

④七号地海進と縄文海進による溺れ谷の埋積 —古奥東京湾を中心に—

B Gや立川Ⅰ・Ⅱ面などの埋没段丘を基底にもつ溺れ谷は、七号地海進と縄文海進によって、急速に埋積された。七号地海進は、15,000年前頃から始まったと推定され、東京低地では3,000～4,000年の間に少くとも厚さ50mの泥質の堆積物（七号地層）を形成した。一方縄文海進は、10,000年前～6,000年前の間に厚さ約40mの泥層および砂層（有楽町層）を堆積させた。これら七号地層と有楽町層の層位関係、分布上の特徴、堆積環境などについて検討する前に、それらの認定上の問題にふれておこう。

沖積層の細分とN値

《沖積層》の認定やその細分の基準として最も重視されているのが、標準貫入試験のN値である。N値と深度・粒度（層別）との関係を浦和一草加地区を例に示したのが図12である。N値は粒度によって異なり、一般に泥（シルト～粘土）で小さく、砂、礫と値は大きくなる。建築関係では、泥でN値が4～6以下、砂で10以

下の場合に軟弱であるとされることが多い。有楽町層の場合、泥では深度20m以浅で0～2、20～40mでは0～5であることが多く、大部分が文句なしに軟弱地盤の範囲に含まれる。例外的に、有楽町層上部層中の砂質部（比較的粗粒な河川砂）、有楽町層下部層の上部にみられる貝殻まじりの砂層、そして有楽町層の基底部にみられる砂層（HBG）が、比較的高い値を示し、また、値のばらつきが大きい。

これに対して七号地層の場合、泥で1～15、砂で6～20（場合により40位に達することもある）。基底部の砂・砂礫では、10～50をを示し、泥を含む場合には有楽町層ほどではないが、かなり軟弱である。また、いわゆる《洪積層》（図12の場合は東京層）の場合、泥で8～30、砂で15～50をを示す。以上のような各層準の粒度によるN値の傾向はかなり一定しており、有楽町層、七号地層の認定にとって重要な指標となることは明らかである。しかし浦和一草加地区の場合、東京層の泥質部は七号地層と区別しにくいことがある。したがってこの区別は、N値だけに頼るのは危険であり、テフラの検出、有孔虫・花

粉分析、年代測定などを基礎とした、HBG、BG、埋没段丘礫層の正確な認定の上に行なう必要がある。

利根川の流路変遷と埋没谷

中川低地および荒川低地には、ともに広い埋没谷が存在する。低地の幅、BGの谷の幅とも匹敵する規模をもっている。現在利根川は江戸時代にはじまる瀬替えによって鬼怒川の谷へ流入している。瀬替えの前には中川低地に流入していた（大熊孝、1981、本誌19号）。しかし、江戸川が流れる中川低地の埋没谷を上流へ追うと、主埋没谷は渡良瀬川および思川の埋没谷に連続し、現利根川へ向う埋没谷は浅く狭いものである。一方荒川低地の埋没谷を上流へ追うと、熊谷付近で西方の荒川の方へ向かわず、北方に向かう（図9のA-1）。この北向きの谷底にみられるBGは、北西方へ利根川の扇状地礫層に収れんしていくように発達する。このような埋没谷の発達状態から、中川の埋没谷は渡良瀬川・思川が、荒川の埋没谷は利根川が形成したと考えられている（菊地隆男、1979、本誌19号）。武蔵野期頃にその原型をもつこうした古水系は、

図10A—荒川に沿う《沖積層》地質縦断面 <断面線は図9のA—B—D'>

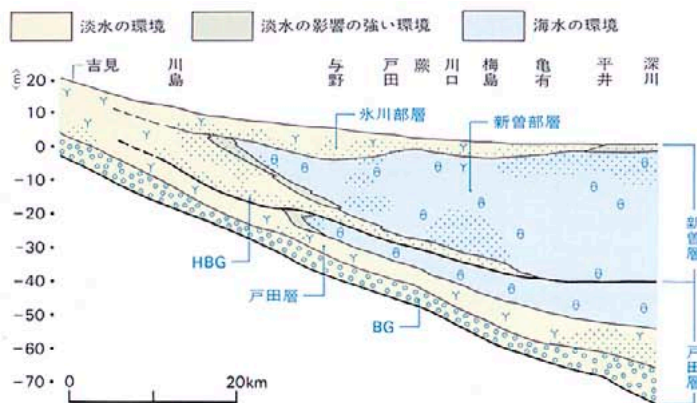


図10B—中川に沿う《沖積層》地質縦断面 <断面線は図9のC—D'>

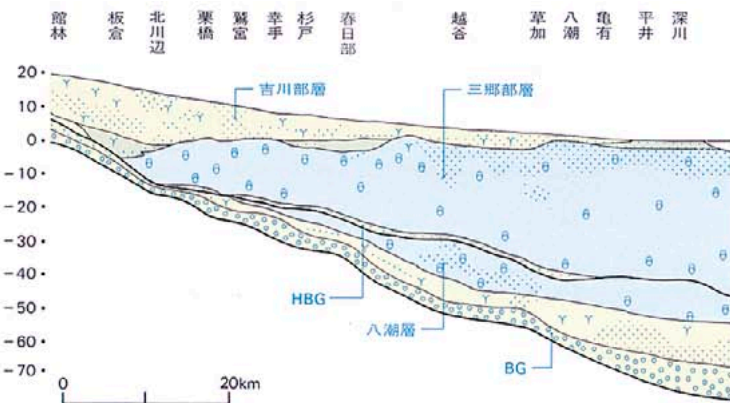


図11A—荒川中・下流域の旧河床縦断投影面図 <投影位置は図10Aと同じ>

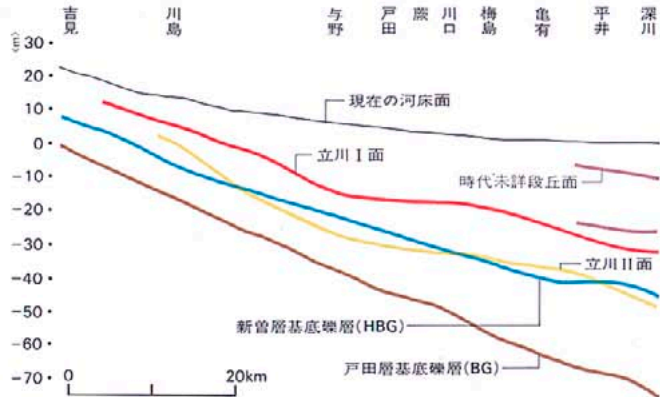


図11B—中川中・下流域の旧河床縦断投影面図 <投影位置は即10Bと同じ>

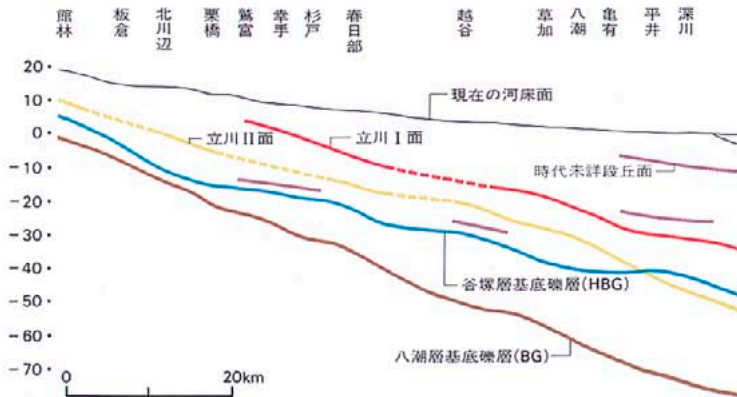
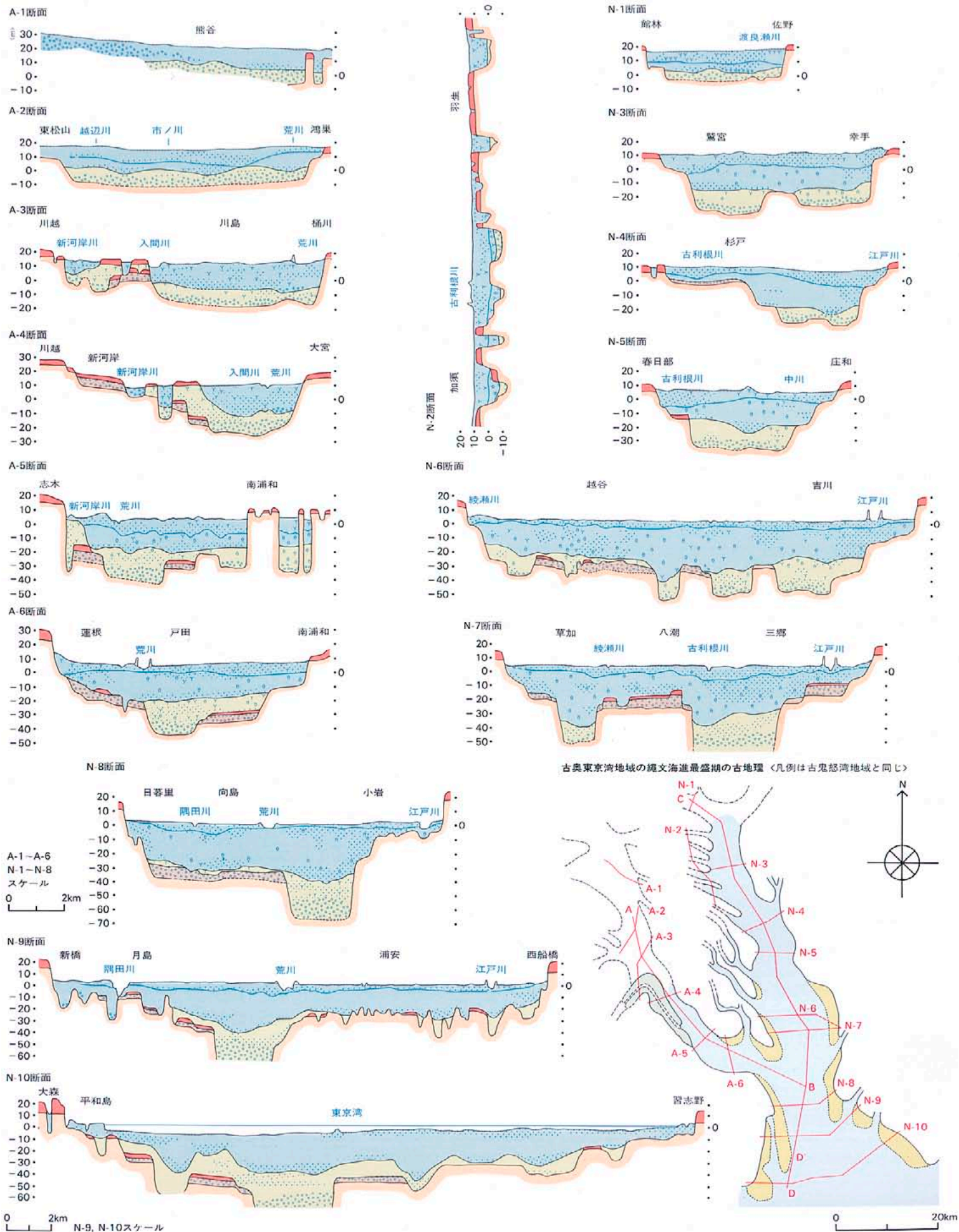


図9—古奥東京湾地域の地質横断面図 <凡例は古鬼怒地域（31p 図4）と同じ>



その後この平野部が七号地海進と縄文海進によって埋めつくされ、それが後に流路が変わる一因となった。流路変更のもう一つの理由は、大宮大地と館林台地にはさまれ、加須低地を中心とする羽生―行田―蓮田―栗橋に囲まれた地域の沈降である。これらに更に完新世後期の利根川・荒川扇状地の成長と河川運搬物の堆積がかつての利根川低地（妻沼低地）と加須低地付近に伏在する台地との比高差を埋めたことなどが加わった。この背景として、浅間火山、榛名火山などの火山活動の活発化が関与している可能性が高い。利根川の流路が東方に移動し、加須低地をへて中川低地に流れこんだ時代については、まだ十分な資料が得られていないが、4,000年前頃とする考え（菊地隆男,1979）と、古墳時代とする考え（堀口万吉,1981）が出されている。

七号地層

B Gを基底にもつ狭い埋没谷は、ほぼ七号地海進期の砂泥層によって満たされている。この砂泥層は、さらに埋没段丘上をおおって埋没谷全体に分布する場合が多い（図9）。しかし、いずれの場合でも七号地層の上部は、有楽町層基底の砂礫層（HBG）によって侵食されていることが多く、七号地層全体の層序はとらえにくいといえる。従って現段階における七号地層に関する知識は、狭く深い埋没谷中に保存されているB Gにはじまる七号地層の中・下部を除けば、非常に断片的、また不完全なものにすぎない。中川低地の草加付近（図9のN-7）、あるいは荒川低地の戸田・志木付近（図9のA-5、A-6）を例に、七号地層の層序と古環境を復元すると以下ようになる。

B Gは5～15mの層厚をもつことが多く、明瞭な礫～砂礫層であるが、さらに下流側では礫交り砂層あるいは上・下位の砂層に比べ粗粒な砂層として識別されることが多い。礫・砂礫層の上位には比較的細粒な砂層あるいは泥炭層、泥炭質シルト層がのることが多い。さらに上位には、本層の主体をなす砂泥層ないし砂泥互層が約20mの厚さで続く。この部分には貝殻が含まれ、また有機質でもある。貝殻交りの海成泥層は、標高-10m付近まで認められる。上流側には富士見市まで海成層が見出される。川口市北部におけるこの層準の有孔虫分析によれば、有楽町層に比べて定量有孔虫数が非常に少ないのが特徴で、民生有孔虫群集型としては湾奥型を

示す。これらは、大量の民生有孔虫を含み、湾央～湾奥群集の卓越する有楽町層および東京層と明確に区別される（ENDO, SEKIMOTO, & TAKANO, 1982）。

本層に相当する陸成層は、前節で述べた桜川低地の下大島層のように、中流部において露頭観察が可能なことがある。芝川中流部、大宮の寿能泥炭層遺跡においては、立川礫層を不整合に、礫層と淡水成の泥層がおおっており、礫層や泥層中の材から17,400±100年B P（TK-432）、17,100±200年B P（TK-433）などの¹⁴C年代が明らかにされている（図13、埼玉県教育委員会, 1982）。

有楽町層下部層

有楽町層の基底礫層＝HBGは、中川・荒川地下流部においては、層厚1～5mの砂層ないし礫交り砂層として認められ、その上位は有機質であることが多い。HBGは埋没谷全体にわたって谷を広げていることが多く、その基底面は小さな凹凸に富み、河川の蛇行と側方侵食の卓越した時代であったと思われる。垂直的にも最大35～45mにわたり七号地層を侵食している。東京湾岸部においても小規模ながら、谷を切っており、またしばしば泥炭をとまうことから、HBGは河川成の堆積物で、海水準の低下を示すものと考えられる。HBGの年代を示す資料として、東京低地においてHBGの谷底の有機質シルトから、9,820±230年B P（GaK-1936）と9,500±2600年B P（GaK-1937）の¹⁴C年代が報告されている（SHIBASAKI, AOKI & KUWANO, 1971）。

その後縄文海進は、埋没谷全体に広がる溺れ谷を形成し、波食作用によってその幅を広げながら湾の奥に侵入していった。川口市の下水道シールド工事現場では、縄文海進期の海成層が埋積する谷地形が露出し、その斜面に堆積する泥炭層の¹⁴C年代は7,970±230年B P（GaK-10029）であった。これは、この年代の後に内湾が最も拡大したことを意味する。縄文海進最盛期には、各支谷の奥まで海は侵入した。大官市寿能泥炭層遺跡では、珪藻分析によって縄文前期黒浜期まで海成環境が存在したことが明らかにされた（埼玉県教育委員会,1982）。この海成泥層中から得られた材化石の¹⁴C年代は6,100±70年B P（TK-431）である。この海成層は縄文後期の泥炭層（有楽町層上部層）におおわれている（図13）。

有楽町層上部層

有楽町海進は、中川・荒川低地の広大な平坦面の基礎をつくったが、この沖積平野を直接構成するのは、主として河成・後背湿地成の有機質泥質砂層、砂質泥層、砂層や一部砂礫層である。現在の沿岸部では、海成の砂層・泥層である場合もある。この部分是有楽町層上部層とよばれ、同下部層の海成シルト層あるいは海成砂層をやや削りこむ小規模な凹凸をもって下位層と接している。層厚は5～15mで、その下限高度は谷部で-10m前後である。中川低地では吉川部層がこれにあたり、上流側へ層厚をまし、また泥炭層をはさむことが多い。栗橋付近では、有楽町海進期の海成層を直接おおる泥炭層から、4,120±100年B P（TK-15）の¹⁴C年代が報告されている（阪口豊,1968）。荒川低地では水川部層がこれに相当し。同様の傾向を示す。川越のやや北部にあたる川島町では、有楽町層下部層相当の淡水～汽水成シルト層の上位を泥炭を含む有機質砂質シルト層がおおっている。下位のシルト層に含まれる材の¹⁴C年代は5,670±310年B P（GaK-9639）、上位の砂質シルト層中の泥炭の¹⁴C年代は3,510±230年B P（GaK-9640）と測定されている。

多摩川下流の川崎市中原区の低地では、下水道工事により、有楽町海進期の海成シルト層をおおる砂層から大量の流木が発見された（図14）。層厚約5mの砂層中、ほとんどが直径50～80cmという大木が100本余り含まれていた。樹種は現在多摩丘陵に自生しているカツラ、ヤマグワ、クリ、イヌガヤなどで、3,880±100年B P（N-3713）、3,920±100年B P（N-3712）、4,080±100年B P（N-3714）の¹⁴C年代が明らかにされている（正岡栄治, 1982）。この有楽町層上部に相当する合流木砂層は洪水性の堆積物と考えられる。このような4,000～1,800年前の時代の洪水性の堆積物は、日本各地で見出されており、有楽町層上部層の1つの特徴である。こうした洪水を含む河川作用の活発化が沖積平野を最終的に形成したことになる。

有楽町層上部層の基底高度は、下流部で-5～-10mに位置することが多く、堆積後の沈降運動や地盤沈下を考慮しても、当時の海水準は現海面下にあったと推定される。

図12—「沖積層」層序とN値分布（埼玉県草加市付近）

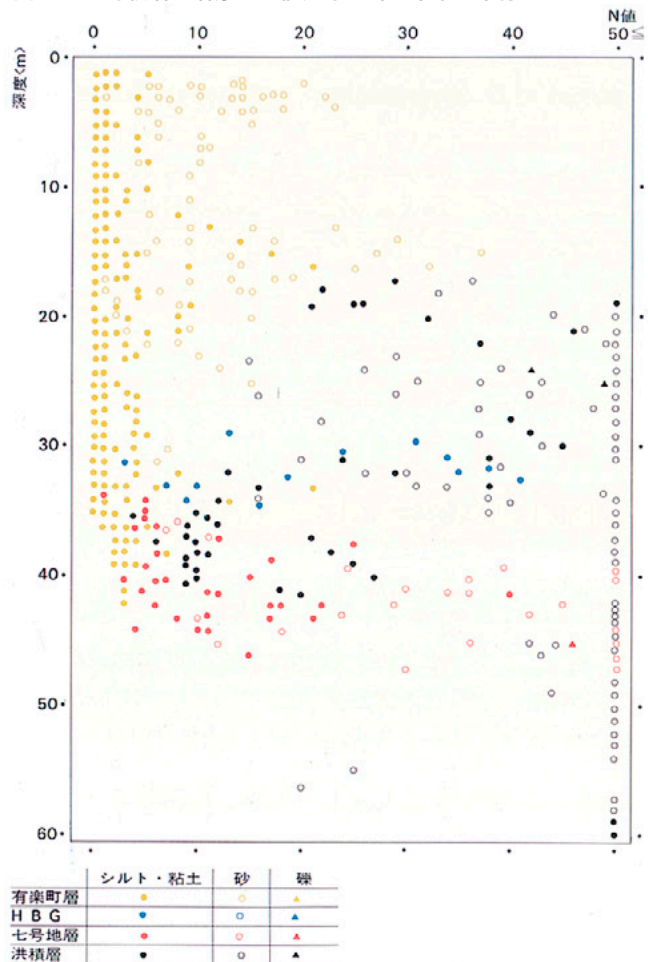


図13—大宮市寿能泥炭層遺跡の地質断面図（埼玉県教委, 1982より・一部修正）

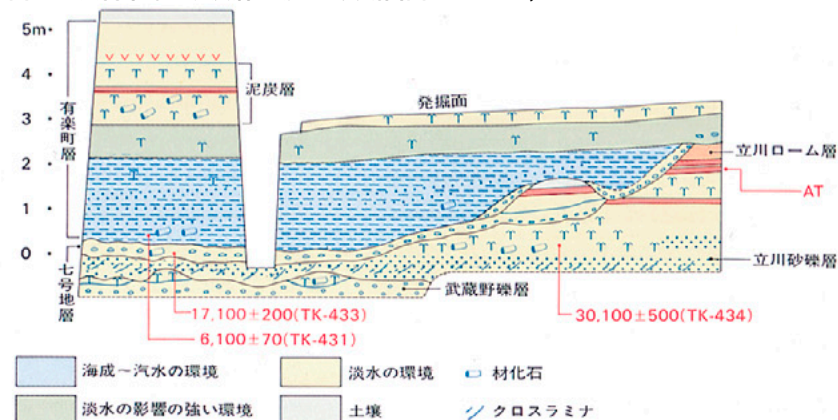


図14—川崎市日吉の洪水堆積物

<正岡, 1982>

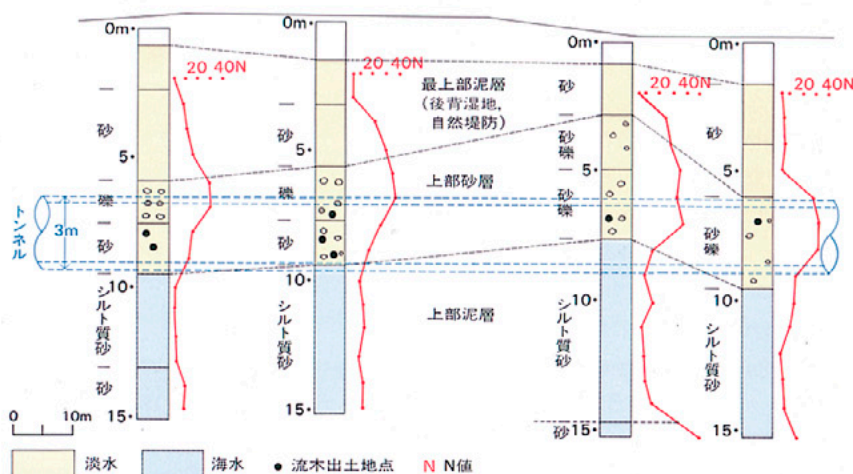


表3—奥東京湾における「沖積層」層序表

×10 ³ γ・B・P	東京低地		芝川低地		荒川低地		中川低地		海水準変動曲線 0 - 50 - 100	
	有楽町層	砂泥 砂	泥炭 F	三室層	水川部層	下流部(戸田)	中流部(川越)	谷塚層		
5	有楽町層	砂泥 砂	泥炭 F	三室層	水川部層	下流部(戸田)	中流部(川越)	谷塚層	下流部(草加)	中流部(栗橋)
10	HBG	砂泥 砂	泥炭 F	伊刈層	戸田層	下流部(戸田)	中流部(川越)	八潮層	下流部(草加)	中流部(栗橋)
20	七号地層	砂泥 シルト	泥炭 F	伊刈層	戸田層	下流部(戸田)	中流部(川越)	八潮層	下流部(草加)	中流部(栗橋)
30	BG	砂泥 シルト	泥炭 F	伊刈層	戸田層	下流部(戸田)	中流部(川越)	八潮層	下流部(草加)	中流部(栗橋)
40	埋没段丘礫層	砂泥 シルト	泥炭 F	伊刈層	戸田層	下流部(戸田)	中流部(川越)	八潮層	下流部(草加)	中流部(栗橋)
50	埋没段丘礫層	砂泥 シルト	泥炭 F	伊刈層	戸田層	下流部(戸田)	中流部(川越)	八潮層	下流部(草加)	中流部(栗橋)
60	埋没海成段丘堆積物	砂泥 シルト	泥炭 F	伊刈層	戸田層	下流部(戸田)	中流部(川越)	八潮層	下流部(草加)	中流部(栗橋)

<東京低地>①=SHIBASAKI, et al(1971)による, ②=木越・宮崎(1966)による。
<芝川低地>①=埼玉県教育委員会(1982)による。
<中川低地>①②③④=平井(1982)による, ⑤=坂口(1968)による。

M 海水成の環境 F 淡水成の環境

注 1: 有孔虫は浮遊性有孔虫と底生有孔虫の2つに大別される。浮遊性有孔虫は外洋水中に浮遊して生息しているものであり、一方、底生有孔虫は主に海底の堆積物表面あるいは堆積物中に生息するものである。

⑤南岸小平野における完新世の古地理

関東平野の縄文海進

完新世の前半は、縄文海進（有楽町海進）によって特徴づけられ、約6,000年前を最盛期として、気候の温暖化、海水準の現海面上2～3mへの上昇、暖流の北上などが生じた。沼サンゴ層、下原層など関東平野南部の有楽町層相当層より産する貝化石にもとづいて、当時の海況を推定する試みは古くからなされてきた（野村七平、1932など）。松島義章・大島和雄（1974）は、関東を含む日本列島全域の縄文海進最盛期の貝化石群集を検討し、この時代には、北海道オホーツク海沿岸まで暖流系の貝が到達したこと、関東地方でも、現在フィリピン海近海に生息するチリメンユキガイなどが見出されることなど、各地の貝化石群集の特徴から、縄文海進最盛期の古水温分布を復元した。これによれば、当時、暖流は緯度で3～6度北上し、古水温は3～5℃上昇していた。

このような背景のもとに、縄文海進最盛期の関東平野には奥深く海が侵入し、枝節に富んだ内湾（溺れ谷）を形成した。この経過については貝塚の分布から推定されてきた（江坂輝弥、1954など）。しかし貝塚の分布は、必ずしも海進・海退そのものを現わすものではないため、この推定は、不正確な面をもつ。たとえば、海は8,000～9,000年前には平野内に深く侵入していたにもかかわらず、貝塚分布は、海がまだ平野に侵入していないことを示す。縄文海進の推移を復元するには、この期間に形成された地層や地形、そこに含まれる化石（貝、有孔虫、珪藻、花粉）などについての地質層序に基いた研究が必要とされる。

図15は、縄文海進最盛期の海域と底生有孔虫群集型の分布を示したものである。前者は図1に基いて作成された。底生有孔虫群集型の分布は、約50地点のボーリングコアと露頭サンプルの有孔虫分析に基いている。有孔虫（注1）は、内湾の環境、すなわち外洋水（沿岸水）の流入の状況（暖流か寒流かも含む）、内湾の底質、深度、塩分濃度、河川の影響などを敏感に反映する。このため、有孔虫の産出状態は、海水準の昇降、内湾の河川による埋積、湾口部の閉そくなどを検討する上で、重要な資料となる。

図15に示されるように、古奥東京湾では、芝川などの支谷内で、また古鬼怒湾では柏や土浦付

近など、湾の最奥や河川水の影響の増す所で、*Ammonia beccarii*などを優占種とする湾奥部群集が卓越する。一方、現在の東京湾から東京低地北部、草加付近の古奥東京湾中心部には、*Cribrononion somaense*などを優占種とする湾中央部群集が広く分布する。さらに、*Quinqueloculina costata*、*Rosalina vilardeboana*など沿岸性種を多く含む湾口部から沿岸部の群集は、古佐貫湾や古夷隅湾の湾口部などにみられる。相模湾北岸地域や房総半島など、関東地方南岸に位置する小平野は隆起地域にあたるため、露頭で「沖積層」の層序を確認できる。また多数の¹⁴C年代が得られるため、特に有楽町層相当層の有孔虫産出状態を垂直的・水平的に詳細に検討することができる（表4）。以下、古押切湾、古佐貫湾、古夷隅湾の3つの例について述べる。

古押切湾

まず大磯丘陵の中村川下流域に生じた古押切湾についてみてみよう。この地域には、中村原面とよばれる完新世海成段丘が約25mの高度に広く分布し、最近6,000年間の隆起量は約20mと推定されている（米倉伸之ほか、1968）。中村原面を構成する下原層は、下位の川勾部層と上位の小船部層とに細分される（遠藤邦彦ほか、1979）。図17の断面図のように、小船部層の基底には河成の砂礫層があり、川勾部層をやや切りこんでいる。両部層の境界の年代は約7,700年B Pである。川勾部層の下位には砂礫層をはさみ、七号地層相当層の広済寺層が認められる。さて定量有孔虫数（サンプル1 g中の有孔虫の絶対数）（注2）と底生有孔虫種数（注3）の垂直変化をみてみよう（図18）。川勾部層の約9,000年B Pには海が湾内に侵入しているが、定量有孔虫数は、約8,500年前に大きなピークを示す。川勾部層最上部では定量有孔虫数は減少し、さらに、小船部層最下部の河成砂礫層の進出により有孔虫の産出は、一時的に湾を通じて途絶える。小船部層の7,500年B P頃より海は再び侵入をはじめ、定量有孔虫数は7,300～7,200年B P頃にピークを示し、また、湾の最も奥まで到達する。小船部層においては定量有孔虫数の変化と種数の変化が極めてよい対応を見せ、種数も7,300～7,000年B Pでピークを示す。種数の増加は有孔虫の生産にとり好適な環境の成立を示すと一般に考えられる。その後も海水準は上昇を続け、6300年B P頃まで貝化石を含むが、河川の影響も強まり、堆積物は砂礫質となり、有

孔虫は産出ししない。

次に群集についてみると、川勾部層、小船部層とも全般に *Ammonia beccarii* 及びその変種が圧倒的である。しかし、特に小船部層の定量有孔虫数増大期には、湾中央部に特徴的な種が相当数伴なわれ、湾の拡大を示唆する。川勾部層、小船部層のような、少数種が大部分を占めるほぼ同質の群集の間では、定量有孔虫数の増加は、海進の進行、湾の拡大などを反映する。

以上の定量有孔虫数・種数及び群集の変化の過程を、図17の縦断面図における各部層の層相・堆積環境と対照させると、よく一致することがわかる。すなわち、

①川勾部層の時代には、急速な海水準の上昇により形成された内湾に、著しい貝化石層を伴う安定したシルト層が堆積し、底生有孔虫の生産量も極大に達する。当時の海水準は、－10m付近にあったと思われる。

②7,700～7,500年前には上流から河成砂礫層（小船部層最下部）が、一部で川勾部層を削りこんで進出していることから、内湾は一時的に離水していたと判断される。

③小船部層の下半部に相当する7,500～6,500年前は、内湾は最も拡大し、内湾性の貝化石を豊富に含むシルト層が堆積した。その最盛期には、定量有孔虫数、種数も極大を示す。6,000年前頃になると、河川作用による内湾の埋め立ての進行と湾口部の砂州の閉そくにより、汽水化が進み、砂礫質の堆積物が支配的となる。

以上のように、古押切湾においては、七号地層と有楽町層の2回のサイクルとほとんど同様の過程が、規模を小さくして有楽町層相当層の中でも生じている。

古佐貫湾

房総半島佐貫町に位置する染川周辺地域でも、有楽町期に古佐貫湾とよばれる溺れ谷が生じた（遠藤邦彦、関本勝久、1981）。東京湾の湾口部に位置する古佐貫湾は、浮遊性有孔虫や湾口部～沿岸部型底生有孔虫群集の出現が比較的良好で、縄文海進の推移を検討するのに都合がよい。図19のLoc. 8の場合、八幡層（有楽町層相当層）下部から上位に向って浮遊性有孔虫比（注4）は急上昇し、海進最盛期（約6,000年前）の近くで極大値を示した後、40～60%の高水準を維持する。この浮遊性有孔虫比の動向に対応して、湾口～沿岸部群集も増加する。Loc. 8のやや上流側にあるLoc. 7の場合にも、八幡層下部と上