

志摩半島周辺の地質と 応用地質学的諸問題

**Geology and Applied Geologic Problems
of Shima Peninsula, Southwest Japan**

—— 平成2年度 秋の見学会資料集 ——

1990年11月

日本応用地質学会関西支部

志摩半島周辺の地質と 応用地質学的諸問題

日本応用地質学会関西支部
平成2年度 秋の見学会 資料集

1990年11月9日(金)～10日(土)

見学ルート

1日目：伊勢市ー伊勢志摩スカイラインー朝熊ヶ岳ー鳥羽ー鳥羽レストパーク
ー今浦ーパールロードー賢島ロッジ(泊)

2日目：浜島町ー先志摩半島ー大王町ー磯部町木場ー鳥羽市白木ー二見町ー
伊勢市

案内者：石田志朗(山口大学)

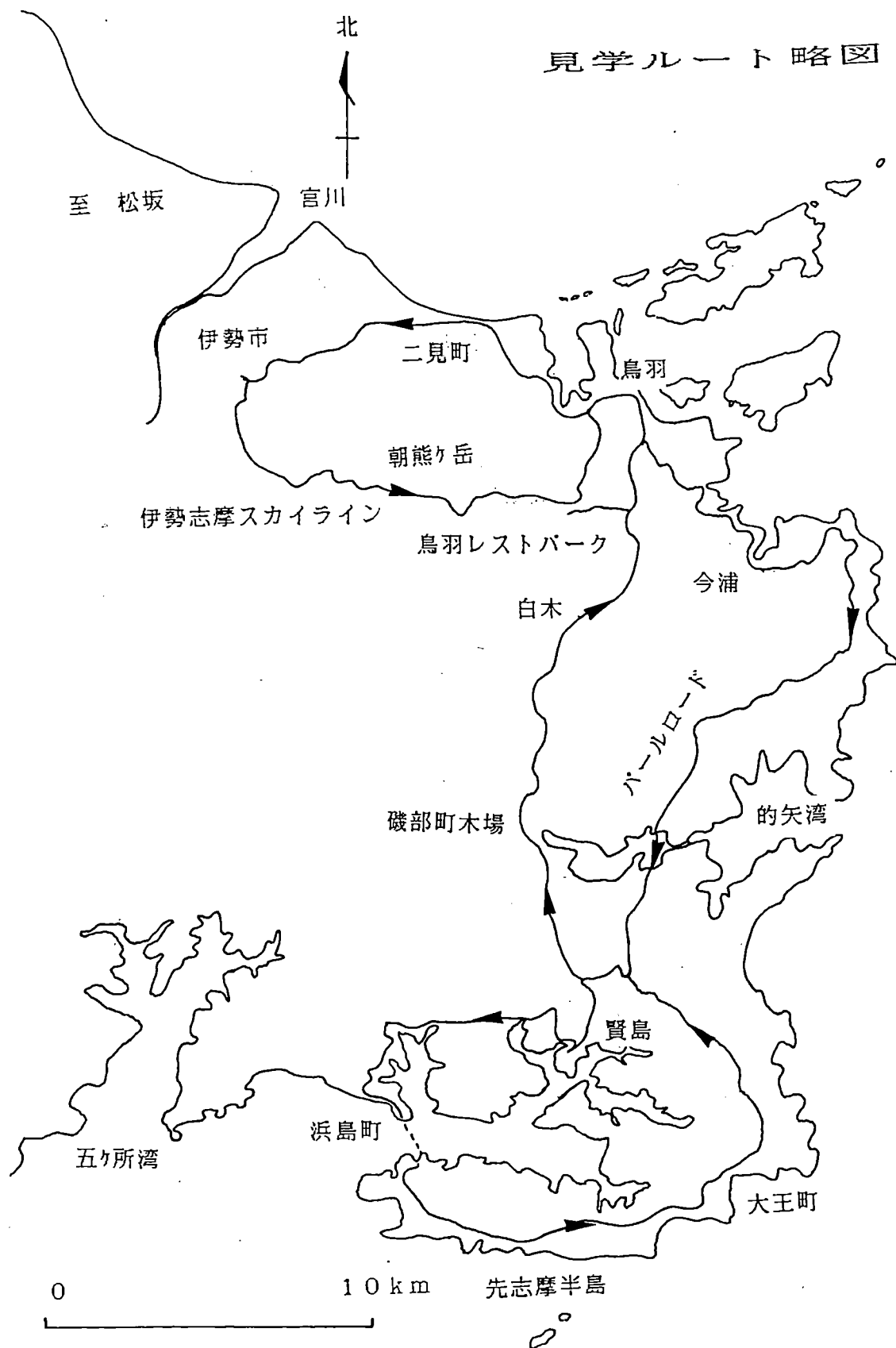
菅野耕三(大阪教育大学)

山田純(高田短期大学)

宿泊地：賢島ロッジ

517-05 三重県志摩郡阿児町賢島 TEL.05994-3-1235

見学ルート略図



あいさつ

日本応用地質学会関西支部の2年に一度の一泊見学会の年にあたり、今年度は志摩半島を取り上げました。

志摩半島の北縁、伊勢・二見の北側を中央構造線がとおり、半島北部の山地は三波川と秩父累帯、南部の”隆起海食台”は四万十累層群にあたります。

志摩半島はリゾート地の先進地域といえます。その風光、真珠、伊勢えびなど日本を代表するものといえましょう。近年は鳥羽水族館その他の目玉も人を引きつけます。そしてその入口に伊勢神宮・二見ヶ浦など、また松坂もあり、日本文化を考える時のがすことのできない場所があります。

今回は基盤岩の方の案内を大阪教育大学の菅野耕三先生にお願いしました。放散虫化石で秩父帯の新しい研究が始まったとき、志摩の研究にも携われたとお聞きしております。志摩半島はまた、地形・第四系の研究でも注目されるところです。三重大学におられました山田純先生（高田短期大学）に、先志摩をご案内頂けることになりました。また、浜島町と二見町とで現在土木工事中のところを見学させていただけるそうで、志摩土木事務所と伊勢土木事務所のお世話になります。

また、松坂周辺について吉田史郎氏（地質調査所）に、知多半島周辺について牧野内猛氏（名城大学）に、リゾート開発について横井和夫氏（タイヤコンサルタント(株)）に資料を寄せて頂いた。ここに関係の方々に厚くお礼申し上げます。

志摩半島は太平洋に面し、伊勢・渥美湾の入口に位置します。日本列島の地質構造発達や太平洋岸の第四紀地史には常に問題になるところです。しかし、ここでは直接志摩半島を調査研究された論文を3編だけ再録させていただくことにしました。日本地方地質誌「近畿地方」や最近出版された「中部地方Ⅱ」などで、全体の知識や近年の研究成果はうかがうことができますが、古い文献はなかなか目にふれることがなく、また手にとりにくいものです。昔の人がここを訪れ、何を考えたか、そして、今の知識ではどう考えれば良いか、その参考のためにあえて先人の仕事を再録致しました。

見学会当日の快晴を祈ります。

1990年10月20日

日本応用地質学会関西支部

支部長 石田 志朗

目 次

志摩半島の第四系	石田志朗（山口大学）……………	1
東海層群松坂累層	吉田史郎（地質調査所）……………	11
知多半島・名古屋東部丘陵・濃尾平野の地質	牧野内猛（名城大学） 古澤明（古澤地質調査事務所）……………	20
志摩半島東部の地質	菅野耕三（大阪教育大学）……………	33
リゾート開発と応用地質学	横井和夫（グライコンсалント(株)）……………	51
再録		
先志摩の海岸地形	辻村太郎 （地球 第3巻， 1号， 85-100, 1915）……………	60
志摩磯部村付近の自然地理学的地史の一部の研究上・下	大塚彌之助 （地理学評論 第4巻，175-189; 284-297, 1928）……………	76
志摩隆起海蝕台	吉川虎雄 （地理評論 第22巻， 13-22, 1949）……………	83

志摩半島の第四系

石田志朗

Quaternary System in the Shima Peninsula

ISHIDA, Shiro

I はじめに

志摩半島の第四系については、Yamada(1963)による層序のまとめがあり、今回の日本応用地質学会関西支部の見学会に山田先生が案内の労をとって下さることになった。筆者は大阪層群の研究に基づいて、広く内湾性の泥層を大阪層群の”海成粘土層”と対比する目的で、志摩半島を1日踏査したことがある。当時、日本地方地質誌「近畿地方」の記述と、松下(1932)、・槇山・中川(1941)、三木(1948)などの文献を読んだ程度の知識であった。いまその時の野帳に基づき、見学の参考になればと当時の記録を記述する。

1977年8月10日、磯部の「川八」に宿泊。翌11日午前中、木場にある志摩高校、磯部中学・小学校から穴川方面へ、先志摩層を見て歩いた。午後は三交バスにのって段丘をみようとして先志摩を一廻りした。その結果は磯部付近には少なくとも2層の”海成粘土層”をはさむ大阪層群相当層があり、下位の”海成粘土層”の上に火山灰を認めた。野帳にはそこに赤で「アズキタフ、町田氏より1980年5月21日に電話」と書かれている。先志摩を一巡した結果は、ほとんど基盤岩と”大阪層群”の”くさり礫”で、段丘については確実なものを見なかった。大縮尺の地形図を使い、地形と第四系の正確な仕事をしたいと思ったことが記されている。

II 磯部町木場付近の大阪層群相当層、先志摩層について

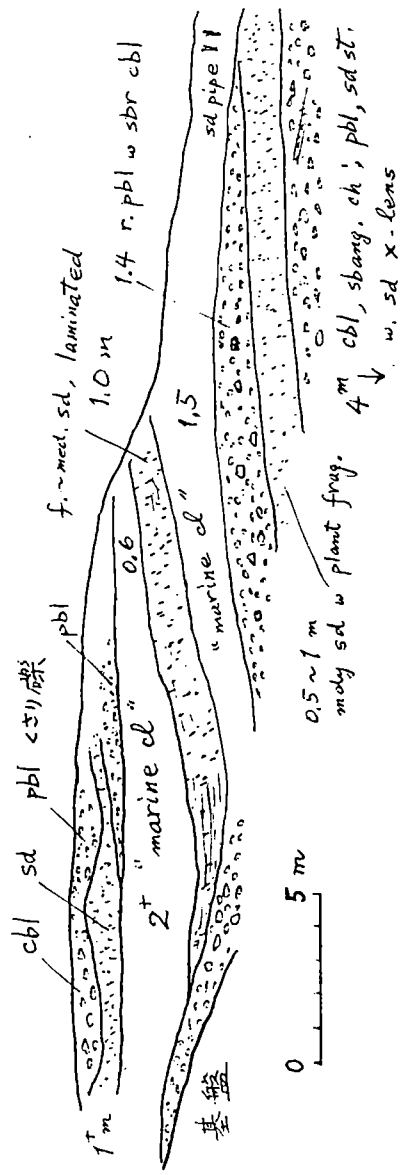
磯部で観察した”大阪層群”の地点を第1図に、北北西方向の断面に投影した地点と層序とを第3図に示す。第3図に投影されない地点の地質については、第1図のlocalityの説明に記した。

志摩高校北の小丘は高度30mを越し、神路川西方の国道167号には2.9mと3.3mの水準点がある。志摩高校東のlocality 4の崖は破碎された基盤の砂岩である。磯部中学の運動場(ブールの南東)の崖(locality5)には厚さ1mの葉理を示す細粒～中粒砂をはさんだ”海成粘土層”が砂礫層とともに基盤にアバットしている(第2図)。凹凸ある基盤の谷間に川砂利が堆積し、海進時には溺れ谷になった入り江の奥に



第1図 磯部町木場付近の露頭観察地点図

- 1:711°-ト裏,西向きの切取り
- 2:志摩高校体育館北東
- 3: 同上 北
- 4: 同上 運動場東.基盤,破碎砂岩
- 5:磯部中学校運動場南東
- 6: 同上 西. pbl.& sd.
- 7:磯部小学校本館東. sd.
- 8:三交ハスツール. -----> "marine"
- 9:三交タツシ裏 pbl.
- 10:木場・穴川間,国道167号南西側
- 11:同上
- 12:木場・迫間間. pbl.
- 13:迫間南東. pbl.&sd.w.cl.
- 14:穴川西,25.4m 三角点西.基盤砂岩にcbl.のる.
表層部赤色土にチャート角礫入る.地表平坦,墓地.
- 15:穴川西.くさり礫.表層部チャートbld.~pbl.,地表部
褐色土で平坦.高位段丘かもしれないが確かでない.
- 16:下之郷.基盤の上にbld.~pbl.のる.
- 17:下之郷.基盤の上にbld.&pbl.のる.
- 18:下之郷東.基盤にcbl.円礫のる.



第2図 磯部中学校運動場南東崖(locality5)のスケッチ

loc. 13 { 0.5↑ pbl cbl -30m alt.
2 f. sd
0.5 cl
pbl, ang.
~sbang.

loc. 1 { m
0.5↑ pbl -30m alt.
0.4 cl
0.1 wt tf, clayey
3 f. sd, laminated massive
2. pbl
0.1 sd
3 cl

-20m alt,

loc. 5 { ↑ pbl sd pbl
1 ~0.6 "marine" cl
1.0 f-m. sd, lam.
1.5 "marine" cl
1.4 pbl m. cbl br.
0.5 sd, "marine"
4 pbl & cbl -10m alt.

loc. 5 { m
"marine" cl x S low dip
w. 0.2 sd

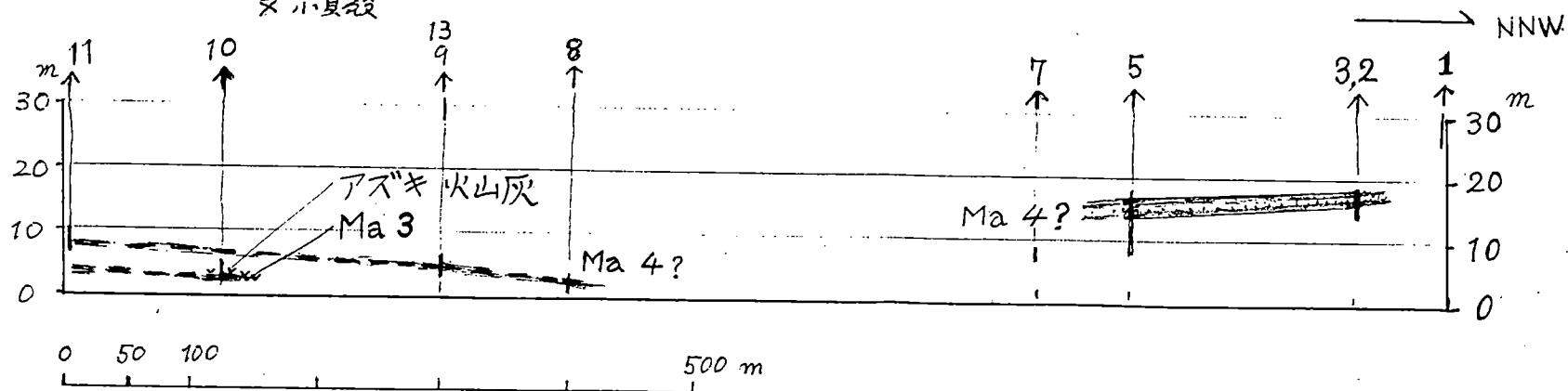
loc. 3 x 小. 型 = 枚貝
Cerithidea

loc. 7 { 1 cl, wt m. ch pbl
pbl & cbl

loc. 11 { pbl & cbl -10m alt.
1.5 lam. f. sd
1~2.5 "marine" cl
1+ pbl
cbl, sbang

loc. 10 { 1+ tf ※
1↓ "marine" sdymd
x 小貝殻

loc. 9 { 0.5↑ sd
1.2 "marine" cl
0.6 pbl & cbl
0.2 mdly sd
1.5 pbl 道路面 (2.9m alt.)

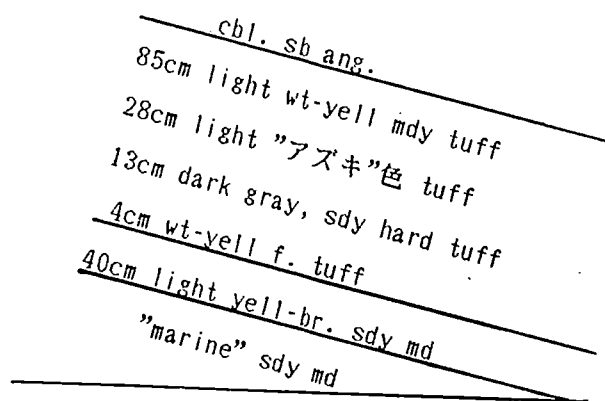


第3図 磯部町木場付近の大阪層群相当沿うの北北西方向の放射断面図

※アズキ火山灰 x 海生貝化石

”海成粘土層”が堆積したことがわかる。

木場南のlocality10では、道路面から95cm上まで”海成”砂質泥があり、小貝殻化石が多く含まれ、大きい二枚貝の型化石も含まれる。その上は20cm厚さの淡黄色粘土の上に、1m厚さ以上のかたい暗灰色とピンク色の凝灰岩がある。10m北では、その凝灰岩が低くに下がり、第4図のような層序を示す。



第4図 木場南，locality10の10m北の露頭

地点10の南南東約130m，地点11の崖は下部4mが”くずれ”で地層の観察ができないが，地点10で見られた地層はこの”くずれ”のレベルにはいると思われる。地点10の”海成粘土”とアズキ火山灰と上位（地点11）の”海成粘土”との間には，1.3m厚さ以上の隙層が挟まれる。地点10の北北西200m弱の地点9では，厚さ2.4mの砂礫の上に1.2m厚さの”海成粘土”がのる。下部は砂質で上部が泥質である。上には砂層がのる。この”海成粘土”は地点11の”上位海成粘土”と思われる。

木場南の地点10の凝灰岩はアズキ火山灰であることが判明した（町田ほか，1980；(5)アズキ火山灰，Table 1，4の部分を転載）ので，その下位の”海成粘土”は大阪層群のMa3に相当する。その上位のものは順番に数えれば，Ma4になる。

(5) アズキ火山灰

これはすでに大阪層群と古近紀湖沼群とを結ぶ重要な示層テフラとして対比されていた。火山ガラスの色調と形態(淡褐色を帯びた軽石型とバブル型)、その屈折率(1.512~1.515)は阿地域間で類似している。なおこのレーンジの屈折率をもつ火山ガラスに富むテフラが、他の層群に見出すことができないことは、両者の対比を確定なものにしている。このアズキ火山灰に対比されるテフラは近畿東部でも認められる。すなわち、表4の三重県

磯部町の火山灰がそれで、その岩石組織的性質はアズキ火山灰のそれと類似する。これは大塚(1928)、松下(1932)が記載した志摩磯部の先志摩層の下部の貝化石を含む暗青灰色粘土層上部に介在するテフラである。また南関東でも、後述のように上総層群本層下部からアズキ火山灰と同一層と考えられるテフラが見出された。このように、アズキ火山灰は日本の更新統対比に際してきわめて重要な示層層の一つである。

Table 1 Characteristics of Mid-Pleistocene tephra in the upper Osaka and Kobiwako Groups in Kinki.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
Tephra	Stratigraphy	Lithology of tephra and characteristic mineral composition	Shape & color of glass shard	Average max. grain-size (mm)	Refractive index	Other remarks
<u>Osaka Group</u> Southeastern part of Osaka						
Azuki	Ma 3	vitric ash; opx, cpx (ho)	pm>bw (p. br)	0.2	gl: 1.514~1.515 (1.5145)	* Photo 17, 22, 24
<u>Kobiwako Group</u>						
Azuki		vitric ash; opx, cpx, ho	pm>bw (cl-p. br)	up. 0.1 low. 0.7	gl: 1.512~1.515 (1.514) gl: 1.512~1.515 (1.513)	Photo 18 Corresponds to Kisen ash (Hayashi, 1974)

(notes) Column (2): Ma 10/Ma 9 indicates that the tephra occurs between Ma 10 and Ma 9.

Column (3): bi, biotite; ho, hornblende; opx, orthopyroxene; cpx, clinopyroxene. minerals with minor amount are marked in parenthesis.

Column (4): pm, pumiceous glass; bw, bubble walled glass; cl, colorless; p. br, pale brown.

Column (6): gl, volcanic glass n; ho, hornblende n; opx, orthopyroxene γ . Range and mode of refractive index are shown.

Column (7): Tephra obtained by Torii are marked with an asterisk.

町田・新井・杉原(1980)による

Table 4 Characteristics of Mid-Pleistocene marker-tephras in the eastern Kinki and the Tokai districts.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
Tephra	Locality of sample	Stratigraphy	Lithology of tephra & characteristic mineral composition	Shape & color of glass shard	Average max. grain- size (mm)	Refractive index	Other remarks
Azuki	Shima Isobe (34°21.8' N 136°48.5' E)	Sakishima form.	Dacitic, vitric opx, cpx, ho	pm>bw (cl~p. br)	0.5	gl : 1.512~1.515 (1.514)	Photo 19

町田・新井・杉原(1980)による

これらの地層は木場南では、見かけ北へわずかに傾斜している。一方、北の高・中・小学校付近では、地層はほぼ水平であるが、地点1ではわずかに南傾斜、地点6ではわずかに北東傾斜と観察している。地点2・3の”海成粘土”と地点5の”海成粘土”はともに砂層をはさむ。これらの”海成粘土”が木場南の”海成粘土”のどちらに連なるものか、異なる層準のものか明らかでない。地点1には粘土化した白色の火山灰が挟まれており、その同定が可能になれば、より確実な対比がなされるであろう。

Ⅲ おわりに

1889年以来、磯部町の狭間・木場・穴川付近から、海生貝化石（文献4,9,10,17,21）・有孔虫(11)・植物化石（12,15,16,19）などの報告がなされた。これらは大阪層群のMa 3あるいはその上位の”海成粘土層”，おそらくMa 4から産したものといえよう。大縮尺の地形図を使用して、より詳細な調査を行なうことによって、大阪層群の”海成粘土”層序と対比可能な精度の研究がより広域に行なわれ、精度の高い資料が得られることが期待される。

終わりに、志摩半島の地形・第四系とその化石についての文献を年代順に示す。

志摩半島の第四系に関係した文献(年代順)

1. 佐藤伝蔵 1889 東大卒業論文.
2. 小川琢治 1894 鳥羽20万分の1地質図幅及び説明書.
3. 辻村太郎 1915 先志摩の海岸地形 隆起海食台地に対する考察 地球 3, 85-100.
4. 中村新太郎 1926 三重県化石産地補遺 地球 5(6), 30.
5. 大塚彌之助 1928 志摩磯部村付近の自然地理学的地史の一部の研究上・下 地理評論 4, 175-189; 284-297.
6. 大塚彌之助 1928 伊勢志摩地方の地質及び地形から推定される主要な断層 地理評論 4 649-670.
7. 飯塚保五郎 1929 7万5千分の1地質図 鳥羽図幅.
8. 大塚彌之助 1931 第四紀 岩波講座.
9. 松下進 1932 志摩磯部村木場の洪積層について 地球 18, 36-38.
10. 大炊御門経輝 1933 志摩木場の洪積世介化石について 地球 19, 305-308.
11. 横山次郎・中川保 1941 志摩木場洪積統の有孔虫類 地質雑 48, 239-243.
12. 三木茂 1948 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体 flora に就いて 鉱物と地質 2, 105-144.
13. 吉川虎雄 1949 志摩隆起海蝕台 地理評論 22, 13-22.
14. 松下進 1953 日本地方地質誌 近畿地方
15. MIKI, S. 1957 Pinaceae of Japan, with Special Reference to its Reamins. Jour. Inst. Polytech., Osaka City Univ. ser D, 8 221-272, pl. 1-10.
16. 島倉巳三郎 1962 本邦新生代層の花粉層序学的研究 VI 先志摩および渥美半島の洪積世堆積物 奈良学芸大紀要(自然科学) 10 (2), 113-119.
17. YAMADA, J. 1963 Remarks on the Significance of the Pleistocene Mollusca from the Shima Peninsula, Mie Prefecture, Japan. Bull. Liberal Arts Depart., Mie Univ., no. 17, 96-101.
18. 三重県 1964 三重県地質図
19. SHIMAKURA, M. 1969 Plant Microfossils from Marine Pleistocene Sediments of Kii Peninsula, Japan Bull. Nara Univ. of Education,

17 (2), 75-88.

20. 名古屋ケルフ° 1969 伊勢湾周辺の第四系 地団研専報 15 , 19-329.
21. ITOIGAWA, J. & H. OGAWA 1973 Pliestocene molluscan fauna of the Sakishima formation, Shima Peninsula, Central Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geol.), special Volume, 6 (Hatai Memorial Volume), 69-80.
22. 国土庁土地局 1975 20万分の1 土地分類図24(三重県).
23. 町田洋・新井房夫・杉原重夫 1980 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年-テフラによる試み- 第四紀研究 , 19 , 223-261.
24. 米倉伸之 1980 紀伊半島の海成段丘と地殻変動 近畿圏地震活動度調査委員会 320-325.
25. 日本の地質「中部地方Ⅱ」編集委員会編 1988 日本の地質5 中部地方Ⅱ 310p. 共立出版.
26. 武藤正明 1989 志摩半島の活断層に関する資料 活断層研究 no.7, 82-86.

熊野浦についてもいろいろ文献はあるが、一つだけ比較的新しいものを挙げる.

- 田村俊和・片山秀五郎 1975 熊野浦沿岸の海岸段丘と古土石流堆積物 第四紀研究 14 , 107-114.

東海層群松阪累層

地質調査所地質部 吉田史郎

1. 東海層群概説

東海層群は伊勢湾とその周辺地域に広範囲に堆積した鮮新-更新統である。東海層群同様の鮮新-更新統である大阪層群が、更新世前期のおよそ120万年前（市原ほか，1984）から海成粘土層を挟むようになったのに対し，東海層群は古琵琶湖層群と同じように全層準にわたって河成-湖成の陸成堆積物からなる。構成岩相は半固結の泥・砂・礫であり，他に火山灰と亜炭の薄層を挟む。積算層厚は2,000mを超している。

この東海層群の堆積盆地の発生は鮮新世初め頃であり，沈降部は中央構造線北側，すなわち松阪市あたりから知多半島南部を結ぶ線に発生し（第1図），その後この沈降部は次第に北あるいは北北西方向に移動しながら，更新世前期末まで東海層群を堆積したと考えられている（吉田，1990）。

今回見学する松阪累層は，盆地発生期の東海層群基底礫層に相当する。

2. 松阪累層

松阪累層は木村（1968）によって松阪礫層と命名されたものであり，松阪市市街地南方の低平な丘陵地を形成している。木村（1968）では，本累層は高位礫層型の更新統と見なされたが，その後，恒石（1970）・森（1970）・吉田（1990）はすべて，松阪累層は東海層群に属すると考えた。

松阪累層は一志層群（瀬戸内中新統）や領家花崗岩を不整合に覆い，また一部地域では断層関係にある（第2図）。地表に露出する層厚はおよそ80mであり，ごくまれに厚さ10数cmの泥・砂の薄層を挟む以外は，すべて礫層からなる。礫と基質の割合はほぼ1:1であり，基

質は花崗岩質砂である。礫は中礫が主であり、淘汰は良い。礫は大部分チャートが占め、他には一志層群の砂岩や領家花崗岩を少量含んでいる。いずれの種類の礫も円礫から亜円礫である。礫層には板状型・谷型斜交層理が観察でき、一部に大規模斜交層理が認められる。

東海層群には、松阪累層以外にも小山累層・西行谷累層・美鹿累層などの基底礫層があるが（吉田，1990），いずれも大・巨礫を含有し、基質の量に乏しく、松阪累層より淘汰が悪い。したがって松阪累層は、他の東海層群基底礫層に比べると全体に碎屑物が細粒で淘汰が良い特徴を持っている。なお松阪累層を含むこの地域の構造地質学的研究は、恒石（1970）によって行われている。

3. 見学地点（第3図）

松阪累層は松阪市上川町にある採土場が模式地であり、現在でも至るところに好露頭がある。この採土場入口付近に車を止め、採土場の中を歩いて行けば、松阪累層の典型的な岩相を観察できる。

地点1：大規模斜交層理（第4図）

横幅が20m以上に達する斜交層理である。フォアセット面はほぼ20°で伊勢湾側に傾斜している。また他に認められる小規模斜交層理から古流向を求めても、すべて山地側から伊勢湾側を向く結果になる。つまり古流向や礫種構成からみると、松阪累層の碎屑物は領家帯からなる南西側山地（布引山地）から供給されたと言える。松阪累層の堆積環境は、古流向・礫種構成に岩相や堆積構造を加味して考えると、布引山地前面に形成された扇状地かファンデルタであろう。なお筆者が観察した限りでは、三波川帯起源が想定できるような緑色片岩礫は認められなかった。

地点2：松阪累層と一志層群の不整合露頭（第5図）

ほぼ20°傾斜の一志層群に、伊勢湾側にごく緩やかに傾く松阪累層

が重なる傾斜不整合の露頭である。不整合面は多少の凹凸面を示している。礫径は不整合面直上よりもその10数m上位から大きくなっている。

ここでは両層の不整合関係に加えて、一志層群を切り、松阪累層を切らない正断層が見られる。

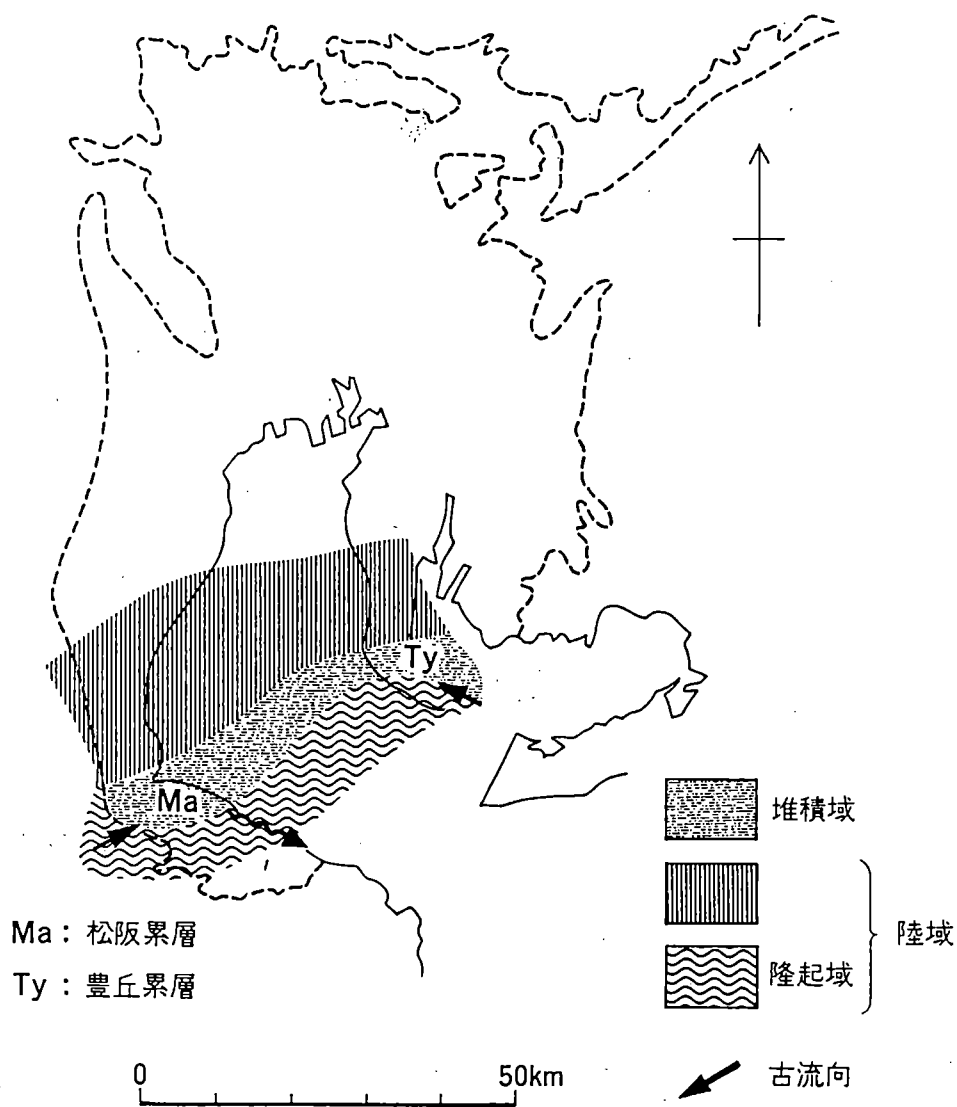
地点3：葛岡断層の露頭（第6図）

模式地西方の松阪女子短大の南にある露頭（恒石（1970）のLoc. 15）である。ここでは、松阪累層と領家帯基盤岩が葛岡断層（恒石，1970）によって接している。断層面はN75°W70°Eであり、北落ちの正断層である。また主断層面とほぼ同様の走向傾斜を有する小断層が、松阪累層中にも認められる。

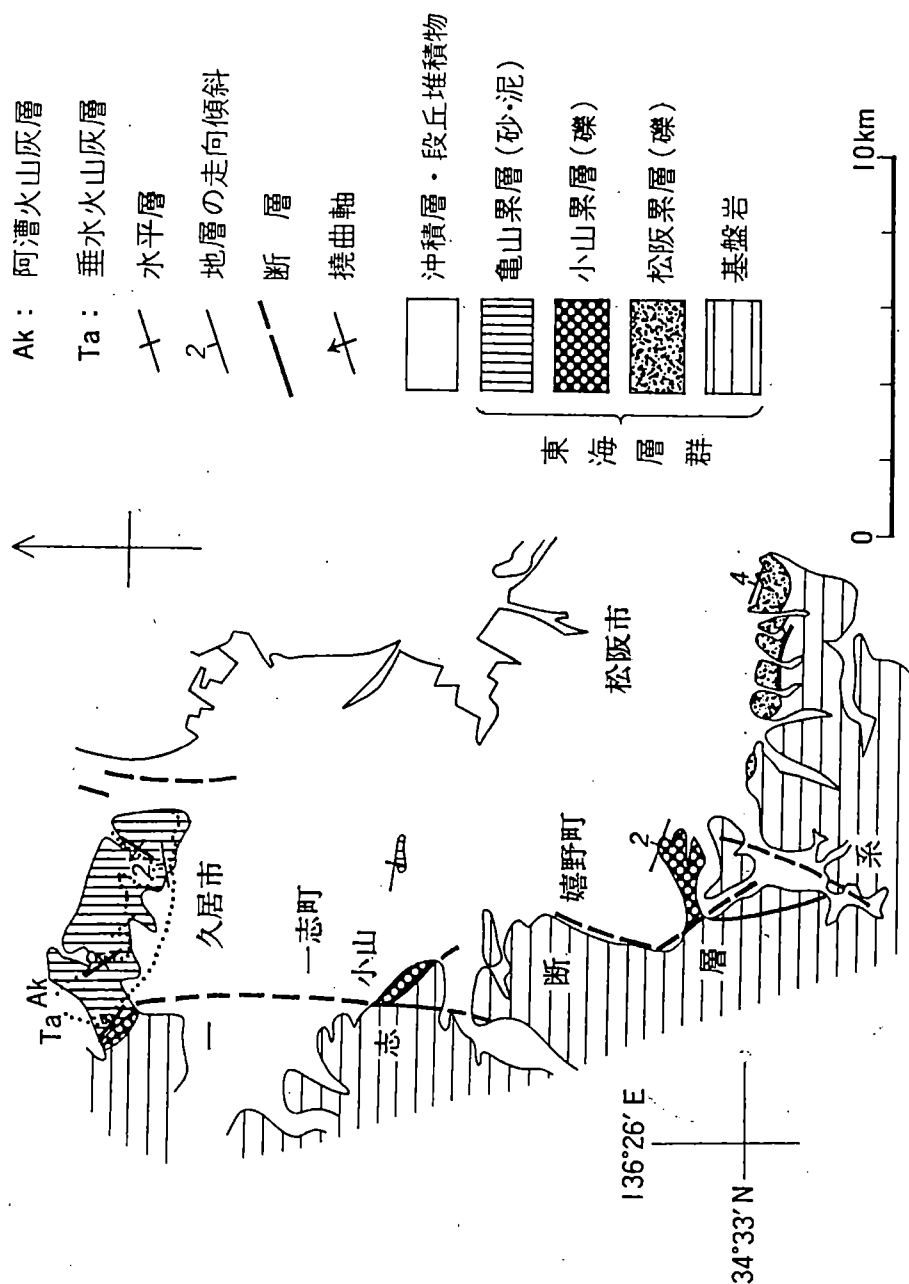
恒石（1970）によれば、葛岡断層は全体として東西方向に雁行する三本の正断層群からなり、その落差は30m程度と考えられている。

引用文献

- 市原 実・市川浩一郎・山田直利（1986）岸和田地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，148p.
- 木村一朗（1968）三重県松阪市周辺の新生界の地質と地形。愛知学会大学研究報告，no. 17，p. 81-91.
- 森 一郎（1970）三重県中部の古期第四系（とくにその供給源）。名古屋地学，no. 26-27，p. 2-12.
- 恒石幸正（1970）三重県松阪およびその周辺地域の地質構造。東大地震研究所彙報，vol. 48，p. 645-667.
- 吉田史郎（1990）東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷。地調月報，vol. 41，p. 303-340.



第1図 盆地発生期の古地理図（吉田，1990）

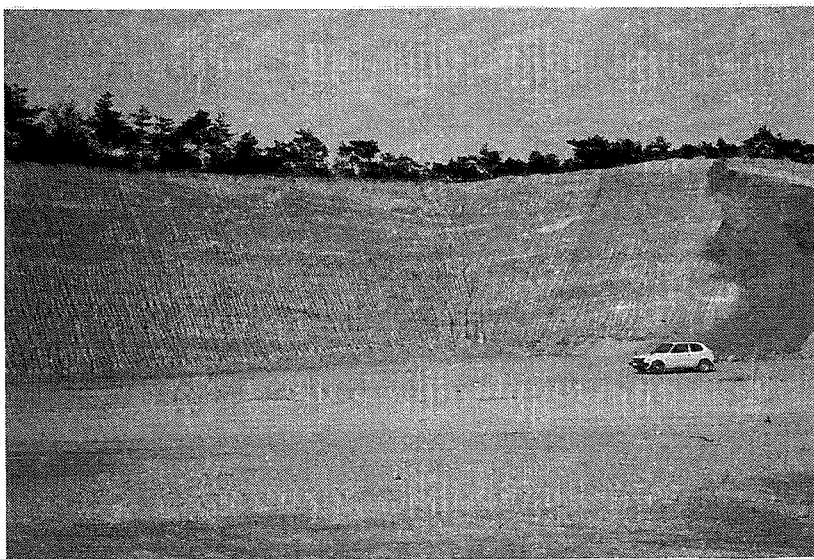


第2図 松阪市周辺の東海層群の地質図 (吉田, 1990)

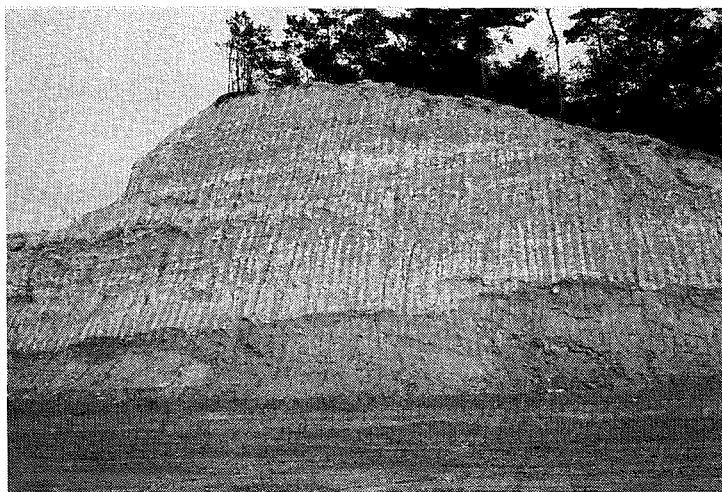


第3図 見学地点図

国土地理院2万5千分の1地形図「松阪」の一部を使用

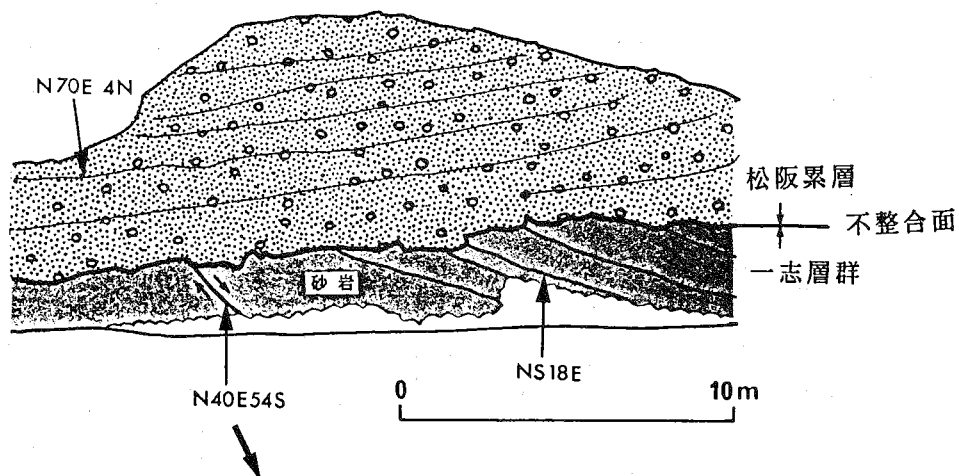


第4図 大規模斜層理の露頭写真（地点1）

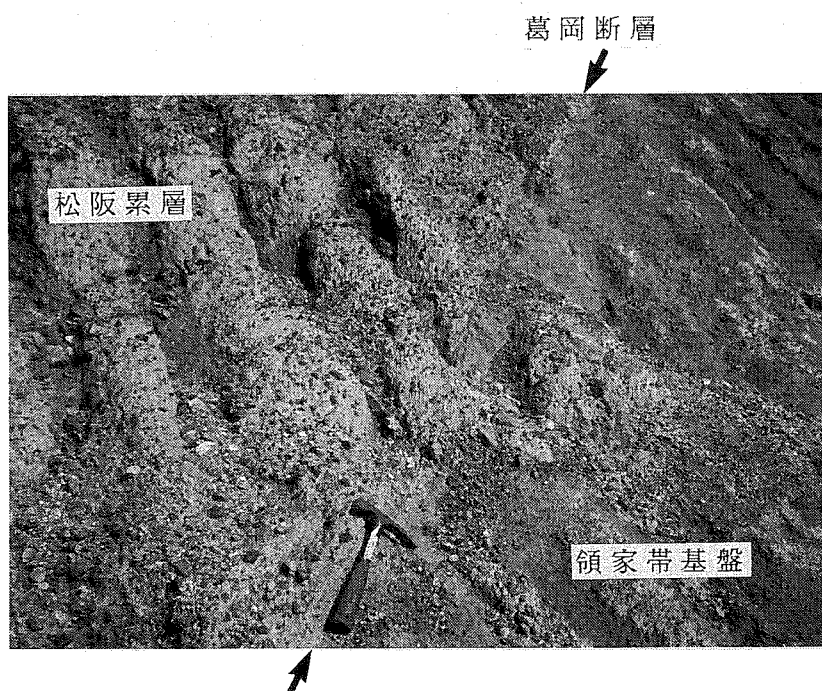


西

東



第5図 松阪累層と一志層群の不整合露頭写真とスケッチ（地点2）



第6図 葛岡断層の露頭写真（地点3）

知多半島・名古屋東部丘陵・ 濃尾平野の地質

牧野内 猛 (名城大・理工)・古澤 明 (古澤地質調査事務所)

§ 1. 知多半島の東海層群と第四系

(中部地方Ⅱから抜粋)

(1) 東海層群 (知多半島の東海層群に限定する場合は常滑層群)

小瀬(1929)命名。この層群も陶器原料粘土・みがき砂(火山灰)・褐炭の賦存量の調査などに関連して各地で研究がなされた(小瀬, 1929; 近藤ほか, 1956; 松沢・植村, 1957; 佐藤・近藤, 1960; 松沢ほか, 1962; 大塚ほか, 1964; 嘉藤, 1966 など)。しかし層群全体での相互の関係はあきらかにされていなかった。1970年代に半島北西部の知多市周辺において糸魚川(1971)が、半島南部で牧野内(1975 a)が層序学的研究をおこなった。おもに不規則な砂泥互層からなり、火山灰層・褐炭層をはさむ。基底部には砂礫層がある。層厚約 700 m。

1. 層序

牧野内(1975 a)は下位から、豊丘累層・河和累層・布土累層に命名・区分し、たがいに整合であるとした。吉田・尾崎(1986)は、牧野内(1975 a)の河和・布土累層の岩相が半島北部においてはほとんどおなじであるとして、両者をあわせて常滑累層とよび、これを上部と下部に区分した。しかし、両累層の境界付近の層準は、東海層群の中部層の堆積がはじまった時期にあたり(図 4.19. 参照)、東海湖の発達史からみると意味のある境界である。したがって、吉田・尾崎(1986)の常滑層群上・下部の境界を布土累層上・下部の境界として、ここでは牧野内(1975 a)にしたがって各累層についてのべる(図 4.22, 23)。

1) 豊丘累層

模式地は知多郡南知多町内福寺一河和インターチェンジの道路。模式地一半島西岸の美浜町野間に露出する。砂礫層からなり、厚さ 2~3 m の粘土・シルト・細粒砂層を数枚はさむ。分布域の西方へむかってあるいは上位の層準へむかって礫径が小さくなり、マトリックスが多くなり、礫をふくむ中~粗粒砂も多くはさまれるようになる。礫は中~細礫が多く、礫種はチャート、中新統の師崎層群 (§ 4.3.3 参照) 由来の凝灰質砂岩・凝灰質泥岩、外帯の構成岩類由来の砂岩・結晶片岩など。師崎層群を不整合におおう。層厚約 85 m。

なお、東岸部の南知多町豊浦周辺にも、この累層とは岩相がことなる礫・砂・泥層が露出し、豊浦層とよばれている(牧野内, 1979, 1985 a)。この層の実態はわからないが、フィッシュントラック年代は約 10 Ma よりふるとされている(牧野内ほか, 1983)。

2) 河和累層

模式地は知多郡美浜町河和一青山池。模式地、美浜町時志一西岸部の美浜町奥田・上野間、常滑市坂井にかけて露出する。不規則な砂泥互層からなり、火山灰層・褐炭層をはさむ。砂層・泥層ともに数十 cm~10 m の厚さで、いずれも連続せず、せん滅したり、たがいに漸移したりする。火山灰層は基底部の布土火山灰層と上部の上野火山灰層の連続性がよい。後者のフィッシュントラック年代は 5.3 ± 0.4 Ma である(牧野内ほか, 1983)。褐炭層は中位層準によくはさまれる。層厚約 180 m。

3) 布土累層

模式地は知多郡美浜町布土西方約 1.5 km。古場火山灰層の基底を境に、下部層と上部層にわけられる。

下部層 半島東岸部の美浜町布土一西岸部の常滑市小鈴谷・大谷の地域、大谷一榎戸の地域、半島北東部の知多郡東浦町諸川・石浜・生路地域、半島基部の東海市大田周辺などに露出する。河和累層と岩相がにており、砂泥互層からなり、火山灰層・褐炭層をはさむ。礫層はほとんどみられないが、東浦町で中礫層がはさまれる。火山灰層は中部に小鈴谷・大谷両火山灰層がはさまれる。これらは名古屋市東部丘陵地域の丸根・東郷火山灰層に相当し(森, 1971)、2枚一組で連続性がよく、よい鍵層となる。フィッシュントラック年代は、小鈴谷火山灰層が 4.0 ± 0.5 Ma、大谷火山灰層が 4.3 ± 0.6 Ma である(牧野内ほか, 1983)。褐炭層は上部層準によくはさまれ、東浦町では約 1 m のやや厚いものが多くなる。層厚約 200 m。

上部層 常滑市大谷より北に分布し、岩相は下部層とはほぼおなじである。はさまれる褐炭層が相対的にすくなくなること、岩相が大きく変化すること、濃飛流紋岩の礫が多くふくまれるようになることなどが下部層とことなる。火山灰層は約 10 層はさまれ、なかでも最下位層準の古場火山灰層、中位層準の佐布里・岡田・横須賀各火山灰層(糸魚川, 1971)は比較的に連続性がよい。層厚 300 m 以上。

2. 地質構造

全体として北北西一南南東~北西一南東の走向で、半島南部では東北東~北東にゆるくかたむく同斜構造、

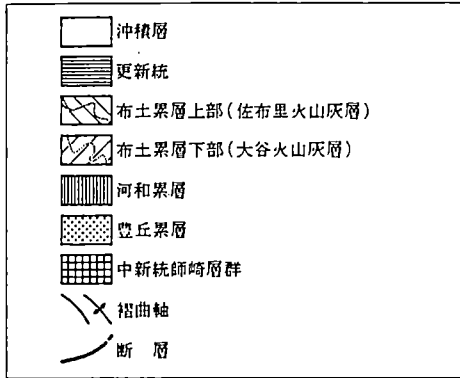
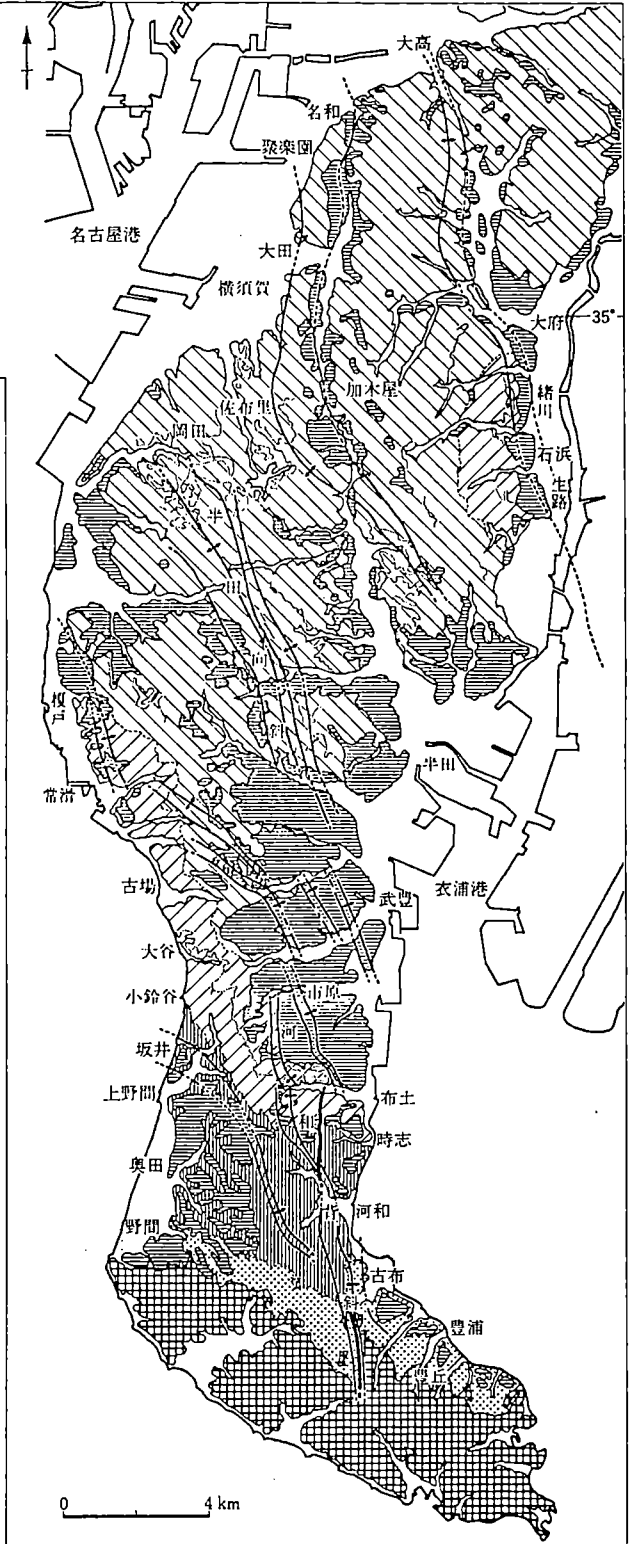
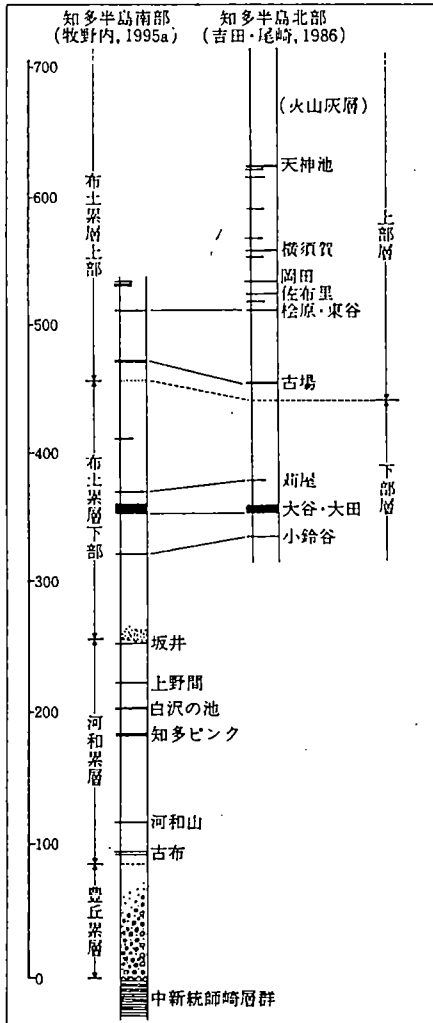


図4.23 知多半島の常滑層群の地質図
(牧野内, 1975a)

図4.22 常滑層群の総合柱状図(牧野内,
1975a; 吉田・尾崎, 1986)



半島北部ではゆるやかな波曲構造をなす。このため、南部では東へ北へむかって上位の層準が露出し、北部ではおなじ層準がくりかえしあらわれ、布土累層上部層が広く露出する。

河和背斜 牧野内(1975 a)命名。半島南部の東岸にそってほぼ南北方向に、美浜町切山の中新統の師崎層群中から武豊町市原付近の常滑層群中にかけてのびる背斜構造である(牧野内, 1975 a, 1976)。この背斜の東翼の傾斜はゆるやかであるが、西翼は急傾斜で、全体としては非対称の撓曲構造をもつ。

撓曲構造 半島北部には撓曲構造が数多くみられる。なかでも名和一加木屋撓曲(松沢・植村, 1957; 糸魚川, 1971; 吉田・尾崎, 1986)と大府一大高撓曲(松沢・植村, 1957; 吉田・尾崎, 1986)はふるくからしられている。地形にもはっきりあらわれており、それぞれ名古屋鉄道河和線と JR 東海道線がおとる谷にほぼ一致する。いずれも東翼が急傾斜である。このほかの撓曲構造は名和一加木屋撓曲の西にいくつかあるが、いずれも西翼が急傾斜である。

半田向斜 吉田・尾崎(1986)命名。名古屋港一衣浦港を北北西—南南東方向にむすぶ線を軸とし、撓曲をいくつかふくむ半島北部の波曲構造がつくるゆるやかな複向斜構造である。上述の半島南部の同斜構造も西翼の一部をなすことになる。なお、北縁部には、半田向斜とほぼ直向する方向に小規模な背斜構造があり、古見背斜とよばれる(桑原ほか, 1972)。

断層 この地域には断層はほとんどみられないが、西側の伊勢湾内には北北西—南南東方向の大規模な断層(養老—伊勢湾断層; 桑原, 1969; 図 5.15 参照)がある。半島部にみられる背斜・向斜の軸の方向もこの断層にほぼ平行である。

(2) 第四系

知多半島東岸の知多郡武豊町地域と南西岸の美浜町の野間地域に広く分布し、中新—鮮新統の常滑層群 (§ 4.4.3 参照)からなる丘陵の縁辺にも断片的に分布する。丘陵の上—頂部をつくる下部更新統上部—中部更新統下部・段丘をつくる中部更新統上部—上部更新統・沖積層をつくる上部更新統最上部—完新統にわけられる(図 5.19)。

1. 下部更新統上部—中部更新統下部

常滑層群がつくる標高 50—60 m の地形面より高い標高 50—80 m の丘陵背部をつくる。おもに南部に分布する武豊層と、北部に分布する加木屋層がある。

1) 武豊層

小瀬(1929)命名。模式地は知多郡武豊町富貴西方。武豊町一帯に広く分布する。下位の常滑層群とおなじ

3. 化石と年代

1) 化石

植物化石 三木(1948)は、美浜町河和の河和累層中部と常滑市や東海市 聚楽園の布土累層下部から、いわゆるメタセコイア層(三木, 1948)にあたる植物遺体を報告している。那須(1972)は近畿・東海地方の鮮新—更新統の花粉層序をまとめ、この地域では *Carya* 花粉が大谷火山灰層付近より下位の層準にわずかにふくまれるのにたいして、それより上位の層準にはふくまれないことをあきらかにした。尾上ほか(1986)は、大谷火山灰層のなかから暖帯・低地生の植物化石群を報告し、そのなかの *Paliurus protonipponicus* (ハマナツメ) は東北地方南部—新潟県・石川県の中新統にふくまれており、この火山灰層との対比に有効な示準化石として注目される種である。

貝類化石 松岡(1985)は河和累層中部や布土累層上・下部境界付近から淡水生の貝類化石を報告し、古琵琶湖層群の伊賀累層(「近畿地方」参照)の群集と共通する属にくわえ、現在の東南アジアに生息する属もふくまれることをあきらかにしている。

2) 年代

常滑層群の年代は、*Carya* 花粉化石がふくまれることやフィッシュントラック年代などから、豊丘累層の堆積の開始が中新世末期(約 6.5 Ma)、河和・布土累層の境界が中新—鮮新世の境界(約 5 Ma)、布土累層の堆積の終了が鮮新世後期(約 3 Ma)と考えられている(牧野内ほか, 1983; 牧野内, 1985 b)。これらを東海層群としてみると、豊丘・河和累層が最下部層、布土累層が下部層に相当する。(牧野内 猛)

ような地質構造 (§ 4.4.3 参照)で、武豊層が堆積したあとも構造運動が継続していたことがわかる。常滑層群を不整合におおう。北部にもわずかに分布する。

南部の武豊町富貴・武豊で、牧野内(1975 b)は下位から、下部砂礫層・中部シルト層・中部砂層・上部礫層・最上部砂礫粘土層に区分した。層厚約 20 m。

北部では、おもに砂礫層で、礫は円—亜円の中礫が多く、礫種はチャート・濃飛流紋岩。層厚約 10 m。下部砂礫層 礫層の多い中・下部と砂層の多い上部にわけられる。礫は円—亜円礫で、礫径はおもに約 10 cm。礫種はチャート・濃飛流紋岩・ホルンフェルスなど。チャート以外はくさり礫になっている。砂層はチャートの細礫をふくむ褐色の中粒砂からなる。

中部シルト層 下半部は淡青—暗青色のシルト・細粒

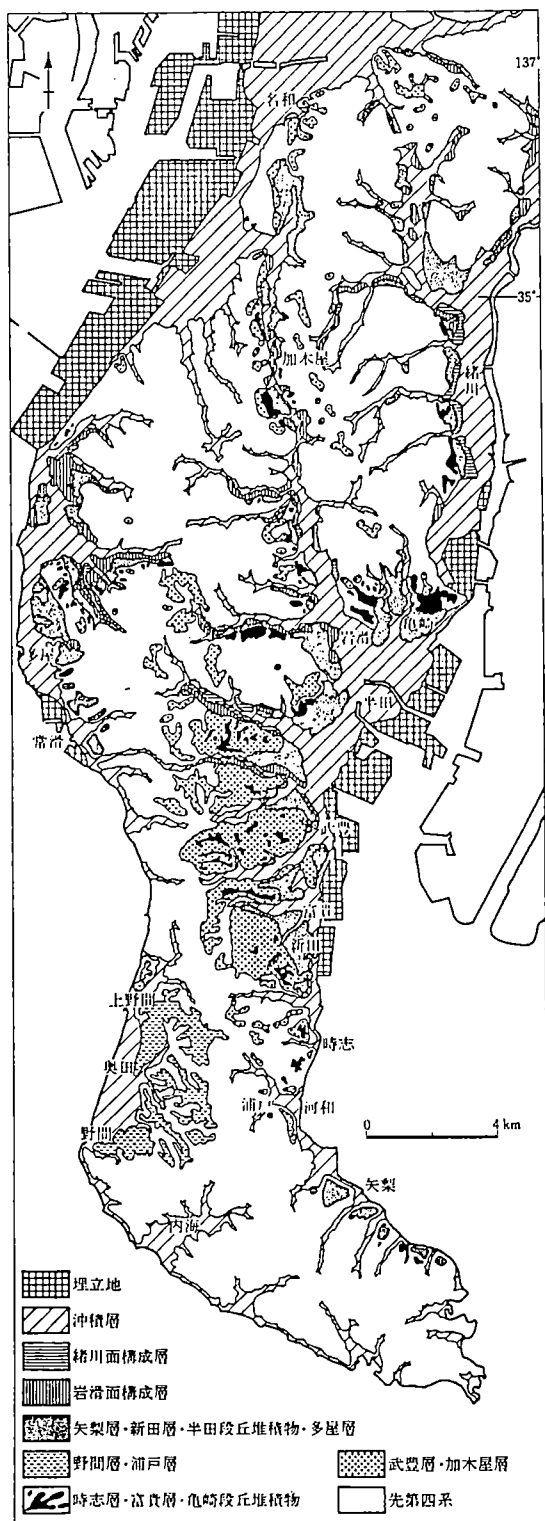


図 5.19 知多半島地成の第四系の地質図(牧野内, 編図)

砂層からなり、上半部は褐色のシルト・粘土のこまかい互層からなる。境界に褐鉄鉱の沈着層をともなう。下半部には表面に淡黄色の硫化物の粉が析出し、淡水～汽水生と海生のケイソウ化石がふくまれる。中部砂層 淡褐～褐色の中粒砂からなる。層厚変化がいちじるしく、しばしばレンズ状に分布する。上部礫層 下部砂礫層の中・下部の礫とほぼおなじ礫種の円～亜円礫のくさり礫からなる。礫径はやや小さく、礫種はおもにチャート礫がみられる。最上部砂礫粘土層 中粒砂層・礫層・海成粘土層からなり、砂層にはサンドパイプがみられ、粘土層の表面には淡黄色の硫化物の粉が析出している。

2) 加木屋層

松沢・植村(1957)命名。模式地は東海市加木屋町。知多半島北部の東海市名和～半田市の名古屋鉄道河和線ぞいの直線的な谷にそって点在する礫層。砂・シルトの薄層をはさむ。礫は円～亜円の中～大礫からなり、礫種はおもに白色に脱色したチャートで、濃飛流紋岩・砂岩などもある。チャート以外の礫はくさり礫で、全体に赤褐色になっている(糸魚川, 1971; 吉田・尾崎, 1986)。この地層も常滑層群の地質構造をつくった構造運動をうけている。層厚は一般に 5 m 以下であるが、15～20 m になる場所もある。

2. 中部更新統上部～上部更新統

この地成の段丘を、松田(1969)は高位から亀崎・半田・岩滑・緒川面に区分し、牧野内(1980)は半島南部の段丘を高位・中位・低位段丘面に区分した。ここでは、高度や開析状態などから 5 段に区分し、高位から亀崎(標高 20～40 m)・野間(30～40 m)・半田(10～20 m)・岩滑(約 5 m)・緒川面(2～4 m)とよぶ。なお、牧野内(1980)の高位・中位・低位段丘面はそれぞれ亀崎・野間・半田面に相当する。

1) 亀崎面構成層

亀崎面をつくる地層は時志層・富貴層・亀崎段丘堆積物とよばれる。いずれも、模式地付近に分布し、おもに風化して脱色したチャートの中～細角礫層からなる。下半部では赤褐色の細粒マトリックスが、上半部はローズ色を帯びさせるはちのけ模様の赤色土壌が礫のあいだを埋めている(牧野内, 1975 b)。層厚はいずれも 5 m 以下。時志層 牧野内(1980)命名。模式地は知多郡美浜町時志。常滑層群を不整合におおう。

富貴層 牧野内(1979 英)命名。模式地は武豊町富貴。武豊層の上部礫層を不整合に、一部は最上部砂礫粘土層を整合におおう。

亀崎段丘堆積物 吉田・尾崎(1986)命名。模式地は半田市亀崎。常滑層群を不整合におおう。

2) 野間面構成層

野間面をつくる地層は野間層・浦戸層とよばれる。

野間層 小瀬(1929)命名。近藤(1962)再定義。模式地は美浜町野間、知多半島西岸の美浜町上野間・奥山・野間地域に分布する。小瀬(1929)は常滑層群の一部としたが、貝類化石の検討から第四系であることが指摘された(早坂・岩井, 1960 英)。近藤(1962)は常滑層群との不整合面を確認し、常滑層群から分離し、下位から下部砂層・中部シルト層・上部砂層の3部層に区分した。層厚約30 m。

下部砂層: おもに淡灰〜黄褐色の中〜粗粒砂からなり、チャートなどの細礫をふくむ。常滑層群を不整合におおひ、基底面は西にひらいた谷地形になっている。強内湾性で浅海生の貝類化石をふくむ(早坂・岩井, 1960 英)。

中部シルト層: おもに塊状のシルト・砂質シルトからなる。下部砂層を整合におおう。

上部砂層: おもに塊状で、淡褐〜黄褐色の淘汰のよい細〜中粒砂からなる。段丘面上には約1 mの褐〜赤褐色の土壌があり、その下位に礫層がはさまれる場所もある。

浦戸層 牧野内(1980)命名。模式地は美浜町河和浦戸地区。模式地付近に分布し、下部浦戸層と上部浦戸層にわけられる(牧野内, 1980)。層厚約16 m。

下部浦戸層: 下半部は礫層、上半部は海成の細粒砂層からなる。礫層はおもにチャートで、脱色していない。常滑層群を不整合におおひ、野間層の下部砂層とおなじように、基底面は谷地形になっている。上部浦戸層: 脱色した白色のチャートの中礫からなる礫層で、マトリックスは褐〜赤褐色の中〜粗粒砂からなる。表面は褐〜赤褐色の土壌におおわれる。

3) 半田面構成層

半田面をつくる地層は矢梨層・新田層・半田段丘堆積物・多屋層とよばれる。

矢梨層・新田層 いずれも模式地付近に分布し、おもに脱色した白色のチャートの中〜細礫からなる。海成粘土層もはさまれ、基底面は比較的平坦で、うすいが広く分布し、波食面上に堆積したものである。段丘面上には褐〜赤褐色の土壌がみられる。

矢梨層: 牧野内(1980)命名。模式地は美浜町矢梨。層厚約5 m。

新田層: 牧野内(1979 英)命名。模式地は武豊町新田。層厚約8 m。

半田段丘堆積物 吉田・尾崎(1986)命名。模式地は半田市街地。知多半島北部に分布し、北部ではチャートの中礫、南部では中〜粗粒砂からなる。内陸部では河成堆積物に移行する。層厚数十 cm〜数 m。

多屋層 牧野内(1980)命名。模式地は常滑市多屋。模式地付近に分布する。下部多屋層と上部多屋層にわけられる。層厚約11 m。

下部多屋層: おもに海成のシルト・細粒砂からなり、細礫をともない、表面に硫化物の粉を析出している。基底面の谷地形を埋めて常滑層群を不整合におおう。上部多屋層: シルト・細〜中粒砂からなり、下部多屋層をおおって広い範囲に分布する。海成の証拠はなく、堆積環境がはっきりしない。表面の上半部に黒色、下半部に明褐色の土壌がみられる。

4) 岩滑・緒川面構成層

岩滑・緒川面をつくるものは、層厚1 m以下の砂・礫層である。

3. 上部更新統最上部〜完新統

臨海部の沖積平野や丘陵にきざまれた谷にみられる。一般に、下半部が海成泥層、上半部が砂層である。知多半島南端の南知多町内海では、標高約10 mの埋没した波食台上に縄文時代の先莉貝塚が発見されている(前田ほか, 1983)。層厚25 m以下。

4. 対比と年代

武豊層・加木屋層はくさり礫をふくみ、花粉層序学的研究から、大阪層群上部あるいは濃尾平野の海部累層に対比され(牧野内, 1975 b; 吉野・丹羽, 1976)、その年代は前期更新世末期〜中期更新世前半である。しかし、段丘構成層の対比や年代については、開析状態や堆積物の堆積様式などにもとづく対比・花粉層序学的検討・¹⁴C年代において、いずれもことなる対比結果となり、まだ確定していない。

高度・開析状態・堆積様式などによる対比 野間層は海成粘土層をはさむことから、濃尾平野の熱田層に対比され(近藤, 1962)、伊勢湾周辺の高成中位段丘層のひとつとされていた(名古屋グループ, 1969 など)。そのうち、海成層をはさむことから、浦戸層とともに海成粘土層からなる熱田層下部に対比され(牧野内, 1980)、野間面より一段ひくい半田面をつくる堆積物が熱田層上部に対比された(牧野内, 1980; 吉田・尾崎, 1986)。

花粉層序学的対比 吉野(1986)は、野間層下部砂層・下部浦戸層を武豊層の中部シルト層に、野間層上部・上部浦戸層・下部多屋層を武豊層の最上部砂礫粘土層に対比し、いずれも濃尾平野の海部累層に対比した。また、矢梨層を熱田層下部に、上部多屋層を熱田層上部に対比した。知多半島南部地域で花粉層序学的に熱田層に対比される地層は上部多屋層だけである。

¹⁴C年代 野間層・多屋層の年代は約30,000 y.B.P.で(木村ほか, 1984; 木村・細山, 1986)、野間・多屋面も熱田面にあたることになる。また、境川にそう大府市北崎の沖積面下約6.5 mの更新統にふくまれる巨大なマガキの年代は約30,000 y.B.P.よりまえである(杉浦ほか, 1965)。

(中部地方Ⅱから抜粋)

2) 矢田川累層

模式地は豊田市北部地域一帯。名古屋市東部の丘陵地帯に広く分布する(図4.21)。森(1971)は下位から水野部層^{みずの}・高針部層^{たかばり}・猪高部層^{いのだか}に命名・区分し、たがいに非整合であるとした。中山(1987)は、水野部層をさらに藤岡部層^{ふじおか}と日進部層^{ひしん}に細分している。なお、森山・丹羽(1985)は、東濃・三河地域の地形面の研究から、矢田川累層の層序についてことなる見解をだしているが、この見解には無理がある。ここでは森(1971)の区分にしたがう。積算層厚約220 m。

水野部層 模式地の指定はない。この地域の東部一中央部にあたる愛知郡長久手町の愛知青少年公園一日進町五色園周辺・日進町南部の愛知池に分布する。

下部はおもに礫・砂礫層からなり、シルト層・粘土層などをはさむ。礫は中～大礫の円～亜円礫で、礫種はおもに美濃帯の中・古生界のチャート・砂岩で、ホルンフェルス・濃飛流紋岩の礫もよくまれる。

上部はおもに砂・砂礫と粘土の互層からなり、褐炭層をはさみ、粘土層の層厚は10 mをこすものがある。最上部に丸根・東郷火山灰層をはさむ。これらの火山

[illegible]

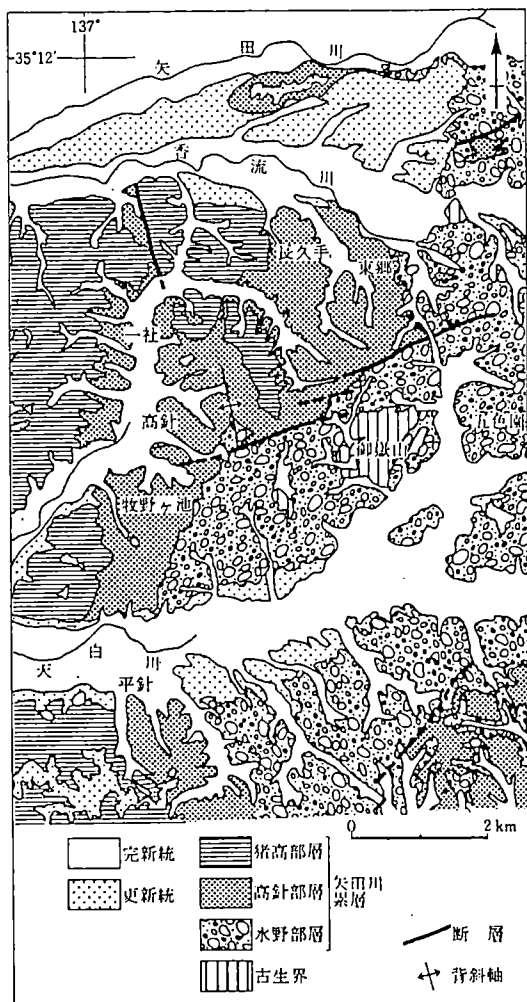


図4.21 名古屋市東部丘陵の地質図(森, 1971)

(2) 第四系

濃尾平野は、中新世末期—鮮新世ころからはじまった濃尾傾動地塊運動(桑原, 1968)により、西にかたむきながら沈降して傾動した盆地に形成されている(松沢・桑原, 1964)。この盆地には、おもに木曾三川(木曾・長良・揖斐川)がはこんだ大量の碎屑物が西部ほど厚く堆積している(図5.17)。同時に、第四紀の氷河性海面変動の影響もうけており、氷期の海退期に堆積した礫などの粗粒な河床堆積物と、間氷期の海進期に堆積した海成層や潟・沼沢成の地層もある(99頁・井田(1955))

平野の地下地質の研究は、杉崎・柴田(1961a, 1961b)や1959年の伊勢湾台風災害の調査研究(松沢・桑原, 1964)などが先駆けとなり、1970年ごろからは地盤沈下の問題と関連してすすめられ、その層序・構造が明らかにされた(桑原, 1975b; 濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 坂本ほか, 1984, 1986; 東海三県地盤沈

灰層は5~15 mの間隔で対をなし、小牧—春日井地域・知多半島地域・伊勢地域にも連続して分布する。東郷火山灰層をはさむ粘土層には褐炭層がはさまれ、1950年代まで採行されていた(桑原, 1971)。

化石: 褐炭をはさむ粘土層には植物遺体・花粉化石が多く、三木(1948)は、春日井市坂下町上野の東郷火山灰層(三木, 1948の上野火山灰層)の下位から *Glyptostrobus*・*Melasequoia*・*Sequoia*・*Juglans*・*Liquidambar*・*Styrax*などを報告している。宮地(1983)は、日進町の上部層から *Sequoia*などを報告している。花粉化石では *Liquidambar*・*Nyssa* もふつうにみられる。ただし、*Carya* は東郷火山灰層より上位にはない(吉野, 1971; 小牧団研グループ, 1971; 坂本ほか, 1984)。瀬戸陶土層を不整合におおう。層厚約100 m。

高針部層 模式地は名古屋市千種区高針東地区。この地位の中央部にあたる名古屋市名東区北東部—牧野ヶ池南部・緑区東部・愛知郡東郷町に分布する。おもに粘土層・砂礫層などからなり、砂礫層・褐炭をはさむ。褐炭をとともう最上部の粘土層は長久手: 一社火山灰層をはさむ。これらの火山灰層は小牧地域・知多半島地域・伊勢地域に連続して分布する。水野部層上部から高針部層にかけての褐炭をはさむ粘土層は、濃尾平野の地下や岡崎平野の地下で厚くなる(桑原, 1971)。層厚30~40 m。

猪高部層 模式地の指定はない。この地域の北縁部・西部・南縁部に分布する。砂礫・砂・粘土の不規則な互層からなり、褐炭層・火山灰層をはさむ。砂礫層の礫は小~中礫、円~亜円礫で、おもにチャートからなり、ホルンフェルス・濃飛流紋岩の礫もまじる。層厚30 m以上。(森 忍)

下調査会, 1985)。ここではこれらにもとづいてのべる。なお、濃尾平野の第四系をまとめて尾張層群とよぶこともある(畠山ほか, 1979)。

1. 下~中部更新統

濃尾平野の地下に分布し、下位から弥富累層およびその相当層・第三礫層・海部累層およびその相当層・第二礫層におけられる(図5.18)。基盤は東海層群(§4.4.2 参照)。

1) 弥富累層およびその相当層

地表に分布する弥富累層相当層は唐山層・八事層である。ただし、両層を東海層群の最上部層とする考えもある(土質工学会中部支部, 1988)。

弥富累層 畠山ほか(1979)が木曾川河口の標高約-192~-360 mの地層に命名。おもに礫と砂の互層からなる。平野の西・南部では砂がち、北・東部では礫がちであ

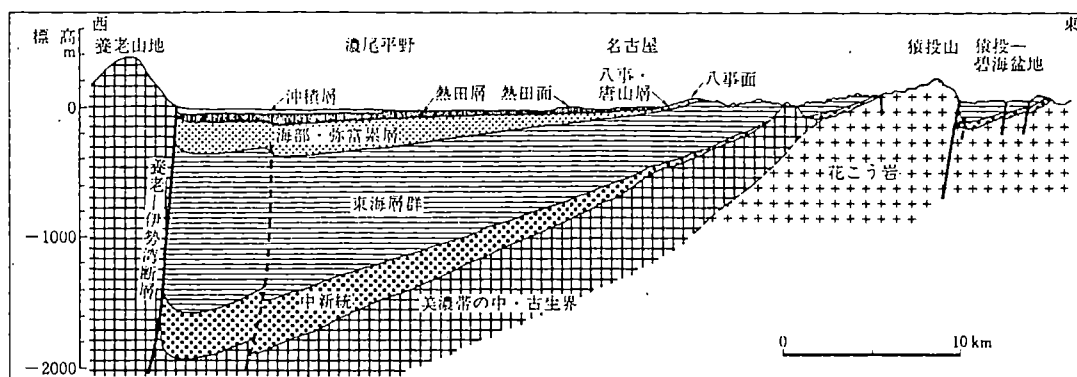


図 5.17 濃尾傾動地塊の模式断面図(桑原, 1968を一部改変)

る。木曽川河口付近では、下部と最上部に厚い泥層がはさまれ、砂がちの中位層準にもうすい泥層がはさまれる。中部と最上部の泥層に海生のケイソウ化石がみられ、海進時の堆積物とされている(森, 1980)。東海層群を不整合におおう。層厚 160 m 以上。

唐山層 松沢・嘉藤(1954)命名。模式地は名古屋市中心部
区唐山西町。名古屋市東部の丘陵頂部に分布する。下半
部は円～亜円の大～巨礫、上半部は砂層・シルト層か
らなる。礫はくざり礫になっている。礫種はチャート・
濃飛流紋岩など。この地層はつねに八事層におおわれ
るため、独自の地形面をのこしていない。上部にはさ
まれる火山灰層のフィッシュントラック年代は参考値
として約 190 万年まえとされ、鮮新・更新統境界付近
の可能性もある(牧野内ほか, 1983)。瀬戸層群の矢田
川累層を不整合におおう。層厚十数 m。

八事層 松沢・嘉藤(1954)命名。模式地は名古屋市昭和区八事。名古屋市東部の丘陵を中心に、唐山層を不整合におおって分布する。おもにチャートの円～亜円の中礫からなる。風化によってチャート礫は白色に脱色しており、マトリックスは赤褐色になっている場合が多い。八事面とよばれる定高性のある丘陵背面をつくる。層厚 20～30 m。

2) 第三礫層

桑原(1975 b)命名。模式地の指定はない。濃尾平野の地下に分布し、弥富累層の上位にある礫層。弥富累層が下刻された凹地に堆積しており、比較的大きな海退期の堆積物とされている。層厚約 10 m。

3) 海部果層およびその相当層

地表に分布する海部累層相当層は潮見坂礫層・桃花園礫層・桃山礫層である。

海部累層 杉崎・柴田(1961 a)命名、桑原(1975 b)再定義。模式地は海部郡弥富町におけるボーリング資料の標高約-165~-224 m、濃尾平野の地下で、第三礫層をおおう、砂・泥からなる3枚の細粒層(Aml・Am2・Am3)とそのあいだにはさまれる2枚の礫質層(Agl・Ag2)からなる(図5.18参照)。細粒層には海生のケイ

ソウ化石がふくまれるので、海進期の堆積物である。ただし、海成粘土層が断続的にはさまれ、淡水成粘土層もはさまれることから、海面の上昇は小さかったと考えられる。最大厚層 150 m 以上。

潮見坂礫層・桃花園礫層・桃山礫層 坂本ほか(1984)
命名。それぞれ春日井団研グループ(1971)の高位段丘
Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ面構成層にあたる。いずれも模式地の指定
はない。春日井市北東部～小牧市東部の篠岡丘陵南
～東部に分布する重円礫からなる礫層。礫種はおもに
チャートで、濃飛流紋岩・ホルンフェルスなどもある。
潮見坂礫層の礫はくさり礫になっており、桃花園・桃
山礫層にはシルト層や砂層がはさまれる。層厚は、そ
れぞれ5～6 m, 20 m以上, 5 m以上。

4) 第二礫層

杉崎・柴田(1961 a)命名。模式地は弥富町におけるボーリング資料の標高約-147~165 m、濃尾平野の地下で、下刻された海部累層の樹枝状の谷地形内に分布する礫層。北部では濃飛流紋岩・チャートなどの大礫もふくまれ、西縁部ではチャート・砂岩の礫が多い。濃尾平野地下にある礫層のうち地表から2番目にあたる礫層であるためこの名があり、平野全体で最も広く利用されている被圧帯水層である(東海三県地盤沈下調査会, 1985; § 9.3.1 参照)。層厚 10~20 m, 場所により 30 m 以上。

2. 上部更新統

名古屋市中心部の熱田台地をつくる熱田層、熱田台地より一段ひくい低位段丘の構成層、名古屋市街地の大曽根面をつくる大曽根層、濃尾平野北東縁の小牧・鳥居松面をつくる小牧礫層・鳥居松礫層がある。

1) 熱田層

松沢・嘉藤(1954)命名。模式地は名古屋市中部の熱田台地。模式地以外では名古屋市北部の^{もりやま}守山台地に分布し、平野の地下にも広く分布する。また、濃尾平野北縁部の^{ひかみがはら}各務原台地にも分布し、各務原層とよばれる。桑原(1975 a) は最下部層・下部層・上部層に区分した。平野北・東部の地下では上・下部層の区別がむずかしい。

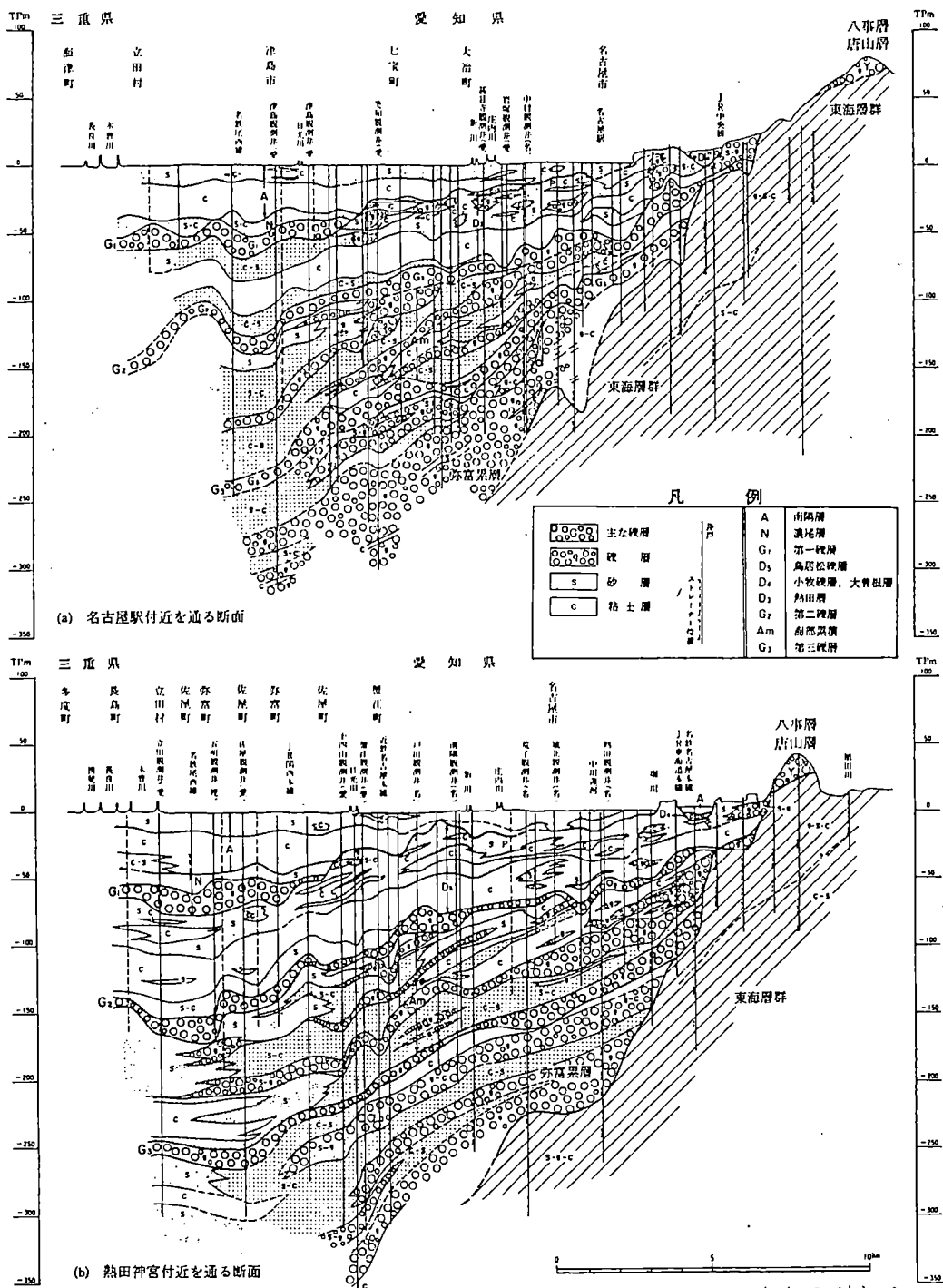


図 2.12 濃尾平野東西地質断面図¹⁾ (牧野内, 1988; 濃尾平野地質図 (奈良, 1985; 濃尾平野の地質と地下水))

熱田層最下部層 平野中央部の地下だけにみられる砂層。層厚 10~20 m。

熱田層下部層 平野の地下全域に分布し、地表では熱田台地にだけ露出する海成粘土層。ケイソウ化石群集

からみると、ひとつの海進サイクルをしめす(濃尾平野第四系研究グループ, 1977)。平野の南部ではレンズ状の砂層などをほとんどはさまないが、平野の北・東部では礫層などの粗粒堆積物をはさむ。熱田海進(濃尾平

野地下第四系微化石研究グループ, 1974) とよばれる最終間氷期の海進堆積物である。上限面の深さは平野東部で標高約-10 m で、西へむかって深くなり、西縁部では-140 m にもなる。層厚 20~30 m で、西縁部では 40 m 以上。熱田台地では 10 m 以下。

熱田層上部層 平野の地下全域に分布し、地表では熱田台地・守山台地に露出する。おもに砂層からなるが、シルト・粘土層やレンズ状の礫層もかなりはさまれる。守山台地ではおもに砂礫層からなる。御嶽火山 (§ 6.1.2 参照) に由来する軽石がふくまれ、基底部付近のものが Pm-I (小林ほか, 1968 英), そのほかのものは Pm-III (小林ほか, 1967) あるいは Pm-3 グループ (酒井, 1981 英) とされている。レンズ状にはさまれる泥層にはおもに淡水生のケイソウ化石群集をふくむが、海生のケイソウ化石をふくむ層準もあり (濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 森, 1980), 小規模な海進堆積物もはさまれている。層厚は、平野西縁部の地下で 60 m 以上、熱田台地で 30~40 m, 守山台地で約 10 m。

各務原層 高木 (1976) 命名。岐阜県各務原市の各務原台地をつくり、おもに軽石をふくむ砂層からなる。熱田層上部層にあたる。層厚約 12 m。

2) 大曽根層・小牧礫層・鳥居松礫層

いずれも、最終氷期の最大海退期にむかって海面が下がり、海岸線が沖合に後退していった時期の堆積物で、第一礫層よりややふい時期の礫層である。

大曽根層 松沢・嘉藤 (1954) 命名。模式地は名古屋市東区大曽根の南西方。

小牧礫層 日本建築学会東海支部ほか (1969) 命名。模式地の指定はない。

鳥居松礫層 多田・井関 (1955) 命名。模式地は春日井市鳥居松町。

3. 上部更新統最上部~完新統

熱田層を不整合におおい、地表付近まで分布する。下位から第一礫層・濃尾層・南陽層に区分される。

1) 第一礫層

井関 (1956) 命名。模式地の指定はない。平野地下の

広い範囲に分布する。大礫からなる円礫層。礫種は濃尾流紋岩など。最終氷期の最大海退期の堆積物である。基底面は平野東縁部では標高がほぼ 0 m であるが、西にむかって深くなり、西縁部では約-90 m になった。濃尾平野地下にある礫層のうち地表にいちばんちかい礫層であるためこの名があり、平野部で井戸を掘った場合、最初にであう被圧帯水層である (§ 9.3.1 参照)。熱田層を不整合におおう。層厚 10~20 m。

2) 濃尾層

古川・濃尾平野研究グループ (1971) 命名。模式地の指定はない。第一礫層上限面でしめされる埋没谷地形の比較的深い部分にみられ (図 5.18 参照), 砂泥互層からなる。Corbicula sp. (シジミの 1 種) などの汽水生の貝類化石などもふくまれ、汽水~淡水域に堆積した地層である。最大海退期のあとに海面が上昇していく途中の約 1 万年まえに小規模な海退があり (古川, 1972), その海退よりまえの海進期に堆積した。かつては南陽層の最下部層とされていたが、N 値が大きいため南陽層と区別された。層厚 10~20 m。

3) 南陽層

松沢・嘉藤 (1954) 命名。古川 (1972) 再定義。模式地は名古屋市港区南陽町で、海生の貝類化石をふくむ地表付近の地層にたいして命名された。約 1 万年まえの小海退よりのちの海進にともなう堆積物で、沖積面をつくる地層である。下部粘土層・上部砂層・最上部粘土層にわけられる。

下部粘土層 海成粘土層からなる。ケイソウ化石群集からみると、ひとつの海進サイクルをしめす (濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 森, 1981)。層厚は、臨海部で 30 m 以上で、北へむかってうすくなる。

上部砂層 三角州あるいははんらん原堆積物で、砂層からなる。層厚 10~20 m。

最上部粘土層 後背湿地の泥質堆積物からなる。層厚約 5 m で、平野中央部よりもむしろ縁部で厚い。

(桑原 徹・牧野内 猛)

§ 3. 濃尾平野下の地層群と陸域の地層群との対比

濃尾平野の地下を充填している地層群が、何時ごろの時代のものか? あるいは陸域の地層のどれに対比されるか? といった問題は、平野の地下構造が明らかになった頃からの重要な課題のひとつで、多くの研究者によって議論されてきた。しかし、これらの議論はいずれも決定的な根拠に欠け、現在まで未解決のまま残されていた。

ところが、最近になって、平野下のボーリング・コアにはさまれる火山灰層の記載岩石学的検討、および火山ガラスの屈折率精密測定と、新しい criterion に基づく火山ガラス

Yatomi 600^m Well Jushi yama 300^m Well

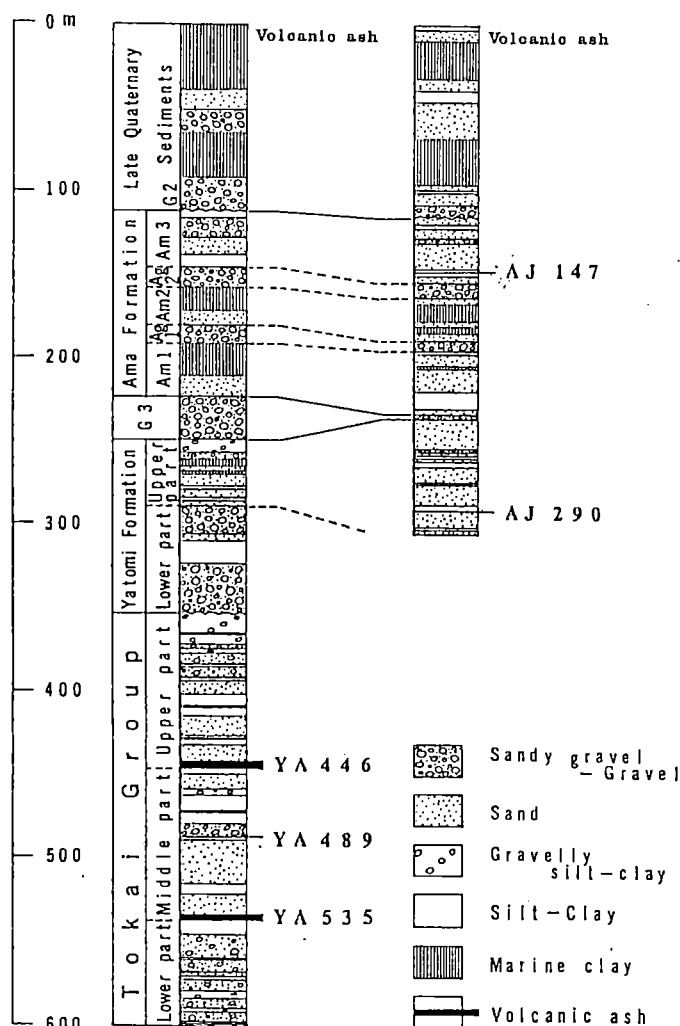


Fig. 3-1 (古沢, 1990; 地質学雑誌, Vol. 96, No. 11)

の形態分類によって、この課題の大部分が解決された(古澤, 1990; 地質学雑誌, Vol. 96, No. 11, 印刷中)。

研究に供されたボーリング・コアは、地盤沈下対策の一環として、濃尾平野南部で行われた2本のボーリングで、ひとつは東海層群まで達する弥富600mボーリング(東海農政局, 1976年度), いまひとつは弥富累層まで達する十四山300mボーリング(愛知県, 1977年度)である(Fig. 3-1)。

弥富600mボーリングの東海層群には、3枚の火山灰層がはさまれており、これらは、ボーリング地点名とそれぞれの挟在深度を示して、YA535, YA489, YA446とよばれる。いっぽう、十四山300mボーリングでは、弥富累層と海部累層とに1枚ずつ火山灰層がはさまれており、同様に挟在深度などを示して、AJ290, AJ147とよばれる(Fig. 3-1)。

これらの火山灰層の記載岩石学的検討と、火山ガラスの屈折率測定・形態分類を行なった。そして、周辺の陸域に露出する類似した火山灰層についても同一の手順で分析を行い、両者を比較検討して、以下の結論に達した(Fig. 3-2)。

- i) YA535およびYA446は、伊勢湾西岸北部の東海層群(奄芸層群)の坂東2火山灰層および嘉例川(Pumice)火山灰層に、それぞれ対比できる。
- ii) AJ290およびAJ147は、大阪層群の山田Ⅱ火山灰層および琵琶湖粘土層のBB.395(U)(=B.167-1)に、それぞれ対比できる可能性が高い。

さらに、それぞれの火山灰層およびコアの上・下限の年代を堆積速度などから求め、この地域の地史を検討すると、

- iii) 東海湖は、平野西部においては1.3~1.1Maに、鈴鹿・養老両山地にはさまれた地域

にあっては0.9~0.7Ma(吉田, 1988)に, それぞれ消滅。また, 濃尾平野部と伊勢湾西岸部とに分化した時期は, 嘉例川火山灰層(YA446)堆積期以降。

iv) 海部・弥富累層は, 約1.1Maから堆積を開始し, 約0.16Maに堆積終了。

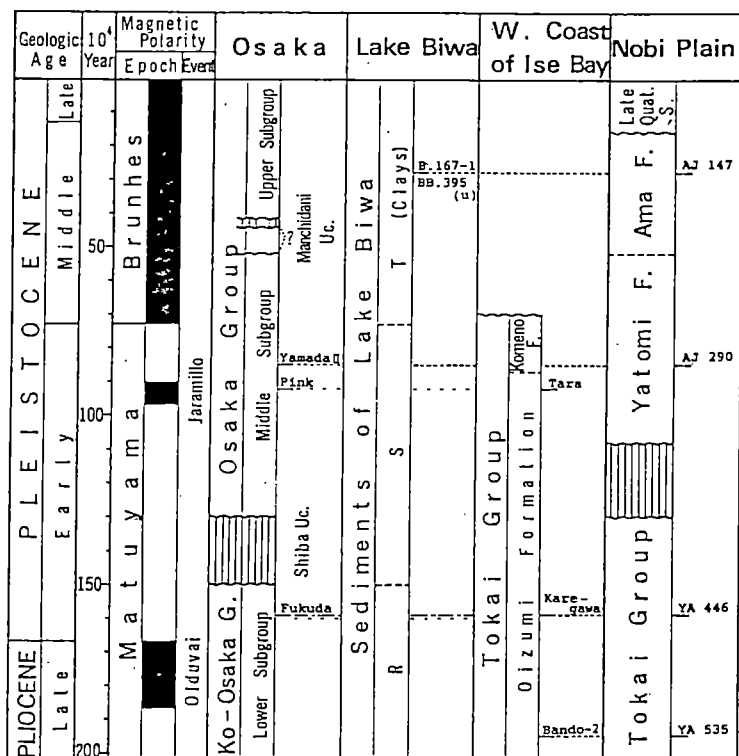
v) 弥富累層堆積期には, 海面変動の影響を受ける濃尾傾動盆地と, 鈴鹿・養老両山地間にあって影響を受けない東海湖堆積盆地という, 異なる環境の堆積盆地が共存しており, 第三紀から存続した東海湖が干上がる前に, 第四紀の濃尾傾動盆地が堆積を開始。

などの結論に達する(Fig.3-2)。これらを大阪層群の造盆地運動と比較すると,

VI) 東海層群と尾張層群の関係は, “芝の不整合”をはさむ古大阪層群(下部亜層群)と大阪層群(中・上部亜層群)との関係に類似。また, 尾張層群の弥富累層と海部累層の関係は, “満池谷不整合”を境界とする中部・上部亜層群の関係に類似しており, 堆積盆地の発達過程に類似性と同時性が認められる(Fig.3-2)。

最後に残る問題は, 平野下の東海層群基底の層準がどのあたりになるかという問題である。現時点で明確に言及できないが, 弥富付近では東海層群基底の深度が1200m前後にあり, YA535の下位に約670mの地層がある。

この間の岩質も, 若干離れたサイトにおけるコアでみるかぎり, 上位のものと著しく異なっていないので, 上位の地層から得られた堆積速度を単純に外挿して基底の年代を求めると, 4.8Ma(およそ5Ma)となる。



筆者らは, 東海湖がこの地域まで拡大した時期を5Ma頃と推定しており(牧野内, 1985), 上のestimationはまことに妥当な年代値を与えている。

なお, 別の火山灰層の年代値から得られる堆積速度を用いると, 平野下における東海層群基底の年代は, 4.3Maとなり, やや若くなる。いずれにしても, このあたりの年代は, 名古屋東

----- Ishida-Yokoyama (1969)

..... Yoshikawa (1987)

..... This paper

Fig.3-2 (吉田, 1990; 地質学雑誌, Vol.96, No.11)

部丘陵(尾張丘陵)における東海層群基底の年代とほぼ同じか、やや若い年代となり、濃尾平野地下における東海層群の堆積開始は、東方の丘陵地域のそれと著しく異なっていない。

したがって、東海湖の最初の堆積が始まったとされる南方の知多半島南部より、堆積開始が遅れたことになる。

また、同様にして、平野下における東海層群上限の年代をもとめると、1.5Maとやや古くなるが、上述の結論に大きな変更はない。

参考資料

この地域の地質についての一般的な解説書として、以下の書籍がある。

日本の地質 5 中部地方 II.

山下 昇 ほか 編, 1988, 共立出版。¥9,000.-

また、東海層群については、下の雑誌に特集として平易に解説されている。

URBAN KUBOTA (アーバンクボタ), No.29. 株式会社クボタ, 1990. ¥500.-

濃尾平野の地下地質については、地盤沈下・地下水などの問題とも関連した解説書,

濃尾平野の地盤沈下と地下水。

東海三県地盤沈下調査会 編, 1985, 名古屋大学出版会。¥4800.-

があり、名古屋市の地下地質については、名古屋の地盤を、地質学的、地盤工学的、建築基礎工学的に解説した,

最新名古屋地盤図。

土質工学会中部支部 編, 1988, 名古屋地盤図出版会(中部地質調査業協会内)。¥55,000.-

が詳しい。これには資料編として、ボーリング柱状図集, 土質試験データ集, 力学試験・透水試験データ集が掲載されている。

また、別冊として「名古屋地域地質断面図集」も発刊されている。

志摩半島東部の地質

大阪教育大学 菅野耕三

1. 地質概略

志摩半島とは三重県東南部に位置し、鳥羽市小浜と志摩郡浜島町南張を結ぶ線以东のことをいう。本地域の地質については、山際・坂(1967)が地質学会総会の地質見学案内書でまとめを行なっている。それによれば、西南日本外帯特有の帯状配列を示し、北より御荷鉾累帯、秩父累帯、四万十累帯に分けられ、おのおの御荷鉾線、仏像線で境されている。なお、四万十累帯地域では、白亜系の的矢層群を鵜方層を初めとする洪積統が不整合で覆っている。本地域に分布する地層および岩類は変成岩、古生界、中生界、第四系および火成岩類よりなり、第四系以外の基盤岩類は東北東—西南西ないし東西の一般走向を有し、西南日本外帯に特有な帯状分布を示している。

すなわち、御荷鉾累帯には変成岩類および火成岩類が分布し、秩父累帯は主として非変成の古生界および中生界の分布地域である。四万十累帯は白亜系の分布地域である。

近年、秩父累帯の従来古生界とされた地層から中生代型の放散虫化石が報告(菅野ら、1980、坂・手塚、1988、ほか)され、秩父系の見直しが論じられている。

2. 主要構造線

(1) 中央構造線

西南日本を内帯・外帯に二分する中央構造線は、宮川以东においては直接観察されない。しかし、外帯の地形や地質から判断すると、多少北方に屈折しながらも、ほぼ伊勢市内の市街地をWSW—ENE方向に走り、度会郡二見ヶ浦を経て伊勢湾に没している。中央

構造線が存在すると思われる伊勢市浦口新開地～早修小学校付近では、高倉層（第三系中～鮮新統）に節理、小断層が発達し、砂岩、泥岩、シルト岩は角礫状に破碎されて、かなり擾乱した構造を呈している。また、この擾乱帯に近接する外帯の変成岩（宮川層のもの）も、かなり破碎され、高倉層との間に大規模な断層が存在することを示している。

（２）御荷鉾構造線

鷺嶺山（袴腰山）から伊勢道路、山伏峠北方、丸山庫藏寺北方を経て、鳥羽市船津町に達するWSW－ENE性の断層で、北の三波変成帯の鷺嶺層と、南の秩父累帯の河内層群（下部二疊系）とを境する。

鳥羽市船津町の鳥羽レストパーク付近の露頭（見学地１）においては、直接断層面は観察されないが、この影響によると考えられる、緑泥石化した緑色片状岩の著しい破碎や偽礫化、粘土化を確認することができる。

しかし、両帯の地質構造および分布を示す境界線が、ほぼ直線的に延びていることから、本地域では御荷鉾構造線は北傾斜の高角度衝突上断層で表わされるものと考えられている。

なお、本構造線の西方延長にあたる度会郡大宮町滝原では、木村俊雄（1954）によって御荷鉾層が秩父層群の上に低角度で押し被せていることが報告されており、またこの東北方延長にあたる神島中央部のNE－SW性の神島断層については、山際・石井（1957）の報告があり、島の北端部の露頭を見る限り、断層両側の破碎が著しく、結晶片岩に貫入した輝石と非片成古生界とが、走向N40°E、傾斜60°SWの断層で接している。

（３）安楽島－五ヶ所構造線

鳥羽市安楽島から岩倉、白木、五知、日向郷、築地を経て、五ヶ所湾に至る延長20Km以上におよぶNE－SW、ないしENE－WSW性の顕著な断層で、この地域の一般的走向であるENE－WSW

とは若干交斜している。本構造線は、北は秩父累帯北帯の白木層群（中部二畳系）、南は秩父累帯中帯の青峰層群（中～上部二畳系）、および中生界松尾層群（下部白亜系）とそれぞれ接し、その全延長にわたり蛇紋岩の著しい迸入を受けている。蛇紋岩は松尾～白木間において最も幅広く露出し、NW－SE方向の最大幅は約700mに達する。

本構造線の観察される露頭は、五ヶ所小学校手前の国道260号線の切り通しと、鳥羽市白木町の採石場（見学地4）にあり、この構造線に伴う小断層や周囲の地質構造、蛇紋岩と周囲の地層面との接触部、それにこの構造線が直線的に延びていること等から、北傾斜の高角度衝上断層と考えられている。

なお、本構造線は度会郡南勢町舟越以西では消滅するが、四国の黒瀬川構造帯の東方延長に相当すると見なす研究者もいる。

（4）仏像構造線

鳥羽市生浦湾より、青峰山南麓、磯部町恵利原の鸚鵡石南方を経て、五ヶ所を通過するENE－WSW方向の外帯第一級の断層で、直線状に延び、中生界的矢層群（白亜系）と秩父累帯南帯の築地層群（中部二畳系？）との境界を成している。

露頭は（見学地2）、鳥羽市今浦集落南西約500mの地点にある切削崖面に見られ、幅約55m、高さ約25mあり、この崖のほぼ中央に仏像構造線相当の断層が走っているのが観察される。断層面（走向N50°W、傾斜60°NWを示し、面沿いに3～5m幅の断層粘土が発達する）を境に、北の築地層群のチャートおよび塩基性凝灰岩（輝緑凝灰岩）と南の的矢層群の砂岩が接している。

なお、本構造線はWSW方向に行くに従い、安楽島－五ヶ所構造線と近接し、南勢町五ヶ所の湾場付近では、ほとんど同構造線の蛇紋岩と接触している。

見学地 1 : 鳥羽レストパーク付近の御荷鉾構造帯に発生した破碎帯地すべり

見学地 2 : 鳥羽市浦村町今浦に出現した仏像構造線の露頭

見学地 3 : パールロードに露出するチャート層
(従来時代未詳の中生界とされていた四万十累層からは、近年各地で放散虫化石が発見され時代が判明してきている。当地でもいくつかの産地がある)

見学地 4 : 鳥羽市白木に露出する蛇紋岩

参 考 文 献

木村俊雄(1954)三重県度会郡滝原町に見られる低角度の衝上断層について. 名古屋地学、4号.

南平秀生(1982)鳥羽市内地学のガイドー理科資料・野外見学と採集のてびきー. 40P.

南平秀生(1985)志摩地方地学ガイドー志摩半島地学の旅ー. 36P.

坂 幸恭・手塚(1988)志摩半島の秩父南帯. 地学雑誌、97-1、
p.10-24.

菅野耕三・中世古幸次郎・脇本礼子(1980)志摩半島東部に分布する築地層群から産する放散虫化石について. 大阪教育大学紀要、Ⅲ、28巻、p.111-121.

山際延夫・石井健一(1957)志摩神島の地質. 地質学雑誌、63巻、743号.

山際延夫・坂 幸恭(1967)志摩半島東部の中・古生界. 地質見学案内書(名古屋)、24P.

山際延夫・坂 幸恭・岩橋豊彦・杉田福松(1976)志摩半島の仏像線についての新知見. 地質学雑誌、82巻、6号.

志摩半島の主要構造線と塩基性～超塩基性火成岩類の分布

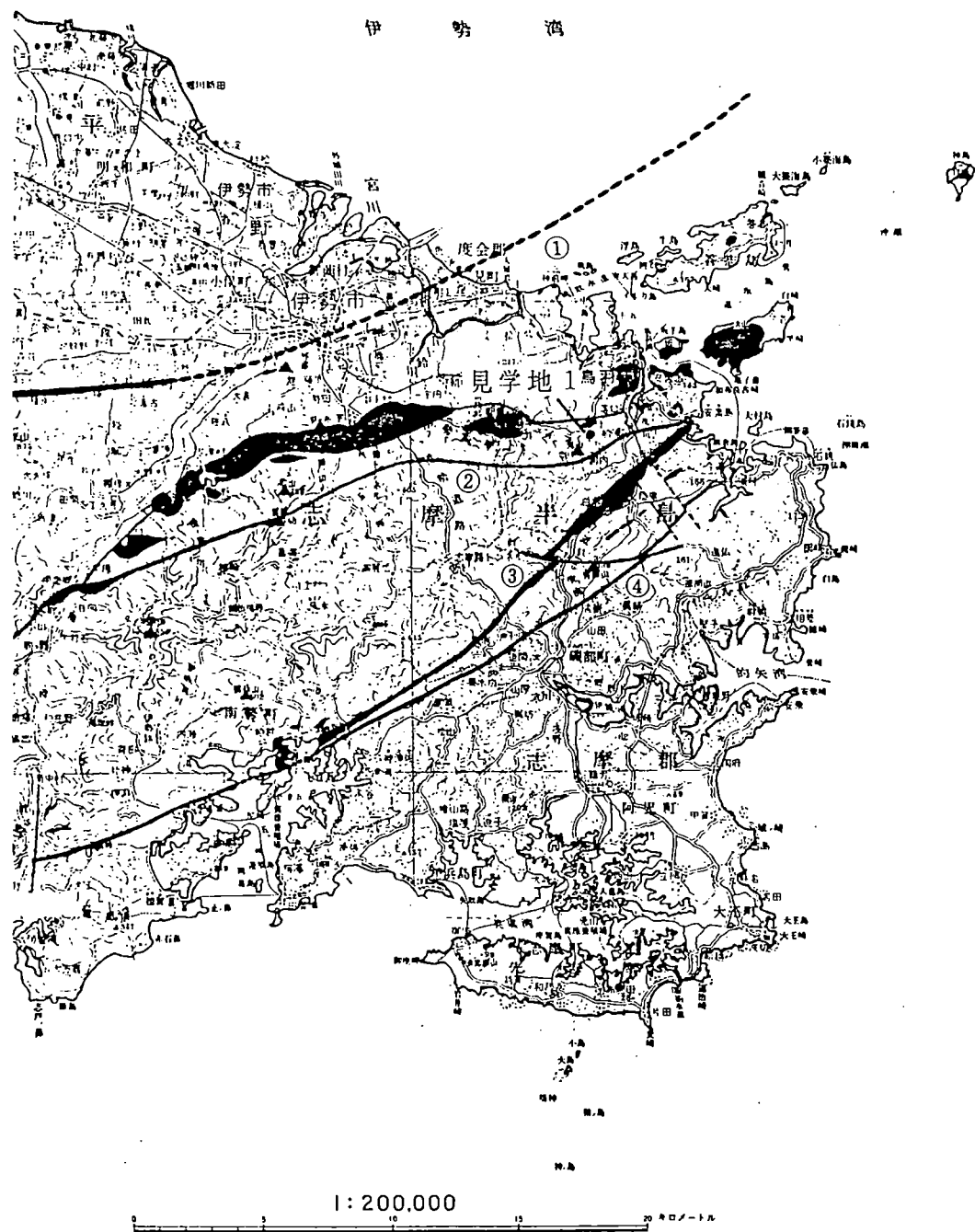
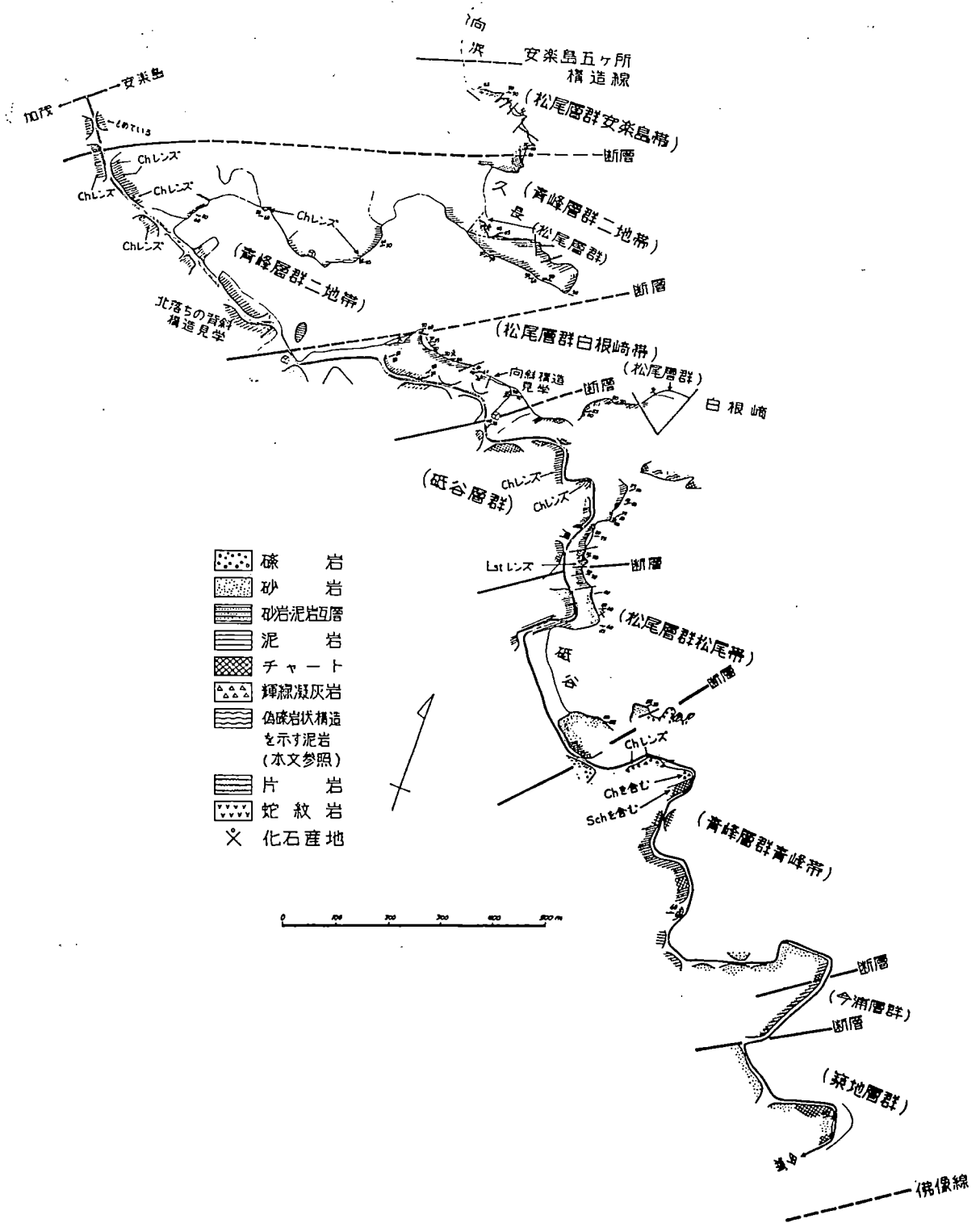


表1 地質分布

(山際・その他, 1979 を一部訂正)

北 ↓ 南	御荷鉢系		御荷鉢系帯
	——御荷鉢線——		
	河内層群……………下部二疊系 (<i>Pseudoschwagerina</i> 帯)	北	
	——断 層——	帯	
	白木層群……………中部二疊系 (<i>Neoschwagerina</i> 帯)		
	——安楽島—五ヶ所構造線(蛇紋岩進入)——		
	松尾層群安楽島帯……………下部白亜系		秩
	——断 層——(蛇紋岩進入)		
	青峰層群二地帯……………上部二疊系 (<i>Yabeina</i> 帯)		
	——断 層——		
	松尾層群白根崎帯……………下部白亜系	中	父
	——断 層——		
	砥谷層群……………時代未詳古生界		
	——断 層——(蛇紋岩進入)		
	——断 層—— 鳥羽層群……………上部二疊系 (<i>Lepidolina</i>) 帯		
	(蛇紋岩進入)		
	松尾層群松尾帯……………下部白亜系	帯	累
	——断 層——(蛇紋岩進入)		
	今浦層群相当層 ¹⁾ ……………上部ジュラ系?		
	——断 層——(蛇紋岩進入)		
	青峰層群青峰帯……………中部—上部二疊系		帯
	——断 層—— (<i>Neoschwagerina</i> 帯— <i>Yabeina</i> 帯)		
	——断 層—— 堀切層群 ²⁾ ……………中部石炭系 (<i>Fusulinella</i> 帯)		
	今浦層群……………上部ジュラ系		
	——断 層——(蛇紋岩進入)	南	
	築地層群……………(九州の神瀬層群に対比される)	帯	
	——仏 像 線——		
	的矢層群……………白亜系		四
			万
			十
			累
			帯

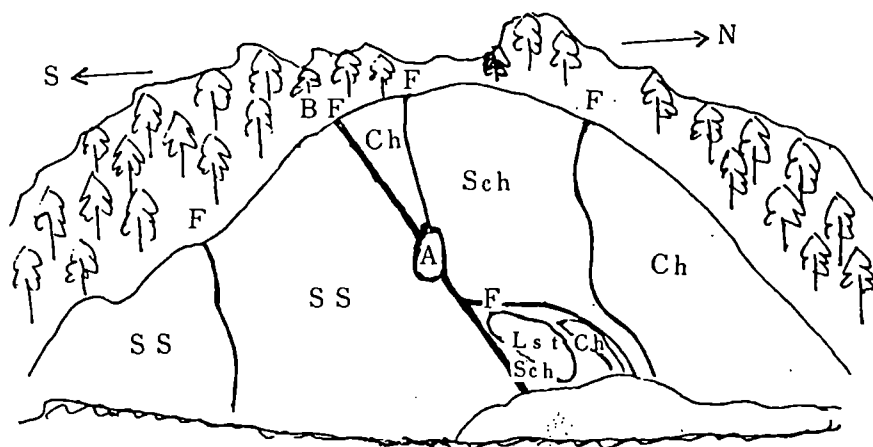


安楽島—今瀬間ルートマップ
(山際・坂、1967)



〔写真〕 今浦の板敷に出現した仏像構造線の露頭。

仏像構造線露頭模式図 〔図-1〕



- | | | | | |
|----|----------------|-----|--------|--------------|
| BF | 主断層 | Lst | 石灰岩 | } 築地層群(秩父累帯) |
| F | 副断層 | Ch | チャート | |
| A | 崩落塊 | Sch | 塩基性凝灰岩 | |
| SS | 砂岩…的矢層群(四万十累帯) | | | |

(地質学雑誌, 第82巻第6号より転載)

リゾート開発と応用地質学

(株)ダイヤコンサルタント 横井和夫

1. はじめに

“リゾート開発”という言葉がここ数年流行している(もっとも最近はやや下火の感はあるが)。リゾートとは、そもそも太陽の少い北欧の人間が夏の一時期を利用して南欧に滞在し、長期的に余暇を愉しむというものである。

ところで、我国ではもともとこのような習慣や伝統はない。一部資本による観光地開発(伊豆、箱根、日光、伊勢、志摩等)はあったものの、これらはいずれも一過性の観光客を相手にしたものである。

昭和60年以降の急速な円高金余りの反省として、日本人にも本格的なリゾート文明の創出が必要とされ、昭和62年法律第71号として、「総合保養地域整備法」(以下「リゾート法」と呼ぶ)が制定された。

リゾート開発は官民を問はず行えるから、何も本法による必要は必ずしもないが、本法は後述するように開発にあたって融資、税制面で様々な特典を与えている。

日本人は世界に冠たる法治国民であるから、法律上、自分が有利になるとなれば大手資本といえども本法に則することを考えるであろう。従って今後は本法の理解なくしてリゾート開発はあり得ないし、又表題にかかげたリゾート開発と応用地質学との関連を考える上に於いても、本法の理解は不可欠と考えられる。従って先ずリゾート法の概要を述べ、次に応用地質学との関連を逐時吟味することにする。

2. リゾート法の概要

本法は本文15条付則9条からなる。一読すれば判るが、あくまで促進法であり規制法ではない。つまり、罰則規定がないから「リゾート法違反」という事犯は発生し得ない。

全体は概ね次の3段階からなる。

1) 目的・内容(法 第一条、第二条、第三条)

まず第一条目的で「……良好な自然条件を有する土地を含む相当規模の地域に於いて……民間事業者の能力の活用に重点を置きつつ……、地域の振興を図り、もって国民の福祉の向上並びに国土及び国民経済の均衡ある発展に寄与することを目的とする」とあり、あくまで民間資本が開発の主体であり、国、自治体はその側面援助を行うということが本法の主旨であることが伺える。

第二条では、第一条でスポーツ、レクリエーション、教養文化活動、休養集会等を行う施設（特定施設）として、次の各号を挙げている。

第二条 この法律において「特定施設」とは、次に掲げる施設（政令で定める公共施設であるものを除く。）であって前条に規定する活動のために必要なものをいう。

- 一 スポーツ又はレクリエーション施設
 - 二 教養文化施設
 - 三 休養施設
 - 四 集会施設
 - 五 宿泊施設
 - 六 交通施設（車両、船舶、航空機等の移動施設を含む。第五条第二項第四号において同じ。）
 - 七 販売施設
 - 八 熱供給施設、食品供給施設、汚水共同処理施設その他の滞在者の利便の増進に資する施設
- 2 この法律において「特定民間施設」とは、特定施設であって民間事業者が設置及び運営をするものをいう。

ところで、第三条では地域整備促進措置の条件の一つとして「特定施設の整備が可能である」ことを挙げているため、上記各号の設置は不可欠のものと考えらるべきである。

2) 手続き（法 第四条～第七条）

まず、第四条で関係主務大臣（国土庁、農水、通産、運輸、建設、自治）は地域整備に関する「基本方針」を定めるとし、これを受けて、各都道府県知事は「基本構想」を定めるとしている（第五条）。又、基本構想は主務大臣の承認を必要とし、変更する場合と同様である（第六条）。

第七条では承認を受けた構想に対し、各都道府県知事は計画的にこれを実施するものとしている。文部大臣は主務者ではないが、大臣、都道府県知事に対し助言することが出来る。

3) 援助（法 第八条～第十五条）

ここではリゾート開発にあたっての種々の優遇阻置が述べられている。その主なものは次の諸点である。

（イ）課税特例（第八条、第九条）

法人税特別償却 ————— 国 税

特別土地保有税の非課税

事業所税の非課税、減免

不動産取得税、固定資産税の不均一 課税の補填

地 方 税

(ロ) 国又は地方公共団体は、資金、公共施設（法 第十、第十一、第十二、第十三条）特定民間施設の土地取得、造成に関する資金確保、公共施設設備に努めるとともに、地方貨の発行にあっても特別の配慮が出来る。

(ハ) その他（第十四、第十五条）

重点整備区地域内の農用地処分、国有林野の活用、港湾水域利用について適切な配慮を行う。

上記の内、1）、3）は全く応用地質学には全く無関係である。唯一関連があるとすれば、2）の内第四条、第五条に基本方針、基本構想の策定に於ける留意事項の一つとして、「自然環境との調和」（四―七、五―八）という一言のみが接点となる。

又、これを受けた昭和62年国土、農水、通産、運輸、建設、自治省告示第一号では設定にあたっての配慮すべき重要事項の中に「自然環境の保全と調和」、「環境の保全」、「安全性の確保」という言葉がある。その他の通達、通知類も概ねこの点を踏まえている。

以下これを依り処として、検討を行ってみる。

3. リゾート開発の技術的（応用地質学的）諸問題

3-1 リゾート開発の規模

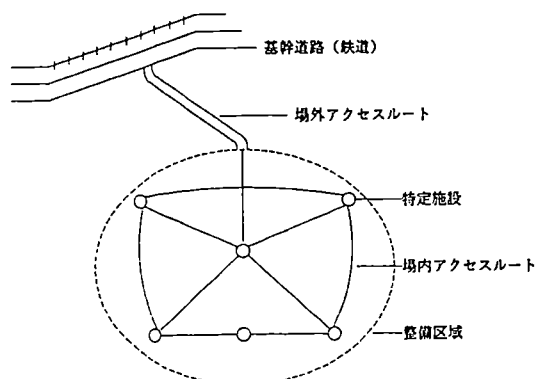
リゾート法の適用を受ける開発規模は特に規定していないが、前述の告示第一号では「概ね15万ha以下」としている。これは15万haを1㎡でも超えれば駄目という意味ではなく、概ね40km四方で、自動車で一時間以内に整備区地域内の各特定施設を結べる程度の規接ということである。

3-2 リゾート開発のイメージ

リゾート開発はあくまで良好な自然環境の中で、国民が余暇を愉しめる施設を創出するということであるから、15万haを全て開発できるということではない。

開発区域にいくつかの特定施設を設け、それらを道路・サイクルロードでネットワーク状に結び付けることである。

又、第一条に云うよう、地域振興という意味もあるから、従来の公共投資から外れた地域（山地、離島）が対象となろう。以上からリゾート開発をイメージすると、下図のようになる。



従って整備計画の実施は概ね次の5段階にイメージできる。

- 1) 場外アクセスルートの建設
- 2) 場内工事用道路の建設（将来場内アクセスルートに転用）
- 3) 特定施設用地の結成
- 4) 上・下水道等、地域インフラ整備
- 5) 特定施設の建設

以下夫々の段階での技術的問題点を考えてみる。（但し、地形的には我国の特性に従い、傾斜地を含む山地開発を前提とする。）

(1) 場外アクセスルートの建設

場外アクセスといえどもその目的がリゾート基地建設のためであるから環境、景観との調和性は最優先に考えられるべきである。又、更に、安全性確保も重要である。何故なら、例えば、降雨期に土砂崩れを生じ、場外アクセスが閉鎖されるようなことになれば、肝心のリゾート地域は喉元を締め上げられた形となる。従って、別途バイパスルートを確保しておくことも必要となろう。

場外アクセスは主として自動車道となろう。道路というものは

(イ) 土 工 部

(ロ) トンネル

(ハ) 橋 梁

(ニ) 擁壁等土留め構造物

を組み合わせた線状構造物である。以下夫々について“環境との調和性”という点を主眼にして、考えられるパターンをイメージにみる。

イ) 土 工 部

いわゆる切土、盛土が該当する。出来るだけ土工量を少なくするように計画する必要がある。道路等級は、せいぜい3種4級（地方道）程度と考えられるため、幾何構造、幅員構成ともにギリギリの値は採れるので、この問題をクリアすることは比較的簡単と思われる。但し、止むを得ず長大法面を生じる場合は、出来るだけ安全側の設計としておく方が、初期投資は大きくなっても後々の維持管理上都合が良い。法面工は植生工が原則となろうが、植生工が行える法面勾配には自ら限度があるため、法面が過度に大きくなる場合は、法面補強工（法枠、アンカー等）を併用して、法面を出来るだけ縮小する方が有利となるケースがあり得る。現地の地山条件、道路設計条件に応じて適阻判断、工夫する必

要がある。

ロ) トンネル

山間地で景観を損わず道路を建設する場合はトンネル+橋梁の連続が最も良い（例スイスレマン湖高速道路）。但し工費的には最も大である。

トンネルで外から見えるものは坑門構造物（ポータル）である。現在用いられているポータルには表4. 1に示す7型式があるが、その内景観との調和性が最も良いとされるものは竹割式ポータルである。竹割式の場合、地山がかなり健全でないとき危ない（上部斜面で崩壊を生じた場合、本形式は崩壊土砂を抑止出来ない）。ところがイ)で述べたように明りの土工を出来るだけ少なくするよう道路計画を行うと、坑口位置はどうしても地形に対してエスキューにならざるを得ないという矛盾が生じる。線形の合理性、坑口の安全性の、両者を勘案し、景観との調和性とどの程度整合し得るかを考える必要があろう。

ハ) 橋 梁

道路構造物としては最も華やかなものである。環境との調和性を考えた場合、上部工構造は出来るだけスレンダーで、周囲の景観に溶け込めるものが望ましい。その種のタイプとしては、(i) 吊り構造では斜張橋(ii) 鋼構造ではπラーメン、アーチ橋、(iii) コンクリートではPCディビダーク等が挙げられる。ところで、これらの形式は施工はいずれも張り出し形式となる。例えばPCディビダークでは橋脚と橋台から順次張り出し、支間中央で閉合するわけであるが、閉合直前が最も危険となる。橋台を重力式とすれば問題はないが、大規模なコンクリート構造物が発生するので、これも環境との調和性が悪くなる。橋台を出来るだけコンパクトにし、アンカーで引張る方法が当然浮んで来るが、その場合、地山を十分調査し、力学的特性を正確に評価する必要が発生すると思われる。

ニ) 擁 壁

盛土法面が必要以上に長くなるとき、土羽留めとして擁壁が用いられる。しかし、コンクリート性の野暮ったい壁が現れるのはいかにも“環境との調和性”が悪い。最近では化粧ブロックや化粧パネルを用いた補強土工法が多く開発されているので、これを用いることは一つの方法である。但し、補強土工法の使い方は結構難しいので、安易にこれに頼ると思わぬ事故を生じることがある。基礎地盤の支持力、全体のすべり、背面掘削の安定性等を十分検討した上で用いる必要がある。

(2) 場内工事用道路の建設

これは単に工事用だけではなく供用後の場内アクセスに利用する方が合理的である。従っ

表4・1 トンネル坑門の形式と特徴

項目	形式	重力型		壁型		突出型			出	型
		重力・半重力式	ウィング式	アーチウィング式	半突出(バラベット)式	突出式	竹脚(逆)式	バルマウス(逆)式		
形状										
	地山条件による適用性	・比較的地形急峻の場合や土留壁等の構造を必要とする場合 ・落石が多いと予想される場合 ・背面の排水処理が容易	・両切上工の場合 ・背面土圧を全面的に受ける場合 ・積雪量の多い場合には防雪工を併用	・比較的地形がなだらかな場合 ・左右の切上工が比較的少ない場合	・尾根状地形や左右に他の構造物との取合いが少ない場合 ・積雪地でも可能	・押え盛土を施行した場合 ・坑口周辺の地質が良い場合 ・積雪地でも可能 ・坑口周辺地形の切り取り等、整形が比較的可能な場合	・坑門周辺の地形がなだらかな場合 ・逆竹脚式の場合重心位置の関係から基礎の支持力の十分な検討を要する	・地形、地質が比較的良く、坑口周辺の開けた箇所に可能 ・積雪地では吹込み、雪庇が生じ易い		
施行性		・不良地山では切土量が多くなるので、背面切土法面の安定化対策としての防護を十分に行う必要がある	同 左	・地形によっては、一部、明り巻き(特にアーチ部)が必要である ・多少の保護盛土を必要とする	・数mの本体工の明り巻きを必要とし、かつ盛りこぼしに對し多少の土留壁が生ずるが、坑門としては合理的な構造である	・地形、地質が安定している場合は最も経済的であるが、地質が悪く押え盛土を必要とする場合は先に明り巻きを必要とする	・聖体、配筋等に手間がかかり、経費も多くなる	同 左		
景観		・壁面傾が大きく輝度を下げる工夫(壁面のハツリ等)が必要 ・重量感はあるが、走行上の圧迫を感じ易い	同 左	・アーチ部の曲線が、周辺地形とあまり違和感を感じさせないような配慮が必要	・坑門コンクリートの面壁面積が少なくなため、視覚的には違和感を感じさせない ・坑口周辺地形と良く適合する	同 左	・周辺地形を修景することにより坑門との調和が図れる	・車両の走行に与える影響は少ない ・坑口周辺地形と良く適合する		

(道路公団 設計要領)

て、ルート選定はこの点を考慮して計画する必要がある。

問題点は(1)場外アクセスと共通するので、省略する。

(3) 特定施設用地の結成

特定施設用地が市街化区域であったり、調整区域であったりするケースは希とは思われるが、技術的には共用後の維持管理を考えると市街化区域に準じて「宅造法」に拠ることが原則と考えられる（但し、建設用地が何らかの法規制にかっている場合、解除や規制区域内工事に関する許認可申請は従来と変わりはない。ただ、従来は門前払いであった地域でも設計協議には応じて呉れると考えられる）。その理由は、一般の宅造であれば供用後も造成したゼネコンが張り付いてメンテに当るが、リゾート開発の場合、個々の造成工事量が小さいため大手がはいらず、地元業者が施工するケースが考えられる。その場合は、メンテナンス能力に問題があると同時に、管理者も必ずしも専門家とはいえないため、何らかの事故が発生した場合、機能回復に遅れが生じ得ることが懸念されるためである。従ってこの問題もアクセスルートと同様、出来るだけ安全側に設計しておく方が望ましい。どの程度の安全性であれば十分かという見極めを付けることが応用地質学の課題の一つといえるかもしれない。

4) 上下水道等地域インフラ整備

例え短期間であっても、多くの人間がその中で生活するのであれば、(イ)上水道の確保と(ロ)下水道整備は必須である。

上水源確保には

(i) 貯水池方式

(ii) 地下水開発

の2方式が考えられる。

(i) としては洪水調整池と併用した多目的調整池方式が考えられる。国立公園や砂防指定等法規制を受けている地域でこれを行うことは殆ど不可能に近いのであるが、先に述べた昭和62年5省庁告示第一号では末尾に「水資源の確保に努めること」とか、関係省庁の地方公共団体に対する要望事項の中には「当該法規制の解除については……適切且つ計画的に行うこと」というような文章がチラホラしているので、これもやってやれない相談ではないかもしれない。

(ii) 地下水開発は法規制の問題は殆どない。しかし、山地開発の場合これは間違いなく出来るという保障は全くない。開発地域の水理地質構造を十分検討した上で実施する必要がある。無論、少し深目の地下水開発を行ってそれが温泉にでもなればリゾート地域に対し、

新たな付加価値を生じることにはなる。

要するに (i) で行くか (ii) で行くか、その辺りの判断の見極めは応用地質学の一つのテーマとなろう。

ロ) 下水道

下水道建設に対しては応用地質学的には大きな問題はないと考えられる。下水道幹線をトンネル方式とする場合は、それ自身に興味は憶えるが、一般的には従来の施工方式で問題はない。但し、通常の下水道整備と異と思われるのは処理施設でこの設計処理量は、年平均ではなく、一年の内の特定の期間のピーク量に合わせて設計する必要があることで、どうしても過大設計の感を与えるのではないかという点である。しかし、これを怠ると下流の水質汚染という問題につながりかねない。

5) 特定施設の建設

主に建築構造物が対象となり、技術的には「**建築基準法**」「**建築基礎構造設計基準**」に従っていればよいのであるが、特殊な建物（例えばリゾートマンション、リゾートホテル）の中には斜面上や、崖面上の（景観の重視、環境との調和性）構造物といった構造上際どい構造物が発生する可能性がある。これの基礎の設計・施工法は、それ自体応用地質学的（というより土質力学・岩盤力学的）に興味のあるテーマにはなる。つまり、偏荷量に加わったり、動的応答特性が軸対称にならなかつたりするので、解析的にはいささか厄介な問題になる。又、技術的な対応法も、種々工夫する必要が生じよう（但し、大して難しくはない）。応用地質学としてまず対応しなければならないことは、出来るだけ正確な地盤モデルの構築である。単に支持力云々というだけでは対応しきれないであろう。

4. その他の問題点とまとめ

過日某大手ゼネコン、某大手開発コンサルタントの幹部社員にリゾート開発についての考えを聞いてみたことがある。意外に感じたことは、両者とも反応は至ってクールであったことである。共通した認識は「似たようなものをいくつ作っても共倒れになる」ということである。この問題は主に法第二条に事細かに特定施設を規定していることにあると思われる。事業者としての個性を法の枠内では中々発揮できないということであろう。それともう一つ指摘しておきたいことは、リゾート法制定の背景には

①昭和60年以降の急激な円高により重厚長大型産業が大打撃を受けた。

②これに対して、生産中心から消費中心型へ産業構造を変革する必要が生じた。

という状況があったということである。

ところでこの2点の更に背景には

③安定した原油価格

④国際的デタント基調

があり、政策的には史上希な

⑤超低金利政策

が支えとなったわけである。しかし、昨今の状況は③～⑤に対しては逆向きとなっている。バブルがはじき飛ばしリゾートどころではない。従って、リゾート開発は、決してバラ色の産業とはいえないのである。

以上の点を踏まえた最悪のシナリオは、国の指定、援助を受けて自治体が開発に乗り出し、道路等インフラを整備した後、勘心の民間資本が採算を問題として進出を撤回した場合である。その場合は良好な環境の創出どころか、途方もない、環境の消費と国土の荒廃につながりかねない。祭りの後の後始末を誰がするのかという点については、法律はうたっていないのである。（むしろその時こそ応用地質学の出番だという見方も出来るが）。従って応用地質学者としては、目先の風調に惑わされることなく、一定のスタンスと良識を持って事に対応することが必要と考えられる。

(以 上)

(参考)

1. 公共投資ジャーナル：リゾート地域整備一制度と構想事例 1988
2. 日本道路公団：設計要領 第三集トンネル 1985

リゾート開発と応用地質学

(株)ダイヤコンサルタント 横井和夫

1. はじめに

“リゾート開発”という言葉がここ数年流行している(もっとも最近はやや下火の感はあるが)。リゾートとは、そもそも太陽の少ない北欧の人間が夏の一時期を利用して南欧に滞在し、長期的に余暇を愉しむというものである。

ところで、我国ではもともとこのような習慣や伝統はない。一部資本による観光地開発(伊豆、箱根、日光、伊勢、志摩等)はあったものの、これらはいずれも一過性の観光客を相手にしたものである。

昭和60年以降の急速な円高金余りの反省として、日本人にも本格的なリゾート文明の創出が必要とされ、昭和62年法律第71号として、「総合保養地域整備法」(以下「リゾート法」と呼ぶ)が制定された。

リゾート開発は官民を問はず行えるから、何も本法による必要は必ずしもないが、本法は後述するように開発にあたって融資、税制面で様々な特典を与えている。

日本人は世界に冠たる法治国民であるから、法律上、自分が有利になるとなれば大手資本といえども本法に則することを考えるであろう。従って今後は本法の理解なくしてリゾート開発はあり得ないし、又表題にかかげたリゾート開発と応用地質学との関連を考える上に於いても、本法の理解は不可欠と考えられる。従って先ずリゾート法の概要を述べ、次に応用地質学との関連を逐時吟味することにする。

2. リゾート法の概要

本法は本文15条付則9条からなる。一読すれば判るが、あくまで促進法であり規制法ではない。つまり、罰則規定がないから「リゾート法違反」という事犯は発生し得ない。

全体は概ね次の3段階からなる。

1) 目的・内容(法 第一条、第二条、第三条)

まず第一条目的で「……良好な自然条件を有する土地を含む相当規模の地域に於いて……民間事業者の能力の活用に重点を置きつつ……、地域の振興を図り、もって国民の福祉の向上並びに国土及び国民経済の均衡ある発展に寄与することを目的とする」とあり、あくまで民間資本が開発の主体であり、国、自治体はその側面援助を行うということが本法の主旨であることが伺える。

第二条では、第一条でスポーツ、レクリエーション、教養文化活動、休養集会等を行う施設（特定施設）として、次の各号を挙げている。

第二条 この法律において「特定施設」とは、次に掲げる施設（政令で定める公共施設であるものを除く。）であって前条に規定する活動のために必要なものをいう。

- 一 スポーツ又はレクリエーション施設
 - 二 教養文化施設
 - 三 休養施設
 - 四 集会施設
 - 五 宿泊施設
 - 六 交通施設（車両、船舶、航空機等の移動施設を含む。第五条第二項第四号において同じ。）
 - 七 販売施設
 - 八 熱供給施設、食品供給施設、汚水共同処理施設その他の滞在者の利便の増進に資する施設
- 2 この法律において「特定民間施設」とは、特定施設であって民間事業者が設置及び運営をするものをいう。

ところで、第三条では地域整備促進措置の条件の一つとして「特定施設の整備が可能である」ことを挙げているため、上記各号の設置は不可欠のものと考えらるべきである。

2) 手続き（法 第四条～第七条）

まず、第四条で関係主務大臣（国土庁、農水、通産、運輸、建設、自治）は地域整備に関する「基本方針」を定めるとし、これを受けて、各都道府県知事は「基本構想」を定めとしている（第五条）。又、基本構想は主務大臣の承認を必要とし、変更する場合と同様である（第六条）。

第七条では承認を受けた構想に対し、各都道府県知事は計画的にこれを実施するものとしている。文部大臣は主務者ではないが、大臣、都道府県知事に対し助言することが出来る。

3) 援助（法 第八条～第十五条）

ここではリゾート開発にあたっての種々の優遇阻置が述べられている。その主なものは次の諸点である。

（イ）課税特例（第八条、第九条）

法人税特別償却	国 税
特別土地保有税の非課税	} 地 方 税
事業所税の非課税、減免	
不動産取得税、固定資産税の不均一 課税の補填	

(ロ) 国又は地方公共団体は、資金、公共施設（法 第十、第十一、第十二、第十三条）特定民間施設の土地取得、造成に関する資金確保、公共施設設備に努めるとともに、地方債の発行にあっても特別の配慮が出来る。

(ハ) その他（第十四、第十五条）

重点整備区地域内の農用地処分、国有林野の活用、港湾水域利用について適切な配慮を行う。

上記の内、1）、3）は全く応用地質学には全く無関係である。唯一関連があるとすれば、2の内第四条、第五条に基本方針、基本構想の策定に於ける留意事項の一つとして、「自然環境との調和」（四一七、五一八）という一言のみが接点となる。

又、これを受けた昭和62年国土、農水、通産、運輸、建設、自治省告示第一号では設定にあたっての配慮すべき重要事項の中に「自然環境の保全と調和」、「環境の保全」、「安全性の確保」という言葉がある。その他の通達、通知類も概ねこの点を踏まえている。

以下これを依り処として、検討を行ってみる。

3. リゾート開発の技術的（応用地質学的）諸問題

3-1 リゾート開発の規模

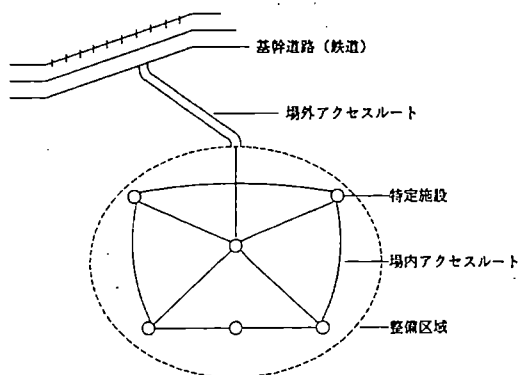
リゾート法の適用を受ける開発規模は特に規定していないが、前述の告示第一号では「概ね15万ha以下」としている。これは15万haを1㎡でも超えれば駄目という意味ではなく、概ね40km四方で、自動車で一時間以内に整備区地域内の各特定施設を結べる程度の規接ということである。

3-2 リゾート開発のイメージ

リゾート開発はあくまで良好な自然環境の中で、国民が余暇を愉しめる施設を創出することであるから、15万haを全て開発できるということではない。

開発区域にいくつかの特定施設を設け、それらを道路・サイクルロードでネットワーク状に結び付けることである。

又、第一条に云うよう、地域振興という意味もあるから、従来の公共投資から外れた地域（山地、離島）が対象となろう。以上からリゾート開発をイメージすると、下図のようになる。



従って整備計画の実施は概ね次の5段階にイメージできる。

- 1) 場外アクセスルートの建設
- 2) 場内工事用道路の建設（将来場内アクセスルートに転用）
- 3) 特定施設用地の結成
- 4) 上・下水道等、地域インフラ整備
- 5) 特定施設の建設

以下夫々の段階での技術的問題点を考えてみる。（但し、地形的には我国の特性に従い、傾斜地を含む山地開発を前提とする。）

(1) 場外アクセスルートの建設

場外アクセスといえどもその目的がリゾート基地建設のためであるから環境、景観との調和性は最優先に考えられるべきである。又、更に、安全性確保も重要である。何故なら、例えば、降雨期に土砂崩れを生じ、場外アクセスが閉鎖されるようなことになれば、肝心のリゾート地域は喉元を締め上げられた形となる。従って、別途バイパスルートを確保しておくことも必要となろう。

場外アクセスは主として自動車道となろう。道路というものは

(イ) 土 工 部

(ロ) トンネル

(ハ) 橋 梁

(ニ) 擁壁等土留め構造物

を組み合わせた線状構造物である。以下夫々について“環境との調和性”という点を主眼にして、考えられるパターンをイメージにみる。

イ) 土 工 部

いわゆる切土、盛土が該当する。出来るだけ土工量を少なくするように計画する必要がある。道路等級は、せいぜい3種4級（地方道）程度と考えられるため、幾何構造、幅員構成ともにギリギリの値は探れるので、この問題をクリアすることは比較的簡単と思われる。但し、止むを得ず長大法面を生じる場合は、出来るだけ安全側の設計としておく方が、初期投資は大きくなっても後々の維持管理上都合が良い。法面工は植生工が原則となろうが、植生工が行える法面勾配には自ら限度があるため、法面が過度に大きくなる場合は、法面補強工（法枠、アンカー等）を併用して、法面を出来るだけ縮小する方が有利となるケースがあり得る。現地の地山条件、道路設計条件に応じて適阻判断、工夫する必

要がある。

ロ) トンネル

山間地で景観を損わず道路を建設する場合はトンネル+橋梁の連続が最も良い（例スイスレマン湖高速道路）。但し工費的には最も大である。

トンネルで外から見えるものは坑門構造物（ポータル）である。現在用いられているポータルには表 4. 1 に示す 7 型式があるが、その内景観との調和性が最も良いとされるものは竹割式ポータルである。竹割式の場合、地山がかなり健全でないと危ない（上部斜面で崩壊を生じた場合、本形式は崩壊土砂を抑止出来ない）。ところがイ) で述べたように明りの土工を出来るだけ少なくするよう道路計画を行うと、坑口位置はどうしても地形に対してエスキューにならざる得ないという矛盾が生じる。線形の合理性、坑口の安全性の、両者を勘案し、景観との調和性とどの程度整合し得るかを考える必要があろう。

ハ) 橋梁

道路構造物としては最も華やかなものである。環境との調和性を考えた場合、上部工構造は出来るだけスレンダーで、周囲の景観に溶け込めるものが望ましい。その種のタイプとしては、(i) 吊り構造では斜張橋(ii)鋼構造では π -ラーメン、アーチ橋、(iii)コンクリートではPCディビダグ等が挙げられる。ところで、これらの形式は施工はいずれも張り出し形式となる。例えばPCディビダグでは橋脚と橋台から順次張り出し、支間中央で閉合するわけであるが、閉合直前が最も危険となる。橋台を重力式とすれば問題はないが、大規模なコンクリート構造物が発生するので、これも環境との調和性が悪くなる。橋台を出来るだけコンパクトにし、アンカーで引張る方法が当然浮んで来るが、その場合、地山を十分調査し、力学的特性を正確に評価する必要が発生すると思われる。

二) 擁壁

盛土法面が必要以上に長くなると、土羽留めとして擁壁が用いられる。しかし、コンクリート性の野暮ったい壁が現れるのはいかにも“環境との調和性”が悪い。最近化粧ブロックや化粧パネルを用いた補強土工法が多く開発されているので、これを用いることは一つの方法である。但し、補強土工法の使い方は結構難しいので、安易にこれに頼ると思わぬ事故を生じることがある。基礎地盤の支持力、全体のすべり、背面掘削の安定性等を十分検討した上で用いる必要がある。

(2) 場内工事用道路の建設

これは単に工事用だけではなく供用後の場内アクセスに利用する方が合理的である。従っ

表 4・1 トンネル坑門の形式と特徴

項目	形式	型 式		突 出		型 式	型 式		
		重 力・半重力式	両 翼	ウイング式	アーチウィング式		半突出(バラベット)式	突 出 式	竹割(逆)式
形 状									
地山条件による適用性	- 比較的地形急峻の場合や土留側壁の構築を必要とする場合 - 落石が多いと予想される場合 - 背面の排水処理が容易	- 両切土工の場合 - 背面土圧を全面的に受ける場合 - 積雪量の多い場合には防雪工を併用	- 比較的地形がなだらかな場合 - 左右の切上土工が比較的少ない場合	- 足根状地形や左右に他の構造物との取合いが少なくない場合 - 留雪地でも可能	- 押え盛土を施行した場合 - 坑口周辺の地質が良くない場合 - 留雪地でも可能 - 坑口周辺の地形の切り取り等、整形が比較的可能な場合	- 地形、地質が比較的良好く、坑口周辺の開けた箇所には可能 - 留雪地では吹込み、雪庇が生じ易い	- 坑門周辺の地形がなだらかな場合 - 逆竹割式の場合重心位置の関係から基礎の支持力の十分な検討を要する	- 地形、地質が比較的良好く、坑口周辺の開けた箇所には可能 - 留雪地では吹込み、雪庇が生じ易い	
施 行 性	不良地山では切土量が多くなるので、背面切土法面の安定化対策としての防護を十分に行う必要がある	同 左	同 左	- 地形によっては、一部、明り巻き(特にアーチ部)が必要である - 多少の保護盛土を必要とする	数mの本体工の明り巻きを必要とし、かつ盛りこぼしに對し多少の土留壁が生ずるが、坑門としては合理的な構造である	地形、地質が安定している場合は最も経済的であるが、地質が悪く押え盛土を必要とする場合は先に明り巻きを必要とする	型枠、配筋等に手間がかかり、経費も多くなる	同 左	
景 観	- 壁面積が大きく傾度を下げる工夫(壁面のハツリ等)が必要 - 重量感はあるが、走行上の圧迫を感じ易い	同 左	同 左	アーチ部の曲線が、周辺地形とあまり違和感を感じさせないような配慮が必要	- 坑門コンクリートの壁面面積が少なくなため、視覚的には違和感を感じさせない - 坑口周辺地形と良く適合する	同 左	周辺地形を修景することにより坑門との調和が図れる	- 車両の走行に与える影響は少ない - 坑口周辺地形と良く適合する	

(道路公団 設計要領)

て、ルート選定はこの点を考慮して計画する必要がある。

問題点は(1)場外アクセスと共通するので、省略する。

(3) 特定施設用地の結成

特定施設用地が市街化区域であったり、調整区域であったりするケースは希とは思われるが、技術的には共用後の維持管理を考えると市街化区域に準じて「宅造法」に拠ることが原則と考えられる（但し、建設用地が何らかの法規制にかっている場合、解除や規制区域内工事に関する許認可申請は従来と変わりはない。ただ、従来は門前払いであった地域でも設計協議には応じて呉れると考えられる）。その理由は、一般の宅造であれば供用後も造成したゼネコンが張り付いてメンテに当るが、リゾート開発の場合、個々の造成工事量が小さいため大手がはいらず、地元業者が施工するケースが考えられる。その場合は、メンテナンス能力に問題があると同時に、管理者も必ずしも専門家とはいえないため、何らかの事故が発生した場合、機能回復に遅れが生じ得ることが懸念されるためである。従ってこの問題もアクセスルートと同様、出来るだけ安全側に設計しておく方が望ましい。どの程度の安全性であれば十分かという見極めを付けることが応用地質学の課題の一つといえるかもしれない。

4) 上下水道等地域インフラ整備

例え短期間であっても、多くの人間がその中で生活するのであれば、(イ)上水道の確保と(ロ)下水道整備は必須である。

上水源確保には

(i) 貯水池方式

(ii) 地下水開発

の2方式が考えられる。

(i) としては洪水調整池と併用した多目的調整池方式が考えられる。国立公園や砂防指定等法規制を受けている地域でこれを行うことは殆ど不可能に近いのであるが、先に述べた昭和62年5省庁告示第一号では末尾に「水資源の確保に努めること」とか、関係省庁の地方公共団体に対する要望事項の中には「当該法規制の解除については……適切且つ計画的に行うこと」というような文章がチラホラしているので、これもやってやれない相談ではないかもしれない。

(ii) 地下水開発は法規別の問題は殆どない。しかし、山地開発の場合これは間違いなく出来るといふ保障は全くない。開発地域の水理地質構造を十分検討した上で実施する必要がある。無論、少し深目の地下水開発を行ってそれが温泉にでもなればリゾート地域に対し、

新たな付加価値を生じることにはなる。

要するに (i) で行くか (ii) で行くか、その辺りの判断の見極めは応用地質学の一つのテーマとなろう。

ロ) 下 水 道

下水道建設に対しては応用地質学的には大きな問題はないと考えられる。下水道幹線をトンネル方式とする場合は、それ自身に興味は憶えるが、一般的には従来の施工方式で問題はない。但し、通常の下水道整備と異と思われるのは処理施設でこの設計処理量は、年平均ではなく、一年の内の特定の期間のピーク量に合わせて設計する必要があることで、どうしても過大設計の感を与えるのではないかという点である。しかし、これを怠ると下流の水質汚染という問題につながりかねない。

5) 特定施設の建設

主に建築構造物が対象となり、技術的には「**建築基準法**」「**建築基礎構造設計基準**」に従っていればよいのであるが、特殊な建物（例えばリゾートマンション、リゾートホテル）の中には斜面上や、崖面上の（景観の重視、環境との調和性）構造物といった構造上際どい構造物が発生する可能性がある。これの基礎の設計・施工法は、それ自体応用地質学的（というより土質力学・岩盤力学的）に興味のあるテーマにはなる。つまり、偏荷量に加わったり、動的応答特性が軸対称にならなかつたりするので、解析的にはいささか厄介な問題になる。又、技術的な対応法も、種々工夫する必要が生じよう（但し、大して難しくはない）。応用地質学としてまず対応しなければならないことは、出来るだけ正確な地盤モデルの構築である。単に支持力云々というだけでは対応しきれないであろう。

4. その他の問題点とまとめ

過日某大手ゼネコン、某大手開発コンサルタントの幹部社員にリゾート開発についての考えを聞いてみたことがある。意外に感じたことは、両者とも反応は至ってクールであったことである。共通した認識は「似たようなものをいくつ作っても共倒れになる」ということである。この問題は主に法第二条に事細かに特定施設を規定していることにありと思われる。事業者としての個性を法の枠内では中々発揮できないということであろう。それともう一つ指摘しておきたいことは、リゾート法制定の背景には

①昭和60年以降の急激な円高により重厚長大産業が大打撃を受けた。

②これに対して、生産中心から消費中心型へ産業構造を変革する必要が生じた。

という状況があったということである。

ところでこの2点の更に背景には

③安定した原油価格

④国際的デタント基調

があり、政策的には史上希な

⑤超低金利政策

が支えとなったわけである。しかし、昨今の状況は③～⑤に対しては逆向きとなっている。バブルがはじき飛ばしリゾートどころではない。従って、リゾート開発は、決してバラ色の産業とはいえないのである。

以上の点を踏まえた最悪のシナリオは、国の指定、援助を受けて自治体が開発に乗り出し、道路等インフラを整備した後、勘心の民間資本が採算を問題として進出を撤回した場合である。その場合は良好な環境の創出どころか、途方もない、環境の消費と国土の荒廃につながりかねない。祭りの後の後始末を誰がするのかという点については、法律はうたっていないのである。（むしろその時こそ応用地質学の出番だという見方も出来るが）。従って応用地質学者としては、目先の風調に惑わされることなく、一定のスタンスと良識を持って事に対応することが必要と考えられる。

(以 上)

(参考)

1. 公共投資ジャーナル：リゾート地域整備一制度と構想事例 1988
2. 日本道路公団：設計要領 第三集トンネル 1985

先志摩の海岸地形

隆起海蝕臺地に對する考察

辻 村 太 郎

一、序

私は海岸の地形に幾分の興味を有ち始めて年來多少の注意を其の方面に向けて居るが、仕事は其の都合にはか取らない。最初手始めとして五萬分一地形圖で窺ひ得る範圍で日本の海岸の概略の形狀を知らうと思ひ、調べた結果を一先づ現代之科學第八卷第二號及第三號に載せたのは大正九年である。

其の中に記述した區域は九州四國及本州支であつたが、其他の地方も其後大部分は海岸附近の地形圖が完成したので材料は増加したけれども未だ一般的結論を下すまで研究は進んで居ない。

詳細な議論は他の雜誌の上で年を逐つて試みたいと思ふから、此所では先づ一つの小なる場所を取て見て其の中にも如何に複雑な地形が存在し、多くの考へなければならぬ問題が潜んで居るかと思ふことを記し、終りに日本附近の海岸に關する外國學者の研究結果を參考として附加し、如何な

先志摩の海岸地形

五五

る結論が目下の所で日本の場合に豫想され得るであることを考へて見たい。

二、先志摩の海岸

一つの場所として選んだのは志摩國の海岸である。其れは小川博士によりて初めて記載された所の我が國に於ける最も見事な海岸地形の一である。其の景観に就て記された所を見ると「志摩國の南部的矢漕以南の地は所謂先志摩の半島にして其の地貌北部は著しき差違を呈し、六川より鵜方に引ける一線以東は二三十米の高臺を成し、朝熊山若くは青峰山上より之を望めば平坦緩衝を敢けるが如きの地浩蕩たる太平洋中に突出せるを認むべし、是れ蓋し參、遠の洪積層地方の西に延びたるものなるべく、紀伊半島の西南部に於ても新宮より勝浦大地浦、潮岬の方面に低平なる高臺狀緩衝海岸に残存する處あり、然れども先志摩の如く廣からざるなり。」(第一圖)

此の地方には大正九年山崎博士が東京帝國大學地理學教室の學生を引率して行かれたことがあつて、其の勸めによつて私も翌年の秋同教室の學生下村祐の二君と共に此の地を訪問した。此の興味の多い土地に費した日数は僅かに二日であつて、觀察の不充分なことは云ふまでもないが、其の短時日の間に相當注意に値する現象に遭遇したのである。

資料としては小川博士の調製された鳥羽圖幅地質説明書並に二十萬分一地質圖と、陸地測量部五萬分一地形圖鳥羽及波切の二葉、なほ二十萬分一帝國圖山川並に百萬分萬國圖大阪を使用した。後の二つは其の位置並に附近の海岸との關係を見るに好都合である。

三、的矢附近の地形

我等が最初の日的矢に於て半日間に觀察した事實は下の如くであつた。此の村は的矢漕の入江の岸に、水際さ後の低い山腹との間の狹隘な平地を見出して辛うじて出来た部落であつて、道幅なども極めて狭く作られてある。背後の岡の上を上つて見ると、其の丘陵地は海面上四十乃至六十米の高さにある隆起海蝕臺面が狭小な谷によつて刻まれたものであつて、的矢の漕は其等の谷の一部が沈水して生じたものであることを知るに充分である。

臺地面は殆ど壯年的に開析され、僅かに其の丘陵頂に元の表面を残して居る。此の上に立つて其等の谷の一つを見下すと、其の底には幅五十米内外の平地があつて稻田が作られて居るが、其の一端には青い入江の一枝が入り込み、一艘



第二圖 入江の断面

の舟が舟が、り
して居るのが見
えて明かに潮れ
谷であることが
知られる。第二
丘陵頂は徐々
に西北方に高く
なり、間近かの
所に西南より東
北に連なる南向
きの急な斜面が
八十米も高く聳
ちたる狀が望ま
れる。其は地形



第三圖 海蝕崖の断面

圖で豫期した以
前の海崖に相當
するものであつ
て、標高百九十
九米の朝間山は
其の最高點であ
る。今立つてゐ
る丘陵頂には廿
諸や蕎麥の畑が
作られて居る
が、所々に水で
丸く磨かれた礫
の層や白或は
赤色を帯びた石
英紗の層が露出

して居て其所が久しき以前の浅い海底であつたことを示す。(第三圖)

以前の海岸である山腹の麓に近づくに及んで、間隙は地面一面に分布して、我々は久しき昔の濱邊を歩いて居ることに気付く。又角礫岩狀の岩石破片が下部の岩石面の上に積まれて居るのを見て其所が當時の礫に相當することをかも知つた。

此の附近から南方に的矢の灣を距て、坦々とした舊海蝕臺地面の續きを見渡すことが出来る。此の海蝕面は其の必然的な性質として其の上を蔽ふ砂礫泥土は單に蔽層として存在するに過ぎず、谷の側面に於て見た通り、大部分の基盤は此の附近を構成する中生代砂岩頁岩であると云ふことに就て疑はなかつた。然し此の結論は今迄の文献によつても翌日の觀察によつても多少變形されなくてはならなくなつて居る。

唯だ此所で問題となつたのは白色硅岩等の閃礫である。此等が海濱源流によりて運ばれたとすれば多分元の海岸は遠く西の方に續き其の下に連續せる濱を有して居たと考へるのが至當である。此等の礫の岩種が確かに古生代地層のものであると云ふことが分れば、此の推論は可なり眞實らしくなる。而して其の海岸は西方に於けるより大なる沈降の結果尾鷲灣附近のリアス海岸の南方海中に没したのでは無いかと思はれる。

第二日は雨の爲に空しく滞在した。夜の中に一艘の貨物船が風波を避けて的矢灣の中に碇泊して



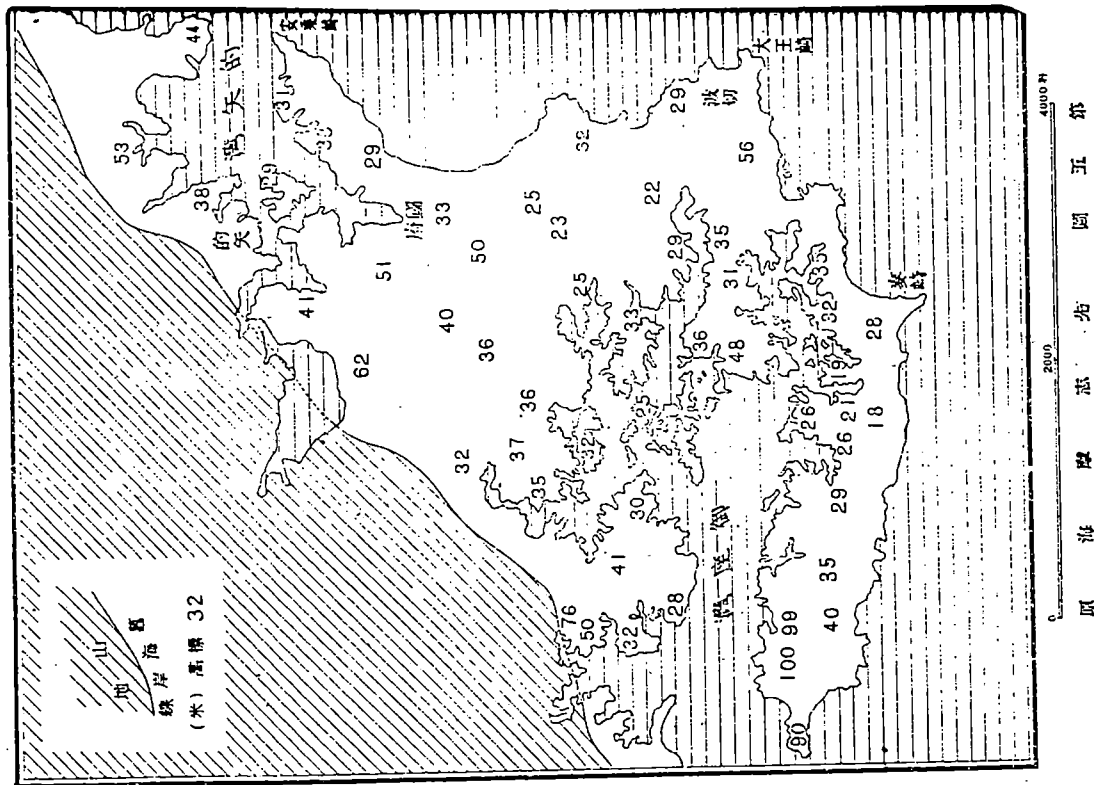
第四圖 矢的的

居た。此の割合に廣い水面を抱いて東方安乗崎の側より入り込み、西南の御座灣が反對の側御座岬の方から灣入して居ることは、單に略ぼ均等なる海地面隆起及び其の面上に谷が發達した後の略ぼ均等なる沈降丈では到底解し難い第四圖。察するに隆起が差別的であつたか、或は此の兩方共に差別的であつた爲でなくてはならない。若しも沈降のみが差別的であつたとすれば、谷の系統は元の海岸線に對して略ぼ直角に、即ち南東方に向つて居なければならぬ。然し此れ等の灣及其分派である小灣の多くは、海岸線に對して斜であつて、的矢灣の方では斜め海側に御座灣の方では斜め陸側にさへ向いて居る。

此の關係は現今の海地面の高さの分布に依つても大體判斷される。第五圖)其の面は決して徐々に海側に傾斜せず、東南端大主崎を通過する一斷面に於ては五十米より三十米位に低下した後再び五十米以上に隆起し、波切の西の二三角點の標高は五十六米である。

四、國府村附近の地形

的矢灣を渡つて波切に向つた第三日には灣の南岸に於て先づ意外な事



先底嶺の海地形

質に出合つた。其れは豫期に反した厚さ約十米以上の粘土層の存在である。礫は其の大き並にレンズエンドボケントストランイケーションの狀態より疑もなき河流の堆積物である。此所で此の河流堆積物は海蝕面の上を蔽ふのか或は海蝕面の形成以前に生じたかと云ふ疑問に迷着した。

觀察し得た材料では此等の礫層は凹凹ある舊陸面を以て下の中生代の急斜せる層と不整合關係になつて居る。粘土層は恐らく淺海沈堆物であらうし、又他所で報告されて居る海棲介化石が此の層群の中から出たと假定すれば、舊陸面が海中に沈水したと考へて宜い筈である。而して海蝕面は此の兩方を截斷して形成され、礫層等は下部岩層との接觸面の間所にのみ保存されるやうになつた。

舊海蝕面の開析狀態は波切に近くに從ひ次第に若くなつて來て、道は重々たる臺地上を真直に走り、廣い畑では甘藷の收穫に急がしかつた。此の附近の景色は三崎の海蝕臺地とよく似て居るし農婦等の勤勉な勞働は伊豆諸島の生活狀態を想起せしめ、ベニシユなる言葉は自然の景色のみならずクルトクアランドシアフトに於ても有意義なものではないかとの感起させる。

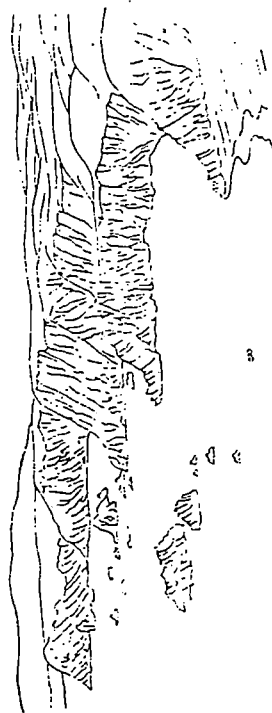
開析の程度が舊海岸に近い程進み、遠い程遅れることは濶い海岸平野や海蝕臺地の場合には當然豫想されることである。何となれば前者は先きに水面上に露れ後者に比して長く削剝を受けたと考へられるからである。然し且下の場合のやうな幅十數軒に過ぎぬ臺地で而も隆起が均等とも云へないやうなものに就ては、果して此の因子が在程重要であるか否か、或は他に侵蝕の差違を導く因子

が伏在せるかに関して未だ考が種つて居ない。

五、波切附近の地形

波切の大主崎の邊に立つと、海蝕作用が今なほ盛に働いてレトログラデーションを行ひつゝあるのを眼前に見ることが出来る。北に約七十度の急傾斜を以て傾く緑灰色の砂岩或は灰黒色の頁岩層より成る舊海蝕臺地の基盤は此所に五十米の海崖を作り、其の基部には洞窟或は散在せる離礁（其の群は時として硬い層の位置を表し走向に従つて並ぶ）を形成し、若き海岸に特有な形態を具へて居る。現在の海崖の下海面には新なる海蝕面が形成されつゝあることは確である（第六圖）。

此所で知り度いことは其の新海蝕面の幅が何の位あるかと云ふことである。換言せば隆起した舊海蝕臺地は幾何の距離丈海蝕によりて蠶食されたかと云ふことである。此れは隆起海蝕面が一様に傾いて居るか、せめて大主崎が均齊な背斜部の頂點に位して居るならば近似値を得ることが出来るが此の場合には中々簡單で無



波切の海岸地形

い。

然し大正崎以前の舊海蝕面が急傾斜を以て深い所まで傾いて居るさか、或は斷崖を以て斷絶して居ると云ふやうな形跡は餘り無いと考へて差支へない。海圖によるに此の海岸より南方には遠く深さ二百米未満の淺海が擴張して居て、紀州の海岸の急斜せる海底と甚だ性質を異にして居るやうである。波切の村端れの所で新に作られた道路の切り取り面に海蝕面上の堆積層がよく現れて居た。最上部の壘母狀の層は陸上堆積或は水中堆積の何れにしても大程の困難なく説明出来る。後の場合には JOHNSON が説明したやうに物質の供給の増加によつて海蝕面上に堆積が行はれるか、或は沈降の結果波浪基 (Wave base) 以下に移された結果として起り得べきことは C. A. COTTON が詳細に論じた如くであらう。

然し此所では水磨せられた圓礫を含んで居る層が最も解釋に苦んだのである。私達は BARRELL の議論に従つて海中沈積物としての礫の分布を餘り廣くないと考へて來たからである。然し或る特別の場合に漸次水面上に露れる海蝕面が潰離の層を以て蔽はれて行くと云ふやうな釣合を考へることは出来る。此に類する現象に就ては同行者の一人平村君が他の地方で觀察し且下考究の最中である。

六、太平洋岸の海蝕臺に就て

波切附近のやうに海蝕臺地或は海岸平野が海岸に近い所に最高部を有し、陸地の方に傾斜すると云ふ現象は海外日本の太平洋岸に多く分布して居る。例へば伊良湖崎以東濱名湖に至るまでの海岸平野は其である。又相模灣岸に於ける藤澤茅ヶ崎の北方なる相模野の海岸平野に此の形狀が見られる。同様にして九十九里濱の北方及千葉附近に於ける武藏野の海岸平野は同じ關係を示すらしい。此等は太平洋岸に於ける地盤變化の一の形式を表すものでは無いかと云ふ想像が下される。

本州の太平洋岸に數多の隆起海蝕面のある事は諸家の記事或は講演によつて知られて居る。北上山地の東部に於て山根理學士によりて、房總半島の南端では清水理學士により三浦半島では青木理學士によりて各發見されて居る。遠州御前崎及伊豆半島の南端に關しては本地理學教室の今村氏が調査中である。紀伊半島にては奈良女子高等師範學校の西川教授の記事を初め二三の記載が發表されてゐる。四國の室戸崎及足摺崎に就ても各若干の説明が下されて居る。然し此等相互の關係に就ては未だ分明でない。

又此等と東北地方より北海道方面に太平洋岸のみならず、日本海岸にも發達する海岸段丘との關係に就ても何等の結論が下せない。更に此等の海蝕臺地は其の最下端の新期なるものゝ二三を除きては、何れも侵蝕後一部沈水せること先志座の場合と同じである。此の隆起及沈降の相互關係に就ても其の量の割合、時間的關係、速度等に就て未解決の問題が澤山ある。

スカンデナヴィア或はカナダ等に於て DE GEER, FAIRCHILD 等の學者が得たやうな等隆起線 (Isobasen) を日本の海岸に就て引くことは容易な業ではない。況んや此の海岸昇降の原因を説明することは此等の地に於ける如く簡單では無いであらう。又間歇的隆起があつたとして其の機巧も BORN が其の近著の中に記したやうな其合に單純に説明できるかどうか疑はしい。然し此等の關係は地震等の關係上早晩系統を立てなければならぬ問題である。

七、水準の變化

地形に現れるやうな水準の變化を皆 SCOTT が力説し、近年 DAVIS が説明して居るやうな海面の昇降 (eustatic change of level) に歸することは出来ない。何となれば隆起或は沈降の量は狭い區域の中で大變差があることが確であるからである。此の變化は單に補助的原因と考へた方が宜からうと思ふ。

見掛けの隆起の量は舊海岸線の位置より概算出来るけれども、沈降量に至つては此を計算する材料が甚だ乏しい。熱帯海で沈没珊瑚礁の存する場合には都合が好いが、DAVIS の行つたやうに、入江の形狀から其の大小を判斷するとしても極めて大體しか判らない。最近 JOHNSON が Davis の海岸線に就て詳しく論じたやうな海底狀況による方法が今に見出されるだらう。例へば沈める舊海岸線の如きものが捕まると甚だ樂になるが、此等の點に關しては目今着々行はれてゐる

水路部の測量の結果を期待して居る。

海岸の問題に限らず海蝕等の量的關係の不明な爲に議論が困難になる。此の缺陷は目下計劃されて居る地形學の専門雜誌 *Zeitschrift für Geomorphologie* が出来た後幾分滿されて來ることであらう。

八、環太平洋區域の海岸線

太平洋沿岸の他の海岸との比較を試みて參考に資したいのであるが、此の方面の文献は思つたよりも少い。但し單なる比論を試みることは有意義でないが、恐らく此等の地方に共通な變化があるであらうと云ふことが豫想される。南米に就ては DARVIN の觀察以後 BOWMAN, OGILVIE 等の小數な報告を有するのみであるが、此の地方に於ける海岸段丘の著しい發達は周知の事實であるカリフォルニアの海岸段丘に就ては、LAWSON, WITTICH 等の記事があるが、此の地方の探求は多分詳しく行はれることと思ふ。アラスカに就ては地震の際の變化が TARR, MARTIN によりて記載されて居る以外多くを知らない。フィリッピンに就ては今年になつて DICKERSON の論文を見ることが出来た。セレベスに關しては ABENDANON の著書中に相當詳しい海岸の記事がある。スマトラに就ては OPPENOORTH, ZWIERZYCKI 兩氏の説明を有する。モルツケンの諸島では所謂礁帽 (Reef cap) の存在位置から、VERVEEK, MOLENGRAAFF, BROUWER 等の興

味ある観察がなされてゐる。ニュージーランドに就ては C. A. COTTON の多くの論文によつて日本と極めてよく似た變化が行はれて居る事が察せられる。

此等の記文によると、海岸線の垂直移動は時としてかなりの量に達し、ティモール島では千米以上、フィリッピン島のセブ島では千米位の所に存する隆起珊瑚礁が MOLENGRAAF, SMITH によつて各記されて居る。日本の隆起礁は徳永博士の研究されたやうに、琉球列島で二三百米以上に達して居ない。カリフォルニアでは千米の高まで沉没が達して居ると云ふけれども本州に於て最高の海岸段丘は約二百米の高度に存在するに過ぎない。然し更に高い海岸面が足摺崎室戸崎等に於て四五百米附近の高さに達しては居ないかと疑つて居る。

九、隆起沈降の相互關係

海岸の隆起或は沈降の傾向と云ふことが屢唱へられるが、勿論此は時の範圍を何う取るかに従つて丸きり違つた結構を得ることがある。日本海岸と太平洋岸の比較などは可なり複雑な問題である然し相當長い期間例へば第四紀の全部と云ふやうなものを取れば兩方の海岸の間に或る種の對照が見られるかも知れない。或は其れが以前から云ふ所の一方の隆起他方の沈降と云ふやうなものになるかも知れぬが、兩方共に沈降隆起斷層等の海岸列式の種々の組合せを作つて居るから、將來の綿密な研究が済んだ後で無ければ確かなことは云へない。

HOBBS は二三の著書や論文の中で太平洋岸の海岸段丘や一方に傾く隆起礁の存在から、直ちに全體としての隆起傾向を断定して居るが、時の範圍を限定せず、又沈降との交代に就て全く注意を拂つて居ないから、遽かに其の結論を信することは出来ない。然しながら限られた時間内に限られた場所で、あく云ふ運動が行はれることは考へ得る。一箇の例を取れば屋久島の海岸の如きは面白い實例である、外見は沈降岸で實は隆起を續けて居るやうな場合、又は其の反對の場合等の可能なりや否やに就ては他の機會に於て詳論する心組みである。

十、隆起沈降の速度

隆起が今回の大地震に際して起つた變化のやうに、往動的に短時間内に行はれる事はよく知られ又沈降にしても同じことが考へられぬことは無い。然しもつと長い時間内の平均速度に關しては智識が甚だ限られて居る。連續的な徐々な變化に就てバルチック沿岸には好い調査があるが、日本に於ては近年の驗潮儀記錄による大森博士の記事を有するのみである。

地形の方面からは珊瑚礁の生長速度に對して沈降の緩急と云ふことは知られて居ても、結局關係的速度が分つたと云ふに過ぎない。序に記せば琉球列島では沈降の速さは珊瑚礁上方生長より速かつたことがあることは確であるが然し後者は此の所謂「珊瑚海の縁沿帶」では餘り大きくないであらう DAVIS は奄美大島の周圍に水面下の臺地があつて珊瑚礁の一部が隠れて居るのでは無いかと

記して居るが、私には海圖の検査が非常に精密であつたと思はれない。此所よりも小笠原島が何故珊瑚礁に保護されず海蝕を受けるやうになつたか、相當面白い問題である。其

國の作成に就ては當該館の學生兼非君の手が煩はしたことを感謝する。スケッチ地圖の中の標高數は三角點及簡易標高點の標高を使用した通常標高の位置は地勢の粗々略大體所に據はれるからである。(東京帝國大學地理部地理學數第十一月七日)

朝鮮の海岸線の長さ				單位米
海岸線の長さ		一平方里に對する海岸線延長		
公 道	八、六九三、一〇〇	二五、三六九、三三〇	六、二四	一、二〇七
京城道	五、二八四、〇〇〇	一四、二五、六〇〇	六、六九	一、七〇五
忠清北道	—	—	—	—
忠清南道	一、三三三、八〇〇	一、八八四、五〇〇	二、六三五	三、五八六
全羅北道	二、五八六、〇〇〇	四、四六、〇五〇	四、六五	八、〇六
全羅南道	二、一七四、一〇〇	六、七〇五、〇〇〇	三、三九八	七、四四七
慶尙北道	一、六九二、〇〇〇	二、四一、七〇〇	一、三八	一、七四
慶尙南道	九〇八、五五〇	二、二四三、七五〇	二、三三七	二、八二三
黃海道	一、一七九、九〇〇	一、六二七、一〇〇	一、〇九九	一、四九一
平安南道	三、七九二、〇〇〇	四、一三、七〇〇	三、九三	四、二八
平安北道	三、五八六、〇〇〇	七、六三、七〇〇	一、九四	四、一六
江原道	四、三三四、〇〇〇	四、七七、〇五〇	二、五四	二、八〇
咸鏡南道	四、五一六、五〇	五、四九、二〇〇	二、一八	二、六五
咸鏡北道	五、〇三九、〇〇〇	五、三八、二〇〇	三、八二	四、〇八

志摩磯部村附近の自然地理學的 地史の一部の研究 (上)

大塚彌之助

緒 言

昭和二年四月七月八月三重縣志摩郡磯部村附近に滞在した時に、觀察し得た事項を多少纏めて見たものである。餘り小地域であるために大局を見ると言ふ注意が缺けてゐるかも知れないことを恐れる。併しながら少しでも西南日本外帯の海岸地方の自然地理學的地史の發展に役立てば幸である。

話が少し複雑になるから此の地方の自然地理學的地史の大體を表示しておかう。

- 先志摩海蝕臺地形成前の河蝕輪廻時代。
- 沈降時代(藍灰色粘土の堆積時代)。
- 先志摩海蝕臺地の海面下形成時代。
- 臺地の海面土出現。
- 現侵蝕輪廻の開始。

志摩磯部村附近の自然地理學的地史の一部の研究

一五

四一

f 沈降時代（現地形の形成）現代。

参照地圖二拾萬分ノ一 帝國圖、山川。

五萬分ノ一 鳥羽 波切。

又ハ二萬五千分ノ一 磯部 安乘。

未熟の塊りに對して、伏して正芽を仰ぐ次第である。

此の地方を調査された文獻に就て、

此の地方を最初調査されたのは佐藤傳藏先生である。先生が此地方を調査されたのは一八八九年（明治二二）榮大貳拾萬分ノ一地圖も發行されなかつた以前のものである。此の後一八九四年（明治二七）に小川琢治博士によりて廿萬分ノ一地圖及び圖幅説明書が刊行された。其の後全く此の地方の文獻は皆無であつた。然るに一九二五（大正一四）年辻村先生の地形を主とせられた論文の出現があつた。最近には加藤先生・杉理學士の豫報あり。尙ほ近き將來には飯塚理學士の地質調査の御報告も出る筈である。従て豊富とは言へない。併しながら小川博士の卓越せる説明書、特に劃世的な辻村先生の論文に負ふ所甚だ多い。

地 質 概 観

私が之から説明しようとする地域に發達する地層は、秩父古生層、中生層及び洪積層である。之等の内前の二つの地層は複雑な構造を示してゐて、大體その走向は北。00東、にして、硬砂岩、珪岩又は砂岩質岩等よりなる。辻村先生の注意されたる先志摩の海蝕遺地は所謂時代未詳の中生層を占めるものである。説明しようとするところは全く之等の岩石を舞臺として、其の上に演ぜられた極く最近の出来事なのである。

洪積層として簡単に記す所の名稱に就ては後述する理由より、單に洪積層と呼ぶことの不適當なるを知れば、此の時代に就ては沖積期より洪積期までの或る一期間としての代表的名稱を附ける方がよからうと思ふ。發達廣き先志摩を取りて先志摩層又は先志摩層堆積時代とする。

最も若い堆積物は主として現在の河谷底を占め、その發達はあまり廣くない。主として田地として耕作されて川邊附近に最も廣く發達す。溺谷が徐々に河流に運ばれた堆積物で充填されたとするのが至當らしい。

先志摩層、之は前の者とは別に、水面上六五米以下に露出する礫、暗青灰色粘土の水平的に成層した未凝固岩よりなる地層である。主として磯部附近に於ては現河川の流域附近を占めてゐるが現在の河流のコースと一致しないものが多數にある。今私が先志摩層と呼ぶ新層は明治二二年佐藤傳藏先生が此の地方を御調査された場合に初めて注意されたもので甲賀村附近より産する貝殻化石其他より“Yonger tertiary”（新第三紀？）とせられた。此の後小川博士が明治廿七年の地質調査に際して「此

ノ岩層ハ那智圖幅ニ第三紀新層トシテ記載セルモノニ比スレバ更ニ新期ナルベク洪積層ト見ナスノ妥當ナルヤモ知ルベカラズ」として鳥羽圖幅に註とされてある。私は此處で後説を考へに入れて、更に洪積期及沖積期間の一期間を代表する先志層府と呼ぶこと前述の通りである。辻村助教が的矢灣の南岸にて觀察された「Lee and sand」の成層を示す礫層及び粘土層は矢張り此の先志層府の一露頭である。

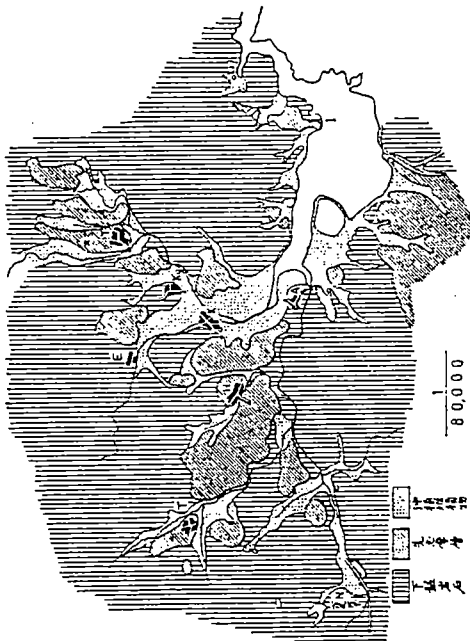
化石は柔嫩な暗青灰色粘土層より産し、從來知られたる産地は⁽¹³⁾甲賀村、及び⁽¹⁴⁾磯部村穴川である。保存悪しく決定甚だ困難である。

構造的擾亂は磯部附近だけでは今の所殆ど見られない。

先志層府の分布及び堆積狀態

此の地層の分布は南部に甚だ廣く、特に磯部より南部に著しい。従つてなるべく南方の地層に接する機會を多くして、非難の誤に陥らぬ様に努力した。而も尙ほ不安を持つ。附圖(1)に見らるゝ如く、築地、山田の谷に著しく之等は川邊・穴川附近に合して伊雜ノ浦に向つてゐることは大體現在の沖積堆積物の分布に似てゐる。尙ほ飯濱、伊雜の浦南西部にも著しき發達を見る。尙ほ注意すべきことは之等の先志層府が私の調べた此の地方に於て六五米以下の現地表に存在することである。

1. 山田附近の先志層府は沓掛、山田の在る臺地によく發達し、主として礫層よりなる。山川橋の東



第一圖 先志層府分布圖
A. 穴川 B. 東和原 C. 飯濱 D. 山田 E. 沖積層 F. 築地 G. 山田 H. 山田 I. 山田 J. 山田 K. 山田 L. 山田 M. 山田 N. 山田 O. 山田 P. 山田 Q. 山田 R. 山田 S. 山田 T. 山田 U. 山田 V. 山田 W. 山田 X. 山田 Y. 山田 Z. 山田

側南への小徑にて、その標式的のものを
見る。下盤は現はれず。稍々固く、多少
凝固性を示せるため土壁の代用として切
取されて存在する。礫の太さ一〇m以
内、山田の東部に於ては小溪の東側に礫
層を見るも之は可成に小さく河底より五
mもの高さに逆發達し更に上部に相當し
て粘土質礫を見た。之は主として礫岩
礫よりなり1/2m以内の礫もある。此の礫
岩礫は明かに北部に接する青翠山の礫岩
より來れるものなり。更に的矢に通ずる
街道を東する時左側に突然下盤の頁岩砂
岩の互層を見る。その上部には礫層が乗
る。その境界は殆ど水平的である。山口
一橋の東部にも著しい礫層を見る。山口

一橋の澤に於ては一回も礫層を見ないこと及び此の礫層の東側に下盤岩石の露はるゝことより此礫層は背斜方面に向つて消失するものの如し、地形圖「礫部」の青峰山正福寺其南約二軒より分岐する小徑をたどる時は礫層の次第に消失して行くのを知る。春掛の東部山田より入り込める小溪にては粘土質礫の可成に立派なる發達を見た。植物の葉、枝等を含む恐らく山田附近の礫層より上位に位するらしく、山田の小學校の南に野川に近く下盤の現はるゝ處より見れば、山田より先志原府の一部は春掛に向ひ野川の谷に消えるものゝ如し。上之郷東部の墓地では下部より暗青灰色の粘土、褐色粘土、間礫よりなり上部の礫は風化甚し。珪岩及び砂岩の礫からなる。下盤は見られぬ。之等堆積物分布は或連續せる凹地即ち昔の谷に堆積したと考へられる。

2. 惠利原の東部より二九五米三角點の南々東の谷の口に向つて此の地層の發達するのを見る此の地層が神路川の谷に向つて發達してゐないことは注意すべきである。下部は暗青灰色粘土で其の上に赤色粘土更に礫層を持つ。粘土層は廢物に用ひられてゐる。

3. 迫間の谷は可成著しいものである。川邊の小學校の地盤をなす礫層は更に避病院の地盤の礫層に續き更に北に向つて神路川の口に向ふ様である。學校の南側崖面には新らしき切割あり。最下部は粘土質の細粒礫でそれより局部的不整合にて稍角のある礫、それより礫層が来る。此の礫層は2mにして、下部に至る程礫は大きくなる。その東、猿川彦の宮は殆ど下盤岩石の上に在る。此の西方の露頭にレンズを含む礫層あり。前者より稍上位のものらしい。避病院の裏手の東側には立派なる露頭が見られる。木片を含む暗青灰色粘土にして貝殻は見られなかつた。地上より約五尺程の高さである。その上には塊狀粘土を含む白色粘土層あり厚さ約四尺。私は此粘土層の位置に關して高度關係より學校の礫層より下位に位するものなることを知りたり。

4. 神路川の上流に日向郷盆地あり。此の盆地の出口附近は益に珪岩の露頭のために掘られてゐて道路は三〇米の盆地底を切通して惠利原方面の沖積低地に下る。此の切割西側に粗い礫層の成層を多少示せるものを見た。之は非常に薄く北部に至れば直ちに消失するものの如し。此の礫層も先志原府の延長と見なす。それは地形的に充分に、之等の地層の高度と礫部附近に發達する海蝕盆地遺物とは對比されるからである。更に日向郷盆地北部には偶然にか獨立した一つの成層礫層を認める。最初此の礫層を此の附近を通過する蛇紋岩帶を切る斷層と關係附け様としたが、それは誤りであつて矢張河蝕で殘されたものと見る。その高度も何等差支へない。下盤岩石の珪岩が主なる原因である。上部の一部はテララス(Terrace)である。

5. 迫間の南西側斜面に一〇米の露頭を見る。下部は植物質の斷片を含む暗灰色の泥質粘土それより三〇厘以内の大きさの砂質礫を挟んで灰白色粘土、赤色粘土、礫(合計一〇米)を見る。迫間より築地に至る時は全く之等の先志原府の堆積物よりなる。粘土は屢々瓦に作られてゐる。此の北方川水地附

近に於て漸く下盤岩石を見出すことを得。此の附近にては礫層著しく發達し粘土層を見ず。築地川は築地附近にて之等の地層を切りて更に下盤岩石を刻み込んで山ノ原を経て穴川に達してゐる。築地の西部の尾根には此の地層の連続と見なさるゝ礫層あり。

迫間より西方五ヶ所街道の切側にも礫層の露頭あり。下部に褐色砂質粘土あり。之と上部礫層との間は境界線著しく曲折し波状を呈してゐる。明かに下部粘土層と上部の礫層との間に條件の著しく異なる現象が起り而も可成連続的に變化したことを知ることが出来る。此の褐色粘土の下位に在る暗青灰色粘土は更に山原の西方に露頭する。樹幹、木葉等を含む。炭化度弱く、尙ほ介殼は見られなかつた。

6. 穴川―木場の北側丘陵の南麓には暗青灰色泥の他の長さ露頭を見る。之は穴川の方面に向つて次第に薄く終はる。最下部は礫層にして、礫の大きさ $\frac{1}{4}$ m内外にして稍角のある礫よりなる。その材料は主として砂岩よりなり稀に硅岩礫をも見る。之等を下底層と看做することを得たるは、之を穴川方面に僅かに追跡することによりて、下盤の中生紀岩石と直接するを見ただからである。(圖2)此の下底層の上位に直ちに暗青灰色粘土が可成の厚さ(約2m以上)に乗つて来る。之は木場に近付くに従て厚さを増し下盤礫層は地表下に没する。水分を多量に含み柔軟である。此の粘土層よりはネガチグ型の介化石を産するのである。調査所の飯塚博士が新産地として報ぜられたるは此の處であらうと思



第 二 圖

ふ。更に之等の上部には白色粘土の薄層ありて一〇cm以内の礫を持つ礫層が来る。材料は基底層と變りはなく硅岩の片が多く稍圓形をなす。此の礫層は二m位にして更に白色粘土の薄層を見、其の上に赤色粘土が厚さ三m位に存在する。次に又白色粘土の薄層を載せ、最上層の礫層になるのである。此礫層は厚さ不整にして、堆積の周縁に於ては基底層と一致するものゝ如し。(圖2)一致したる場合には全く兩者の境界線、性質等より區別すること難からん。

穴川の南部にも暗青灰色粘土の露出あり、尙南東に當りても好露出あり。下部より細粒礫、暗青灰色粘土、赤色粘土、暗青灰色粘土、礫(大型 $\frac{1}{4}$ m以外)、にして下盤は表はれず。私は此の赤色粘土下部の暗青灰色粘土より木の葉の印痕の完全なるものを得た。

飯沼のは著しき礫層にしてその上部に褐色の粘土を見る。礫は下盤岩石と接する。

之等を通して見る時、穴川附近に於て暗青灰色粘土は標式的に發達し山田沓掛附近では多少其の發達弱く、常に上位に僅かに觀察せらるゝものゝ如く、礫の分布が却て著しい。穴川より伊難ノ浦に向つては暗青灰色粘土層は厚さを増して行く様である。今此の考へを基にして、理想的な柱狀斷面圖を作つて見る。之は主として穴川附近を標準とした。灰白色粘土赤色粘土は風化による二次的なものと見なし、主として粒に注目して作つた。(表1、穴川―木場の露頭に見られる介化石を含む粘土は表

e 礫片(砂レンズ見ル)
 d 暗青灰色粘土(植物ノ破片ヲ含ム)
 c 赤色粘土(カルコトアリ)
 b 細粒礫
 a 暗青灰色粘土(主ニシテ土ヲ含ム)
 " 基底礫(物質不同レンズ見ル)

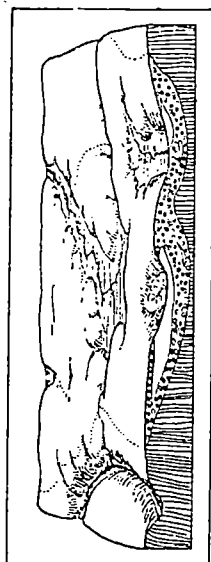
(表 1)

1. に相當し穴川南方に見る木葉の化石は恐らく日府のものならん。勿論此の斷面は理想的なるものにして決して此儘適用されるものではなく、後述の理由よりも、各層は徐々に消失又は増大する。下底礫層の標式的なる發達はその性質上現地表下に隠れ、こと多きため、唯だ、辻助教教授の「矢野南方」の記事及び下盤岩石との接觸せる礫の特征より推定した。

先志摩海蝕臺地形成前の河蝕輪廻。

今此の先志驛附の分布を正しく地形圖上に記して見るならば各分離せる

之等の地層は、全く現在の河谷のために切離されてゐることに氣が付く(圖一)更に進んで現河谷を取
除いて考へて見るならば、それ等の分布は相連續する一つの樹枝狀に分布する堆積物であることを知
る。而も決して之には矛盾がない。樹枝狀分布の堆積、それは偶然でない限り河谷に堆積されたもの
であることを暗示する。而も之等の堆積物の分岐の非端が現河流の谷に向つて終ることは更にその暗
示を裏書する。水平的に此の様な特長を持つ以上、垂直的にもその様な特長を持つことが許されなけ
ればならない。試みに穴川—川邊を結ぶ方向に平行に追間附近を切つたと假定するならばその断面圖
は圖2となる。中生紀下盤岩石のコレクレーヌ窪地に殆ど水平的に堆積せられたるものなることを知
る。又穴川—川邊に平行云々は即ち之等の分布が或河谷と考へてその横斷面を示さんとせしものであ



第三圖 邊間附近假想プロック圖
.....先志摩層ノ下盤トノ境界線

る。従つて圖3は現河谷の横斷面と異らぬものを示す。此の事實は益々之等の地層が昔の河谷に沈積したことを示すに充分である。而もその各分岐の先端が薄尖することは河谷の縦斷の場合をも證明する。かうなる以上昔の河底には或程度まで河流堆積物の證を残すことを豫期することが許される。今河流堆積物の特徴を考へて見やう。

Joseph Barret 氏の一九〇六年の論文は此の方面の著しいものであるが、今私の述べんとする問題には餘りに巨細がありすぎる。一九一〇年の亦た餘り適切でない。A. W. Grells 氏は河成堆積物に就て、沖積扇に行はれる堆積現象より、成層の不整下部に凸なる砂レンズ、局部的不整合等の特徴として擧げてある。谷底の河流堆積物は一部扇状地の延長と見られるから此の考へは可成考へに入れて差支へあるまい。若し沈降運動ありて海水が此の様な堆積物を被ひたる時は海成層との間には不整合の起るのは當然である。田中嘉三郎氏は河流堆積物

に就て、次の様なことを言つてゐる。先づ之の堆積物を三分して河流の途中、河口、及び湖海等の静水堆積とした。堆積物は礫 (Gravel)、砂、及び割割礫の破襲等より来る粘土質石炭質の細粒よりなり。

流水地にては後者は見られない。成層は全く不規則で、塊狀に、流水の強弱に従つて砂、礫は不規則に重る。河口、淵水に就ては又夫々の特徴を説明してゐる。又その附表に就いては、河流堆積物の特徴として、そのグランド・マッセ (Grand-masse) は砂で充分に整理 (整理) されてゐない擬層をした、稍稜角ある粗、細、の物質で混じつてゐる。礫は色々の種類のものがあり。一般に圓礫で、多くは古層より來たものからなる。成層の状態は、屢々細粒粗粒の地層の擬層をなす。又流水の印象、傾く層、局部的不整合、厚さ及び層相の不規則性、レンズ狀挿入、垂直より長さの方への非連續性、石灰岩の稀なこと等を擧げてゐる。W. H. Ligg⁽⁹⁾ 氏も大體上記と同じ様な特長を擧げてゐる、がその堆積作用の位置として沖積扇、山麓平原、急流の傍に沿うて、又は小デルタとしてある。更に接する物質との關係に就ては、常に侵蝕を受けた岩石底に横はり、若し同層の比較的細い沈積物では局部的不整合は一般に二つに離れる。と。C. A. Clegg⁽¹⁰⁾ 氏は「レンズ・エンド・ポケット」の成層を以て沖積堆積物の構造の特長とした。

ひるがへつて、先志摩層下底の礫層を見るならばその礫層は全く上記の特長を備へてゐる。辻村助教授⁽¹¹⁾の記載にも見る様に矢野南岸には此地層の連續と考へられる河流堆積物の特徴を持つた礫層がある。Ligg⁽⁹⁾ 氏の語れる、「海、海岸、河等の區別は小さき個々の露頭の解釋よりも、多くの露頭の對比より得た大きな構造的觀念によらねばならぬ」の言を私は忘れない。従て此先志摩層の分布は組織は、構造は全く河流の堆積物たるを示すに充分である。圖4は之等の分布を基礎として作られた、

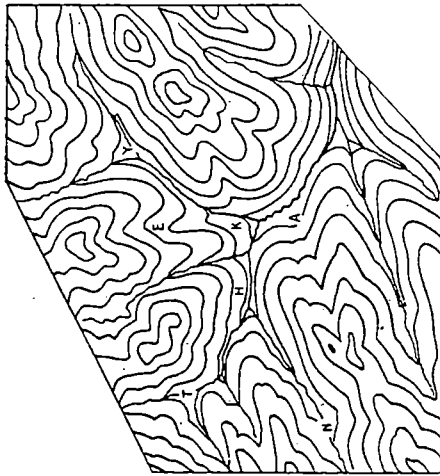


圖 四 第

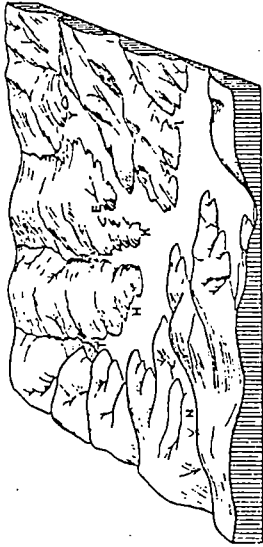
此の河流堆積時代即ち劈頭なる、先志摩海蝕臺地形形成前の河蝕輪廻時代の一景貌を示す。

り 沈降時代

之等の上部に當る暗青灰色粘土は海棲介化石を含むところから少くとも河成堆積物では説明されない。下部の礫層との間の著しい和の異りから見てもそれは考へられる。又稍上部の同じ暗青灰色粘土の他の場所から、樹幹、葉、等を見出すことを見ればペラギアツ (Peligat) な海の堆積物ではない。而れども之に就ては O. Berggren⁽¹²⁾ 氏が「或場合には巨杉も陸地から離れて色々の木材、枝、

葉等が運ばれる」とあるから非定的ではないが介殼類は殆ど淺海棲のものである。所産化石類から當然淺海性堆積のものでなければならぬ。又その堆積狀態が殆ど礫層より早く消失すること及び圖三に見られる様に兩端の消失すること、之は全く此の古い各谷に海水の徐々なる侵入の現象があつたこと

が明瞭である。水平的分布からも明かなることである。即ち陸地の沈下である。『三三』氏は「静か



第五圖 時の時代の景

な海の堆積作用の特長として等しい組織の細粒岩、付序を示さないこと、そして岩石は大抵泥、又は細粒岩」等を舉げてゐる。暗青灰色粘土が殆ど等質で而も付序が可成の厚さに缺けて木幹、葉等を含むことを考へるならば静海即ち外海の影響を受けなかつた入江を益々證明するに足るのである。二、H. S. 氏が言つた様に、此の古い谷の横断面のコンケーザなることは此の地方の侵蝕力が止るか又は沈下の傾向を示してゐた一體になる。

之等の間に間在する細い機序に就ては氣候變化其他で此の溺れ谷に粗粒物質を流し込んだと解すればよいのではなからうか。

圖五は即ちりの沈降時代の或時期の景観である。此圖に於て疑問を生じたことは果して如何なる程度に海水は侵入してゐたかと言ふことである。勿論徐々に谷口から侵入して來たことには間違ひはない。粘土層の堆積を以て大體の範圍とすべきか。勿論此の粘土層は

後述の理由から擾亂されるから餘り信頼されないが、最後まで静海堆積を續け得た時の景観と、それより昔の景観とでは甚だしく異なる。従て前の場合の遺物と考へられる現分布をとつてその僅海水侵入の景観を作ることとは誤りである。此圖は従つてり時代の中頃と考へたい。而も各入江の水の分布は決定的なものでない。山地の配列は海蝕を受けなかつた現地形を參考として作つて見た。實景を示すことの出来ないことは勿論であるが下盤岩石の影嚮が著しく示されてゐたことは想像してよい。

志摩磯部村附近の自然地理學的 地史の一部の研究(下)

大塚彌之助

C. 先志摩海蝕地海面下形成時代

之等の上部の著しい細粗の礫層は或處では貧弱な礫層を見ることがある。又は全く隠蔽を受けてゐない同様な礫層を見ることがある。下部粘土層との境界線は追間の西の崖で見える様な波痕らしき不規則なる境界線を示すところもある、礫は稍興味ある礫で下盤の礫層と區別されぬことすらある、砂レンズも見ることが出来る。併し其の厚さ其他に不同のあること礫以外の物質のあまり見られぬこと勿論、地表は風化甚だしくその特長は認め難い。崖岩礫が可成に眼に付く所もある。注意すべきは水平的分布が全く上述の粘土層等と同じことである。勿論最上層であるからその分布は、古谷の分布に従つて他の堆積物より廣い分布を示してゐる。

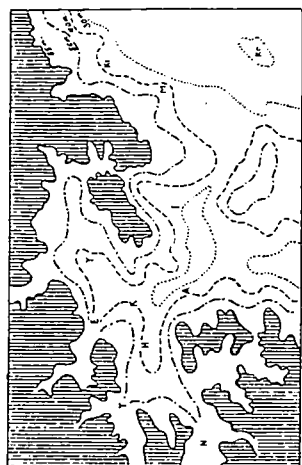
此の礫の問題は可成に難しい、分布の點から見れば今迄のものと變りない。材料は崖岩砂岩、之等は北部山地のものである、然れども成層には特長あるレンズは見られない。而も岩床は先志摩層最上層と地形的には全く見分けられぬ平坦な海蝕臺地に露出してゐる。此の平坦な海蝕臺地に就ては辻村助教授の明快なる論文があるから説明する迄もない。平坦面に兩地層が同一高度に露はれてゐる事實は礫の解釋に或程度の鍵となる。今別に此處に此の礫に関して二つの場合を考へて見た、即ちA.河成礫、B.海成礫の場合である。

A.河成礫と考へると次の様な場合が考へられる(1)礫の排列が全く古い谷の分布と一致することは粘土層堆積後に海水の後退を考へなければならぬ。而も海蝕臺地面上に下盤岩石と同一高度に截られてゐることは此の河流堆積物が此の海蝕面の高度以上に堆積を示してゐたとしなければならぬ。そしてその後に来る海蝕が之を截つたとしなければならぬ。海の後退は陸地の土升を意味し、河流堆積物の厚く堆積するためには沈下を考へなければならぬ。従つて此は考へられない。豫期せらるべき此の高度以上に堆積したと考へられる礫層は陸地内にも今迄知られてゐない。(2)は海蝕面形成後と考へることである。海蝕面が形成された後、隆起に應じて河流は再び自己の谷を選んで堆積を行つたと考へるのである。海蝕面の隆起は河流の同生をとするが古の谷を埋める程のアクラデーションを行ふべき山もなく、同一レベル地形を示すことすら出来ない。唯だ海蝕面形成と同時に又は直後とするならば多少考へる餘地がある。併しながら現河流の全く下盤構造に無關係なこと及び開折してる點からも此の考も難かしい。此處に尙ほ疑問が起る果して我々が海蝕面と考へるものが河蝕面ではないか

と言ふ問題である。之は全く地形的には不穩當なことであるし、河蝕面にしても尙ほ礫層の疑問は解
 けられない。勿論河蝕面も各谷の口に近くあることは認める。従つて此礫の解釋は且海成礫に譲らなけ
 ればならぬ。(1) リグレーション礫。此考へは唯だAの(1)をサブマリンの起源にしただけであつて全く
 考へられぬところのものである。(2) 海面下デルタの考へは可成に適切な説明が得られさうである。レ
 ンズが見られると言ふ事實は此場合面倒にならぬ、古の河谷と一致した分布を示すこと、礫の層位の
 著しくないこと、堆積物を含むこと、谷を埋めてゐること等誠に都合がよい。では何故に暗青灰色粘土の
 堆積を示した、供給不足の川が海蝕面の形成前に此の様な大礫を運ぶ様な變化を起したのであらう。
 氣候變化で簡単に片付ける程の勇氣は今持ち合はせてゐない。而もその礫は明かなるデルタ型式をと
 らない。そしてA(2)で述べた様に、舊デルタ面の高度に對比されるべき礫を舊陸地に見出すことを得な
 い。(3) (2)を多少順序を變へて海蝕面形成後の海面下デルタとする。之は全く(2)と同様それ以上の困難
 を起す。(4) 最後に前述の諸困難を最も合理的に避け得て、解釋せんためには、私は青灰色粘土時代と
 礫堆積時代とを全く同時代連続と考へて、海成堆積物としたい。今私の觀察している地方は主として昔
 各河流の注入して来る地方であつた。従つて純然たる海成堆積物の意義は成立しない。恐らく海面下
 にデルタがあつたかも知れぬ。併し之はさておいて、スパーに囲まれてゐた入江は突然外海の荒波の
 襲ふ所となつた。荒波を防いでゐた壁は全く荒波のために打ち破られて、粗い礫のみはその内側の静
 寂の回みへと落ち込んだ。細物質は急な海流のために流されたと考へる。海蝕面上には普通礫の存在
 は考へられない。併し此の様な間所を埋めた礫までも流し出すことは考へられない。更に又各河流のデ
 ルタは河口から僅かの距離に發達して、青灰色粘土を妨げてゐた。川邊學校南崖の砂レンズの粗い礫
 のみは、その内側の静寂の回みへと落ち込んだ。細物質は急な海流のために流されたと考へる、海蝕
 面には礫の存在は考へられない。併し此の様な間所を埋めた礫までも流し出すことは考へられない。
 更に又各河流のデルタは河口から僅かの距離に發達して、青灰色粘土の發達を妨げてゐた。川邊小學
 校の南崖の砂レンズのある礫層は説明を此に持つてくるか又或ひは後述する様に隆起時代後の産物で
 あるかも知れない。從來論ぜられて來てゐる海成礫層は餘りに此の様な特別な相の礫の説明には距離が
 ある。大抵は海岸線の長い連続に發達するものに就てである。従つて此の礫に對しては特別な考へ方
 が許されなければならない。M. W. 氏³が嚴格なる意味で、水面下の作用(submarine work)は
 岩石プラットフォームの上の物質を左右に動かすだけであると言つてゐる。之に水流の考へを入れる
 ならば、海蝕面の間地である古の入江に礫のみが堆積することは當然認められる事實である。而も下
 盤岩石と同一レベルの堆積も説明されるし、粘土層との境界線が可成不整な事の解釋も付く。堆積
 礫も別に大した問題もなく、北部海蝕面との境界に最後まで抵抗し得た堆積物の破片と解釋すればよい。
 圖六は六五米以下の高度を塗りつぶし、更に現在海蝕面地に基礎を置いて、等高線を引いて見

(志摩縣津村附近の自然地理學的地史の一部の研究)

ものである。六五米を標準としたのは次の理由からである。それは私が墾子附近踏査の際に觀察することを得たる、舊海岸と海蝕面との交截線で、若し六〇米以下を以て着色すると境界線は甚だしく屈



第六圖 M: 陸地 E: 海

曲し若し七〇米以上で着色すると、境界線は殆ど六五mの境界線と大差ない。従つて六五米線を以て両面の境界線とした所以である。勿論海蝕面の隆起に際して一様の隆起量を示さない。墾子附近には最も適當であらうが他の場所にては多少の修正を加へなければならぬものであらう。併し此圖だけではそれ程の變化は見られない。之の事は逆に海蝕基地面の形態が殆ど變化されず元の僅隆起したと考へる事が或程度まで許されよう。基地面の等高線は此の假定の下に二萬五千分の一横部安樂圖幅のものを引いた。開析の進んだ谷を全く埋め終へたと假定するため、之等の谷の間の尾根は等高線決定の重要な材料となつた。尾根線をアロツトして見て、斜面の傾向が著しく異なる場合には、急な傾向を表はす斜

面は捨てた。従つて此の場合に此の尾根の周囲の他の尾根の考へに入れられたる斜面の高度と連續させることとした。伊羅ノ浦に就ては等高線を引く事が出来なかつた。

海蝕面の形成された最後の海の範圍は勿論此圖其儘ではない。現輪廻によりて低められた地殻が可成あるから、之より多少輪廓は長短がある。陸地より注ぐ各河口に沖積物の堆積が見られたかも知れぬ。山川東部等は此の傾向があつたのではあるまいか。併しながら尙ほ此處に疑はれる事實が残る。辻村助教⁽⁴⁾の先志原海原圖の山地と舊海岸線の境界線が伊羅浦を横切つて、西南に向つてゐる。然るに六圖ではその境界線が全く草の谷及び山川の谷に入江をなして發達する事である。入江の陸を洗ふ波、それ等の岩屑を運び去る流、等を考へる時果して今私が考へてゐる海蝕基地面が全部波だけで説明されるであらうか。更に角入江内に見られる海蝕面成生の因子を波だけに歸することは困難である。W. Whitaker⁽⁵⁾氏が一八六七年初めて「海の削剝作用は波の作用の他にサブエリアル⁽⁶⁾の力に依る所甚だ多く、之等の協力が海崖の後退を早める」と言つた。J. Barre⁽⁷⁾氏は A. Gêlie, A. de Lapparent, A. Penck, J. Ferguson 氏等の論文を引用して、次の様な現在の削剝作用の速さに就ての關係を示してゐる。

削剝作用の現在に於ける割合

海の削剝作用、〇・〇二一〇・一〇立方哩（二年の侵蝕量）

河の削剝作用、海の堆積物として、一・五〇一三・〇〇立方哩（右同）

陸の堆積物として、一・五〇一三・〇〇立方哩（右同）

海岸部附近の自然地理學的歴史の二部の研究(下)

六六

五三

之によると海の削剝作用の方が遙かに微力である。一九二七年の C. D. Wentworth⁽⁴⁶⁾ 氏のハワイ諸島に於ける研究の結果は、海蝕が最大の相對的強度を有する土地に於てすら、河蝕が海蝕より著しい量に達してゐることが解つた。

之等のことを考へて見るならば、たとへ主揚の例が適切でないにしても、我々が今迄波の力を主とした此の地形の一部にサブエリアルの削剝作用を認めることには少しも無理はない。前述したゴッマ⁽⁴⁷⁾氏の水面下の岩盤上の水の作用の考も勿論、此の入江の海蝕面生成の因子にサブエリアルの削剝作用を加へることを保持する。即ち水面上に露はれた陸地は波の破壊力とサブエリアルの削剝作用によりて水面下に削剝し下げられる。併しなから一旦水面下に隠れた陸地は全く水府に保護せられて削剝量は悉減する。従つて風化に抵抗する岩石は依然として水面上に露出してゐることが出来様、六箇に海面上に塗り残された、昔の島、岬、は全く中生代地層の緻密な厚い砂岩帯である、又は礁岩の障壁である。磯部の昔の入江地方は、頁岩、砂岩、の非常に堆めた場帯である。築地の附近は蛇紋岩に砂質した岩石の噴出した帯である、此の事は前の考へを裏書して呉れるに違ひない。従つて私は磯部の昔の入江と考へられる地方の地域を海蝕室の同じ連続と見て、辻村助教の舊海岸線を稍擴張して磯部の入江を作らうとするものである。

今私は此處で暗青灰色粘土堆積後の地史に就て、全く連續的の様な説明をとつて來た、併しなから尙ほ地質と地形とを關係させる重要性が残つてゐる。即ち尙ほ海蝕面と、暗青灰色粘土とが同時代に就て疑問が起り得るのである。少くとも上部礫層と暗青灰色粘土とは局部的不整合關係が見られる以上、たとへ上部礫層が外海の波の突然の侵入と解釋しても、尙ほ地盤運動の停止と言ふ場合が考へられるからである。此の解釋の道は二つあるが、一つは此の小さい範圍に於ては到底解決されない問題であるし他は多少不安が伴ふものである。前者は、同時代構成と言ふ假定の下に考へられる、相變化の連續性である。上部礫層は海蝕面生成後の堆積物である。暗青灰色粘土は海蝕面生成前の堆積物である。二時代沈降現象が起り始めると同時に海蝕面生成と暗青灰色粘土の堆積とが起り始めたと違ひない。兩者の相變化はここに連續性を見出さねばなるまい。然れども二時代の更に進んだ時には全く之等は夫々獨立な方向を取る併しなから前者は活動的である。後者は地盤運動に従屬する受動的なものである。活動的な前者は終に受動的な後者を凌いで、局部的不整合を作る。従つて此の連續的相變化を見出すための露頭の追跡を行へばよいことになるのである。残念ながら現時はその追跡までを計さなかつた。他は六川―木場の北側の崖の露頭に類似する露頭から解釋し様とする方法である。二箇の暗礁で示した様に暗青灰色下盤の礫層が上部の礫層と連續した露頭を求め様とすることである。之等二者の相接すること當然豫期されることであつて而も私は確信を以て兩方が接したものであるとして觀察したものがなかつた。之は恐らく上下の相に殆ど相異を見出すことが出来なからかも知れぬ。

若し水平的に長い餘頭が在るならば恐らく見られ様と思ふ。従て次の様な假定が現在の事實から生み出される。上下二層は全く區別することが困難なこと、否寧ろそこに何等の境界線を引くことが出来ぬであらう。河成堆積物として基底に在る礫層は徐々なる海水の侵入と共に非常に薄く、その各層と暗青灰色粘土との間に基底礫岩として、若し粘土層と礫層が同時代連續であるならば、終に上層の礫層に連續的に移化して行くべきである。礫層同士の不整合線の決定は困難なものであるが、尙ほそこには幾分の材料を與へると思ふ。従つて此の假定によりて下盤礫層と上盤礫層との確實なる連續、非連續を求めて以て他を推さうとするのである。危險性は免れない。昔のリアス海岸、暗青灰色粘土の堆積は陸地の徐々なる沈降を意味し、海蝕面の形成は多くの地形學者の考察せる様に沈降海岸に、より適應してゐる。此の二現象の同時代なることに關しては別に確固たる反證のない限り、許されるに違ひない。礫頭のり時代とむ時代とは結局同時代と解釋されることになる。暗青灰色粘土中に含まれる化石類、構成物質の特徴は外帶、太本海岸各地の海蝕面形成の對比の上から、又地形學と地質學との或結合の上から地形學的年代の上から重要な鍵となる様な氣がしてならない。我々は更に後日第一第二の追跡法により更に同時代性を確實にし此等を究めたい。

辻村助教⁽³³⁾が疑問にされたる白色礫岩の閃礫云々は遠く西方でなく近く嵯都入江から海濱原流で運ばれたと解釋することも出来る。

此等のり及びの時代は可なり長く連續した。Björns 氏の表の様に、遑い海の創制作用は更に加ナブエリアル⁽³⁴⁾の創刻と協力して、此の地方に尙ほ廣かつたと考へられる海蝕面を作つた。り及びの時代終末の變動が起るまでに此の入江は圖に示した様な輪廓を示した。各の谷の奥には此の海蝕面を侵蝕基準面として沖積堆積物が蓄積した。日向郷、築地等に見られる薄い礫層は恐らく此時のものであらう。奥の谷では尙ほ同生を受けずに昔の侵蝕基準面を頼りにして輪廻を續ける。逢坂峠南側斜面は南の礫岩地方が現輪廻の同生に抵抗してゐるために尙ほ昔の夢を見てゐる。昔の輪廻の遺物である。之等は出口に近付くと同生した谷が深く現輪廻の侵蝕基準面に適應し様と努力してゐる。

り及びの時代の末期の隆起運動は來た。現地形の沈降過程を考へるならば、此の隆起量は此の地方では少くとも一〇〇米以上であらう。今迄海面下に寝はれてゐた海蝕面は海面上に突然露はれた。現在海蝕臺地の開析の程度は可成甚だしくは進んでゐない。現河流は海蝕面を構成する構造には全く無關係なことは圖一に見られる通りである。若し徐々たる隆起現象が行はれたとするならば、河流は最も弱い未凝固の礫粘土の昔の溺れ谷を選ばねばならない。全く之を超越した現河流のコースは、徐々たる隆起現象の印象ではない。今迄狭い谷から直接海に注いでゐた河流は突然の隆起のために全く寄所のない海蝕面に任意のコースを取つて Björns 氏の延長河流 (Erlanged River) として流れなければならなかつた。伊羅の浦の凹地は頗るない河流の集合するところとなつたらしい。併しながらし等

志摩磯部村附近の自然地理學的地理史の一部研究(下)

が向矢灣方面に出口を求めたことだけは尙解決出来ぬ問題である。即ち圖六に示された海蝕臺地の等高線は之を説明して呉れないからである。勿論、隆起後の沈降が現形を示してゐるのであるから隆起直後と現表面とが異るとして説明すれば責任は免れる。

急昇の現象は、現在の地形が沈降過程を示してゐるから、間渴的に急昇、静止、又は沈降を繰り返したかに就て、斷言が出来ないのである。即ち之等の地上に残された遺跡は全く海面下に没しされてゐるからである。私の氣にかゝるものは、川邊附近の一段低い丘陵があることである。之はたゞ神路川が侵蝕過程の際に残した河岸段丘であらうか。若し此の考へが許されるならば、砂レンズも前述した様に困らなくてもよい。他の上部礫層にはレンズは見られないのであるから。

急昇した海蝕面は忽ち此時代の開析作用が展開される。現地形の荒彫りは深く海蝕臺地を刻んで作られた。併しながら隆起した海蝕臺地は再び隆起前と同じ沈降運動を始めた。開析臺地は再びその谷に海水を導き入れる様になつた。注入する河流は再び河口から堆積の現象をとつた。隆起直後の侵蝕傾向は尙ほ之を知らないで、昔の夢に眠る全奥を覺醒させ様と進んでゐる。神路川の谷は此の六つの時代の地形を立派に共有する谷である。礫部附近も沖積物は、時代の沈降現象の産物である。而も外海大王崎附近の海面下には再び海蝕面が形成されてゐる。^{an}

附 記

以上で大體礫部附近に行はれた自然地理學的地理學最近のものに就いて、

1. 先志礫層堆積前の侵蝕時代、2. 沈降時代と先志礫層堆積時代及び或ひは海蝕面形成の時代、3. 上昇時代（連續的又は非連續的？）と海蝕面開析時代、及4. 沈降時代のあつたことが解る。1と2との間及3と4との間には尙ほ事件の存在を考へ得る。

此の海蝕面は堅子より相妻、國崎の北部に迄追跡されるが今浦、安樂島、鳥羽附近に迄如何なる關係を示してゐるかは斷言出来ない。併しながら、安樂島の附近では約三〇米内外の丘陵地存在し其の構造は矢張礫部附近と同様に上部に礫層それより高師小付類似のものを産する粘土層其の下底よりは貝殻、基底は礫層よりなる、若い地層を見、之等は此の地方に接達する御荷鉢層の岩石をも平坦にして同一水準をなす。

學兄水郡君は山原附近に於て安樂島の粘土層より産出するものと同じ高師小付類似のものを得られた。

松尾の西南に40米の高度附近に水蝕礫層を見出した。之等の事實より見れば鳥羽附近に兎に角一つの丘陵の單位のあることが認められる之が果して礫部と同一時代であるかに就ては確言を避ける。

小川博士が前述せる如く、佐藤教授の第三紀説を此とせられて以後、暗青灰色粘土の時代は一向進捗しない。中村教授黒田樺米氏の紀伊日高郡南部町界の洪積統の記事は層位學的、地形學的には全く先

志摩粘土層礫層と寸分違はぬ程に對比される。而も遺憾なことは古生物學的對比が誠に不満足な結果にある。併しながら此の對比は決して絶望ではないと思ふ。未だ化石採集の不備に歸することが出来るから、大谷學士はテクトニクの方面から構造的擾亂の未發見の此等の地層に對しては、洪積層とするより、我々が一般に呼ぶ長い沖積統の一時代とする方が、日本の太平洋岸の如く地殻變動の頻繁に起る地方には適當なるに非ずやの御意見である。従て之等の時代の問題には更に詳細なる時代區分を近接する地域に、出来るだけ多くの材料から作つて、前後關係を明かにすることを必要とするのではあるまいか。廣汎なる沖積層洪積層の名稱で分類することは、區分が餘りに大きすぎて混亂を生ずるに違ひない。

末尾ながら加藤、坪井兩博士、坪谷、杉岡學士の實地の教導、貴重な材料を貸與下さつた辻村、多川の兩助教授、色々御注意を賜つた大谷、小林兩先輩、學兄水郡君に深く感謝する次第である。尚ほ又磯部村滞在に當つて便宜を計つて下さつた三重縣廳長官に改めて御禮する次第である。

(一九二七・一〇)

引用文獻

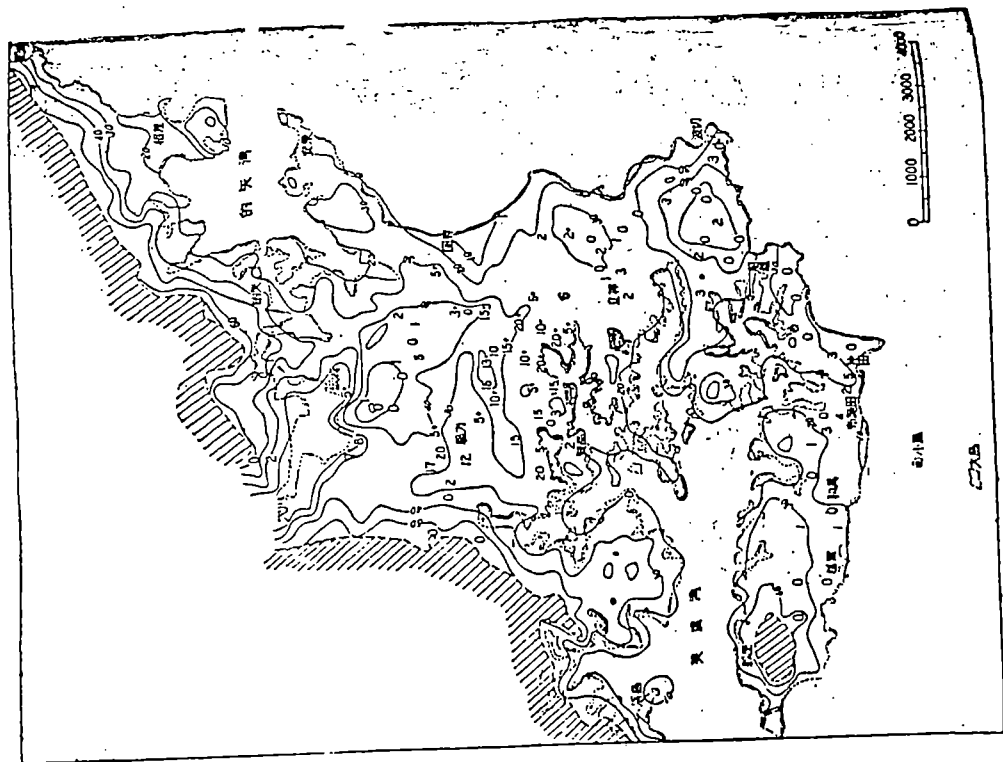
- (1) 佐藤 健藏 1898. 東京學藝論文。
- (2) 小川 琢治 1921. 島根二十萬分の二地質圖解及び說明書。
- (3) 辻村 太郎 1925. 「志摩陸の地質」地球Ⅰ・九二・九一・八九・九三頁。
- (4) 杉岡 健一夫 1927. 「日本内陸部外郭の推移と構造」實業雜誌四〇五頁。
- (5) 中村新太郎 1923. 「三重縣化石產地雜遺」地球Ⅴ 6 三〇頁。
- (6) J. Barrell 1916. "Relative Geological Importance of Continental, Littoral, & Marine Sedimentation" Jour. of Geol. Vol. 14.
- (7) A. W. Graham. 1913. "Principle of Stratigraphy" p. 583.
- (8) E. DuRoi, 1915. "Grundlagen und Methoden der Paläogeographie" a. p. 221; b. 230.
- (9) F. H. Lohr 1916. "Field Geology"
- (10) C. A. Cotton 1926. "Geomorphology of N. Z." p. 212.
- (11) O. Krümmel 1907. "Ozeanographie" Bl. I; 2. Aufl., s. 106.
- (12) W. Penck 1924. "Die Morphologische Analyse" p. 109.
- (13) W. Whitaker 1897. "On subaerial denudation and on cliffs and....." Geol. Mag., vol. 4, 1897, pp. 488-493.
- (14) J. Barrell 1925. "Marine and Terrestrial Gg." Bull. Geol. Am., vol. 35, 1925, p. 284.
- (15) 中村新太郎 1924. 「紀伊日高郡南部町、堺の洪積統」地球Ⅰ・二・五七・五八頁。
- (16) C. K. Wentworth 1927. "Estimates of Marine and Fluvial Erosion in Hawaii. Jour. Geol xxxv. No. 2. (地質第三卷七號、岡田氏紹介)

(宮川 虎雄)

1. 緒言 志摩半島の地形は長岡村國崎と頂島町とを結ぶ線を境として異り、西北は300米内外の山地であるのに對し、東南は50米以下のかかなり開析された臺地が發見し、開析谷の一部は沁水して英國灣・的矢灣等の流れ谷となつてゐる。當て辻村太郎⁽¹⁾はこの臺地が隆起海蝕臺であることを指摘し、大塚彌之助⁽²⁾はこの地方が、a. 海蝕臺形或前の河蝕輪廻時代、b. 沈降時代、c. 海蝕臺の形成時代、d. 海蝕臺の海面上出現、e. 現侵蝕輪廻の開始、f. 沈降(流れ谷の形成)なる地形發達史を有することを明らかにした。このb. 沈降時代からc. 海蝕臺の形成時代にかけて海底に堆積した地層は先志摩層とよばれ、佐賀介層や安久川層(大塚彌之助のdl_{II}期層)⁽³⁾に對比される。

2. 地形 半島の先端には台地がひろがり、かなり開析されてゐるが、原面を見分ける。台地の切峰面をみると(第1圖)、その起伏に著しい特徴がある。先づ山地と台地との境は國崎と波島を結ぶ東北～西南の線に大體そうであるが、神路川の河谷内に台地が入りこんでゐる。御座附近の金比羅山と黒森とは台地上に孤立した山地である。山地と台地との傾斜變換點の高さは大體60～50米であるが、的矢西北方では稍高く70～80米である。金比羅山、黒森と台地との境も50米で、同様な値を示す。山地から2軒位迄の間台地は略と東南に向つて一様に傾き、80米位迄降つてゐる。

4. この切峰面は2萬5千分の1地形図國崎・波島・片田・安乗・波切の5箇點を500米平方の方眼に分け、その各方眼内の最高・等高線の谷を埋めて置いた。臺地と山地との境として傾斜の著しい變換點を各方眼毎に求め、それを破線で結んだ。切峰面を重くの用に用いた等高線は平坦面上のものを選んであるから、原面の侵蝕による地形はかなり除かれてゐるが、最も低い等高線は臺地の端になつてゐるものから置いてある0で、原位置より後退してゐる程れが大きい。



第1圖 志摩隆起海蝕臺の切峰面圖
(數字は先志摩層の厚さ、斜線部は山地を示す。單位米)

更に東南では、40~20 米の平坦な面が最も廣く、40米以上は傾斜が稍大きく緩やかな凸出部となつてゐる。その著しいものは坂崎南方の62米高地・神明北方の44米高地・渡島の東の半島の41米高地・波切西方の55.9米高地及びその西にのびる半島先端の48米の小丘等である。現河谷やその連続である割れ谷は大體かやうな起伏の台地原面に對する必從谷であるが、的矢灣の坂崎~的矢間や船方から賀島西方に出る入江は凹所を通らず、例外的な場合である。先志^{*}は波切西方の高地と金比羅山とから緩やかに中央に傾く台地よりなり、布施田附近が最も低く20米以下である。台地の起伏には略々東北~西^{*}南の方向につらなる高所が目立ち、山地の境と略々平行するが、この方向は基盤の中生層の走向と一致する。

3. 地質 この地域の基盤は中生層の砂岩・頁岩等よりなり、台地面は小部分を除き多少とも砂礫・粘土よりなる先志層に蔽われてゐる。磯部村附近の先志層の層序や分布に關しては既に大塚⁽⁹⁾之助の記載があるが、筆者の調査した範圍に於ける層序は下より角礫層・粘土層・礫層となつてゐる。

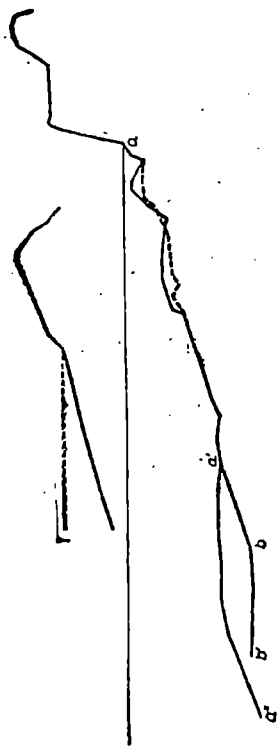
最下位の角礫層は基底粗粒で80種以上の角礫が多く亂雑に堆積してゐるが、上部ではかなり細粒となつて概して10~5種であり層理のみられることがあ^{*}る。これと整合に粘土層があるが、砂層であることもあり、礫のレンズや礫の混在がみられる。本層はかなり層理が明らかで海棲の介化石を産する。最上位の礫層と粘土層との境はかなり毅然としてをり、局部的不整合をなすことが多^{*}い。本層は概して10~20 種の礫よりなり、台地面の大部分を蔽うて亂雑に堆積してゐる。尙台地の高所には礫まじりの赤色砂層が薄く堆積してゐる。これらの點から、最初連續的な沈降によつて下部の角礫層及び粘土層が堆積した後、堆積環境の變化があり、上部の礫層が粘土層と局部的不整合

* 土地の人々は鋸越でつなかれた英園の南を限る陸奥島を先志とよんでゐるから、ここではそれに從つた。

に堆積したものと考へられる。

此等の礫には基盤の砂岩・頁岩等の礫の他に、珪岩の礫がかなり含まれてゐる。角礫層には、北部では珪岩の礫が乏しいが、先志層では2種前後の珪岩の礫が大部分である。上部の礫層は、北部では多量の珪岩の面角礫を含みその粒度も大きい^{*}が、南部では主として砂岩・頁岩の礫であつて、竊に2種以下の珪岩の礫が存在する。この地方に於ける珪岩の分布は西北の山地とは頗る露出してゐるが、台地では群々南方及び立神西北方に連い⁽¹⁾レンズがみられるのみであるから、珪岩の礫は主として西北の山地から神越川及び沿岸流によつて供給されたものである。

4. 地形と地質との關係 平坦な台地面は基盤の侵蝕面と先志層の堆積面とからなつてゐるが、その關係を知るため先志層の厚さの分布を調べてみると(第1圖)、台地の凸出部には概して薄く、穴川から船方東南方に亘る



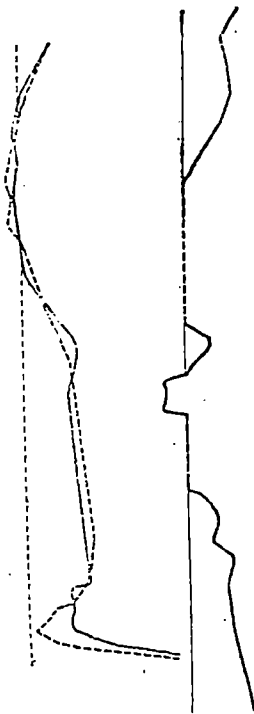
第2圖 (上) 坂崎南方高地の断面 (断面は海拔45米を示す)

(下) 越賀海岸の断面(断面aa' a'' : 礫面, bb' : 沈水谷底)

* 圖中数字に+をつけたものは、基盤のみえない處の先志層の厚さを示す。尙かなり緩やかな斜面の上下の露出から測つた厚さには、地層の厚さではなく見掛けの厚さである恐れのあるものもある。神明北方から船方東方の臺地に於てはその恐れが多い。

地帯に特に厚い。先づ台地の凸出部に於ける先志摩層の堆積状態をみると；

a. 坂崎南方の62米高地 高さ45米附近に傾斜変換帯があり、45米以上の地帯は平坦な台地面から凸出する(第2圖上)。この凸出部には基盤の砂岩・頁岩が露出してゐるが、45米附近には厚さ1米内外の赤色砂層が堆積してゐる。平坦な台地面は先志摩層の亜角礫で、20m以下の珪岩の亜角礫が散在する。



第3圖 (上) 波切西方高地の断面(破線は海拔50米を示す)

(下) 大島附近の東西断面(破線は海面近くの高度を有する岩層部)

b. 波切西方の55.9米高地 50米と35米附近に傾斜変換帯がある(第3圖上)。即ち50米以上の地域と35米以下の地域とは平坦ではあつて、50～35米の部分の傾斜が稍大きい。最高部55.9米及び52.6米附近は厚さ2米前後の礫まじりの赤色砂層に蔽われ、50米以上の平坦面では凸部は侵蝕され、凹所には基盤岩石や珪岩の礫及び砂が堆積する。50～35米の緩斜部では基盤の凹凸が5米に達することもあるが、やはり凸所はげづられ凹所には1米内外の基盤岩石の巨礫や10～20厘の亜角礫・赤色砂層、稀に10厘以下の珪岩の固礫が堆積してゐる。35米以下の平坦面は厚さ3米位の珪岩の固礫をかなり含む先志摩層で蔽われる。これらの砂礫層は、高地の頂から35m以下の平坦面まで、岩相は異るが一ついっきのものである。

c. 先志摩 船越から片田迄の台地面には基盤があらわれ、台地の最も低い布施田では最高5米の厚さの礫及び砂よりなる先志摩層がみられる。そ

れより西方の20米以上の台地では基盤があらわれ、陸により1米以内の砂礫層がこれを蔽うてゐる。

この様に先志摩層は主として40米以下の台地にみられ、凸出部の周囲や凹所に堆積してをり、50米前後の傾斜変換帯附近には礫まじりの赤色砂層が薄く堆積してゐる。西北の山地との境でも、傾斜変換帯附近には珪岩や赤色砂層が局部的に堆積してゐる他は、40米迄は基盤があらわれる。

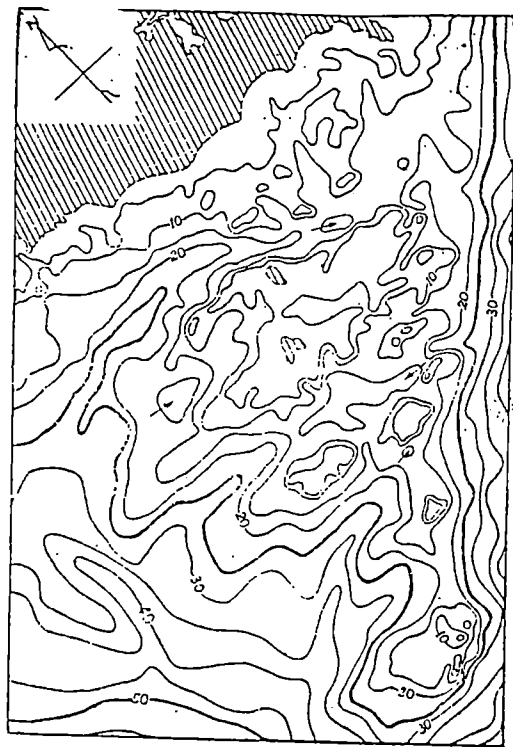
坂崎南方北方では先志摩層は30米内外の凹所に厚いが、稲万南方の40米以上の丘陵でもやはり厚く、神明北方の波切間道附近で台地面下10米に基盤があらわれるにすぎないことは、先にのべた諸地帯と著しく異なる點である。この先志摩層の厚い地域の平面形は穴川附近に東陸のある南に開いた漏斗状であつて、その際の岩種と共に、神路川の礫層堆積したことを想像させるから、神明北方の30米前後の凹地に先志摩層の厚いことは説明されるが、その東方の40米以上の丘陵でも厚いのは何故であらうか。或いはこの地帯では波切間道にみられる様に基盤が高く、北方の高地から供給された砂礫が、それを蔽うてゐる爲に、見掛けの厚さが大きいのかも知れないが、筆者には未解決の問題である。

要するにこの地域を除けば、先志摩層は40米以下の台地面の凹所に厚く、傾斜の稍大きい40～50米の地域には薄く、50米以上ではみられない。この注意すべきは高度50米附近である。この高さは西北の山地との境の高さと略一致し、坂崎南方の高地の傾斜変換帯の高さにも近く、そこには赤色砂層や角礫が帯状に薄く堆積してゐる。又南部では波切西方の高地の平坦な頂部の高度で、やはり2米内外の赤色砂層の堆積がみられ、先志摩では金比羅山黒森と台地との境の高さとも一致する。この高さの地形が極めて特徴的であることは、以上で明らかであらう。

5. 臺地の形成 先にのべた如く、先志摩層の堆積は最初運動的な沈降によつて始まり、その後条件が變化した爲、断りに堆積してゐる粘土層と局部的

不整合に礫層が堆積した。粘土層の海成層であることは明らかであるが、條件の變化によつて堆積した上部の礫層は果して海成か陸成かが問題である。處がこの礫層と50米附近に見られる赤色砂層との間には被覆関係はみられず、一つはきの地層であり、赤色砂層には礫層の基底にみられる様な局部的不整合はみとめられないから、この兩者は同時に堆積したものである。そして礫層は50米以下の台地の基盤の凹所に堆積し、凸所は侵蝕によつて平坦化されてをり、他方赤色砂層は50米前後の傾斜緩接部附近にも堆積してゐるのであるから、陸上の侵蝕及び堆積作用によるものではありえず、海面下のプロセスによるものと考えられる。従つて國崎と浪島とを結ぶ線が西海岸線で、神路川にそつて入江があり、西汀線の高さは略々50米の位置にあり、金比羅山、黒森は島であつたと考えられる。そして坂崎南方の高地や波切西方の高地も海面より僅かに高い平坦な島であつて、赤色砂層は汀線附近に打上げられたものであらう。又台地の大部分は深さ20米内外の海底となり、凸所は侵蝕せられ、凹所に先志摩層が堆積したと考へられる。

6. 先志摩南方の海底地形 先志摩南方には大王崎と神ノ島とを結ぶ線と神ノ島と御座崎とを結ぶ線とで限られた20米以浅の海底が發達し、大島・小島を始め數多の岩礁が散在する(第4圖)。そして西南側からこの面を刻む海底谷があるが、それは45米等深線で終り、砂泥によつて埋積されてゐる。處が英波測は概して20米内外の深さに埋積されてゐるが、その最深部は御座東北の40米の地點であり、この溺れ谷は少くとも40米は沈水したことが明らかである。従つてこの海底谷は、その配置や深さから英波測と同様に、最も新しい沈降によつて生じた沈水谷であると推定される。又20米以浅の海底と陸上の台地や大島・小島の平坦面との間には海蝕崖の地形的不整合があり(第2, 3圖下)、この海底は沈水谷底より浅いから、最も新しい沈降後形成された海面である。従つて沈降前の先志摩南海岸には島嶼が散在してゐたが、溺



第4圖 先志摩南方海底の等深線圖(等深線の間隔は5m)

れ谷をつくつた40米以上の沈降後の海蝕によつて、岩礁及び20米以浅の海底となり、かつての河谷は埋積されつつもその形を止めてゐるのである。

この海底面は凹所は概して砂礫に埋積せられ、凸所には岩石が露出してゐる。この海底に散在する岩礁は何れも海面すれすれで、大島・小島は尙10米内外の高度を有し、その周囲には岩礁が多く、海蝕崖下の汀線附近には砂礫が打上げられてゐる。

7. 結論 先志摩南方の海底地形と陸上の地形とを比較すると、坂崎南方の高地は大島・小島附近の地形と、波切西方の高地や4米の小丘は何れも海

* これを調べるには海面を約500米平方の方眼に分け、各方眼内の最深點及び最深點の底質を調べた。最深點及び最深點に底質の記載がない時は、凸所及び凹所の底質を求めた。底質は岩石と砂泥に分けその割合を求めると、凸所では岩石が圧倒的に多く、凹所では砂泥が岩石の2倍に近いことが分つた。この方法は、海面に記載されぬ底質の採集法を考えると、最善的な價值しかもたないことを注意する必要がある。

面すれすれの岩礁帯と假てきり、布施田の凹地と比水谷とはかなり近い傾斜を示してゐる(第2.3圖参照)。又先志摩半島の分布と地形との関係も現在の海底のそれと略々同じである。従つて陸上の台地面は現海面上50米前後の位置に汀線のあつた時の海蝕面であると考えへることは、現海底との比較により安當である。

以上の考察により、次の諸点が結論としてあげられる。

(一) 志摩半島の地形発達史は大志摩之助の明かにした通りであるが、海蝕の海面以上に出現した時の隆起底は40米以上であり、現在の前後れ谷をつくつた沈降は40米以上に達した。これらの地盤運動には著しく示差的なものはない。

(二) 海蝕は海底の凸出部(陸岸や島嶼を含む。)を侵食してすゝみ、その起伏はかなり長く残るものである。

(三) 海面上にあらわれた凸出部が海蝕によつて侵食されると、海面すれすれの平坦な侵蝕面や岩礁の形成されることがある。

(四) 海面下20米附近迄の海底は多少傾斜が大ましく2%内外であるが、それ以深では極めて平坦となり、上に凹な縦断面を有する。そして基盤の凸所は侵蝕されて平坦となり、凹所は砂礫に埋はされる。従つて海蝕の強く働く所では veneer は殆ど存在せず、層理のある砂礫層は波の静かな所に堆積する。

(五) 深い隆起海蝕台の地盤運動の形式を調べる際に、その面が汀線より一様に沖に傾いてゐたと假定するのは危険である。海蝕前の起伏は相當長い間残るから、原地形の具體的な把握が肝要である。(昭和23年9月24日受理)

* これらの断面は凡て同じ縦尺で、水平距離と垂直距離との比は1:25である。

** 先にのべた約方東南方の44米丘陵に先志摩半島の厚いことは未解決のまゝにのこさなければならぬが、これも又海面下のプロセスによつてゐることを指摘しておこう。

*** ロ及びハの2點に就ては稿を改めて他の誌例と共に詳論する發定である。

参考文献

- 1) 辻村太師: 先志摩の海岸地形——隆起海蝕台に對する考察 地球, 3, pp85~100 (大正14)
- 2) 大志摩之助: 志摩磯部村附近の自然地理學的地理史の一部の研究 地理評, 4, pp 175~189, pp 284~297 (昭和3)
- 3) 松下進: 志摩磯部村北邊の洪積層に就て 地球, 18, pp 36~38 (昭和7)
- 4) 大志摩半島: 志摩半島の洪積世化石に就て 地球, 19, pp 305~308(昭和8)
- 5) 飯塚保五郎: 7萬5千分の地質圖島羽圖幅 地質調査所 (昭和4)

原稿執筆者への希望

1. 文字は楷書でかくこと。淨書でないものは返すことがある。
2. 文章はやさしくすること。同因漢字・かな使いは手を加えることがある。例えば、「明瞭な」「聰敏な」「寛量する」「作成する」等は、「明かな」「確しい」「量める」「作る」等と書き、「所謂」「之等」等はかな書とする。學術用語は決定までそのまゝにしておくが、「落着」「浸口」等は「集落」「谷口」等とした方がよい。
3. 不用な表や図ははぶくこと。表で示した資料を圖にあらわすことは、原則として避けられたい。
4. 図は原則として縦1尺5分、横1尺5寸以内の大きにすること。筆者の方で製図された方が、掲載は早くなるが、製圖の出来ない場合には下圖をはつきりかくこと。図はなるべく折目をつけぬようにして送つて頂きたい。
5. 原稿用紙は所定のものがあるから、郵料を同封の上、申込まれたい。長さは図共(600字程度)とする。
6. 英文の題名は必ずつけること。又歐文要約は出来るだけそえることを希望する。その長さは半頁以内。
7. 別紙は50部以上申込の分に限り引受ける。但し、質費は筆者負擔とする。