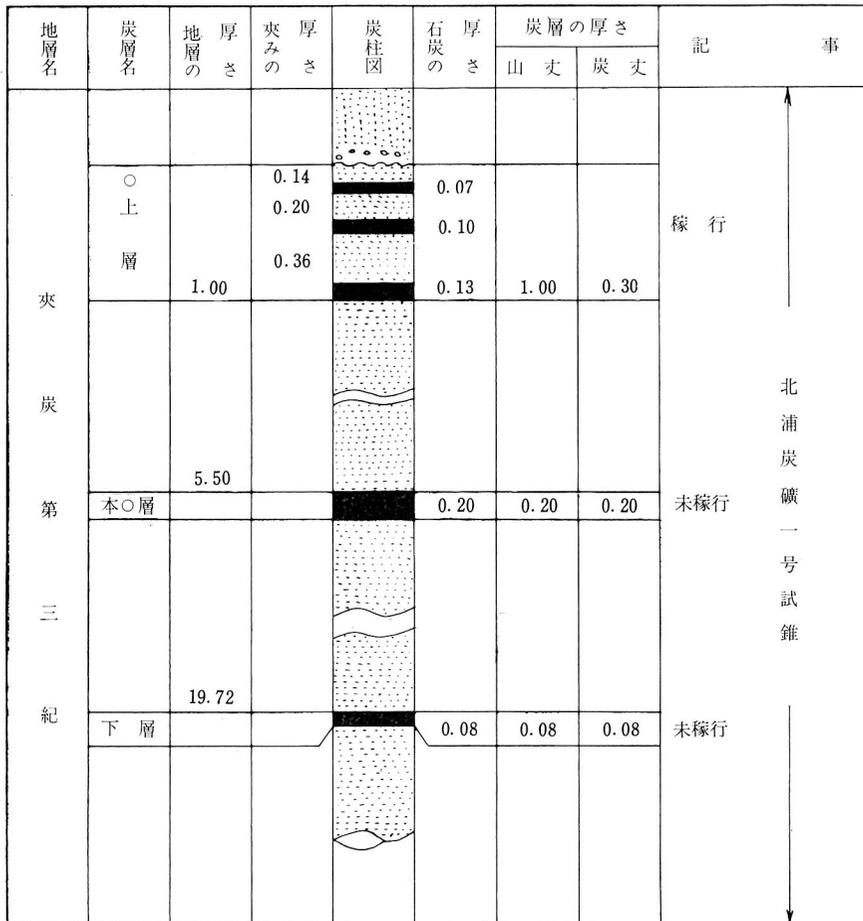
一般的にみて、炭田の北部は、発達が悪い。上層炭は東南部では全く貧化しており、逆に下層炭は東南部においてのみ良好である。僅かに本層のみが、薄層ながら全区域に分布するようである。北部の北浦地区（馬越浜）では、上層のみを稼行してきたようである。この地区では、上層は僅かのハサミがあるが、全体として20~30cmの厚さを示している。

未稼行の本層は20cm，下層は8cmである。

しかるに、これが東南部の大鐸地区にくると、上層は全然貧化し、これに反して、本層が稼行の対象となってきた。次に一般的の炭層状況を表にしてみると12表の通りである。

参考までに北浦地区及び大鐸地区の炭層柱状図を掲げる。（鉱山局資料による）

北 浦 区 域 炭 層 柱 状 図



大鐸区域西部炭層柱状図

地層名	炭層名	地層の厚さ	夾みの厚さ	炭柱図	石炭の厚さ	炭層の厚さ		記事	
						山丈	炭丈		
夾炭第三紀	○本層		0.10		0.15			大鐸炭礦坑道	
			0.06		0.15				
						0.24			
			0.60						
					0.15	1.45	0.69		
		1.80							
	○下層		0.30		0.20				
					0.30	0.80	0.50		

本炭田の石炭は、黒褐色～黒色、鈍い光沢をもつ縞状褐炭である。分析結果を鉱山局の資料により示せば13表の通りである。

またこの亜炭にともなってペントナイト粘土を介在している。これは灰緑色で、石英粗面岩質凝灰岩より変質したものであり、20～50cmの厚さで、北浦地区（馬越浜）にみられる。

地質の項でも述べたように、原土そのものでは膨潤性はほとんどないが、NaClの添加による賦活所理を行うと、膨潤度は10内外となる。

これの粒度分布をみると粘土分ばかりでなく、かなりの長石及び石英粒子を含み、砂質粘土状であ

第13表 石炭分析表（小豆島炭田）

地区	成分				
	水分	灰分	揮発分	固定炭素	発熱量
北浦上層	13.57	24.24	38.72	23.47	4,206
大鐸上層	14.09	19.28	29.86	36.77	4,749
大鐸本層	13.28	23.30	40.13	23.81	4,827

り、かつ露天掘も不可能の状態であるので、開発しても採算はとれないであろう。

また讃岐層群中にも僅かの亜炭層が介在することは前述した通りで、小豆島西方の豊島で、豊島及び山脇鉾山として、採掘されたことがあるが、こゝでは亜炭そのものよりは、亜炭にともなう木節粘土が、かなりの耐火性があるので、むしろ耐火粘土採掘鉾山として操業してきた。豊島の唐櫃地区のものは、粘土層は殆んど水平であるので、表土を除いて粘土層の厚さの階段を作り採掘し、かつて阪神方面に出荷していたことがある。この粘土層中に *Acer* などの植物化石を含む。

山脇鉾山（豊島家の浦港西南1.5Km）では、炭層の走向東西で、南へ15～20度傾斜している。耐火粘土層の厚さは最大1.3mで、耐火度はSK32～34程度である。

#### 〔VI〕 砂 鉄 鉾 層

瀬戸内の海岸には、後背地の花崗閃緑岩及び閃緑岩質岩石よりもたらされたチタン鉄鉾を主とする砂鉄鉾層が、僅かではあるが分布している。とくに閃緑岩及び角閃斑岩など、チタン鉄鉾を割合に多く含む岩石の分布している海岸地域に著しい。

小豆郡内海町の田浦半島の海浜一帯及び坂出市岩黒島付近に著しい分布を呈し、夫々内海鉾山・岩黒鉾山として開発されていた。内海付近のチタン鉄鉾砂の原石は、その付近に分布する角閃斑岩様の岩石である。この岩石は、花崗岩中に脈状に存在するようであり、付近の閃緑岩に移化している。この角閃斑岩には、 $TiO_2$  が13～14%、また閃緑岩には3～9%含まれている。これらの岩石が、風化崩壊して、運搬・堆積されたものであろう。

鉾床の規模は、海岸幅10～50m、延長500～800mで、海浜及び海底の深さ1m位の所に存在している。非磁性物が99%、磁性物が僅かに1%にすぎず、磁鉄鉾はほとんどなく、ほとんど全部がイルミナイト即ちチタン鉄鉾粒である。品質は、 $TiO_2$  52.2%・ $FeO$  33.95%・ $Fe_2O_3$  7.3%・ $SiO_2$  1.22%  $Al_2O_3$  1% で  $Cr$ ・ $V$ ・ $W$  はほとんどない。

岩黒島のものも、小規模ではあるが、原岩・品質など内海地区のものと同様である。岩黒島の北西岸及び北岸の汀線付近及び岩黒湾内の北部に分布している。

#### 〔VII〕 珪 砂（石英砂）

硝子原料及び鋳物型材料用として、本県各地で、花崗岩の分解砂である海浜の石英砂が採掘されたことがある。

中でも小豆島土庄町長浜及び豊島の硯付近では、現世堆積物ではなく、第三紀中新世の土庄層群の四海層中の石英砂岩が採掘されている。この砂岩は、非常に固結度が弱く、簡単にショベルで採掘され得る。ほとんど石英よりなり僅かに長石・雲母などの不純物が混入している。この外現在の海浜堆積物の石英砂としては、仲多度郡広島の南海岸のものは、昔から良質の珪砂として有名である。

砂は主として花崗岩の分解砂で、長石・雲母などの不純物の混合の度合により夫々区分け等級づけられている。この外各島嶼の海浜にも、石英砂の分布は著しいが、しかしいづれも長石と *Mineral aggregate* を呈し、良質の石英砂を得ることは困難である。

#### 〔VIII〕 陶 土

本県には瀬戸内火山に属する石英粗面岩及び黒雲母石英安山岩が各地に分布し、これらが、陶土化作用により陶土化したものを、各地で陶器の原料として、採掘されたことがあるが、現在では1～2ヶ所を除いて、作業中のものはない。

大川郡長尾町力石・大川郡大川町原房西方及び三木町下所付近のものは石英粗面岩の変質したものである。また大川郡大川町（富田）丸山付近のものは黒雲母石英安山岩の変質したものである。

#### 〔IX〕 瓦 土

これは、主として本県各地に分布する閃緑岩質岩石の風化分解した粘土及び洪積層・沖積層中に介

在する粘土で、夫々瓦・煉瓦・土管などの原料として採掘されている。

閃緑岩風化物—木田郡牟礼町源氏ヶ峯・高松市檀紙（山の前）・大川郡寒川町石田

この外屋島地藏寺付近では、花崗閃緑岩の分解粘土を採掘して屋島焼の原料としている。

更に洪積層～沖積層中のものとしては、綾歌郡綾南町陶より川西、土器方面にかけて地表下50～100cmの所に存在する灰白色～黄灰色の粘土を採掘している。同様のものが、高松市木太町より林町にかけて採掘されている。

以上述べた外の鉱物資源として、大川郡にある雨滝山の柘榴石はかつて研磨材として採掘されたことがあり、また多産しないため利用されたことはないが、小豆島東海岸の福田付近の水晶山には、水晶の美しい結晶を産するので知られている。時々きれいな煙水晶が、風化土砂中にみられる。著者らは、庵治村の兜島より直径5～7cm、長さ30cm位のみごとな煙水晶を採集したことがある。

### 〔X〕 建築用石材

本県は庵治石を初め建築用石材としては、古くから有名であり、かなりの資源に恵まれている。建築用石材に供せられるものは、花崗岩類・安山岩類及び凝灰岩類である。

#### （a）花崗岩類

木田郡庵治村・牟礼町の村界付近に、庵治石の名でよばれる細粒黒雲母花崗岩があり、牟礼町では久通を中心として、丁場25ヶ所、庵治村内では丸山を中心として、約15ヶ所の石丁場がある。岩石は灰白色～黝灰色で、結晶の大小により小間目・中目・荒目に分ち、小間目種を更に分って上小間・中小間・下小間と称し、品質の優劣を示している。庵治石は、建築石材の外石燈籠・石碑などにも利用される。

次に小豆島方面では、至る所に石切場がある。中でも「大部みかげ」「福田みかげ」「千軒みかげ」が知られている。「大部みかげ」は土庄町大部に産し、中粒の黒雲母花崗岩に、時々淡紅色の長石を含む。丁場数は100を数える。「福田みかげ」は福田付近に産するもので、淡灰色中粒の黒雲母花崗岩で、内明神・外明神・森ヶ滝シダ山などに採石場がある。概して粒度一定なり。土庄町千軒及び小瀬で採石しているものは、肉紅色の長石を含む淡灰色の中粒～粗粒の角閃～黒雲母花崗岩で、大阪城築城に際し、加藤清正が石奉行として出張採石したところと伝えられている。土庄町北浦でも、同様に中粒の黒雲母花崗岩で、希に淡紅色の長石を混え「福田みかげ」と同様、錆の程度により、1等品より4等品まである。とくに「錆石」と称して均等に赤錆を帯びたものは（風化のため褐鉄により着色）却って高級品であるという。見目・小海にも石丁場が無数にある。

以上の外小豆島近傍には豊島・小豊島などを初め直島付近にかけて「直島みかげ」とよばれる中粒～粗粒の黒雲母花崗岩があり採石されている。

また本県西部の塩飽諸島中にも幾つかの採石場がある。広島付近のものは淡灰色、中粒の黒雲母花崗岩であり、中でも青木付近のものは「青木石」として、庵治石に次ぐ良品として歓迎されている。本島の高無防山から笠島付近や向島で産する「屋釜石」や、与島やその近島に産する「与島石」は共に灰白色中粒の閃雲花崗岩であり、品質は良好でないが、土木用に供せられる。その外各地に小丁場が無数にある。

#### （b）安山岩類

この中で、代表的なものは木田郡山田町の由良山の黒雲母安山岩の「由良石」である。節理が発達しているので、節理に沿って容易に採石し得る。従来石燈・土台石にのみ使用せられていたが、耐火性のあるため、大建築用にも供せられる。また赤錆のあるものは、石垣用に重用される。この外高松市郊外の三谷付近の日山・火妻山・実相寺山・船岡山などもいづれも黒雲母安山岩で、「日裏石」「船岡石」「日山石」とよばれ石垣・敷石・橋石などに供される。国府台南方の鷲の山やその北東の伽藍山付近の万燈山は、斜方輝石角閃安山岩からなり、柱状節理の発達が著しく、採石されて石垣・

土台石・敷石などに利用されている。とくにこの岩石中には、柘榴石の巨晶を含み、多孔質で、晶洞に富んだ部分があり、晶洞中に方解石や沸石の美晶を産する。

また金山や白峯に発達する正規の讃岐岩は、従来より鐘用のため、少量採石されている。また古くより庭石としても賞用されてきた。いろいろと利用の面について考究され、印材・硯・石刀・風鎮などが試作されたことがある。

#### (c) 凝灰岩類

讃岐層群に属する各種凝灰岩が、古くから石燈籠・炉石として利用されてきたようで、各地にその採掘跡がある。即ち屋島北嶺台下の千畳敷洞窟、また桃太郎伝説のある鬼ヶ島（女木島）の洞窟も、皆採掘跡である。しかし近年はほとんど採石していないようである。

基性角礫凝灰岩は「黒豊島石」とよばれて豊島で採掘されている。（屋島・女木の洞窟）また酸性の白色凝灰岩は「白豊島石」とよばれ、かつて豊島の家浦付近で採掘されたことがある。この酸性凝灰岩は、八栗の源氏ヶ峯付近の豆状のものが「みがき粉」用に採掘されたことがある。

以上が主として建築用を初め種々の目的のために採石されている岩石類であるが、この外に和泉層群中の硬砂岩及び緑灰色砂岩など、大いに石材として利用されるべきであろう。

#### 〔XI〕 道路工事に用いるバラスト並にコンクリート用骨材

これは機械で破碎して、主として道路用バラスト、鉄道などに利用されるもので、この目的のためには緻密、均質、堅硬で比重の大きいものがよい。これには讃岐岩質安山岩・オリブ石玄武岩・和泉層群の硬砂岩などが適している。

現在採石している場所は次の通りである。

オリブ石玄武岩として小豆島三都の神の浦（白滝山）・女木島南端、讃岐岩質安山岩として観音寺北方の江甫山及び国府台南方烏帽子山、爺神山、汐木山などがある。

### 3. 土木上からみた香川県の地質

ダムの建設、隧道の開さく、湧水、漏水、土壌浸食の防止、路面の安定並に維持、地沁り及び崩壊の対策、その他各種の土木建設事業において、地質改善工法の進歩した今日でも、計画地帯の地質の良否は重要な問題である。上述のような土木的見地から本県の地質をみとめることにする。

#### (A) 岩石の硬軟について

土木工事において、地質学的な岩石分類よりも岩石の硬軟、掘さくの難易などから分類することが必要である。この硬軟の度合を運輸省（昭和24年）の基準に従い、本県の各地層群に属する岩石類をあてはめてみることにする。この場合ある岩石が常に一定の硬さをもつものでなく、その硬軟の度合は、割れ目の発達状況、風化の進展状態などにより変化するもので、一般的にはこれらの影響により軟化する傾向にある。（たとし海岸地域では、恐らく塩水の飛沫の影響により表面のみ硬化する場合がある。）

〔I型〕……………ツルハシで掘起し得る程度のもの

これに属するものは、第三紀新鮮世に属する三豊層群中の各岩類及び第三紀中新世の土庄層群の各岩類である。両層群は砂岩・頁岩にしろ、風化により軟化したのではなく、未だ固結度弱く割合 loose で、採掘はツルハシで容易であるが、垂直断面を保ち得ない程軟化しているわけではない。とくに土庄層群中滝宮付近の谷底にみられるような石灰質砂岩または礫岩は、むしろ後述するIVないしはV型に属する。花崗岩の風化した真砂土もこれに属するであろう。

〔II型〕……………一部ツルハシを使用し、一部ダイナマイトを使用するもの、ダイナマイト使用量

80gr/m<sup>3</sup>位のもの。

これに属するものは、第三紀の讃岐層群に属する基性またわ酸性の凝灰岩及び凝灰角礫岩である。花崗岩類の中で、とくに割れ目多く、全体として褐色状を呈し、長石類が陶土化しているもので、一見岩石状にみえるが、ハンマーで叩くと部分的に崩れるものなどはこれに属するであろう。また香川県東部に分布し、陶土化している石英粗面岩もまたⅡ型に入る。

〔Ⅲ型〕……………全部ダイナマイトを使用するもの、その使用量は約120gr/m<sup>3</sup>

これに属するものは、八栗五剣山・小豆島の寒霞溪・国府・城山などに分布する第三紀の集塊岩類である。また和泉層群中の頁岩の優勢な部分即ちB層の分布地域のもの、讃岐岩質安山岩類のうちで、とくに節理、割れ目の多いもの即ち屋島のハイウェイにみられるようなもの、また風化は進んでいないが節理とくに **blind joint** の著しい花崗岩などこれに属し、香川県の如く基盤運動の激しかったところでは、とくにⅢ型に属する花崗岩が多い。

〔Ⅳ型〕……………ダイナマイト使用量160gr/m<sup>3</sup>

これに属するものは、斑晶質の安山岩類、即ち由良山などを構成する黒雲母安山岩・流理構造の著しい石英安山岩及び石英粗面岩・和泉層群中の基底をなす花崗質砂岩及び粗粒～中粒の砂岩即ち和泉層群のB層分布地域を除く他地域のもの、また片理構造の著しい領家式花崗岩及び變成岩。

〔Ⅴ型〕……………ダイナマイト使用量200gr/m<sup>3</sup>

これは節理の少い、(あつても間隔の大きいもの) 割合新鮮な花崗岩・讃岐岩質安山岩・玄武岩及び和泉層群の硬砂岩などで、これらはまた良好な石材となり得る。

## (B) ダムサイトとしての各岩類について

次に各地層群個々について、土木上とくにダム築造上留意すべき点について述べる。この場合本県でとくに問題なのは、分布の広い花崗岩と和泉層群である。

### (1) 花崗岩類

本県には地質図をみても明瞭なる如く、花崗岩の分布広く、従ってこれらを基盤とするダムや水路トンネルのくつさくもかなり行われている。花崗岩地帯は、いわゆる赭禿地となり、土壤浸食が激しく、農地の保全、森林の立地ということで、いろいろな問題がおこっている。がしかし一般に基盤としては最良のものである。即ち供試体としての耐圧強度は、大抵の場合1,000～1,500kg/cm<sup>2</sup>のはんい内に入り、支持力は大きく、基礎としては申し分ないが、ここで問題なのは風化である。本県でも河川沿いの川床またわ川岸には、割合新鮮な岩盤が露出しているが、兩岸の地山は風化して、かなり厚い風化帯を形成していることが多い。この風化帯の深さについても、普辺性のものはなく極めて不規則で、扱いにくい問題である。この場合でも、土壌・亜土壌・風化岩という带状層形成の一般的風化の場合は、まだよいが、瀬戸内沿岸の場合は、地塊運動にともなう節理及び割れ目が著しく、これに沿っての風化、とくに方形節理からの玉ネギ風化、表面は新鮮のようでも、割れ目に沿っての風化のため40～50mの深部に風化帯があるという場合も希ではない。また肉眼的に識別し得ない **blind joint** が、とくに著しいのが特徴的である。この **blind joint** は河川沿いのものに多く、ダムの基礎掘削において充分注意しないと、発破による衝撃により開隙することがある。またこれらの岩石中の節理面の方向などを統計的に処理して **SCHMIDT** 法を用いて、ダム本体の応力を受けた場合、どの方向の面が危険性であるかなどについても検討するべきである。この節理は又岩盤の耐荷力及び透水性にも関聯してくるのであるから。

### (2) 和泉層群

本層群中の砂岩類は、割合固結度も進み、耐圧強度も1,000—1,500kg/cm<sup>2</sup>で、地質構造的に問題なければ優秀な基盤及び石材である。たゞ和泉の場合は、砂岩優勢部でも、必ず頁岩の薄層をもち、互層状を呈している。この頁岩は、風化により細片化しているものが多く、それにより粘土化を

促進し、和泉層群中の地氾りの一因となっているので一考を要する。かりに和泉層群中にダムを築造する場合、和泉層群は一般に南へ傾斜しているので、ダム中心線と地層の走向とが一致またわ斜交する場合が多く、従って地層の傾斜は、貯水池方向になるので、構造的には理想的である。ただし部分的には、河川が蛇行しているので、谷の流路の方向と地層の走向とが一致する場合もある。この場合は田中の分類によるところの単斜層型・互層型に属することになる。この場合は、河床の掘さくによる流れ盤の層氾りについて注意を要する。この典型例として大川郡寒川町の門入池がある。ここは花崗岩であるが、恰も堆積岩の如き板状節理を有し、右岸が流れ盤となり **under cut** のため層氾りをおこしたことがある。互層型においては、異質の層の接触面からの漏水が屢々問題になる。また和泉層群と基盤花崗岩との境界付近もダム予定地点としてはさけるべきである。

これと関連してダムを築造した場合堆砂の問題がある。これについては、香川県のものについて幾つか実測した例があるので、参考までに14表にあげておく。(いづれも小規模の貯水池であり、実情に合わない点はあるが)

### (C) 山崩れ、地氾りについて

本県は全国的にみた場合、山崩れ・地氾りは極めて少く、建設省・農林省などの調査による頻度分布をみても、最下位であり、この点については恵まれている。現在香川県でみられる山崩れ・地氾りの概況を述べることにする。

#### (1) 小豆島地域

小豆島の肥土山及び馬越地区を初め第三紀土庄層群の分布する地域にみられるもので、陥落型地氾りで、移動はかんまんである。これは主として二通りの素因が考えられる。その一つは、かつて土庄層群中の亜炭を採掘した結果、地下に古洞の存在すること、もう一つは厚い崖錐の氾りである。即ちこの海成第三紀層の斜面上に、上位の集塊岩及び安山岩の崖錐が、10~15mの厚さで堆積し、両者の間に崖錐中より沈下した粘土物質が介在し、氾り面を形成している。

#### (2) 香川郡の上西地域

これは和泉層群中のC層区域に起っている地氾りである。この付近のものは、檜南方から下貝股にかけて東北東方向の断層が走っており、この影響によるものと、この付近の和泉は、砂岩・頁岩互層で一部に凝灰岩を介在し、これらの頁岩・凝灰岩の風化による第三紀層地氾りと類似の様相を呈するものもあるが、大部分は崖錐が厚く堆積し、各河川の **under cut** により、不安定となり山崩れ状を呈するのであろう。(上西の小出川流域)この種の山崩れ・地氾りは琴南町美合方面にも多い。

#### (3) 破碎帯地氾り

上記の外に、断層の影響による地氾りが、小規模ながら各地に起っている。とくに長尾衝上に沿う地域(現在は大したことはないが、将来起る可能性あり)即ち大川郡大川町宗延より香川郡香川町岩崎橋にいたる東西約25Kmの带状の地域は、この新しい衝上の影響を受け、花崗岩中に節理、割れ目が多く、かなりの深さまで破碎され砂化している。大川町筒野南方1Kmの花崗岩山地の著しい赭禿地は、この破碎帯のためである。また寒川町門入池付近の地氾りの山崩れは、門入断層によるものであろう。三木町下所南方の国道193号線上の地氾りは、明に檜原断層にともなうものである。

この外岩質上災害をもたらすものとしては、花崗岩と集塊岩とがあるが、花崗岩については本県のような老年期丘陵では、地形的に問題はない。たゞ小豆島方面の集塊岩地域は、豪雨のとき山崩れを起しやすい。

### (D) 地盤沈下及びその他

最近各地で、地盤沈下のため思わぬ災害が起っている。本県でも各地で、地盤沈下にともない塩水の侵入区域が拡大し、問題となっている。本県には、未だ人為的な、例へば地下水の過剰揚水などによる沈下現象は認められない。いづれも自然的な、地質学的な沈下運動の結果にほかならない。瀬戸

第14表

かんがい用貯水池における沈澱堆積量(実測値)\*

貯水池名	項目	流域地質	比高(m) (最高~最低)	集水面積(F) m <sup>2</sup>	貯水容量(C) m <sup>3</sup>	C/F	満水面積 m <sup>2</sup>	植生(山林と畑の比率)	沈澱箱設置水深 m (最大水深)	設置期間(日間)	沈澱堆積量 g/m <sup>2</sup> /day	強熱減費(%)	比重	最大粒径クラス(重量%)	中央値(φ) (mm)	粘土量(%) 8φ>	歪度(αφ)	最大粒径(mm)	河川勾配(%)		流域面積1Km <sup>2</sup> 当り概算堆砂量 kg/Km <sup>2</sup> /day
																			上流	下流	
小川下		花崗岩	340 (480~140)	2,150,000	600,000	0.28	70,000	山林	17.0 (19.0)	6月28日~9月25日 (90)	49.31	15.07	2.53	-2~-1φ (0.28%)	7.5φ (0.00552)	26	(-)	4	上流 1.25Km (22%)	下流 0.87Km (7%)	1,500
描坂		"	70 (110~40)	98,000	10,418	0.106	3,888	山林 畑・果樹園 (1:1)	上流 4.0	6.13~9.15 (94)	44.0	12.70	2.52	-2~-1 (1.35)	7.22 (0.0067)	12	(-)	4	0.4Km (17%)		1,500
									下流 4.5 (4.7)	"	66.0	12.06	2.50	-2~-1 (0.41)	7.11 (0.00724)	10	(-)	4			
菅		"	90 (190~100)	243,000	47,247	0.19	16,599	" (1:0.7)	4.2	7.13~10.1 (80)	23.59	11.88	2.63	0~1 (0.04)	6.95 (0.00808)	9	(-)	1	0.5Km (14%)	0.42Km (5%)	1,200
									5.0 (5.2)	"	38.90	11.34	2.61	0~1 (0.02)	7.10 (0.00728)	12.5	(+)	1			
大谷		"	125 (190~65)	210,000	71,800	0.34	16,265	" (1:0.4)	7.2	6.14~9.19 (98)	46.66	12.50	2.54	1~2 (0.18)	7.60 (0.00515)	28	(+)	0.5	0.3Km (30%)	0.6Km (7%)	2,500
									8.0 (8.5)	6.14~9.15 (94)	65.67	13.58	2.41	2~3 (0.15)	7.68 (0.00487)	19	(+)	0.25			
平田丸い皿池		洪積層	野池				78,498		2.0 (2.7)	6.28~10.6 (101)	20.35	21.37	2.24	1~2 (0.5)	6.60 (0.0103)	26	(+)	0.5			
先代皿池		冲積層	野池				165,870		3.0 (3.5)	7.13~11.28 (138)	15.00	22.50	2.15	2~3 (0.7)	7.55 (0.005336)	20.6	(+)	0.25			

\*この実測は1959年(昭和34年)6月から10月にかけて行ったもので、同年9月26日の伊勢湾台風による沈澱堆砂量は別途測定し、この中には入っていない。

× φ値については、57頁の欄外参照

かんがい用貯水池における堆砂量\*

貯水池名	項目	流域地質	集水面積(F) (m <sup>2</sup> )	原貯水容量(C) (m <sup>3</sup> )	C/F	堆砂量 (m <sup>3</sup> )	堆砂率 (%)	年数	最深部分における沈澱厚さ(シルト+クレイ)	年間平均沈澱厚さ(cm)	計算による最深部分における沈澱量 gr/m <sup>2</sup> /day	年平均堆砂量 (m <sup>3</sup> )	流域面積1Km <sup>2</sup> 当り年平均堆砂量 (m <sup>3</sup> )
地藏		花崗岩 (一部安山岩)	1,020,000	104,774	0.102	22,120	21.1	160年	1.5m	0.94	18gr	138	135
石神		花崗岩	1,240,000	233,520	0.188	46,700	20.0	310	2.5	0.81	15gr	150	121
亀越		花崗岩 (一部洪積層)	8,120,000	1,189,352	0.146	202,952	17.1	323	3.0	0.93	18gr	628	77
菅		花崗岩	243,000	59,522	0.250	12,275	20.6	300	2.5	0.83	16gr	41	164
川原		冲積層		57,211		13,972	24.4	250	0.9	0.36	6gr	55	不明

\*空虚になったとき Rod-boring により厚さ測定する。

内海の生成をみても分かる通り、沿岸地域が沈降地帯であることはうなづけるのである。第三紀以来現在にいたるまで四国では、東西及び南北の両系の波曲運動により、山地は益々高く、海岸地域は低くなるような曲隆・曲窪運動をつづけているのである。その総決算が瀬戸内海であり、四国山地であるわけである。香川県はその北方の多島域と連なり、南北方向の凸部を代表しており、燧灘沿岸の凹部に較べれば沈下量は少いようである。南海地震による四国各地の沈下量をみても、これはうなづけるところである。南海地震のため香川県各地で、10～50 cm程度の沈下をみており、これは地震のために、基盤の沈下が促進されたりあるいは基盤上に堆積している砂礫層が振動によりつまり、その容積を減少したためであろう。従って本県の地盤沈下は、自然的なものであるので防止することはできないので、その対策が急務である。とくに各河川の注ぐデルタ地帯は一層この傾向が著しい。また香川県の沖積層をみると、全般に砂礫層の発達が著しく、シルト及び粘土は少い。ために軟弱地盤は少いようであるが、たゞ引田方面に沖積世初期に沼沢地であったため（一部 Lagoon）、地表近くに厚い粘土層があり、軟弱地盤となっている箇所がある。

## 参 考 文 献

## 〔単 行 本〕

- 辻村 太郎 (1923) : 断層地形論考, 古今書院  
 浦上 仁一 (1932) : 讃岐島嶼における地質鉱物及び植物の分布現象, 香川県教育図書株式会社  
 香川県師範学校郷土研究部 (1932) : 香川県地質概説, 香川県教育図書株式会社  
 桑島安太郎 (1933) : 香川県地誌上巻 (地文篇), 上に同じ  
 小林 貞一 (1948) : 日本群島地質構造論, 上巻, 中巻前篇, 目黒書店  
 小林 貞一 (1950) : 日本地方地質誌, 四国地方, 朝倉書店  
 小林 貞一 (1950) : 日本地方地質誌, 中国地方, 朝倉書店  
 小林 貞一 (1951) : 日本地方地質誌, 総論, 朝倉書店  
 篠原 勇 (1951) : 四国化石図譜, 鉱物趣味の会  
 三木 茂 (1953) : メタセコイア, 鉱物趣味の会  
 四国通産局鉱山部編 (1957) : 四国鉱山誌, 四国通商産業局

## 〔図 幅〕

- 鈴木 敏 (1896) : 20万分の1地質図幅「徳島」および同説明書, 地質調査所  
 山上万次郎 (1899) : " " 「丸亀」 " "  
 佐藤 源郎 (1936) : 7万5千分の1 「高松」 " "  
 佐藤 源郎 (1936) : " " 「丸亀」 " "  
 佐藤 源郎 (1938) : " " 「西大寺」 " "  
 佐藤 才止 (1938) : " " 「新居浜」 " "  
 飯山敏春外 (1952) : 50万分の1地質図幅「高知」, 地質調査所  
 平山 健 (1953) : 7万5千分の1地質図幅「脇町」および同説明書, 地質調査所  
 齊藤実外編 (1956) : 20万分の1香川県地質図同説明書, 香川県農業試験場  
 対島坤六・片田正人 (1961) : 20万分の1地質図幅「徳島」, 地質調査所

## 〔論 文〕

- A. B 生 (1896) : 讃岐岩の産地, 地学雑, 8巻, 96号  
 坂東祐司・齊藤実 (1960) : 四国北部の鮮新〜更新統の地質構造について, 地質雑, 66巻, 778号  
 藤田和夫外 (1951) : 大阪層群とそれに関連する新生代層, 地球科学, 6号  
 藤田 和夫 (1953) : 大阪層群及びそれに関連する新生代層中の植物遺体含有層について,  
 地質雑, 59巻, 694号  
 船越 素一 (1926) : 四国東部の地形考察と地殻変動の意義, 地球, 6巻, 1号  
 HARADA, T. (1888) : Versuch einer geotektonischen gliederung der Japanischen Inseln.  
 —— (1890) : Die Japanischen Inseln, eine topographische-geologische Übersicht.  
 平山 健 (1950) : 四国東北部地質案内記, 地球科学, 4巻, 4号  
 平山 健 (1951) : 香川県白鳥本町付近の所謂スペッサルタイト及び文象斑岩について, 地調報告,  
 141号  
 HATAI, K., FUNAYAMA, Y. (1956) : Remarks on the sedimentary structures observed in the  
 older Miocene Marine Formations developed in Nishimurayama and Nishiokitama

- districts, Yamagata Prefecture, Northeast Honshu, Japan, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 62 (726), 139-144.
- et al. (1956) : A preliminary note on the sedimentary structures observed in the Cenozoic rocks of Boso Peninsula, Chiba Prefecture, Japan, *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, 4(33), 185-207.
- , FUNAYAMA, Y. (1957) : Load cast in the Miocene Formation, western margin of the Yamagata Basin, Yamagata Prefecture, Japan, *Saito Ho-en Kai Mus., Res., Bull.*, (26), 11-15.
- 市原実・小黒譲治 (1958) : 明石層群, 播磨層群について, 地球科学, 40号
- 市原実 (1960) : 大阪明石地域における第四紀層に関する諸問題について, 地球科学, 49号
- 池辺展生 (1933) : 琵琶湖西岸の琵琶湖統について, 地球, 20巻, 4号
- ” (1948) : 日本の新生界のレタノミネションについて, 地団研專報
- ” (1957) : 日本の新生代堆積盆について, 新生代研究, 24~25号
- ” (1959) : 近畿における旧象化石の分布, 第四紀研究, 1巻, 4号
- 笠間太郎・藤田和夫 (1957) : 日本の新生代の堆積区とその変遷, 瀬戸内地質区の特性と変遷, 新生代研究, 24~25号
- 甲藤次郎・中村純 (1954) : 花粉分析と新生代層(2), 讃岐財田及び高知市万々付近の新生代層, 植生学会報, 3巻, 4号
- 河田喜代助 (1939) : 紀の川流域の中央線に沿う地質, 矢部教授還歴記念論文集, 39~51頁
- 小林貞一 (1937) : 西南日本中生代における地殻変動, 火山活動及び海浸との関係について, 地理評, 13巻
- 小林貞一 (1938) : 西南日本中生代地殻変動に関する一私見, 地質雑, 45巻
- ” (1939) : 西南日本の地体構造, 地学雑, 51巻, 604号
- KOBAYASHI, T. (1941) : The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands, *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2*, 5 (7), 219-578, 4 pls., 55 text-figs., 10 tables, 8 geol. maps.
- KOJIMA, J. (1935) : Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone, *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 1(3), 17-46, 4 text-figs., 2 tables.
- (1954) : Geological situation of the Cretaceous Hiroshima Granite, *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 1(4), 61-65, 1 text-fig.
- 河野義礼・岸田孝蔵 (1940) : 香川県白鳥本町付近の岩脈群をなすスペツサルト岩及び文象斑岩について, 岩磁, 23巻, 11号
- 郡場寛・三木茂 (1931) : 和泉砂岩統からの古代アマモの研究, 地球, 15巻, 3号
- Koto, B. (1916) : On the volcanoes of Japan, *Jour. Geol. Soc. Tokyo*, 23.
- 久野久 (1935) : 讃岐国国府台付近における熔岩の噴出順序について, 地質雑, 42巻, 505号
- 蔵田延男 (1948) : 三豊平野 (香川県) の地下地質について, 鉱物及び地質, 8号
- MAKIYAMA, J. (1923) : Some Pliocene mollusks from Maiko near Kobe, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 2 (1), 19-26, 4 pls., 4 figs.
- (1924) : The occurrence of *Elephas trogontherii* in Japan, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 3(7), 55-57, 7 pls., 2 figs.

- (1954) : Syntectonic construction of geosynclinal nepton, *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B*, 21 (2), 115-149.
- 真鍋鶴松・宮本正信 (1940) : 香川県産鉱物目録並に産地一覧表, 我鉱, 8巻
- MATSUMOTO, H. (1918) : On some fossil Bisontines of Eastern Asia, *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 3(2).
- 松本彦七郎 (1924) : 日本産化石象の種類, 地質雑, 31巻, 371~372号  
 " (1924) : 日本産ステゴドンの種類 " " "
- MATSUMOTO, H. (1929) : On *Loxodonta (Paleoloxodon) namadicus* in Japan, *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. 2*, 13 (1), 1-5, 8 pls.
- 松本 隆 (1950) : 瀬戸内系火山岩における混成現象, 地質雑, 56巻, 663号
- MATSUMOTO, Tat. et al. (1953) : The Cretaceous System in the Japanese Islands, Part 4, The Izumi Belt along the southern border of the Inner Zone of Southwest Japan, *The Japan Soc. Prom. Sci., Ueno, Tokyo*, 125-137, 2 text-figs., 4 tables.
- MIGLIORINI, C. I. (1950) : The Pliocene - Pleistocene boundary in Italy, *Int. Geol. Congr., 18 Session, Proc. Sec. H*, The Pliocene - Pleistocene boundary, Part IX, 66-72.
- MIKI, S. (1936) : Plant fossils from the *Stegodon* beds and the *Elephas* beds near Akashi, *Jap. Jour. Botany*, 8 (4), 303-341, 2 pls., 11 text-figs., 4 tables.
- 三木 茂 (1948) : 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体植物について, 鉱物と地質, 9号
- MIKI, S. (1952) : *Trapa* of Japan with species reference to its remarks, *Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ.*, 3, Ser. D, 1-30, 2 pls., 14 text-figs., 2 tables.
- 都城 秋穂 (1959) : 阿武隈・領家・三波川変成帯, 地質雑, 65巻, 769号
- 森本良平外 (1952) : いわゆる瀬戸内火山帯の火山活動と地史に関する新知見, 58巻, 682号
- NAGAI, K. (1958) : Some geological problems of the Ishizuchi-Range, Shikoku, *Mem. Ehime Univ., Sec. 2, (sci.)*, 3 (1), 95-108, 4 text-figs.
- (1959) : Some geomorphological problems of the Ishizuchi-Range, Shikoku, *Mem. Ehime Univ., Sec. 2, (Sci.)*, 3(2), 251-263, 2 text-figs., 1 table.
- 中川 衷三 (1960) : 阿讃山脈東部の和泉層群, 徳大学芸(自然科学), 10巻
- NAKAGAWA, C. (1961) : The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku, *Jour. Gakugei, Tokushima Univ.*, 11.
- 中野光雄・今村外治 (1950) : 讃岐山脈中部の地質, とくに最新世の衝上断層について, 地質雑, 56巻, 659号
- 中野 光雄 (1953) : 讃岐山脈中部の地質, 広大地学研報, 3号
- ナウマン (1890) : 四国地質一斑, 地学雑, 2巻
- NAUMANN, E., NEUMAYR, M. (1890) : Zur Geologie und Palaontologie von Japan.
- 西亀 正夫 (1912) : 瀬戸内海岸の隆起について, 地学雑, 24巻, 278号
- 西山 省吾 (1885) : 小豆島地質略記, 地学会誌, 1巻
- 小川 市平 (1933) : 四国の地質について (其の4), 広島地学同好会誌, 4巻
- 小川 琢治 (1899~1902) : 日本島の地帯構造について, 地学雑, 11巻, 126~128号・130・132号
- 大上 宇市 (1895) : 讃州弥谷山は蠻岩質なり, 地学雑, 7巻, 77号
- 尾崎 博 (1956) : 岡山県の浪形層について, 国立科博報告, 3巻, 1号
- OZAWA, Y. (1926) : Besshi copper mine and Yashima district, Shikoku, Guide - Book, Excursion E-2, Part 2, Formations and rocks developed in the Besshi and Yashima

- district, *The 3rd Pan-Pacific Sci. Congr., Tokyo*, 5-15, 1 text-fig., 2 photos., 1 table; Part 3, Observations on route from Niihama to Tōnaru, *The 3rd Pan-Pacific Sci. Congr. Tokyo*, 15-16
- 齊藤実・中山一義 (1954) : 東讃岐地方の新生代層について, 香川県立農大農学報, 5巻, 3号
- “ (1954) : 三豊層群(メタセコイア層)の層序について, “ 6巻, 1号
- 齊藤実 (1954) : 屋島礫層の時代について, 地質雑, 60巻, 704号
- “ (1955) : 香川県西部の鮮新~洪積層について, 地質学会関西支部報, 26号
- 齊藤実・中山一義・日笠正次 (1955) : 花崗岩質及び安山岩質土壌の理学的性について, 香川大農学報, 7巻, 1号
- 齊藤実・真鍋武郎 (1956) : 閃緑岩風化物の研究, “ , 7巻, 2号
- 齊藤実・田上政敏 (1957) : 讃岐の火山灰層について, 香川大農学報, 8巻, 2号
- 齊藤実 (1959) : 香川県におけるかんがい用貯水池の底質について, 香川大農学報, 11巻, 特別号
- 齊藤実・坂東祐司 (1960) : 国分台の地質, 香川大学学術調査報告 (五色台), 109~125頁
- 齊藤実・坂東祐司 (1960) : 四国内帯の鮮新~洪積層について, 東北大学理科報告, 特別号, 4号
- SAITO, M. (1960) : On some sedimentary structures observed in the Pliocene sediments in Kagawa Prefecture, Shikoku, Southwest Japan, *Tech. Bull. Fac. Agr., Kagawa Univ.*, 12 (1), 13-38, 2 pls.
- SAITO, M., BANDO, Y. (1961) : A note on the Cretaceous Izumi group, *Tech. Bull. Fac. Agr. Kagawa Univ.*, 13 (1).
- 齊藤実・坂東祐司 (1962) : 最近香川県でみいだされた最新世の衝上断層について, 香川県地学同好会誌(石ころ), 3号
- SAITO, M. (1962) : The Geology of Kagawa and Northern Ehime Prefectures, *Mem. Fac. Agr., Kagawa Univ.*, No. 10.
- 佐川栄次郎 (1898) : 讃岐国飯の山, 地質雑, 5巻, 504号
- 佐藤伝蔵 (1900) : 讃岐における讃岐岩及び輝緑岩, 地質雑, 7巻, 76号
- 佐藤源郎 (1932) : 讃岐地方地学雑観, 地学雑, 44巻, 520号・522号
- “ (1932) : 瀬戸内海, “ , “ , 526号
- “ (1932) : 小豆島, 高松付近の地質, 地質雑, 39巻
- “ (1935) : 東部瀬戸内における讃岐岩の産状, 地評, 11巻
- 鹿間時夫 (1936) : 明石層群について, 地質雑, 43巻, 515号
- “ (1947) : 哺乳動物よりみたる東亜の洪積世について, 満州国博物館報告, 6号
- SHIKAMA, T. (1952) : The Japanese Quaternary, its outline and historical review, *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. 2*, (1), 29-53, 7 tables, 2 text-figs.
- 篠原勇 (1948) : 川島・三本松図幅中の和泉砂岩層の化石産地, 阿波の自然, 1巻
- 首藤次男 (1953) : 豊州累層群の地史学的研究, 地質雑, 59巻, 693号・695号
- 杉健一 (1933) : 四国高松付近の讃岐岩類とくにその中の Xenocrysts について, 地質雑, 45巻, 537号
- 鈴木敏・相原修 (1895) : 小豆島の採石業, 地学雑, 7巻
- TAI, Y. (1959) : Miocene microbiostratigraphy of West Honshu, Japan, *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, 2 (4), 265-395, 7 pls., 2 text-figs., 34 tables.
- 高橋和 (1958) : 愛媛県小松付近の第三紀層についての一考察, 地学研究, 10巻, 4号
- 高橋英太郎 (1953) : 西部瀬戸内海の成立 (山口県第四紀偏年), 地学研究, 6巻, 3号

- 高橋英太郎外(1958)：宇部地域の洪積層，山口大教育研報，7巻，2号
- 高橋英太郎(1959)：西部本州における中生代以降の植物群変遷，山口大文理報告，10巻
- TAKAI, F. (1936)：On a new fossil elephant from Ôkubo-mura, Akashi-gun, Hyogo Prefecture, Japan, *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 12 (1), 19-21, 2 figs.
- 高井 冬二(1938)：日本の新生代の哺乳動物について(予報)，地質雑，45巻，541号
- 高井 冬二(1939)：日本の新生代哺乳動物について，地質雑，46巻，552号
- TAKAI, F. (1952)：A summary of the mammalian fauna of Eastern Asia and the interrelationships of Continents since the Mesozoic, *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 22, 169-205.
- 高 桑 紇(1954)：阿讃山地北麓の侵食面，香川大学芸研究報告，1部，4号
- 高桑紇・坂東祐司(1959)：国府台の地形・地質と旧石器文化遺跡，香川大学芸研究報告，1部，12号
- 田中 治雄(1940~1941)：本邦における沖積地の基盤までの深さについて，矢部教授選暦記念論文集，2号，635頁
- 徳田 貞一(1918)：世界の瀬戸内海，地質雑，25巻
- TOKUNAGA, S. (1938)：A few fossil elephant found in Shikoku, Japan, *Proc. Imp. Acad.* 11, 432-434.
- TOKUNAGA, S., TAKAI, F. (1936)：On a New Roe-Deer from the Inland Sea of Japan, *Jour. Geol. Soc. Japan.* 43.
- 鳥居 昭三(1948)：京都東山の洪積層，鉱物と地質，8号
- 辻村 太郎(1923)：断層崖及び断層線崖，地質雑，30巻，158号
- 若林 勝邦(1894)：讃岐近傍における動物化石発見地，地質雑，1巻，6号
- WATANABE, H. (1932)：The geomorphology of the coastal district of southeastern Shikoku; A contribution to the knowledge of the recent crustal movements of the area under discussion, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Imp. Univ.*, 10 (1), 209-234, 2 pls., 7 text-figs.
- 綿貫 勇彦(1930)：瀬戸内の島々の話，郷土，12号
- “ (1931)：四国における地形的諸事実，地質雑，38巻，453号
- WEINSCHENK, E. (1891)：Beitrag zur Petrographie Japans Neues Jahrbuch für Min., Petro., Paleont., B-Bd. VII
- YABE, H. (1917)：Problems concerning the geotectonics of the Japanese Islands; Critical reviews of various opinions expressed by previous authors on the geotectonics, *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser., (Geology), Sendai, Japan*, 4 (1), 75-104, 5 maps.
- 八木繁一・日山克明(1954)：伊予の扶桑木について，地学研究，6巻，6号
- 八木 繁一(1955)：伊予の扶桑木(2)，地学研究，7巻，6号
- “ (1957)： “ (3) “ 9巻，6号
- 八木 貞助(1927)：瀬戸内海産二種の象化石について，地学雑，40巻，385号
- 八木 次男(1932)：和泉砂岩の研究，岩砧，7巻，5号~6号
- 山口 勝(1949)：小豆島のサヌカイト類における注目すべき現象，地質雑，55巻，648~649号
- 江原 真伍(1920)：四国及び淡路の白亜系について，地質雑，27巻，326号
- “ (1925)：和泉砂岩について，地球，4巻，5号
- YEHARA, S. (1936)：On the echelon structure of Shikoku and the origin of Japanese Arc, *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 13 (1), 1-24, 8 pls., 3 text-figs.

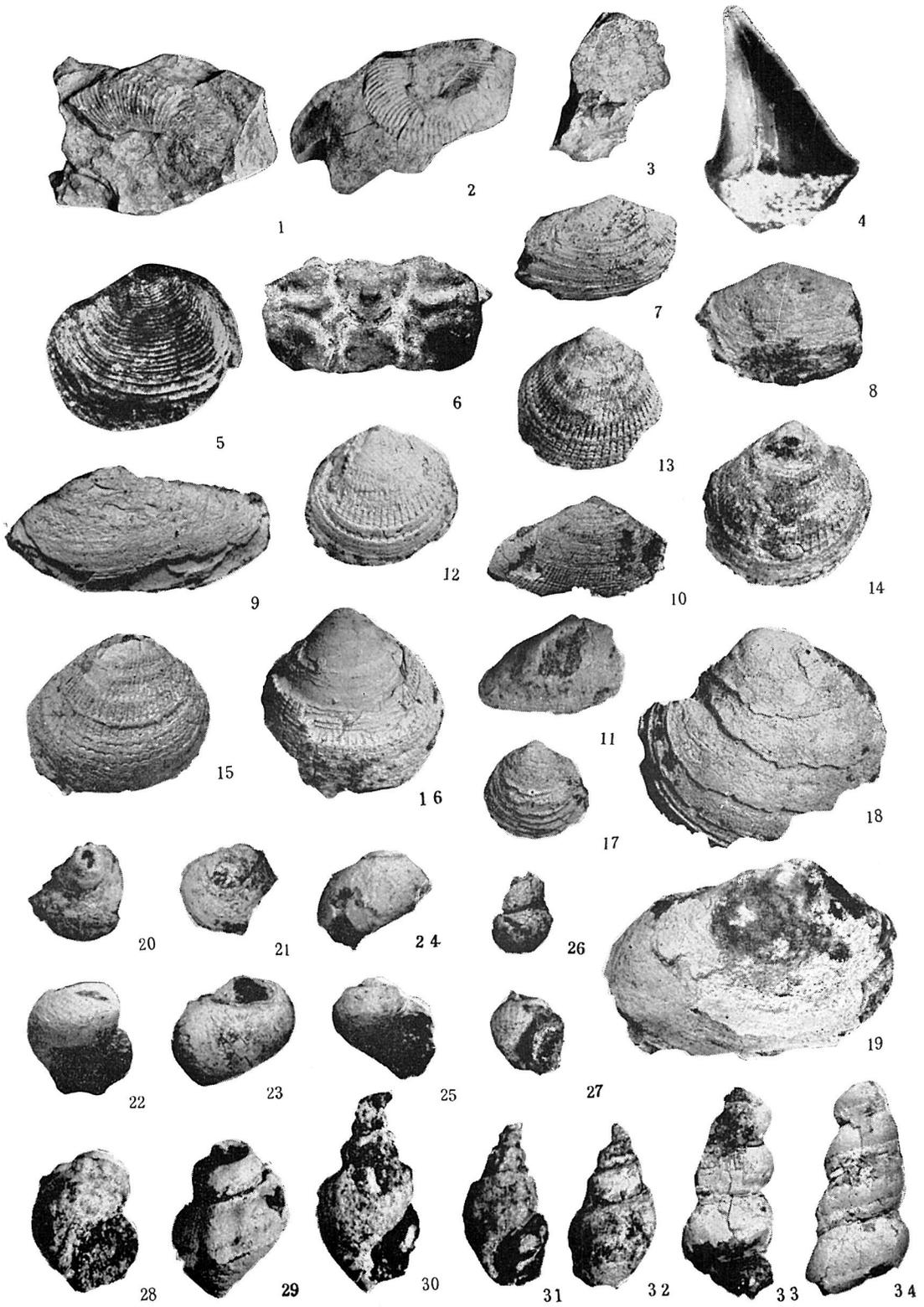
—— (1954) : Geotectonics of the Pacific concerning the Japanese Islands; II, Geotectonics of Shikoku referred to the Nankai Trench and Nankai Earthquake, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 59 (690), 510-526, 6 text-figs.

YOKOYAMA, M. (1891) : On some Cretaceous fossils from Shikoku, *Jour. Sci. coll. Jap. Univ. Tokyo*, 6.

吉木 文平 (1934) : 讃岐国猫山の珪線石鋳床について, 岩矿, 11卷, 2号

図 版 1 ~ 4

图版 1

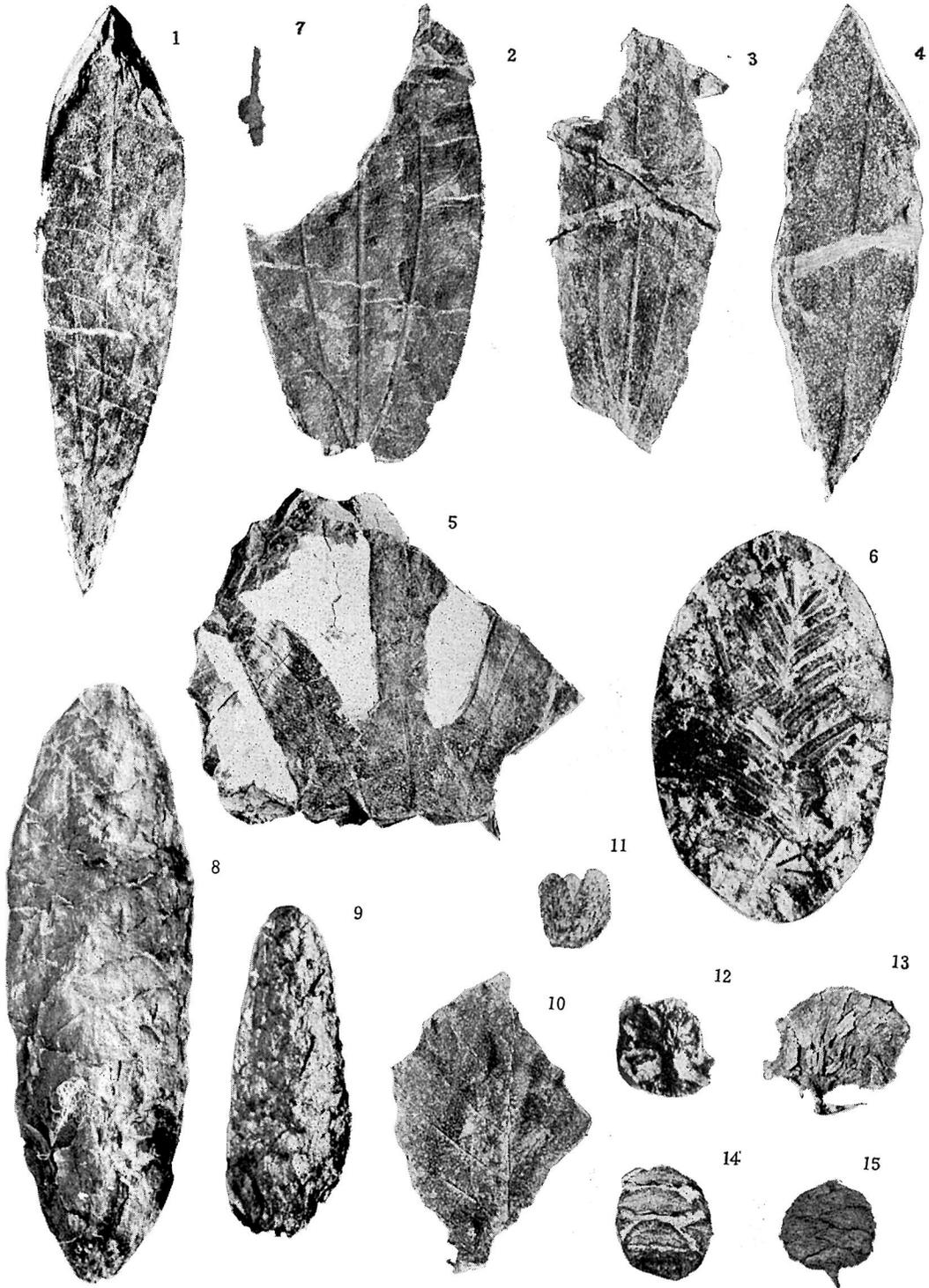


## 図版 1 説 明

(特に付記した以外は実物大, 参考までに他県のものもいれてある)

- 第 1~2 図 菊石の化石 (× $\frac{1}{4}$ )  
産地: 香川県白鳥町五名の峠  
地層: 和泉層群 B 層 (白亜紀)
- 第 3 図 ウニの化石 (× $\frac{1}{4}$ )  
産地上記に同じ
- 第 4 図 *Isurus hastalis* AGASSIZ
- 第 5 図 *Aphrodina pseudoplana* (YABE and NAGAO)  
産地: 香川県引田町翼山  
時代: 和泉層群 A 層 (白亜紀)
- 第 6 図 *Macrophthalunus* sp.  
産地: 香川県小豆島長浜付近海底  
時代: 洪積層 (更新世)
- 第 7~11 図 *Siratoria* sp. (nov. ?)
- 第 12~17 図 *Glycymeris* cfr. *crassa* KURODA
- 第 18 図 *Callista* sp.
- 第 19 図 *Thracia* sp.
- 第 20~21 図 *Calyptrea* sp.
- 第 22 図 *Euspira* sp., × 2.0
- 第 23~25 図 *Euspira meisensis* (MAKIYAMA), × 2.0
- 第 26~27 図 *Nassarius* sp., × 2.0
- 第 28~32 図 *Cancellaria* sp., × 2.0
- 第 33~34 図 *Turritella oyasio* IDA, × 1.5
- 第 4 図及び第 7~34 図の化石; 産地: 香川県小豆島長浜海崖  
時代: 土庄層群 (中新世)  
(畑井・今泉・小高・早坂の各氏鑑定)

图版 2



## 図版 2 説 明

(特に付記した以外は実物大)

第1~3図 *Cinnamomum lanceolatum* HEER

第 4 図 *Quercus* sp. (ever green)

第 5 図 *Sasafras* sp.

第 6 図 *Metasequoia disticha* MIKI

第1~第6図 ; 産地 : 香川県小豆島長浜海崖

時代 : 土庄層群 (中新世)

第 7 図 *Picea Maximowiczii* REGEL

第8~9図 *Picea Koribai* MIKI

第10~11図 *Fagus crenata* BLUME

第 12 図 *Metasequoia disticha* MIKI

第 13 図 *Pseudolarix* sp.

第 14 図 *Metasequoia disticha* MIKI

第 15 図 *Metasequoia disticha* MIKI

第 7, 10, 11, 13, 14 の各図 ; 産地 : 香川県財田村山脇

時代 : 三豊層群 (鮮新世)

第 8, 9, 12 の各図 ; 産地 : 愛媛県伊予市森

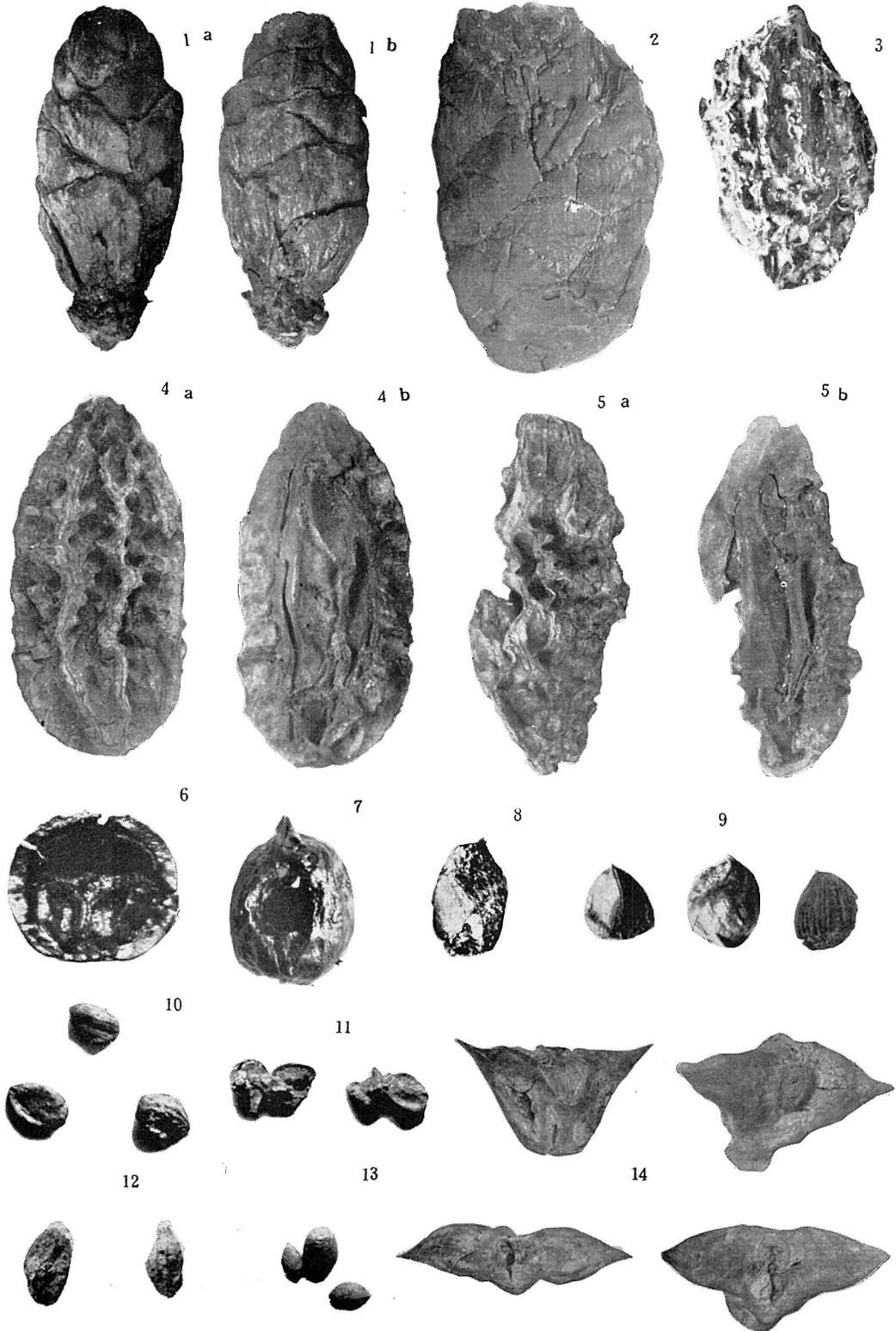
時代 : 三豊層群の郡中層 (鮮新世)

第 15 図 ; 産地 : 香川県山本町河内中

時代 : 三豊層群 (鮮新世)

(三木・鈴木両氏鑑定)

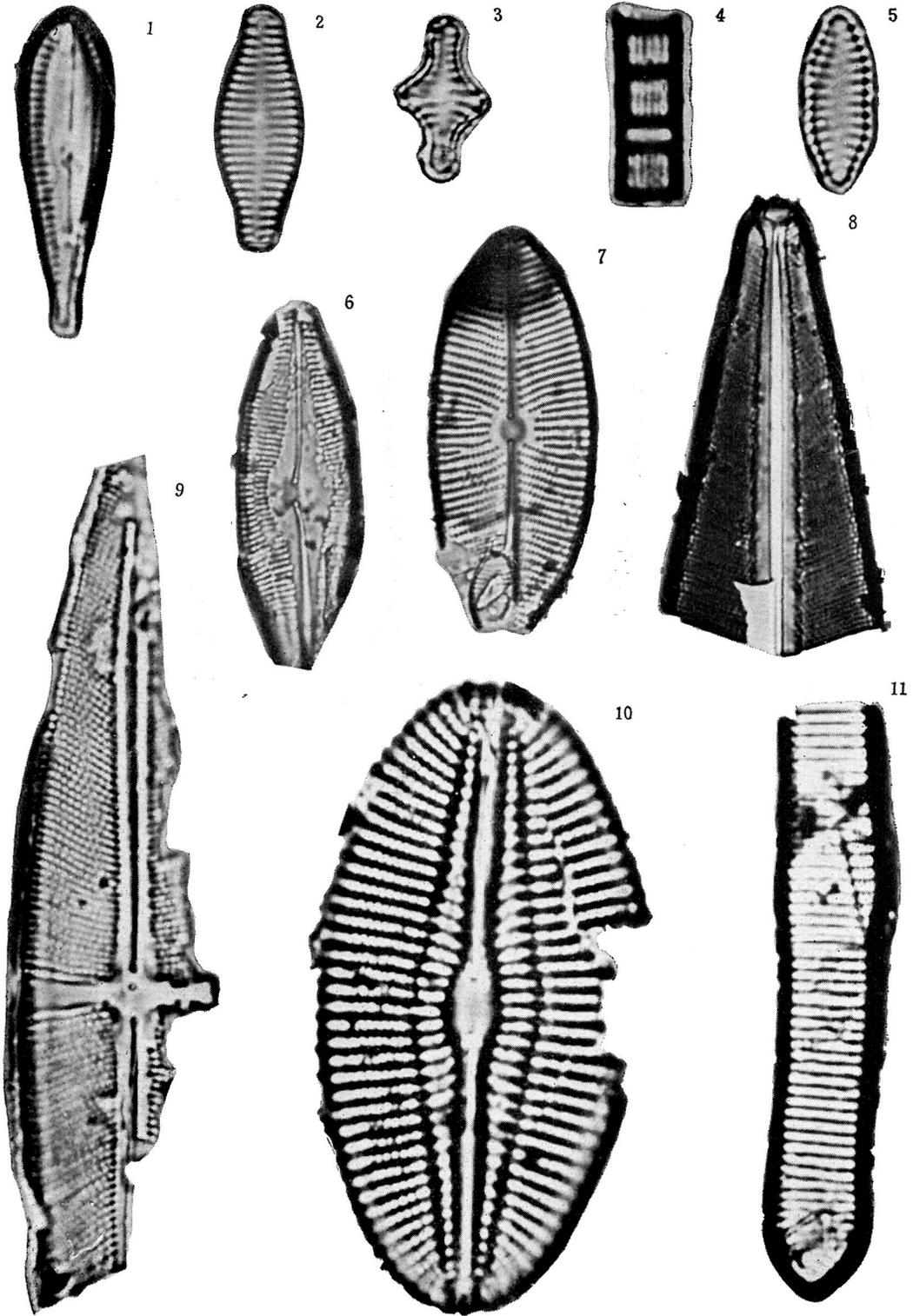
图版 3



### 図版 3 説 明

- 第 1 図 a—b *Pseudotsuga japonica* SHIRASAWA  
産地：香川県財田村山脇  
時代：三豊層群（鮮新世）
- 第 2 図 *Pseudotsuga japonica* SHIRASAWA  
産地：香川県山本町河内中  
時代：三豊層群（鮮新世）
- 第 3 図 *Juglans megacineria* CHANEY
- 第 4 図 a—b *Juglans megacineria* CHANEY  
産地：香川県満濃町西江畑  
時代：三豊層群（鮮新世）
- 第 5 図 a—b *Juglans megacineria* CHANEY  
産地：香川県琴南町内田土器川川床  
時代：三豊層群（鮮新世）
- 第 6 図 *Carya ovata* MIKI
- 第 7 図 *Juglans mandshrica* MAXIM.
- 第 8 図 *Fortunearia sinensis* READ. et WILS.  
産地・時代 第 4 図に同じ
- 第 9 図 *Corylus heterophylla* FIRCH  
産地・時代 第 1 図に同じ
- 第 10 図 *Styrax obassia* s. et z.
- 第 11 図 *Hamamelis parrotioidea* MIKI
- 第 12 図 *Melia Azedarch* L. var.
- 第 13 図 *Styrax microcarpa* MIKI  
産地：愛媛県小松市岡村  
時代：三豊層群岡村層（鮮新世）
- 第 14 図 *Trapa macropoda* f. *bicerata* (MIKI)  
産地：香川県琴南町猪の尾  
時代：三豊層群（鮮新世）
- 第 3, 6, 7, 10~12 の各図；産地：愛媛県伊予市森  
時代：三豊層群郡中層（鮮新世）（三木氏鑑定）

图版 4



図版 4 説 明

- 第 1 図 *Gomphonema abbreviatum* AGARDHTZ ? Kutz., × 2,000.  
第 2 図 *Fragilaria virescens* RALFS, × 2,000.  
第 3 図 *Fragilaria construens* (EHR.) GRUNOW, × 2,000.  
第 4 図 *Melosira islandica* O. MULLER, × 2,000.  
第 5 図 *Fragilaria construens* var. *venter* (EHR.) GRUNOW, × 2,000.  
第 6 図 *Caloneis* sp., × 1,000.  
第 7 図 *Navicula placentula* (EHR.) GRUNOW, × 1,000.  
第 8 図 *Stauroneis phoenicenteron* EHRENBURG, × 1,000.  
第 9 図 *Stauroneis phoenicenteron* EHRENBURG, × 2,000.  
第 10 図 *Diploneis ovalis* (HILSE) CLEVE, × 2,000.  
第 11 図 *Eunotia gracilis* (EHR.) RABH., × 2,000.

(香川県山本町河内中の川崖における三豊層群の泥岩) (阿久津氏鑑定)

## 正 誤 表

頁 行	誤	正
28頁左下の写真説明	簿層	薄層
47頁の第5表 21行目	WILS	WILS
〃 26行目	MIKI	MIKI
49頁の右下写真説明	Imbriction	Imbrication
50頁上から12行目	juglans	Juglans
58頁上から18行目	動振	振動
58頁の第8表の左側二列目	団粒径	団粒度
図版3の説明第10図	setz	Set Z

本書の挿入図は、建設省国土地理院の承認を得て、同院発行の  
5万分の1地形図を複製したものである。

承認番号 昭37.第8039号

1962年11月発行

高松市塩上町1004番地

発行所 内場地下工業株式会社

電話③5121番

高松市鍛冶屋町3の2

印刷所 香川印刷株式会社

電話②2216・4730