

青森県津軽十三湖地域の沖積層

小 貫 義 男 三 位 秀 夫 島 田 昱 郎
竹 内 貞 子 石 田 琢 二 齋 藤 常 正

目 次

I ま え が き	5 有孔虫・珪藻
II 地 質 概 説	6 花 粉 組 成
III 地 質 各 論	7 抽出性有機物
IV 沖 積 層 (十三湖層)	8 泥炭の C ¹⁴ 絶体年代
1 粒 度 組 成	V 総 括 的 考 察
2 細 砂 組 成	VI 結 論
3 重 鉍 物 組 成	参 考 文 献
4 微 量 成 分	

I ま え が き

青森県津軽十三湖の干拓およびこれに隣接する平野地域の排水改良を行う目的で、農林省の手により各種の工事が実施されている。本地域は軟弱地盤であるため各種の調査が行われ、ボーリング、杭工法およびペネトロメーターによるサウンディングなどによって土質の試験研究が進められている。

これらの調査の一環として、筆者らは第四系特に沖積層の地質学的研究を総合的に行ない、沖積層の発達状態および堆積機構の概要を明らかにすることができた。この論文では、ボーリング資料と野外調査とにもとづいて、沖積層の堆積学的問題を中心に第四系の地質を述べる。

長谷地質調査所長谷弘太郎氏、農林省十三湖干拓事業所井上新一氏および田仲喜一郎氏には、この研究を行う機会を与えられたのみならず、野外調査にさいしても種々便宜をはかっていただいた。石油資源開発株式会社池辺蘊および松岡寛の両氏からはショットホール資料の提供を仰ぎ、多くの御教示を賜わった。また、弘前大学酒井軍治郎教授、岩井武彦講師および東北大学北村信助教授から、津軽地方の地質について有益な御助言をうけた。この総合研究を進めるに当っては、東北大学畑井小虎、岩井淳一、浅野清、牛島信義の諸教授、玉川学園早坂一郎教授および島根大学西山省三教授から多大の御示唆と激励を賜わった。また、裏日本沿岸の海底地形について御教示願った水路部茂木昭夫と佐藤任弘の両氏、第四系地質について御助言をうけた東北大学中川久夫氏、茨城県東海村の沖積層と関連して討議していただいた東京大学奈須紀幸教授、粘土鉍物についての御助言をうけた資源技術試験所小林和夫氏、C¹⁴年代測定を願った学習院大学木越邦彦氏および微量成分の分析を願った地質調査所高橋清氏にう負ところ大である。以上の方々に、深甚の謝意を表わす。

II 地 質 概 説

青森県北西部を占める津軽半島は、主として新第三紀層からなり、ほぼ南北性の褶曲と断層とに

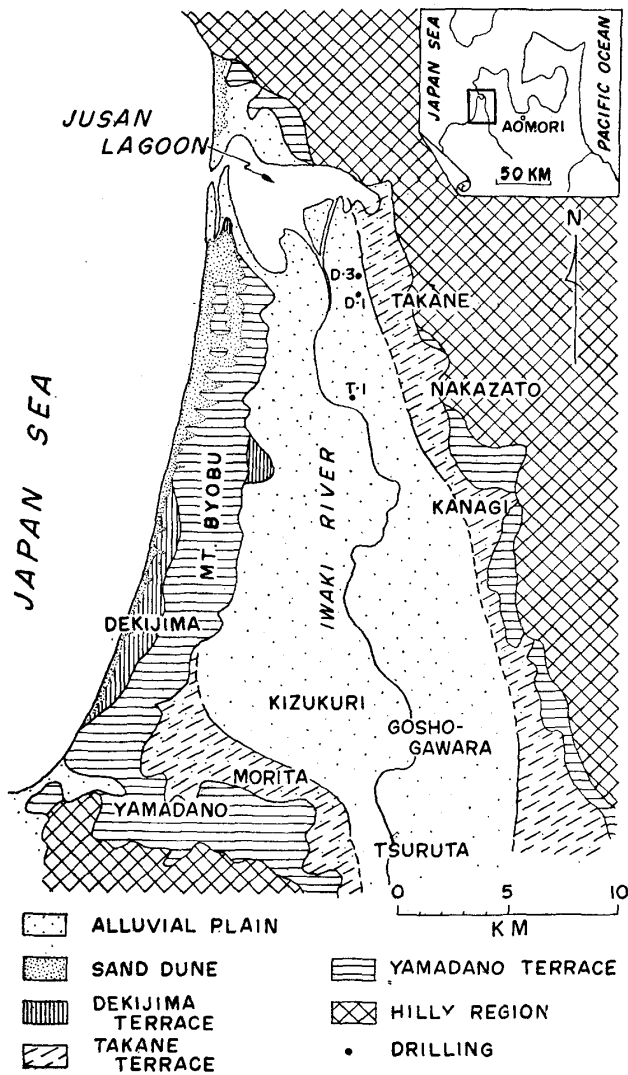


Fig. 1. Map showing coastal terraces and drilling localities of Jusan Lagoon and its vicinity.

屏風山の丘陵は大別して高位および低位の2段の段丘面からなるが、これらの表面には各処に砂丘が発達しているため、両者の段丘崖は不明なことが多い。前者を山田野段丘、後者を出来島段丘と名付ける。山田野段丘は洪積世山田野層の堆積面であり、出来島段丘は沖積世海岸砂層によって構成されている。

沖積層の堆積面は十三湖の湖底では海水面下1m前後、五所川原市北部および木造町ふきんで標高5m、五所川原市南部で10mを示し、低地帯は北へわずかに傾斜した著しく平坦な沖積平野である。ここを流れる岩木川は、八甲田山、十和田湖および岩木山から源を発し、低地帯を縦断してNNW方向に流路をもって、十三湖に美事な三角州を形成して終る。十三湖は、巾200mたらずの潮流口によって日本海と連絡するにすぎない汽水湖であり、シジミ貝が多数棲息する。

低地帯の地下では、最深部が海水準下約50m以深に達する古岩木川の谷底が、沖積層の十三湖層によって埋積されている。そして、この埋没谷の谷壁には高根段丘が発達し、谷中谷をなしている。十三湖層の下位には砂礫からなる五所川原層が発達しているが、この下限は不明である。

岩木火山の噴火にもとずくとみられる火山灰層が数層あり、一部は山田野層および十三湖層中にはさまれる。しかし大部分は、山田野層上に不整合関係で発達し、層位的には十三湖層より古い火

よって、かなり複雑な地質構造を呈している。そして、これらの基盤をなす古生代のスレートとチャートが、津軽半島西端の小泊岬ふきんにわずかに露出している。

津軽半島の山地の西側にNNW-SSE方向で発達する津軽低地帯は、東西6~15kmの中で平野を形成し、これにそって岩木川が流れて北端の十三湖で終っている (Fig. 1)。この低地帯には厚い第四紀層が発達しているが、その基盤をなす新第三紀層は地表面下200m前後にみとめられることが多い。この低地帯における第三紀層は、南北性のゆるい褶曲構造をなしており、津軽半島の山地を構成する第三紀層が強度の褶曲と断層とで特徴づけられていることと著しい対照を示している (岩佐三郎, 1962)。さらにまた、山地の中央部には下位の地層が露出し、低地帯に近づいて上位の地層が分布しており、これが低地帯の基盤となっている。さらに西方の日本海側では再び下位層が現われる。したがって、大局的には、津軽低地帯は新第三紀層の向斜構造と一致した構造性の盆地と云うことができよう。

津軽低地帯は、津軽半島の西端部にそって発達する南北性の平坦な丘陵および砂丘からなる屏風山によって日本海から隔絶され、さらに屏風山の南では岩木火山によって境されている (Fig. 1)。

山灰である。

本地域に近接した日本海の海底は、大陸棚が約 2km の中で発達し、約 1/100 の一様な緩斜面をなしており、海底段丘は確認されていない。また、古岩木川の延長部に海底谷が刻まれていることが予想されるが、しかし現在のところ発見されていない。これらは、すべて埋積されていると推定される。

津軽低地帯およびその周縁部の第四系を総合して表示すれば、Table 1 のとおりである。

Table 1 Stratigraphical Sequence of the Tsugaru Jusanko (Jusan lagoon) District.

	South-western Hilly Area		Tsugaru Lowland Area	
Holocene	Beach sand	Mt. Byobu dune sand	Jusanko formation	Upper sand
	Dekijima terrace sand			Middle silt
Pleistocene	Mt. Iwaki volcanic ash		Takane terrace gravel	Goshogawara sandy gravel
	Ancient dune sand			Yamadano formation
	Yamadano formation		Yamadano formation	
Pliocene	Narusawa formation		Misogasawa formation	

III 地 質 各 論

津軽低地帯および周縁部には、農林省による深度 40m 前後のボーリング資料 20 本と、石油資源開発株式会社によって掘られた深度 30m 前度の約 450 本のショットホール資料とがある。後者は、本地域全般にわたる測線にそつて、300m 前後の間隔で掘られた資料であり、地下地質の概要を知るうえに重要な手掛りをあたえるものである。しかし、弾性波調査の目的で掘られたボーリングであるため、それらの柱状図のみしか参照できず、そのために地層のあるものは層位関係が不明であり、また岩質名が必ずしも正しくないようである。農林省によるボーリングでは、主なコアは十三湖干拓事業所に保管されており、これらを観察したり分析することができた。

ボーリング柱状図の整理にあたっては、野外調査やコアの観察を参照しているため、原柱状図の岩質名とは多少相違する名称をつけた。農林省によるボーリング結果は、Fig. 2 に示した。

上記のボーリング資料と野外調査とにもとづいて、本地域の地層は Table 1 に示すように分類される。以下、各々の地層について記載する。

1. 第三紀層

第四系の基盤をなす地層は、低地帯西方の屏風山では鮮新世鳴沢層であり、東方では鮮新世味噌ヶ沢層からなる。

鳴沢層は砂岩の薄層をはさむ青灰色シルト岩からなり、貝化石およびサンドパイプがふくまれている。本層は屏風山の基盤を構成するもので、南部の森田村山田野および鱒ヶ沢町川尻ふきんでは地表に露出する。屏風山中部の木造町館岡ふきんでは海水準以深の地下に発達する (Fig. 3)。岩井武彦 (1960) は本層中にふくまれる海棲貝化石から、時代を鮮新世前期と推定している。

低地帯東部において第四系の基盤をなす味噌ヶ沢層は、凝灰質中粒砂岩よりなり、中里町ふきんに分布する。丘陵では地表に露出し、上位の山田野層が斜行不整合でのっているが、低地帯の地下では高根段丘礫層によって不整合におおわれる。

2. 山田野層

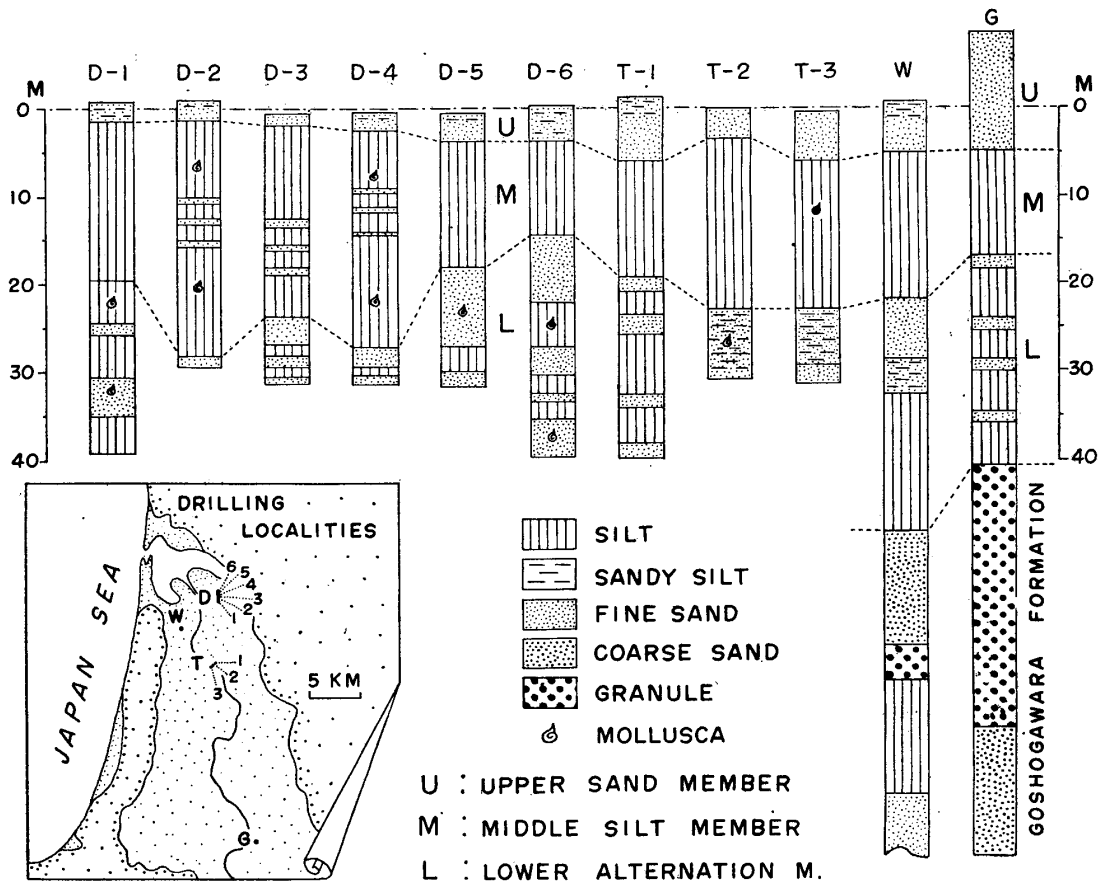


Fig. 2. Some columnar sections of drillings.

標高 20~40m の山田野段丘を構成する砂層であり、屏風山の大部分をしめて広く発達するほか、低地帯の東縁部にそって細長く分布する。層厚は 25~40m で、層理の発達した淘汰の良い褐色中粒砂からなる。海棲化石は産出していないが、砂の淘汰が良好なこと、成層していること、およびほぼ一樣な高さの広い段丘面を形成していることから、海成堆積物と考えられる。

下位の第三紀層とは斜行不整合の関係にあり、鱒ヶ沢町川尻においては下位の鳴沢層中に海蝕ポットホールと思われる海蝕の形跡が残されている (Mii, 1962)。

ボーリング結果から、山田野層と下位の第三紀層との不整合面をあるていど追跡することができる (Fig. 3, 4)。すなわち、両者の不整合面は屏風山南端の鱒ヶ沢町川尻および鳴沢村保木原ふきんで標高 10~20m にあり、北へ標高を減じて屏風山中央部の木造町館岡ふきんでは海水位となり、さらに北では海水位以下に没する。山田野層はほぼ水平に発達し、この堆積面である山田野段丘もほぼ一樣な高度を示す。したがって、山田野層基底の不整合面の起伏は、山田野層堆積前に形成されたものである。

一方、津軽低地帯を日本海から隔絶する屏風山の大部分が山田野層によって構成されている事実は、低地帯における沖積層の堆積過程を考察するうえで重要な意義をもっている。すなわち、低地帯内の沖積層は、外洋に面した浅海底ないし潟湖の堆積物ではなく、深い入江か三角洲の堆積物であることを暗示している。

3. 高根段丘礫層

中里町高根の西方、高根橋建設工事の基盤調査によって確認された埋没段丘礫層に対して、高根段丘礫層と名付ける (Fig. 4)。図に示すように、高根においては、第三紀凝灰質砂岩 (味噌ヶ沢

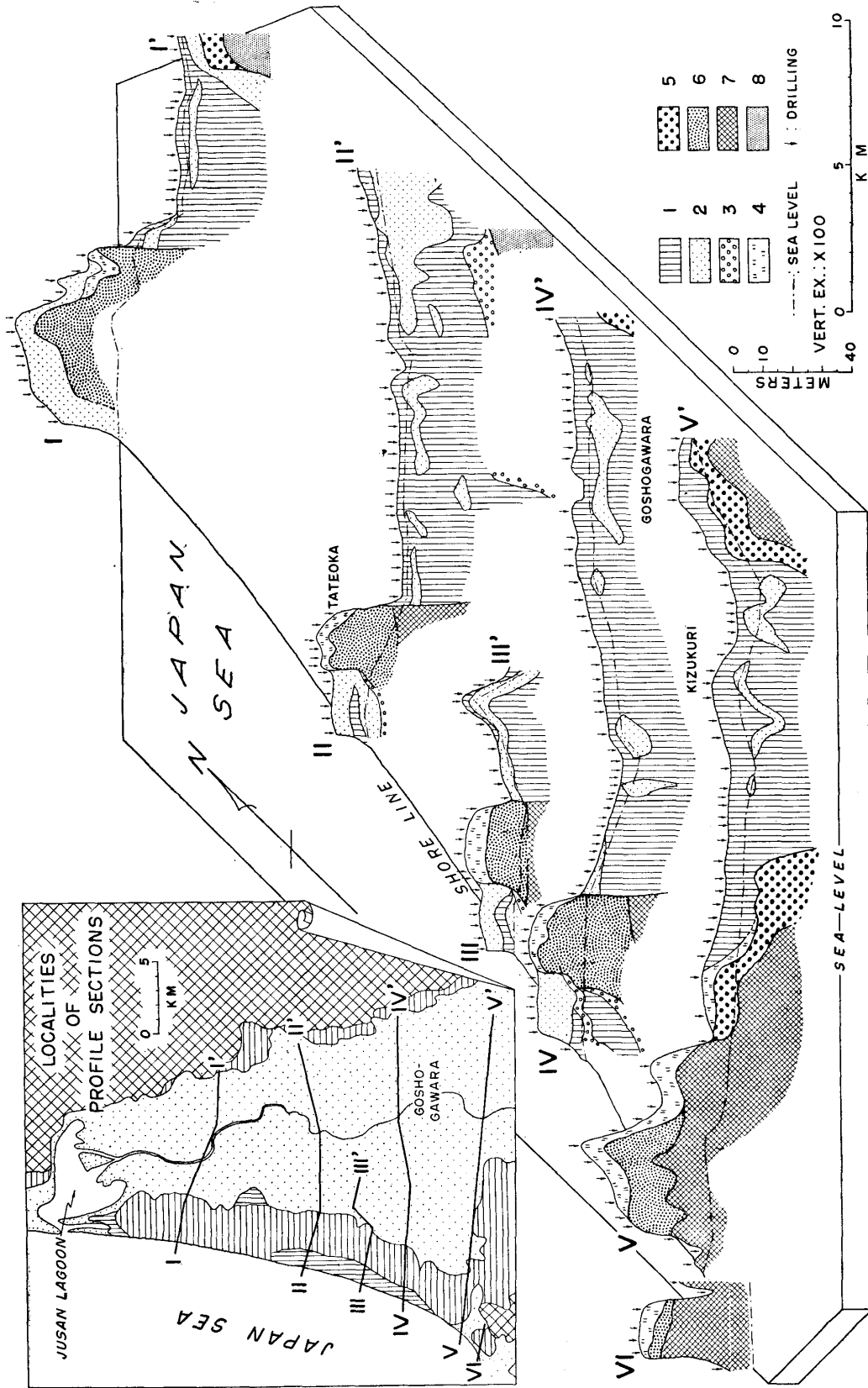


Fig. 3. Diagram showing profile sections based upon the field observation and subsurface data.
 1: silt, 2: sand, 3: gravel, 4: volcanic ash, 5: Takane Terrace gravel, 6: Pleistocene Yamadano Formation, 7: Pliocene siltstone, 8: Pliocene sandstone.

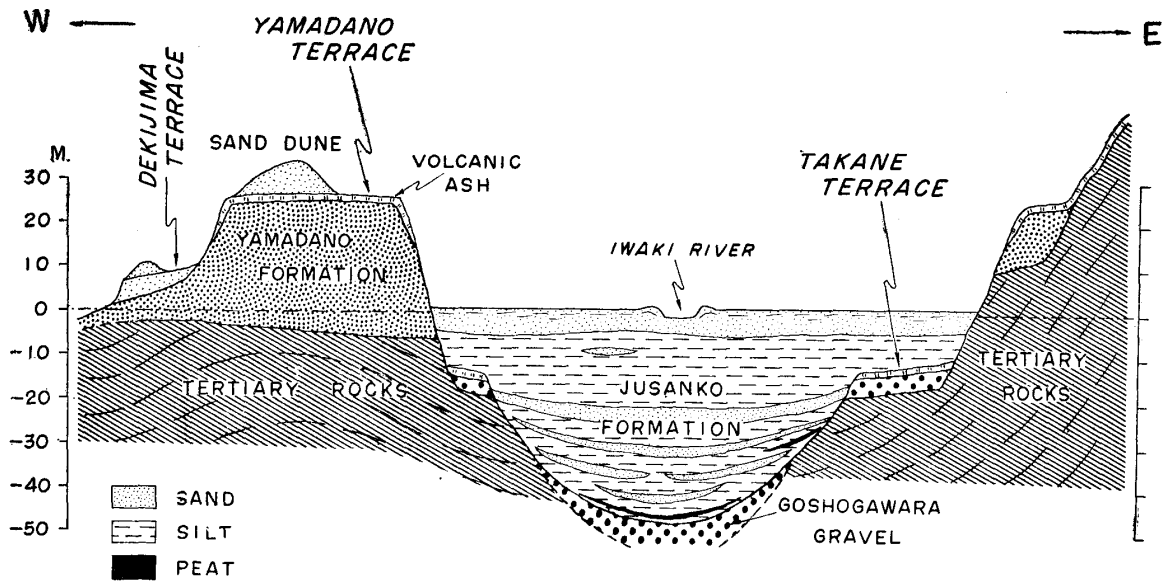


Fig. 4. Idealized profile section of the Tsugaru Lowland.

層) を切って層厚 5~7m の礫をよび砂質礫層が、海水準下 10~15m に段丘を形成している。この埋没段丘は南へ漸次浅くなり (Fig. 3), 中里町大沢内では海水準下 10m, 五所川原市東部で海水準とほぼ同じ (地表面下約 5m) になり, 森田村下福原ふきんでは海水準上 5m (ほぼ地表面), さらに南に至れば地表に現われる。

高根段丘礫層と沖積層との関係は, Fig. 4 に示すように, 礫層が十三湖層中へは連続しないで, 十三湖層が埋積している谷の谷壁によって切られているのである。このことは, 高根段丘の形成時期が埋没谷の完成前であることを示し, 十三湖層とはもちろん, 埋没谷の谷底に発達する五所川原礫層とも不整合関係であることを示す重要な証拠である。

高根段丘が北すなわち現岩木川の下流方向へ傾斜することを考慮すると, 海水準低下にもとづく古岩木川の下刻中に, 海水準の一時的停滞があつて谷壁に河成段丘を残すに至つたと考えられる。

4. 岩木山火山灰層

山田野段丘上には, 山田野層上に不整合で厚さ 1~4m の火山灰層が広く発達している。一般に下部は赤褐色ラピリからなり, 上部では赤褐色火山灰である。下部のラピリ層は, 南部の水元村廻堰ふきんで安山岩の巨礫をまじえた淘汰の悪い火山泥流に移化し, 同時に層厚を増して 10m 以上に達する。これらは岩木火山の噴出物と考えられるもので, 一括して岩木山火山灰と名付ける (Fig. 4)。

森田村下福原ふきんでは, 地表に火山灰層が露出しており, この直下に高根段丘礫層が発達する。車力村深沢では, 屏風山砂丘中に厚さ約 1m の火山灰層がはさまれており, さらに十三湖層中にも後述するように火山灰が混入する層準がみとめられる。一方, 洪積世山田野層中にも, 岩木火山からもたらされたと思われる火山泥流がはさまれる。さらにまた, 岩木火山の有史以後の噴火も記録されており, 最近では 1836 年 (文久 3 年) に噴火している。このように, 岩木山火山灰層はかなり長い時代にわたって噴出しているので, 今後の詳しい調査によつて細分され, 層序関係が明らかにされるであろう。大部分の火山灰層は, 高根段丘形成後, 十三湖層堆積以前に降下したものと推定される。

5. 五所川原砂礫層

五所川原市内のボーリングによつて, 海水準下 40.5m より深所に砂礫層の発達が発見されている

(Fig. 2, G)。下根および層序は不明であるが、埋没谷の谷底に発達する礫層をふくむ地層を五所川原層と定義する。この埋没谷は、津軽低地帯を縦断してほぼ南北に下刻し、これを埋めていわゆる沖積層が発達するわけである。この谷は、低位海水準時の古岩木川であり、五所川原層はこの谷底の最深部を埋積した地層とみられる。

五所川原層は、低地帯の地下、沖積世十三湖層の基底以深に広く分布するはずであるが、深いボーリング資料が少ないため、五所川原市のほか金木町西部 (Fig. 2, W) および車力村富港東方 (Fig. 2, W) において確認されるのみである。

6. 十三湖層

津軽低地帯の古岩木川谷底を埋積して沖積平野を形成する“いわゆる沖積層”のうち、礫層より上位を十三湖層と呼ぶ。標式柱状図として、中里町芦野におけるボーリング T-1 を選んだ。このボーリングの最深部 (深度 39m) の泥炭は、 C^{14} dating によると $9,050 \pm 250$ 年 B.P. である。十三湖層は、層厚 30~40m のシルトおよび砂からなる軟質な地層であり、これは上、中、下の3部層に細分される (Fig. 2, 5)。

1) 下部互層部層: シルト層を主とした砂層との互層からなり、この互層中特に下部には泥炭ないし泥炭質シルトの発達することが多い。この部層は、Fig. 3 に示す断面図ではシルト層となっているが、ショットホール資料であるため比較的薄い砂層を見落しているものと思われる。標準貫入試験では、この互層中は $N=3\sim 8$ の値を示し、平均 $N=6$ の比較的高い値である。

下部互層と中部シルトとの境界は、Figs. 4, 5 に示すように、巨視的にみると北すなわち岩木川

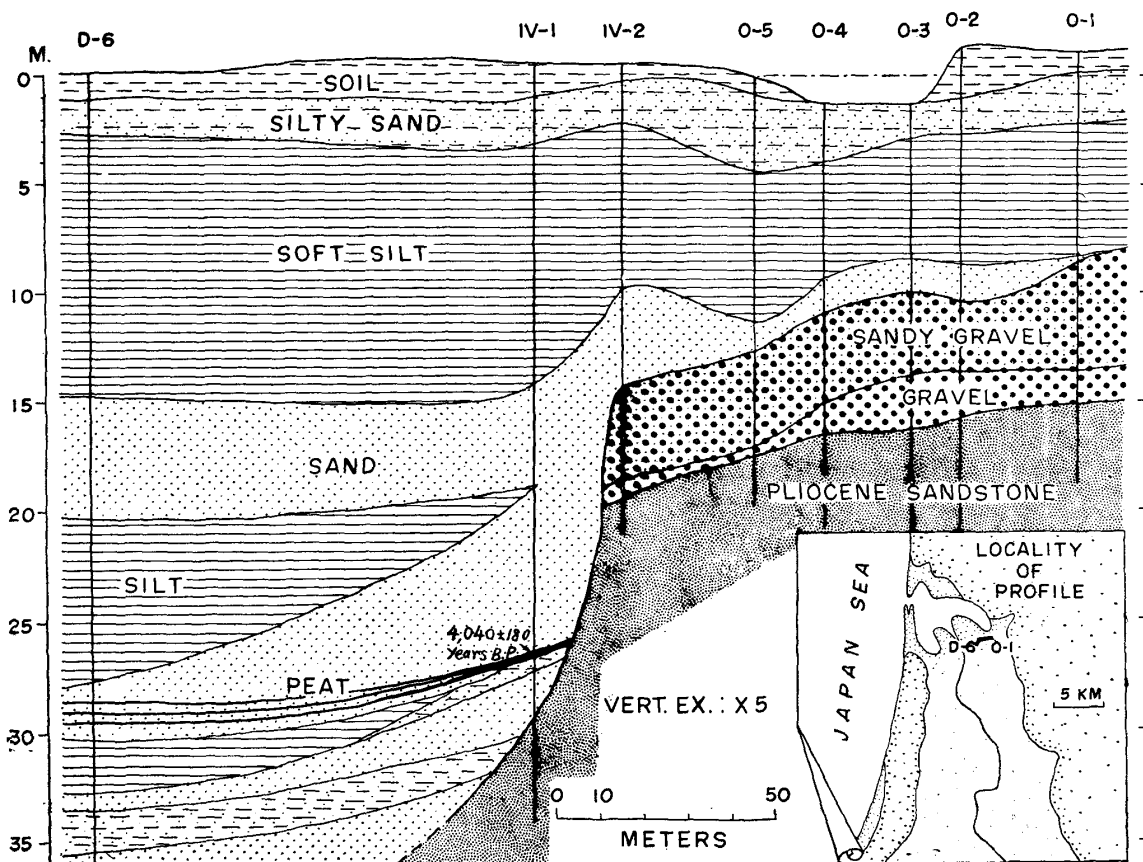


Fig. 5. Subsurface profile section showing the Holocene deposits (Jusanko Formation) and buried river terrace (Takane Terrace).

下流ほど深度が深くなっており、海水準下 15~27m にある。十三湖に接した D 地点では、逆におつかではあるが北に深度が浅くなる。さらに注目されることは、下部五層中の砂層が北ほどシルト層が厚くなる。これらは、堆積機構を考察するうえに重要な事実と云えよう。

2) 中部シルト部層：下部五層上に厚さ 10~20m の非常に軟質なシルト層が発達する。この部層のために、本地域が軟弱地盤として問題視されているのである。このシルト層はかなり均質な無層理シルトであるが、ところによって不規則な形の砂のレンズをはさむ (Fig. 3)。このような砂のレンズは、旧河川の名残りを示すものと判断される。

本部層中の貫入試験では、すべて $N=0$ であり、下部五層の高い N 値と著るしい対照を示す。63.5kg のモンケンをサンプラーにのせただけで 15~30cm の貫入を生ずる。

3) 上部砂部層：厚さ 1~10m の砂を主とし、ところによってはシルト質細砂、砂質シルトおよび泥炭をはさむ地層であり、沖積平野の表面ちかくに発達する比較的粗粒な碎屑物である。一般に下部が粗粒であり、上位へ漸次細粒となっており、一つの堆積輪廻を示す。そして、下位の中部シルトとは、比較的明瞭な境界面で境られているのが特徴である。貫入試験の N 値は 0~6 を示し、中部シルトより幾分高い値をもつ。

7. 出来島段丘堆積物

屏風山南部の鯉ヶ沢町出来島ふきんには、標高 10m 前後の著るしく平坦な段丘が分布する。その分布は、出来島ふきんで巾広いが、日本海岸にそって断片的ではあるが普遍的にみとめられるほか、津軽低地帯側の車力村牛潟ふきんにカズプ状の発達をみる。段丘面の開析状態は、高位の山田野段丘とくらべて著るしくおくれれており、両段丘の形成時期には大きなへだたりがあるものとみられる。この出来島段丘は、成層した淘汰良好な細砂層によって構成され、部分的に細礫のレンズをはさんでいる。この砂層は山田野層の上に不整合にのり、その境界面には穿孔貝によるとと思われる穴のあるのが、鯉ヶ沢町川尻海岸で観察される。これらのことから、沖積世最大海進時を示す海岸堆積物と考えられる。

8. 屏風山砂丘砂

屏風山を構成する山田野段丘および出来島段丘の表面は、各処において海岸砂丘によっておおわれる。屏風山の北半部では特に著るしく発達し、海岸線ちかくでは上記 2 段の段丘面のいづれをおおう砂丘であるか判定できない (Fig. 1)。

淘汰の著るしく良好な細砂からなり、東へ向って急傾斜する偽層の発達するのが特徴である。本地域の卓越風は、冬期の北西季節風であり、これによって形成された砂丘であることは明らかである。

卓越風の方向と直角なのびをもつ砂丘と、平行に発達する砂丘とがあり、前者は海岸線に近接して分布し、後者はその背後に顕著な発達が見られる。これらのさらに背後では、平面形が三ヶ月形をした「ふきだまり砂丘」が形成されている。

砂丘砂の大部分は、岩木山火山灰上に堆積しているが、しかし車力村深沢においては砂丘砂中にこの火山灰層がはさまれる。したがって、屏風山砂丘の一部には、古期砂丘があると考えられる。この古期砂丘は山田野層と整合的である。しかし、両者とも類似した砂からなるため、盲不整合をなす疑いもある。

ある海水準に対応して、海岸砂丘がどの標高にまで形成されるかは興味ある問題であろう。屏風山の北半部においては、砂丘の最高は 50m の標高に達しており、山田野段丘面上約 20m の高まりをなす。南部においては標高が 30m 前後のことが多く、出来島段丘面上約 20m の高まりとなっている。砂丘砂の供給源は、現在の海浜砂とは限らず山田野層や出来島段丘堆積物でもよいから、供給源からの高さとして、最小に見積って 20m とみなされる。

一方、海岸砂丘の発達範囲について、津軽低地帯の東側に分布する山田野段丘面には砂丘が全くないことが指摘されよう。すなわち、現海岸線から 4km までは確実に海岸砂丘が形成されているが、しかし約 8km 離れた低地帯東部までは砂丘砂が運搬されていない。このことは、十三湖層の一部とくに低地帯西部において、砂丘砂が混入しているかも知れないことを意味している。

IV 沖 積 層 (十三湖層)

いわゆる沖積層である十三湖層は、最深部が海水準下 50m 以深におよぶ古岩木川の谷底を埋積した堆積物である。この堆積に先行して五所川原礫層が古岩木川谷底を埋積しているが、これについては資料不足のため詳しい分析を行っていない。これらの埋積過程および堆積環境について、いくつかの疑問が指摘されよう。

第一に、沖積世における海水準変化が、十三湖層の特徴に反映しているか否かの疑問をあげられる。さらにまた、旧河谷を埋積する過程において、地盤運動あるいは汎世界的な氷河制約による海水準変化のいずれが優勢であったかも、沖積世地史の解明においては重要な課題である。

第二の問題は、50m 以深に達する旧河谷を埋積する過程において、上流部から順次下流へ向って三角洲として堆積したものか (out-building)、それとも累重的に堆積したものか (up-building)、あるいは両者の堆積型式の組合せであったかである。

第三は、十三湖層の堆積環境が、細長い入江か河口かそれとも単なる川床であったかという疑問である。すでにのべたように、十三湖層が堆積した全期間をつうじて、津軽低地帯は屏風山の丘陵によって常に日本海から隔絶されていた。このことは、十三湖層の形成が、砂州にさえぎられた潟湖の堆積ではないことを示している。

第四に、十三湖層堆積物の供給源の問題がある。可能性のある主な供給方法は、岩木川による運搬と砂丘砂の風による供給である。

第五に、十三湖層は軟弱地盤をなす中部シルトと比較的 N 値の大きい下部互層とからなる点が、応用地質の立場から指摘される。主要構造物の基礎は下部互層におくことが望ましいわけであるが、このような N 値の差を生じた原因を、堆積学的に考察する必要がある。

上記の疑問を限られたボーリング資料から究明することは、かなり困難なことである。筆者らは、できうる限り多方面からこれを検討して、沖積層の問題にかんするあるていどの見透しをたてることにつとめた。この見地から、ボーリングコアの粒度、細砂分、重鉍物、微量成分、有孔虫・珪藻、花粉および有機物の組成を明らかにして、それらの意義を考察した。

ボーリングコアのうち、全試料のそろっている D-1 および T-1 の 2 本を、筆者らは自由に利用できたので、以下にのべるコアの分析はこれら 2 本のボーリングを中心に行っている。また、D-3 のボーリングでは、6 個の不攪乱試料 (thin-wall samples) を使った。これらのボーリング地点は Fig. 1 に示し、桂状図は Fig. 2 に示すとおりである。

1. 粒度組成 (三位担当)

1) 分析方法: 試料は、D-1, D-3, および T-1 のボーリングコアから採取した。D-1 のコアからは 15 個、D-3 からは 6 個、T-1 から 15 個、計 36 個の試料をとり、各々約 50gr づつを秤量して水にとかした。水中で十分に攪拌し、分散剤として蓆酸ソーダを投入したものをシリンダーに入れ、ピペット法によってシルトと粘土との粒度別重量を求めた。砂については、エメリー管をつかつて粒度別体積比を求めた。

分析結果から、1) 砂・シルト・粘土の含有比、2) 粒径中央値 $Md\phi$ 、3) 淘汰係数 $\sigma\phi$ 、4) 歪度 $\alpha\phi$ を算出した。これらのうち、 $Md\phi$ 、 $\sigma\phi$ および $\alpha\phi$ は次のようにして求めたものである。

$$Md\phi = \phi_{50}$$

$$\sigma_{\phi} = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 2$$

$$\alpha_{\phi} = \{(\phi_{16} + \phi_{84}) / 2 - \phi_{50}\} / \sigma_{\phi}$$

ここで、 ϕ_{16} 、 ϕ_{50} 、 ϕ_{84} は、累積曲線で 16%、50% および 84% を示す粒径を、それぞれ Phi scale であらわした値である。 σ_{ϕ} は粒度分布の偏差をあらわし、値が大きいほどその堆積物の淘汰が悪いことを示す。 α_{ϕ} は粒度組成が正規分布をなすかどうかを示す値であり、正規ならゼロ、 $Md\phi$ より粗な堆積物の淘汰が良ければ正、細粒部の淘汰が良ければ負となる。これらの値は、堆積機構を判定する有力な手掛りの一つとなるであろう。

2) 結果: 粒度組成の分析結果は、Table 2 および Figs. 6, 7 とに示すとおりである。

D-1 のコアーについてみると、最上位の砂質シルトが 2.2m の厚さで終り、この下位には深度 25.8m まで $Md\phi < 5$ のシルトが発達している。このシルトは均一なものではなく、深度 20m 付近を境として上下にかなり相違する。上部は淘汰が良く、しかも α_{ϕ} が負すなわち細粒部の淘汰が特に良い。これに反して、深度 20m 以深では淘汰が悪く、そして α_{ϕ} が正となっており、シルトとしては最も一般的な粒度組成を示している。このシルトと同様な特徴をもつシルトは、深度

Table 2. Data on particle size distribution of core-samples.

C-1

Sample depth	$Md\phi$	σ_{ϕ}	α_{ϕ}	Sand	Silt	Clay
2.5m	5.4	0.4	0.00	4.6%	94.1%	2.3%
6.0	6.5	1.7	-0.20	11.2	74.1	14.7
10.0	5.3	0.8	-0.20	7.3	88.5	4.2
13.0	6.2	1.0	-0.40	6.9	88.1	5.0
15.0	6.1	1.2	-0.48	11.8	85.2	3.0
18.0	6.8	2.8	-0.04	15.5	49.0	35.5
20.0	6.2	2.0	-0.18	18.0	68.4	13.6
23.0	7.9	3.0	0.07	6.2	45.4	48.4
26.0	3.6	2.0	0.03	56.6	40.1	3.3
27.0	5.8	2.1	0.14	16.0	66.0	17.4
30.0	6.0	1.7	0.21	7.7	76.0	16.3
31.0	2.8	1.1	0.24	82.6	15.4	2.0
34.0	2.5	0.9	-0.44	95.3	4.7	0.0
35.0	2.9	0.7	0.21	88.1	11.9	0.0
36.0	6.4	1.5	0.24	4.5	78.1	17.4
39.0	6.8	1.9	0.0	1.2	77.6	21.2

T-1

1.0	5.0	2.2	0.26	23.8	62.1	14.1
3.0	1.6	0.8	0.39	95.0	4.0	1.0
4.0	1.2	0.8	0.07	96.0	4.0	0.0
5.0	1.5	2.1	0.61	93.9	5.1	1.0
8.0	5.4	0.6	-0.17	5.7	91.0	3.3
12.0	6.5	1.8	-0.26	10.5	85.0	4.5
16.0	7.3	1.2	-0.57	7.7	89.4	2.9
20.0	5.4	1.0	-0.60	16.9	80.4	2.7
22.0	2.5	1.8	0.54	75.0	21.2	3.8
23.0	6.3	1.7	0.15	4.6	77.7	17.7
27.0	2.6	1.9	0.30	74.6	22.2	3.2
30.0	7.5	1.5	0.00	1.5	55.2	43.3
33.0	5.8	0.7	0.00	6.5	92.2	1.3
35.0	5.2	2.1	-0.48	28.4	62.1	9.5
38.5	2.6	2.5	0.59	63.7	27.9	8.4

D-3

3.0	6.5	1.7	0.24	1.3	72.7	26.0
5.0	8.3	3.4	-0.06	6.0	40.8	53.2
7.0	7.8	3.3	-0.01	5.2	49.1	45.7
9.0	7.7	2.2	-0.36	5.1	50.7	44.2
13.5	6.2	2.5	0.04	16.0	79.9	4.1
19.0	8.6	2.5	-0.20	5.6	37.2	57.2

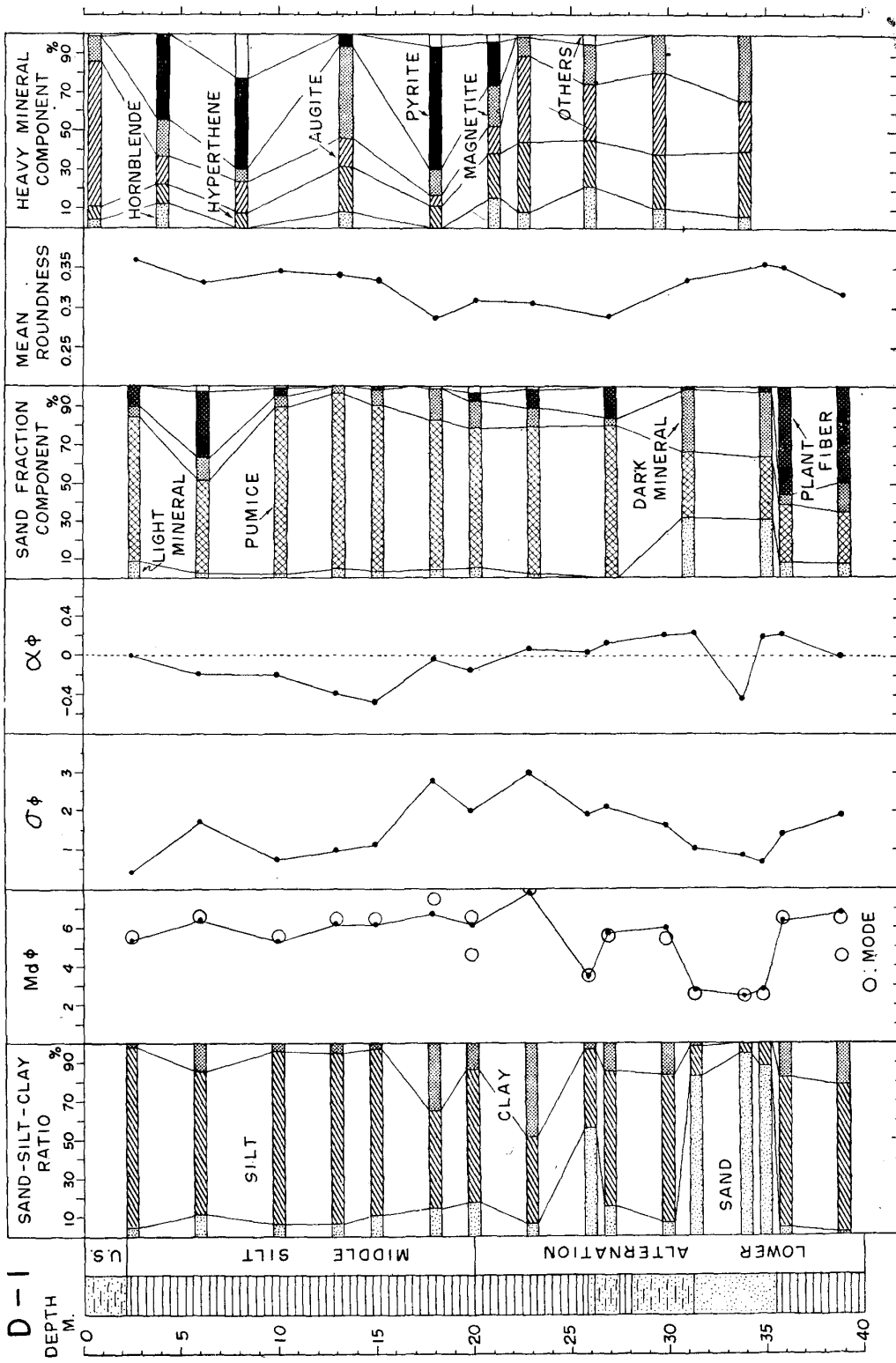


Fig. 6. Grain-size distribution, sand-fraction component, roundness and heavy mineral component of the core samples of drilling D-1.

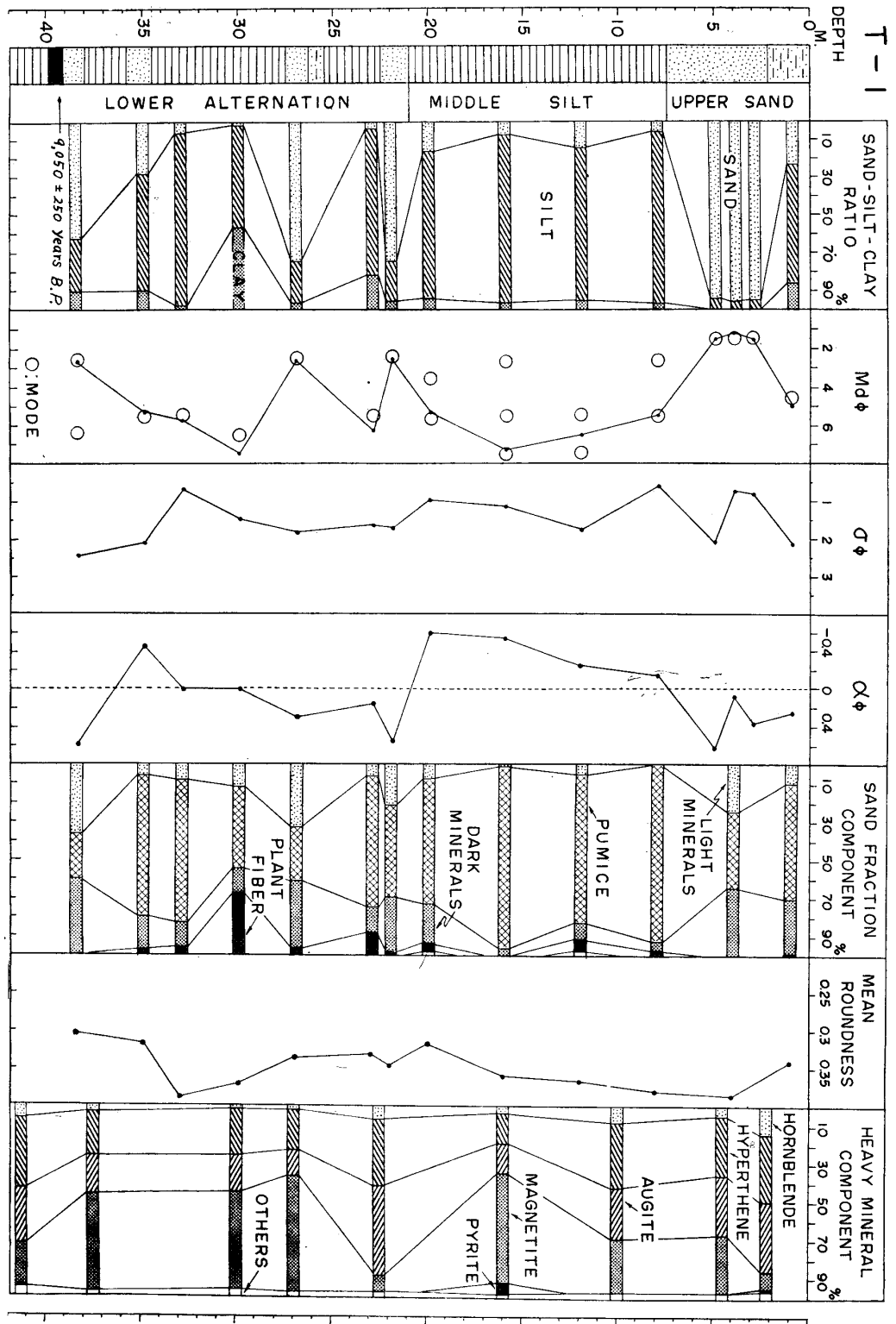


Fig. 7. Grain-size distribution, sand-fraction component, roundness and heavy mineral component of the core samples of drilling T-1.

28.5m 以深に発達する。したがって、深度 20m ふきんを境として、これより下位を一つの単位と考えるべきである。すなわち、深度 20m 以深は、シルトと砂との互層部とみるのが妥当である。深度 20m 以深の下部互層は、34m に例外があるほかは α_ϕ が正であり、下位ほど淘汰がわずかに良くなっている。

D-3 のコアでは、試料数が少ないが、D-1 の場合と同様な関係がみとめられる。すなわち、最上部の砂質堆積物が 1.3m あり、この下位に深度 12m までシルトおよび粘土が厚く発達し、さらに下位には砂とシルトとの互層がみられる。淘汰ていどは、中部シルトのほぼ中央部、深度 5~7m 間で最も悪く、この上下は良好である。そして下部互層では、幾分淘汰が悪い。 α_ϕ は深度 3m が正である以外、中部シルトはいずれも負の値を示しており、D-1 の場合と同様である (Table 2)。そして、下部互層中の深度 13m では α_ϕ が正を示している。深度 19m では負を示すが、例外的なものか、このコア特有の性質なのか、試料不足のため断定できない。

T-1 のボーリングについてみると、最上位には厚さ 7.5m の砂および砂質シルトがあり、ここでは α_ϕ が正である (Fig. 6)。深度 7.5m から 21m までは、 $Md\phi=5\sim7$ のシルト層が厚く発達し、淘汰が良く、しかも α_ϕ が負を示す。これに反して、深度 21m 以深の下部互層では、中部シルトにくらべてわずかに淘汰が悪く、そして α_ϕ が正となる (深度 35m に負となる例外がある)。これらの関係は、ボーリング地点の異なる D-1 の場合と類似しており、注目される事実である。

3) 考察：地質各論の項においてのべたように、十三湖層は上部砂、中部シルトおよび下部互層の 3 部層に分類される。これらは、粒度分析の結果からも確認された。上部砂は、いずれも α_ϕ が正の値を示す砂ないし砂質シルトからなっている。中部シルトはかなり均質な厚層であり、堆積物の大部分はシルトによって構成され、砂や粘土の含有量が少い。淘汰が良く、しかも α_ϕ が負であることが中部シルトの特徴である。下部互層は、中部シルトよりも淘汰が悪く、そして α_ϕ が正である。すなわち、十三湖層の 3 部層は、粒度組成の特徴においても、それぞれ相違した性格をもっているのである。

上部砂部層の成因としては、三角洲の上面 (top set) として形成された粗粒堆積物であるという考えと、最近の海水面低下にもとづく比較的粗粒な岩層の供給を意味するとする考えとの、2 通りの可能性がある。下位から上位へ順次細粒となる一つの堆積輪廻を示すこと、および下位の中部シルトはとの境界が漸移するのではなく明瞭であることから考えるならば、三角洲上面の砂層であると考えるににくい。出来島段丘で示される最近の海水面低下は約 10m の量であり、この低下が陸上における活発な侵蝕を生じうるはずである。したがって、上部砂は、海面低下にもとづく粗粒堆積物と考えるべきであろう。

中部シルトの性質は、入江のような静水中に堆積したことを物語っており、しかも α_ϕ が負であることから、どちらかと云えば比較的開放的な入江であったように思われる。すなわち砂州が、充分な発達をしていない時代の堆積物であることを暗示している。

これに反し、下部互層は比較的閉塞的な凹地に堆積した地層と考えられる。そして、粘土のような懸濁物が外海へ流失することなしに堆積し、そのために α_ϕ が正となっているものと考えられる。

下部互層中の砂層が、北すなわち岩木川下流ほど厚く発達することは、すでに指摘した。この原因として、三角洲の上面として堆積した砂層が、堆積物の供給量に較べて海水面上昇が小さいとき、部分的に侵蝕されてより下流部に再堆積したことが考えられる。一方、砂丘砂が北部ほど多量に混入したとみることもできよう。なぜならば、屏風山砂丘は北部において顕著に発達しており、この砂丘から多量の砂が十三湖層中へ供給されうるからである。粒度組成の特徴から、これらのいずれにもとづくかは判定できない。

下部互層の砂とシルトとの互層の成因としては、岩木川による三角洲堆積物の印象をうける。す

で述べたように、下部互層と中部シルトとの境界は、大局的には北すなわち下流部ほど深度を増している。このことは、三角洲として堆積したことを暗示している。

2. 細砂組成 (三位担当)

堆積物は、各種の碎屑物、鉱物および生物体によって構成されているわけであるが、これらの構成物はそれぞれの供給源、比重、風化侵蝕をうける難易などが異なる。したがって、構成物の種類別含有量から、堆積物の堆積過程をあるていど推定できるはずである。この見地から、Shepard and Moore (1954) は、異なる堆積環境においては堆積物の構成が相違する事実を明らかにしている。その後、多くの研究者によって coarse fraction study が検討され議論されるようになった。

本研究では、各ボーリング試料中にふくまれる細粒砂に注目し、これらの構成物の種類と円磨度とを決定・測定し、堆積機構を考察するための一助にしようと試みた。

1) 方法：細砂に付着しているシルトや粘土をとり除くため、十分に分散した粒度分析試料をそのまま利用した。砂の部分のうち、標準篩 50-100 Mesh 間の細砂をとり、スプリッターをつかってスライド上にまいた。双眼顕微鏡下で、mechanical stage をつかってサンプリングし、生物体を除いた碎屑物の総数が約 200 個になるまでつづけた。同時に、碎屑物については Powers' roundness scale (1953) を用いて円磨度の測定を行った。

2) 結果：細砂構成物の種類別含有量と円磨度は、Table 3 および Figs. 6, 7 に示すとおりである。構成物は、無色鉱物（大部分は石英）、火山ガラス、浮石粒、有色鉱物、植物片およびその他（珪藻、有孔虫など）の 6 種に分類した。これらのうち、火山ガラスとしたものは、不規則な針状ないし板状のガラスからなり、浮石中にふくまれるガラスと同様な特徴からなるものである。ものによっては海綿のスピキュルに酷似するが、浮石を砕いて出てくるガラスそのものである。これらのガラスは、一般に円磨度が著るしく低く、浮石粒の崩壊ないし風化後に残された残留物であることは明らかである。そこで、Figs. 6, 7 においては、これを浮石粒中に入れ、また平均円磨度は、火山ガラスを除外した値で示した。

表および図に示すように、全試料をつうじて、浮石粒が多量にふくまれているのが特徴である。ここで注目されることは、上部砂や下部互層に比較して、中部シルト中には浮石粒が特に多くふくまれる事実である。そして、中部シルトでは鉱物粒が比較的少くなっている。

含有率の垂直変化において、さらに興味あることは、植物片が中部シルトの下半部で著るしく多いことである。植物片は、下部互層中に最も多量にふくまれ、中部シルトの最上部にもかなり多くみとめられる。

鉱物粒の含有量についてみると、無色鉱物と有色鉱物とは正の相関関係で増減する。すなわち、無色鉱物は、中部シルト中では著るしく少いが、ここでは有色鉱物粒もわづかしかふくまれない。

円磨度についてみると、大部分が 0.25~0.35 間にあり、かなり低い値を示しているのが特徴である。Beal and Shepard (1956) が Texas coast で行った研究結果と比較すると、「湾内の砂」の示す円磨度と同様な値である。

一般に、火山ガラスは著るしく円磨度が低いが、これは砕けやすい浮石粒が運搬される過程や堆積中に崩壊して、浮石から分離した二次的なものである。したがって、火山ガラスをふくめた平均円磨度は、かならずしもその堆積物の示す真の円磨度とは云えない。そこで、火山ガラスを除外した円磨度について考察することが望ましいであろう。そのために、Table 3 には上記 2 通りの円磨度の値を示し、Figs. 6, 7 には火山ガラスを除外した場合の値を表わした。火山ガラス以外の碎屑物の円磨度は、0.30~0.35 間に集中している。

円磨度の垂直変化は、D-1 および T-1 の両ボーリング資料とも同様な傾向を示しており、とも

Table 3. Data on sand-fraction component and roundness of core-samples

D-1								
Sample depth	Light mineral	Volcanic glass	Pumice	Dark Mineral	Plant fiber	Others	Mean roundness	Mean roundness (except volcanic glass)
2.5m.	8.7%	5.7%	70.8%	5.2%	9.6%	0.0%	0.34	0.36
6.0	2.0	15.6	33.9	11.6	34.2	2.7	0.30	0.33
10.0	1.9	7.0	80.8	3.7	5.1	0.0	0.34	0.34
13.0	4.9	15.3	76.8	3.0	0.0	0.0	0.32	0.34
15.0	3.8	53.1	32.5	6.2	1.4	3.0	0.26	0.33
18.0	4.4	54.4	23.7	9.2	1.3	0.0	0.23	0.29
20.0	5.5	46.5	28.6	12.9	2.3	4.1	0.27	0.31
23.0	1.3	63.6	15.1	9.8	9.3	0.9	0.25	0.30
27.0	0.0	27.1	53.3	3.6	16.0	0.0	0.27	0.29
31.0	32.5	5.0	27.5	33.0	2.0	0.0	0.33	0.33
35.0	31.4	10.8	20.1	34.7	3.0	0.0	0.34	0.35
36.0	8.2	6.4	22.7	5.9	56.7	0.0	0.33	0.35
39.0	6.8	4.4	22.5	16.0	50.4	0.0	0.31	0.31
T-1								
1.0	10.4	10.9	48.5	29.2	1.0	0.0	0.32	0.34
4.0	26.7	3.3	37.8	34.2	0.0	0.0	0.38	0.38
8.0	0.0	0.0	92.5	5.4	2.1	0.0	0.38	0.38
12.0	6.7	12.0	66.0	7.7	4.8	0.0	0.33	0.37
16.0	1.0	0.0	97.0	2.0	0.0	0.0	0.36	0.36
20.0	8.6	7.7	58.7	21.2	3.4	0.5	0.31	0.32
22.0	22.2	20.2	32.5	29.5	0.6	0.0	0.33	0.35
23.0	6.6	10.5	58.9	13.5	10.5	0.0	0.31	0.33
27.0	34.0	5.5	23.0	37.5	0.5	0.0	0.33	0.34
30.0	13.6	5.3	36.2	13.0	31.9	0.0	0.35	0.37
33.0	9.2	6.2	68.2	13.3	3.1	0.0	0.38	0.39
35.0	6.3	19.3	53.1	18.8	2.4	0.0	0.31	0.32
38.5	37.8	4.4	18.0	40.0	0.0	0.0	0.30	0.30

に下部互層の上部から中部シルトの下半部にわたって低い値であることが特筆されよう。この傾向は、火山ガラスを加えた円磨度はもちろん、除外した値でもあらわれており、重要な意味があると考えられる。

T-1 と D-1 の両ボーリング相互間の円磨度を比較すると、全体として T-1 の方が高い値を示している。

3) 考察：第一に注目されることは、細砂構成物の大部分が浮石粒であることである。浮石粒は、それが砕けやすいためであろうが、本地域ふきんの浜砂や砂丘砂には全くふくまれない。一般的に云っても、たえず波や風によって攪乱されている浜砂や砂丘砂中に浮石粒が残されることは、非常にまれであるにちがいない。したがって、大部分が浮石粒からなる沖積世十三湖層の細砂の主な供給源を、砂丘砂や浜砂にもとめることはできない。

同様なことは円磨度からも推定される。すなわち、火山ガラスを除外した場合でも、碎屑物の円磨度は 0.30~0.35 の低い値を示しており、一般にかなり円磨作用が進んでいる浜砂や砂丘砂とは、大きな差がみとめられる。一例をあげれば、屏風山北部の車力村富港に発達する砂丘砂の細粒砂では、浮石粒が皆無であり、石英粒が 55.3% をしめ、円磨度は 0.39 という高い値を示している。

浮石粒の多量な供給地を最も近くに求めるならば、岩木川上流部の十和田湖カルデラ周辺に広く分布する軽石流凝灰岩があげられよう。この凝灰岩は、第四紀のかなり長期間にわたって幾度となく噴出したものであり、これらが侵蝕され岩木川によって運搬されて十三湖層中の砂の主な供給源となることは、容易であったに相違ない。

一方、十三湖層の下部互層中の砂層が、岩木川下流部に厚く発達しており、これを説明する一つ

の仮定として「砂丘砂の混入」とみることもできる点は、すでに指摘したとおりである。しかし、細砂組成の結果では、下流側の D-1 と上流側の T-1 とを比較して、浮石粒の量の差はみとめられないばかりか、円磨度は逆に T-1 の方が高い値を示す。D-1 ボーリングの下部互層において砂丘砂が多量に混入したとする仮定は、捨てるべきであろう。他の一つの仮定である「海水準の停滞ないしわずかな低下」に帰する方が適当と考えられる。

円磨度の垂直的变化において、地点の離れた 2 本のボーリングとも共通して、中部シルトの最下部と下部互層最上部との間が低い円磨度を示している。この部分では、浮石粒の円磨度には大差がなく、その他の鉱物粒の円磨度が特に低くなっているようである。一つの可能性として、この層準に火山灰が混入していると考えることができよう。

3. 重鉱物組成 (石田担当)

1) 方法: 試料は、ボーリング D-1 のコアから 10 個、T-1 から 9 個、計 19 個を使った。試料に水を加えてから指先でこねて充分にほぐし、水洗しながら標準篩 60-115 Mesh で選別した。これを脱鉄するために 20% の塩酸に入れ、10~20 分煮沸する。水洗して乾燥させた試料を秤量し、ブレーガー管とブレーガー管を簡易化した器具 (Iijima, 1959) とを用いて重鉱物分離を行った。重液としては、比重 2.9 のアセチレンテトラブロマイドを使用した。

分離した重鉱物を 4 分法によって 0.01~0.02gr. とり、スライドガラスにバルサムで固定し、偏光顕微鏡下で鑑定した。鏡下の重鉱物は、mechanical stage を用いてランダムサンプリングして 200 個選定した。

2) 結果: 重鉱物組成は、Figs. 6, 7, 8, および Tables 4, 5 に示すとおりである。

一般に風化がいちじるしく、角閃石、シソ輝石、普通輝石、磁鉄鉱および黄鉄鉱が大部分をしめ、全体として単純な重鉱物組成である。

ボーリング D-1 の中部シルト中には、魚卵状の黄鉄鉱がかなりふくまれている。これらのあるものは珪藻の殻を中心にして付着した黄鉄鉱であり、堆積中に二次的に溶液から凝結したものと考えられる。このような二次的鉱物は、重鉱物組成の垂直的变化から層準の対比を試みざるさい、除外した方が便利であるしまた当を得ているであろう。そこで、量の非常に少い黝簾石などの重鉱物

Table 4. Data on heavy mineral component of core samples.

D-1								
Sample depth	Hornblende	Hypers-thene	Augite	Magnetite	Pyrite	Zoisite	Others	Total grain
0.2m	6	14	153	25	0	0	2	200
4.0	24	22	27	38	84	0	0	200
8.0	1	14	33	12	94	43	3	200
13.5	15	47	29	99	9	0	1	200
18.0	0	22	11	23	146	0	14	200
21.0	30	49	32	45	44	0	4	200
22.5	15	72	91	20	0	0	2	200
26.0	43	49	61	39	0	0	8	200
29.5	20	59	84	35	0	0	2	200
34.0	10	67	53	68	0	1	0	200
T-1								
2.2	28	72	74	19	3	0	4	200
4.5	10	63	62	62	0	0	3	200
10.0	18	69	54	57	0	0	3	200
16.0	6	34	29	115	12	0	2	200
22.5	15	72	91	20	0	0	2	200
27.5	3	45	28	121	0	0	3	200
30.0	4	50	38	103	0	0	5	200
37.5	6	48	42	104	0	1	1	200
41.5	10	52	41	30	1	4	4	142

Table 5. Ratio of hornblende, hypersthene, augite and magnetite in core samples.

D-1				
Sample depth	Hornblende	Hypersthene	Augite	Magnetite
0.2m	3.0%	7.0%	77.3%	12.6%
4.0	21.6	19.8	24.3	34.2
8.0	1.6	23.3	55.0	20.0
13.5	7.8	24.7	15.2	52.1
18.0	rare	40.3	19.3	40.3
21.0	12.0	29.5	19.3	27.1
22.5	7.7	36.3	45.9	10.1
26.0	22.3	25.5	31.7	20.3
29.5	10.1	29.8	42.4	17.7
34.0	5.0	33.8	26.7	34.3
T-1				
2.2	14.5	37.4	38.4	9.8
4.5	5.1	32.0	31.4	32.0
10.0	9.1	34.8	27.3	28.8
16.0	3.3	18.5	15.8	62.4
22.5	7.6	36.4	46.6	10.0
27.0	1.5	22.8	14.4	61.5
30.0	2.1	25.6	19.5	52.8
37.5	3.2	24.2	21.2	52.5
41.5	7.5	39.2	30.4	22.7

と二次的な黄鉄鉱とを除いた全重鉄物粒に対する角閃石、輝石および磁鉄鉱の含有比を%で表わし、Fig. 8 および Table 5 に示した。

重鉄物組成の垂直的变化において、第一に指摘されることは、ボーリング T-1 および D-1 に共通して、下部互層の下部に黝簾石がふくまれている事実である。第二に注目される点は、Fig. 8 に示すように、2本のボーリングともそれぞれ深度 22.5m ふきんでは磁鉄鉱の含有率が少いことである。しかもこの層準では、角閃石、シソ輝石、普通輝石および磁鉄鉱のそれぞれの含有比が、両ボーリングとも完全に一致している事実は特筆されよう。すなわち、この層準では、現地堆積の火山降灰物が重鉄物組成の大要を構成していると考えられることができる。この層準は、ボーリング D-1 ではシルトであり、T-1 では浮石の多い砂層である。それにもかかわらず重鉄物組成が類似していることは、火山灰の混入を裏書きするものと云えよう。

重鉄物組成の変化を下位から上位へたどってみると、火山灰混入の層準以深すなわち下部互層では、2本のボーリングとも顕著な重直変化をみとめられない。そして、D-1 では輝石が圧倒的に多いが、T-1 では磁鉄鉱が多量に含まれる。しかしながら、火山灰層準以浅すなわち中部シルトおよび上部砂では、上位ほど輝石が増加して磁鉄鉱が減少する傾向を示している。

3) 考察：重鉄物組成の大部分が、角閃石、シソ輝石、普通輝石および磁鉄鉱であることから、供給源は火山岩ないし火山碎屑岩であると推定される。また、一部にふくまれる変成鉄物の黝簾石の存在から、一部の供給源として変成岩からなる後背地が想定される。これらの岩石は、岩木川流域に分布しており、堆積物の主な供給は岩木川によるであろうとする「細砂組成」の項でのべた考察と矛盾しない。

ボーリング D-1 の中部シルトには、黄鉄鉱が多量にふくまれる。これは、その堆積環境が無酸素状態であったことを示すものと思われる。

2本のボーリングコアの、ともに深度 22.5m ふきんに火山灰の混入がみとめられる事実は、これらが同一層準であり、いわゆる鍵層として十三湖層中に広く追跡できることが期待される。この火山灰層準によって、ボーリング D-1 と T-1 との対比が可能であろう。この層準は下部互層の最上部と一致するが、この部分では細砂の示す円磨度が著るしく低いことは、すでに強調したと

おりである。このことは、十分な円磨作用を受けていない現地堆積の火山灰降下を裏付ける事実であろう。

上記の火山灰層準の確認は、十三湖層の堆積機構を考察するうえにも重要な意義があるものと考

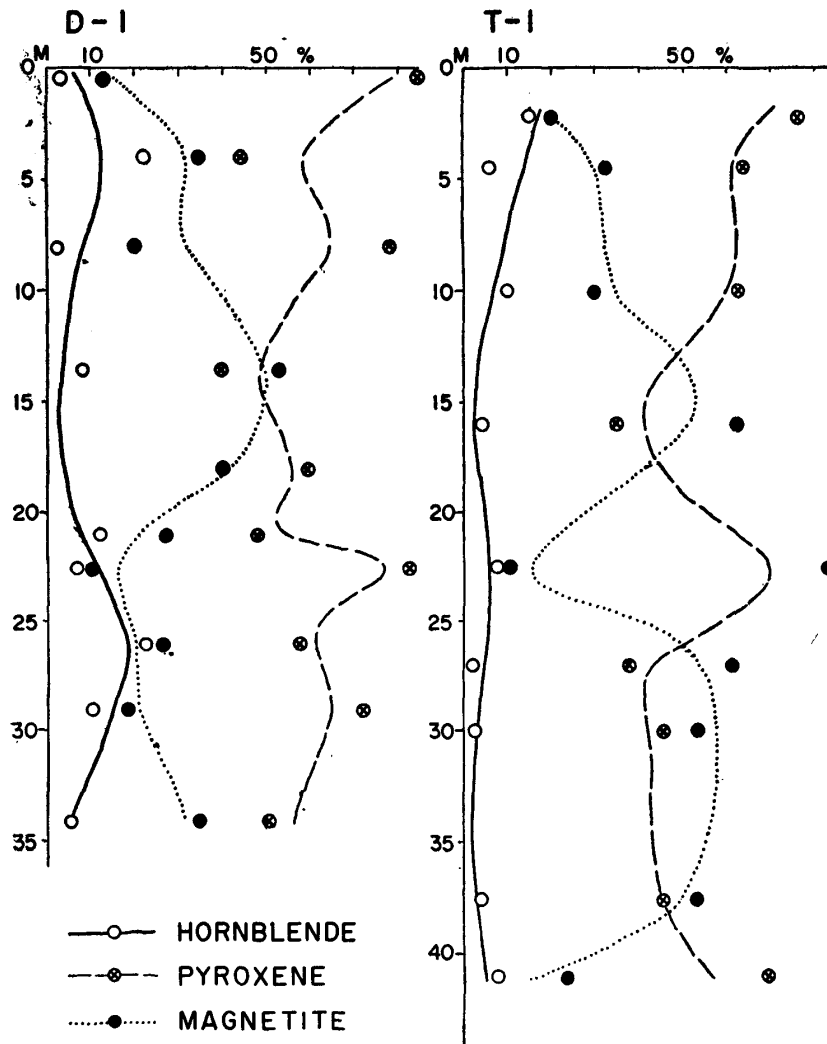


Fig. 8. Percentages of hornblende, pyroxene and magnetite in the core samples of the Holocene Jusanko formation.

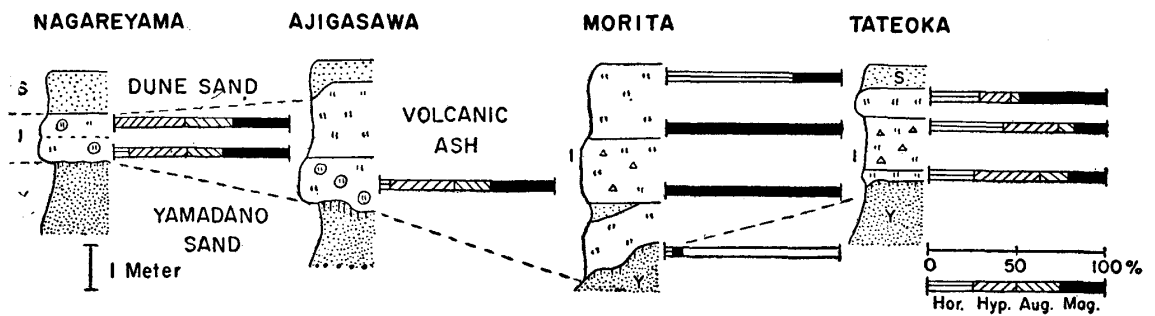


Fig. 9. Composition of heavy minerals in the Mt. Iwaki volcanic ash overlaid on the surface of the Yamadano marine terrace. S : Sand dune, I : Iwaki volcanic ash, Y : Yamadano sand.

えられる。すなわち、火山灰層準をはさんで上下に下部互層と中部シルトとが発達しているわけであり、少くとも両部層の間には時代的新旧がみとめられる。したがって、下部互層形成後には、累重的に (up-building として) 中部シルトが堆積したことは疑いない。換言すれば、十三湖層が三角洲前面の生長として一方的に out-building のみで堆積したのではないことを、この火山灰層準は物語っているのである。

一方、すでに地質各論の項で指摘したように、火山灰層は山田野段丘面に厚く発達している。この火山灰層と十三湖層中の火山灰層との関係を知るために、山田野段丘上の火山灰層の重鋳物について検討した。分析した試料の柱状図およびその結果は、Fig. 9 に示した。南広森流山および鱒沢町北禿においては、山田野層上に不整合で、きわめて新鮮な淡黄色細粒軽石層が、60~100cmの厚さでのっている。これとは重鋳物組成の異なる風化のいちじるしい含スコリア火山灰層が、1~4mの厚さで、森田駅および木造町館岡ふきんに分布する。この火山灰層と前記の軽石層との関係は不明である。

これら山田野段丘をおおう厚い火山灰層の重鋳物組成は、十三湖層中の火山灰質な部分の組成とは無関係と考えられる。すなわち、十三湖層中の火山灰は、山田野段丘をおおう岩木火山灰の主要部より新しい火山灰と考えられる。これらの層位的関係は、Table 1 に示すとおりである。

4. 微量成分 (島田担当)

1) 方法: T-1 から得られたコア一試料のうち、深度 8.25m, 9.60m, 13.90m, 19.70m (中部シルト部層), 24.40m, 34.20m (下部互層部層) の6個について微量成分を求めた。乾燥試料を粉末にして分析した。器械はジャコーエパート型 3.4m 平面回折格子分光器により、1次および2次スペクトルを使用した。粉末試料はメルク製最純塩化ナトリウム1対1 (重量) に混合、発光は直流弧光法 (電流, 8A) によった。スリットは 20/1,000mm, 露出90秒, 電極は日立スペシアル, 乾板はイーストマンコダック分光分析用 No. 1 および N-1, 現像は D-19, 3分である (地質調査所, 高橋清氏分析)。

2) 結果: 各試料の測定結果を Table 6 に示した。

3) 考察: 微量成分の結果から、それと堆積環境との関係について検討する。地層の堆積環境を明らかにすることは、地質学的に重要なことは云うまでもない。堆積環境の解明に当っては、古生物学的あるいは地質学的資料の他に、化学組成や鋳物組成からも検討する試みが、これまでもかなり行われている。最近、Degens ら (1957, 1958), Keith および Degens (1959) の堆積物中の

Table 6. Minor elements in the core samples of drilling T-1. (ppm)

	A	B	C	D	E	F
	8.25m	9.60m	13.90m	19.70m	24.40m	34.20m
B	100	90	80	90	50	65
Ba	360	240	500	450	950	400
Co	28	18	28	25	25	20
Cr	75	75	65	90	48	90
Cu	70	45	100	80	75	60
Ga	28	23	25	25	32	32
Li	40	60	75	75	40	50
Mn	1200	800	700	700	1200	1000
Mo	2	—	3	—	3	3
Ni	32	20	36	28	20	20
Pb	20	—	25	—	23	15
Rb	150	120	180	150	150	120
Sn	—	—	18	—	—	—
Sr	180	180	200	230	360	280
V	360	360	280	320	280	320

(Anal. K. Takahashi)

微量成分に関する研究によって、Ga は淡水域堆積物の特徴をあらわす地球化学的標準元素、また Rb, B は海水域堆積物の標準元素であることが結論されている。特にこの研究において、Degens らはペンシルヴァニア州西部のペンシルヴァニア紀の地層にかんして、微量成分から堆積環境を解析し、Ga, B, Rb の三成分による環境図を試案した。

ボーリング T-1 の 6 個のコア試料から得られた微量成分のうち、これらの環境堆定の指示元素として有効であると思われる Ga, B, Rb の各相対量を、この環境図にプロットしてみた (Fig. 10)。図から明らかなように、6 個の試料は例外なく *faesh-Water zone* の位置を占め、この三成分による環境図から判断する限り、十三湖層の堆積環境は少くとも非海成層であろうと思われる。なお、比較のために、日本海および太平洋の陸棚下縁や陸棚斜面から採取した若干個の試料を、同一図上に示した。これら海成堆積物と十三湖層のものとは、顕著な相違がみとめられる。

Ga, B, Rb のうち、特に B は日本海や太平洋底の堆積物 (150~200ppm) と比較して、その存在量は著るしく少く (50~100ppm)、明瞭な相違がみられる。B は続成作用および風化によって若干は消失するが、大体安定した元素である。また、これらの作用で消失しても、相対的に海成層には B が多く、非海成層では少ない特徴は消失しないものと考えられている。

その他の元素では、Ba, Mn, Sr, V などが多いが、海成堆積物と比較して強調すべき差異はみとめられない。ただ Li は、海底堆積物 (60~160ppm) と比較して 40~75ppm とかなり低い値を示す。

以上述べた T-1 の 6 個の試料の微量成分の結果から、直ちに環境を速断することはもちろん危険であるが、しかし B, Rb, Ga の相対量から判断すると、少くとも非海成層であることの 1 資

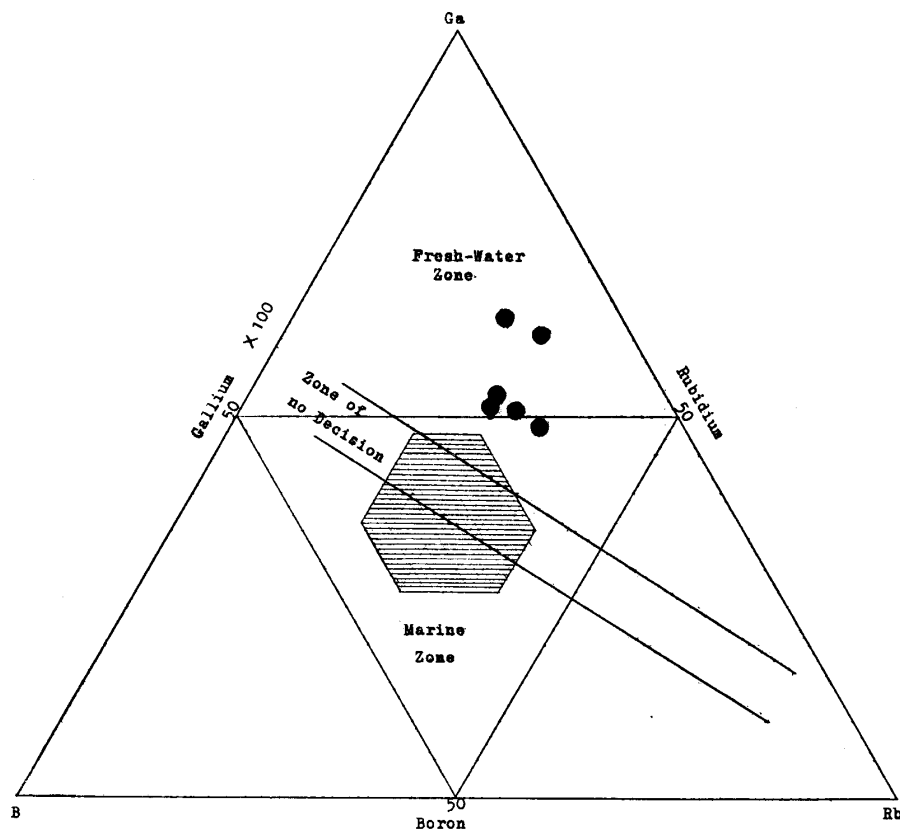


Fig. 10 Relative abundance of boron, gallium, and rubidium in the core samples of drilling T-1, showing comparison with that of some marine sediments from the Japan Sea and the Pacific Ocean (hexagons).

料として指摘できよう。したがって、他の結果と併せて、環境推定への補助的な役割りを果すものと考えられる。

5. 有孔虫・珪藻 (斎藤担当)

1) 方法: Table 7 に示すように、ボーリング D-3 のコアから 6 個, D-1 から 10 個, T-1 から 10 個, 計 26 試料をなるべく十三湖層全般にわたるように採取した。各試料は、乾燥重量にして 5gr づつとり、標準篩 200Mesh (孔径 0.1mm) 上で水洗し、篩上の残留物中にふくまれる全微小化石を抽出した。

2) 結果: 同定された微化石は、Table 7 に示す。全般的に、微化石の含有量は少ない。珪藻や植物片などが比較的多く、有孔虫はごくわずかしが含まれていない。その他、放散虫や海綿のトゲなども含まれている。以下、3本のボーリングコアについて、それぞれの微化石組成をのべる。(Table 7)。

ボーリングコア D-3 では、深度 2.8, 5.0, 6.8, および 9.0m の各層準に、汀線付近の浅海底に棲息する有孔虫種 *Ammonia beccarii* (Linnaeus) がみとめられる。深度 13.4m では、この種とほぼ類似の環境に棲息する有孔虫 *Elphidium advenum* Cushman がふくまれる。これら 2種の石灰質殻底棲の有孔虫以外に、コア全体にわたって、珪質微化石が豊富に認められる。

珪質化石としては、海棲の円形珪藻類である *Coscinodiscus* や *Arachnoidiscus* などがふくまれるほか、海綿のトゲや放散虫などの海棲動物化石が見出された。

ボーリング D-1 のコアでは、深度 0.2, 2.5, および 5.0m の各層準に植物片を多量にふくみ、海棲生物化石はみとめられない。深度 10, 16, 22, 26 および 39m の各層準には、海棲珪藻 *Coscinodiscus*, *Arachnoidiscus* が普遍的にふくまれている。しかし、20m および 30m の深度では、海棲化石がみとめられない。なお、深度 34m の層準では、浅海棲有孔虫 *Ammonia beccarii* (Linnaeus) が 1 個体ふくまれていた。

ボーリング T-1 においては、深度 2, 20, および 30m の層準をのぞき、全般的に *Coscinodiscus*, *Arachnoidiscus* の 2 種類の海棲珪藻化石がわずかづつ含まれている。これらの他に、海棲生物化石はみとめられない。

3) 考察: 一般に、珪藻類の殻は非常に小型であるため (直径 1mm 以下) 死後海岸に打ちあげられてから風によって砂粒などとともに容易に運搬されやすい。また、殻が珪質であるため風化され難く、雨水などにさらされても比較的長期間保存される。したがって、これらの珪質微化石は風によってかなり内陸部まで運搬される可能性がある。このような例は、多くの地域で知られている。

一方、石灰質殻から構成される有孔虫類は、日本のような降水量の多い地域では、雪水に長期間さらされると容易に溶解されて堆積物中に保存されないことが多い。したがって、堆積物中における石灰質殻有孔虫の存在は、その堆積環境が海域であったという積極的な証拠として考慮できるが、他方珪質殻をそなえた海棲微化石の存在は、必ずしも海域であったことを示すとは限らない。これらの事実を考慮すると、十三湖層の堆積環境は次のように推定される。

ボーリング D-3 では、全層準にわたって汀線付近に棲息する有孔虫が産出することから、つねに海域の支配下にあったものと結論される。

ボーリング D-1 地点は、海域と陸域との環境が交互に発達し、ある時期には海域が、またある時期には陸域がひろがるような、三角洲または扇状地の末端部に位置していたものと考えられる。

ボーリング T-1 地点においては、海棲珪藻がわずか産出するのみで、その他の海棲化石は見出されない。珪藻類は、風によって内陸部まで運搬され、長く原形を失わない事実を考慮に入れると、この地点は豊富な植物片 (芦等も含む) の存在とあいまって、海水の流入のない低湿地帯で、つねに陸域であったと考えるのが妥当であろう。いずれにせよ、現在の岩木川の下流部では海域であ

Table 7. Distribution of Micro-fossils in the Jusanko Boring Cores.

Core No.	Depth (m.)	Fossils
D-3	2.8	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus) <i>Coscinodiscus</i> , <i>Arachnoidiscus</i> , <i>Melosira</i> Sponge spicule Radiolaria Plant fragments
	5.0	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus) <i>Coscinodiscus</i> , <i>Arachnoidiscus</i> Radiolaria Plant fragments
	6.8	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus) Diatom Radiolaria
	9.0	<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus) Diatom Radiolaria
	13.4	<i>Elphidium advenum</i> Cushman Diatom
	19.5	Diatom Radiolaria
	D-1	0.2
2.5		No marine fossils Plant fragments
5.0		No marine fossils Plant fragments
10		<i>Arachnoidiscus</i> , <i>Coscinodiscus</i> Radiolaria
16		<i>Arachnoidiscus</i> , <i>Coscinodiscus</i> Radiolaria
22		<i>Arachnoidiscus</i> , <i>Coscinodiscus</i>
26		<i>Coscinodiscus</i> (very rare)
30		No marine fossils Plant fragments
34		<i>Ammonia beccarii</i> (Linnaeus) <i>Coscinodiscus</i> , <i>Arachnoidiscus</i>
39		<i>Coscinodiscus</i> , <i>Arachnoidiscus</i>
T-1	2	No marine fossils Plant fragments
	8	<i>Arachnoidiscus</i> , <i>Coscinodiscus</i>
	10	<i>Arachnoidiscus</i> , <i>Coscinodiscus</i>
	18	<i>Coscinodiscus</i>
	20	No marine fossils Plant fragments
	25	<i>Coscinodiscus</i> Plant fragments
	28	<i>Coscinodiscus</i> Radiolaria Plant fragments
	30	Plant fragments No marine fossils
	33	No marine fossils Plant fragments
	39.5	<i>Coscinodiscus</i> , <i>Arachnoidiscus</i> Radiolaria

ったが、わずかに上流部の T-1 地点では海水よりもむしろ河川の支配下にあったものと結論できよう。

上述の考察から、十三湖層の堆積過程は湾や入江内の垂直的埋積ではなく、古岩木川の河口が現在よりわずかに上流部(約 4km)に偏していた当時の河口近くの複雑な埋積であることが推定される。

6. 花粉組成 (竹内担当)

1) 方法: ボーリング T-1 のコアから、8, 20, 30, 39.5m の深度の 4 個の試料を採取した。各試料ともかなり砂質・シルト質であるため、弗化水素酸および濃塩酸で処理し、試料を濃縮した。これに 10% 苛性カリの液を加え、水洗して遠心分離器にかけ、さらに氷錯酸で洗ってから濃硫酸と無水錯酸との混合液で濃縮させ、再び氷錯酸で洗い水洗した。これらの処理は手廻しの遠心分離器を用い、花粉を残留物の上部に濃縮させた。これをガラス棒でスライドにとり、グリセリンゼリーで封入し、鏡下で鑑定した。樹木花粉について最低 100 個を同定に用いた。

2) 結果: 若粉の百分率組成は Table 8 に示す。4 個の分析試料をつうじて草木花粉が非常に多い。樹木花粉についてみると、針葉樹が少なく凋葉樹が高率である。全体としてみると、花粉組成の顕著な垂直的变化はみとめられない。

Quercus, *Fagus* および *Acer* は、深度 39.5m から 30m にかけてやや増加し、20m 深度で減少し、8m で再び増加の傾向にある。これに対して、*Juglance*, *Carpinus* および *Betula* は下位から深度 20m までわずかに増加し、8m に至って減少している。*Alnus* は深度 39.5m で 60% の高率を示すが、深度 30m では著るしく減少し、これ以浅ではやや増加の傾向をたどる。

針葉樹花粉では、*Pinus* と *Abies* とが 8m と 20m の深度にわずかにふくまれる。*Cryptomeria* など気のうをもたない針葉樹花粉 (C.O.L.) は、低率ではあるが全深度の試料にふくまれる。草木花粉では、*Cyperaceae*, *Gramineae* などの湿地性植物が圧倒的に多い。また羊歯類の胞子も多量にふくまれている。

3) 考察: 上述の結果から推察される古植生と古気候についての概略をのべる。

十三湖層堆積当時、丘陵地の森林構成は、*Quercus*, *Fagus*, *Acer*, *Juglance*, *Carpinus*, *Betula*, *Alnus* などの凋葉樹に、*Pinus* や *Abies* などの針葉樹がわずかに混っていた状態であった。そし

Table 8. Percentages of tree pollen of the core samples of drilling T-1.

Sample depth (m)	8	20	30	39.5
<i>Abies</i>	0	1	0	0
<i>Pinus</i>	4	0	0	0
<i>Cryptomeria</i>	1.5	3.5	10	4
<i>Larix</i>	0	2	0	0
C.O.L.	7	1.5	7	4.5
<i>Tilia</i>	4	1	0	0
<i>Carpinus</i>	3	6.5	3.5	2
<i>Corylus</i>	1.5	2	0	1
<i>Betula</i>	10	16.5	8	5
<i>Alnus</i>	29	25	23	60
<i>Quercus</i>	13	11	22	14.5
<i>Fagus</i>	4	4	7	3
<i>Ulmus</i>	3	5	0	0
<i>Ilex</i>	0	2.5	0	0
<i>Acer</i>	13	4.5	7	2
<i>Juglance</i>	3	8	3.5	1.5
<i>Castanea</i>	1	0	1.5	0
<i>Salix</i>	3	4	3	0
<i>Rhus</i>	0	2	3	0
<i>Ericaceae</i>	0	0	1.5	2.5
Ratio of tree pollen to total pollen	28	31	20	37

て、低地はイネ科やカヤツリ草科の植物が繁茂した湿地ないし草地であった。

深度 39.5m (9,050±250年 B. P.) においては、泥炭層が形成されるような環境のもとで、湿地帯に *Alnus* が優勢となった。その後の乾燥化ないし湿地帯の減少とともに *Alnus* の繁茂が衰え、以後は同じような状態が続いたと推定される。この間、比較的温暖な気候が続き、やや暖化の傾向がみらるが、顕著な気候変化はみとめられない。

7. 抽出性有機物 (島田担当)

1) 方法: 堆積物中の有機物の分析には、有機炭素や全窒素の測定などが、従来もっとも普通に行われている方法である。沖積世十三湖層の有機物分析には、有機溶媒による熱抽出法 (Soxhlet 抽出法) を用い、抽出物の質的組成を定量的に表現するために液体クロマトグラフ法を用いた。

供試材料は、ボーリング T-1 から 10 個、D-1 から 10 個、D-3 から 5 個、計 25 個である。150mesh ていどに粉碎した乾燥試料 30gr を円筒濾紙にとり、ベンゼン、アセトン、エタノール (70:15:15) の混合溶媒を用いて、Soxhlet 抽出器で約 10 時間加熱抽出した。したがって、この場合の抽出性有機物は、上記の混合溶媒に可溶性抽出物のみを取扱い、不溶性有機物についてはふれていない。さらに、抽出性有機物と云っても単位堆積物中の含有有機物の一部でしかないことと、少なくとも使用した溶媒の沸点温度で安定な化合物に限られている。

熱抽出によって得られた抽出性有機物は、一般にタール状の粘稠性物質である。この抽出物をアルミナ吸着柱 (クロマト管) で、*n*-ヘキサン、ベンゼン、ピリジン、アセトン、エタノールを展開剤として溶出分離させた。この操作で得られた *n*-ヘキサン流出物をパラフィン・ナフテン系炭化

Table 9. Organic extracts and their chromatographic fractions.

Drilling location	Depth (m)	Extracts (%)*	Chromatographic fractions (%)**			
			Pa. Na.	Ar.	As.	R.
T-1	8.25	0.10	2.6	5.1	11.8	80.5
	9.60	0.14	1.8	4.0	18.0	76.2
	13.90	0.13	1.6	1.2	14.0	83.2
	18.40	0.14	1.8	2.5	25.2	70.5
	19.70	0.10	3.0	4.7	18.7	73.6
	22.50	0.09	4.2	4.0	21.7	70.1
	22.40	0.26	2.8	4.4	10.3	82.5
	28.50	0.24	2.3	3.8	15.9	78.0
	30.20	0.19	2.5	4.3	7.6	85.6
	34.20	0.27	3.8	6.5	15.3	74.4
D-1	4.90	0.24	3.8	4.6	9.1	82.5
	6.95	0.18	4.6	3.8	13.6	78.0
	8.70	0.10	2.8	6.0	24.4	66.8
	9.85	0.10	2.6	2.0	25.0	70.4
	10.20	0.08	2.0	1.6	28.2	68.2
	18.35	0.07	3.6	5.2	16.9	74.3
	18.80	0.08	4.0	4.2	29.0	62.8
	21.50	0.12	4.8	3.0	20.9	71.3
	27.30	0.17	4.2	3.2	13.4	79.2
	32.90	0.15	3.8	4.5	23.9	67.8
D-3	2.4- 3.2	0.29	4.2	3.8	6.0	86.0
	4.5- 5.3	0.14	4.0	3.5	13.5	79.0
	6.5- 7.1	0.20	2.0	1.5	20.0	76.5
	8.5- 9.3	0.12	1.8	1.2	20.0	77.0
	13.0-13.8	0.15	2.5	2.5	35.0	60.0

* Wt. percent of sample

** Wt. percent per extracts

Pa. Na.: Paraffine-naphthene hydrocarbons (n-hexane fraction)

Ar. : Aromatic hydrocarbons (benzene fraction)

As. : O-N-S compounds (pyridine+acetone+ethanol fraction)

R. : Remaining on alumina

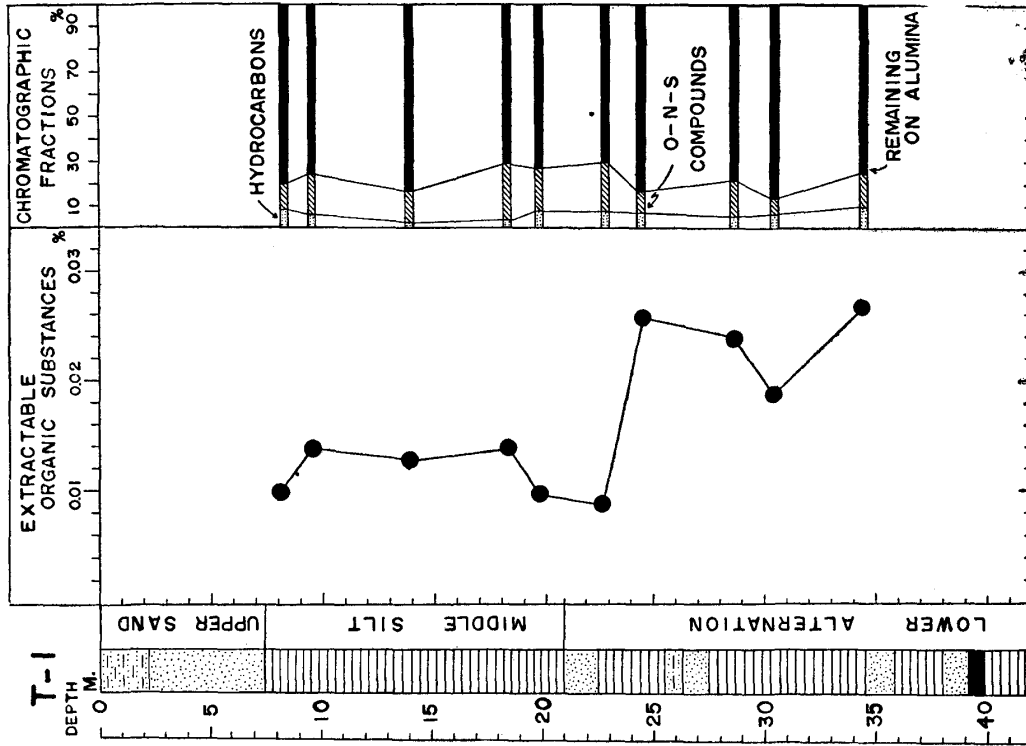


Fig. 12. Organic extracts and their chromatographic fractions of the core samples of drilling T-1.

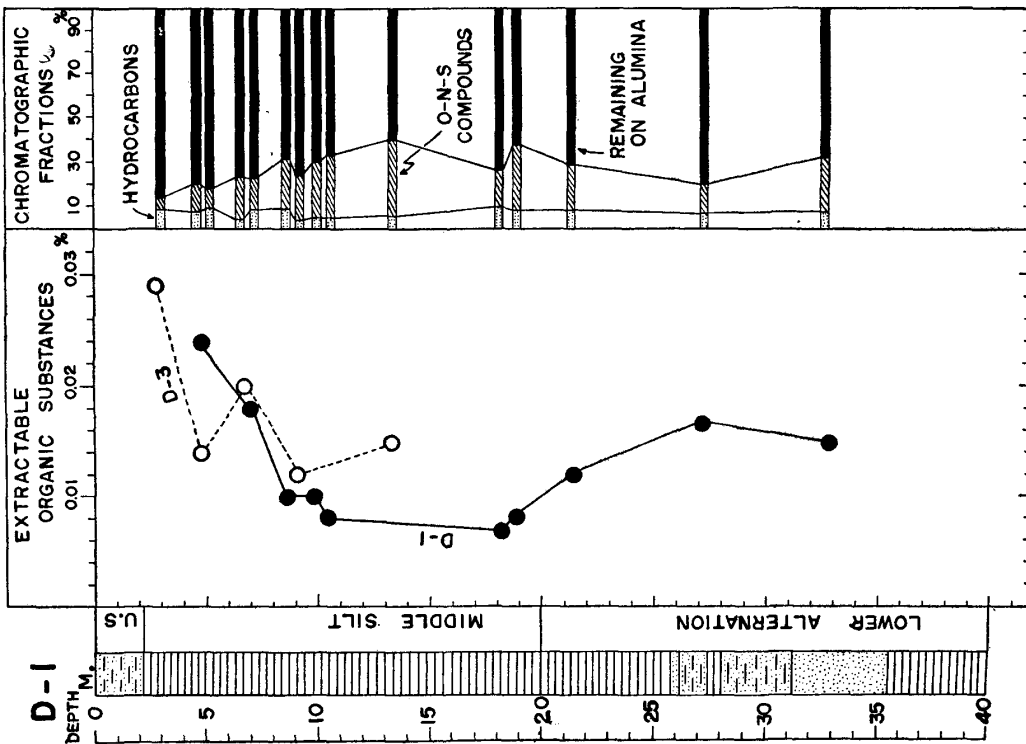


Fig. 11. Organic extracts and their chromatographic fractions of the core samples of drilling D-1 and D-3

水素, ベンゼン流出物を芳香族系炭化水素, ピリジン+アセトン+エタノール流出物を O-N-S 化合物 (アスファルト様物質) とし, アルミナ吸着柱から流出しなかった残渣分は (100-各成分の百分率の合計) として表わした。

2) 結果: これまでの経験から, 一般に抽出量 0.2% 以上は黒色タール状で粘稠性を帯び, 0.1~0.2% では褐色飴状, 0.1% 以下では黄褐色の乾固形の抽出物が得られている。分析した試料 25 個とも, かなりの抽出性有機物が得られたが, この場合の抽出物の性状は, 全般的に濃緑色~セピア色のグリース~ワックス状を呈したことが特徴である。このような性状は, またクロマトグラフ組成にも反映し, 流出分の極めて少ない残渣分の多い結果としてあらわれている。

抽出性有機物量および抽出物のクロマトグラフ組成の分析結果は, Table 9 および Figs. 11, 12 に示した。有機物量は, 最大 0.29% (D-3, 深度 2.4~3.2m), 最小 0.07% (D-1, 深度 18.35m) で, 相対的に深度 7m より上位と, 24m より下位の下部互層部層中に多く, 中間の中部シルト部層には比較的少ない。

n-ヘキサン流出物の性状は, 無色透明の油性粘稠質な物質で, 全試料に認められるが, 平均 3.1% と極めて低率である。ベンゼン流出物は淡黄色~乳黄色のやや粘稠性を帯びた物質で, 平均 3.6% とこれも極めて低い。ピリジン+アセトン+エタノール流出物は, 黄褐色タール状の物質で, 平均 18.7% と炭化水素流出分に対して 2~3 倍量溶出分離された。したがって, 抽出物の約 70~80% が分離されずにアルミナ柱に残存する。このように, 抽出物中のクロマトグラフ組成は, 全般的に炭化水素分, O-N-S 化合物流出分の少ない特徴的な結果が得られた。

流出分の層位的 (垂直的) 分布は, Figs. 11, 12 に見られる如く, 特に指摘される特徴はないが, 強いて指摘するならば, 全般的に流出分と抽出量とは逆比例的な相関関係がみとめられる。

3) 考察: 抽出性有機物量および抽出物のクロマトグラフ組成の垂直的分布は, 分析試料が少なく, 全般的な傾向を指示しているものではないかも知れないが, 細砂組成 (三位担当) の結果と対照して注目すべき結果と考えられる。すなわち, 細砂組成の垂直変化で, 全試料を通じて浮石粒が多量に含まれ, その中特に上部砂部層や下部互層に比較して中部シルト部層に多い。また植物片は下部互層中に最も多量に含まれ, 中部シルトの最上部にもかなり多くみとめられるが, 中部シルト部層の下半部では著しく少いという極めて興味ある結果が得られている。これら浮石粒や植物片の含有量の垂直変化と, 抽出性有機物の垂直分布とは極めて調和的である。一般に, 地質時代堆積岩中の抽出性有機物でも, 火山碎屑物の混入が明瞭な地層では, 例外なしに有機物量が減少している。このような相対的關係から, 少なくとも中部シルト部層は, 母材有機物の供給に乏しい環境であったものと思われる。

クロマトグラフ組成を, 炭化水素 (HC), O-N-S 化合物 (As), および残渣分 (R) に分けて, 三成分系図に示したものが Fig. 13 である。これまでの分析結果を参照すると, 海洋性堆積物は HC と As がかなり多く含まれ, 三角座標のほぼ中心部を占めるが, 海岸に近い堆積物ほどこれらの量が減少し, 河口では著しく少なくなつて残渣分が多くなることが知られている (島田, 1960)。Fig. 13 には, 比較のために, 海洋性の日本海山形県沖海底堆積物 (試料数 67 個), 太平洋金華山沖海底堆積物 (試料数 18 個), および潟湖の八郎潟堆積物 (試料数 69 個) (加藤・島田, 1957, 島田, 1958) 中から得られた有機物組成が, この三角座標で占める区画を図示した。この図で明らかのように, 十三湖層の試料では, 一部八郎潟堆積物と重複しているが, 八郎潟の場合よりも幾分 HC 含有量が少ない。また, 山形県沖や金華山沖のものと比較すれば, 十三湖層の試料は HC と As の量が著しく少なく, 残渣分の多い特徴が指摘される。もちろん, 抽出性有機物の組成と堆積環境との関係は, 未だ具体的に検討されていないことではあるが, これらの事実および相対的關係からみて, 十三湖層は海底堆積物ではなく, 河口ないし淡水性入江において堆積したものと推

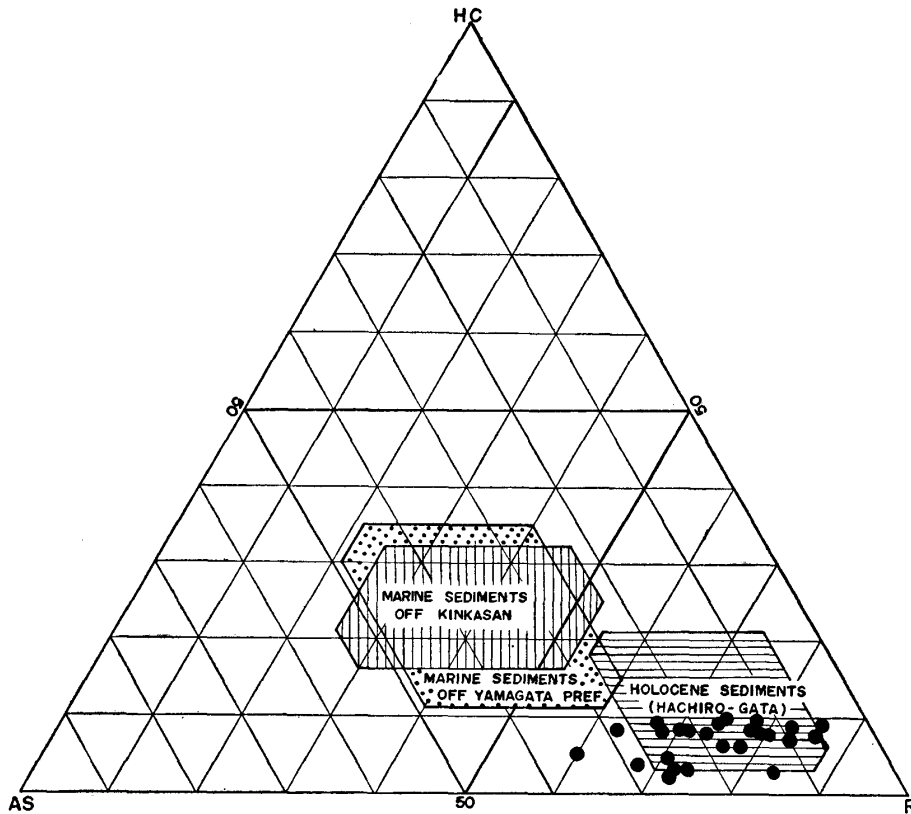


Fig. 13. Triangular diagram showing the HC-As-R composition of chromatographic fractions. ● 十三湖層

察される。

8. C^{14} による泥炭の絶対年代

津軽低地帯における沖積世十三湖層の地史の解明に、絶対年数の測定が重要な役割りを果たすことは云うまでもない。ボーリングで得られた試料のうち、内瀉北岸の中里町高根第4機場 No. 1 号的井の深度 27.1~27.4m と、中里町芦野における T-1 号井の深度 39.0m から採取した泥炭 2 個をえらび、 C^{14} 法によって絶対年代を測定した(学習院大学の木越研究室にて測定)。供試々料の層位位置は Figs. 2, 4 および Fig. 5 の柱状図に示してある。測定結果は、高根第4機場 No. 1 の 27.1~27.4m の泥炭が $4,040 \pm 180$ years B. P. を示し、T-1 ボーリングの深度 39.0m の泥炭が $9,050 \pm 120$ years B. P. である(牛島ら, 1962)。

これらの測定値を、関東地方沖積世の文化編年に対比するならば、第4機場 No. 1 の試料は縄文時代中期末、T-1 は同じく縄文早期初頭ごろに相当する。縄文時代の絶対年数については、各地からかなりの資料が報告されており、年数と試料の深度との関係を始め文化編年との関係など重要な問題が山積している。ここでは、十三湖層基底近くの泥炭が9千年代を示しており、神奈川県夏島貝塚において土器とともに出土したカキ殻の $9,450 \pm 400$ 年 B. P. (芹沢, 1959) や、大阪沖積層基底の木材の $9,360 \pm 190$ 年 B. P. (市原, 木越, 1960) などほぼ一致していることを指摘するととどめておく。

V 総 括 的 考 察

津軽十三湖ふきんの沖積層は、最深部が海水準下約 50m におよぶ古岩木川の谷底を埋積した十三湖層と、隆起浜として残されている出来島段丘堆積物および屏風山砂丘砂とからなる。これらの

堆積過程についての問題を整理して、後期第四紀地史の解明を試みる。

1. 海水準変化との関係

すでに述べたように、標高 20~40m の堆積段丘を構成する山田野層堆積期は、高位海水準に対応するものと考えられる。この山田野段丘を下刻して、現海水準下 50m 以上に達する古岩木川の谷底が発達していることから、山田野段丘形成後には大規模な海水準低下が行われている。

高根段丘は、古岩木川の下刻進行中の産物であることは、すでに強調したとおりである。したがって、山田野段丘形成後の大規模な海水準低下中に、海水準変化の一時的停滞が介在したと推定される。この海面停滞が、海水準低下中の単なる一時的停滞かあるいは小規模な海面上昇をともなした停滞であるかは不明である。高根段丘は、山田野段丘が一樣な高度で発達するのと異り、古岩木川の下流側へ傾斜し、十三湖ふきんでは海水準下 20m ふきんに埋没している。このように、高根段丘は河岸段丘として発達するものであり、高根段丘形成期の海水準は不明であるが、現海面より 20m 以上低下していたことは明らかである。

高根段丘をさらに下刻している古岩木川の谷底は、現海面より 50m 以上低下していた低位海水準と対応する河谷であり、ここに五所川原砂礫層が堆積している。

五所川原砂礫層については、深いボーリング資料が少いため詳細は不明であるが、しかし最上部に顕著な礫層の発達することは、海水準変化の考察にとってはもちろん、応用地質学的立場からも注目されよう。この礫層は、十三湖層の基底礫とみなすのが自然かも知れないが、次の理由で沖積世十三湖層基底礫としなかった。顕著な礫層が谷を埋積した地層中には含まれることは、海水準の一時的低下を予想することができる。このような礫層は各地から報告されており(小林, 1962, 羽鳥ら, 1962), 氷河制約にもとづく海水準変化の可能性がある(Curray, 1960)。したがって、この礫層堆積後が沖積世海進に入るものと予想される。一方、構造物の基礎や地下水などの問題と関連して、応用地質学的に問題の多い沖積層において、一般に著しくN値が大となり、そして透水性も大きい顕著な礫層は、軟質な沖積層とは区別して取扱った方が適当であろう。

十三湖層は、前記の五所川原砂礫層をおおい、古岩木川を埋積した堆積物である。そして、下部の泥炭が C^{14} 絶対年代測定によって $9,050 \pm 250$ 年 B. P. を示すことから、十三湖層が沖積世堆積物であることは明らかである。したがって、古岩木川谷底完成およびその後の五所川原砂礫層の堆積期は、最終氷期に対応する低位海水準時と考えられる。十三湖層の花粉組成から、上位でわずかに温暖化がみとめられる以外、大きな気候変化は確認できなかった。沖積層が示す気候変化の詳細については今後の研究にまたねばならないが、今回の花粉分析の結果では、十三湖層堆積期間を通じてわずかに温暖化が行われたとみることができる。したがって、古岩木川の埋積に際して、氷河制約による海水準上昇があったと想定できよう。

海岸堆積物からなる出来島段丘は、十三湖層の堆積期間中における海進の最大期を示す堆積段丘である。したがって、沖積世における最高海水準は、現海面上約 10m と推定される(Daly の海水準)。

上記の海水準変化を要約すると、山田野段丘で示される +40m 前後の高位海水準について著しい海面低下が行われ、高根段丘および古岩木川谷底と五所川原砂礫層とで示される -50m 以下の低位海水準時代があり、この時期は最終氷期に対応するものと考えられる。当時の海水準が現海面下 50m 以下であったことは確実であるが、海水準の位置を決定する資料は得られなかった。その後の海面上昇が古岩木川を埋積して十三湖層を形成し、後氷期海進の最大期は出来島段丘で示される +10m 海水準である。最終的には、約 10m の海面低下によって現在に至り、この海面低下が十三湖を砂州によつて日本海から隔絶させるに至ったのである。

このような海水準変化は、日本各地で認められる共通性であり(Kanto Loam Research Group,

1961; 中川, 1961; 小林, 1962; 井関, 1962 など), 少くとも大局的には, 氷河制約による海水準変化にもとづくものと考えざるを得ない。そして, 出来島段丘を沖積世海進最大期 (Daly 海水準) の産物, 高根段丘および古岩木川谷底の形成を最終氷期の低位海水準, 山田野段丘の形成を下末吉海進 (Riss-Würm 間氷期) にそれぞれ対比できるであろう。なお, 沖積世海進の開始直前の五所川原砂礫層最上部には, 小規模な海退期が介在したと考えられる。

2. 津軽低地帯の発達

津軽低地帯の出現は, 少くとも鮮新世鳴沢層堆積後, 後期洪積世山田野層堆積前の褶曲運動にさかのぼることができる。すなわち, 第三紀がゆるい南北性の複向斜 (synclinorium) をなす部分が低地帯とほぼ一致する。そして, 低地帯に接する東部山地は著るしい褶曲と断層とからなる南北性の複背斜構造をなして津軽半島の骨格を形成している。したがって津軽低地帯とこれに隣接する津軽山地との対立は, 南北性構造運動と密接な関係があるものと考えざるを得ない。

この構造的な低地帯に山田野層堆積の海進があったわけであるが, 当時の低地帯については明らかでない。この時期の詳細は, 本地域より上流部の弘前盆地の第四系の研究によって, 将来解明されるであろう。山田野層基底で不整合面が, かなりの起伏をもっていることから, 山田野海進前に低位海水準に対応する侵蝕期があったものと推定される。

山田野層形成の海進後は, 古岩木川が津軽低地帯をほぼ南北に下刻し始め, 著るしい海面低下によって高根段丘および古岩木川谷底を形成し, 現在の低地帯の基盤が完成されている。低地帯西部を日本海から隔絶する屏風山の洪積丘陵地は, この海面低下の際にはすでに山陵として出現していた。

地形的には, 現在の津軽低地帯の一部は, 砂州によって閉鎖された瀉湖から現在の平野へと移化した感がある。しかし, 沖積世十三湖層の大部分は古岩木川谷底を埋積した堆積物であり, 大きな瀉湖内に堆積したのではないことは特筆されよう。

現在の潮流口から約 4km 上流部 (ボーリング D-3) では, 十三湖層の全層準を通じて汀線ふきに棲息する有孔虫が含まれる。この海域を面積的に想定するならば, ほぼ現在の十三湖が占める範囲であろう。したがって, 十三湖層堆積中の岩木川河口は入江状をなし, そして現在の十三湖そのものは入江の名残りと考えられる。この入江が閉鎖されて現在の汽水湖と化した原因は, 十三湖の潮流口ふきんに巾約 5km にわたって分布する砂州の形成である。したがって, 現在の十三湖は瀉湖として形成されたと云えよう。

一般に, 砂州の生長発達には沿岸州の離水と沿岸流による砂礫の供給にもとづく。十三湖の砂州においては, 出来島段丘が十三湖を汽水化した砂州上に発達することから, 出来島段丘によつて示される海面低下が十三湖を汽水湖化した直接の原因と考えられる。もちろん, 沿岸流による砂礫の供給が砂州上の出来島段丘堆積物を形成した動機であろうが, しかしこれは汽水化の間接的原因と考えることができよう。

上記のように, 津軽低地帯の出現そのものは構造運動に求めねばならない。そして現在に至る発達過程は, 主として海水準変化の支配を受けていると結論される。

3. 沖積層の堆積過程

前記のような沖積層堆積中の大海進と最終期の小海退とを前提とすれば, この海退はもちろんそれらの速度や一時的停滞などが堆積物の性質に反映していることが期待される。もし碎屑物の供給に較べて海進が速いときには, 主な堆積型式は累重的 (up-building) であろう。碎屑物の供給が充分であるならば, 上流部から順次下流へ向って埋積する型式 (out-building) となるであろう。このような見地から, 十三湖層に関する資料を整理して, その堆積過程の考察を試みる。

古岩木川谷底を埋積した十三湖層の堆積環境は, 微量成分, 有孔虫および抽出性有機物の分析結

果から、全層準にわたって河川の影響が支配的な河口ふきんであったと考えられる。そして、ほぼ現在の十三湖が占める範囲内においては、十三湖層の全層準に海棲有孔虫が含まれることから、常に海水の流入を許す入江をなしていたと結論される。すなわち、十三湖層堆積のほぼ全期間を通じて、現在の十三湖の範囲には入江が存在しており、汀線位置の大きな変化は認められない。

一般に、沖積世海進によって平野のかなり内陸部まで海灣が形成されたことが知られている（江坂, 1954; 小林, 1962）。しかし十三湖層の場合は、海進の最大期においても海灣の特に著しい拡大は認められない。

最大海進を示す出来島段丘形成の +10m 海面に対応して、十三湖南部の低地帯（ほぼ標高 10m 以下の五所川原市以北）においては、海灣としてではなく河川水の影響下の汽水湖ないし沼沢地をなしていたと推定される。この原因として、岩木川の水量および碎屑物の供給が多くそのため河川水の影響が卓越していたことが可能性として挙げられる。

上記の環境は、十三湖層の構成物が岩木川によって運搬されたことを暗示する。砂丘砂や浜砂には含まれない浮石粒を多量に含むこと、細砂の円磨度が比較的低いことおよび含有重鉱物は火山岩起源であることなど、供給源を岩木川に求めることに矛盾はない。

十三湖層は、下部互層、中部シルトおよび上部砂層の3部層に区分される。これらの部層が、前記のような環境変化の少ない状態のまま古木川谷底を埋積した過程は、三角洲の生長を思わせる。海水準上昇と同時に三角洲の前進が行われたなら、海灣の拡大を生じないであろうから、堆積環境の大きな変化のない十三湖層の堆積過程を説明するのに好都合である。しかし、細砂の円磨度および重鉱物組成から、下部互層の最上部に火山灰混入の層準が認められており、単純な三角洲の前進のみで十三湖層の堆積過程を説明できない。すなわち、異なるボーリングでも同一の火山灰層が下部互層最上部にあることは、少なくとも下部互層と中部シルトとは時代的新旧関係にあり、out-buildingの結果両部層が形成されたのではないことを意味する。

下部互層中の砂層は、北すなわち古岩木川の下流部ほど厚い。堆積物の主な供給源を岩木川とするならば、下流ほど砂層が厚い原因として out-building を仮定できる。もし碎屑物の供給に較べて海面上昇がおそければ、三角洲前面（北側）へ順次三角洲が生長発達し、同時に既存の三角洲上面は多少の侵蝕をうけ、その結果砂が下流部に再堆積するであろう。下部互層には泥炭の薄層を介在すること、植物片その他の有機物含有量が大きいこと、および下部互層の粒度組成は停滞水中に堆積したことを示すことから、下部互層が停滞水中へ注ぐ沼沢地の多い三角洲として形成されたと考えることができよう。

ボーリング地点 T-1 (Fig. 1) の下部互層下部（現海水準下 37m）の泥炭が C^{14} 絶対年代測定によって9千年代を示し、この北約 8km のボーリング IV-1 (Fig. 3) の下部互層上部（現海水準下 27m）の泥炭が4千年代であり、時代的にかなりの差がみとめられる。上位の泥炭試料の混入や雨水にさらされたための誤差および下部互層内の上下関係も考慮すべきであるが、北部と南部（下流部と上流部）の年代差は、三角洲による out-building の見解を支持する事実である。

下部互層堆積後すなわち火山灰降下後には、中部シルトの発達で示されるような堆積過程の急変を想定される。中部シルトは全体として細粒でありながら、粘土分の含有量が比較的少ない ($\alpha\phi$ が負)。沈降速度の特におそい懸濁物は流出するような停滞水中に、静かに堆積したと考えられる均質なシルトである。懸濁物流出の他の証拠として、中部シルトには植物片と抽出性有機物の含有量が少いことを挙げられる。このような性質の均質なシルト層は、三角洲としてではなく、累重的に upbuilding した地層と考えられよう。海灣範囲の拡大なしに累積しているのであるから、堆積速度と同様な速度の海面上昇を仮定できよう。シルト層最上部に植物片が多いのは、海進最大期の沼沢地化を連想させる。

上部砂部層は、小規模ながら一つの堆積輪廻からなり、そして下位の中部シルトとは明瞭な境界面で境されていることから、三角洲上面 (top-set) をなす砂層とは考えにくい。出来島段丘面形成後の海水準低下に伴うわずかな侵蝕の回春は、粗粒碎屑物の供給をもたらしたであろう。上部砂層は、この海面低下の産物と考えることができる。すなわち、出来島段丘で示れる沖積世最高海水準は、十三湖層中の上部砂部層堆積以前、おそらく中部シルト最上部の形成時期に対応できる可能性がある。このような細部の対比は、なお詳細な C^{14} 年代測定試料によって進められるであろう。

海岸砂丘の層準決定は、砂丘形成の条件を明らかにする上に重要な課題である。第四紀を通じて、陸化した部分では常に砂丘が形成されそして移動していたとは考え難い。植物繁茂や火山灰降下などによって砂丘が固定され、殆んど移動しなかった時期が介在していたことは、砂丘中の腐植土層から推定できる。十分な砂の供給源が、植物による固定が行われる以前に陸上に露出した場合、初期の海岸砂丘が急速に発達生長するであろう。したがって、砂浜の前進による砂丘砂供給源の拡大は、大規模な海岸砂丘の発達にとって、最も有利な条件と考えることができる。

屏風山砂丘の一部は、出来島段丘面上に発達する。したがって、少なくとも一部は最近の海面低下期に形成されたことは疑いない。山田野段丘面上の砂丘は、大部分が岩木山火山灰の主要部降下後すなわち高根段丘形成後に発達したものである。さらにまた、火山灰層の下位にある古期砂丘は、山田野段丘形成後岩木山火山灰の主要部降下前（ほぼ高根段丘形成の前後）の海水準が低下し始めた時期に発達している。

屏風山砂丘の形成時期についての資料はまだ不充分であり、第四紀地史特に海水準変化との関係を論ずるまでには至っていない。しかし現在のところ、「海水準低下の開始によって海岸砂丘が形成される」とする考えに不都合はないようである。

IV 結 論

津軽十三湖が占める津軽低地帯は、その出現を少なくとも鮮新世鳴沢層堆積後、洪積世山田野層堆積前の褶曲運動までさかのぼることができる構造的な低地帯である。そして、後期洪積世山田野層堆積の高位海水準から現在に至る発達史は、主として海水準変化の支配をうけている。

沖積層は古岩木川底を埋積した十三湖層、海進最大期を示す出来島段丘堆積物、および海退開始に伴って形成された可能性のある屏風山砂丘とからなる。十三湖層は、沖積世海進中古岩木川を埋積した河成ないし河口性堆積物からなる。五所川原砂礫層最上部で示される小規模な海面低下後に沖積世海進が始まり、初期は比較的小さい海面上昇で特徴づけられ、中期は急速な上昇によって +10m の Daly 汀線に至っている。本地域の軟弱地盤をなす均質なシルト層は、この急速な海面上昇にもとづくものと考えられる。十三湖層最上部には、最近の海退を物語る砂層が発達する。

参 考 文 献

- 1) BEAL, M. A. and SHEPARD, F. P., 1956, A use of roundness to determine depositional environments. *Sed. Petrol., Jour.*, 26 (1), p. 49-60, figs. 1-8.
- 2) CURRAY, J. R., 1960, Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, Northwest Gulf of Mexico. *Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico, Am. Assoc. Petrol. Geol.*, p. 221-266, figs. 1-19.
- 3) DEGENS, E. T., WILLIAMS, E. G. and KEITH, M. L., 1957, Environmental studies of Carboniferous sediments, (I), Geochemical criteria for differentiating marine and fresh-water shales. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 41, p. 2427-2455.
- 4) ———, 1958, Environmental studies of Carboniferous sediments (II), Application of geo-

- chemical criteria. *Ibid.*, 42, p. 981-987.
- 5) 江坂輝弥, 1954, 海岸線の進退からみた日本の新石器時代。科学朝日, 153, p. 75-76.
 - 6) GRIM, R. E., 1951, The depositional environment of Red and Green shales. *Sed. Petrol., Jour.*, 21, p. 226-232.
 - 7) 半沢正四郎, 1954, 日本地方地質誌「東北地方」。朝倉書店, V+344P.
 - 8) 羽鳥謙三, 井口正男, 貝塚夾平, 成瀬 洋, 杉村 新, 戸谷 洋, 1962, 東京湾周辺における第四紀末期の諸問題。第四紀研究, 2 (2-3), p. 69-90, figs. 1-7.
 - 9) 市原 実, 木越邦彦, 1960, 大阪沖積層基底より産出した木材の絶対年代。地球科学, 52, p. 18.
 - 10) 市原優子, 1961, 海成粘土層にみられる粘土鉱物風化の一例。粘土科学の進歩, (3), p. 178-184.
 - 11) IJIMA, A., 1959, On relationship between the provenances and the depositional basins, considered from the heavy mineral associations of the Upper Cretaceous and Tertiary formations in Central and Southeastern Hokkaido, Japan. *Fac. Sci., Tokyo Univ., Jour.*, Sec. 2, 11 (4), pls. 21-23, p. 339-385, figs. 1-27, tables 35.
 - 12) 井関弘太郎, 1958, 日本における海面の相対的变化と沖積層。第四紀研究, 1 (2), p. 39-44, Tables 3.
 - 13) ———, 1962, 沖積平野研究の基礎的問題点。名大文学部論集, 26, p. 51-74, figs. 1-8.
 - 14) ———, 幸島莊八郎, 1959, 名古屋港付近における沖積層下底面の地形。地理評, 32 (9), p. 457-468, figs. 1-6.
 - 15) IWAI, T., 1960, Pliocene mollusca from the Nishi-Tsugaru District, Aomori Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull.*, 29, p. 35-46, pl. 4, figs. 1, tables 2.
 - 16) 岩佐三郎, 1962, 青森県津軽地方の含油第三系とその構造発達史について。石油技術協会誌, Vol. 27, No. 6, p. 407-441, figs. 1-15, tables 1-12.
 - 17) 貝塚夾平, 成瀬 洋, 木越邦彦, 1962, 東京湾東岸地域の沖積層の絶対年代。地球科学, 63, p. 35-36, fig. 1, table 1.
 - 18) KANTO LOAM RESEARCH GROUP, 1961, The Kanto Loam and the Quaternary chronology of the Kanto District, Japan. *Assoc. Geol. Collab., Japan, Jour. (Earth Sci.)*, 54, p. 20-29, figs. 1-4, table 1.
 - 19) 加藤磐雄, 島田昱郎, 1957, 現世堆積物中の有機物の研究 (第1報), 八郎瀉底層の炭化水素。岩鉱誌, 41 (1), p. 9-15, figs. 1-5, table 1.
 - 20) KEITH, M. L. and DEGENS, E. T., 1959, Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments. *Researches in geochemistry*. John Wiley and Sons, p. 38-61.
 - 21) 小林国夫, 1962, 第四紀(上)。地学双書 17, 194p.
 - 22) 三位秀夫, 1960, 八郎瀉の沖積層。東北大理科報告(地質), 特別号 4, p. 590-598, figs. 1-4.
 - 23) MII, H., 1962, Some ancient shore features. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, 2nd Ser. (Geol.), Spec. Vol. (5), p. 361-371, figs. 1-9.
 - 24) 中川久夫, 1961, 本邦太平洋沿岩地方における海水準静的変化と第四紀編年。東北大地古邦報, 54, p. 1-61, figs. 1-16, tables 3.
 - 25) 中野尊正, 1956, 日本の平野。初版, 古今書院, 320 p., figs. 1-101, tables 18.
 - 26) 奈須紀幸, 飯島 東, 1959, 海岸堆積物とその供給源について。東海村海岸調査報告第1報, 第4篇, p. 186-227, pls. 1-7.
 - 27) POWERS, M. C., 1953, A new roundness scale for sedimentary particles. *Sed. Petrol., Jour.*, 23, p. 117-119.
 - 28) PRYOR, W. A. and GLASS, H. D., 1961, Cretaceous-Tertiary clay mineralogy of the Upper Mississippi embayment. *Ibid.*, 31, p. 38-51.
 - 29) RUSSELL, R. J., ed., 1961, Pacific Island terraces: Eustatic. *Zeit. Geomorph.*, Supple. 3, p. 1-106.
 - 30) 阪口 豊, 1958, サロベツ原野とその周辺の沖積世の古地理。第四紀研究, 1 (3), p. 76-91.
 - 31) 芹沢長介, 1959, 日本最古の文化と縄文土器の起源。科学, 29, p. 404-408.
 - 32) SHEPARD, F. P. and MORE, D. G., 1954, Sedimentary environments differentiated by coarse-

- fraction studies. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 38 (8), p. 1792-1802, figs. 1-4.
- 33) 島田昱郎, 1958, 現世堆積物中の有機物の研究 (第2報), 八郎潟底層の有機物組成の層序的分布。岩鉱誌, 42 (2), p. 82-89, figs. 1-3, table 1.
- 34) ———, 1960, 山形県沖陸棚堆積物中の有機物—現世堆積物中の研究 (第3報)。同上, 44 (2), p. 102-110, figs. 1-4, table 1.
- 35) 竹原平一, 森下 晶, 糸魚川淳二, 1961, 名古屋港の地盤。名古屋港管理組合, p. 1-36, figs. 1-15.
- 36) 半島信義, 島田昱郎, 三位秀夫, 木越邦彦, 1962, 八郎潟底層および十三湖層中の泥炭, かき殻の C^{14} による絶対年代。岩鉱誌, 48 (3), p. 108-111, figs. 1-2.

Late Quaternary History of the Tsugaru Jusanko (Jusan Lagoon) District, Aomori Prefecture, Japan

Yoshio Onuki, Hideo Mii, Ikuro Shimada, Sadako Takeuti,
Takuji Ishida and Tsunemasa Saito

ABSTRACT

The researches on the geology and geomorphology to clarify the late Quaternary history of the Jusan lagoon, with reference to the drillings and their sedimentological and paleontological analyses, has resulted in the establishment of a stratigraphic sequence of the late Quaternary deposits in the field. The relationship between the deposition and changes in sea level serve to correlate the sequence with the world-wide Quaternary chronology.

The late Quaternary deposits can be subdivided into eight lithological facies, in the order from the older to younger, as follows:

1) *Yamadano sand*, comprising a laminated fine-grained sand bed which overlies the folded Pliocene sedimentaries with unconformity, and constructs the 40-meter marine terrace. This is characterized by the flat surface and the same height where it is developed.

2) *Takane gravel*, five to seven meters in thickness. This constructs a terrace which is buried by the Holocene Jusanko formation and is developed along the lower course of the Iwaki River at the level of about 20 meters below the present sea level. The buried terrace gradually decreases in height towards the downstream and lies at almost the same level as the present sea water along the upper stream. The gravel is interpreted to be of river origin and therefore, seems to represent a low sea level of more than 20 meters below the present one.

3) *Iwaki volcanic ash*, comprises one to four meters thick reddish brown volcanic ash. It is widely distributed throughout the area studied. The larger part of the ash was produced by the fall before the deposition of the Goshogawara sandy gravel and after the development of the Takane gravel, though a small part of it interfingers with the Yamadano sand and Holocene Jusanko formation. Their thickness and grain-size increase towards Mt. Iwaki Volcano which consists of andesite lavas, ash-flow and ash-fall deposits.

4) *Goshogawara sandy gravel*, is developed in the valley floor of the Paleo-Iwaki River

which is a deep valley of more than 50 meters below the present sea level and is buried under the Holocene deposits. This gravel can be attributed to the bottom deposits of the Paleo-Iwaki River, and represents the lowest sea level during the late Quaternary sequence in the area studied.

5) *Jusanko formation*, this consists of the deposits buried in the Paleo-Iwaki Valley, and comprises the following three members, from the lower part to the upper, an alternation of sand and silt beds intercalated with peat layers (lower alternation member), thick soft silt (middle silt member) and sand (upper sand member). It is obvious that the formation is of Holocene age based upon the radiocarbon dating of the peats intercalating in it.

6) *Dekijima sand*, this is of well-sorted and laminated sand. It constructs the ten-meter marine terrace which is narrowly developed along the sea coast and differs distinctly in small grade of dissection compared with the Pleistocene 40-meter terrace built of the Yamadano sand. This may be correlated with the maximum rise in sea level (Daly's shoreline) during the Holocene transgression.

7) *Byobu dune sand*, forming various types of coastal dunes of about 20 meters in height. It is mainly distributed on the surface of the Pleistocene 40- and Holocene ten-meter marine terraces. The smaller part of the dune sand lies below the major bed of the Iwakivolcanic ash and overlies the Pleistocene Yamadano sand with conformity. The stratigraphic horizon of the dune sand indicates that the development of the dune is probably related with the fall in sea level.

8) *Modern deposits*, mainly consisting of sand. This is developed on the beach, lagoon and river bottoms.

Approximately 470 drillings made into the Jusan lagoon and the adjacent coastal plain show that deltaic, marsh or river sediments (the Jusanko formation), of about 50 meters in total thickness, have accumulated during the past 9,000 years, since the sea first invaded the Paleo-Iwaki Valley which was eroded during the last glacial stage.

Some of the drilling samples of the Holocene Jusanko formation are analysed to clarify the grain-size distribution, coarse fraction components, roundness of sand particles, heavy minerals and minor element compositions, foraminifer, diatom and pollen assemblages, and organic constituents. The results of the analyses are shown in the tables or figures in the text, and are summarized as follows:

1) Grain size distribution; determined by the pipette method for fine-grained sediments and by the Emery settling tube for sand fraction. The distribution shows different characteristics in each member of the Jusanko formation. The lower alternation member is remarkable for the poorly sorted silt and sand, and positive skewness. The middle silt member consists of homogeneous silt ($Md\phi=5-7$) which is of negative skewness and better sorted than the lower member. The upper sand member is generally coarsest in the basal part, decreases in grain size gradually upwards, and is composed of sandy silt or peat at the top. The deposits are of positive skewness and rather ill-sorted compared with the middle silt.

2) Coarse fraction analyses of the core samples was made on the grain, between 0.147 and 0.295 mm. under the binocular microscope. All grains were counted until 200 inorganic grains had been counted. The majority of the coarse fractions of the Jusanko formation are

sub-rounded pumice grains and volcanic glass which may have been derived from the upper stream of the Paleo-Iwaki River. In the middle silt, dark and light minerals are remarkably few, and there is a particularly high content of pumice grains. The lower alternation member and uppermost part of the middle silt member are rather abundant in plant fibers compared with the other horizons.

3) Roundness of sand grains between 0.14 and 0.295 mm. was determined by the Power's roundness scale (1953). The value is relatively low ranging from 0.25 to 0.35 in general, and is lowest at the uppermost part of the lower alternation member.

4) Heavy minerals contained within the grains between 0.124 and 0.246 mm. are separated by the method of heavy liquid (acethylene tetrabromide). The majority of the heavy minerals consist of hornblende, hypersthene, augite, and magnetite which may have been derived from the volcanic and pyroclastic rocks distributed extensively along the upper stream of the Iwaki River. In the middle silt member there are found some ball-shaped grains of pyrite which are thought to be a kind of syngenetic concretion produced under the condition of stagnant water. The uppermost part of the lower alternation member is characterized by the small content of magnetite grains.

5) Minor elements in the Holocene sediments were analysed by the plane grating spectrometer. Among them gallium, boron, rubidium, barium, manganese, strontium, vanadium, and lithium are common. Compared with those of some modern marine deposits, the present samples are remarkable for their low content of barium and lithium. The relative amount of barium, rubidium and gallium indicates that the sediments are of non-marine origin (Degens *et al.*, 1957, 1958).

6) All foraminifer and diatom yielded from five grams of dry sample were counted and determined. Some benthonic foraminifers living near shore are found throughout a core (D-3) drilled at a distance of four kilometers from the present shoreline. Another drilling (F-1) in the upper stream of the Iwaki River has yielded no foraminifer, though there are found some marine diatoms which might have been transported by wind because their siliceous test is resistant to weathering and of light weight.

7) Pollen grains separated from the core samples by the centrifuge are characterized by the abundant content of swampy herbal pollens. Percentages of *Alnus* is high in the lower part of the Holocene Jusanko formation, and remarkably decreases upwards. The tree pollens indicate that the forests were influenced by a mild climate during the Holocene period.

8) Soluble organic matter obtained by the Soxhlet extraction and by the method of paper chromatograph, is richly contained in both the lower alternation and upper sand members. The relative content of hydrocarbon, asphaltene and other remains, being closely related to the depositional environment, indicates a peculiar type of organic constituent; i.e., hydrocarbon and asphaltene are relatively low compared with those of some recent marine deposits.

Heavy mineral component and roundness of sand particles from the drilling samples indicate that a thin volcanic ash bed lies at the uppermost part of the lower alternation member of the Jusanko formation. This points to that the lithological change between the lower alternation and the superjacent middle silt is not due to a lateral change such as the

fore-set and bottom-set beds of delta deposits, but suggests an environmental change of different age.

It can be said, as is indicated by the grain-size distribution, coarse-fraction, heavy mineral components and radiocarbon dates, that the lower alternation member of the Jusanko formation may be the result of out-building due to delta development, the middle silt is of rapid up-building possibly associated with a rapid transgression, and the upper sand may be of deltaic origin during the latest regression. Pollen grains indicate that the climate more or less changed into a warmer one throughout the deposition of the Holocene Jusanko formation. This may support the hypothesis of glacial control of the late Quaternary sea level changes.

Foraminifers and diatoms washed out of the drilling samples suggest that the present lagoon was of a deltaic lagoonal environment more or less influenced by the circulation of the sea water during the accumulation in the Paleo-Iwaki Valley, whereas the larger part of the coastal plain was of a lacustrine or marsh environment. This view derived from the two sets of sedimentary analyses; i.e., the minor element composition and organic constituent in the Holocene sediments. These indicate that deposition was strongly influenced by river water.

Based upon the stratigraphic sequence of the clastic and pyroclastic deposits, the data already mentioned and the supposed changes in sea level, the late Quaternary history of the Jusan lagoon may be summarized as follows.

1) The first appearance of the extensive lowland where the lagoon and coastal plain were born was due to the tectonic movement which produced a synclinorium after the Pliocene and before the late Pleistocene age. During the late Quaternary period, the changing sea level played the most important role in the development of the Jusan lagoon and its adjacent coastal area.

2) The record of the fluctuation of sea level begins with the 40-meter marine terrace which can possibly be correlated with the last interglacial stage. The sea retreated to a level lower than minus 50 meters with a temporary halt or small fluctuation, and then rose to the ten-meter level interrupted by small fluctuation in the latest Pleistocene (the uppermost part of the Goshogawara sandy gravel). Ultimately, the fall of sea level produced the modern shoreline.

3) Associated with the low sea level during the last glacial stage, the tectonic lowland was eroded by a deep valley (Paleo-Iwaki Valley) in which the late Pleistocene Goshogawara sandy gravel and Holocene deltaic deposits accumulated.

4) Concerning the accumulation in the deep valley, it may be pointed out that the early sea-rising during the Holocene transgression was rather slow and this caused out-building leading to delta development in the valley. The later stage of the rising sea level was rapid and may be the cause of the up-building of thick and homogeneous silt.

5) The environment in the Paleo-Iwaki Valley is thought to be lacustrine, marsh or lagoon according to places, and to have been almost uniform throughout the Holocene transgression. Upholding the view is that there is little difference between the rates of sedimentation and transgression.