

仙台平野の沖積層と後氷期における海岸線の変化

松本 秀明*

仙台平野における沖積層の堆積構造を明らかにするため、野外調査・ボーリング資料解析および¹⁴C年代測定を行なった。これをもとに約1万年前以降の海岸線変化を復元し、後氷期の海水準変化との関係から仙台平野の地形発達を考察した。

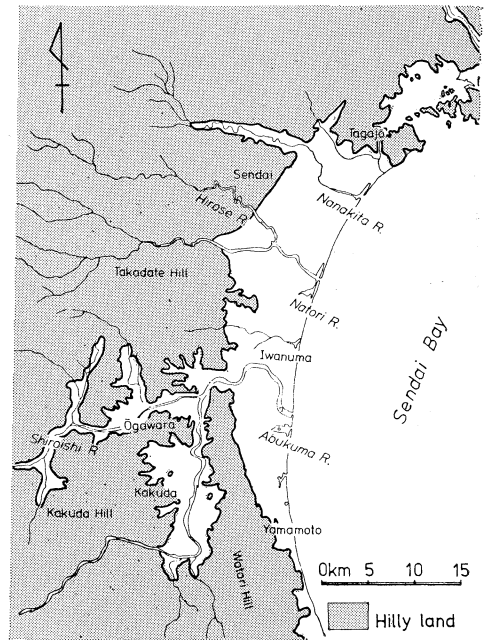
仙台平野の沖積層は堆積環境の違いをもとに8層に細分される。とくに海成層の堆積状態に注目し、海域変化を復元した結果、後氷期の急速な海水準上昇による海域の最拡大期は、阿武隈川の埋積谷においては海水準が-10 mに達する7,900年前、名取川・七北田川の埋積谷においてはそれぞれ海水準が-7 m、-5 mに達する7,500年前、7,200年前にあり、その後は陸側からの土砂による海底埋積速度が海水準上昇速度を相対的に上まわることにより、海水準は上昇しながらも陸域の拡大によって海域は後退し、現在に到るものと考えられる。

I はじめに

一般に、海岸線の出入の大きな入江には三角州平野が発達し、広く外洋に面する地域には数列の浜堤列と堤間湿地からなる平野が発達している場合が多い。海岸平野の形態は発達する場所により多様であり、これは河川の土砂運搬量、波浪の強弱、沖積層基底の形態などの地形形成環境の差異により生ずるものと考えられる。これまで筆者は、地形形成環境の異なる地域において、海岸平野がそれぞれの様な過程で形成されたかを後氷期の海水準変動との関係から明らかにするため、研究を行ってきた(松本, 1977)。本論文では、浜堤列をもつ平野として典型的な仙台平野について、その調査結果をまとめてみた。

仙台平野についての沖積層の研究は、奥津(1953)が深井戸資料から沖積層を細分したのが最初である。その後、長谷浩明(1965)が、多くのボーリング資料をもとに第四系基底の等深線図を作成し、平野下に存在する埋没谷と埋没平坦面の分布を明らかにした。小元・大内(1978)は仙台市小鶴地区で得られた年代試料を中心に、仙台平野の海水準変化を考察している。また、長谷弘太郎(1967)は沖積層を最下部砂礫

層、下部粘土層、下部砂礫層、中部粘土層、上部砂層および上部砂・粘土層に細分し、海成である中部粘土層の分布範囲から、過去の海域の拡大範囲を求めるとともに、貝塚分布図と対照させ、その時期を縄文前期頃とした。しかしながら、これまでの研究では、海岸平野の形成過程における海岸線の前進・後退と、それにかかわる海水準変化との関係につい

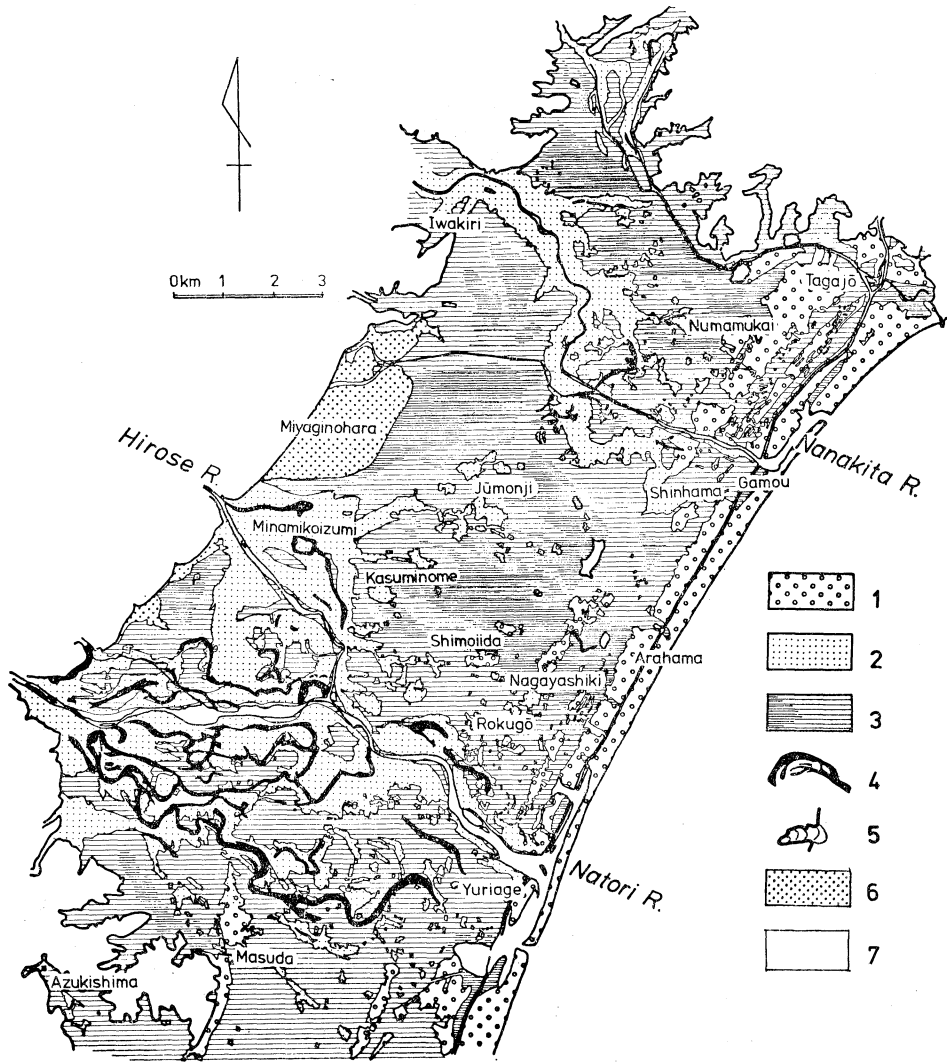


第1図 調査地域概観

* 東北大学・院

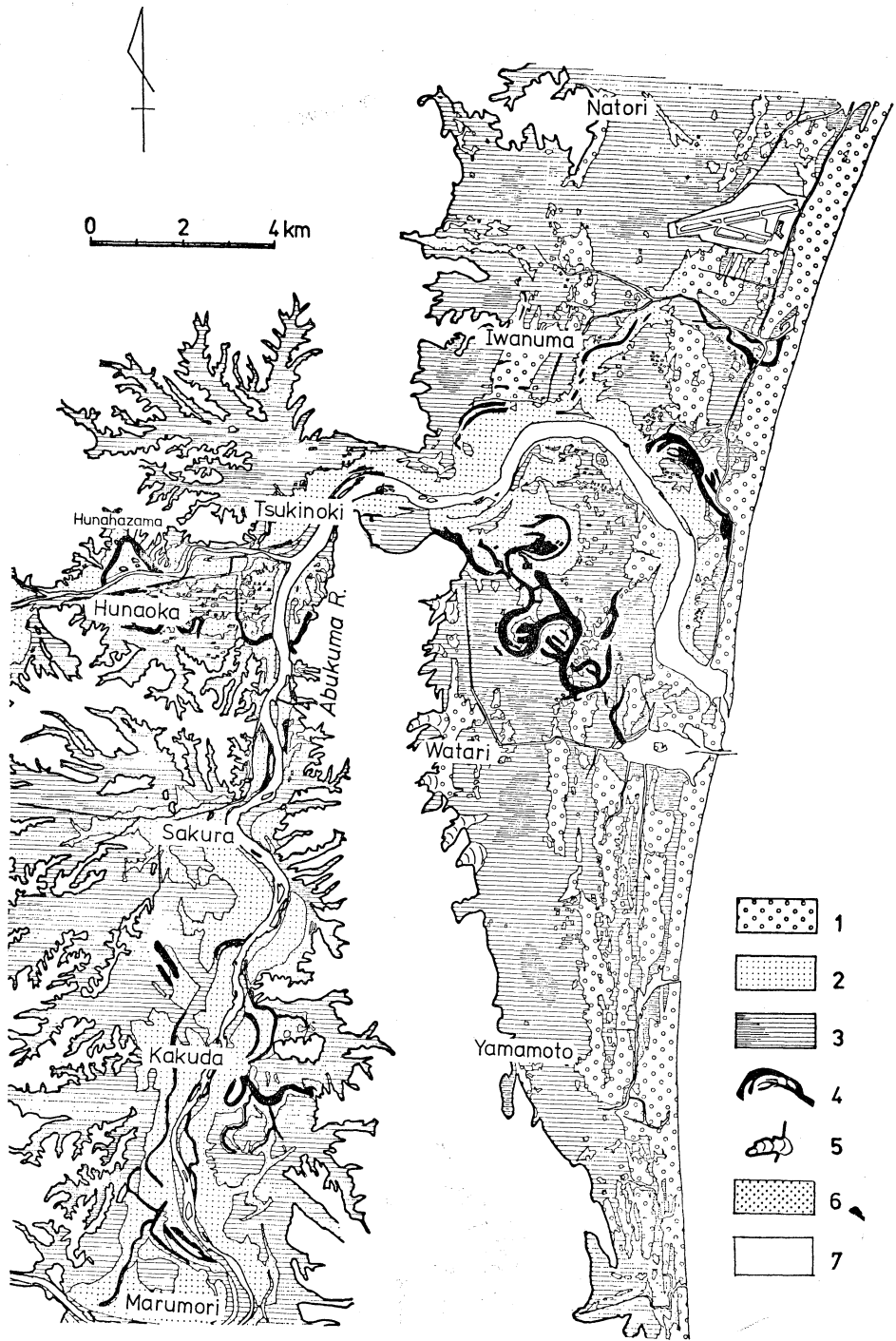
ては十分には明らかにされていない。そこで筆者は、野外調査・ボーリング資料解析・ ^{14}C 年代測定および堆積物の粒度分析を行ない、仙台平野における海水準変動、沖積層相変化および平野の形成過程について考察を行なった。その結果、いくつかの新たな知見を得たのでここに報告し、大方のご批判を仰ぐしだいである。

仙台平野は北・西・南の3方を海拔高度100 mから200 mの丘陵に囲まれた南北約50 kmの海岸平野である(第1図)。地盤高は大部分5 m以下であるが、広瀬川・名取川の合流点付近や内陸部の角田・大河原方面では10 mから15 mに達する。平野下には層厚60~80 mに及ぶ沖積層¹⁾が堆積し、基盤は鮮新統の凝灰岩・安山岩および泥岩からなる。これらの



第2図(a) 仙台平野の微地形分布(北部)

1. 浜堤
2. 自然堤防
3. 後背湿地(線の密な部分は特に低湿な地域)
4. 旧河道
5. 沖積錐
6. 崩積斜面
7. 丘陵



第2図(b) 仙台平野の微地形分布(南部)

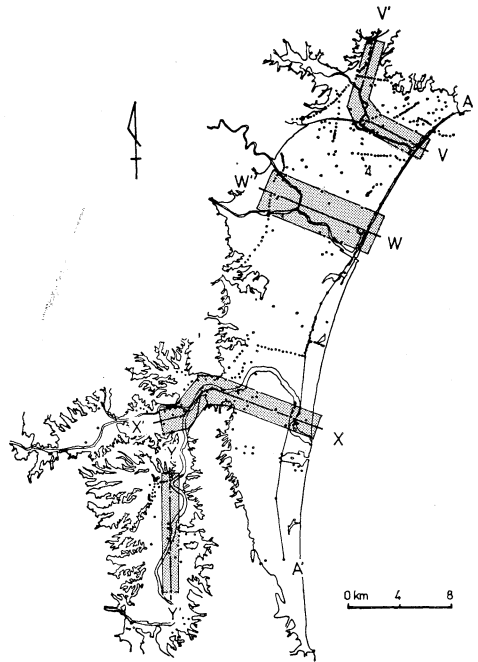
基盤岩の大部分は標準貫入試験N値が50を越え、N値0~30の沖積層と明瞭に区別される。地表には自然堤防、後背湿地等の微地形が発達し、とくに海岸線と平行に数列の浜堤列が認められる(松本, 1977)(第2図)。

流入する主な河川は北から七北田川^{ななきた}、名取川および阿武隈川である。七北田川は新第三系の地域を流下し、流路延長45 km、流域面積208 km²と比較的小規模な河川である。平野部の平均河床勾配は0.2%と緩やかであり、現河床の堆積物は2~3φの細粒砂が主である。名取川は支流の広瀬川とともに新期噴出岩地域に源を発し、新第三系地域を流下し、下流部では、それぞれ安山岩地域の峡谷を経て平野に入る。名取・広瀬両河川は勾配6%の合流扇状地²⁾を形成し、小礫を含む0~2φの粗粒砂を運搬・堆積している。広瀬川を含めた名取川の流路延長、流域面積、平均流量はそれぞれ100 km、939 km²、22 m³/s³⁾であり、仙台平野を流下する河川の中では中規模河川である。また、最も規模が大きい阿武隈川は、流路延長239 km、流域面積5,400 km²であり、福島県白河市西方に源を発し、郡山・福島両盆地を流下し、角田西方で白亜紀の花崗岩を切って平野部へ入る。平野部での平均河床勾配は0.4%と緩やかであるが平均流量が149.5 m³/s³⁾と豊富であり、0~2φの砂質堆積物を多量に運搬している。支流の白石川^{しろいし}は蔵王山周辺の第四紀噴出岩地域を源に緑色凝灰岩地域を流下し、阿武隈川合流点付近まで直径数cm~10数cmの礫を主体とする砂礫を多量に運搬・堆積している。以上のように仙台平野は流況の異なる三つの河川により形成された平野であり、後述するようにそれぞれの河川に沿う地域において沖積層の堆積構造や平野の発達過程に違いが認められる。

II 仙台平野の沖積層

1) 沖積層の堆積構造

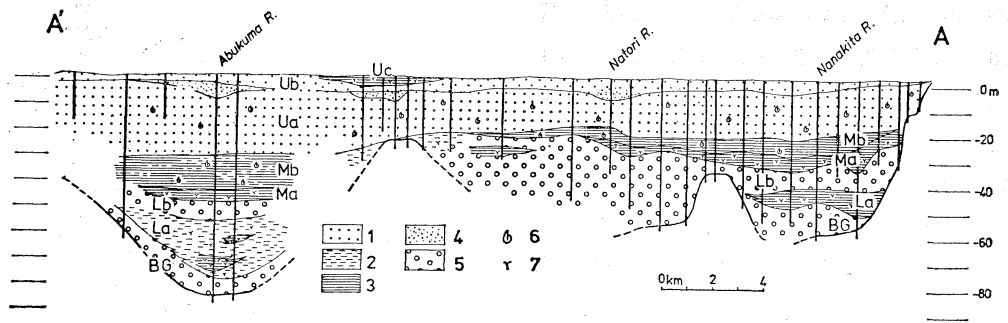
仙台平野におけるボーリング地点および断面の位



第3図 ボーリング地点および断面位置図
V-V', W-W', X-X' および Y-Y' 断面図は、
図中にアミで示した範囲のボーリングデータを、その
中心を通る線上に投影して作成した。

置を第3図に、また海岸線に沿う沖積層の断面(A-A')を第4図に示す。平野下には七北田川、名取川、阿武隈川に対応してそれぞれ-55 m、-65 m強、-80 mの埋没谷が認められ、それらの埋没谷の間には-35 mと-20 mに埋没平坦面がみられる。

沖積層は第4図に示したように、おおまかに下部砂礫層、中部粘土層、上部砂層に分けられる。下部砂礫層は七北田川の埋積谷において-40~-50 mに堆積する腐植質粘土層、阿武隈川の埋積谷における-50~-80 mのシルト層を挟んで上・下2層に分けられる。このうち、下部の砂礫層が直径数cmから10数cmの礫を主体としているのに対し、上部の砂礫層は直径2~5 cmの小礫を混入する粗粒砂を主体とするので前者と区別される⁴⁾。名取川と七北田川の埋積谷では後者の堆積面は6%の傾斜をもち、地表にみられる名取川・広瀬川の扇状地の砂礫



第4図 仙台平野の沖積層断面図

1. 細～中粒砂 2. シルト 3. 粘土 4. 河成砂 5. 砂礫
6. 貝化石 7. 腐植物(Ua～BGの記号は本文参照)

層に連続している。

中部粘土層は、七北田川、阿武隈川の埋積谷で10～30 mの層厚を示すが名取川の埋積谷では5 m以下である。同層はN値10以下の軟弱な粘土層としては一連の堆積物であり長谷弘太郎(1967)のいう中部粘土層に相当するが、詳しくみるとカキ貝などの貝殻片を多量に混入する海成粘土層と腐植物を多量に含む陸成粘土層の上・下2層に細分することができる。

上部砂層は20～30 mの層厚をもち、長谷(1967)の上部砂層に相当するが、貝殻片を混入する海成砂層と貝殻片を含まない淘汰の良い細～中粒砂層に2分される。また同層は、しばしば河床砂起源と思われる粗粒砂層をレンズ状に挟む。

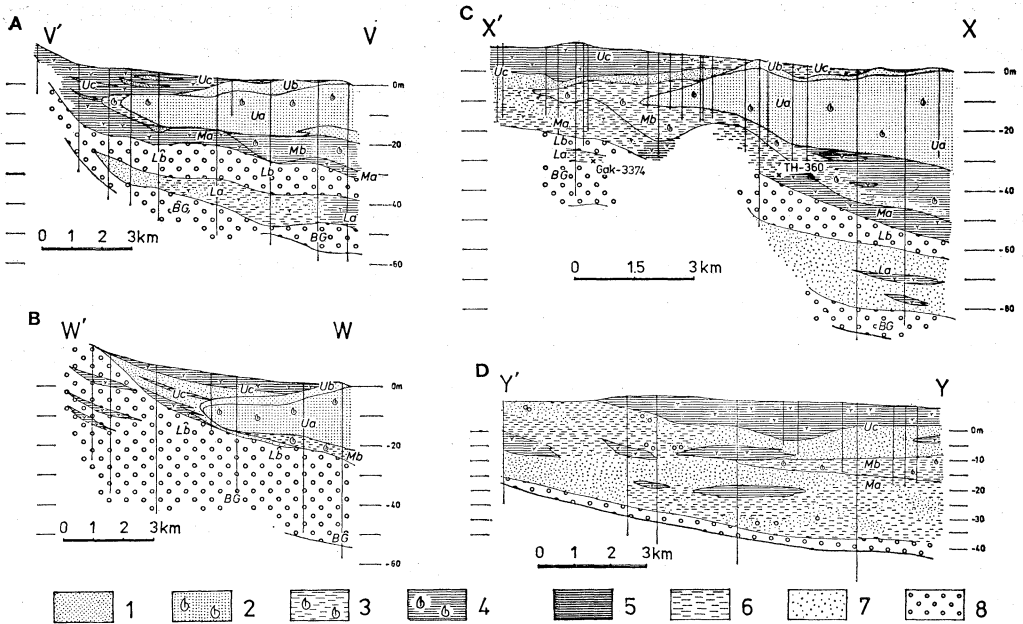
さらに後述するように、内陸部の地表直下には腐植物を多量に混入する粘土層が堆積しており、これ

を含めて仙台平野の沖積層は堆積物の粒度・堆積物中の貝化石や腐植物の多少により8層に細分することができる。本論文ではこれらを、下位から沖積層基底礫層(BG)、下部シルト・粘土層(La)、下部砂礫層(Lb)、中部陸成シルト・粘土層(Ma)、中部海成シルト・粘土層(Mb)、上部海成砂層(Ua)、上部陸成砂層(Ub)および最上部陸成シルト・粘土層(Uc)と呼ぶことにする(第1表)。

第5図A, B, Cはそれぞれ、ほぼ七北田川(V—V′)、名取川(W—W′)および阿武隈川(X—X′)の各埋積谷に沿う断面である。七北田川埋積谷では沖積層基底礫層(BG)、下部シルト・粘土層(La)、下部砂礫層(Lb)からなる下部の砂礫層は内陸に向かって高度を増し、La層は現海岸線から約8 km地点で消滅する。中部陸成シルト・粘土層(Ma)は陸側へ向って層厚を増し、内陸部では最上部陸成層(Uc)に連続

第1表 仙台平野における沖積層の層序区分

濃尾平野(井関, 1962)	仙台平野(長谷, 1967)	仙台平野(本論文)
沖積陸成層	上部砂・粘土層	最上部陸成シルト・粘土層(Uc)
沖積上部砂層	上部砂層	上部陸成砂層(Ub)
		上部海成砂層(Ua)
沖積泥層	中部粘土層	中部海成シルト・粘土層(Mb)
		中部陸成シルト・粘土層(Ma)
沖積下部砂層	下部砂礫層	下部砂礫層(Lb)
	下部粘土層	下部シルト・粘土層(La)
沖積層基底礫層	最下部砂礫層	沖積層基底礫層(BG)



第5図 各埋積谷の沖積層

- A. 七北田川埋積谷 B. 名取川埋積谷 C・D. 阿武隈川埋積谷
 1. 風成砂 2. 海成砂 3. 海成シルト 4. 海成粘土
 5. 陸成粘土 6. 陸成シルト 7. 河成砂 8. 砂礫

する。中部海成シルト・粘土層(Mb)と上部海成砂層(Ua)から成る海成層は海側では現海水準下-30mから現海水準付近まで連続的に堆積するが、内陸に向かって薄くなるくさび状の断面を呈する。くさびの先端は、海岸線から約8km地点にあり、深度は現海水準下5mである。

名取川の埋積谷では下部シルト・粘土層(La)を欠き、他の埋積谷に比較して砂礫層が厚い。海成層(Mb・Ua)は、くさび状の断面をもち、その先端は現海岸線から約5km地点にあり、深度は現海水準下約7mである。

阿武隈川の埋積谷では基盤の深度がほかの埋積谷に比べて深く、海岸線付近で-80mを越える。-60m以深に堆積する厚い下部砂礫層は-65~-80mの砂・粘土層を挟んで、-80m以深に堆積する直径数cm~10数cmの礫層と、上部の小礫を混入する粗粒砂層とに分けられる。他方、海岸線から約10km内陸の白石川合流点地下30mにも腐植質

粘土層がみられ、これを挟んで2層の砂礫層が堆積しており、その層相からそれぞれ下流の下部砂礫層に連続するものと考えられる。内陸部の腐植質粘土層から15,800±350yrBP(Gak-3374)の年代が得られている(若生, 1972)ことから、海岸付近で-80m以深に堆積する基盤直上の砂礫層を沖積層基底礫層(BG)として良いものと思われる。したがって、阿武隈川の埋積谷は、他の埋積谷に比べ、谷底深度が大きい、層序は他の埋積谷と同様であり、ここでも海成層(Mb・Ua)は、くさび状の断面をもつ。阿武隈川本流に沿う断面(第5図D)では海成層の分布は河口から約20km地点にまで遡り、最内陸での海成層の堆積深度は現海水準下約10mであり、その上部は厚い陸成堆積物により覆われている。

2) 沖積層の堆積環境

これまで井関(1962, 1975)により沖積泥層、沖積上部砂層として区分されていた層準は、仙台平野においては陸成・海成といった堆積環境の違いから、

それぞれ2層に細分される(第1表)。ここでは新たな細分結果にもとづいて仙台平野の沖積層の堆積環境を検討してみたい。

BG層は前述のように沖積層基底礫層である。下部シルト・粘土層(La)は、その上・下の砂礫層に比較して相対的に細粒な堆積物からなり、BG層堆積後の海進の影響が考えられる⁵⁾。下部砂礫層(Lb)は直径2~5 cmの小礫を含む砂礫層であり、その堆積面の傾斜は6%前後であり、扇状地性の堆積物と考えられる。La層堆積後一時的な海退あるいは土砂供給の急増を考慮することができよう。

中部陸成シルト・粘土層(Ma)は腐植物を多量に含む粘土層であり、その直上を海成層におおわれていることから海岸線背後の湿地性の堆積物と考えられる。阿武隈川埋積谷中の現海水準下37 mの同層堆積物から9,280±190 yrBP (TH-360)の年代値が得られている。

中部海成シルト・粘土層(Mb)はカキ貝殻を多量に混入する海成粘土層である。長谷(1967)は同層から産出した貝化石を検討し、同層の堆積環境を半淡半鹹水の陸域の影響が強い内湾であると推定しており、また、直下のMa層が湿地性の堆積物であること、直上のUa層下部には一部に飛砂と思われる淘汰の良い中粒砂が認められることなどから、Mb層はバリアとしての砂州に守られた潟湖堆積物と考えられる。

上部海成砂層(Ua)は、浅海性の貝化石(Okutsu, 1963)を多く含む中~粗粒砂層であり、堆積物の粒度分析⁶⁾の結果、平均粒径、淘汰度、歪度はそれぞれ0~1.2φ、0.8~1.2、-0.1~-0.7の値を示し、浅海底の堆積物と同様の粒度組成⁷⁾を示すことから、同層は海浜~浅海底の堆積物と考えられる。また上述のようにUa層下部はMb層と同時異層の関係にある砂州の堆積物と考えられる。長谷弘太郎(1967)は、本論文におけるUa層とUb層を一括して上部砂層とし、これを縄文海進以降の海退時の堆

積物としたが、筆者はUa層下部は海進の堆積物、Ua層上部およびUb層は、みかけ上の海退時⁸⁾の堆積物と考える。

上部陸成砂層(Ub)は貝殻を含まない中~細粒な砂層である。阿武隈川左岸における同層の堆積物は、平均粒径、淘汰度、歪度がそれぞれ1.3~1.8φ、0.4~0.6、-0.05~+0.1の値を示し仙台湾岸の海浜における海浜~風成砂と同様の粒度組成⁹⁾を示すことから、同層は海浜~海浜背後の堆積物と考えられる。

最上部陸成シルト・粘土層(Uc)は内陸部ほど厚く、一部では10 mにも及ぶ泥炭層を形成しており、地表の後背湿地を構成する粘土層である。同層は一部に河床~自然堤防砂と思われる粗粒砂をレンズ状に挟む。

細分された各層は以上の様な堆積環境が考えられ、とくにMa—Mb—Ua下部は、低湿地—潟湖底—砂州という同時異層の関係にあると考えられる。

III 仙台平野の形成過程

1) 海水準変動

臨海沖積層の堆積過程は海水準と密接な関係があり、海岸平野の形成過程を論ずるためには、はじめに仙台平野における後氷期の海水準変動を明らかにしておく必要がある。

仙台平野の海水準変動は小元・大内(1978)により報告されているが、小元らの報告は現海岸線から約6 km内陸にある仙台市小鶴におけるひとつの沖積層露頭から得られた年代試料を中心に海水準変動を復元しており、これにもとづいて平野全体の地形発達を論じることにはできないと考える。筆者は仙台平野全般にわたり¹⁴C年代資料を得、これに小元らが示した年代測定結果を加え、改めて海水準変動曲線を描いた(第6図)。

本地域では、旧海水準を直接示す年代試料は少なく、採取試料の種類や産出状態から旧海水準の相対的な位置を推定することができるのみであり、今回

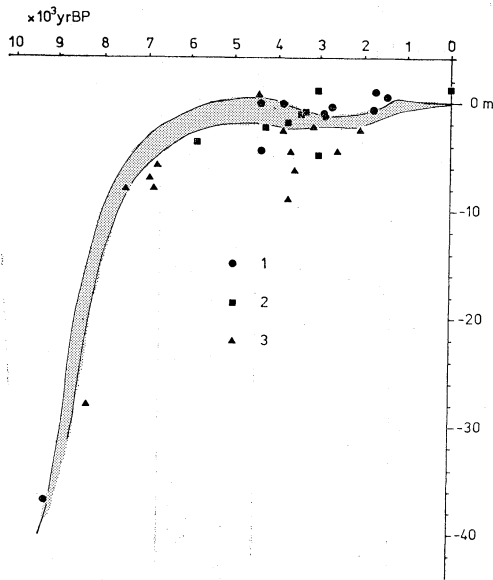
第2表 調査地域の¹⁴C年代資料

試料採取地点	試料採取 海拔高度 (m)	試料	堆積環境	¹⁴ C年代(yrBP)	コード番号	文献
仙台市小鶴	+ 1.0	泥 炭	後背湿地堆積物	1,775±110	TH-070	小元・大内(1978)
	- 0.5	泥 炭		2,775±125	TH-071	
	- 1.3	泥 炭		2,965±125	TH-072	
	- 1.6	木 片		3,500±130	TH-073	
	- 2.0	木 片		3,790±135	TH-055	
	- 2.3	木 片	4,315±145	TH-080		
	- 3.8	木 片	浅海底堆積物	5,910±170	TH-067	
	- 6.0	貝殻 (<i>Macoma incongrua</i>)		6,775±185	TH-068	
	- 7.0	貝殻 (<i>Crassostrea gigas</i>)		6,940±190	TH-069	
	- 8.0	貝殻 (<i>Crassostrea gigas</i>)		6,850±185	TH-056	
- 8.0	貝殻 (<i>Batillaria zonalis</i>)	7,515±200		TH-077		
仙台港	+ 0.5	木 片	後背湿地堆積物	3,105±130	TH-147	
岩 沼	+ 1.2	木 片	後背湿地堆積物	Modern	TH-271	本 報 告
	- 0.2	腐植質粘土		4,400±120	TH-358	
	- 0.7	泥 炭		1,490± 90	TH-225	
	- 0.7	泥 炭		1,790±100	TH-224	
	- 1.0	泥 炭		2,960±110	TH-353	
	- 4.5	泥 炭	?	4,390±120	TH-349	
	- 4.5	貝殻片 (<i>Crassostrea gigas</i>)	浅海底堆積物	2,630±100	TH-351	
	- 5.0	木 片		3,070±110	TH-350	
	- 6.3	貝殻片 (<i>Spisula sachalinensis</i>)		3,580±110	TH-352	
	- 7.0	貝殻片 (<i>Spisula sachalinensis</i>)		1,650± 90	TH-354	
- 9.0	貝殻 (<i>Meretrix lusoria</i>)	3,750±110		TH-270		
多賀城	- 1.0	木 片	後背湿地堆積物	3,380±140	TH-355	
	- 2.0	貝殻 (<i>Crassostrea gigas</i>)	浅海底堆積物	3,210±110	TH-359	
	- 2.7	貝殻 (<i>Crassostrea gigas</i>)	浅海底堆積物	3,880±120	TH-356	
名 取	+ 0.9	貝殻 (<i>Meretrix lusoria</i>)	海浜堆積物	4,470±120	TH-373	Omoto, K (1979)
	- 0.2	泥 炭	後背湿地堆積物	3,900±120	TH-343	
亘 理	-37.0	腐植質粘土	後背湿地堆積物	9,280±190	TH-360	本 報 告
七ヶ浜	- 2.5	貝殻片	浅海底堆積物	2,160±110	TH-367	Omoto, K (1979)
	- 4.5	貝殻片		3,700±120	TH-376	本 報 告
柴 田	-26.5	泥 炭	後背湿地堆積物	15,800±350	Gak 3374	若生(1972)
石 巻	-28.0	貝殻片	浅海底堆積物	8,240±210	TH-485	本 報 告

は各年代試料から判断される旧海水準の上限・下限(第6図の2本の線)を設定するのみとした。なお¹⁴C年代試料の産出状況および測定結果は第2表に一括して示した。

阿武隈川埋積谷において、現海水準下37mから採取されたMa層中の腐植物から9,280±190 yrBP(TH-360)の年代が得られ、また仙台平野と同じく仙台湾に面する石巻平野にて、現海水準下28mから産出した貝殻片の年代が8,240±210 yrBP(TH-

-485)であり、最終氷期最盛期以降上昇を続けていた海水準は約9,300年前には-40m付近に、約8,300年前には-28m以浅に達していたと考えられる。その後海水準は約7,500年前に-7m付近、約6,500年前には-4m付近としたいにその上昇速度を緩めながら上昇を続けた。仙台平野にみられる3列の浜堤列(松本, 1977)のうち、最内陸の浜堤において地表から約3m(現海水準から+0.9m)における海浜砂層中の貝殻から4,470±120 yrBP(TH-



第6図 仙台平野における相対的海水準変動曲線¹⁰⁾

1. 泥炭試料 2. 木片試料 3. 貝殻試料

373)の年代が得られ、約5,000年前には、海水準はほぼ現在と同レベルに達していたと考えられる。また、浜堤列間の湿地において現海水準下1 m付近の泥炭の年代が $2,960 \pm 110$ yrBP (TH-353)~ $1,790 \pm 100$ yrBP (TH-224)を示し、約3,000年から2,000年前に海水準が一時的に現海水準下に低下したことが考えられる。仙台平野における海水準変動の傾向をみると、約8,000年前以前の急上昇期、約8,000年前から5,000年前にかけての上昇速度低下期、そして若干の微変動は認められるものの約5,000年前以降の相対的な安定期に区分することができよう。

2) 海域変化からみた仙台平野の形成過程

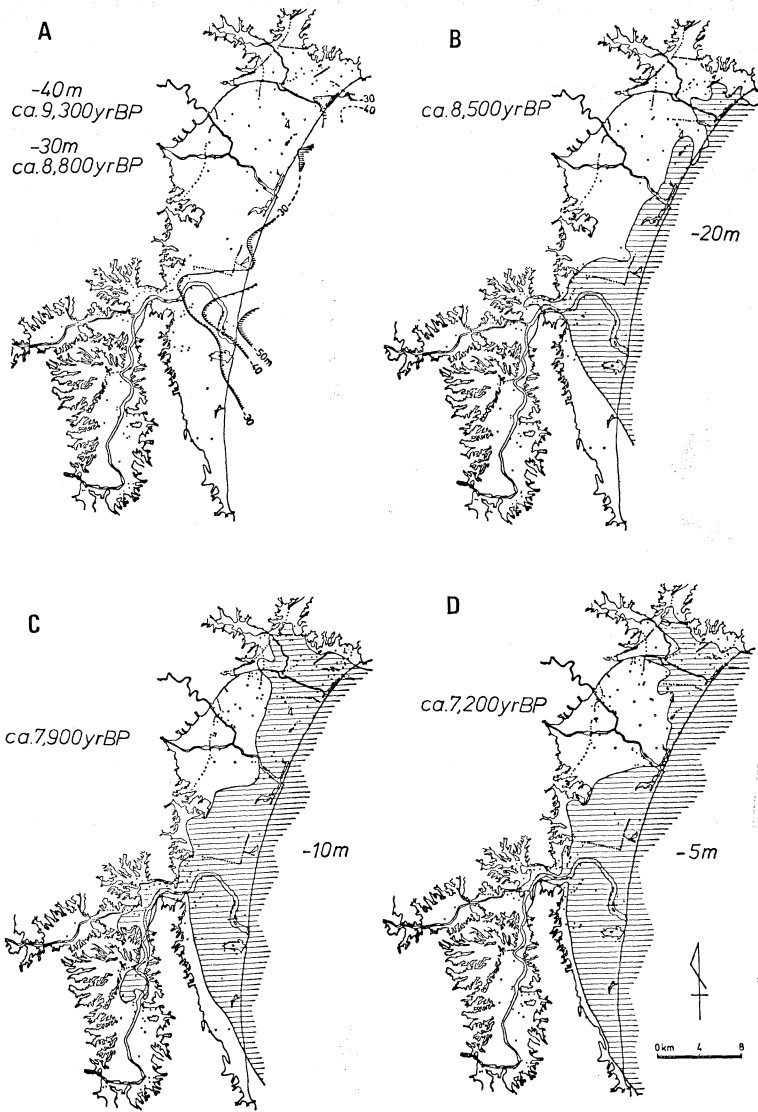
沖積層の断面を水平な面で切った場合、陸成層と海成層の接点は、かつての陸域と海域が接する海岸線の位置をおおまかながら示すものと考えられる。海岸線の位置は、海水準高度とともに沖積層の層相変化を支配する重要な要因である。したがって後氷期の海岸線位置変化を明らかにすることは、海岸平野の発達過程をより詳細に復元するために重要なこ

とと考える。

七北田川の埋積谷(第5図A参照)では、海水準が-30 mに達する約8,800年前に現海岸線直下において潟湖としての海域が侵入し、海水準が-20 mを越える約8,500年前には、海水準の上昇とともに砂州が陸側へ移動して海浜~浅海性の砂層(Ua)が堆積した。海水準が-5 mに達した約7,200年前には海岸線は現在の海岸線から約8 km地点まで侵入し、この断面における海域の広がりには最大となった。しかし、海岸線の後退が認められるのはこの時までであり、海水準が-5 m以浅になると、海水準が上昇傾向にありながらも陸側からの土砂により海域は徐々に埋め立てられ、海岸線が前進を開始し、現在に至ったものと考えられる。

同様に名取川、阿武隈川の埋積谷の現海岸線直下における海域の侵入は、それぞれ海水準が-25 m、-50 mに達する約8,600年前、9,000年前以前であり、海水準の上昇に伴う海域の拡大はそれぞれ海水準が-7 m、-10 mに達する約7,500年前、約7,900年前に最大となった。その時の海岸線はそれぞれ現海岸線から4 km、20 km内陸の地点にあったと推定される。なお阿武隈川支流の白石川沿いでは、海水準が-7 mに達する約7,500年前に海岸線が最も後退しており、その位置は現海岸線から約12 kmであり、この頃の阿武隈川沿いの地域は奥深い入江状になっていたと考えられる(第5図B, C, D参照)。七北田、名取、阿武隈の各埋積谷における海域の最大拡大範囲は、長谷弘太郎(1967)が示した拡大範囲と水平的な位置においては一致するが、長谷は、それに対応する海水準高度を現在のレベルより数m高かったとしている点で筆者の考えと異なる。

次に、ボーリング資料を詳細に検討し、仙台平野全体での海域変化を復元し第7図に示した。この場合の海域復元は、Mb層の分布限界をもとに行なったもので、ここでいう海域は潟湖を含む。仙台湾の海底には深度140~150 mに傾斜の遷急点が認めら



第7図 仙台平野の海域変化

- A. 海水準が-40 m~-30 m の時期(約9,300~約8,800年前)¹¹⁾
- B. 海水準が-20 m の時期(約8,500年前)
- C. 海水準が-10 m の時期(約7,900年前)
- D. 海水準が-5 m の時期(約7,200年前)

れ、その位置を最終氷期最盛時の海岸線の位置とすれば、当時の海岸線は現在より約60 km 沖合に位置していたと考えられ、その後の海水準の上昇により海岸線が急速に後退したものと考えられる。仙台平野で最も早く海域の侵入があったのは現在の阿武隈

川河口付近であった。海水準が-10 m に達する頃になると、阿武隈川に沿って海域が現海岸から約20 km 地点まで侵入しているのに対し、名取川沿いでは海岸線の後退量が小さい。名取川付近では堆積場の容積に対して土砂の供給量が多いためと考えら

れる。海水準がやがて -5 m に達すると、仙台平野は各地で拡大をはじめ、名取川沿いではすでに現在の海岸線付近まで陸地が拡大しており、阿武隈川沿いでは -10 m の海水準の時期よりも約 10 km も海岸線が前進している。これに対し七北田川沿いでは顕著な海の後退はまだ認められない。

3) 仙台平野の拡大

池田(1964)は、海岸線の前進・後退は海水準変化速度と海底埋積速度との関係により決定されるとした。つまり、海水準上昇速度が相対的に海底埋積速度を上まわれば海岸線は後退し、逆の場合には前進となる。このことは海水準が上昇傾向にある場合でも陸側からの土砂供給量が相対的にそれを上まわれば、結果的に海岸線は前進し、みかけ上の海退が生ずることを意味している。仙台平野においては、約 $8,000$ 年前以降、海水準が上昇傾向にあるにもかかわらず各地で海岸線が前進し、平野が拡大を開始したことが認められた。これは約 $8,000$ 年前以降、陸側からの土砂の供給による海底埋積速度が相対的に海水準上昇速度を上まわったことを意味し、この原因として、仙台平野における約 $8,000$ 年前から約 $5,000$ 年前にかけての海水準上昇速度の鈍化を考慮することができる。

海域の拡大から平野の拡大に転ずる主たる原因が海水準上昇速度の鈍化(漸減)にあるものとすれば、土砂供給量とその埋積すべき容積の大小により、平野が縮小から拡大に転ずる転換期は地域的に時間のずれが生ずるはずである。つまり土砂供給量が埋積すべき容積の割に小さい地域では海水準上昇速度が小さくならなければ海岸線を前進させることはできないが、土砂供給量が埋積すべき容積に対して大きければ海水準上昇速度が大きい時期にも十分に海岸線を前進させることができると考える。したがって海水準上昇速度が第6図の様に徐々に鈍ってきたものであれば、土砂供給量が多い地域では早い時期に、土砂供給量が少ない地域では海水準上昇がほぼ横ば

いになる約 $5,000$ 年前頃に転換期を迎えるものと考えられる。阿武隈川沿いでは海水準が -10 m に達する約 $7,900$ 年前に、名取川沿いでは -7 m に達する約 $7,500$ 年前に、また七北田川沿いでは -5 m に達する約 $7,200$ 年前¹²⁾にそれぞれ転換期を迎えている。また堆積物の供給がほとんどない南部の山元町付近および北部の多賀城付近では海水準が -5 m より高くなる時期においてもなおも海岸線の後退が継続している。これらのことは上述の考え方と符合すると考えられる。

井関(1972)は、内外の報告を総括し、世界的にも $4,500$ 年~ $5,000$ 年前頃から海岸平野が急速に拡大していることを指摘し、その原因として海水準の一時的な低下をあげている。仙台平野の場合も約 $4,000$ 年前以降海面の一時的低下が認められ、この時期に平野が急速に拡大したと考えられる。このような海面の絶対的な低下は海岸線を急速に前進させる直接的な原因として重要であるが、陸側からの土砂供給を考えると、必ずしも海面が低下しなくとも海岸平野は拡大するものとする。

IV まとめ

(1) 海岸平野の地形発達という観点から仙台平野の沖積層を以下の様に細分した。

沖積層基底礫層(BG)：直径 $5\sim 30\text{ mm}$ の小礫を主とする砂礫層であり、時に 100 mm を越える礫を含む。基盤岩直上に堆積しており、 $15,800\text{ yrBP}$ より古い時期の堆積物であり、井関(1975)の沖積層基底礫層に対比される。

下部陸成シルト・粘土層(La)：最終氷期以降の海水準上昇途上の堆積物であり、堆積年代は $15,800\text{ yrBP}$ 前後である。

下部砂礫層(Lb)：BG層とは堆積時期を異にし、小礫を主体とする扇状地性の砂礫層であり、堆積年代は $15,800\text{ yrBP}$ 以後、 $9,280\text{ yrBP}$ 以前である。

中部陸成シルト・粘土層(Ma)：海岸線背後の堆

積物であり、阿武隈川河口付近で同層の堆積年代は9,280 yrBP 前後である。

中部海成シルト・粘土層 (Mb) : バリアとしての砂州に守られた潟湖性堆積物である。

上部海成砂層 (Ua) : Ma 層, Mb 層と同時異層の関係にあり、この層下部は砂州が海水準の上昇とともに陸側へ移動し、堆積した部分であり、上部はその後の海域の侵入・後退時の浅海底の堆積物である。

上部陸成砂層 (Ub) : 海浜～海浜背後の風成砂から成り、層厚3 m以下で淘汰の良い砂層である。

最上部陸成シルト・粘土層 (Uc) : 海岸平野の後背湿地の堆積物であり、部分的に自然堤防や河床の砂質堆積物を挟み、内陸部では下位の Ma 層と連続している。

(2) 仙台平野周辺での海水準変動は、約8,000年前以前の急上昇期、約8,000年前から約5,000年前にかけての上昇速度低下期および約5,000年前以降の安定期に区分される。

(3) 仙台平野の後氷期の海域変化は第7図の様に復元される。海水準が-10 mに達する約7,900年前に海が最も拡大し、その後は海水準が上昇傾向にあるにもかかわらず、陸側からの堆積物供給による海底埋積速度が海水準上昇速度を上まわり、平野は拡大に転じたものと考えられ、海水準高度の最高期と海域拡大の極大期は必ずしも一致するとはいえない。

(4) 海域の拡大から平野の拡大に転ずる原因として、約8,000年前から約5,000年前にかけての海水準上昇速度の低下が考えられる。阿武隈川、名取川および七北田川沿いの地域における平野の拡大は、それぞれ海水準が-10 m, -7 m, -5 mに達する約7,900年前、約7,500年前、約7,200年前に開始され、海岸平野の拡大開始の時期は、埋積すべき容積に対する土砂供給量の多少により時間的なずれが生ずるものと考えられる。

本論をまとめるにあたり終始御指導いただいた東北大学名誉教授、(現駒沢大学教授)西村嘉助先生に深く感謝いたします。

(投稿 1980年7月5日)

(受理 1980年12月6日)

注

- 1) ここでは、地表面から基底礫層下底までの深さをもって沖積層の厚さとした。
- 2) 現在は形成されておらず、名取川・広瀬川は、これをわずかに下刻している。
- 3) 流量の観測地点は、名取川は支流の広瀬川との合流点から上流側1.5 km 地点、広瀬川は合流点から上流側1.8 km 地点にある。また阿武隈川においては、河口から4 km 地点に流量観測地点があり、各数値は建設省河川局発行の流量年表(昭和52年)による。
- 4) 名取川埋積谷では上・下の砂礫が一体となっている。
- 5) La 層は阿武隈川河口付近直下で一部に貝殻片を含む部分があり、BG 層堆積後海進が一時的に少なくとも現在の阿武隈川河口付近まで及んだと考えられる。
- 6) 粒度分析は1/2φ 間隔で行ない、各統計指標値はFriedman(1961, 1967)が示した積率法を用いて算出した。
- 7) 松本(1980)による。
- 8) 海水準の低下によらない海域の後退。
- 9) 7) に同じ。
- 10) 本論文では沖積層の圧密沈下については考慮しておらず、このような地盤変動が多少含まれていると考える。
- 11) 各年代値は第6図から読み取った値であり、今後年代試料の増加につれて若干の修正がありうる。
- 12) 現時点において、海成層の最内陸地点からは年代試料を得ておらず、各地域の転換期に対応する年代値は、第6図から読み取った値であり、必ずしも正確なものとはいえないが、今後、試料蓄積を待ち、より確実なものにしてゆきたい。

文献

- 池田俊雄(1964) : 東海道における沖積層の研究. 東北大学地質古生物学研究室邦文報告, **60**, 1~85.
- 井関弘太郎(1962) : 沖積平野研究の基礎的諸問題. 名古屋大学文学部研究論集, **26**, 51~74.
- 井関弘太郎(1972) : 日本における三角州平野の変貌. 第四紀研究, **11**, 117~123.
- 井関弘太郎(1975) : 沖積層基底礫層について. 地学

- 雑誌, 84, 247~264.
- 奥津春生(1953): 仙台及び石巻地区の地質と深層地下水に就て. 宮城県商工部, 64 ページ.
- 小元久仁夫・大内 定(1978): 仙台平野の完新世海水準変化に関する資料. 地理学評論, 51, 158~175.
- 建設省河川局(1978): 流況年表(昭和52年), 410~411.
- 長谷弘太郎(1967): 宮城県沖積平野の地質学的研究. 東北大学地質古生物学研究室邦文報告, 64, 1~45.
- 長谷浩明(1965): 仙台付近海岸平野下の埋積地形と第四系. 東北地理, 17, 158~163.
- 松本秀明(1977): 仙台付近の海岸平野における微地形分類と地形発達. 東北地理, 29, 229~237.
- 松本秀明(1980): 仙台湾岸の浜砂と沖浜砂の粒度組成. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, 182~186.
- 若生達夫(1972): 阿武隈川沿岸低地下の泥炭の ^{14}C 年代. 東北地理, 24, 74~76.
- Friedman, G. M. (1961): Distribution between dune; beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 514~529.
- Friedman, G. M. (1967): Dynamic process and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 327~354.
- Okutsu, H. (1963): On some problems of applied geology of the Quaternary lowland deposits in the Sen-en (Sendai-Shiogama) Coastal Industrial Area. *Saito Ho-on Kai Mus. Res.*, 32, 46~50.
- Omoto, K. (1979): Holocene sea-level change: A critical review. *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, 29, 205~222.

SEA-LEVEL CHANGES DURING THE HOLOCENE AND GEOMORPHIC DEVELOPMENTS OF THE SENDAI COASTAL PLAIN, NORTHEAST JAPAN.

Hideaki MATSUMOTO*

The Sendai coastal Plain is located on the Pacific side of northeastern part of Honshu Island, extending about 50 km long from north to south and 10 km wide from east to west. In this paper, the author studied the structure of alluvial formations and depositional processes of the Sendai coastal plain based on the analysis of boringlogs, radiometric datings and field survey. A curve of sea-level changes during the Holocene was restored and the geographical changes of shorelines were considered for the last 10,000 years.

The Holocene sea-level change in the Sendai region is summarized as follows. The rapid rise of sea-levels continued until 8,000 yr BP and then rate of rising became slower. The sea-level reached nearly the present level at 4,500 yr BP. Since then, it has been rather stable with slight fluctuations (Fig. 6).

The Sendai coastal plain is consisted of alluvial formations ca. 60 m in thickness which are clearly divided into two kind of sediments; marine or terrestrial in origin (Fig. 5). Based on the boundary surface between these two sediments, the geographical changes of shorelines during the Holocene is restored as follows (Fig. 7).

(1) By the period when the sea-level reached about 30 m below the present one (ca. 9,000 yr BP), the sea invaded landward and it passed the location just below the present shoreline in some places. This transgression continued until about 8,000 yr BP.

(2) After the period when the sea-level reached about 10 m below the present one (ca. 8,000 yr BP), the Sendai coastal plain stopped decreasing in extent and began to expand seaward by filling up the shallow sea with terrestrial sediments, although the sea-level was still rising (ca. 8,000 yr BP–4,500 yr BP).

(3) Following the former period, the shoreline continued to progress seaward intermittently and reached the present position for the period from 4,500 yr BP to the present.

The author emphasized that the period of the highest sea-level in the Holocene and that of the maximum areal extent of the sea did not coincide with each other in time. This time-gap is considered to depend on the conditions of the amount of loads supplied from nearby rivers. The beginning time of a seaward expansion of the coastal plain was earlier in the area supplied with larger amount of loads than in the area with smaller amount.