

# 東海道における沖積層の研究

池 田 俊 雄

## 目 次

	頁		頁
緒 言	2	図- 9. 浮島ヶ原西部～富士川間地質断面図	20～21
研究史	3	図-10. 新幹線に沿う浮島ヶ原西部の代表的ボーリング柱状図	22
第一章 調査研究方法	5	図-11. 浮島ヶ原横断地質断面図	25
第二章 沖積層の定義	7	図-12. 愛鷹山麓柳沢地質断面図	27
第三章 東海道沿岸地域の沖積層について	9	図-13. 柳沢・江尾オボレ谷中央部の柱状図	28
概説	9	図-14. 柳沢沖積層の花粉分析図	30
第1節 多摩川・鶴見川埋積谷の沖積層	11	図-15. 江尾付近オボレ谷沖積層断面図	31
第2節 浮島ヶ原付近の沖積層	18	図-16. 大井川沖積平野平面図	32
第3節 大井川下流域の沖積層	29	図-17. 大井川扇状地における深井戸柱状図	33
第4節 浜名湖・天竜川・大田川周辺地域の沖積層	38	図-18. 大井川沖積平野地質断面図	35
第5節 濃尾平野の沖積層	46	図-19. 大井川扇状地におけるボーリング柱状図例	36
第四章 沖積層堆積を支配する要因	55	図-20. 焼津北部沖積層柱状図	37
第1節 海水準変化との関係	55	図-21. 湯日川谷における沖積層柱状図	38
第2節 後背地および堆積地における地形・地質との関係	64	図-22. 浜名湖・天竜川・大田川付近平面図	39
第3節 地盤変動との関係	70	図-23. 天竜川に沿う深井戸ボーリング柱状図	41
第五章 沖積層の地史的考察	73	図-24. 磐田台地南側における沖積層の下底	42
第1節 沖積世の地史	73	図-25. 新居町・浜松・磐田・袋井間沖積層断面図	43
第2節 地盤運動の影響	76	図-26. 浜名湖・天竜川・大田川沿岸沖積層の代表的柱状図	44～45
第六章 結 論	79	図-27. 濃尾平野平面図	47
参考文献	80	図-28. 濃尾平野沖積層縦断面図	49
Abstract	83	図-29. 濃尾平野沖積層柱状図	52
図および表		図-30. Texas Coast における海面上昇記録 (F. P. Shepard による)	56
図- 1. 東海道沿岸沖積層平面図	8～9	図-31. 海面上昇による海進と堆積物による海進の制御	57
図- 2. 東海道各地のオボレ谷沖積層の例	10	図-32. 海面上昇と埋積速度による海進・海退の関係	57
図- 3. 多摩川・鶴見川沖積低地平面図	12	図-33. 海面上昇時における海水面高・堆積面高と水面上昇速度・堆積面上昇速度	
図- 4. 多摩川・鶴見川埋積谷地質縦断面図	12～13		
図- 5. 多摩川埋積谷におけるボーリング柱状図	14～15		
図- 6. 鶴見川埋積谷におけるボーリング柱状図	18～19		
図- 7. 浮島ヶ原付近平面図	19		
図- 8. 浮島ヶ原付近深井戸柱状図	20		

	頁		頁
	(埋積速度)の関係を示す概念図		58
図-34.	海水面上昇に伴う海岸線の変化と堆積物の変遷	図-46.	多摩川・鶴見川埋積谷における後氷期海水面上昇と地形・堆積物の関係を示す関係図
図-35.	単純な海水面上昇の場合における堆積相	図-47.	大磯山地内沖積層平面図
図-36.	海水面上昇途中で停滞期がある場合の堆積相	図-48.	大磯山地内隆起沖積層
図-37.	海水面上昇の途中で一時的な水面降下を挟む場合の堆積相	表-1.	本報告における沖積層の区分
図-38.	海水面上昇末期に軽微な水面降下がある場合の堆積相	表-2.	東海道における各地のオボレ谷深度
図-39.	海水面変動とオボレ谷深度による堆積相の関係を示す概念図	表-3.	鶴見川沖積層産貝化石
図-40.	各種沖積平野の模式的平面図	表-4.	多摩川・鶴見川埋積谷の比較
図-41.	臨海平野における沖積層の模式縦断面	表-5.	柳沢沖積層の花粉分析表
図-42.	オボレ谷を埋積する沖積層の模式的断面図	表-6.	瀬戸川付近沖積層貝化石
図-43.	臨海沖積平野における沖積層柱状断面の基本型模式図	表-7.	大田川沖積層産貝化石
図-44.	地盤変動による埋積速度の相対的減少と増加	表-8.	大田川沖積層の花粉分析表
図-45.	海水面上昇途中における急激な地盤変動の効果	表-9.	南陽層中の貝化石
		表-10.	下部粘土層～上部粘土層中貝化石(濃尾平野)
		表-11.	羽島付近沖積層産貝化石
		表-12.	後背地の条件と埋積速度の関係
		表-13.	東海道臨海地域の沖積層の基本型による分類
		表-14.	関東造盆地運動の速さ(貝塚等による)

## 緒 言

日本国有鉄道における東海道新幹線の建設に当り筆者は昭和 33 年鉄道技術研究所に在籍中より東京～大阪間線路建設予定地の地質および土質の調査に従事する機会にめぐまれ主として沖積層・洪積層地域の調査を担当した\*。

その後建設工事の具体化と共に、これらの地域には多数のボーリングが行なわれ、東京～大阪間沿線地域における沖積平野下の沖積層の状況が次第に明らかにされていった。筆者は昭和 35 年国鉄本社新幹線総局に転勤後も、幸にしてこれらの調査に全期間を通じてたづさわ沖積層に関する知識を得る機会にめぐまれた。もとよりこれらの調査やボーリングは土木工事を対象としたものであり、概して深さ 30 m 以浅の浅いものが大部分であるが、これらのうちには純地質学的にみて、かなり興味ある貴重な事実を含むと思われるものもあり、また沖積層全般を通じてある堆積特徴をもつことが次第に明確になってきたので、調査の一段落した現在、手許にあるデータの一部を整理して地質学的見地から検討を加えここに報告する。

実際に行なわれた調査が土木工事を目的とするものであり、これを主として利用したためデータがかなり片寄った線に集中しており東海道の沖積層全般を論ずるには程遠いものであるが、本報告がわが国沖積層の研究の一助となれば筆者の喜びこれにすぐるものはない。

本報告の作成に関し終始御懇切なる御指導御助言を賜った東北大学理学部地質学古生物学教室畑井小虎教授、岩井淳一教授、浅野清教授、北村信助教授、金谷太郎助教授ならびに貝化石の御鑑定を頂いた同教室早坂祥三博士、一部のボーリングコアの花粉分析をお願いした同大学生物学教室相

\* これらの調査結果の一部は土木的立場から既に報告してある<sup>82)</sup>。

馬寛吉博士に厚く御礼申上ます。

また数多いデータの集積に御協力をお願いした国鉄新幹線関係各位に感謝の意を表します。

## 研 究 史

第四紀沖積層は、これ以前の古い地層と異なり大部分が低平な沖積平野下に存在し、僅かに河岸や地盤運動で隆起した海岸等で、その最上部層が観察されるにすぎない。そこで沖積層の研究は天然の露頭のみならず、いきおい土木建築工事の際断片的に観察される地層や掘出された貝化石の観察、深井戸堀さくによる記載不十分な柱状図、土木建築基礎調査用の比較的深度の浅いボーリングのデータ等によらざるを得ない。従ってこれらの地下のデータが稀少であり、また積極的な調査手段をもっていなかった過去においては沖積層の研究は低調で、ごく限られた地域においてたまたま工事に際して掘出された貝化石の記載や他の断片的な報告が主なものであった。このことは諸外国においてもわが国においても同様である。

わが国における戦前の沖積層に関する研究としては 1909 年における山川<sup>(1)</sup>の有楽町付近地下の貝化石の研究による海成沖積層（有楽町貝層と命名）の記載、次いで横山(1924)<sup>(2)</sup>、の沼珊瑚層中の貝化石の研究（横山は洪積層上部としたが後に矢部、植田により沖積層と訂正された）、東木(1926)<sup>(3)</sup>による貝塚を利用した関東平野中央部に及ぶ沖積世海進の実証、復興局(1926)<sup>(4)</sup>(1929)<sup>(5)</sup>による東京・横浜地質調査と沖積層下の埋没谷地形の発見、山根(1930)<sup>(6)</sup>の大阪市内地下地質の研究による梅田層、天満層の区分、大塚(1931~34, 1948)<sup>(7)(8)(9)(10)</sup>の多数の論文による沖積世海進の研究等が主なものである。これらのうち復興局調査による埋没谷地形の発見と、大塚による沖積世初期の海進が日本中に共通な現象であることを種々な点から指摘した研究は特筆すべきものであろう。

戦時中、戦後の空白時代を過ぎて、戦後の沖積層研究に重大な影響を与えたことは、沖積世の海進が汎世界的な氷河支配による海水面変動によるということが、海からと陸からとの種々な証拠により明らかにされたことである。特に  $C^{14}$  法による堆積物の絶対年代の測定が第四紀後半の地史の解明に重大な役目を果たした。

氷河の消長により海水面が昇降するという考え (glacial control theory) は古く 1842 年にすでに C. Maclaren (Flint<sup>(11)</sup> p. 258) によりとなえられたといわれているが、その後、Ramsay(1930)<sup>(12)</sup> や Daly(1934)<sup>(13)</sup> 等が同様な立場で海水面の昇降量を推定している。Daly の珊瑚礁の成因に関する glacial control theory は有名である。

第四紀における気候変化と絶対年数の関係を明確にしたのは Emiliani(1955)<sup>(14)</sup>、(1955)<sup>(15)</sup> で、彼は大西洋、カリブ海、太平洋などの底質コア中に含まれる有孔虫の  $O^{18}/O^{16}$  の比による水温変化の測定と、 $C^{14}$  法による絶対年数により見事な水温変化曲線を描いた。Emiliani の示す曲線は氷河の消長と良く合うとされており、これは氷河性海面変動仮説に従えば、そのまま海水面の昇降曲線に置き換えることができる。この曲線の最末期、大よそ 15,000 年 B. P. より 5000 年 B. P. にかけての急激な温度上昇はすなわち沖積世初期の海進を示すものである。

沖積世における海面上昇を示す見事な例は、Shepard と Suess(1956)<sup>(16)</sup> により報告され、その後もメキシコ湾岸における堆積物の深さと  $C^{14}$  法による絶対年数の測定から Curray(1960)<sup>(17)</sup> Shepard(1960)<sup>(18)</sup>、McFarlan(1961)<sup>(19)</sup> 等により第四紀末期の海水面変動曲線が描かれている。McFarlan の示す海水面変動曲線は 17,000 B. P. 以降については、例えば Frye and Willman(1961)<sup>(20)</sup> の示す氷河消長の曲線と良く一致するが、それ以前についてはかなり疑問があるとされている。また Curray や Shepard により示される曲線では海面上昇の途中で 3 つの急激な変動

(fluctuations) が示されている。Curry<sup>(21)</sup> は 1961 年に、これらの第四紀末期の海水面変動について総括している。すなわち大凡 30,000 年 B. P. の間氷期に海面は大凡 -8 fathoms の深度を示したが、その後 20,000 年~18,000 年 B. P. には約 -65 fathoms (= -120 m) に低下した。海水面の急上昇と気候の温暖化は 15,000 年~7,000 年 B. P. の間の時期で、Broecker (1961)<sup>(22)</sup> が述べている約 11,000 年 B. P. における単純な突発的な温暖化によるものでなく、むしろ気候も海水面も波動 (fluctuation) を行った時期であり、また 3,000 年 B. P. 以降現在までの間は Gould と McFarlan (1959)<sup>(23)</sup> のデータにもとづき現海水面に一致するものとした。また大陸棚や海岸平野においては Holocene と Pleistocene の sedimentary contact は time transgressive unconformity であり、これは外側の大陸棚では 11,000 年 B. P. より古く、大よそ 25~35 fathoms より内側においては 11,000 年 B. P. より新しいと述べている。

Curry や Shepard および McFarlan によって示された late Quaternary における海水面変動曲線で注目すべきことは、climatic optimum における現海水準より高い高海面期の存在と、その後における軽微な海退を認めていないことである。フェノスカンザニアにおいては古く Ramsay (1924)<sup>(24)</sup> により Littorina 海進の終りに最高高海面期があり、これは後氷期の climatic optimum にはほぼ一致し、更にこの海水面は現在より約 5 m 高かったとされている。同様な急速な海進とその後につづく緩慢な海退が Movius (1953)<sup>(25)</sup> によりアイルランドについて述べられ、またオランダでは Umbgrove (1950)<sup>(26)</sup> により "Atlantic" 海進末期の高海面とその後の約 6 m の海面低下が認められている。

最高高海面期の海面より 5~6 m の低下は古くは Daly (1920)<sup>(27)</sup>, 1929<sup>(28)</sup> により、また最近 Fairbridge (1958)<sup>(29)</sup> により示されているように、従来世界の最も安定した地方において認められてきたものであり、また南イギリス、南部デンマーク、ドイツの北海岸、カナダの太平洋岸などの隆起海岸線の存在しない地域は、後氷期にこれらの地方が沈下したためであるとされてきた。Shepard (1960)<sup>(18)</sup> がその報告書のなかでオーストラリアにおける 3,800 年及び 5,000 年 B. P. とされた terrace を local warping movement によるものとし、一般的高海面の存在を否定したことは Curry による 15,000 年~7,000 年 B. P. の時期における海水面の fluctuation と共に注意すべきものと思われる。

ヨーロッパにおいては Sauramo (1958)<sup>(30)</sup> 等により後氷期海面上昇と、氷河の融解荷重除去による地殻の isostatic な上昇にともなうバルト海沿岸地域の変遷が明らかにされ後氷期の地史がほぼ確定されている。

最近 Flint と Brandtner (1961)<sup>(31)</sup> によりヨーロッパとアメリカの 6 つの地域における最終間氷期以降の、主として気温の示す変動曲線が比較された。この曲線は C<sup>14</sup> 法により計算された絶対年代により示されており、6 つの曲線は良く一致していることが図に示されている。図では約 18,000 年 B. P. に最低温期が、約 4,000~5,000 年 B. P. に hypsithermal の時期が示され、また 11,000 年 B. P. ~12,000 年 B. P. 頃の Alleröd 期及び Bölling 期に一つまたは二つの気温の fluctuation が曲線で示されている。

また沖積世海進にともなう堆積層の研究はアメリカ、メキシコ湾岸について大規模に行なわれて来ており、特にミシシッピ河の三角州層については Fish や McFarlan (1955) により総括的に報告されている。Curry や Shepard の属する Scripps Institution of Oceanography による堆積層の研究も著しいものである。これらのメキシコ湾岸における研究の成果は Scripps 研究所の Shepard, Phleger, 及び Andel によりまとめられ (1960)<sup>(32)</sup>, The American Association of Petroleum Geologists により出版されている。

わが国においては、湊 (1954)<sup>(33)</sup> や杉村・成瀬 (1954, 1955)<sup>(34)</sup> 等によりはじめて氷河性海面

変動の立場から沖積層が論じられ、また井関の沖積層に関する多数の論文 (1956~1959)<sup>(35-40)</sup> や羽鳥等 (1962)<sup>(41)</sup> により主として深井戸資料やボーリング資料をもととして同じ立場から沖積層の研究がなされている。杉村、成瀬 (1945~5)<sup>(42)</sup> により南関東の沖積層について地殻変動との関連において論じた報告は、沼層や二宮付近の沖積層など、現沖積面よりかなり高い位置あって従来古期沖積層とされていたものを、地震などにより生じた瞬間的な隆起運動により高位になったものとし、更にこれらの地殻運動を差引いて大凡 4,000 年 B.C. における約 6 m の高海面と、その後の海退を推定した。これより先、酒詰 (1942)<sup>(42)</sup> や江坂 (1943)<sup>(43)</sup> により沖積世海進が最高に達したのは縄文前期の関山あるいは黒浜期であるとされている。

その後 C<sup>14</sup> 法による絶対年代の測定が縄文時代の資料について行なわれ (芹沢 1959<sup>(44)</sup>)、これによると縄文早期末ないし前期とされる高海面期は 5,000~6,000 年 B.P. となる。これに対し最近坂口 (1963)<sup>(45)</sup> は C<sup>14</sup> 法のみによる年代決定に疑問を寄せ、海拔 5 m 付近の汀線は後氷期海進の高頂期の海面の高さであるが、その年代は 4,000 年~2,000 年 B.P. としている。

沖積層の基底近くの C<sup>14</sup> 法による年代測定は市原・木越 (1960)<sup>(46)</sup> により大阪、梅田層について、貝塚等 (1962)<sup>(47)</sup> により東京湾沿岸の沖積層について行なわれ、それぞれ 9,000~10,000 年 B.P. の数値が得られている。

以上のほか湊等 (1950)<sup>(48)</sup>、(1953)<sup>(49)</sup> による北海道アバシリ湖の沖積世を通じての発達史や岡崎 (1955~1960)<sup>(50-52)</sup> の釧路近傍の沖積層の研究、および坂口 (1954~1961)<sup>(53-56)</sup> による北海道泥炭地の研究等がある。

これらの戦後の研究の結果、日本の臨海地域の沖積層の大局的な状況は、沖積層の堆積状態、絶対年数、考古学との関連等において次々に明らかにされつつあり、小林の著書 (1962)<sup>(57)</sup> はこの時期における第四紀層に関する一つの集成である。

一方大都市においては土木、建築、港湾等の造成のための基本的な資料として、主として土質工学的な立場から基礎地盤の調査が行なわれている。これらのうち、戦前の代表的なものは先述の復興局のものであるが、戦後のものとしては、松沢・嘉藤 (1954)<sup>(58)</sup> の名古屋及び付近の地質、神奈川県 (1957)<sup>(59)</sup> の京浜工業地帯の調査、日本建築学会・土質工学会・東京建築士会編 (1959)<sup>(60)</sup> の東京地盤図、建設省計画局 (1962) の東京湾周辺地区地盤調査<sup>(61)</sup>、及び伊勢湾北部臨海地帯<sup>(62)</sup> 等があり、また大阪の地質について主としてこのような立場から論じた竹中 (1954)<sup>(63)</sup>、(1963)<sup>(64)</sup> の報告がある。

東海道地域の沖積層については東京、横浜、名古屋、大阪等の大都市およびその周辺部と三島付近、浮島ヶ原、富士川下流域、清水付近、焼津付近、三方原南部、濃尾平野等の一部の地域について、それぞれ断片的な報告がなされている。

以上によりわが国においても沖積層の状況が漸次明らかにされつつあるが、大都市や特殊問題のある地域以外の沖積層については未だその詳細は不明のままであり、全域に及ぶ全般的な沖積層の層序とその対比、および地史の解明は今後に残された課題である。また汎世界的に明らかにされつつある後氷河期の海面変動と地層の関係、特にわが国においては地殻変動との関連においてその関係を明らかにすることも重要な問題であろう。

## 第一章 調査研究方法

沖積層には自然の露頭が殆んどないので踏査のみによっては極く地表面に近い部分の知識しか得ることができない。従って調査研究の大部分は東海道新幹線工事に関する構造物基礎工事のために

昭和 33 年以降，昭和 37 年頃までの間に行なわれたボーリングの記録と観察によるものを主とし，これに地形の観察，基礎工事掘削時の観察と記録，深井戸資料等を判断の参考として用いた。

調査に用いた方法を次に列記する。

- ① 地形図による判読
- ② 航空写真による判読
- ③ 踏査による微地形の観察と浅い露頭の観察
- ④ ボーリングデータの観察，検討
- ⑤ サウンディングデータの観察，検討
- ⑥ 工事のための基礎施工の記録と観察
- ⑦ 深井戸資料の検討
- ⑧ 基礎工事掘削時に得られた貝化石の収集鑑定
- ⑨ ボーリングコアによる花粉分析
- ⑩ ボーリングコアによる土質試験分析
- ⑪ 海図（水深図）によるオボレ谷深度と海底地形との関係

①の地形図は国土地理院発行の 1/25,000，1/10,000 地形図を主として使用し，一部工事のために作成された 1/2,500 地形図を用いた。

②の航空写真は米軍撮影による 1/40,000 のものと，東海道新幹線工事のために撮影された 1/10,000～1/13,000 の図面を実体視して使用した。地形図と航空写真により主として扇状地・自然堤防・砂洲・砂丘地・後背湿地等地表部の微地形と表層部地質の判読を行なった。

③の踏査によっては図面や写真による判読事項の確認と，微地形と表層地質との関係，河川沿岸の崖や工事基礎根堀の観察，沖積層堆積地と背後の地形地質の関係等の調査を行なった。

④ボーリング記録の観察と検討は本調査の主体をなすものである。新幹線工事のために，沖積平野地域においては，線路建設地沿ひに一般に 200～500 m 程度の間隔で構造物の支持層（一般に標準貫入試験の N 値が 30 以上の砂レキ層または岩盤）が確認される深さまでボーリングが行なわれた。新幹線に沿う沖積平野におけるボーリングの数は約 1000 本であり，標準の深さは地表下 20～30 m であるが，30～40 m 以上のものも数 10 本あり，また最深のものは約 100 m に達するものもある。これらのボーリングの大部分は標準貫入試験<sup>(65)(66)</sup> (standard penetration test<sup>(67)</sup><sup>(68)</sup>) を伴うもので普通のコアボーリングのように地層のコアサンプル，地層の柱状図が得られると共に，地層の強度がサンプラーを 30 cm 打込貫入に要する打撃回数 N 値で深さ 1～1.5 m ごとに現わされており，これによって地層の硬軟が判別しうるので，洪積層か沖積層かの判別等の地層区分の一助とすることができる。

⑤標準貫入試験もサウンディングの一種であるが，ボーリングを行わず，先端にコーンをつけたロッドをやわらかい地盤に直接打込みまたは押込んで，その貫入抵抗より地盤の硬軟，支持力を判定する方法が一般にサウンディングと称されており<sup>(67)(66)</sup>，主として軟弱地盤における地質調査に多数使用された。これらのデータのうち沖積層内の砂層の位置，厚さ，および沖積層基底の砂レキ層または基盤の深度を示すものは後に第三章で示されるような沖積層のプロファイル作成上有効に用いられた。

⑥東海道新幹線の基礎工事のうち大橋梁等ではケーソン，ウエル等直接沖積層を掘削して沖積層基底部の砂レキ層，または沖積層下の基盤層に基礎を到達させるのが通常の工法である。掘削された土はすなわち沖積層であり，これらの記録は沖積層の柱状図を描くのに役立つと共に，場所によっては沖積層中に含まれる貝化石を破壊することなしに採取することができた。

⑦深井戸資料<sup>(69)(70)(71)</sup> は概して深度 30 m 以上のものが多く，沖積層中または沖積層下洪積層

あるいはより古い地層までの深い地層の記録があるので、前記ボーリングによる深度不足をおぎなうて沖積層基底レキ層や基盤深度其他を推定するのに役立った。特に、刊行されたデータのほか経済企画庁開発局国土調査課に収集されている資料が有用であった。ただし深井戸資料は地層の記載が単に砂レキ、砂、粘土、基盤、岩石の区別のみで一般に明確さを欠き、特に沖積層と洪積層の区別を深井戸資料のみから行うことは多くの場合困難である。

⑧新幹線基礎工事の一部より収集された貝化石について東北大学地質学古生物学教室早坂祥三博士にお願いして鑑定をして頂いた。貝化石の種類により、貝化石を含む層の堆積環境の推定に役立った。ただし広い地域において殆んど同時に非常に多数行なわれた堀削に立合うことは殆んど不可能であったし、また堀削方法によっては堀出された深度が不明確であり、その貝化石の伏在した地層、深度について必ずしも正確を期し難いうらみがある。

⑨一部の比較的深部まで行なわれたボーリングで採取されたコアのうち、ピート・有機質土のサンプルについて、東北大学生物学教室相馬寛吉博士にお願いして花粉分析をして頂いた。分析結果より、その地層の堆積環境と、環境の変遷の推定を行なった。

⑩一部のボーリングについては標準貫入試験のほか採取されたコアについて土質工学的な物理試験や力学試験が行なわれている。これらの土質試験データのうち、粒度分析結果は沖積層の各層の堆積環境の移り変りを指示するものとして沖積層堆積の変遷を解明するのに役立せることができた。

⑪直接沖積層を調査する方法ではないが、オボレ谷深度と、その深さの場所による違いの説明として海図（水深図）<sup>(72)(73)</sup>を用い、海底地形（主に沿岸地域の深度）との関係について考察した。

以上の諸種の調査方法により得られたデータを基にして東海道地域（主として東半の地域）における沖積層の堆積状況を各地域ごとに記載し、沖積層堆積の共通性を見出すと共に沖積層の基本的な型を分類した。次にこれらの沖積層の堆積特徴を支配する要素として、先づ、後氷期における汎世界的な海水面変動と、これに対するオボレ谷埋積速度との関係が支配的であることを解明して、後背地の地形・地質との関連や地盤変動との関連についても考察を試みた。

## 第二章 沖積層の定義

洪積世ヴイルム氷期の後期に海面は一度低下した後、急速に約 100 m 位上昇した。これは今日、大陸氷河の後退による陸水の海水環元に伴う汎世界的な現象として認められている。海面低下の極相の最後は、Emiliani<sup>(14)</sup>によって示された洪積世以降の気温変化曲線に一致し、ほぼ 20,000 C<sup>14</sup>年 B. P. とされている。後氷期における海面上昇の過程は多くの研究者<sup>(16)(18)</sup>によりなされてきたが、1956 年以来 Scripps の海洋研究所における Shepard や Curray 等による主としてメキシコ湾岸における堆積物の研究により非常にくわしい海水面の変動の記録が得られている。

Curray (1961)<sup>(21)</sup>により示された海水面変動曲線図によれば 20,000 B. P. に海水面低下の極大期があり、この時の海水面低下量は約 120 m に及んでいる。その後大凡 15,000 B. P. ~7,000 B. P. 間に約 100 m 余の海水面急上昇期と、上昇途中における約 3 回の短期間の海水面の上下動が示されている。また、Curray の図では 5,000 B. P. 以降は海水面は現海水面と殆んど一致し停滞しているものとして示されており、climatic optimum に相当するとされている地中海域の Nizza 汀線や、太平洋地域の Daly's Shore Line に対応する高海水面期は認められていない。

一方わが国においては、Curray や Shepard によって示されたような詳しい海水面変動の記録は得られていないようであるが、後氷期における同様な海面上昇は湊 (1954)<sup>(33)</sup> や杉村、成瀬

(1954~5)<sup>(34)</sup>の研究以来多くの研究者によって認められており、また最近の羽鳥等<sup>(41)</sup>の報告によれば海面上昇途中のアレレード期(10,000~12,000 B. P.)における一時的な海進停滞期の存在も推定されている。また日本においては主として関東地方における海成沖積層の研究によって縄文時代早期末から前期にかけて、海面は現海水準より数 m 高くなったことが多くの研究者により認められている。この氷河期から縄文前期にかけての海進にともなって堆積した地層はわが国において一般に沖積層と呼ばれ東京下町累層、あるいは有楽町層がその模式とされている。一連の海進によって堆積した海成層は、その深いものはヴイルム氷期末のある時期から沖積世の前半にわたるものであるから、一般に云われている 10,000 B. P. 以降を沖積世とする在来の立場に立てば正確には、この海成層は洪積~沖積層と称すべきものである。このことは小林の著書<sup>(57)</sup>(1962)にも述べられている。

しかしながら後氷期海進にともなう一連の堆積物を 10,000 年 B. P. で分けて、沖積層と洪積層に分けることは多くの場合現段階では非常に困難であるといえる。そこで本報告においては後氷期海進開始以後(約 20,000 年 B. P. 以降)の堆積物を一括して便宜上沖積層と称しておく。なお羽鳥等<sup>(41)</sup>によって示され、また後に述べるごとく、後氷期海進には 10,000 年 B. P. 前後と推定される時期に一時的な海水面の停滞もしくは海退が認められ、これにともなう沖積層の堆積相にも 2 Cycles が認められるケ所もあるので、このような場合には大凡 10,000 B. P. 以前と以降の堆積層を区別することが可能である。この 10,000 B. P. 以前の堆積層は、10,000 B. P. をもって洪積世、沖積世の境界とする立場に立てば、洪積世に属するものであるが、後氷期海進に伴う一連の堆積物を沖積層として一括する本報告の立場から一応沖積層下部層として其の後の堆積物と区別しておく。堆積層下部層は一般に標高 -25~30 m 以深の堆積物である。

また一連の堆積層の最下底には一般に砂レキ層が存在し基底レキ層を形成しているが、このレキ層の一部には海進開始以前、海水面低下時に河道に堆積した陸成層も含まれている。この河成レキ層とその後の海進開始後の堆積物を明確な線で区別することは困難な場合が多く、また一般には河成レキ層下の基盤との間の不整合の示す時間間隙は大きい。そこでこれらの沖積層最下底を形成するレキ層は厳密には海進開始以前の堆積物を含むものであるが、海進期の堆積物と共に沖積層基底レキ層として一括しておく。海水面最低下時の海岸部では、この基底レキ層と海進後の堆積物との間には時間々隙はなく連続堆積であるが、海岸より上流側のオボレ谷底では、河成の基底レキ層上に海進期の堆積物がつぎつぎと overlap して堆積し、海進期の堆積物と谷底のレキ層との間には時間々隙が存在することがあり、また間隙の大きさはオボレ谷の上流側ほど大きくなる。

沖積層下のレキ層でも 20,000 年 B. P. 以前の海退の途中における停滞期に対応して出来た河成レキ層は埋没段丘レキ層(例えば後述第三章に述べる埋没立川段丘レキ層と、これに対比される埋没段丘レキ層)として沖積層と区別され、上述の沖積層基底レキ層ではない。すなわち沖積層基底レキ層にはオボレ谷々底部の海水面最低下時に対応する河成レキ層のみを含むものとする。

次に大凡 10,000 年 B. P. 以降~現在までの堆積層は沖積世の堆積物という意味で真の沖積層である。これは更に 5,000 年 B. P. までとされている海進期の堆積物と、5,000 年 B. P. 以降現在までの停滞ないし軽微な海退期の堆積物に分けることが可能である。前者を沖積層中部層、後者を沖積層上部層と呼ぶことにする。

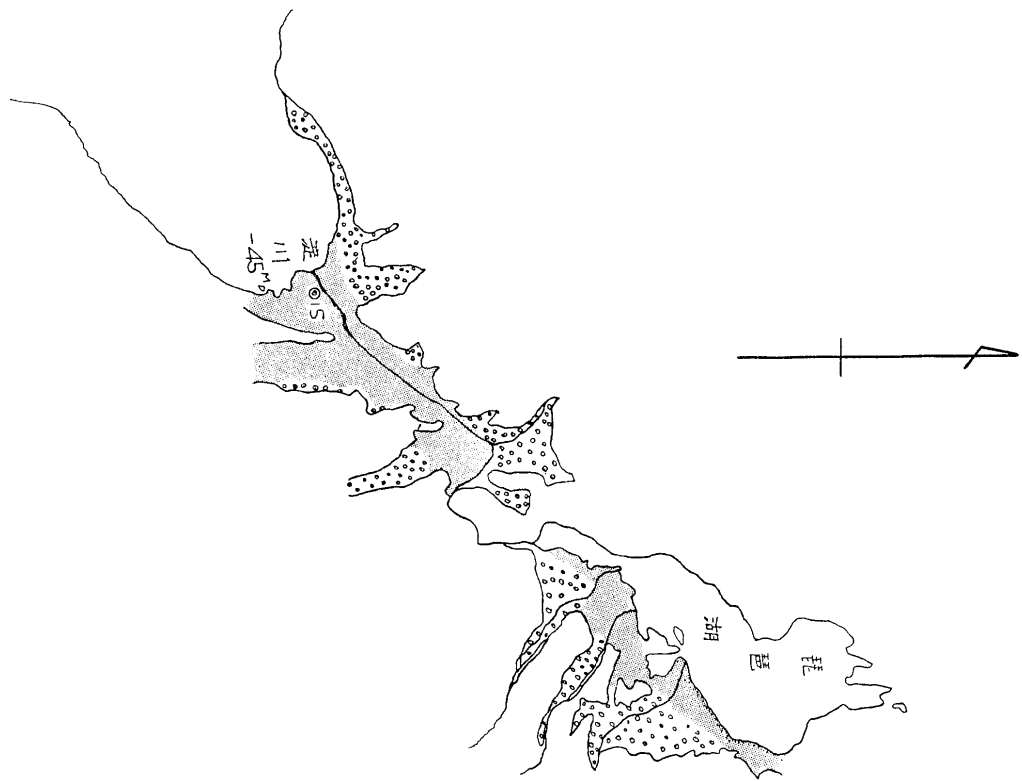
沖積層中部層は沖積層の主体をなすもので、海成層が発達し、沖積層深度が -25~-30 m より浅い場合には殆んど大部分沖積層中部層よりなる。従来、わが国において有楽町層およびこれに対比された沖積層は大部分本層に相当すると考えられる。

沖積層上部層は、現在の沖積平野においては陸成層を主体とし一般には中部層に重なって沖積平野の表層部を薄く蔽うにすぎない。

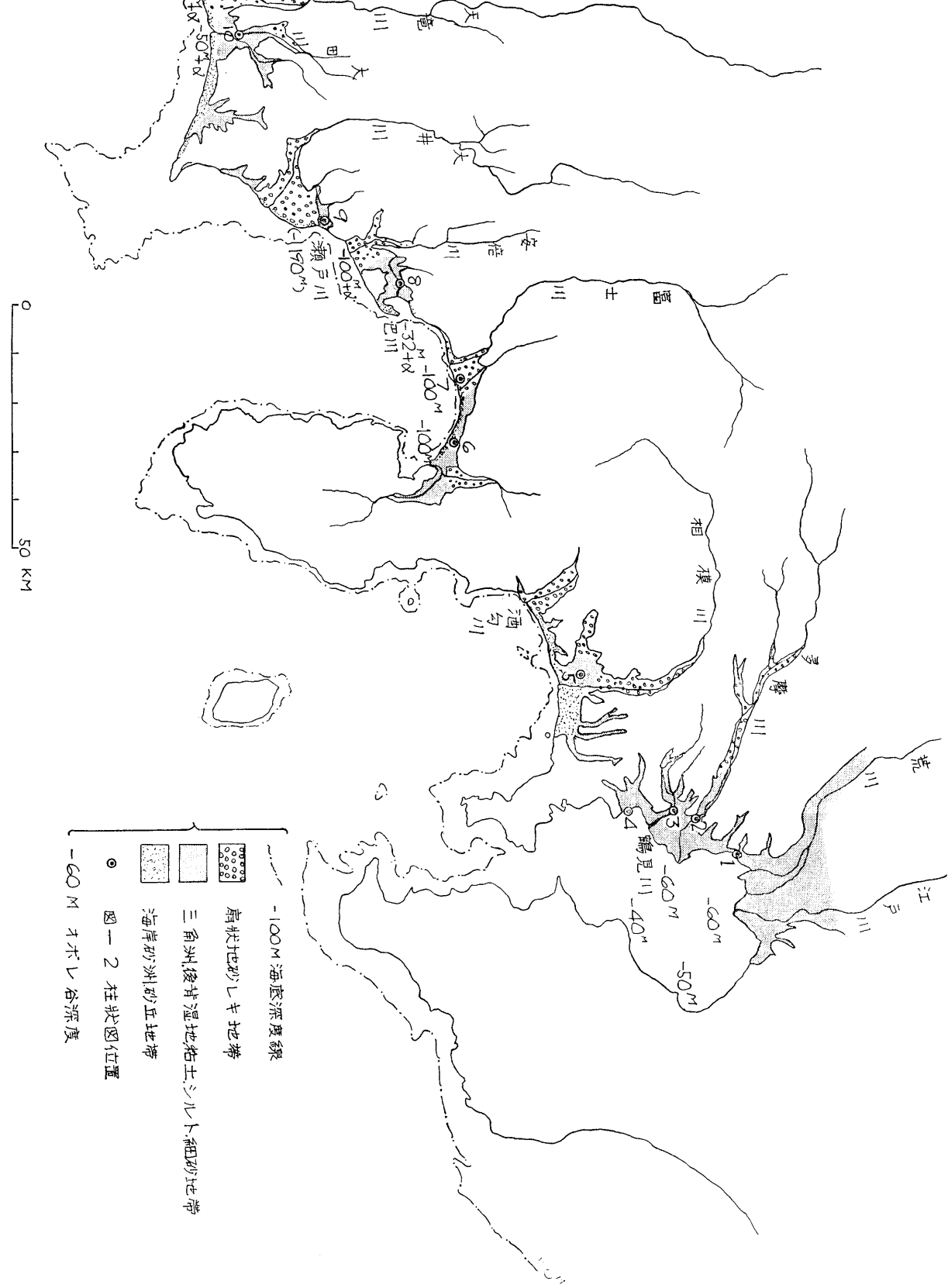




图一 东海大陆架冲积扇平面图



图一 1 东海道沿岸冲积层平面图



以上の沖積層の区分を一括して示せば、表-1 のようになる。

表-1 沖積層の区分 (本報告における)

時代	層 区 分		絶対年代 (概略)	海進~海退
沖積世	沖積層	沖積層上部層	0~5,000年 B.P.	
		沖積層中部層	5,000~10,000年 B.P.	
洪積世	層	沖積層下部層	10,000~20,000年 B.P.	
		沖積層基底レキ層	20,000±α年 B.P.	

### 第三章 東海道沿岸地域の沖積層について

#### 概説

東海道沿岸には図-1 に示すように東より東京下町低地、鶴見川沿岸、相模川沿岸、酒匂川沿岸、狩野川沿岸、浮島ヶ原・富士川河口部、清水・静岡付近、大井川沿岸、大田川沿岸、天竜川沿岸、豊川沿岸、矢作川沿岸、濃尾平野、淀川沿岸等主として大河川沿岸地域に沖積平野が発達している。

これらの沖積平野は何れもその発達の過程として洪積世氷期に低下した海水準に従って掘られた谷を出発点とし後氷期海面上昇につれてオボレ谷化した谷を、主として河川の運搬排出する土砂を主な供給源とする内湾堆積物と、河川による直接堆積物とで埋積して形成されたものである。図-2 に東海道各地における沖積層の例を示す。この柱状図や表-2 で示されるように沖積平野下のオボレ谷深度は、現海岸付近において内湾に面するものは 30~70 m、直接外洋に面する平野下では 100 m 余に及んでいる。これらのオボレ谷底は杉村<sup>(79)</sup>、井関<sup>(85)</sup> 等により述べられている -100 m 前後の海底陸棚面にオボレ谷底が続くように思はれる。

沖積層の表層部は一般に扇状地・ハンラン原等における陸成堆積物で蔽われているが、これらの層の下には一般に海成沖積層が存在し、更にその下には海成層を堆積せしめる以前の海退期ないし海進初期における河成堆積物が存在する。すなわち沖積層は大局的に、陸成→海成→陸成の順序で一つの堆積 Cycle を形成している。

表-2 東海道における各地のオボレ谷深度 (現海岸線付近における沖積層の深さ)

場 所	深さ (S.L. 下)	備 考	
内 湾	東京下町 (古利根川)	60 m	羽鳥等 <sup>(41)</sup>
	京神田川	30	
	多摩川 (大岡川)	60	羽鳥等 <sup>(41)</sup>
	横浜 (狩野川)	60	
外 洋	沼津川	100	鈴木 <sup>(74)</sup>
	富士川	100+α	
	安曇川	32+α	土 <sup>(75)</sup> 洪積層を含む、伊田 <sup>(76)</sup>
	瀬戸川	100+α	
	大田川	190	
洋 岸	天竜川	45+α	加藤 <sup>(77)</sup>
	名川	100+α	
	湖南部海岸	60+α	
内 湾	天白川	25	井関 <sup>(78)</sup>
	木曾川	70	
	淀川	45	

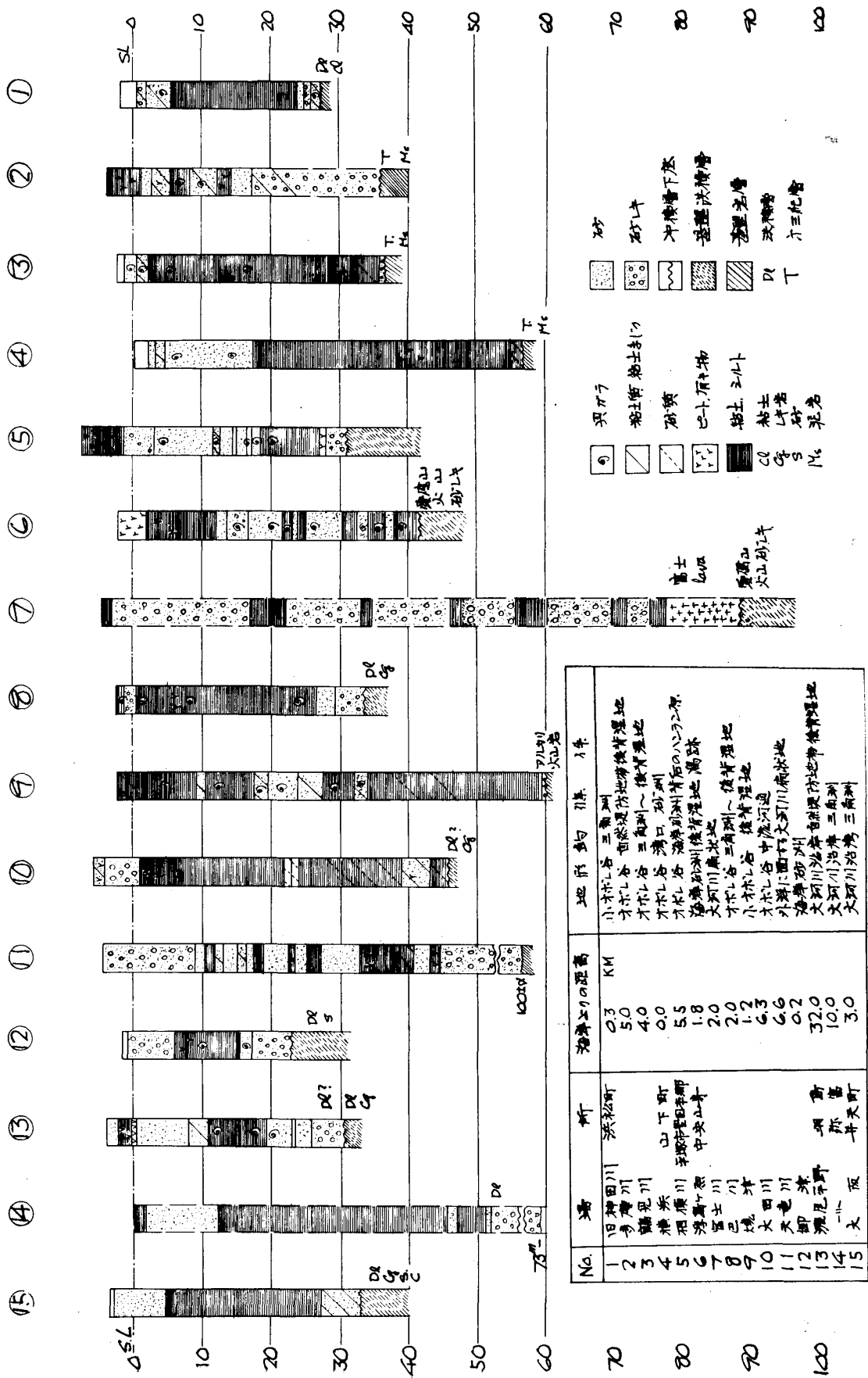


図-2 東海道各地のオボレ谷沖積層の例

また一般的傾向として大河川沿岸の扇状地、自然堤防地帯では河成砂レキ層・砂層の発達が著しく海成層の占める厚さや範囲が狭い。一方、三角洲地帯や弱小河川の沿岸、後背湿地等では河成層は表層部をごく薄く蔽うにすぎず、粘土・シルト等の細粒分を主とする海成層が厚く発達し、かつオボレ谷の奥まで分布している。

内湾に注ぐ河川の河口部には三角洲が発達しているが、相模川・酒匂川・富士川・安倍川・大井川・天竜川等外洋または外洋性の湾に注ぐ河川の河口部では三角洲を欠き、特に富士川・安倍川・大井川は扇状地状態のまま、海に注いでおり沖積層も殆んど河成扇状地レキ層のみで構成され海成層を欠いている。

更に東海道筋においては海浜地帯において、海蝕崖や河川流入土砂を供給源として沿岸流により運搬堆積された砂洲が発達して一部では海岸砂丘地を形成している。

以上沖積平野の表層部は大別して

- ①扇状地砂レキ堆積地帯
- ②三角洲・後背湿地等、粘土・シルト・細砂堆積地帯
- ③海岸砂洲・砂丘地帯

に図-1 に示すように分けられ、以後の第三章の各節および第四章第 2 節で述べるように、それぞれ特徴のある沖積層を形成している。

東海道沿岸の沖積平野のうち多摩川・鶴見川沿岸、浮島ヶ原付近、大井川流域、大田川・天竜川・浜名湖周辺部、および濃尾平野の各沖積平野の沖積層について以下節を追って記述する。

## 第 1 節 多摩川・鶴見川埋積谷の沖積層

### (1) 地 形

多摩川・鶴見川は共に東京湾にそそぐ河川であるが、多摩川は遠く秩父山地より流下し運搬能力の大きい河川であり、一方鶴見川は多摩丘陵を源とする運搬能力の小さい中級の河川である。前者に砂レキの供給が多く、沿岸の沖積地は上流溝口付近までは扇状地性、溝口より鹿島田付近までは自然堤防とハンラン原平野、それより下流第二京浜国道付近より以下で、はじめて三角洲状の平野となる。多摩川流域の地形については門村の報告<sup>(80)</sup> に詳しい。本報告で扱う丸子・市坪付近の多摩川沖積地は自然堤防とハンラン原よりなる地域であり、平均勾配は 1/1000 程度である。

これに反して鶴見川はレキの運搬は見られず細砂・シルトを洪水時に運搬するのみである。従って河川勾配は極めてゆるく(小机～綱島間で大凡 0.3/1000 程度)、小机付近以下は殆んど低平な三角洲性の低地である。

図-3 の平面図に示されるように東海道新幹線は丸子～大倉山間で多摩川・鶴見川沖積地をほぼ谷に直交するように通過するが、平面図に示された等高線\*、および東海道新幹線に沿って作られた図-4 の縦断図から明らかなように、この付近における多摩川沖積地の標高が 5～7 m であるのにたいし、鶴見川沖積地の標高は 2～3 m にすぎない。

また多摩川沿岸の沖積地は 2.0～3.5 km の巾をもち北側の武蔵野台地、南側の下末吉台地との境界は比較的直線状を示しているが、鶴見川沿岸では沖積地と台地・丘陵地との境界は複雑に入り込んで沈水丘陵地と沈水谷を埋積して生じた樹枝状の沖積地の地形を示している。後述のように両河川の沿岸の沖積地とも、オボレ谷を埋積してきたものであるが、多摩川沿岸の直線状の崖線は急流河川の側方侵食の影響が加わったものと考えられる。

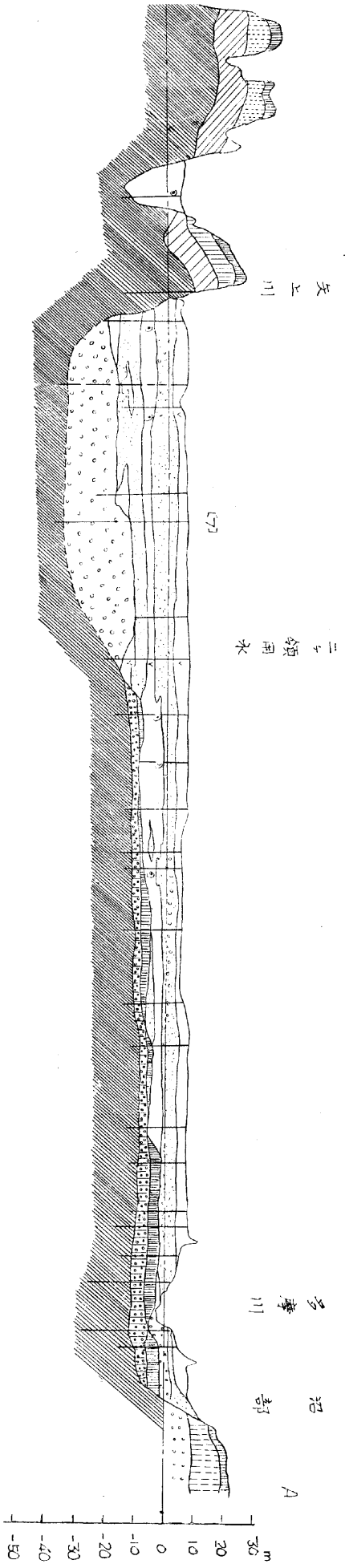
なお鶴見川沖積地と海岸平地の接する付近(原, 矢向付近)は海拔 3～4 m で谷奥よりやや高

\* 図-3 の等高線は文献<sup>81</sup>による。



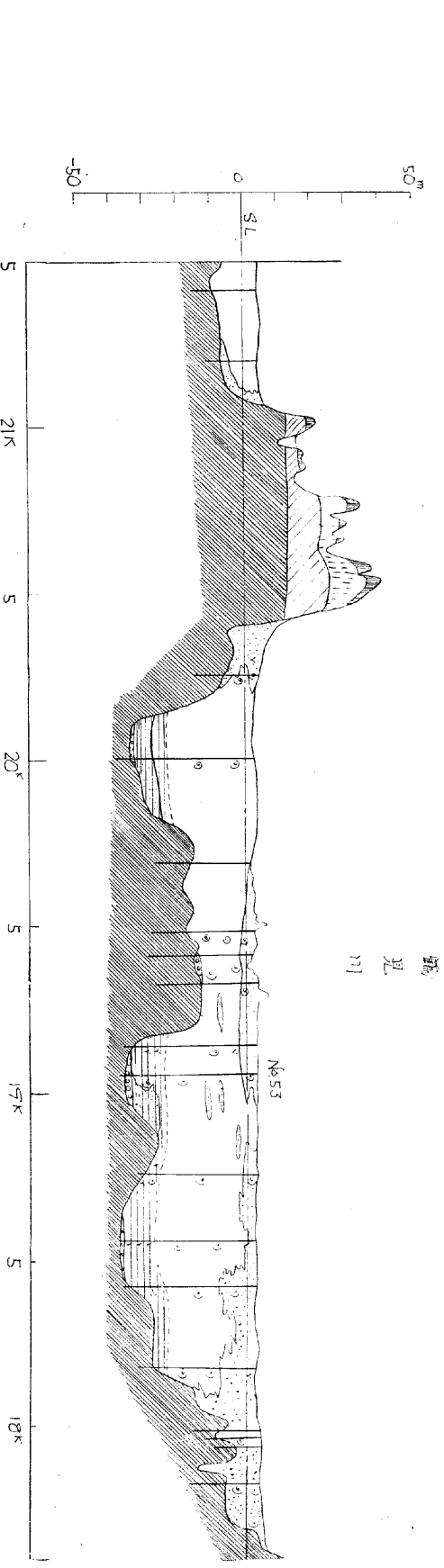
白吉台地

多摩川埋積谷



大倉山台地

鶴見川埋積谷



圖一4 多摩川・鶴見川埋積谷地質縱断面



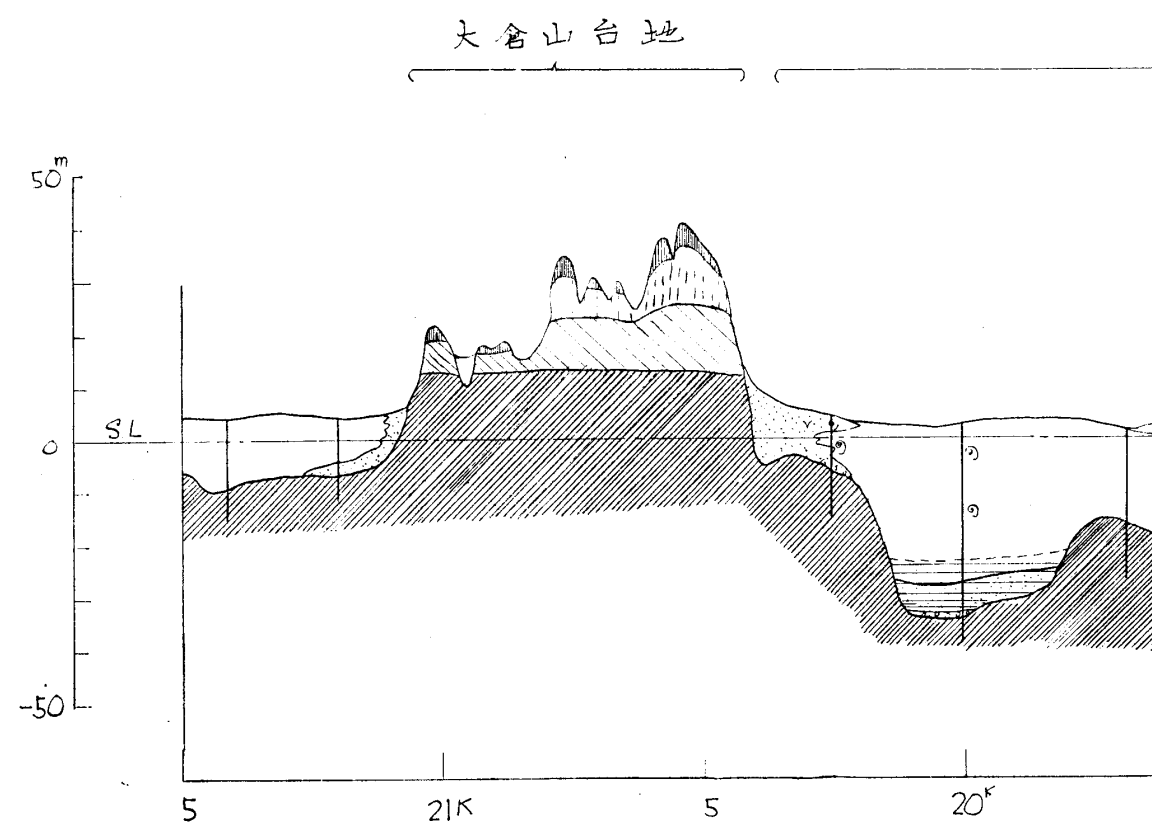
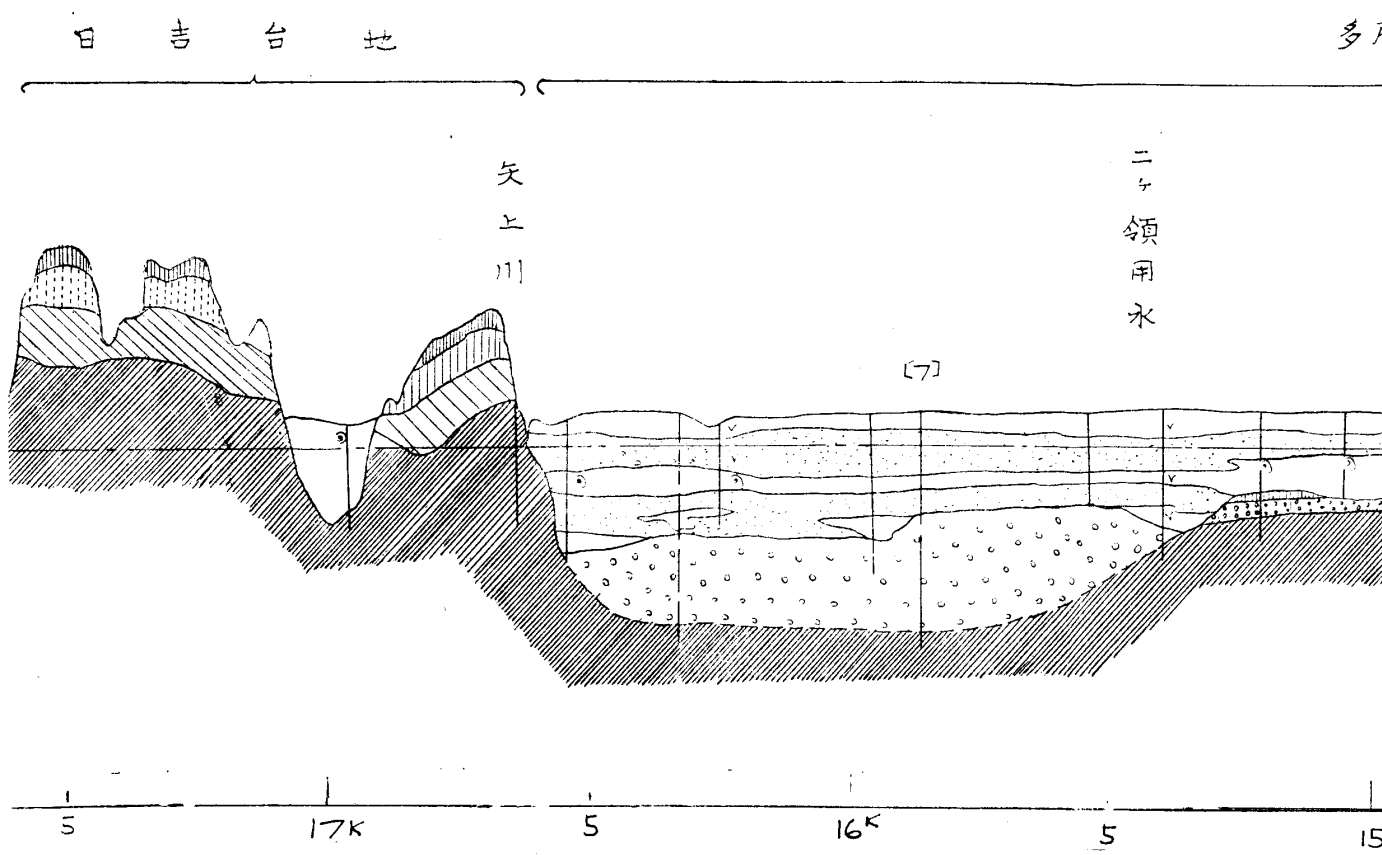
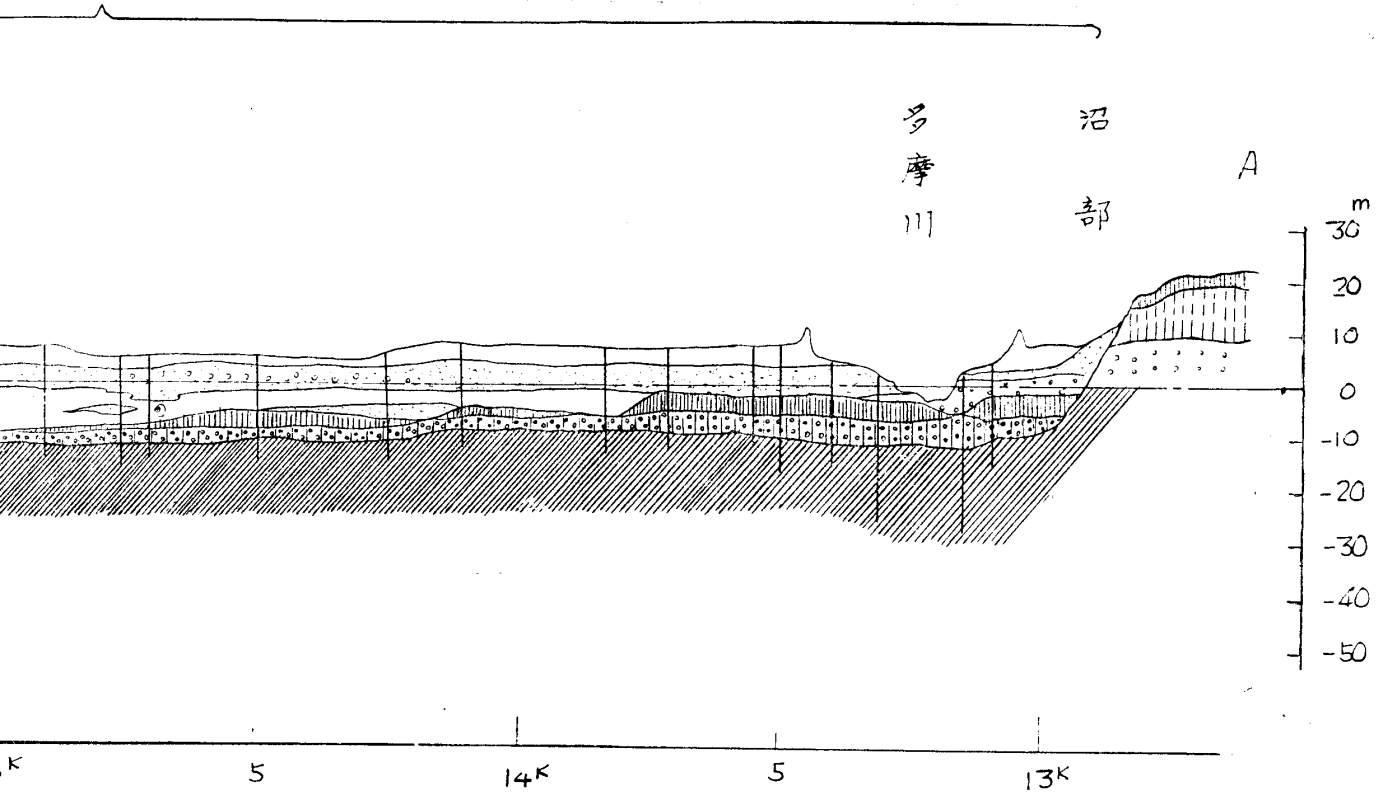
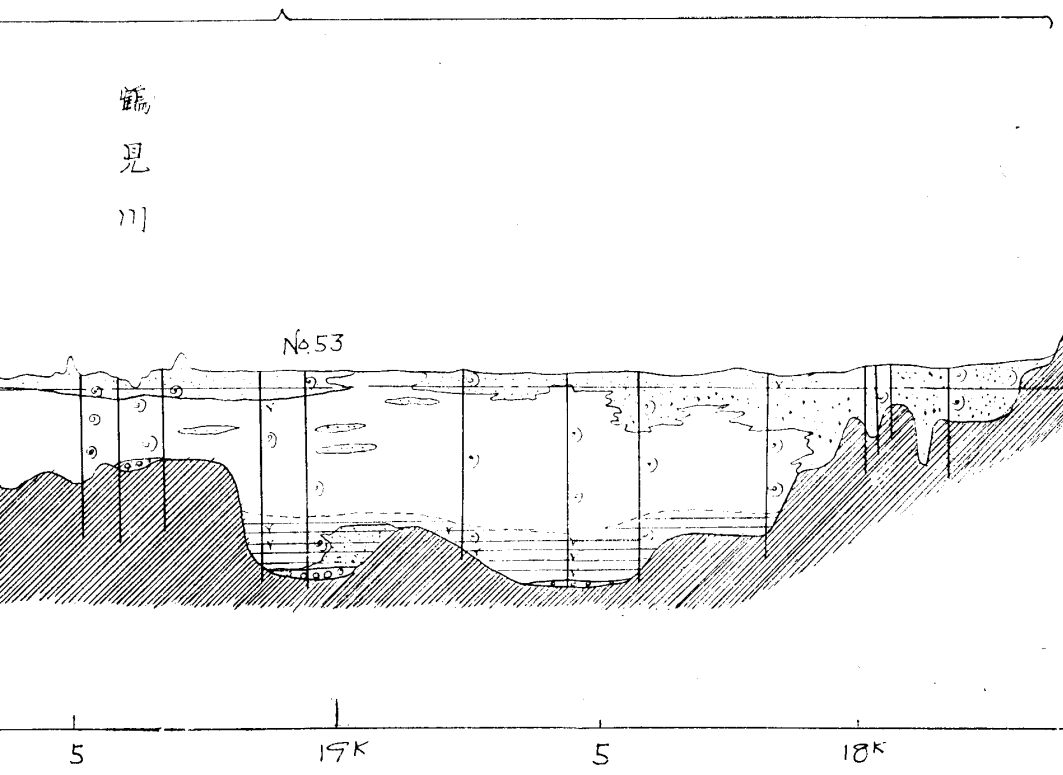


図-4 多摩川・鶴見川埋積谷地質縦断図

摩川埋積谷



鶴見川埋積谷



く、国土地理院の 1/25,000 地盤高図<sup>(81)</sup> より判断すると多摩川系の土砂の堆積により谷の出口を閉塞された状態を示している。

## (2) 基盤の地質と沖積層下の埋没谷地形

多摩川・鶴見川沖積地の東海道新幹線に沿う地質の断面を図-4 に示す。この地質断面は新幹線工事にともなう基礎調査用ボーリング約 40 本と多数の貫入試験の記録、工事中の基礎掘さく時の観察、および川崎市内の数本の深井戸資料<sup>(69)</sup> をもとにして作成したものである。

この地域においては第三紀三浦層群の青灰色シルト岩を主とし砂岩をはさむ地層が基盤をなし、その一部は日吉・大倉山等の台地崖の下部、標高 10~15 m 以下に露出する。

日吉・大倉山等の台地は三浦層群の上に下末吉層が不整合に重なり、上方は下末吉ローム層に移化し、更に武蔵野・立川ロームで蔽われている。

多摩川埋積谷の東半には三浦層の上、沖積層下に厚さ 2~4m の一連の砂レキ層と、その上に砂レキ層より移化したローム層が存在し、後に述べるごとく、その性状から、それぞれ埋没立川段丘レキ層および立川ローム層と推定される。

沖積層下の基盤層にぎざまれた埋没谷地形は図-4 に示されるように、多摩川・鶴見川両地域とも谷中谷をなす最も深い谷底部と、中間の平坦な台地およびこれらをつなぐ急斜した谷壁部とに分けられる。谷底の最深部は多摩川・鶴見川とも地表下約 40 m、海水準下 35~38 m で、低下した同一海水面を基準として掘られたものであることを物語っている。中間の平坦な面は両河川でやや異にし、多摩川地域では標高 -5~-10 m に一段(図-4 で右寄の谷底が高くなっているのは断面の位置が図-3 でわかるとおり上流に偏しているためである)のみ明瞭であるのに反し、鶴見川地域では -28 m 付近、-15 m 付近、-5 m 付近、+3 m 付近と 4 段のものが認められる。多摩川谷の -5~-10 m の平坦面は前述のごとくその推積物から河川段丘の沈没したものであり、段丘面上に厚さ 3.5 m 以下のローム層\* を乗せることから上流に位置する立川段丘面の延長と考えられるものである。この埋没段丘面と埋没谷底面の存在は既に羽鳥等<sup>(41)</sup> によって報告されている。

鶴見川谷における -28 m、-5 m、+3 m、のものは、その地形的位置、段丘面上の堆積物の状況からそれぞれ海水面の一時的な停滞期に応じて形成された波蝕台と見なされる。

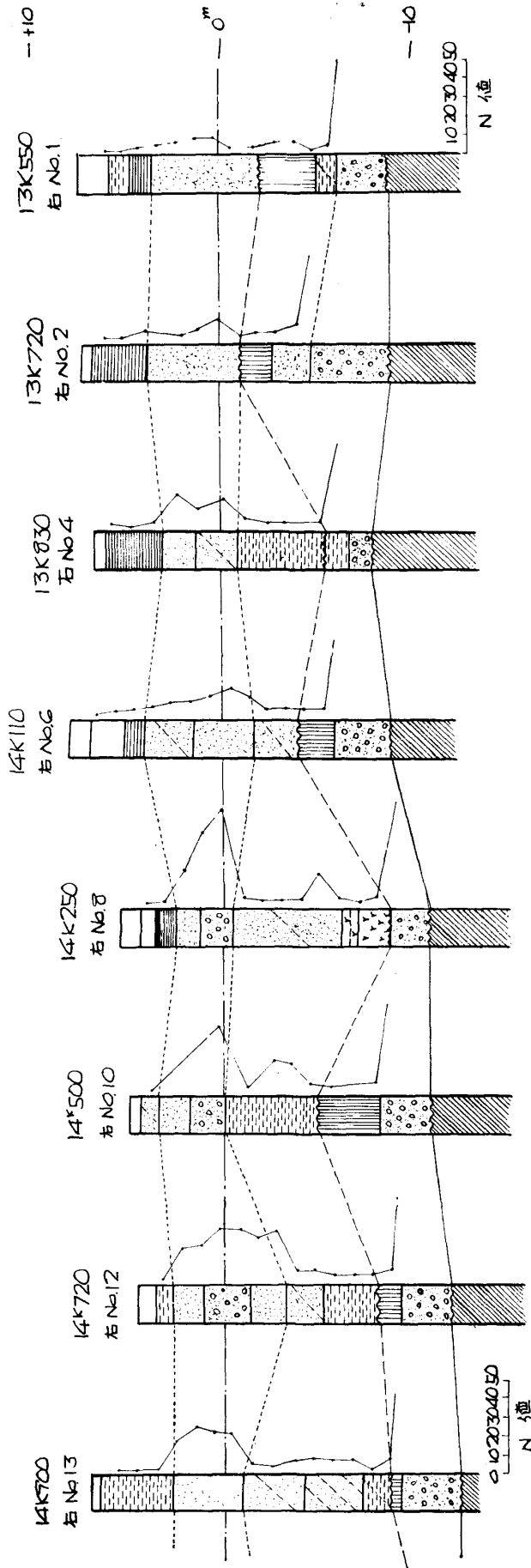
鶴見川谷の中央部にある -15 m 前後の平坦面は、その面上に殆んど砂レキ層が見られないが、鶴見川橋梁工事の際一橋脚の根掘中径 2~3cm の円レキを含む 1 m 弱の砂レキ層の存在が認められたので、立川段丘に相当する段丘が侵蝕された後埋没したものと考えられる。

多摩川谷には鶴見川谷に見られるような幾つかの波蝕面が見当たらないのは深いボーリングの数が少ないため発見されないとも言えるかも知れないが、これは後述するように波蝕台がつくられるような海水面の停滞期には、台地崖下の海水面が、河川よりの流入土砂でいち早く埋積され陸化したためと推定される。

## (3) 多摩川埋積谷の沖積層

川崎市工業用水道源深井戸資料<sup>(69)</sup> により判定される谷底は地表下約 40 m、海水準下約 35 m である。この谷底は羽鳥等<sup>(41)</sup> によって示されるように上下流に連続し海岸付近では -60 m に達する埋没谷の一部をなすものである。この谷底部は深井戸資料によれば厚さ 20 m に達する厚い砂レキ層で埋積されている。この砂レキ層の最下底部は後氷期海進前、海水面最低下時に対応して多摩川の下刻により生成された谷の河床レキであり沖積層の基底をなすものである。このレキ層を一応沖積層基底レキ層と呼んでおく。この基底レキ層の上方につゞく厚い砂レキ層は深井戸資料の記録では詳細は不明であるが、沖積世海進初期における海水準上昇期に同じく河川により堆積したレキ層と思はれる。

\* ボーリングコアの一部を神代高校羽鳥謙三氏に見ていただいたところ、立川ロームにまちがいないとの鑑定を得た。



埋土、礫土  
 シルト(砂入り)  
 砂土(砂)  
 珪石物ま(砂)



有機物  
 炭化石  
 粘土  
 シルト  
 砂  
 ローム  
 礫しき  
 泥岩



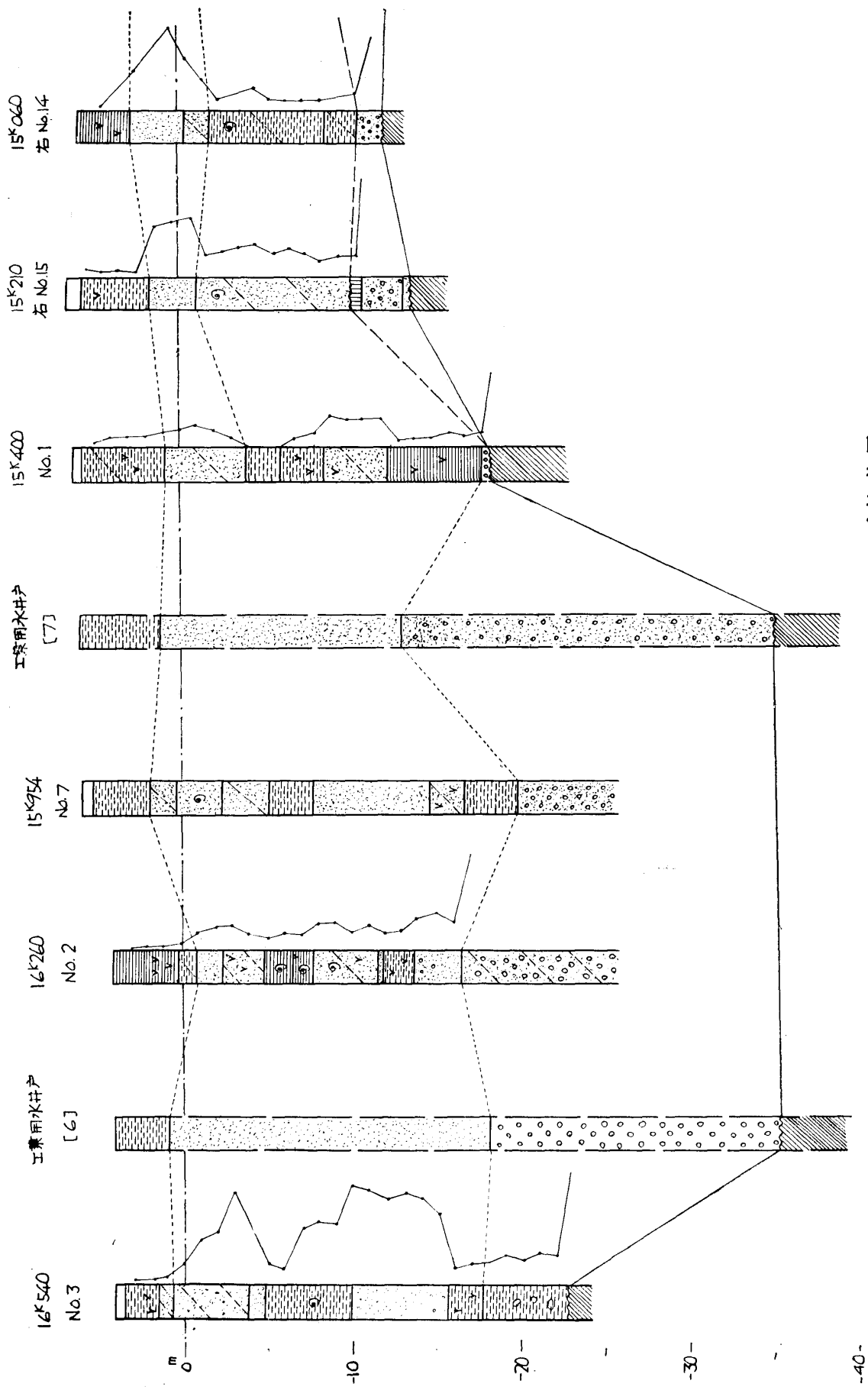


図-5 多摩川埋積谷におけるボーリング柱状図

多摩川埋積谷の東側 2/3 を占める埋没段丘面上では沖積層は比較的薄く地表下 10~15 m の厚さである。

谷中谷部では前記砂レキ層より上方、埋没段丘部では立川ロームより上の部分は何れも海成の貝がらを含むシルトあるいは細砂~砂層となり、海進によりオボレ谷化した入海中の堆積物である。海水準下 -4~-3 m 付近より上方海水準 +2~3 m までの間は砂が多くなり海浜堆積物~三角洲堆積物の様相を示す。この砂層中には多摩川よりの直接の堆積物と思はれるレキ層を含む部分がある。+2~3 m より地表面まで3ないし 4 m の間は再びシルト~細砂となるが、有機物を多く含む河川ハンラン原ないし後背湿地堆積物であろう。多摩川埋積谷における沖積層のボーリングおよび深井戸による柱状図を図-5 に示す。

#### (4) 鶴見川埋積谷の沖積層

ボーリングにより確認された埋没谷底は、図-4 の断面図において3ヶ所に分かれており、何れも地表下約 40 m、最深部は標高 -38 m である。沖積層基底レキ層は図-4 縦断面図および図-6 のボーリング柱状図に示されるように最深部谷底にのみみられ、他の地点では基盤の第三紀層上に直接沖積シルト粘土層または砂層がのっている。基底レキ層の厚さは 30~60 cm で薄く、第三紀層シルト岩レキのほか径 2~3 cm 程度の古生層チャートレキ、硬砂岩レキを含み、海水面最低下時に掘られた谷中の河床レキと思はれる。古生層レキは古生層露岩地帯から直接運ばれたものではなく、おそらく多摩丘陵を構成する洪積レキ層中より二次的に運搬堆積したものであろう。この 30 m 以上の深さの谷底部の存在は東京湾周辺地域の地盤<sup>(61)</sup> の付図に地下等高線図で示されており、上流にもなお 4 km 以上にわたって -25~30 m の深さで追跡されることが他のボーリング<sup>(62)</sup> により判明している。

基底砂レキ層上は砂質となり更に上方はシルト質、粘土質となって貝化石を含む海成層となる。基底レキ層の直上より -24 m 付近までの沖積層の下部は腐植物を多く含有すると共にかなり火山灰質であり、また幾分粗粒で砂質部分を多く含有している。またこの部分のシルト層の標準貫入試験 N 値は 5~10 を示し、これより上方の沖積シルト粘土層に比しやや大きく固結程度が高い。-25 m 付近より海水準 +1 m 付近までは完全なオボレ谷入海中の海成層で極く軟弱 (N 値は 0~3 程度) なシルト・粘土層を主体とし最上部 2~3 m と日吉寄および大倉山寄の部分では砂質となっている。-15 m 以浅、特に表層部数 m と台地寄の波蝕崖上では浅海性の貝化石多数を含んでいる。

鶴見川右岸の標高 2 m 前後の低湿地帯の最上部約 1 m は有機物を多く含むシルト層で、河川後背湿地の沼沢地性堆積物である。

新幹線高架橋基礎根掘、鶴見川橋梁基礎根掘、および変電所基礎根掘中より得られた貝化石は東北大学地質古生物学教室早坂祥三博士の御鑑定によれば、表-3 のとおりである。

表-3 に示した貝化石の種は殆んど全部、関東以南の大平洋岸に現在普通にみられるものである。ただし *Anadara granosa* のみは現在は赤道地域から北緯 20° 付近までしか分布しないと云われているものであるが、沖積層中からはしばしばその産出が知られている。-27~-28 m の深度より *Corbicula japonica* が多産しているので、これを含む層は淡水の影響の強い湾奥の汀線付近の堆積物と推定され、-23 m 付近では *Anadara*, *Cerithidea* に加え大型の *Ostrea gigas* を産することからやはり内湾性堆積と思われる。これに反し上層部の -10 m 付近以浅では浅海性であるが完全な海棲種が多くなっている。すなわち貝化石の垂直分布のみより見れば、下部より上部へと次第に海進が進み陸地が遠のいた様相をうかがうことができる。

#### (5) 多摩川・鶴見川埋積谷と沖積層の対比

全く隣接した両河川の埋積谷と沖積層を比較し、その共通性と相異点ならびにその原因について考察してみる。

両地域について既述したことからをまとめて比較すると表-4 のようになる。ほぼ同じ谷底深度を有するオボレ谷が海成沖積層と河川堆積物により埋積されている点は共通であるが、谷中の中

表-3 鶴見川沖積層産貝化石

(a) 神奈川県横浜市港区日吉町国鉄新幹線高架橋基礎 (地表下 1~2.5m) (標高 +2.5~0m 付近)

- Anadara (Tegillarca) granosa* LINNÉ
- A. (Scapharca) subcrenata* (LISCHKE)
- Anomia chinensis* PHILIPPI
- Cyclina (Cyclina) orientalis* (SOWERBY)
- Dosinia (Dosinella) angulosa* (PHILIPPI)
- Meretrix lamarckii* DESHAYES
- M. lusoria* (RÖDING)
- Macra veneriformis* REEVE
- Macoma incongrua* (V. MARTENS)
- M. tokyoensis* MAKIYAMA
- Mya japonica oonogai* MAKIYAMA
- Solen gouldi* CONRAD
- Veneropsis (Amygdala) japonica* (DESHAYES)
- Ostrea denselamellosa* LISCHKE
- O. (Crassostrea) gigas* THUNBERG
- O. (C. ) rivularis* GOULD
- Cerithidea (Cerithideopsilla) djadjariensis* (K. MARTIN)
- Neverita (Glossaulax) didyma* (RÖDING)
- Rapana thomasiana* CROSSE
- Nassarius (Hinia) festivus* (POWYS)

(b) 神奈川県横浜市港区南綱島町国鉄新幹線鶴見川橋梁基礎 標高 -10~-12m 付近

- Anadara (Tegillarca) granosa* LINNÉ
- Corbicula* sp.
- Dosinia (Dosinella) angulosa* (PHILIPPI)
- Meretrix* sp.
- Paphia (Paratapes) undulata* (BORN)
- Macoma praetexta* (V. MARTENS)
- M. tokyoensis* MAKIYAMA
- Rapana thomasiana* CROSSE

(c) 神奈川県横浜市港区南綱島町国鉄新幹線変電所基礎

- Anadara (Tegillarca) granosa* LINNÉ
  - Ostrea (Crassostrea) gigas* THUNBERG
  - Cerithidea (Cerithideopsilla) djadjariensis* (K. MARTIN)
  - Corbicula japonica* PRIME
  - Paphia (Paratapes) undulata* (BORN)
- } -23m 付近  
} -27~-28m

表-4 多摩川・鶴見川埋積谷の比較

事 項	多 摩 川 埋 積 谷	鶴 見 川 埋 積 谷
谷 底 深 度	-35m±	-35~-38m
基 盤 岩	第三紀・三浦層	第三紀・三浦層
谷 底 堆 積 物	厚い砂レキ層	薄い砂レキ層
堆 積 相	主として砂質	主として粘土質
海 成 層	比較的薄い	厚 い
-28m 付近 平坦面	な し	あ り
埋没段丘 (立川段丘)	明瞭に残存	侵蝕されて残存
-5m± の波蝕台	な し	あ り
+3m± の波蝕台	な し	あ り

間の平坦面については必ずしも一致しない。

多摩川埋積谷に広く明瞭に保存されている立川段丘に相当する面が鶴見川埋積谷でどこに相当するかが問題となる。これに対する解答として次のように考える。鶴見川埋積谷中央部に見られる-15m前後の平坦面は立川段丘面に相当するもので段丘面生成時には鶴見川系の河成面であった。そしてこの面には河成レキ層が堆積し、ひきつづき立川ローム層が堆積した。その後海水面の低下があり-35~-38mの谷底が掘られ、この面は段丘化し段丘面上には小さな谷が掘られ一部の立川ローム層と河成レキ層は侵蝕された。その後、後氷期海進時にはこの段丘面は埋積物で急速に被覆されることがなかったので海蝕により段丘面上部は侵蝕されこの際残存していた立川ローム層および段丘レキ層の大部分は僅かに一部の段丘レキ層を残すのみで削り取られた。頂部を削られて段丘は当初の高さよりやや低くなり、その面上には波蝕により生じたシルト岩レキと貝がらをとどめている。従ってもともとは立川段丘に相当する河川段丘面であったものが其の後の陸上侵蝕と海進時の海蝕により現在のように一見波蝕台と見られるような形態になったものと解釈される\*。

一方多摩川の谷に立川段丘が良く保存され、かつ立川ロームのような侵蝕抵抗の小さい、薄いやわらかい層が残存しているのは次のような理由によると考えらる。すなわち海水面低下時の陸上侵蝕期には下刻した谷の谷壁より遠くはなれて存在し、小谷の頭部侵蝕が及ばず、また後氷期海進の際には海水面が達する以前に、あるいは達するや否や三角洲または海浜堆積物でロームの上面を被覆されて海蝕から保護され残存したものであろう。

鶴見川に見られる海進停滞期に対応する3段の波蝕台が多摩川に見られないのも、全く同様の理由により海水面が崖に達する以前にその崖下は河川の堆積物で埋積され、波蝕から保護されたためであろう。

多摩川の土砂供給能力が著しいことは現河川でも明瞭であるが、沖積世を通じても鶴見川に比し多摩川埋積谷では、はるかに砂レキ質に富む河川堆積物を堆積していることから以上のことがらをうかがうことができる。

以上のことから多摩川・鶴見川は隣接して存在し全く同一の海水面変動に支配されて、海水面低下時の谷と、その後の海面上昇による海成層および河成層の埋積をみたのであるが、主として河川の規模と上流地質の相違による運搬土砂供給堆積能力の著しい違いによって、図-4 および表-4 に示されるような埋没谷地形と堆積物の違いを生じたものと解釈される。

## 第2節 浮島ヶ原付近の沖積層

### (1) 地形

沼津付近から富士川に至る間の沖積平野は図-7 に示されるように地形的に、また地質的にも次の3つの地区に分けられる。

- a) 富士川系扇状地
- b) 海岸砂洲
- c) 浮島ヶ原

富士川は山間溪流部の終りから河口までの距離が僅かに7.5kmにすぎず、この間約4/1000のかなりの勾配をもつ扇状地形のまま直接駿河湾に注いでいる。富士川の扇状地は東は潤井川流域に及び、潤井川と复合して扇状地をつくる。潤井川沿岸では扇状地の勾配はややゆるく2/1000程度となる。扇状地の東縁は和田川で明確に境されている。

海岸砂洲は富士川河口から沼津千本松原に達する巾200~800m長さ20km弱の大きな規模を

\* これと同じようにローム質土を混ざる砂レキをのせた-15mの埋没段丘面が東海村に存在することが奈須<sup>83)</sup>により報告されており立川面ではないかとされている。



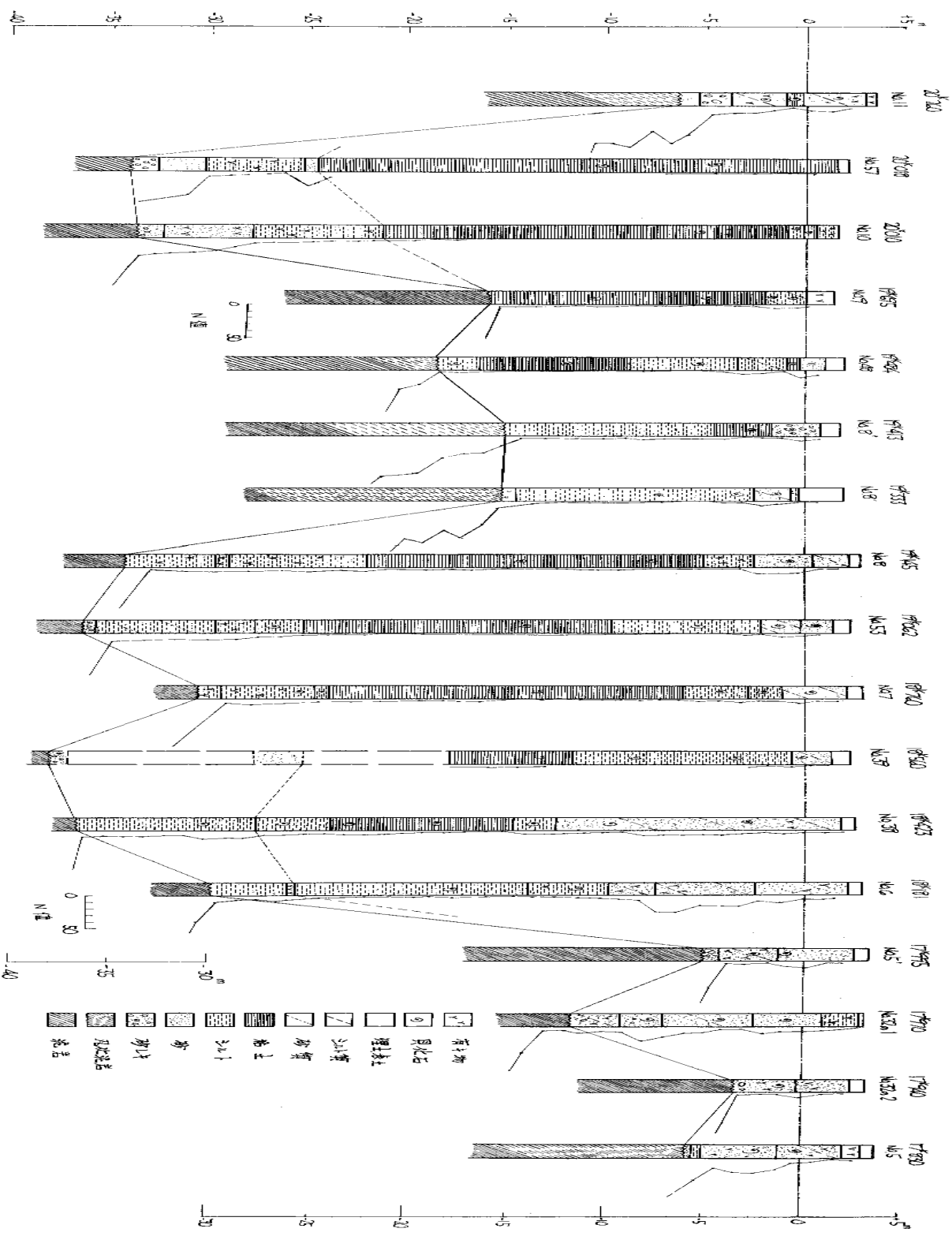
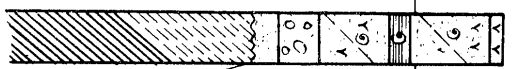


图4 第四系沉积层序柱状图

+5<sup>m</sup>  
0  
-5  
-10  
-15  
-20  
-25  
-30  
-35  
-40

20'260

No. 11



20'018

No. 57



20'010

No. 10

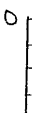


19'575

No. 9



0  
2  
道



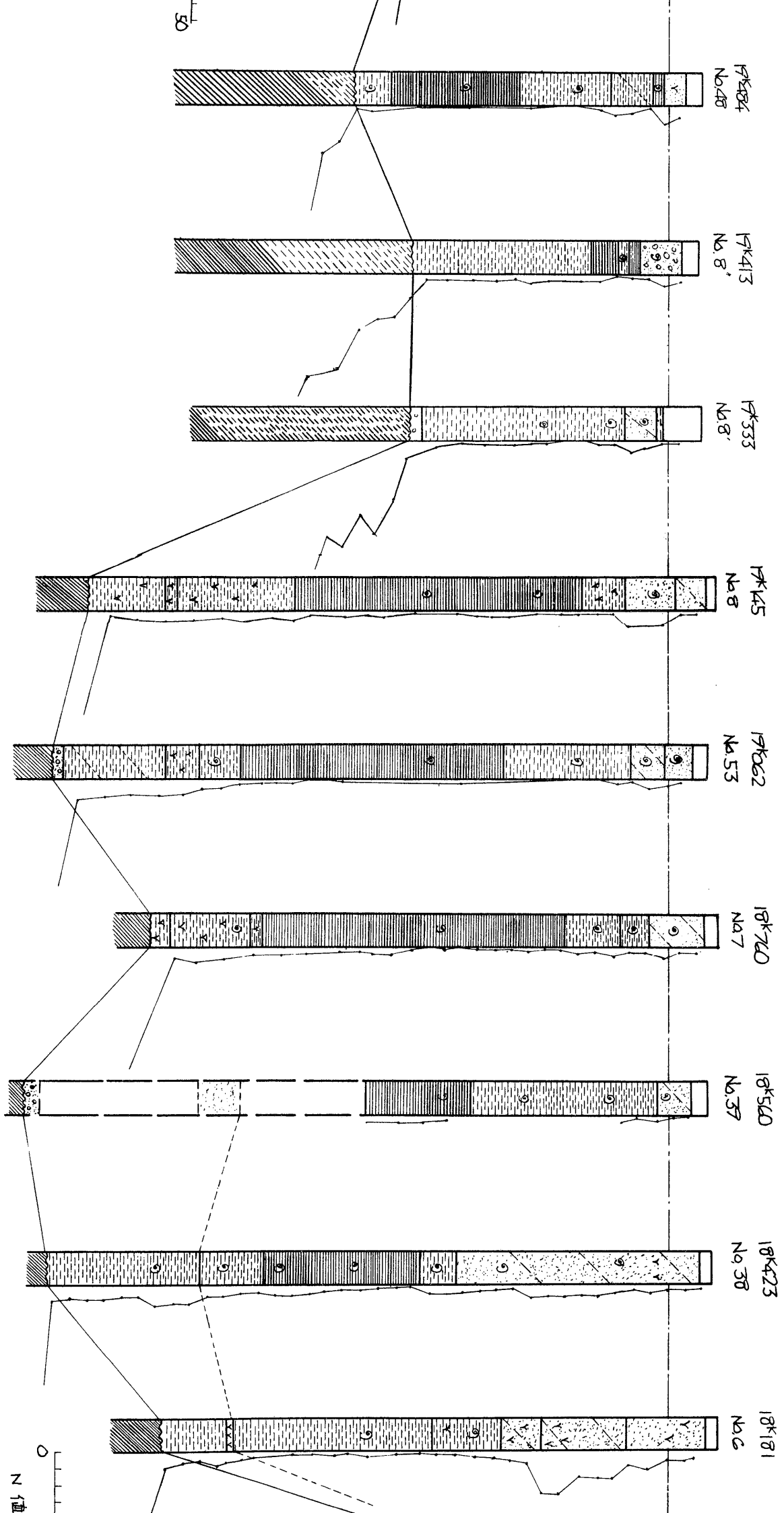
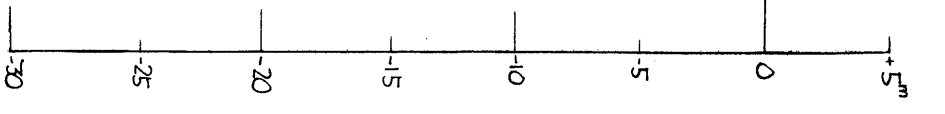
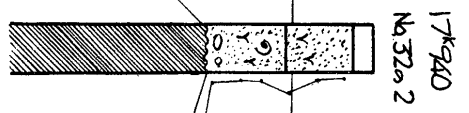
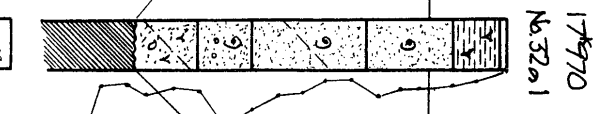
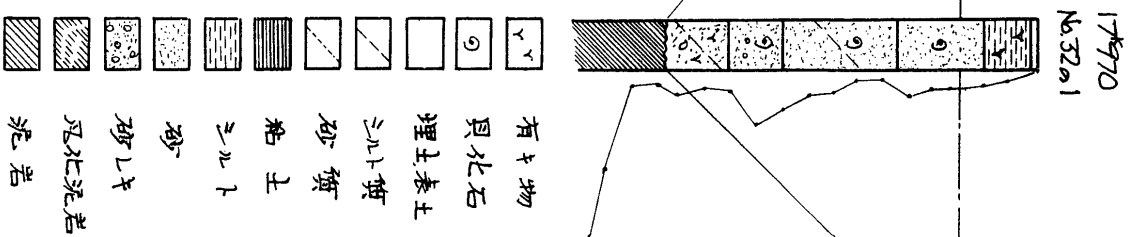
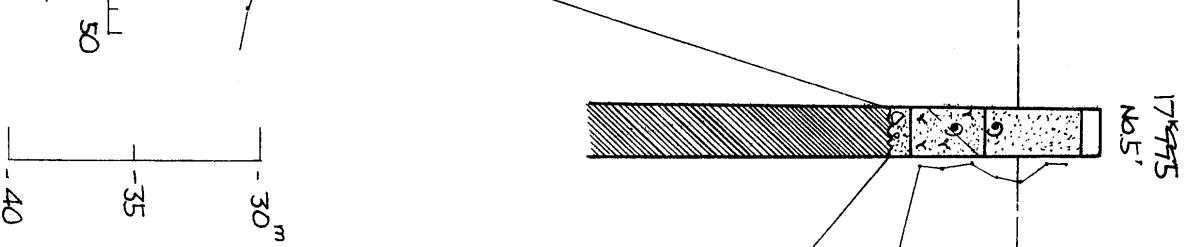


図-6 鶴見川埋積谷におけるボーリング柱状図



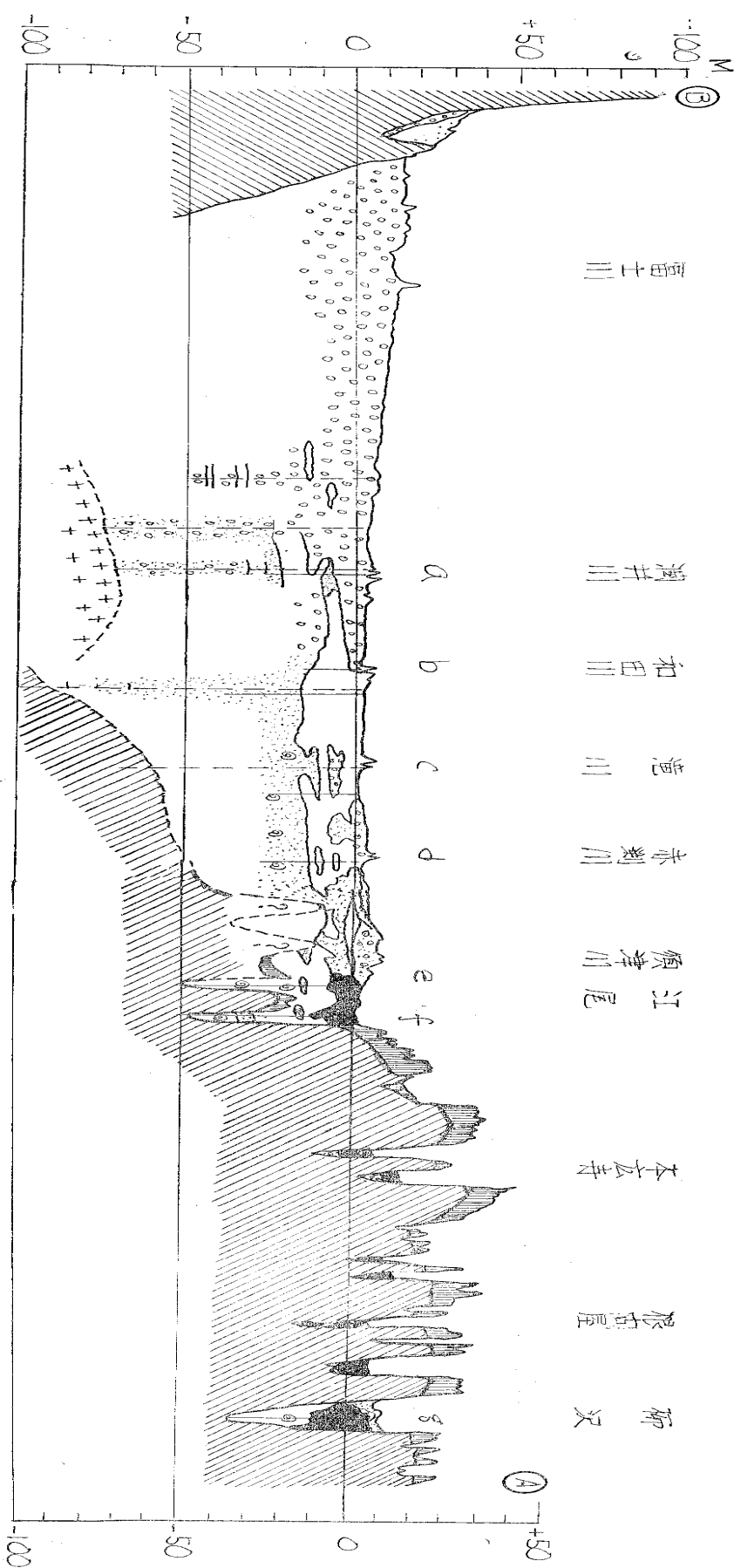




富士川扇状地

浮島ヶ原西部

駿鷹火山麓

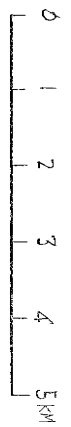


富士川  
湖井川  
和田川  
萆川  
赤剱川  
須賀川  
江尾  
本松寺  
根古屋  
柳沢

a b c d e f

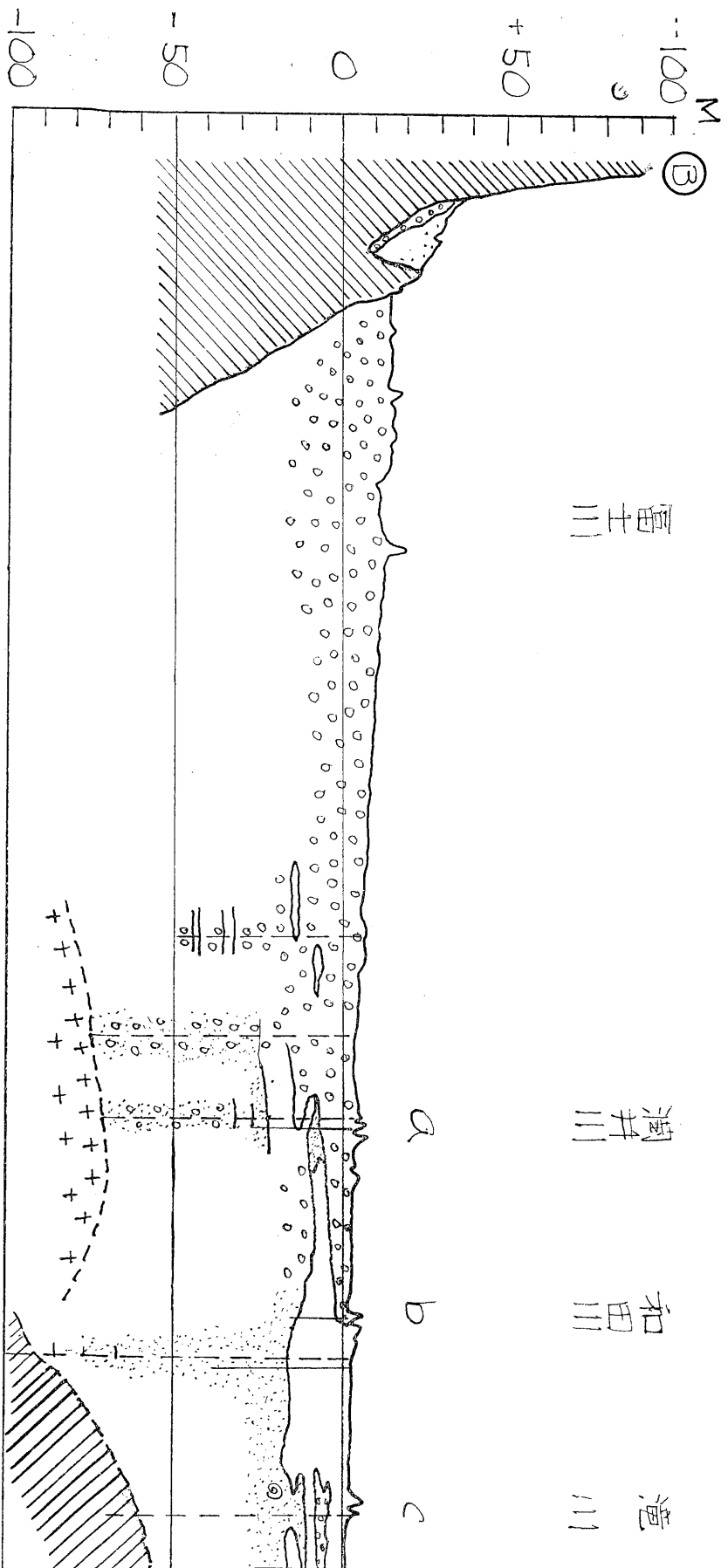
- ① 海成層
- ② 礫層
- ③ 礫地層
- ④ 砂層
- ⑤ 砂礫層
- ⑥ 礫土層
- ⑦ 扇状地層
- ⑧ 浮島ヶ原層
- ⑨ 駿鷹火山岩質層
- ⑩ 岩洲火山岩層

沖積層



富士川扇状地

浮島



海棲貝から



ピト層



扇状地のシル層



砂層



砂細砂層  
砂ミル層



粘土シル層



富士川扇状地



沖積層

図-9

浮島ヶ原西縁～富士川開地質断面図



赤剱川

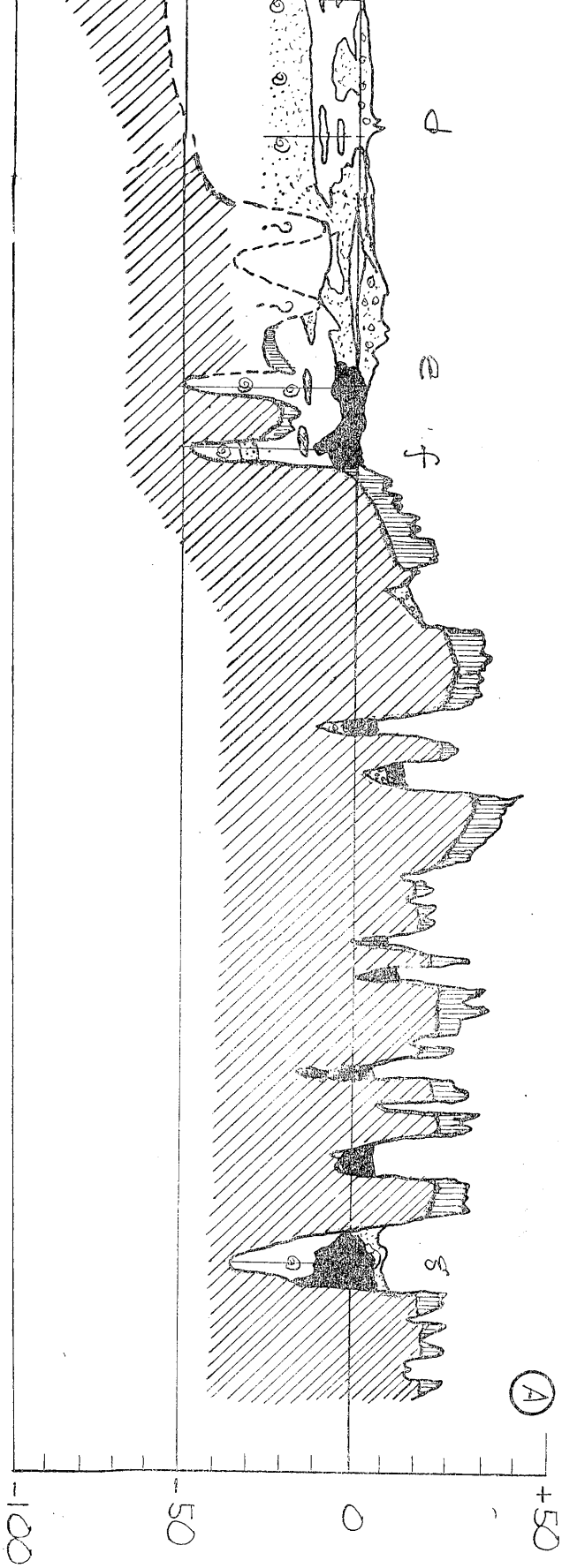
須津川

江尾

本公寺

根古屋

柳沢



ロー

愛鷹山火砕層

岩剱山火砕層



持ち、高さは平均 10 m 余、その上部に乗る砂丘（鈴川、天の香久山）では最高 20 m あまりである。

浮島ヶ原は海岸砂洲と北側の愛鷹火山麓および一部富士山麓の間にはさまれて存在し、和田川以東、中溝川以西の低平な潟跡と一部小さな扇状地を含む地区である。愛鷹火山麓に刻まれた放射谷末端の浮島ヶ原に接する部分は低平な水田地帯が谷に入り込んで何れもオボレ谷地形をなし、また火山面はそのままの勾配で浮島ヶ原の沖積面下に没し、その境界部には海蝕崖に相当する部分が存在しない。従って山麓線は等高線に全く平行して凹凸し、いわゆる沈降地形を示している。

なお浮島ヶ原の西北寄りの江尾部落以西では、須津川・赤淵川・滝川等の小河川による小規模な扇状地が原の北西部に形成されている。また浮島ヶ原の東縁は沼津北部の中溝川付近で黄瀬川の谷の扇状地と接している。この部分の移り変りは漸移的である。

## (2) 沖積層基盤の地質と深度

この地域の沖積層の基盤をなすものは愛鷹火山体を構成する凝灰角礫岩およびこれをおおうローム層と、富士火山基底熔岩類<sup>(85)</sup>である。これは地形的にみた愛鷹火山・富士火山および沖積平野の関係位置からも推定されることであるが、図-8 に示されるように主として深井戸資料やその他のボーリング資料により確かめることができる。

富士市や吉原市では沖積砂レキ層の下に富士の熔岩流が存在することは両市に存在する多数の工場用その他深井戸の資料により知られており、蔵田等<sup>(86)</sup>、渥美<sup>(87)</sup>により報告されている。

海岸砂洲の下は東田子ノ浦近くの深井戸資料（経済企画庁国土調査課資料）、図-8 ⑤によれば深さ 130 m 以深は火山質となり更に 160 m 以下は火山レキとなっている。これは図-11 に示す断面図より想定すれば愛鷹火山体を構成する凝灰角レキ岩の延長部と想定される。

浮島ヶ原の下は、北部の愛鷹火山麓に近い部分では沖積層下にローム層、つづいて凝灰角レキ岩が存在することが、静岡県富士臨海総合開発事務所で行われたボーリング<sup>(88)</sup>や新幹線工事の際のボーリングで直接確認され、また加藤の報告<sup>(84)</sup>によれば原町役場北方の浮島ヶ原の中にある深井戸（図-8 ⑥）でも -70 m 以下は火山噴出物で愛鷹火山のものであろうとしている。

東部の沼津付近では沖積層下に再び富士の熔岩流があらわれることが図-8 の深井戸資料、その他により知られている。

これらの資料や報告によればこの地域における沖積層の厚さは富士付近でも沼津付近でも海岸地域では少くとも地表下 90~100 m に達している。

海岸地域より北方山麓にかけては漸次基盤深度は浅くなるが、愛鷹火山麓のオボレ谷深度は図-9 および後述するように 40~50 m に及ぶものがあることが、東海道新幹線工事により確かめられている。

## (3) 沖積層の地質

### (a) 富士川系扇状地

富士川・潤井川扇状地域の沖積層は殆んど大部分、富士川系の古生層レキを主とする扇状地砂レキ層より構成されており潤井川の堆積物は僅かである。これは前記の吉原・富士両市に多数存在する深井戸資料によってもうかがわれるし、また国鉄新幹線工事の際の調査用ボーリング並びに富士川橋梁基礎ケーソン工事によっても河成砂レキ層が圧倒的に多いことがわかる。図-8 ①②に富士市における深井戸柱状図を示す。これらの深井戸資料ならびに渥美の報告<sup>(87)</sup>によれば、想定される沖積層の厚さは北部吉原市付近で 17 m、南部海岸付近で約 100 m である。図-9 に示した東海道新幹線に沿う地質断面図でわかるとおり、和田川以西では富士川系の砂レキ層が厚く分布し、特に西部では表層部 15~20 m は完全に河成の砂レキ層のみであるが、潤井川付近より東方和田川にかけては標高 -5 m~-30 m 付近において海成と思われる粘土層と海浜堆積物と思われる砂層が

レンズ状に互層して存在している。最上部の砂レキ層は東に向って次第に薄くなり和田川以东には及んでいない。図-10 a・bに潤井川および和田川付近における沖積層上部の柱状断面を示す。

**(b) 海岸砂洲**

海岸砂洲は砂岩・頁岩・チャート等の古生層砂レキを主とする沿岸流堆積物で構成され、大部分富士川系のものであるが、沼津市千本松原付近では熔岩・スコリア等富士火山系のレキが多くなり、この東端部分のみは黄瀬川・狩野川系の堆積物である。

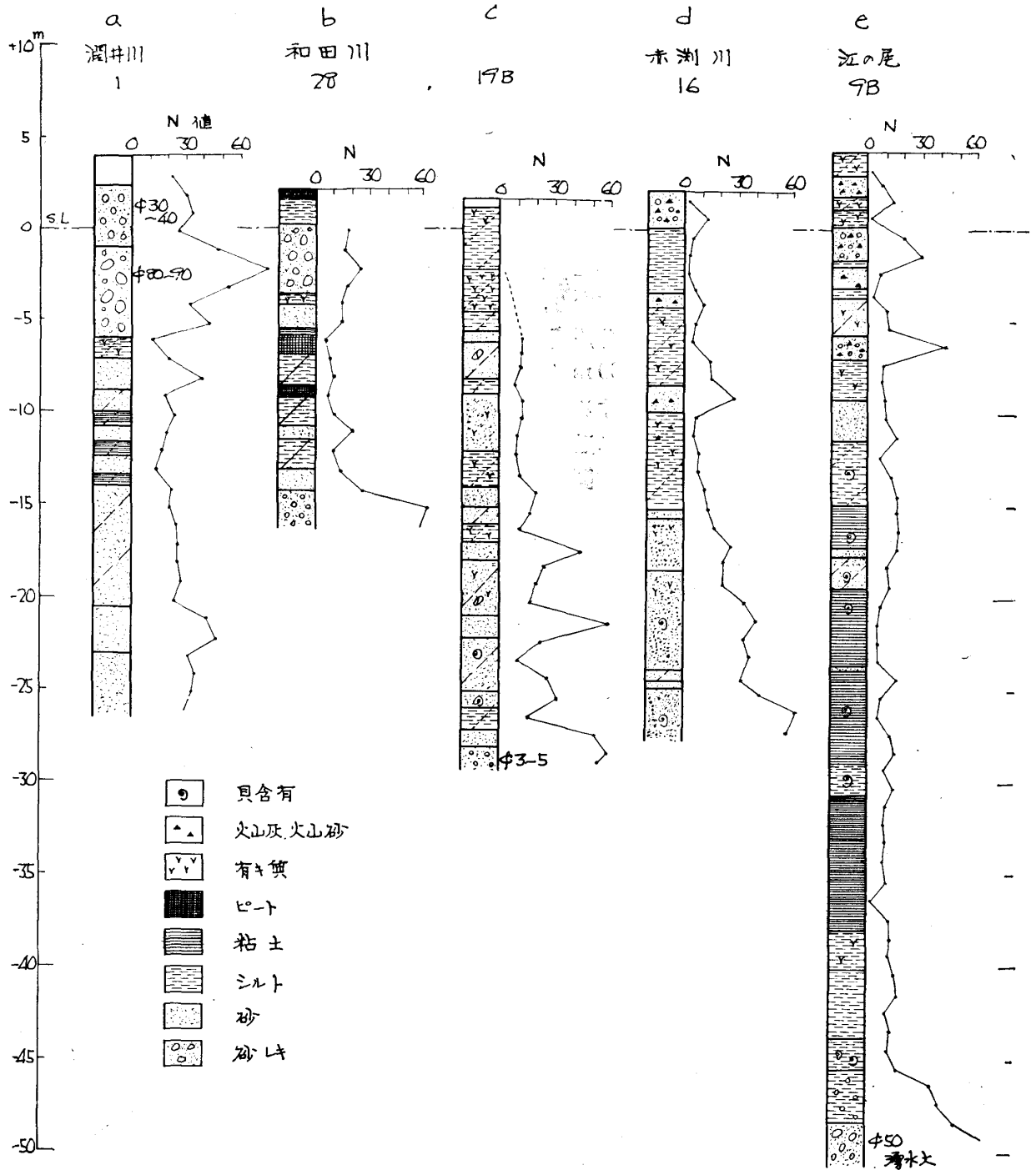


図-10 浮島ヶ原西部新幹線に沿う代表的ボーリング柱状図 (位置は図7, 9に示す)

加藤<sup>(84)</sup> は砂レキ洲を構成する物質の大部分が西部の富士川より由来したものであるにもかかわらず、その粒度が西部より東部程粗であることに注意している。また同じ報告で砂レキ層の表層部 1 m 以内のところに径 1 cm 前後の茶褐色スコリアを含んだ層が存在し、原町より沼津にかけては更に表面下 0.5 m 付近に厚さ 5 cm 以内の淡灰色層があることが述べられており、前者は約 1000 年前のもので富士火山源のものではないかとされている。

砂洲を構成する砂レキ層は図-11 の断面図に示されるように北方浮島ヶ原の下にも連続し、-10 ~ -20 m 付近の深さまでは表層部と同様な性質の砂レキ層、以下は海成の砂となっている。

砂洲地帯の基盤を構成するものは前述のように -160 m 以下の愛鷹火山体と思われる凝灰角レキ岩である。東田子ノ浦駅付近の深井戸 (図-8 ⑤) で見られる -70 ~ -125 m 砂レキ層は表層部と同様な海岸砂洲あるいは扇状地砂レキで沖積層の最下部を構成するものと想定される。-125 m ~ -160 m 間の火山レキを混える層はその性格が判然としないが、筆者は立川レキ層ないし立川ローム層に相当する洪積層最上部層ではないかと考えている。

### (c) 浮島ヶ原

浮島ヶ原を構成する地質は静岡県富士総合開発事務所により行われた深さ 30~50 m の 20 本余のボーリングデータ<sup>(88)</sup> と、加藤等<sup>(84)</sup> の表層部のハンドオーガーによる調査によりその表層部の地質については大要が判明しており、北西部と愛鷹火山麓のオボレ谷部分については新幹線工事のボーリングによりかなり詳細に知ることができた。オボレ谷部分の沖積層については次の (d) で記述する。

浮島ヶ原の沖積層の基盤は前述のように愛鷹火山体をつくる角レキ凝灰岩である。その深度はボーリング資料により北方山麓寄で -30 ~ -40 m、原町北方の深井戸 (図-7 ⑥、図-8 ⑥) で大よそ -70 m、西部の滝川付近では -60 m、沼川・滝川合流点付近では -95 m (図-7 ④③、図-8 ④③) と判定され、なおその詳細は明らかでないが、図-11 の地質横断面に破線で示すように愛鷹火山裾野斜面を、漸次勾配を緩くして延長した形で沖積層下全域に伏在しているものと想定される。

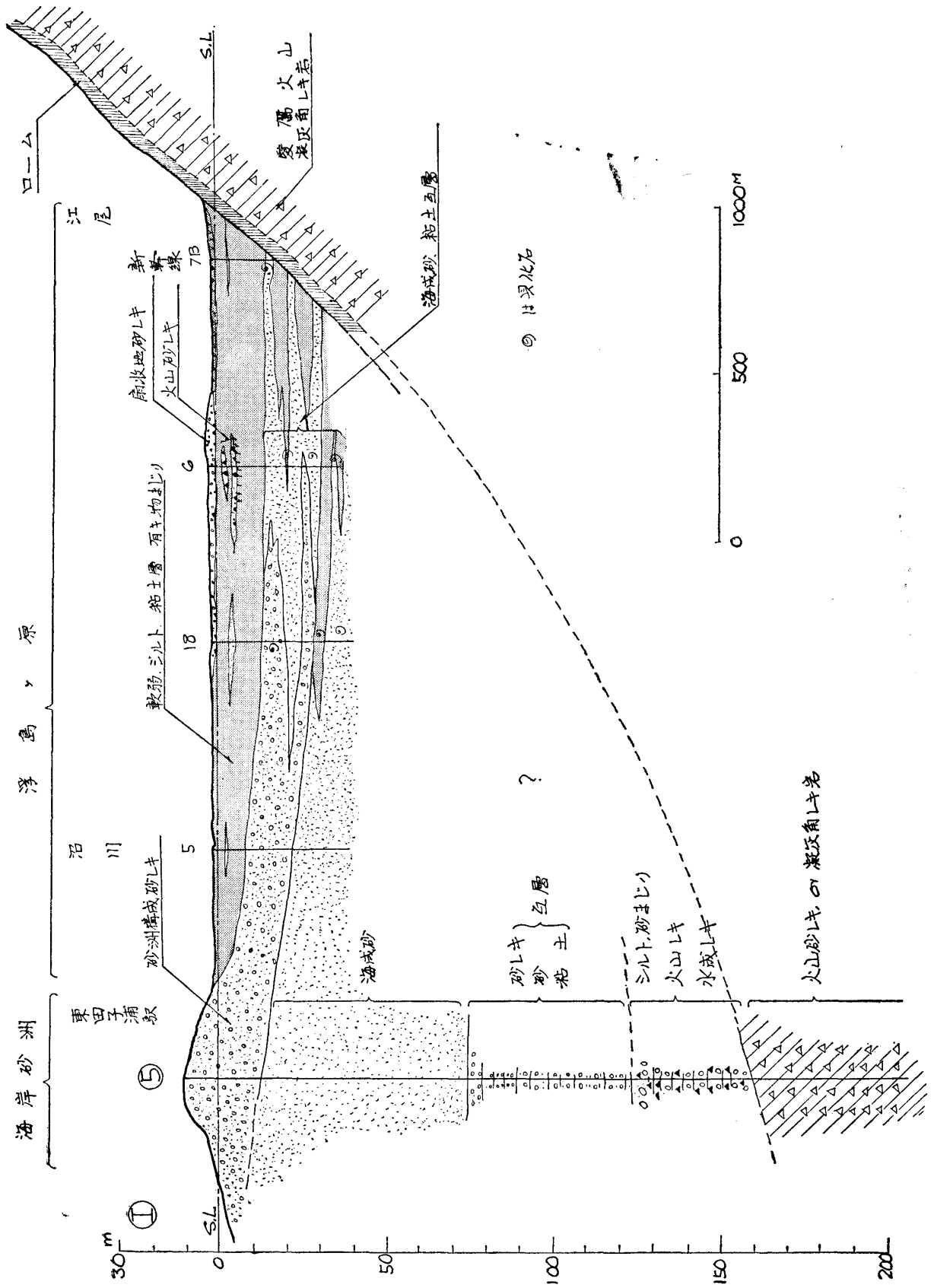
火山斜面上に凝灰角レキ岩上を蔽って存在するローム層は、そのまま沖積層下に連続して存在し、少なくとも -20 ないし -25 m 付近までは連続して残存していることがボーリングにより確かめられている (図-11)。

この沖積層下に沈没した火山体上面より海面下 -20 ~ -15 m 付近までの間は砂層を主とした海成層で、北方山麓寄では粘土層とレンズ状に互層しており、また西部では、砂レキ層と粘土層が互層する。この層には海棲と思われる貝化石を含んでいる。

この海成層の上には海岸砂洲寄では砂洲を構成するものと全く同質の砂レキ層が表層近くまで存在している。この砂レキ層上面の深度は北に向って深くなり且つ薄くなって火山麓との中間付近では砂層と互層し、山麓部では砂レキ層は尖滅して砂層のみとなる。これらの関係は図-11 に示されるごとくであり、更に表層部の 10 ないし 15 m は、砂レキ層、砂層を蔽って粘土層、ピート層が堆積している。

-10 m 付近以浅の粘土層には殆んど貝化石を含まず、また一般に極めて有機質であることから、最上部のピート層と共に外海との連絡を断たれた潟中の堆積物であると想定される。この軟弱な青灰ないし褐灰色粘土層 (標準貫入試験 N 値は 0~2、大部分は 1 程度で極めて軟弱) は主として西方の富士川や其他富士山、愛鷹山よりの小河川による流入堆積物と思われ、加藤等<sup>(84)</sup> によれば浮島ヶ原の西部より原町付近までの分布であり、これより東部の沼津寄ではやや固い凝灰質の板状粘土層が分布するようである。

ピート層は一般に 3~5 m 程度の厚さをもつが、山麓に近づくほど厚くなる傾向にあり、山麓のオボレ谷中では後述するように厚さ 10 m を超えるようになる。ピートの構成物はヨシの遺体が集



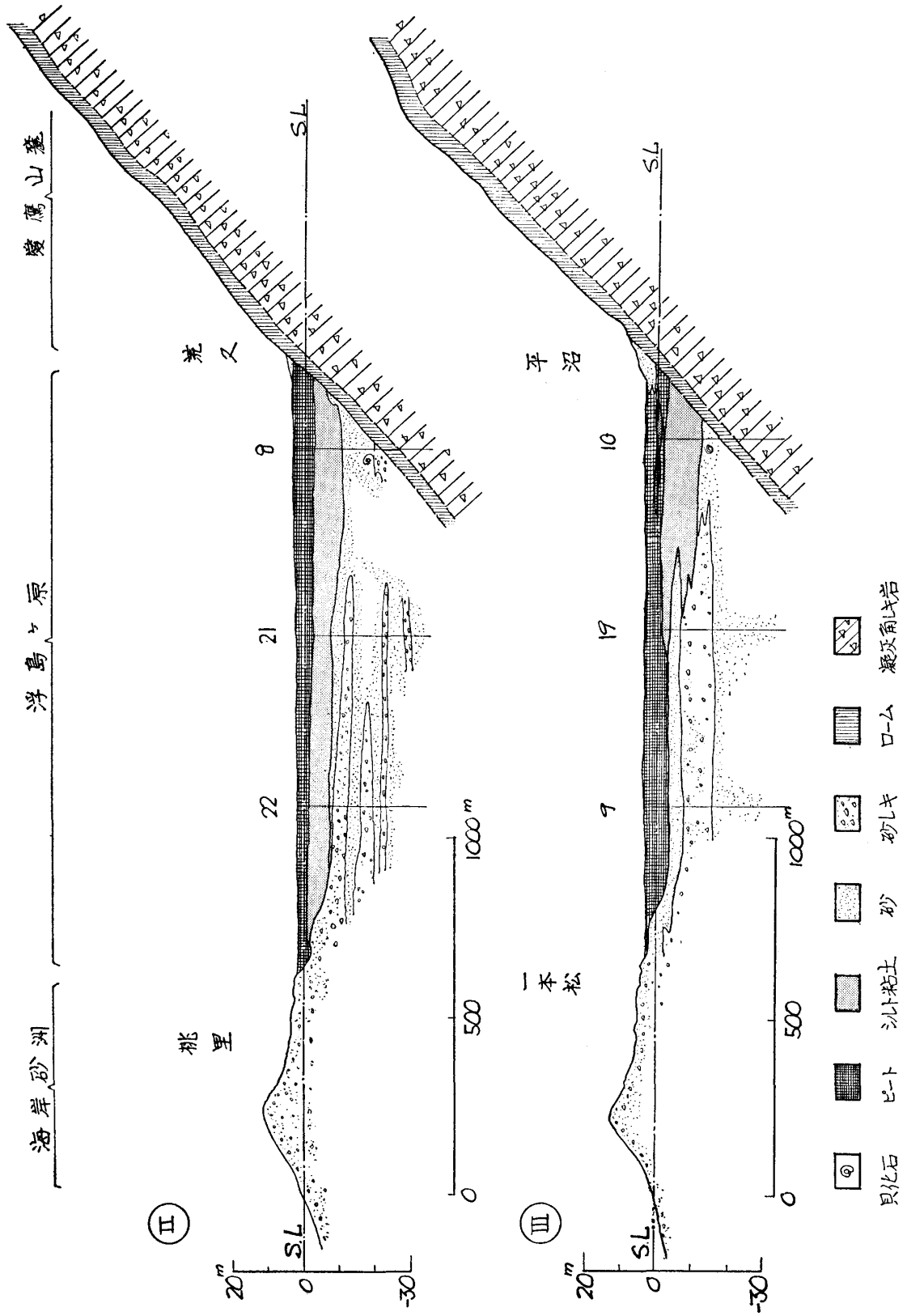


図-11 浮島ヶ原横断地質断面図

積したもので、低塩分または淡水の湿地に生成したものであるとされている<sup>(84)</sup>。ピート層中の標高  $-1\sim-3\text{m}$  付近には赤褐色のスコリア層がレンズ状に含まれていることがあり、加藤等<sup>(84)</sup>によれば、原町以西にのみ出現し南側砂洲寄ほど浅くなり海岸砂洲表層のスコリア層につづくものであろうとされている。

西北部の吉原・江尾間ではピート層の上部に火山スコリアレキを多量に含む扇状地砂レキ層が地表下に  $1\sim3\text{m}$  の厚さで存在し、同様な扇状地砂レキは柳沢・根古屋付近の愛鷹山麓寄でも見られる。

原付近より東側の沼津寄ではピート層の上面は更に黒ボクと呼ばれる火山灰系風化表土の流入堆積物で  $1\text{m}$  以下の厚さで蔽われている。

#### (d) オボレ谷堆積物

愛鷹山麓の放射谷は図-7、図-8 に示されるように何れもオボレ谷を形成し、大部分ピート層、一部粘土層を堆積している。特に柳沢と江尾のオボレ谷は、その深さがそれぞれ  $45\text{m}$ 、 $55\text{m}$  に達し、粘土を主とする海成層と厚いピート層により埋積されている。

図-12 に柳沢オボレ谷の地質断面、図-13 の (g) にオボレ谷中央部のボーリング柱状図を示す。オボレ谷は愛鷹山を構成する凝灰角レキ岩および表面を蔽う厚さ  $7\sim8\text{m}$  のローム層を切つてつくられたもので、ほぼ V 字形の断面をもつ。谷の東壁  $-15\text{m}$  前後にある平坦面は新幹線工事の基礎杭の打設記録より想定されるものである。

オボレ谷中の沖積層は最下底より河成レキ層、砂層、粘土層、河成砂レキ層の順に分けられる。粘土層中には海棲と見做される貝ガラ片を含むことから、すくなくともその一部は海成層である。ピート層厚は最大  $20\text{m}$  に達する。

ピート層は木片・樹根等を多数含み、極めて軟弱 (N 値は  $0\sim1$ ) である。地表下  $-13\text{m}$  付近までの間にはしばしば黒色の火山砂・スコリアの数 cm ないし数  $10\text{cm}$  の厚さの層を介在している。

表-5 および図-14 にボーリングコアによる花粉分析の結果を示す。分析は東北大理学部生物学教室相馬寛吉博士によるものである。

相馬博士は図-14 に示されるように花粉により柳沢の沖積層を三つの zone に分け、下部の III 帯より II 帯へ乾燥方向の変化があることを指適し、また No. 29 以浅の堆積物は海水の影響がないものとしている。この結果は、堆積層の示す変化と共に、オボレ谷中に先づ海が侵入し、 $-22\text{m}$  付近まで海成層を堆積した後、次第に淡水に移り変わり  $-12\text{m}$  付近以浅では一部沼沢地の状態を経て陸化したことを示すものであろう。海成層から湖沼層への移行が砂洲の発達によるものか、山側の沈降による海水の遮断湖沼化によるものか不明であるが、 $-12\text{m}$  の深さに及ぶ  $20\text{m}$  前後の厚さのピート層の堆積は何れにしても地盤の漸進的な沈降 (相対的な) を示しているように思われる。

図-15 に江尾におけるオボレ谷沖積層の断面を示す。図にあらわれた洪積層基盤に刻まれた二つの谷と、中間の台地および台地上の浅い谷は、この断面のすぐ北側に存在する愛鷹火山体に刻まれた二つの放射谷と、放射谷の間の火山斜面および斜面上の浅い谷に全く一致し、その連続であることを示している。

中間の沈没台地の上面には  $4\sim6\text{m}$  の厚さの黄褐色ローム層が存在することが図-15 に示すように 5 本のボーリングにより確かめられており、このロームは愛鷹火山斜面を広く蔽うローム層の連続延長であることは、その土質と図-11 に示す断面図の関係位置から明らかである。

深度  $-50\text{m}$  余に達する二つのオボレ谷の最下底は砂レキ層よりなるが、オボレ谷の堆積物の大部分は中間に数枚の砂層をはさむ海成粘土層を主体とし、最上部  $-10\text{m}$  以浅はピート、およびピ

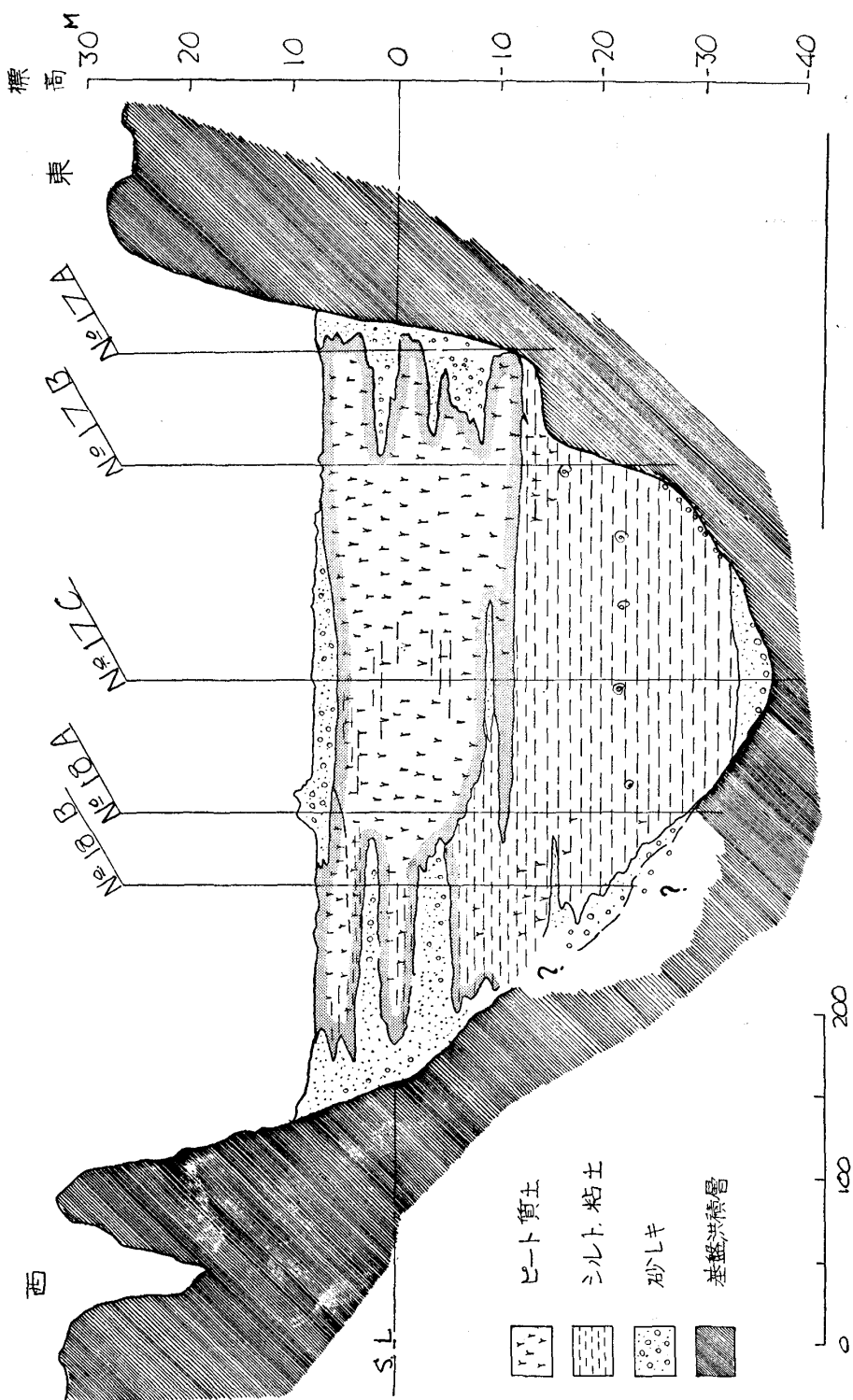


図-12 愛鷹山麓柳沢地質断面図





表-5 柳沢沖積層の花粉分析表†

資 料 番 号	2	5	11	18	21	24	29	35	40	44
<i>Cryptomeria</i>	32.2	67.3	61.7	57.1	54.7	36.9	35.5	30.8	35.4	26.2
<i>Pinus</i>	3.9	0.4	0.4	2.4	1.1	0.4	1.4	0.9	1.3	1.6
<i>Tsuga</i>	—	—	1.1	2.0	1.1	—	—	—	—	0.8
<i>Picea</i>	—	—	—	0.4	—	—	—	—	—	—
<i>Abies</i>	—	—	—	—	0.4	0.4	—	0.4	—	0.8
<i>Juglans</i>	1.1	1.5	2.9	5.7	2.5	2.7	2.8	4.7	5.8	7.4
<i>Petrocarya</i>	—	—	—	—	—	1.6	3.6	—	0.4	—
<i>Alnus</i>	1.1	0.8	—	—	1.1	0.4	0.4	0.9	0.4	0.8
<i>Betula</i>	1.1	0.8	—	0.4	0.7	0.4	—	—	—	—
<i>Quercus</i>	9.3	9.4	8.0	3.6	7.6	17.3	18.8	9.4	7.1	7.4
<i>Fagus</i>	5.0	3.0	1.8	—	0.7	6.3	3.9	2.8	1.7	4.1
<i>Carpinus</i>	1.1	1.1	0.4	0.8	0.7	5.5	2.1	12.0	10.4	4.9
<i>Tilia</i>	0.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ulmus+Zelkova</i>	2.2	3.0	4.0	6.1	6.8	9.0	11.4	15.0	13.3	20.5
<i>Acer</i>	0.4	0.4	—	—	0.7	0.8	—	0.9	—	—
<i>Ilex</i>	0.4	—	—	0.8	—	—	—	—	—	—
<i>Shiia+Castanea</i>	1.8	0.8	0.4	0.4	0.7	—	0.4	—	0.8	0.8
<i>Aesculus</i>	—	—	—	0.4	0.4	—	—	—	—	—
<i>Salix</i>	—	—	—	—	0.4	—	—	0.4	—	—
Caryophyllaceae	—	—	0.4	—	—	—	—	—	—	—
Rosaceae	3.2	—	—	—	—	0.8	0.4	0.4	—	—
Cruciferae	1.4	—	—	—	0.4	0.8	0.7	0.9	—	—
<i>Chenopodium</i>	0.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Compositae										
Tubuliflorae	0.4	0.4	—	—	—	—	—	—	—	—
Liguliflorae	1.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Sagittaria</i>	0.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Myriophyllum</i>	0.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gramineae	12.0	5.3	4.0	5.3	5.4	3.5	3.5	4.7	0.4	3.3
Cyperaceae	0.7	—	1.5	0.8	—	0.4	—	—	0.8	0.8
<i>Osmunda</i>	1.4	0.4	—	—	1.4	—	—	—	—	0.8
<i>Lycopodium</i>	—	—	0.4	0.4	0.4	—	0.4	—	—	—
Spore										
mono.-smooth	5.0	1.9	2.9	4.9	5.0	0.8	5.1	5.6	5.8	5.7
" -warty	1.8	0.8	5.4	3.6	2.5	0.8	2.0	0.4	1.7	3.3
tri.-smooth	—	—	—	0.4	—	—	0.4	—	0.4	1.6
" -warty	0.4	0.8	1.5	—	0.4	0.8	—	—	—	0.8
Unknown	10.7	3.0	3.6	4.5	5.0	9.0	10.2	9.9	14.2	8.2

\* 資料採取深度は図-14 に示す。

† 表-5 の註

- Spore のうち mono. は monolete の略, tri. は trilete の略
- No.24 と 29 が極めて pollen の頻度高く, その他は一般に極めて低い
- 処理は東北大学理学部地質古生物学教室竹内貞子氏により KOH-Acetolysis で行われた

性の堆積物であることを示している。

### 第 3 節 大井川下流域の沖積層

#### (1) 地 形

大井川下流域の沖積平野は図-16 に見られるように平野部と周辺山地との境界線は島田南部の大井川の側方侵蝕による崖線部分を除き極めて凸凹に富み全体としてオボレ谷埋積地形を示している。

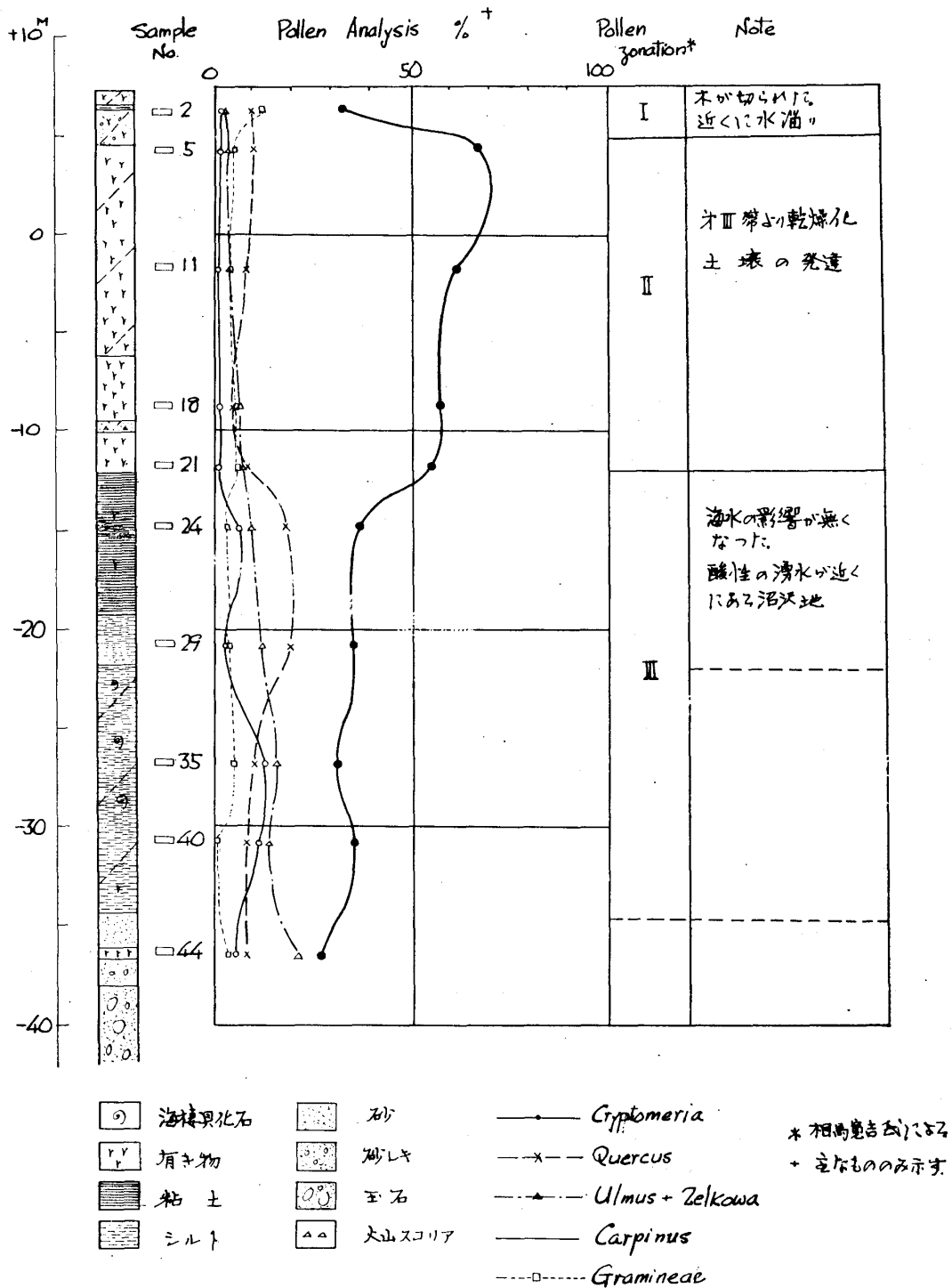


図-14 柳沢沖積層の花分析図

沖積平野の大部分は大井川の堆積地で占められオボレ谷中央部を埋積し、かつ海側にはり出して広大な扇状地を形成している。大井川は赤石山地に源をもつ急流河川で、金谷付近より上流は、谷底に僅かな谷底平野を伴う山間河川であるが、島田付近より下流は東に開いた扇状地を形成し、自然堤防地帯や、三角洲地帯を径ず、扇状地形のまま海に注いでいる。扇状地の勾配は 4/1000 程度の急勾配である。洪水時には土砂運搬量の極めて多い河川である。扇状地は、南は牧ノ原台地崖下と

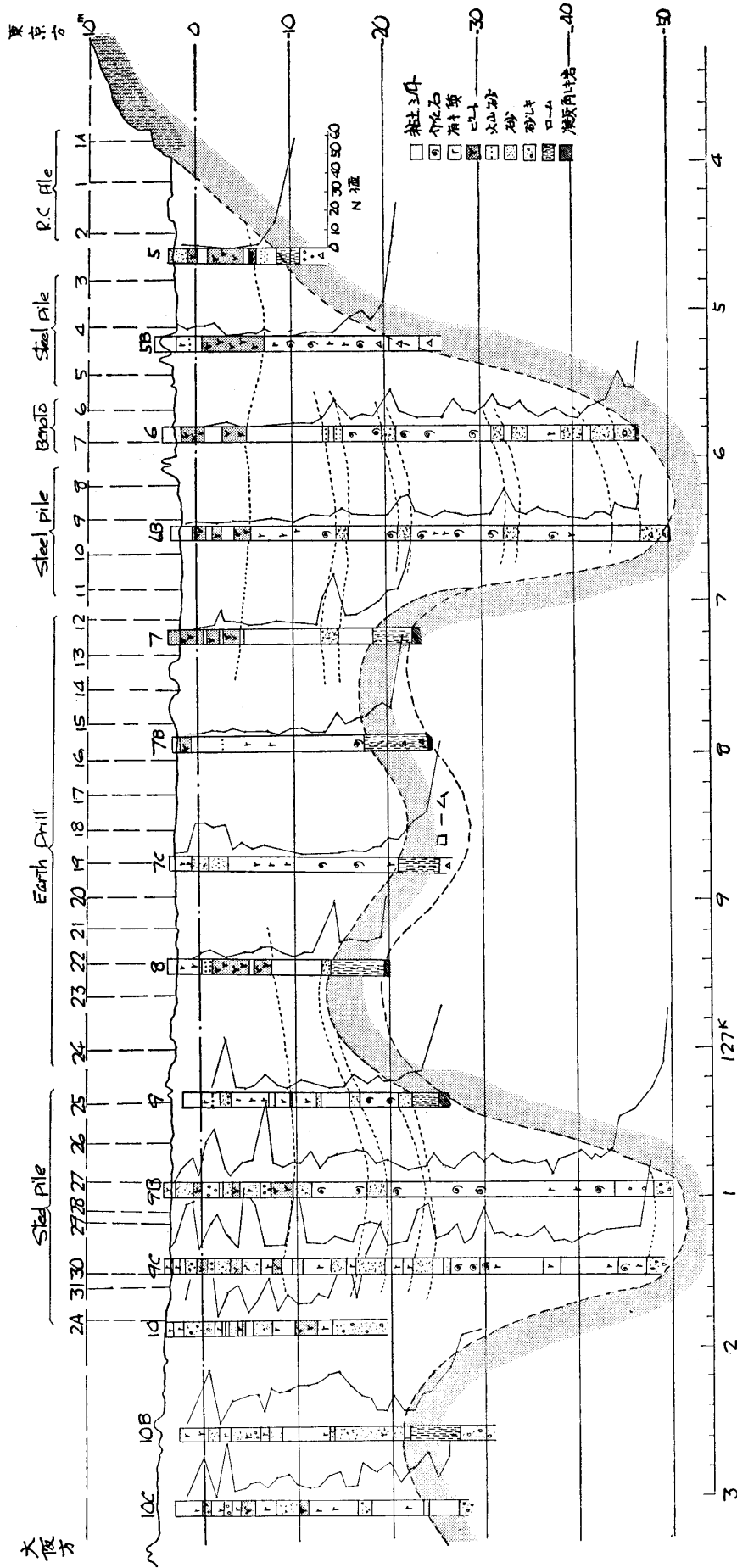


図-15 江尾村近オボレ谷沖積層断面図



湯日川下流部を連ねる線、北は瀬戸川流路付近まで及ぶ。大井川河口付近より焼津南方の突出部にかけては高さ 5 m 前後の小丘が海岸線にほぼ並行して 1 ないし 2 列連続しており沿岸流により形成された砂洲の上陸したものと思はれる。

北部の瀬戸川より北方は瀬戸川、朝比奈川による小扇状地と小枝谷のオボレ谷埋積地よりなる。南部の牧ノ原台地を刻む湯日川、坂口谷川、勝間田川は何れも下流部分はオボレ谷で、湯日川はその出口を大井川扇状地堆積物で、坂口谷川、勝間田川は何れも海岸砂洲で閉塞された埋積地形を示している。また牧ノ原台地上面の勾配は全体として現大井川扇状地より急で海に向かって傾斜しており権現原、岡田原等の台地面は沖積平野面と交叉し、東部は沖積平野下に没している。

(2) 沖積層の基盤

この地域の沖積層の基盤としては焼津北部付近では高草山火山岩類で他の大部分は大井川層群等の第三紀層と推定される(1/75000 地質図, 静岡図幅, 其の他)。第三紀層のほか沖積層下には当然、洪積層の存在が考えられるが、深井戸柱状図からは洪積層と沖積層の区別をすることは特別な場合以外きわめて困難である。

基盤の深度は図-17 に示すような深井戸資料<sup>(71)(91)</sup>より判断すれば島田市南部付近で地表下約

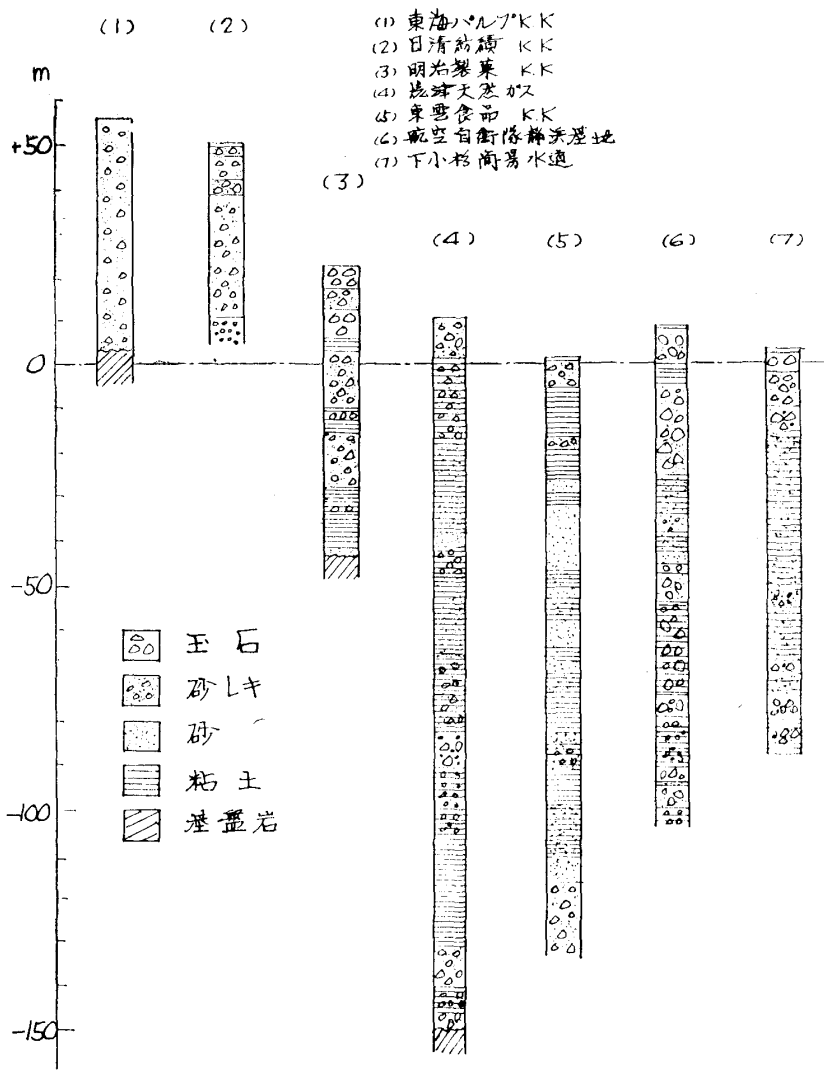


図-17 大井川扇状地における深井戸柱状図

50 m (標高 0~+5 m 付近) 藤枝駅南側で地下 70 m (標高 -45 m) 焼津市西方の東海道線・幹線交差点付近で地表下 150 m (標高 -160 m) であり、また伊田の報告<sup>(76)</sup>によれば焼津駅付近で約 -180~-190 m に及んでいる。焼津市周辺の沖積平野下のオボレ谷埋積層を一括して焼津層 (伊田 1955<sup>(92)</sup>) と命名されているが、伊田も述べているように層厚 168 m 以上に及ぶ焼津層には洪積層も含んでいるのではないかと思はれる。

平野の中心部の基盤層の深度は全く不明であるが、枋山川下流付近の深井戸資料 (図-17(6)) では -100 m でも岩盤に達していないので少なくとも 100 m 以上の深度であろう。

沖積層と洪積層の境界は深井戸資料からは明確にし難いが後述するように焼津北方のオボレ谷部分のボーリング柱状図 (図-20) からみると沖積層の厚さはこの地区において少なくとも 60 m は超えると判断され深井戸資料の特徴から推定すればおそらく 100 m に近いものであろう。図-18 に示す基盤線のうち破線部分は伊田の報告<sup>(76)</sup>の図にもとづいて想定したものである。

### (3) 沖積層

大井川扇状地域の表層部は径 10~15 cm 程度の玉石を含む扇状地砂レキ層でおおわれている。砂レキ層の厚さは島田市南部で約 50 m, 新幹線大井川橋梁左岸寄で 20 m 以上に及ぶが、扇状地の北縁や東部の海岸地域では漸次薄くなる傾向にある。図-18 に示す東海道新幹線に沿う地質断面図でもこの傾向がうかがわれる。大井川扇状地砂レキは図-18 および図-19 からわかるように瀬戸川寄では 3~5 m 程度の厚さで表層部をおおっているにすぎない。またこの砂レキ層は瀬戸川の流路付近を北限としているようである。

焼津市西方より北方にかけての瀬戸川、朝比奈川流域では主として海成の沖積層が図-18 の右端に示されるようにオボレ谷を埋積して存在している。これは前述のように伊田により焼津層と名付けられている地層の一部である。焼津市の西部は扇状地砂レキの下部に存在し下方砂層を主とする砂・シルトの互層よりなり、-10 m 付近以深にはしばしば海棲の化石を含み、一方 -10 m 付近以浅では有機物を含むことが多く、部分的にピート層が介在している。すなわち下部の海成堆積物より上部の沼沢地性の堆積物に次第に移り変わった堆積環境の変遷を示している。

また焼津北方の石脇下部落以北の鉄道の通るオボレ谷部分の沖積層は、図-18 の断面図および図-20 の柱状図に示されるように深さ 50~60 m まで全層殆んど軟弱な粘土層より構成され、瀬戸川付近と同様 -10 m 付近以深は海棲の貝化石、-10 m 以浅は有機物、ピートを多く含む層となっている。この地区は平面図上の位置から判るとおり大井川、瀬戸川の洪水堆積を直接受けない位置にあり流入土砂は細粒分のみであり従って埋積の速度が遅く、最も最後に陸化したところであろう。

大井川沖積平野の埋積順序は最も大量の土砂の供給のある大井川沿岸、ついで瀬戸川沿岸、最後に流入河川のごく弱小な枝谷部分となり、堆積物も、レキ、砂、シルト、粘土と順次粒経が小さくなる。新幹線瀬戸川橋梁基礎工事の際 -23 m 付近から多数の海棲貝がらが堀出された。このなかには表-6 に示すような種を含み、やや暖かい気候における浅海性の堆積物であることを示している。

南部の湯日川に沿うオボレ谷の埋積物は図-21 の柱状図に示すような粘土、ピートを主とする軟弱な堆積物で図-16 の平面図から判断されるように谷の出口を大井川の扇状地砂レキ堆積物で閉

表-6 瀬戸川付近沖積層貝化石 (焼津市新幹線瀬戸川橋架基礎 -23m 付近)

---

<i>Anadara (Tegillarca) granosa</i> LINNÉ
<i>Ostrea (Crassostrea) gigas</i> THUNBERG
<i>Dosinia (Phacosoma) troscheli</i> LISCHKE
<i>Meretrix lusoria</i> RÖDING
<i>Umbonium (Suchium) moniliferum</i> (LAMARCK)
<i>Batillaria zonalis</i> (BRUGUIÉRE)

---

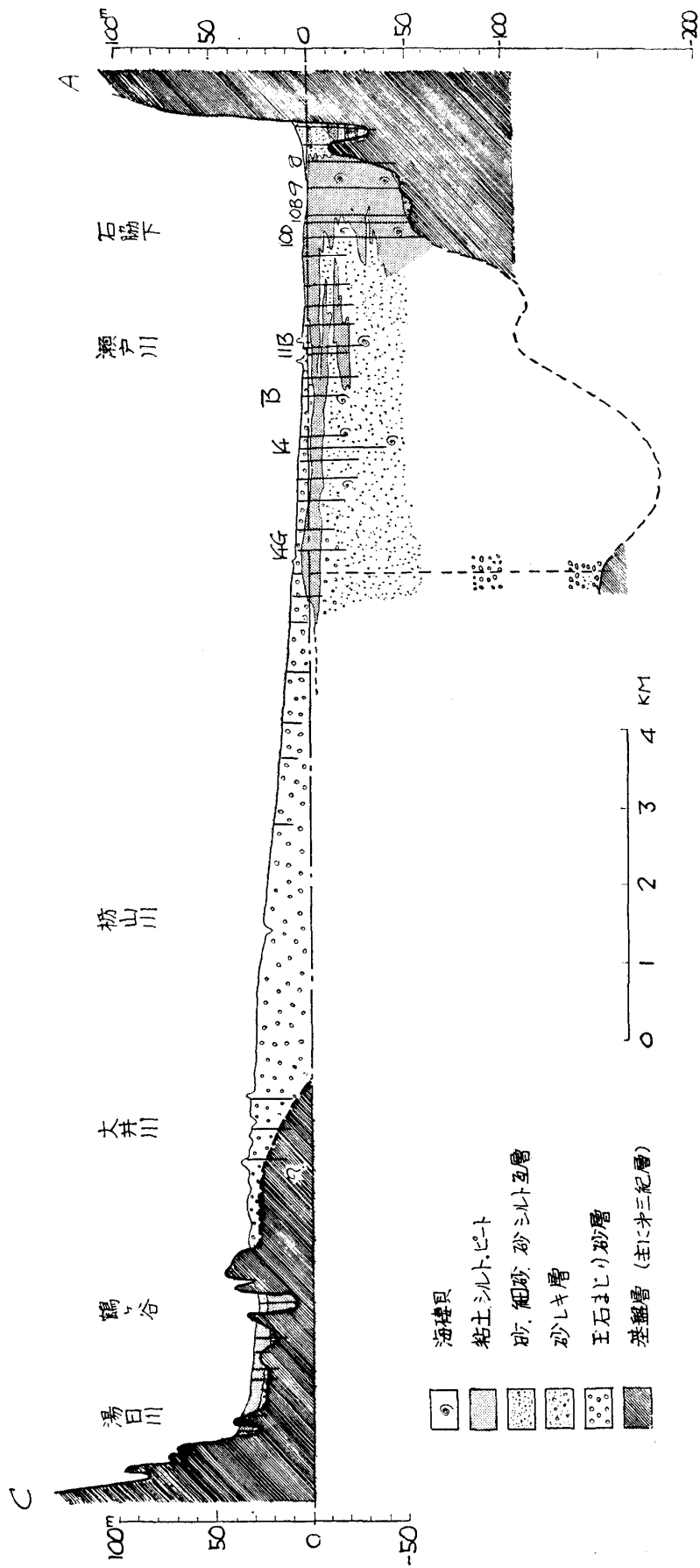


図-18 大井川沖積平野地質断面図



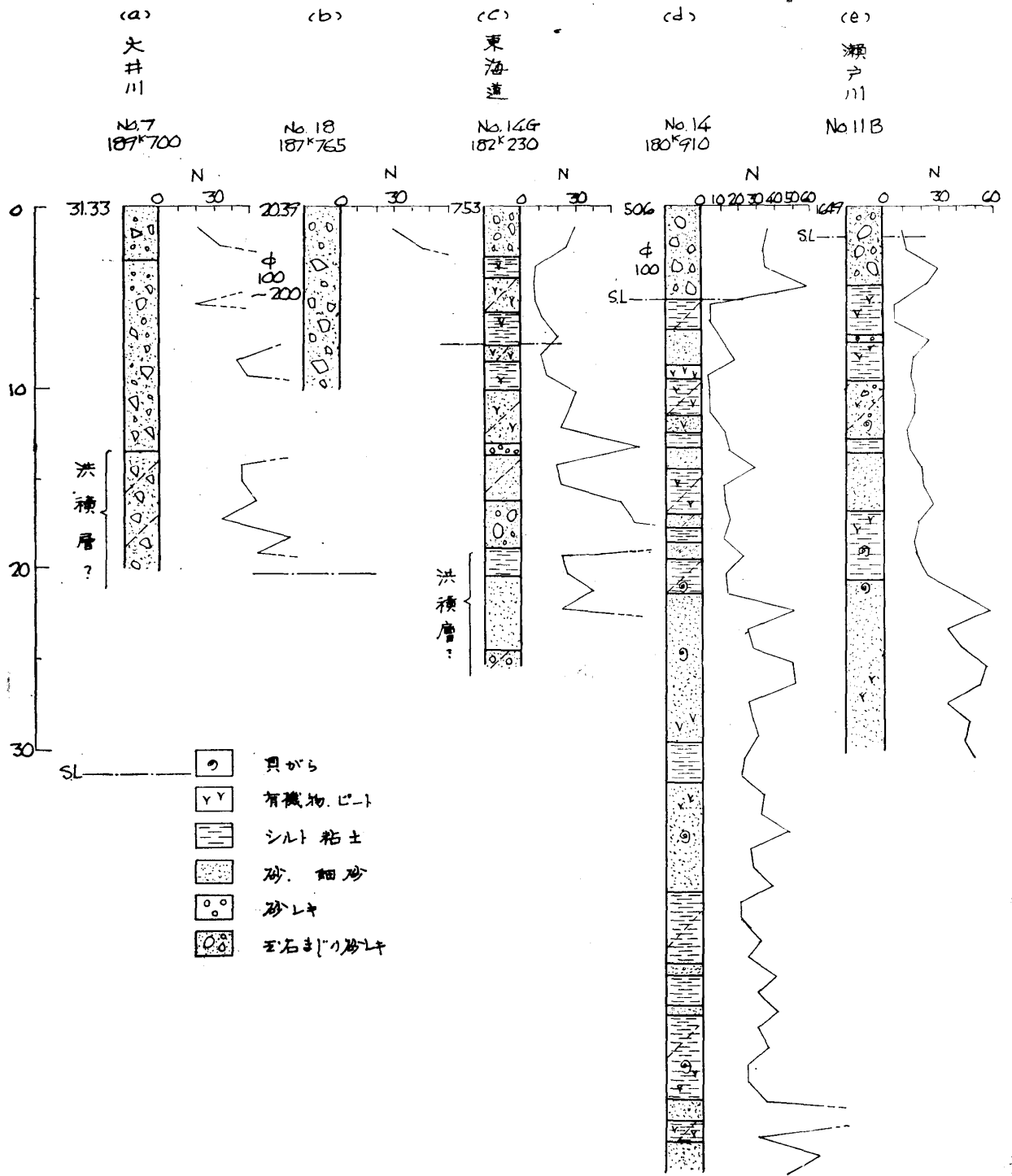


図-19 大井川扇状地におけるボーリング柱状図例 (位置は図-16 に示す)

塞されて生じた湖沼に流入した河川土砂と、沼沢地性の植物遺骸の集積により形成された湖沼堆積物と思はれる。

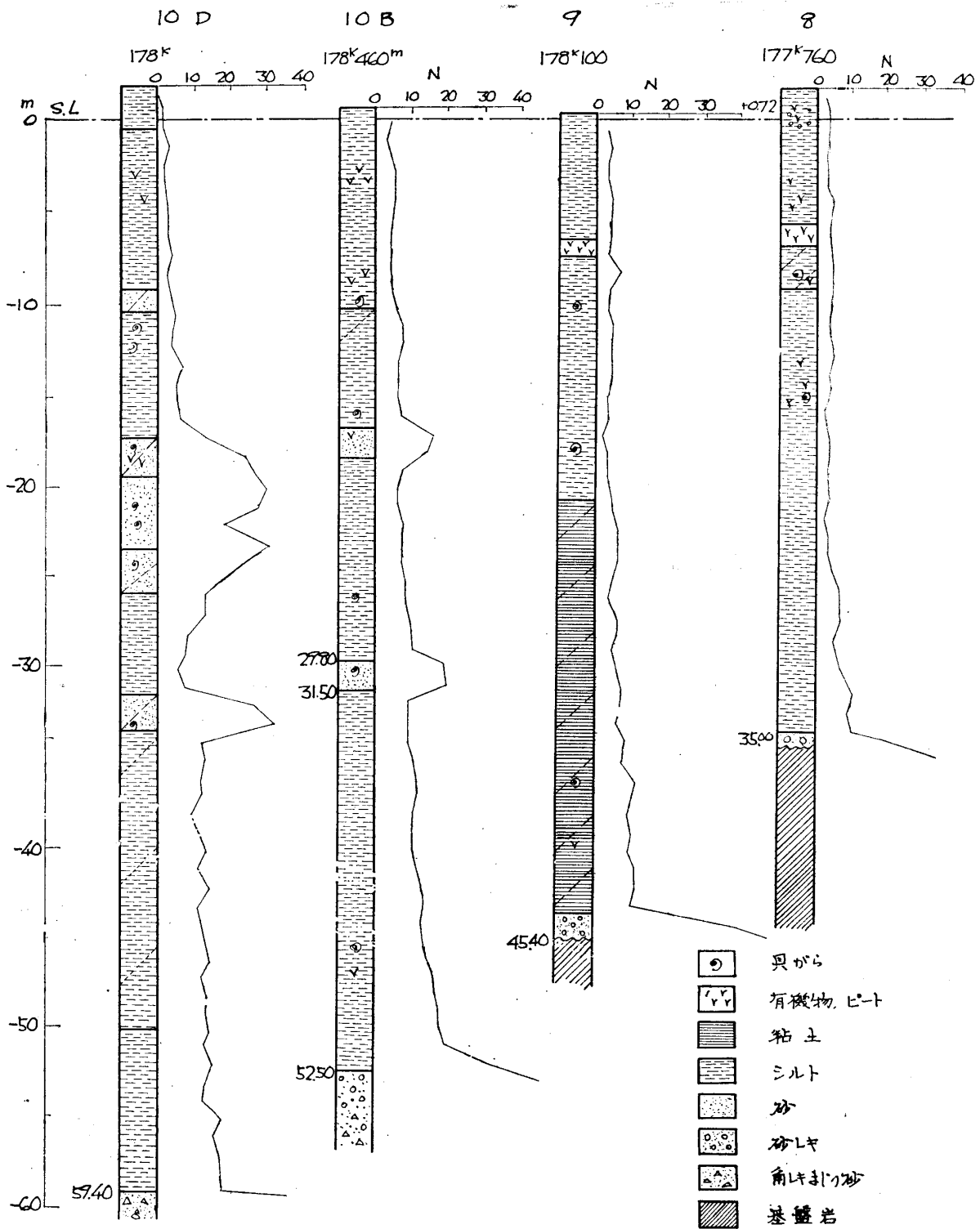


図-20 焼津北部沖積層柱状図

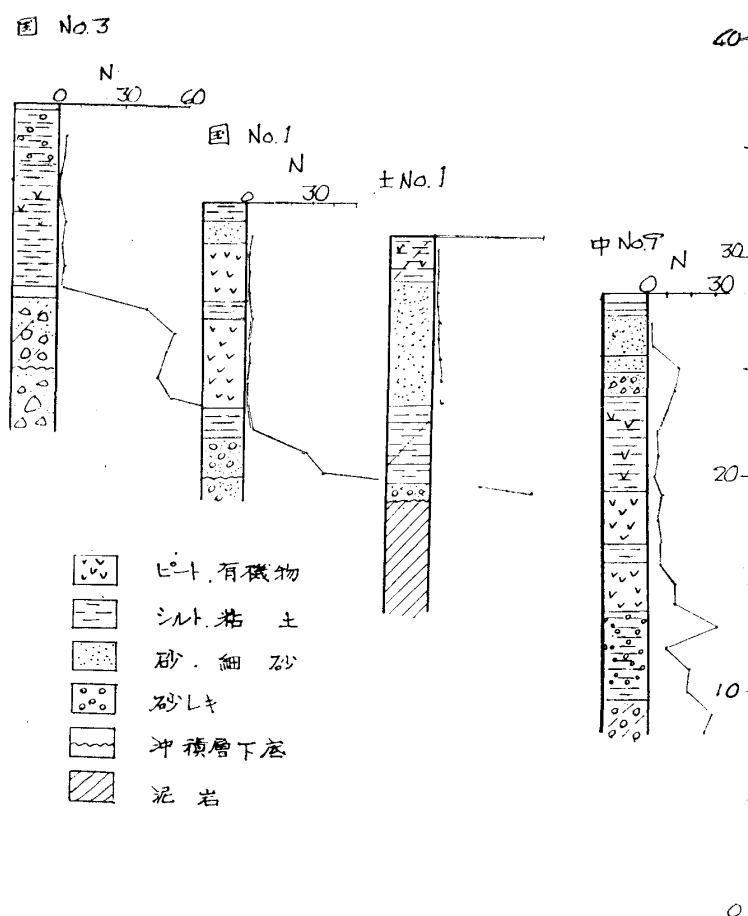


図-21 湯日川谷における沖積層柱状図

#### 第4節 浜名湖・天竜川・大田川地域の沖積層

##### (1) 地形

天竜川下流付近には磐田原・三方原等の洪積台地が発達し、沖積平野は主として洪積台地間と台地南部の海岸部に発達する。天竜川流域における沖積平野と洪積台地との間の直線的な崖線をなす部分と大田川西方の磐田原台地と沖積平野間のやや直線的な崖線をなす部分を除き、大田川やその支流、浜名湖周辺部等では沖積地と台地・丘陵地・山地との境界線は屈曲に富み、全体としてこの地域は図-22の平面図に示されるようにオボレ谷埋積地形を示している。

天竜川両側および大田川西側における洪積台地縁の直線的な崖線は、オボレ谷埋積後主流河川の側方侵蝕により突出部が削られて形成されたものであろう。また浜松より西方につづく三方原南端のやや直線的な崖線は、新居町西方の崖線と同様海蝕崖とみなされる。

一方磐田原の南端部では後に図-24で示されるように台地面がそのまま沖積平野下に斜交して没する形態を示し、海蝕崖はみられない。大田川東側の小笠山山地西南麓も同様である。

この地域の沖積平野は地形的に、また地質的にも次の地域に大別される。

- a) 三方原南方の海岸地帯
- b) 天竜川流域
- c) 大田川流域
- d) 袋井・磐田・浜名湖周辺などの大河川沿岸に属さない小オボレ谷軟弱地盤地帯

三方原南方の海岸低地には巾 3~4 km の間に沿岸洲より生成されたと思われる砂堤列がほぼ平

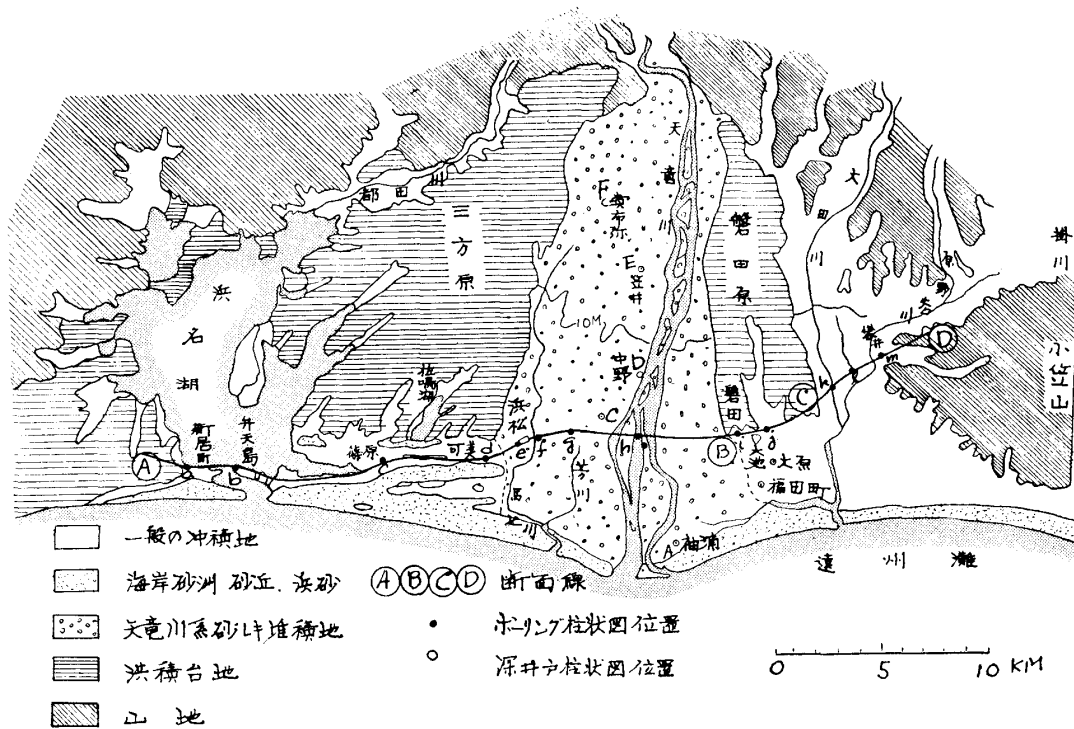


図-22 浜名湖・天竜川・大田川付近平面図

行して並んでおり、砂堤列間には低湿地が存在し、一部には蓮池・沼田池等がある。

最も北側の砂堤列は三方原台地南縁の崖線直下にあり、台地内の小オボレ谷の出口を塞いでいるものと、新居町西方から現海岸線に接して発達し、篠原付近から東方では数々の列に分枝するものとある。加藤<sup>(77)</sup>は台地崖下のものから海岸に至るまでの間の分枝した小砂堤を含めて6列の砂堤を識別し、北側より第I～第VI砂堤と名付けている。東に分枝したII～VI列の砂堤は天竜川河口における運搬土砂堆積による河口の前進に従って順次南側に形成されたものであろう。

天竜川は二俣町で山間部から出て不完全な扇状地状堆積地を形成しつゝ網状流をなして南流する。扇状地帯と自然堤防地帯との境界は判然としないが笠井町付近から下流では自然堤防地帯の性質があらわれ、ほゞ南北性の自然堤防列と曲流する旧流路跡が交錯して存在する。

天竜川流域の沖積平野の勾配は笠井町付近で1.7/1000、東海道線橋梁付近で1/1000程度で富士川や大井川の扇状地に比しかなり緩である。天竜川系の堆積地は東は磐田原、西は三方原の台地間にかぎられ、磐田台地の消失する磐田市の南方では2.5m等高線の南方えのはり出しにより地形的に知ることができる。また西方浜松市の南では加藤<sup>(77)</sup>も述べているように、浜堤列の東西性の配列に対し、南北性の自然堤防の配列により、その堆積物の分布限界を地形的に推測することが可能であり、後述するようにボーリングデータにより確かめられている。

天竜川河口部の海岸が突出しているのは土砂の供給堆積が多いためであり、かって台地間に存在したオボレ谷を埋めつくして更に海に向かって堆積が伸展したためであろう。

大田川沿岸の沖積平野は山梨町の下流付近より海岸側の地域は地形的に自然堤防地帯に属し主として部落の存在する自然堤防地帯と、低平な田地となっている後背湿地ハンラン原地帯とよりなる。

袋井付近の小笠山西北麓の小枝谷の末端、磐田台地南端の今之浦をはじめとする数々のオボレ谷および浜名湖周辺部の多数の小オボレ谷では大河川による粗粒堆積物を直接うけず、また直接の流入河川が小さく従って土砂の運搬供給堆積も少いため、平坦な低湿地を形成し、部分的には磐田市

南方の大池、三方原南部オボレ谷中の佐鳴湖等の池沼を残存している。

浜名湖・天竜川・大田川流域ともそれぞれかつて存在した大きなオボレ谷跡であるが、天竜川流域はその豊富な土砂運搬能力によりいち早く埋積陸化され、ついで大田川流域の埋積が進み、磐田市南方やその他の小オボレ谷では土砂の供給が少くオボレ谷の埋積がずっと後れて先史時代には入海の状態にあったことが磐田台地南縁の多数の貝塚の存在等で実証されており、有史時代にも一部入海が残存していたことが記録に残されている<sup>(93)</sup>。この地帯は現在もなお低湿地の状態にある。一方浜名湖ではオボレ谷の大きさに比し流入河川が小さく、またその流域が堅い古期岩石よりなることもあいまって最も埋積が後れ、今日なお湖の状態にあると判断される。なお浜名湖が残存しているのは、西部洪積台地の傾斜から推定される北方が沈下する傾向にある地盤運動も多少関係しているようにも思われるが、オボレ谷形成後もなお北方への沈下傾斜運動が続いたか否か詳でない。加藤<sup>(77)</sup>は砂堤列形成後も微弱な北に向って傾斜する運動が続いたと解釈している。

## (2) 沖積層の基盤と形態

この地域の沖積層の基盤をなすものは図-22の平面図より推測されるように北部を除き大部分洪積層であると想定される。

深井戸やボーリングの柱状図より洪積層、沖積層の区分を判定することは仲々困難な場合が多いが、この地方の洪積層は多くの場合黄褐色、褐色、褐灰色等特有の褐色系統の色調をもつ砂レキ層、砂層、またはローム状の粘土層よりなることが多いので、このような層が青灰色、灰色、黒灰色等の層の下に出た場合、一応その深さ以下を洪積層と見なす有力な判定材料とすることができる。このような色調によるものと、周辺部の洪積層との相互の関連位置、二本以上のボーリングにわたる横方向の連続性との関係等から総合的に判断して洪積層の深度を推定することができる。

三方原台地南方の沖積層下の基盤層深度については既に加藤<sup>(77)</sup>が深井戸資料より同様な手段によって洪積層深度を推定し、沖積層の等厚線図を描いている。この図によれば三方原南側の海岸低地下では、三方原台地中のオボレ谷の南方への延長部に基盤層のオボレ谷が埋没しており、その深度は60m以上に及ぶことを示している。また埋没谷と埋没谷の間は10~15mで洪積層に達し、埋没海蝕台を形成している。

天竜川流域においては図-23に示されるように、河口付近の袖浦における深井戸<sup>(71)</sup>では深度約100mでも洪積層と認められる地層に達せず、現東海道線天竜川付近では地表下約70m(海水準下-65m)、国道天竜川橋右岸の中野町では地表下約55m(海水準下-45m)、笠井町では地表下約20m(海水準下-5m)、貴布弥では地表下約23m(海水準下-3m)でそれぞれ洪積層と思われる地層に達している。洪積層の判定は褐色系統の地層の存在または沖積層最下底を占めると思われる河成の玉石レキ層の下限をもってオボレ谷堆積物の最下底と判断したことによる。

図-23に示す⑤⑥の深井戸はその位置からみてオボレ谷の中心部にあるものではなく、その洪積層上面は沈没段丘ではないかとみられるので、オボレ谷谷底の縦断勾配は図-23に破線で示されたものよりは緩であろうが、現沖積面より遙かに急であったことは確かで、下流部の深井戸資料の地層配列から推定すると少くとも4~5/1000程度以上の勾配といえる。天竜川オボレ谷の横断方向の深さの変化は図-25に破線で示すように西方に向って浅くなる傾向にあるようで、また浜松市街地の西半では地表下7~8m(海水準下-5m)で洪積層に達し、この部分は天竜川によりつくられた段丘の埋積されたものであろう。

磐田台地南方では図-24に示すように磐田台地を構成する洪積層はその台地上面の傾斜のまま南方沖積層下に連続して埋没していることが南部の南田部落や福田町大原の深井戸資料から認められる。図-24に示すようにそれぞれ-30m~-40mで基盤洪積層に達しており、その地形的位置と沖積層の特徴から前者は台地上面の延長上、後者は今之浦川のオボレ谷延長部に当るようである。

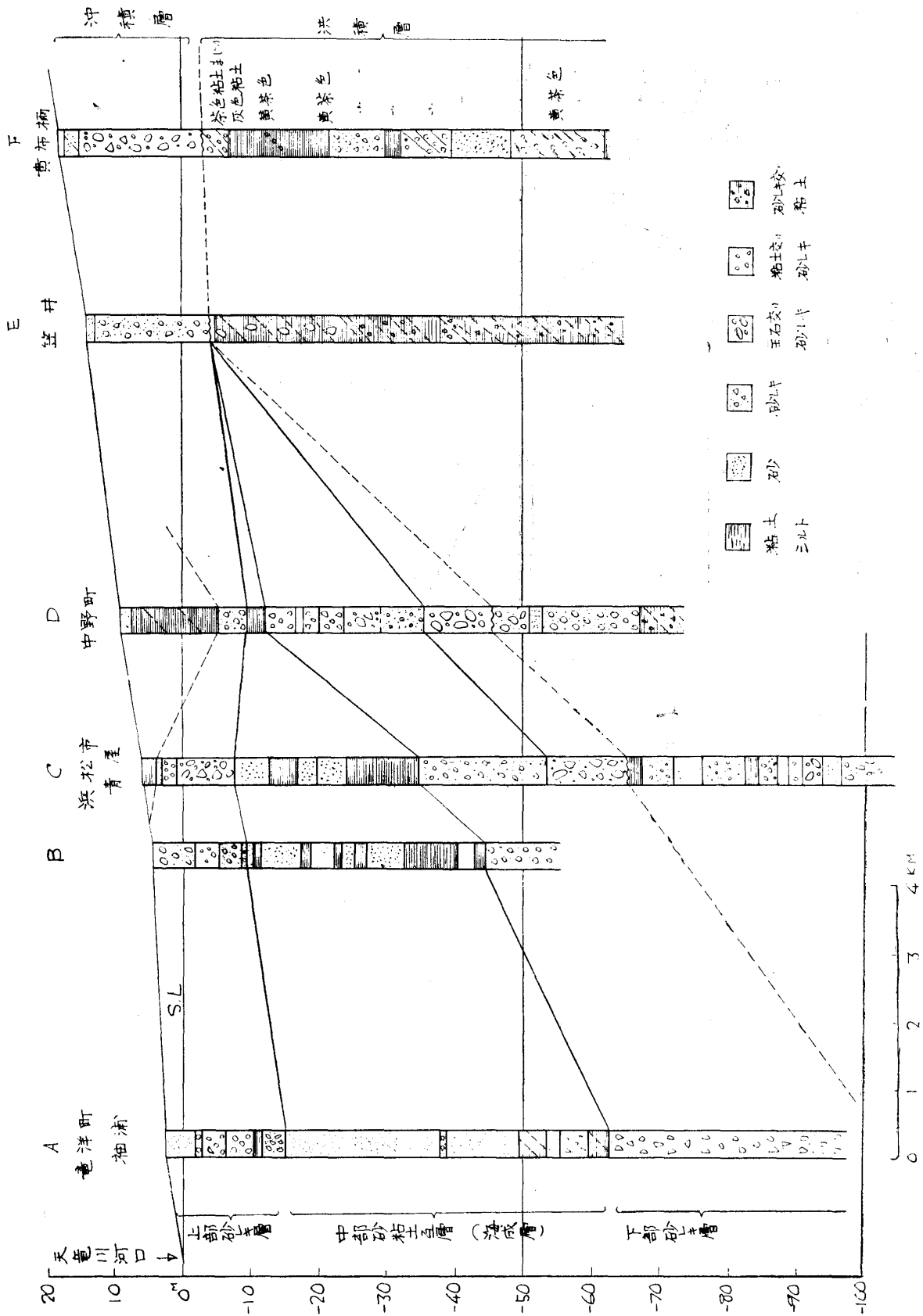


図-23 天竜川に沿う深井戸ボーリング柱状図

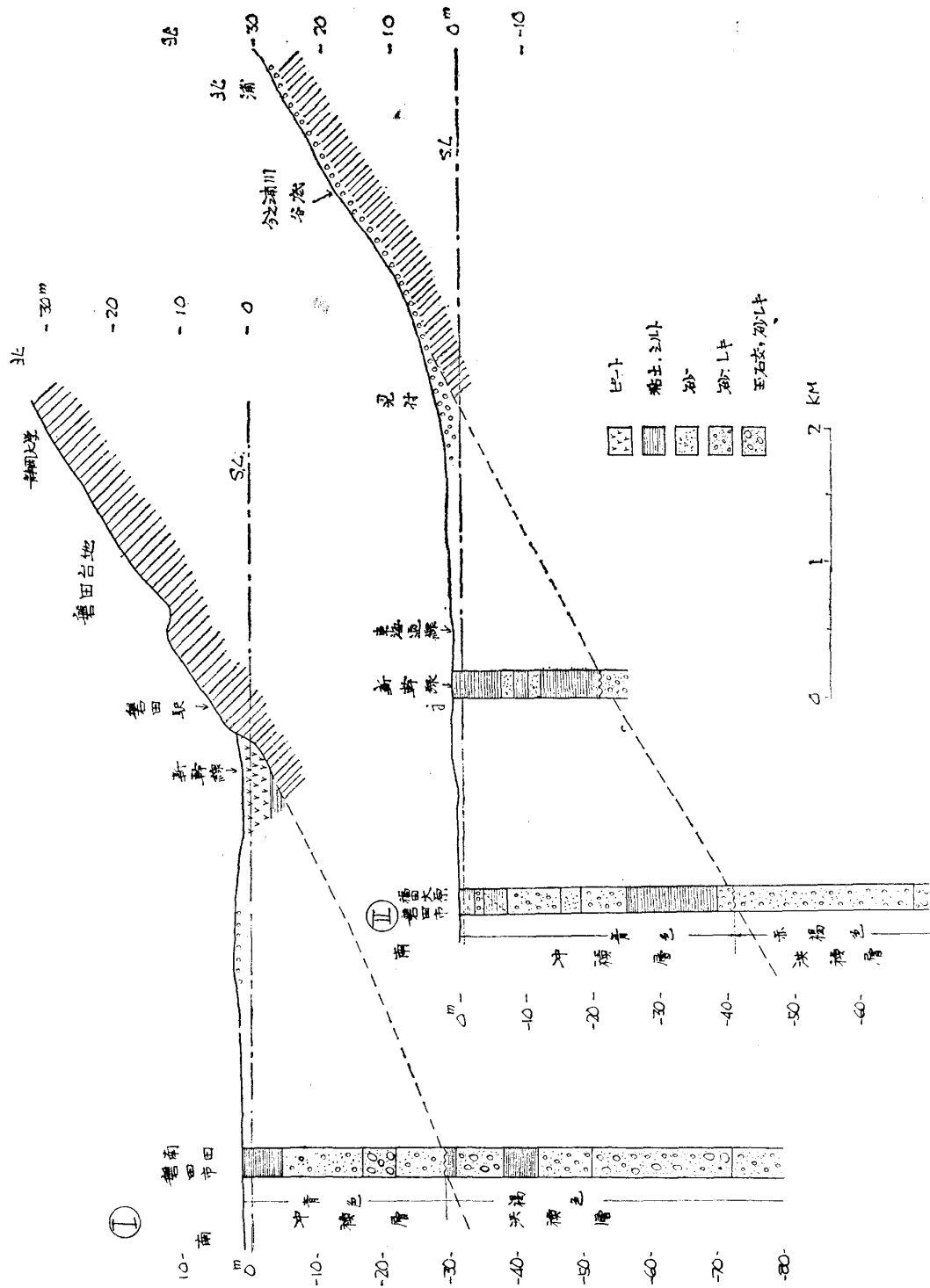
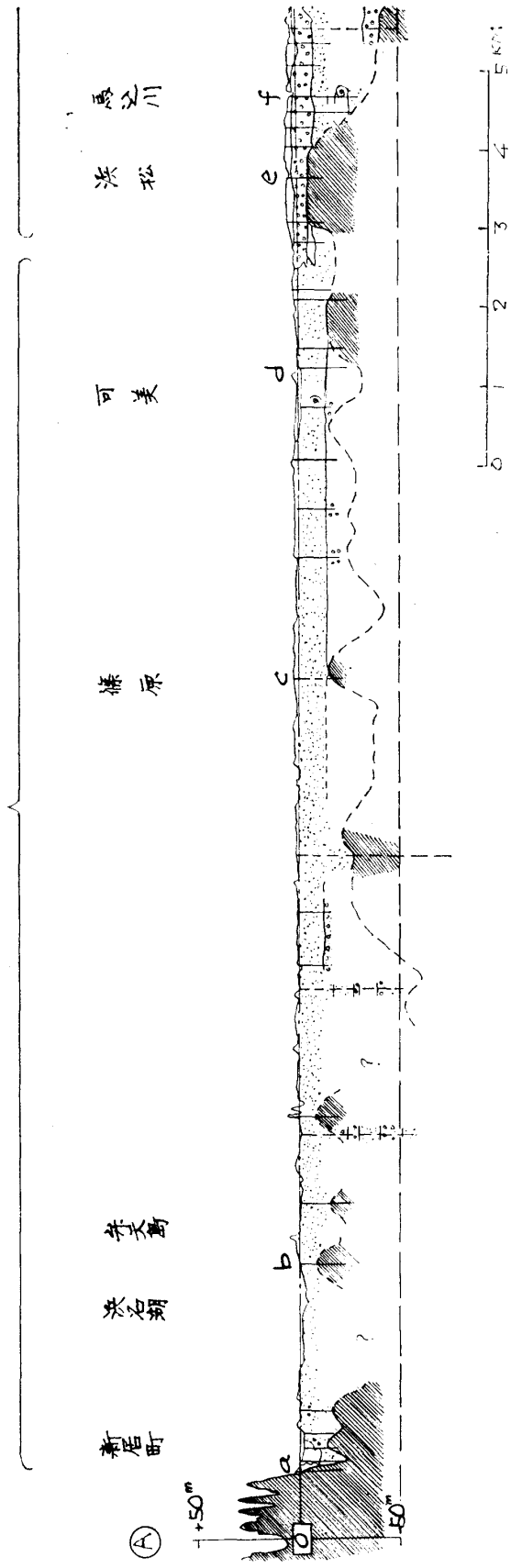


図-24 磐田台地南側における沖積層の下底

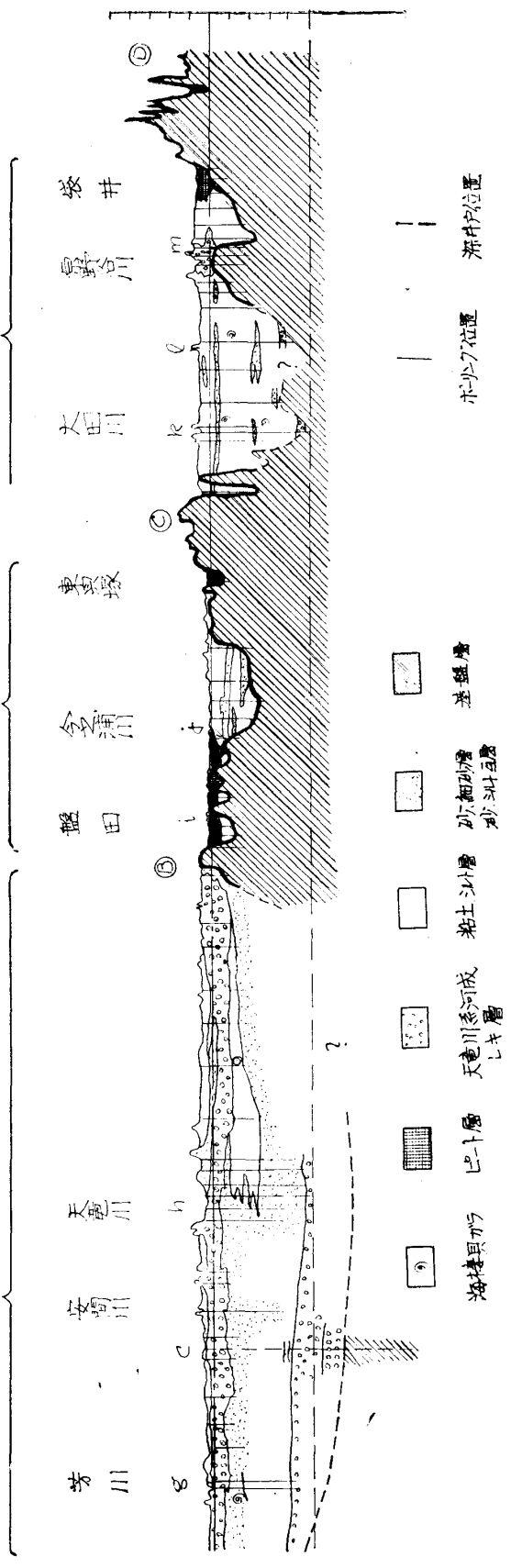
浜名湖周辺地区



大田川地区

磐田地区

天竜川地区



- 海棲貝類層
- ピット層
- 天竜川系河成土層
- 粘土層
- 砂層
- 砂礫層
- 礫層
- 基盤層
- 水少位置
- 水多位置

図-25 新居町・浜松・磐田・袋井間沖積層断面図



すなわち三方原南の海岸低地下で見られたのと同様、磐田地区においてもオボレ谷延長部が沖積低地下に埋没谷として存在していることになる。

大田川流域では新幹線工事によるボーリング記録によれば大田川橋梁付近では海水準下  $-44\text{ m}$  で沖積層最下底もしくは洪積層上面と考えられる硬い砂レキ層に達している。図-25の地質断面に示すように、この付近がオボレ谷の谷底と想定される。 $-35\text{ m}$  付近， $-8\sim-10\text{ m}$  付近，および $-2\sim 0\text{ m}$  付近に基盤の平坦な箇所が存在するが，前二者は段丘であるか否か不明であり，海水準付近のものは明らかに段丘と見られるが，河成のものか波蝕台か詳かでない。

図-25の新幹線に沿う断面図に，深井戸ならびに図-26に示すようなボーリング資料にもとづいた基盤洪積層の深さおよび推定深さを実線と破線で示す。

### (3) 沖積層の地質

#### a) 三方原南方の海岸低地帯

三方原南方の海岸低地を構成する沖積層の主体をなすものは，砂堤を構成するのと同様な海成砂層である。この砂層は粘土分や不純物を殆んど含まない極めて清浄な粒の揃った砂を主体とし中間に薄いシルト層や小レキまじり砂層を挟むことがあり，また下部はレキまじり砂となることもある。砂層の下部には貝がらを含む。国鉄新幹線工事におけるボーリング資料其他によれば，この砂層の厚さは $10\sim 15\text{ m}$ で浜松市街西はずれより，新居町付近に至る間ほぼ一様に分布している。この海成砂層の下は台地前面では直ちに洪積層となり波蝕台上に沖積層の海砂が直接堆積した状況を示す。一方オボレ谷延長部の埋没オボレ谷の部分では砂層の下に貝がら入りの粘土層や砂層が堆積していて，オボレ谷入海が先ず海成の細粒堆積物で埋積された後，更に上方に海浜砂が堆積した状態を示している。これらの関係は加藤<sup>(77)</sup>の報告に詳しい。図-26のCは海蝕台上，dは埋没オボレ谷における沖積層の柱状図の例を示す。

浜名湖弁天島橋梁付近はボーリング，深井戸資料<sup>(82)</sup>によれば，カキなどの貝がらを含む厚さ $5\text{ m}$ 前後の砂層の下は $-10\text{ m}$ 付近まで弛んだ砂レキまたは砂層で $-10\text{ m}$ 以下は締った砂レキ層と砂層となっている。柱状図が錯雑し，洪積層との境界は判然としないが，概して $-10\text{ m}$ 程度で浅く，ところにより $-30\text{ m}$ を超える深い谷が存在するように思われる。

砂堤列間の低湿地ではピートまたは有機質まじりのシルト層が $50\text{ cm}$ ないし $3\text{ m}$ の厚さで堆積しており，下方は黒灰色のシルトまたは有機物まじりの黒色砂を径で砂堤地帯と同様な海成砂層に漸移する。

三方原台地内のオボレ谷部分の沖積層は，下部は海成の沖積層よりなると想定されるが上部は谷の出口を第I砂堤列で閉塞されて沼沢地化し，そこで生成されたピートや有機質土が堆積して軟弱地盤を形成している。

#### b) 天竜川流域

天竜川流域の沖積層は上部より

- ① 表層部を薄く蔽う自然堤防およびハンラン原堆積物
- ② 全域を蔽って存在する天竜川河床砂レキ層
- ③ 砂・粘土互層よりなる海成層
- ④ 最下底基底レキ層を形成する扇状地性の河成レキ層

に分けられる。

自然堤防堆積物とハンラン原堆積物は一般に厚さ $3\text{ m}$ 程度以内で自然堤防地帯はやゝ高く，主として砂およびレキまじり砂質土であり，ハンラン原堆積物はしばしば有機物をまじえるシルト・粘土細砂よりなる。現天竜川河床や部分的にこれらの堆積物を欠くところもある。

河床砂レキ層は現河床に見られる砂レキと全く同じ性質のもので，径 $50\text{ mm}\sim 100\text{ mm}$ 程度の



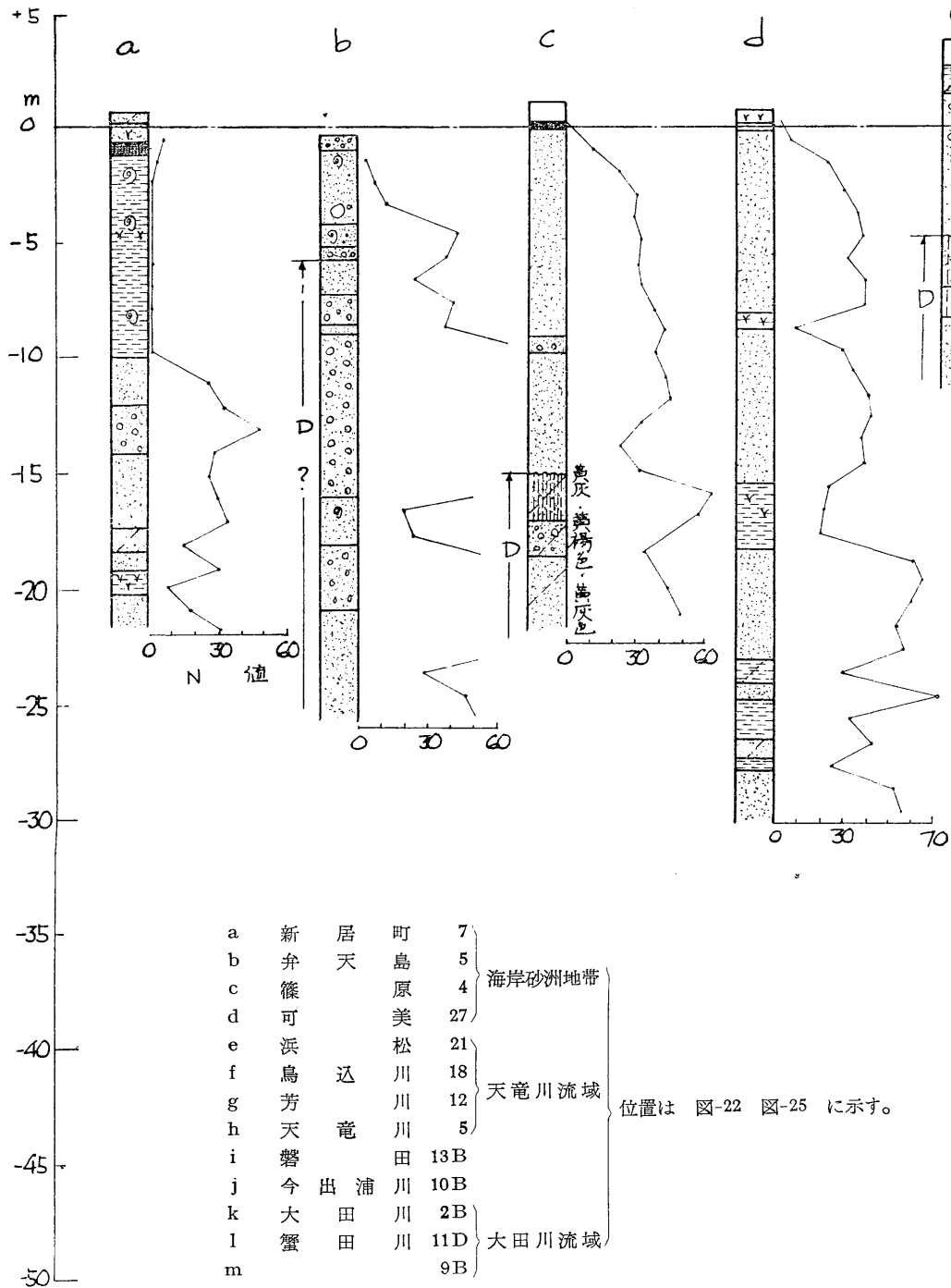
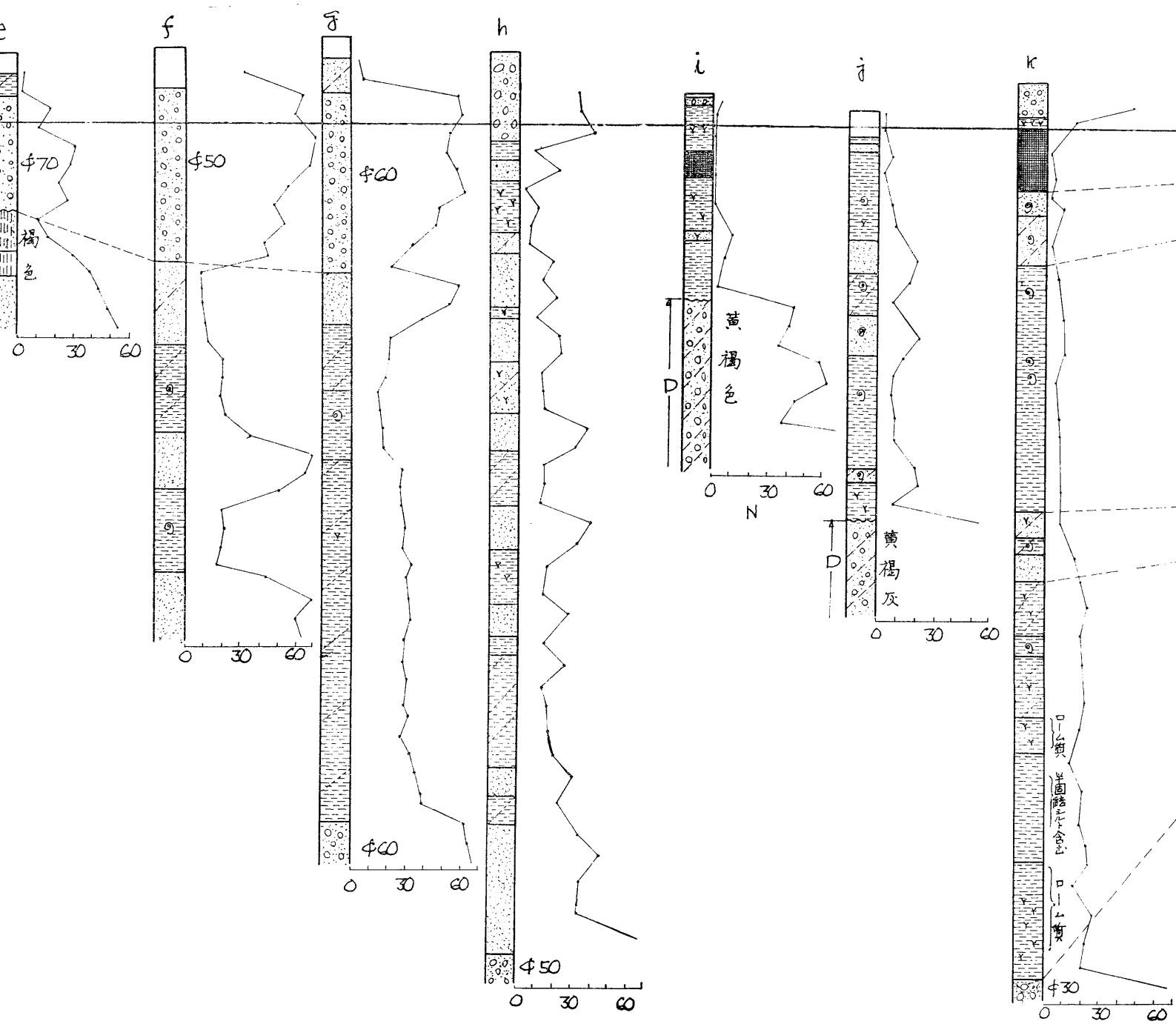
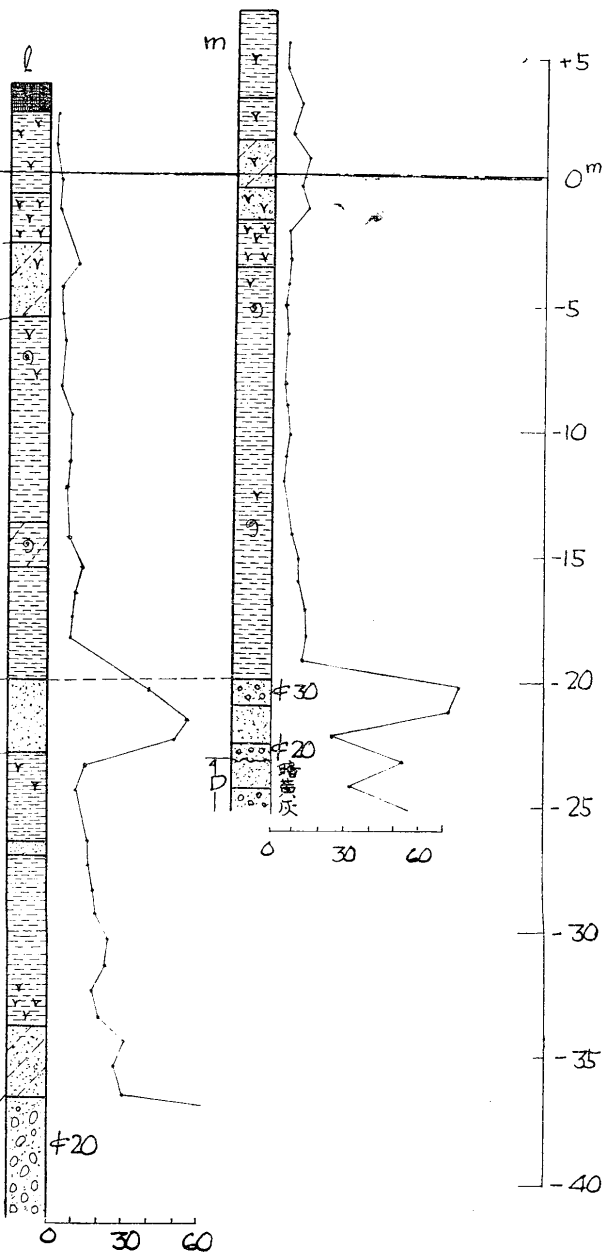


図-26 浜名湖・天



竜川・大田川沿岸冲積層代表的柱状图



- 貝化石
- ▽▽▽ 有機物
- ピート
- ▨ シルト、粘土
- 細砂、砂
- 砂、中 (粒径)
- ▨ シルト、粘土と砂
- ▨ 砂とシルト、粘土
- 粘土シルト、ローム状砂
- D 洪積層地盤を示す.

花崗岩、結晶片岩、砂岩、頁岩等の円レキを含む砂レキ層で、その厚さは一般に 5~15 m をもち、天竜川流域全域を蔽って存在する。地表面直下あるいは深い場合には地表下 2~3 m 以下に存在し、図-25 の断面図に示されるように海水準下 -10 m までの間にあり、これ以下には見られない。この砂レキ層の下底深度は図-23 の深井戸柱状図をみると上下流部でもあまり変化がないようである。砂レキ層の下底深度が -10 m から、現天竜川付近のように -1 m 位までの間にはかなり変化があり、かつその移り変りが急激なのは、一度下部の海成層が堆積した後、部分的に侵蝕されて河成レキが堆積したような関係にあり、下部層から砂レキ層への移り変りが比較的急激なものと相まって、下部の海成層とは微弱な不整合関係にあるように見受けられる。

浜松市では浜松駅より西側では表層部の 2~3 m のハンラン原堆積物の下は厚さ 5~6 m の間天竜川系の砂レキ層が存在し、この砂レキ層の直下、海水準 -5 m 付近以下は洪積層地盤となる。市街地の東半は砂レキ層の下に海成層が存在する。図-26 の e は前者の、f は後者の柱状図の例である。

海成層は図-26 の g, h, 等の柱状図、図-23 の深井戸柱状図に示されるように砂・シルト互層を主とし、砂は大部分細砂で、-13 m 付近より -30 m 付近までの間には海棲と思われる貝がら細片を含んでいる。この海成層の深度は新幹線通過地の天竜川で -45 m まで、芳川で -38 m まで、天竜河口の深井戸では -60 m 余まで及んでいる。この海成層はオボレ谷入海中の堆積物でその上流連続は深井戸柱状断面より推定すれば、上流中野町付近まで達するようである。

沖積層の最下底をつくるものは厚い砂レキ層で天竜川河口部において深井戸柱状図に見られるように大凡 -60 m 以深において 40 m 以上の極めて厚い層を形成しており、新幹線の断面では芳川で -38 m 以下、天竜川橋梁付近で -45 m 以下、天竜川駅付近で -35 m 以下、中野町で -15 m 付近以下となっており、何れも 20~30 m 程度の厚層をなしている。この砂レキ層は洪積層を直接おおっており、沖積層の基底レキ層を形成するもので、その勾配は大凡 4/1000 以上に及び、その分布、形態から扇状地性の河成レキ層と見られるものである。

井関<sup>(35)</sup>はこのレキ層を濃尾平野の第一レキ層に対比し、深井資料よりその勾配は南北断面で約 3/1000 とみて、深さ 100~130 m の海底面につづくものとしている。

### c) 大田川流域

天竜川流域と異なり大田川の流域では沖積層は殆んど大部分粘性土層よりなる。図-25 の断面図および図-26 の柱状図 h, l, m, で示されるように最上部 7~8 m はしばしば有機物を含む粘土・シルト層を主体とし、時にレンズ状の砂層を介在するハンラン原堆積層よりなる。この下、海水準下 -2~-5 m 付近に厚さ 3 m 以下の砂層がかなり連続的に存在するようこの砂層の下には厚いシルト・粘土層が堆積している。砂層および粘土層中には表-7 に示すような浅海性の貝がらを特に上部 -10 m 付近に多数含有しており、オボレ谷入海中の堆積物である。図-26 の k, l, の柱状図では -20~24 m 付近に砂の挟み層が存在し、この挟み層以下の粘土層は上部の粘土層の N 値が 5 前後であったのに対し、15~20 を示してかなり堅く、かつしばしば淡褐色のローム質土や半固結性シルト、有機物等を含み、上部の粘土に比しかなり性質が異なる。下部の -20 m 付近以下の地層は上部の貝ガラの多い粘土層とはある程度異った環境に推積したもので、上下層の間には多少堆積の不連続があるように見受けられる。大田川におけるボーリングコアの花粉分析によれば、下部程水湿性のものが多い傾向にあるようである。(表-8)。

今之浦川沿岸の沖積層も大田川と同様、粘性土を主とするが、表層部 3~4 m を除き、大部分海成層が存在するようである。

### d) 小オボレ谷軟弱地盤地帯

袋井周辺部と磐田原洪積台地末端のオボレ谷中の沖積層は、表層部約 5 m はピートもしくは有

表-7 大田川沖積層産貝化石

*Anadara (Tegillarca) granosa* LINNÉ  
*Anadara (Scapharca) subcrenata* (LISCHKE)  
*Macoma* sp.  
*Corbicula japonica* PRIME  
*Cerithidea (Certhideopsis) djadjariensis* (K. MARTIN)  
*Batillaria* sp.

表-8 大田川沖積層の花粉分析表

Boring No.	SP. 2C			SP. 2D		
Sample No. Depth (Bellow S. L. m)	4 -0.2	12 -8.2	34 -30.2	8 -1.5	37 -30.5	49 -42.5
<i>Cryptomeria</i>	27.9	27.6	14.7	24.5	31.0	24.8
<i>Pinus</i>	2.3	0.8	—	0.3	0.8	0.4
<i>Quercus</i>	15.5	14.8	4.9	10.7	3.0	8.8
<i>Ulmus+Zelkova</i>	3.1	4.4	1.4	0.3	3.7	2.8
<i>Carpinus</i>	0.8	4.4	1.4	1.5	3.7	2.4
<i>Fagus</i>	0.4	0.8	—	0.7	1.5	0.4
<i>Pterocarya</i>	0.8	0.4	—	—	0.4	—
<i>Alnus</i>	0.8	2.4	0.7	—	0.4	0.4
<i>Ilex</i>	0.4	—	—	—	—	—
<i>Betula</i>	0.4	2.0	0.7	0.7	—	0.8
<i>Juglans</i>	—	3.6	0.7	1.0	3.0	2.8
<i>Acer</i>	—	0.4	—	0.3	—	0.4
<i>Shiia+Castanea</i>	—	—	—	0.3	—	—
<i>Corylus</i>	—	—	—	1.0	—	—
<i>Celtis</i>	—	—	—	—	—	1.2
<i>Typha</i>	—	0.4	2.4	—	0.4	0.8
<i>Artemisia</i>	—	—	0.4	—	—	—
Compositae						
Tubuliflorae	0.4	—	—	—	—	—
Liguliflorae	—	—	—	—	—	0.4
Spore						
monolete-smooth	—	6.8	1.4	1.7	4.5	9.2
"-warty	0.8	0.8	—	—	—	1.2
trilete-smooth	—	0.8	—	—	0.8	—
"-warty	—	0.8	—	—	—	0.4
Cyperaceae	21.7	20.0	66.6	50.3	41.9	38.0
Gramineae	18.6	2.4	0.4	3.7	2.6	2.4
Unkown	6.2	6.4	2.4	3.0	2.6	4.8

機物を多量に含むシルト層よりなり軟弱地盤を形成している<sup>(89)(94)</sup>。磐田市南の小オボレ谷では図-26のiのボーリング柱状図に示すようにピート質土の下部は粘性土層となり、入海中の堆積物と思われる。前述のように最も遅く先史時代まで入海の状態にあったところで、細粒堆積物により-5m付近まで埋積された後、天竜川や大田川等の堆積物で出口を閉塞されて湖沼化し、沼沢地性植物遺骸の集積によりピート層が生成されたものであろう。

浜名湖周辺の軟弱地盤については既にa)で述べたとおりである。

## 第5節 濃尾平野の沖積層

### (1) 地形

濃尾平野の西縁には養老山地、伊吹山地等の古生層よりなる傾動山地があり、平野部との境は直線状の断層崖で界せられ、東部では第三紀層、洪積層等の西方に傾斜する地層よりなる丘陵地に接している。平野の北部には古生層よりなる美濃山地があり、山地は沖積平野中に半島状に突出し、

または孤立した島状をなして存在し、山地が沈降して谷間を沖積層で埋積された地形を示している。

濃尾平野はこれらの山地と丘陵地に囲まれ南北約 50 km, 東西約 15 km の大きさを持ち、日本有数の沖積平野を形成する。沖積平野は次の三つの地帯に大別される (図-27 参照)

- (a) 扇状地帯
- (b) 自然堤防地帯
- (c) 三角洲地帯

扇状地帯は木曾川、長良川、揖斐川の三大河川が山地より出たところと、西部の伊吹山山地、養老山地の東側断層崖下に著しく発達する。木曾川の扇状地が最も規模が大きく、揖斐川、長良川、

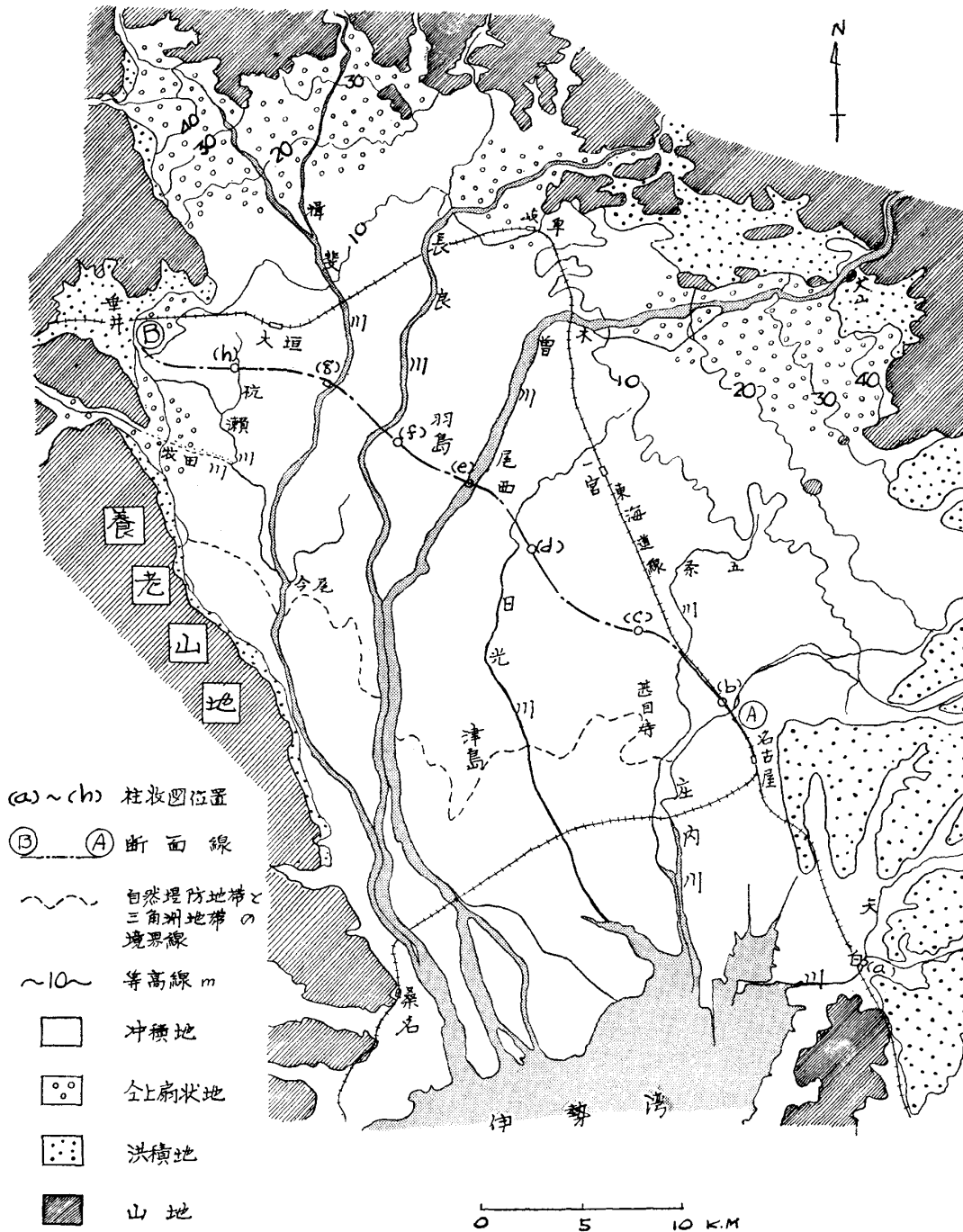


図-27 濃尾平野平面図



牧田川等の扇状地がこれにつぐ。木曾川の扇状地は犬山付近を扇頂とし、半径約 12 km の広大な扇状地を形成する。扇状地の平均勾配は 2.5/1000~4/1000 程度で富士川、大井川扇状地より幾分、緩く、天竜川扇状地より急な勾配をもつ。犬山市街の位置するところは現河床面より一段高く、木曾川北岸の各務ヶ原と共に洪積世の扇状地段丘面であろう。

扇状地について濃尾平野の中央部には広大な面積に亘って自然堤防地帯が存在する。自然堤防は木曾川、長良川、揖斐川等の大河川沿岸と、これら各河川の過去の流路沿いに存在し、自然堤防と自然堤防との間には低平な後背湿地が形成されている。自然堤防地帯は後背湿地より約 1 m 程度高く砂質土で構成され、部落や畠地となり、一方後背湿地は水田となっている。

笠松町付近より祖父江町付近に至る間の木曾川左岸には河床砂を供給源とする標高 15 m 前後の河畔砂丘が部分的に形成されている。

自然堤防地帯は今尾町、津島市、甚目寺町を連らねる線を南縁とし、この線より下流域では自然堤防の発達が悪く、大部分標高 50 cm 程度以下の全く低平な三角洲地帯となる。自然堤防地帯と三角洲地帯の境界線は地形的にも大凡 1 m 程度の段落ちが認められるようで「水害地域に関する調査研究」<sup>(98)</sup>ではこの線付近に歴史時代初期の旧海岸線を想定している。

以上濃尾平野は図-27 からもうかがわれるように全体として東部が高く、西部が低い傾向にある。このことは既に前記「水害地域に関する調査研究」<sup>(98)</sup> 其他<sup>(82)(99)</sup>で述べられているが、主として東方より流入する木曾川の土砂運搬堆積量が、長良川や揖斐川の堆積能力を上廻るためと、これに周辺山地の地形や、地質構造および後述の沖積平野下の地層状況からも知られるように、東高、西低の構造盆地運動が加わったためと想定される。井関<sup>(96)</sup>は名古屋・岐阜間以東では平野の侵蝕地形が見られることを増傾斜運動の一つの証拠としている。

## (2) 沖積層の基盤

濃尾平野の地下には河成、海成の沖積層の下によく連続した顕著なレキ層が存在することが多数の深井戸資料<sup>(69)(71)(100)</sup>により知られており、井関により第1レキ層と呼ばれている。このレキ層は杉崎・柴田<sup>(99)</sup>によれば犬山付近の大曾川扇状地においては地表面直下に存在し厚さ約 10 m で西に向かって傾斜しており、レキ層の上面深度は平野の中心部では -20~-30 m、平野西縁部の今尾付近から木曾川河口部にかけては -50 m 以上の深さになることがその付図に示されている。またこのレキ層の厚さは一般に 20~30 m でその構成レキは東部ではチャート、石英斑岩・大垣付近ではチャート、砂岩を主とし、濃尾平野の殆んど全面にわたって存在し良好な key bed となることが同付図や其の他の深井戸資料により知られている。図-28 は濃尾平野の中央部、国鉄新幹線ルートに沿う沖積層縦断面図で砂レキ層（基底レキ層）としたものは、この第1レキ層に相当するものである。

第1レキ層の下には杉崎・柴田<sup>(99)</sup>により梅津層と名付けられている上部は砂と粘土の互層、下部は粘土層よりなる層がある。本層の上部の上面境界付近には軽石を含む層が存在することが知られており、この軽石層の存在から杉崎・柴田は梅津層を熱田層<sup>(102)</sup>に対比している。軽石を含む層が第1レキ層下にあることは木曾川左岸水理図<sup>(100)</sup>の柱状図や其の他の資料によっても明らかにされており、これらの資料によれば軽石を含む層は濃尾平野の中央部全域を蔽って存在することが明らかである（木曾川河口付近と岐阜垂井線以北では深井戸柱状図に軽石層が認められていない）。

図-28 に示す断面においても五条川・庄内川付近の基底レキ層の下に軽石を含む細砂層が工事用のボーリングで確かめられており、この層は松沢・嘉藤<sup>(58)</sup>の熱田層に続くことは、その関係位置から明らかであり第1レキ層下の軽石を含む層を熱田層の連続とみることができるので、筆者は本層を全て熱田層と呼ぶこととし洪積層として扱うことにする。熱田層の濃尾平野における深度（標



高)は杉崎・柴田の付図や其の他の深井戸資料によれば犬山市西側では +20 m, 笠松～一宮間付近で -30 m, 大垣付近より南方長良川右岸付近にかけては -70 m に達しほぼ一様に西に傾斜している。

熱田層と第1レキ層の間は、軽石層が欠除している部分があることや井関<sup>(101)(102)</sup>の示すように第1レキ層が熱田層を切ってつくられた谷に推積していることから、両者は不整合関係にあると考えられる。このことは特に名吉屋港～鍋田川河口部間の井関の示す断面により明瞭に示されている。

第1レキ層とその上につづく海成層との間には大きな不整合関係は認められないので、第1レキ層は井関が述べているように沖積層堆積の基底をなすレキ層であると考えられる。

井関<sup>(102)</sup>の表現によれば、第1レキ層をもって沖積統基底レキ層とし、沖積統基底レキ層まで(上面まで?筆者)の地層が沖積層であるとしている。一方、杉崎・柴田は第1レキ層は沖積世、洪積世何れに属するものか明らかでないとしている。筆者は第1レキ層に関して前二者より明確な資料を持つものではないが、第2章で定義した沖積層の区分に従えば、第1レキ層は沖積層基底レキ層に入るべきものと考えられるので、本層までを沖積層として取扱うことにする。従って濃尾平野における沖積層の基盤は第1レキ層下面下に存在し、前述のように大部分熱田層が沖積層の基盤を形成していることになる。

基盤層の形態すなわち沖積層下底面の形態は前述のように平野の東北東部では +20 m, 西部では -70～80 m (弥富町における第1レキ層下底すなわち沖積層下底は深井戸資料によればほぼ -73 m) に達し西方に傾いており、谷底部は大垣～今尾～弥富～飛島を結ぶ線上にあるように深井戸資料により判定される。また谷底の最深部は飛島村付近よりも、むしろ内陸側の今尾町あるいは池辺村付近にあるように見受けられる(杉崎・柴田の示す資料によれば今尾町、池辺村における第1レキ層下底は -80～-90 m に達する)。

一方、名古屋市西南部から蟹江町・日光川河口を結ぶ線にかけては地表下 -20～30 m の深さと 0～-10 m の深さに平坦な侵蝕面があり、西部の深い谷底部に比し基盤層の深度が浅い。井関<sup>(102)</sup>はこれら三つの侵蝕面のうち 0～-10 m の浅いものは沖積世中期以後につくられた海蝕台地であり、-20～-30 m の中間の深さのものは、最も深い谷底部形成以前に河川侵蝕により造られた沈没段丘と考えている。またこれらの平坦面を刻んで庄内川、天白川等により刻まれたと思はれる埋没谷の存在を示している。

熱田層の下には更に第2～第6レキ層と呼ぶレキ層群とそれらの中間にレキ間層の存在していることが杉崎・柴田の図で示されており、これらの層は何れも上部層と同様西南方向に緩やかに傾斜していて、かつ下方の層程その傾斜が大で西側の深度が深くなっていることは注目に値することと思われる。

### (3) 沖積層の地質

濃尾平野の沖積層はその堆積層の状態から先に地形の項で述べた扇状地帯、自然堤防地帯、三角洲地帯の三つに平面的に分けることが可能である。各地帯において沖積層は、それぞれの地帯における模式的な堆積状態を示すものと思はれ、濃尾平野の沖積層はわが国臨海地域における沖積層の一つの典型とみることができる。

平野周辺部の扇状地帯における沖積層は深井戸資料<sup>(71)(100)</sup>によれば何れも殆んど大部分砂または砂レキ層のみよりなり、また基底レキ層(第1レキ層)が地表面近くに存在し層の区分は明らかでない。犬山市付近の木曾川扇状地帯においては沖積層厚は比較的薄く 10～15 m 程度で洪積層に達する模様であるが、岐阜市内における長良川扇状地帯や西北部の藪川・揖斐川の扇状地帯では扇状地砂レキ層の厚さが 50 m 程度以上に達するように思われる。

一方、東海道本線岐阜～名古屋以西、岐阜～大垣以南における自然堤防地帯や三大河川下流域をはじめとする臨海地区の三角洲地帯においては沖積層の層別区分が一般に良く行なわれており次の

ような5つの層に明瞭に分けることができる。下部の層より

- |   |   |   |                         |
|---|---|---|-------------------------|
| { | (1) 沖積層基底レキ層……………(≒第1レキ層)<br>(2) 下部砂層……………<br>(3) 下部粘土層……………<br>(4) 上部砂層……………<br>(5) 上部粘土層…………… | } | (=養老層 <sup>(99)</sup> ) |
|---|---|---|-------------------------|

図-28 は国鉄新幹線に沿う沖積層の地質断面図で、図-27 に示されるように名古屋から垂井に至る濃尾平野のほぼ中央部の自然堤防地帯を東南～西北に切ったものである。図-28 は平均 300 m 程度の間隔で行なわれた約 120 本の工専用ボーリングのデータと路線付近の深井戸資料にもとづいて描いたものである。図-29 は 120 本のボーリング中から代表的なもの 7 本と名古屋市南部の天白川下の埋積層谷の柱状図を示したものである。

①の**基底レキ層**については既に(2)項で述べたとおりであるが、古生層、火成岩の円レキを含み扇状地性の河成堆積物と認められ主として後氷期海進前の海退期ないし一部海進初期の堆積物と考えられる。井関はこのレキ層を海退期の堆積物としているが筆者はレキ層の上部は海進初期の海面上昇速度の遅い時期の堆積物と考える。海面上昇が生じても河川の砂レキ供給量が多く埋積速度が早い時には砂レキの堆積が引つづき行なわれるからである。特に上流扇状地寄のレキ層の上部は下流側のものより新しく、かなり海進が行なわれた後のものと考え。これらの事項について次の第四章で改めて考察する。

本層の層厚は犬山付近で 10 m 平野中央部～海岸付近において 20～30 m である。一般に非常に密に締っており標準貫入試験の N 値は 60 以上である。

基底レキ層は従来第 1 レキ層と呼ばれ一般には洪積層として記載されている地層である。

②の**下部砂層**は砂、細砂、砂質シルト等よりなり、しばしば層間にシルトや粘土のレンズ状の層をはさみ層厚も 1 m 程度以下から 7～8 m 位まで変化が多い。また図-28 の断面図右端に示される庄内川～五条川間のように下部層が全く存在しないところもある。

本層の下部や中間にはしばしば有機物を挟むのを特徴とし上部には海成の貝殻を含むこともある。標準貫入試験の N 値は 15～30 またはそれ以上を示し一般に固結程度は高い。

本層はその性状から海進開始後の堆積物であり陸成層から海成層への漸移層と考えられる。

③の**下部粘土層**は海成の貝殻を含む海成層で大垣～笠松を結ぶ線以南、東海道線以西の濃尾平野西半地区の地下全域に亘って良く発達している。青灰色～暗灰色の粘土層～シルト層を主体とし、東方に向かって次第に構成土粒子が粗になる傾向にあり、木曾川以東の一宮・稲沢付近では砂層になることが深井戸資料や名神高速道路工事および国鉄新幹線工事に伴うボーリング柱状図や土質試験値から知ることができる。

本層の下限深度は平野の中央部では -20 m 前後であるが、西方揖斐川沿岸地帯および南方に向かって漸次その深度を増し、木曾川下流左岸の弥富付近では -50 m に達する。一方、粘土層の上限深度は図-28 および 29 にも示されるように比較的一様で -10 m ± 1 m 程度である。粘土層の粒度の垂直分布を土質試験粒度分析結果よりみると粘土層の中央部ないし、幾分下部寄が最も細粒であり、下部の砂層からの変化は比較的急激であるのに対し、上部砂層への移り変りは、その移り変りの深度が前記のようにきわめて一様であるにかかわらず漸移的である。N 値は一般に小さく 5 程度以下である。

本層は海面上昇速度の早い時期に急激な海進により生じた入海に堆積した内湾性の海成堆積物である。上部程その構成土層の粒度が粗になるのは堆積物による埋積が海水面に追付いて海が浅くなったためと考えられる。

名古屋市西部南部において沈没段丘や沈没波蝕台を構成する基盤層（主として熱田層と推定され

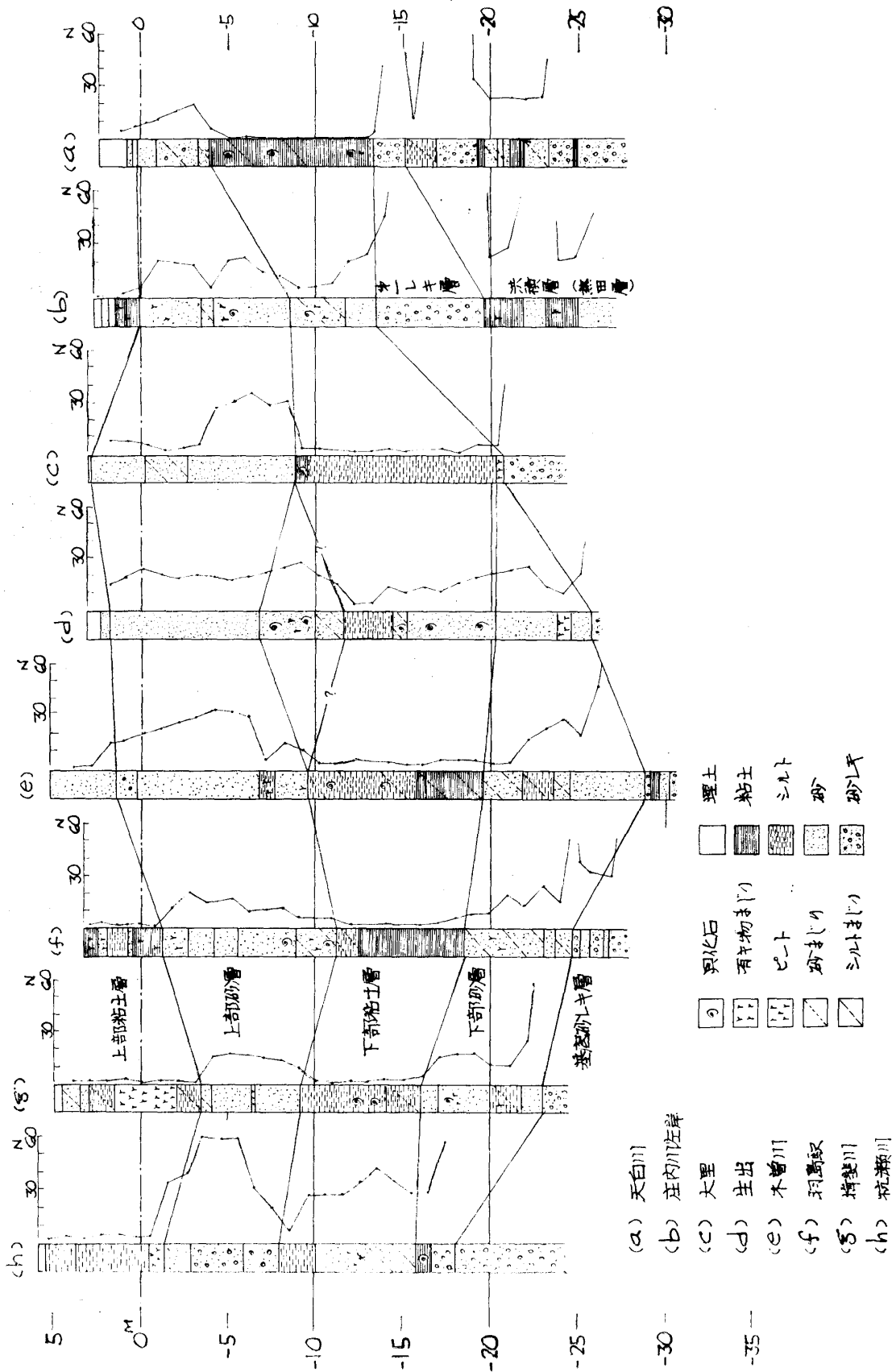


図-29 濃尾平野沖積層柱状図 (位置は図-27, 28 に示す)

る) を切って庄内川や天白川により造られたと思はれる埋没谷中にも、下部粘土層と同一層と考えられる海成粘土層が発達している (図-29 (a) 参照)。

松沢・嘉藤<sup>(58)</sup> は「名古屋および付近の地質」報告書のなかで南陽町南部日光川河口付近の沖積層中に表-9 に示すような海棲貝類を含むことを報じ、これをやや古期の沖積層として南陽層の名称を与えている。この南陽層はその堆積環境からみて下部粘土層に相当するものと認めることができる。

④の**上部砂層**は海成の下部粘土層から引つづき堆積したと思はれる海浜性ないし三角洲性のもので-10 m 付近より現海水準付近までの間に存在する。一般にきわめて粒の揃った清浄な砂層を主体とするが、下部の粘土層との境界付近にはしばしば有機物が存在しており中間にも有機物が含まれることがある。また本層の下部~中部には浅海性の貝殻が多く含まれている。

下部粘土層より上部砂層の下部付近にかけて含まれてる貝殻には表-10 のようなものが含まれている。

また同じく新幹線工事の際、羽島付近で掘出された貝殻には岐阜学芸大学牛丸周太郎教授の鑑定によれば表-11 に示すものが含まれている (私信による)。

上部砂層は海成の下部粘土層から次第に海が浅くなり陸成層に移り変る漸移層と考えられる。-8~-10 m 付近の有機物の多い層は海面上昇過程における一時的な停滞を意味するものかも知れない。

上部砂層の下面は大凡 -10 m、上面は現海水準付近であるが、詳細に観察するとそれらの深度が、揖斐川沿岸地域では、その東側の地域に比し深く、漸次西に向って低くなる傾向がうかがわれる。このことは(2)で既述した基盤層以下の地層の西方への傾斜と関連して注意すべきことと思われる。

この傾向は図-28 の北西~南東方向の断面でも幾分あらわれているが例えば名神高速道路に沿う地質断面図<sup>(103)</sup>のように東西方向の断面で知ることができる。

⑤の**上部粘土層**としたものは大河川の洪水ハンラン堆積による自然堤防堆積物と、自然堤防間の粘性土を主とする後背地堆積物で、必ずしも粘土層のみではなく本層には粘土・シルト・細砂・粘土まじりの砂・PEAT等を含んでいる。一般に層の変化が著しく上下方向、水平方向とも移り変りが多い。下流部の三角洲地帯では本層はごく薄いか欠除するが、中央部の自然堤防地帯においては良く発達する。木曾川沿岸、特に東側の尾西、一宮、稲沢付近では図-29 (c), (d), (e) に示されるように本層は砂質となっていることが多く、層厚も2~3 m 程度で薄い。大垣付近以南の揖斐川沿岸地帯では10 m 弱程度の厚さになっている。またその下底深度が揖斐川沿岸地帯では現海水準下に-4~5 m 及んでいることは西側への傾斜傾向と相まって注目すべきことと思はれる。また本層には有機物を含むことが多くまた大垣付近より下流の揖斐川沿岸地帯の後背地においてしばし

表-9 南陽層中の貝化石 (松沢・嘉藤<sup>(58)</sup>)

<i>Cerithidea</i>	( <i>Cerithideopsilla</i> )	<i>cingulata</i>	(GMELIN)
<i>Macra</i>	( <i>Macra</i> )	<i>veneriformis</i>	REEVE
<i>Macoma</i>	( <i>Macoma</i> )	<i>nasta</i>	(CONRAD)
<i>Macoma</i>	( <i>M.</i> )	<i>anser</i>	OYAMA
<i>Tapes</i>	( <i>Amygdala</i> )	<i>japonica</i>	(DESHAYES)
<i>Meretrix</i>	( <i>Meretrix</i> )	<i>lusoria</i>	(RÖDING)
<i>Trapezium</i>	( <i>Neotrapezium</i> )	<i>japonica</i>	PILSBRY
<i>Ostrea</i>	( <i>Crassostrea</i> )	<i>gigas</i>	THUNBERG
<i>O.</i>	( <i>Lopha</i> )	<i>echinata</i>	QUOY et GAIMARD
<i>Anadara</i>	( <i>Scapharca</i> )	<i>subcrenata</i>	(LISCHKE)
<i>A.</i>	( <i>Tegillarca</i> )	<i>granosa</i>	<i>bisenensis</i> SCHENK et REINHART

表-10 下部粘土層～上部粘土層中貝化石

<i>Ostrea</i> ( <i>Crassostrea</i> ) <i>gigas</i> THUNBERG .....	(i)
<i>O.</i> ( <i>C.</i> ) <i>rivularis</i> GOULD .....	(ii)
<i>Dosinia</i> ( <i>Phacosoma</i> ) <i>japonica</i> (REEVE) .....	(iii)
<i>Anadara</i> ( <i>Scapharca</i> ) <i>subcrenata</i> (LISCHKE) .....	(iv)

- 註 i) 新幹線木曾川橋梁付近 上部砂層下部及び  
 —— " —— 杭瀬川橋梁付近 -17m  
 ii) —— " —— 木曾川橋梁付近 上部砂層下部  
 iii) —— " —— 羽島付近, 上部砂層 or 下部粘土層  
 iv) —— " —— " —— " —— " —— " —— " ——

何れも新幹線基礎工事の際堀出されたものである。

鑑定は東北大学理学部地質学古生物学教室早坂祥三氏による。

表-11 羽島付近沖積層産貝化石

<i>Anadara</i> ( <i>Scapharca</i> ) <i>nipponensis</i> (PILSRBY)
<i>A.</i> sp.
<i>Atrina</i> ( <i>Servatrina</i> ) <i>lamellata</i> HABE (nov.)
<i>Corbicula</i> <i>sandai</i> REINHARDT
<i>Dendostraea</i> sp.
<i>Dosinia</i> ( <i>Phacosoma</i> ) <i>japonica</i> (REEVE)
<i>Macoma</i> <i>incongrua</i> (V. MARTENS)
<i>Mactra</i> <i>chinensis</i> PHILIPPI
<i>M.</i> <i>crossi</i> (DUNKER)
<i>Megetrix</i> <i>megetrix</i> <i>lusoria</i> (RÖDING)
<i>M.</i> <i>petechialis</i> (LAMARCK)
<i>Ostrea</i> ( <i>Crassostrea</i> ) <i>gigas</i> THUNBERG
<i>O.</i> ( <i>Crassostrea</i> ) <i>rivularis</i> GOULD
<i>O.</i> ( <i>C.</i> ) <i>nippona</i> SEKI
<i>O.</i> sp.
<i>Pinna</i> <i>pectinata</i> <i>japonica</i> REEVE
<i>Solen</i> <i>gouldi</i> CONRAD
<i>Brachytoma</i> <i>tuberosa</i> (SMITH)
<i>Macrochisma</i> sp.
<i>Nassarius</i> ( <i>Niotha</i> ) <i>livescens</i> (PHILIPPI)
<i>Neverita</i> ( <i>Glossaulax</i> ) <i>didyma</i> (RÖDING)
<i>Rapana</i> <i>thomasiana</i> <i>pechiliensis</i> GRABAU et KING
<i>Favia</i> <i>speciosa</i> (DANA)

註：岐阜学芸大牛丸周太郎教授鑑定（私信）による。

採取深度不明であるが大部分は上部砂層中、一部は下部粘土層中のものと思われる。

ばピート層が存在し N 値は一般に 5 以下時に 0~1 程度で極軟弱な地盤を形成している。

なお濃尾平野においては縄文時代の庭田貝塚が養老山脈東麓の養老郡城山村にあり、ここは現海岸線より約 28.5 km の距離であるにもかかわらず大部分カキよりなる貝塚で当時濃尾平野の西部では奥深くまで海が進入していたことが知られている。また既に地形の項で述べたように今尾町～津島市～甚目寺を連ねる線以南では地表下 6 m 以内に含貝層が見られること、および同線以南には以北に見られるような弥生式の遺跡がなくなることから、この線はかつて歴史時代初期における海岸線であったとされている<sup>(98)</sup>。弥生式の遺跡を含む地層は上部粘土層に相当するものと思われる。

## 第四章 沖積層堆積を支配する要因

第三章において東海道臨海地域の沖積層の堆積状況について記載した。沖積層はそれぞれの地域において、或る場所では海成の細粒粘土層が卓越し、また一方では河成の砂レキ層が卓越する等、それぞれ特徴ある堆積層を構成しているが、堆積環境の類似した個所においては何れもある共通性をもった堆積相を示している。これらの沖積層の堆積を支配する要因について本章で考察する。

### 第1節 海水準変化との関係

#### (1) 後氷期の海水面変動の記録

東海道臨海地域の沖積層の大部分は洪積世氷期の低下した海水準に従って掘られた谷が後氷期海面上昇にともなってオボレ谷化し、そのオボレ谷中に堆積してつくられた地層であることは第三章に記載した事柄により明らかである。

後氷期海面上昇の過程は Curray<sup>(17)</sup>, Shepard<sup>(18)</sup> 等による研究により Texas Coast 其他世界各地における上昇の記録として図-30 a に示すような図が発表されている。この図は Texas, Holland, Eastern Argentine, S. W. Louisiana Cheniers, Australia, Florida などの過去の海面付近に堆積したと思われるピートや海浜棲の貝についてその資料のとれた現在の海の深さと、その C<sup>14</sup> 年代との関係を示したものである。17,000 年 B. P. における -90 m 付近より大凡 8,000 年 B. P. における -10 m 付近までの急激な海面上昇と、それ以降現在に至るまでの緩慢な海水面変化の記録が見事に表現されている。

図-30 b はこれらの結果にもとづいて Texas Coast における 20,000 年 B. P. 以降の後氷期海水面変動を Curray の図<sup>(17)</sup> にもとづいて Shepard が修正した曲線である。

日本においては小林 (1962)<sup>(57)</sup> の著書中の 2-7 図、羽鳥等 (1962)<sup>(41)</sup> の第 7 図、阪口 (1963)<sup>(45)</sup> の挿図による概念的な説明図の他、Shepard や Curray によって示されたような明確な海水面変動曲線は未だ描かれていないようであるが、ほぼ図-30 で示されるのと同様な海水面変動の経過をたどったものと想定される。ただし縄文早期末より前期 (7000 年 B. P. ~5,000 年 B. P.) にかけて、わが国においては現海水面より 5 m 前後高かったであろうことが東木の研究<sup>(3)</sup> 以来多くの研究者によって云われており、また第三章に記載した鶴見川沿岸において観察される事柄もこれと一致する。

#### (2) 海面上昇と海進の関係

次に海面上昇と海進の関係について考察する。一般に海面上昇に従って海進が生ずるのが普通である。もし堆積物が全く生成されないと仮定すると、谷にそった地域では図-31 に示すように海面上昇量に等しいだけ谷奥に海が進入するはず (図-31 の㉔点まで) であるが、実際には谷奥の河口部では流入河川の運搬土砂の堆積により、海の進入はこれより小さく図-31 の ㉓点までである。すなわち海進は埋積作用により制御されることになる。

今かりに、海面上昇速度と、ある地点における河川其他堆積物による埋積速度が完全に一致することがあるとすると、その地点では海水面は上昇するにもかかわらず海岸線は元の位置を保ち海進を生じない (図-32 ㉔)。もし海進上昇速度が遅く、河川による土砂の供給量が多い場合には図-32 ㉓に示されるようにその埋積速度は海面上昇速度を超越し、堆積物は海へ向って伸展してゆき海退現象を生ずる。また海水面が停止の状態にあれば地形学の示すように突出部では海蝕による海退が、湾入部では埋積による海進が生ずる。



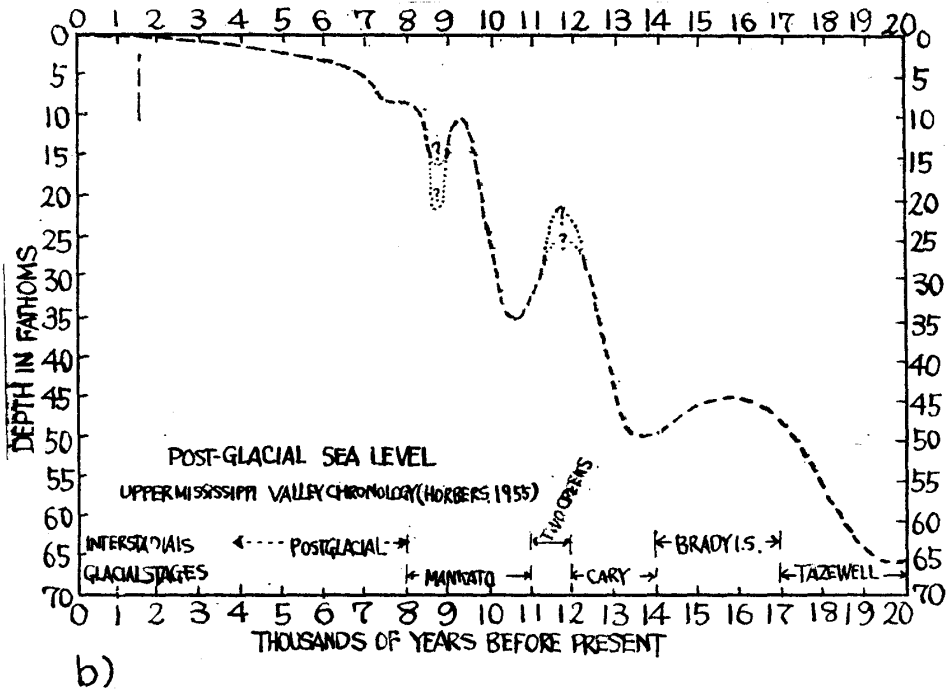
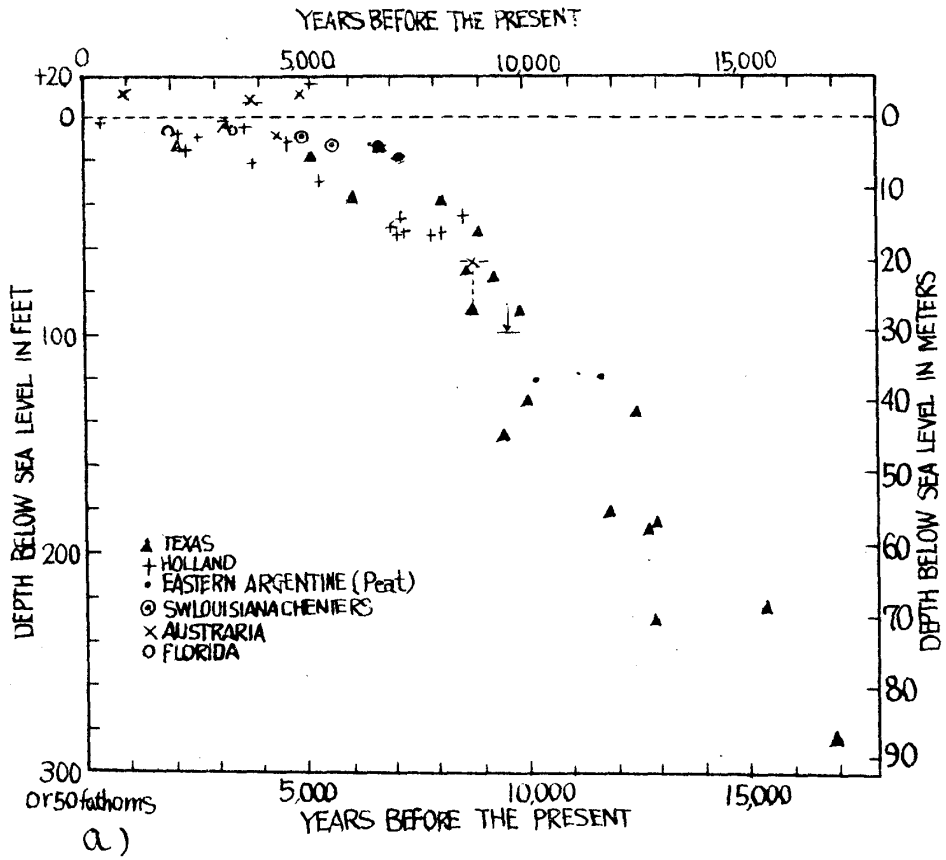
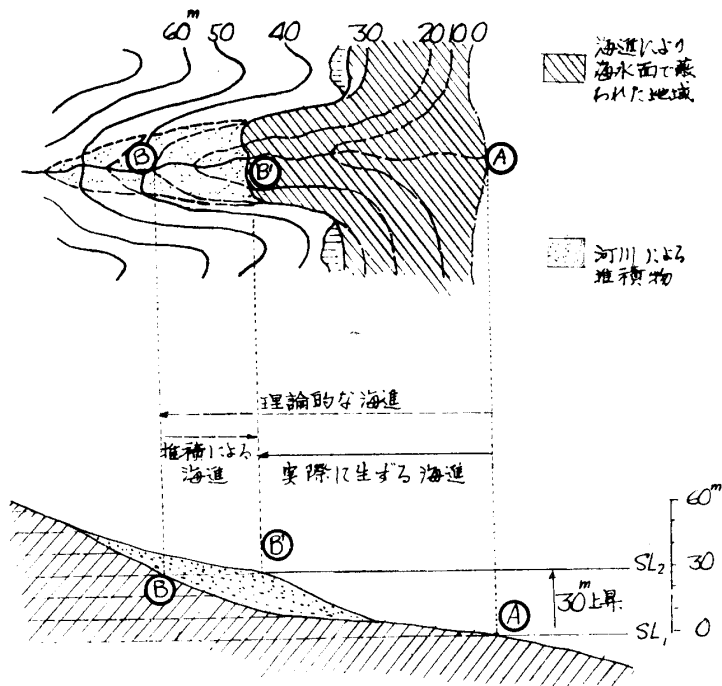


図-30 Texas Coast における海面上昇記録 (F.P. Shepard<sup>18)</sup> による)



SL<sub>1</sub> の海水面より 30<sup>m</sup> 上昇して SL<sub>2</sub> になったとき

- Ⓐ 旧海岸線位置
- Ⓑ 堆積物のないときの新海岸線
- Ⓑ' 堆積物があるときの実際の海岸線

図-31 海面上昇による海進と堆積物による海進の制御

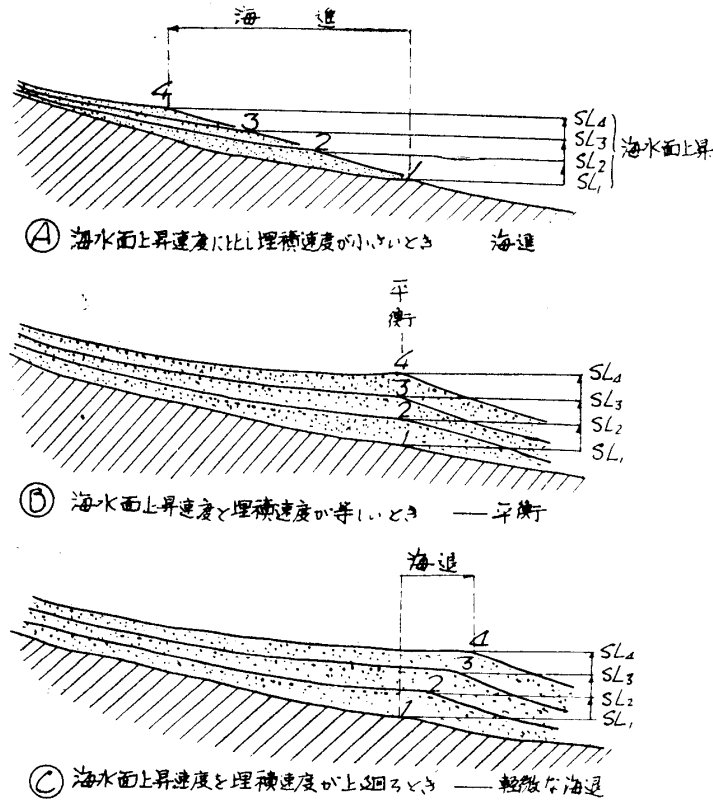


図-32 海面上昇と埋積速度による海進海退の関係

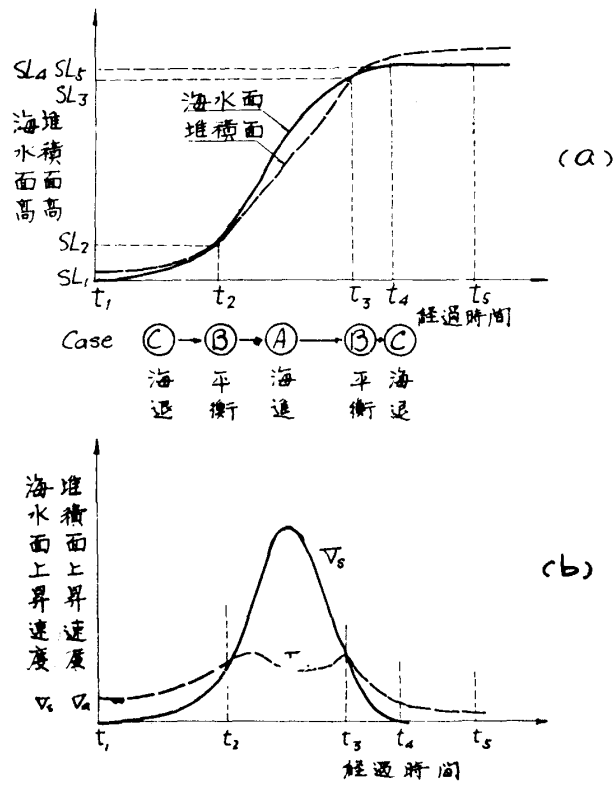


図-33 海水面上昇時における海水面上昇速度・堆積面上昇速度と水面上昇速度・堆積面上昇速度（埋積速度）の関係を示す概念図

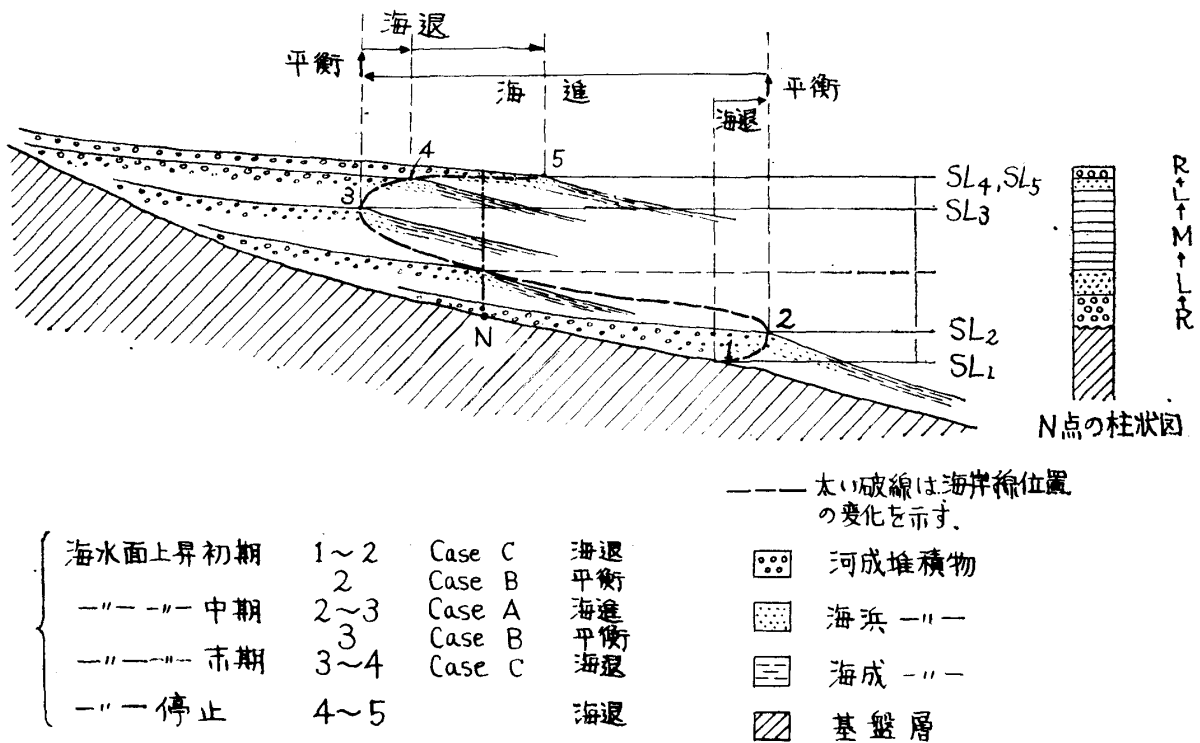


図-34 海水面上昇に伴う海岸線の変化と堆積物の変遷

すなわち海水面上昇と海進の関係を単純化して考えれば次のようになる。

- { Case A 海水面上昇速度  $V_s >$  埋積速度  $V_a \rightarrow$  海進
- { " B " " " "  $V_s =$  " " "  $V_a \rightarrow$  平衡
- { " C " " " "  $V_s <$  " " "  $V_a \rightarrow$  海退

①②③ は図-32 ①②③ にそれぞれ対応する。

① の case ではオボレ谷を生じて海成層が堆積し, ② の case では, 元の海岸線付近に三角洲または海浜堆積物が連続して堆積し, ③ の case では河成堆積物が次第に積重になってゆく。以後海成層は M, 海浜堆積物は L, 河成堆積物は R で現はす。

一般に海水面上昇の初期には速度が遅く, 中間で最大速度で上昇し, 末期には再び遅くなり図-33 で実線で示されるような曲線をとるものと思われるから, 初期のある期間 ( $t_1 \sim t_2$ ) は ③ の case にあり, ついで, ② の case ( $t_2$  時) を経て, 上昇速度最盛期 ( $t_2 \sim t_3$ ) には ① の case となり, 上昇の末期 ( $t_3$  時) においては, 再び ② の case を経て ③ の case ( $t_3 \sim t_4$ ) に至る。即ち図-33, 34 に示すように海水面上昇初期には軽微な海退期があり, ついで平衡状態を経て海進が起り, 末期になると再び平衡状態を経て海退期に入る。この間, 海岸線は図-34 で太い破線で示されているような経過をたどる。

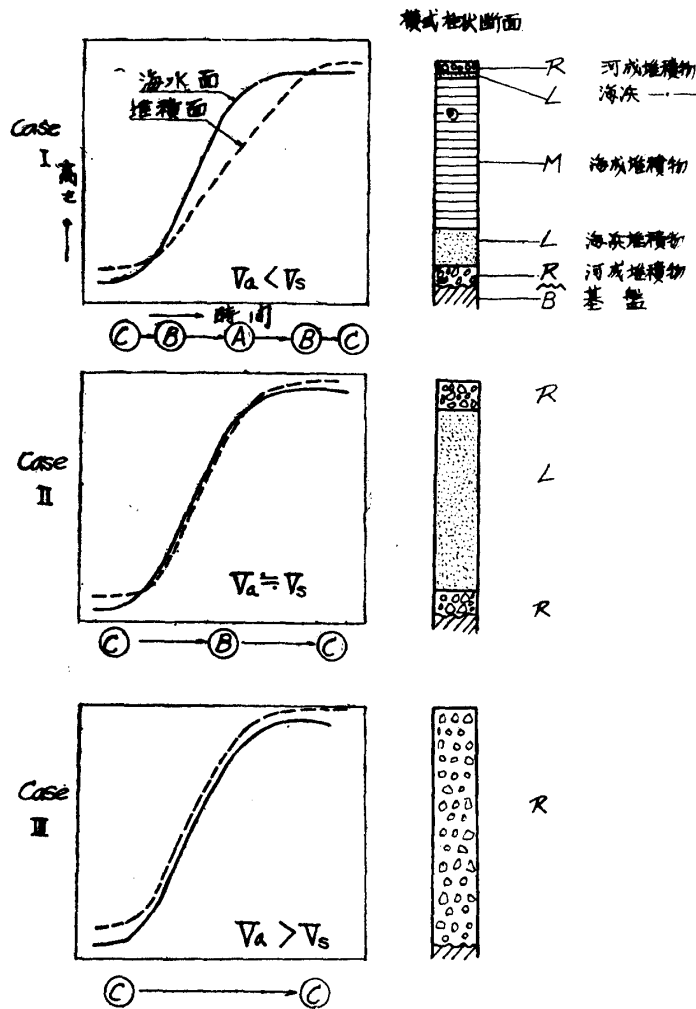


図-35 単純な海水面上昇の場合における堆積相

### (3) 海水面変動と埋積速度による堆積層の変化

海進開始前の陸上の或る点 (図-34 の N 点) を想定して図-33, 図-34 に示されるような海面上昇開始後における堆積層変化の様相を考察すると, 海面上昇初期の海退期には先づ河成堆積物を, ついで平衡期の海浜堆積物を, ついで海進期の海成堆積物となり, ついで上昇末期には再び海浜堆積物を, ついで河成堆積物の順に堆積する。即ち図-34 の N 点上では同図, 右寄の柱状図で模式的に示されるように  $R \rightarrow L \rightarrow M \rightarrow L \rightarrow R$  の断面をもつ堆積層が形成される。この関係を経過時間に対する海水面と堆積面の位置を示す図と, これに対応する堆積層の柱状断面を概念的に単純化して示せば, 図-35 の case I のようになる。海面上昇曲線 (以後の図で全て実線) および堆積面上昇曲線 (以後の図で全て破線) の各勾配はそれぞれの上昇速度を示すものである。case I では海面上昇期間の大部分を通じて, 堆積速度が海面上昇速度より遅い。

Case I は単純な海面上昇に対して, 流入土砂量の少い個所における基本例である。

もし河川の土砂供給量が多くその堆積物による埋積速度が早く, 海面上昇速度にほぼ追従する場合 ( $V_a = V_s$ ) には, 図-35 の case II となり, その堆積層は  $R \rightarrow L \rightarrow R$  となる。

更に埋積速度が常に海面上昇速度を上廻っている場合 ( $V_a > V_s$ ) には, 図-35 の case III となり, その堆積物は海退を示す河成層 R のみとなる。case I, II, III, はそれぞれ海水面変動と埋積速度の関係を示す基本的な例であり, 以後に示すものは, この考えによる応用である。

次に海面上昇途中で停滞期がある場合について図-36 に示す。

Case IV は埋積速度が極めて遅く, 途中の海面上昇停滞期にも堆積面が水面に追いつかず従って堆積相は Case I の場合と同様  $R \rightarrow L \rightarrow M \rightarrow L \rightarrow R$  の 1 cycle となる場合である。

Case V は IV に比しやや埋積速度が大きい場合で停滞期に堆積面が水面に近づき海浜堆積物を海成層の中間に堆積する場合で,  $R \rightarrow L \rightarrow M \rightarrow L \rightarrow M \rightarrow L \rightarrow R$  の順に堆積層を形成し不完全な 2 cycle 層となる。

Case VI は埋積速度が更に早い場合で, 海水面停滞期には堆積面が水面を超越して陸化し, 河成堆積物が中間に挟まれる場合である。 $R \rightarrow L \rightarrow R \rightarrow L \rightarrow R$  の 2 cycle に近い層が形成される。また条件によっては,  $R \rightarrow L \rightarrow M \rightarrow L \rightarrow R \rightarrow L \rightarrow M \rightarrow L \rightarrow R$  となる場合も生じうる。

Case IV は埋積速度が極めて早い場合で, 常に埋積速度が海面上昇速度より早く, 従って堆積物は河成層でのみ形成され, 堆積による cycle を生じない。case III の場合と同じ堆積相となり堆積相の特徴から海水面の停滞期を見出すことは多くの場合困難である。

次に海水面が低下する場合について考察する。この場合には良く知られているように, 低下開始前, 海岸より陸側にあった部分では侵蝕が復活し, また低下により以前の海底部は陸化し, 海底の堆積面を切って堆積物中に谷が刻み込まれる。海水面の低下に従って海岸線は海側に後退する。河川土砂の供給量が多いときは海水面低下による理論的な海退線を上廻って海退を生ずる。

海面上昇の途中において一時的に海水面低下を生じ, 再び上昇した場合について考察すると, 図-37 に示すように, 海水面変動の速度, 海水面低下の大きさ, 埋積速度との関係で4つの基本的な case に分類することができる。

Case VIII は埋積速度が極めて遅く, 海水面の一時的な低下の影響を殆んど受けない場合である。堆積相は case I, case IV と同様 1 cycle となる。

Case IX は埋積速度がやや早く, 水面降下の影響をやや受ける場合で, 堆積相は case V と同様な不完全な 2 cycle となる。

Case X は途中の海水面降下時に堆積面が陸化し, 更に低下した海水面を追って侵蝕作用を受け, 全堆積層の中間に小さな不整合面をもち, 完全な 2 cycle 層が出来る場合である。

Case XI は埋積速度が大きく, 全て河成層よりなり X と同様, 中間に一時的な侵蝕により小不

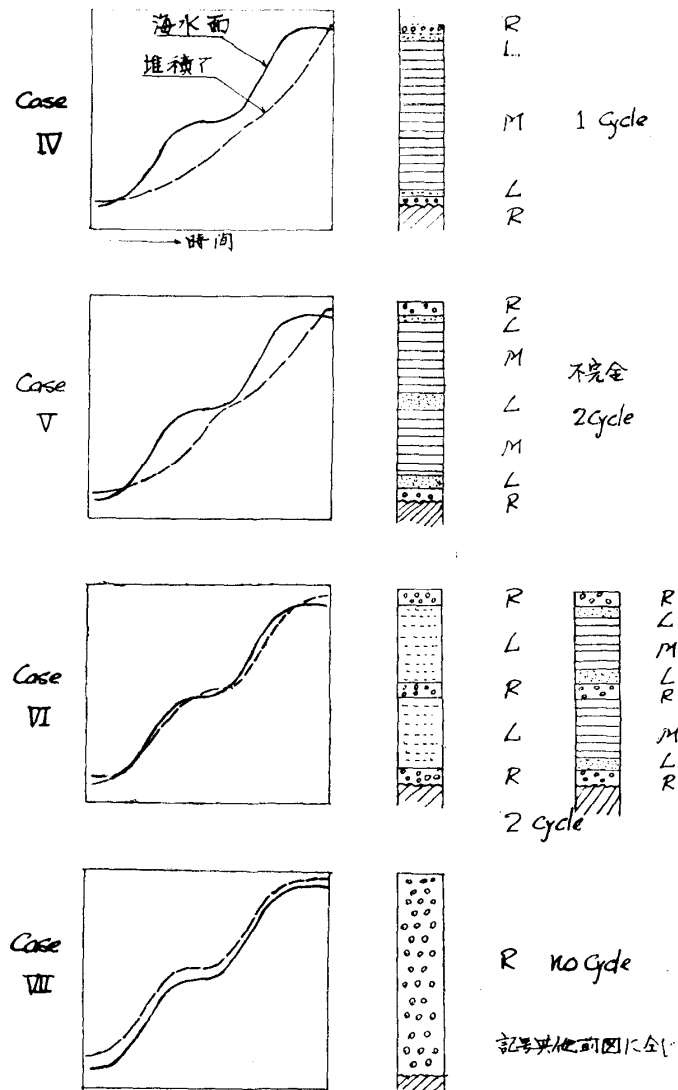


図-36 海面上昇途中に停滞期がある場合の堆積相

整合面が形成される。ただし粗粒の河成層間の不整合であるため不整合面を識別して、 case III や VII と区別することは一般に困難であると思われる。

図-38 は海面上昇の末期は軽微な海水面低下を伴う場合である。

Case XII は埋積速度の遅い場合で堆積相は case I, IV, VIII と同様、単純な 1 cycle となる。ただし条件によっては末期の堆積層の変化、M→L→R の移行が前の case より急激となる。

Case XIII は末期の水面降下により堆積面が陸化し侵蝕をうける場合である。細粒の海成層から不整合関係で急激に河成層に移り変わる堆積相が形成される。

Case XIV は XIII より全般的に埋積速度が早い場合である。堆積相より case II との区別を行うことは多くの場合困難であると思われる。

Case XV は case XI と同じく河成層中に不整合をはさむ場合で、不整合の存在を堆積相から知ること一般に困難である。

(4) 実際の海水面変動とそれにより生成される堆積相

後氷期における実際の海水面変動は図-30 で示されるように上昇途中に数回の上下動を含むかなり複雑なものと思われ、実際の海水面位置と埋積の関係は case I より case XV までの一部また

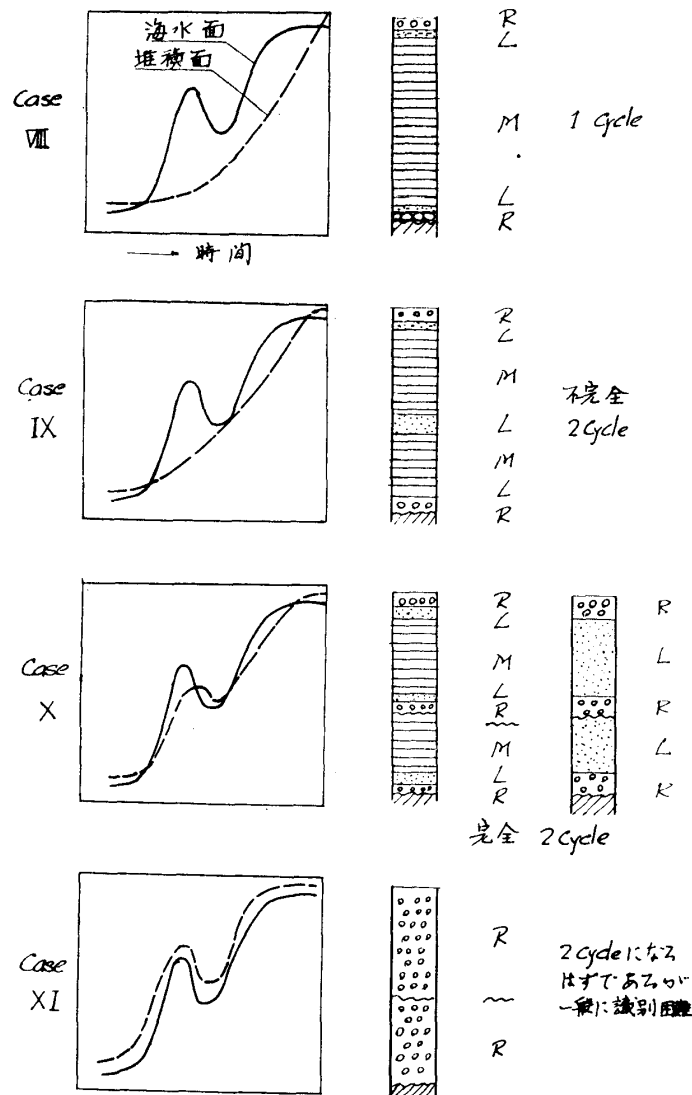


図-37 海面上昇の途中に一時的な水面降下を挟む場合の堆積相

はこれらの組合せとなる。わが国における後氷期海水面変動の詳細が判明していないので、図-30に示された海水面変動曲線がそのままわが国の臨海地域にもあてはまるか否か不明であるが、大局的には同様な傾向をもつものであろう。既に述べたようにわが国では縄文早期末ないし前期において5m程度海水面が高かったことを考慮に入れて、Curry<sup>(21)</sup>の図を基として図-39のような水面変動を説明上概念図として描いておく。

この図によれば13,000年B.P.以前、深度80~90m付近以深では水面変動の速度が緩慢であり、海岸近くでは埋積作用が水面変動に容易に追付くものと考えられ、河成ないし海浜性の堆積物が主となるであろう。ついで13,000年B.P.より7,000年B.P.までの間(水面深度は(-90~-10m)付近まで)は途中に2回の一時的な低下時を挟むが全体として海面上昇速度が早く、一般の場合には埋積速度を上廻りオボレ谷が形成され海成層が堆積し7,000年B.P.以降は海面上昇が緩慢となり更に微少な海退も行なわれるので主として海浜性ないし河成の堆積物が生成されると想定される。13,000年B.P.より7,000年B.P.に至る間における2回の一時的な海水面低下時には埋積速度のやや大きい場所では、この時期に埋積が水面に追付き海浜性もしくは河成の

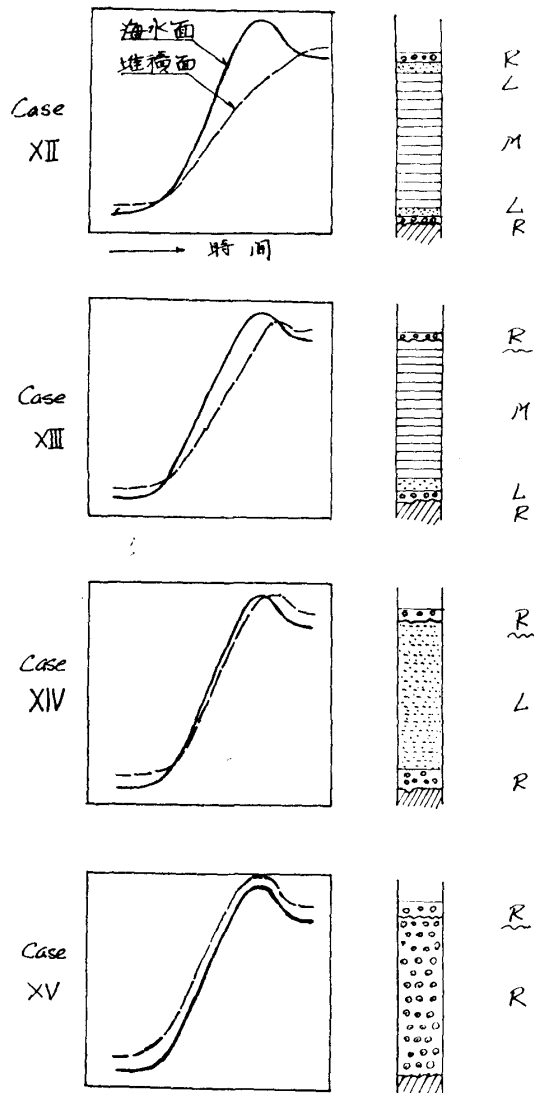


図-38 海面上昇末期に軽微な水面降下がある場合の堆積相

堆積物を形成したと思われる。

既に第三章で記載したように、東海道海岸地域におけるオボレ谷の深度は外洋に面するものは 100 m 前後、内湾に面するものは 30~60 m 程度であることが知られている、図-39 に仮定した海水面変動に従えば 90~100m 程度の深さのオボレ谷堆積層では 3 cycle, 50~60 m 程度の堆積層では 2 cycle, 20~30 m 程度の堆積層では 1 cycle の堆積相が、それぞれの場所における埋積速度との関連において形成される可能性が大きい。第三章で記載した地域で 25~30 m 以浅の浅い沖積層は一般に 1 cycle であるが、25~30 m を越える沖積層では不完全ながら 2 cycle に近い堆積相が見られるのはこのような理由によるものであろうと解釈される。2 cycle の傾向をもつ沖積層は東京湾沿岸(多摩川, 鶴見川のオボレ谷, および其の他<sup>(14)</sup>), 焼津北部地区, 大田川沿岸等である。



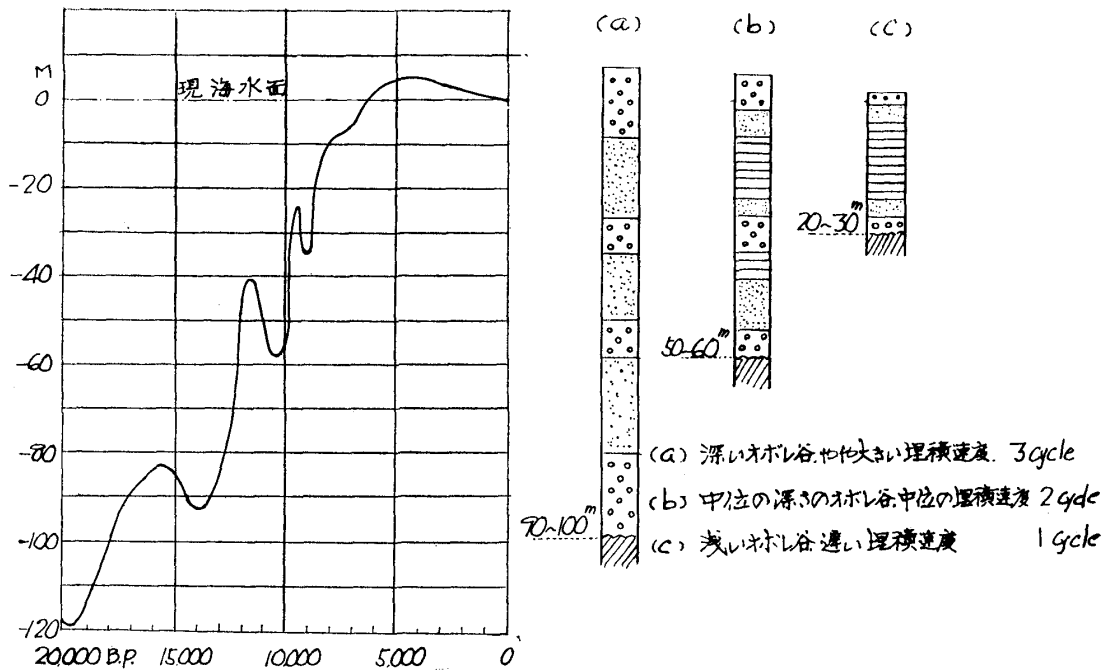


図-39 海水面変動とオボレ谷深度による堆積相の関係を示す概念図

- a) 深いオボレ谷, やや大きい埋積速度 ..... 3 サイクル
- b) 中位の深さのオボレ谷, 中位の埋積速度 ..... 2 サイクル
- c) 浅いオボレ谷, 遅い埋積速度 ..... 1 サイクル

## 第 2 節 後背地, および堆積地における地形・地質との関係

### (1) 後背地の条件

前節において海水面変動に対する埋積速度の関係が沖積層の堆積層を支配する最大の要因であることを説明した。本節では埋積速度を支配する後背地, 及び堆積地における地形, 地質との関係について考察する。

先づオボレ谷中における埋積速度は, オボレ谷に流入する河川と沿岸流による土砂運搬供給量の大小に関係する。河川によるオボレ谷への土砂供給量は, 周辺部の地形と地質, 流入河川流域における地形・地質に支配される。一般に大河川は小河川に比し土砂の運搬量は多く, また急流河川は緩流河川に比し土砂運搬量は遙かに大きい。

土砂運搬量は勾配が一定であれば流量の 3.2 乗に比例し, 流量が一定で速度が変われば Twenhofel<sup>(95)</sup> によれば, 運搬量は速度の大凡 4 乗に比例するといわれている。また流速の早いほど流速の 2 乗に比例して径の大きな土砂を運搬する能力をもっている。

以上のように河川の土砂運搬能力は主として流量と, 流速に関係するが, 河川が常にその能力一ばいに土砂を運搬しているわけではない。能力一ばいに土砂を運搬するのは主として洪水時のみである。実際に河川がオボレ谷中の堆積地に常時運び込む量は, 流速, 流量による能力に対し, 上流侵蝕地域において侵蝕供給される土砂量によって支配される。すなわち侵蝕供給量が充分大であれば, 河川は常に能力一ばいの土砂運搬供給を行い, 侵蝕供給量が小さければ運搬能力を下まわる土砂の供給しか行なわれない。

河川上流山間部における河川に対する侵蝕供給量もまた, 斜面傾斜, 山体を構成する地層の風化, 侵蝕抵抗力の大小, 降雨量等に関係する。山地の高低差が大きく斜面傾斜が急であれば侵蝕量

は一般に大となり、構成地層が軟岩もしくは風化された岩石よりなるときは侵蝕供給量は大きく、堅岩よりなる時は小さいと考えてよい。また侵蝕により生成される土砂の形状も侵蝕地域の構成地盤が風化した花崗岩や、ゆるい砂岩よりなるときは運搬供給される土粒子も砂粒が多くなり砂層が堆積し、後背地が粘土系岩石や火山灰層を主とする地域では細粒粘土分の供給量が多くなり、粘土層が卓越して堆積する。

気候的条件としては降雨量の著しいほど、土砂の侵蝕供給量が多いのが通常であろう。後背地の地形・地質・気候的条件と埋積速度の大小を一括すれば表-12 のようになる。

表-12 後背地の条件と埋積速度の関係

気 候 雨 量	地 形			地 質			埋積速度
	起 伏 量	河川流量	河川流速	堅 岩	古期岩石	粗粒岩石	
多	大	大	大	堅 岩	古期岩石	粗粒岩石	大
少	小	小	小	軟 岩	新期岩石	粘土系岩石	小

第三章で記載した多摩川と鶴見川流域における沖積層が、前者が主として砂レキ質土を主とする河成層で占められ、一方後者では粘土質土を主とする海成層で構成され、両者が全く隣接したオボレ谷であるにもかかわらず堆積層に著しい差があるのは、ひとえに両河川における土砂供給能力の違いに原因している。両河川の土砂供給能力の差は、河川流量・流速共、多摩川が著しくまさっており、また上流地域に急峻な起伏量の多い秩父山地があることに主として原因している。また鶴見川流域では山地の起伏が小さく延長も短いことと共に流域を構成する地質が、第三紀三浦層群の泥岩や関東ロームを主とし、粘土分が多いことも埋積速度が遅く、従って粘土層が多いことの原因の一つとみることができる。

この他第三章で記述した浮島ヶ原地域における富士川沿岸地帯と、他の地域の差、大井川流域と瀬戸川流域の差、天竜川流域と大田川流域の差は全てオボレ谷に流入した河川の規模の大小による埋積能力の差にもとづくものが主原因である。

一般的傾向として古生層其の他古期の堅い岩石よりなる地域では侵蝕量が小さいため河川による土砂運搬供給量が小さく、また海蝕による侵蝕量も小さいので沿岸流による土砂供給量も小さくなり、オボレ谷を埋積する速度も遅くなる。従ってオボレ谷内になかなか沖積平野が形成されず後々までもオボレ谷の状態がつづく。これに反し後背地が第三紀層、洪積層等の軟岩よりなるときは侵蝕抵抗力が小さいため河川による土砂運搬供給量、海蝕および沿岸流によりオボレ谷内に供給される土砂量も共に多くなるので、オボレ谷を埋積する速度は早くなる。従ってオボレ谷はいち早く陸化し沖積平野が形成される。

わが国では古生層山地が海岸に接する部分では海岸線が屈曲に富み、所謂リヤス式海岸を形成することが多く、一方第三紀層、洪積層よりなる海岸地域では海岸線が平滑であるとする大塚の意見<sup>(8)</sup>は、このような後背地の地質条件と埋積速度の関係を示したものである。

## (2) 堆積地における条件

次に同じ後背地の条件をもつ同一のオボレ谷内であっても、そのオボレ谷内の位置によって著しく堆積の相を異にする。これはオボレ谷内の位置によって土砂の供給され易いところと、土砂の供給が少ないところが生じ、同一オボレ谷内でも堆積速度に差があることに起因している。即ち沖積層の堆積特徴を支配するもう一つの条件として、堆積地の位置が重要な要素となる。

そこで図-40 に示すような模式的な沖積平野を想定してそれぞれの位置における沖積層の堆積状況を考察してみる。図の右側には、主流をなす河川の山間溪谷部の出口から海岸までの間を扇状地

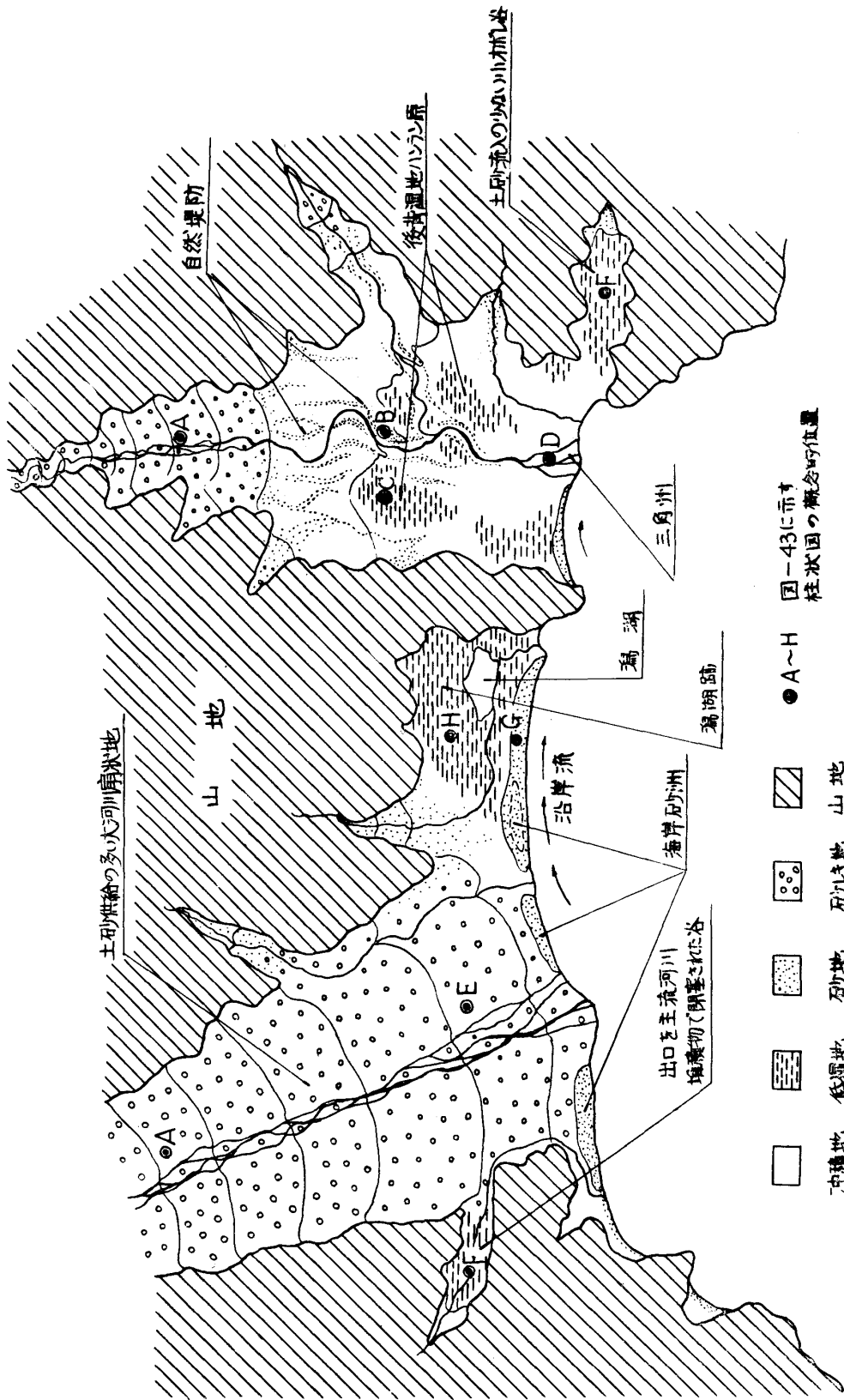


図-40 各種沖積平野の模式的平面図

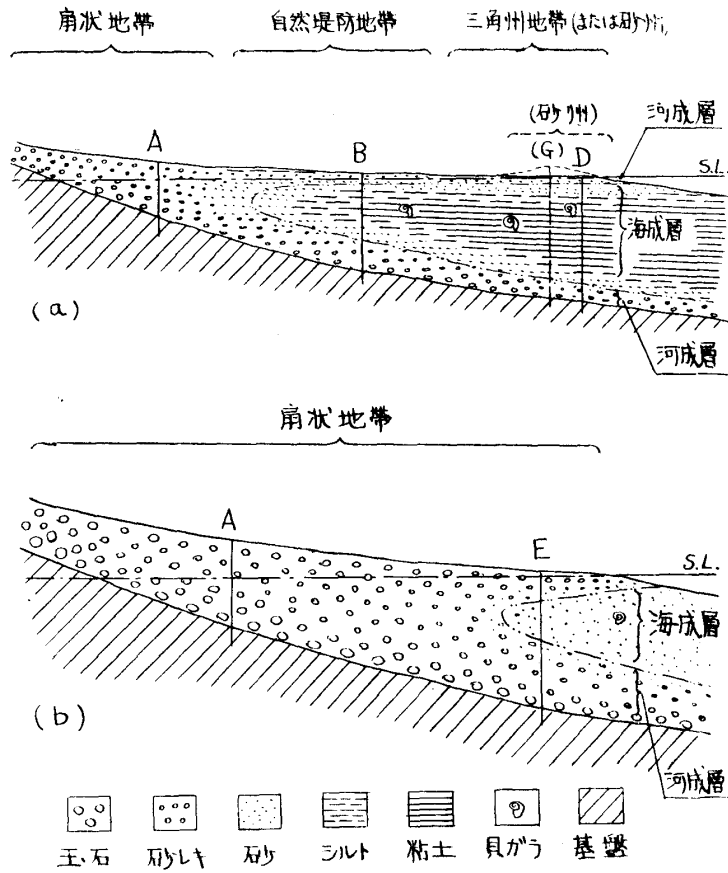


図-41 臨海地域における沖積層の模式縦断面

- a) 中小河川または内湾に注ぐ大河川沿岸の沖積層
- b) 扇状地帯のまま直接海に注ぐ大河川沿岸の沖積層

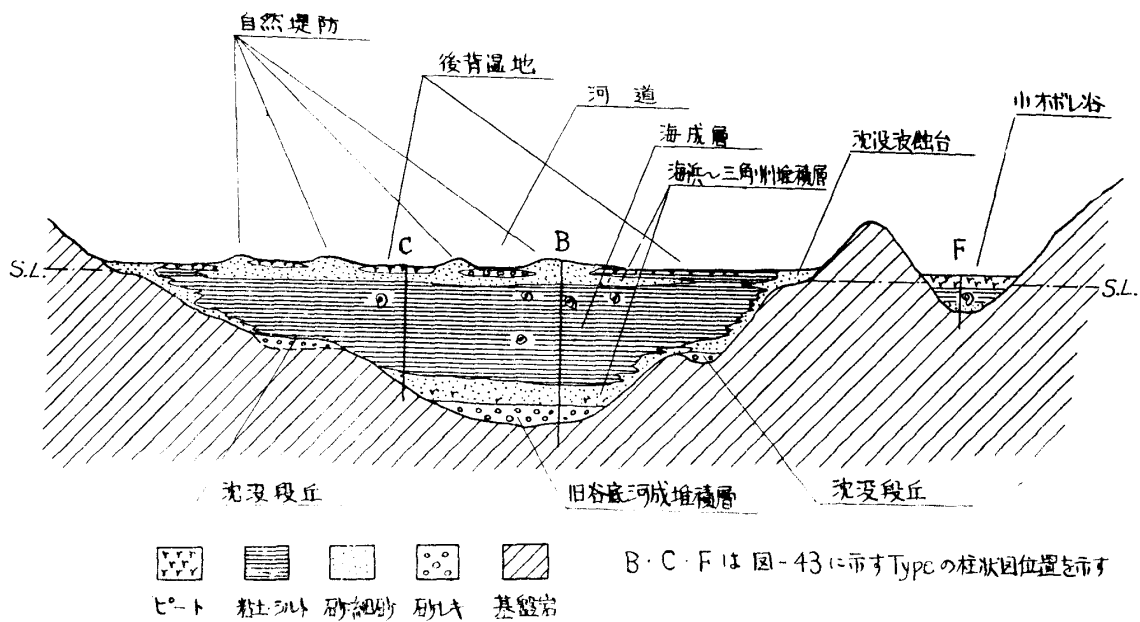


図-42 オボレ谷を埋積する沖積層の模式的断面図

帯、自然堤防地帯・三角洲地帯との三つの部分に分けることができる最も典型的な発達を示す沖積平野を示す。これを河川に沿う縦断面および横断面で切れば図-41(a) および図-42 に示すような断面が得られる。上流扇状地帯では砂レキの供給が盛んで、海水面上昇を上廻って堆積が行なわれる前述の case ㉔ の状態となり、図-35 の case III で示されるような河成の砂レキのみ堆積が行なわれる。自然堤防地帯では、最初海水面上昇開始初期には河成堆積物、次いで海水面上昇速度が早くなると共に海浜堆積物を経て、海成層が堆積し、末期になって上昇速度に埋積が追付くと海浜性の堆積物となり、次いで三角洲表層堆積物が生じ、海水面上昇が停止してからは堆積に伴う河口部の海側への進出につれて三角洲堆積物の上にオーバラップしつつ、河成堆積物が積み重なってゆく。即ち図-34 の N 点で示されるような経過をとり  $R \rightarrow L \rightarrow M \rightarrow L \rightarrow R$  の cycle をもつ堆積層が形成される。三角洲地帯においても自然堤防地帯と同様な経過をたどり  $R \rightarrow L \rightarrow M \rightarrow L \rightarrow R$  の cycle となる。ただし三角洲地帯では海成層の占める割合がずっと大きい。以上三つの地帯の模式的な柱状断面図は図-43 A, B, D で示されるようになる。もし沖積平野下のオボレ谷深度が、25~30 m 以上の深さの場合には図-39 で示されるように海水面上昇途中の揺動の影響を受けて図-37 の case VIII~case XI で示されるように埋積速度との関係によって、2 cycle または 3 cycle の堆積層が、自然堤防地帯や、三角洲地帯では形成されることもある。自然堤防地帯のハンラン原後背湿地では海浜堆積物または河成堆積物の上に細粒土よりなるハンラン原堆積物や沼沢地性の堆積物が堆積し、図-43 C のような柱状図が形成される。また図-42 の断面図に示すようにオボレ谷最下底を占める河成堆積物は、オボレ谷の谷壁部には一般に存在しない。従って現河川位置とオボレ谷々底部が一致していない場合には図-43 の B, D の柱状図の最下底に河成層 R が存在しない場合もある。オボレ谷の谷壁にオボレ谷々底より古い時期の生成による沈没段丘が存在するときは、その沈没段丘レキ層と、沖積層の最下底レキとの区別が、ボーリング柱状図のみからでは往々判別の困難な場合がある。

図-40 の左側に示すような、土砂供給量が莫大で、かつ扇状地状態のまま直接外洋に注ぐ河川の沿岸では図-41 (b) に示すような縦断面となり、上流地帯では玉石を含む河成砂レキ層のみで形成され、海岸近いところでも全層、砂レキまたは砂質土を主とし、わずかに中間部に海成層との互層を挟むことが多い。即ち埋積速度が早く海面上昇速度にほぼ追従する程度の埋積により生成される堆積相となる。図-43 E にこのような場合の柱状図を示す。更に埋積速度の早い場合には海岸地域でも全層河成層のみより構成され、海成層を全く含まない場合もある。

図-41 の右下、あるいは左隅にあるような小オボレ谷で、大河川の洪水流を直接受けない山影になった部分では、河川土砂の供給が著しく少ないため、埋積速度が極めて遅く、海水面上昇に対し埋積はずっと遅れ、周辺部に比し最後まで陸化にとりのこされる。一般にこれらの小オボレ谷では谷の出口、海岸寄りの方が主流河川堆積物や沿岸流堆積物で先に陸化し、オボレ谷が閉ぢ込められて湖沼化するのが通常の経過である。従って、これらの地点の沖積層は、下部はオボレ谷中の微粒子堆積物よりなる海成層、上部は同じく微粒の湖沼堆積層で占められ、更に最上部には沼沢地棲の植物遺骸の集積によるピート層が形成されるのが普通である。即ち図-43 の F のような柱状断面をもつ。小オボレ谷の谷底深度が海水面以下に達しない場合には海成層はなく湖沼堆積物のみとなる。

また海蝕による土砂生成量が多く、あるいは河川による海への土砂供給が多いところで沿岸流が発達する地域では(図-40 の中央部)オボレ谷の湾口部で沿岸流の速度が落ちるところに土砂を堆積し砂洲が形成される。オボレ谷内への河川による土砂供給量が少なく、沿岸流による堆積物が多いところでは湾口部の砂洲の発達のため、オボレ谷は閉ぢ込められ潟湖を生成する。潟湖は次第に湖沼堆積物で埋積され沼沢地化し、前述の小オボレ谷におけるのと類似した柱状断面をもつ沖積層を形成する。ただし海岸寄りでは湖成あるいは海成の細粒土層の下に、砂洲を形成したと同質の砂層

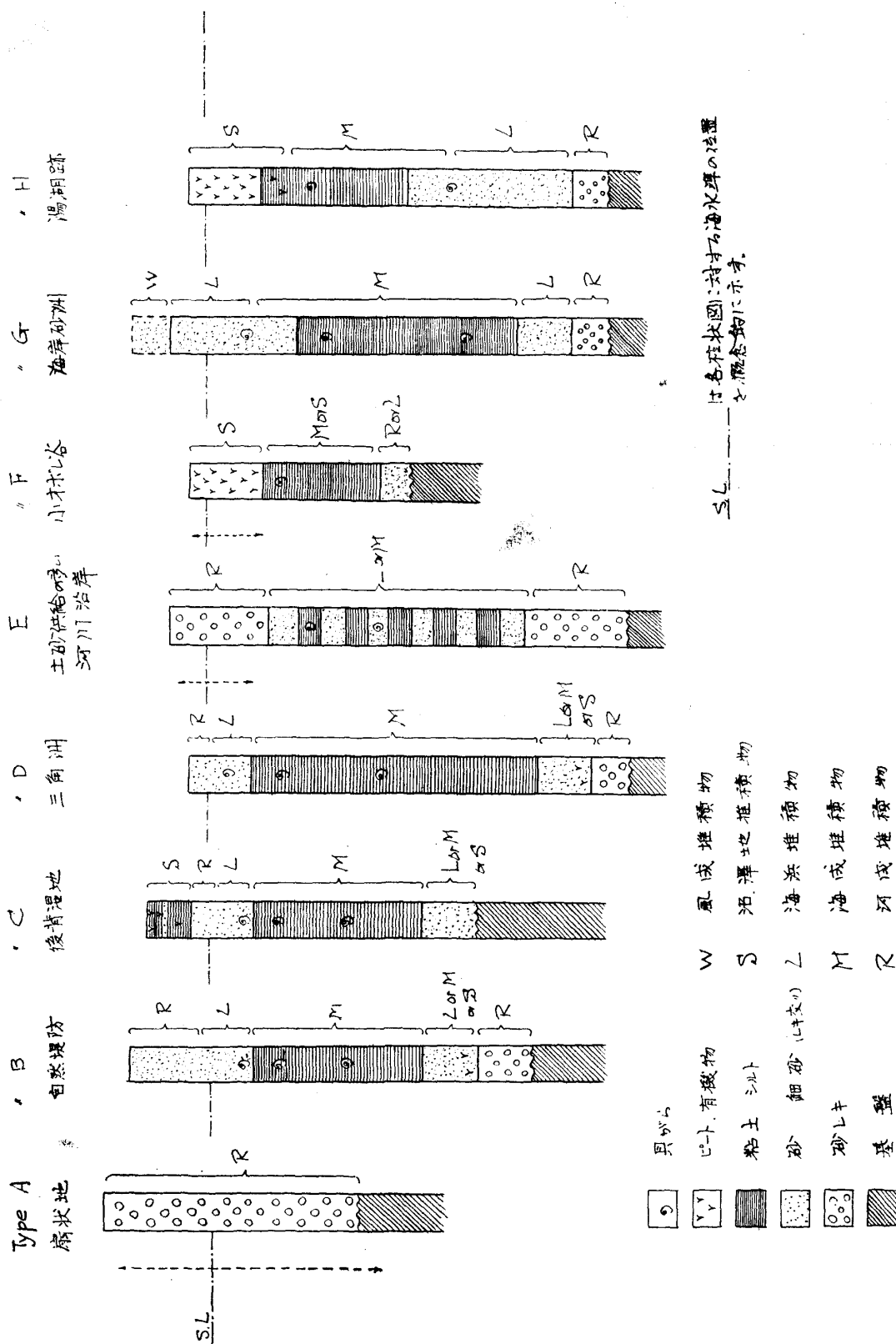


図-43 臨海沖積平野における沖積層柱状断面の基本型模式図

または砂レキ層が存在するのが一般である。図-43 H に模式的柱状断面図を示す。海岸砂洲地帯では図-43 G に示すような柱状断面図をもっている。砂洲の上には風成の海岸砂丘が乗ることがしばしばある。

図-43 に示した A~H の 8 つの柱状図は臨海地域の沖積平野にみられる沖積層の基本型である。各層の粒度や層厚に変動があっても、大局的にはこれらの基本型あるいは中間型のものに沖積層は分類することができる。東海道臨海地域の事例の一部は第三章に示してあるが、一括して表-13 に示す。

表-13 東海道臨海地域の沖積層の基本型による分類

Type		Locality
A	扇状地	富士川扇状地・安倍川扇状地・大井川扇状地・天竜川扇状地
B	自然堤防	濃尾平野（主として木曾川中流の自然堤防地帯）
C	後背湿地	大田川沿岸・濃尾平野西部・淀川沿岸三島付近・巴川沿岸
D	三角洲	旧神田川流域・目黒川下流部・鶴見川下流部沿岸・淀川下流部
E	土砂供給の多い河川沿岸	天竜川下流沿岸・富士川～潤井川下流域・大井川～瀬戸川下流地域
F	小オボレ谷	馬込付近の谷・愛鷹山麓の谷・焼津北部・湯日川の谷
G	海岸砂洲	横浜山下町付近・浮島砂洲・三方原南部海岸・御津海岸
H	潟湖跡	浮島ヶ原・磐田付近

### 第 3 節 地盤変動との関係

#### (1) 地盤変動の埋積速度に与える影響

地盤変動もまた沖積層の堆積を支配する一要素である。海水面上昇時に地盤の沈降運動が行なわれると、相対的に海面上昇速度は地盤沈降速度に等しいだけ大となり、従って埋積速度は図-44 (a) に示すように見かけ上遅くなる。すなわち堆積相は図-35 の case III より II あるいは I の方向に地盤沈下の速度に応じて移行する形となる。海水面上昇時に地盤が継続的に隆起するときは、相対的に海面上昇速度は遅くなり（もし隆起速度が水面速度を上廻れば相対的に海水面低下と同じ現象が起る）、従って図-44 (b) に示すように埋積速度は見かけ上早くなる、すなわち堆積相は図-35 の case I より II または III へ隆起速度に応じて移行する形となる。

海水面上昇の停滞期に地盤の沈下が生ずれば相対的に海水面上昇となり、地盤の隆起が行なわれれば相対的に海水面低下現象が起り、即ち第 1 節で論じたようにそれぞれ埋積速度との関連に応じた堆積相の変化があらわれる。海水面下降期に地盤沈下が行なわれれば水面降下速度を減少し、また地盤沈下速度が水面降下速度と一致すれば海水面停滞と同じ、あるいは地盤沈下速度が水面降下速度を超越せば逆に相対的に海水面上昇と同じ効果を堆積相にもたらす。

海水面上昇途中における瞬間的な急激な地盤沈下は相対的に急激な海水面上昇を、急激な地盤隆起は相対的に急激な海水面低下を、それぞれ図-45 に示すようにもたらす。後者の場合には図-37 に示した海水面上昇途中に一時的な海水面降下を挟む場合と同一 case の堆積層を生ずる。

以上のほか地盤が急速に沈下すれば一般にオボレ谷内の任意の地点は海岸線から遠くなり、また陸上部の河川も侵蝕から堆積に転移する個所が多くなるので土砂供給量は少くなり埋積は全般的に遅れることになる。反対に地盤が隆起すれば任意の地点の海岸からの距離は近くなり、また陸上河

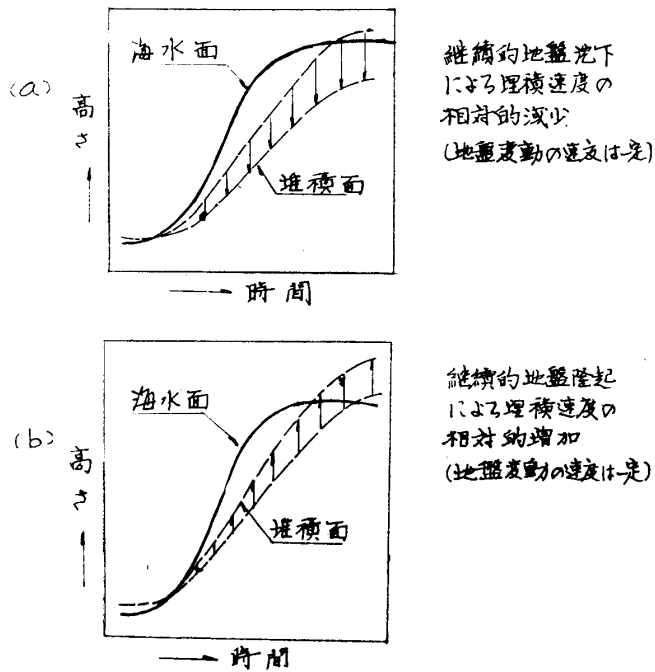


図-44 地盤変動による埋積速度の相対的減少と増加

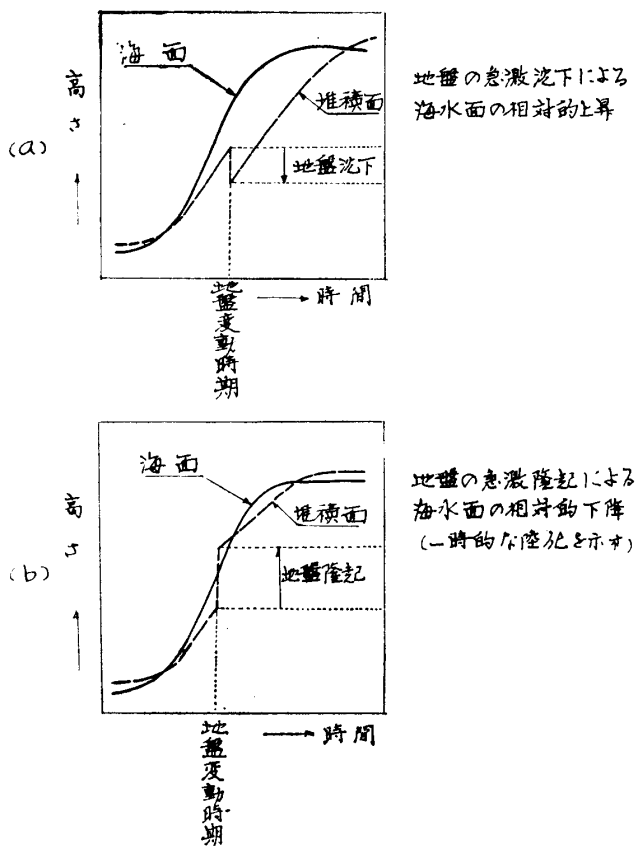


図-45 海面上昇途中における急激な地盤変動の効果



川は堆積より侵蝕に転移する個所が多くなるので土砂の供給量は増し埋積は促進される。すなわち以上述べた事柄から、オボレ谷内堆積地においては地盤変動による影響として一般的に次の事が言える。

- ① 地盤の沈下——→埋積速度の減少
- ② 地盤の隆起——→埋積速度の増大

## (2) 地盤変動による堆積環境の変化

次にオボレ谷が相当程度埋積された後、地盤変動が生じたとき、次のような堆積環境の変化が行われる。

### ① 地盤の急激な隆起により

- (a) 海底堆積面の陸化→堆積の中断→海岸平野の出現→侵蝕→段丘化
- (b) 沖積平野面の隆起→河川侵蝕の復活→段丘化
- (c) 海中砂洲の陸化→潟湖の生成→海成堆積物より湖沼堆積物への急変

### ② 地盤の急激な沈降により

- (d) 海底堆積面の深度増大→堆積の停止または微速化 (粗堆積物粒→微粒堆積物)
- (e) 沖積平野の沈没→浅いオボレ谷の復活→河成層上に新たに海成層堆積
- (f) 潟湖より入海への還元→湖沼堆積物より海成堆積物への急変

## (3) 地盤変動の速度と海水面変動の速度

後水期の海面上昇の速度は図-30 (a) に示す Shepard の図よりみると、大凡、17,000 B. P. の—50m から 7,000B. P. における—10 m までの間、約 10,000 年間に 80 m 上昇しており、これより平均上昇速度を考えると、8 m/1,000 年となる。また図-30 (b) に示す Curray 及び Shepard の図より 10,000 B. P. 頃の急昇期の平均速度を出してみると大凡 45 m/1,000 年となる。

これに対し地盤変動の速度は、良く知られているわが国の関東盆地運動の速さは貝塚等<sup>(96)</sup>がまとめた表によれば次表のようになる。

表-14 関東造盆地運動の速さ (貝塚等<sup>(96)</sup>) による)

	年 数	沈 降 量	速 さ	文 献
梅ヶ瀬層上限	100 万年	1,200-200=1,000m	1.0m/1,000 年	河 井 1961
成田層群基底	30 万年	400-0=400m	1.3m/1,000 年	河 井 1961
下末吉面	10 万年	140-10=130m	1.3m/1,000 年	貝 塚 1958
下町面	0.6 万年	12-4=8m	1.3m/1,000 年	杉 村 成 瀬 1954 1955

この表に示される値は貝塚等が述べているように年数にも沈降量にも誤差が大きいとしても、その示す速度のオーダーは前述の海水面変動の平均速度に比較してみると、大凡一桁小さい値である。

また近々 30 年間程度の間におけるわが国の地盤の昇降量は宮部<sup>(97)</sup>によれば 30 年間について 100 mm というのが平均的な極大値とされており、この値をとっても海水面変動の速度より小さい。

更に実際に観察される沖積層の堆積状況や沖積面の高さをみても、地盤変動により 100 m のオーダーの変位量を考えねばならない例は見当たらない。

以上により地盤変動の速度は地殻変動の激しいと言われるわが国においても、海水面変動の速度よりかなり小さいと言うことができる。すなわち一般には地殻変動を上廻って海水面変動が沖積層

の堆積を支配していると考えられる。従ってわが国では地殻変動の激しい個所においては海水面変動によるものに幾分地殻変動による影響が加算されて、相対的にオボレ谷埋積速度を増減し、堆積相にも影響を与えているものと考えられる。

## 第五章 沖積層の地史的考察

### 第1節 沖積世の地史

約 28,000 年前とされている<sup>(41)</sup> 立川段丘面の形成後、海水面は現海水準下大凡 100 m 余に低下し、東海道沿岸の各河川は低下した海水面に従って深さ 100 m に及ぶ谷を形成した。この海水面低下の極大期は約 20,000 年～18,000 年 B. P. とされているヴイルム氷期後期の極大期に相当するものであろう。この当時の海岸線の位置は水深図<sup>(72)</sup>で -100 m 線の位置する付近 (図-1 に示す) と想定され、下刻した谷底はこの付近で海水面に一致するものであろう。現海岸線付近における沖積層下の埋没谷深度は、外洋に面し、-100 m 水深線に近い個所では大凡 100 m 内外、内湾に面し、-100 m 水深線より遠く離れた個所では、その離れの距離と河川の大きさに応じて -20 ～ -70 m 程度であることは既に第三章の図-1 で示した通りである。この海水面低下の極相の期間は立川段丘面形成の期間に比し比較的短かかったものと思われ、大河川沿岸では低下した谷底は多摩川埋積谷や鶴見川埋積谷 (図-4) で見られるように谷中谷を形成しており、また小河川では下刻作用が上流域に達しないうちに次の海進期を迎えたものようである。

その後汎世界的な気候の温暖化と氷河の融解につれて、海水面は幾つかの変動を繰返しつつ上昇をし始めた。即ち後氷期海進の始まりである。海面上昇開始と前後して今迄下刻をつづけていた河川は、その下流部分から堆積に転じ谷底に河成レキを堆積した。堆積の様相は海面上昇速度と、その地点における堆積速度との関係に支配され、第四章に述べたような種々の堆積層が形成される。海面上昇速度は Curray<sup>(21)</sup>、Shepard<sup>(18)</sup> および McFarlan<sup>(19)</sup> 等の海水面変動曲線によれば 15,000～13,000 年 B. P. 頃の現海水準下 -60～-80 m 付近に達するまでの間は比較的緩慢であり、従ってこの時期には埋積速度が海面上昇に容易に追従し得たものと考えられる。-60m 以下の沖積層についてはデータが極めて少なく、且不明確であるが、天竜川河口付近における -60 m 以下の河成砂レキ層や富士川扇状地最下部の砂レキ層はこの時期に相当するものではなかろうか。また各地の沖積層最下底のオボレ谷底に存在する基底レキ層の一部はこの時期に形成されたものであろう。

Curray や Shepard の示す海水面変動曲線では、大凡 10,000 年 B. P. 頃と 9,000 年 B. P. の二つの一時的急激な海水面変動が示されているが、我国でも同様な現象が存在するか否か明らかでない。たゞし第三章や第四章でも既述したように鶴見川埋積谷では -25 m 付近、焼津付近では -20 m 付近、大田川沿岸では -23 m 付近に於て、海成粘土層の中間に連続した砂層を挟み (図-6、図-20、図-25) かつ、この砂層を境として上下で多少性質を異にし、この砂層の堆積時に海面上昇の一時的な停帯もしくは海退があったことを暗示している。鶴見川埋積谷で見られる -28 m 前後の平坦面 (図-4) はこの時期に作られた波蝕台ではないかと考えられる。(隣接した多摩川埋積谷で、これに相当する埋没波蝕台が見られないのは、この時期に既に河成砂レキ層で埋積され陸化していた為と見られる)。この時期が Curray の示す曲線の何処に相当するものであるかまびらかでないが、筆者は、この大凡 10,000 年 B. P. 前後と想定される時期 (羽鳥等<sup>(41)</sup>) は、こ

の時期を 12,000~10,000 年 B. P. のアレード期に相当すると考えている) 迄の堆積物を沖積層下部層とし、其の後の堆積物と区別する。即ち前記 2 cycle の傾向を示す沖積層の中間砂層以下の海成層は沖積層下部層である。沖積層下部層は多摩川、富士川、天竜川のように埋積速度の大きい谷では砂層や河成の砂レキ層が発達しており、また鶴見川谷では粘土層中にしばしば砂質部分や有機物を含む内湾性の層で、一般に火山灰質であり、時に浮石を挟むことから火山活動が比較的活発であった事をうかがうことができる。大田川沿岸の下部層にはしばしばローム質ないし半固結シルトを含み、N 値も 10~20 を示し、上部層に比し固結度が高い。同様な傾向は焼津北方の瀬戸川流域でもみられる。

-30 m 付近より -10~-5 m 付近までの間の海面上昇 (大凡 10,000~7,000 年 B. P.) は極めて急速であった模様で、この期間に大部分の谷に於ては海面上昇速度が埋積速度を上廻り海進を生じてオボレ谷が形成された。此の時期に旧神田川、目黒川、多摩川、鶴見川、大岡川、柏尾川、押切川、狩野川、浮島ヶ原、巴川、瀬戸川、大田川、都田川、豊川、矢作川、境川、天白川、庄内川、木曾川、長良川、揖斐川、淀川等の各河川沿岸ではオボレ谷を生じ、オボレ谷中に順次海成層を堆積した。

これ等の海成層は一般に粘土質で表-3 の例で示されるような貝化石多数を含み、何れも浅海性でやや温暖な気候下に堆積したものであることを示している。鶴見川、浮島ヶ原、瀬戸川、大田川沿岸の海成層からは現在、赤道地域から北緯 20° 付近までしか分布しないとされている *Anadara granosa* が見出されている。

富士川、安倍川、大井川等極めて土砂供給量の多い河川の沿岸では海面上昇速度が大であるにもかかわらず、その埋積速度が海面上昇速度を上廻ったものと想定され、これ等の河川の沿岸では海成層が見られず殆んど大部分砂レキ質の扇状地堆積物で占められている。相模川、酒匂川、天竜川等の沿岸のオボレ谷では埋積速度が海面上昇速度にやや遅れ軽微な海進が行なわれ部分的に海成ないし海浜性の砂層を挟んでいる。

海水面の上昇速度は海面高が現海水準に近づくとつれておとろえ、-10m~0m(-5m 付近?) で一時停滞した模様で、この時期に鶴見川のオボレ谷では -5m 土の波蝕台が形成され、台地崖下の岸近くでは海浜性の砂層の堆積がはじまった。他の地域のオボレ谷においても埋積面が海水面に追付いて海浜性の砂質土ないし、埋積速度の大きいところでは河成の砂レキ土の堆積が始められた。

海水面の極大上昇期はその後につゞくもので最高海面高は多摩川、鶴見川付近では第三章第 1 節で記述したように波蝕台の高さや海成層の高度から、少くとも 3.5m 以上、+5m 内外であると推定される。この高海面期の海水は鶴見川谷に沿って奥深くまで進入し、門村<sup>(60)</sup> も述べているように佐江戸 (図-3) 付近まで達したものと推定される。高海面の期間は三浦層のシルト岩を削って巾数十 m の波蝕台を形成するだけの継続時間があったものと認められる。鶴見川埋積谷の堆積物は表-3 に示されるような温暖性の貝類を含むことから、この層を堆積した海が温暖であったこと、また少くとも 0m 付近以上の堆積物は高海面時に堆積したものと考えられる。

即ち海面の極大上昇期が一般に云われるように、又鶴見川沿岸の縄文時代の貝塚の分布<sup>(105)</sup> から推定されるように大よそ 5,000 年 B. P. とされる縄文前期のものであるとすれば、鶴見川オボレ谷を埋積する -23~+2.5m 付近の海成沖積層は、大凡 10,000 年 B. P. ないし 5,000 年 B. P. の間の堆積物である。これは第二章で述べた定義に従い沖積層中部層とする。この層は多くの沖積平野下において沖積層の主体をなすもので従来有楽町層と呼ばれていたものに対比されるものである。この高海面の時期に大部分のオボレ谷に於て埋積が海面に追付き堆積物は海成層より海浜性の堆積層を径て河成層に移化した。

多摩川や天竜川等、比較的埋積能力の大きい河川沿いのオボレ谷では最高海面時に最大海進が

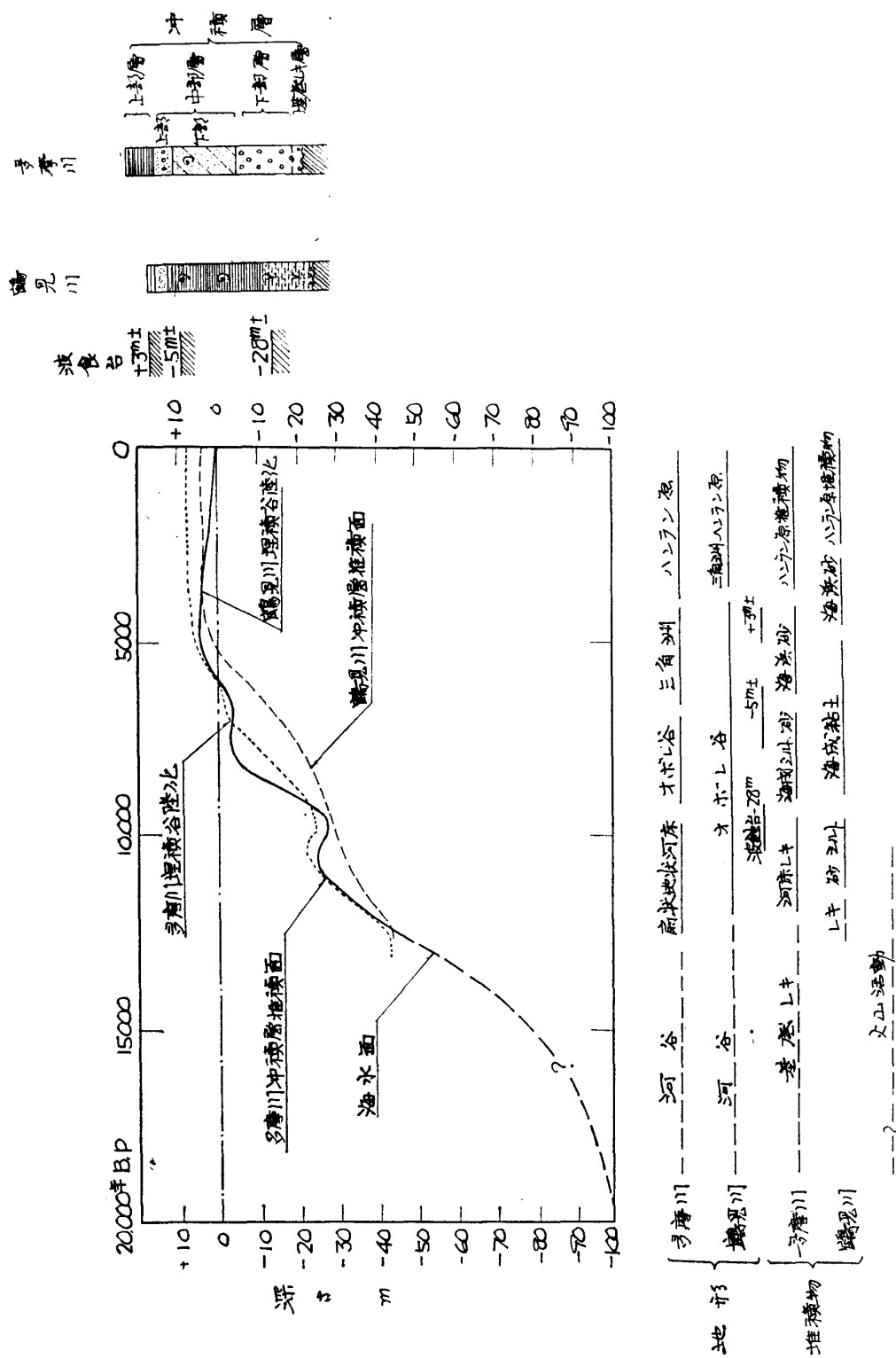


図-46 多摩川・鶴見川埋積谷における後氷期海面上昇と地形・堆積物の関係図

起るのではなく、最高海面時には多少海退期にあり、最大海進はこれより前の時期に生ずる。これは海面上昇速度と埋積速度の関係によるもので、これについては第四章の図-34 其他により既に説明した。多摩川のオボレ谷に於ては、海水面が最も深く進入した時期には丸子多摩川よりやや上流まで及んだものと推定される。また天竜川における  $-5 \sim -10\text{m}$  以浅の顕著な河成レキ層は、高海面期とされる前後の時期よりそれに続く時期の堆積物であろう。

4,000 年 B. P. 頃とされる  $+5\text{m}$  内外の高海面期が鶴見川、多摩川地域以外の地域でも存在したか、又どの程度の高さであったかについては明らかでない。climatic optimum における現海水準より高い高海面期の存在と、その後続く軽微な海退の存在は、Ramsay<sup>(24)</sup>, Daly 以来、多くの学者により認められて来たところであり、又我国でも主として関東地方における研究からこの事が云われて来た。一方最近、McFarlan<sup>(19)</sup> や Shepard<sup>(18)</sup>, Curray<sup>(21)</sup> は高海水準期を認めず大凡 5,000 年 B. P. より現在まで海水準は全く停滞したものとしている。地盤運動の多い我国に於て何れが真であるか現段階ではその判定を行う事は困難であると思われる。何れにせよ、此の間において、大部分の河川沿岸において河川堆積物が連続的に堆積し、自然堤防、後背湿地が形成され三角洲は海へ向って前進した。鶴見川、瀬戸川、大田川、長良川、揖斐川、淀川等の河川沿岸の後背湿地や、谷の出口を海岸砂洲や大河川の砂レキ堆積物で閉塞されて生じた浮島ヶ原や磐田付近、浜名湖周辺部等の沼沢地も、洪水時に流入する土砂や水棲植物の枯死によるピートが漸次堆積し陸化して軟弱地盤を形成し現在に至った。

これ等の沖積層の最上部を作る河道、自然堤防、後背湿地等における陸成層は最も古くとも 5,000 年 B. P. 以後、大部分は近々数千年間の最も新しい堆積物である。此の大凡 5,000 年 B. P. 以降の堆積物を沖積層上部層とする。

図-46 は以上の経過の一例として多摩川、鶴見川地域 (図-4 に示す位置) における後氷期海面上昇と地形、堆積物の関係を概念的に示したものである。

## 第 2 節 地 盤 運 動 の 影 響

関東地方の南部では杉村等<sup>(18)</sup> が指摘している通り関東地震を始め比較的新しい時代の過去の地震により地盤の間歇的な上昇運動が行なわれている。大磯山地内のオボレ谷 (図-47 参照) を埋める沖積層は図-48 に示されるように大凡 20m 程度隆起した状況を示し押切川沿岸や大磯国府津間の海岸では沖積層の河成段丘や海岸段丘が形成されている。これらの段丘化した沖積層はかつて大塚<sup>(104)</sup> により段丘を形成することから古期沖積層とされたものであるが、図-48 に示した柱状図で見られるようにオボレ谷埋積谷中には海棲貝殻\*を含む海成沖積層が存在し、他の地域のオボレ谷中の沖積層と本質的に異なるものではない。即ち繰返し行なわれた地震時等における地盤運動の結果、沖積世海進によってオボレ谷内に堆積した沖積層 (主として沖積中部層) が現在見られるような高い位置を占めるに至ったものと解釈される。隆起運動が比較的新しい時代 (主として 5,000 年 B. P. 以降と推定される) に行なわれたことは葛川、押切川、等の河川の現海水準を基準とする回春谷が上流域に及んでいない事から地形的にも裏付される。もし過去 5,000 年の間に 20m の隆起が生じたものとするれば、その平均隆起速度は  $4\text{m}/1,000\text{年}$  となり、第四章で述べた沖積世海進の平均速度に比較してやや遅いが、かなり速い速度と云うことができる。隆起運動が 5,000 年 B. P. 以前に及ぶものであるか否か今のところ明らかでない。

一方愛鷹山麓放射谷のオボレ谷に於ては第三章第 2 節でのべたようにピート層が厚く堆積し、特

\* 貝がらは 標高  $+19 \sim 20\text{m}$  まで存在する

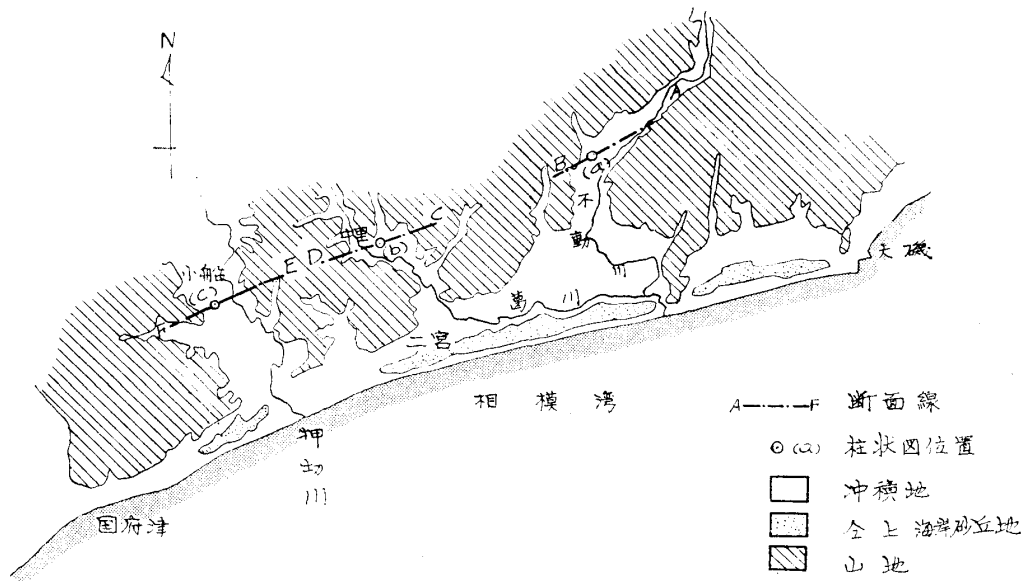


図-47 大磯山地内沖積層平面図

に柳沢に於てはピート層の厚さは連続 20m 余で現海水準下 -10m まで存在している。ピート層は沼沢地の表層部に生成されるものであるから、これだけの厚さのものが形成されるには地盤の連続的な沈降が必要のように思われる。愛鷹山麓の火山斜面と沖積面の接する個所に海蝕崖が見られないこと、浮島ヶ原の沖積層上部の堆積物が加藤<sup>(84)</sup>も述べているように全般的に北に向って下がる傾向にあることも愛鷹山地域の沈降を思わせるものである。今、仮に海成層（主として沖積層中部層）堆積後のこの地区の沈降量を約 10m 程度と仮定すると、柳沢埋積谷の東壁に見られる -15m の平坦面はその形成時には -5m 前後の高さにあったことになり、鶴見川等で見られる沈没波蝕台の高さと一致する。これらの事からこの地域では「過去 5,000 年以降の間に 10m 程度の沈降があったとの想定が成立つ。前に第三章第 2 節で述べてあるように、この地域では沖積層の下底深度が 100m 以上に達するようであり、又洪積世の段丘がなく、地盤の沈降傾向は沖積世以前からあるように見受けられる。

焼津北部の沖積層も又 -10m 付近までピート層が存在し、オボレ谷周辺の山脚部に海蝕崖が見られないこと、海棲貝化石の出現深度の上限が比較的低いこと等から、明確な証拠はないが、或る程度の地盤の沈降があったのではないかと推定される。

濃尾平野に於ては既に第三章第 5 節でたびたびふれているように濃尾平野地下の地層が全て東高西低の傾向にあり、下部の地層程この傾向が強いことが既に明らかにされて来ている。濃尾平野の沖積層のうち上部砂層は既に述べたように海浜性～三角洲性の堆積層であり、この層は筆者の層区分で中部層上部に相当する層で他の地域では通常 -5m ないし S.L. +am 付近にみられる地層である。しかるに濃尾平野西部では既述のようにその出現標高が -10m～S.L. 間付近に存在し、一般の場合に比し低い傾向にある。特に西部の揖斐川沿岸では本層の上面深度が -5m 付近にあり低い。これは上部層堆積後 (5,000 年 B.P. 以降) も、この地域の西方への傾斜沈降が行なわれたことを示すものであろう。濃尾平野の西部地域が、地下水圧の低下による圧密沈下を除外しても、現在なお沈下の傾向にあることから、この地域における地盤の西方への傾斜沈降は沖積世以前から行なわれて居り現在もなお続行しているように見受けられる。

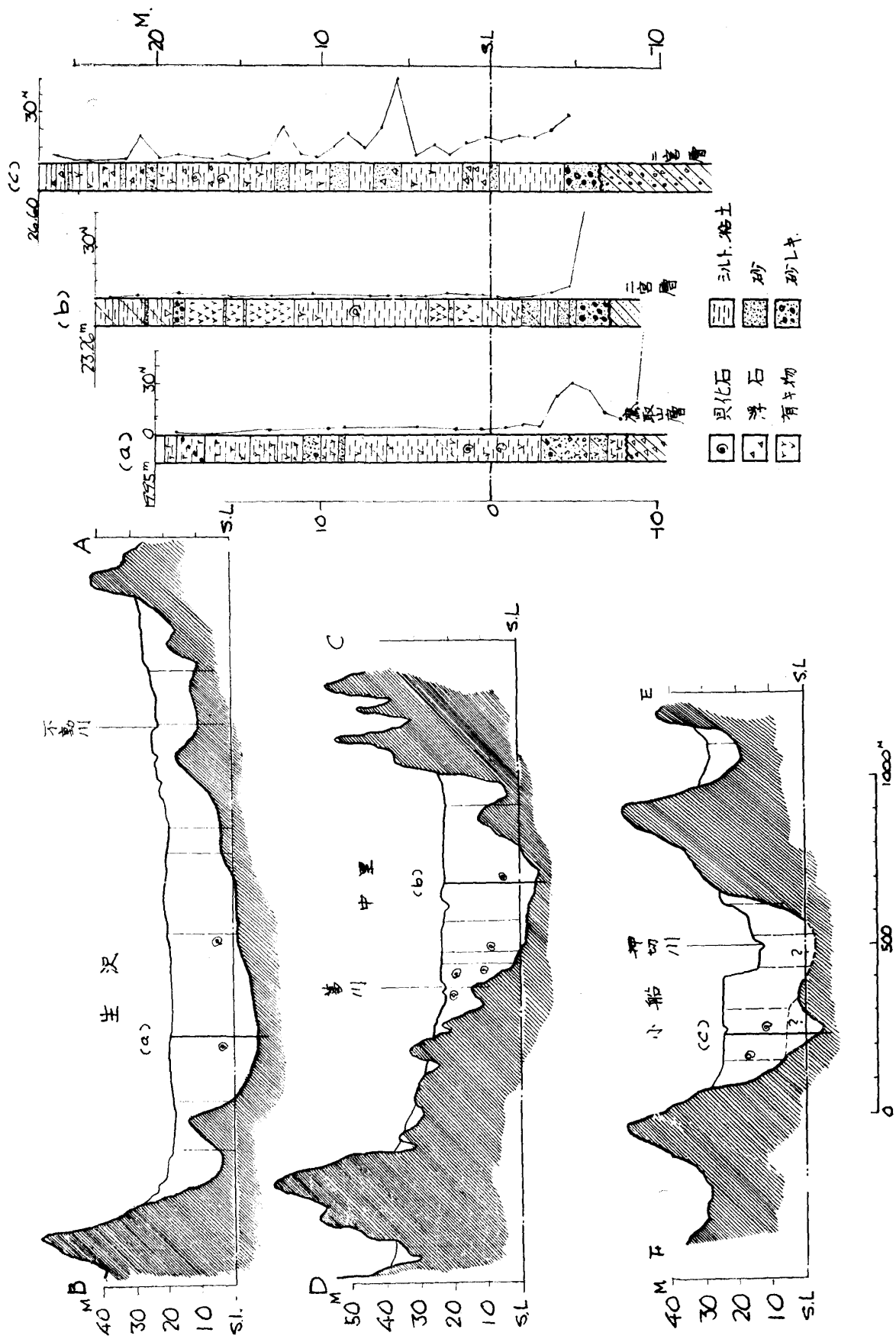


図-48 大磯山地内隆起沖積層断面 (位置は図-47 に示す)

## 第六章 結 論

1. 東海道の沖積平野下にはオボレ谷が存在する。
2. オボレ谷の深さは内湾に面するものは30~70 m, 外洋に面するものは100 m 前後である。(表-2, 図-1)。
3. オボレ谷は洪積世氷期における海水面低下時に掘られた谷が, 後氷期の汎世界的な海面上昇により沈水して生成されたものと考えられる。
4. オボレ谷内には沈没段丘, 沈没波蝕台等が存在することがある (図-4, 12)。
5. 沈没段丘のあるものには立川ロームがのり, 谷底はこれを切って生成されたものである。(図-4)
6. 沈没波蝕台には谷底より新しいものが見られる。
7. 沖積平野はこのオボレ谷を埋積した沖積層により構成されている。
8. 沖積層は下部より河成層→海成層→河成層の順に堆積し, 1 cycle を形成している。
9. 30 m を超える深いオボレ谷では, 主として粘性土よりなる海成層の中間に砂質の海浜堆積物と思われる層が介在し, 不完全なる 2 cycle の堆積傾向を示すものがある。
10. オボレ谷の谷底部には一般に河成の砂レキ層が存在する。
11. 大河川沿岸の扇状地下の沖積層は河成砂レキ層が大部分を占め, 海成層は存在しないか極くわづかである。
12. 自然堤防, ハンラン原地帯では砂質土, 粘性土等の表層部河成堆積物の下に海成層が存在する。
13. 三角洲は内湾沿岸に多く存在し, 河成層は極めて薄く沖積層の大部分は海成の厚い粘土層よりなる。
14. 大河川の洪水堆積物を直接受けない弱小河川の下流沿岸や後背湿地では海成層が厚く谷奥まで存在し, 最上部は沼沢地堆積物よりなる。
15. 沖積層の堆積特徴を支配するものは後氷期海水面変動 (主として上昇) の速度と, オボレ谷の埋積速度との関係である (図-35~図-39)。
16. オボレ谷の埋積は主として流入する河川により供給される土砂と, 沿岸流により運搬供給される土砂, および一部植物遺骸の集積により行なわれる。
17. 埋積速度はオボレ谷内の扇状地, 自然堤防, ハンラン原後背湿地, 三角洲, 海岸砂洲, 潟湖等の地形的位置と, 後背地の地形・地質的条件により異なる。
18. 上記各条件により, 臨海地平野における沖積層は, その位置の埋積速度の違いにより8つの基本的な型に分けることができ, それぞれ模式的な柱状断面をもっている (図-43)。
19. 地盤変動も沖積層の堆積特徴を支配する一因子である。継続的あるいは断続的な地盤の昇降運動は, 地盤に対する海水面変動速度を相対的に減少し, あるいは加速する影響を与える (図-44~図-45)。
20. 地盤変動の速度は海水面変動の速度に比し後氷期においては小さかつたと推定されるので, 地盤変動により沖積層の堆積特徴に与えた影響は二次的と考えられる。
21. 沖積世後期において関東地方南部大磯山地付近では地盤の隆起が, 愛鷹山麓地区, 焼津付近および濃尾平野西部では地盤の沈降の傾向が, それぞれ沖積層の堆積状況其他により推定される。



## 参 考 文 献

- 1) 山川才登 (1909), 有楽町産冲積期介殼, 地質雜 6 (166~169).
- 2) Yokoyama, M. (1924), Mollusca from the Coral bed of Awa, Jour. Coll. Sci. T. U. Japan, 45, (62).
- 3) 東木竜七 (1926), 地形と貝塚分布より見たる関東低地の旧海岸線, 地理評, 2, (597~607, 659~678, 746~773).
- 4) 復興局 (1926), 東京地質調査第2回報告.
- 5) 復興局建築部 (1929), 東京及び横浜地質調査報告.
- 6) 山根新次 (1930), 大阪市地質概観, 小川還暦記念論叢, (187~203).
- 7) 大塚弥之助 (1931), 日本島の冲積期初期の海岸線の変化とその沿岸陸棚に発達する沈溺谷に関する時代的考察その他, 地理評, 7, (447~458).
- 8) ——— " ——— (1933), 日本の海岸線の発達にかんするある考え, 地理評, 9, (818~843).
- 9) ——— " ——— (1934), Physiography of Tokyo during late Quaternary, Proc. Imp. Acad., 10 (274~277).
- 10) ——— " ——— (1948), 日本島の生いたち, 大八洲出版.
- 11) Flint, R. F. (1957), Glacial and Pleistocene Geology, John Wiley.
- 12) Ramsay, W. (1930), Changes of sea level resulting from the increase and decrease of glaciation, Fennia, 52, 5, (62).
- 13) Daly, R. A. (1934), The changing world of the ice age, Yale Univ.
- 14) Emiliani, C. (1955), Pleistocene temperatures, Jour. Geol., 63, (538~578).
- 15) ——— " ——— (1956), Notes on absolute chronology of human evolution, Science 123, (924~926).
- 16) Shepard, F. P. and Suess, H. E. (1956), Rate of Post glacial rise of sea level, Science 123, (1082~1083).
- 17) Curray, J. R. (1960), Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, northwest Gulf of Mexico, Recent sediments, northwest Gulf of Mexico, 1951~1958, Am. Assoc. Petroleum Geologists, (394).
- 18) Shepard, F. P. (1960), Rise of sea level along north-west Gulf of Mexico, Recent sediments, north-west Gulf of Mexico, 1951~1958, Am. Assoc. Petroleum Geologists (338).
- 19) McFarlan (1961), Radiocarbon dating of late Quaternary deposits, south Louisiana, Geol. Soc. America. Bull., 72, (129~158).
- 20) Frye, J. C. and Willman, H. B. (1961), Continental glaciation in relation to McFarlan's sea-level curves for Louisiana, Geol. Soc. Am. Bull., 72, (991~992).
- 21) Curray, J. R. (1961), Late Quaternary sea-level, A discussion, Geol. Soc. Am. Bull. 72 (1707~1712).
- 22) Broecker, W. (1961), Radiocarbon dating of late Quaternary deposits, south Louisiana, A discussion., Geol. Soc. Am. Bull. 72 (159~162).
- 23) Gould, H. R. and McFarlan, E. (1959), Geologic history of the chenier plain, southwestern Louisiana, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 9, (261~270).
- 24) Ramsay, W. (1924) On the relations between crustal movements and variations of sea-level during the late Quaternary time especially in Fennoscandia, Bull. Com. Geol. Finlande, 66.
- 25) Movius, H. L. (1953), Graphic representation of postglacial changes of level in North-East Ireland, Amer. Jour. Sci., 251, (697~740).
- 26) Umbgrove, J. H. F. (1950), Symphony of the Earth, (220), The Hague.
- 27) Daly, R. A. (1920), A recent worldwide sinking of ocean level, Geol. Mag., 57, (246~261).
- 28) Daly, R. A. (1929), Swinging sealevel of the ice age, Bull. Geol. Soc. Amer. 40, (721~734).

- 29) Fairbridge, R. W. (1958), Dating the latest movements of the Quaternary sea level, N. Y. Acad. Sci. Trans. ser. 2, 20, (471~482).
- 30) Sauramo, M. (1958), Die Geschichte der Ostsee, Ann. Acad. Sci. Fennicae, A III, 51, 522 Seiten.
- 31) Flint, R. F. and Brandtner, F. (1961), Climatic changes since the last interglacial, Amer. Jour. Sci., 259, (321~328).
- 32) Edited by F. P. Shepard, F. B. Phleger, and T. H. Van Andel (1960), Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico, (1951~1958), Amer. Assoc. of Petroleum Geologists.
- 33) 湊 正雄 (1954), 後氷期の世界.
- 34) Sugimura, A. and Naruse, Y. (1954, 1955), Changes in sea level, seismic upheavals, and coastal terraces in the southern Kanto Region, I. II. Jap. Jour. Geol. Geogr., 24, (101~113), 26 (165~176).
- 35) 井関弘太郎 (1956), 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について, 名古屋大学文学部研究論集, 14, (85~102).
- 36) ———— " ———— (1956), 地盤運動と地形—沖積世の地盤運動とユースタシー, 地理評, 29, (620~628).
- 37) ———— " ———— (1956), 島根半島付近に認める沖積世初期海水準, 地理評, 29, (438~442).
- 38) ———— " ———— (1957), 縄文早期ごろの海面とその相対的变化, 名古屋大学文学部研究論集, 17, (145~163).
- 39) ———— " ———— (1958), 日本における海面の相対的变化と沖積層, 第四紀研究, 1, (39~44).
- 40) Iseki, H. (1959), Relative changes of sealevel and late Quaternary formation in Japan, Proc. I. G. U. Regional Conf. Japan 1957, (149~153).
- 41) 羽鳥謙三, 井口正男, 貝塚爽平, 成瀬洋, 杉村新, 戸谷洋 (1962), 東京湾周辺における第四紀末期の諸問題, 第四紀研究 2, 2~3, (69~90).
- 42) 酒詰仲男 (1942), 南関東石器時代貝塚の貝類相と土器形成との関係について, 人類雑, 57, (245~250).
- 43) 江坂輝弥 (1943), 南関東新石器時代貝塚より観たる沖積世における海進海退古代文化, 14.
- 44) 芹沢長介 (1959), 日本最古の文化と縄文土器の起源, 科学, 29, (404~408).
- 45) 坂口 豊 (1963), 日本の後氷期海面変動に対する疑問, 第四紀, 2, (211~219).
- 46) 市原 実, 木越邦彦 (1960), 大阪沖積層基底より産出した木材の絶対年代, 地球科学, 52, (18).
- 47) 貝塚爽平, 成瀬 洋, 木越邦彦 (1962) 東京湾東岸沖積層の絶対年代, 地球科学, 63, (35~36).
- 48) 湊 正雄 (1950) アバシリ湖周辺の最近の地史, 北海道地質要報, 13, (1~5).
- 49) 湊 正雄 (1953) 地層学, (71~81).
- 50) 岡崎由夫 (1955), 釧路平原泥炭地の生成過程の研究 (第2報) 釧路平原沖積層に於ける介化石の産状, 北海道地質要報, 28, (1~5).
- 51) ———— " ———— (1960), 北海道釧路平原の沖積世の古地理, 第四紀研究, 1, (255~262).
- 52) ———— " ———— (1960), 釧路平原とその周辺の地形発達史, 地理評, 33, (462~473).
- 53) 坂口 豊 (1954), 東京湾北部の泥炭地について, 資源研彙報, 34, (1~9).
- 54) ———— " ———— (1958), サロベツ原野とその周辺の沖積世の古地理, 第四紀研究, 1, (76~91).
- 55) ———— " ———— (1959), 北海道の新しい地質時代の地盤運動, 地理評, 32, (401~431).
- 56) Sakaguchi, Y. (1961), Palaeogeographical studies of peat bogs in Northern Japan, Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, II. 7, (421~513).
- 57) 小林国夫 (1962), 第四紀 (上), 地学団体研究会.
- 58) 松沢 勲, 嘉藤良次郎 (1954), 名古屋及び付近の地質, 愛知県建築部.
- 59) 神奈川県 (1957), 京浜工業地帯地盤基本調査.
- 60) 日本建築学会, 土質工学会, 東京建築士会篇 (1959), 東京地盤図
- 61) 建設省計画局 (1962), 東京湾周辺地域の地盤.
- 62) ———— " ———— (1962), 伊勢湾北部臨海地帯の地盤.
- 63) Takenaka, G. (1954), Sedimentary geology of the Osaka subsoils, Jour. Inst. Polytec. Osaka

- City Univ., G. 2.
- 64) 竹中準之助 (1963), 基礎地盤の地質, 基礎のための土質工学, 土質工学会関西支部.
  - 65) 池田俊雄, 室町忠彦 (1954), 地耐力調査法, 鉄道現業社.
  - 66) 池田俊雄 (1959), サウンディング (II) “標準貫入試験, 動的円錐貫入試験”, 土質試験法解説第2集, 土質工学会.
  - 67) Terzaghi and Peck (1948), Soil mechanics in engineering practice.
  - 68) Hvorslev (1949), Subsurface exploration and sampling of soils for civil engineering purposes.
  - 69) 経済審議庁計画部国土調査課 (1952), 全国深井地質資料台帳, 関東地方第1篇.
  - 70) ——— “———” (1955), 全国深井地質資料台帳, 中部及近畿地方篇.
  - 71) 経済企画庁総合開発局国土調査課 (1963), 全国地下水 (深井戸) 資料台帳, 中部篇.
  - 72) 海上保安庁 (1950) 遠州灘沖水深図 1/500,000.
  - 73) ——— “———” (1950), 野島崎至御前崎水深図 1/200,000.
  - 74) 鈴木好一, 稲本昌三, 落合敏郎 (1952) 静岡県沼津三島平野の地質, 資源研彙報, 27, (57~68).
  - 75) 土 隆一 (1960), 有度山の地質構造ならびに地史, 地質雑, 66, (251~262).
  - 76) 伊田一善 (1959), 静岡県焼津市地下の第四系, 第四紀研究, 1, (129~135).
  - 77) 加藤芳朗 (1957), 蛸塚遺跡付近の地形, 地質について, 蛸塚遺跡第一次発掘調査報告.
  - 78) 井関弘太郎, 幸島荘八郎 (1959), 名古屋港付近における沖積層下底面の地形, 地理評, 32, (9).
  - 79) 杉村 新 (1950), 関東地方周辺の海底段丘その他について, 地理評, 23, (10~16).
  - 80) 門村 浩 (1961) 多摩川低地の地形, 地理科学, 1.
  - 81) 中野尊正編 (1961), 地盤高および水防要図, 東京西南部, 国土地理院.
  - 82) 山田剛二, 池田俊雄, 室町忠彦 (1960), 東海道新幹線土質および地質調査 (33年度), 鉄道技術研究報告 102.
  - 83) 奈須紀幸 (1963), 氷期海面低下の痕跡, 科学, 33, (344~350).
  - 84) 加藤芳朗, 近藤鳴雄, 松井 健, 岩佐 安 (1959), 原町浮島ヶ原の地質と土壌, 静岡県駿東郡原町.
  - 85) 沢村孝之助 (1955) 1/75,000 沼津図幅同説明書, 地質調査所.
  - 86) 蔵田延男, 森 和雄, 尾崎次男 (1956), 静岡県岳南地域工業用水源地域調査報告.
  - 87) 渥美武六 (1960), 岳南一田子浦港周辺の地下水と地下構造について, 地学雑誌, 69, (37~40).
  - 88) 土質調査所 (1961), 浮島地区地耐力調査報告書, 静岡県富士川臨海総合開発事務所.
  - 89) 池田俊雄 (1962), 空地は地盤が悪い, 鉄道土木, 4, (1~2).
  - 90) 渡辺 進 (1961), 東海道新幹線柳沢地盤調査, 鉄道技術研究所速報, 61, 160.
  - 91) 静岡県 (1961), 静岡県水理地質図.
  - 92) 伊田一善 (1955), 焼津ガス田, 石油技術協会誌, 20.
  - 93) 地質調査所 (1957), 1/50,000 地質図幅説明書「見付掛塚」
  - 94) 池田俊雄 (1962), 軟弱地盤の生成環境について, 応用地質, 4.
  - 95) Twenhofel, W. H. (1939), Principles of sedimentation.
  - 96) 貝塚爽平, 町田 貞, 太田陽子, 阪口 豊, 杉村 新, 吉川虎雄 (1963), 日本地形論, (上)地学団体研究会.
  - 97) Miyabe, N. (1934) Deformation of the earth's crust along the Pacific coast, the Japan Sea coast, and in the central zone of Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., 12, (460~470).
  - 98) 総理府資源調査会 (1961), 水害地域に関する調査研究.
  - 99) 杉崎隆一, 柴田 賢 (1961), 地下水の化学的研究 (第1報) 濃尾平野の地下構造と滞水層の分布, 地質雑, 67, (335~344).
  - 100) 地質調査所 (1961), 木曾川左岸, 矢作川および豊川流域水理地質図並に説明書.
  - 101) 多田文男, 井関弘太郎 (1955), 濃尾平野の地形構造と地盤沈下, 総理府資源調査会事務局.
  - 102) 井関弘太郎, 幸島荘八郎 (1959), 名古屋港付近における沖積層下底面の地形.
  - 103) 稲田倍穂, 持永竜一郎 (1962), 大垣軟弱地盤の性質について (その1) 土と基礎, 10, [6].
  - 104) 大塚弥之助 (1929), 大磯地塊を中心とする地域の層序について (その1, その2), 地質雑, 36, (435~456, 476~497).
  - 105) 横浜市 (1958), 横浜市史第1巻.

## Study on the Alluvial Deposits of the Tokaido Region

By

Toshio Ikeda

### Abstract

The results of the study on the surface and subsurface geology of the alluvial and diluvial deposits distributed along the projected New Tokaido Line extending from Tokyo to Osaka are described and discussed in this work.

Using the data of both shallow and deep borings, deep wells and other excavation records for construction purposes, observations through topographic maps, aerial photos, and route geological survey works, the general features and characteristics of the alluvial deposits distributed on the surface along the Tokaido coastal regions and under the coastal plains interesting and new facts of the deposits and some depositional features could be classified as described in this article. The alluvial plains along the Tokaido coastal regions are considered to have developed according to the following processes. During the last ice age at a time of lowered sea level, the rivers dissected their valleys downward to that level. Then, these valleys were drowned in consequence of the post glacial rise of sea level and gradually filled with the sediments supplied from the loaded rivers and coastal currents. At last, these valleys which were completely aggradated with inland sea marine deposits and fluvial deposits changed into alluvial plains, such as fans, flood plains, and deltas.

The depth of the aggradated valleys near to the present coastal lines are 30~70 m under the present sea level in the alluvial plains around the inland bays and -100m± in the plains directly facing the open sea.

Sometimes, terraces and wave cut benches are found in the aggradated valleys. In the filled valleys of the Tama and Tsurumi Rivers, the so-called Tachikawa Loam beds (Volcanic ash beds) are found distributed on such submerged terraces. At the foot of Mt. Ashitaka, the lower skirts of the volcanic slopes which are covered with loam (volcanic ashes) beds, are distributed under the marine alluvial deposits. The bottoms of the drowned valleys are incised into these loam beds in both areas.

In the fans and flood plains, the alluvial deposits are generally formed with fluvial deposits as the surface layers and under these layers marine sediments commonly exist. Further more, the layers in the valley bottom are fluvial in origin and were deposited during the regression stage before the succeeding transgression to the early stage of the post glacial transgression. The sequence of the deposits in the drowned valleys are in general as follows,

Fluvial————→ Marine————→ Fluvial

This forms one depositional cycle.

In this paper, writer's point of view stands as follows. The marine transgression that formed drowned valleys originated from the glacial eustatic movements of sea level,

which began by the melting of the continental glacier after the last maximum ice age. And the deposits accompanying this marine transgression in the drowned valleys are named "Alluvial deposits."

The alluvial deposits are classified in connection with the post glacial sea level fluctuations, as follows.

Sections of Alluvial Deposits

Age	Section		Approximate (absolute) chronology'	Transgression ↔ regression
Holocene	Alluvial deposits	(Upper	0 - 5,000 years B.P.	
		(Middle	5,000 - 10,000	
(Lower		10,000 - 20,000		
(Basal cg.		10,000 ±		
Pleistocene				

In the fans and the natural levees of such rivers which are of comparatively high grade, namely the rivers of Tama, Sakawa, Fuji, Abe, and Tenryu, the river sands and gravels are remarkable in development, whereas the thickness and the scale of the marine sediments are small. On the other hand, at the sides of the small rivers with low capacity of load transport, such as the rivers of Tsurumi, Tomoe, Ota and etc., fluvial deposits cover only the surfaces. And under these surface layers, shallow water marine deposits mainly of clay, silt and fine sands with abundant molluscan shells occupy the greater parts of the drowned valleys. Moreover, large or small sand bar built by the coastal currents are distributed along the coastal lines of the Tokaido regions.

The most important elements that control the depositional features of the Alluvial sediments are the correlation of the velocity between post glacial rise of sea level and aggradation in the drowned valleys. Thus, the general rules are as follows.

Case (A) rising velocity of sea level  $>$  aggradation velocity  $\longrightarrow$  transgression

Case (B) rising velocity of sea level  $\approx$  aggradation velocity  $\longrightarrow$  equilibrium

Case (C) rising velocity of sea level  $<$  aggradation velocity  $\longrightarrow$  regression

The products in case (A) are marine deposits, in case (B) littoral or deltaic deposits and in case (C) fluvial deposits. In the case of rest or fall of sea level, the depositional features are controlled by the conditions of aggradation and fluctuation velocity of the sea level. In real fluctuations of sea level, the velocity of fluctuation are changed and temporary falls or rests of sea level occur during the post glacial rise of sea level. This seems to be very complicated, but the deposits are controlled fundamentally by the correlation of the speeds between sea level fluctuation and aggradation.

According to the fluctuation curves during post glacial sea level by Curray and Shepard, there is a high possibility that three depositional cycle layer are formed in the drowned valley having  $-90 \sim -100$  m depth under the present sea level, two cycles in the drowned valley with  $-50 \sim -60$  m depth and one cycle in that of  $-20 \sim -30$  m depth respectively in accordance with correlation of speeds between aggradation and fluctuation of sea level. As the alluvial deposits in drowned valleys deeper than  $-50 \sim -60$  m depth,

are indistinct in their sediment arrangement the existence of three cycle layers are not clear. The layers with a tendency of two cycles are recognized in the coastal area around Tokyo Bay, near by Yaizu City and sides of Ota River.

Aggradation velocity in the drowned valleys are controlled by the topographic and geological conditions as well as their environments as follows. These factors are the relief of the back grounds, discharge amounts of the rivers and characters and hardness of the rocks.

From various data, the alluvial deposits under the coastal plains, can be classified into the next eight fundamental types based upon the difference of aggradation velocity at each depositional place and their resulting columnar sections.

Fundamental Types of Alluvial Deposits

Types	Topographical environments	Example locality
A	Fan	Fuji R. Abe R., Oi R.
B	Natural levee	Central part in Nôbi plain
C	Flood plains	Sides of Ôta R., Yodo R.
D	Delta	Tsurumi R., downstream of the Nagara R. and Ibi R.
E	River side with much supply of sediments	Downstream of the Tenryu R. and Fuji R.
F	Small drowned valley	Magome valley, valley at the foot of Mt. Ashitaka, etc.
G	Coastal sand bar	Ukishima sand bar
H	Relics of lagoon	Ukishima plain

Crustal movements also give important affect on the depositional features of the alluvial deposits. Continuous and periodical up and down movements of the crust affect the relative velocity of sea level flucutations.

If the grounds have heaved, the rising velocity of sea level decrease relatively and if the grounds have subsided the rising velocity of sea level accelerates relatively.

During the post glacial age, comparing with the speeds of the sea level fluctuations, that of the crustal movements are considered to be slower and therefore the effects of the movements on the features of the alluvial layers may be of the secondary order.

During the later half of the Holocene period, it is considered that, there is a tendency of upheaval of the grounds in the region of South Kanto districts and subsidence of the grounds at the foot of Mt. Ashitaka, adjacent areas of Yaizu City and western part of Nobi plain in consequence of the depositional features of the alluvial deposits of each mentioned regions.