

## 北海道勇払平野の完新統分布と地形発達

池田国昭\*・羽坂俊一\*・村瀬 正\*\*

IKEDA Kuniaki, HASAKA Toshikazu and MURASE Tadashi(1995) Holocene sediments and topography of the Yufutsu plain in Hokkaido. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 46(6), p. 283-300, 13figs.,2tables.

**Abstract:** Through the construction works in the Yufutsu Plain, it has become known that the Holocene sediments are widely distributed under the ground of the plain. These sediments are thickest, 40m or more, near the Tomakomai Tobu Harbor, and are divided into four members; lower marine mud, coastal sand and gravel, upper marine mud, and uppermost terrestrial sediments. From these facts it is surmised that the sedimentary environment in the Yufutsu plain changed from marine to fresh-water during the Holocene epoch(fig.13).

According to the restored history, in earliest Holocene(10,000 years ago) when sea-level down to -45m, the sea retreated far off south to now coast(erosion valley stage-a), but along with the transgression of postglacial epoch the sea invaded Yufutsu plain, and by about 8,000 years ago it reached nearby the Tomakomai Tobu Harbour(drowned valley stage-b). The transgression continued further, and 7,000 to 6,000 years ago the sea rose to a level roughly the same as the present, the sea invaded far into the land(paleo Yufutsu bay stage-c). About 6,000 to 5,000 years ago the sea-level was supposedly a little higher than at present, paleo Yufutsu lagoon(stage-d) was formed at Jomon transgression. Investigation of their altitude and age revealed that the top surface of marine sediments of Jomon transgression period all lies at 3 to 5m above the sea level. Then, the latest Jomon the climate turned somewhat cool again. Along with the cool climate a small regression occurred, to be succeeded by a small transgression which fixed the sea level at the present position(paleo Yufutsu lake stage-e).

### 要 旨

ボーリング資料をもとに勇払平野の完新統区分を行い, その分布特性, 堆積物の<sup>14</sup>C年代値, 遺跡分布および海底地形・底質分布から平野の形成過程を明らかにした。

勇払平野の地形は, 沼の端—勇払を境に東部が低湿原地帯, 西部が砂堤列群地帯と顕著に相違している。平野の基盤をなす更新統は, 東部には砂礫層, 西部には支笏火山噴出物が分布し, その基盤地形には, 古安平川と古

美々川の埋没谷地形が確認される。平野の完新統は, 「下部泥層」, 「砂・砂礫層」, 「上部泥層」と, 泥炭・砂丘堆積物・樽前火山噴出物等の「最上部陸成層」に区分される。「下部泥層」と「上部泥層」は内湾性の堆積物であり, 前者は埋没谷域に, 後者は平野の東部地帯に分布が限られる。「砂・砂礫層」は外海・海浜性の堆積物であり平野のほぼ全域に分布する。「上, 下部泥層」とは一部同時異相の関係にある。

勇払平野の発達史は次のようにまとめられる。

\*北海道支所

\*\*元地質情報センター

Keywords: Holocene, geomorphic development, submarine topography, Yufutsu plain.

- 1) 海水準が $-45\text{ m} \pm 5\text{ m}$ にあった約1万年前、海岸線は勇払沖10 km付近にあり、現平野には古安平川と古美々川の侵食谷が発達していた。
- 2) 海水準が $-35\text{ m}$ 付近に達した約9,000年前、安平川河口の東方2 km付近から平野への海進が始まった。海は侵食谷沿いに侵入し、溺れ谷を形成して「下部泥層」を堆積した。約8,000年前の溺れ谷は内陸6 km付近までおよんでいたものと推定される。
- 3) 海水準が $-25\text{ m}$ 付近に達した約8,000年前、現海岸付近では火山灰台地が侵食され、平野域に本格的な海進が始まった。外海的な海浜環境のもとに浅海海域に「砂・砂礫層」の堆積が開始された。約7,000年前には、平野の大部分に海進がおよび、ウトナイ湖付近を湾奥とする古勇払湾を形成していたと推定される。
- 4) 6,000年前頃には、沼の端一勇払にかけて砂州が存在していたと推定される。砂州を境に、東部地帯は内湾的環境となり「上部泥層」を堆積したが、西部地帯は外海的環境のまま「砂・砂礫層」の堆積が継続した。約5,500年前の東部地帯は内湾化が進み、カキ礁がつけられる古勇払湾を形成していたものと推定される。
- 5) 約4,000~3,000年前の東部地帯は、砂堤列の発達によって外海との閉塞が進み、汽水性のヤマトシジミが棲息する古勇払潟湖一古勇払湖へと変化した。周辺低地は埋積が進み泥炭が発達する低湿原を形成していたと推定される。

完新統の層厚および基底深度分布から、上部泥層の層厚分布の地域的な相違は圧密沈降によるもので、完新統以下の地層の変動によるものではない。したがって、勇払平野の形成過程の中で、海水準変動量を上回る構造的な変動(沈降)は認められない。

## 1. はじめに

勇払平野では、苫小牧港の建設が着手された昭和26年以降、臨海工業地帯としての大規模開発が進められてきた。かつて勇払原野と称されていた地帯も、現在では基盤整備されその様相も大きく変貌した。これらの開発計画のため、平野および周辺地域では数多くのボーリング調査が実施され、平野地盤の状態もかなり把握されている。しかしながら、それらを広域的に総括し、平野の地盤分布特性や形成史についての地形・地質学的な考察は行われていない。

勇払平野の地形・地質に関するこれまでの研究として、波状地形から平野形成を考察した金森(1959)、沿岸海底地形から地盤傾動に起因した平野形成機構を推定した茂木(1964)、若干のボーリング資料から沖積層の解析

と平野形成を考察した藤田(1973)、軟弱地質系統の観点から沖積層基底深度とその分布を概括した山口久之助ほか(1963)、湊ほか(1972)、松下ほか(1972)、山口久之助(1978)、平野および沿岸海域の地形特徴と陸成堆積物の分布から、6,000年前以降の海岸線発達過程を論じたMoriwaki(1982)などがある。しかし、平野地盤を構成する海成沖積層については、いずれも「沼の端層」として一括され、その実態は詳細にされていない。

筆者らは、ボーリング資料(約950点)をもとに完新世堆積物の層相区分を行い、その分布状態を海水準変動をもとに考察した。そして、勇払平野の地盤分布特性を巨視的に把握した。また、地質調査所では、噴火湾一苫小牧沖海域の底質分布とその特性に関する地質学的調査・研究を実施している(1978年)。筆者の一人も調査に参加し、その成果は大嶋ほか(1979)によって公表されている。

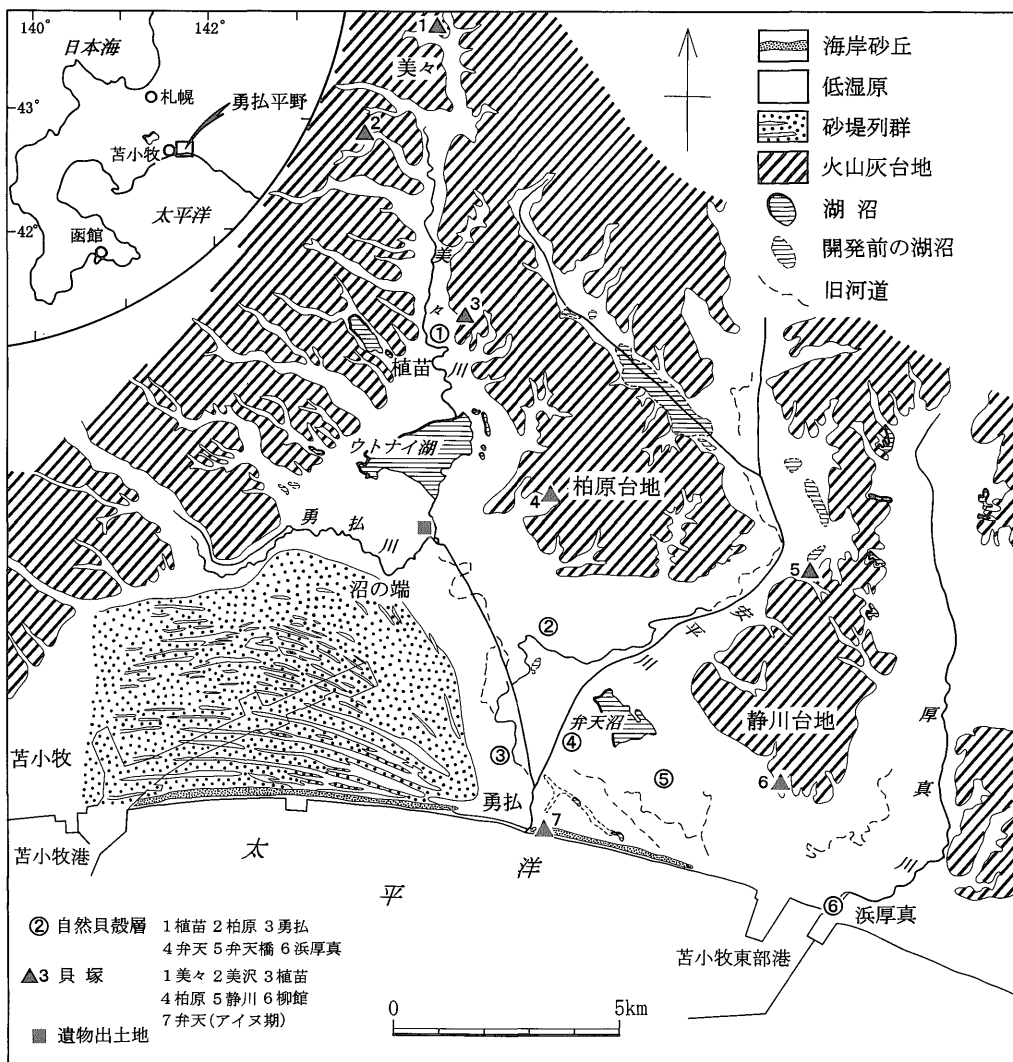
小論では、勇払平野の地盤分布特性と沿岸海域の海底地形・底質分布とを比較・検討し、さらに堆積物の $^{14}\text{C}$ 年代測定値や遺跡分布等から平野の形成過程を考察する。

## 2. 勇払平野および周辺の地形

現在の勇払平野は、大規模工業地帯としての開発が進み、自然地形の大部分が改変されてきた。そのため、改変以前の空中写真や旧地形図等から地形判読を行った。

勇払平野は、「札幌一苫小牧低地帯」の南端に位置した海岸平野である。ここでの勇払平野とは、内陸約12 kmの植苗付近を頂点として、南西および南東方向に広がる標高10 m以下の低地帯で、苫小牧港から厚真川河口付近までの約16 kmにわたる海岸線を南縁とする地域である(第1図)。平野の背後は火山灰台地によって占められている。この火山灰台地は、約3万年前以前に堆積した支笏火山噴出物を主体に構成されている。台地面と平野面は比高10~30 mの海食崖で境されている。台地は、美々川、安平川および厚真川によって開析され、安平川と厚真川は比較的大きな谷底平野を形成している。平野の地形形態は、沼の端一勇払を結ぶ線付近を境にして東西で著しく異なる。すなわち、湖沼や泥炭地が分布する低平な東部低湿原地帯と、波状地形(金森1959)が発達する西部砂堤列群地帯とに二分されている。このような、海岸線に面し東西相違する地形形態は、平野形成過程の特徴をよく示している。海岸線は極めて平滑な砂浜海岸を形成し、東西両地形区にわたって海岸砂丘が発達している。

火山灰台地には、縄文早期以降の遺跡群が数多く分布し、美々、美沢、植苗、柏原、静川、柳館遺跡では貝塚



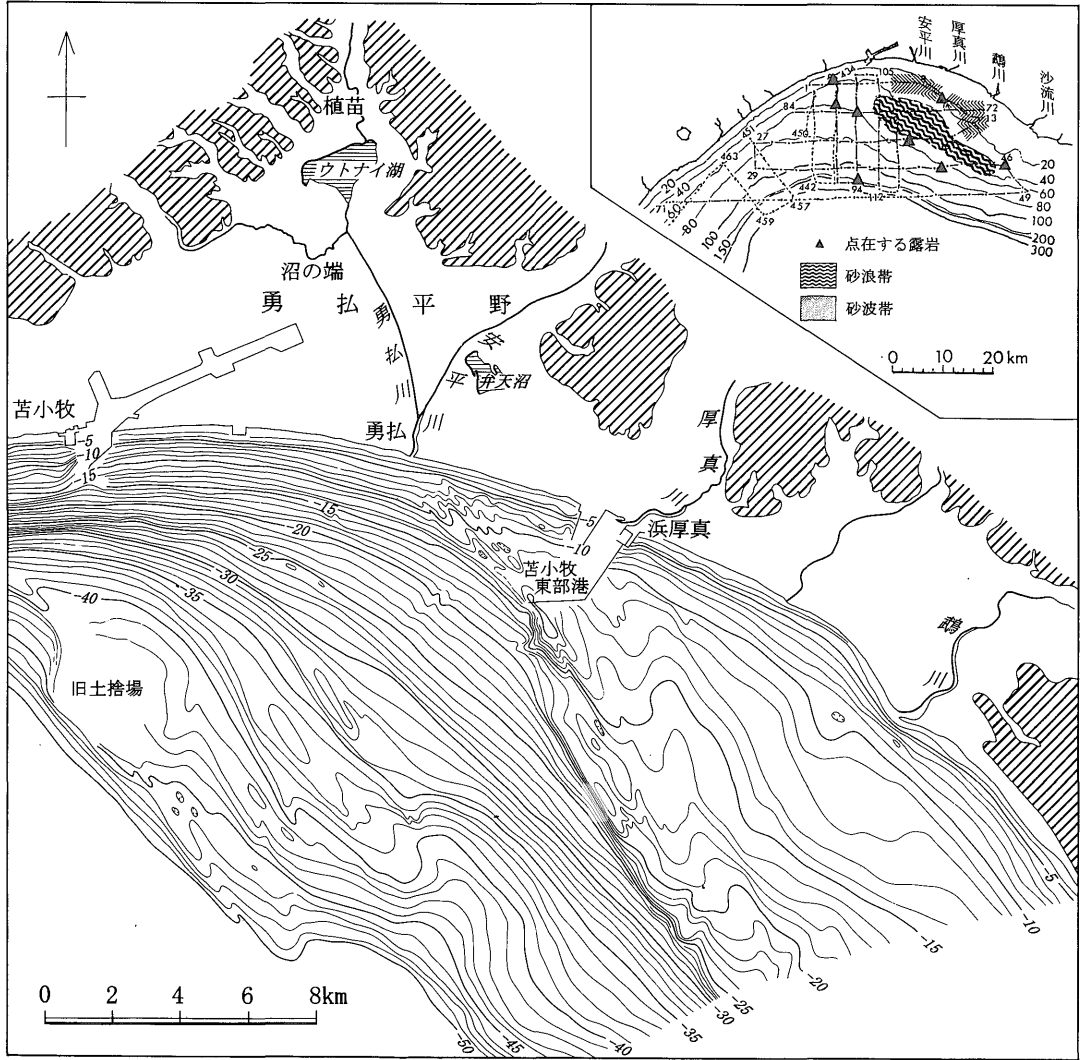
第1図 勇払平野の地形区分図および位置図

が確認されている(第1図)。一方、平野には、沼の端北東約1.5kmの美々川右岸に縄文後期～晩期の遺物包含地(佐藤博之ほか 1969)が、安平川河口左岸の海岸砂丘上にアイヌ期の貝塚(赤松, 1989)が確認されているにすぎない(第1図の7)。

## 2.1 東部低湿原地帯

低湿原は、平野の東半部—砂堤列群地帯の後背地—平野奥部にわたっている。大小の谷底平野もこの地形区に含まれる。標高は谷底平野を除き5m以下と低平で、海岸から約3km内陸には弁天沼(水深約2.2m)が、約10km内陸にはウトナイ湖(水深約1.5m)が分布する。美々

川はウトナイ湖に流入する主要河川で、ウトナイ湖から流出後勇払川と合流し、さらに海岸から約3km内陸で安平川と合流していた。現在は両河川とも直線化され、海岸から約1km内陸で合流し勇払の東で太平洋に流入している。現河口位置は、前面に発達していた砂州を開削して付けかえたもので、昭和22年頃までは約2km西に位置していた。開発前の本地帯には多くの旧河道や池沼が認められ、安平川が東から西に河道変遷した痕跡が残されている。植苗、勇払、弁天、浜厚真地域では自然貝殻層が確認されている(第1図)。



第2図 勇払平野沖海底地形図(水路部発行5万分の1沿岸の海の基本図「苫小牧東部」より)およびサイドスキャンソナー記録解析図(大嶋ほか 1979)

### 2.2 西部砂堤列群地帯

砂堤列群は海岸から内陸約5km間に発達する。おおよそ7群に分けられる(金森, 1959)とされるが必ずしも明瞭に区分はできない。各砂堤列の頂部高度は8m前後で、砂堤列間には標高2~5mの低地が連続あるいは点在する。各砂堤列は内陸側に湾曲し、いずれも勇払付近で収束する形態を示す。この東側の延長は、安平川から鶴川沖合の水深20m付近の海底にまで追認できる(第2図)。そして、内陸側の砂堤列ほど湾曲度が大きく、不鮮明であり、海側の砂堤列ほど海岸線と調和的になり鮮明である。したがって、砂堤列群の形成は、海域の後退に

伴い内陸側から行われてきたものといえる。海岸砂丘は勇払以東の厚真川河口付近まで連続し、東部低湿原地帯を海から閉塞した形態を示している。

### 3. 勇払平野沖の海底地形

海底地形は、海上保安庁水路部刊行の5万分の1沿岸の海の基本図「苫小牧東部(No.6374-5)」をもとに、1978年の地調での音響測深記録を加えて検討した。

本平野沖の海底地形は、勇払沖以東に分布する-10m~-20m平坦面と、その沖側から苫小牧沖にかけて分布する-30m~-50m平坦面で特徴付けられる(第2図)。

-10 m~-20 m 平坦面は、浜厚真沖で幅約 3 km、鷓川沖で約 7 km と南下するほど拡大する。平坦面外縁は比高 5~10 m の急傾斜面で縁どられ、NW-SE 方向の直線的な分布境界を示している。平坦面上には、分布境界と並行する緩い凹地形、防波堤先端部の凸地形、そして、勇払沖の外縁付近に砂波地形が認められる。-30 m~-50 m 平坦面は、勇払沖以東では前記平坦面と画され、以西では沿岸域から漸移的である。そして、-40~-50 m 等深線には沈水河谷地形が、その西側には砂堆地形の分布が認められる。これらの海底地形特徴を、本海域の調査結果 (大嶋ほか 1979) をもとに地形・地質学的に考察してみる。

音波探査記録や柱状試料の解析から、本海域の現世堆積物は、沿岸域や谷埋め部を除き 5 m 以下と薄く、海底地形面は、基盤侵食地形面にはほぼ一致している。-10 m~-20 m 平坦面は、防波堤先端部の凸地形南方に露岩域が確認され (第 2 図)、分布境界が陸域の更新世段丘分布や地質構造 (山口昇一 1960、松野ほか 1960) に調和的であることから、基盤を反映した地形面と考えられる。平坦面上の凹地形は陸上侵食の残存地形であろう。サイドスキャンソナー記録、海底写真、採泥試料等の解析から、勇払沖の水深 20 m 以浅には漂砂域の特徴である砂波地形が発達し、鷓川、沙流川沖の水深 20 m 以浅には径 5~10 cm の円礫の分布が確認された。したがって、本沿岸海域では、水深 20 m 付近までは現水理営力による漂砂影響域と考えられる。苫小牧東部港の防波堤規模はそれに対応したものであろう。一方、-30 m~-50 m 平坦面では、水深 40 m 付近に日高系の堆積岩や変成岩からなる砂礫州が数列分布し、-50~-60 m 等深線沿いには露岩の点在が確認された (第 2 図)。現水理環境では、陸地から運搬されることの不可能な礫の分布から、水深 40 m 付近の砂礫州は、低海水準期 (約 1 万年前) の沿岸流によって形成されたものと推定される。そして、-40~-50 m 等深線の沈水河谷地形は、当時の河口付近の残存地形であろう。陸域台地を構成する支笏火山噴出物は、かつては本海域の水深 40~50 m 付近まで分布していたと推定される (大嶋ほか 1979)。勇払平野沖の東西相違する海底地形は、海岸地質に対する選択的な侵食作用の結果と考えられる。

茂木 (1964) は、勇払平野の形成機構を述べる中で、勇払沖の沈水砂州 (砂波地形) が陸上砂堤列と連続したものであったこと、鷓川沖には沈水三角州地形が存在することなどから、平野西部域の砂堤列地帯と -10 m~-20 m 海底平坦面が縄文海進最盛期の同一形成面であり、現在の地形分布と平野形態は、平野形成過程で勇払以東が

より沈降したことによって成立したと推定した。しかしながら、勇払沖以東の -10 m~-20 m 海底平坦面は基盤更新統を反映した地形面であり、鷓川沖には砂礫質堆積物が分布し、勇払沖の沈水砂州は、現在の波浪によって移動している砂波帯であることが確認された。したがって、平野形成過程において、海水準変動量を上まわる勇払以東の沈降運動は認められない。陸上砂堤列と連続するかに見える砂波帯の形成は、本海域の水理特性と海底地形によるものと推定される。すなわち、本海域の沿岸流向は、夏期 (西向) と冬期 (東向) で相違する (鴻池ほか 1970 a) が、海浜礫の分布や汀線地形等から西向流が卓越した傾向にあると考えられる。一方、波浪入射は、年間を通して海岸線にほぼ直角方向であり (鴻池ほか 1970 b)、急に浅海域となる -10 m~-20 m 平坦面外縁付近で両者が交錯し、砂波帯が形成されるものと推察される。空中写真からも、勇払沖の -10 m~-20 m 平坦面外縁の陸側には、海岸線と斜交する濁度模様が認められる。

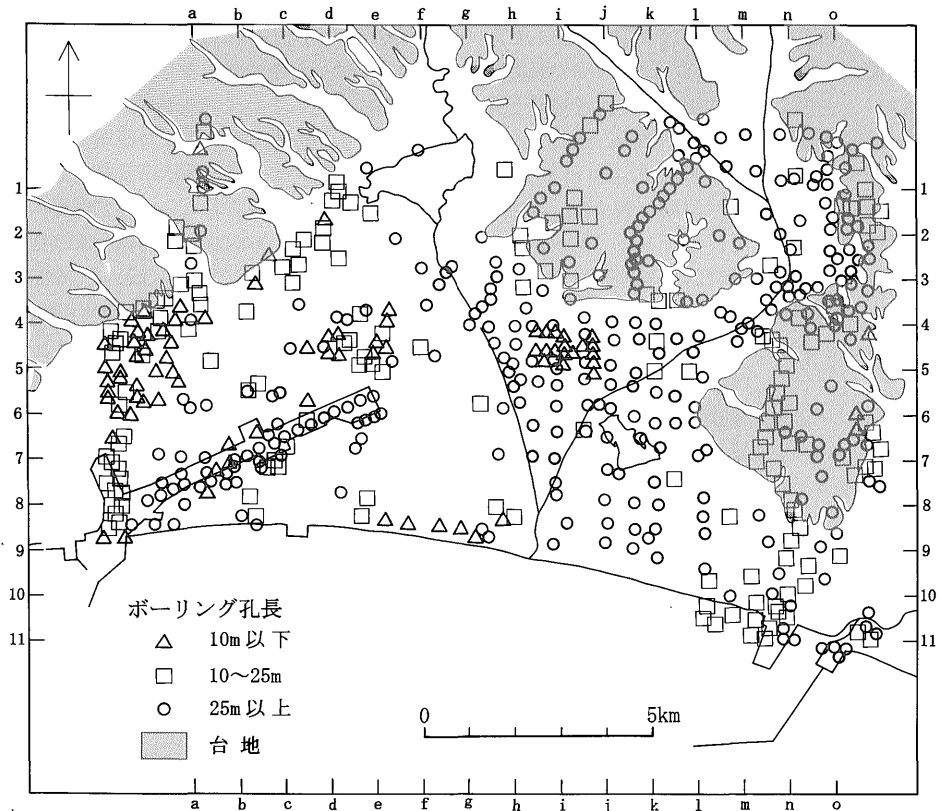
#### 4. 勇払平野の地質地盤

考察したボーリング試・資料の分布を第 3 図に示す。

##### 4.1 基盤更新統

台地を構成する火山噴出物とその堆積年代については、曾屋ほか (1980) によって総括されている (第 1 表)。柏原台地と静川台地のボーリング資料から、火山噴出物の下位には、厚さ 1 m 前後の腐植土層を介在して、N 値 50 以上の砂礫層が、上層標高 +4 m~-5 m、層厚 10 m 前後で広く分布するのが確認される (第 4 図)。近藤ほか (1984) は、静川台地でのボーリング・コア (第 5 図の SZ 孔) から後期更新統の区分を行い、本砂礫層にあたる SZ-V 層 (上面標高 +2.6 m、層厚 12 m) の堆積期を、ウルム水期初頭の本郷層 (山田ほか 1981、馬追団体研究会 1983) とほぼ同時期のものに対比している。

平野地盤を構成する海成層下には、安平川以東では砂礫層が、以西では支笏火山噴出物が分布する (第 4 図、第 5 図)。両層が平野の基盤をなす更新統で、その基盤地形 (完新統基底地形) には、古安平川と古美々川の埋没谷地形が認められる (第 4 図、第 5 図)。埋没谷は、ほぼ現河川流域に沿って形成され、海岸付近での谷底深度は標高 -35 m 前後である。砂礫層は、静川台地前面で -20 m 以浅の埋没谷地面を形成する砂礫層 I と、古安平川谷底面を形成する砂礫層 II に区分される。砂礫層 I は、中~粗粒砂を基質とする 3~30 mm 程度の円~亜角礫で構成され、軽石・火山灰を混入せず、総じて N 値 40 以上を有する。そして、柏原台地前面の支笏火山噴出物下にもその



第3図 考察資料としたボーリングの分布図

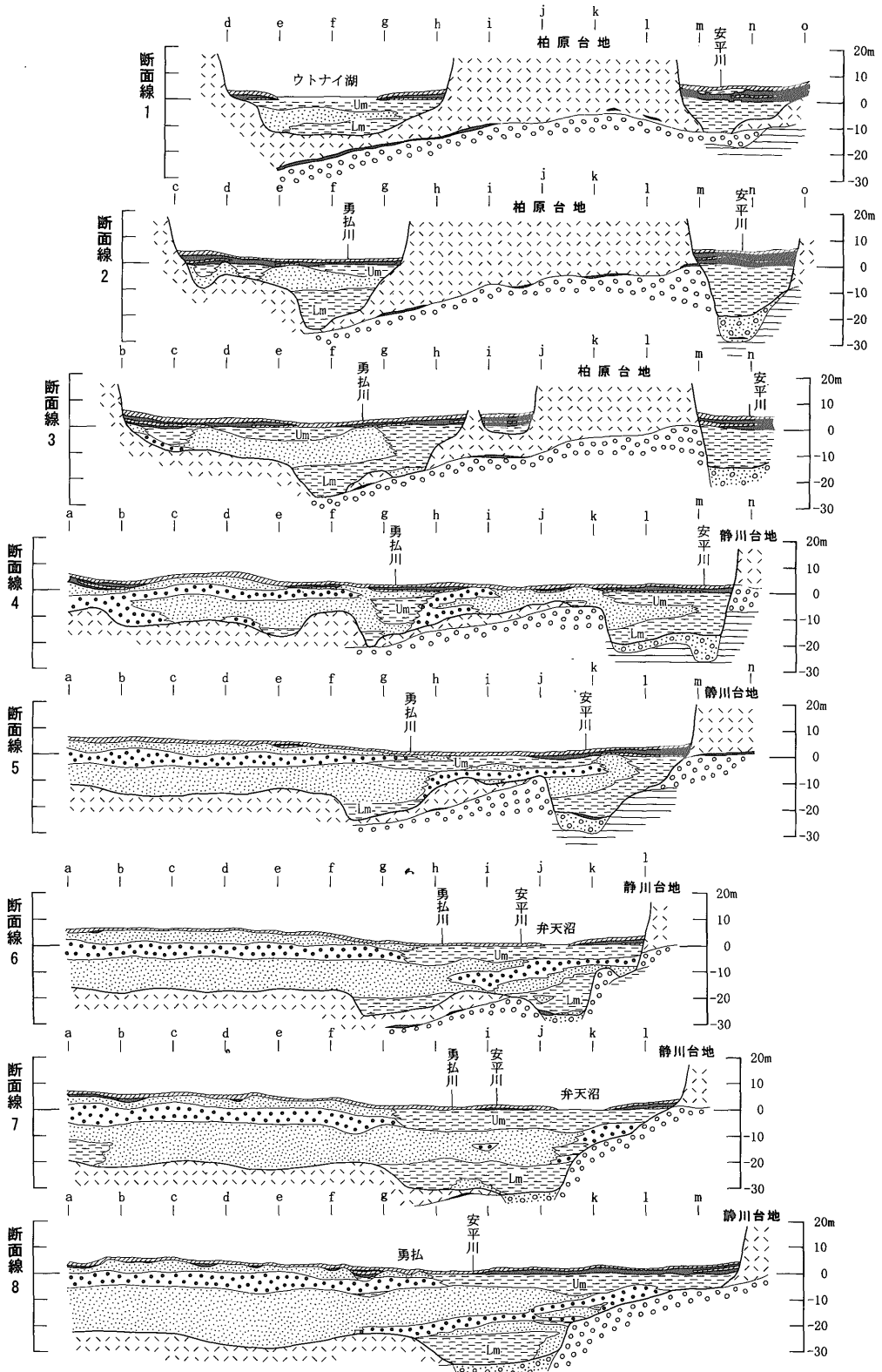
分布が確認される(第4図, 第5図)。砂礫層Iは, 層相, N値, 分布形態から, 火山灰台地下の砂礫層(SZ-V層)と一連のものであろう。そして, 苫東港海域までその分布が確認されることから, 浜厚真沖の-10 m~-20 m海底平坦面は, 平野下から連続した基盤地形面と考えられる。一方, 砂礫層IIは, 砂礫層Iに比べN値がやや低く, 砂質に富むところや軽石が混入するところもある。内陸約4 kmと約10 km地点では直上に腐植土層が分布し(第5図および第6図の1と3), 前者で13,160±120 y.B.P, 後者で13,050±280 y.B.Pの<sup>14</sup>C年代値が得られた。したがって, 砂礫層IIは, いわゆる沖積基底礫層(BG層)に相当するものであろう。

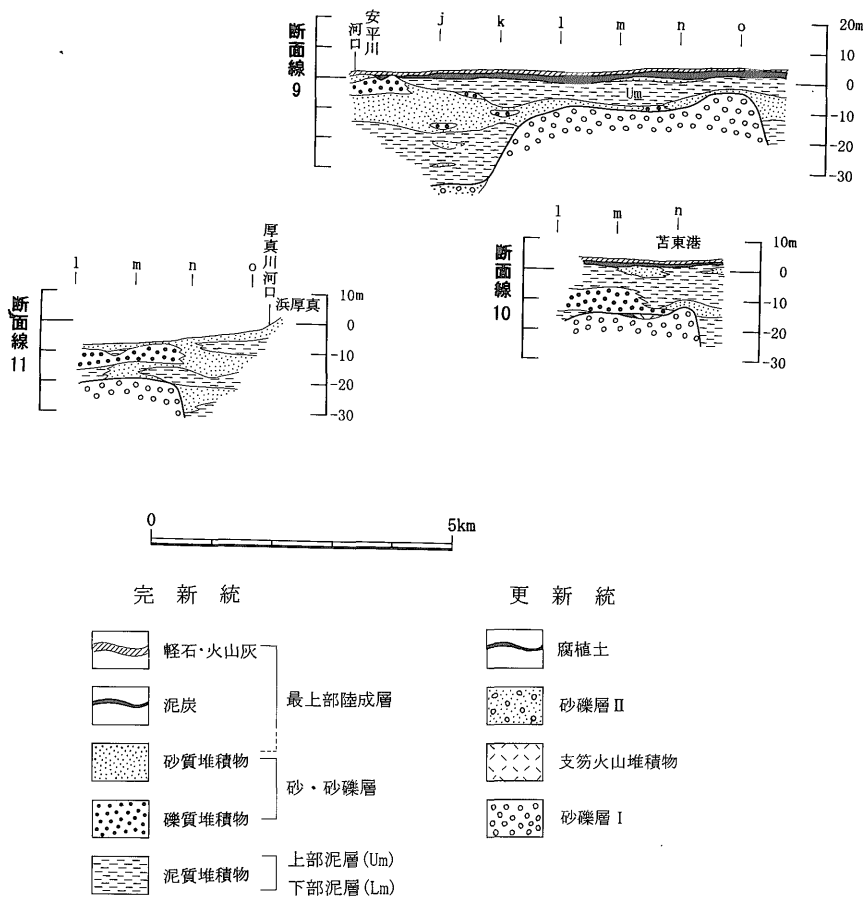
支笏火山噴出物が分布する安平川以西の基盤地形は, 台地縁付近の標高-5 m前後から海岸付近の-25 m前後まで, 緩やかに低下する平坦面を形成している。支笏火山噴出物の層厚は, 柏原台地前面では5 m前後と薄いのが西に向うほど厚くなる。N値も10~30と幅があるが西にいくほど高くなり安定する傾向を示す。

#### 4.2 下部泥層

粘土・シルト・砂質シルトで構成される含貝化石の泥層で, 火山灰質の基質に富み, ところによっては軽石・火山灰が密集する。N値は10近くを示すところもあるが総じて5以下の軟弱地層である。本層の分布は基盤地層を侵食した古河谷域に限られる(第4図, 第7図)。上限標高は, 海岸付近の-25 m前後から内陸に向って徐々に浅くなり, 古美々川河谷域の内陸約8 km, 古安平川河谷域の内陸約6 kmで-10 m前後となる。層厚は, 海岸付近とウトナイ湖南部域で最も厚く15 m前後である。古美々川河谷域の内陸5~6 km付近では分布が把握されていない。資料の少ない地域であるが, 古河谷地形の狭窄部が存在するものと思われる。本層は, 分布域や層相から溺れ谷状を呈した内湾性の堆積物と推定される。平野域での堆積開始は海水準が-35 m付近に達してからであろう。古安平川河谷域の内陸約7 km地点で, 本層上部(標高-10~-12 m)から得られたカキ貝片の<sup>14</sup>C年代値は7,280±190 y.B.Pであった(第6図および第7図の2)。

北海道勇払平野の完新統分布と地形発達 (池田 ほか)





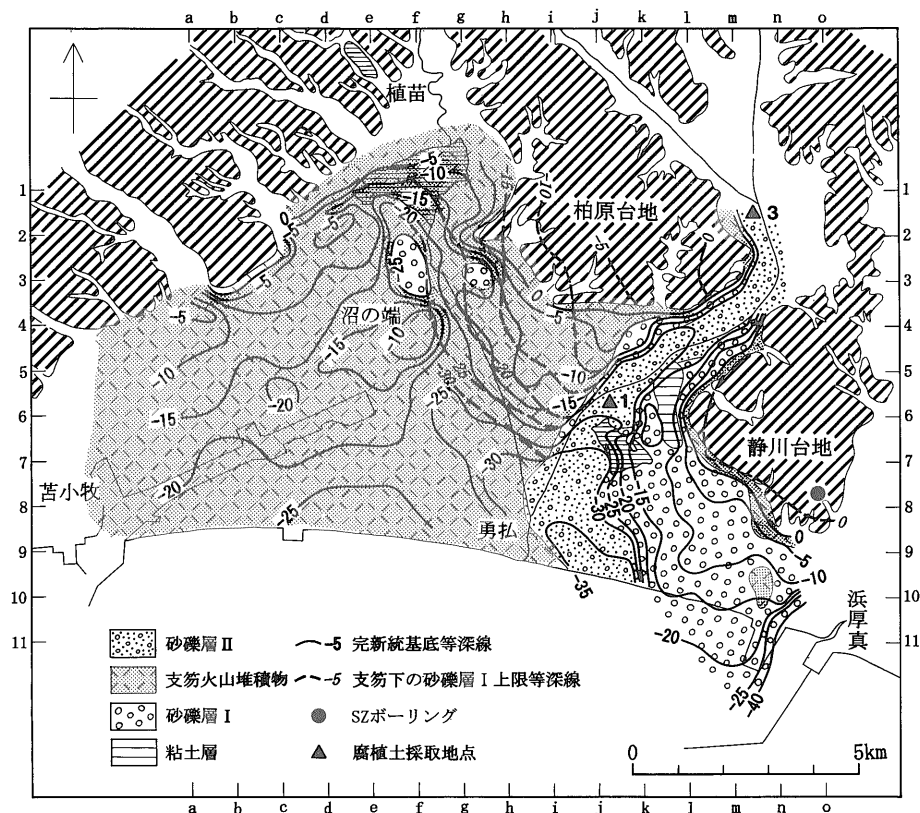
第4図 勇払平野地質断面図(断面線は3図, 5図, 7~8図, 10~11図の図郭外数字に対応)

### 4.3 砂・砂礫層

砂～砂礫で構成される含貝化石の粗粒堆積物で、軽石・火山灰を混入し、ところによっては軽石が密集する。N値は10前後のところもあるが総じて20～30の高い値を示す。本層は平野の大部分に分布する(第4図, 第8図)が、ウトナイ湖以北や谷底平野域では不明瞭となる。東部低湿原地帯では、本層の下位層として前述の下部泥層が、上位層として後述の上部泥層が堆積する。一方、西部砂堤列群地帯では、基盤から表層近くまで粗粒堆積物で占められている(第4図)。上部の砂層は陸成の砂丘堆積物と思われる。ここでは、標高0～5m前後にかけて分布するより礫質な堆積物を、海退期に形成された砂堤の主要構成物と考え、その上限付近をもって区分境界とした。したがって、砂堤列群地帯では、上限標高が0m以浅と浅く、層厚も全域にわたって15～25m前後と厚いが、低湿原地帯では、上限標高が周辺の0m前後から中

央部の-10m前後へと深くなり、層厚も最大で15m前後と薄くなる。本層は、層相的に外海・海浜環境下の堆積物と推定され、下部泥層堆積期とは相違した沿岸環境にあったものと考えられる。すなわち、溺れ谷に侵入していた海域が、海水準上昇とともに周辺火山灰台地を侵食して拡大し、平野域に本格的な海進がおよんだものと推定される。本層の堆積開始は、埋没台面や本層下限の標高から海水準が-25m付近に達した以降であろう。しかし、内陸部では海水準が-10m以浅に達するまで下部泥層が堆積する環境であったものと推察できる。海岸から約2kmの勇払自然貝殻層(第8図, 第9図)では、本層中の標高-15m付近からウバガイやアサリなどを、それ以深から温暖水系のカガミガイ、アカニシ、シオフキなどの貝化石を産出する。そして、ウバガイで6,680±95 y.B.P.、カガミガイで7,190±115 y.B.P.の<sup>14</sup>C年代値が得られている(荒川 1992, 1994)。



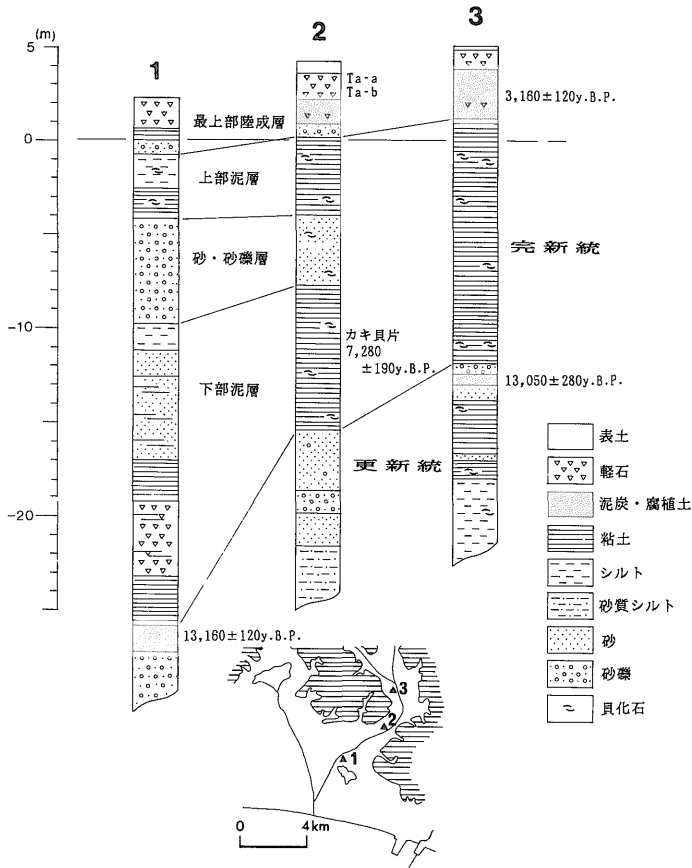


第5図 更新統分布図および完新統基底等深線図

#### 4.4 上部泥層

粘土・シルトを主体とする多含貝化石の泥質堆積物で、N値5以下の典型的な軟弱地層である。下部泥層より泥分が多く、軽石・火山灰を混入し、上部には腐植物を多量に含む。本層は、低湿原地帯を構成する堆積物で砂堤列群地帯には分布しない(第4図, 第10図)。上限標高は、谷底平野を除くほぼ全域で0m前後にある。層厚は、下位の砂・砂礫層上限深度に追従し、中央部の最大10m前後から周辺に向かって薄化する。本層中からは各所で自然貝殻層が確認されている(第10図)。植苗および弁天橋自然貝殻層では、現在北海道周辺に生息しない温暖水系のウネナシトマヤガイを産出する(荒川 1992)。勇払自然貝殻層(第9図, 第10図)は、露頭地点の標高が約1mで、地表下約1.3m付近まで表土と軽石層(Ta-a, Ta-b), 1.3~3.4m付近までが粘土質のシルト層で、その間の約2.0~2.8mにはカキ礁が形成され、その直上からはヤマトシジミが多産する。3.4~10m間は砂質シルト層で、その間の5.6~9.4mからオオノガイやアサリを産出する。10m以深はクロスラミナが発達した砂・

砂礫層となり、前述したウバガイ、カガミガイ、アカニシ、アサリ、シオフキなどを産出する。地表下1.3~10.0mまでの粘土~シルト質堆積物が上部泥層にあたり、ヤマトシジミで4,070±95 y. B.P., カキ貝で5,380±90 y. B.P., オオノガイで6,540±95 y. B.P.の<sup>14</sup>C年代値が得られている(荒川 1992, 1994)。また、弁天橋自然貝殻層でも、地表下約5mの泥炭層直下にカキ礁が形成され、5,490±110 y. B.P.の値が得られている(中田ほか 1975)。本層の層相と分布域から、東部低湿原地帯では、砂・砂礫層堆積期の外海的沿岸環境から内海~内湾的環境へ変化したこと、そして産出貝種から、内湾→潟湖→汽水性湖沼への環境変遷が推定される。西部砂堤列群地帯ではこのような変化はなく、外海的な沿岸環境が継続し、そして海退期に移行した堆積層相を示している。したがって、本層堆積期には、沼の端-勇払付近にかけて砂州が存在し、砂州を境として東西相違した沿岸環境が成立していたものと推定される。砂州の形成は、本層下限深度から海水準が-10m以浅に達してからであろう。そして、本層上部から産出するカキ貝(礁)の<sup>14</sup>C年代値



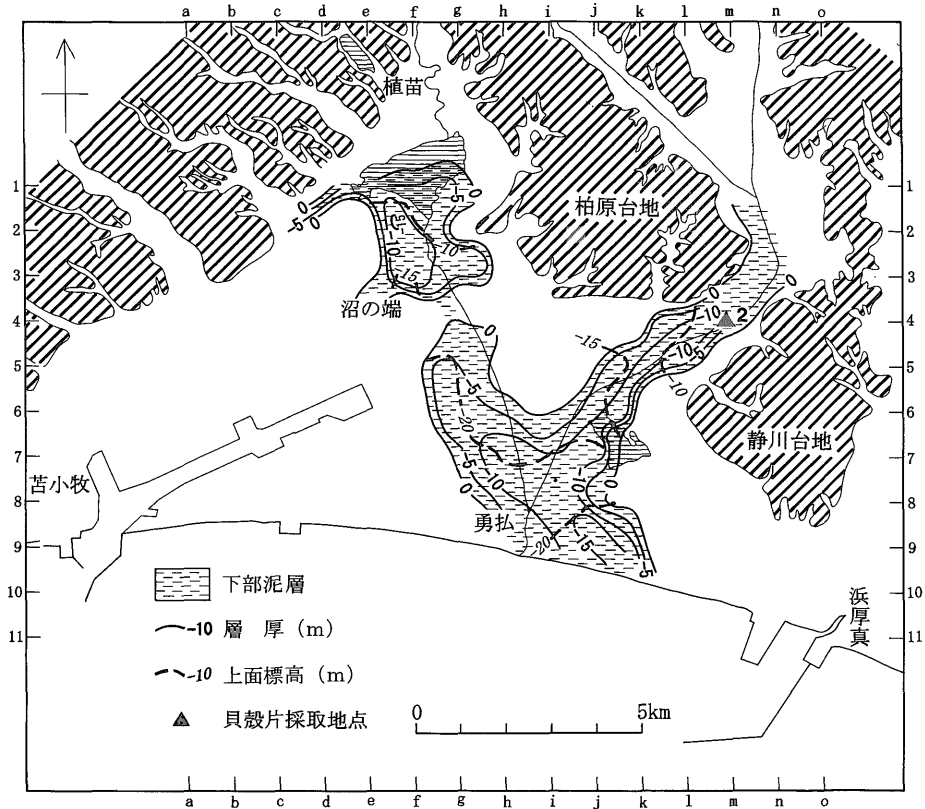
第6図  $^{14}\text{C}$ 年代測定試料採取地ボーリング柱状図

は縄文海進最盛期に対応している。砂州の形成条件として海水準停滞期の存在が推察される。荒川(1992, 1994)は、勇払自然貝殻層を、泥質堆積物中の上位層準と砂礫質堆積物中の下位層準に分け、後者の貝化石群集から、約7,000年前の海水温度は、現在の苫小牧沿岸と同程度であったと推定し、その前後の海水準停滞期を示唆している。また、石狩平野においても、約7000~6,800年前の海水準停滞期の存在が高木ほか(1990)により指摘されている。しかし、この期に形成された砂州が、その後の海水準上昇期にも存続(成長)し得たかという問題もある。カキ礁上位のヤマトシジミの $^{14}\text{C}$ 年代値から、約4,000年前の東部低湿原地帯は、外海からさらに閉塞された内湾環境であったことが推定される。

#### 4.5 最上部陸成層

泥炭、砂丘堆積物および表層の樽前火山噴出物を主体とする陸成層である。樽前火山噴出物はTa-aとTa-b

降下軽石堆積物で、おおむね1m前後の層厚で平野全域に分布している(第4図)。その堆積期は、Ta-aが1739年(元文4年)、Ta-bが1667年(寛文7年)とされている(第1表)。樽前火山噴出物下は、泥炭層、砂質堆積物および泥質堆積物の分布地域に大別される(第11図)。泥炭層は、東部低湿原地帯の海側-静川台地前面域-安平川谷底平野域と、沼の端-砂堤列群地帯の後背地-平野奥部にかけて顕著に分布する。層厚はおおむね2m以下であるが、安平川谷底平野域や砂堤列群地帯の後背地および東部低湿原地帯の海側の一部で3m以上を有する。西部の砂堤列間にも泥炭が分布するが層厚は1m以下である。砂質堆積物は、西部砂堤列群地帯と柏原台地前面域に分布する。その大部分は砂丘堆積物で構成されると思われる。泥質堆積物は、弁天沼周辺から勇払川流域にかけて分布する。前述の上部泥層として一括したものであるが、腐植物を多く含む沼沢地性堆積物の層相が卓越する。



第7図 下部泥層分布図

泥炭層は、厚さ 30 cm 以下の軽石層を挟んで上下 2 層に分れる地域がある (第 4 図)。この軽石層は、約 3,000 年前の堆積とされる Ta-c 層であることが弃天地域で確認されている (山田 1976, 佐藤一夫ほか 1976)。Ta-c 層の分布は、東部低湿原地帯では海岸付近で、西部砂堤列群地帯では海岸から約 1.5 km 内陸で確認されている (Moriwaki 1982)。前者の地点 (第 11 図の 1) では下位に泥炭層が分布し、その基底で  $4,830 \pm 160$  y. B. P の  $^{14}\text{C}$  年代値が得られている (Moriwaki 1982)。砂堤列間に分布する泥炭層基底部の  $^{14}\text{C}$  年代値としては、内陸約 3.5 km 地点 (第 11 図の 2) で  $3,770 \pm 90$  y. B. P、内陸約 0.5 km 地点 (第 11 図の 3) で  $2,990 \pm 150$  y. B. P という測定値が得られている (Moriwaki 1982)。また、沼の端市街東北方約 1.5 km の美々川右岸地点 (第 11 図) では、Ta-b 層下位の標高約 4 m に Ta-c 層が確認され、その下位は砂質の沼の端層で、上部 20 cm には腐植土が混じり、そこから縄文後期末葉の土器が出土する (佐藤博之ほか 1969)。このような堆積物の分布状況から、約 3,000 年前の勇払平野は、西部の砂堤列群が現海岸付近まで発達し

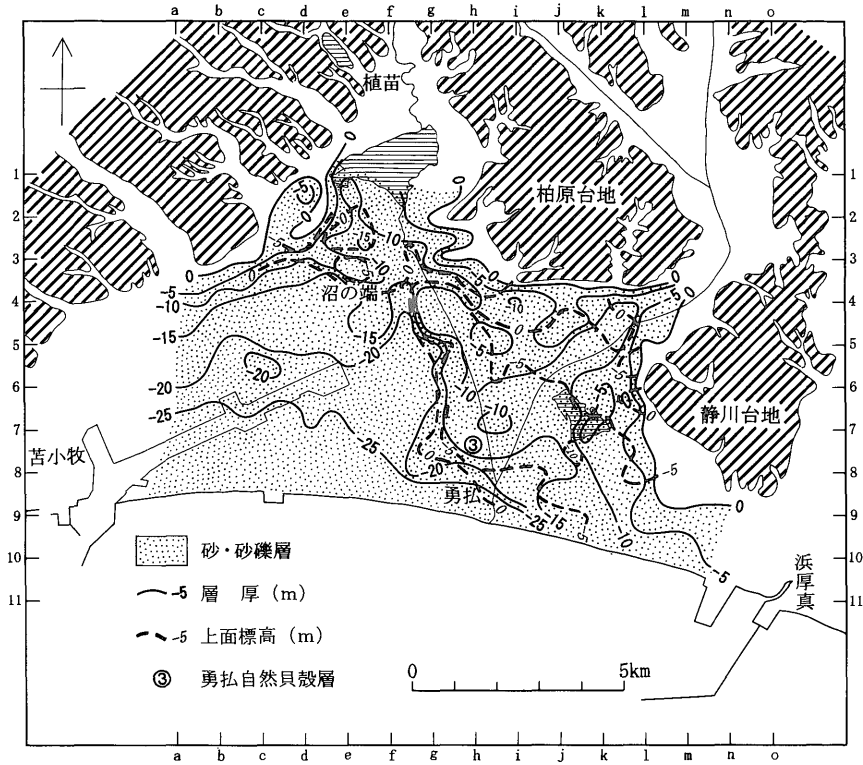
ており、東部地帯には大きな古勇払湖あるいは潟湖が存在し、その周辺は泥炭が発達する低湿原を形成していたものと推定される (第 11 図)。そして平野奥部の古ウトナイ湖は、狭い水路で古勇払湖 (潟湖) と繋がっていたものと推定される (第 13-e 図)。

## 5. 勇払平野の地形発達

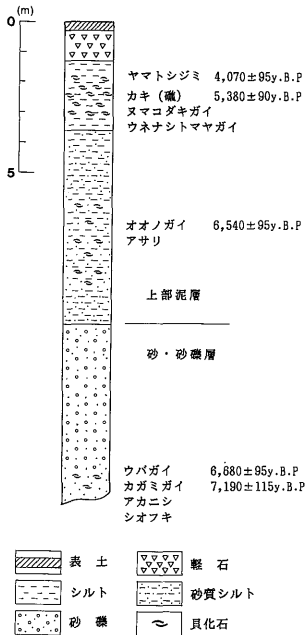
平野地盤の分布形態、海底地形および  $^{14}\text{C}$  年代測定値や遺跡の分布等から、第四紀後期の海水準変化曲線図 (第 12 図) をもとに、勇払平野の地形発達を復元する (第 2 表, 第 13 図)。

### 5.1 約 1 万年前「古安平川・古美々川侵食谷期」

約 1 万年前の海水準は、現在より  $-45 \text{ m} \pm 5 \text{ m}$  の位置にあり (第 12 図)、後水期の海水準上昇過程の中で一時的な停滞期であった。現海岸付近の古安平川埋没谷底深度 (下部泥層下限深度) は標高  $-35 \text{ m}$  前後にある (第 4 図, 第 5 図)。したがって、1 万年前の勇払平野にはまだ海水の侵入が始まっていなかった。当時の海岸線は、海底地形の



第8図 砂・砂礫層分布図



第9図 勇払自然貝殻層柱状図(産出貝化石および<sup>14</sup>C年代値は荒川 1992, 1994による)

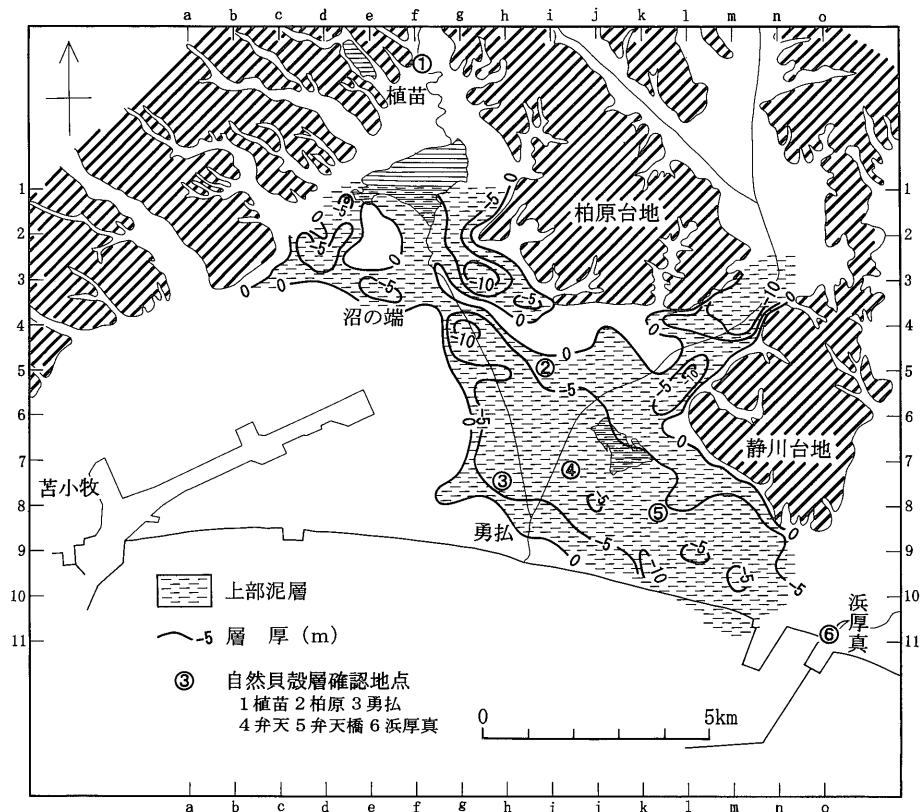
-40~-45m等深線に認められる沈水河谷地形や-35~-40m付近に分布する砂礫州等の残存地形から、勇払沖約10km付近にあったものと推定される(第13-a図)。当時の陸域には火山灰台地が分布し、その台地を侵食して古安平川・古美々川の谷底平野が発達していた。そして、古安平川と古厚真川とは-10m~-20m海底平坦面の外側で合流していたと推定される。

### 5.2 約9,000~8,000年前「溺れ谷期」

海水準が-35mに達した約9,000年前(第12図)、現安平川河口の東方約2km付近から平野への海進が始った。海は古安平川・古美々川の谷底平野に溺れ谷状に侵入し下部泥層を堆積した。当時の溺れ谷地形は下部泥層の分布域と一致する。海水準が-25m付近に達した約8,000年前頃(第12図)の溺れ谷は、埋没谷底深度から現平野の内陸6km付近まで及んでいたと思われる(第13-b図)。

### 5.3 約8,000~7,000年前「古勇払湾期」

海水準が-25m付近に達した約8,000年前(第12図)



第10図 上部泥層分布図

から現勇払平野域に本格的な海進が始まった。外海的な沿岸環境のもとで火山灰台地は侵食され、その先端は内陸へと後退した。勇払平野沖海底地形の東西相違 (第2図) は、火山性堆積物と礫質堆積物という海岸地質に対する侵食抵抗の相違を反映したものであろう。浅海域には、東方から供給される粗粒な沿岸性堆積物 (砂・砂礫層) が堆積した。海水準が-10 m 付近に達した約7,000年前頃 (第12図) は、ウトナイ湖付近を湾奥とする古勇払湾が形成されていたと推定される (第13図-c)。

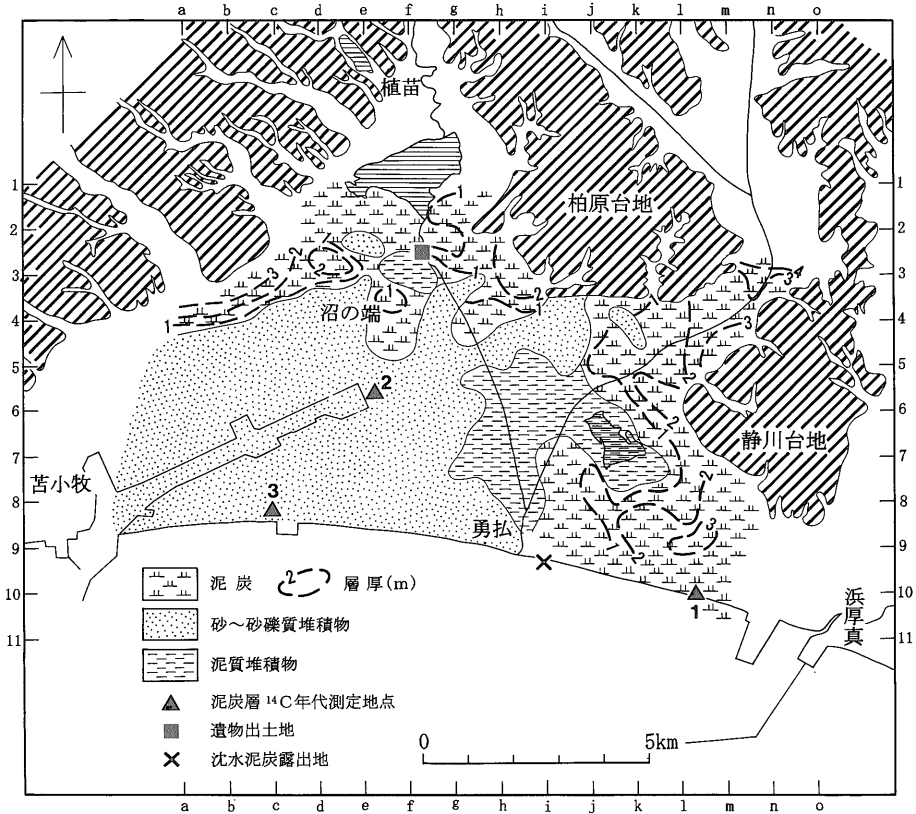
#### 5.4 約6,000~5,000年前「古勇払内湾期」

約6,000~5,000年前は海進最盛期であったといわれている。勇払平野においても、この期の遺跡 (縄文前期~中期) が台地上に数多く分布し、内陸約17 kmには美々貝塚も存在する。最上昇期の海水準は現在より+4 m±1 mに達し (第12図)、現在的美々川・安平川の谷底平野域には溺れ谷状に海が深く侵入したであろう。約6,000年前は、沼の端-勇払にかけて砂州が形成されていたと

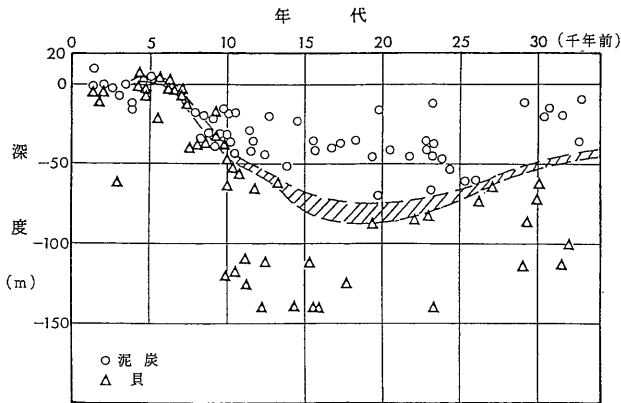
推定される。そして、砂州の東部地帯は内湾的環境下で上部泥層を堆積し、西部地帯は外海的沿岸環境のまま砂・砂礫層の堆積が継続したものと推定される (第13図-d)。約5,500年前の東部地帯は、内湾化がさらに進みカキ礁が形成される環境に移行したものと推定される。勇払平野の地盤特性と地形形態は、砂州形成以降の沿岸環境が基盤となった。砂州の形成要因については今後の研究課題であるが、Moriwaki (1982) によれば、約6,000年前頃の鶴川西部には、現海岸の沖合い約8 kmまで突き出た半島があり、その後沿岸流による半島の侵食に対応して勇払平野側の砂州形成と海岸線の変遷が行われてきたことが指摘されている。

#### 5.5 約4,000~3,000年前「古勇払潟湖-湖沼期」

約4,000年前の東部地帯は、砂堤列の発達によって外海との閉塞が進み、汽水性のヤマトシジミが棲息する古勇払潟湖-古勇払湖に移行していたと推定される。そして、海水準が現在付近にあった約3,000年前 (第12図)



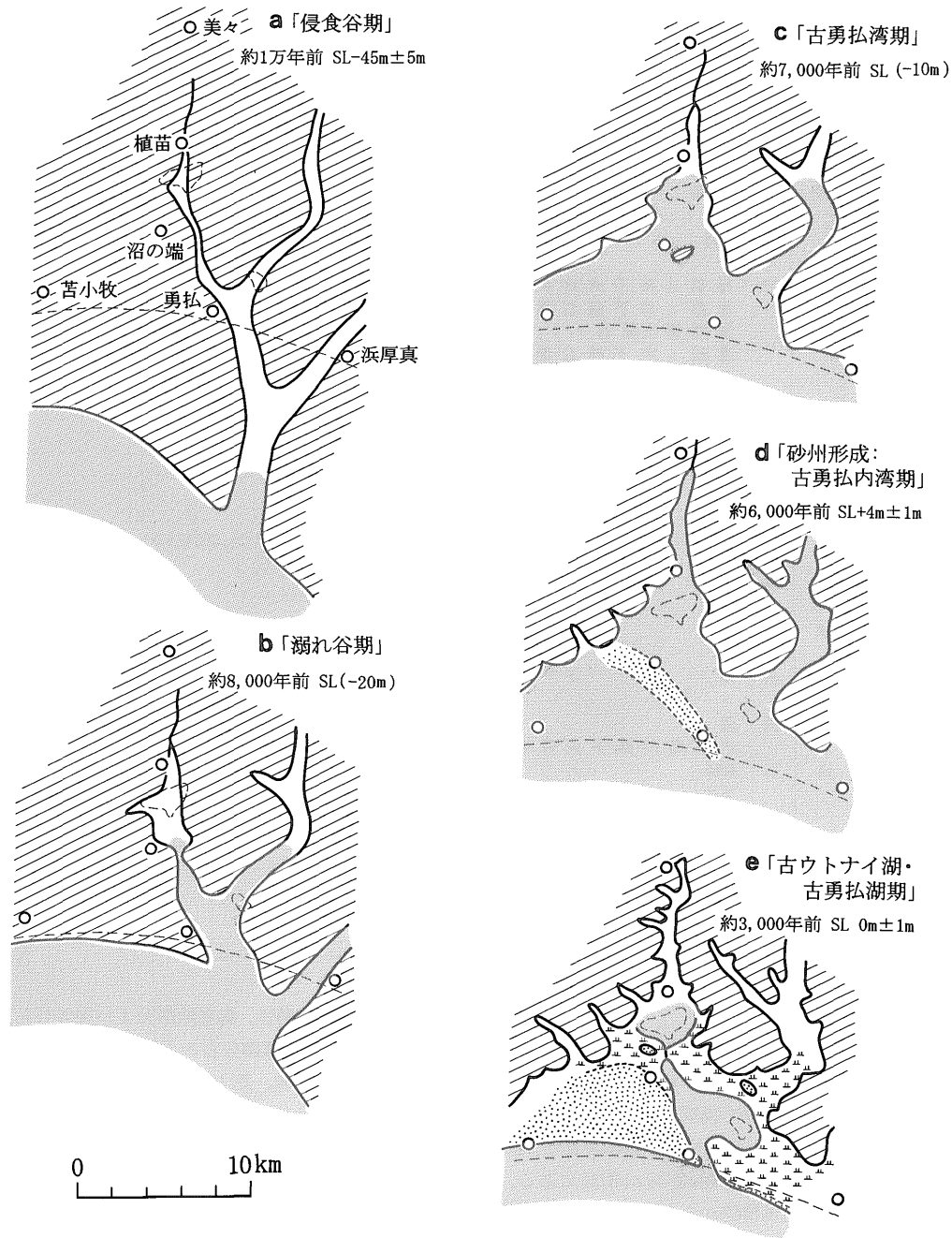
第11図 Ta-b層下の堆積物分布図



第12図 第四紀後期の海水準変動曲線図(大嶋 1991)

には、古勇払湖と泥炭地(下位)が広く分布する低湿原を形成していたと推定される(第13図-e)。ウトナイ湖は内陸湖沼(古ウトナイ湖)となり、狭い水路で古勇払湖

と繋がっていたと思われる。当時の海岸線は、Ta-c層や泥炭層の分布から東部地帯では現在より沖合に、西部地帯では現海岸付近あったと推定される。



第13図 勇払平野の古地理変遷図

### 5.6 現在

現安平川河口左岸の波打ちぎわには高潮時に水没する泥炭層が露出している(第11図)。この泥炭層は、標高的に Ta-c 層の上位のものと考えられる。背後の海岸砂丘

地では、この泥炭層の上位に Ta-b 層が堆積し、それを覆って現海岸砂丘が発達している。そして、Ta-b 層は波浪によって切られている。したがって、勇払平野の海岸線は、最近まで海側に位置していたが近年の激しい海岸侵食により陸側に後退してきた。

第1表 勇払平野および火山灰台地の堆積物総括表(曾屋ほか1980)

時代	地層	備考
完 新 世	沖積層 濕原堆積物	
	樽前 a 降下軽石堆積物 (Ta-a)	1,739年(元文4年)
	樽前 b 降下軽石堆積物 (Ta-b)	1,667年(寛文7年)
	樽前 c 降下火砕堆積物 (Ta-c)	Ca.1,000 B.C
	火山植苗層 『沼の端層』	縄文海進
	樽前 d 降下火砕堆積物 (Ta-d)	8,940年±160年B.P.
	恵庭 a 降下軽石堆積物 (En-a)	Ca.13,000-15,000年前
	羊蹄第3軽石・スクリア層 (Yo.Ps-3)	21,100年±700年B.P.
	恵庭 c 降下軽石堆積物 (En-c)	
	再堆積物 { 水成二次堆積物 風成二次堆積物	
更 新 世	支笏火砕流堆積物	31,900年±1,700年B.P.
	支笏降下火砕堆積物 1 (Spfa 1)	32,200年±2,000年B.P.
	支笏 " 2 (Spfa 2)	
	支笏 " 3 (Spfa 3)	
	支笏降下 " 4 (Spfa 4)	35,750年±1,350年B.P.
	支笏 " 5 (Spfa 5)	
	支笏火砕堆積物 " 6 (Spfa 6)	
	支笏 " 7 (Spfa 7)	
	支笏 " 8 (Spfa 8)	
	支笏 " 9 (Spfa 9)	
支笏 " 10 (Spfa 10)		
噴 出 物	鶺鴒川降下火砕堆積物 1 (Mpfa 1)	
	鶺鴒川降下 " 2a (Mpfa 2a)	
	鶺鴒川降下 " 2b (Mpfa 2b)	
火 積 物	火積物 " 3 (Mpfa 3)	43,200年 <sup>+4,300</sup> <sub>-2,700</sub> 年B.P.
千歳泥炭層		
伏在海成更新統		

7. ま と め

1. 勇払平野の基盤をなす更新統は、東部地帯は砂礫層、西部地帯は支笏火山堆積物で構成され、その基盤地形には、古勇払川と古安平川の埋没谷が確認される。現海岸付近での埋没谷底深度は標高-35m前後にある。
2. 平野の完新統は、海成堆積物からなる「下部泥層」、「砂・砂礫層」、「上部泥層」と、泥炭、砂丘堆積物・樽前火山噴出物からなる「最上部陸成層」に区分される。
3. 「下部泥層」と「上部泥層」は内湾性の堆積物と推定され、前者は埋没河谷域に、後者は低湿原地帯に分布が限られる。「砂・砂礫層」は外海・海浜性の堆積物と推定され平野の大部分に分布する。

4. 平野地盤の分布特性、海底地形および底質分布、堆積物の<sup>14</sup>C年代値、遺跡分布から勇払平野の地形発達を復元した(第2表、第13図)。
5. 完新統の層厚および基底深度分布から、上部泥層の層厚分布の地域的な相違は圧密・沈降によるもので、完新統以下の地層の変動によるものではない。したがって、勇払平野の形成過程の中で、海水準変動量を上回る構造的な変動(沈降)は認められない。

謝辞 ポーリング資料の収集にあたって、北海道開発局札幌開発建設部、同室蘭開発建設部、同石狩川開発建設部、北海道苫小牧土木現業所、同室蘭土木現業所、苫小牧市、千歳市等の各機関から御協力をいただいた。苫小牧市立博物館荒川忠氏には、勇払自然貝殻



第2表 勇払平野の堆積物と地形発達史

地質時代	地層 層厚(max) N 値 上・下限標高	堆積物	地形発達	絶対年代 年代	考古年代	海水準変動
完新世	最上部	【樽前火山堆積物】 Ta-a: (1739 元文4) Ta-b: (1667 寛文7)	勇払原野 海岸侵食 海岸線現在より沖	苫東港 苫小牧港 弁天貝塚	y.B.P.	
	砂丘部	【砂丘堆積物】	苫弁天沼		1000	小海進
	砂層	【上部泥炭層】 :3160±120y.B.P Ta-c:約3000年前		東部域:古勇払湖埋積 西部域:砂堤列発達	2000	小海退
	砂層	【砂堤堆積物】 【下部泥炭層】	古勇払湖・古天然湖	内陸7Km :後期土器	3000	晩期 ±1m
	砂層	【粘土〜シルト層】 多含貝・軽石・腐植物 ヤトシヅミ:4070±95y.B.P	古勇払湖湖期	「東部域:汽水性湖沼」 平野内陸部埋積	4000	後期 中期
	砂層	砂礫:5380±90y.B.P 5490±110y.B.P 厚:10m ウネトマヤガイ N:0~5	古勇払因湾期	「東部域:内湾的沿岸環境」 「西部域:外海的沿岸環境」	5000	中期 前期
	砂層	【砂〜砂礫層】 含貝・軽石 ウカガイ:6680±95y.B.P カミガイ:7190±115 7カシ・シオガ	砂礫形成	海進最盛期:海岸線最内陸	6000	前期 +4m±1m
	砂層	厚:25m/15m N:10~30	古勇払湾期	「外海的沿岸環境」	7000	前期 停滞? -10m±
	砂層	厚:15m N:0~5 -35m	網礼谷期	平野域に本格的な海進 「内湾的沿岸環境」 古安平川河口から海進	8000	前期 繩文 -20m±
	砂層	厚:15m N:0~5 -35m	侵食谷期		9000	前期 -35m±
更新世		腐植土:13050±280y.B.P :13160±120y.B.P	海岸線沖合約12Km	10000	先土器時代	-45m±5m 停滞
更新世		砂礫層II (BG) N=30~50		20000		-80m±5m
更新世		支笏火山堆積物:約30000年前 腐植土 砂礫層I N=50以上		30000		-40m~ -50m

層の調査や産出貝化石のデータについて御協力と御便宜を計って頂いた。北海道立開拓記念館赤松守雄博士および北海道支所山口昇一博士(当時)には、諸々にわたり御助言を頂いた。茨城大学大嶋和雄教授には、地形・地質学についての御指導と本稿の校閲を

て頂いた。記して感謝を申し上げます。

文 献

赤松守雄(1989) 弁天貝塚出土の貝類について。弁天貝塚III。苫小牧市埋蔵文化財調査セン

- ター, p.113-114.
- 荒川忠宏(1992) 石狩低地南部域の完新統自然貝殻層について。苫小牧市博物館研究報告, 2, p.27-40.
- (1994) 石狩低地南部域の完新統自然貝殻層について -特に7,000年前後の貝化石群集の特性について-。苫小牧市博物館研究報告, 4, p.26-38.
- 藤田郁男(1973) 苫小牧低地の地質と地史。苫小牧市史編纂別冊, 3, 勇弘原野, p.3-12.
- 金森定敏(1959) 苫小牧海岸の波状地形(砂丘) 苫小牧海岸平野の生いたち(II)。郷土の科学, no.23, p.4-6.
- 海上保安庁水路部(1982) 5万分の1沿岸の海の基本図「苫小牧東部」および海底地形地質調査報告。35 p.
- 鴻上雄三・星 藤男(1970 a) 日高・胆振海岸の性状。日高・胆振海岸侵食成因調査報告。北海道開発局土木試験所報告, no.51, p.3-9.
- ・————・村木義男・鎌田新悦(1970 b) 海岸侵食へ及ぼす外力の諸特性。日高・胆振海岸侵食成因調査報告。北海道開発局土木試験所報告, no.51, p.37-80.
- 近藤 務・五十嵐八枝子・吉田充夫・赤松守雄(1984) 北海道苫小牧市静川ボーリング・コアにみられる第四系。第四紀研究, no.22, p.313-325.
- 松野久也・石田正夫(1960) 5万分の1地質図幅「早来」および同説明書。北海道開発庁, 35 p.
- 松下勝秀・藤田郁男・小山内 熙(1972) 札幌・苫小牧低地帯およびその周辺山地の形成過程。地質学論集, no.7, p.13-26.
- 湊 正雄・藤原嘉樹・熊野純男(1972) 北海道の海岸平野における軟弱地盤の深度。地質学論集, no.7, p.1-11.
- 茂木昭夫(1964) 北海道勇払沖海底の沈水地形。第四紀研究, vol.13, no.3, p.145-152.
- Moriwaki, H(1982) Geomorphic development of Holocene coastal plains in Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, vol.17, p.1-42.
- 大嶋和雄・井内美郎・村上文敏・松本英二・横田節哉・池田国昭・谷津良太郎・渡辺真治・木村 亨・山屋政美(1979) 噴火湾および周辺海域の堆積物。昭和53年度国立機関公害防止等試験研究成果報告書, 51 p.
- (1991) 地球温暖化の影響量評価とその対策。地質ニュース, no.445, p.50-58.
- 佐藤博之・竹田輝雄・曾屋龍典・対馬坤六・山口昇一(1969) 樽前火山灰c層の降下年代について。地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no.20, p.5-10.
- 佐藤一夫・扇谷昌康(1976) 植苗貝塚。苫小牧市文化財調査報告。苫小牧市教育委員会・苫小牧青少年センター, no.2, 56 p.
- 曾屋龍典・佐藤博之(1980) 5万分の1地質図幅「千歳地域の地質」および同説明書。地質調査所, 92 p.
- 高木俊男・赤松守雄・高橋輝雄(1990) 北部石狩低地帯の完新世自然貝殻層と古環境。北海道開拓記念館研究年報, no.18, p.1-17.
- 中田幹雄・北川芳男・中村 斎・矢野牧夫・三野紀雄・赤松守雄・山田悟郎・小林幸雄・森田知忠・松下勝秀(1975) 石狩低地帯における最近の<sup>14</sup>C年代資料。北海道開拓記念館調査報告, no.9, p.1-13.
- 馬追団体研究会(1983) 北海道中央部馬追丘陵南東の中・上部更新統-2つの海進について-。地球科学, 37, p.8-21.
- 山口久之助・二間瀬 洌・小原常弘・国府谷盛明・早川福利(1963) 北海道水理地質図幅, 「苫小牧・室蘭」および同説明書。北海道立地下資源調査所, no.13, 47 p.
- (1978) 苫小牧市東部の地下水について。北海道立地下資源調査所報告, no.50, p.133-160.
- 山口昇一(1960) 5万分の1地質図幅「鶴川」および同説明書。地質調査所, 29 p.
- 山田悟郎(1976) 苫小牧低地帯における沖積泥炭の花粉分析について。苫小牧市史編纂, sp. ser, no.4, 苫小牧市史編纂室, p.31-33.
- ・和田信彦・赤松守雄(1981) 苫小牧東方地域の中・上部更新統-とくに厚真-鶴川付近の丘陵地域-。北海道立地下資源調査所報告, no.52, p.31-55.

(受付:1995年3月22日;受理:1995年5月30日)