九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

福岡平野における縄文海進の規模と第四紀層

下山, 正一
九州大学理学部

https://doi.org/10.15017/4495595

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学. 16 (1), pp.37-58, 1989-01-17. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

九大理研報（地質）16巻1号，37−58頁，1989年1月

福岡平野における縄文海進の規模と第四紀層

下 山 正 一

The Quaternary beds in the Fukuoka Plain with special reference to the magnitude of the Jomon transgression

Shoichi SHIMOYAMA

Abstract

Both the exposed and subsurface Quaternary deposits were investigated in the Fukuoka Plain, and the following 4 points became obvious.

1. The Quaternary deposits of the Fukuoka Plain can be divided on the basis of the nature of the sediments and sedimentary environments. The Holocene deposits are classified into the artificially reclaimed soil, the Uminonakamichi Sand Member, the Hakozaki Sand Member, the Hakata-bay Silt Member and the Sumiyosi Member. The Pleistocene deposits are divided into the Suzaki Member, the Nameri Gravel Member, the Jigyo Mud Member and the Nakabaru Gravel Member. The Uminonakamichi Sand Member and the Hakozaki Sand Member consist of beach sand and eolian sand, and they comprise the so-called "New sand dune". The Nata Sand Member is correlated to the so-called "Older sand dune". Eolian dust of loess origin and widespread tephras are intercalated in it. The Hakata-Bay Silt Member and the Jigyo Mud Member are of marine origin and contain many animal fossils of inner bay. The former deposited in the Hakata Bay during about 10,000 years in the past, and the main part represents the Jomon transgression. The latter was formed in old Hakata Bay about 100,000 years ago. The Sumiyosi and Suzaki Members consist of delta and flood plain deposits. They were composed of clayey beds with humic material and alternation of sand and gravel with cross-lamination. The Hibaru Gravel, the Otsubo Sand and Gravel and the Nameri Gravel Member are composed of ancient fan deposits.

2. The main part of the subsurface Quaternary beds of the Fukuoka Plain is occupied by the Suzaki and Nata Sand Members. The Suzaki Member fills up irregularities on the eroded surface of the Nakabaru Gravel Member and the basement in Tenjin area and its neighborhood in Fukuoka City. The Nata Sand Member composes the subsurface geology of Uminonakamichi. The Holocene beds are widely distributed, but are of very thin veneer. In other words, the frame-work of the present topography of the Fukuoka Plain was already formed about 70,000 years ago.

3. The Jomon transgression and the succeeding small regression in the Holocene developed shore sand beds and back marsh sediments. Examination of a number of boring data clarifies fluctuation of shore-line accompanied by the transgression and regression. The inner limit of the shore line of the climax of the Jomon transgression is thus estimated only about 3 or 4km landward from the present coast line. Maximum altitude of Holocene marine deposits is 2.2m above the present sea level. The thickness of the Holocene marine deposits often reaches 20m on the north side of the Hakata Bay and in the south part of Uminonakamichi. These parts must represent valley filling.

4. The shell beds in the Jomon sequence were formed in a few separate periods of shell accumulation. At least three high sea-levels are suggested in the Jomon transgression by the paleo-environmental condition revealed from the molluscan assemblages and

昭和63年8月1日　受理

the ^{14}C dates. They are dated about 6,000y.B.P., about 4,700y.B.P. and about 3,100y.B.P., respectively.

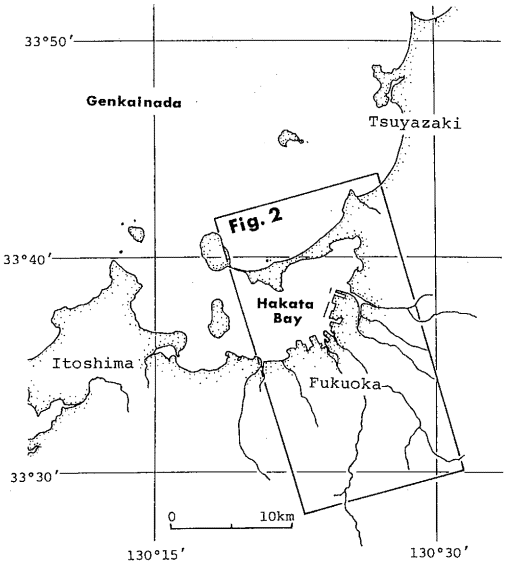
I. は じ め に

北部九州地域は大陸や朝鮮半島に隣接し，東シナ海から日本海沿岸の第四紀の地史や環境変遷を考える上で重要な位置にある．福岡を含む北部九州玄界灘沿岸地域の第四系の研究は首藤（1962），浦田（1962），郷原ら(1964) による先駆的研究に始まり，亀山 (1968 a, b) によって基礎的研究の大要は確立された．一方，北九州地方の第四系のうち，個別のテーマに基づく研究成果も提出された．成瀬ら (1982) は新堀ら (1964) の予察的な古砂丘層序の研究を発展させ，指標テフラに基づく対比に成功した．福岡平野に関しての研究では，黒田・太田 (1978)，KURODA and HATANAKA (1979) による花粉分析とそれに基づく古環境変遷の研究，下山・首藤 (1978) による海成第四紀層の貝化石集団の研究，福岡市地盤図作成委員会 (1981) による福岡市の地盤高度分布図の作成が行われた．

これらの基礎的研究成果の蓄積に加えて，町田・新井 (1983) や FURUTA et al. (1986) らによる過去十万年以降のテフラの編年が全国的にほぼ確立された．これに基づく地層の対比の有効性が著しく高まったこと，常に膨大な量の既存の試錐調査資料の活用が可能になったことにより，地表の第四系の対比と編年が可能になった．

筆者はこうした新しい状況のもとで，福岡平野の第四系の調査を行い，その成果を報告する．地表の第四系については浦田 (1962)，地下の第四系については黒田・太田 (1978)，福岡市地盤図作成委員会 (1981) による地層区分が既になされている．しかし，これらは地下と地上の第四紀層の層序関係の把握が不十分である．このため，地下と地上の第四紀層を統一する必要があり，新しい資料に基づき地層の再区分を行った．その結果，従来の区分とは全く異なる地層区分となった．従って，従来の地層名および区分は今回は殆ど踏襲せず，統一的な地層区分を新たに行った．

今回福岡平野としたのは，西は志賀島と片縄山を結ぶ線，南は片縄山～牛頸山～大城山を結ぶ線，東は大城山～立花山～新宮港を結ぶ線，北は玄界灘で境される領域，即ち，福岡市のうち西区，早良区，城南区を除く部分と，粕屋郡粕屋町，志免町，大野城市，春日市，太宰府市，筑紫郡那珂川町のうち山田以北の部分である．



第 1 図　調査地位置図
Fig. 1. Locality map of the study area
黒枠で囲まれた部分が調査地域．

II. 地　　形

福岡平野は海岸付近の砂丘および浜堤それに続く低地，各河川に沿った沖積段丘を含む河成平野，沖積地背後の平坦面を形成する洪積段丘とに区分できる．浦田 (1962) は福岡市付近の平坦面を区分し，沖積低地より高い平坦面として 3 つの段丘面を区分し，低い方から順に曰佐面，須玖面，春日面と名づけ，曰佐面を沖積段丘，須玖面以上を洪積段丘とした．その後の研究で（有明海研究グループ，1968），須玖面および春日面は有明海沿岸地域の中位段丘下位面および中位段丘上位面に対比された．今回の調査では更に，低位段丘面群に相当するものとして桧原面と大坪面の 2 面を新たに識別した．

1. 沖積低地と沖積段丘

沖積低地は地形の成因と形態を考慮した上，海岸平野と河成平野の 2 つに区分される．

海岸平野

福岡市東区雁の巣から西戸崎にかけては，海の中道に代表される海岸砂丘と東区箱崎付近を中心に博多湾の南岸に分布する海浜砂礫を主体とする浜堤がある．

前者は福岡市東区三苫から西戸崎を経て志賀島に達する全長約 10km，最大幅 1.25km にわたって分布し，最高標高は奈多付近で 34m である．後者は主に博多湾の南岸に分布しており，東区箱崎から馬出，博多区呉服町，中洲，中央区天神，荒戸，地行，早良区西新をへて室見川河口に達する長い帯状の分布をしている．この他，東区の和白，香椎，舞松原，西区姪の浜，生の松原，今宿に小分布がある．

一方，福岡市東区和白付近，東区社領から吉塚，博多区東光寺，住吉を経て中央区今泉に至る地帯の他，中央区鳥飼，早良区室見，西区姪ノ浜に標高 3.0m 以下の浜堤間低地と三角州が存在する．

河成平野

現河川のつくる氾濫原を主体としており，多々良川・宇美川・須恵川・御笠川・那珂川・樋井川に沿った部分である．なお，自然堤防，氾濫原の他，沖積段丘を含む．これらの部分は標高 2m から 35m の平地を形成している．浦田（1962）の指摘した沖積段丘面（曰佐面）が福岡市南区曰佐付近にみられるが，その延長方向における現河床面との境界は上流側も下流側も収れんするため不明瞭となる．この段丘面は沖積低地面からの比高約 1.0m で，分布は那珂川中流部分にのみ限定される．

2. 洪積段丘面

桧原面

樋井川・多々良川・宇美川・須恵川・御笠川・那珂川の中・上流域以上の部分に断続的にみられ，最も低い段丘面を形成している．模式地の樋井川上流での沖積低地からの比高は 1 ないし 1.5m である．宇美川流域や南区桧原付近に模式的に分布するほか，粕屋町，志免町に小分布がある．桧原面の分布標高は 3m から 40m である．比高が低位段丘下位面に相当する．那珂川流域の那珂川町片縄から同川支流の梶原川中流の大坪にかけての場所には桧原面より一段高く，須玖面より一段低い面が存在する．このため，この面を大坪面として桧原面とは区別した．

大坪面

那珂川町針口，大坪，上梶原にかけて Aso−4 火砕流堆積物の堆積面である安徳の台地より明らかに一段低い面を形成する他，炭焼，恵子に点在する．標高35 から 50m の面を形成しており，沖積地面からの比高は約 5m である．安徳台周辺では，大坪面の傾斜方向は大坪から針口を経て安徳台の南へ向かっており，大坪から北方へ向かう桧原面の傾斜方向とはほぼ反対向きである．これは那珂川の流路の変遷をうかがわせる．

須玖面

福岡市博多区比恵町，博多駅南，那珂，南区五十川，井尻，寺島町，春日市須玖，下白水を経て那珂川町安徳にのびる面と福岡市博多区板付から諸岡，麦野，元町を経て春日市春日原に達する面が特に顕著である．この他，粕屋町・志免町にまとまった分布をしめす．須玖面の分布標高は 15m から 100m である．沖積低地からの比高は福岡市南区那珂付近で 3m から 5m，安徳付近では約 20m である．

春日面

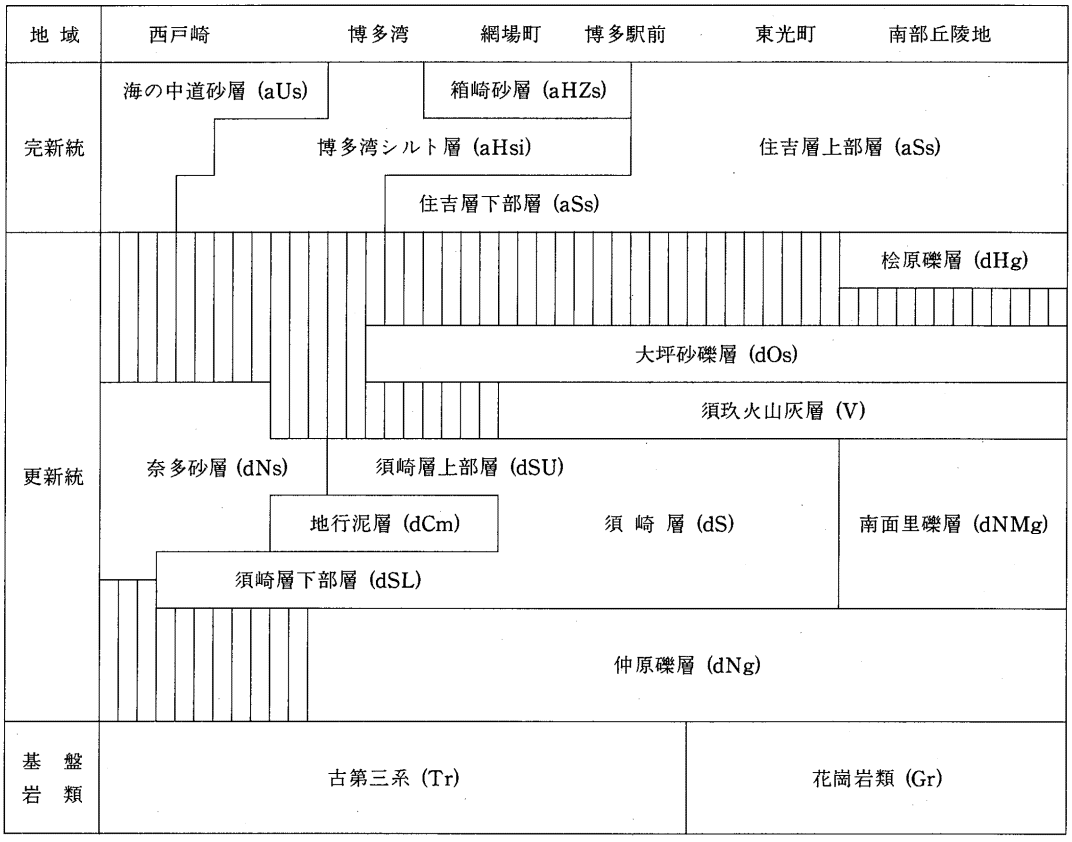
福岡市南区柏原の 40m から 150m の面や，那珂川町片縄の 35m から 40m の面，粕屋町原町の 40m の面をつくっている．沖積低地からの比高は粕屋町仲原付近で 8m，志免町志免付近で 18m，老司付近で 25m，桧原付近で 30 ないし 40m である．地形面の解析が進んでおり，平坦面の識別が難しい．

Ⅲ．地　　質

福岡平野の第四系は一般に，礫・砂・シルト・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，扇状地堆積物・氾濫原堆積物・湖沼或は後背湿地堆積物・内湾性海成堆積物・外洋性海成堆積物・風成あるいは降下堆積物・火砕流堆積物に区分できる．福岡平野の第四系の全般的な地質調査結果を第 2 図の第四紀地質図，第 3，4，5，7 図の地質断面図，そして第 1 表に第四系層序表に示している．また第 2 表には福岡平野のボーリング資料における各部層未固結堆積物の特徴を示した．以下に第 3 図および第 7 図を模式断面図として，福岡平野の第四系各部層を解説する．

福岡平野の第四系の形成は少なくとも 2 サイクルの氷河性海退海進と関係している．たとえば海の中道砂層・箱崎砂層・博多湾シルト層・住吉層・桧原礫層・大坪砂礫層の各部層の形成期は最終氷期以降の 1 サイクルに属しており，これらの部層を一括して博多層と呼ぶことができる．この場合，博多層は広義の沖積層に相当する．また，奈多砂層・須玖火山灰層・須崎層・地行泥層・南面里礫層の各累層の形成期は最終間氷期とそれ以前の 1 氷期の 1 サイクルの海退海進に属しており，同様にこれらの部層を一括して那珂層と呼ぶことができる．しかし，本論ではできるだけ詳細な第四紀地史の解明を可能にするため，完新統と更新統にまとめ，各部層単位で説明を行う．

第1表　福岡平野の第四系層序表
Table 1　Stratigraphical table of the Quaternary beds in the Fukuoka Plain



A. 完 新 統

完新統は一般に透水性が高く，極めて緩く，崩壊性がある．礫・砂・シルト・粘土・腐植物・貝殻・火山灰などの組合せからなる．説明の都合上，表層部の完新統・地下の完新統に分けて解説する．

1. 表層部の完新統

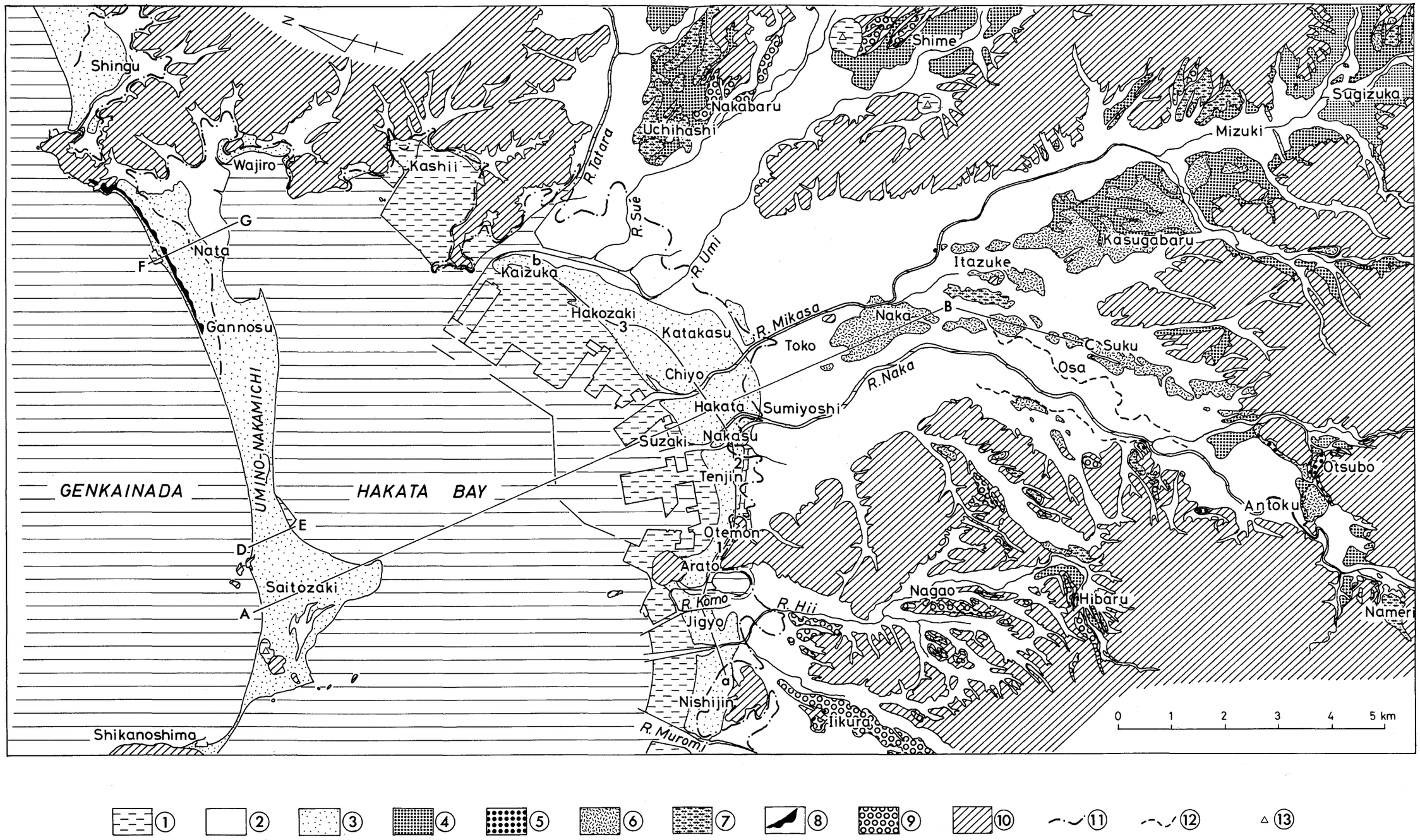
（1）人工埋積物－r

福岡市博多区築港から東光寺にかけて3種類の人工埋積物がみられる．第1は自然地層（地山）を掘り返し，盛り土したもので砂礫，粘土の他，瓦，煉瓦，がいし，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（第3図－a）．第2は，港湾しゅんせつの際，堰堤内側に充塡したヘドロないし粗粒砂（第3図－b）．第3は石垣で築かれた堰堤で，大きな玉石を捨石として大量に投入してあるもの（第3図－c）である．そのほか，福岡平野は日本の古代文化の中心の一つで，水城や墳墓など歴史的な人工埋積物も少なくない．

一方，福岡市の市街地，特に舞鶴城跡周辺には江戸時代に建設された堀割が巡らされており，明治時代には，肥前堀をはじめ大部分の堀割が埋め立てられ，道路や市街地に変わった．こうした場所には前述のような人工埋積物がみられる．一部には堀割建設以後で埋積以前の自然の堆積物がある．第7図のbがこれに相当し，ヒメシラトリガイなど汽水性かつ強内湾性貝類の貝殻を含む礫混じり泥層である．本層は分布が限定的であること，層序的にみて下で述べる博多湾シルト層とは直接つながらない．これを特に大手門泥層(aOm)と呼ぶ．

（2）新砂丘砂層

新砂丘砂層は博多湾を取り巻くように発達している．このうち，博多湾北岸に分布するものを海の中道砂層，博多湾南岸に分布するものを箱崎砂層と呼ぶ．



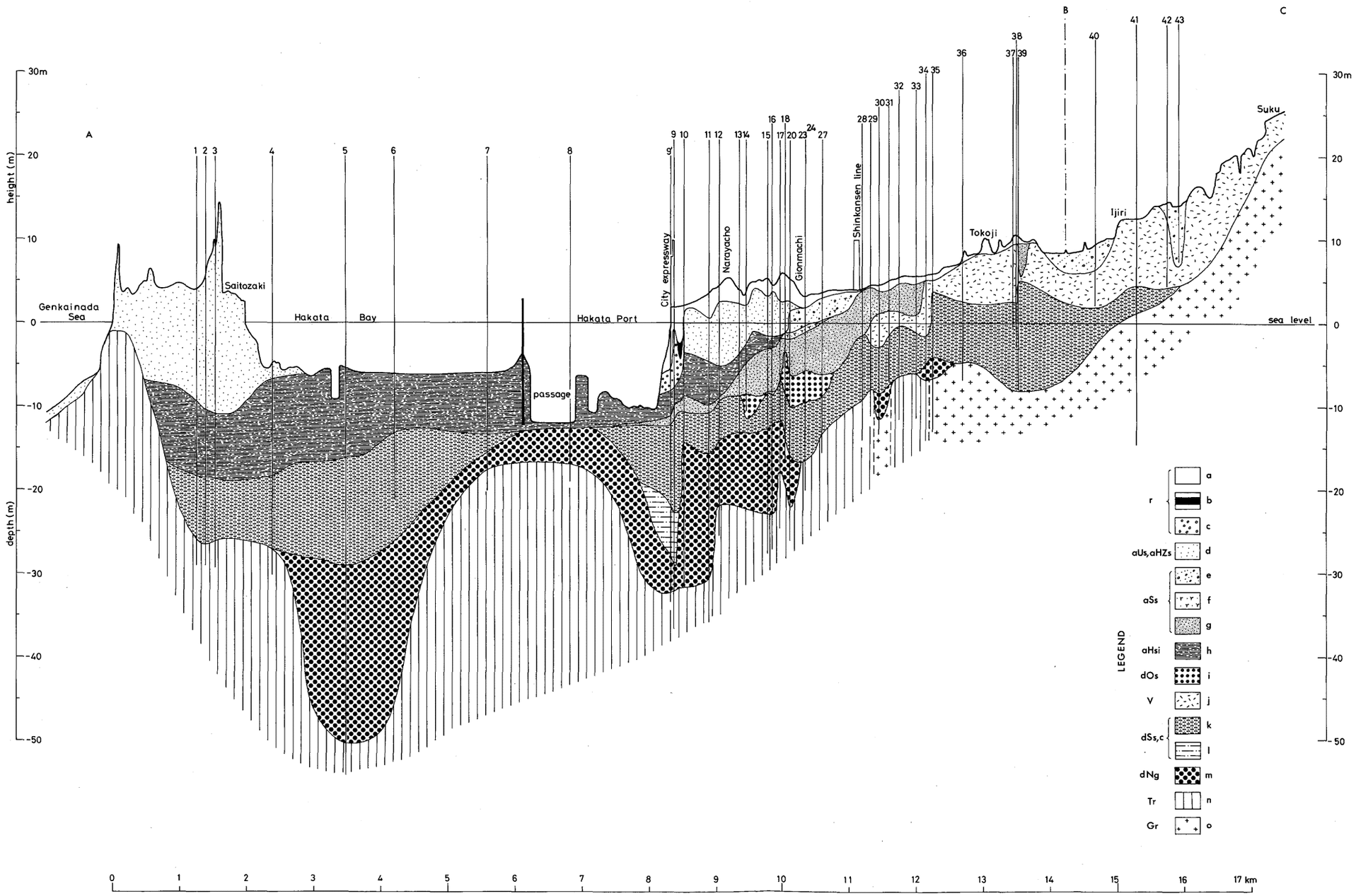
第２図　福岡平野の第四紀地質図

Fig. 2. Quaternary geological map of the Fukuoka Plain

凡例）

１：埋立地(明治以降)，２：住吉層，３：海の中道砂層および箱崎砂層，４：桧原礫層，５：大坪砂礫層，６：須玖火山灰層 (Aso−4)，７：須崎層および南面里礫層，８：奈多砂層，９：仲原礫層，10：基盤岩類（第三紀層，花崗岩類，変成岩類），11：地下海成完新統分布限界線，12：日佐段丘段丘崖の分布，13：ボタ山

A−B−C, D−E, F−G, a−b はそれぞれ第３，４，５，７図の地質断面図の位置を示す



第３図　福岡市東区西戸崎から春日市須玖にかけての地質断面図（第２図の A−B−C 断面）

Fig. 3. Geological section from Saitozaki, Fukuoka City to Suku, Kasuga City (A−B−C section in Fig. 2)

記号説明）

ｒ：人工埋積物１（ａ），人工埋積物２（ｂ），人工埋積物３（ｃ），aUs：海の中道砂層（ｄ），aHZs：箱崎砂層（ｄ），aSs：住吉層上部層（ｅ），住吉層下部層（ｆは腐植部分，ｇは砂礫質部分），aHsi：博多湾シルト層（ｈ），dOs：大坪砂礫層（ｉ），Ｖ：須玖火山灰層（ｊ），dSs, c：須崎層（ｋは砂質部分，ｌは粘性土部分），dNg：仲原礫層（m），Tr：基盤岩（ｎは古第三紀層），Gr：基盤岩（ｏは花崗岩類）

第2表　福岡平野のボーリング資料における各層未固結堆積物の特徴
Table 2　Features of sediments of the Quaternary beds in the data of drilling in the Fukuoka Plain

時代	地　層　名	層相区分	全体の色調	N値	含水	吸着性	部分的な挟み	混入腐植質等	混入粒子の大きさ
第四紀完新世	箱崎砂層　aHZs	砂	黄灰青灰	7-12	有		貝殻片	石英，長石	中砂・粗砂主体
	海の中道砂層　aUs	細砂	薄暗灰	5-20	有		シルト薄層	雲母・貝殻片	
	博多湾シルト層　aHsi	シルト質粘土 シルト質中砂	暗灰暗青灰 暗灰暗青灰	3-5 3-5	多	有	細砂 シルト塊	貝殻・腐植物 貝殻・腐植物	
	住吉層　aSs aSg	シルト混粗砂 砂礫	暗灰褐色 乳黄灰	1-24 44-*	大		腐植物層	木片・石英礫 玉石*	φ2-10mmの礫 φ5-40mmの礫
第四紀更新世	桧原礫層　dHg	砂礫	青黄灰	37-	多			玉石	φ2-50mmの礫
	大坪砂礫層　dOs	中粗砂	淡黄灰	3-21	多			二次マサ	φ2-10mmの礫
	須玖火山灰層　V	火山灰質土	茶灰・灰	2-15	大	有		軽石	φ3-10mmの軽石
	須崎層上部層　dSU 須崎層下部層　dSL 砂質部 (dSLs) 粘土質部 (dSLc)	シルト質砂 粗砂 シルト質砂 シルト質粘土	緑青灰 淡灰 灰淡青灰 褐灰暗青灰	5-17 2-20 4-20 2	多	有	砂質粘土 砂質シルト 砂分少量	雲母小片 二次マサ 腐植質木片 茶色の腐植質	φ2-20mmの礫
	地行泥層　dCm	シルト 粘土	暗灰青灰 暗緑灰	2-3 1		有 有	粗砂	貝殻 貝殻薄片	
	仲原礫層　dNg	砂礫 礫混中砂	黄褐灰 暗黄灰褐	12- 18-500				粘土，石英粒子	φ5-10mmの礫 φ2-50mmの礫

海の中道砂層（新称）－aUs

福岡市東区雁の巣から西戸崎にかけての海の中道を模式地とする．福岡市東区三苫から西戸崎を経て志賀島に達する全長10km，最大幅1.25kmにわたって分布し，玄界灘と博多湾を隔てている．この他，大原，西の浦にも発達している．本層はいわゆる新砂丘砂層であり，海浜砂と風成砂部分からなるが，両者は汀線近くでは細かく錯綜し，区別できない．本層のN値は2から28までをしめす．本層の砂は崩壊性があり，粒度の揃った中粒砂ないし細粒砂を主体とし，淡黄色の石英砂からなる．本層の厚さは変化が激しいが，西戸崎付近では約15mである．本層の基底面の標高は+5から－11mである．本層はシオヤ鼻で古第三紀層を，雁の巣から三苫にかけては古砂丘砂層（奈多砂層）を不整合に覆っている．

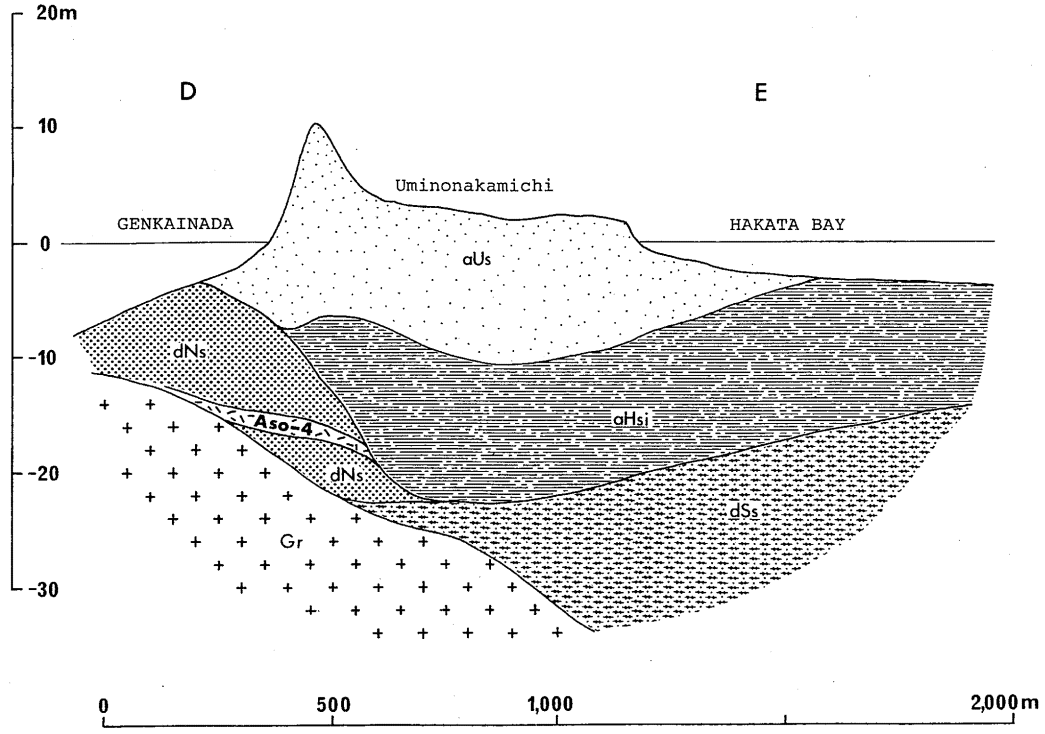
箱崎砂層（新称）－aHZs

福岡市東区箱崎付近を模式地とする．本層は主に博多湾の南岸に分布しており，模式地から馬出，博多区呉服町，中洲，中央区天神，地行，百地，早良区西新をへて室見川河口に達する福岡市の市街地の主要部分を占めている（第7図）．この他，東区の和白，香椎，舞松原，西区姪の浜，生の松原，今宿に小分布がある．本層の主体は石英質あるいはマサ質の砂層で粗粒砂の場合が多い．本層は海浜砂層を主体としているが，那珂川および御笠川河口部分の砂層およびシルト層と錯綜し，指交する．住吉層の上部層とは一部指交関係にあるものと考えられる．層厚は変化に富むが，第3図に見られるように，博多区での本層の厚さは最大7mである．

（3）氾濫原・三角州堆積物

住吉層（新称）－aSs

福岡市博多区住吉付近を模式地とする．宇美川，御笠川および那珂川流域を中心に広く分布し，それらの中・下流部の氾濫原と三角州を構成している粗粒砂を主体とする堆積物である．層厚は那珂川中流部では約5m，同下流部では約10mである．那珂川下流部では間に木片を含む腐植物層や黒色粘土を挟み，黒色粘土中にはしばしばアカホヤ火山灰（Ah）を含む．福岡市博多・吉塚・社領付近では住吉層が博多湾シルト層を挟み，これを境にして住吉層が上下に分かれる（第3図）．この場合，住吉層は上・下2部層に区分できる．しかし一般には住吉層上・下部層は共に粘土，シルト，腐植物混じり粗粒砂層で，層相上の区別は困難である．

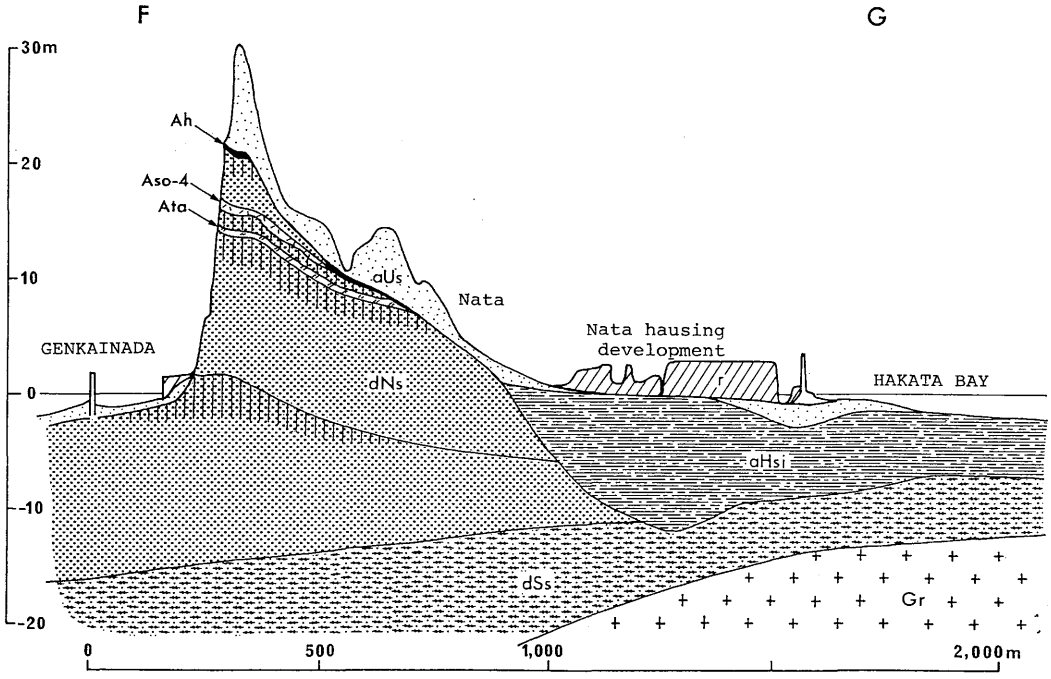


第4図 福岡市東区西戸崎北西 1.3km 付近の海の中道の地質断面図（第2図の D−E 断面）
Fig. 4. Geological cross-section of Uminonakamichi northeast of Saitozaki, Fukuoka City (D−E section in Fig. 2)
記号説明）
aUs：海の中道砂層，aHsi：博多湾シルト層，dNs：奈多砂層，dSs：須崎層，Gr：基盤岩（花崗岩類），Aso−4：須玖火山灰層

2. 地下の完新統

博多湾シルト層（新称）−aHsi

地表には露出せず，博多湾の底質を構成するほか，博多湾岸の海の中道砂層・箱崎砂層・住吉層の分布地の地下に分布する（第3，6，7図）．本層は現在を含む完新世の博多湾の海成堆積物で，砂質シルトを主体とする．本層の層相変化は博多湾北岸で砂質で，南岸では粗粒砂や小礫混じりとなる．本層には腐植物およ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いる．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．層厚は博多湾北岸で約 11m，築港付近で約 7m，呉服町で約 2m となる．本層はシオヤ鼻，大岳で古第三紀層（姪の浜層群）に，雁の巣から三苫にかけては古砂丘砂層（奈多砂層）に対して博多湾側からアバットしている．また，本層は呉服町では住吉層との一部指交関係が認められ，天神の地下工事現場では本層と住吉層下部層とは同時異相関係にあることが観察された（第8図地点2）．第3図の断面図に示すように，博多湾シルト層の下の住吉層下部層の分布は博多湾海底下まで追跡される．しかし，博多湾中央部では住吉層も海の中道砂層もその分布は及んでおらず，完新統は博多湾シルト層のみとなる．博多湾シルト層の水平的・垂直的な広がりは第6図に示したように，現在の博多湾より一回り大きい程度である．博多湾シルト層の基底深度の等深度線分布が示すように，博多湾シルト層の堆積基底面は極めて起伏に富んでおり，旧谷地形を埋積しているものと考えられる．第6図に示した本層の分布限界は内輪で見積られる縄文海進高頂期の海岸線に略一致する．現地形との関係は，第6図の等高線と博多湾シルト層分布地の地盤高度の関係で示され，博多湾シルト層の分布はおおむね，標高 2.5m 等高線の外側かつ 5m 等高線の内側である．



第5図　福岡市東区奈多付近の海の中道の地質断面図（第2図のF−G断面）
Fig. 5. Geological cross-section of Uminonakamichi at Nata, Fukuoka City (F−G section in Fig. 2)
記号説明）
r：人工埋積物，aUs：海の中道砂層，aHsi：博多湾シルト層，dNs：奈多砂層，dSs：須崎層，G：基盤岩（花崗岩類），Ah：アカホヤ火山灰層，Aso−4：須玖火山灰層，Ata：阿多火山灰層

B．更新統

更新統は低・中位の段丘を構成すると共に，海岸部では完新統の下に伏在する地層を構成している．低位段丘構成層は透水性が高い．一般に礫・砂・シルト・粘土・腐植物・貝殻・火山灰などの組合せからなり，全体的に締まっており，礫層は風化している．完新統の場合と同様に，表層部の更新統・地下の更新統に分けて解説する．

1．表層部の更新統

（1）段丘面構成層

a．低位段丘下位面（桧原面）構成層

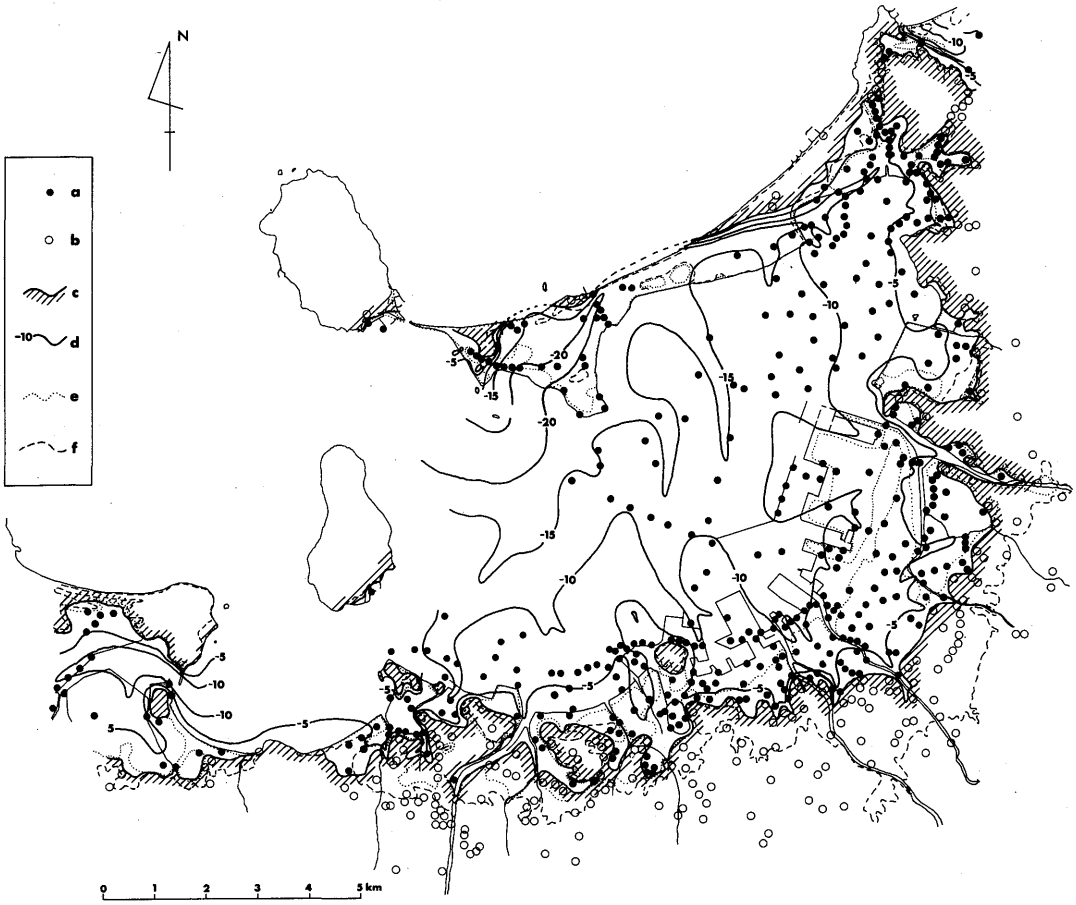
桧原礫層（新称）−dHg

福岡市南区桧原の柏原付近を模式地とする．模式地付近では現河床よりも高い3つの段丘面が確認されており，もっとも低い段丘面（桧原面）を構成している．各河川の上流域で小規模に低位段丘面を構成している．礫層は花崗岩質の礫径2mmから50mmの細・中円礫を主体とし，礫は新鮮で硬い．礫層の厚さは場所によって著しく異なるが，柏原付近で2ないし3mである．礫層の基質は新鮮な粗砂層からなり，透水性・崩壊性があり，緩い．しばしば薄い河成粘土を挟み，腐植物を混入する．

b．低位段丘上位面（大坪面）構成層

大坪砂礫層（新称）−dOs

那珂川町大坪の平坦面を構成する地層である．砂礫が主体で，しばしば粘土質シルトを挟む．砂礫層は石英細礫が多く，シルト分を混入し，粒子は不揃いである．基質は暗灰色で，やや風化しており，全体的に汚れた感じである．下流方向への斜層理を示す．層厚は2〜5m，N値は1〜7で，ゆるい．本層の分布地は那珂川町針口，大坪，上梶原にかけてまとまった分布を示す他，炭焼，恵子に点在する．これらの分布地では下位の須玖火山灰層と花崗岩類を不整合で覆っている．本層は厚さが薄いため，浦田（1962）は須玖火山灰層に一括していたが，須玖面構成層を下刻して新たに形



第6図 博多湾岸低地の微地形と試錐によって確認される海成地下完新統（博多湾シルト層）の分布

Fig. 6. Distribution of the marine Holocene Series in the undeground of the Fukuoka Plain and microgeography around the Hakata Bay

記号説明）

a：地下に貝層の確認された地点，b：地下に貝層の欠如している地点，c：海成地下完新統（博多湾シルト層）の分布限界，d：海成完新統基底の等深度線―数字は平均海水準からの深度（m）を示す．e：海抜 2.5m の等高線，f：海抜 5.0m の等高線

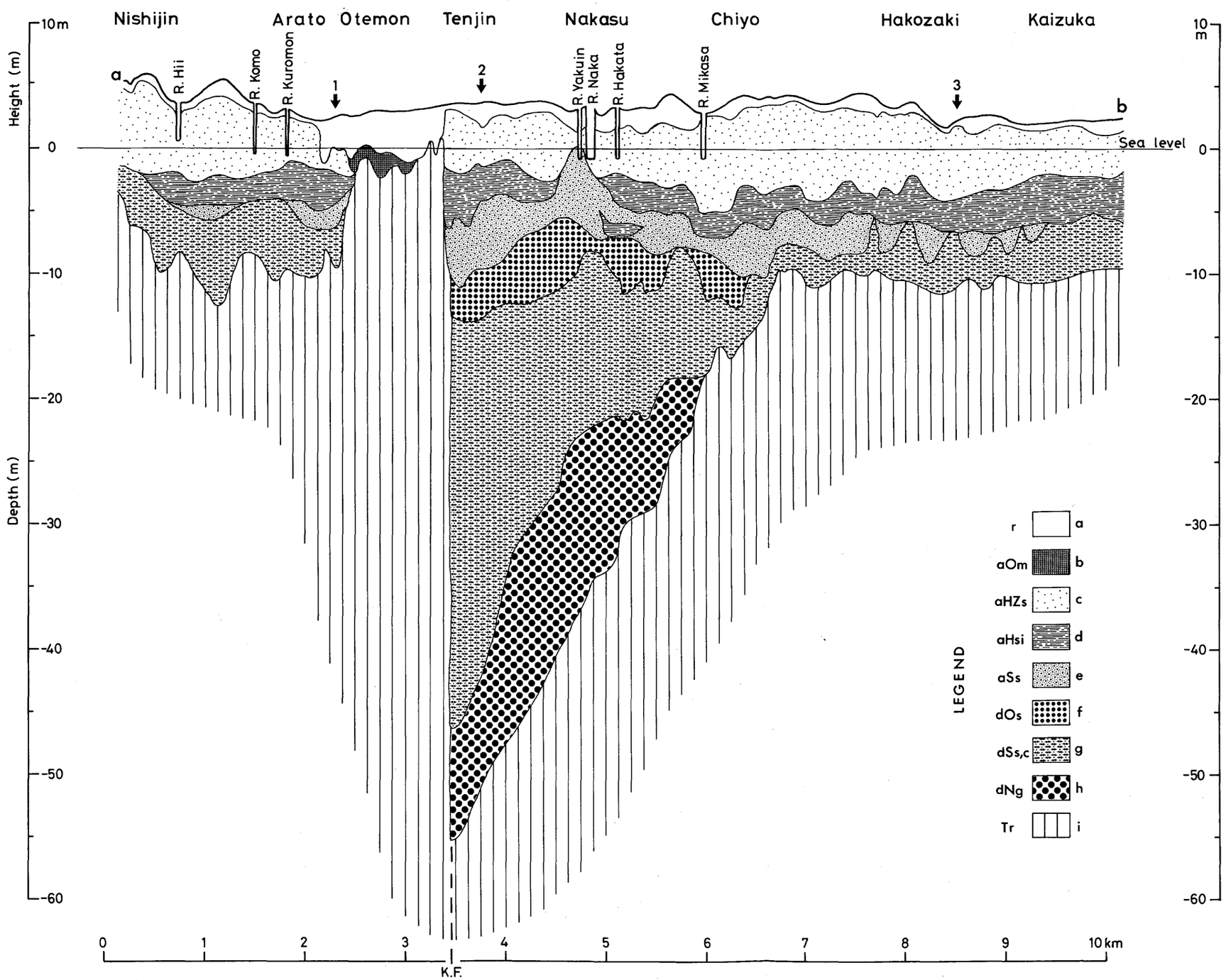
成された段丘の構成層であり，須玖火山灰層および花崗岩類を不整合に覆っていることから，須玖火山灰層および須崎層とは明らかに区別できる．

c．中位段丘下位面（須玖面）構成層

須玖面構成層は河成堆積物を主体とする須崎層とこれを整合的に覆うテフラの須玖火山灰層とに区分される．郷原ら（1964）によれば中位段丘下位面は Aso-4 火砕流堆積物の堆積面をもって定義されている．福岡平野の須玖面の全ての表層に Aso-4 火砕流堆積物が存在するわけではなく，粕屋町内橋のように須崎層が直接須玖面を構成している場合がみられる．那珂川や樋井川の上流域では須玖面構成層は巨礫からなる山麓堆積物の性格を示す．この場合の須玖面構成層を特に南面里礫層と呼ぶ．

須玖火山灰層－V

須玖火山灰層は元来，浦田（1962）により設定される．春日市須玖付近を模式地とし，福岡市博多区博多駅南から南に那珂，南区五十川，井尻，春日市須玖，中白水を経て，那珂川町安徳にいたる分布と，博多区諸岡から板付，麦野，元町を経て春日市春日原にいたる断続的な分布を示すほか，大野城市横峰，釜蓋，福岡市南区三宅，若久などに点在している．本層は黄燈



第７図　福岡市早良区西新から東区貝塚にかけての地質断面図（第２図の a−b 断面）

Fig. 7. Geological section from Nishijin to Kaizuka, Fukuoka City (a−b section in Fig. 2)

記号説明）

r：人工埋積物１（a），aOm：大手門泥層（b），aHZs：箱崎砂層（c），aHsi：博多湾シルト層（d），aSs：住吉層下部層（e），dOs：大坪砂礫層（f），dSs, c：須崎層（g），dNg：仲原礫層（h），Tr：基盤岩（古第三紀層）

色あるいは暗赤褐色浮石質火山灰からなり，しばしば暗灰色のいわゆる灰石となっている．厚さは博多駅南から須玖では数 m ないし 10m 程度である．下記のように Aso−4 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（新称）−dS

須玖面構成層の火山灰以外の堆積物である．地上露出部分の面積は極めて狭く，福岡市南区若久，中尾，屋形原，それに春日市平田などに散点的にみられるにすぎない．しかし地下での分布はかなり広く，福岡市博多区須崎付近を中心として福岡市市街地に広く認められるほか，試錐結果から，博多湾海底部分，海の中道の地下にも存在することが確認されている．このため今回は本層の模式地を便宜的に博多区須崎とする．地上に露出する場合の須崎層は須玖火山灰層の直下にあり，層厚約 3m から 5m 程度である．砂礫層は花崗岩類の粗砂層を主体としており，20mm から 50mm の礫を交える．基質は暗灰色で，地表では風化しており，全体的に半クサリ礫層となっている．本層は青灰色または緑青灰色の斜交層理を持つ，シルトおよび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．試錐結果によれば，中央区地行の菰川河口埋立地の地下では本層と地行泥層との指交関係がみられる．指交部分は 5m で，これを挟んで上下の須崎層には層相上の変化はほとんどない．しかし，指交部分を境にしてN値が上では 2 〜10，下では14〜30と大きく変わっており，指交部分の下限を境にして，本層を上部層と下部層に 2 分することが可能である．本層は地表部分では須玖火山灰層の直下に整合的に重なっている．地下では上部層の上限付近には Aso−4 火砕流堆積物の薄層を挟み，Aso−4 火砕流堆積後も須崎層の堆積していた部分が，ごくわずかながら認められる．本層の堆積物は，かつての河成平野に堆積したもので，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類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．これらはしばしば堅く締り，固結粘土と呼ばれる．本層は福岡地盤図作成委員会（1981）の博多粘土層の地下部分に相当するが，地表部分の博多粘土層は後述する仲原礫層にあたる．

南面里礫層（新称）−dNMg

筑紫郡那珂川町の南面里(なめり)，成竹，田町付近に分布する花崗岩類の巨礫からなる礫層である．那珂川上流域には 4 段の河岸段丘面がみられ，そのうちの上から 2 枚目の面を構成する礫層である．同様の礫層は樋井川沿いの福岡市南区花畑，原田付近や室見川流域の早良平野にも発達する．礫層の基質は粗粒砂で，基質はやや風化し，茶褐色を呈している．本層は須崎層の山付き礫層部分であり，礫は各河川中流以下の部分では，細粒化し，礫径 5〜20mm の花崗岩の亜角〜亜円礫となる．しばしば粘土混じり粗砂層や砂質粘土層をはさみ，須崎層に移行する．普通は相対密度が高いがしばしば含水し，ゆるい．N値は 7 から42でしばしば50以上である．本層は土石流などによって形成された扇状地堆積物である．

d．中位段丘上位面（春日面）構成層

仲原礫層（新称）−dNg

粕屋町原町，仲原，酒殿付近では暗緑灰色ないし黄褐灰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．粕屋町では礫径 2mm から 5mm の細礫を主体とし，30 ないし 50mm の中礫を交える．一方，福岡市南区山田から駄ケ原にかけては花崗岩類の巨礫からなる礫層が発達する．いずれの場合も基質は粗粒砂で風化し，赤色土化が認めれる．平野部分の地下では，礫径 5〜150mm の花崗岩の亜角〜亜円礫からなる．相対密度は極めて高く，N値は12から42でしばしば500以上である．

e．古砂丘砂層

奈多砂層（新称）−dNs

福岡市東区奈多漁港付近を模式地とする．いわゆる古砂丘砂層である．淡黄色の細ないし中粒砂層を主体とし，褐色の土壌化部分(古土壌）を挟む．下山ら(印刷中）はこの土壌化部分を堆積単位の上限として，本層を 5 つの堆積単位に区分し，上からA部層・B部層・C部層・D部層と呼んだ．この土壌化した部分は成瀬（1982），成瀬・井上（1982）によれば風成砂と風成塵（黄砂―レス）との混合物である．土壌化した部分の表層にはしばしばテフラも混交しており，特にA部層の直上，B部層・C部層の古土壌部分には明瞭なテフラ層が認められる．A部層直上のテフラ層は黒ボク土質で，明らかに古砂丘砂層形成後新砂丘砂層形成前の混入物であるが，他の 2 つは粘土化しており，層序的にも古砂丘砂層形成期の混入物である．テフラの名称および時代については後述する．

奈多漁港の改修工事の際にD部層の直上部に 15cm ないし 20cm の泥炭層が露出し，おびただしい丸太状の樹木片が見つかった．奈多砂層の厚さは場所によりまちまちであるが，奈多漁港付近では露頭の高さと試錐結果から約 29m と見積られる．

奈多砂層はその大部分を海の中道砂層に覆われていて，本来の規模を推定するのは困難であるが，風食と波食による侵食が現在もなお続き，汀線が博多湾側に移動していること，試錐による地質調査では海の中道のうちシオヤ鼻から東部分の地下に奈多砂層が伏在すること，第5図の断面図で判るように，奈多砂層の表面が全体として南東側に傾斜していることなどからみて，本来の奈多砂層の大部分は現在の汀線のさらに北側に広く存在していたものと思われる．

2. 地下の更新統

地行泥層（新称）－dCm

須崎層と指交する海成の堆積物である．地上露出部分を欠き，海岸埋立地の試錐資料に現れる．試錐結果から，本層は福岡市中央区地行埋立地の地下をはじめ，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．本地域では地上部分の露出はないので，本層の模式地を便宜的に福岡市中央区地行とする．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 ^{14}C 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−4 噴出直前の長終間氷期即ち約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，ナミマガシワガイ，イヨスダレガイなどの内湾生活種からなる．本層は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，奈多砂層で仕切られた現在より少し小さな内湾，すなわち最終間氷期の古い博多湾の堆積物であると考えられる．本層の上限標高は −7.5m で，−9m 前後と −12.5 m 前後に別々の貝化石層がある．前者にはイヨスダレガイ，後者にはマガキを含んでいる．

Ⅳ．地下工事現場での地層観察

福岡市内の約10地点で地下鉄・ビル建設工事に伴う掘削現場の地質観察を行った．大規模ビル工事に伴う掘削は数次に亙る段階的な掘り下げがあり，これに対応した地質調査は各地点数回から十数回に及んだ．地下工事現場の調査は通常地表ではみられない地層を観察する唯一の機会であるだけでなく，大きな露頭が観察できるため，化石層の統計処理や試錐試料だけではできない地下の第四系と地表の第四系との層相対比を有効にする．今回は筆者の調査した3地点の地層観察を例に，福岡市の地下地質を説明する．

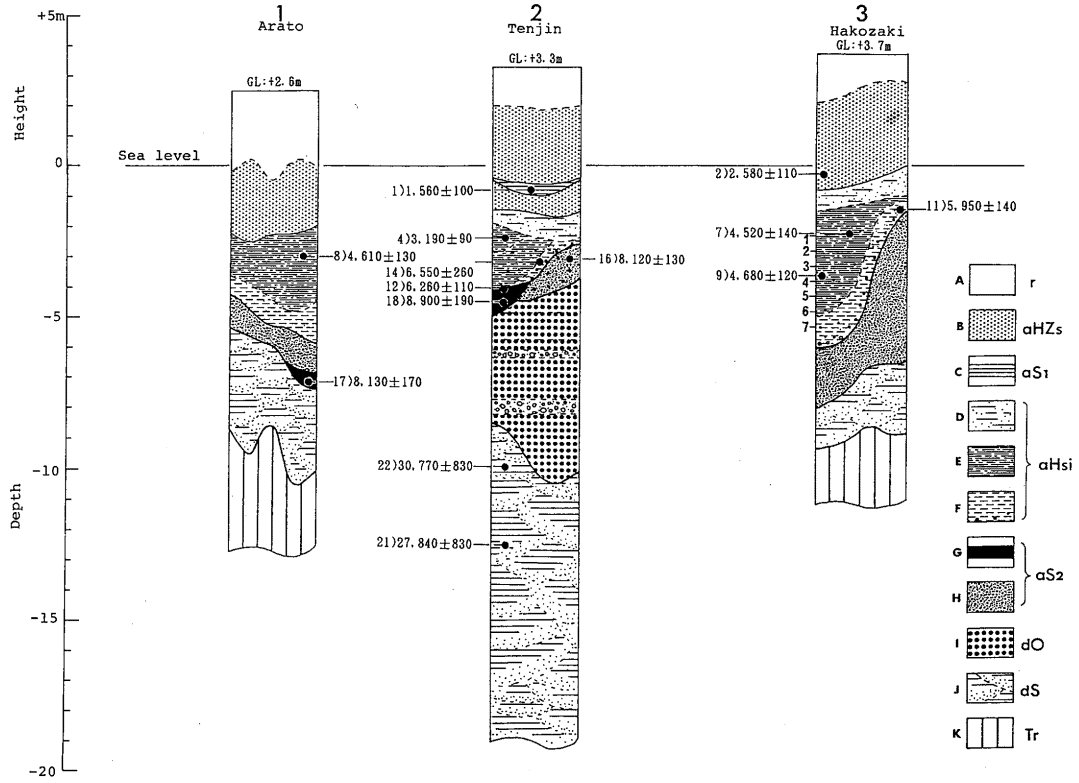
1. 福岡市中央区荒戸

調査結果は既に下山・首藤(1978)，黒田・畑中(1978)それに KURODA and HATANAKA (1979) に記されている．この場所は福岡市営地下鉄1号線の工事現場である．工事現場の位置は国立福岡中央病院の北側である．調査は1977年1月に行われた．荒戸の総合柱状図を第8図の地点1に示す．この地点の地表面の標高は約 2.6m で，掘削工事により約 12m 掘り下げられ，古第三紀層の岩盤に達した．第四紀層は下から粗粒砂とシルトあるいは粘土の互層，腐植質粘土層，粗砂混じりシルト層，貝殻混じり砂質シルト層，斜層理を持つ細礫質の粗砂層と重なっている．地層区分はそれぞれ，最下部の互層が須崎層，腐植質粘土層が住吉層下部層，シルト層の部分が博多湾シルト層，細礫質の粗砂層部分は箱崎砂層にあたる．須崎層，住吉層，博多湾シルト層の粘性土層の花粉分析を黒田・畑中(1978)と KURODA and HATANAKA (1979) が行っている．その結果，KURODA and HATANAKA (1979) は須崎層部分をL，住吉層下部層部分をRⅠ，博多湾シルト層の部分をRⅡとRⅢaとする花粉帯区分を発表した．下山・首藤（1978）は博多湾シルト層のうち，地表面下 −4.8 から −7.0m までの範囲の貝化石含有部分を5層準に区分し，貝化石層のブロックサンプリングを行った．貝化石集団の群集古生態学的な解析を行うと共に，特定の種個体集団について殻サイズ頻度分布形の検討を行った．その結果下からⅠ．イセシラガイ—ゴマフタマガイ化石集団，Ⅱ．イヨスダレガイ—ウメノハナガイ化石集団，Ⅲ．ウミニナ—イボウミニナ化石集団，Ⅳ．イボウミニナ—ウメノハナガイ化石集団，Ⅴ．ホソウミニナ化石集団が識別され，ⅠとⅡの層準は内湾浅海帯および潮下帯環境，ⅢからⅤの層準は潮下帯から潮間帯の環境を示唆している．また殻サイズ頻度分布形の検討結果はヒメシラトリガイなどの斧足類化石集団は自生的であるが，腹足類化石集団，特にイボキサゴ，イボウミニナ，ウミニナはいずれもヤドカリ特有の再構成を被っており，他生的である．

福岡第四紀研究グループ（1978）は同地点の第四紀層の ^{14}C 年代の測定結果を発表している．測定試料はいずれも木片で，地表面下 −5.1m と −9.3m の位置から採集された．年代値はそれぞれ，4,610±130y.B.P.(GaK−6852) と 8,130±170y. B. P. (GaK−6853) である（第8図の地点1）．

2. 福岡市中央区天神地区

天神地区は福岡市の商業活動の中心地である．最近



第８図　福岡市内地下工事現場の第四紀層の模式柱状図と ^{14}C 年代測定用試料採集位置
Fig. 8. Map showing columner sections of the subsurface Quaternary beds and locations of ^{14}C-dating
地点１：福岡市中央区荒戸地下鉄工事現場，地点２：福岡市中央区天神旧天神スポーツセンター・旧天神ファイブビル・旧市庁舎跡地のビル工事現場，地点３：福岡市博多区馬出から東区箱崎にかけての地下鉄工事現場と東区社領の橋脚工事現場．年代値の単位は Year B. P. で，年代値の前の番号は第５表の試料番号に，地点 1, 2, 3 は第７図の地点番号に対応する．
記号説明）
r：人工埋積物（A），aHZs：箱崎砂層（B），aS1：住吉層上部層（Cは腐植質シルト層），aHsi：博多湾シルト層（Dはシルト質細砂層，Eは砂質シルト層，Fは粗砂混じりシルト層）住吉層下部層（Gは腐植部分，Hは砂礫質部分），dO：大坪砂礫層（I），dS：須崎層（J），Tr：基盤岩（古第三紀層）

大規模ビルの建設が相次ぎ，そのうち，福岡市庁舎建設工事現場，天神ビル新築工事現場（天神ファイブ跡地），西鉄Ｓビル新築工事現場（天神スポーツセンター跡地）の３ケ所の調査を1986および1987年に行った．天神ビル新築工事現場での掘削が最も深く，地表面から −23m までの調査を行うことが出来た．この場所は福岡市市街地では第四系が最も厚く，約 60m ある（第７図）．天神地区の第四系は下から風化した砂礫層，花崗岩礫からなる砂礫層と粘土の互層，細礫混じり粗砂層，シルト混じり粗砂層，黒色粘土層，貝殻片および粗砂混じりシルト層，貝殻混じり砂質シルト層，シルト混じり粗砂層，中粒砂層，細粒砂層，腐植質砂質粘土層，中粒ないし粗粒砂層，人工埋積土層の順に重なっている．地層区分では，風化した砂礫層は仲原礫層，花崗岩礫からなる砂礫層と粘土の互層は須崎層，細礫混じり粗砂層は大坪砂礫層，シルト混じり粗砂層と黒色粘土層は住吉層下部層，粗砂混じりシルト層と砂質シルト層とシルト混じり粗砂層は博多湾シルト層，中粒砂層と細粒砂層は箱崎砂層，腐植質砂質粘土層は部分的だが住吉層上部層，中粒ないし粗粒砂層は箱崎

砂層にそれぞれ相当する．中洲付近では局部的に住吉層下部層が標高 0m 付近まで突出しており，この付近での博多湾シルト層の分布はより北側に押しやられている．住吉層下部層の突出部分は地下工事現場でも確認され，博多湾シルト層堆積時に博多湾に張り出した陸域と考えられる．天神の標高 0m 付近の箱崎砂層には一方向の斜層理が発達するデルタ前置層部分があり，三角州末端の河口の環境を示す．この部分から古墳時代を示唆する素焼の蛸壺が出土している．標高 −1.6m 付近にはレンズ状の腐植質砂質粘土層を挾む．三角州末端の停滞水の堆積環境を示しており，この中から産出した木片の ^{14}C 年代値は 1,560±100y. B. P. (GaK−13525) を示している．博多湾シルト層から得られた貝殻の ^{14}C 年代値は標高 −2.9m のイタボガキが 3,190±90y. B. P. (GaK−13526), −3.7m のハマグリは 6,550±260y. B. P. (GaK−13527) を示している．住吉層下部層の腐植質粘土の炭質物は −4.5m の試料が 6,260±110y. B. P. (GaK−13528), −4.9m の試料は 8,900±190y. B. P. (GaK−13529) を示し，前者は堆積物中にアカホヤ火山灰 (Ah) を混在している．住吉層下部層の突出部分では，−3.4m 付近の木片が 8,120±130y. B. P. (GaK−13310) を示している．須崎層で標高 −10.2m と −13.3m の位置から採集された炭化木片は 30,770±830y. B. P. (GaK−13311) と 27,840±830y. B. P. (GaK−13312) という測定値が得られているが，本層が Aso−4 の下位に位置することからこれらの測定値は真の地層形成時期を示すものではないと考えられる．

第 7 図の地質断面図では第四系の基底深度は貝塚から千代町までは標高 −10m 付近にあるが，千代町の西でしだいに深度を増し，中洲で −38m，天神では −55m に達する．天神の西側は古第三紀層の岩盤がせり出しており，赤坂付近では標高 0m 付近になる．天神と赤坂の間の変化は大きく，福岡市地盤図作成委員会 (1981) は地盤図の作成過程で，赤坂〜高宮〜石城町をつなぐ三角形の凹地を確認し，天神凹地と呼んだ．さらに，この成因についてもふれ，天神凹地は河川による侵食の結果できたものではなく，断層による東側の陥没であると考え，赤坂と天神間の断層を警固断層 (第 7 図の K. F.) とした．古第三紀層は警固断層の両側で地層の傾斜および層相が食い違っており，明らかに基盤を切っている断層である．警固断層を挾んで天神地区と荒戸地区の両地区にまたがってみられる第四紀の地層は，箱崎砂層，博多湾シルト層，住吉層下部層それに須崎層である．須崎層の上限高度は天神・荒戸両地区で数mの差がある．これらの地区には存在しないが，大野城市上大利では須崎層の須玖火山灰層 (Aso−4) が警固断層の延長と考えられる断層で切られており，断層活動は須玖火山灰層の形成後まで及んでいると考えられる．第四紀層を切っていることから，定義上，警固断層は広い意味での活断層にあたる．ただし，博多湾シルト層と住吉層下部層は連続的である．

3. 福岡市東区箱崎地区

福岡市東区箱崎の福岡市営地下鉄 2 号線建設工事現場と福岡県粕屋総合庁舎新築工事現場それに宇美川堤防工事現場の地下地質を1984，1987，1988年に観察した．箱崎の地下鉄工事現場の第四紀層は下から，青灰色腐植質粘土と粗粒砂の互層からなる須崎層，シルト混じり粗粒砂層からなる住吉層下部層，砂質シルト層・シルト混じり細粒砂層からなる博多湾シルト層，中粒ないし粗粒砂層からなる箱崎砂層，人工埋積土層の順に重なっている．貝化石集団に基づく古環境解析を行うため，標高 −2.3m から −5.3m までの層準を 50 cm 毎に区切り，合計 7 層準のブロックサンプリングを行った（第 8 図地点 3 の柱状図の層準 1 から 7）．採集ブロックの大きさは 25cm×25cm×20cm である．切りだした化石層のブロックは 1mm 目のふるい上で水洗篩別し，残った貝殻は破片に至るまで総て計数した．これら 7 層準にわたって出現した軟体動物化石は腹足類化石 109 種，斧足類化石 70 種，掘足類化石 1 種の，計 180 種に達した．斧足類化石集団の優占種は層準 1 ではヒメカノコアサリ，ウメノハナガイ，マンゲツシオガマガイの 3 種；層準 2 ではヒメカノコアサリ，イヨスダレガイ，マンゲツシオガマガイ，アサリ，オキナノエガオガイ，ウメノハナガイの 6 種；層準 3 と 4 ではヒメカノコアサリ，イヨスダレガイ，ウメノハナガイの 3 種；層準 5 ではヒメカノコアサリ，ウメノハナガイの 2 種；層準 6 ではヒメカノコアサリ，アサリ，ウメノハナガイ，クシケマスオガイの 4 種；層準 7 ではヒメカノコアサリ，アサリ，クシケマスオガイ，ウメノハナガイ，ウラカガミガイの 5 種である．これらの優占種はすべて内湾特徴種であり，外海要素を含まない．これらは自生的であり，内湾の潮間帯から浅海帯上部の環境を示している．^{14}C 年代値は標高 −0.2 m の箱崎砂層中の木片が 2,580±110y. B. P. (GaK−13399), 標高 −2.2m のツメタガイ貝殻が 4,520±140y. B. P. (GaK−13398), 標高 −3.6m のウラカガミ貝殻が 4,680±120y. B. P. (GaK−10289) を示している．また，宇美川下流部では標高 −1.2m のハマグリ貝殻

第3表　福岡平野の後期更新世から完新世にかけての古環境変化
Table 3　Summary of paleoenvironmental changes from the Late Pleistocene to Holocene in the Fukuoka Plain
深度は中央区天神から中洲付近の地表面高度 (+3.3m) を基準にした.

地表面からの深度	地層名	^{14}C年代値 (year. B. P.)	環境	時代	花粉化石帯[1]
0 m					
	人工埋積土		市街地	中世～現代	
−1 m					RⅢb
−2 m					
			海岸砂丘	弥生時代～古代	
−3 m	箱崎砂層				
			海岸		
−4 m		1,560±100	河口		
		2,580±110	海岸	縄文時代晩期	RⅢa
−5 m	住吉層上部層				
−6 m		3,190±90	潮下帯	縄文時代後期	
		4,520±140	浅海帯		
−7 m	博多湾	5,500±100	潮下帯	縄文時代前期	RⅡ
	シルト層	6,260±110	潮間帯		
−8 m	住吉層下部層	8,900±190	三角州	縄文時代早期	RⅠ
−9 m					
−10m				ウルム氷期	FG
	大坪砂礫層		氾濫原	最盛期	
−11m					
−12m				阿蘇4火山灰	
−13m	須崎層		三角州	最終間氷期	R／W
−14m					
−15m					

1) KURODA & HATANAKA (1979)

が5,950±140y. B. P. (GaK−13308) を示している.

V. 考　　察

1. 第四紀層の編年

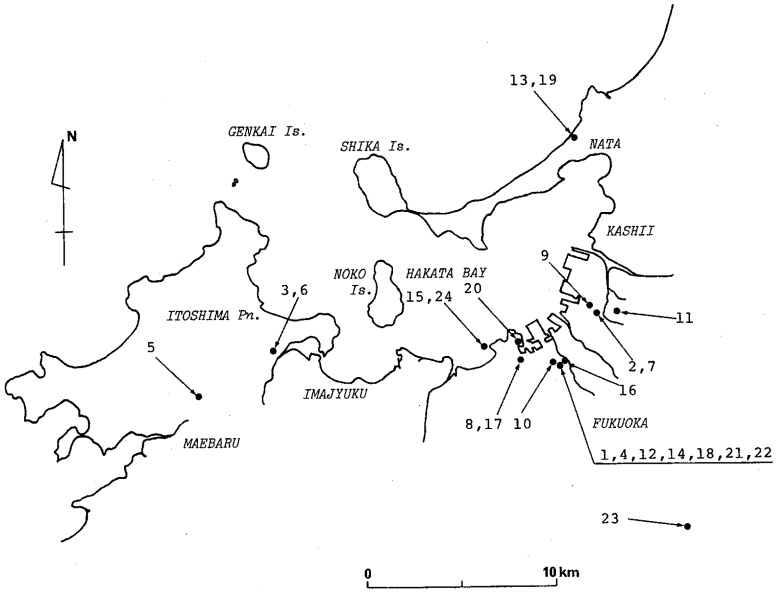
地表に露出する第四系については，有明海周辺地域の更新統区分（有明海研究グループ，1965）を基準とする対比が可能である．堆積面の地形条件，地層の層序関係，地層編年の結果に基づいて，福岡平野の第四系と有明海地域および糸島地域の第四系の対比を行った．結果を第3，4表にしるす．

地下第四系については，地上の第四系との岩相的な対比の他，^{14}C年代値，指標テフラ，含有土器片による編年を試みた．

第4表　北部および中部九州の第四系対比表
Table 4　Correlation table of the Quaternary beds in north and middle Kyushu.

時代	y. B. P.	有明海沿岸地域[1]	糸島平野[2]	福岡平野[3]
完新世	2,000～6,000	有明粘土層　沖積地堆積物	糸島低地帯堆積物　新期氾濫原堆積物	海の中道砂層　箱崎砂層 博多湾シルト層　住吉層
	10,000			
更新世	20,000	島原海湾層　低位段丘面構成層1	低位段丘面構成層	桧原礫層
		低位段丘面構成層2		大坪砂礫層
	70,000～80,000	阿蘇4火砕流堆積物 中位段丘下位面構成層	阿蘇4火砕流堆積物 中位段丘下位面構成層	奈多砂層　須玖火山灰層 須崎層 地行泥層
	200,000	未区分洪積層 中位段丘上位面構成層 長洲層	中位段丘上位面構成層	仲原礫層
	160,000？～	高位段丘面構成層 （吉田礫層）	高位段丘面構成層	

1）有明海研究グループ（1965）
2）下山・亀山・宮田・田代（1984）
3）本論文



第9図　福岡平野で最近測定された ^{14}C 年代値測定試料の採集位置
Fig. 9.　Sampling localities of ^{14}C dating samples in Fukuoka Plian.
黒丸は地採集地点を示す，番号は第5表の試料番号と一致する．

（1）^{14}C 年代値に基づく編年

^{14}C 年代値一覧表を第5表に，試料採取地点を第9図に示す．この表のデータは福岡地域で最近測定された年代値である．引用した値は，試料採集点の場所と標高がはっきりとしているものに限定した．

試料番号1の試料は純然たる海浜砂層中から得られ

第5表　福岡平野で最近測定された ^{14}C 年代値一覧
Table 5　List of ^{14}C dating data in the Fukuoka Plain.

試料	地　層　名	試料の形態	標　高	年　代　値	測定 code	備考
1.	箱崎砂層	木　片	−1.6m	1,560±100y.B.P.	GaK-13525	
2.	箱崎砂層	木　片	−0.2m	2,580±110y.B.P.	GaK-13399	
3.	博多湾シルト層	オキシジミ貝殻	−2.0m	2,930±100y.B.P.	GaK- 9504	(3)
4.	博多湾シルト層	イタボガイ貝殻	−2.9m	3,190± 90y.B.P.	GaK-13526	
5.	加布里シルト層	オキシジミ貝殻	0.0m	3,290±120y.B.P.	GaK- 9506	(3)
6.	博多湾シルト層	木　片	−2.0m	3,490±140y.B.P.	GaK- 9505	(3)
7.	博多湾シルト層	ツメタガイ貝殻	−2.2m	4,520±140y.B.P.	GaK-13398	
8.	博多湾シルト層	木　片	−3.0m	4,610±130y.B.P.	GaK- 6852	(1)
9.	博多湾シルト層	ウラカガミ貝殻	−3.6m	4,680±120y.B.P.	GaK-10289	
10.	博多湾シルト層	ハマグリ貝殻	−1.9m	5,540±100y.B.P.	KURI- 185	(2)
11.	博多湾シルト層	ハマグリ貝殻	−1.2m	5,950±140y.B.P.	GaK-13308	
12.	住吉層下部層	炭質物	−4.5m	6,260±110y.B.P.	GaK-13528	
13.	雁の巣クロボク土	クロボク土	+25.5m	6,470±100y.B.P.	GaK-13344	
14.	博多湾シルト層	ハマグリ貝殻	−3.7m	6,550±260y.B.P.	GaK-13527	
15.	博多湾シルト層	クチベニガイ貝殻	−6.0m	6,570±510y.B.P.	GaK-13400	
16.	住吉層下部層	木　片	−3.4m	8,120±130y.B.P.	GaK-13310	
17.	住吉層下部層	泥　炭	−7.2m	8,130±170y.B.P.	GaK- 6853	(1)
18.	住吉層下部層	炭質物	−4.9m	8,900±190y.B.P.	GaK-13529	
19.	奈多砂層	樹　木	+0.5m	23,840±880y.B.P.	GaK-13309	
20.	須崎層	泥　炭	−10.3m	26,550±2350y.B.P.	GaK- 9507	
21.	須崎層	炭化木片	−13.3m	27,840±830y.B.P.	GaK-13312	
22.	須崎層	炭化木片	−10.2m	30,770±830y.B.P.	GaK-13311	
23.	須玖火山灰層	炭化木片	+49.5m	33,260±3690y.B.P.	GaK-10697	
24.	地行泥層	マガキ貝殻	−12.6m	>31,070y.B.P.	GaK-13401	

** 備考）(1)：福岡第四紀研究グループ（1978）
(2)：黒田・太田（1978）
(3)：下山・佐藤・野井（1986）

たものではなく，住吉層との指交関係の部分にあたる箱崎砂層中に挟まれる腐植質シルト層のレンズ中の木片である．1,560y.B.P.当時に河口域の淀みが存在したことを示唆している．箱崎砂層の中部に含まれていた木片の年代値は2,580±110y.B.P.を示しており，この年代値が箱崎砂層の中部の形成年代とするなら，模式地付近の箱崎砂層は縄文晩期にはかなりの規模の砂層が形成されつつあったと推定することができる．博多湾シルト層は約2,900y.B.P.から約6,600y.B.P.までのいろいろな値を示している．これらの値は適当にバラつくわけではなく，おおむね，1. 2,930±100y.B.P.から3,490±140y.B.P.まで，2. 4,520±140y.B.P.から4,680±120y.B.P.まで，それに 3. 5,540±100y.B.P.から 6,570±510y.B.P.の3つの時期に見かけ上まとまっている．博多湾シルト層の年代値でもう一つ注目されるのは，同層中にツメタガイ貝殻の目だつ層準があることである．ツメタガイは外洋水の流入し易い湾口部に面した潮下帯の細砂底にすむ腹足類で，湾奥にはいない貝である．優占種になるほど数は多くないが，殻が大きく，形が特徴的である．これに対してハマグリ・オキシジミ等内湾奥部の潮間帯種の貝殻の年代が3,200y.B.P.付近と5,500〜6,500y.B.P.付近に多いのも特徴的である．住吉層下部層は博多湾シルト層と一部指交関係にあるが，大部分は博多湾シルト層の下位に位置し，シルト混じりの砂礫層で，多くの腐植物や木片を含んでいる．これらの ^{14}C 年代は8,100y.B.P.から 8,900y.B.P.にわたっており，縄文時代早期にあたる．多くの生痕化石や堆積物の性質から住吉層下部の堆積環境は河口部の三角州あるいは後背湿地と考えられる．

更新統の ^{14}C 年代値は奈多砂層，須崎層，須玖火山灰層，地行泥層のものが得られている．これらの値は地行泥層の 31,000y. B. P. 以上という明らかに ^{14}C 年代測定の限界を越えているとみられる試料を除くと，約 24,000y. B. P. から 33,000y. B. P. の間にまとまっている．しかし，連続する地層中の層序が逆転する値を示す（第8図）ことなど，実際の層序との矛盾や火山灰の示す年代との間の大きな矛盾がある．福岡平野の更新統の植物遺体を試料とする ^{14}C 年代値のうち，24,000y. B. P. 以上を示す年代値は地層形成時期を示していない場合が多い．

（2）指標テフラに基づく編年

福岡平野では最近まで須玖火山灰層すなわち Aso−4 以外の指標テフラの報告はなかった．下山ら（投稿中）は福岡平野各地の黒ボク土化した埋没土中にアカホヤ火山灰 (Ah) が多量に含まれており，明瞭なテフラ層を形成していることを確認した．また，かれらは福岡市東区の奈多漁港付近に於て，古砂丘である奈多砂層中にも Aso−4 のテフラ層をはさんでおり，この Aso−4 の下に阿多火山灰層（Ata）を発見した．両者とも明瞭なテフラ層準を形成している．町田・新井（1983）は，Ah の年代として約6,300y. B.P., Aso−4 の噴出年代として，約70,000〜80,000y. B. P. の値を与えている． Ata は鹿児島県阿多カルデラを起源とする降下火山灰で， FURUTA, et. al. (1986) は Ata の年代として，約90,000y. B. P. と推定している．

テフラ層準を形成する指標テフラの存在は，福岡平野の第四紀研究にとって新たな手がかりを提供する．とりわけアカホヤ火山灰は埋没性黒ボク土中によく保存され，その北部九州での分布はかなり普遍的である．黒ボク土は福岡平野では住吉層下部層中，それに海の中道砂層の直下でかつ奈多砂層の上にレンズ状に堆積している．これを特に“雁の巣黒ボク土”と呼ぶ．雁の巣黒ボク土は中央区天神の地下や西区野方の住吉層下部層中それに糸島郡志摩町の新砂丘砂層の下にも見つかっている．黒ボク土の厚さは住吉層中では 80cm，東区雁の巣では約 20cm ないし 30cm である．何れも粘土或は細砂と混在している．アカホヤ火山灰は天神の地下 −7.8m に含まれ，同層準から採集された炭質物（腐植物）の ^{14}C 年代値は Ah の推定年代値とほぼ一致している．博多湾シルト層の貝殻層の主部は Ah の層準よりあきらかに上位にある．

京都大学の竹村恵二氏(未発表)によれば，太宰府および筑紫野市の御笠川上流域では大坪砂礫層に相当する低位段丘構成層の最上部には姶良 Tn 火山灰（AT）を含んでいる．玄界灘沿岸地域では奈多砂層の最上部の古土壌中にも混交しており，明瞭なテフラ層とは見なせないが，少なくとも大坪砂礫層と奈多砂層は明らかに AT のしめす約 22,000y. B. P. よりも古いと言える．

奈多砂層中には上述のように Aso−4 と Ata の2枚の明瞭なテフラ層が存在している．現在残っている奈多砂層は古土壌を手がかりとして，上から少なくともA部層，B部層，C部層，D部層の4つの単位が識別される．古土壌の形成を考慮すると，これらの部層の形成期は断続的で，それぞれある程度の時間間隙があったものと考えられる．奈多砂層の主体をなすのはC部層で，純粋な砂層部分が 7〜15m と，最も厚い．Ata はC部層の最上部， Aso−4 はB部層の最上部に含まれている．古土壌部分は砂丘砂層形成の比較的休止期と考えられるため，奈多砂層の形成の中心時期は約 100,000y. B. P. 前後と考えられる．奈多砂層の形成は Aso−4 をB部分に含んでいるため，断続的に 70,000〜80,000y. B. P. 以後まで続き， AT の示す 22,000y. B. P. 以前には終了していた．一般に，玄界灘沿岸地域の古砂丘砂層では Aso−4 の層準以後の砂丘砂層はそれ以前に比べてかなり貧弱である．従って，最上部の古土壌以外の奈多砂層主部の形成時期は約 110,000y. B. P. から約 60,000y. B. P. までの間と考えるのが妥当である．

（3）福岡平野における人類遺物包含層と自然層（地山）の関係

第四紀は人類の時代である．福岡平野でも完新統を中心に多くの遺物が出土している．こうした遺物の包含層と地山の関係が判れば，地層編年の手がかりとなる．

先縄文時代遺物包含層は福岡市東区雁の巣の奈多砂層直上と樋井川上流域柏原の桧原礫層模式地において見いだされている．桧原礫層の堆積面（桧原面）は沖積低地面からの比高が1m内外と小さいこと，堆積物が完新統と似ているため，これまでは沖積低地を構成する完新統との区別が明瞭ではなかった．福岡市南区柏原では桧原礫層直上の風化表土部分が遺物包含層になっており，山崎ほか（1988）の発掘調査によれば，少なくとも，1万年以前の先縄文時代の石器類が出土している．したがって，桧原礫層は確実に更新世最末期以前に形成されたものであるといえる．

住吉層上部層はしばしば縄文時代遺物を包含している．福岡市博多区板付の板付遺跡では須玖火山灰層の直上の表土と住吉層上部層の地山の中から縄文時代後

期の水田および遺物が出土している．一方，山口譲治氏による1986年の発掘調査によれば，曰佐の沖積段丘面（浦田，1962）を構成する地層（地山）の中から，縄文中期から弥生時代の遺物が出土している．出土状態からみて，同段丘構成層は縄文時代中期以降に形成され，同晩期には生活の場となっていたと推定している．

弥生時代遺物包含層は須玖火山灰層表面の風化表土層，箱崎砂層の地山に相当するが，海岸付近の発掘例は少ない．大庭康時氏による博多遺跡の発掘調査によれば，福岡市博多区冷泉町と博多駅前1丁目付近に弥生時代の墓および住居跡が見つかっている．博多遺跡では，遺跡の立地場所の中心が時代と共に博多湾側に北進する傾向が認められ，博多区では箱崎砂層の発達と共に人類の利用可能な土地部分が北北西に拡大して行ったものと解釈される．

古代遺物包含層は海の中道砂層および箱崎砂層上部の地山に相当する．横山浩一ら（1982）による海の中道遺跡の調査報告によれば，海の中道では博多とは逆に遺跡の立地場所の中心が時代と共に博多湾側に移動する傾向が認められる．これは砂丘部分の南への移動を反映したものと考えられる．

中世以降遺物包含層は福岡市博多区で行われた福岡市教育委員会のこれまでの発掘状況からみて，地山の部分ではなく，試錐柱状図では埋土あるいは盛土と記述される人工的な撹乱層の部分に当たる．

2.　海の中道の形成と完新世海水準変動

海の中道は地形だけからみると，海の中道の先端に存在する志賀島から大岳をへて新宮を結ぶ陸繋砂州の典型である．中山（1925）は歴史時代の博多湾の海岸線についての考察を述べ，海の中道の大砂州の成因についてもふれている．それによれば，「元来海中の孤島として存在していた志賀島からしだいに発達した砂しによってついに本陸と連絡した」というそれまでの見解に対して，「海の中道は志賀島，新宮間の二里余の長汀を基底として，西戸崎に向かって発育した砂地と考えるべきである」という見解を示した．中山は更にその成因として，玄界灘と博多湾内の潮流を挙げ，西戸崎を中心に漂砂が集積したためであると述べている．さらに中山はこのような膨大な砂の供給源として，「海ノ中道の北岸部には，昔日広大なる砂丘地帯といふべき土地があり，それが次第に海潮の為に削り取られて……」と述べ，現在の海の中道の北側に現在の砂丘よりも大きな昔の砂丘があったことを示唆している．最後に彼は海の中道の南進についてもふれ，波浪による玄界灘側の侵食と潮流による博多湾南岸の拡大の傾向についても記述している．

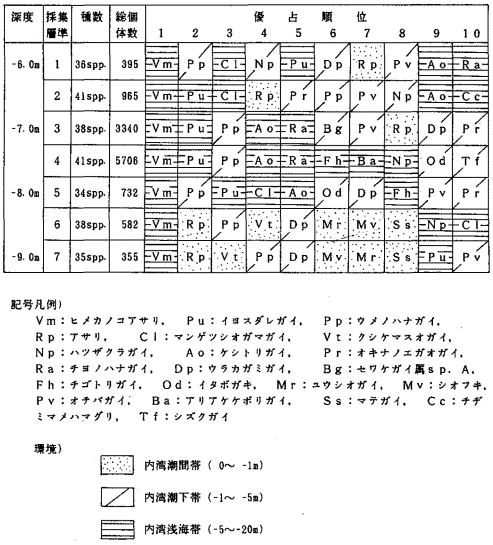
現在は地形的な情報の外，奈多の古砂丘の新しい知見，考古学的な発掘調査の成果報告それに海の中道海浜公園などの建造物の工事に先立ってなされた試錐の地質調査資料がある．これらの最近の資料に基づいて現存する海の中道の発達史を考えてみる．第3，4，5図にはそれぞれ海の中道の西戸崎付近，西戸崎北東方，奈多付近の地質断面図が描かれている．これらの図に示すように，古砂丘砂である奈多砂層は奈多付近では標高20m以上の崖を形成しているが，シオヤ鼻東方かつ西戸崎北東方の海の中道の地下では奈多砂層の上限は海水準面下数m付近にある．西戸崎の北方では欠如し，岩盤で置き替わっている．また，第6図の海成完新統の分布図では博多湾シルト層の北限線が海の中道の下に描かれている．博多湾シルト層は博多湾北岸付近では古砂丘砂層と古第三紀層の岩盤に対してアバットしている．一方，博多湾シルト層に含まれる貝化石集団の組成は大部分が内湾性種であり，博多湾シルト層の堆積の期間を通じて内湾の構造が維持されていたと考えることが出来る．内湾構造を維持するためには外海環境と内湾環境とを遮る障壁（バリア）が必要である．第6図の博多湾シルト層の北限およびその付近の同層基底深度の等深度線の分布は，このバリアに相当するものが古砂丘砂層であることを示唆している．

三苫から雁の巣にかけての海の中道北岸には奈多砂層の好露出が連続している．古土壌表面の傾きを調べると，南東ないし南南東，すなわち博多湾側を向いている．また大潮干潮時には玄界灘側の潮下帯に赤褐色の古砂丘砂が，かなり沖まで分布しているのが確認される．これらの状況から，現在の海の中道の北側には古砂丘砂からなる“古海の中道”といえる規模のバリアが，博多湾シルト層堆積以前から存在していたことは確実である．これらの状況証拠は，玄界灘の冬の波浪による侵食が現在もなお進行していること，横山ら（1982）の，砂丘上の遺跡の南進傾向とを考え合わせると，砂丘の主体が次第に南に移動したという中山の考えを裏付けるものである．こうした考えに従うならば，海の中道の膨大な砂の供給源の問題はひとまず決着がつく．すなわち，現在の新砂丘砂層は古砂丘砂層を消費して出来た砂を供給源として形成されたものである．海の中道砂層を構成する砂の石英粒子は淡黄色を呈し，必ずしも新鮮ではない．これは砂の石英粒子

が古砂丘砂層から由来したことを暗示している．

一方，海の中道が縄文海進最盛期の高海水準期にあっても玄界灘と博多湾とを隔てるバリアとしての機能を維持し続けたかどうかという新たな疑問が生じる．地形的には雁の巣から西戸崎にかけて北から南に波浪がバリアを突破して出来たと考えられる砂州の張り出しがみられる．この中心地の地質断面は第４図に示されている．奈多砂層の上限は現在の海水面下数mにあり，もしも砂丘の主部が現在の位置にあったとしたら，海の中道は間違いなく一時破壊され，海水に洗われたと考えるのが妥当である．しかし，砂丘の主部は存在した全時代を通じて南進の傾向があったとみられるため，問題はもう少し複雑である．

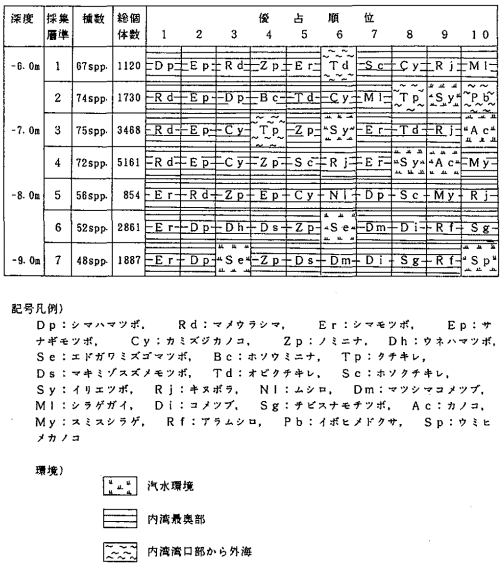
この課題の解決の手がかりの一つは福岡市の地下に存在する縄文海進期の貝化石集団の組成を調べることにより得られる．貝類は生息環境の変化に鋭敏に反応する．とくに外海環境と内湾環境では生息する貝の種類が全く異なる．第10図は福岡市東区箱崎（第７，８図の第３地点）で採集された斧足類化石集団の優占種の垂直変化と古環境の関係を示した図である．１から７の採集層準は第８図地点３の柱状図の１から７の層準と同じである．１から７の層準は 6,600y.B.P. から 4,500y.B.P. までの時期とに相当するとみられ，縄文海進期の最高海水準期を含むと考えられる．第10，11図はこれらの貝殻を種毎に集計して得られた結果に基づいて描いてある．これらの図で判るように各層準の優占順位10位以内の貝類の全てが内湾種である．これは縄文海進最盛期を通じて内湾構造がよく維持されたことを示している．１から７までの層準で海が最も深くなった時期を示すのは第10図の４付近である．４の層準では内湾浅海帯種が10種のうち７種を占めている．この層準は 4,700y.B.P. 前後と見積られる．この時期が福岡市の縄文海進期の高海水準の最高ピークと推定される．第４層準の上下の層準でも貝の総個体数が多く，最も安定した遺骸生産時期と見られる．内湾環境の斧足類は自生的な産状を示すが，腹足類は他生的な場合が多い．下山・首藤（1978）は福岡市中央区荒戸の博多湾シルト層の貝化石集団を群集古生態学的に検討し，腹足類化石集団の少なくとも一部はヤドカリによる再構成傾向がみられ，ヤドカリによる殻の運搬と集中の影響を被っていると結論づけた．腹足類化石集団のこの様な傾向は箱崎の腹足類化石集団でも同様にみられる．こうしたヤドカリによる再構成は結果としてみると，化石集団としての初期情報は失われるものの，逆にヤドカリの貝殻収集能力を利用することもできる．通常，自生的産状の貝化石集団からはその集団の生息当時のその場所の環境情報しか手に入らない．しかし，他生的かつ積極的な貝殻収集能力を持つヤドカリによって蓄えられた貝殻組成から，腹足類化石集団を検討し，湾内各地の環境の多様性を一ケ所で集中的に知る手がかりが得られる．第11図では腹足類化石集団構成種を，汽水環境種，内湾湾奥部種，内湾湾口部から外海種の３グループに分類し，その層準毎の優占種の垂直変化を示したものである．もし，海の中道のバリアがごく僅かでも破れたとするならば，最高海面期である層準１から７の，この時期に発生した可能性が最も高い．外洋水が湾内に浸入した兆候を第11図を手がかりに調べると，僅かな兆候が層準１，２，３にみられる．とくに層準２では，10位までに２種の内湾湾口部から外海種を含む．全体として，層準１から７までの期間に海の中道のバリアが完全に破壊された時期は見あたらない．しかし，層準２の時期を中心に，ごく僅かに外洋水の浸入を許した時期があっ



第 10 図　福岡市東区箱崎の地下完新統の斧足類化石の優占順位の垂直変化と古環境

Fig. 10. Vertical changes of the ranking in the dominant species of the fossil pelecypod assemblages from the subsurface Holocene bed at Hakozaki, Fukuoka City

調査地点は第２図の地点３付近，採集層準は第８図の地点３の柱状図の１から７，採集単位は縦・横・高さが 25cm×25cm×20cm の地層のブロックである．1mm 目のふるいに残った貝殻の全てを計数した．



第 11 図　福岡市東区箱崎の地下完新統の腹足類化石の優占順位の垂直変化と古環境

Fig. 11. Vertical changes of the ranking in the dominant species of the fossil gastropod assemblages from the subsurface Holocene bed at Hakozaki, Fukuoka City

調査地点は第 2 図の地点 3 付近，採集層準は第 8 図の地点 3 の柱状図の 1 から 7，採集単位は縦・横・高さが 25cm×25cm×20cm の地層のブロックである．

たに違いない．層準 2 の時期は約 4,500y. B. P. と見積られ，第10図で見積られた高海水面期の最高ピーク時期の直後になる．すなわち，海の中道のバリアは海水面上昇から最高海水面に達するまでの期間，博多湾の内湾環境を支えてきたと考えられる．したがって，海の中道のバリアが高海水面期の最高ピーク時期の直後に外洋水の浸入を許した原因は，高海面期という理由の外に，砂丘の南進傾向からみて，玄界灘の波浪が海の中道中央の古砂丘砂層がつくる土台を消費し尽くしたためと考えられる．海の中道最狭部では奈多砂層の上限が現在の海水面下 2～3m にあること，雁の巣から西戸崎にかけて北から南に波浪がバリアを突破して出来たと考えられる砂州の張り出しがみられることから，外洋水浸入時にはおそらく高波が相次いでバリアを乗り越え，砂丘を削平したと考えられる．層準 4 の時期以降は斧足類化石集団の組成はアサリなど潮間帯種が増加する傾向にあり，海水準は相対的に低下傾向に向かったものとみられる．しかし，福岡市中央区や糸島地域（下山ら，1984）では，約 3,100y. B. P. を中心に再び内湾浅海種の頻度が増加する化石層が形成されており，糸島地域ではこの時期が高海面期の最高ピーク時期である．その海水準は現在と同じかあるいはわずかに上回ったと考えられる程度であるが，弥生時代はじめの小海退期以前にもう一回の海面上昇期を考えることが出来る．

3.　福岡平野における縄文海進高頂期の最高ピーク時期

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. とみられている（太田ら，1982）．しかし，福岡平野では前節でもふれたように，縄文海進高頂期の上昇ピーク時期は約 4,700y. B. P. と約 3,100y. B. P. の少なくとも 2 回である．ただし，貝化石層の形成に関して言えば，安定した貝殻生産時期は少なくとも 3 回ある．第 4 表の年代値を参考にすると，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．福岡市内の 6,000y. B. P. 前後の貝化石集団はハマグリ，オキシジミなど潮間帯種から構成されている．潮間帯種を主体とする 6,000 y. B. P. 前後の貝化石層と内湾浅海帯種を主体とする 4,700y. B. P. 前後の貝を含む化石層とは貝の組成上の差が僅かながら認められ，なんらかの堆積間隙またはごく軽微な不整合が考えられる．このため，6,000y. B. P. 前後の貝殻生産時期は独立したものと考えられ，おそらく高海水準のもう 1 つのピークであろう．

一方，福岡市内で実施された多くの試錐調査資料に基づき，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 +2.2m 付近である．これが完新世における福岡での内輪で見積った場合の最高海水準を示している．上限付近では貝殻片は少なくなるが，カワアイガイ・ホソウミニナ貝殻など，潮間帯上部に生息する種の貝殻片をごく僅か含んでいる．現在の海での海棲貝殻の生産限界は潮間帯の上限であることから，+2.2m は縄文海進高頂期の最高ピーク時の平均海水準そのものではなく，潮位差による補正が必要である．すなわち，現在の博多湾の大潮時の潮位差は約 2.0m であることを考慮すると，縄文海進に伴う最高海水準の平均高度は現在の平均海水面より少なくとも 1.2±1m 高かったといえる．下山・首藤（1978）では縄文海進高頂期の最高海水準を +3.0m としたが，潮位差による補正を考慮すれば，今回の結論に近い値となる．

4.　後期更新世以降の福岡平野の発達史

福岡平野の第四紀の地史は玄武岩溶岩の噴出活動で

始まる．宇部・岩森（1987）は玄海島北側の岩礁黒瀬のK−Ar年代の測定結果を発表した．それによれば玄海島地域の玄武岩の噴出時期は約1Ma前と見積られる．博多湾周辺には玄海島を始め，能古島，今山，昆沙門山，相の島，小呂島など多くの玄武岩分布地が存在する．また，現在山頂には存在しないが，志賀島でも転石に玄武岩が多く見つかり，かつては山頂付近に玄武岩が存在して居たものと思われる．宇部・岩森（1987）によれば，1Ma〜2.5Ma前の玄武岩の火成活動は西日本から北部九州にかけての広域にわたって生じている．この時期の玄武岩の火成活動は地殻変動を伴ったと思われる．玄武岩溶岩の旧火道は博多湾と玄界灘沿岸を中心に分布していること，能古島の玄武岩は平担面を形成していること，福岡市中央区天神の地下 −55m 付近の古第三紀層の直上を覆う基底礫層の一部には崩積堆積物とみられる玄武岩の巨礫が認められたことから，玄武岩溶岩は，一時はかなり広範囲の面積を占めたものと思われる．福岡平野では，現在残っている古い段丘面は中位段丘上位面であるが，礫層に玄武岩礫が含まれている例は知られていない．おそらく中位段丘上位面形成のかなり以前に玄武岩台地が繰り返し侵食され，大部分が崩壊し去ったものと思われる．

中部九州と比較すると，福岡平野の更新世段丘堆積物は大部分が中位段丘面構成層に相当し，高位段丘面構成層の分布は見られない．中位段丘面は一般に上位と下位の2面に分けられる．中位段丘下位面構成層の多くは須玖火山灰層（＝Aso−4）で占められ，段丘面の多くはその堆積面と一致している．阿蘇4火砕流堆積物（Aso−4）は阿蘇火山を起源とする高温の火山砕屑岩流堆積物で，約7〜8万年前の後期阿蘇カルデラ形成期の産物である．これらの中位段丘上位面構成層はいずれも陸成層であるが，同時期の海成層が存在する．海成層は地行泥層と呼ばれ，内湾で堆積した粘性土層である．玄界灘沿岸の現在の海岸線より少し外側には，風成砂と海浜砂とからなる古砂丘砂層が形成された．この古砂丘砂層は最終間氷期と縄文海進期をつうじて，内湾と外洋とを隔てる障壁の役割を果たしたと考えられる．

福岡平野で見られる第四紀の断層は NW−SE 系統と NE−SW 系統のものがある．両者とも須玖火山灰層までの第四紀層を切っており，定義上は活断層である．しかしその後に形成された地層を切っている証拠はこれまでの所得られていないため，断層運動は低位段丘形成以前の活動を主体としていたものと思われる．

最終氷期に当たる時期には低位段丘が形成された．しかし福岡平野での発達規模は筑後平野と比べて小さく，各河川中流域以上の谷底平野に小規模に発達するにすぎない．

約2万年前の最終氷期のピークには海水準が現在より100m以上も低下したと考えられる．しかし，その後急速に海面が上昇し，約6,000年前にはほぼ現在のレベルに達した．この海進は縄文海進と呼ばれる．海面高度はその後一旦低下傾向に転じたと見られるが，4,700年前を中心にふたたび海面上昇期が認められ，現在の海水準よりも平均1.2m高かったと見なされる．福岡平野ではこれが縄文海進高頂期を通じて最も海面が高かった時期である．海面高度はその後再度低下した後，約3,100年前を中心に現海水準付近まで上昇したと思われる．縄文海進の期間を中心に博多湾およびその沿岸地域に内湾性の海成粘性土層が堆積した．この海成粘性土層は博多湾シルト層と呼ばれる．縄文海進は海水の及んだ地域への影響にとどまらず，河口部での河川の停滞や逆流をもたらし，その内陸側の河川沿いの低地に広く発達した湿地帯でも粘性土が堆積した．この様な堆積物はしばしば有機質に富む．海の中道は南進傾向を示しながら縄文海進の高頂期を通じて存在したが，古砂丘砂を消費しながら辛うじて存在したと考えられる．こうした古砂丘からの砂の供給による海の中道の維持バランスは縄文海進高頂期の最高海面高度の時期の直後に崩れ，部分的に博多湾側への外洋水の侵入を許したと思われる．

海面変動は小規模なゆらぎを示しながらも，その後約2,000年前の弥生時代はじめの小海退による僅かな海面低下時期を経て現在の海水準に至っている．この間，海退に伴い，各河川河口部の三角州がより発達すると共に，砂の再堆積はピークを迎えた．これらは浜堤や新砂丘を形成し，海の中道砂層や箱崎砂層を発達させた．そのうち海流によって移動した海浜砂はしばしば河口部を閉塞して潟湖や後背湿地を形成し，有機質粘性土層の形成を再び促進した．一方河成平野部では各河川の供給する薄い砂礫層が旧氾濫原や低い段丘を覆い，現氾濫原を形成した．那珂川中流域では弥生時代以降に河床高度が低下し，日佐段丘を形成したとみなされる．

Ⅵ．ま　と　め

筆者は福岡平野の地表に露出する部分と地下に隠れている部分の第四紀の地層を地質学的に調査した．その結果以下の様な点が明らかになった．

1．福岡平野の第四紀層は堆積物の性質と堆積環境に基づいて12の部層単位に区分できる．細分された部層のうち完新統は人工埋積土，海の中道砂層，箱崎砂層，博多湾シルト層，住吉層の4つ，更新統は桧原礫層，大坪砂礫層，奈多砂層，須玖火山灰層，須崎層，南面里礫層，地行泥層，仲原礫層の8つにあたる．海の中道砂層と箱崎砂層は海浜砂および風成砂からなり，新砂丘砂層に相当する．奈多砂層はいわゆる古砂丘砂層で，黄土起源の風成塵や Aso-4 や Ata 等の広域テフラを挾んでいる．博多湾シルト層と地行泥層は海成層である．これらの海成層には内湾性動物化石が含まれている．前者は過去1万年間の，後者は約10万年前の古い博多湾の堆積物である．住吉層と須崎層は三角州および氾濫原の堆積物で占められる．桧原礫層と大坪砂礫層それに南面里礫層は扇状地性の砂礫から構成されている．

2．福岡平野の地下部分を占める第四紀層は須崎層と奈多砂層である．須崎層は福岡市天神付近の基盤のくぼみを埋め尽くしている．奈多砂層は海の中道の地下を構成している．完新世堆積物はこれらの土台の上に薄く広がっているにすぎない．つまり，現在見られる内湾地形のおおよそは7万年前に既に完成していた．

3．完新世の縄文海進とその後の小海退は内湾性海成堆積物と後背湿地堆積物それに海浜砂層を発達させた．完新世の海成堆積物の水平分布から縄文海進最盛期の海岸線が推定できる．縄文海進最盛期の海岸線は現在の海岸線より最大でも3～4km陸側に拡大したにすぎない．海成堆積物の上限は現海水準から2.2m上である．完新世海成層は博多湾内および海の中道付近で厚く，しばしば20mにも達する．これらの場所は縄文海進以前の谷地形を反映していると思われる．

4．市内の地下の縄文海進期の貝化石層は一度に形成されたものではなく，数回の貝殻生産期がある．^{14}C年代値と貝化石の示す古環境との関係から，福岡平野での縄文海進期の海水準の極大時期が少なくとも3つ考えられる．それらは6,000y. B. P. 前後，4,700 y. B. P 前後，そして3,100y. B. P. 前後である．

謝　辞

原稿は九州大学の首藤次男名誉教授，西南学院大学文学部の磯望助教授に校閲して頂いた．指標テフラは群馬大学教育学部地学教室の新井房夫教授に鑑定して頂いた．学習院大学理学部の木越邦彦教授には多数の^{14}C 年代値を測定して頂いた．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と九州大学理学部地質学教室の高塚潔氏からは野外調査において多くの援助とご教示を受けた．福岡市教育委員会埋蔵文化財課の山崎純男主事と同埋蔵文化財センターの田崎博之氏からは福岡平野の埋蔵文化財の発掘調査結果についての情報を頂いた．地下地質の調査では福岡市市庁舎建設事務局の瀧内昭憲氏，天神ビル新築工事共同企業体の寺沢一成氏，福岡県粕屋総合庁舎新築工事作業所の高倉好人所長，西鉄Sビル新築工事作業所の日下部茂人氏を始め，多くの方に便宜を計って頂いた．また，ボーリング資料の収集では福岡北九州高速道路公社の吉崎信之氏を始め，海の中道公園管理事務所・福岡市下水道局・交通局・建築局・土木局・港湾局・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，本研究の一部は昭和62年度日本生命財団の研究助成金（代表者：九州大学　小林茂助教授）による研究費を使わせて頂いた．これらの方々およ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.

福岡第四紀研究グループ (1978): 福岡市の沖積層（那の津層）の木片の ^{14}C 年代．地球科学，**32**, 218.

福岡地盤図作成グループ (1981): 福岡地盤図．九州地質調査業協会，174p.

FURUTA, T., FUJIOKA, K. and ARAI, F. (1986): Widespread submarine tephras around Japan-Peterographic and chemical properties. *Mar. Geol.*, **72**: p.125–142.

郷原保真・新堀友行・鈴木康司・野村　哲・小森長生 (1964): 北九州の第四紀層に関する諸問題．資源研い報，(62), 83–108.

亀山徳彦 (1968): 関門地方の第四系．地質雑，**74**, 415–426.

黒田登美雄・太田辰夫 (1978): 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.

黒田登美雄・畑中健一 (1978): 福岡市における海成堆積物の花粉分析学的研究．北九大文紀要（B），**10**, 21–27.

KURODA, T. and K. HATANAKA (1979): Palynological study of the Late Quaternary in the coastal plain along Hakata Bay, in Fukuoka City, Northern Kyushu, Japan. *The Quat. 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.

中山平次郎 (1925): 博多湾の海岸線．地球，**3**, 26–73.

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.

成瀬敏郎・井上克弘 (1982): 北九州および与那国島の

レス—後期更新世の風成塵の意義．地学雑，**91**, 26−42.
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—Atras of Holocene Sea-level Records in Japan を資料として—．第四紀研究，**21**, 133−143.
下山正一・首藤次男 (1978): 福岡市荒戸の第四紀層の貝化石集団について．九大理研報（地質），**13**, 47−59.
下山正一・亀山徳彦・宮田雄一郎・田代雄二 (1984): 福岡県糸島平野の第四系．北九大文紀要（B），**17**, 39−58.
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（投稿中）：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**.
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.
宇部浩三・岩森　光 (1987): 西南日本新生代アルカリ玄武岩類の時空分布．日本火山学会1987年度秋季大会講演予稿集，Bp. 37.
浦田英夫 (1962): 福岡市付近の平担面の地史学的研究．九大教養部地学研報，(8), 1−45.
山崎純男・杉山富雄・小畑弘己 (1988): 柏原遺跡群—Ⅴ（福岡市埋蔵文化財報告第190集）．福岡市教育委員会，180p.
横山浩一・山崎純男・市橋重喜・横大路俊明・小畑弘己・矢野佳代子 (1982): 福岡市海の中道遺跡（福岡市埋蔵文化財調査報告，第87集）．福岡市教育委員会，180p.