

東海地方の沖積海岸平野とその形成過程

土 隆 一 ・ 高 橋 豊**

(1972. 8. 5 受理)

1. はじめに

伊豆半島から浜名湖にかけての東海地方沿岸には、各河川の下流ないし河口部に規模は小さいが多くの沖積海岸平野が発達している。そしてそれらのいくつかについては詳しい研究も発表されている。

ここでは、この地方の主な沖積海岸平野の特徴と第四紀地殻変動との関係を述べ、かつ、最近調査をおこなった狩野川下流平野について形成過程を考察してみる。

2. 主な沖積海岸平野の概要

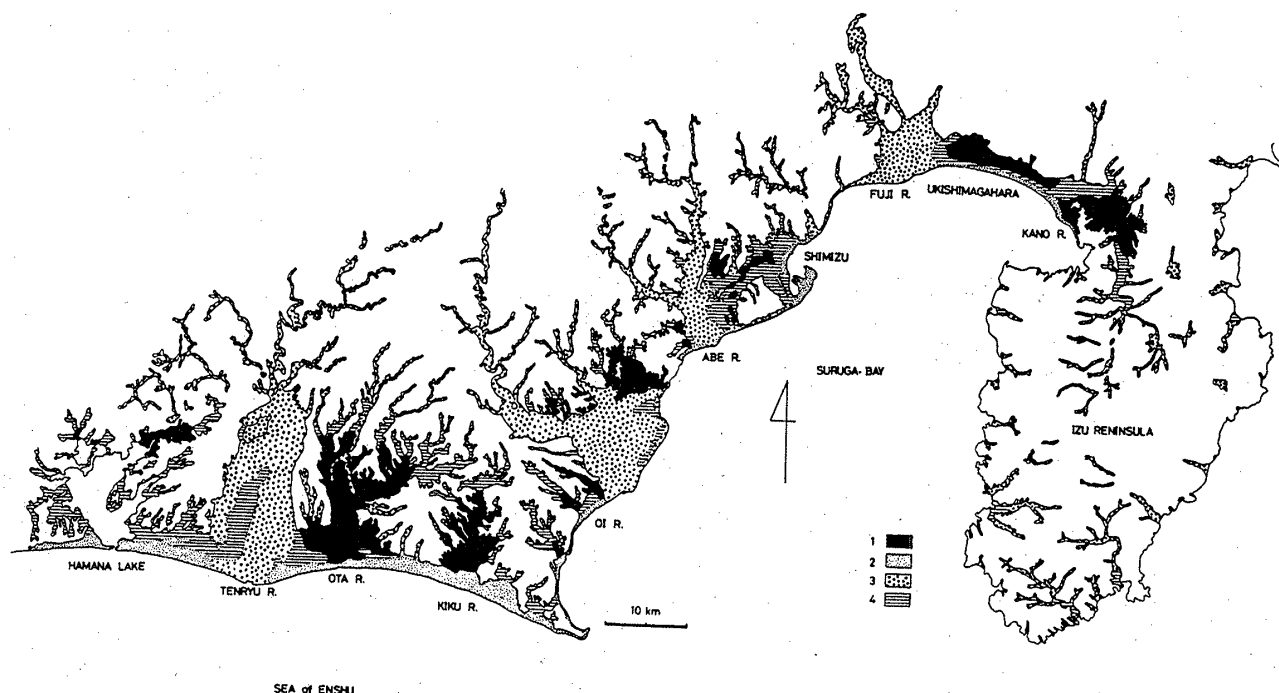
2a 狩野川下流平野

北伊豆平野ともいう。沼津から大仁にかけての伊豆半島北部には低平な三角州性平野がひろがる。沼津東南方の新第三系からなる香貫山地の谷には低地が樹枝状に入りこみ、一見して溺れ谷の特徴をあらわす。この部分の“沖積層”は大部分内湾成シルトからなる。基底礫層と

考えられるものの深さは狩野川河口付近でおそらく60m以深に達する。一方、狩野川下流に北方から合流する黄瀬川の流域には三島溶岩とそれを薄くおおふ扇状地が広がり扇状地末端は三島南方で香貫山地間近まで迫り、三角州の開口部への広がりやをせばめている。この沖積層表層部はスコリア、浮石質砂・シルト層からなり、北部へ向って火山性砂礫が優勢になる。三島溶岩は、三島付近までは地表に露出しているが、以南では沖積面下に没する。沼津市下石田のボーリング資料では、-80m~-120mに溶岩がくるが、これがそうであるかは検討を要する。

2b 富士川下流平野と浮島が原

富士川の下流から河口にかけては4%の勾配をもつ扇状地性平野が発達する。この平野をつくる堆積物の大部分は富士川の運んだ砂礫で構成され、ときにシルトをはさむ。“沖積層”の厚さは河口付近で80m~100mに達



第1図 東海地方沿岸の沖積海岸平野とその表層地質図（表層5 mまでに卓越する地質を示す）

1：シルト，2：砂，3：礫，4：泥砂礫互層

* 静岡大学理学部地学教室

** 静岡県立三島北高等学校

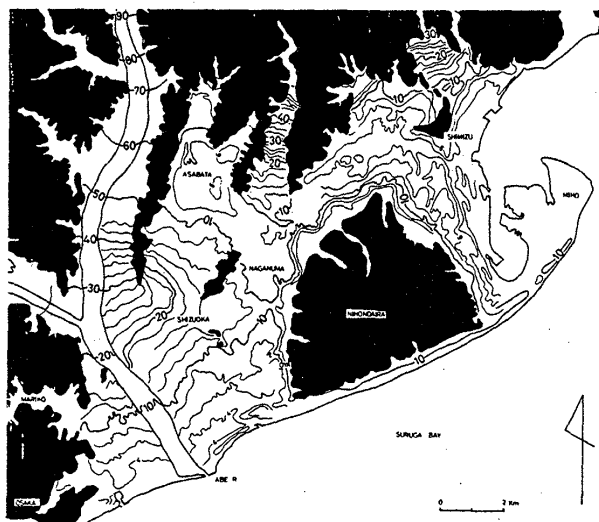
し、その下位に富士古期溶岩がくる。富士川扇状地は東部では潤井川との複合扇状地となり、さらに東方の和田川の東から浮島が原と呼ばれる低湿地に移りかわる。

浮島が原は、駿河湾沿岸の千本松原ののる砂州・砂丘と、背後の富士・愛鷹山麓との間にはさまれた細長い低湿地帯である。その東縁は沼津北方で黄瀬川扇状地に接する。

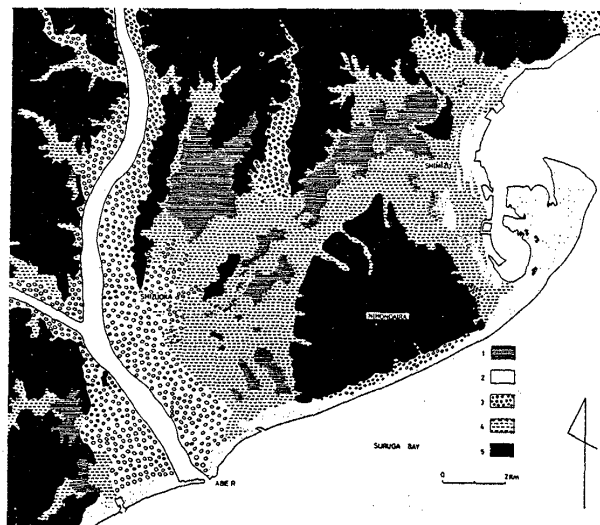
浮島が原の表層部10m～15mは泥炭層ないし有機質シルト層が広がり、その下位に砂礫・海成砂・シルトの互層、ついで海成砂層が厚く堆積している。基盤は愛鷹山麓をつくる凝灰角礫岩でその深度は東田子の浦で-160mにくる。愛鷹山麓の江尾付近で-24m前後のシルト層から *Anadara granosa* ハイガイなど内湾性貝類の化石を産している（池田，1964）ことからみると、かつて砂洲から外海へ通ずる出口が砂洲の西側に開いていたことを示している。泥炭層にはさまれるスコリア層や板状粘土層から浮島が原表層部の構造を推定すると、東西方向の軸を持つゆるやかな向斜状構造が認められ、かつ、この構造全体が西方にゆるやかに傾き下っている。このような構造は基盤の形態によるというよりも、おそらく地盤運動によるものと考えられる（加藤ほか，1959）。

2. 安倍川下流平野

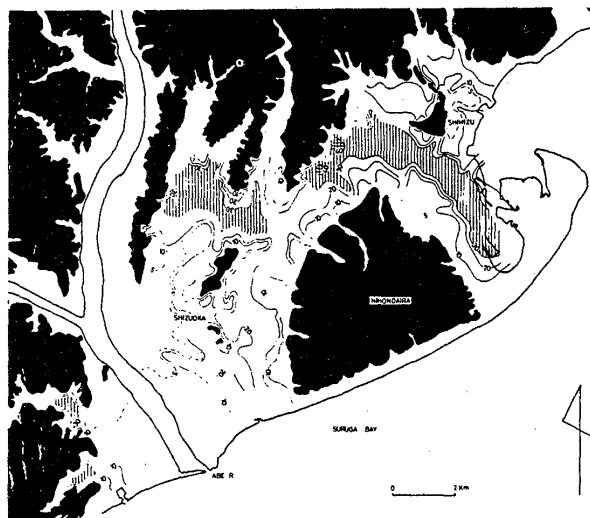
静岡・清水平野とも呼ばれる。静岡平野は安倍川下流から河口にかけての扇状地性平野で勾配は約5%、清水平野はその東方末端につづく三角州性平野で現在は静岡北方の浅畑沼に源を発する巴川の流域にあたる。静岡平野では安倍川の現河道に沿って一様に河成礫が分布する



第2図 静岡・清水平野の地形図
2mごとの等高線を示す。

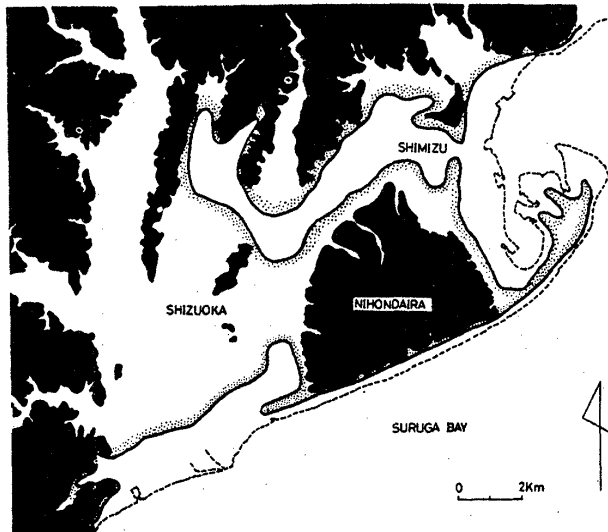


第3図 静岡・清水平野の表層地質図
表層5mまでに卓越する地質を示す。
1：シルト，2：砂，3：礫，4：泥砂礫互層，5：山地



第4図 静岡・清水平野の軟弱シルト層の等層厚線図、数字の単位は厚さm。

が、北方、東方へはそれほど拡がっていない。流れの方向からいって北方は当然のことであろうし、東方は埋積された庵原山地の尾根がその拡がりを妨げている。河成礫相の厚さは静岡市街中心部で少なくとも120mあり、この間に洪積世との境界があると思われるがまだ明らかではない。北部の浅畑低地、西部の丸子、小坂低地、東部の長沼低地、東南部の大谷低地など安倍川氾濫原の蔭になる地域では泥層が広く分布するが、この傾向は表層部数mに特に顕著で、10m以深になると東南部では礫相が卓越する。浅畑の泥相の厚さは25m、小坂のそれは30m以上に達し、下部に海棲貝類化石を含み、より古くか



第5図 静岡・清水地域の古地理図
縄文時代前期とされる高海面期の頃の海岸
線を推定したもの。

ら入江ないし低湿地としての条件がつづいてきたように見える。

清水平野では巴川低地の泥質相は厚い所では40mに達し、しばしば海棲貝類化石を含んでいる。この泥質相基底の谷地形は三保砂礫の下に埋積されている谷底につづき、ついで、三保沖海底谷に連なっているらしい。清水の沿岸沿いでは砂質堆積物が卓越するが、その基盤として有渡山をつくる洪積統からなる波蝕台地があるようで、その上に砂州が発達し、その西方内側に入江（古折戸湾）の泥質堆積物が厚く堆積した（土，1971）。

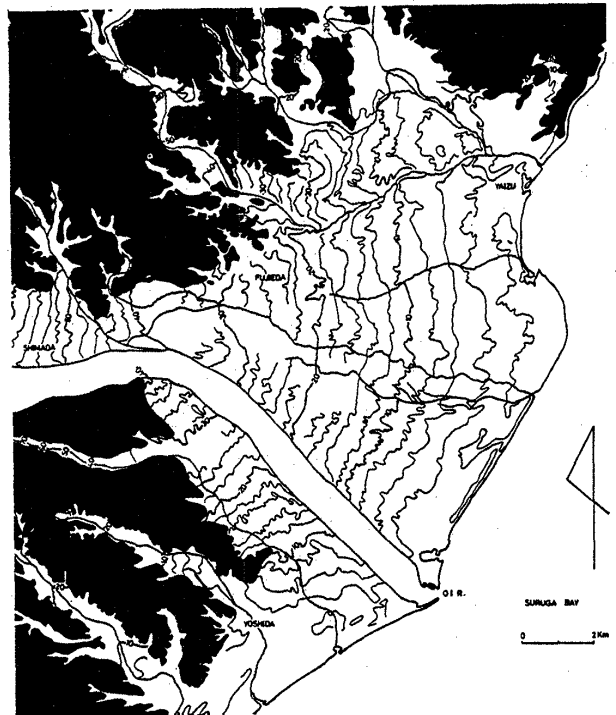
清水市永楽町付近の沖積層上部にも貝化石を産するが、海成層上端の海拔高度は約4mを示し、地盤の変動を考慮しなければ、縄文時代前期の高海面は現在より約4m～7m高かったと推定できる。

Lunulicardia retusa モクハチアオイや造礁サンゴ破片の産出から考えて当時の水温は現在より若干高かったと思われる。第2～5図に静岡・清水平野の2mごとの等高線図、表層5mまでに卓越する地質をあらわした表層地質図と軟弱泥層の等層厚線図、縄文時代前期とされる高海面期の古地理図を示す。等高線図と表層地質図・古地理図はよく対応しており、軟弱泥層の等層厚線図には清水平野地下の埋積谷地形がよくあらわれている。

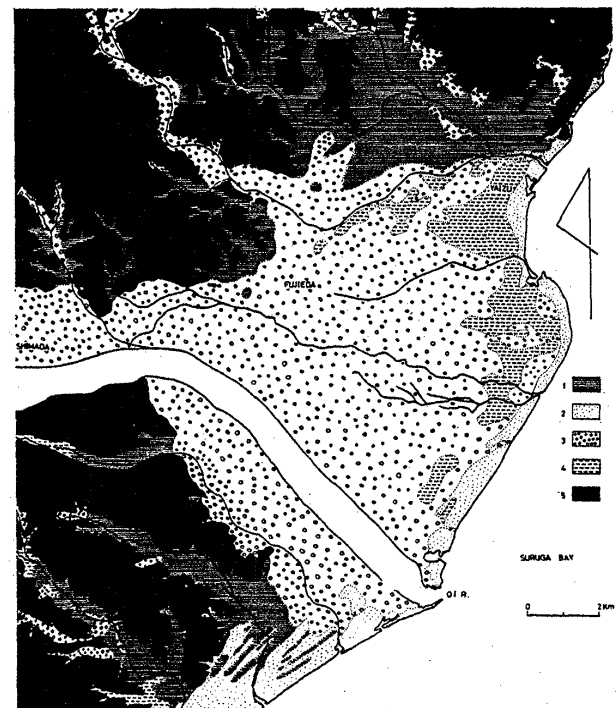
2 d 大井川下流平野

島田・焼津平野ともいう。大井川下流から河口にかけて扇状地性平野がひろがり、その氾濫源の勢力の及ばない北方の焼津付近や南方の吉田付近では三角州性低地に移り変わっている。第6・7図に島田・焼津平野の2m

ごとの等高線図と5mまでの表層地質図を示す。扇状地の平均勾配は4%，表層部は径10～15mの礫を含む砂礫層でおおわれ、その厚さは島田市南部では50m，より下



第6図 島田・焼津平野の地形図
2mごとの等高線で示す。



第7図 島田・焼津平野の表層地質図
表層5mまでに卓越する地質を示す。
1：シルト，2：砂，3：礫，4：泥砂礫互層，5：山地

流の東海道新幹線、大井川橋左岸寄りでは20m、さらに扇状地の北縁や海岸に向って次第に薄くなり、瀬戸川付近では3m～5mの厚さで表層をおおうだけで、瀬戸川の現流路がほぼ分布の北限となっている。焼津以北では海成砂層・シルト層が卓越してくるが、この付近の“沖積層”の基底は-100mで、その下に洪積礫層が分布すると考えられる(土, 1960)。

2 ● 菊川下流平野・大田川下流平野

菊川下流と大田川下流の流域には低湿な沖積平野がひろがる。菊川、大田川ともにその河川規模は、大井川や天竜川に比べるべくもない。しかも両河川とも軟弱な上部新第三系泥砂礫層からなる低い山地・丘陵を開析する谷系を集めてゆるやかに流れ遠州灘に注ぐ、それらの河口は遠州灘の強い沿浜流による砂州あるいは強い西風による砂丘で閉塞される。したがって下流域には長い間巾着型の入江ないし沼沢地の環境が形づくられていた。両平野ともにその中心部には表層に有機質シルトが卓越し、いわゆる軟弱地盤として知られた地域である。軟弱泥層の厚さは袋井付近では40mに達するところもある。菊川平野中央部の地表下13mからは *Erodona amurensis* のほか *Ringicula doliaris* (マメウラシマ) など浅海性貝類の化石が知られている(土, 1960)。

2 ♪ 天龍川下流平野

天竜川下流には三方原台地と磐田原台地にはさまれて扇状地性の沖積海岸平野がひろがる。しかし、洪積台地にはさまれるというより、これらはもともと一つづきの洪積台地であったのであるから、地史的にはそれを侵蝕して現氾濫原をつくったと考えた方がよい。扇状地の平均勾配は1.4%、大井川や安倍川のそれに比べると山地を出たところから河口までの距離が比較的長いこともあってやや緩い。しかも、表面だけでなく、沖積層の方も、北部では扇状地性礫層が卓越するが、南部の浜松市街地から天竜川河口にかけては上部礫層、中部泥層、下部礫層に区分される(小林, 1964)。下部礫層は洪積層と考えられる黄褐色礫層に不整合にのっており、天竜川河口での下部礫層の基底すなわち“沖積層”の基底は約90mである。

3. 東海地方沖積海岸平野の特徴

上述してきたように、この地方の沖積海岸平野は三角州性扇状地平野と三角州性平野の2つの型に大きくわけることができる。そして、前者は富士川、安倍川、天竜川などこの地方の急峻な背後山地を侵蝕して流れる大河

川の下流域から河口にかけて発達し、後者は狩野川、菊川、大田川などの小規模な河川の下流につくられるか、あるいは、清水平野、焼津平野のように大河川の氾濫原の勢力の弱まるか、または、及ばない地域に形成されている。

これらの平野をつくる沖積層も、前者では河口近くでは中部に海成シルトをはさむが、多くの部分が河成礫層からなり、最終氷期末以来の海面上昇の際にも、降起をつづける背後山地からの多量の砂礫の供給のために河成礫相の堆積がおこなわれたと考えられる。一方、後者のそれは全体として内湾成シルトが主体をなす。また、この地方は駿河湾、遠州灘という、外洋に開いた、沿浜流の強い海湾に面しているために、内湾もやがては砂州・砂丘に閉塞されるようになり、浮島が原のように低湿地・沼沢地の環境がつづき、その結果沖積層上部に有機質シルトが卓越するようになってくる。

このような特徴をもつ沖積海岸平野がつくられた原因については、この地方の現在の地形がよくそれをあらわしている。すなわち、急峻な山地が外洋性海湾に迫り、その山地を刻む大河川は急流をなし、多量の砂礫を河口まで運び、山地を出ると、中流部を欠いて、いきなり海に注ぐ。そこは位置としては三角州であるが同時に扇状地でもあり、一般の典型的な扇状地よりもはるかに勾配の緩やかな三角州性扇状地がつくられることになる。しかも、強い沿浜流のために末端は沖合にのびることなくけずられてしまう。この運び去られた砂礫は横方向に砂州となつてのび、ついでその上に砂丘として発達し、その背後に低湿地がつくられるようになる、という具合である。

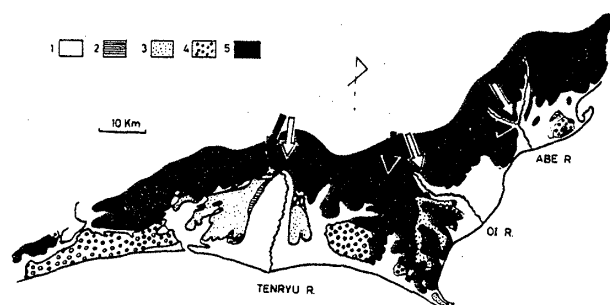
4. 第四紀地殻変動と海岸平野の形成

4 a 洪積世における主要河川流路の変遷

この地方の洪積統は丘陵または高位段丘、洪積台地または中位段丘、あるいは低位段丘として沿岸地域にひろく分布している。そして、これらはいずれもこの地方の主要河川の過去の三角州性扇状地堆積物、あるいは過去の沖積海岸平野の堆積物をあらわしていることはすでに述べた(土, 1961)。

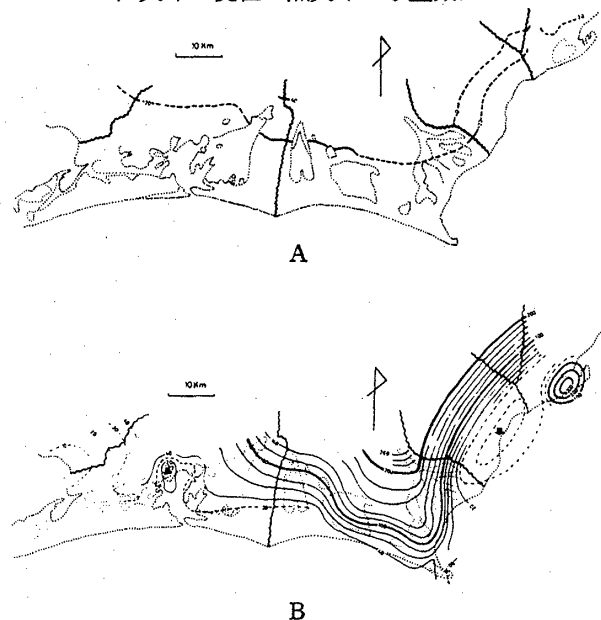
したがって、同系河川堆積物の分布とその変遷から過去のその河川の河口扇状地のひろがりの範囲あるいは主流の方向の時代的変遷を捉えることができる。例えば大井川について見ると、現在の大井川河口氾濫原は島田・焼津平野であるが、洪積世牧ノ原期(下末吉期)には牧ノ原礫層がその氾濫原堆積物であり、牧ノ原台地(段丘)

がほぼそのひろがりをあらわし、現在よりも南へずれている。ただ、牧ノ原段丘のうちでも東へのびる分枝の段丘礫層がもっとも厚く、その方向が主流であったと考えれば、主流の方向については現在とあまり変わらない。つぎに、さらに時代をさかのぼって小笠期になると、氾濫原の堆積物は坂部原礫層と小笠山礫層で、氾濫原は坂部原から南山丘陵をへて小笠山丘陵までひろがり、さ



第8図 東海地方の洪積統分布図ならびに主要河川の流路変遷図

1 : 沖積海岸平野, 2 : 低位段丘堆積物, 3 : 中位段丘堆積物 (牧ノ原期沖積海岸平野堆積物), 4 : 高位段丘堆積物 (小笠期沖積海岸平野堆積物), 5 : 山地
矢印は安倍川, 大井川, 天竜川それぞれの主流の方向を示す。
白矢印は現在, 黒矢印は小笠期。



第9図 東海地方の第四紀地殻変動図

A : 現在の沖積海岸平野の等高線を示す
B : 牧ノ原期 (下末吉期) 沖積海岸平野の変形を示す
C : 小笠期沖積海岸平野の変形を示す

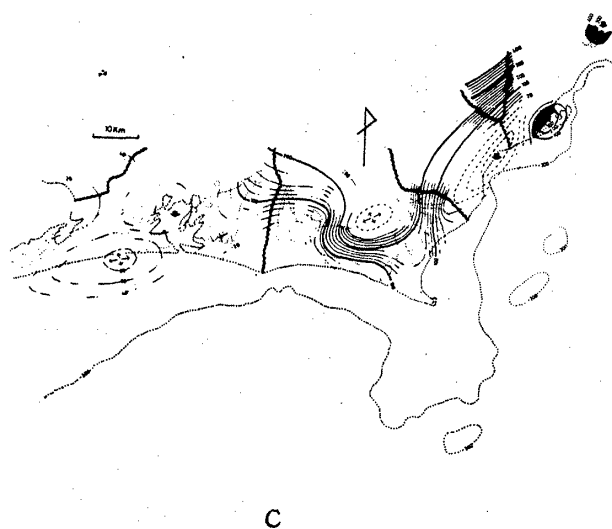
数字は単位mで堆積面およびその延長の高度を20mごとの等高線で示す。小笠期については海底地形もあらわしてある。

らに南西にずれることになる。しかも小笠山頂付近で礫層がもっとも厚いので主流の方向は南々西と考えることができる。当時の大井川は主として遠州灘側に三角州性扇状地平野をつくっていたのである。

このようにして安倍川, 天竜川についてもそれらの三角州性扇状地のひろがり, あるいは, 主流の方向を, 現在から牧ノ原時代をへて小笠時代までさかのぼって変遷を辿って見ると, 第8図に示すように安倍川では現在南々東であるが東へ, 天竜川では現在南であるが南々西へ次第にずれていくことがわかる。

4 b 第四紀地殻変動と海岸平野の形成

前節で述べたような流路の変遷はどうして起こったのであろうか。この地域は全く自由に流路をえらぶことのできるような平原地域ではないので、その変遷には地殻変動が関係していると筆者は考えている。第9図に示したこの地方の第四紀地殻変動図についてはすでに詳しく述べた(土, 1968; TSUCHI, 1970)が、雁行状に並ぶドーム状波曲が洪積世中頃以来つづいていることを示していると同時に牧ノ原期, 小笠期の沖積海岸平野が現在どのように変形しているかをあらわしていると見なすことができる。この図と第8図をあわせて見るとすぐわかるように、小笠期の氾濫原の一部あるいは主流の方向にあたる地域はいずれも現在は曲降地域になっている。そし

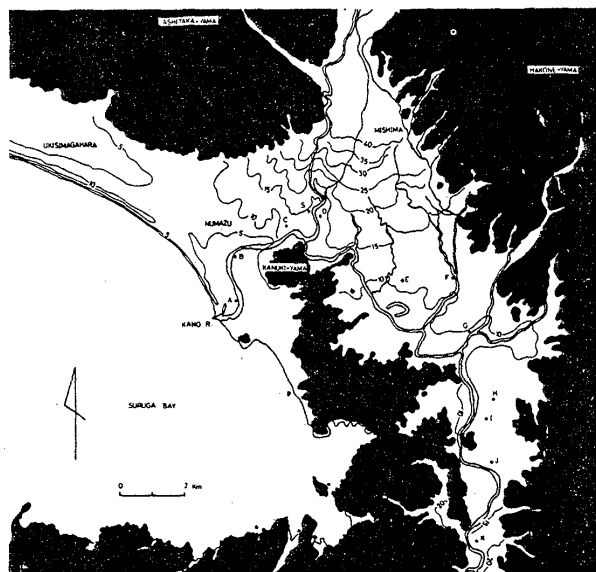


て、安倍川、大井川、天竜川の各河川は現在いずれも第四紀の波曲の沈降部に河口をもとめて氾濫原をつくっていることがわかる。例えば、小笠山は小笠期における大井川の主氾濫原であったが、その後この地方が曲隆しはじめるにつれて、氾濫原は牧ノ原へうつり、現在では向きをさらに東にかえて島田から焼津にかけての沈降部が主氾濫原となっている。つまり、現在の沖積海岸平野はいずれも波曲の沈降部に形成されているわけである。富士川、狩野川についてはこの図に見られないが、その地方の段丘の発達状態から見て、現在の富士川河口から田子ノ浦-沼津にかけては沈降地域であることは十分うなずける。また、海岸段丘の高度分布から判断して伊豆半島全体が洪積世後期以来北西に傾動しているの、現在の北伊豆平野の地域も沈降区域にあたっていることが推定される。一般的にいて、沖積海岸平野は最近地質時代の沈降地域でそこに適当な大きさの河川があれば形成されるのではないだろうか。言い換えれば、現在の沖積海岸平野の地域は多くは最近地質時代の沈降地域にあたっていると考えてもよさそうである。

ただ、菊川下流平野については隆起地域であるにもかかわらず、平野が形成されているが、これについては、周囲の丘陵が軟弱な新第三系砂泥層からなるので特に著しく開析がすすんだためと考えている。

5. 狩野川下流平野の形成過程

この平野の地形・地質については OTUKA(1932), 鈴木



第10図 北伊豆平野の地形図
2 m ごとの等高線を示す。
A-Kはボーリング地点で第12図参照。
Sは沼津市下石田ボーリング地点。

ほか(1952), 多田・坂口(1954)の研究がある。筆者らも珪藻化石群によって形成過程を考察してみた。

平野のほぼ中央にあたる下田バイパス大場川橋際のボーリングコア(深さ44m)を見ると、下位から順につきのような層序になっている(第10図, 第11図地点F)。

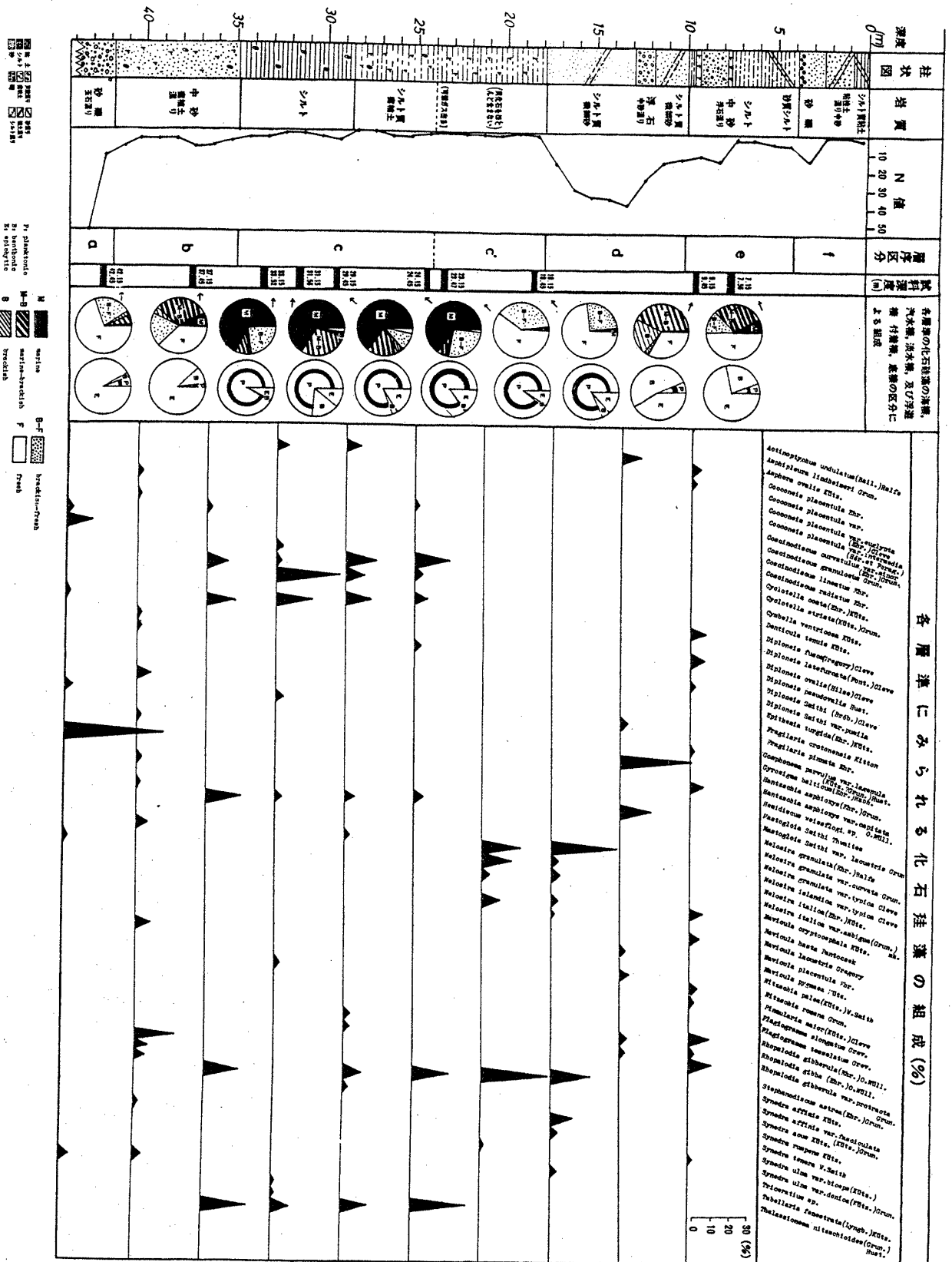
1. 下部礫層(a): 砂礫層で大部分河成堆積物と判断される。
2. 下部砂層(b): 砂層であるがシルト, 粘土, 腐食土層をはさみ, また, 一部に海棲貝殻を含む。

第1表 狩野川下流沖積層 c から産出した貝化石
(数字は個体数を示す)

<i>Lunella coronata</i> (GMELIN) スガイ	1
<i>Clithon retropictus</i> (V. MARTENS) イシマキガイ	7
<i>Batillaria multiformis</i> (LISCHKE) ウミナナ	10
<i>Tiberia pulchella</i> (A. ADAMS) クチキレガイ	1
<i>Proclava pfefferi</i> (DUNKER) ヒメカニモリ	14
<i>Ringicula doliaris</i> (GOULD) マメウラシマ	3
<i>Hinia festiva</i> (POWYS) アラムシロガイ	28
<i>Niotha livescens</i> (PHILIPPI) ムシロガイ	34
<i>Dentalium octangulatum</i> (DONOVAN) ヤカドツノガイ	2
<i>Anadara</i> (<i>Scapharca</i>) <i>subcrenata</i>	
(LISCHKE) サルボオ	A
<i>Mytilus edulis</i> LINNE ムラサキイガイ	1
<i>Ostrea denselamellosa</i> LISCHKE イタボガキ	C
<i>Pecten</i> (<i>Notovola</i>) <i>albicans</i>	
(SCHRÖTER) イタヤガイ	2
<i>Fulvia mutica</i> (REEVE) トリガイ	8
<i>Pillucina pisidium</i> (DUNKER) ウメノハナガイ	1
<i>Ctena divergens</i> (PHILIPPI) ヒメツキガイ	1
<i>Anomalodiscus squamosus</i> (LINNE) シオヤガイ	A
<i>Dosinia japonica</i> (REEVE) カガミガイ	A
<i>Tapes</i> (<i>Amygdala</i>) <i>philippinarum</i>	
(ADAMS et REEVE) アサリ	5
<i>Paphia undulata</i> (BORN) イヨスダレ	A
<i>Venus toreuma</i> (GOULD) マルスダレガイ	6
<i>Macoma praetexta</i> (V. MARTENS) オオモノハナ	C
<i>Nitidotellina nitidula</i> (DUNKER) サクラガイ	1

A: Abundant, C: Common

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')は貧貝化石かつ腐食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受ける内湾の浅海砂泥底棲のものからなり(第1表), *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。



第11図 北伊豆平野中央部(第10図地点F)のボーリソグ・コア状断面図ならびに珪藻化石群

4. 上部砂層(d): 浮石層をはさむ浮石質砂層。貝殻も見られないし、珪藻も検出できなかった。おそらく河成堆積物であろう。

5. 上部シルト層(e): 珪藻化石群から海成～汽水成層と考えられる。詳しく見ると下部に浮石質砂層をはさむ。また上部は砂質シルトになっている。上端の標高は海拔3m。葦山西南方の^ままの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生するヒメカノコガイ、シオヤガイなどを含む浅海棲貝類の化石が報告されている(多田・坂口, 1954)。

6. 最上部泥砂礫層(f): 層相の変化に富み、火山砂礫、腐食土のはさみが多い。おそらく陸成であろう。

5 b 珪藻化石群集

“沖積層”の堆積環境の変遷をしらべるため、上述のコアに含まれる珪藻を検討した。コアは1mおきに約30cmずつ保存されてあったので、その中から5gの試料約40点をえらび、酸化分解処理を経て、ランダムに各200個体の珪藻を同定した。その結果のうちから代表的な試料とそれに含まれる珪藻群集10組の組成を第11図に示してある。なお、生態区分による組成、すなわち、各試料における浮遊性(F)、付着性(C)、底棲(B)の種数の比率、また、海棲、汽水棲、淡水棲の区分については MILLER (1964) にしたがってつぎの5つに区分し、それぞれの比率を算出した。

1. 海棲種M: これは海棲種と海棲ときに汽水棲の種を加えたもの。
2. 海棲ないし汽水棲種M-B
3. 汽水棲種B: 汽水棲種と汽水棲ときに海棲、および汽水棲ときに淡水棲のものを加えてある。
4. 汽水棲ないし淡水棲種B-F
5. 淡水棲種F: 淡水棲種と淡水棲ときに汽水棲の種を加えたもの。

つぎに、試料深度ごとに珪藻群集の特徴に着目すると、それぞれ特有の堆積環境を示すA, B, C, Dの4群集にわけることができる。

A群集: 汽水-淡水域群集で、層序区分aのものがこれにあたる。淡水棲種 *Fragilaria pinnata* (54.5%), *Synedra ulna* var. *biceps* (6%), *Cyclotella comta* (2%), *Melosira granulata* (2%) と汽水-淡水棲種 *Cocconeis* sp. (17%) で特徴づけられる。これらは一般に湖沼など止水域で、中栄養型-一部富栄養型の水域に付着性種として出現する。*M. granulata* と *C. comta* の組み合わせは、現在の狩野川水系では養魚池としての溜

池に特徴的である。

一方、海棲-汽水棲種も少しではあるが検出される。それらは付着性種の *Diploneis smithi* や現在内浦湾沿岸で四季を通じて生息している *Achnanthes brevipes*, 同底棲種の *Nitzschia navicularia*, *N. punctata*, 同浮遊性種の *Actinopterychus ehrenbergi* などである。各1個体ではあるが、海棲浮遊性種の *Coscinodiscus lineatus* と内湾沿岸棲種の *Asterionella inflata* が検出されたのは注目される。少なくとも海水域とつながる環境を指示していると考えられる。

B群集: 汽水域群集で層序区分bとeのものがこれにあたる。この群集は3つのグループ、すなわち、*Mastogloia* 属 (6~16.5%) と *Gyrosigma balticum* (2.8~38.0%), *Rhopalodia* 属 (3~21.6%), *Diploneis* 属 (2~8%) で特徴づけられる。

まず注目されることは、海水-汽水棲で底棲種の *Gyrosigma balticum* が、南方地域に多い汽水-淡水棲で付着性種 *Mastogloia Smithi* を伴って出現することで、この時期に、より温暖な海水の流入を推定させる。この内湾を“旧期古狩野湾”と呼ぶことにする。また、これらの種の出現が、より上位の層準にみられる海水準上昇の前ぶれと考えることができる。

Rhopalodia 属にみられる特色は、汽水-淡水棲で付着性種 *R. gibba* を3~6.4% 伴い、これより多くの頻度で、汽水-海水棲種でときに淡水に見られることもある *R. gibberula*, *R. gibberula* var. *protracta* などの付着性種が出現することである。*Diploneis* 属についても同様の傾向がみられる。しかし、層序区分cにみられるような、海棲浮遊性種の多量にみられるおそらく沿岸流の大規模な流入を見るような海域の拡がりには推定できない。上部シルト層eの9.15~9.45mの試料に、*Fragilaria crotonensis* のように淡水棲で、湖沼の浮遊棲珪藻として最も重要であり、低鹹度の汽水にも出現する種が存在することは、浅い汽水域としての内湾“新期古狩野湾”を想像させる。

C群集: 海水域の群集で層序区分cのものがこれにあたる。この群集は *Coscinodiscus radiatus* (12.4%±), *C. lineatus* (12.6%), *Cyclotella striata* (13.8%), *Coscinodiscus curvatulus* var. *minor* (1.3%), と、*Hemidiscus weissflogi* (8.4%), *Thalassionema nit-schioides* (20.0%) の浮遊性海棲種で特徴づけられる。

前者らは広分布、外洋性の浮遊性種で、これらの急激な増大の傾向と、深度33.52mから24.15mまでに至るc層からの安定した高い出現率は比較的急激な海面上昇を

暗示している。また、後者2種は、南方暖水域の内湾に多く見られる浮遊性種である。

一方、淡水-汽水棲で浮遊性種の *Stephanodiscus astrea* の高率の出現は“旧期古狩野湾”がなお完全には、高鹹度の水域になり得なかったことを示していると考えられる。また深度31.15m~31.56mのみにみられる特異な現象として、*S. astrea* の一時的消滅がみられる。これに反して *Coscinodiscus radiatus* および *Cyclotella striata* など浮遊性海棲種の急激な増大、*Triceratium cinnamomeum* や、一部汽水にはみられるが淡水に侵入することのない *Actinopterychus undulatus* の出現は、“旧期古狩野湾”が、このシルトの堆積時に、最も鹹度の高い水域になったことを示しているであろう。そして、*Stephanodiscus astrea* のその後における増大はより鹹度の低い水域への移行を暗示している。

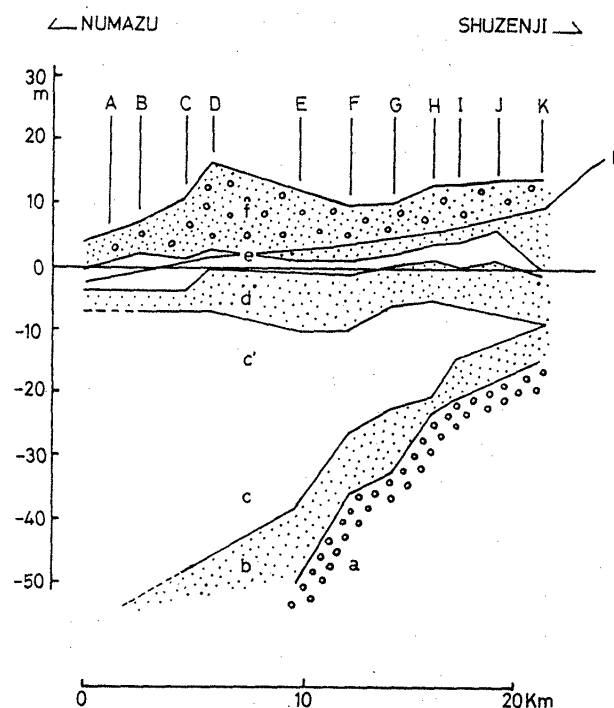
D群集：汽水-淡水域群集で層序区分 *c'* のものがこれにあたる。この群集は *Melosira granulata* var. *curvata* (28.6%±), *M. granulata* var. *typica* (9.8%), *M. islandica* var. *typica* (4.4%), *M. italica* var. *ambigua* (6.2%), と、*Stephanodiscus astrea* (29.2%), *Synedra acus* (5.3%) で特徴づけられる。深度24m~17.85m間の、1m間隔ごとの6点の試料の分析結果はいずれも同じような特徴を示した。

すなわち、浮遊性で淡水-汽水棲種 *Stephanodiscus astrea* が急激に増大し、*c'* 層下部で最大値を示す。また、*c'* 層上部でこの種が減少すると、中-富栄養湖に多く、主として浮遊性の *Melosira granulata* var. *curvata* などが、溜池など止水域に特徴的な *Synedra acus* を伴ない急に増大し、最大値を示す。層序区分 *c'* の珪藻群集は、“旧期古狩野湾”で小海退ないし海水準上昇の停滞があったことを暗示している。あるいは、当時古黄瀬川扇状地の拡大により、湾口部が埋立てられ、陸水の流入によって、海水域から急激に汽水-淡水化したのかもしれない。

5 c 狩野川下流平野の断面図

5 a で述べたような層序は他地点のボーリング資料からも認められるので、沼津から狩野川沿いに修善寺に向けて沖積平野を南北に截った断面図を模式的に画くと第12図のようになる。

すなわち、下位から下部礫層（河成）、下部砂層（汽水成-海成）、下部シルト層（海成から汽水成-淡水成）、上部砂層（非海成）、上部シルト層（汽水成-海成）、最上部泥砂礫層（陸成）の順になっており、海成シルト層

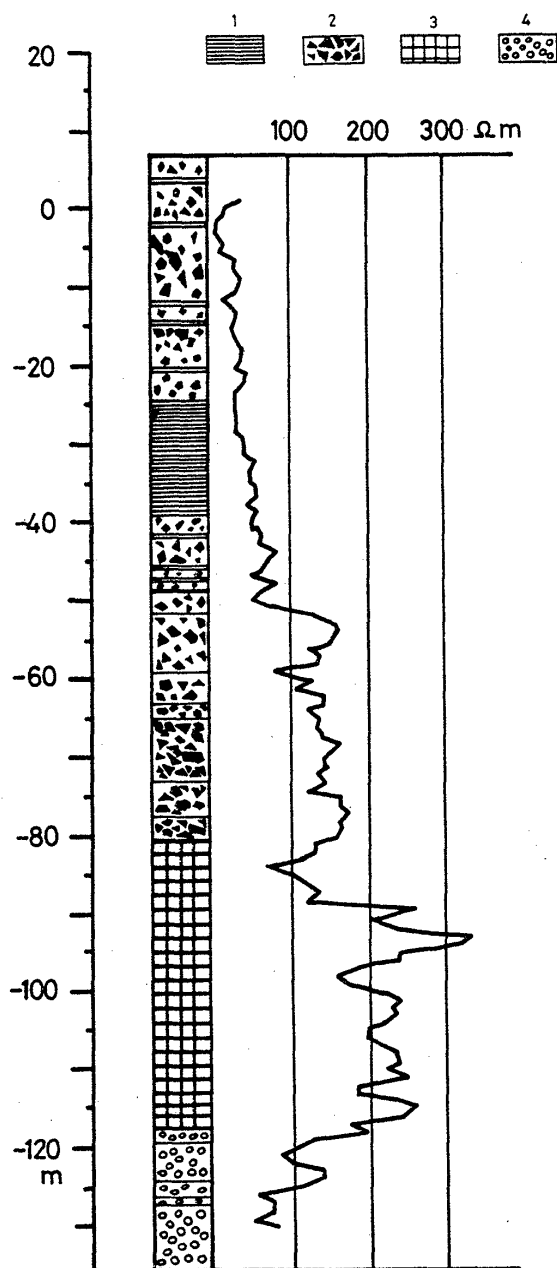


第12図 北伊豆平野“沖積層”の模式的断面図
A：港大橋，B：御成橋，C：東京麻糸，D：黄瀬川，E：三島市長伏，F：大場川安久，G：蛇が橋，H：菰山小学校北，I：菰山駅前，J：伊豆長岡駅前，K：白山堂，L：狩野川の現河床面
A-Kはボーリング地点，位置は第10図に示す。
a：下部礫層，b：下部砂層，c，c'：下部シルト層，d：上部砂層，e：上部シルト層，f：最上部泥砂礫層。

を中心とした2つの輪廻が認められる。

下部礫層は現在のところ“沖積層”の基底礫層であるかどうかはわからない。この下部礫層は北部ないし現河口に向かって深さを増し、地点Eで-50mに達するが、その延長は地点CとDの間のやや北方に位置する地点S（沼津市下石田）のボーリング資料（第13図）における三島溶岩上にある火山砂礫層上部あたりの層準につづくように見える。

下部シルト層は南から北へ向って急に厚さを増し、海面上昇に伴って北から南へ海侵がおこなわれ、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部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かもしれない。新期古狩野湾の時におそらく縄文前期の高海



第13図 沼津市下石田（第10図地点S）のボーリング
コア柱状断面図

1：シルト，2：スコリア・火山砂礫，
3：溶岩（三島溶岩），4：砂礫

面期があると考えているが、この時の海水準はどれ位であつたのだろうか。大場川地点の海成上部シルト層の上限の標高は海拔3mである。堀の上の貝化石群は潮干帯ないしその直下に棲むものなので、含貝化石層の上限が当時の海水準をあらわしているとするれば、そこでは海拔2mである。第12図では上部シルト層の上限は地点Jでは海拔6mとなっているが、これには淡水成のシルトが含まれているので指標とはならない。

下部シルト層も上部シルト層も白山堂付近で尖滅しているの、当時の入江は南限としてこのあたりまでひろがっていたことがわかる。

狩野川下流“沖積層”の地史を明らかにするためには、まだボーリングの資料が十分でない。埋没段丘との関係や年代測定など今後の問題である。それに、沖積層は最終氷期末以来の海面上昇によってつくられたので層序は各地のものと共通する点が多いはずである。上述した海侵の2つの輪廻が各地の洪積世末-沖積世の地史とどのように対応するのか今後検討していきたい。

6. ま と め

1. 伊豆半島から浜名湖に至る東海地方沿岸には三角州性扇状地平野と三角州平野の2つの型の沖積海岸平野が分布する。前者は背後の隆起する山地を侵蝕する大河川の下流から河口にかけて形成され、後者は小河川の下流または扇状地平野の末端や側方にひろがっている。

2. 三角州性扇状地平野をつくる地層は大部分河成礫相からなり、最終氷期末以来の海面上昇の際にも、山地からの多量の礫の供給のために河成礫相が発達した。

3. この地方の沖積海岸平野の形成は地殻変動と密接な関係があると考えられ、現在の多くの沖積平野は洪積世後半以来の沈降域に形成されている。主要河川の下流部流路の時代的変遷も洪積世後半以来の波曲とよく対応する。

4. ボーリング資料とコア中の珪藻化石群集にもとづいて、狩野川下流平野の層序と地史を考察した。それによると、間に海退期ないし停滞期をはさむ2回の海侵が認められ、この地域に旧期・新期古狩野湾が形成された当時の入江の南限は白山堂あたりまでひろがっていた。新期古狩野湾は縄文時代前期の高海面期をあらわすと考えられるが、その後の地盤運動を考慮しなければ当時の海水準は標高2-3m前後であつた。

文 献

- CLEVE EULER, A. (1951—55); Die Diatomeen von Schweden und Finnland. I—V, K. V. A. Handle, Stockholm.
- 長谷川康雄(1966); 関東平野の前期縄文時代における沖積土の微古生物学的研究—化石珪藻について、その I・II. 資源研彙報, (67) p. 73—83, p. 84—94.
- HUSTEDT, F. (1930); Bacillariophyta, Die Süßwasser Flora Mitteleuropas. H. 10, Jena.
- (1927—1964); Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berü-

- cksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete, in Dr. L. Rabenhorsts Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz, 7, Leipzig. Teil 1, Lief. 1~5, 1927~1930; Teil 2, Lief. 1~6, 1959~1962; Teil 3, Lief. 1~3, 1961~1964.
- 池田俊雄(1964); 東海道における沖積層の研究. 東北大地古邦報, (67), p. 1—85.
- 加藤芳朗ほか(1959); 原町浮島が原の地質と土壌. 大塚記念論文, p. 111—133.
- 小林国夫(1964); 浜松市の地質. 浜松市地質調査報告書, 浜松市, p. 1—165.
- MILLER, U. (1964); Diatom Floras in the Quaternary of the Göta River Valley (Western Sweden). Stockholm.
- OTUKA, Y. (1932); The Geomorphology of the Kano gawa Alluvial Plain, the Earthquake Fissures of Nov. 26, 1920, and the Pre-and Post-seismic Crustal Deformations. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Pt. 1, p. 235—246.
- 鈴木好一ほか(1952); 静岡県沼津・三島平野の地質. 資源研彙報, (27), p. 57—68.
- 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.
- 高橋 豊(1970); 狩野川流域の沖積層について. 静大地学研報, 2 (1), p. 77—84.
- 土 隆一(1960); 大井川下流地方第四系の地史学的考察. 地質雑, 66, p. 639—653.
- (1961); 東海地方の第四紀地史. 横山記念論文, p. 31—44.
- (1968); 開析扇状地から知られる地殻変動. 第四紀研究, 7 (4), p. 225—234.
- 土隆一ほか(1969); 東海地方の第四系. 日本の第四系, p. 299—318.
- TSUCHI R. (1970); Quaternary Tectonic Map of the Tokai Region, the Pacific Coast of Central Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, 5, p. 103—114.
- 土 隆一(1971); 静岡・清水平野の地形・地質について. 竹原記念論文, p. 183—189.

Geologic History of Alluvial Plains on the Coast of
the Tokai Region, the Pacific Side of Central Japan

Ryuichi TSUCHI and Yutaka TAKAHASHI

(Abstract)

Alluvial plains on the coast of the Tokai region can be classified into two types of deltaic fans and deltas.

The former extends on lower drainages of large rivers which are carving steep hinter mountains of the region and flowing abruptly into the sea without middle courses, and the latter is formed on lower courses of small rivers or lateral side areas of deltaic fans.

Deposits of deltaic fan type plains consist largely of fluvial gravels owing to plentiful supply of materials from the mountains, those of deltas are, however, composed mainly of marine or estuarine silt.

From the view point of the geology of terrace

deposits of the region, the shift of locations of lower drainages of the present large rivers since middle Pleistocene is closely related to the Quaternary undulatory movement of the region. Most of alluvial coastal plains of the region has been formed in areas of down-warping since the latest geological ages.

As an example of alluvial plains of the region, stratigraphy and geologic history of the lower drainage of Kano River, north of the Izu Peninsula, is presented mainly by means of fossil diatom flora which were obtained from a boring core of 44m long in a central part of the area. Two sedimentary cycles which represent marine invasions are recognized in the area.