

講演要旨(第175回)*

特集 筑波台地—利根川低地をめぐる環境地質

筑波研究学園都市をモデルとする 環境地質図作成の経過について

磯部一洋

昭和56年度から4年間、所内特別研究の一つとして筑波研究学園都市の地質の研究が実施された。本研究は、新都市の拡大に伴う地質環境の変化について、基礎的資料を提供する環境地質図の作成を目標に進められてきた。

筑波研究学園都市のある筑波台地とその周辺は、台地と低地との比高が小さく、かつては純農村地帯であったこともあって、関東地方の中では地質調査・研究の遅れていた地域の一つであった。ところが、当地域における新都市の建設や国際科学技術博覧会の開催を契機に、数千本にのぼる地盤調査ボーリングおよび100本以上の地下水採取を目的とした深井戸が相次いで掘さくされ、地下地質に関する多量の資料収集や解析が可能となった。

本研究では、地盤調査ボーリングの掘さく深度に合わせ、深度約60mまでの浅層部の地質は浅層層序解析の研究、約250mまでの深井戸の深度に合わせた深層部の地質は水文地質の研究によってそれぞれ行われてきた。

特に浅層層序の解析のため、標準層序ボーリング5本を新都市内で実施し、掘さく総深度290mのうち97%以上の高率でコアが採取された。またコアに含まれる大型貝化石や珪藻・花粉・有孔虫などの微化石の同定、テフラ中の鉱物粒の屈折率の測定などを実施し、既にその研究成果の一部を本誌において報告した。これまでの地表地質調査結果と層序ボーリング5本によって判明した標準層序に基づいて、多数の地盤ボーリング資料の解析を進めた結果、筑波台地とその周辺域に関する層序区分がほぼ可能になった。

現在環境地質図の完成に向けて、取りまとめ作業を早急に進めている段階である。以下では、環境地質図の内容を簡単に紹介することにする。環境地質図は浅層部地質図と深層部水文地質図からなり、巻末にボーリングおよび深井戸資料を多数収録した説明書を添える。

浅層部地質図は、縮尺2.5万分の1の地形図「上郷」・「常陸藤沢」・「谷田部」・「土浦」に南北の図幅の一部を加えたB1サイズの多色刷平面図である。本図に対応する水平縮尺2.5万分の1、垂直縮尺千分の1の地質断面図を東西・南北方向に数本ずつとり、B12面に分けて掲載する。さらに、台地表層部の地盤特性などと密接に関連する常総層の層相の特徴を数種類に識別した、常総層層相区分図を縮尺5万分の1のB2サイズにて公表する予定である。

深層部水文地質図は、縮尺5万分の1の地形図「土浦」に南北の図幅の一部を加えたB2サイズの基図に、水文地質構造・深部地下水の水質などの資料を多色刷で表現するものである。さらに同一縮尺・規模の基図に、地表水と地下水の水文環境に関する観測資料を表現する、水文図の公表を予定している。

(環境地質部)

火山灰鍵層等による筑波台地の層序と対比

遠藤秀典

筑波台地に分布する中・上部更新統については、従来主に層相の連続性や貝化石群集の類似性に基づいて、房総地域に露出する下総層群の層序と対比・区分されてきた。しかしその層序区分には不明確な点が多い。

ボーリングコア及び露頭から採取した火山灰層を、その鉱物組成及び斜方輝石・角閃石の屈折率の特徴から同定した。この結果、筑波台地には、下位から藪層、上泉層、上岩橋層、木下層及び常総層に区分・対比される各層が分布する事が明らかになった。以下の()内は絶対年代の推定値である。

1) 谷田部町観音台で実施されたGS-TS2層序ボーリングでは、上泉層及び上岩橋層は、それぞれ基底部に陸成層を伴う海成層からなる。上泉層の基底部の泥層中にはKm2(26万年)の軽石層が、また上岩橋層の基底部の泥層中にはKy3(22.5万年)の軽石層が含まれる。

2) 従来上泉層と上岩橋層との間の層準とされてきた清川層は、上岩橋層と同層準の地層である事が、筑波台

* 昭和61年2月3日日本所において開催の研究発表会

地でも確認された。

3) 木下層の海成層を覆って分布する淡水成層の常総層は、基底部に Kl_{1p} テフラ群(11 万年-14 万年)の一部を含み、上部には Pm-1(7 万-9 万年)を含む。

4) 筑波台地では、常総層は木下層に対し浸食面を伴う事があるものの整合関係で、木下層上に累積して分布する。常総層形成時代における筑波台地は、周辺地域に比べて低い凹地であったものと推定できる。

(環境地質部)

筑波台地浅層の地質

宇野沢昭

本研究の対象地域は、筑波研究学園都市をほぼ中心として、東は桜川左岸側台地の一部を、西は小貝川左岸までを包含する地域である。本研究では、当該地域の地質層序を明らかにするため、5 地点における層序ボーリング(磯部ほか、1985)の実施と地表地質調査が行われた。その結果、標高 -47 m 付近までの地層は、それぞれ4回の海水準低下期及び同上昇期を経て形成された陸成層と海成層の繰り返しからなることが明らかとなった。これらの地層は、火砕質鍵層によって下総層群に対比され、堆積サイクル毎に下位から地蔵堂層・藪層・上泉層・上岩橋層・木下層及び常総層に区分され、最上位は新期ローム層に被覆される。

以上の地層区分及び各地層の層相の特徴等を基本として、多数の地盤地質ボーリング資料の検討を行い、地質・構造及び古地理的環境等について考察した。以下にその概要を述べる。

地蔵堂層：貝化石を含む海成砂層からなるが、下限は不明である。層序ボーリング Gs-Ts-4.5 を含む地域東部に分布するが、同西部では地層の傾斜にもなって伏没するため実態は明らかではない。なお本層は上記の2本の層序ボーリングの最下部を構成しており、一応地蔵堂層に対比した。

藪層：陸成砂礫層・泥層及び含貝化石砂層からなる1堆積サイクルの地層である。地域東部では層厚 20 m 以上に達するが、同西部では地層の傾斜のため伏没し一部が認められるにすぎない。

上泉層：陸成砂礫層・泥層及び海浜性砂礫層(ときに礫混り砂層)からなる1堆積サイクルの地層で、泥層中には上泉層中の火砕質鍵層である Km 2 軽石層が挟まれる。

上岩橋層：貝化石を含む泥層と砂質泥層を主とするが、

地域西部では基底部に泥炭層や腐植質泥層をとともうことがある。

木下層：貝化石を含む砂層を主とする。堆積物の上方への粗粒化が顕著であり、最上部では海浜礫とみられる分級の良い円礫層(礫径平均 10 mm)がしばしば分布する。

常総層：下末吉ローム層降灰期の淡水成堆積物である。腐植質泥層及び2層準にわたるチャンネル性含礫砂層からなり、最上部はいわゆる“常総粘土層”に被覆される。また火砕質鍵層として、最下部に吉沢ローム層下部軽石群(Kl_{1p})及び中部に御岳第1軽石層(Pm-1)を挟在する。

地質構造から推定される地盤運動と霞ヶ浦の痕跡：前述のように、本地域ではより古い地層が下位に累重する累積型の堆積構造を示す。これらの地層は一般的には北東から南西方向へ傾斜しており、傾斜の度合いは古い地層ほど大である。しかし、より詳細にみると、上泉層基底礫層上限の高度分布は、地域北部で標高 -5 m ±、花室川最下流部から土浦市荒川沖付近にかけては、同じく -10 m ± にあるが、桜川最下流部から谷田部町南部に至る地帯では標高 -27~-25 m とかなり急速に低下しており、向斜状の凹状構造が認められ、それは台地面の高度分布とよく調和している。つまり“向斜状構造”の示す高度分布は、これをほぼ支点とした南東上りの傾動運動の反映である可能性が大である。またこの“向斜状構造”地帯では、上泉層の陸成泥層が海成泥層へ層相変化することや、同層最上部の海浜性砂礫層が海成砂層から同泥層へと層相変化すること、さらにこの地帯が現在の霞ヶ浦の西方延長上に位置することなどから、霞ヶ浦の前身ともいえる狭大な海水域が形成されていたことが考えられる。一方、木下層上限の高度分布についても、この“向斜状構造”地帯では標高 14 m ± であり、常総層も相対的に厚い地域となっている。このことから、木下層堆積後にも淡水域が形成されていたと考えられる。

このような古地理的環境の変遷は、当該地域における環境地質学的条件を支配するものとして注目される。

(環境地質部)

筑波周辺で実施したボーリングコア中のイオウ含量について

粕 武

筑波台地における浅層層序の確立を目的として、掘削深度 50-70 m のオールコアボーリング5本(1-5 ボーリング)が筑波台地付近で実施された。大型貝化石については磯部ほか(1985)によって成果の一部が公表されたが、

その他の微化石等の同定・解析結果については現在研究の取りまとめ中である。

この報告は殆ど(1984)によって報告された1号井を含む5本の坑井から採取された全硫黄の分析結果と、その解析上の問題点について述べる。

海成層と陸成層の判別は、海棲の貝・珪藻、有孔虫化石等を含む地層を海成層、淡水棲の貝・珪藻及び多量の腐植物・花粉を産する地層を陸成層とみなすことによつて行なわれることが多い。

演者は泥質堆積物の化学組成のうち、特に主成分について堆積環境との関係について研究を進めてきた。その成果の一例として、硫黄、マンガン、カルシウムの含有量の変化幅が大きく、そのバラツキの原因が堆積環境によつて見出した。特に硫黄は海成層と陸成層の判別に重要な指標成分であることを指摘できた。

堆積物中の硫黄の供給源については、主に二つの径路があるといわれている。一つは動植物のような生物体からのものである。他の一つは海水中に溶解している硫酸塩からのものである。生物体中の硫黄は生物の状態、種類、組織、年齢によつて変るがおおむね乾燥重量で0.01-10%含まれている。堆積物の中には普通10%以下の有機物しか含まれていないために、有機物から供給される硫黄の最大は1%、一般には0.3%以下であると思われる。しかし一方、海成泥質堆積物には0.3-3.0%の硫黄が含まれており、硫黄の供給を有機物以外に考えざるを得ない。なお、海水中には、2700 mg/lの硫酸イオンが含まれ、日本の河川水の硫酸イオンは50 mg/l以下である。堆積時における硫酸イオン濃度の影響によつて、同じ泥質堆積物であっても著しい硫黄の濃淡が生じるものと考えられる。

水中の硫酸イオンが硫化物として堆積物の中に濃集する機構においては硫酸還元バクテリアが大きく作用している。硫酸還元バクテリアの増殖と硫化物生産活動は、1)温度、2)pH、3)塩分濃度と組成、4)金属化合物、5)有機物の量及び質などの各種の環境条件によつて支配されるので、以下では簡単に説明する。

1)硫酸還元菌の生育、活動は15-30°Cの範囲では温度の上昇と共に高まり遂に死滅し、硫化物逸散速度も大きくなるので硫化物の集積量は温度の差による変化はあまり見られない。2)硫酸還元菌は中性付近で増殖が活発であるが、海水および底泥堆積物のほとんどが中性に近く、一般にはpHが硫化物の生産活動を制限することはないと思われる。3)塩分濃度に対しては、きわめて高い感受性を持つが、海水に近い場合には海洋棲種が、また淡水に近い場合には淡水棲種がそれぞれ支配的に活動す

るので、全体としての硫化物の集積量の差異は塩分濃度そのものには基づかない。4)硫酸還元菌の増殖と硫化物生産活動に対する鉄は促進的に、マンガンは阻害的に作用する。高濃度に生産された硫化水素は阻害的に作用するが、鉄の存在で硫化鉄として固定すれば影響は認められない。コバルト、クローム、鉛、亜鉛その他の金属は硫酸還元菌の育生に多少阻害を生ずるが、生産された硫化水素を不活性にさせるため硫化物の集積量を増大させる。5)一般に砂質堆積物では泥質堆積物にくらべて硫化物の集積が小さい。これは硫酸還元バクテリアが直接利用出来る有機物が乏しいためであり、粗大粒子からなる堆積物であっても有機物が供給され、各種共存微生物によつて分解される時に生じる直接利用出来る有機物がある場合には硫化物の集積量は高められる。

硫黄を海成層と陸成層の判別に用いる場合、硫化鉄鉱(FeS₂)量を用いた論文が見かけられる。これは海成粘土には、粘土粒子中に多くの硫酸イオンが付着存在していると考えていること、また硫化鉄鉱が堆積物に共通して認められる自生鉱物である等の理由による。一方、演者は堆積物中の硫黄の形態分析、試料の新鮮試験及び硫黄の同位体組成測定から本邦における堆積物中の硫黄のほとんどが一担硫化物になったものであるとの結果を得ており、全硫黄の分析が1個数分間で測定されることでもあり、海成層と陸成層の判別には硫化鉄鉱量ではなく、全硫黄量の測定によつて十分であると考えている。

筑波台地は、海成層と陸成層がサイクリックに変化する下総層群と、それを不整合に覆う厚さ1-2mの立川・武蔵野ロームからなる新期ローム層より構成されている。

前者の下総層群の全硫黄量は、0.01-3.00%である。全硫黄量も地層のサイクリックな変化に伴い増減を繰り返す。海成層では0.3%以上、陸成層では0.2%以下の値が一般に認められる。全硫黄量の測定によつて海成層と陸成層の判別が可能である。

微化石などから陸成層と考えられる地層であっても、硫酸還元バクテリアの活動を活発にさせる有機物を多く含んだ地層では全硫黄量0.3%を越える試料があり、また海成層と考えられる地層であっても砂質又は礫質である場合、有機物にとほしく、全硫黄量が0.2%より少ない場合が見られる。このような例外も一部認められ、海成層と陸成層の判別に際しては、他の指標成分と共に用いることが必要である。

常総層及び新期ローム層の全硫黄量は0.2%より少なく、これらの地層が陸成層の値に近いことを示している。

(技術部)

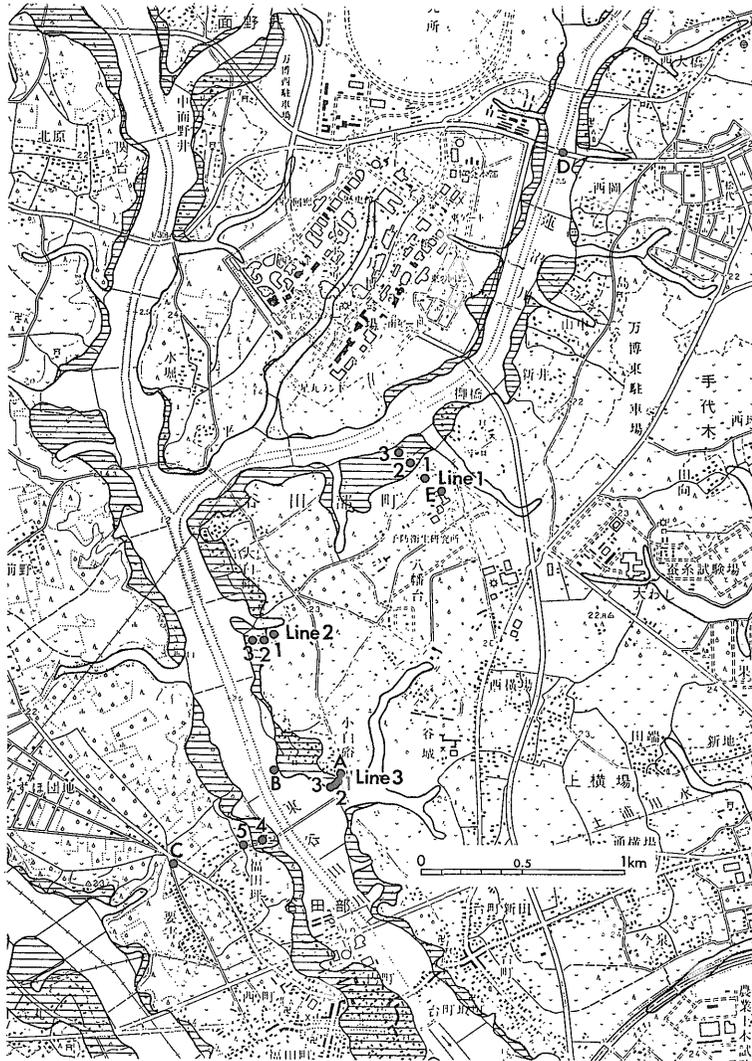
筑波台地における緩斜面について

石井武政

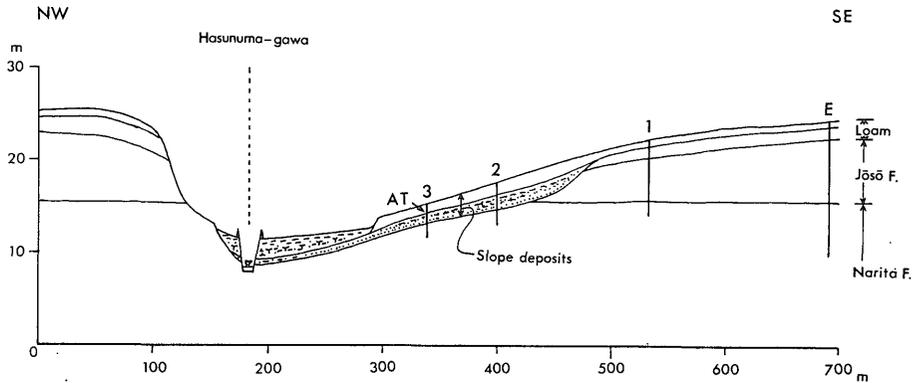
筑波台地内を流れる中小の河川沿いには、台地と沖積低地との間に河岸段丘状の緩斜面が認められる。これら緩斜面は沖積低地に向かってごく緩い勾配を示すとともに、場所によっては背後の台地と比高の小さな崖で接している。また緩斜面は西流する河川(例、蓮沼川下流)で

はその左岸側に、南東流する河川(例、小野川・東谷田川・西谷田川)ではその右岸側に広くかつ顕著に発達している。すなわち河川を挟む谷地形は一般に北向き又は北東向きの斜面が緩傾斜、反対側の南向き又は南西向きの斜面が急傾斜で、いわゆる非対称谷を呈している。

「筑波研究学園都市の地質に関する研究」グループでは、このような緩斜面を構成する地層とその形成年代及び成因を知る目的で、東谷田川中流域・蓮沼川下流域を対象に簡易ボーリングによる地質柱状試料の採取と解析を行った。簡易ボーリングは谷田部町柳橋・小白碓・大



第1図 東谷田川・蓮沼川沿いの緩斜面の分布と簡易ボーリング掘削地点
(国土地理院発行2万5千分の1地形図「谷田部」を使用)
横線の地域が緩斜面分布地域、数字は簡易ボーリングの地点番号、A及びDは露頭観察地点、B・C及びEは既存のボーリング地点



第2図 蓮沼川下流，測線1沿いの地質断面図
AT：始良 Tn 火山灰

白碓・福田坪地区に3測線を設定し，計11地点(うち3地点は台地上，残り8地点は緩斜面上)で実施した(第1図)。

地質柱状試料を検討した結果，台地を構成する地層は上から順に新期ローム層(武蔵野・立川ローム相当層)・常総層及び広義の“成田層”に層序区分できた。一方，緩斜面分布地域には“成田層”を直接覆う独特の堆積物が存在することを確認した。この堆積物は下部・上部(以後それぞれI層・II層と呼ぶ)に二分でき，I層は“成田層”及び常総層と不整合関係にある。I層は厚さ1-2mで，淘汰の非常に悪い砂礫・礫混じり砂・砂質シルト・シルト質砂(礫径は10mm以下)などからなる。II層は厚さ50cm-1.5mで，ローム層及び畑土からなる。なおII層のローム層の厚さは台地上に分布する新期ローム層の厚さ(2-3m)に比べ約半分以下である。また柳橋地区の測線1，地点3からローム層下部に挟在する始良 Tn 火山灰(AT 火山灰)を見いだした(第2図)。したがってII層のローム層は立川期のものと判断できる。緩斜面分布地域には武蔵野期のローム層は認められず，結局I層の形成年代は武蔵野期のローム降灰後，AT 火山灰降灰前の最終氷期に位置づけられる。

ところで小野(1983)は現在の筑波台地では，冬期の霜柱などによる土壌侵食が日の当たる乾燥した南向き斜面よりも日の当たらない北向きの裸地斜面において格段に活発であることを指摘した。このことは貝塚(1964)が提唱した，神田川・目黒川の非対称谷の成因は最終氷期の斜面の向きによる霜柱の発達に相違にあるとする仮説を支持している。

上に述べたとおり，筑波台地の緩斜面堆積物は淘汰の悪いI層とこれを薄く覆うII層とからなっており，その年代はいずれも現在よりも確実に気温が低くかつ海面低下が進行した最終氷期に求められる。そして層相から判

断して，I層は背後の台地の構成層に由来するとみなされ，主として最終氷期における凍結作用に伴う土壌侵食によりもたらされたと考えられる。このことは筑波台地の緩斜面の成因，すなわち非対称谷の成因をも説明し得るものである。

文 献

- 貝塚爽平(1964) 東京の自然史。紀伊国屋書店，東京，186 p.
小野有五(1983) 筑波台地上での霜柱による土壌侵食。筑波の環境研究，no. 7, p. 128-140.
(環境地質部)

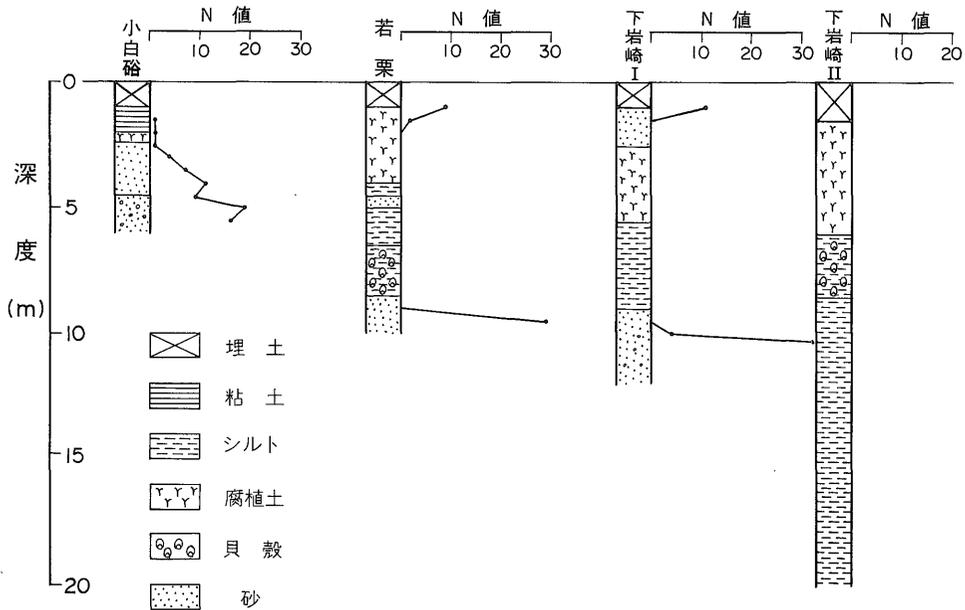
谷田川低地における堆積物の特徴について

相原輝雄

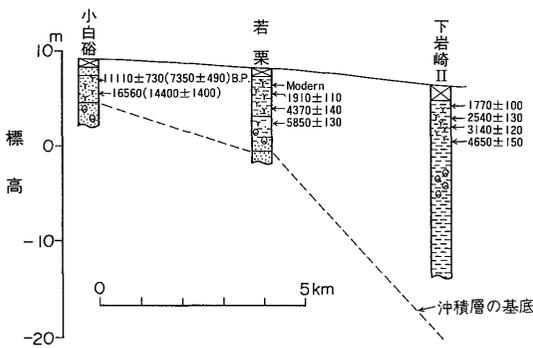
筑波台地を開析した谷田川および下流側の小貝川沿い低地の“沖積層”について，その分布深度などの特徴を把握するために，谷田川沿いでは簡易試錐機による掘さく，地耐力の測定および試料の採取を行った。採取試料については¹⁴C年代測定を実施した。また，小貝川沿いの低地帯ではスウェーデン式サウンディングを実施して“沖積層”の基底と見られる断面の形状を調べた。

1. 谷田川沿い低地の“沖積層”

上流側から下流側へ小白碓・若栗・下岩崎I・下岩崎II(Iより約450m下流)の4地点で調査を実施し，第1図および第2図に示すような地質柱状図と¹⁴C年代測定値(学習院大学測定)を得ることができた。すなわち，小白碓では地表下5.5mまでの掘さくを行った結果，地層の特徴，N値曲線および¹⁴C年代測定結果を勘案して深度4.3m付近が“沖積層”の基底と考えられた。若



第1図 ボーリング地点毎の地質柱状図



第2図 ¹⁴C年代測定結果と“沖積層”の基底

栗・下岩崎 I の両地点では、深度 10 m 付近で N 値の急激な高まりを見せ、“沖積層”の基底とみなすことができた。また下岩崎 II 地点では地表下 19.5 m まで掘さくしたが、N 値 0 と極めて軟弱な地層が孔底まで続き、その基底まで到達しなかった。本掘さく地点から南東約 200 m のポンプ小屋設置の際に得られたボーリング結果によれば、“沖積層”の基底深度は約 26 m と深い。“沖積層”の厚さが急増するのは、若栗と下岩崎 I との間であることが、下岩崎 I から約 300 m 上流にある荃崎橋建設のための地盤調査資料(基底深度 15 m 以上)から推定される。ただし、下岩崎 I で“沖積層”の厚さが 10

m より薄いのは、埋没谷底中心部をはずれた右岸側斜面において掘さくが行われたためであろう。

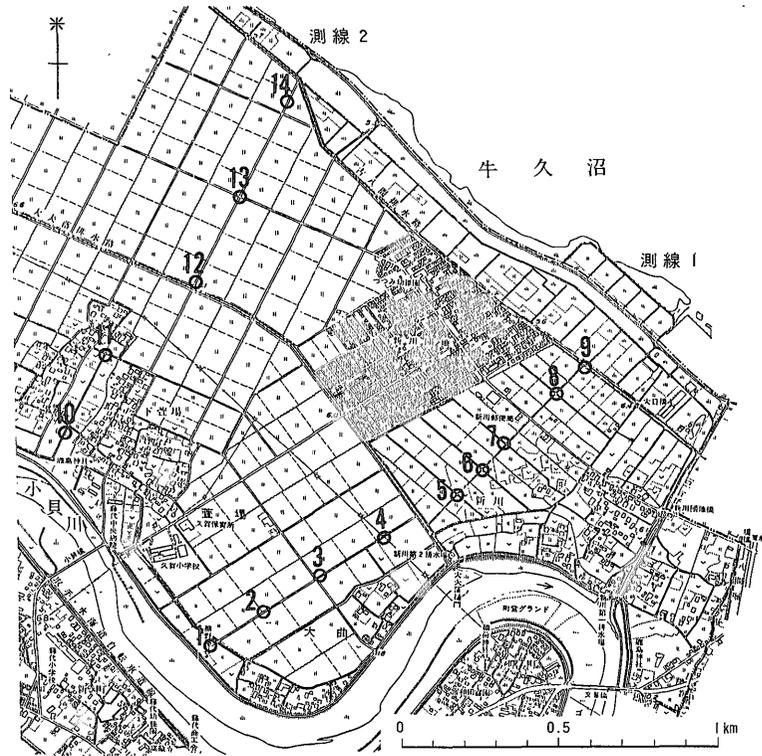
2. 小貝川低地の“沖積層”

軟弱地盤地帯に当たる小貝川低地での地耐力を測定するため、簡便で高能率なスエーデン式貫入試験機を用い、第3図に示す 14 地点において地耐力の分布を調べた。なお、測定方法は 100 kg の重錘載荷の状態では 25 cm の回転貫入量を測定し、本操作を繰り返すことにより各深度毎の地耐力の値を知るものである。

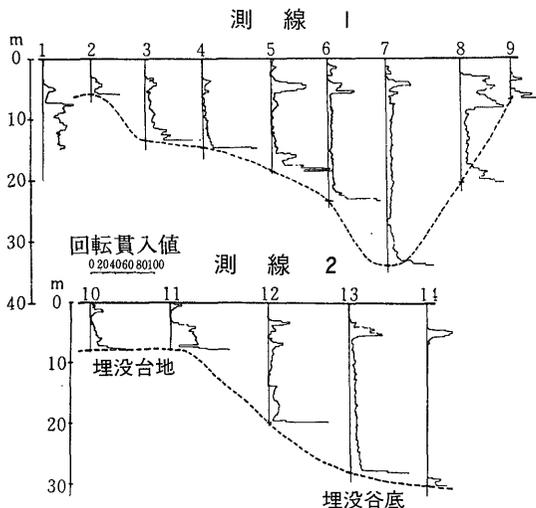
測定結果に基づき、回転貫入値が急激に高まった深さを破線で結んだ(第4図)。破線は恐らく“沖積層”の基底面と考えられる。ちなみにこの地点での回転貫入値は 60-100 回を示しており、標準貫入試験の N 値に換算すると 20-30 となり、かなり締った地層とみなせる値である。

“沖積層”の基底面の形状は測線 2 (測点 10-14) では小貝川寄りに浅く、牛久沼側へ順次深まり、地表下 30 m に達している。一方、測線 1 では測点 7 において最も深く、34 m に達している。なお、ここではガスの噴出が見られた。以上から、この付近における旧西谷田川と考えられる埋没谷は、深度 34 m 前後の深まりを持ち、測点 14 から 7 の方向へ伸びていることが確認された。

(環境地質部)



第3図 小貝川低地におけるサウンディング実施地点の位置図



第4図 サウンディング結果から推定した“沖積層”の基底

筑波台地付近における小河川低地の形成過程

磯部一洋

筑波台地を下刻する小河川低地の堆積物の形成過程を明らかにするために、石井・相原・磯部は谷田川を対象に、主にボーリング調査による研究を進めてきた。

石井は、緩斜面の堆積物に関する形成年代と成因について、相原はボーリングおよびサウンディング調査によって判明した“沖積層”の特徴についてそれぞれ報告した。演者は両者による研究成果を総括し、谷田川水系全体の河谷の形成過程について考察した。

谷田川水系の河谷は、緩斜面の堆積物の形成年代から推定し、約4万年前から2.1万年前の間に大規模に形成された。この期間は、海面がウルム氷期の最盛時に向かって徐々に低下した時期であり、今より寒冷でしかも降水量の豊富な気候条件下にあったものと考えられる。

牛久沼より上流側の谷田川低地においては、“沖積層”である谷埋め堆積物は最下流部で最大8m、上流側へ厚さは漸減し、本低地全体では3m前後の厚さを持ち、い

ずれも2層構造を呈する。下部層は更新世末期の腐植質砂層ないし砂礫層であるのに対し、上部層は完新統の腐植土層を主体とする、より細粒の淡水成堆積物である。なお、牛久沼寄りでは上部層の基底部に内湾棲の貝碎片混りの海成堆積物が薄く認められる。

一方、牛久沼より下流側の谷田川水系の低地ないし隣接する小貝川低地においては、“沖積層”の厚さは40m以上にも急増し、その中部に貝殻碎片を含む泥層が厚く発達する。しかも本層上部と下部から採取された腐植土試料に関する¹⁴C年代測定結果は、いずれも1万年前より新しく、完新世の堆積物であることが判明した。“沖積層”の基底部をなす砂礫層中からは、材化石などの年代測定に耐える試料がこれまでに採取されておらず、砂礫層および埋没谷底の形成年代は不明である。牛久沼より上流側でみられた更新世末期に形成された下部層が、その下流側で確認されないのは、ウルム氷期最盛時の約1.8万年前から1万年前の期間に大きく侵食された結果と考えられる。

後氷期の急速な海面上昇によって、小貝川低地を中心に古鬼怒湾が形成され、谷田川水系下流部にも海水が侵入し、現在の谷田川河口部に当たる若栗付近まで海域が達した。その年代は、¹⁴C年代測定結果から約6千年前とみなされ、海成層上限の標高は2m±である。また、5-6千年前頃には牛久沼周辺の稲敷台地末端部では波食台が形成された。

5千年前以降には、古鬼怒湾の縮小・後退に伴い、鬼怒川による淡水成堆積物によって以前の浅海底および波食台は被覆され、小貝川低地が出現した。稲敷台地を下刻する谷田川を始めとする小河川による流送・堆積土砂量は明らかに少なく、鬼怒川などの大河川による運搬土砂の流入からも免れた台地末端で、西谷田川・谷田川および稲荷川の河口部の低まりはそのまま残り、現在の牛久沼に相当する湖沼が形成された。

(環境地質部)

さく井資料から推定した筑波台地周辺の 深部地下地質

森 和雄

筑波研究学園都市付近一帯から、南は取手市まで、西は鬼怒川左岸水海道市、東は出島村・江戸崎町までの地域について、約100本のさく井に関する電気検層図を利用して、地下地質について検討を行なった。

この地域のさく井深度は、250m以浅のものが大部分であるが、例外的に300mに及ぶものが取手市などに

存在する。また揚水を目的としない、深度300mの観測井が、筑波研究学園都市内の筑波大学と地質調査所にある。両者ともに深度300mまでの間に、上部では細粒、下部では粗粒の堆積物に変化する堆積サイクルが9単位認められ、地層を九つに細分することができる。

このうち上から4番目の地層の基底が、狭山丘陵および武蔵野台地の地表部と地下について行なった地層区分のうちの芋窪礫層相当層の基底にほぼ相当するものと考えられる。

これらの観測井の地層区分を基準として、地域全体の電気検層図を用い、東西3本、南北2本の計5本の地下地質断面図を作成した。また芋窪礫層相当層の基底について、等深度線図を作成した。後者の等深度線図の概略を示せば以下の通りである。

北部の筑波山塊に近い一帯ではその基底は海拔標高-50mであるが、概ね南西方向に向かって深度を増し、下妻市→谷田部町手代木→牛久町中根を結ぶ一帯では、海拔標高-100mとなる。またその南西に当たる水海道市坂手町→守谷町大柏→我孫子市を結ぶ一帯では、海拔標高-140mとなっており、これらの南西部の越谷市→三郷市→船橋市→市原市臨海部を結ぶ一帯の地下に推定される“関東造盆地”の谷底部に調和的に連続する。

(環境地質部)

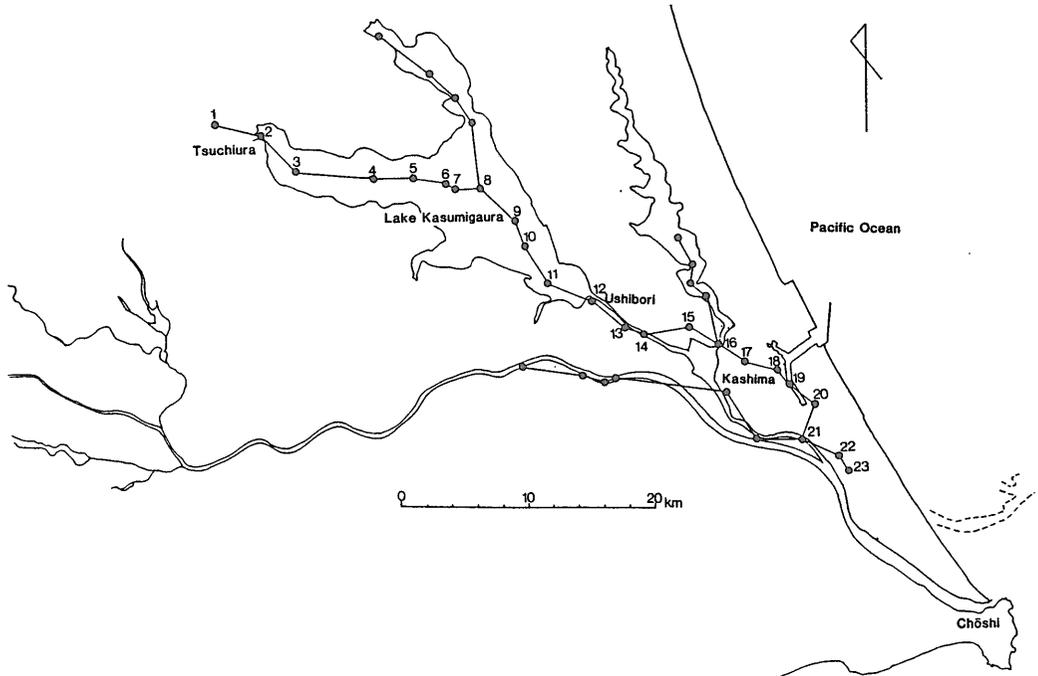
霞ヶ浦から鹿島地域の完新統とその地史

斎藤文紀

1982年に霞ヶ浦の5カ所で行なった延長約200mのオールコアボーリングの分析結果、霞ヶ浦から鹿島地域にかけての既存の沖積層に関する資料・報告、及び鹿島地域の地質調査とC-14年代とから次のことが明らかとなった。

1. 同地域における沖積層基底の谷地形に関しては、基底礫層を掘りぬいた試錐が皆無に近いこと、広域的に資料がまとめられていないことなどから明らかにされていない。しかし、沖積層下部の河成堆積物の上面、即ち海成層の下限の谷地形は、地域毎に明らかにされている。それらによると谷地形の谷線は、霞ヶ浦→常陸利根川→外浪逆浦の北側→神の池→宝山→日和山→松下を経て鹿島灘域に続いていた(第1図)。

2. 霞ヶ浦南部から鹿島地域にかけて-40~-50mの深度に伏在している海成粘土層に関しては、その時代に関して七号地層相当、古期沖積層などとされていた。今回KB-4号試錐のこの粘土層直下の腐植土のC-14年代



第1図 沖積層基底埋没谷の谷線と地質縦断面位置図

測定を行なったところ 7810-10120 yBP の値を得た。このことから沖積層下部の海成粘土層はそのほとんどが、完新統に対比される。

3. 霞ヶ浦において行なわれた試錐試料について、ほぼ全層準の砂粒を 5 cm 区切りに検討した結果、約 30 枚のテフラが介在しており各試錐間において対比が可能であることがわかった。これらのテフラを用いての試錐毎の層厚変化や、化石を用いての堆積環境の変化から、霞ヶ浦の沖積層は最下部の礫層を除いて7段階に分けられる。

I ; (~8000-10000 yBP)河成堆積物、腐植土や砂が主体、最上部は汽水成

II ; (8000-10000~5500-6000 yBP : KBT 26)内湾—外洋との交換の良い潟湖、堆積物は南で厚く砂質で北西部に薄く泥質、上部ほど砂質になる

III ; (5500-6000~3800-4000 yBP : KBT 17) IIより閉鎖的な潟湖、IIと同様に堆積物は南で厚く砂質で北西部に薄く泥質、IIからIIIへは急に若干泥質になる、全体にほぼ安定した粒度でラミナが良く発達している

IV ; (3800-4000~ca. 1600 yBP : KBP .4 ; 浅間 C) IIIよりさらに閉鎖的な潟湖、堆積中心は湖心に移り、南部では特に泥質になり、上部ほどさらに細粒となる

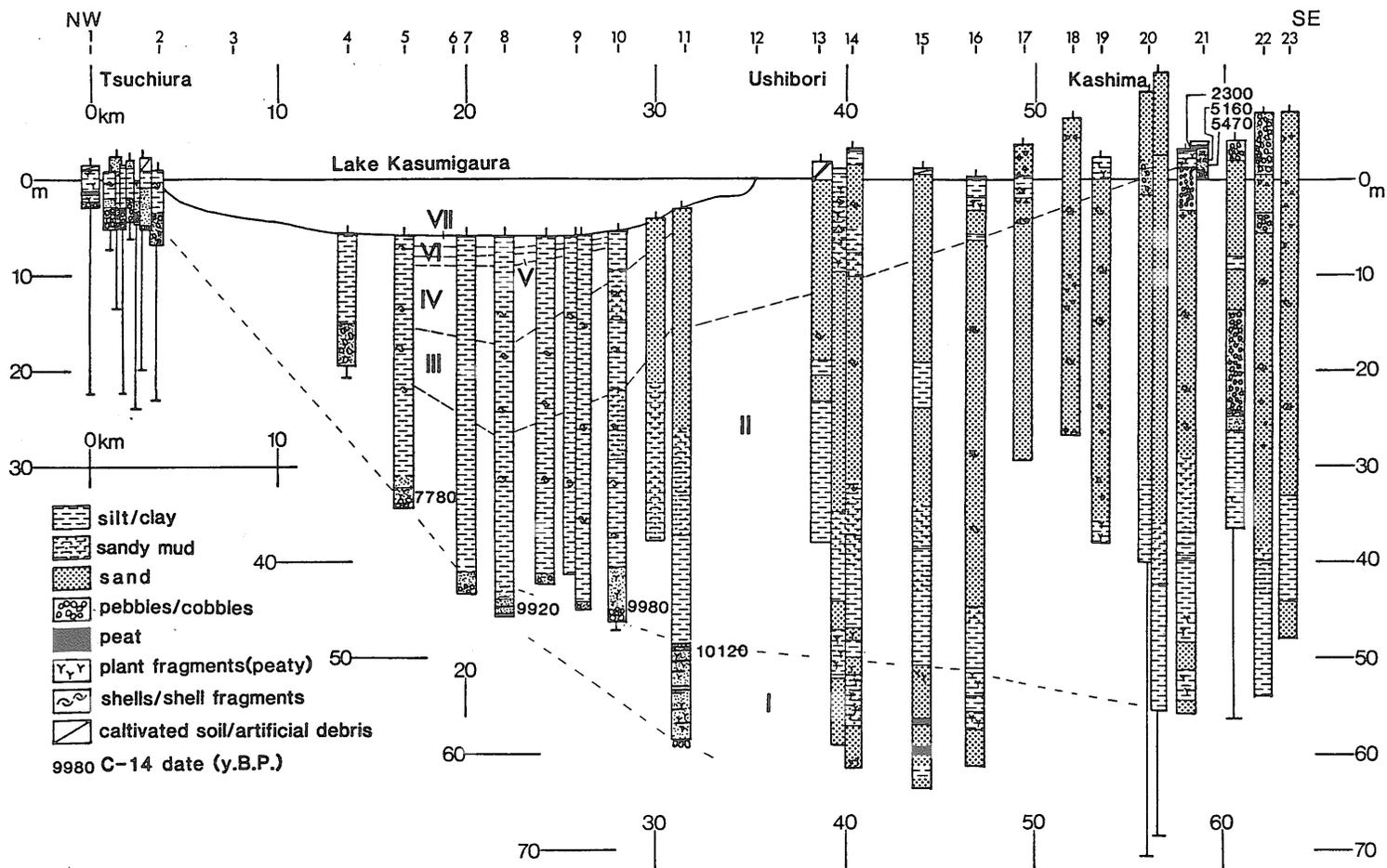
V ; (ca. 1600~842 yBP : KBT 3 ; 浅間 B)IVからVIへの移行期、南部を除いてほぼ一様な層厚

VI ; (842~ca. 450 yBP : C ; ヤマトシジミの層)IVよりさらに閉鎖的な潟湖、堆積中心は湖底平原と各湾入り(高浜入り・土浦入り・江戸崎入り)との境の3カ所に分かれる、最大層厚部は高浜入り入り口の海釜地形内に移る

VII ; (ca. 450 yBP~)汽水湖から淡水湖、層厚分布はVIとほぼ変わらない

4. 霞ヶ浦の堆積環境に大きな影響を与えたと思われる鹿島低地については、離水の時期など明らかにされていなかった。今回、鹿島南公共埠頭付近の地質調査とC-14年代測定を行ない、この地域の地層は、縄文海進に伴い堆積した息栖層(多田, 1947)と引き続き海退以後の地層の二つに大別され、低地の離水は5500 yBP頃に生じたことが明かとなった。このことは息栖層に着目すれば、同地域において堆積体が海進に伴って上方に成長し、古鬼怒湾の湾口部に barrier を形成していたことを意味する(斎藤・松本, 投稿中)。

5. 霞ヶ浦の試錐試料から明かとなったII・IIIの時期に南側で層厚が厚いことや堆積物が粗粒であることは、鹿島地域に barrier が形成されていたことと調和的である。これらのことから、湾口部に barrier が形成され、堆積物が潮流口を通じてまたは overwash などによって湾内(ラグーン)へ運搬され、縄文海進に伴って上方に成長していったと結論づけられる。



第2図 霞ヶ浦から鹿島地域の沖積層地質縦断面図

講演要旨(第175回)

6. IIの時期の下部の粘土層は谷線沿いに帯状に分布していることから、海水準が鹿島地域の基盤の高まりを越えるまでのおぼれ谷の堆積物であろう。

7. 縄文海進後の海退によって鹿島低地は離水し始め(ca. 5500 yBP)、それによって湾内では外洋水との交換が悪化し、やや閉鎖的となりIIからIIIへと移行したと考えられる。このことは年代・堆積相とも矛盾しない。しかし、IIIの時期においても霞ヶ浦の堆積物は層厚は南に

厚く、多くが鹿島方面から運ばれていることから鹿島低地の離水は一部で行なわれたが、おそらく場所を替えて潮流口・潮汐三角州などは発達していた。

8. IVの時期(ca. 4000 yBP)以降は霞ヶ浦において南側からの堆積物の流入は顕著に認められなく、閉鎖的になっていることから、外洋水との交換は狭いチャネルを通じて小規模に行なわれた。

(海洋地質部)