

福岡市鳥飼低地の海成第四系と更新世後期以降の地形形成過程

下山, 正一
九州大学理学部

磯, 望
西南学院大学文学部

野井, 英明
九州大学理学部

高塚, 潔
九州大学理学部

他

<https://doi.org/10.15017/4495585>

出版情報：九州大学理学部研究報告．地球惑星科学．17（1），pp.1-23，1991-01-23．九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

福岡市鳥飼低地の海成第四系と更新世後期 以降の地形形成過程

著者： 下山正一・磯 望*・野井英明・高塚 潔・小林 茂**・佐伯弘次***

The Quaternary marine deposits and their
morphogenetic processes in and around
the Torikai Lowland, Fukuoka City, Japan

Shoichi SHIMOYAMA, Nozomi ISO, Hideaki NOI, Kiyoshi TAKATSUKA,
Shigeru KOBAYASHI and Koji SAEKI

Abstract

The formative processes of the Quaternary marine deposits since the Late Pleistocene and morphogenetic processes after the Jomon Transgression were investigated in terms of sea-level fluctuation in order to clarify construction mechanisms of coastal plains in and around the Torikai Lowland (Paleo-Torikai Bay), Fukuoka City, North Kyusyu, Japan.

Tephra identification, ^{14}C -dating and paleoenvironmental analyses based on molluscan fossils and many boring data show that the sediments recorded some important evidence of paleogeographic and environmental changes, especially in sea-level and vegetation during the Jomon Transgression. The results of the study are summarized as follows.

1. High sea-level stands in the Late Pleistocene:

Pleistocene marine beds beneath the bottom of the river mouth of the Komo River can be correlated with transgression stages of the Hikihashi, the Obaradai and the Misaki Stages in the South Kanto area based on two indicators of Aso-4 and Ata Tephra; the Submember C of the Nata Sand Member beneath the Ata Tephra, the Submember B of the Nata Sand Member and the Chigyo Mud Member beneath the Aso-4pfl Tephra and the main part of the Submember A of the Nata Sand Member and the Fukuohama Mud Member on the Aso-4pfl Tephra are correlated to the Hikihashi Stage, about 100,000y.B.P., the Obaradai Stage, about 80,000y.B.P., and the Misaki Stage, about 60,000y.B.P., in the South Kanto, respectively.

2. High sea-level stand during the Jomon Transgression:

A curve showing the Holocene sea-level changes in Fukuoka City prepared on the basis of ^{14}C dating and data of the uppermost level of the marine deposits at each stage indicates that the curve at the highest stage of the Jomon Transgression does not present a single peak but three peaks with small regressions. The

highest stage during the Jomon Transgression corresponds to the second peak, about 4,700y.B.P., and the average of the highest sea-level is estimated as +1.2m. The Submember B of the Hakata Bay Silt Member at Ohori Park formed at the first peak stage during the interval from 6,600y.B.P. to 5,400y.B.P. Sedimentary rates of the Hakata Bay Silt Member during the interval were estimated as 1.1m/1,000y. in the lower part and 5.4m/1,000y. in the upper. Such rapid sedimentation seems to reflect decays of old coastal dunes and fill-up of the Paleo-Torikai Bay into tidal flats at the first peak stage of the high sea-level stand of the Jomon Transgression.

3. From small regression stage of the Yayoi Period to the present:

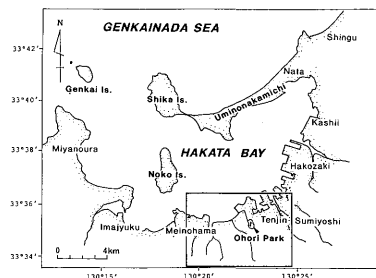
In the Yayoi Period, from B.C. 3rd to A.D. 3rd, the Torikai Lowland became the site of formation of lines of new coastal sand dunes facing the Paleo-Torikai Bay. The beach mound as the base of the new coastal sand dunes grew up by feeding river sands from the Naka River and the Muromi River as a building material. The Torikai Lowland kept the condition of tidal flat and swampy place before the Edo period, from A.D. 17th to A.D. 19th, because the deposition of the Hii River was very slow. Present topographic features of this area was almost completed by two artificial changes of the topography. The first change was due to the construction of the Fukuoka Castle and its surrounding town by the Kuroda Clan in 1605-1646 A.D. and the second one due to the construction of the exhibition grounds in 1927 A.D.

I. はじめに

筆者らは博多湾沿岸地域の海岸平野の形成史を解明するために、海岸平野の各河川下流の海岸低地を中心とした調査を実施している。海岸低地は過去及び現在の人類の生活立地を左右するもっとも重要な環境要素の一つであるばかりでなく、縄文海進期以降海域と陸域の攻めぎ合いの場として、デルタ域の地形発達史研究にとって重要な対象でもある。海岸低地を抱える博多湾沿岸の主な海岸平野は福岡平野、早良平野、糸島平野の3つである。これらの海岸平野のうち、これまでに福岡平野部分と糸島平野部分の上部第四系の調査結果が下山(1989)および下山ら(1986)によって報告されている。鳥飼低地は東側を福岡城跡から

南に延びる丘陵で、西側を祖原—荒江—飯倉の丘陵及び台地で区切られた、田島以北の樋井川下流の低地である。鳥飼低地は福岡平野と早良平野に隣接してはいるが、これらと別の、独立した樋井川水系の小規模海岸平野に含まれている。それ故、これらの平野とは別の地層・地形発達史が期待される。実際、調査に先立って収集されたボーリング資料からも、他の平野とは異なる地下地質が読み取れる。

鳥飼低地の中心には大濠公園が位置している(第1図)。大濠は南北約700m、東西約400m、



第1図 位置図 Fig.1 Index map.
黒枠は第3図の地質図の範囲を示す

* 西南学院大学文学部 Faculty of Literature, Seinan Gakuin University

** 九州大学教養部・国立民族学博物館
College of General Education, Kyusyu University, National Museum of Ethnology

*** 福岡大学人文学部 Faculty of Humanity, Fukuoka University
1990年7月10日 受理

周囲約 2kmの浅い池で、その名の示す通り、かつて旧福岡城の西側内堀の役割を果たしていた。大濠では1988年に福岡県公園課によって、湖水の浄化を目的とする、大濠公園の全面的な改修工事が行われた。この工事の主な内容は、大濠の水を抜き、池底表層の軟泥（ヘドロ）を除去し、固化することであった。除去した大量のヘドロは大濠の一部を掘り下げて埋積された。筆者らはこの掘り下げ工事の際に露出した大濠池底の露頭を調査するとともに、貝化石・花粉分析用試料・¹⁴C年代測定用試料の採集を行った。鳥飼低地周辺は以前から筆者らが地質・地形調査、ビル工事現場の露頭調査を行い、ボーリング試・資料も多数収集してきた。今回、これらのデータの第四紀地質学的な取りまとめを行う過程で、この地域の地形変化には近世以降の人為的・地形的改変に負う程度が高いことが判明した。それゆえ、地形発達にかかる自然的条件を第四紀地質学・自然地理学の立場からまとめ、新砂丘列形成後の人為的・歴史的・地質学的条件を歴史地理学・日本史学の立場から検討して、学際的かつ総合的な考察を行った。その結果、海岸平野の成立過程に関する1つのケーススタディとして、鳥飼低地の地下第四系の形成史、及び縄文海進期以降現在に至る地形景観発達史に関する第四紀学的知見が得られたので報告する。

II. 鳥飼低地周辺の地形

鳥飼低地は東西方向と南北方向共に2 km程度の小規模な低地であるが、北部は数列の砂丘群、南部は河成平野、中央部は砂丘背後の著しい低地帯をそれぞれ形成し、小規模ながら成因を異にする複雑な地形群から構成されている。このような多成因地形の分布と重畳関係を解明するためには、地形と第四紀地質との関係を十分に把握しておくことが不可欠である。

このため、まずこの地域の地形の現況について検討する目的で、地形学図(第2図)を作成した。この図は、1947年米軍撮影の空中写真にもとづく地形分類図と、福岡市教育委員会(1979, 1980)発行の福岡市文化財分布地図をもとにして作成した等高線図とを合成したものである。この図から、鳥飼低地周辺の地形の概況と低地内部の微地形構成について検討した。以下鳥飼低地を、北部の砂丘・浜堤地域、中央部の砂丘後背低地地域、南部

の樋井川水系低地地域に区分し、その地形的な特徴について検討する。

A. 北部砂丘・浜堤群

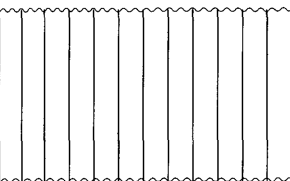
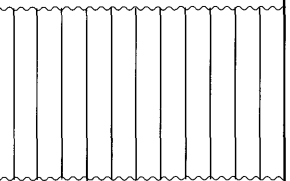
鳥飼低地北部は、海岸線に平行する方向に、少なくとも3列の微高地からなる砂丘と砂丘間低地から構成される。ここではこれらの微高地を、内陸側からA砂丘・B砂丘・C砂丘とよぶ。

A砂丘は中央区鳥飼3丁目付近に分布する、長さ400m、幅80m、高度4.5mほどの微高地である。この砂丘はB・C砂丘と比較するとその面積も高度も小さく、その分布は樋井川と菰川との間に限られる。A砂丘の形成年代を直接示す資料はまだ得られていない。A砂丘とB砂丘との間は高度3m未満の低湿な環境を示す砂丘間低地が明瞭に認められる。

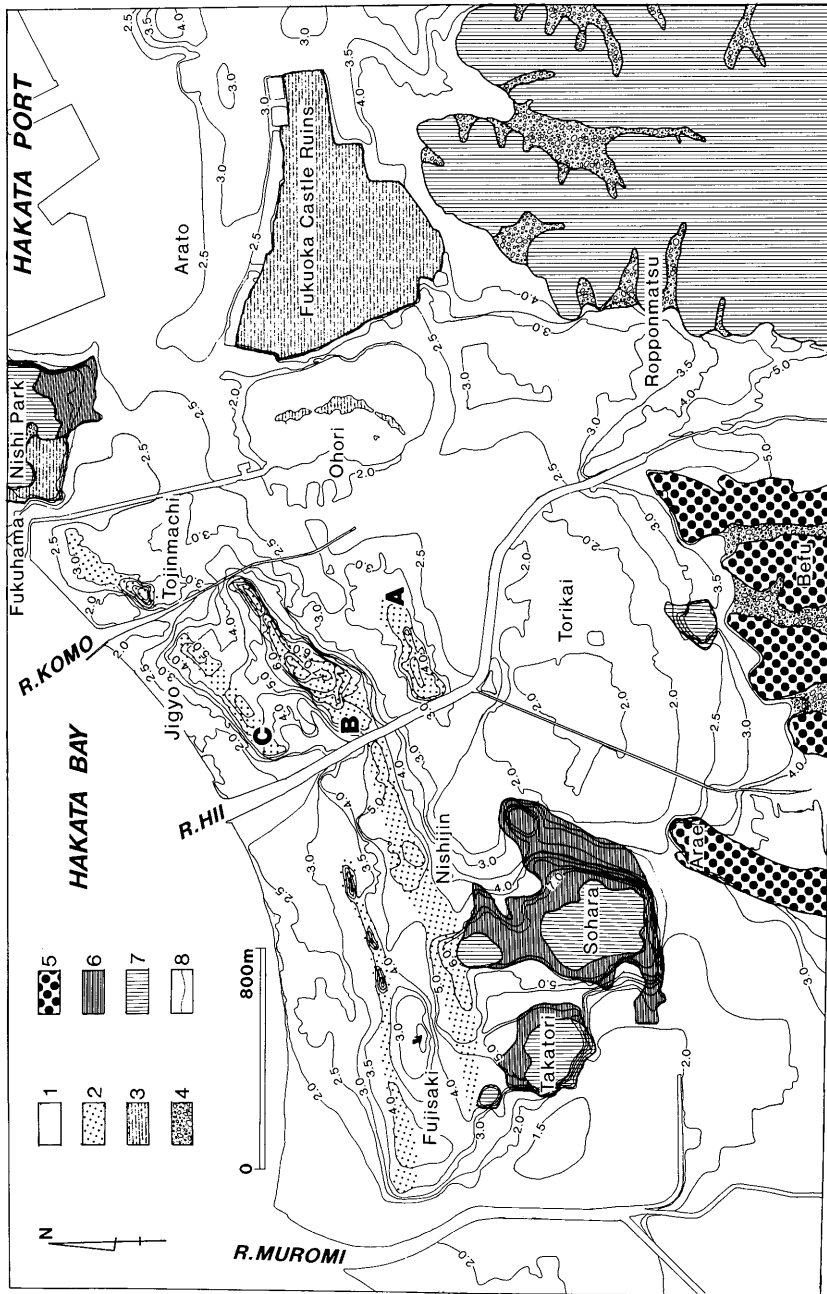
B砂丘は中央区今川の鳥飼神社付近で最も発達がよく、幅約170m、高度8mに達する。この砂丘の主軸は樋井川左岸の早良区西新^{にしじん}から藤崎方面に連続し、長さは2.5kmに達する。砂丘には弥生時代の住居跡等が発見された西新町遺跡や弥生時代前期以降の甕棺等が発掘された藤崎遺跡等が分布する(福岡市教育委員会, 1982)。B砂丘とA砂丘の間の砂丘間低地は、主として海浜砂から構成され、風成砂はほとんど分布していない。この低地地域にも藤崎遺跡や西新町遺跡の一部が発見されており、西警察署付近では弥生時代中期以降の甕棺や遺物が、修猷館高校東側道路では、古墳時代前期の遺構等が発掘されている(福岡市教育委員会, 1989)。

C砂丘は西公園から百道にかけての元寇防塁線(柳田, 1984)に沿って分布する。砂丘の高度は場所によって6mに達するが、その幅は一般に狭く、50m未満である。砂丘は樋井川、菰川、黒門川によって分断されているが、これは各河川沿岸で生じた侵食作用の結果を示している。C砂丘より海側の地域は、古地図などから江戸時代以降にも海浜の陸化した地域であることが確認できる。

これらの砂丘列は大濠の北西側を博多湾から限っている。これに対して大濠の北東側は、福岡城跡の北側から西公園方向に延びる高度2.5mの等高線で囲まれた微高地によって博多湾から限られている。この高まりは、天神付近から連続し、海浜砂から構成される浜堤である。なお、これより

地質時代	y.B.P.	北九州市周辺 亀山徳彦 (1968)	福岡平野 下山正一 (1989)	鳥飼低地周辺 (本論文)
完 新 世	0~ 8,000	砂丘砂層	海の中道 砂層 博多湾 シルト層 大手門泥層 箱崎泥層 住吉層	海の中道 砂層 博多湾 シルト層 大濠泥層 箱崎砂層 住吉層
	10,000 20,000?		桧原礫層 大坪砂礫層	
更 新 世	60,000	島 早間砂層	奈 須崎層上部	奈 福浜砂層
	70,000	鳥栖ローム層	多 須玖火山灰層	多 須玖火山灰層(Aso-4pfl)
	90,000<	沖砂層 山口泥層 逆水砂層	砂 地行泥層 須崎層下部	砂B部層 ~ 地行泥層 須崎層 層D部層
	120,000	若松 岩屋砂礫層 層 正津ヶ浜泥層	仲原礫層	仲原礫層

第1表 北部九州の上部更新統と完新統の対比表
Table 1 Stratigraphic correlation of the Upper Pleistocene and the Holocene in North Kyushu.



第2図 地形学図

Fig. 2 Geographic map of the Torikai Lowland.

1 : 低地 low land, 2 : 海岸砂丘 coastal sand dune, 3 : 人工改変地 artificial surface, 4 : 谷底平野 valley plain, 5 : 中位段丘面 middle terrace, 6 : 麓斜面 colluvial slope, 7 : 丘陵 hills, 8 : 等高線 (m) contour line (m), (A,B,Cは本文参照)

北側は、近代以降の海岸部の人工的な埋め立てによって形成されている（第3図参照）。

B. 中央部低地

中央部低地は、北部の砂丘・浜堤地帯と南部の河成平野との中間地帯をなし、大濠公園から荒江にかけて北東—南西方向に延びる一連の低地である。この地域は高度2.5m未満の低地をなすが、とりわけ北東部は低湿で、かつての潟湖の名残である大濠が、近世以降、東亜興業博覧会（1927年）の会場造成に至るまで、人工的な改変をうけながらも、水をたたえて現在に至っている。

また後述するように、近世には黒門川・菰川・樋井川の河道改修が行われており、これによってこの地域の湿地は失われた。一方、福岡県早良郡役所（1923）は、1909年に祖原で福岡炭坑が操業を始め、後に城南区鳥飼4丁目付近にも坑口を広げたため、この付近でも鉱害による陥没が生じたこと、ボタ山があったことを記している。第2図に示された城南区鳥飼付近の低地内部の島状の高度2m強の微高地は、主にボタの埋立によって形成された人工的な高まりである。

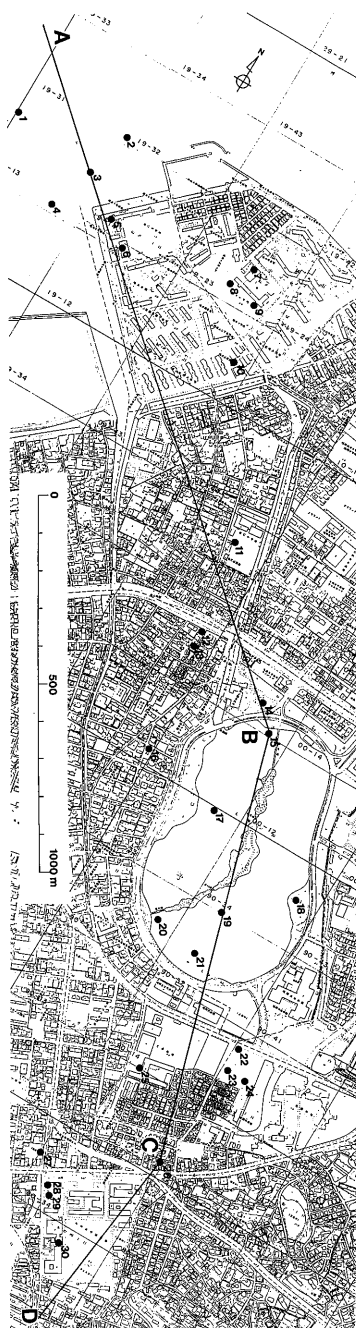
この低地の南部は、樋井川水系によって分断される段丘群によって限られる。段丘の北端は、一般に緩やかな斜面で中央部低地と接するが、城南区別府1丁目付近だけは、北端で線的な侵食崖を形成し、低地と接する。

C. 樋井川水系河成低地

中央区六本松付近より上流の樋井川本流沿岸は、幅500mほどの低地を構成する。この地域の等高線は南から北に緩く傾斜し、河成であることを示している。また、現在の河道に沿って自然堤防状の微高地が形成されている。しかしこの微高地は六本松付近で突然消失し、これから下流には出現しない。等高線に表われた谷地形は、現在の樋井川より東側に大濠方向に向かう流路があることを示している。これらの事実は、この地域の低地の成因が多成的であることを示唆する。

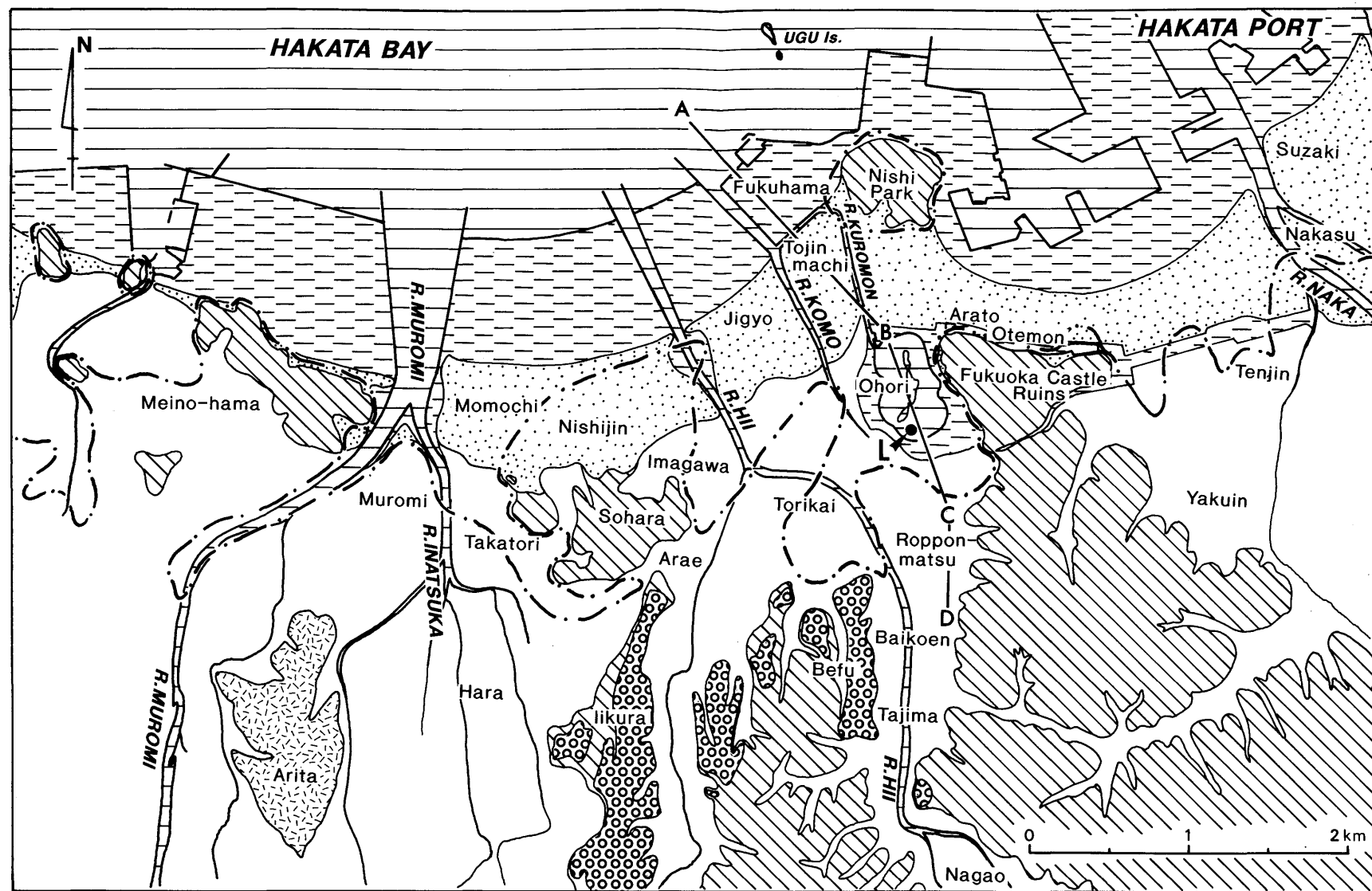
荒江から別府にかけての段丘を開析するそのほかの樋井川水系も、河成低地を形成するが、小規模である。この地域に分布する段丘はその堆積頂面では中位段丘上位面（山口ほか、1984）を構成するが、侵食によって原面がかなり失われている。

第2図では段丘崖で囲まれる範囲を一括して、中位段丘として表示した。



第4図 試錐及び調査地点位置図

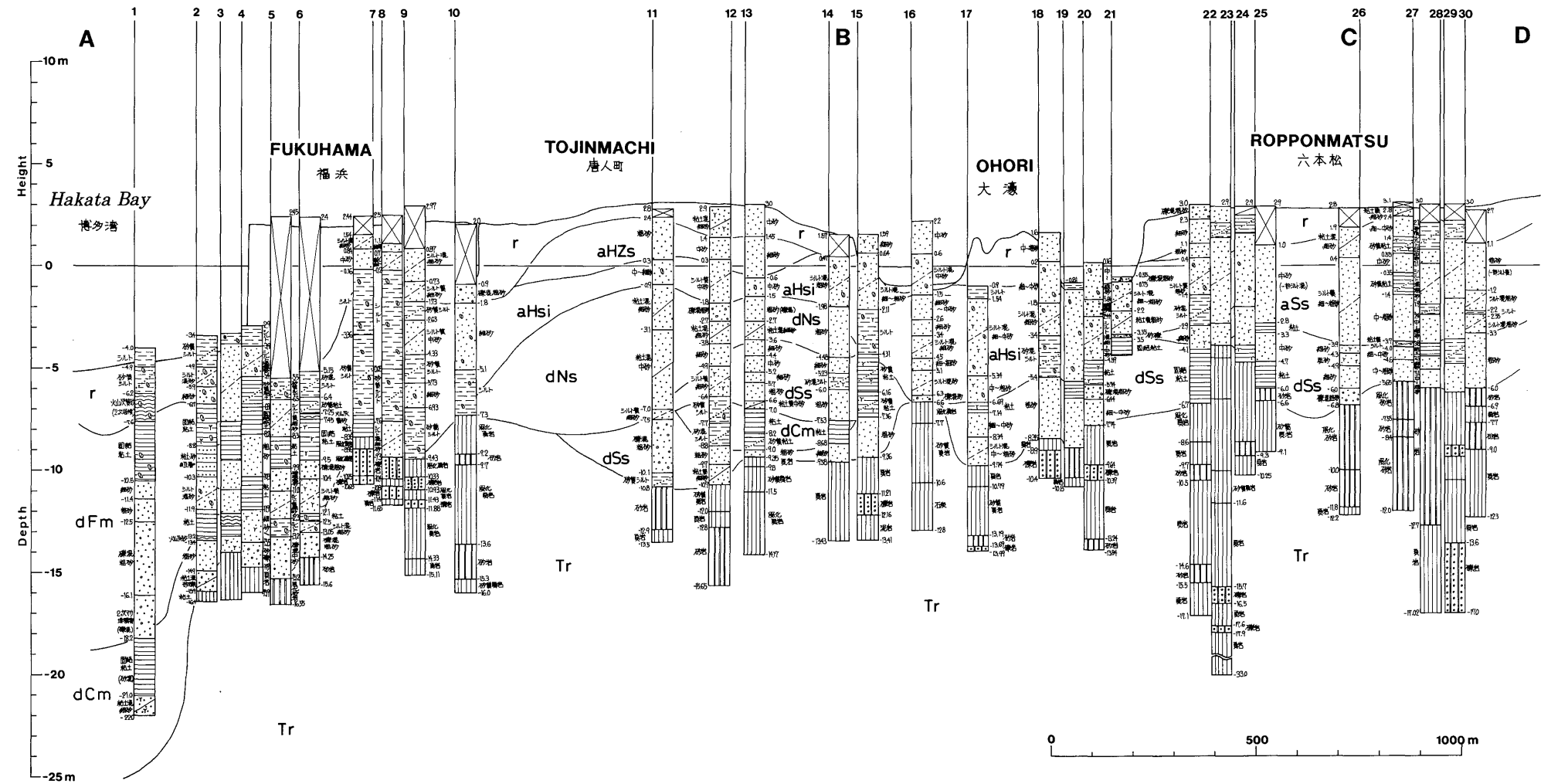
Fig. 4 Map showing the locations of boring surveyed points.



第3図 鳥飼低地周辺の第四紀地質図

Fig. 3 Quaternary geologic map of the Torikai Lowland area.

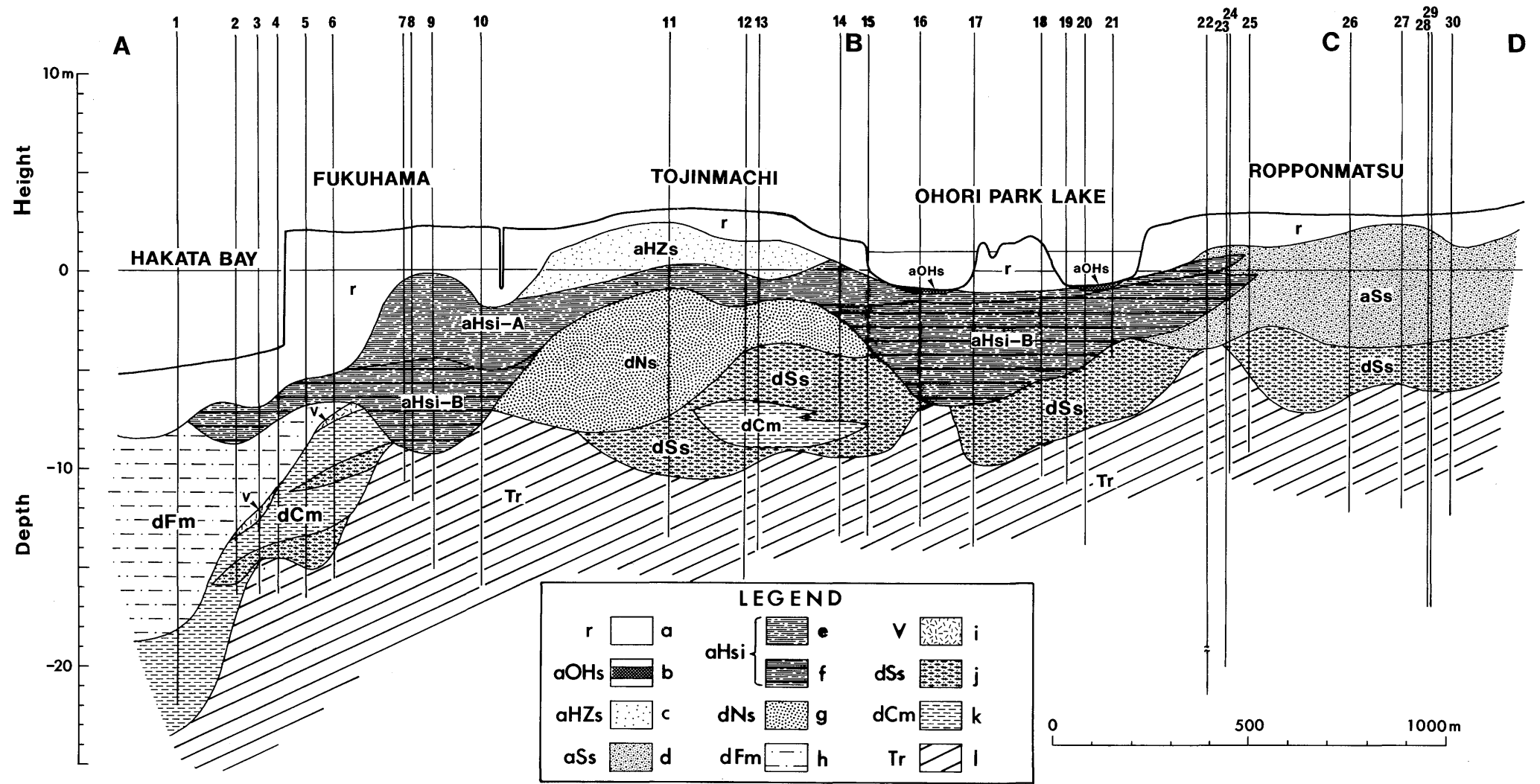
1 : 埋立地(明治以降) reclaimed land since the Meiji Period, 2 : 住吉層 Sumiyoshi Member, 3 : 箱崎砂層 Hakozaki Sand Member, 4 : 須玖火山灰層 Suku Volcanic Ash, 5 : 仲原礫層 Nakabaru Gravel Member, 6 : 基盤岩類 Basements, 7 : 地下海成完新統分布限界線(縄文海進最盛期海岸線) a limiting line of the Holocene marine deposits, A-Dは第4, 5図の断面線の位置 A-D line indicates location of the section in Figs.4&5.



第5図 地質柱状図

Fig. 5 Selected columnar sections and correlation of strata (for localities, see Figs. 3 & 4).

鳥飼低地のほぼ南北方向の柱状断面図 (位置は第3図のA—D線)。柱状図の上の番号は第4図上の地点番号。略号は第6図と共通。



第6図 鳥飼低地の模式的な地質断面図

Fig. 6 Stratigraphic cross section along the line A-B-C-D in Fig. 3.

主に第5図の柱状図に基づいて描いた模式断面図である。下図の地点番号の位置は上図に示している。
 凡例) r: 人工埋積物 (a) reclaimed soil, aOHs: 大濠泥層 (b) Ohori Sludge Member, aHZs: 箱崎砂層 (c) Hakozaki Sand Member, aSs: 住吉層 (d) Sumiyoshi Member, aHsi: 博多湾シルト層A (e) Hakata Bay Silt Member A, 博多湾シルト層B (f) Hakata Bay Silt Member B, dNs: 奈多砂層 (g) Nata Sand Member, dFm: 福浜泥層 (h) Fukuhama Mud Member, V: 須玖火山灰層 (i) Suku Volcanic Ash (Aso-4 pfl), dSs: 須崎層 (j) Susaki Member, dCm: 地行泥層 (k) Chigyo Mud Member, Tr: 基盤岩, 第三紀層 (l) Basements (Tertiary System)

III. 鳥飼低地の地質

鳥飼低地周辺の地質図を第3図に示す。この地質図は鳥飼低地だけでなく、第四系の分布の特徴をやや広域に示している。第四系の基盤は古第三系と花崗岩類である。人工埋積土の分布は明治33年陸地測量部測図・明治35年同発行の2万分の1地形図を参考にし、現在の地形図と比較して描かれている。第3図では、明治時代の海岸線に平行する箱崎砂層の帯状分布や、沖積平野の表層を構成する住吉層の広がり特徴的である。この他、室見川流域の中央部有田付近の台地を構成する須玖火山灰、鳥飼低地の南西側の台地の仲原礫層が比較的まとまった分布を示している。第3図で示された地域には低位段丘面群やその構成層は存在しない。

第3図にA-B-C-Dの記号で示した断面線にそってほぼ南北方向に、試錐柱状図と調査箇所
の柱状図が配列され、地下の地質と層序関係が検討された(第5図)。調査地点の位置は第4図の地図に地点番号で示している。第5図を基に、下山(1989)の地層区分にしたがって対比を行い、福浜から唐人町、大濠をへて六本松に至る鳥飼低地の地質断面と地下第四系の層序関係を第6図に示した。この断面線上の第四系はすべて古第三系を基盤としている。福浜埋立地では沖側の浚渫のため、博多湾シルト層の延長部が欠けており、人工埋積物の層が厚い。大濠周辺も近世以降の埋め立てを反映し、人工埋積土層が比較的厚い。きれいな海岸砂からなる箱崎砂層は唐人町付近にのみ発達している。その地下には古砂丘砂層の奈多砂層が下から突出する形で伏在し、海成更新統である博多湾シルト層を博多湾側と大濠側に押しやっている。完新世三角州～氾濫原埋積物の住吉層は専ら六本松以南に分布し、樋井川の河谷平野を構成する。福浜の地下の博多湾シルト層の下には海成更新統が存在している。この海成更新統は単一層ではなく、須玖火山灰層(Aso-4pfl)を手がかりにして、福浜泥層と地行泥層の少なくとも2層に区分される。地行泥層に対応する陸成更新統の須崎層は福浜の地下で地行泥層の一部と指交する他、大濠の地下を経て六本松以南に延び、樋井川の谷底平野の地下を構成している。また、本地域内には、地質図にも地質断面図にも低位段丘面構成層の延

長部は存在しない。第四紀層各層の詳細を以下に述べる。

A. 完新統

完新統は一般に透水性が高く、未固結のため極めてゆるく、崩壊性がある。鳥飼付近の完新統は礫・砂・シルト・粘土・腐植物・貝殻などの組合せからなり、埋積物の特徴から、氾濫原埋積物・湖沼或は後背湿地堆積物・内湾性海成堆積物・海浜及び新砂丘砂層に区分できる。本地域の完新統のうち、地表部分に見られるのは、人工埋積物、住吉層、箱崎砂層の3者で、大濠泥層と博多湾シルト層の2者は地下完新統である。これらの地層区分を以下に述べる。

1) 表層部の完新統

人工埋積物(r)

人工埋積物の大半は第3図で示すように、新砂丘列の海側の埋立地に集中している。これらの多くは最近の埋立によって形成された。規模は小さいがそれ以外の地域でも表層は人工埋積物が覆っている。福岡市中央区福浜から田島にかけて、3種類の人工埋積物がみられる。第1に自然地層(地山)を掘り返し、盛り土したもので砂礫、粘土の他、石炭ガラ、瓦、煉瓦、材木、コンクリート片、アスファルトなどが雑然と混入している埋積物である。第2に、福浜や百道浜の埋立地のように、堰堤内側を充填したヘドロないし粗粒砂である。第3に、旧炭坑跡地のボタである。これは自然地層(地山)の上に掘り出された岩石や石炭、坑木等が雑然と混入している埋積物である。鳥飼付近では厚さ2mのボタの埋積物がある。この種の埋積物の多くは、かつては姪浜周辺や祖原周辺の炭坑跡地に散点的に存在していたが、現在は海岸や湿地の埋立に使われたり、宅地造成の際に整地されてボタ山自体は姿を消している。

新砂丘砂層

箱崎砂層(a H Z s)(下山, 1989)

福岡市東区箱崎付近を模式地とする。本層は新砂丘砂層のうち、おもに博多湾の南岸に分布するものをさす。本地域では中央区大手門から荒戸、唐人町、地行、早良区西新をへて百道に達する東西性の分布を示している。本層は石英質あるいはマサ質の砂層からなる。下部は粗粒～中粒の海浜



第7図 箱崎砂層の下底面の等深度線図（上図）と奈多砂層の上限の等深度線図（下図）

Fig.7 Maps showing the isobase of the bottom surface of the Hakozaiki Sand Member (upper figure) and the isodepth of the top of the Nata Sand Member (lower figure).

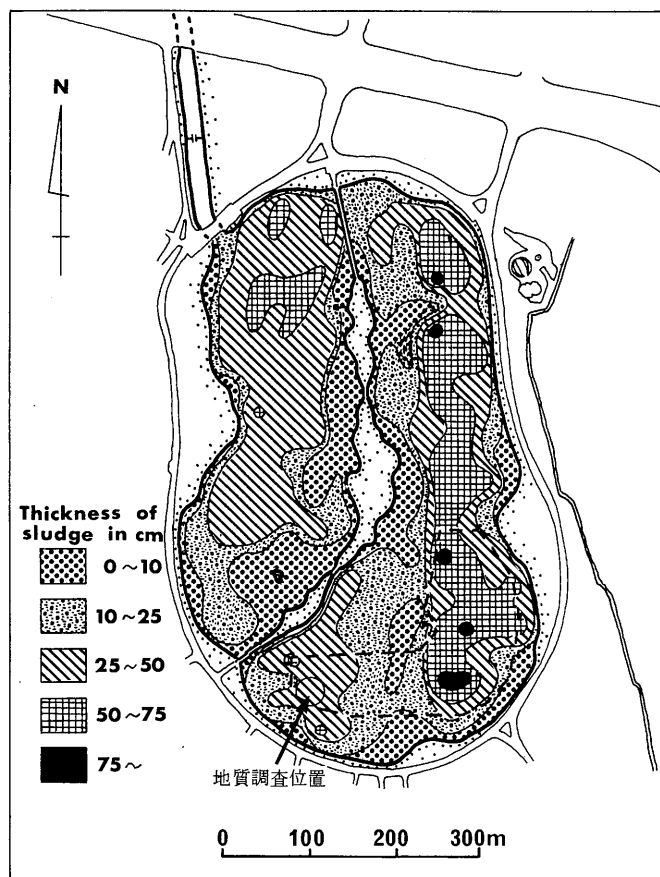
丘砂層（風成砂）を主体とし、しばしば風成塵の縞模様が発達している。層厚は変化に富むが、厚さは最大7mで通常は約3mである。

本層は博多湾シルト層の主体を整合で覆っており、同層最上部とは同時異相関係にある。箱崎砂層の上限は第2図の地形学図に示されている。これは主に風成砂の分布を示している。一方、下限深度分布は第7図上図に示されている。後者は主に海浜砂層を示しており、最深部分は海成砂層の発達の中心と考えられる。箱崎砂層の上限と下限の分布方向はほぼ一致するが、主軸の位置は南北に互いにずれる。室見川河口部から西公園に達する軸と天神方向から大濠の北側に達する軸がそれぞれ1本ずつ識別できる。また、西公園の南側には砂の下限の浅い部分があり、大濠から西公園の東側につながっている。

住吉層（a S s）（下山，1989）

福岡市博多区住吉付近を模式地とする。鳥飼、梅光園を中心に分布し、樋井川の上・中・下流部の河床・新氾濫原および三角州を構成している礫及び粗粒砂を主体とする堆積物である。層厚は樋井川下流部では約6mで、砂礫層の間にしばしば腐植物混じりの粘土層を挟んでいる。大濠高校付近では博多湾シルト層の一部と指交しており、この指交部分では博多湾シルト層を挟んで上・下2部層に区分できる。下部層は須崎層を不整合で覆っている。

細礫質の粗粒砂層を主体とした地層で、しばしば粘土、シルト、腐植物層を挟む。住吉層下部層は縄文海進前の谷埋め堆積物であり、関東平野ではENDO et al. (1982) のHBGに相当する。



第8図 大濠泥層の層厚分布図
Fig. 8 Distribution map of the Ohori Sludge Member.

2) 地下の完新統

大濠泥層 (新称) (a O H s)

大濠の底質表層部の堆積物で、軟泥部からなる。分布は大濠周辺に限定される。本層は下山(1989)によって、大手門泥層 (a O m) と仮称されたが、今回の調査で大濠およびその延長部の旧福岡城跡堀割の底質表層を広く覆っていることが確認されたので、大濠泥層と改称した。第8図は大濠公園池における本層の層厚の分布を示している。本層は大濠の東側、旧福岡城に接する側で特に厚くなっている。この部分は後述のように、1673年~1679年に行われた大濠の浚渫工事(貝原, 1606(宝永6年))で、とくに深く掘り下げられた部分と見られることから、本層は江戸時代以降に形成された可能性が高い。なお、中央の島は1927年の東亜興業博覧会直前の大濠公園整備の際、大濠の埋め立て後に盛り土して築かれたものである。

博多湾シルト層 (a H s i) (下山, 1989)

地表には露出せず、博多湾の底質を構成するほか、博多湾岸の新砂丘砂質及び住吉層上部層の下に分布する。本層は縄文海進期から現在に至る間の博多湾の海成堆積物で、砂質シルトを主体とする。縄文海進最盛期の高海面期には海域も拡大し、現在の海岸線の陸側に複雑に浸入した。第3図には本層の陸側への最大分布を一点鎖線で示した。同様の海成層は九州各地の海岸平野の地下に存在し、有明海沿岸では特に有明粘土層と呼ばれている(有明海研究グループ, 1965)。本層の層相は博多湾北岸で砂質で、南岸では粗粒砂や小礫混じりと変化する。本層には腐植物及び貝殻の破片が多数混合している。貝化石はいずれも内湾性の貝を主体としており、主なものはヒメカノコアサリ、イヨスダレガイ、ウメノハナガイ、アサリ、マンゲツシオガマガイ、サナギモツボ、マメウラシマガイなどである。層厚は大濠付近で約6m、福浜付近で約9m、唐人町で約1mとなる。第6図の断面図に示した通り、奈多砂層、福浜泥層、須崎層、地行泥層を不整合で覆っている。また、本層は六本松付近で住吉層との一部指交関係が認められ、全体として住吉層下部層に対しアバットしている関係にある。

B. 更新統

更新統は一般に半固結化し、よく締まっている。粘土質部分と砂礫質部分があり、後者は透水性が

高い。鳥飼付近の更新統は礫・砂・固結粘土・腐植物・貝殻・火山灰などの組合せからなり、堆積物の特徴から、古期氾濫原-三角州堆積物・古期扇状地堆積物・古砂丘砂層・内湾性海成堆積物・火砕流堆積物に区分できる。本地域の地表付近に露出する更新統は仲原礫層だけで、中位段丘上位面の構成層である。本地域には低位段丘面構成層はない。奈多砂層、福浜泥層、須玖火山灰層、須崎層、地行泥層の5者は地上部分を持たず、地下更新統として存在する。これらの地層区分を以下に述べる。

1) 表層部の更新統

地表でみられる更新統は台地を構成する中位段丘上位面(春日面)構成層だけである。春日面構成層は仲原礫層と呼ばれる。

仲原礫層 (d N g) (下山, 1989)

模式地の粕屋町仲原付近では黄褐色粘土混じり砂礫からなり、礫の大半は石英礫で、結晶片岩礫を伴う。本地域では早良区田島、別府、茶山、荒江などの台地の先端部を中心に分布している。最上部はしばしば細粒の粘土部分が発達し、赤色化した古土壌となっている。その下の風化部分は赤褐色粘土混じり砂礫からなり石英の細礫が目立つが、新鮮な部分は「2次マサ」と呼ばれ、石英細礫層には斜層理が発達する。本層は荒江から七隈をへて野介に達する丘陵を構成するが、上流部に向かって礫径が増大する傾向があり、早良平野南部の丘陵では花崗岩類の巨礫からなる礫層となる。いずれも基質は粗粒砂で風化し、粘土質となっている。本層は基盤の古第三系や花崗岩類を直接覆っている。

2) 地下の更新統

奈多砂層 (d N T s) (下山, 1989)

福岡市東区奈多漁港付近に模式地の露頭があるが、本地域には地上露頭はない。本層はいわゆる古砂丘砂層である。ボーリング資料によれば、奈多砂層は海の中道の地下に発達しているのをはじめ、唐人町、生の松原、大原海岸等博多湾の南岸の地下にも同様に発達していることが知られる。奈多漁港付近では淡黄色の細ないし中粒砂層を主体とし、褐色の土壌部分を数枚挟む。

下山ら(1989)は福岡市の玄界灘沿岸において、古砂丘砂層である奈多砂層の土壌化部分を堆積単位の上限として、本層を上からA部層・B部層・

C部層・D部層の4つの堆積単位に区分した。A部層の上部とB部層・C部層の土壤部分中には明瞭なテフラ層を挟んでいる。下山ら(1989)によれば、これらのテフラは鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah),阿蘇-4火砕流堆積物(Aso-4pfl),阿多火山灰(Ata)である。このうち、K-Ahは下位のA部層との間に大きな堆積間隙が認められ、明らかに古砂丘形成期以後のテフラである。Aso-4pflとAtaは古砂丘砂層のB部層とC部層の上部の土壤化した部分に含まれている。このため、テフラとその直下の層との間の堆積間隙はごく小さいと考えられる。一方、始良Tn火山灰(AT)はA部層の最上部の土壤部分にごく少量混交している。Aso-4pflとAtaは玄界灘沿岸の2つの古砂丘部層の砂層形成期直後の土壤形成年代を示す貴重な指標となっている。これらのテフラの示す年代は、K-Ahが約6,300y.B.P., Aso-4pflが70,000~80,000y.B.P.そしてAtaが約90,000y.B.P.である(町田・新井, 1983)。本地域では、唐人町のマンション建設工事現場の地下の露頭で博多湾シルト層の下に奈多砂層の存在が確認されている。第7図下図は本地域地下における古砂丘の位置(黒丸)と同上限高度分布を示している。図には第7図上図の新砂丘の分布とは明らかに異なり、西公園から南西方向の分布が捉えられている。また、分布の主軸は鳥飼方面に延びていて、第3図の鳥飼付近に一点鎖線で示した埋没段丘の突出部につながる。奈多砂層は図から明らかなように、縄文海進期の最盛期まで湾奥部の古鳥飼湾と博多湾湾口部に面した海域を隔てる既存の障壁となっていた。

福浜泥層(新称)(dFm)

下山(1989)は須玖火山灰層(Aso-4pfl)よりも上位部分を須崎層上部層、下位部分を須崎層下部層と呼んだ。今回、樋井川・菰川河口部の地下のAso-4pflより上位の須崎層上部層を従来の須崎層から分離し、新たに福浜泥層と呼ぶことにした。福浜泥層は地上露出部分を欠き、海岸埋立地の試錐資料に現われる。試錐結果から、本層は福岡市中央区樋井川・菰川河口部から福浜埋立地の地下に存在することが認められる。今回は本層の模式地を便宜的に福岡市中央区福浜とする。本層の上限高度は標高-6.5mである。本層は粘土、砂質粘土、シルトからなり、腐植物や貝殻片を頻繁に混

入する。本層は下位の須玖火山灰層、須崎層それに地行泥層の上に不整合的に重なっており、厚さは約10mである。本層形成時期はAso-4pfl噴出直後の高海面期に相当し、奈多砂層のA部層と対比できる。本層は内湾性貝類の破片を含んでいる事から、奈多砂層で仕切られた現在より少し小さな内湾、すなわち古博多湾の堆積物であると考えられる。

須玖火山灰層(V)(浦田, 1962)

春日市須玖付近を模式地とし、中位段丘下位面(須玖面)を形成している。福岡平野では福岡市博多区諸岡から春日市春日原にいたる大きな分布を示すほか、早良平野では早良区小田部付近に比較的まとまった分布を示す。本地域の須玖火山灰層は地表に露出せず、0.2~数mの厚さのレンズ状火山灰層として、鳥飼付近や菰川河口の地下数mに存在している。本層は地表では通常オレンジ色あるいは暗赤褐色浮石質火山灰であるが、地下では暗灰色~白色火山灰を呈する。須玖火山灰は粗斑晶に富み、火山ガラスの屈折率のレンジが1.508~1.511、石質火山灰成分としての斜方輝石の屈折率のレンジが1.699~1.701、角閃石の屈折率のレンジが1.685~1.689である。これらの性質から、本地域の須玖火山灰層はAso-4pflと呼ばれる阿蘇カルデラ起源の火砕流堆積物に同定される。

須崎層(dSs)(下山, 1989)

須玖面構成層の須玖火山灰層(Aso-4pfl)以下の堆積物である。今回、下山(1989)の須崎層を再定義し、須玖面構成層のうち、Aso-4pflより下位の地層だけを須崎層と呼ぶことにする。本地域には本層の地上露出部分はない。しかし、福岡市博多区須崎付近を中心として福岡市市街地の地下工事現場に露出するほか、試錐結果から、博多湾海底部分、海の中道の地下にも広く存在することが知られている。本層の模式地は再度博多区須崎とする。本層は青灰色または緑青灰色の小礫混じりの粗粒砂層で、淘汰は悪い。頻繁に粘土のレンズをはさみ、腐植物が混入する。本層の堆積物は、かつての氾濫原或は三角州に堆積したもので、いずれも陸成層と考えられる。本層の砂層と粘土層はしばしば互層するが、本層の粘土の多くは花崗岩の風化土を起源とするもので、デルタ性の後背湿地や三日月湖などに堆積した河成粘土と考えら

れる。これらはしばしば硬く締り、固結粘土と呼ばれる。

地行泥層 (d C m) (下山, 1989)

須崎層に対応する海成の堆積物で、本層の模式地は福岡市中央区^{じぎょう}地行である。地上露出部分を欠き、地行海岸埋立地の試錐結果から、本層は地行埋立地の地下の他に、宗像郡津屋崎町宮地岳と津屋崎から勝浦にかけての低地部分の地下にも存在することが認められる。本層の上限高度は標高-7.5mで、標高-9m前後と-12.5m前後に別々の貝化石層がある。粘土、砂質粘土、シルトからなり、腐植物や貝殻片を頻繁に混入する。上位の須玖火山灰層は本層の直上に整合的に重なっており、本層形成時期は貝殻の¹⁴C年代値が31,070y.B.P.以上を示すこと、須玖火山灰層の直下であることからみて、Aso-4pfl 噴出直前即ち約8~9万年前と思われる。本層に含まれている貝殻の多くはマガキ、シマナミマガシワガイモドキ、イヨスダレガイなどの内湾生活種からなる。本層はAso-4pflを基準として、須崎層下部層と対比できるほか、奈多砂層のC部層以下の部分と層序的に対比できる。層序関係と古環境から、本層は奈多砂層で仕切られた、現在より少し小さな古博多湾の堆積物であると考えられる。

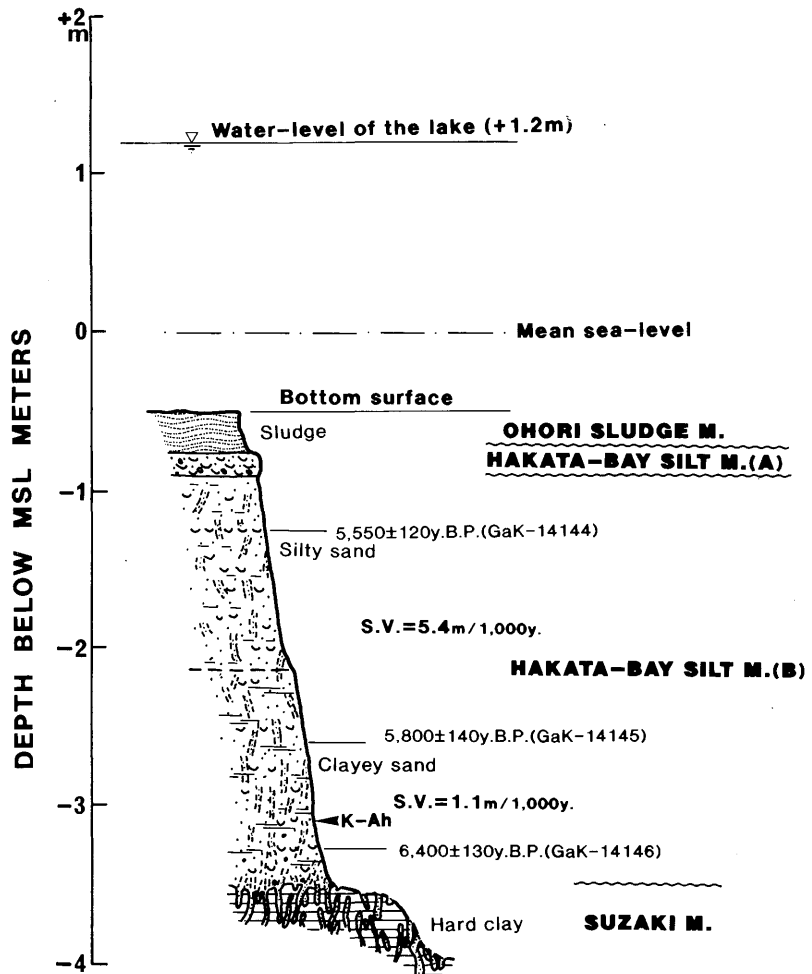
大濠公園池工事現場の地質と 地層形成時期

大濠公園池の掘り下げ工事現場の位置は大濠の南部、福岡管区気象台の北約100mの地点(第3図の黒丸あるいは第8図の矢印の位置)である。水を抜いて干上がった大濠の池底面の高度は標高-0.5mである。ヘドロ埋積用の穴は東西約200m、南北約100m、池底面からの深さ約3.5mの規模で掘られた。工事のできた露頭を詳しく観察した結果、第9図のような層序柱状図が得られた。観察された地層は上より、灰色軟泥(ヘドロ)層、灰色貝殻および礫混じり粗粒砂層、暗灰色シルト質粗粒砂層、暗灰色粘土質粗粒砂層、暗緑灰色固結粘土層の順で重なっている。最上部のヘドロの層は大濠泥層とよぶが、それ以下の地層は、下山(1989)の地層区分に従えば、博多湾シルト層と須崎層の2層にあたる。博多湾シルト層はさらに灰色貝殻および礫混じり粗粒砂層と暗灰色粗粒砂層の2層に区分できる。便宜上、上部を博多湾シルト層A、下部を博多湾シルト層B、と呼ぶ。大濠

泥層、博多湾シルト層A、博多湾シルト層B、須崎層の関係はいずれも不整合である。博多湾シルト層は貝化石を多く含んでいる。同層Aの貝化石はウミナ・湾奥型ホソウミナ等の内湾湾奥、潮間帯上部の干潟の巻貝を主体としている。この層には表面が摩滅し、破片化した貝殻や細礫が多く、二枚貝の頻度が低いことから同層Aは湾奥のチャンネル部分の堆積物と考えられる。同層Bの貝化石はハイガイ・オキシジミガイ・カガミガイ・アサリ・ハマグリ・ウミナそれに湾口型ホソウミナ等の湾口から内湾中央、潮間帯中部の干潟の貝を主体としている。二枚貝は両殻の揃ったものが多く、潮間帯中部の砂泥質干潟の環境を示唆する。同層Bには生物擾乱が著しく、保存不良で、輪郭の不鮮明な垂直チューブ状のサンドパイプが多数見られる。

露頭最下部の須崎層は堅く締まった暗緑灰色の固結粘土からなる。部分的に粗粒砂層を挟んでいる。須崎層には無数の保存良好な垂直チューブ状のサンドパイプが発達している。須崎層と博多湾シルト層のサンドパイプはほぼ同様の形態を示しているが、保存の程度には極度に差がある。筆者らのうち、高塚によるサンドパイプの研究によれば、これらはアナジャコの巣穴化石と考えられ、保存の差は巣穴掘削活動時の固結の程度を示すものと解釈されている。現生アナジャコは3.2mもの巣穴を掘ることが知られており、博多湾シルト層Aの層準付近から同層Bを貫き、須崎層まで達する穴を掘削したものと考えられる。

この露頭の主体を占める博多湾シルト層Bの形成時期を知るために、-1.35m(ハマグリ)、-2.6m(サルボウガイ)、-3.28m(ハイガイ)の3つの層準の貝化石が採集され、それらの¹⁴C年代が測定された。得られた年代値は上から5,550±120y.B.P.(GaK-14144)、5,800±140y.B.P.(GaK-14145)、6,400±130y.B.P.(GaK-14146)である。地層の厚さから3つの測定層準間の堆積速度を推定すると、博多湾シルト層Bの下部は1.1m/1,000y.、同層Bの上部は5.4m/1,000y.となる。これは6,600y.B.P.から5,400y.B.P.にかけ、かなり急速な堆積イベントがあったことを示唆している。深さ-3.2m付近より上の層準にはK-Ah(鬼界アカホヤ火山灰)と思われる多量の火山ガラスを含んでいる。K-Ahの年代は約6,300y.B.P.と見積



第9図 大濠の層序柱状図

Fig.9 Geologic section of the outcrop at Ohori Park Lake.

られており、その最初の出現層準は今回の¹⁴C年代値と良く一致している。

花粉化石群の特徴と古植生

大濠の博多湾シルト層 (B) について、年代測定と共に植生から当時の古気候を知るために、-2.1m, -2.5m, -2.9m, -3.1m, -3.3mの層準の花粉分析を行った。その結果を第10図に示している。花粉分析の結果、各試料から *Cyclobalanopsis* と *Castanopsis* が高い出現率で検出された。特に試料番号1では両属で全花粉・胞子の60%以上を占めていた。両属以外には、試料番号

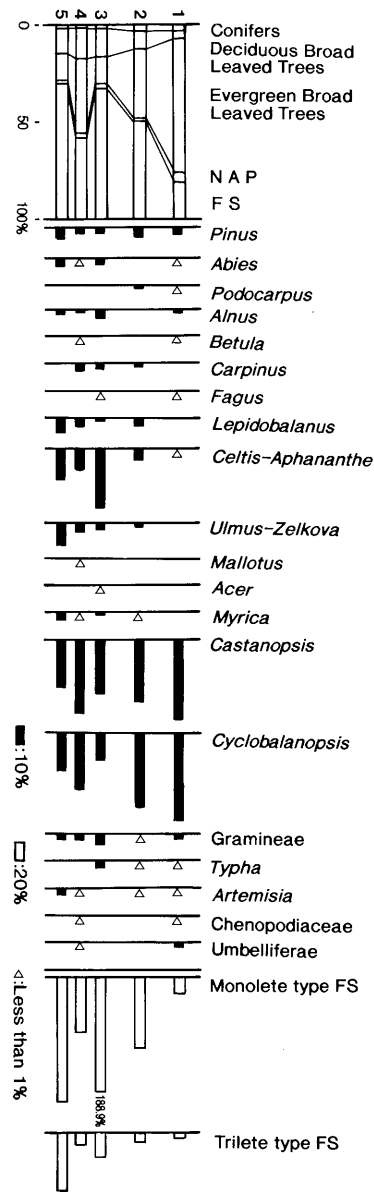
3~5で *Celtis-Aphananthe* が一時的に出現率が10%から30%に達している。しかし、*Cyclobalanopsis*, *Castanopsis* それに *Celtis-Aphananthe* 以外の針葉樹・落葉広葉樹・草本類の出現率は全試料を通じて低率である。したがって、今回分析した試料は *Cyclobalanopsis* と *Castanopsis* を主とする常緑広葉樹の優占で特徴づけられる。また、この花粉組成から推定される古植生は、いわゆる照葉樹林であり、当時の気候は現在よりもやや温暖である。

福岡市における完新世堆積物の花粉分析例は福岡市中央区天神(黒田・太田, 1978)と同荒戸(KURODA & HATANAKA, 1979)のものがある。このうち荒戸のものは今回の試料採取地点に近く、地層の連続性も良いので今回の分析結果の比較対象とした。荒戸の花粉分析は、住吉層下部層と博多湾シルト層にまたがってほぼ連続的になされ、後水期以降の花粉分帯であるL帯からR III a帯までの花粉帯が識別されている。今回の分析結果を荒戸の花粉分帯に当てはめると、常緑広葉樹が優占する特徴から、R II帯に対比される。R II帯は Climatic optimum すなわち、完新世で最も温暖な時期を含んでおり、その中心は6,000y. B.P.付近である。花粉分析から得られた結論は、¹⁴C年代値によって推定された当該地層の年代(6,600y. B.P.から5,400y. B.P.)と極めて良い一致を示している。

IV. 考 察

1. 完新世海水準変動

全国的にみると、縄文海進高頂期の最高ピーク時期は約6,000y. B.P.前後とみられている(太田ら, 1982)。しかし、下山(1989)によれば、福岡平野の縄文海進高頂期のピーク時期は少なくとも3回ある。その時期は約6,000y. B.P., 約4,700y. B.P.それに約3,100y. B.P.付近である。そのうち最も海面の高かった時期は約4,700y. B.P.とされている。一方、福岡市内で実施された多くの試錐調査資料に基づいて、博多湾シルト層の垂直分布を検討すると、その上限高度は標高+2.6m付近と見積られる。これが完新世における福岡での最高海水準を示している。これを潮位差で補正すると、縄文海進に伴う最高海水準の平均高度は現在の平均海面より少なくとも1.2±1m高かったことになる。一方、博多湾シルト層の水平的な分布限界は第3図に一点鎖線で示されている。この線は過去における真性海域の最大分布範囲であり、縄文海進最盛期の海岸線を示していると解釈される。福岡市内で採取された試料の¹⁴C年代測定値(下山, 1989の年代測定値および最近測定されたもの)と縄文海進各段階の海成層上限値から福岡市付近の完新世海水準変動曲線を描くと、第11図のようになる。縄文海進ピーク時期は6,000y. B.P.から3,000y. B.P.の間と考えられるが、図でみられるよ



第10図
大濠柱状図(第9図)における花粉組成図
Fig.10 Diagram showing main pollen compositions from the Ohori section (see Fig. 9).

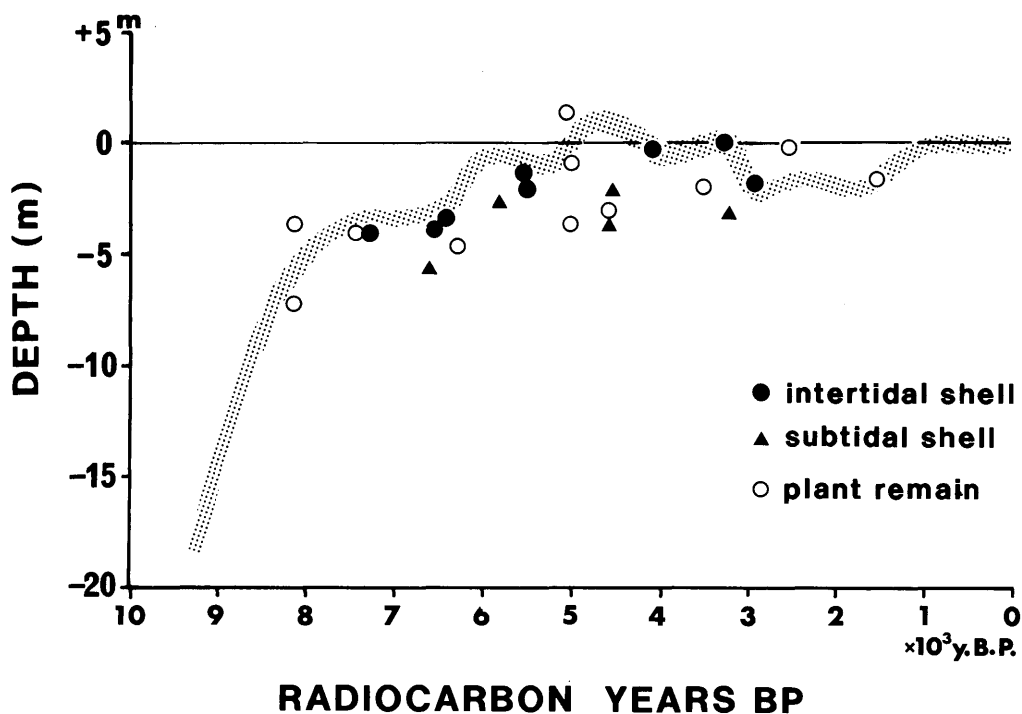
各タクサの出現頻度は木本花粉の総数に対する百分率である。Frequency of taxa is represented by the percentage to the total arboreal pollen (AP).

うに最盛期の曲線は単一の峰ではなく、間に小海退を挟む3つほどの小ピークの集まりである。これらは海進最盛期の「ゆらぎ」に加え、地域的な海水準変動要素が重なったためと考えられる。第一のピークは6,000y.B.P.付近で、これは全国的な縄文海進最盛期と一致するが、福岡では海進の第1波にすぎず、その高さもせいぜい現在の平均海水準程度と考えられる。第2のピークは4,800y.B.P.付近で、福岡ではこれが縄文海進期を通じて最高海面期(+1.2m)であったと考えられる。第3のピークは3,100y.B.P.付近で、現在の海水準程度である。その後の3,000y.B.P.から2,000y.B.P.の時期は相対的な小海退期にあたり、沿岸州の離水による海岸砂州の形成と浜堤の発達を促進したと考えられる。2,000y.B.P.以降の海面は現海水準付近に取れんしている。

2. 鳥飼低地の海成更新統の対比と後期更新世の海面変動

本地域の地下には縄文海進期に対応する博多湾シルト層の外に、地行泥層と福浜泥層という少なくとも2つの海成更新統が存在している。また、古砂丘層の奈多砂層は4つの堆積ユニットからなり、少なくともその一部は海成更新統とセットをなしている。すなわち、これらの海成更新統と奈多砂層の各堆積ユニットはともに後期更新世のユースタティックな数次の海進に対応して形成されたものと考えられる。成瀬(1982)は本州から九州の日本海沿岸各地の古砂丘構成層を研究した。彼によれば、古砂丘砂の堆積と古土壌の形成は海進に伴う1つのサイクルとしてなされた一連の現象であるとしている。

九州北部地域の最終間氷期の海成層のうち、地



第 11 図 福岡市周辺の過去 9 千年間の海水準変動曲線

Fig.11 Curve showing relative sea-level changes during the last 9,000 years in Fukuoka City.

表に現れているものは北九州市周辺にのみ知られている。北九州市の最終間水期の海水準上昇期に関係する地層として、若松層、島郷層(首藤, 1962)が挙げられる。亀山(1968)は若松層の形成期を下末吉期、島郷層の形成期を武蔵野面群形成期に対比している。若松層と島郷層はそれぞれ複数の部層から構成されている(第1表)。これらの部層のうち、真性の海成層は若松層中の正津ヶ浜泥層と島郷層中の山口泥層の2つである。山口泥層の直上にはAso-4pflが載っており、山口泥層は本地域の地行泥層と対比可能である。また、Aso-4pflの上には古砂丘砂層の最上部である早間砂層が存在し、この地層は福岡地域の奈多砂層の最上部A部層および福浜泥層と同時期であると考えられる。

SHACKLETON et al.(1983)は東赤道太平洋の深海底コアV19-30に含まれる底生有孔虫殻の酸素同位体比を測定しており、その変化曲線は過去15万年間の氷河性海面変動をよく記録している。変化曲線から過去15万年間の酸素同位体比の極小時期は、1)現在から約10,000y.B.P.まで、2)約30,000y.B.P.付近、3)約60,000y.B.P.付近、4)約80,000y.B.P.付近、5)約10,000y.B.P.付近、6)約125,000y.B.P.付近の、少なくとも6つが認められる。これらの ^{18}O 比の極小時期は大陸氷床の消滅による海水量の増加時期、即ち海進期と理解される。一方、太田・米倉(1987)は関東南部の段丘面形成期を海進期のうちの高海水準期に当てはめ、テフラの編年に基づいて、関東南部の最終間水期の海水準変動をまとめている。それによれば、下末吉面形成期から武蔵野面群の形成期までの間に、古い方から120,000y.B.P.、100,000y.B.P.、80,000y.B.P.、60,000y.B.P.の4つの高海水準期が認められ、それぞれの高海水準期を下末吉期、引橋期、小原台期、三崎期と呼んでいる。

もし、Aso-4とAtaの形成年代として、約70,000~80,000y.B.P.と約90,000y.B.P.の値が正しいとすると、Aso-4とAtaの年代を基準に、福岡地域の海成更新統と古砂丘砂層の各ユニットを関東地方の後期更新世の高海水準期に対応させることができる。すなわち、Ata直下の奈多砂層C部層の形成期は約100,000y.B.P.の引橋期、Aso-4直下の地行泥層と奈多砂層B部層は約80,000y.B.P.の小原台期、Aso-4の直上の福浜泥層と奈多砂層

A部層の形成期は約60,000y.B.P.の三崎期の高海水準にそれぞれ対応するものと思われる。古砂丘砂層の累重順序でみると、D部層以下の堆積ユニットと地行泥層の最下部は下末吉期に対応するかも知れない。しかし、明らかに下末吉期に相当するとするだけの手ごかりはない。下末吉期以降の各高海水準期の海面高度を推定する手ごかりとして、地行泥層と福浜泥層の分布が狭いこと、海成層の上限は-7m以下であること、響灘・玄界灘沿岸の古砂丘砂層の各部層の堆積シーケンスが一致していることなどが挙げられる。しかし、海成層の上限高度は長期間の地域的地殻変動の影響を考慮する必要があるため、過去の海面高度そのものではない場合がある。一方、各高海水準期の古砂丘砂層(奈多砂層の各部層)はそれ以前の堆積ユニットの砂丘砂層を破壊することなしに順次付加・補強していること、風成層の部分が博多湾シルト層よりさらに下位に位置する場合があることから、福岡市地域における引橋期、小原台期、三崎期の3つの高海水準期の最高海面は、新しいものほど低いことを示唆しているものとみられる。

3. 古鳥飼湾の環境変化

鳥飼低地の地下地質の発達を考察すると、更新世後期から現在に至る古鳥飼湾(鳥飼低地)の複雑な変遷史が浮かび上がる。本地域は地行泥層・福浜泥層・博多湾シルト層の3つの海成層と箱崎砂層・奈多砂層の新・古砂丘砂層に代表される海進期が識別でき、貴重な情報源となっている。特に縄文海進は福岡では最大の海進である為、地形及び古環境復元のための多くの情報が得られている。一方、縄文海進最盛期以降現在に至る地形変化を推定する地層の手ごかりは逆に乏しい。これを補い、きめ細かな地形変化を追求するため、ここでは自然地理学、日本史学、歴史地理学等、学問分野を問わず学際的に言及可能な多くの情報を網羅して、鳥飼低地の変遷史を総合的に組み立ててみた。

1) 地行泥層形成期

地行泥層はAso-4の層準より下位の複数の海成層を含むと見られることから、福岡市地域の地行泥層・須崎層の形成時期は少なくとも、引橋期から小原台期すなわち100,000y.B.P.から80,000y.B.P.と見積られる。地行泥層の貝化石はマガキ、シ

マナマガシワガイモドキ、イヨスダレガイなどの内湾潮間帯から内湾浅海帯にかけての種で構成されている。従って、地行泥層形成期にはすでに外海から内湾を隔てる障壁が完成していたことになる。福岡の地下地質を考慮すると、この障壁の役割の主体をになっていたのは古海の中道の奈多砂層の砂層主体のCないしD部層と考えられる。地行泥層の上限高度は-6.4mで、その上位を奈多砂層上部が覆っている。地行泥層の形成後、小原台期の高海水準期の後半になって奈多砂層にB部層主部の砂層が付加され、離水後の風成塵堆積時に阿蘇4火砕流(Aso-4pfl)が来襲し、平野部を中心に大量の火山灰を堆積させた。

2) 福浜泥層形成期

福浜泥層の形成時期はAso-4の直上の高海水準期であることから、60,000y.B.P.の三崎期の高海水準期に対応すると思われる。福浜泥層の貝化石も内湾潮間帯から内湾浅海帯種から構成されており、福浜泥層形成期にも古海の中道の障壁構造は引き続き維持されていたことになる。この障壁の役割をになっていたのは古海の中道の奈多砂層のB部層以下の既存の古砂丘砂層と考えられる。その後、三崎期の高海水準期の後半になって奈多砂層にA部層主部の砂層が付加され、離水後は風成塵だけが堆積した。完成された奈多砂層の位置は、第7図下図に示すように、西公園から鳥飼を結ぶ線に存在していた。さらに、この線とは別に、西新付近から北東に延びる第2列目の古砂丘もあったことがわかる。

3) 縄文海進と古鳥飼湾の形成

大濠公園池の工事現場の博多湾シルト層主部の形成は6,500y.B.P.から5,500y.B.P.の間になされている。各層準から得られた貝化石はすべて潮間帯下部の環境を示している。大濠の地質調査の結果は、古鳥飼湾が最終氷期(約18,000y.B.P.)以後の海進の進行と海進ピークの第1波の到来で、現海水準高度付近まで急速に埋積され、一大干潟と化したことを物語っている。第9図に示すように、特に5,800y.B.P.から5,500y.B.P.の間の博多湾シルト層Bの堆積速度は5.4m/1,000y.とかなり急速である。この急速な堆積作用は多量の砂の供給でなされている。

古鳥飼湾を埋めた急速な堆積作用とその後の無堆積は、現在の樋井川三角州堆積物の埋積作用だ

けでは説明がつかない。一方、唐人町の地下には博多湾シルト層の下に、奈多砂層の存在が確認されている(第7図下図)。古砂丘砂層は完新世における新砂丘砂の有力な供給源の1つである。奈多砂層の上面は砂丘の形状ではなく、高海水準期に上面を削割された残骸と考えられる。削割された古砂丘表面は西側に傾いていて、北西方向からの波浪による攻撃で上部を削割された様子がうかがえる。これらの状況証拠から、この急速な堆積イベントは縄文海進の第一ピーク時期に大量の砂が古鳥飼湾を埋積した現象であると解釈される。供給された砂は奈多砂層の障壁の破壊で発生したものである。この結果、古鳥飼湾は短期間に埋積され、干潟に変わった。ここでは古砂丘砂層の規模はもともと小さかったため、縄文海進による海水準の高まりと共に障壁の一部は去ったと考えられる。

4) 新砂丘列の形成

現在、唐人町から西新にかけての地表には箱崎砂層がある。表層の箱崎砂層は風成砂および風成塵(黄砂)からなる風成層である。地表面の砂丘列と比べて、第7図上図の下限の深まりの軸の位置は食い違っており、後者はより沖側に位置している。それゆえ小海退期に離水した沿岸州を土台にして海岸砂が付加し、さらに風成砂と風成塵の降下堆積もあったと思われる。通常、砂州の砂の主な供給源は同一堆積盆地内の古砂丘砂層あるいは主要河川に求められる。しかし、前述のように樋井川は土砂供給量に乏しく、古砂丘砂層の突出部もこの時期には古鳥飼湾の埋め立てで消費されたと考えられることから、箱崎砂層の砂の供給源は主として隣接する那珂川と室見川に求めなければならない。中央区天神の掘削工事現場の調査では、海岸砂層と河川性砂層が交錯しているのが知られる。斜層理の方向解析の結果、天神における2,500y.B.P.以前の古那珂川の土砂運搬の主軸はかなり西方にふれ、西公園方向を向いていたことが裏付けられている。しかし、1,500y.B.P.以後は天神付近では北東方向にふれて、那珂川からの土砂の供給は絶たれることとなった。

第7図の上図では、西公園の西側の新砂丘砂層の下限の最深部分のつくる谷状の深まりが西公園から室見川河口にむかって延びている。西公園の南に向かって、東西から延びてきた新砂丘列は、

古鳥飼湾をほぼ閉塞する形態を示している。第7図の上図に示した新砂丘砂層の下限深度分布図では西公園の南東側と南側で砂層の下限が極度に浅くなっており、大濠から博多湾に抜ける水路の存在を暗示している。古図によって近世以降の地形変化を検討すると、「慶長年間筑前国絵図」にこの水路が描かれており、この推定を裏付けている。

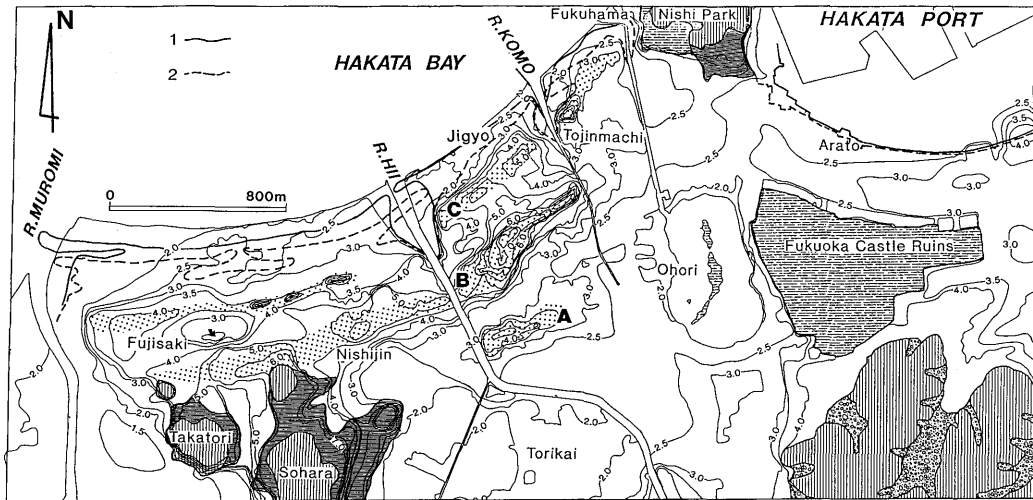
一方、西公園から西側に延びる新砂丘は、A・B・Cの少なくとも3列の砂丘群からなる。このうち最も内陸側のA砂丘は、縄文海進のピークの海岸線の推定位置にほぼ重なる。A砂丘は那珂川からも室見川からも土砂の供給の期待できない当時の内湾奥部にあり、海進のピークの前後の海浜に古砂丘砂の再堆積によって小規模な砂丘を形成したものと判断された。また、別府橋付近にある段丘北端の線状侵食崖は、海進ピークの海岸線に近いことや、その伸びの方向から河食崖ではなく、この時期に形成された海食崖と判断される。

次にB砂丘は藤崎付近で弥生時代前期の甕棺を出土させる事から、少なくともこの時代以前に陸化していたことになる。しかしこれより東側の早良区高取1丁目では、B砂丘の下の箱崎砂層海浜砂部の最上部の中に、弥生時代後期の西新式土器片（田崎博之氏の教示による）が二次的に堆積し

ていた。これらの事実から、B砂丘の形成は弥生期にはその基礎となる海浜砂層の堆積をほぼ終了させてはいるものの、その一部は、弥生時代後期まで海浜の状態にあったことになる。なお、B砂丘では弥生時代の遺跡は風成砂などによって覆われており風成層部分の堆積は、弥生時代以後に生じている。

B砂丘とC砂丘間の低地は、箱崎砂層の海浜砂部分からなり、藤崎では弥生時代中期までに、西新では古墳時代のはじめまでには陸化して、それぞれ遺構が形成された。C砂丘では元寇防塁を覆う風成砂が堆積し、砂丘列は中世以降に形成された。

近世以降の海浜砂の堆積状況は海岸線の変化にあらわれている。第12図は鳥飼低地の博多湾岸の海岸線（1、2）の変化を示したもので、1は明治24年（福岡市役所、1891）と明治33年（2万分の1地形図「福岡」；陸地測量部、1902）との合成の、2は元禄年間の1699年（『福岡御城下絵図』；福岡県図書館蔵、県史資料651）の海岸線を示している。これらの図を参考に、鳥飼低地の博多湾岸の海岸線の変化をたどると、近世以降も室見川河口で堆積が進み、唐人町付近では相対的に堆積が遅れる傾向がみられる。一方、西公園より東側では、同期間の海岸線はほとんど変動していない。



第12図 地形発達説明図

Fig.12 Development of topography in the Torikai Lowland.

1は明治（1891年～1900年）の、2は元禄年間（1699年）の海岸線である。

箱崎砂層と新砂丘砂層の堆積は、樋井川の土砂供給の欠如のまま、最初は那珂川と室見川の土砂の供給によって、1,500y.B.P.以後は主に室見川単独の土砂の供給によってそれぞれ進行した。その結果、鳥飼低地の中央部は海から切り放されて閉塞され、江戸時代に至るまで潟湖や湿原として取り残された。古代以降の状況の変化については、文献学的資料から検討できる。

5) 古代・中世の鳥飼周辺

万葉歌人大伴旅人は、「草香江の入り江にあさる葦鶴のあなつたづし友無しにして」という和歌を詠んでいる（『万葉集』巻4）、この「草香江」を現在の福岡市中央区草香江に比定する説もある。しかし、この「草香江」は大阪府生駒山の西麓にあてるのが通説になっている（高木ほか、1957, p.271）。古代には現在の福岡城跡には鴻臚館（筑紫館）があった。この鴻臚館に近い福岡市西公園付近には、荒津という港があったとされている。荒津の港は調貢船や唐船も出入りした重要な港湾であった。

中世において、鳥飼周辺の地名がでてくるのは、竹崎季長の『蒙古襲来絵詞』（石井ほか、1972, p.415-428）である。文永十一年（1274年）の文永の役において、竹崎季長は、箱崎（福岡市東区）から博多の息浜に行き、大将武藤景資と対面する。その後季長は、博多の陣から住吉（福岡市博多区住吉の住吉神社）の鳥居、小松原（現比定地不明）を経て、元軍（蒙古軍）のいた赤坂（福岡市中央区赤坂）に向かう。『蒙古襲来絵詞』は「赤坂は馬の足立ち悪く候」と述べており、当時、赤坂付近には湿地帯があったらしい。日本軍の反撃にあった元軍は、赤坂から麓原（福岡市早良区祖原）と別府（福岡市城南区別府）の塚原に退いた。元軍が別府の塚原から鳥飼（福岡市中央区・城南区）の汐干潟に向かうのを、季長一行は追いかけたが、馬が干潟に足をとられて、敵を逃がしてしまった。季長は鳥飼潟の塩屋の松付近で、麓原から出撃した元軍と戦い、馬を射られて痛手を負った。『蒙古襲来絵詞』は、この時の合戦の情景を描写しており、鳥飼付近に小高い丘状の地形を描いている。実景であるかどうかは問題があるが、現在の福岡城跡付近の丘陵かもしれない。ともかく、13世紀の鳥飼には、汐が入ってくる干潟があり、製塩を行う塩屋が存在した。現在でも、樋井川下流の鳥

飼には、塩屋橋という橋が架かっている。

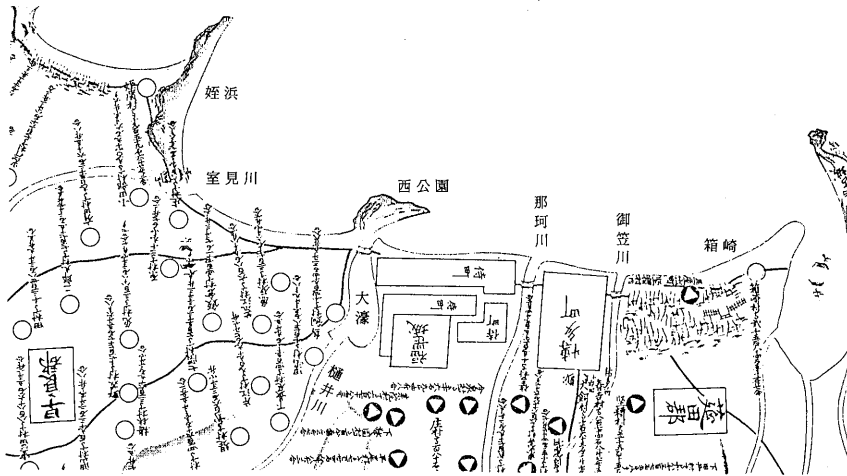
15世紀の史料によると、鳥飼や別府は山口の興隆寺領となり、田島村は筥崎宮領となっていた。しかし、「鳥飼内田島」、「田島内鳥飼」などと、史料表現に混乱がみられ、領域や領有関係が錯綜していたと考えられる。このため、興隆寺と筥崎宮は、これらの領有をめぐる争論を繰り返したが、大内氏の厚い保護を受けた興隆寺が優勢であった（山口県文書館、1967, p.152-198）。このうち筥崎宮領田島村には、「塩浜」4町が存在した。『蒙古襲来絵詞』の「鳥飼の汐干潟」「鳥飼潟の塩屋」との関連が目される。

6) 近世以降の鳥飼周辺

近世以降の地形変化としてまず注目されるのは、1601年にはじまる福岡城および福岡城下町の建設（貝原、1709（宝永6年）；1973復刻版, p.56-58）による人工的地形改変である。この概要は、以下の2枚の古地図によって知ることができる。その一方は1605年に作成された『慶長年間筑前国絵図』（福岡県、1933, 付図1, 川村、1984, p.53-56）で、精度は高くないが、城および城下町の建設途上の概要を示している。他方は1646年に作成された『福博惣絵図』（福岡市美術館蔵、黒田家資料200（4-B-120））で、完成された城および城下町の姿を見ることができる。

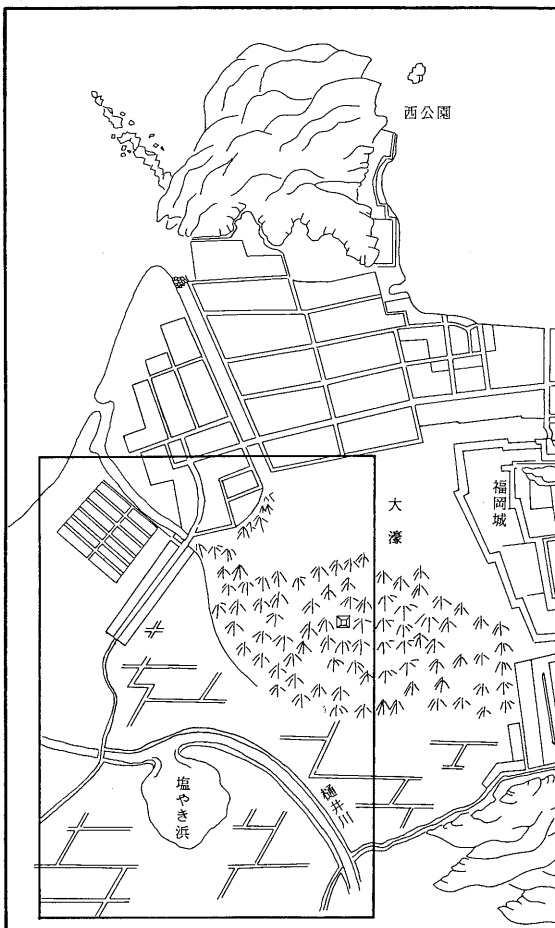
まず、本地域に関して前者（第13図）をみると、樋井川の流路が今日とは大きくちがいが、古鳥飼湾の名残と思われる入り江に流入しているのが明らかである。また、この入り江が西公園（荒戸山）の東南側で博多湾に通じているのも注目される。これに対して後者（第14図および第1図版）では、樋井川の流路が西に転じ、松林の記入された浜堤に入り込んでいる。古地図の図示する範囲を外れるが、樋井川はこの先で博多湾に流入していたとみて差し支えない。この流路は現在と同様であり、変更にあたっては浜堤の掘削工事等かなりの大工事を必要としたであろう。

『福博惣絵図』で次に注目されるのは、樋井川の南岸に袋状の入り江がみられ、「塩やき浜」と注記されている点である（第1図版）。この入り江の範囲は縄文海進最盛期の海成層の分布（第3図の一点鎖線）ともよく一致し、古鳥飼湾のなごりであることが明らかである。前述のように、大濠公園池の堆積層の検討の結果、樋井川による古鳥飼



第13図 慶長年間筑前国絵図 (1605年作成, 部分, 複製, 福岡県, 1933)

Fig.13 A part of the map of Chikuzen Province in 1605.



第14図 福博惣絵図 (1646年作成, 福岡市美術館蔵) の西半部略図

Fig.14 A sketch of the western half of the city plan of Fukuoka in 1646.

黒枠は第1図版の範囲を示す。

The square showing the area in Plate 1.

湾の埋積が極めて緩慢であるという所見が得られている。この入り江の存在は前述の所見をよく支持している。加えて、中世の記録にみられる、「鳥飼の汐干潟」・「鳥飼潟の塩屋の松」といった景観が、この時期まで継続していたことも明確である。

『福博惣絵図』で更に注目されるのは、大濠から北西にむかう2本の水路の位置である。これらの水路は『慶長年間筑前国絵図』にみえる入り江の出口とは大きく違い、西公園（荒戸山）の南西側で博多湾に通じている。これらも樋井川河口のように、浜堤を堀割工事によって建設されたものであろう。また、この入り江の出口の形状から、西公園の南側で広範な埋め立て工事が行われたことが推定できる。『筑前国統風土記』は、この付近での城下町の建設について、次のように書いている。

城の北の方町のある所、又乾の方荒戸、諸士の屋敷など、むかしは入海の瀉也、中にも荒戸山の下は、大船多く泊まりける程の深き海なりしが、此城を築き玉ひし初、多くの人力を用ひて、やうやく海を埋め、終に平地として、士民の居宅となれり（貝原，1709；1973復刻版 p.57）。

この記述は以上の推定とよく一致している。

近世の地形改変としては、さらに1673年～1679年に行われた大濠の浚渫工事およびその南・西側をめぐる土塁の建設がある（貝原，1709；1973復刻版，p.57-58）。これは築城以後浅くなった大濠を深くすることを目的として行われた。また、土塁の南・西側は、この時農民に与えられ、新田とされた。これに関連して注目される上記「塩やき浜」は、1699年に作成されたと推定される『福岡御城下絵図』以後、登場しなくなる。また、その絵図からやや遅れて成立した『筑前国統風土記』の「塩焼地」のリスト（貝原，1709；1973復刻版，p.44, 708-709）にも、やはりこの「塩やき浜」は記載されておらず、おそらく17世紀中に消滅したと考えられる。

その後の地形改変として、明治以降の人工改変の記録がいくつかある。まず、1909年に「福岡炭坑」が祖原で操業を始めた。初めの坑口は祖原付近にあったが、のちさらに鳥飼4丁目付近や高取付近にも新設された。炭鉱の拡大にともなって、掘り出された岩石や石炭は坑口付近に捨てられ、

小規模なボタ山が築かれた。その一方で、坑道崩壊による陥没地が生じた。次に、樋井川河口付近および伊崎の埋立が1911年以降に行われた（福岡市役所編，1959）。さらに東亜興業博覧会（1927年）の会場造成のため、大濠の一部が埋め立てられた。これによって、今日の大濠公園池が完成した。

なお上記『福博惣絵図』・『福岡御城下絵図』と明治期の地形図を比較すると、地行～西新の海岸は砂の堆積のためにかなり北側に前進している。これは西公園（荒戸山）の東側の荒戸～天神の海岸が一部で福岡港の造成等のため、1659年以降たびたび改変を受けながらも（貝原，1709；1973復刻版，p. 61-62）、ほとんど前進しなかったことと好対照をなしている。（第12図）

V. まとめ

筆者らは大濠公園池改修工事をきっかけに、日本海側海岸平野の成立過程に関する1つのケーススタディとして、鳥飼低地の地下第四系の形成過程、及び縄文海進期以降現在に至る地形変化過程を第四紀地質学・自然地理学の立場からまとめ、さらに歴史地理学・日本史学の資料を加えた学際的かつ総合的な考察を行った。この地域の後期更新世以降の海成第四系の発達と地形変化の過程は次の通りである。

1. 後期更新世の高海水準期：

菰川河口付近に存在する数枚の地下海成更新統は最終間氷期以降の数次の高海水準期に対応する。本地域の海成更新統はAso-4とAtaを基準に、関東地方の更新世後期の高海水準期に対比させることができる。Ata直下の奈多砂層Cは引橋期（約100,000y.B.P.）、Aso-4直下の地行泥層と奈多砂層Bは小原台期（約80,000y.B.P.）、そしてAso-4の直上の福浜泥層と奈多泥層A部層の形成期は三崎期（約60,000y.B.P.）の高海水準期に対応して形成された。

2. 縄文海進高海面期：

福岡市内で採取された試料の¹⁴C年代測定値と縄文海進各段階の海成層上限値から福岡市付近の完新世海水準変動曲線が描かれた。縄文海進最盛期の曲線は単一の峰ではなく、間に小海退を挟む3つほどの小ピークの集りである。縄文海進期を通じての最高海水準期は4,700y.B.P.付近の第二のピークで、+1.2mと見積られている。

大濠の博多湾シルト層Bは6,600y. B.P.から5,400y. B.P.の間に形成された。これは縄文海進最盛期の第一ピーク時期に一致する。形成当時の博多湾シルト層の推定堆積速度は下部で1.1m/1,000y., 上部で5.4m/1,000y.となる。

急速な堆積イベントは縄文海進期の高海面を反映した古砂丘層の崩壊とこれに伴う大濠付近の内湾の埋め立てを反映している。

3. 弥生の小海退から現在：

弥生時代には鳥飼周辺は大濠の内湾を囲む新砂丘列の形成の場となった。新砂丘列を形成する核となった浜堤は、初めは那珂川と室見川の供給する川砂を母材として、後には専ら室見川の川砂を母材として形成された。樋井川による古鳥飼湾の埋積が極めて緩慢であったため、福岡市大濠を中心とした鳥飼低地は江戸時代までは干潟と低湿地の状態が続いた。現在の地形景観は17世紀黒田藩による福岡城および城下町の建設と、1927年の博覧会の会場造成の人工地形改変によって完成した。

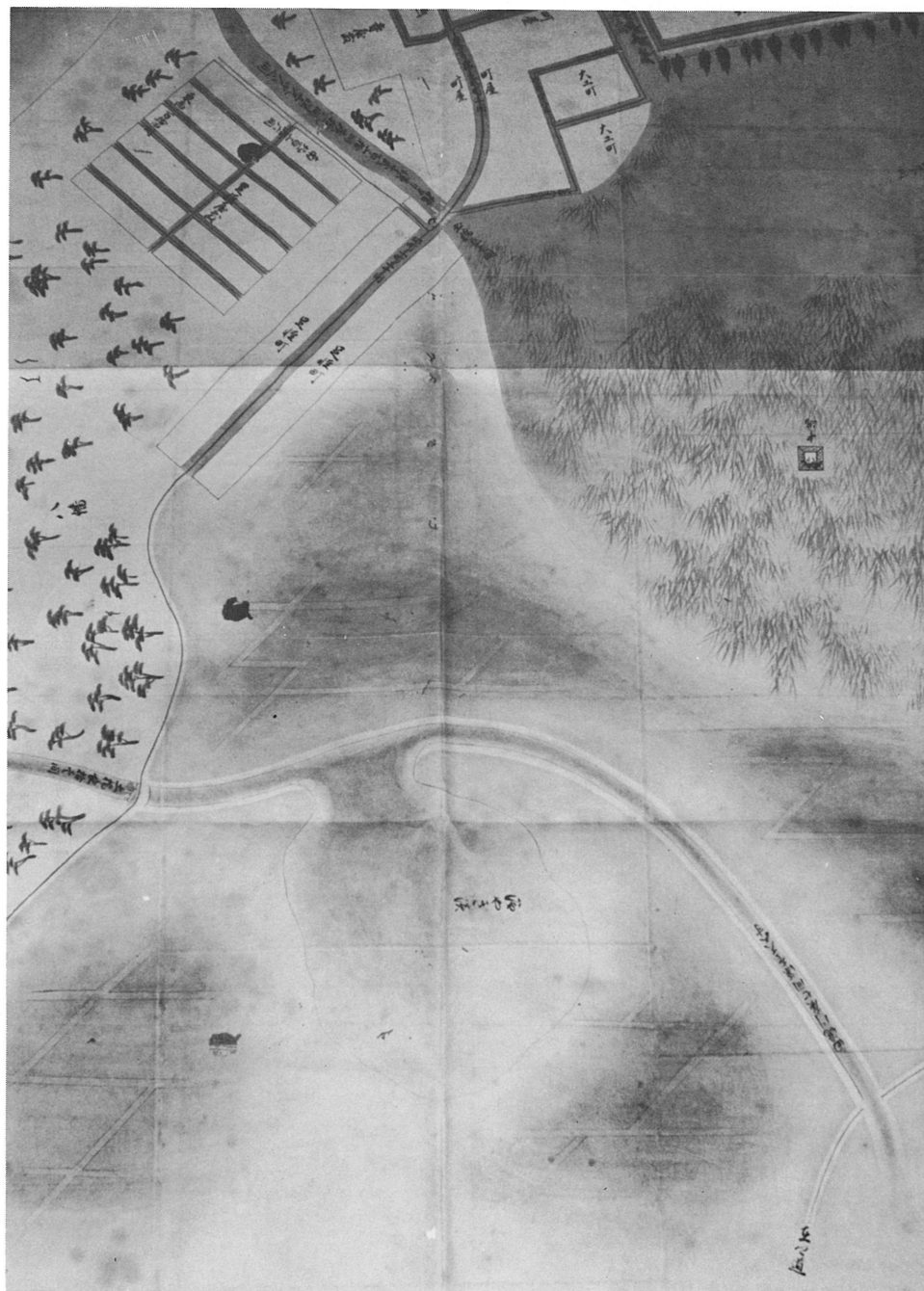
謝 辞

原稿は九州大学理学部地球惑星科学教室の岡田博有教授と三木孝博士に校閲して頂いた。福岡市教育委員会の宮井善朗氏と福岡市埋蔵文化財センターの田崎博之氏には考古学的資料についての御教示を賜った。遺跡立地研究会（代表：高倉洋彰氏）には総括的な討論を頂いた。指標テフラは群馬大学教育学部教室の新井房夫教授と京都大学理学部附属地球物理学研究施設の竹村恵二博士に鑑定して頂いた。学習院大学理学部の木越邦彦教授には¹⁴C年代測定をお願いした。株式会社間組の山本浩之氏、川鉄商事株式会社の湯村弘志氏からは野外調査において多くの援助を受けた。大濠公園内の地質調査では福岡県福岡公園事務所の梶原供美・橋爪政信両氏に便宜を図って頂いた。また、ボーリング資料の収集では東京ソイルリサーチ株式会社の小西秀俊氏、福岡北九州高速道路公社の吉崎信之氏を初め、福岡市下水道局・交通局・建築局・土木局・教育委員会など多くの機関から資料を提供して頂いた。なお、本研究の一部は平成元年度日本生命財団の研究助成金（代表者：福岡大学佐伯弘次）による研究費を使わせて頂いた。それらの方々及び機関に対し深く感謝致します。

参 考 文 献

- 有明海研究グループ (1965)：有明・不知火海域の第四系。地団研専報, (11), 86p.
- ENDO, K., SEKIMOTO, K. and TAKANO T. (1982)：Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression. *Proc. Inst. Natural Sciences, Nihon Univ.*, (17), 1—16.
- 福岡県 (1933)：福岡県史資料, 第2輯. 821p., 福岡県, 福岡。
- 福岡県早良郡役所編 (1923)：早良郡志. 942p., 福岡県早良郡役所, 福岡。
- 福岡市教育委員会 (1979)：福岡市文化財分布地図 (西部 I). 72p., 福岡。
- 福岡市教育委員会 (1980)：福岡市文化財分布地図 (中部・南部). 72p., 福岡。
- 福岡市教育委員会 (1982)：福岡市西区藤崎遺跡, 福岡市埋蔵文化財調査報告書第80集. 148p., 福岡。
- 福岡市教育委員会 (1989)：福岡市西新町遺跡, 福岡市埋蔵文化財調査報告書第203集. 72p., 福岡
- 福岡市役所 (1891)：福岡市誌, 160p., 積善館, 大阪。
- 福岡市役所編 (1959)：福岡市史, 1, 明治編. 1612p., 福岡市役所, 福岡。
- 石井進・石母田正・笠松宏至・勝俣鎮夫・佐藤進一 (1972)：中世政治社会思想上 (日本思想大系21) 646p. 岩波書店, 東京。
- 貝原益軒 (1709) (宝永6年)：筑前国続風土記 (1973年復刻版). 711p., 名著出版, 東京。
- 亀山徳彦 (1968)：関門地方の第四系。地質雑, 74, 415—426.
- 川村博忠 (1984)：江戸幕府撰国絵図の研究. 534p., 古今書院, 東京。
- 黒田登美雄・太田辰夫 (1987)：福岡市天神地域の後期更新世—完新世堆積物の花粉学的研究, その1. 第四紀研究, 17, 1—14.
- Kuroda, T. and HATANAKA, K. (1979)：Palynological study of the Late Quaternary in the coastal plain along Hakata Bay, in Fukuoka City, Northern Kyushu, Japan. *The Quaternary Res. (Japan)*, 18, 53—68.

- 町田洋・新井房夫 (1983) : 広域テフラと考古学. 第四紀研究, 22, 133-148.
- 成瀬敏郎 (1982) : 最終氷期以降の日本沿岸域の風成堆積層—海水準との関連について—. 第四紀研究, 21, 223-227.
- 太田陽子・松島義章・森脇広 (1982) : 日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題—Atlas of Holocene Sea-level Records in Japan を資料として—. 第四紀研究, 21, 133-143.
- 太田陽子・米倉伸之 (1987) : 段丘と低地. 日本第四紀学会編, 日本第四紀地図解説, 16-26. 東京大学出版会, 東京.
- SHACLETON, N.J., IMBRIE, J. and HALL, M. A. (1983) : Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30 : implications for the formation of deep water in the Late Pleistocene North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Letts.*, 65, 233-244.
- 下山正一 (1989) : 福岡平野における縄文海進の規模と第四紀層. 九大理研報(地質), 16, 37-58.
- 下山正一・佐藤喜男・野井英明 (1986) : 糸島低地帯の完新統および貝化石集団. 九大理研報(地質), 14, 143-162.
- 下山正一・溝田智俊・新井房夫 (1989) : 福岡で確認された第四紀広域テフラ層について. 第四紀研究, 28, 199-205.
- 首藤次男 (1962) : 北九州若松市西部の最新統(九州の最新統の地史学的研究— I). 地質雑, 68, 269-281.
- 高木市之助・五味智英・大野晋 (1957) : 万葉集 1 (日本古典文学大系 4). 374p., 岩波書店, 東京.
- 浦田英夫 (1962) : 福岡市付近の平坦面の地史学的研究. 九大教養部地学研報, (8), 1-45.
- 山口県文書館 (1967) : 萩藩閥閥録 4. 960p., 山口県文書館, 山口.
- 山口勝・富田幸臣・下山正一・亀山徳彦・首藤次男 (1984) : 福岡県土地分類基本調査, 表層地質図 5 万分の 1 「福岡」 図幅および同説明書, 33-46, 福岡県.
- 柳田純孝 (1984) : 元寇防塁と博多湾の地形; 岡崎敬編: 古代の博多, p.365-394, 九大出版会, 福岡.



第1図版 福博惣絵図(1646年作成, 福岡市美術館蔵)
の南西部

Plate 1 Southwestern end of the city plan of
Fukuoka in 1646.

第14図を参照 See Fig.14