

黄瀬川扇状地とその形成過程

| | |
|-------|---|
| メタデータ | 言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-07-27 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 高橋, 豊 メールアドレス: 所属: |
| URL | https://doi.org/10.14945/00025595 |

黄瀬川扇状地とその形成過程

高橋 豊*

沼津・三島周辺の地形を構成する三島扇状地(図1)は、富士の基底溶岩とこれを被う黒褐色スコリア質砂礫層からなっている。黄瀬川流域に拡がりを見せる扇状地に“石田”の地名を残すように、これら砂礫層は特異な層相からなる。

いま黄瀬川流域から浮島ヶ原にかけての三島扇状地のうち、中位・下位段丘に区分される部分を“黄瀬川扇状地”とよぶことにするならば、7m前後の砂礫層からなる黄瀬川扇状地堆積物の生成もそう昔のことではなかったらしい。堆積物中の木片の炭素14年代は $2,760 \pm 120$ 年 B.P.を示した。つまり縄文後期以後のできごとであると結論づけられる。

以下、黄瀬川扇状地堆積物の層序区分、狩野川下流域の沖積層との対比、基盤としての黄瀬川扇状地堆積物の特性、黄瀬川扇状地の生いたちと、当時の古環境について検討を加えた。

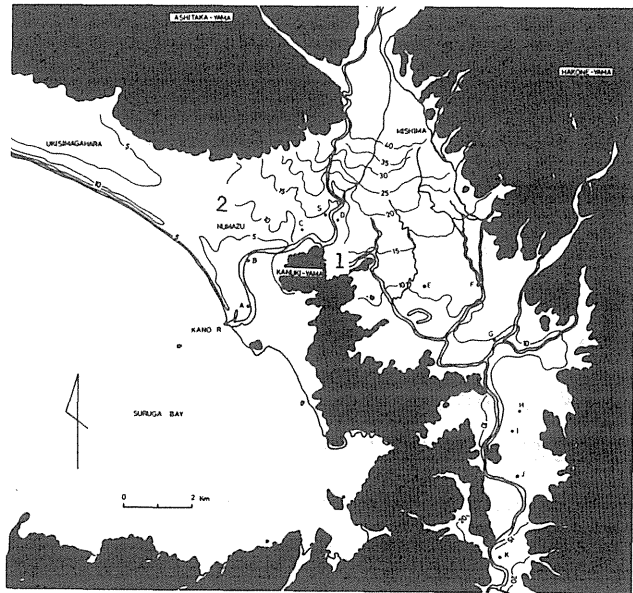


図1 北伊豆平野の地形図

5mごとの等高線を示す。
A-Kはボーリング地点で図2参照
Sは沼津市下石田ボーリング地点

I 狩野川下流域の沖積層の層序区分

狩野川の流域にひろがる北伊豆平野を、沼津から狩野川沿いに修善寺に向けて南北に切った断面を模式的に画くと図2のようになる(A-Kは図1参照)。

すなわち、下位から

1. 下部礫層a：砂礫層で大部分河成堆積物と判断される。
2. 下部礫層b：砂層にシルト・粘土・腐植土層を挟む。一部に海棲の貝殻を含む。
3. 下部シルト層c, c'：上下に2分することができ、下部cは貝殻混りシルト層、上部c'は貧貝化、かつ腐植土質シルト層からなる。c層に含まれる貝化石は外海の影響をうける内湾の浅海砂泥底棲のものからなり *Proclava pfefferi* (ヒメカニモリ)、*Anomalodiscus squamosus* (シオヤガイ) など、現在紀伊半島以南に分布するものを含む。
4. 上部砂層d：浮石層をはさむ浮石質砂層、貝殻もみられないし、珪藻も検出できなかった。

* 県立沼津北部高校

おそらく汽水成ないし河成堆積物であろう。

5. 上部シルト層 e : 珪藻化石群集から海成～汽水成層と考えられる。詳しくみると下位に浮石層をはさむ。上位は砂質シルトになっている。上端の標高は + 3 m、葦山南西方の壩ノ上では、ほぼ同層準と思われる砂層から、紀伊半島以南に現在棲息するヒメカノコガイ・シオヤガイを含む浅海棲貝類の化石をみる。
6. 最上部泥砂礫層 f : 層相の変化に富む火山礫層、腐植土のはさみが多い。

下流域の最上部泥砂礫層の一部は、三島扇状地－黄瀬川扇状地を構成している。

下部シルト層は、南から北へ向って厚さを増しており、海面上昇に伴い北から南へ海進がみられ、やがて全域にわたる内湾“旧期古狩野湾”が形成されたことを示している。この内湾は、下部シルト層上位から上部砂層にかけて、一時陸水化したようで、再び上部シルト層の時期に、内湾“新期古狩野湾”がつくられた。この間の変化には、海面上昇の一時的停滞または小海退が関係しているらしい。この地域の手成層の上限は、大場川地点での海成上部シルト層の上限の標高 + 2.5 m、壩ノ上の貝化石層の上限は標高 + 2 m である。

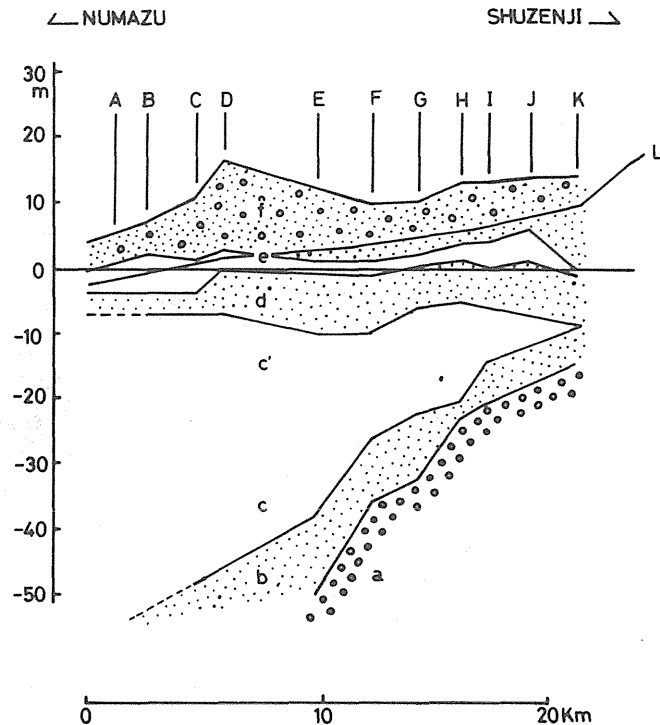


図 2 北伊豆平野“沖積層”の模式的断面図

A : 港大橋, B : 御成橋, C : 東京麻糸, D : 黄瀬川, E : 三島市長伏, F : 大場川安久, G : 蛇が橋, H : 葦山小学校北, I : 葦山駅前, J : 伊豆長岡駅前, K : 白山堂, L : 狩野川の現河床面
A-K はボーリング地点, 位置は図 1 に示す。
a : 下部礫層, b : 下部砂層, c, c' : 下部シルト層, d : 上部砂層, e : 上部シルト層, f : 最上部泥砂礫層

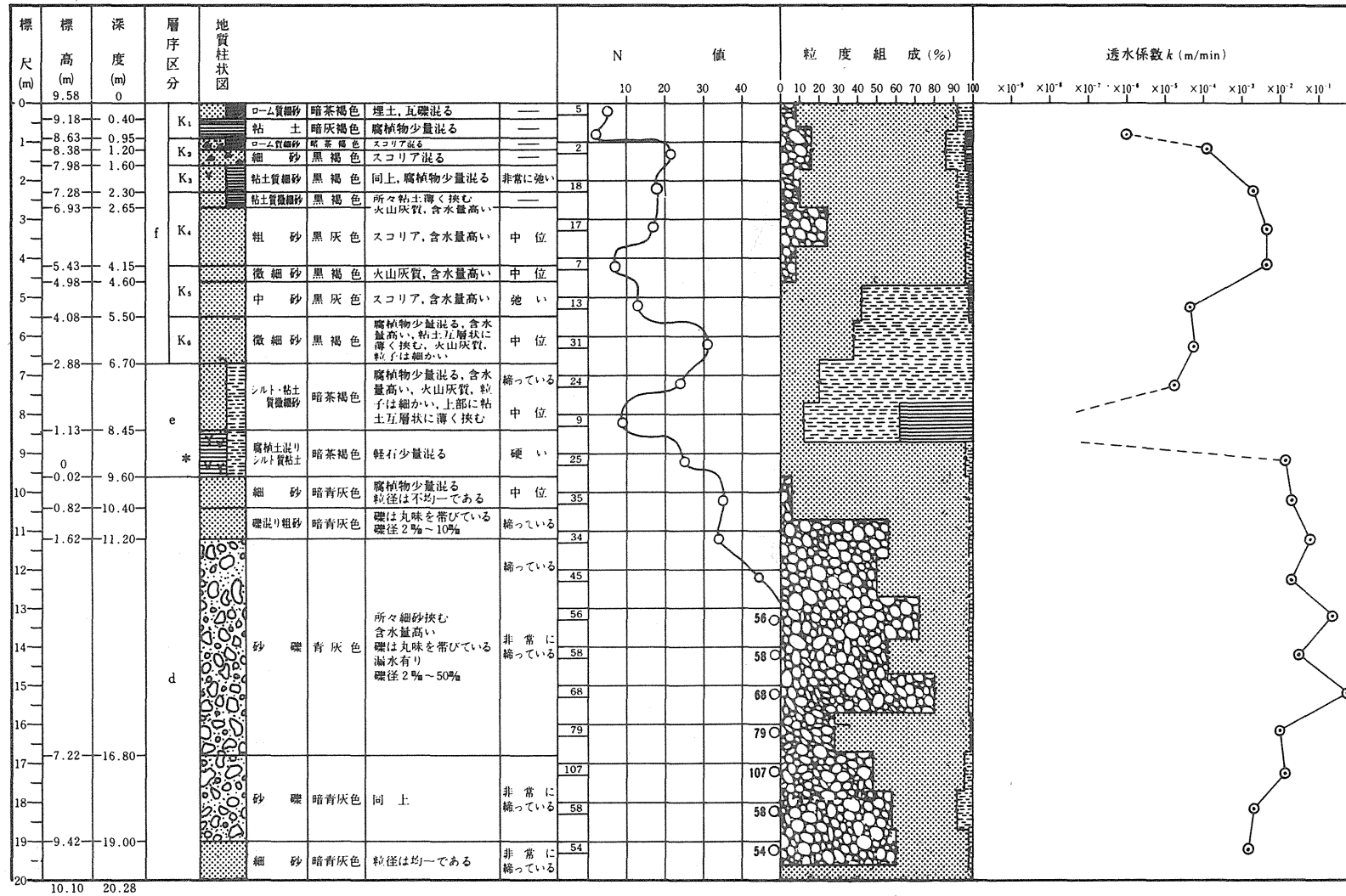
II 黄瀬川扇状地堆積物の層序区分

黄瀬川扇状地堆積物の層序は、黄瀬川・狩野川合流地点や、黄瀬川流域での踏査結果、およびボーリング資料から、図 3 にまとめられる。黄瀬川扇状地堆積物 f は、図 2 の f に対比され、K₁ ~ K₆ に細分される。直下には、汽水ないし海域のシルト・粘土層 e、その下には青灰色海成砂礫層 d がみられる。e・d 各層は、図 2 の e・d 層にそれぞれ対比される。

各層の特徴はつぎのとおりである。下位から、

1. 砂礫層 d : 青灰色、粒径 2 ~ 50 mm で富士川起源の偏平漂砂礫を主体とする海成層。図 2 の上部砂層 d に相当する。上部には黒褐色のスコリアを混入する。0 m 水準以下にみられるのが普通で、全体として、よく締っている。- 1.0 m ~ - 4.1 m の層準に中砂・浮石の互層をはさむ。

図3 黄瀬川扇状地堆積物の特徴総括表



* (沼津市高島町地先 (標高+9.583))
(での測定値を骨子としている)

f: 黄瀬川扇状地堆積物
e: 汽水ないし海成の腐植土混りシルト粘土層
d: 海成砂礫層

礫 砂 シルト 粘土
ローム 腐植土 スコリア 軽石

* 木片¹⁴C年代
2,760±120年. B.P.

2. 腐植土混り粘土層 e : 珪藻化石群集 (写真 3) から推して、表層に淡水の流入の豊富な水域で、底層には、海水の流入がみられたとおもわれる環境で堆積した海成ないし汽水成層。上位は粘土質微細砂・微細砂に挟まれた粘土層が発達する。下位に、腐植土に密着して軽石層をはさむ。図 2 の上部シルト層 e に対比される。0 m ~ + 2.9 m の水準にみられる。抽出される珪藻化石群集は海棲~汽水棲種が 50 % をしめることから、“新期古狩野湾”の最後の時期の堆積物と考えられる。このことは、当時の海水準が、現在より高く + 1 m 前後にあったことを、示唆しているものとおもわれる。前述の湾中央部にみる値 + 2.5 m よりやや低い、地盤の西への沈み込み、浮島ヶ原・富士川に向けて沖積層が沈み込む傾向がみられるためかもしれない。

3. 黄瀬川扇状地堆積物 f : 黄瀬川系の黒褐色スコリア質砂礫からなる陸成層。図 2 の最上部泥砂礫層 f に対比される。層相は変化に富み、火山砂礫、腐植土のはさみが多い。黄褐色粘土の混入により、富士山麓でいう“ジャリマサ”状に固結した 4 枚の地層が発達する。図 3 の層序区分 f の K₂・K₃・K₄・K₅ がこれにあたる。下位には、未固結の粒径 2 mm 以下のスコリアからなる黒褐色微細砂 K₆ がある。

以上、黄瀬川扇状地が発達する地域にみる沖積層の層序は、北伊豆平野の中心部にみる沖積層の層序とよく符合する。

Ⅲ 黄瀬川扇状地堆積物の各層とその特性

黄瀬川扇状地堆積物は図 3 の層序区分 f = K₁ ~ K₆ にあたる。層厚は黄瀬川沿いに厚く、南西に浮島ヶ原に尖滅する。黄瀬川・狩野川合流点の清水町長沢地先 (図 1 の 1 地点、写真 2) では約 13.5 m、沼津市駅北の高島町地先 (図 1 の 2 地点、写真 1) では 6.7 m、浮島の低湿地の大諏訪地先では、1.5 m の厚さである。

黄瀬川扇状地堆積物を図 3 の層序区

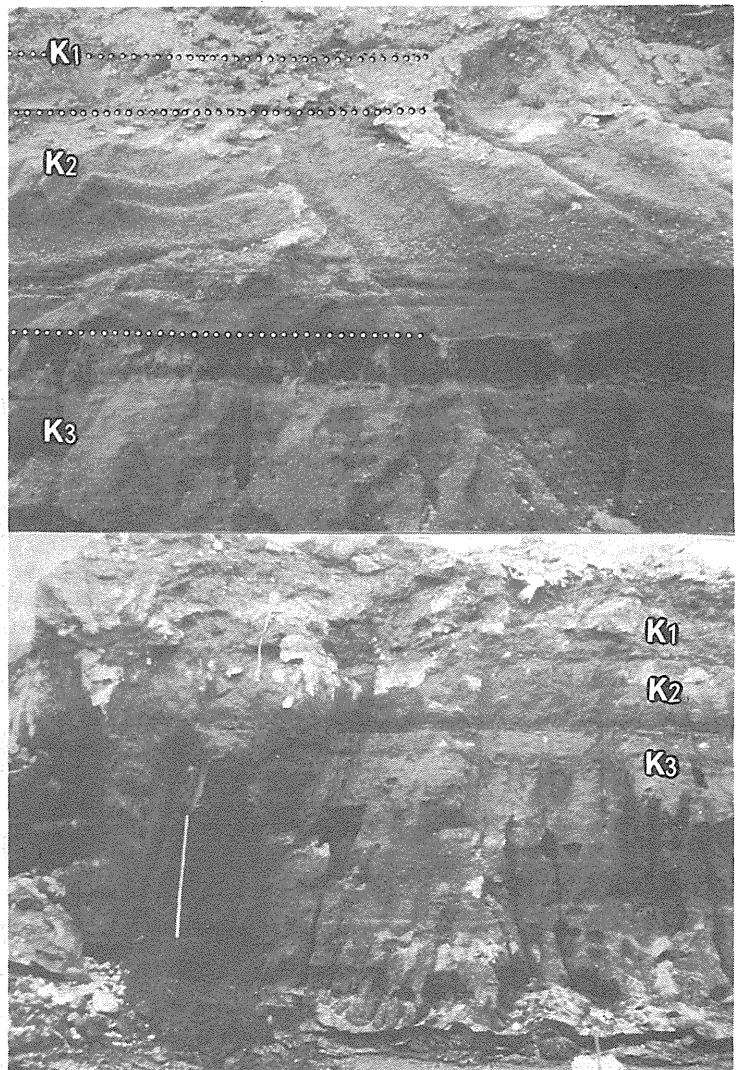


写真 1 石橋プラザ地点 (図 1 の 2 地点) にみる黄瀬川扇状地堆積物

(上) 図 3 K₁ ~ K₃ 層の拡大写真

K₂ : 暗褐色層

K₁ : 下位は暗灰褐色粘土

(田圃の土) 上位は盛土

(下) 図 3 の K₁ ~ K₃ 層、スケール 1 m

分 $K_1 \sim K_6$ の順序にしたがってその特性を述べる。

K_1 : 表土で、黒土色腐植土“黒ボク”である。層厚 $40 \sim 90 \text{ cm}$ 。田圃では、暗灰褐色粘土層が 90 cm の厚さをみせることもあり、市街化した地域でも、図 3 のように、埋土の下に、かつて田圃であったであろう粘土層が 55 cm ほど認められる。これら表土を構成する、畑地の耕土・田圃の粘土層は、下位 K_2 に直接するが、どの露頭でも K_2 を貫く様な植物の根の発達は見られない。

$K_2 \sim K_5$: 富士山麓でいう“ジャリマサ”状に固結した 4 枚の地層で、それぞれ、黒褐色火山砂で境されている。これら $K_2 \sim K_5$ は、粒径 $1 \sim 2 \text{ mm}$ のやゝ角ばった黒褐色多孔質スコリアからなる砂が、 5 mm ほどの細礫を混じえ、さらに、わずかな量の黄褐色～暗褐色シルト・粘土の混入で固結したものである。どの層も、粒径 $3 \sim 6 \text{ cm}$ の玄武岩質亜角礫を、特定の層準にはさむのを特徴とする。 $20 \sim 30 \text{ cm}$ の礫、ときに $1 \sim 2 \text{ m}$ の巨礫を見るにつけ、高密度の泥流による堆積状態をみるおもいがする。露頭では、固結し表面が粗く、大小の礫が突出しており、灰色がかって見える。

つぎに、粒度組成に注目し、各層の地盤特性をおってみる。

図 3 に示す深度 5.5 m までの粒度組成は、 15% 前後の礫をふくむ黒褐色スコリア質細砂を、 10% 前後のわずかなシルト・粘土のマトリックスが固結させていることを示している。 K_4 は礫質が目立つものの 20% ほどしか含まない。耕土直下の盤層 K_2 は礫、シルト・粘土の含有量が各 15% の割合をしめし、地盤強度・地盤の相対密度を反映する N 値が 21 と、盤層中の最大値を示すことは注目される。 K_4 のように礫質だからといって N 値が最大値を示すとはかぎらない。 K_2 はち密な黄褐色ローム質泥砂礫層として、黄瀬川扇状地のほぼ全域の表層を被っているのがみられる。

各層の N 値が 20 前後と大きいのは、粒度組成とくに砂に対する礫、粘土の割合、さらに、これら粒子のかみ合せが地盤強度に大きな影響を与えていることを示している。

図 3 にみる透水係数は、各層の透水性の良否を表わしている。層序区分 d の青灰色の海成砂礫層が $1 \times 10^{-1} \sim 10^{-3} \text{ m/min}$ と、細礫・粗砂・細砂・浜砂などと同程度の透水係数をしめすのにくらべて、 $K_3 \cdot K_4 \cdot K_5$ は $5 \times 10^{-2} \sim 10^{-3} \text{ m/min}$ とやゝ低く、 K_6 のシルト混り微細砂の層準では $5 \times 10^{-4} \text{ m/min}$ 、層序区分 e のシルト・粘土層では $1 \times 10^{-7} \text{ m/min}$ と不透水性の高い層となっている。層序区分

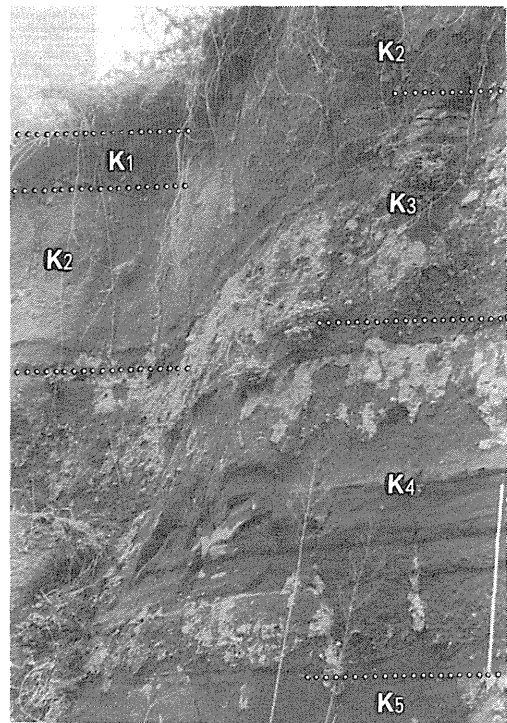


写真 2 黄瀬川・狩野川合流点（図 1 の 1 地点）にみる黄瀬川扇状地堆積物

f 層準 $K_1 \sim K_5$ (スケール 1 m)
ときに直径 $1 \sim 2 \text{ m}$ におよぶ巨礫をはさみ、泥流堆積物であることを示している。これら巨礫は、洗い出され、黄瀬川と狩野川との合流点下流の河床に集積し、“黒瀬”をつくっている。

のdでは、再び低い透水性をしめす。

耕土直下の層K₂の透水係数は $1 \times 10^{-4} \text{ m/min}$ とやや低いが、露頭で観察されるK₂は、黄褐色ローム質細砂からなるべたっとした泥っぽい感じの層である。黄瀬川扇状地にみる畑地・田圃の耕土が、40～90 cmと浅いことは、下位に直接するK₂が作物の根の伸長を阻害するばかりではなく、透水を阻害するため、耕土の干害、湿害、土壌浸食を招きやすい点が認められる。扇状地に“石田”の地名の多いのもうなずける気がする。

IV 黄瀬川扇状地が形成された時代

黄瀬川扇状地堆積物の形成時代の推定方法として、A・黄瀬川・狩野川合流点（清水町長沢地先）の+0.8 mの層準にみる軽石、つまり、図3の層序区分eの下部にみられる軽石と、噴出時代のわかっている天城カワゴ平起源の軽石との対比による堆積時期の推定。B・合流点にみられる前記軽石をはさむ腐植混りシルト・粘土層中にみる木片の炭素14による年代測定値にもとづく堆積時期の推定。の2つの方法をもちいた。

推定の前提として、つぎの2点を確認しておきたい。まず、黄瀬川・狩野川合流の+0.8 mの層準に、20 cm前後の層厚をもつ軽石の水平分布を追ったところ、柿田川の泉、沼津市高島町地先、西沢田地先の+0.8 m～+0.9 mの層準にも認められ、門池南の黄瀬川扇状地の下位に、埋没段丘のある地域をのぞいて、この軽石層は、ほぼ同一水準にひろがっていると推定し得ること。また、この軽石層を狭む腐植混りシルト・粘土層中の珪藻化石群集が、海棲—汽水棲群集を示すこと。これにより上位は河成堆積物であることから、この軽石層、腐植混りシルト・粘土層が、“新期古狩野湾”に堆積した直後、この湾を埋めたてるようにして、黄瀬川扇状地堆積物の堆積が始まったと考え、つぎの検討をおこなった。

A・“新期古狩野湾”の海底表層に堆積した軽石と、天城カワゴ平起源の軽石との対比による、黄瀬川扇状地の形成開始時期の推定。

周辺の地質からいって、北伊豆の沖積層に堆積層として挟まりうる軽石には、表1にみる天城北斜面のAMA-1、AMA-2、箱根西麓にみるHAK-Hに代表されるものがある。天城カワゴ平の軽石と箱根新期軽石流起源のものである。両軽石には、表1に示される様に特徴的造岩鉱物がみられる。両軽石の斑晶鉱物の組成、さらに厳密な対比をするため、起源の異なる噴出物に固有な値をしめす斑晶鉱物の屈折率を用いて、両軽石と沖積層中の軽石との対比を試みた。屈折率の測定は、群馬大学の新井房夫教授に依頼し、表1の結果を得た。この測定値にもとづき、次の結論を得た。

1. AMA-3はAMA-2と同一の軽石であることは、鉱物組成、屈折率からいって確実である。
2. AMA-1もAMA-2・3と同一とみられるが、普通角閃石が赤褐色の酸化角閃石になっている点、AMA-1の軽石には、急冷をさまたげられるような条件、厚い軽石流であったことを反映している点がみられる。
3. HAK-HとAMA-1・2・3とは、表の諸性質からいってまったく別である。

以上のことから、AMA-3の黄瀬川扇状地堆積物直下の軽石は、天城火山カワゴ平起源の軽石であるといえる。

このことは、天城火山カワゴ平の軽石流にともなう、筏場段丘堆積物中にみられる神代杉の炭素14年代2,830±120年B.P.が軽石流の流出年代を示すと考えると、黄瀬川扇状地堆積物の堆積が、軽石の二次堆積をみるまでの、しばらくの間において今から約2,700年～2,800年ぐらいに始まったとの推定を可能にしている。

B・天城カワゴ平起源の軽石を挟む、腐植混りシルト・粘土層中

の木片にみる炭素14年代測定値による、黄瀬川扇状地の堆積開始時期の推定。

“新期古狩野湾”のひろがりをみた最後の時期に、この湾に堆積したカワゴ平起源の軽石をはさむ腐植混りシルト・粘土層には、木片・根の株をみることがある。清水町長沢地先の黄瀬川・狩野川合流点の河底、+0.8mの層準より採取した木片の炭素14年代測定を、学習院大学の木越邦彦教授に依頼した結果、つぎの値がえられた。木片は渡辺 精氏からいただいた。

GaK-7057, #455. Wood from Nagasawa 2,760 ±120年B.P., 810 B.C.

これら2つの推定値より縄文後期に、同一水準に広く、天城火山カワゴ平起源の軽石を2次堆積させるだけの海水～汽水域のひろがりがみられたと推定できる。沼津市香貫山と、現在では埋没段丘となって門池南にはり出していた、当時の愛鷹山麓との狭さく部をとおって、南に“新期古狩野湾”となって北伊豆のふところ深く海岸線がせまり、現在の浮島ヶ原の地域は、浅い海域となっていたと考えられる。やがて、図3 e層上部のシルト・粘土質微細砂の堆積後、海水準が下降し、海退に転じ、黄瀬川扇状地堆積物 f の堆積が始まった。

当時の海水準は次のように考えられる。図3 e層下位の腐植土混りシルト質粘土にはさまれて、同一水準に、広範囲に分布する前記軽石層に注目すると、同層準より産する珪藻化石群集が、後述のように、汽水～淡水域群集を示すことから、当時の海水準は少なくとも軽石層の広がる水準以上にあったことになり、地盤の変動を考えなければ、少なくとも0m～+1.1mの水準にあった。

したがって、図3のf、写真1・2の黄瀬川扇状地堆積物は、縄文後期以降、浅い海を埋めたるようにして堆積し、およそ2,700～2,800年の間に、8m前後の厚さの砂礫が堆積したことになる。

表1 北伊豆にみる軽石の諸性質

| 試料名称 | 純化ランク | *1 重鉱物組織 | 晶数 | 斜方輝石と角閃石の屈折率(γ) | | | 試料の大きさ(m) | 色 | 発泡の程度*4 | 斑品の量*3 | 晶癖*2 |
|---------------------------------------|-------|-------------|-----------|-----------------|-------------|--------|-------------|----------|---------|--------|------|
| | | | | 測定値の分布範囲 | 測定値の主たる分布範囲 | 中央値 | | | | | |
| A MA-1. 中伊豆町筏場。カワゴ平軽石流の表層3m下の軽石。 | A | hy>mg>ho | opx 50 | 1.704～1.709 | | 1.707± | 10 | L-gy | v.w | m-p | m |
| | | | ho 35 | 1.680～1.695 | | | | | | | |
| A MA-2. 中伊豆町筏場。筏場段丘堆積物中のカワゴ平起源の軽石。 | A | hy>mg>ho | opx 40 | 1.705～1.708 | | 1.707± | 8 | wh | v.w | m | m-1 |
| | | | ho 30 | 1.669～1.686 | | | | | | | |
| A MA-3. 清水町長沢。狩野川・黄瀬川合流点・海成沖積層topの軽石。 | A | hy>mg>ho | opx 37 | 1.705～1.709 | 1.705～1.708 | 1.707± | 5 5 6 | 円磨 wh | v w | m | m-1 |
| | | | ho 30 | 1.669～1.688 | 1.670～1.686 | | | | | | |
| HAK-H. 函南町畑毛。箱根新期軽石流相当。 | A | hy>au>mg>ol | opx 35 | 1.702～1.708 | | 1.705± | 10 | gy-wh | w | r | m |

*1 重鉱物の全斑品についての量比の傾向を示す。opx, 斜方輝石; ho, 角閃石; hy, 黒輝石; mg, 磁鉄鉱; au, 普通輝石; ol, カンラン石。*2 斜方輝石斑品の形態的特徴。1. 長柱状: m, 中間型: *3 p, 多い: m, 中間: r, 少ない。
*4 w, よい: vw, 非常によい。(測定は群馬大学の新井房夫教授に依頼した)

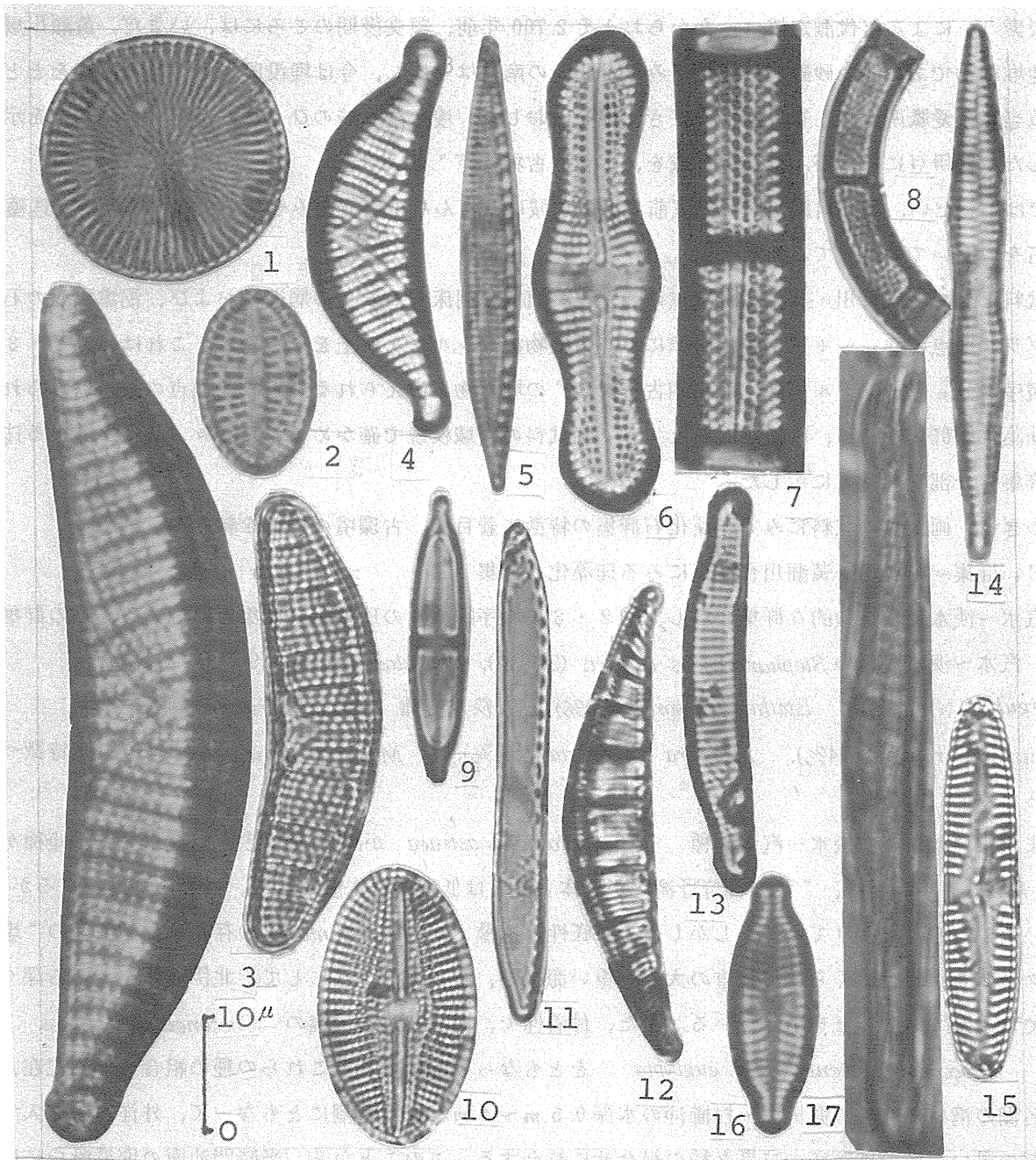


写真3 E₁ E₂ 群集にみられる珪藻化石

1. *Stephanodiscus astraea* 2. *Cocconeis discoloides*
 3. *Epithemia turgida* 4. *E. sorex* 5. *Nitzschia romana*
 6. *Achnanthes inflata* 7. *Melosira granulata* 8. *M. italica*
 9. *Stauroneis smithii* v. *incisa* 10. *Diploneis smithii* v. *pumila*
 11. *Nitzschia parvula* 12. *Rhopalodia gibberula* 13. *Eunotia arcus* 14. *Synedra rumpens*
 15. *Pinnularia molaris* 16. *Navicula elginensis* 17. *Rhopalodia gibba* Scale 10 μ

V 珪藻化石群集にみる黄瀬川扇状地形成直前の古環境

炭素 14 による年代測定値は、今からおよそ 2,700 年前、縄文後期のころには、いまだ、黄瀬川扇状地堆積物である厚い砂礫層は堆積をみず、門池の南にはり出し、今は埋没段丘としてその姿をとどめる当時の愛鷹南麓と、香貫山との狭さく部をとおして、浅い汽水域のひろがりが見られたことを示唆した。北伊豆にひろがったこの水域を、“新期古狩野湾”とよぶ。

ではいったい、黄瀬川扇状地形成直前のこの水域は、どんな古環境をみせていたのだろうか。珪藻化石をもちいて検討してみた。

試料として、狩野川・黄瀬川合流点の清水町長沢側の河床 + 0.8 m の層準、および、沼津駅北の石橋プラザ地点の 0 m ~ + 1.1 m の層準にみる腐植物混りシルト・粘土をもちいた。これは、図 2・3 の層序区分 e、上部シルト層、“新期古狩野湾”の堆積物と考えられる。いま前地点の試料にみられる珪藻化石群集を E₁、後者を E₂ とする。両試料の全域検鏡で確かめられた各々 38 種からなる珪藻群集の一部を写真 3 に示した。

つぎに、両地点の試料にみる珪藻化石群集の特徴に着目し、古環境の推定を試みる。

E₁ 群集 = 狩野川～黄瀬川合流点にみる珪藻化石群集

汽水～淡水域に特徴的な群集を示し、図 2・3 の層序区分 e の珪藻化石群集と対応する。この群集は、汽水～淡水棲種の *Stephanodiscus astraea* (29.5%), *Rhopalodia gibba* (9.0%), *Epithemia turgidula* (8.5%), *Epithemia sorex* (3.0%) と、淡水棲種 *Synedra rumpens* (18.0%), *Nitzschia romana* (4%), *Melosira granulata* (5.0%), *Melosira italica* (7.5%) で特徴づけられる。

まず、浮遊性で、淡水～汽水棲種 *Stephanodiscus astraea* が高率で出現し、淡水～汽水棲種が 50 % をしめることは、“新期古狩野湾”が全体としては低塩度の水域として、内陸深くまでひろがっていたことをうらづけている。しかし一方、底性海棲種 *Diploneis bombus* の存在は、低塩度の“塩水クサビ”、淡水にくらべて比重の大きい重い海水が、底をはうようにして、北伊豆のふところ深くまでおよんでいたことを示している。また、付着性で、海水～汽水棲種の *Cocconeis disculoides* が、*Cocconeis placentula var. euglypta* をともなって出現する。これらの種の組合せは、現在、浜名湖の湾口部近く、弁天島～村櫛沖の水深 0.5 m ~ 4 m で、干満潮にともなって、外洋水の流入する潮の早い水域の砂質底の特異な種の組合せに符合する。このことから、当時門池南の埋没段丘に姿をとどめる当時の愛鷹南麓と、香貫山との間の、狭さく部をとおして底をはうようにして、海水が激しく出入していたことを示し、少なくとも、三島市安久地域以南におよぶような、新期古狩野湾を形成していたことを示唆している。また、*Coscinodiscus lacustris* のように、沿岸性で河口に多い浮遊性種の出現は、古黄瀬川、古狩野川からさかんに淡水の注入を受けていたものの、まだかなり奥深く沿岸流が流れ込む環境をも示しているようにもおもわれる。

最後に、浮遊性淡水棲種で中栄養型、一部富栄養型の水域にみる *Melosira granulata*, *Melosira italica* が 12.5 % で出現することは、前記の浮遊性で、汽水～淡水棲種の *Stephanodiscus astraea* の 29.5 % と合わせ考えると、1 つの結論を得る。沼津市の香貫山の麓、図 1 の 1 地点付近にはまだ達しないものの、当時すでに古黄瀬川からの土砂の堆積が、広い範囲にわたってすすみ、扇状地化がす

すむきざしがみられた。扇状地の発達は、香貫山との間に狭く部を発達させ、奥深く広がっていた新期古狩野湾の湾奥部や水域表層の淡水域化、止水域への移りかわりをうながしたようである

E₂ 群集=沼津駅北・石橋プラザ地点(図1の2地点)の珪藻化石群集

汽水~淡水域群集で、E₁と同様、図2・3の層序区分eのものがこれにあたる。

この群集は、付着性で汽水~海棲で一部淡水にも耐えられる種 *Diploneis smithii* var. *pumila* (15%), *Nitzschia parvula* (4%), *Rhopalodia gibberula* (3.5%), *Navicula elginensis* (3%) と、浮遊性淡水棲種 *Melosira granulata* (15.5%), 付着性淡水棲種 *Achnanthes inflata* (5.5%), *Stauroneis smithii* var. *incisa* (5%), *Eunotia arcus* (10.5%), *Pinnularia molaris* (9%) で特徴づけられる。

前者は、付着性の汽水棲~淡水棲種が主体で、これに低塩水から淡水へと幅広い水域に耐えられる *Navicula elginensis* をともなって、河口に特徴的な *Nitzschia parvula* がみられる。

後者には、淡水域にしかみられない *Eunotia arcus*, *Pinnularia molaris* がみられ、淡水の流入の影響が大きかったことを示し、また *Melosira granulata* の高率の出現は、中栄養型~一部富栄養型水域や止水域のひろがりを予想させ、石橋プラザ地点に代表される地域の古環境も、前記E₁群集の示す古環境と同じ傾向をみせる。

当時の海岸線は、現狩野川河口付近から内陸に、西からのびる沿岸州の先端をかわすようにして湾入し、北の愛鷹南麓にもせまっていた。その西側では、浮島の潟湖と連らなり、浅く広い水域となっていた。また北伊豆のふところ奥深く湾入していた新期古狩野湾も、黄瀬川扇状地の拡大とともに、古黄瀬川からの流入、古狩野川からの流入により、淡水化がすすんでいった。やがて、古黄瀬川からの砂礫層により埋立てられ、扇状地化がすすみ、黄瀬川扇状地の形成をみるにいたった。

引用文献

多田文男・坂口豊(1954): 伊豆狩野川沖積平野の発達史・東大地理研究、(3)、P. 1-13

土 隆一・高橋豊(1972): 東海地方の沖積海岸平野とその形成過程、地質学論集No. 7, P. 27-37

高橋 豊(1979): 北堰門池用水沿革史、門池周辺の地質、牧堰門池用水沿革史(沼津市)P. 20-67