日本地質学会関西支部報

Proceedings of Kansai Branch, Geological Society of Japan

No. 83

1978年7月31日

日本地質学会関西支部(京都大学理学部地質学鉱物学教室内)

関西支部総会および講演会報告

昭和53年度日本地質学会関西支部総会および講演会が昭和53年6月10日(土)12時30分より,京都大学理学部で開催されました.講演数は19,参加者も66名と盛会でした.

総　会

1. 報　告

○庶務:総会および講演会(大阪市立大学),支部例会(二回,島根大学および大阪府立大学)を開催した.

支部登録会員数(5月現在)は332名(うち名誉会員3名).部会別:北陸20,京都102,阪神139,山陰16,四国38,管外17.

○編集:支部報を三回(No.80, 81, 82)発行.

2. 議　事

○昭和53年度活動方針:例会は2回開催する(昭和53年9月3日,4日愛媛大学で西日本支部と共催,昭和54年1月頃京都部会地域で),支部報は3回発行する.次年度以降に北陸部会地域での開催の準備をする.会員への連絡強化につとめる.

○昭和52年度決算の承認.(後記)

○昭和53年度予算(後記)を決定.会費値上げ(年500円を800円とする)の規約改正を決定.

○役員改選結果の承認

支部長:中沢圭二(京都大)

幹　事:京都部会;清水大吉郎(京都大,庶務),徳岡隆夫(同,会計),鳥居雅之(同,編集)

阪神部会;八尾　昭(大阪市大)

北陸部会;広岡公夫(富山大)

四国部会;鹿島愛彦(愛媛大)

山陰部会;未　定

○承認事項:岐阜県赤坂石灰岩最上部層の露頭の保存についての要望書を,支部長が関東支部長(福田　理)と連名で関係方面に出すことを承認.

関西支部会計報告

○昭和52年度決算

収入	前年度繰越金	282,959円
	支部補助金(本部より)	28,100
	会費	36,200
	利息	3,132
	合計	350,391
支出	支部報印刷費	155,400円
	郵送費	91,780
	幹事会費	16,400
	山陰例会補助金	20,000
	事務・アルバイト費	12,500
	次年度繰越金	54,311
	合計	350,391

○昭和53年度予算

収入	前年度繰越金	54,311円
	支部補助金(本部より)	28,100
	会費	296,300
	合計	378,711
支出	支部報印刷費	150,000円
	郵送費	100,000
	事務・アルバイト費	17,000
	幹事会費	20,000
	四国合同例会補助金	20,000
	予備費	71,711
	合計	378,711

講　演　要　旨

若狭の高浜湾の和田の浜砂について

藤村　俊夫

若狭湾の底質は泥がちである(星野, 1971). 今回は, 同湾の支湾, 高浜湾の, 図(守屋・佐藤・西川, 1967)による水深100m線水平最短距離20km, これによる勾配0°.29の和田海岸西部の, 244,3361.7JD頃の観測と概査に基づく研究成果を概報する.

同部の上浅海亜帯(内海, 1956)最上部から南方へは, 地形的に概して, ①勾配1°.10の砂底, ②勾配略2°の含蛇紋岩微中礫中粒陸上浜砂面, ③海面上10m程の褐色砂の段丘, ④非典型蛇紋岩丘, に分けられる. ②の面上の肉眼視大のまばらな打ち上げ海生貝類殻は, その一般的生息環境(吉良, 1959;他)で図1を示すと共に, 深度10m弱以深の底質が, 大体, 細砂ないし泥であろうこと, 堆積物粒子の neutral point が, 通常, 深度10m以浅にあろうことを暗示する. ②の砂は, 視密度 1.74 g/cm³, 粒子平均密度 3.0 g/cm³, 粒子平均体積と同体積の球の直径0.29mm(ϕ= 1.8), 間げき率40% を示し, 東京天文台(ed, 1977, 他)などの諸値に比し, 砂としては高密な方であるなどが明らかである. 粒数で90%を占める非生物粒は, 淘汰のよい方であるが概して低円磨度で, その53%は有色粒である. 角ばった粒は一般的な緑色粒などと少量の石英などでなり, よく円磨された粒は微小なチャート粒などを含む. これらは, その供給が, おおむね高浜湾岸一帯にあることを示すものであろう. 同砂は生物硬粒を若干含むが, 四塩化炭素で浮かない粒が種類決定困難な大多数で, 浮く粒は, 砂の視体積, 視質量に対し, 各々, 61.3ind./cm³, 35.3ind./g を示し, 個体数百分率と共に示すとそれは, ⓐ海生有孔虫(ⓐ中, 陶器質29.0%, 砂質3.8%, 浮遊型0.5%)87.6%, ⓑ小型貝類(前述の貝類群とは組成が全く異なる)11.1%, ⓒ Podocopa, Calcarea, Cyclostoma など1.3%, よりなる. 主要組成を図2で示す約50種のⓐ全群は, 水深50m以深の要素に欠ぎ, 中世古(1953)の*E.*及び*T.*群集の中間相に類似する. このことなどから, ⓐの供給源は, おおむね高浜湾岸の前出の亜帯上部にあり, 概して同部の海底は, 流動的海水下の, 速い堆積の場であるとみられる. ⓑは海生種と若干の淡~気水種でなり, かなりが有彩色をもたない. ⓐ~ⓒ中の*Amphistegina radiata*, *Oliva mustelina*, *Turbo angyrostomus* indet., Scleractinia?, などは, 海面対現現地海面水温差(藤村, 支部報79)1~2°を示すものともみられよう.

問題は多いのであるが, 以上などからざっにいえば, ②の砂は汀線に平行な浅部での速い海水流の運搬物を含み, これを主に近岸循環などで渦縁にゆっくり淘汰堆積した modern sediment で, その粒子が海底から供給された深度は大半25m以浅, 最深40m程とみられ, 縄文中期以降の粒子を含んでいる可能性を否定しない. 最後に, 確実に②の砂中から, 直径293μの MD状体1個を認めたことを明らかにする。

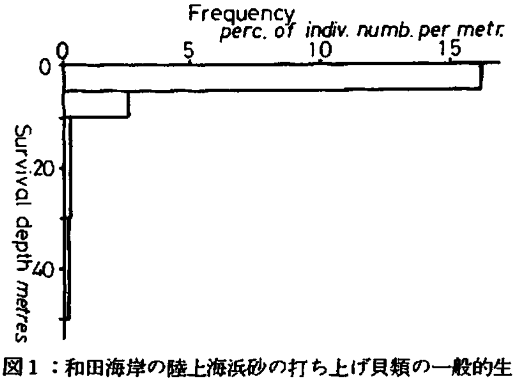


図1:和田海岸の陸上海浜砂の打ち上げ貝類の一般的生息深度の分布.

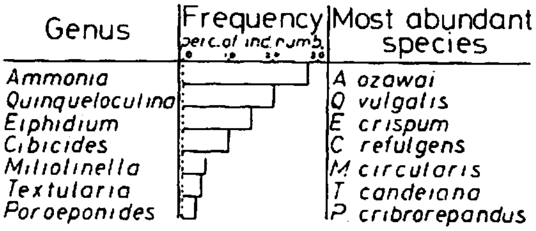


図2:和田海岸の陸上海浜砂表層の有孔虫殻群集の構成主要属

神鍋火山群の古地磁気

鳥居　雅之(京　大)
古山　勝彦(大市大)

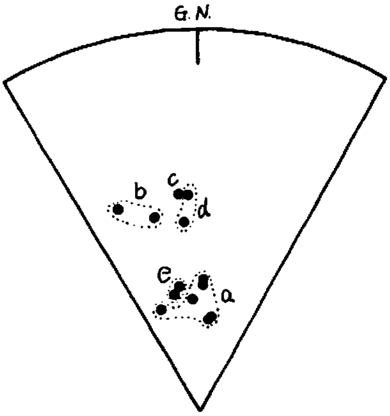
兵庫県城崎群日高町にある神鍋火山群は, 玄武洞などとともに噴石丘を伴うアルカリ玄武岩質火山として知られている. この地域の火山層序は古山(1973)によれば, 下位より, 西気火山, ブリ火山, 清滝火山, 大机火山, 神鍋火山の5つの単成火山があるとされた. 一方, 大机スコリア層直下の粘土層中の材化石の14C年代は19.250

(+750, −730)年B. P.と求められた.

演者達の主な目的は，第四紀の古地磁気データーのカタログを作ること，その結果を火山層序にフィードバックすることである. 試料の採集は，古山(1973)の層序に基づいて13地点で行なった. NRMの測定はスピナー磁力計を用い，各Siteより3ケのパイロットサンプルについて，150，250，350，450，550℃の段階熱消磁実験を行い試料の安定性を検討した. その結果熱消磁によって磁化方向に若干の変化が見られること，及び250℃での消磁がもっとも磁化方向の集中が良いことが判明した(表). 更にこの結果は図に示すように，各火山毎によいまとまりを示し，古山(1973)の火山層序とよい対応を示していると考えられる.

表 (250℃熱消磁)

Site	D	I	α_{95}	K	N	Rock type
1	2.1	63.2	7.0	119	5	ol-basalt
2	5.8	70.5	5.6	85	9	〃
3	6.8	69.8	2.5	414	9	〃
4	−2.7	65.9	4.7	123	9	〃
5	−21.3	66.6	4.5	132	9	〃
6	1.8	62.1	8.3	39	9	〃
7	13.3	46.5	4.1	156	9	ol-andesite
8	−21.7	42.6	7.3	51	9	〃
9	−5.0	42.3	3.9	201	8	driblet
10	−4.5	49.2	4.5	223	6	ol-andesite
11	−2.5	42.5	2.6	527	7	〃
12	−8.5	63.2	3.1	277	9	basalt
13	−11.5	64.6	4.0	165	9	〃



a 神鍋火山 (1～6)
b 大机火山 (7～8) ←2×10^4yr B. P.
c 清滝火山 (9)
d ブリ火山 (10～11)
e 西気火山 (12～13)

香川県小豆島の新第三紀火山岩類

巽 好幸(京 大)

香川県小豆島には，瀬戸内火山岩類に属する新第三紀火山岩類が分布している. この火山岩類に関して，従来いくつかの研究が行なわれてきたが，層序が不十分であり，活動時期に関しても，問題があった. 小豆島には，瀬戸内火山岩類に見られる種々の岩石が分布し，大阪東南部の二上山と共に，瀬戸内火山岩類のcollective typeと考えられ，これらの火山岩類を研究することは，瀬戸内火山岩類研究上，極めて重要である.

筆者は，小豆島の新第三紀火山岩類について，全体の層序を明らかにし，主要岩石について岩石学的検討を行なった. 更に，横山と共に，K-Ar datingを行ない，活動時期を明らかにした.

小豆島の新第三紀火山岩類は，"古生層"領家複合岩類，"広島花崗岩"，第一瀬戸内累層群に属する土庄(とのしょう)層群を基盤として発達し，層序，岩質・岩相より，下位から，坂手火山岩類，寒霞渓(かんかけい)火山岩類に区分される. 坂手火山岩類は，黒雲母流紋岩～安山岩の火砕岩，溶岩よりなり，寒霞渓火山は，斑状両輝石安山岩の火砕岩，溶岩(大部分"flat lava")及び Sanukitoidの溶岩，岩脈よりなる. K-Ar datingの結果より，寒霞渓火山岩類は，中期中新世の活動であることが判明した.

河野，植田(1967)が，高松市屋島の Sanukitoidについて K-Ar datingを行ない，5m.y.という結果を得たことにより，小豆島の筆者の寒霞渓火山岩類に属する Sanukitoid も，この間の活動であろうという考え方が支配的であった. しかし，今回その Sanukitoid の活動時期が，中期中新世であることが明らかになった以上，屋島の Sanukitoid の活動時期は，再検討の必要があろう. 従来，瀬戸内火山岩類の活動時期は，中期中新世と鮮新世の2 stage があると考える者が多かったが，中期中新世のみである可能性が高い.

小豆島産 Sanukitoid の，全岩組成におけるMg値(Mg / Mg + Fe)の検討により，それらのうちいくつかは，マントル橄欖石(Fo_{90}) と共存できる組成を有していることが明らかになった. この，本源マグマ組成を保持している可能性の高い岩石のうち，あるものは，玄武岩質であり，あるものは，安山岩質である. このように，同一時期に同一地域において，玄武岩質と安山岩質の本源マ

グマが生成されたことは極めて興味深い.

信楽高原西部に分布する大福礫層
―― 鮮新世古河川流路（古山城川）の発見 ――

飯田　義正（京　大）

大福礫層は，中新統綴喜層群の研究に付随して，中新統を不整合におおう礫層として，その分布の一部が知られていた（石田ほか1954）．演者の調査により，その全貌が明らかになり，いくつかの興味ある事実が得られたので，ここに報告した．

大福礫層は主に円～亜円の大礫からなり，いわゆる「くさり礫」状に強風化していることが多い．礫種は，流紋岩・チャート・ホルンフェルス・花崗岩・アプライト・砂岩・頁岩で，特に流紋岩質熔結凝灰岩を多量に含む．これらは，肉眼観察での類似性と地理的近接性から，湖東流紋岩であると判断する．大福礫層の層厚は約60ｍ，分布地域は北から関津，大石，小田原，大福，湯屋谷西方から犬打峠にかけての，南北13km・幅約1kmのまがりくねった帯状の地域である．各粒径ごとの礫種組成は，分布域全域にわたり均一である．全体として上方細粒化が認められる．岩質および基盤との関係から，大福礫層は，山間の大河川の本流系の大礫が，河谷を埋めた堆積物であると判断する．この河川を，古山城川と呼ぶ．湖東流紋岩礫の存在と imbrication から求めた古水流方向とから，古山城川の流向は北から南である．

大福礫層分布域の鮮新－更新統の層序と岩質による対比を表に示す．大福礫層は，伊賀盆地西部の島ケ原の古琵琶湖層群伊賀・油日累層下部の田山礫層（横山1974），北又礫層（近藤1968）と岩質が酷似することに基づき，対比した．Yokoyama（1969）の年代表によると伊賀・油日累層下部は約4m.y.B.P. である．これが大福礫層の年代であると考える．田山礫層以外にも，流紋岩礫を多量に含む大福礫層タイプの大礫層がある．それは，信楽礫層（近藤1968），和束の南の木屋礫層（新称），奈良北方丘陵の観音寺礫層（河村1975），奈良西部富雄の大阪層群の下位の大礫層，二上山北麓の関屋西方の大阪層群の下位の大礫層などである．これらは，いずれも非常に良く似た礫種組成・岩質を持つので，同一水系の一連の堆積物であった可能性が高い．これに基き，近畿内帯中央部の鮮新世前～中期の古水系とその変遷について考察した．すなわち，始め，大福→和束→木屋峠→奈良北方→富雄→二上山北麓という流路を採っていたが，２度の河川争奪により，大福→和束→木屋峠→島ケ原，大福→和束→信楽，という流路に変わった，という結論を得た．礫層の広域対比については，今後さらに検討してゆく必要があろう．流紋岩礫を多く含む大礫層は，上記以外にも存在する．例えば奈良市東北のソノハ礫層（粉川1954）等である．ソノハ礫層は礫種組成と層序の検討から，大福系統とは別の，もっと古い中新世のものであると考えている．

大福礫層の基底面つまり古山城川の接谷面は良好な変位基準であり，Neotectonics 研究に役立つ．古山城川の接谷面は，和束谷断層によって切られ，南西側より300ｍほど上昇している．また，和束屋以北では N35°E 1/15NW の平面をなす．これは和束谷断層以北のブロックの傾動運動を表している．

岩山・大石間の鮮新－更新統層序表

	層厚	岩質	古琵琶湖層群
禅定寺砂礫層	70m+	チャートに富む中礫大の円礫と花崗岩質砂	八日市累層
長ノ山泥礫層	60ｍ	古生層の亜角礫，泥質の基質．上部の泥層中に火山灰をはさむ．	蒲生累層
大福礫層	60ｍ	大礫サイズの円礫 large cobble の50％以上が流紋岩礫．	伊賀・油日累層
中新統綴喜層群			

泉州地域の洪積層ボーリングコア中の珪藻遺骸による同層の堆積環境

中川要之助（同志社大）
小泉　格（大阪大）

大阪府泉州地域の臨海部における地盤沈下を研究するために，大阪府は岸和田市と泉佐野市においてボーリングを行なった.

岸和田市のO.K.S.，No.1ボーリングではGL－105mでアズキ火山灰層を確認した他に，ピンク火山層や数枚の海成粘土層をも確認して，このコアにおける大阪層群の層準を明らかにした．これに対して，泉佐野でのO.K.S. No.2ボーイングコアではアズキ火山灰層をはじめとし，対比の手がかりとなる鍵層を確認できなかった.

このコアでの岩相層序は，おおよそのところGL－38mまでは砂礫，GL－125mまでは粘土と砂の互層，それ以深のGL－200mまではよくしまった砂層である．コアの肉眼観察によってGL－100m以浅に数枚の海成粘土を判別した．同志社大学の横山卓雄氏による同コアの古地磁気測定の結果によれば，最上部－逆帯磁，上部－正帯地，中～下部の長く優勢な逆帯磁は「松山逆磁極期」に相当し，上部の正帯磁は「ハラミヨ事件」に相当すると考えるが最も妥当であろう．これを確認するために，淡水～海水のいずれの水界にも，塩分濃度・温度・各種の無機塩類などに鋭敏に反応して生息している珪藻の遺骸にもとづいて，コアの堆積環境を判定し，海成粘土層の識別と層準を決定した.

ほぼ等間隔に採取した25個の試料のうち，珪藻殻を全く含まない下部層準からの3個を除き，各試料につき100個体の珪藻遺骸を同定し，算定した．全部で33属71種の珪藻が識別された．これを，塩分濃度に対する現生珪藻の分布に関するデーターによって，珪藻の生息区域毎にみてみると，淡水生珪藻は19属46種あり，個体数の多い珪藻は *Amphora ovalis*, *Cymbella ventricosa*, *Melosira distans*, *M. gnanulata*, *Pinnularia viridis*, *Stephanodiscus astrae*,　*S. niagarae* などである．汽水生珪藻は5属4種であり，*Coscinodiscus nothii* の個体数が最も多い．海生珪藻は15属19種であり，個体数の多い珪藻は *Cyclotella styloreum*, *Cymatotheca weissflogii*, *Diploneis smithii*, *Nitzschia cocconeiformis*, *N. punctata* などがある.

これらの珪藻の組み合わせが層準によって異なることにより，珪藻の生息区分にもとづいて層準毎の堆積境を判定することができる．すなわち，下位よりGL－145～－105m，－100～－80m，－70～－40m，および－30m層準に汽水～海生珪藻遺骸が存在している．すでに述べた古地磁気測定の結果と関連させると，GL－100～－80mをMa0，－70～－40mをMa1，－30mをMa2層準と考えることができる．これらの層準ではいずれも海生珪藻種の含有率が80%以上に達している．更に，GL－145～－105mでは汽水～海生珪藻種の含有率が20～30%もある．イエロー火山灰層をまだ確認していないので，確かなMa0層準の設定はなされていないが，GL－145～－105m層準を大阪層群堆積時の最初の海進（Ma0層準よりも下位）と考えられる．GL－70～－40m の海成層の中央（GL－50m）に，淡水生珪藻種の増加する部分が認められるが，これは大阪層群中の海成層（Ma1)の堆積機構に何らかの関連があると予想される.

今後は，丘陵地域の試料も含めてより多くの珪藻遺骸による分析を行って，この問題を調べると共に，これまで慣習的に言われてきた「海成層」や「非海成層」をも再検討したいと思っている.

奈良盆地西北部大阪層群の植物化石

南木　睦彦・松岡　数充
粉川　昭平（大阪市大）

現在では，温帯林と暖温帯以南の森林とに離れて分布している植物群が，共存するという興味ある植物化石群を報告し，その意義を検討する.

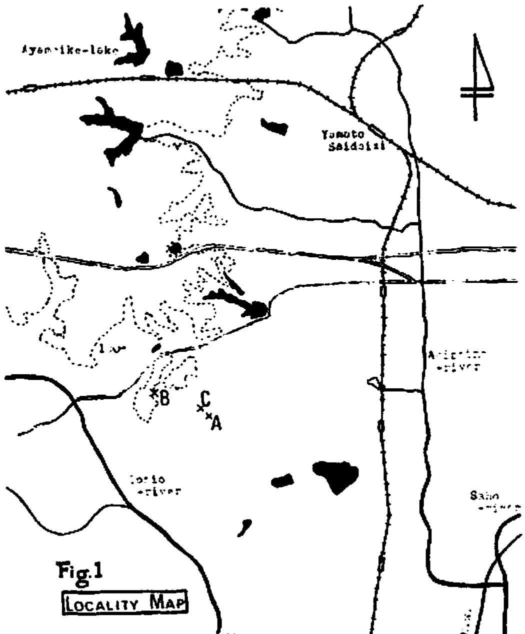
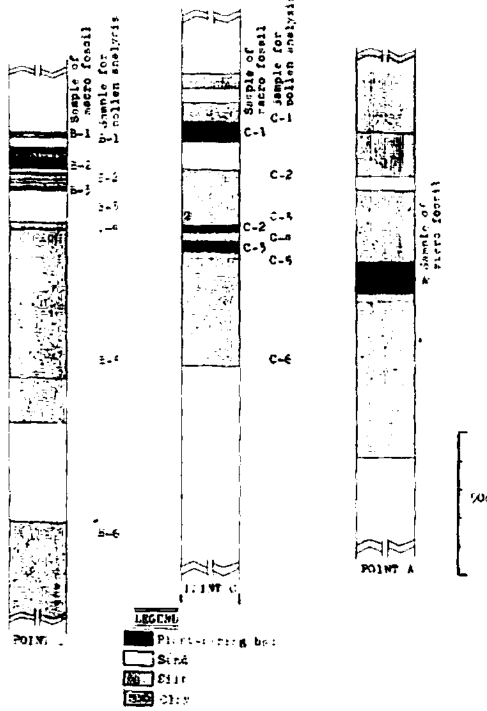


Fig.1
LOCALITY MAP

1．採集地点　奈良盆地西北部丘陵には，大阪層群下部の２枚の海成粘土層が分布しており，それぞれ模式地のMa1，Ma2に対比させている（中川1967）．今回調査したMa 2は，西大寺の西南約2.5kmの奈良市六條緑町付近に分布しており，その構造はほぼ水平である．植物化石の採集は３地点で行なった（第１図）．

2．採集方法　異質な気候条件を示す植物化石が，全く同一の層準から得られるのかどうかを確かめるため，単層ごとに注意深く採集した（第２図）．

Fig2　Columnar Sections of The Sampling Localities



3．植物化石　大型化石では，現在温帯林に分布するようなサワラ，ブナ属，サワグルミ属，ハリゲヤキ，アカシデ等が種類数，量共豊富であり，一方少量ではあるが，現在暖温帯以南の森林に分布するようなハスノハカズラ，センダン属，ナンキンハゼの類等も得られた．又花粉化石でも全く同一の傾向があり，ブナ属，モミ属，コナラ亜属等の温帯樹種が，少しのアカガシ亜属，サルスベリ属，フウ属等の暖温帯以南の種をともなっている．大型化石，花粉化石の両者共，これらの２つの植物群は同一の単層中に混在している事が明らかになった．

4．考察　異質の気候を示す植物化石群が同一の地層中より得られる時，次の５つの可能性が考えうるであろう．

TWO GROUPS OF FOSSIL PLANTS OF THE ROKUJŌ-YAMA AREA

Elements of temperate forests

Taxa of fossil	Remains	Occurrence	Present habitat
Chamaecyparis pisifera ENDL.	C. S. Sh.	A	B
(Cupressaceae)		R	
Abies sp.	Cs. L. P.	A-RR	A-B
Picea sp.	P.	RR	A-B
Tsuga sp.	Sh. L. P.	R-RR	A-UC
Pterocarya cf. paliurus BATAL.	N.	RR	B*
(Pterocarya-Juglans)	P.	RR	B
Ostrya cf. japonica SARG.	F.	RR	B-UC
Corylus sp.	P.	R	B
Betula sp.	P.	R	A-B
Fagus sp.	Cu. F. P.	A	B
Carpinus laxiflora BLUME	F.	C	B-UC
(Carpinus sp.)	P.	R	
Zelkova sp.	S. L.	R-RR	B-UC
(Zelkova-Ulmus)	P.	C	
Hemiptelea sp.	F.	C	B*
Hamamelis sp.	F. E.	RR	B
(Hamamelidaceae)	P.	RR	
Ilex cf. macropoda MIQ.	S.	RR	B-UC
(Ilex sp.)	P.	R	
Acer mono MAXIM.	F.	RR	B
(Acer sp.)	P.	RR	
Tilia sp.	P.	R	B-UC

Elements of warm-temperate to subtropical forest

Taxa of fossil	Remains	Occurrence	Present habitat
Cyclobalanopsis sp.	P.	C	B-E
Stephania japonica MIERS	S.	RR	C-E
Melia sp.	F.	RR	C-D
Sapium sp.	S. P.	R-RR	B-E
Paliurus sp.	F.	RR	C-D
Lagerstroemia sp.	P.	R	D
Osmanthus sp.	L.	RR	C-D
Callicarpa sp.	S.	C	B-E

LEGEND

Remains

P : Pollen	Cs : Cone scale
F : Fruit	N : Nut
S : Seed	E : Endcarp
Sh : Shoot	L : Leaf
Cu : Cupule	

Occurrence

	A	C	R	RR
Macro fossil (specimen)	~40	40~10	10~5	5~
Pollen grains (%)	~10	10~2	2~0.2	0.2~

Present habitat

A	Boreal forest
B	Temperate forest
UC	Upper Warm-temperate forest
C	Warm-temperate forest
D	Subtropical forest
E	Tropical forest

a．一方の植物化石群が二次化石として存在している．

b．一方の植物化石が海流による漂着である．

c．涼しい気候を示す植物化石群が後背山地より流れついた．

d．海岸沿いにのみ暖かい気候を示す植物が帯状に分布していた．

e．冬暖かく，夏涼しい気候であったため，２つの植物が共存し得た．

本例では，現在温帯林に分布する植物の化石が大量に得られ，又一方暖温帯以南の森林に分布する植物も，少量ではあるが常に混在して得られる．この事実はd，eの可能性を支持するように思われる．しかし，そのいずれであるかを決定するには，同様の例をさらに検討すると共に，物理化学的手法による古環境の推定をも加え，総合的に判断する必要があるだろう．

ともあれ本例は，第四紀における植物群の変遷や，古環境を考えるにあたり，単純な気温の上下のみでなく，年較差や湿度等の要因をも考える必要性があることを強

く示唆している.

文 献

中川要之助　1967；奈良盆地西部の大阪層群
大阪層群研究連絡誌No.1　P. 12～16

明石地域の第四紀層の問題

石田　志朗（京　大）

明石地域の新期新生代層は鹿間（1936）の研究のあと，市原他（1960）・市原（1960）で層序が改められ，地質図が発表された．その後石田（1970）が舞子貝層は屏風浦粘土層の上位であると層序の訂正をした．河名（1973）は明美礫層（高位段丘堆積物）が海岸砂州堆積物であることを述べた．演者は河名が海成の記拠とした日岡のサンドパイプは，高位段丘堆積物に不整合にお　われる大阪層群中のものであると観察していた．高位段丘の問題とその下位の大阪層群の層準の問題を解決したいと考えながら，明確な証拠をえられず年月を経た．その間大阪層群中の不整合の問題提起（中川・横山，1976）や東海地域の"海成中位段丘"が大阪層群上部層準であろうという見解（石田，1975）などが出された．高位段丘については，牧野内（1975），石田他（1977）の見解が提出されたが，なお高位段丘形成過程を大局的に説明するには十分といえないように思われる．

今年3月13日，神戸市垂水区神出町で，従来より知られていた高位段丘礫下の海成粘土とその上の火山灰層の露頭の東方で工事が行なわれ，これら火山灰・海成粘土層と下位の淡緑灰色粘土岩とが不整合に重なっていることを発見した（第1図）．下位の粘土岩というのは，いわゆる大阪層群下部の淡水成粘土で硬く，屏風浦粘土・大沢粘土層のようなもので，薄い火山灰を3枚はさむ．この粘土と斜交し，しまりのない"やわらかい"海成粘土～極細粒砂がオーバーラップしてのっている．厚さ3m前後である．その上位に *Pinus*･*Picea* の毬果を産する泥炭質泥があり，10～25cm 厚さの火山灰がはさまる．火山灰は粘土化しているが，下部にゴマシオ様の粗粒・重鉱物のめだつ部分があり，上部は白色・細粒である．この火山灰のゴマシオ様の部分の粒度組成と，その1/8－1/16㎜部分の結晶粒組成を表示する．その粒度の部分では結晶片多く，少量のガラス片を含む．ガラスは淡褐色で，細かい孔状のへこみ多く，また繊維状の細かい筋をもつものが多い．1/8㎜以上の粒度には黒雲母が含まれる．

㎜			重量%		粒数%
1	－	1/2	1.7	石英	26.3
1/2	－	1/4	2.8	長石	20.2
1/4	－	1/8	38.9	角閃石	42.1
1/8	－	1/16	11.5	斜方輝石	9.6
1/16	－		45.1	ジルコン	0.9
				アパタイト	0.9

海成粘土が大変締まりないこと（高位段丘面上よりボーリングの資料では，N値6～13），火山灰が信太山のMa9・10付近の和田・八田火山灰（吉川，1976）に似ていることから，大阪層群最上部と推定される．そして不整合下の淡水成粘土岩は屏風浦・大沢粘土層，あるいはそれに近い層準の地層で，アカシゾウ産出層準といえよう．

以上の結果，明石地域の第四系は，中位段丘以後のものは別として，下位の淡水成層と，それに不整合にのる海成層をはさむ上位層とにわかれ，下位層はアカシゾウを産し，上位層はナウマンゾウを産するかもしれない地層と考えられる．（第二図）下位層の時代は大阪層群下部（Ma0より下位）のどの層準か詳細にはわかっていない．アカシゾウ産出層準は奄芸層では笠田大池（2.5MY）から上，山田（1.5MY?）といわれる．上位の海成層をはさむ地層は，高位段丘面形成と関係があると考えるのが妥当であろう．高位段丘面をつくる堆積物はその下位の海成層などとは不整合ではあるが，Ma9・10・11（30～19万年）海進と高位段丘面の形成とは切り離して考えられないものであろう．そしてそれらはMa8 以下の大阪層群上部層とは，堆積域や堆積後の地殻変動のうけ方が異なるものであろう．

舞子貝層・高塚山粘土層などもMa9・10という予想で再考すべきであると考えられる．貝化石の内容（*Erodona amurensis* などを含むこと）やそれらの保存状態，大沢粘土層との違いなどを考慮すれば，Ma9・10付近の地層である可能性が十分考えられる．今後十分な研究を行ないたいと願っている．

第1図　神戸市垂水区神出町の不整合

	西　八　木　層（中位段丘堆積物）			
	新期明美礫層 旧期明美礫層（高位段丘堆積物）			
	砂礫層	上部sigr	大藏谷層	長坂新田層
	粘土層火山灰	川西cl		
赤坂cl東二見層	海成粘土層	舞子貝層		
山の下sigr	砂礫層	下部sigr		
松陰cl	屏風浦cl			
	谷八木sigr	大沢粘土層		
	林　崎cl			

第2図　明石地域の第四紀層層序表

後期新生代の区分についての提案，特にN／Q境界について

池辺 展生

（海外出張につき，原稿をいただけませんでした．）

熊野層群南部の層序と堆積

久富 邦彦（京 大）

中新統熊野層群は，紀伊半島東南部に広く分布し，四万十累層群を顕著な傾斜不整合に覆い，熊野酸性岩類に貫入，一部被覆される．また本層群は，潮岬火成複合岩類に，一部被覆され，一部貫入される．

本層群は下位より下里層（100～1800m＋），敷屋層（800～1200m），三津野層（500m）の三累層に区分される．下里層は主として，南部に分布し，シルト岩優勢の砂岩シルト岩互層を主とし，南方に層厚を増し，岩相も粗粒化する．敷屋層は，成層または塊状シルト岩から成り，一部砂岩，礫岩を挟有する．三津野層は，北部にのみ分布し，砂岩優勢で，一部炭層を挟有する浅海成層である．南部域では下里層は上部（互層，200～1400m）中部（シルト岩，100～400m），下部（互層，塊状細粒砂岩，100～800m）の三部層に区分される．

演者は，本層群南部域で，下位の二累層について，堆積学的検討を行なった．下里層には，フリッシュ様互層が発達し，Boumaの T_3，T_4 タイプが多い．敷屋層の成層シルト岩は，T_4 タイプで，単層底部に平行ラミナと級化成層がみられる．砂岩・シルト岩は，C-M図上では，Segment QR を示す同一直線上にプロットされ，粗粒砂岩に，一部 Segment PQ を示すものがみられる．また，シルト岩の級化成層は，上方に向かっての，粗粒fraction の減少・欠落によって形成されている．古流系は，安定した北からの供給を示し，スランプ構造からも南傾斜の右斜面が推定される．本層群南端部の下里層の上部には，西から東への流れが卓越する．これらの事実は，熊野層群は，その南部では，南傾斜の斜面上に形成された，turbidite Sequence であることを示している．

いっぽう，本層群南端の潮岬半島基部には，潮岬火成複合岩体に覆われる直下の層群（敷屋層下部）に，厚さ約30 m のスランプ構造が発達する．スランプを構成する地層は，石灰質泥岩，砂岩，円礫岩であり，泥岩と円礫岩中には，石英斑岩と同質のもの）の角ないし亜角の巨礫（最大3m）が含まれている．スランプ褶曲の軸は，東西性で約20°の低角で南に傾斜している(一次補正後)．また背斜頂部付近には，まき込み現象もみられる．このスランプは，南から北に移動したと考えられる．

以上の諸点から考察すると，現在，地上に露出する火成岩に先行して，石英斑岩の上昇があり，礫として石英斑岩を供給するような壁が形成されていた．さらに，本層群南部の一般的な東西性南傾斜の斜面とは異なり，東西性北傾斜の斜面が，本層群南端部に形成されており，この斜面は，少くとも，スランプが移動をおこす程度の傾斜をもっていたことが考えられる．

このような東西性の隆起帯が，北方から，タービディティ・カレントによって運搬されてきた堆積物をせきとめていたものと考えるならば，本層群南部で，南方ほど地層の層厚が増し，かつ，岩相も粗粒となることが説明できる．また，南端部の下里層上部にみられる東西性の古流向とも矛盾しない．

この隆起帯は，潮岬火成複合岩体の活動と密接な関係をもっていたことが考えられる．

潮岬構造帯の地質学的意義

三宅 康幸・久富 邦彦（京 大）

潮岬・大島地域には，塩基性および酸性の噴出岩および貫入岩類がみられる．これらの火成活動は，中新世の熊野層群堆積中に起ったものである．

この火成活動の起った時期には，熊野堆積盆中には，この地域を含めた東西性の隆起帯があったということが考えられる（久富，本講演要旨）．すなわち，潮岬・大島地域はこの隆起帯の一部が，現在，陸上にもみえている場所であると考えられる．ここにおける火成活動の性格について検討してみると，次のような，北方地域と異る性格をもっていることがわかる．

(1) 紀伊半島四万十累帯の，潮岬，大島地域より北方の地域には，熊野酸性岩類，大峯酸性岩などの中新世の酸性火成岩類がみられるが，中新世の塩基性岩の活動はみられない．それに対して，潮岬地域には，塩基性岩類の活動がみられる．塩基性岩類は，枕状構造をもつ玄武岩，斑レイ岩，輝緑岩，および輝緑岩々脈群よりなる．斑レイ岩のうち，カンラン石斑レイ岩は，通常数メートル，最大で，百数十メートルの直径のブロックとして，角閃石輝緑岩中に包有されて産する．両者の輝石の組成の検討から，カンラン石斑レイ岩は角閃石輝緑岩と同源的で，同一のマグマからの早期晶出相であることがわかる．その晶出時の圧力は，少くとも数Kb以上であったと推定され，その深度にまで達する断裂に沿って角閃石輝緑岩がカンラン石斑レイ岩のブロックを伴って貫入したと考えられる．

(2) 潮岬・大島地域の酸性岩類は，塩基性岩類と交互に活動しており，両者は密接な関係をもっているであろう．ここで，これら酸性岩および塩基性岩が両方ともこの地域に個有の火成活動の産物であるのか，あるいは，北方に分布する，熊野・大峯酸性岩類と一連の酸性岩がこの地域にも産し，塩基性岩の活動と重複しているのかという問題がある．

潮岬・大島にみられる酸性岩類は，流紋岩質火砕岩，文象斑岩，石英斑岩，シソ輝石石英斑岩などであるが，いづれの岩石中にも，カリ長石は全く含まれない．このこと，カリ長石を普遍的に含む熊野・大峯酸性岩類とは対照的な岩石学的性格である．大庭（1966）は四

万十累帯西部に分布する新生代の花コウ岩質岩類と，グリーンタフ区の花コウ岩質岩類とを比較し，前者が高いK_2O/Na_2O値で，後者が低いK_2O/Na_2O値で特徴づけられることを指摘した．このことを考え合せれば，潮岬・大島地域の酸性岩類は，熊野，大峯酸性岩類を含む西南日本外帯の酸性岩類と異る性格をもっている．このような性質のちがいに合せて，潮岬・大島の酸性岩類は，熊野酸性岩類と，活動の時代も異っており，前者は，後者とは，別個の，潮岬・大島地域に個有の火成活動の産物と考えられる．

以上述べたように，潮岬・大島地域は，北方地域と異なり，隆起運動の場であり，しかも火成活動の点からも，深部に達する断裂を伴う塩基性火成活動と，西南日本外帯において独特な性格をもつ酸性火成活動とが密接な関係をもって起ったことがわかる．

すなわち，この地域は，中新世に，北方の地域と異る上記のような運動の起こった地域であり，潮岬・大島地域を含む，最初に述べた隆起帯を，潮岬構造帯とよぶこととし，今後，海洋地質の調査で得られている，隆起帯や，火成岩体の存在を示すデーターと合せて，その実体を明らかにしていきたい．

紀伊半島地域では，この構造帯をはさんで，北部は，隆起の場に転じ，それに対して南部は，中新世以後も沈降し堆積作用の場である．この構造帯は，このような相異る発達史をたどる地域を区分する境界としての意味をもっていると考えられる．

高知県領石・物部川地域の秩父累帯白亜系の変形

伊熊　俊幸（大阪市大）

高知県物部川流域の秩父累帯北・中帯に発達する白亜系の変形過程について構造解析を中心に考察した．

はじめに褶曲構造の形態的特徴について述べる．領石地域では，白亜系とその基盤の古生界との関係は斜交不整合であり（天狗岳不整合，八京地域の不整合），古生界の向斜構造がそのまま白亜系に反映されており，白亜系は盆状構造をなしている．

上韮生川地域では白亜系は一向斜構造をなし全体として“開いた褶曲”（褶曲軸部の曲率が小さい）る呈する．

大栃地域では北翼部が逆転した複向斜構造をなし，向斜軸はNE－SW のトレンドをもつ．複向斜構造の中軸部付近および南翼部には波長のオーダーの小さい褶曲構造（半波長200～500m程度）が認められる．それらの褶曲について幾何学的な解析を行なった．南翼部は吹越構造線によって切られ，全体として白亜系の褶曲構造は，北翼部が逆転し，南翼部が不完全な扇形褶曲に近い形態を呈する．

本地域に発達する断層としては次のものである．①北帯を占める中・古生界の境界に位置する御在所山衝上線．②中・南帯の境界に位置し，白亜系の現在の分布の南限を画する吹越構造線．③上韮生川地域では白亜系の南限を画し，大栃付近で吹越構造線を斜めに切り仏像構造線（の一部）に延長するとみなされる上韮生川断層．④白亜系中を通り北・中帯を分ける格佐古川構造線．御在所山衝上線は，一般走向がNE— SWで，傾斜が浅部で低角度から深部で高角度まで変化する逆断層である．吹越構造線・上韮生川断層はともに一般走向はNE— SWで急斜し，低角度を示す部分は認められない．その形態は白亜系に対して南側の基盤の上昇による高角逆断層である．上韮生川断層は白亜系基盤の配列および断層線の配列からみて，直線上の左横ずれ成分の卓越した断層でもある．

白亜系中に発達する断裂系（節理系，小断層系）については，comptent layer unit 中の節理，incomptent layer unit 中の小断層を主として解析した．

以上述べたことに基づいて白亜系の変形過程について考慮する．(I)白亜系堆積後，白亜系堆積盆地の延長方向に対しほぼ直交する方向に側方圧縮力が作用する変形を受けた．この変形像のあらわれとして領石地域における盆状構造，上韮生川地域における一向斜構造の形態をあげることができる．側方圧縮場での褶曲形成時には褶曲軸部と翼部において断裂系のパターンに差異がみられる．断裂系の解析から側方圧縮時の褶曲層上部および下部の軸部付近では引張領域，翼部では圧縮領域におかれていたことが推論される．(II)この側方圧縮場の継続のもとでかなり短縮が進んだ段階で，すでに基盤の古生層中に存在していたと考えられる既存裂罅の再活動としての広域的な基盤ブロック運動が起った．そのあらわれが御在所山衝上線，吹越構造線の形成である．このことはNW—SE方向に最大圧縮主応力(σ_1)が配置していた応力場が何らかの原因でσ_1が鉛直方向に配置する応力場に転換したことを意味する．これらのことから白亜系中に発達する断裂系は褶曲形成に関連して形成されたものと考えられる．さらにその後の基盤ブロックの上昇期に，既に形成されていた断裂系のパターンの再配列が行なわれたと解される．この基盤ブロックの上昇運動によって白亜系の大構造がさらに重複変形を受けた．すなわち白亜系の大向斜構造の北翼部が逆転し，褶曲軸面が北に傾くこと

である．Ⅲ最後の変形段階で上韮生川断層によって御在所山衝上線，吹越構造線が切られ，また秩父累帯の諸層はこの断層によって左横ずれ変位を示すように再配置された．この断層に沿う走向隔離は約12kmである．

また領石，大栃，上韮生川の三つの地域において白亜系の変形構造形態の相違が見られる．これは，それぞれの地域が変形過程のなかでの変形像の相違を反映しているものとみなされる．なおこの一連の変形過程の時期は白亜紀後期以降～始新世中期以前であろうと推察される．

志摩に分布する上部ジュラ系今浦層群産出の珊瑚化石の研究（予報）

山際　延夫（大教大）・藤田　孝子（沢池小）
辻井　安喜（布施北高）・鳴橋　憲一（大教大）
和田　朋子（瓜破東小）

今回私達は志摩半島に分布する上部ジュラ系・今浦層群産出の珊瑚化石を研究し，六射珊瑚18属51種（内新種9種），床板珊瑚2属2種を報告した．これらの珊瑚化石は，今までに志摩の上部ジュラ系より産出した二枚貝類と時代的に一致する．なお，今回私達の報告した珊瑚化石の記載報告は，後ほど詳しく発表する予定である．

四国四万十累層群中のトリアス紀岩体

八尾　昭（大阪市大）
大和大峯研究グループ

四国の四万十累層群葉山層分布域（甲藤ほか，1961）内から，大きなトリアス紀岩体を2地点（Loc. 1, 2）において発見した．

〔Loc. 1の岩体〕

位置：高知県香美郡香我美町末延

大きさ・形：250×100m，レンズ形，ENE—WSW方向に長軸をもつ．

岩相：灰白色塊状および礫状石灰岩．チャート礫（径数10cmまで）を含む．北側にチャート層（厚さ約5m）を伴う．

産出コノドント化石：石灰岩より *Metapolygnathus abneptis*.

年代：トリアス紀後期

〔Loc. 2の岩体〕

位置：南国市十市の八丁，高知市池の丸山・大浦にまたがる地域

大きさ・形：1500×120m の層状岩体．ほぼ東西ののびをもつ．

岩相：灰白色塊状・礫状・層状石灰岩．層状部はチャートと互層する．八丁ではチャート層を南側（層厚約5m）と北側（層厚約50m）を伴い，大浦では緑色岩類（層厚約5m）を伴う．

産出コノドント化石：*Metapolygnathus abneptis*（石灰岩下部），*M. posterus*（石灰岩上部）．

年代：トリアス紀後期

両岩体とも，堆積構造・産出化石とその産出順序・岩相などから後期トリアス紀岩体であると判断される．この岩体の諸特徴は，北側の秩父累帯に分布する三宝山層群のそれと酷似する．

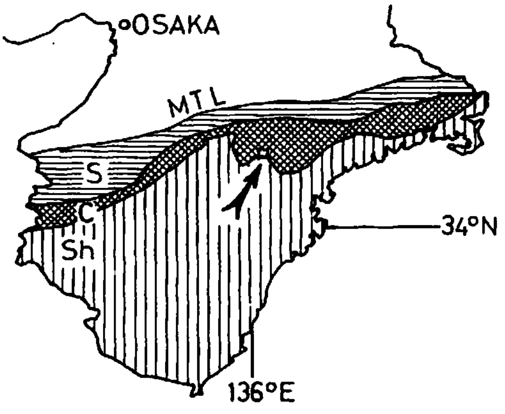
両岩体は，泥岩層（葉山層の一部に相当）中に分布する．泥岩層は，薄い砂岩層をはさみ，堆積時ないし後生の擾乱をほとんど受けていない．岩体と泥岩との接触面は，両者の地層面と多少斜交し，すべり面などは認められない．岩体の解釈として，(1)白亜系中に断層ではさみこまれたブロック，(2)白亜系中のオリストリス，(3)周辺の泥岩層も含めてトリアス系，などがあげられる．しかし，どの解釈が適切かは，今後の課題である．

大和柏木地域のコノドント化石

松田　哲夫（大阪市大）
大和大峰研究グループ

大和大峰研究グループは紀伊山地中央部の秩父累帯と四万十累帯にまたがる地域の層序と構造の検討を続けてきた．今回のコノドントによる年代の検討は，南浦・大和大峰研究グループ（1977）で報告した川上村地域を中心に行った．

調査地域（第1図）の古期層はみかけ上，下位からA，B_1，B_2，C層に区分され，ほぼ東西走向で北傾斜の同斜構造をなす．A層は四万十累帯北縁の地層群に類似し，



第1図　調査地域の位置　　MTL：中央構造線，
C：秩父累帯，Sh：三波川帯

B_2，C層は"三宝山層群"の一部に相当すると考えられる．B_1層は泥岩を主とし，種々の年代を示すレンズ状岩体を含む．今回コノドントによりB_1，B_2層のおもに石灰岩の年代を検討した．

産出したコノドントの主なものを第2図に示す．

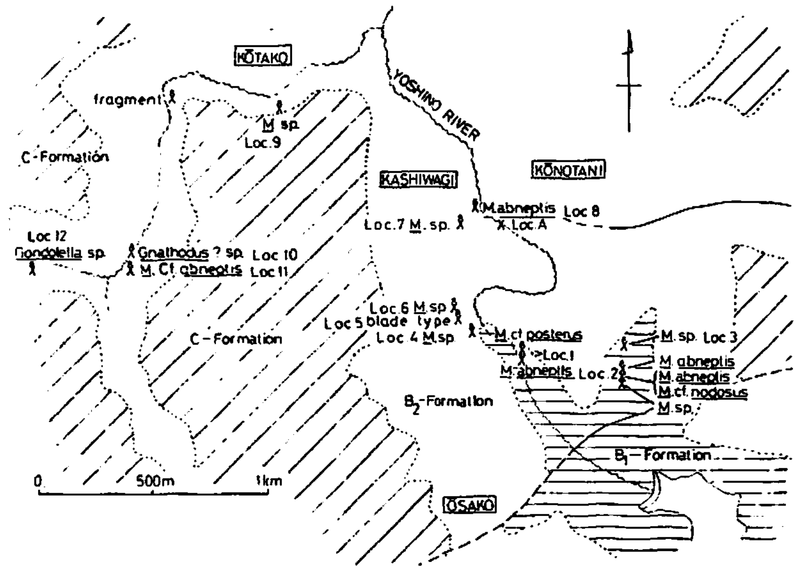
B_1層に含まれるリボン状チャートを含む石灰岩およびそれに伴うチャートから，Upper Carnian ~ Norian型の *Metapolygnathus* 属を中心とするコノドント化石を得た．Loc. 1ではみかけ上，下位から *M. abneptis*，上位から *M.* cf. *posterus* を産する．Loc. 2ではみかけ上，下位から *M. abneptis* および *M. nodosus* を，上位から *M. abneptis* を産する．KOZUR and MOSTLER (1971) によれば，*M. nodosus* は *M. abneptis* より前期型，*M. posteras* は同じく後期型とみなされている．両Loc.とも化石の産出順序による地層の上下がみかけの上下と一致する．

B_2層のLoc. 10～12はリボン状チャートを含む石灰岩，Loc. 4～9は塊状"無化石"石灰岩であり，特にLoc. 7, 8は厚層をなす岩体である．上記2種の両石灰岩とも *Metapolygnathus* 属を産する．また，保存不良であるが明らかにより古い型のコノドントを産する石灰岩も分布する（Loc. 5, 10）．

牧野（1976）は本地域と一部重複する北隣りの地域を検討し，白川渡層（B_2層に相当）から紡錘虫化石（第2図Loc. A）やペルム紀型のコノドント化石を産する事から，本層はペルム系であるとし，上位の上部トリアス系井光層（C層に相当）とは不整合関係にあるとした．しかし，今回明らかになったようにB_2層（白川渡層に相当）はペルム紀岩体のほかに明らかにトリアス紀の岩体を含む．

南浦ほか（1977）はB_2，C層の関係は一連整合であるとしたが，牧野（1976）はC層に相当する井光層分布域の多くの地点から *Metapolygnathus* 属をはじめとする，トリアス紀後期型のコノドントの産出を報告している．B_2，C層の関係については再考が必要であり，現在検討中である．

三宝山帯（秩父累帯南帯）には各地にリボン状チャートを含む石灰岩および厚層をなす塊状"無化石"石灰岩が分布する．リボン状チャートを含む石灰岩から *Metapolygnathus* 属を中心とする群集が各地の三宝山帯で産する事は既に指摘した（松田・岩橋1977）．本地域では *Metapolygnathus* を産する岩体（Loc. 1～3, 11）ほかにより古い年代を示すコノドントを産する岩体（Loc. 10）の2者が認められる．厚層をなす塊状"無化石"石灰岩にかんしては，三宝山地域および愛媛県法花津地域からトリアス紀後期型コノドント化石が報告された（松田・岩橋1977；坂上・渡辺1972）．神瀬層群の厚い無化石石灰岩（大阪間層，鍾倒層）も最近のデーターから上部トリアス系または中部トリアス系であろうとされている（勘米良，1977）．本地域の厚い塊状"無化石"石灰岩体も上部トリアス系である事が確認された．すなわち三宝山帯に特徴的に見られる厚層をなす塊状"無化石"石灰岩の多くが，上部トリアス系ないし中部トリアス系である事が指摘される．



第2図　コノドント化石産出地点および産出化石

四国中央部秩父累帯北帯“古生層”のコノドントによる年代の再検討

磯崎　行雄（大阪市大）

従来，秩父累帯北帯の先白亜系については石灰岩中の紡錘虫及びサンゴ化石から，そのほとんどが二畳系及び上部石炭系からなるとされていた．しかし最近，関東山地の北帯のチャート及び石灰岩 (KOIKE *et al*., 1971; 佐藤ほか，1977) や紀伊半島西部の北帯のチャートから（前島・松田，1977），また四国において三波川南縁帯の石灰質片岩や御荷鉾緑色岩類中の石灰岩から三畳紀型コノドントが発見された．（松田，1978; 桑野・須鎗，1978）．三波川帯と秩父累帯の層序及び構造的関係を明らかにするうえでも北帯の所謂古生層のコノドントによる年代の再検討が急務となっている．筆者は帯区分が明瞭でかつ北帯が幅広く分布する四国中央部において所謂古生層の年代検討を試みた．

調査地域を Fig. 1 に示す．黒瀬川構造帯相当の蛇紋岩帯に北接する所謂古生層は，岩相からA, B, C, D層及び準片岩類の5つに区分され，互いにすべて断層で接する．A，B層は白亜系に不整合に被われる．

A層は従来休場層（石崎，1960）とされたもので，主に砂岩からなり，特異な石灰岩礫岩である休場礫岩を含む．休場礫岩には多くの動物化石が含まれ，その内最も若い年代を示す *Lepidolina kumaensis* を産することから，従来礫岩及び周囲の地層は二畳紀新世と考えられた．今回A層中に一見整合的に挟在される0.5〜5m厚の小チャートレンズ（A_1, A_3）から Table 1. に示すコノドントを得た．これまで *Streptognathodus* 属の報告は上部石炭系〜下部二畳系内に限られている (CLARK & BEHNKEN, 1971　)．*Gnathodus sicilianus* BENDER & STOPPEL はシシリーの中部二畳系 Socio 層から記載された種である (BENDER & STOPPEL, 1965)．各々のチャートレンズは他の年代を示す個体をまじえないことから，チャート自体の年代を示すと考えられる．チャートの産状が *Lepidolina* を産する周囲の地層に一見整合的であることから，A層が年代を異にする地層を見掛上整合的に挟在することが明らかとなった．

B層は従来C層と一括して白木谷層群 (SUYARI, 1961) とされた地層で，主に緑色岩類とチャートからなる．従来産出化石は皆無であったが，今回チャート及びドロマイト層から Table 1 に示すコノドントを得た．その内で産出レンジの最も短い *Streptognathodus* 属の産出によりB層の年代が石炭紀新世〜二畳紀古世の間にくることが明らかになった．

C層は主に厚い石灰岩と緑色岩類からなりチャートをほとんど含まない．従来石灰岩より多産する紡錘虫から年代は二畳紀古世〜中世とされた．（石崎，1960；SUYARI，1961）．今回 *Streptognathodus* sp. が得られ，これは従来の見解と調和的である．

D層は従来上八川累層 (SUYARI, 1961) とされ，主に厚いチャート，緑色岩類及び砂泥互層からなる．散点的に分布する小規模石灰岩レンズ中の紡錘虫から二畳系下部〜中部統と考えられた（橋本，1955；鈴木，1968）．今回 Table 1 に示すコノドントを得た．*Metapolygnathus* 属の報告はこれまで中上部三畳系内に限られている(KOZUR, 1972　)．*Neospathodus* sp. としたものは basal pit

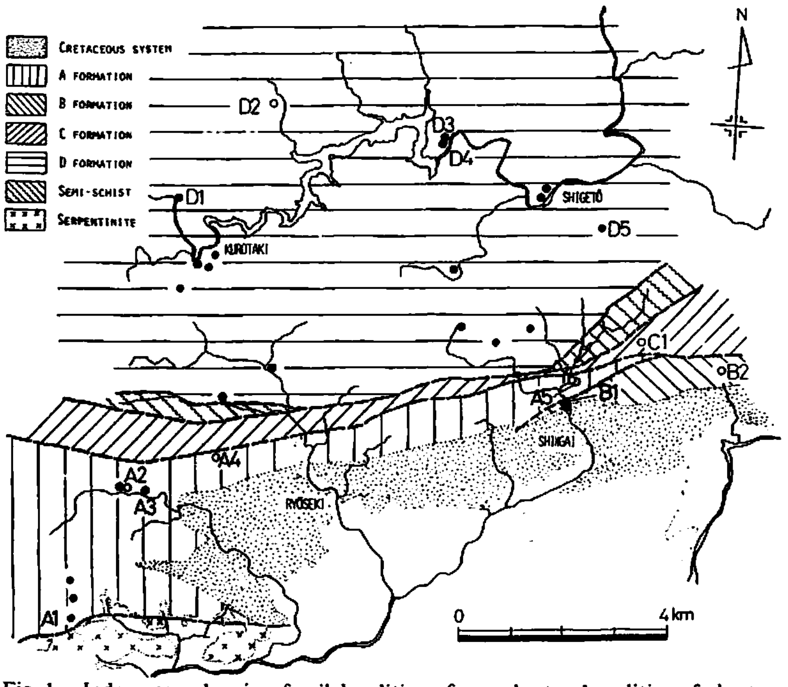


Fig. 1. Index map showing fossil localities of conodonts. Localities of chert samples are symbolized by the filled circles, and those of carbonate rock (limestone or dolostone) samples by the open circles.

をposterior endにもつ．このような型はこれまで三畳系からのみ報告されている．(SWEET *et al.*, 1971)．この様にD層中に中上部三畳系の存在が認められた一方，ドロマイト層からは石炭紀～二畳紀型コノドントを得た．桑野・須鎗(1978)も当地域西北部から石炭紀を示すコノドントを報告した．この他にD層分布域内に三畳紀古世型二枚貝を多産する黒滝石灰岩(NAKAZAWA, 1971)があるが，既に露頭は消失し産状は不明である．この様にD層中には様々な年代を示す地層があり，今後古い年代を示す石灰岩やドロマイトの産状の検討が必要と考えられる．

Table 1. List of conodonts from the study area.

SPECIFIC NAME \ LOC. NO. \ FORMATION	A					B		C	D				
	1	2	3	4	5	1	2	1	1	2	3	4	5
Streptognathodus cf. *elongatus* GUNNELL					•								
Streptognathodus sp.	•			•	•	•	•	•					
Gnathodus staffelensis BENDER & STOPPEL			•										
Gnathodus sp.					•		•			?			
Idiognathodus sp.		•			•								
Anchignathodus sp.						•							
Neospathodus sp.									•				
Metapolygnathus sp.											•	•	•
Gondolella sp.	•	•	•	•	•	•			•				
Hindeodella sp.		•			•								
compound type	•	•	•	•	•	•	•	•			•	•	•

三波川帯の基盤についての考え

岩崎　正夫(徳島大)

ある厚さの地層があり，その下底がどこにも露出していない場合，その地層の下にどの様な基盤があるかを推定するには，いくつかの地質学的手法が考えられる．そのひとつとして，地殻変動によりその下位から押し上げられて来て現在地上に露出している岩石を検討する方法により三波川帯の基盤を考えた．

みかぶ帯を構成する緑色岩類を原岩に復元すると，2種類のはんれい岩があり，ひとつはキュムレートの一部として小規模に産出するはんれい岩，ひとつは，オリストリス，岩塊，礫としてオリストストローム層中に包含されて出現するはんれい岩である．

四国東部その他の地域で，みかぶ帯と秩父帯との境界の秩父帯内には，赤色頁岩をマトリックスとする火山性礫岩層が出現し，その礫は，みかぶ緑色岩類由来の岩石である．また，淡緑色珪質頁岩，淡緑色珪質砂岩が発達し，これらの堆積物の構成物質は，石英，長石，輝石，角閃石，少量の黒雲母である．火山性礫岩層に斜長石花崗岩礫を含有することと考え合せると，かつて，みかぶ淡色岩類の一部に斜長石花崗岩～流紋岩質火山岩(いわゆるケラトファイヤー)があり，それが削剥されて秩父帯北縁に堆積したとみられる．つまり，現在は秩父帯とみかぶ緑色岩類との境界は明らかに断層であるが，本来は秩父帯の堆積物は，みかぶ緑色岩類形の火山活動終了後大きな時間的間隙なしに，みかぶ緑色岩類の上に一種の不整合関係で堆積したものである．つまり，火山性礫岩層は，秩父帯北帯の地層の基底礫岩とみなされる．

すなわち，すくなくとも秩父帯北帯では，その堆積物がみかぶ緑色岩類を基盤として堆積している．

三波川帯と秩父帯とがひとつづきの連続した堆積盆で，両者の堆積物がほぼ同時代に属し，現在単に変成度がちがうだけであるという立場に立てば，三波川帯の基盤もまたみかぶ緑色岩類であるということになる．

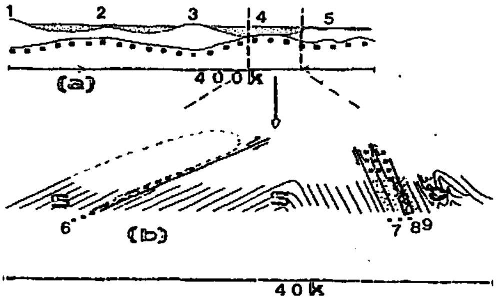
三波川帯に出現する塩基性片岩には，枕状溶岩や迸入岩体はすくなく，その大部分が，火山性砂岩，火山性泥岩で，ほかの火山体の削剥に由来した物質からなる堆積岩である．この様な特徴は，みかぶ帯の緑色岩類が全体として下位の層であり，三波川帯の塩基性片岩が上位の層であることを示している．

三波川帯の中で，蛇紋岩はでたらめに所きらわず出現するのではなくて，ほぼ一定の帯に出現する．この蛇紋岩帯は，三波川帯で確認されている大きな横臥背斜の南翼部，衝上断層のあたり，つまりナッペの下底部に近い位置に相当する．しかも，蛇紋岩体を含む帯では，ある幅に渡って，泥質片岩と蛇紋岩または滑石片岩がこまかに互層または混合している．この様な泥質岩—蛇紋岩の産状は，この帯が泥質岩をマトリックスとし，蛇紋岩体を岩塊および礫とするテクトニック・メランジュであることを示している．

メランジュ層に，蛇紋岩，はんれい岩の岩塊が出現することは，三波川帯プロパーの基盤も，はんれい岩，超塩基性岩である可能性を示している．

現在の三波川帯，みかぶ帯，秩父帯の野外調査から推定できるこれらの帯の基盤岩は，超塩基性岩，はんれい岩であり，はんれい岩の上位には枕状溶岩，ハイアロクラスタイトがくる．これは，明らかに海洋性地殻であり，三波川帯の原岩は海洋性地殻の上に堆積した．この海洋性地殻は，その後の圧縮により，その断片がみかぶ帯の枕状溶岩およびオリストストローム層中のはんれい岩々塊または礫として露出している．この圧縮によって，三波川帯の地殻は厚くなり，後の火成作用により火成岩体

が附加されているので，現在の地殻の厚さは三波川帯の原岩形成時の厚さより何倍も厚くなっているであろう．



(a) Schematic reconstruction of the cross section through the south-western Japanese Islands in the early Pleozoic.
1: Hida Zone (continent), 2: Mino-Tanba Zone, 3: Old Ryoke Zone (subcontinent, now completely disappeared), 4: Sanbagawa-northern Chichibu Terrain, 5: Southern Chichibu Terrain. The stippled area designates the sediments in geosynclinal domain. Black squares represent the layer which is composed of basalt, gabbro and ultrabasic rocks.

(b) Present-day schematic cross section through the Sanbagawa, Mikabu and northern Chichibu Zones. The area of the (b) approximately correspond to the interval between the two vertical lines of the (a).
6: Tectonic mélange. Gabbro and serpentinite blocks with pelitic matrix. 7: basaltic rocks. 8: Olistostrome with gabbro olistolith. 9: Volcaniclastic sediments.
S: Sanbagawa Terraine, 7 & 8: Mikabu Zone, C: Chichibu Terraine.

丹波層群 f 層の紡錘虫と腕足類化石の産状とその意義

清水大吉郎（京都大）・武蔵野　実（京都教育大）・丹波地帯研究グループ

丹波地帯の丹波層群は従来から大部分二畳系とされてきたが，1967年以来多くの三畳系化石が発見されている．丹波地帯研究グループ（1969，1971，1974）は，丹波層群をa～f の各層に区分し，二畳系と考えていたが，その後多くの地域は三畳系であることが判明し，現在丹波地帯中央部での層序を再検討している．これまでのところ，従来のa，b，c，d，e層分布地域に多くの三畳紀コノドントが発見され，f 層とは断層で接することが明らかになった．f 層から上位の地層は周山向斜・雲ケ畑向斜を形成し，一連のものと判断されている．そのうち i 層からより上位の地層からは三畳紀と考えられるコノドント化石が得られている．

f 層産の紡錘虫化石が，従来この地域の丹波層群を二畳系とする根拠とされてきた．しかし，それらはシャールスタイン層中の石灰岩レンズからで，露頭状況が不良のため，詳しい産状は知られていなかった．丹波地帯研究グループは京北町井戸南方の調査でいくつかの化石を発見し，またその産状を詳しく観察することができた．

大祖父谷および小祖父谷地域では f 層はピローブレッチャやハイアロクラスタイト性の堆積物からなり，下位に黒色千板岩をはさむ．本地域の東方の灰屋川地域の f 層で，岡市ほか（1975）が報告した枕状溶岩は，本地域には分布しない。

産出化石は	紡錘虫	Pseudofusulina sp.
		Schwagerina sp.
	腕足類	Uncinunellina sp.
	巻　貝	“Pleurotomaria” sp.
	三葉虫	属種不明

である．これらの産状はレンズ状石灰岩に含まれるものもあるが，多くは単一の個体としてマトリックス中に含まれている．紡錘虫には個体の周縁部が破壊されているもの，全体の形が歪んでいるものが見られる．薄片で観察すると，紡錘虫の内部の房室はほとんど二次的に成長した方解石結晶で充填されているが，外周部には方解石の沈着は少なく，多くの部分がマトリックスによって充填されている．最外周の破壊された殻壁には，まったく方解石の沈着がなくてマトリックスに包まれているものもある．これらのことは紡錘虫の房室がまだ空隙として存在していた時期，つまり生存時あるいはその後あまり時間を経過していない時期に，火山砕屑性の堆積物によって埋積されたものと判断するに充分である．

f 層産の紡錘虫化石は二畳紀前期のものであり，それは f 層堆積時期をもほぼ示すものといってよい．

箕面治水ダムダムサイト附近の地質

佐伯　宏（関西土木技術センター）

箕面治水ダムは現在大阪府によって建設が進められている堤高約40 mのロックフィルダムで大阪府では滝畑ダムと共に初めての本格的ダムである．位置は箕面市市街地の北約4㎞で，猪名川支流箕面川の上流が北摂山地に深い谷を造っている場所で，名勝箕面滝の上流約1㎞で勝尾寺にも近く竣工後は北摂の新名勝となると思はれる．

ダム建設についてダムサイトの地質構造は最も重要な問題で，その地質構造全般の把握と共に建設に対し影響を及ぼす可能性のある局部構造についても徹底的な解明が必要であり，300m×200mの狭い地域に地表踏査,物

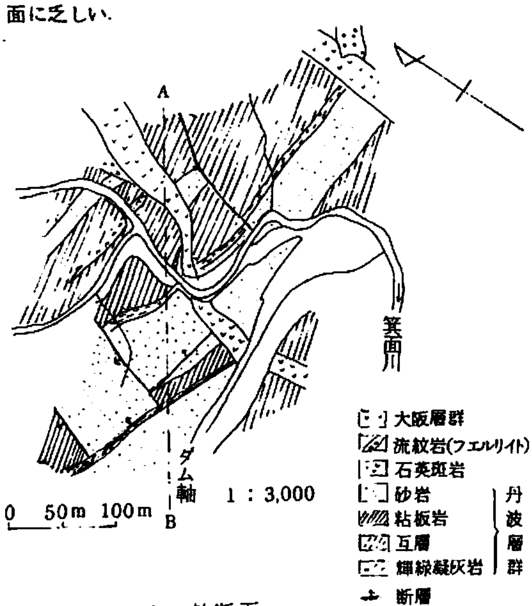
探の外に試錐約40本，調査横坑6本を堀り詳細な調査を行い通常の調査では得られない貴重な資料を得たので報告したい．

北摂山地は丹波高原の東南端を占め，箕面高槻構造線を境にして大阪平野千里丘稜から400～500mも急に高くなり，山頂部附近に大阪層群の地層を部分的に残す平担面をもち近時の著るしい差動を示している．久安寺川，箕面川の谷は激しい侵蝕を行って深い渓谷をなし，斜面は急で谷中には堆積物は殆んどない．

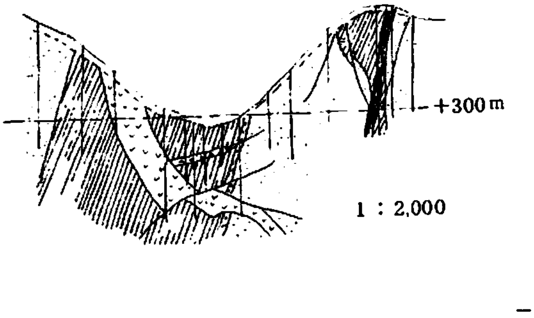
調査地の地質は平，断面図に示す様に殆んどが丹羽層群の古期堆積層からなり，砂岩粘板岩を主としチャートは全く見られない．

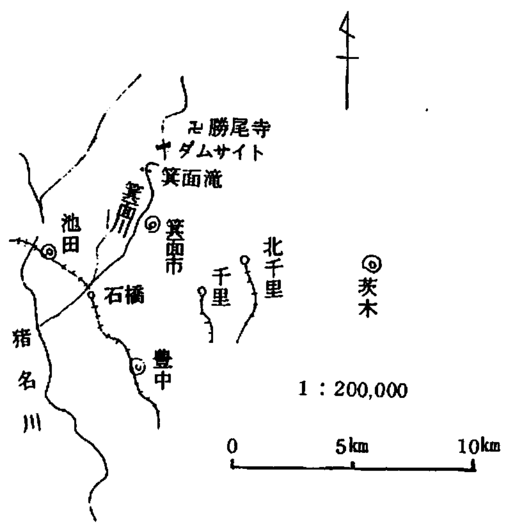
地層の走向は東西で北に60°～80°で急斜した単斜構造を示すが，粘板岩では層内褶曲が認められる．地層走向に近い断層とこれに直角な断層系があり，ブロック状になっており，断層（主に南北性）に伴って石英斑岩，フェルサイトの岩脈が迸入している．

砂岩は石英，斜長石粒を主とした中粒砂岩で密に膠結され，珪化緑泥石化を受け石英細脈が各所に見られる．堅硬で急崖を造り地表部では張力割れが見られる．層理面に乏しい．



ダム軸断面





粘板岩は黒色緻密で剥離面の発達は良くない．一般に単層は厚く20m～50m位のものが多く，砂岩粘板岩境界の薄いもの以外は互層は発達していない．

石英斑岩は巾約20mの岩脈をなし，西へ70°～80°で傾斜し，ダム軸を河底で斜交するが，この部分でねじれている．潜晶質の石基中にやや溶蝕を受けた石英斑晶が点在し，岩石は堅硬で2－3mの急冷縁をもっており，又安山岩質の細岩脈を伴うことがある．岩脈中には5～10m間隔で岩脈面に直交する開口割れが生じており，冷却収縮によるものと考えられ，これらが連絡して良好な透水脈をなしている．

この様な収縮割れでブロック状になった岩脈は粘板岩中では塑性変形を起し岩脈のねじれとそれを切る低角の層内断層を起したと考えられる．更に後期の火成活動であるフェルサイトの潜晶質の岩脈があり，破砕されていることが多い．

断層にはブロック状構造を造った主要断層系と火成活動以後の局所断層系に分けられる．

主要断層系でも地層変移は非常に大きいものではない．右岸上部断層は巾10mの破砕帯をもつものであるが，数本の巾10～30mの黒色粘土をもつ雁行状断層からなり，粘土化，黄鉄鉱化を受けている．変質は破砕帯を離れると弱い珪化に変っている．

南北方向の断層は石英斑岩脈の場となっている．岩脈の周辺でも弱い熱水変質が認められる．粘土化は浅所では風化と重って識別し難いが，セリサイト化，カオリン化，緑泥石化が認められる．

以上の様に断層，火成活動，熱水変質が組合さって局部的には複雑な地質構造，鉱物分布を示すが，大局的に

見ると地質現象として著るしいものではない. しかし, 比較的単調な丹波層群地域でも詳細な調査を行えば, 局部的にはかなり複雑な現象が見られる.

インドネシアの古地磁気, 特にスマトラ島地域のゴンドワナ大陸起源について

笹嶋 貞夫, 乙藤洋一郎(京 大)
広岡 公夫(富山大)

東南アジア大陸の一部とスンダ列島が, ゴンドワナ大陸の印度とオーストラリアの間に, 前期白亜紀には所属していたと Ridd (1971) が唱えたのをうけて, Audley-Charles ら (1972) もこれを支持するゴンドワナ大陸の復元を論じた. 最近のゴンドワナ国際シンポ (1977, カルカッタ) では Smith と Hallam (1970) の地質構造と調和的な超大陸の復元が多大の支持を得たが, これには上記の問題のアジア地域は包含されていない. 他方, Mc Elhinny と Haile (1974, 75) は古地磁気学の研究からマレー半島, カリマンタンがユーラシア大陸に本来から所属したことを明らかにし, 又チモール島のペルム紀の古地磁気からは Chamalaun (1977) がオーストラリア大陸の北西縁にもとから帰属していたことを述べている.

筆者らは 1975, 76 の2回海外学術調査によりスンダ列島の物理地質学的研究に従事した. その結果幾つかの興味ある新知見を得たが, 特にスマトラ島の古地磁気学から, この地域が三畳・ジュラ前期にはゴンドワナに属した印度大陸の東北縁に位置したことが推定された.

試料採集はスマトラ北部メダンからトバ湖シボルガ, パダンを経て南端まで 53 個所で実施, その時代はペルム紀から更新世にわたる. 残留磁気測定と実験処理から古地磁気学的信頼度の高いものだけを列挙すると第1表の通りである.

永年変動が消去でき, 地殻変動も層面の走向・傾斜の補正から可能な水成岩類では三畳・ジュラ前期の5 sites の平均値が古地磁気極 (VGP) として最も信頼度が高い. 他方, 古第三紀以降の古地磁気極は表からもわかる通り, 平均的には現在の北極と有意的に偏っているとは考えにくい. いま前者の VGP ; 北緯 66.4度, 西経 137.9度を, 古地磁気資料の精密な例えばラッシアン・プラットホームの同時期の VGP に refer して仮りにローラシア大陸に対するスマトラ地域の相対位置を考えてみる. もちろ

第1表. Sumatra の古地磁気資料

Geological Age	Site	Rock Type	N	AC peak field (Oe)	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	(V. G. P.) Long. (°)	(V. G. P.) Lat. (N) (°)
Recent	ID 142	Ignimbrite	11	100	12.7	15.2	4.5	164.1E	76.1
	ID 156	Dacite	7	200	11.3	-8.0	3.3	145.1W	77.5
	ID 159	Dacite	11	200	-17.3	-45.3	5.5	50.6W	57.8
Pliocene?	ID 180	Plateau Basalt	11	200	9.8	-40.4	2.9	101.2W	69.6
Miocene	ID 132	Diorite	8	200	6.3	16.1	7.3	147.1E	81.6
Oligo-Miocene	ID 163	Mudstone	9	100	-13.3	-15.6	7.2	18.2W	74.9
Paleogene	ID 154	Sandstone	9	100	-6.1	35.7	7.8	81.0E	71.0
	ID 158	Tuff	10	100	0.6	7.5	3.4	114.1E	87.6
Lower part of Jurassic	ID 166	Black shale	10	200	-2.6	-41.9	9.6	73.7W	66.8
Triassic	ID 133	Black shale	7	100	5.0	-34.3	19.1	93.7W	68.0
	ID 135	Limestone	8	200	45.6	13.5	15.8	178.0W	44.4
	ID 161	Limestone	7	300	199.9	28.0	11.7	130.9W	65.0
	ID 162	Limestone	14	300	241.3	31.2	8.2	151.0W	27.6
Permo-Triassic	ID 176	Shale	11	200	7.2	-1.2	5.1	169.9E	82.2
	ID 177	〃	11	200	-2.6	-27.9	9.5	111.9W	76.4
Permian	ID 165	Basalt	10	200	-42.3	-18.4	5.1	2.4W	47.0

ん古地磁気解釈の制約として，古緯度は第1図の点線で示した軌跡（当時の南緯12.3°)上にあることは推論されるが，経度は定まらない．さいわい，東印度洋域の海底磁気異常の解析結果(Sclater and Fisher, 1974; Johnson et al, 1976)と調和する最も可能性の高い漂移（洋底拡大）方向を選べば，図示のようにほぼ南北となる．従って両者の交点にスマトラ地域が位置したことが推定される．即ちこの位置から約40°北上して新生代始め頃にはほぼ現在位置に達したとみなせる．オーストラリアの緯度変化資料から復元した古地理と上記のスマトラの位置から判断するとスマトラがゴンドワナ大陸の一部に所属していたことはほぼ間違いない．

普遍的に認められた極移動曲線がないから便宜上，ローラシア大陸に対する相対位置を推定したが，さらに直接的にゴンドワナ大陸の一部をなすオーストラリアに対する相対位置をチェックのため求めてみる．三畳・ジュラ前期のオーストラリアのVGP（南磁極），南緯47度，東経176度とスマトラのVGP（南緯66.4度，東経42.1度）をスマトラから見たとき，それらの角距離は等しくVGPの挟む角度が61度と計算される．つまりオーストラリア大陸に対するVGPを真の磁極と仮定すれば，スマトラ地域は前期中生代以降61度時計回りの廻転を新生代初期頃までに行ったのみで，現在のオーストラリアとの相対位置はかえなかったことがわかる．そうだとすればオーストラリア大陸と回転を除けば挙動を一つにしたわけで，例えばSmith and Hallamの原図に於けるオーストラリア大陸にスマトラ地域を復元することが可能である（第2図）．この位置がSclater and Fisher (1974) のSpreading patternによっても支持されることはスマトラ地域のゴンドワナ大陸所属の仮説にとって極めて有利である．古生物学，地質構造論からの検証がさらに期待される．

第1図

第2図