

行橋平野の最終間氷期と完新世の旧汀線高度

石井, 邦宙
九州大学理学部

下山, 正一
九州大学理学部

松田, 時彦
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4494731>

出版情報：九州大学理学部研究報告．地球惑星科学．18 (2), pp.157-174, 1994-12-26. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

行橋平野の最終間氷期と完新世の旧汀線高度

石井邦宙・下山正一・松田時彦

The former shoreline heights of the last interglacial time and the Holocene time in the Yukuhashi plain, North Kyushu, Japan.

Kunihiro ISHII, Shoichi SHIMOYAMA and Tokihiko MATSUDA

Abstract

In this study, the authors clarified the height of shorelines of the Shimosueyoshi and the Jomon ages by means of field work on land and of boring data subsurface in the Yukuhashi area. The results obtained are as follows.

1. Coastal terraces, previously considered as marine terraces of the last interglacial time, are covered with the Aso-4 tephra deposits and consist of the eolian sand and fluvial deposits, which are exposed down to 3.8m above the present sea-level. Thus, the last interglacial shoreline is estimated at lower than 3.8m above the present sea-level.

2. Beneath the Yukuhashi plain, two marine layers containing marine shells were found in the core samples. The upper one is of the Jomon transgression age, because the Akahoya tephra was found at the base. The lower one is of the Shimosueyoshi transgression age because the layer lay beneath the Aso-4 tephra.

3. The maximum height of the Shimosueyoshi layer is 10m below the present sea-level according to the boring data examined. Thus, the Shimosueyoshi shoreline height is inferred to be between +3.8m (from on-land data) and -10m (from boring data).

4. The highest level of the Jomon transgression layer found beneath the plain is +1.6m above the present sea-level. This is similar in height to that on the Genkainada coast, and is lower than the average on the coast of the Japanese Islands.

5. Thus, it is concluded that the Yukuhashi plain has been a subsiding area as well as the Genkai district at least since the Shimosueyoshi age in the late Quaternary.

I. はじめに

日本列島は太平洋縁辺のプレート沈み込み帯に位置し、地殻変動の非常に激しい地域として知られている。しかし地殻変動速度は一定ではないので、旧汀線高度の地域的な違いに着目して変動速度を推定する試みがなされている。日本各地の第四紀後期の地殻変動量は、主として約12.5万年前の最終間氷期の最高海面期(下末吉期)と約6000年前のいわゆる縄文海進期の2つの高海面時期における旧汀線高度に基づいている。日本列島におけるこの2つの旧汀線高度はそれぞれ O_{TA} and

OMURA (1991) と太田ほか (1988) によってまとめられている。それによれば、行橋平野は玄界灘から山陰にかけての沈降地域と東南部九州の隆起地域の境界付近に位置しており、第四紀における地殻変動を議論する上で重要な地域である。

このため筆者らは、行橋平野において縄文海進期と下末吉期の旧汀線高度を確認することを目的として、行橋平野において地質調査及びボーリング資料の分析を行った。それらをもとに行橋平野における下末吉期と縄文海進期の旧汀線高度を推定した。また、この結果を他地域と比較して地殻変動について考察した。

II. 調査地域及び研究史

今回の調査地域は、毛無島、平尾台、障子ヶ岳、御所ヶ岳、JR日豊本線豊前松江駅を結ぶ線と東の周防灘で境される行橋平野、すなわち行橋市、苅田町、勝山町、豊津町全域と築城町、椎田町の北部である（第1図）。

本地域では過去に、東木（1929）や千田（1984）により第四紀における地形発達が述べられ、下末吉期の海成段丘の存在が報告された。さらに千田（1985）は完新世における地形発達について述べており、本地域における縄文海進期の旧汀線高度を+1.8mとした。

OTA and OMURA（1991）は行橋と中津における下末吉期の旧汀線高度として、平野北西部の段丘面高度+28mという値を採用している。しかし、

それに隣接する玄界灘・響灘沿岸や山陰には海成段丘はほとんど存在しない。反対に、例えば唐木田ほか（1994）では福岡平野を緩やかな沈降地域とし、下山（1993）は福岡と同様に玄界灘・響灘沿岸域を沈降地域とみなしている。

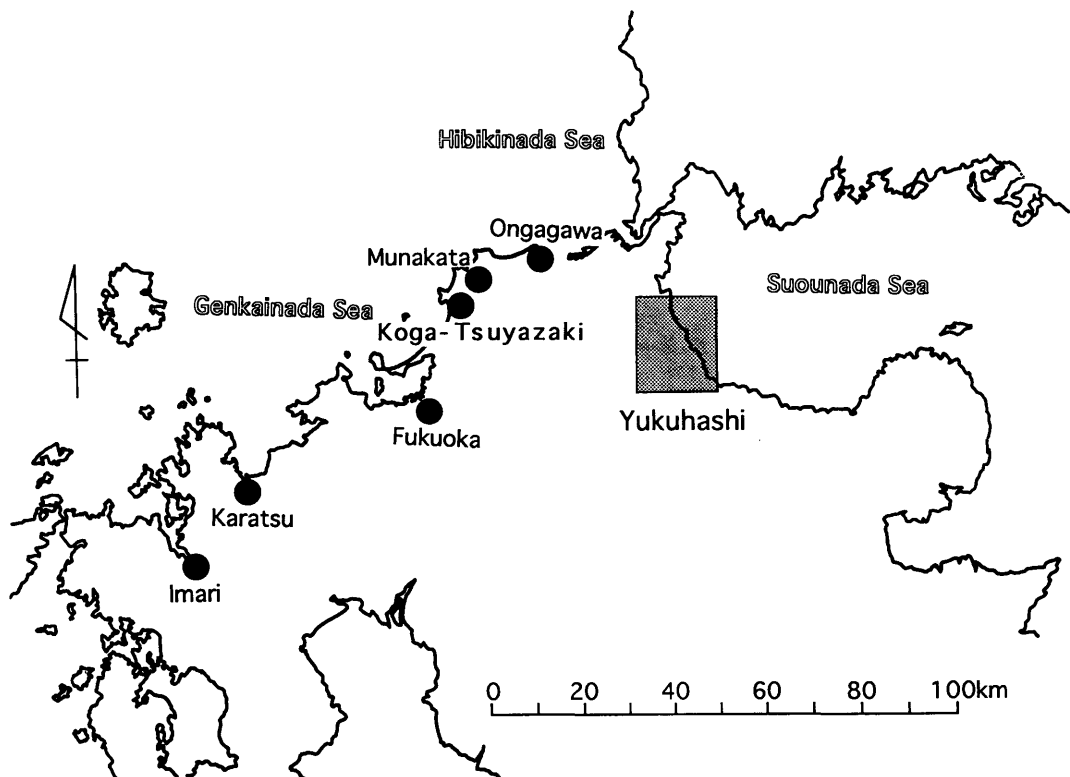
III. 調査方法

A. 地質調査

調査は、第四紀層の露頭調査、ボーリング資料の分析、ハンドオーガ掘削により行った。

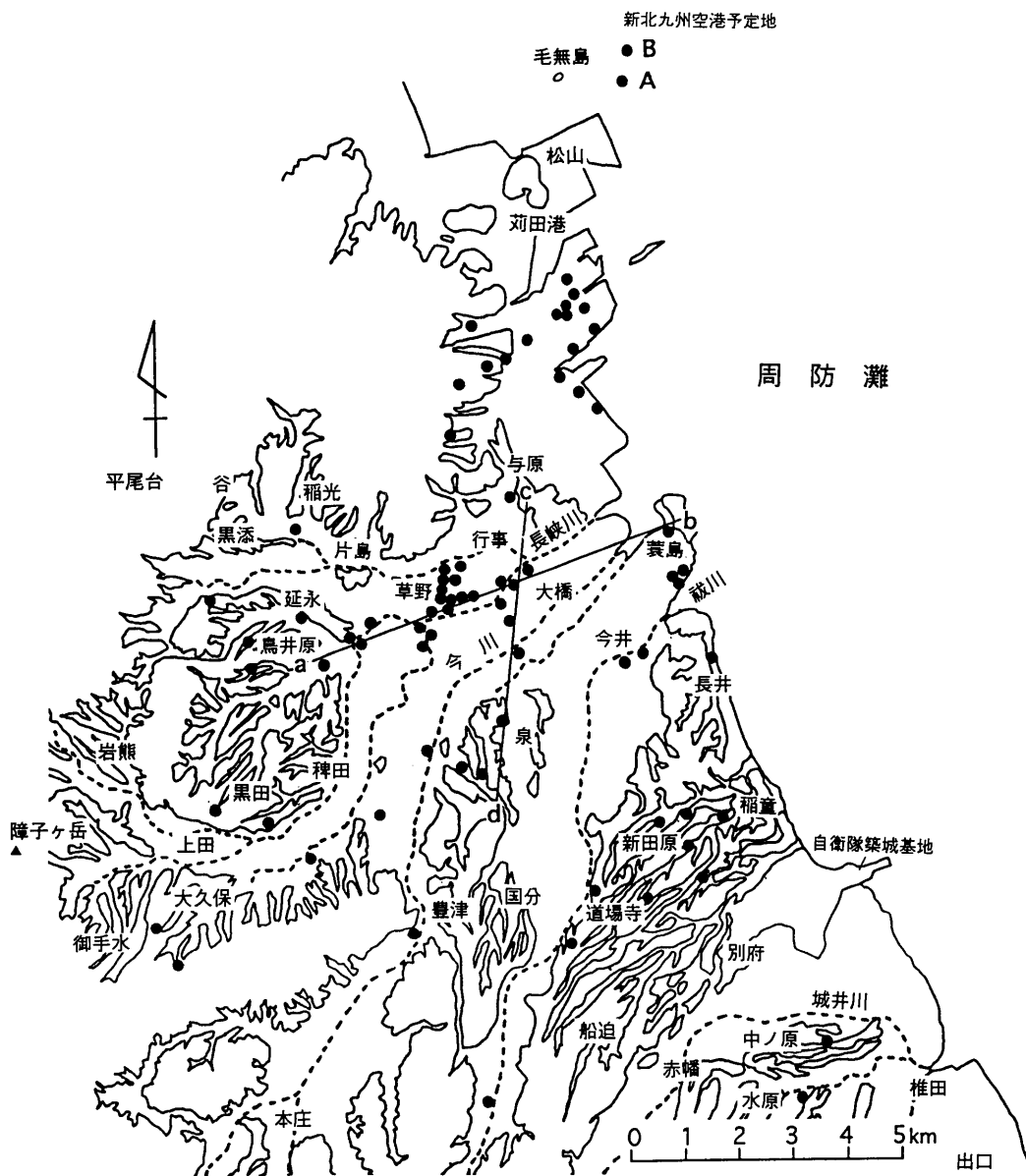
露頭調査においては、風成層やテフラの発見に努めたほか、碎屑物の地層では礫の風化の程度（主に硬さ）、赤色化の程度、各地形面の性状や沖積層からの比高などをもとに比較して、沖積面や段丘面構成層の対比を行った。

ボーリング資料は、大部分が地質柱状図などの



第1図 調査地の位置図（網掛けの部分）
黒丸は本研究と比較した第13図の地点を示す。

Fig.1 Location of the study area (shaded area).



第2図 ボーリング資料分布位置

A, Bはコア試料の得られた新北九州空港建設予定地のボーリング位置. a-bとc-dは第5図の地質断面の位置.

Fig.2 Location of boring data. A and B show the boring sites where core samples were available. Lines a-b and c-d indicate location of the geological sections in Fig.5.

既存資料で、詳しい検討は入手したいいくつかのボーリングコアで行った。ボーリング資料では、岩相、貝殻の有無、色調、相対密度、N値を比較して地層を対比した。ボーリング資料の位置を第2図に示す。オールコアボーリング試料は新北九州空港建設予定地の苅田町松山（第2図中のAとB）で得られ、貝化石の確認と火山ガラスの含有量測定に用いられた。火山ガラス含有量測定をAのコアで行った。

ハンドオーガによる掘削は旧汀線付近の堆積物を確認するため行った。行橋市草野で計3地点で地表面下約2mまで掘削した。掘削地点は第11図に示した。

B. 旧汀線高度の認定

旧汀線高度の認定は、今回行った露頭調査、ハンドオーガ調査および既存のボーリング資料に基づいて、堆積学的、古生物学的な性質から海成と考えられる地層を見出し、その垂直分布の上限高度を旧汀線高度とした。ボーリングコア試料の場合、海成層かどうかはコア中の貝化石の有無によった。

C. テフラの分析、対比

縄文海進期の高頂期は6000年前前後といわれており（太田ほか、1988）、6300年前に噴出したK-Ah テフラとほぼ一致することが知られている（町田・新井、1992）。また下末吉期は約12.5万年前と言われている（菊池、1987）。Aso-4の噴出年代は町田・新井（1992）によれば7～9万年前である。この直下に続く半固結の海成堆積層の形成時期が下末吉期にあたる。このようにAso-4とK-Ahの2つのテフラは、下末吉期と縄文海進期の地層を特定する目安となる。

テフラ層序を用いるために、ボーリングコア試料Aで火山ガラスの含有量の測定を行った。コアのシルトの部分を選んでオールコアから0.5～1m間隔でサンプリングし、それぞれのサンプルについて、洗浄、ふるい分け、薄片作成および観察を行った。ボーリングコア試料Aでは4層準で含有量のピークが認められた（第3図、矢印の部分）。この4個の試料とBの腐植質粘土と軽石質火山灰の計6試料について、火山灰の同定を行うため、温度変化型屈折率測定装置（RIMS）（横山ほか、1986）を用いて火山ガラスの屈折率測定を

行った。火山ガラスの屈折率測定とテフラ測定は京都フィッシュントラック(株)に依頼した。

IV. 行橋平野の地形と地質

A. 地形・地質概略

行橋平野周辺の山地・丘陵地は、源岩が古生界の平尾石灰岩と三郡変成岩類、中生界の花崗岩類（松本、1951）および新第三系の耶馬溪層（首藤、1962b）からなり、第四紀層の基盤となっている。

平野の縁辺部には第四紀の堆積物からなる段丘が分布する。それらは古いものから、高位段丘、中位段丘、阿蘇-4火砕流堆積面、低位段丘の4つの地形面に区分される。高・中・低の各段丘はそれぞれ時代の異なる砂層や礫層からなっており、風化程度と沖積面からの比高が著しく異なる。阿蘇-4火砕流堆積物（小野ほか、1977、以下Aso-4と呼ぶ）は阿蘇カルデラ起源の大規模火砕流堆積物で、明瞭な鍵層である。Aso-4堆積面は平野の各所に散点的に分布する。

B. 行橋平野の段丘

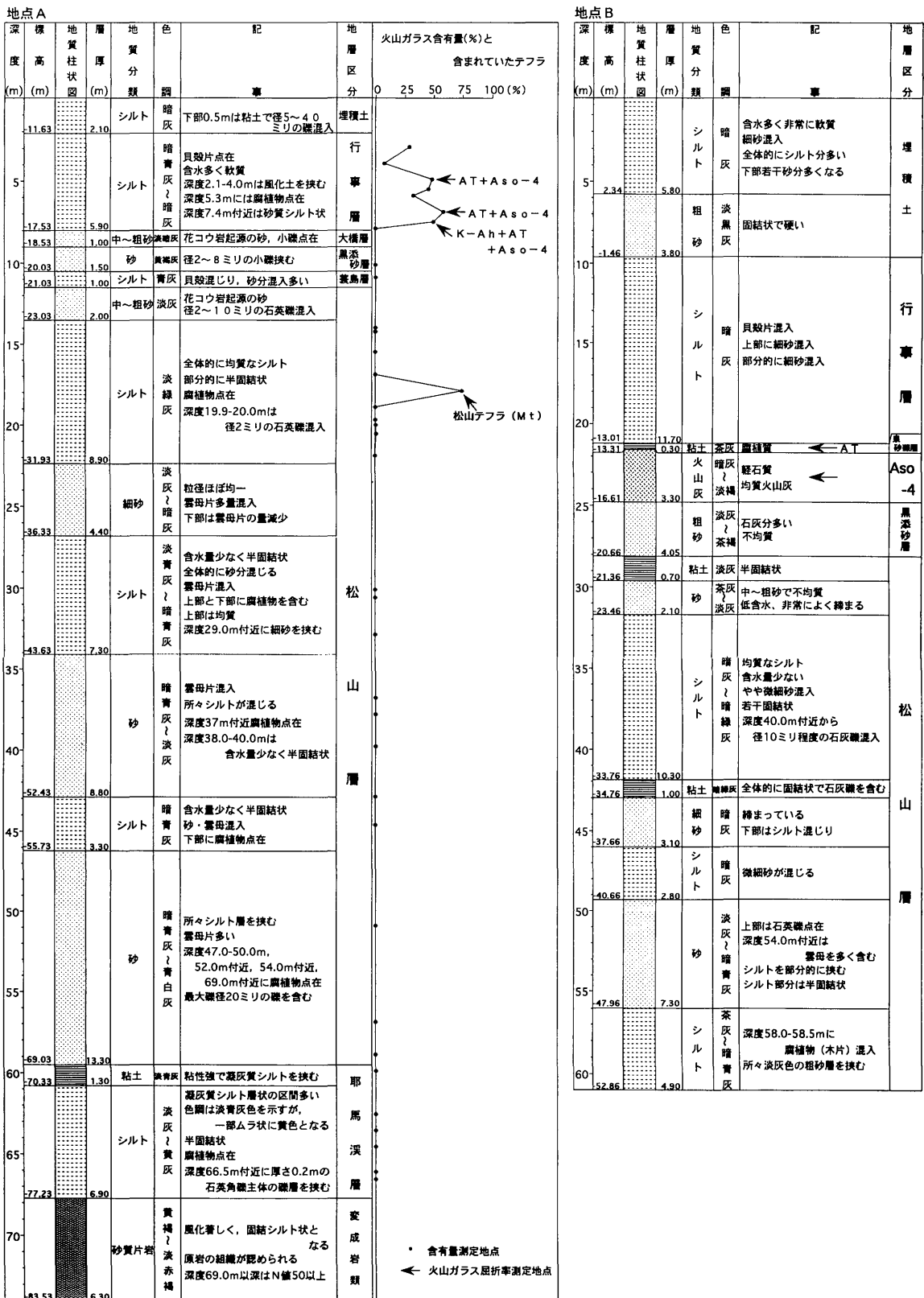
各段丘の分布は第4図で示した地層の分布で代表される。すなわち高位段丘は豊津礫層、中位段丘は新田原礫層、阿蘇-4火砕流堆積面はAso-4、低位段丘は泉砂礫層の分布域にほぼ一致している。

a. 高位段丘

高位段丘は、豊津町国分や苅田町尾倉などに分布し、豊津礫層（後述）からなる。豊津町の高位段丘は標高40～90mに分布し、沖積面との比高は15～50mである。本面は、南から北へ平均勾配1.7%で傾斜しており面の開析が進み、瘦せ尾根状の地形をつくっている。尾倉の高位段丘は標高10～40mに分布し、平均勾配4.6%で西から東へ傾斜している。豊津町国分の面は千田（1984）のH₂面に、苅田町尾倉の高位段丘は同M₂面に相当する。

b. 中位段丘

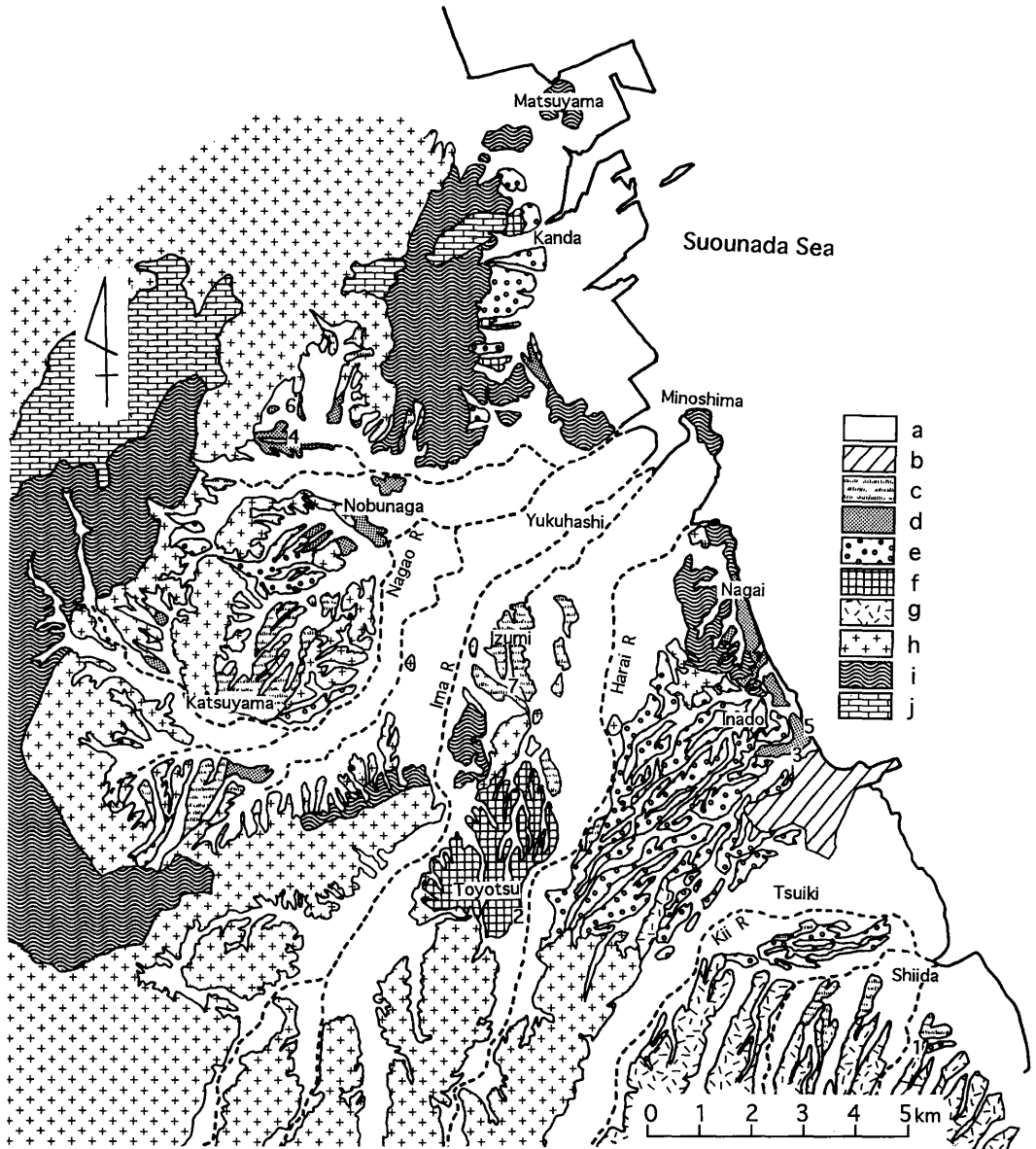
中位段丘は新田原層（後述）からなる。行橋市、豊津町、築城町の一市二町にまたがる祓川と城井川に挟まれた地域に広く分布するほか、城井川の右岸築城町中ノ原や行橋市鳥井原それに苅田町などにも点在する。祓川と城井川に挟まれた地域の中位段丘は、標高10～50mに分布して平均勾配



第3図 新北九州空港建設予定地のAおよびB地点のボーリングコア柱状図と記載。

A, Bの位置は第2図参照。A, Bとも海底ボーリングである。

Fig.3 Columnar sections of boring cores, A and B, at the appointed site of new Kitakyushu Airport. For the locations, see Fig.2. Both are submarine borings.



第4図 行橋平野の地質図

a : 沖積層, b : 人工改変地, c : 泉砂礫層, d : 阿蘇-4火砕流堆積物, e : 新田原礫層,
f : 豊津礫層, g : 耶馬溪層, h : 花崗岩類, i : 変成岩類, j : 石灰岩
数字1~7は本稿中の地層観察地点である。

Fig.4 Geological map of the Yukuhashi plain.

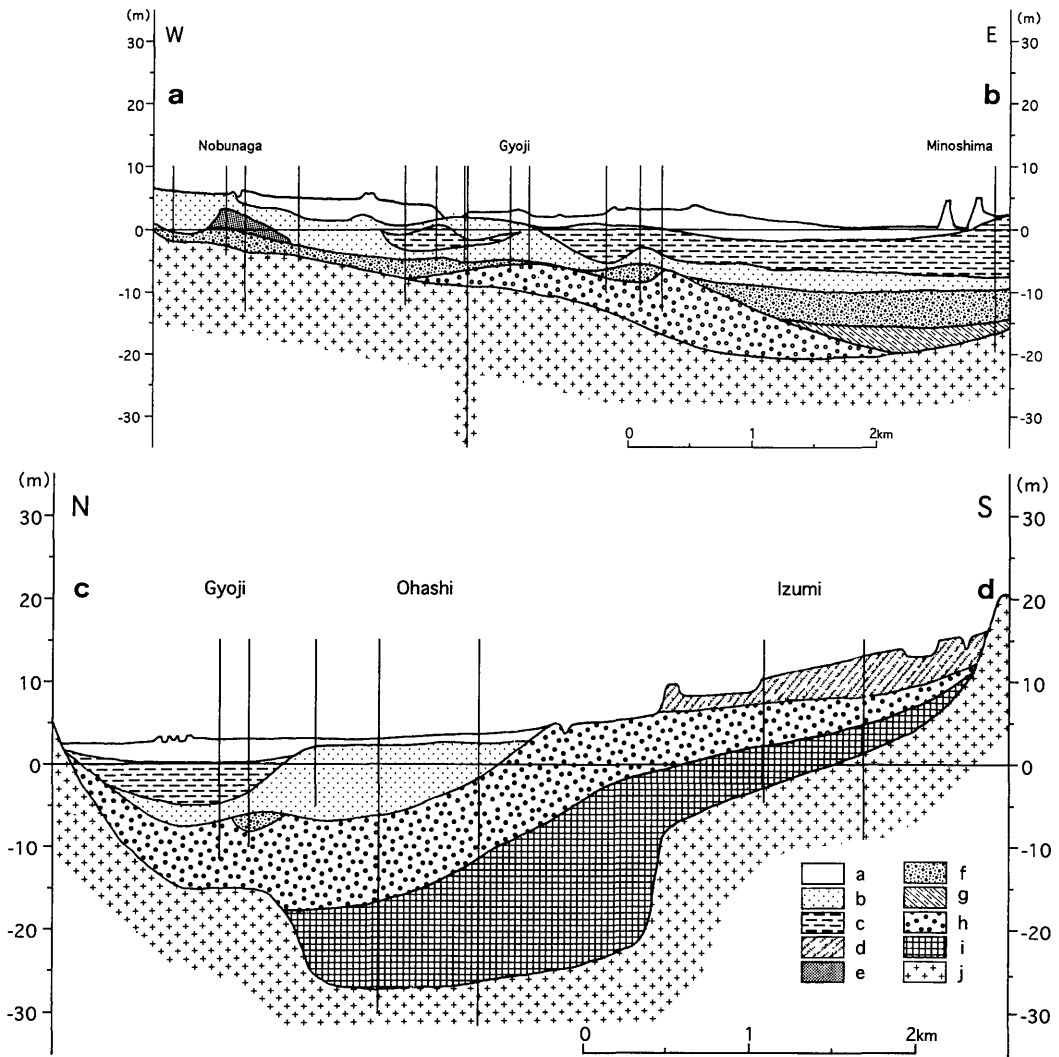
a : alluvium, b : artificially changed area, c : Izumi Sand and Gravel Member, d : Aso-4 pyroclastic flow deposits, e : Shindenbaru Gravel Member, f : Toyotsu Gravel Member, g : Yabakei Formation, h : Granitic rocks, i : Metamorphic rocks, j : Limestone.

0.8%で南西から北東に傾斜する。沖積面との比高は5 m~10 mである。本段丘面は開析が進んでいる。千田 (1984) は行橋平野の中位段丘面群をM₁およびM₂面に区分している。しかし、沖積面からの比高と構成層にほとんど差が認められないので、本論文ではM₁とM₂面を一括し、Aso-4の堆積の有無で中位段丘面とAso-4の堆積面とに

再区分した。

c. 阿蘇-4 火砕流堆積面

阿蘇-4 火砕流堆積面は、Aso-4の堆積面であり、非常に平坦な面を形成している。行橋市延永や長井、苅田町与原、勝山町大久保などの標高10~30 mに分布するが、それぞれの面の分布面積は狭い。この面は千田 (1984) のM₁およびM₂面の



第5図 行橋平野の地質断面図 (位置は第2図参照)

a : 埋積土, b : 大橋層, c : 行事層, d : 泉砂礫層, e : 阿蘇-4火砕流堆積物, f : 黒添砂層, g : 蓑島層, h : 新田原礫層, i : 豊津礫層, j : 花崗岩類。

Fig.5 Geological sections of the Yukuhashi plain. For the locations, see Fig. 2.

a : fill, b : Ohashi Formation, c : Gyoji Formation, d : Izumi sand and gravel Member, e : Aso-4 pyroclastic flow deposits, f : Kurozoe sand Member, g : Minoshima Formation, h : Shindenbaru gravel Member, i : Toyotsu gravel Member, j : Granitic rocks.

うち Aso-4 が堆積している面である。

d. 低位段丘

低位段丘面は、行橋市泉、勝山町黒田、大久保、椎田町水原などに分布する。泉や黒田の段丘は、標高 5 ~ 25m に分布し平均勾配 0.6% で南から北へ傾斜する。沖積面との比高は 2 ~ 3 m である。本地域の低位段丘面の開析はあまり進んでおらず、連続的な平坦面が見られる。しかし、泉付近の低位段丘は他に比べて開析が進んでいる。本段丘は泉砂礫層（後述）によって構成されている。この面は千田（1984）の L 面に相当する。

e. 低地、微高地

行橋平野の低地は後述の行事層と大橋層からなる沖積面である。そのほか、行橋市今井、荇田町稲光、勝山町上田、椎田町西八田、城井川両岸の築城町赤幡・別府には、沖積面からの比高が約 1 m の微高地が存在し、自然堤防・旧浜堤を形成している。この面は千田（1984）の沖積面と同一である。

C. 行橋平野の地質

第 3 図はコア試料 A の地質柱状図である。ボーリングコア試料で行った海成層と層序の確認の結果、行橋平野の地下に少なくとも 2 枚の海成層が

確認された。また、火山ガラスの含有量と屈折率測定の結果、K-Ah テフラ、AT テフラ、Aso-4 テフラ、松山テフラ (Mt) の 4 種類のテフラの存在が確認された。

上記の結果をふまえて、対比・作成された行橋平野の地質図を第 4 図に、地質断面図を第 5 図に示した。また有明海周辺地域および福岡平野の地層との対比は第 6 図に示した。地質図における基盤岩類の分布及び区分は松下（1970）に従った。

a. 耶馬溪層（首藤，1962b）

本層は、大分県耶馬溪付近に火砕流台地をつくって模式的に分布している。首藤（1962b）は本地域を含む耶馬溪層分布域を調査した。それによると、本層は安山岩質凝灰角礫岩を主体とする火山砕屑物からなり、下部と上部に安山岩質溶岩を含む。

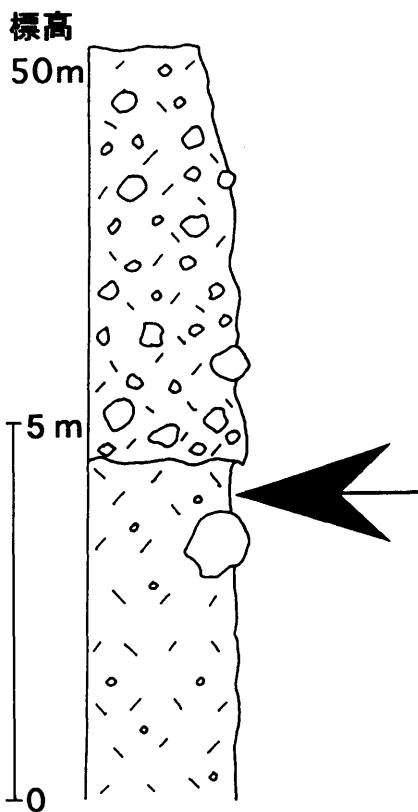
本地域では東南部に分布し、城井川以南で模式地域から連続した丘陵地を構成するほか、城井川を挟んだ築城町船迫付近にもわずかな分布がみられた。椎田町出口の採石場跡 (Loc. 1, 第 7 図) では本層上部の火山砕屑物部分が露出している。露頭の下部は安山岩の角礫を含む凝灰岩、上部は凝灰角礫岩である。下部の基質は軽石で、風化して白色を呈する。角礫は直径 2 mm ほどの安山岩の

時代	テフラ層 (y.B.P)	有明海周辺地域 ¹⁾		福岡平野 ²⁾			行橋平野 ³⁾		行橋平野 ⁴⁾
		地下地質	表層地質	北部	南部	西部	東部		
完 新 世	K-Ah (6300)	有明粘土層	黒色土	海の中道砂層	箱崎砂層	大橋層	行事層	沖積層	
	10000 AT (22000)	島原海灣層	褐色ローム層 低位段丘礫層	博多湾シルト層	住吉層				
更 新 世	Aso-4 (80000)	八女粘土層	中位段丘礫層	奈多砂層	阿蘇-4 火砕流堆積物	泉砂礫層		L 面構成層	
				須崎層上部層	須崎層上部層	黒添砂層	長井砂層	M1・M2面構成層	
		未区分洪積層	吉田礫層	地行泥層	須崎層下部層	新田原礫層			H2面構成層
				仲原礫層	豊津礫層	松山層			

第 6 図 行橋平野と有明海沿岸地域および福岡平野の第四系の対比

1) 有明海研究グループ(1965), 2) 唐木田ほか(1994), 3) 本研究, 4) 千田(1984).

Fig.6 Comparison of Quaternary beds of the Yukuhashi plain with the Ariake Sea area and the Fukuoka plain.



第7図 椎田町出口 (Loc.1) の露頭断面図
フィッシュントラック年代測定用試料の採集位置を矢印で示す。その結果は第1表参照。

Fig.7 Geological section of Ideguchi (Loc.1) in Shiida town. The arrow shows the sampling point for fission track dating.

岩片が多いが、希に直径1mもの安山岩角礫も含まれる。上部には非常に多くの安山岩角礫が含まれ、風化して赤褐色を呈している。上部、下部とも一連の火砕流堆積物であることが判明した。

本地域の耶馬溪層の安山岩角礫層部分は丘陵を構成しており、遠望すると古い第四紀層のように見える。実際、千田 (1984) は本層が構成する丘陵の緩傾斜面を段丘と誤認し、高位段丘面 (H₁面) としている。これは時代がはっきりわからなかったためである。本層の形成時期を明らかにするために、下部の最上部の基質の新鮮な部分を試料とするフィッシュントラック年代測定が今回行われた。その測定値は3.3±0.4Maとなり、明らかに上部鮮新世を示している。すなわち、本層は第四紀層ではなく、基盤の新第三系である。なお測定は京都フィッシュントラック(株)に依頼した。基礎データは第1表に示されている。

b. ^{まつやま}松山層 (新称)

荇田町松山沖のボーリング柱状図A, Bのうち、葦島層以下の粘土・シルト・砂からなる地下第四系を総称して松山層と命名する (第3図)。層序的に見て、本層は豊津礫層に対比されると思われる。

ボーリング柱状図Aでは、標高-69.03m以下に耶馬溪層の一部とみられる凝灰質粘土、シルト層があり、その上に本層がのる。層厚は48m。シルト層と砂層が周期的に堆積する。全体的に半固結状である。上部のシルト層中からテフラが検出された (第3図)。肉眼では確認できなかったが、火山ガラスの含有量測定により明らかになった。このテフラを今回松山テフラ (Mt) と仮称する。

松山テフラは、荇田町松山の地下、標高

第1表 椎田町出口 (Loc.1) で採取した耶馬溪層のフィッシュントラック年代測定の結果。測定は京都フィッシュントラック(株)による

Table 1 Fission track ages of the sample from Yabakei Formation at Ideguchi (Loc.1).

試料名	(1) 測定 鉱物	(1) 結晶数 (個)	自発核分裂片飛跡 ρ_s (Ns) (cm ⁻²)	誘発核分裂片飛跡 ρ_i (Ni) (cm ⁻²)	(2) χ^2 検定 P(χ^2) (%)	(3,4) 熱中性子線量 ρ_d (Nd) (10 ⁴ ×cm ⁻²)	(5) 相関 係数 r	(6,7,8,9) ウラン 濃度 Age±1σ	(10) 測定方法	
										(5) 相関 係数 r
出口試料										
No. 30粒子を除く	Zr	29	8.56×10 ⁴ (66)	7.17×10 ⁵ (553)	81	7.45 (1149)	0.563	80	3.3±0.4	ED2
全粒子	Zr	30	9.25×10 ⁴ (73)	7.14×10 ⁵ (564)	24	7.45 (1149)	0.439	80参	3.6±0.5	ED2

- (1) 測定鉱物 Zr:ジルコン, Ap:アパタイト, Sp:スフェーン
- (2) P(χ^2): χ^2 値の自由度 n-1の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)
- (3) 熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS-SRM612
- (4) 照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料棚
- (5) r: ρ_s と ρ_i の相関係数
- (6) 年代値: $T = \ln(1 + \lambda D \cdot \zeta \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda D$ (ED1は $\rho_s \cdot 1/2$)
- (7) 誤差: $\sigma_t = T * [1 / \sum N_s + 1 / \sum N_i + 1 / \sum N_d + (\sigma_\zeta / \zeta)^2]^{1/2}$
- (8) 238Uの全壊変定数: $\lambda D = 1.480 \times 10^{-10} / \text{yr}$
- (9) ζ ED1=370±4; ED2=372±5 (Danbara et al., 1991)
- (10) 測定方法: 外部デイクター (内部面: ED1, 外部面: ED2)

-27.5m付近の淡緑灰色のシルト層中に含まれるガラス質テフラである。この部分の火山ガラス片は全粒子数の97%に達し、ほぼ純粋に近いため、この層準がテフラの降灰層準と考えられる。火山ガラスの屈折率測定の結果、下末吉期以後の既知のいずれのテフラにも対比されなかった。このテフラには斜方輝石、緑色角閃石、ジルコンなどの重鉱物が含まれる。火山ガラスのタイプはバブルウォール型、繊維状型、軽石型で、色付きガラスは含まれない。このテフラの火山ガラスにはスーパーハイドレーション（檀原ほか、1991）の現象が見られる（図版I-1）。檀原ほか（1991）によれば、この現象は経験的に20万年より古いテフラに特有の現象であり、10万年代のガラスにはほとんど見られないとしている。層序と火山ガラスの屈折率等を考慮すると、松山テフラは阿多島浜テフラ（Ata-Th, 町田・新井、1992）に相当するのではないかと考えられる。もしそうであるなら、年代は23~25万年前になる可能性がある。

c. 豊津礫層（新称）

模式地は豊津町豊津の台が下のゲートボール場（Loc. 2）である。本地域の高位段丘を構成する地層で、河成礫層である。豊津町豊津や荻田町尾倉などに分布する。地表面付近では、礫は玉葱状に風化し、赤色土化（7.5YR6/8）が著しいが、基質は固結している。

層厚約15mで花崗岩の上に露出する淘汰の悪い礫層である。礫は安山岩、花崗岩、石英の円礫でよく円磨されており、最大径は1mを越える。基質は細粒砂である。模式地では、礫配列に覆瓦構造が観察でき、南から北への流向を示す。

d. 新田原礫層（新称）

模式地は行橋市稲童より600m西方の新田原の段丘崖である（Loc. 3）。中位段丘を構成する河成礫層である。主に行橋市道場寺付近から築城町にかけての広い範囲に分布し、そのほか行橋市鳥井原・稗田、勝山町御手水などでも見られる。

模式地ではAso-4の下位に位置する。下位の豊津礫層や松山層とは直接接していないが、高位段丘を構成する豊津礫層より若い。行橋市道場寺のボーリング資料の例では、本層の下位に豊津礫層や松山層を欠き、耶馬溪層のものと思われる凝灰質砂の上に本層が直接のっている。層厚は6m

以上である。最大礫径15cm、平均礫径2cmの主に安山岩の円礫からなる礫層であり、その基質は粗粒砂でよくしまっている。またボーリング資料によると、荻田町や行橋市の地下にも本層と同様の岩相の地層が分布する。

本層は、豊津層と比較して赤色化の程度も礫の風化程度も中程度で、礫は半クサリレキになっており、全体として黄褐色を呈する。

e. 蓑島層（新称）

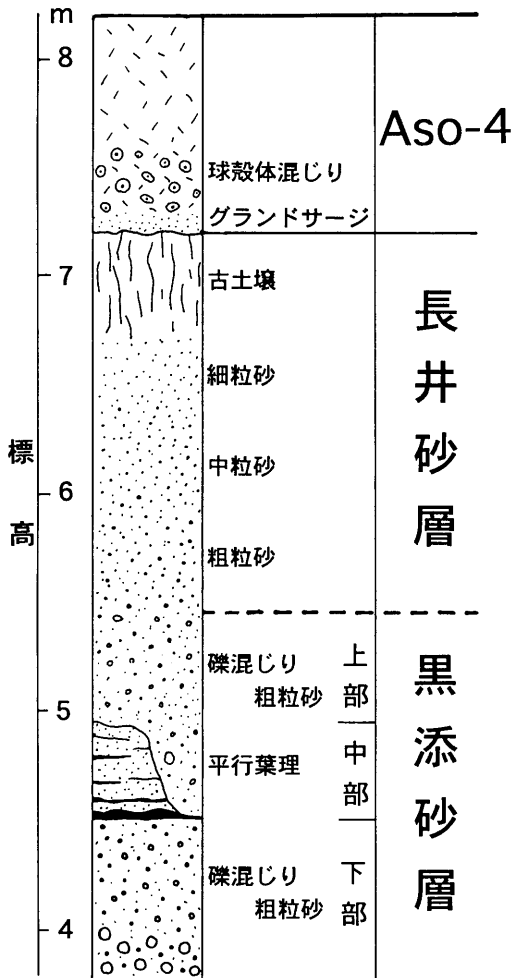
本層はイヨスグレガイなどの内湾性貝化石を産出し、Aso-4のすぐ下位に位置していることから下末吉期の海進ピーク期の海成層にあたる。本層は上下2つの部分に区分できる。下部は砂や礫の混入するシルト層、上部は細礫混じりの粗粒砂~中粒砂層からなる。分布は行橋市蓑島や荻田町の埋立地の地下に限られる。貝殻混入の記載があるのでボーリング資料から本層に対比される地層を拾うことができる。その位置を第10図に示す。層厚は、荻田町の埋立地の地下で最大で、6.6mに達する。蓑島では下部のシルト層が、また荻田町松山では上部の砂層が欠如している。

f. 黒添砂層（新称）

模式地は荻田町黒添の段丘崖（Loc. 4）。Aso-4の下位に位置する砂層であり、細礫を含む粗粒砂層である。荻田町黒添・谷・稲光、行橋市片島・稲童浜、勝山町大久保に分布する。行橋平野の地下でも、ボーリング資料で同様の層序的位置に同様の層相をもって分布する地層があり、本層に対比した。

模式地の黒添（Loc. 4）では、花崗岩の上に厚さ5.5mでこの砂層がのる。黒添露頭では二次マサ質の砂からなり、雲母や石英が多量に含まれる。最下部は礫混じり粗粒砂層となる。礫は最大径が5cm、平均径1~2cmの石英礫である。淘汰は悪く円磨度も低い。全体に堆積構造が不明瞭であるが、レンズ状斜交葉理が見られることがある。

稲童浜（Loc. 5）では、本層は海蝕崖の下部に露出する。露頭柱状図は第8図に示した。露頭の下部は最大10cmの円礫を含む粗粒砂で、淘汰が悪い。礫は石英や安山岩の細~中礫である。砂層は上方に向けて細粒となり礫も減少する。中部は厚さ70cmの平行葉理の発達した砂である。葉理発達部は上部の含礫粗粒砂（チャンネル堆積物と考えら



第8図 行橋市稲童浜 (Loc.5) の露頭の模式柱状図

Fig.8 Columnar section of Inadahama (Loc.5) in Yukuhashi city.

れる)によって切られている(第9図)。この部分はレンズ状葉理の一部をなすものと考えられる。上部は礫をわずかに含む中粒砂層で、上位の長井砂層の均質な砂層に漸移する。観察される堆積構造から黒添砂層は非海成層おそらく河成堆積物と考えられる。

g. 長井砂層 (新称)

本層は稲童浜からその北方、海岸線に沿って細長く長井浜まで分布する。模式地は行橋市稲童浜

の海岸沿いの崖 (Loc.5) である。模式地では、黒添砂層の上位に整合的に重なり、黒添砂層から漸移する砂層である(第8図)。行橋市長井のボーリング資料によると厚さ約3mで、ここでは本層の上位と下位を Aso-4 と変成岩に挟まれている。稲童浜では厚さ約2mである。本層の砂層は礫を含まず淘汰は極めて良い。上部へ向かって粗粒砂～中粒砂～細粒砂に変化する。最上部には古土壤層が発達し、クラックが入っている。本層の上位には Aso-4 が重なり、非常に平坦な面をつくっている。

極めて淘汰が良いこと、上位の風成土に移行することから本層は古砂丘砂層と考えられる。

h. 阿蘇-4火砕流堆積物 (Aso-4)

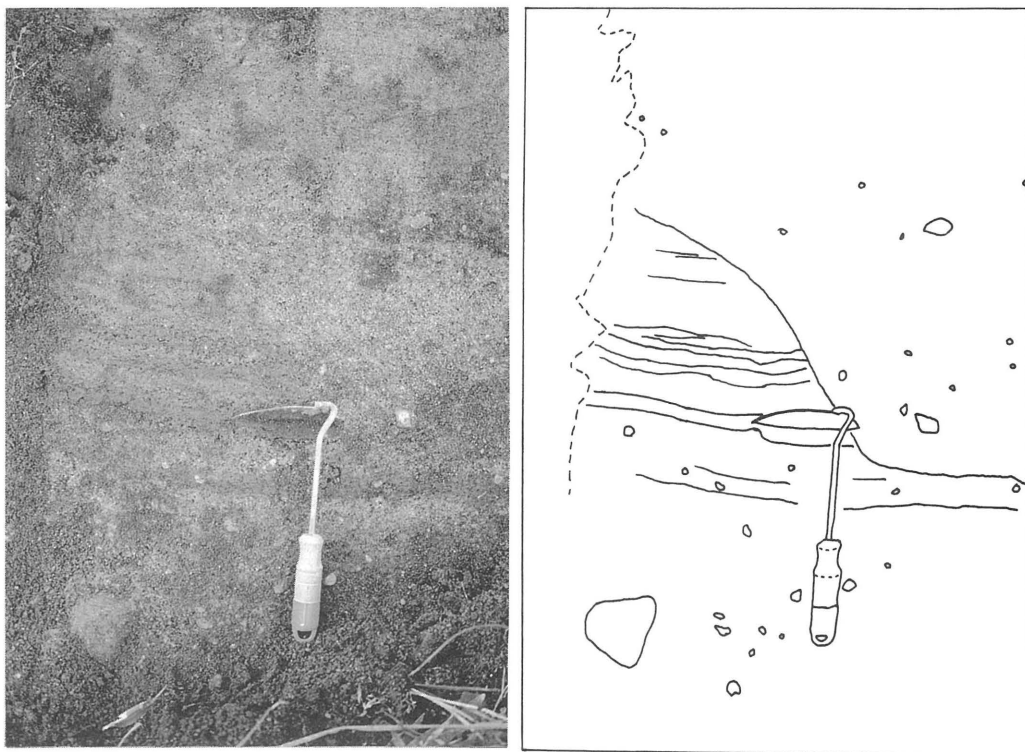
本層は、荊田町黒添・谷・稲光・片島や行橋市延永などの平野北西部をはじめ、南部の勝山町大久保・諫山、東部の荊田町与原や行橋市長井から稲童にかけてなど、平野の各所に分布する。また地下においても、ボーリング資料によると荊田町松山と行橋市延永に分布する。

本地域の Aso-4 は、層厚が0.5mから3mまで各所で変化する。多くの露頭で、デイサイト岩片を所々に含む白色軽石層の上に赤褐色のローム質火山灰層がのっている。露頭で角閃石が多く認められる。稲童 (Loc.3, Loc.5) では最下部に火山角礫を多く含むグランドレイヤーが存在する。また谷 (Loc.6) や稲童 (Loc.5) などでは、直径1cmほどの、卵形をした球殻体が軽石層の下部によく発達する。このような特徴が、郷原ほか(1964)が鳥栖・八女地方で鳥栖ローム・八女粘土と呼んだ阿蘇-4火砕流堆積物に酷似していることから、それを阿蘇-4火砕流堆積物と判断した。

松山でのボーリング柱状図Bでは、深度21.5～24.75mに新鮮な軽石質火山灰がある(第3図)。火山ガラスの屈折率測定によって、これが Aso-4 であることが確認された。既存ボーリング資料のみの場合は、該当部分に軽石混じりの記載があることから容易に Aso-4 の存在が判断できる。

i. 泉砂礫層 (新称)

低位段丘を構成する河成の砂層と礫層である。模式地は行橋市泉と福原の段丘崖 (Loc.7)。本層は勝山町黒田・大久保、椎田町水源などに分布する。本層の礫層は比較的新鮮な礫からなる。



第9図 行橋市稲童浜 (Loc.5) の黒添砂層中部にみられる葉理発達部 (図の左) を削り込む礫混じり砂. ネジリガマの長さは27cm

Fig.9 Gravelly sand cutting the laminated sand (on the left) in the middle Kurozoe sand Member at Inadohama (Loc.5). Scale is 27cm long.

模式地では露頭の高さは約2mで、下から0.5mは角閃石や白色鉱物が多く含まれ砂礫層である。この層は安山岩の礫を含むことから、Aso-4の洗い出しによる二次堆積層と考えられる。その上位には約1mの厚さの円礫～亜円礫からなる礫層がある。礫径は最大10cm、平均1～2cmで、中礫サイズの礫は弱風化している。この礫層の上位にはしばしば厚さ0.5m程度の風積土が堆積している。

風積土は茶褐色で、クラックが入っている。行橋市泉では茶褐色の風積土の上にさらに厚さ0.5mのクロボク土が重なっているのがみられる。このクロボク土中には火山ガラスが濃集している。この火山ガラスは、その保存状況や褐色ガラスを含む点でK-Ahテフラと考えられる。風積土層の発達から、本層の構成する低位段丘面は河川から離水して台地化した後、安定した面を長期間維持していたものと考えられる。

j. 行事層 (新称)

本層は完新世の砂とシルトからなる海成の地層である。模式地は行橋市行事付近の地下で、ボーリング資料で貝化石を含むことによって確認できる。千田(1985)の沖積層の中部泥層と上部砂層のうち、海成層部分にあたる。

ボーリング資料から、本層は苅田町の埋立地の地下と行橋市蓑島から行事までの東西に細長い地帯に分布すると推測される(第11図)。層厚は、ボーリング資料によると苅田町松山で8m、行橋市行事で4mである。

本層は、下部が青灰～暗灰色のゆるいシルトで上部は細粒砂～中粒砂のやや不均質な砂である。上部・下部とも貝化石を産する。

苅田町松山のボーリングコア(第3図のA)からは、本層下部からK-Ahテフラ起源の火山ガラス(図版I-2)のピークが検出された。また千田(1985)は、中部泥層中(本層下部)の腐植物の14C年代が 4860 ± 60 y.B.P. (GaK-11397)であ

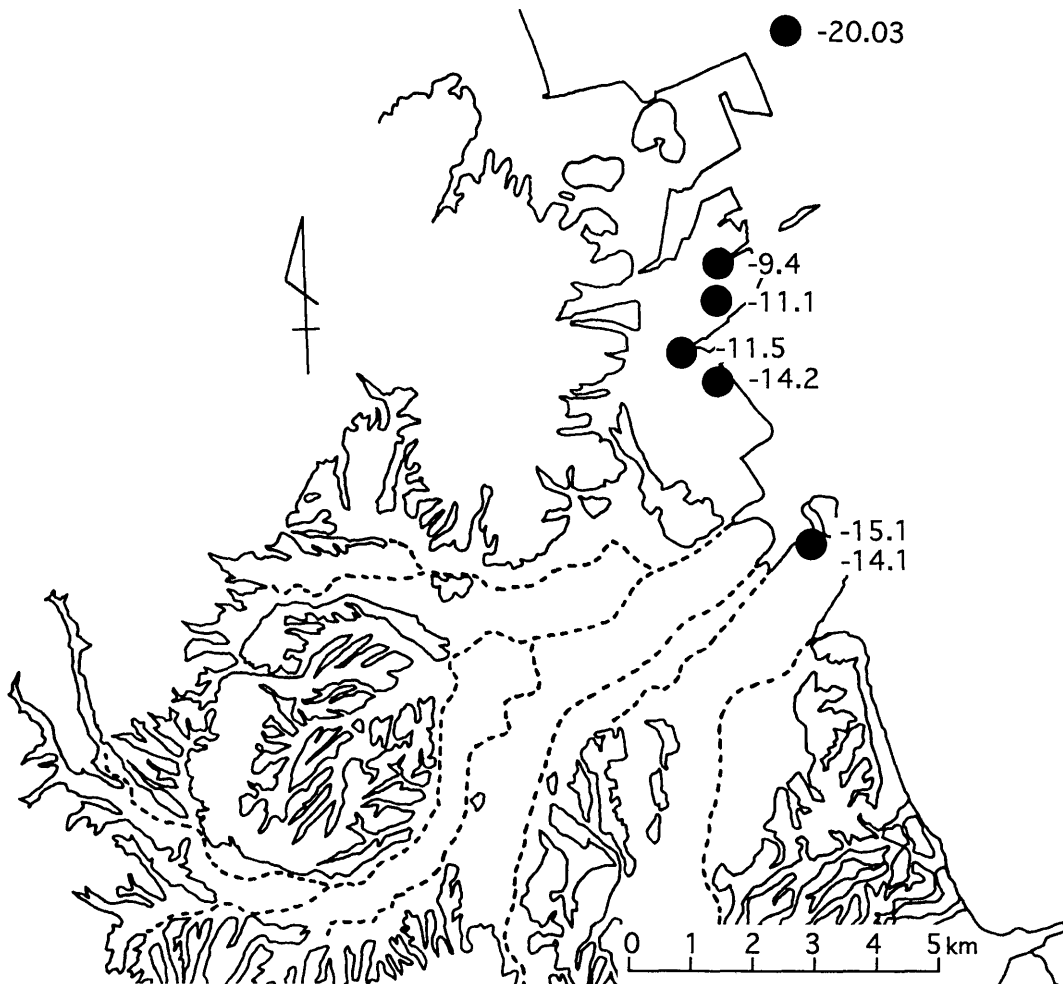
ることを報告して、それを海進極盛相の年代としている。

k. ^{おおはし}大橋層 (新称)

本層は、下部は砂、中部はシルト、上部は砂からなる非海成層であり、行事層とは同時異相である。これは千田 (1985) の最下部砂礫層、下部礫層、中部泥層および上部砂層の非海成部分にあたる。

模式地は行橋市大橋付近の地下で、そこでの層厚はボーリング資料によると約 8 m である。大橋以南や行橋市草野以西の沖積低地を構成している。

本層の下部は、行橋市草野や今井の地下では海進ピーク時に浜堤を形成していたと推測される。本層中部は暗灰色の軟弱なシルトで、上部は細粒砂～中粒砂からなる。千田 (1985) は、下部砂層中 (本層下部) の腐植物の¹⁴C年代を、7710±



第10図 行橋平野地下の下末吉期海成層を含むボーリング資料の位置と海成層上限高度
数字は海成層の上限高度 (標高m) を示す。

Fig.10 Distribution of boring date containing marine deposits and the heights of the upper limits of the marine deposits in the Shimosukeyoshi transgression age.

210y.B.P. (GaK-11398) と報告している。

V. 考察

A. 行橋平野の下末吉期海成層とその高度

行橋平野には、従来千田 (1984) や東木 (1929) により海成段丘が存在するとされてきた。千田 (1984) は、平野北西部の延永付近や東部の長井や与原の海岸線に沿って分布する段丘面 (行橋の阿蘇-4 火砕流堆積面) を海成段丘と考えた。その理由は、それらの表面が非常に平坦なためとしている。

海面によって規制された堆積面なら堆積面下には海成堆積物が存在するはずである。しかし本研究で示したように、延永や長井に分布する千田 (1984) の海成段丘の表面部分は Aso-4 が堆積している。つまり、この面は Aso-4 の堆積によってつくられた平坦面である。さらに、Aso-4 以下の地層にも海成層は含まれていない。このうち平野北西部の千田 (1984) の海成段丘 (本稿の阿蘇-4 火砕流堆積面) 部分では、Aso-4 の下位に位置する下末吉期の黒添砂層は河成層と解釈される。また平野東部の長井付近の海岸線沿いに分布する段丘面 (本稿の阿蘇-4 火砕流堆積面) でも同様である。Aso-4 の下位にある長井砂層は海岸付近の古砂丘砂であるが、海面によって堆積面を規制されるもので、旧汀線を示すものではない。その下の黒添砂層も海成堆積物を含まない。おそらく全体が河成堆積物である。したがって下末吉期の旧汀線高度は、黒添砂層の露出の下限である +3.8m より低い位置にある。

一方、行橋平野の地下には、行事層と蓑島層の少なくとも 2 枚の海成層が存在している。これらはそれぞれ縄文海進期と下末吉期の海進ピーク時期に形成されたものである。このうち下末吉期の海成層 (蓑島層) の上限高度は、第10図に明らかなように最も高いもので -9.4m である。

また荊田町松山のコア A の蓑島層 (標高 -20.03 ~ -21.03m) に含まれていた貝化石は、内湾潮下帯 (現在の周防灘で水深 10m 以浅) に生息するイヨスダレガイ *Paphia (Neotapes) undulata* (BORN) であった。イヨスダレガイの生息深度である潮下帯の幅 (平均海面下 -10m まで) と貝の得られた標高 -20m とを考慮すると、地点 A では当時の汀線高度は標高 -10m より高くはなかったと言えよう。このことは、ボーリング資料から得られた前

記の上限高度の -9.4m に調和的である。

露頭で得られた結果と地下の分布を総合すると、下末吉期の旧汀線高度は +3.8m から -10m の間 (おそらく -10m 付近に近い) と考えることができる。これは Ota and Omura (1991) が示した +28m とは明確に異なる。

B. 行橋平野の縄文期海成層の水平および垂直分布

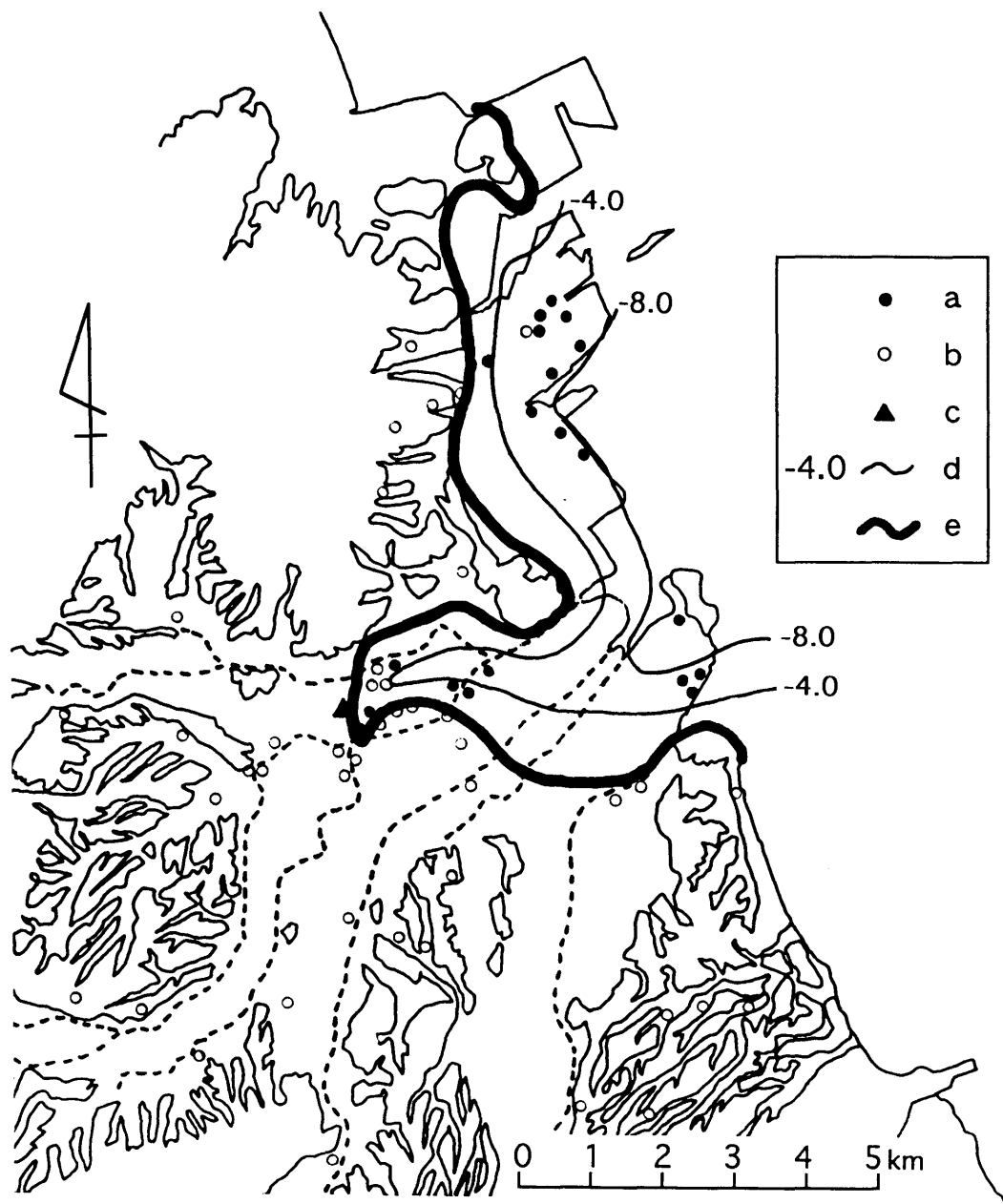
地表の露頭では縄文海進期の海成層は見出せなかったが、ボーリング資料から、地下での分布から明らかになった。第11図は、千田 (1985) の地質断面図とハンドオーガによる調査の結果も考慮して作成した縄文海進期海成層 (行事層) の基底の等深線図である。この図の太い実線は海成層分布限界線であり、縄文海ピーク時期には行橋平野に東西に細長く海域が進入していたことを示唆している。これは千田 (1985) が示した海域分布とほぼ一致する。当時の旧汀線高度を推定するために、下山 (1993) と同様の方法で、既存のボーリング資料中に分布する海成層の上限と下限の高度によって深度別のヒストグラムを作成した (第12図)。再認性を考慮して複数のデータのある上限値が採用された。その結果、海成層の上限高度として +1.6m という値が得られた。この値は、千田 (1985) の海棲珪藻化石の分布上限の値 +1.8m とほぼ一致している。本稿では行橋平野の縄文海進期ピーク時期の旧汀線高度を上述の +1.6m 付近とみなす。

C. 行橋地域の地殻運動

1. 下末吉期の旧汀線高度

本研究では、行橋平野における下末吉期の旧汀線高度は +3.8m と -10m の間 (おそらく -10m 付近に近い) と推測された。下末吉期には、菊池 (1987) によれば最高海面高度は現在よりも 5m ± 3m 高かったとされる。これと比較すると、行橋平野での下末吉期の旧汀線の高度はそれよりも低い。

行橋平野と玄界灘・響灘沿岸地域の旧汀線高度を比較した図を第13図に示す。旧汀線高度の値は海成層の上限高度をそのまま用いている。下山 (印刷中) によると、玄界灘・響灘沿岸地域の下末吉期の旧汀線高度は約 -14m から -7m である。これらの値はボーリング資料にも基づいているので、この図では行橋平野の旧汀線高度もそれに合

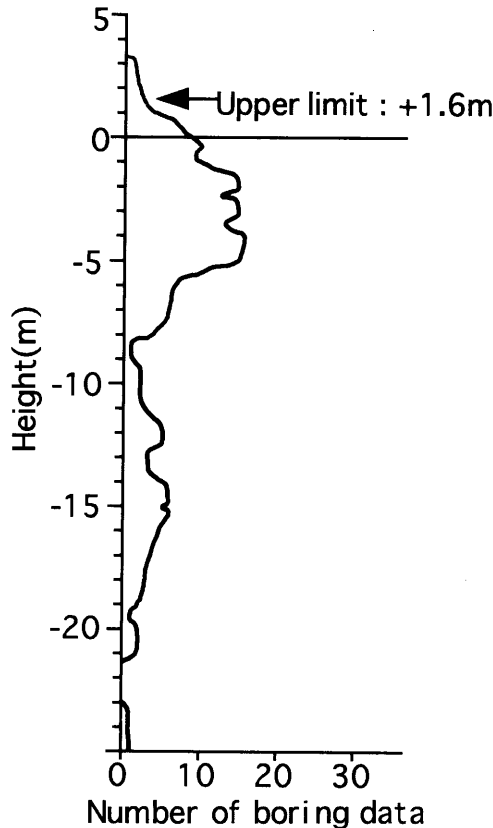


第11図 行橋平野における縄文海進期海成層の基底面等深線図

a : 地下に貝化石含有層の確認された地点, b : 地下に貝化石含有層が確認されなかった地点,
 c : ハンドオーガ掘削地点 (貝化石未確認), d : 縄文海進期海成層の等深線—数字は平均海面からの深度 (m), e : 縄文海進期海成層の分布限界

Fig.11 Isobath of base of the Jomon transgression age marine deposits in the Yukuhashi plain.

a : sites of boring data in which marine deposits have been described to occur, b : sites where marine deposits were not ascertained, c : same as b, by hand-boring, d : isobath of the base of the Jomon-age marine deposits (in meter above the present sea level), e : landward limit of the Jomon-age marine deposits.



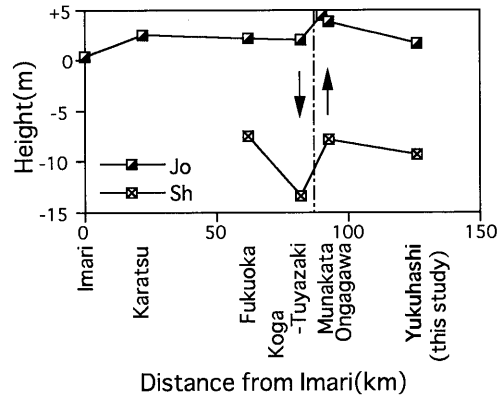
第12図 行橋平野のボーリング資料に基づく海成層の深度別ヒストグラム（縦軸の数字は標高）

Fig.12 Distribution of the heights of the marine deposits in the boring data in Yukuhashi plain. The horizontal axis indicates number of the boring data containing the marine deposits.

わせてボーリング資料から得られた値（ -9.4m ）を用いている。宗像と古賀-津屋崎の間の高度の食い違いは、下山（1993）は西山断層（九州活構造研究会，1989）によるものとしている。このような活構造の影響はあるものの、行橋平野と玄界灘・響灘沿岸地域の下末吉期の旧汀線高度はほぼ同程度とみなされる。

2. 縄文海進期の旧汀線高度

本研究で、行橋平野の縄文海進期の旧汀線高度の値として $+1.6\text{m}$ が得られた。太田ほか（1988）によれば、完新世の最高海面の高さは $+1\sim 2\text{m}$ であり、この値と比較するとほぼ同じである。しかし日本列島の地震隆起地域では 10m を越えるところも少なくないため、行橋平野の値は日本列島



第13図 北部九州における縄文海進期および下末吉期の海成層上限高度。

各地点の位置は第1図参照。伊万里の値は波多江ほか（1973）、唐津、福岡、古賀-津屋崎、宗像、遠賀川の値は下山（印刷中）による。

Jo：縄文海進期の海成層の上限高度、

Sh：下末吉期の海成層の上限高度。

Fig.13 Regional variation in the height of the upper limits of the marine deposits in the Jomon and the Shimosueyoshi transgression ages in North Kyushu.

Jo:Jomon transgression deposits, Sh:Shimosueyoshi transgression deposits.

の隆起地域の値としてはやや低い（太田ほか，1988）。また、波多江ほか（1973）と下山（1993）によって求められた玄界灘・響灘沿岸地域の縄文海進期の旧汀線高度は、 $+0.4\text{m}$ から $+4.5\text{m}$ である。それらの値と、行橋平野の縄文海進期の旧汀線高度を比較すると、両地域はほぼ同じ値であるといえる。（第13図）。

3. 北部九州における下末吉期と

縄文海進期の地殻変動についての考察

北部九州において、前述のように下末吉期と縄文海進期の旧汀線高度が求められたので、それぞれの時期の旧汀線高度を比較した（第13図）。それによると、玄界灘・響灘沿岸地域と周防灘沿岸の行橋平野は、下末吉期・縄文海進期の旧汀線高度がほぼ同じであるため、同様の土地の上下変動を受けたと考えられる。

玄界灘沿岸の福岡平野においては、完新世において沈降傾向を表す海水準変動曲線が描かれており、その沈降の割合は1000年に 0.3m ほどである（唐木田ほか，1994）。また、玄界灘沿岸地域の福岡、古賀-津屋崎、宗像では、下末吉期の海成

層がすべて現海面下のみ存在し、分布が海岸付近に限られる(下山, 印刷中)。

以上のことから、行橋地域は玄界灘・響灘沿岸地域と同様下末吉期以降沈降傾向にあると考えられる。しかし北九州市若松地区には、海成の正津ヶ浜泥層(首藤, 1962a)が存在し、その上限は現海面上数mである。この正津ヶ浜泥層を、亀山(1968)は下末吉期の堆積物と推定している。しかし、同層はやや傾いており、しかもかなり固結しているので下末吉期より古い可能性がある。今後特に正津ヶ浜泥層の年代について検討が必要である。

VI. まとめ

筆者らは、沈降傾向にあるとされる北部九州玄界灘側に隣接して、隆起しているとされる周防灘沿岸の行橋平野について、地質調査とボーリングの資料によって、約12.5万年前の下末吉期と約6000年前の縄文海進期の汀線を推定した。それらをもとに、北部九州の玄界灘・響灘沿岸地域と比較し行橋地域の地殻運動について考察した。その結果、以下の点が明らかになった。

1. 行橋平野には、OTA and OMURA (1991) に示されているような20mを越える高さの下末吉期の海成段丘は存在しない。旧汀線高度は長井浜・稲童浜での非海成層の露頭の下限高度+3.8m以下である。
2. 行橋平野の地下には少なくとも2枚の海成層が確認された。それらはテフラなどにより、縄文海進期と下末吉期のものであると判断される。
3. 行橋平野における下末吉期の旧汀線の最高高度は、ボーリングの資料より標高-10mよりも上にあると考えられる。前記の陸上資料と合わせ考えると、行橋平野における下末吉期の旧汀線高度は+3.8mと-10mの間(おそらく-10m付近に近い)にある。
4. 行橋市平野における縄文海進期の旧汀線高度は標高+1.6mかそれよりやや高い。この値は北部九州の玄界灘・響灘沿岸地域と同程度であり、日本の地震隆起地域の値に比べてやや低い。
5. 以上のことにより行橋平野は、第四紀後期の沈降地域であると言える。

謝 辞

福岡県新北九州空港建設公社、九州電力(株)小倉

電力所、行橋市役所土木課・都市計画課、福岡県土地改良事業団体連合会行橋事務所、福岡県行橋土木事務所などの各機関からはボーリング資料を快く提供して頂いた。九州大学地球惑星科学教室の島田允堯教授からはボーリングコア調査に便宜を図っていただいた。京都フィッシュントラック(株)の檀原徹氏には火山ガラス屈折率およびフィッシュントラック年代を測定していただいた。京都大学地球物理学研究施設の竹村恵二助教授には火山ガラスの顕微鏡観察について指導して頂いた。以上の方々や各機関に深く感謝の意を表す。

文 献

- 有明海研究グループ(1965)：有明不知火海域の第四系—とくに有明軟弱粘土について—。地団研専報, (11), 1-86.
- 千田昇(1984)：豊前行橋平野の地形発達—周防灘沿岸平野の地形学的研究(1)。大分大・教育・紀要(自然科学), 6, (7), 7-15.
- 千田昇(1985)：豊前行橋平野の沖積世における地形発達。東北地理, 37, 267-278.
- DANHARA, T., KASUYA, M., IWAO, H. and YAMASHITA, T. (1991)：Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon., *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97, 977-985.
- 檀原徹・山下透・岩野英樹(1991)：始良 Tn(AT) および鬼界アカホヤ(K-Ah)火山ガラスの識別。文化財科学会第8回大会要旨, 51-52.
- GALBRAITH, R.F. (1981)：On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.*, 13, 471-488.
- 郷原保真：新堀友行・鈴木康司・野村哲・小森長生(1964)：北九州の第四地層に関する諸問題。資源研彙報, 62, 83-108.
- 波多江信広・鎌田泰彦・赤井静夫(1973)：佐賀県伊万里市の伊万里貝層。第四紀研究, 12, (3), 103-112.
- 亀山徳彦(1968)：関門地方の第四系, 地質雑, 74, (8), 415-426.
- 唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々和一豊(1994)：福岡地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 129p, 地質調査所.
- 菊地隆男(1987)：最終間氷期の古海面高度—“常識”に対する疑問(2)—。関東の四紀, 13, 65-73.

- 九州活構造研究会編 (1989) : 九州の活構造. 553p. 東京大学出版会.
- 町田洋・新井房夫 (1992) : 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 276p. 東大出版会.
- 松本達郎 (1951) : 北九州西中国の基盤地質構造概説. 九大理研報, [地質]. **3**, 37-48.
- 小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) : 竹田地域の地質—地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 145p, 地質調査所.
- 太田陽子・松島義章・海津正倫 (1988) : 日本列島の縄文海進高頂期の海岸線図について. 地図, **26**, (1), 25-29.
- OTA, Y. and OMURA, A. (1991): Late Quaternary shorelines in the Japan Islands. *Quat. Res.*, **30**, (3), 175-186.
- 松下久道 (1970) : 5 万分の 1 土地分類基本調査「行橋・蓑島」表層地質図および説明書. 福岡県, 18-25.
- 下山正一 (1993) : 北部九州における縄文海進極盛期の海岸線と海成層の上限分布. *Museum Kyushu—文明のクロスロード*, (44), 25-34.
- 下山正一 (印刷中) : 北部九州における縄文海進以降の海岸線と地盤変動傾向. *第四紀研究*, **33**, (5).
- 首藤次男 (1962 a) : 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.
- 首藤次男 (1962 b) : 九州の最新統諸層の吟味— 対比の基礎 (九州の最新統の地史学的研究— II). *地質雑*, **68**, 301-312.
- 東木龍七 (1929) : 日本内海西域周防灘南部の成因論. *地理評*, **5**, 16-41.
- 横山卓雄・檀原徹・山下透 (1986) : 温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定. *第四紀研究*, **25**, (1), 21-30.

第 4 図版説明

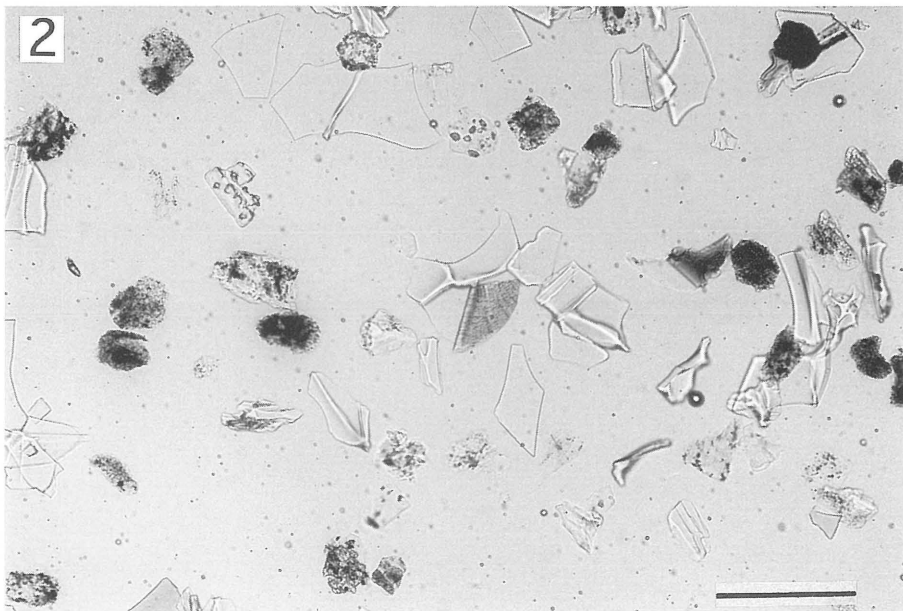
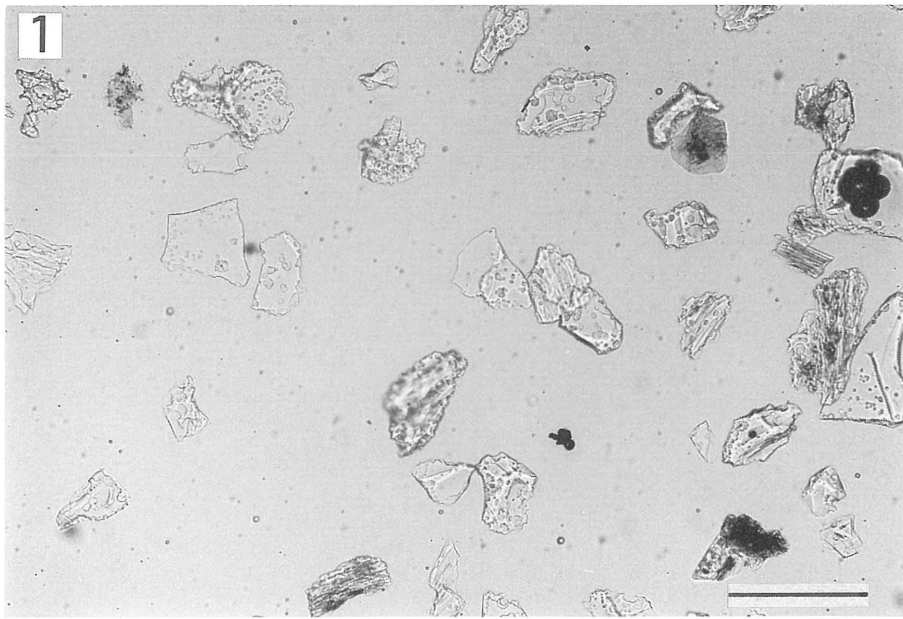
新北九州空港建設予定地のボーリングコア A から採集されたサンプル中より見つかった火山ガラスの顕微鏡写真. スケールの長さは 0.2mm.

1. 松山テフラの火山ガラス. 深度 -19.7m 付近より採集. このテフラの火山ガラスにはスーパーハイドレーションの現象が見られる.
2. K-Ah (アカホヤ) テフラ, 深度 -7.5m 付近より採集.

Plate 4

Photomicrograph of volcanic glasses sampled from the boring core at site A in new Kitakyushu Airport. Bar is 0.2mm long.

1. Volcanic glasses of the Matsuyama tephra. These glasses have superhydation structure.
2. Volcanic glasses of the K-Ah tephra.



石井・下山・松田：行橋平野の最終間氷期と完新世の旧汀線高度