

海 峡 形 成 史 (V)

海岸平野の軟弱地盤層の深度分布からの検証

大 嶋 和 雄 (海洋地質部)

はじめに

わが国の臨海工業地帯の発展にともなって 大規模な工業用地造成が行なわれてきた。この土木工事施行のための地盤調査の取りまとめは 主として建設省計画局によって進められてきた。建設省は 昭和35年7月によって「都市地盤における既往資料の収集・取りまとめ要領」および「都市地盤調査工事の標準仕様書」を制定した。

この要領および仕様書に基づく調査成果は 都市地盤調査報告書シリーズとして出版された。このシリーズによって 北海道を除く 代表的な臨海平野の軟弱地盤層の分布とその基底地形面が明らかになった。これより10年程遅れて 日本地質学会でも 海岸平野の研究の重要性を認めて 昭和44年度に「日本の海岸平野の形成過程に関する総合研究」を実施した。この総合研究を進めるにあたって 日本の海岸平野は 洪積世末期から沖積世にかけての海水準変動と地盤変動との影響を受けながら形成されたという作業仮説が提起され 受け入れられた。すなわち 海岸平野の形成は 海峡の形成と同様に 洪積世末葉以降の海水準変動と密接な関係を持っていることが理解された。これまで わが国の第四紀海水準変動論は 海底の地形や堆積物を考慮することなく 平野や段丘の地形から断片的な推測がされてきた。

つ最も浅い海域(鞍部地形)に位置している。もしも津軽海峡から海水がなくなったとしたならば 青函トンネル工事地域は 山脈の稜線部に相当することが 一目瞭然である。稜線部・尾根筋は谷頭の発する場所であって 河口の開く海辺にはなり得ない。したがって 現在も谷頭の地形的な高度分布から現海水準が推定できないように 谷頭の沈水した海底地形からも 氷河時代の海水準が推定できないのは自明の理である。このような理由から 湊説にしたがって作成されてきた軟弱地盤層の基底深度分布と それから求められた海水準変動論について もう一度 見直す必要がある。しかし 湊(1969)が わが国の海岸平野の軟弱地盤層基底深度を海水準変動論から総括しようとした仮説は 地盤変動論で混乱していた沖積世の層厚分布についての論争を整理する役割をはたした。その後 海岸平野の研究が進むにつれて 各地の軟弱層の層厚および層相は 氷河時代以降の各海水準位のどのような堆積環境(たとえば内海 潟湖 内陸湖沼または低湿地)に堆積したかによって異なることが明らかにされてきた。本文では これまで調査研究されてきた日本各地の海岸平野の軟弱層の層厚分布から 海水準変動論および海峡形成史について検討してみる。

間氷期の高海水準位については 平野や段丘の海成堆積物からも論ずることができる。しかし 氷期の低海水準位については 陸上の資料からだけでは論ずることができない。この様な状況の中で 湊(1969)は 津軽海峡の海底地形の解析結果から推測した海水準変動論をもとにして 平野地下の深度140mから5mの間に14段の埋没地形面が識別できるという仮説を提起した。この湊説は 現在の第四紀地質学界では 最も有力な埋没地形面についての学説として 佐藤(1969)「海底地形学」や羽鳥・柴崎(1971)「第四紀」など教科書においても採択されている。しかし 筆者(1976)がすでに指摘したように 湊(1966)が津軽海峡の海底地形を讀図する際に 初歩的な誤りを犯しているために 現在では 湊説をそのまま受け入れることはできない。その初歩的な誤りとは次の通りである。青函トンネル掘削工事海域は 本州と北海道とを結ぶ最短距離で か

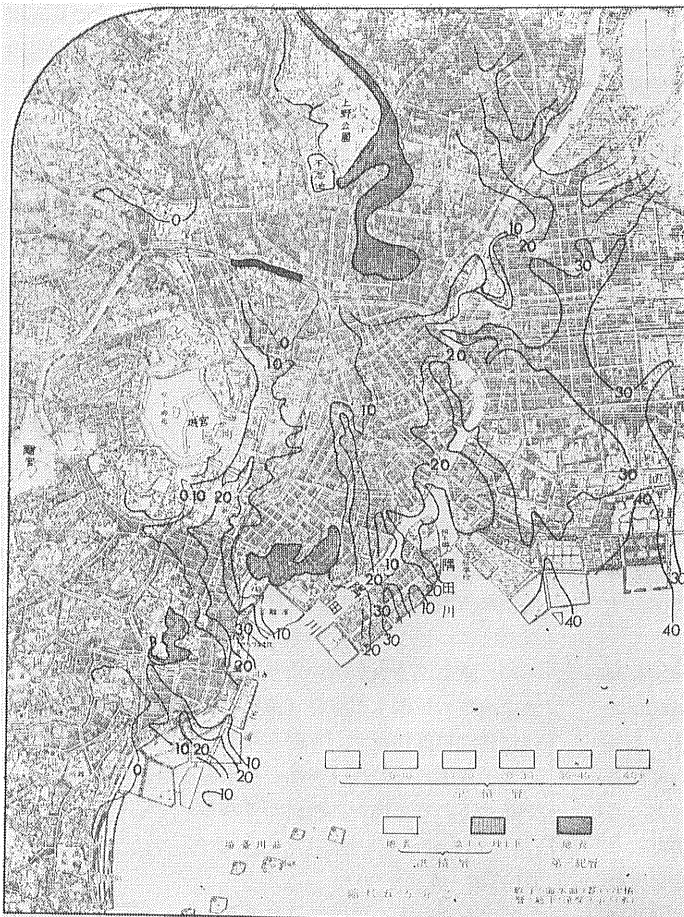
1. 初期の軟弱地盤研究

東京や大阪の下町は 軟弱地盤と呼ばれる洪積世末葉以降に堆積した砂泥層上に発達している。そのため 地下水の大量汲上げによる地盤沈下は 大きな社会問題となって 新聞誌上をにぎわしてきた。最近では この地下水の汲上げ規制によって 川崎市内の多摩川旧河道域の地盤が旧地盤高に復帰したのが 地質学的知識の欠如のために 川崎直下型地震発生の予兆として空騒ぎしたのが記憶に新しい。この様に 地下水を汲み上げれば収縮し 規制すれば旧に復するものも早いという いまだ岩石の様に圧密固化していない軟弱地盤からなる沖積平野は 田んぼの造田が容易なために 弥生時代以来 登呂遺跡をはじめとする農村集落を発達させてきた。しかし 大都会を載せる建築基盤としては あまりにもぶよぶよで頼りないが これは瑞穂の国という日本の風土的な宿命である。この建築基盤としての弱さは 大

正12年の関東大地震の時に如実に示された。この大地震の際の住宅全壊率は東京の山手（ローム層）地域では1パーセントあまりであったのに対して下町（沖積層）では12パーセントにも達し非常に大きな差異があったことが復興局建築部の東京・横浜の下町一帯に下された700本以上の試錐調査によって明らかにされた。

この復興局の調査を実際に計画し行なったのはわが地質調査所第四代所長の井上禎之助とその下にいた清野信雄・六角平吉・小倉勉および佐藤戈止技師らであった。この地盤調査の特色はこれまでの地質調査が露頭調査を主体としていたのに対して目的が地盤地質の解明であったため徹底したボーリング調査をおこなったことである。この調査の担当者であった清野信雄技師は次のような回想文を残している「平地（下町）は復興局の建築見地から地盤を深さ30メートル余りボーリングにより調査した。当時試錐機といえば上総掘機があるだけで不完全なためアメリカのキースト

ン衝撃式試錐機を三台輸入し併用の上総掘をチェックしつつ資料を蒐集した。孔数約500であった。沖積粘土層の軟弱なるは勿論だが深さは随処に異なりまた礫層とか表土または薄い沖積層により更新層（東京層）の被われているところは例えば月嶋築地銀座の一部の如く地盤強固でこのような場所を捜すことは大に興味を感じた」この試錐調査間隔は5～600mに1点の割合であるが旧河道溜池などの付近では100m間隔で試錐を行なっている。この調査の結果軟弱地盤の分布や平野の形成史を物語る埋没谷の形態などが沖積層の基底等深線図（第1図）として画かれている。この地下地質図をもとにして東木竜七（1929）は「東京下町地域並びに其付近に於ける洪積世以降の地形発達史の研究」という大論文を発表している。その論旨には海水準変動による平野の地形発達という考えは無く荒唐無稽な土地の隆起傾斜運動によって関東平野の地形発達が説明されている。関東大地震の後でもあって日本列島はよほど地盤変動量の大きな地域であると錯覚していた様である。そこには都市計画上如何に建築地盤としての沖積層に対処しようかという考えはなくいたずらに空理空論である地盤の傾動運動を説明しようとする学者の学術的な思想がうかがはれる。当時の地形学者の考えによると如何に地盤沈降の無い地域であっても傾動運動によって建物がひっくり返る様な結論が平気で述べられている。しかし地質調査所の諸先輩はこの様な奇想天外な人心不安を引き起す論争に加ることなく東京復興のための基礎資料としての沖積層の基底等深線図を作成していた。第四紀末葉以降の地盤変動が海水準変動よりも大きいという考えはほんの20年前位まではわが国では支配的であった。たとえば津軽海峡の海底段丘面と陸上段丘面とが氷河時代の同時期に形成されてその後の傾動運動によって現在の海峡地形が形成されたという茂木（1958）説は構造運動万能説の名残であろう。もし洪積世末葉以降に200m以上の差別的な構造運動のあった海峡ならば自然科学者の社会的責務としてその様な危険な海域でのトンネル掘削工事の中止勧告をすべきであろう。しかし実際の津軽海峡鞍部上に発達する海底段丘面は海峡中央の最深部に境にして本州側と北海道側とは2～3mの



第1図 東京地表および地下地質図〔復興局建築部(1927)〕

第1表 軟弱地盤層基底までの深さ

地域	報告者	軟弱地盤層	深さ	下位層
釧路平野	岡崎由夫(1966)	下部礫層	-80m	大衆毛層
		砂層	-100m	上部低位段丘礫層
石狩平野	湊正雄(1972)	下部泥層	-50m	下部砂礫層
		砂	-140m	支笏火山噴出物を起源とする砂礫層
苫小牧低地	山口久之助(1963)	砂泥層	-40m	支笏火山噴出物
		泥層	-50m	礫層
仙台平野	奥津春生(1969)	岩切層	-40m	浦生層
		白根層	-60m	西浦原層
新潟平野	西田彰一(1969)	V層	-150m	西浦原層
		和田ほか(1969)		埋没段丘層
東京付近	復興局(1927)	粘土層	-50m	砂礫層
		青木滋(1969)		七号地層
濃尾平野	古川博恭(1972)	濃尾層	-40m	第1礫層
大阪平野	堀山ほか(1972)	難波累層	-35m	天満層
有明海	有明グループ(1965)	島原海湾層	-40m	保田窪礫層

高低差もない位によく一致する。すなわち差別的な構造運動を認めることができないほど安定した海底地形域であると筆者は読図する。一部の地質学者の思いつきやったりが国家的事業である青函トンネル工事に対しても重大な影響を及ぼすことがある。この様な点から見ても我々の先輩が作成した東京および横浜の地下地質図は調査所の成果として後世に誇り得るものである。またこの地下地質調査は軟弱地盤地質調査としては戦前唯一のものではなからうか。

この様な成果も商工省に付属する調査研究機関としての地質調査所では資源探査という表のテーマに対して災害対策国土保全という裏テーマであったため継承されることなく頓挫してしまった。しかし戦後の経済成長に伴って日本列島の海岸平野や沿岸海域は地盤沈下・地下水の塩水化・産業廃棄物などによって環境悪化の強風にさらされている。ことここに至って産業開発と国土保全とは表裏一体のものであって裏の仕事の重要性も認識されるようになり通産省の中にも公害研究を主テーマとする研究所ができた。この海峡形成史を書くに至った動機も環境庁の研究プロジェクトで先年流出重油で大問題となった瀬戸内海の汚染底質の分布を調査研究することによって瀬戸(海峡)に発達する海盆地形の形成と海水準変動とが密接に関係することが理解されたに他ならない。

世界の沿岸国の海岸には標高30~40mの海成段丘面が発達し大陸棚末端の水深が海水準下120~140mで一致しているという事実はこれらの地形を形成する要因として海水準変動が支配的であったことを示している。そうして地震による地盤変動は局部的なものであってこれらの地形面を大幅に変更する程大きなものではないことを示している。したがって30m段丘面と大陸棚外縁の水深との間にある海峡地形や軟弱地盤層の基底

深度分布には当然海水準変動量が記録されているはずである。

2. 日本各地の軟弱地盤層

第四紀の気候変遷に対応して海水準が汎世界的に変動した事は今や地質学的な事実として認められている。すなわち氷期~寒冷期には極~高緯度地方の陸上に氷床が発達拡大するため海水準は低下する。一方間氷期には氷床の融解縮少とともに海水準は上昇する。この海水準変動は汀線の位置を移動させ堆積量の大きい河口付近に沖積平野が形成されてきた。したがって海岸平野の堆積物中には海水準変動の記録が相撲のビデオテープとまではいかないが取り口の分解写真程度には残されているはずである。今海峡形成史において問題にしているのは最終氷期に対馬朝鮮および津軽海峡が陸化する程の海水準低下があったか否かである。そうしてこの海水準低下量を記録している堆積物こそ約18,000年前以降に堆積した軟弱地盤層である。この軟弱地盤層の層厚分布および基底深度(第1表)は日本各地で明らかにされてきた。その基底深度は地域的に変化するが共通するのは軟弱地盤層の下位に砂礫層の分布することである。この砂礫層は最低位海水準期の河川堆積物と一般に考えられている。したがって最終氷期の最低位海水準はこの砂礫層より下位にあったと考えられる。東京・大阪石狩および釧路などの海岸平野の砂礫層の深度分布は埋没谷地形の読みとれる等深線図として示されている。これまでの調査資料(第1表)によると軟弱地盤層の基底深度は新潟平野(-150m)および湊(1969)の石狩平野(-140m)釧路平野(-100m)の異常値を除いてはいずれも-80mよりも浅い。しかしその深度は-40から-80mまでかなり幅がある。このような基底深度の差異は何に原因するものであろうか。

この軟弱地盤層基底深度の差異こそ日本列島の地盤変動量の差異を示す証拠であると論じる人達もいる。しかしそのような議論を始める前に海岸平野とその前面に位置する大陸棚の海底地形から軟弱地盤層の基底深度について検討すべきである。わが国の海岸平野には東京湾や大阪湾のような湾口の狭い奥行の深い湾の湾奥に位置する平野(湾奥平野)と石狩や釧路のように外海に直接面する平野(海浜平野)とがある。この2つの型の平野は当然海水準変動の影響の受け方が異なるので別々に検討してみる。

2.1. 湾奥平野

湾口の狭い湾の湾奥に位置する東京・大阪および名古屋

屋の軟弱地盤層の基底深度は いずれも-60mを越えない。この型の平野の軟弱層の基底には 最低位海水準時の河川中流域に堆積した砂礫層が分布するかもしれない。もしくは 中期洪積世以前の堆積物を浸食した地形が分布する。

この軟弱層基底深度が 直接 最終氷期の各海水準を示すものではない。したがって このタイプの平野の軟弱地盤層の基底深度から求められる最低位海水準はこの基底深度より下位に位置していたということである。しかし 平野前面の湾口に発達する浸食地形面から 最低位海水準もしくは海水が湾に浸入した時の海水準を推定することができる。大阪湾の海底地質調査の結果 最低位海水準時には 大阪湾は低湿地の環境になり 当時の海水準は紀伊水道の-80mに達する埋没谷地形に求められる(第2図)。そうして 海水準の上昇とともに大阪低湿地は 潟湖から湾へと環境が変化していった(第3図)。この地形発達史は 瀬戸内海の環境汚染に対する重要指針となることが 先年大問題となった流出重油漂跡路や海底への堆積現況を適確に把握することができることから確認された。東京湾 伊勢湾および有明海の場合も 同様な地形発達が考えられる。

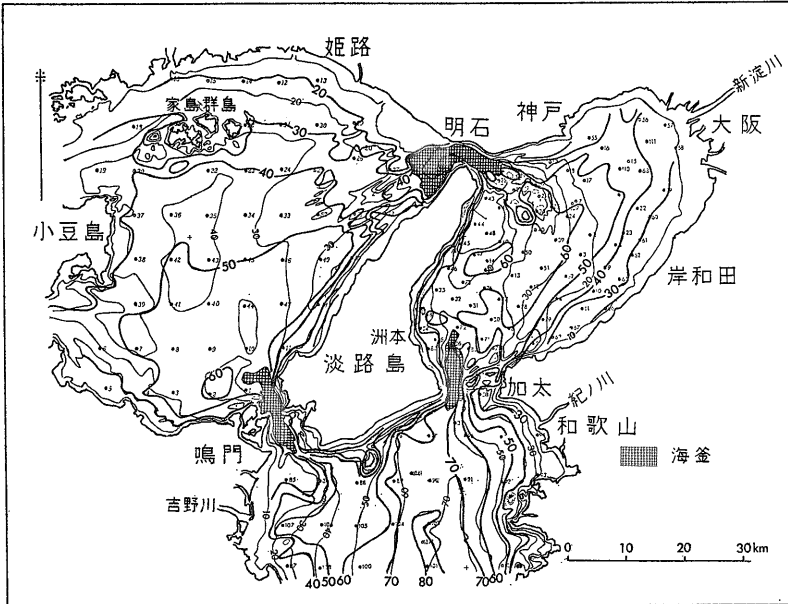
このタイプの平野の軟弱地盤層の基底深度から求められる最低海水準は -60m以下であるという上限しかわからない。また 湾口部の海峡に発達する海釜底の水深が 当時の海水準を示す河川浸食地形であると想像する人もいる。しかし 海釜地形は 最低位海水準時に形成された浸食地形ではなく 海水準上昇にともなって内陸側に形成された潟湖と外海とを結ぶ水道の潮流流に

よる浸食作用によって形成された地形である。もし 海釜底深度から最低位海水準を推定するとなると 沖合側に浅くなる海底岩盤地形や双子型海釜の中央にある浅い岩盤地形の形成機構を説明することができない。これまでのつじつま合せの説では 水が低きから高きへ流れるとか 異常盆状地盤沈降によって海釜底が沈んだという妄想を頼りにしなければならない。湾奥平野の軟弱地盤層の基底深度から求められた60m程度の海水準低下では 大陸と日本列島との間の朝鮮・対馬および津軽海峡が陸化することはありえない。

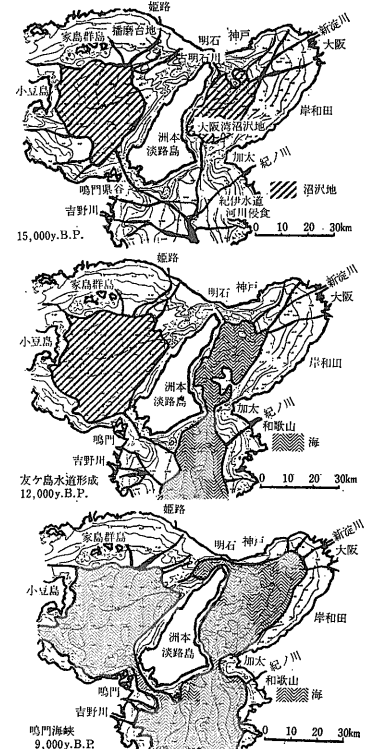
2.2. 海浜平野

外海に面した海浜平野には 大きな河川の蛇行する石狩平野や釧路平野のような沖積平野がある。このような平野の場合にも 平野前面の海底地形を考慮しなくては 最低位海水準を求めることができない。石狩平野を例にして 少し詳しく検討してみる。石狩平野の海水準位に対応した地形発達を 北海道庁を基点とする石狩湾の縦断面図(第4図)によって説明する。

-80 m 海水準期(第4図I): 海水準が-80m付近まで低下すると 石狩湾のほとんど全域が陸地となる。



第2図 現世堆積物基底等深線図



第3図 瀬戸内海東部海域の古地理図

この陸域であった証拠は 石狩湾中央部 (43°28.2'N 141°02.6'E 水深82m) 付近に分布する泥炭層に求められる。 現水深-80m付近は 当時の河口周辺部に相当するので 泥炭地が形成される低湿地の環境にあった。 現石狩湾岸の海水準下-50~-60m付近に分布する砂礫層が 当時の河川堆積物に相当する。 北海道々庁付近 (現標高20m) は 現海水準下-20~-30mに位置するが 当時の海水準では 標高50m付近の扇状地であった。

-45 m 海水準上昇期 (第4図II): 現石狩湾の海岸線から沖合25~30km 水深-45m 付近に沈水砂州地形が発達する。 現海浜平野の地下-30~-60mにシジミ

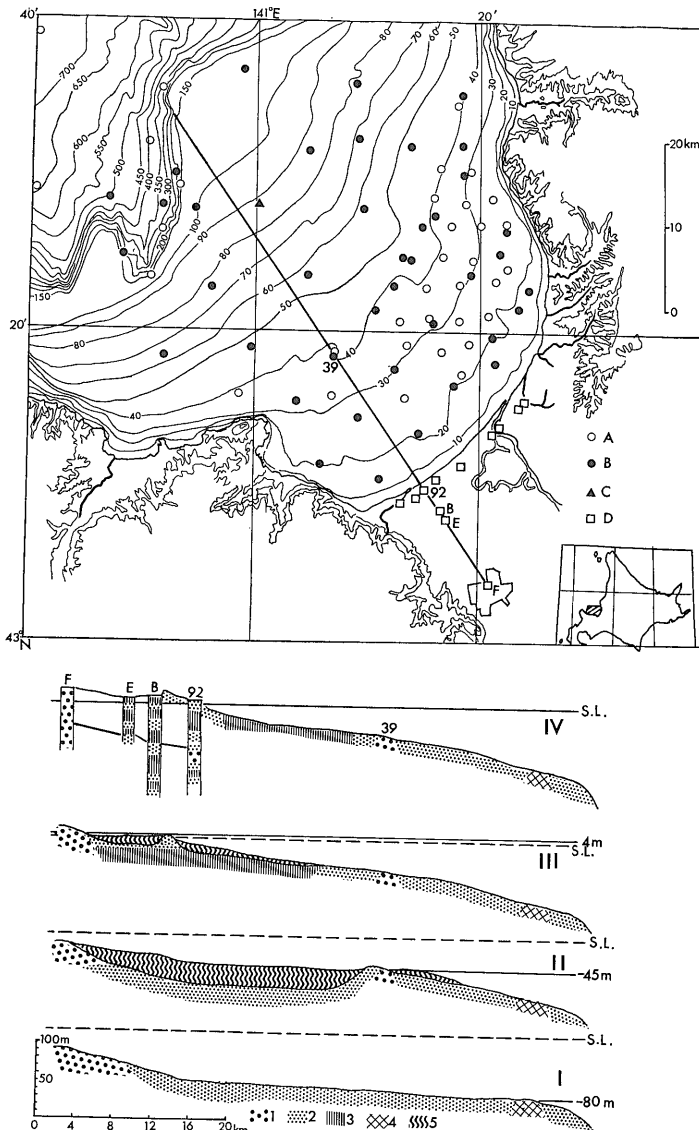
貝を多産する砂泥層が発達する。 この砂泥層は 沈水砂州の内側の古石狩潟湖の堆積物である。 この砂泥層は 紅葉山砂丘の内側にも分布していることから 古石狩潟湖の規模は南北方向に30km以上に及ぶ広大なものであった。 -80m海水準位から-45mまでの海水準上昇速度は比較的早く 海底地形から特徴的な海水準停滞を示す地形は読みとることができない。 それに対して -45m付近の海水準停滞は比較的長く沿岸砂州を発達させ この沿岸砂州を陸化させる一時的な海退も推測される。

現海底の水深-20~-45mの平坦地形は 古石狩潟湖の堆積地形原面を反映するものと考えられる。 この平坦地形面の勾配は 現石狩川河岸に発達する沖積平野の勾配にほぼ等しい。

すなわち 現石狩湾々岸の軟弱地盤層の堆積は 洪積世末期の海水準停滞期にはじまる。 この古石狩潟湖の堆積環境は その後の海水準上昇によって砂州が欠壊するまで続いた。 砂州の欠壊した時の海水準は シジミ貝包含層の分布上限とその上位の海成層の分布から-30m位と推定される。 この砂州の欠壊によって 海水は札幌旧市街地の北側まで浸入したが 道庁の位置する扇状地上までは達しなかった。

その証拠は 札幌市の北20条以北のボーリング試料中の海成層に求められるが 紅葉山砂丘の内陸側では いずれも標高-10~-30mの範囲にある。 何故 他の海岸平野の様に 縄文海進を示す海成層が現海水準付近まで堆積しなかったのであろうか。 その理由の1つに 紅葉山砂丘の本体をなす沿岸砂州の形成があげられる。 石狩川や豊平川から供給される砂礫は 現紅葉山砂丘付近に潜丘となって分布する第三系の堆積岩からなる島々を基点として湾口砂州を形成していった。 この湾口砂州 (紅葉山砂丘) を境にして石狩平野の沖積層の堆積相は 海側と内陸側とは 全く異にしている。 砂丘の海側では 古石狩潟湖の泥質堆積物が海浜砂に覆はれる海進現象がよみとれる。 一方 紅葉山砂丘の内陸側では 再び汽水湖が形成されて チ

ヨノハナ シズクガイ クチベニデ



第4図 AB 採泥点 C 泥炭採取点 D ボーリング位置
1. 砂礫 2. 砂 3. 泥 4. 岩盤 5. 各海水準の堆積物

マガキなどを産する泥質堆積物が シジミ貝を包含する泥質層の上に堆積し 厚い軟弱地盤層を形成している。

+4 m 海水準上昇期 (第4図Ⅲ):紅葉山砂丘の内陸側では 現海水準上に分布する海成層は発見されていない。紅葉山砂丘から内陸側への海水の浸入は 石狩川 発寒川などの旧川筋にかぎられる。一方 砂丘の海側には 現海水準上に堆積した縄文海進時の海成層が 赤松 (1972) によって報告されている。紅葉山砂丘の海側には 幅 5 km 以上にわたって花畔砂堤列が発達している。この砂堤列上から縄文中～後期の土器が数多く発見されている。したがって 花畔砂堤列の形成は縄文前期末から中期にかけての たかだか1000年位の間の出来事である。この砂堤列の形成速度は 1000年間に 5 km とかなりの速度である。この縄文中期の海水準低下にともなう海岸線の急速な後退は 砂丘内陸側の河川系の水理的な平衡関係を壊し 豊平川や発寒川が氾らん原堆積物とともに石狩川流路へ合流する原因ともなった。その時の河川合流を物語る氾らん原堆積物である礫層 (層厚 2 m 礫直径 5~10cm 礫種 安山岩) が紅葉山砂丘の内側に沿って 12km 以上も追跡される。

石狩平野の海岸線は 海水準変動にともなって 現石狩湾の汀線を境に沖合 40km から内陸側には 20km も大幅に移動している。したがって 海底地形や堆積物の資料なくして 平野の軟弱地盤層の層厚変化だけから海岸線の位置は決定できない。現在の平野の軟弱地盤層の層厚分布だけから海水準変化が推定できると考えるには 海水準が変化しても海岸線の位置は変化しないという信仰がなければ無理なことである。平野の軟弱地盤層中の陸成層から求められる海水準は その陸成層よりも海水準は下位にあったという事である。したがって 石狩平野の基底砂礫層の分布 (第5図) から求められる海水準は -60m 以下にあったということである。さらに海底地形と堆積物の証拠から 最終氷期の最低位海水準は -80m 付近にあったと推定される。この海水準低下量は 対馬・朝鮮および津軽海峡から求めた海水準低下量と一致し この海水準低下量では これらの海峡が陸化することはない。

ま と め

海岸平野は その生い立ちによって それぞれ軟弱地盤層の層厚を異にしている。最低位海水準時の海岸線と現海岸線の位置があまり変わらない釧路平野では 軟弱地盤層の層厚は 80m にも達する。一方 河川中流域にあった石狩平野では 60m 内湾奥に位置する東京では 50 m 潟湖の奥にあった大阪では 35m と薄くなる。



第5図 石狩平野の軟弱地盤基底等深線図
 A: 下部砂礫基底 B: 下部泥層層基底
 1: 泥炭 2: 沖積地 3: 紅葉山砂丘
 4: 扇状地 5: 先第四系

したがって この軟弱地盤層の基底深度から 最低位海水準を直接求めることはできない。平野前面の大陸棚の海底地形と堆積物から求めた最低位海水準は -80 m 付近にある。この程度の海水準低下量では 対馬・朝鮮および津軽海峡を陸化することはできない。

新潟平野の 140m にも達する軟弱地盤層の層厚は 新潟平野にあった白根潟と日本海との水道付近に形成された海釜地形の堆積物と考えられる。もし 140m もの海水準低下があったとすると 新潟平野前面の大陸棚地形との関係がわからなくなる。陸地の方が海より下位にあるという 外海の海水準と無関係な地形を想定しなくてはならない。また 新潟平野の軟弱地盤層の層厚を 地盤沈降によって説明すると 地盤沈降量が海水準変動量より大きな平野の資料から海水準変動量を求めるという不可知論に落ち込んでしまう。海岸線が最終氷期以降変動せず 地盤運動が軟弱地盤層の層厚分布を支配するという考えは 今や清算しなければならない。最近 各地で行なわれている地震予知のための地盤変動調査も 地盤としての地質を理解しなければ 初期の地形学者と同様な誤りを犯すことになる。まず 地盤変動調査の対象としている地形面が 同時代の 同じ水深に堆積した海成層から形成された地形面であるか 否かを検討する必要がある。(未完)