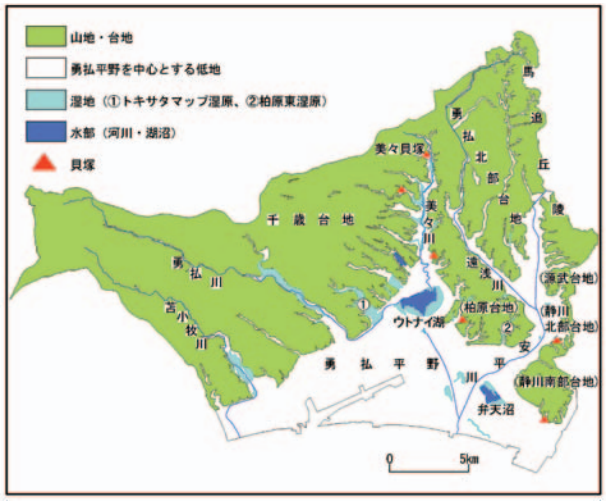
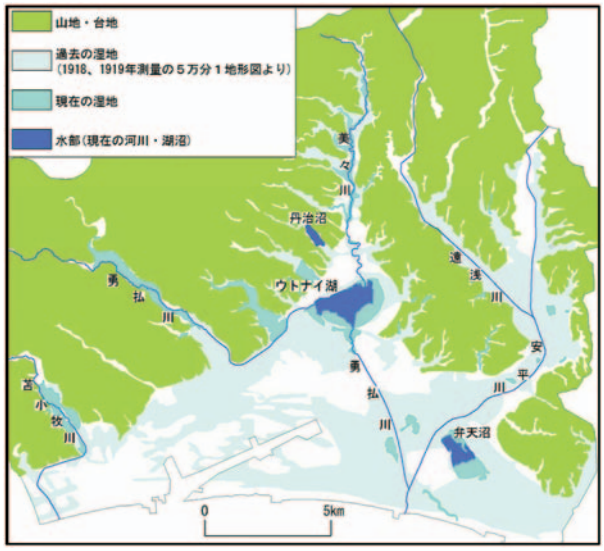
たは「苫小牧－石狩低地帯」と呼ばれている（小疇ほか，2003）（図－１）。勇払平野の大部分は，標高 10 m以下の平らな土地であり，ウトナイ湖や弁天沼などの湖沼が分布する。1918，1919 年（大正７，８年）測量の５万分１地形図によると，当時の勇払平野には，その北側や東側に広大な湿地が発達していた（図－９）。また，苫小牧港（西港）や苫小牧市の市街地が開発される前には，勇払平野の西側には，何列もの帯状の砂の高まり（砂堆列）が，存在したことが知られている（苫小牧市，1975）。

これらの湿地や砂堆列は，人工改変が進んだ現在では，市街地や，農地，工業地に変化している。勇払平野に広がっていた湿地は，トキサタマップ湿原，柏原東湿原など台地に挟まれた谷の湿原や，ウトナイ湖や弁天沼など湖沼周辺の湿原に，わずかに残されている。



図－８　勇払地区の概要



図－９　勇払地区の過去の湿地

（１）山地

（ａ）馬追丘陵

馬追丘陵は，石狩低地帯の東に位置する，南北約 50km，東西約 10km の丘陵地であり，中軸部分の標高は 150 m～ 250 mである。勇払地区の東側に分布する山地は，馬追丘陵の南端部の，南北約 10km の部分である。丘陵は，早来町の市街地付近で安平川周辺の氾濫平野に分断されるほか，遠浅川やフモンケ川周辺の浅い谷状の谷底平野など，多くの谷底平野が入り込んでいる。安平川の周辺や，その南側の丘陵地には，小規模な段丘が多く見られる。

（ｂ）支笏火山と樽前火山

支笏火山は，支笏湖を中心とする直径約 12km の支笏カルデラを持ち，その火山噴出物により，札幌から苫小牧まで発達する広大な台地を形成している。またカルデラ内には，カルデラ形成後に誕生した，樽前火山，恵庭火山，不風死火山が分布する。勇払地区の西側に分布する山地は，支笏カルデラ東側の，樽前火山の北東側山麓部で，この地域には，支笏火山の基盤をなす山地と，支笏火山や樽前火山の噴出物が形成した山地が分布する。

（２）火砕流台地

支笏カルデラの東側に発達する広大な台地は，約４万年前（町田・新井，2003）の支笏火山の大規模火砕流噴火により形成された火砕流台地である。勇払地区に分布する火砕流台地は，千歳台地や勇払北部台地の南側の部分である。千歳台地は，台地面の標高が 20 ～ 300 mであり，支笏湖を中心に周囲に向かって標高が低くなる。勇払北部台地は，標高約 100 mに達する北東部を除くと，大部分が標高 15 ～ 30 mの平坦な台地である。新千歳空港近くの美々川源流部付近では，千歳台地とその東の勇払北部台地がつながり，日本海側の石狩平野と太平洋側の勇払平野を分ける，中央分水界を形成しているが，その標高は約 25 mと極めて低い。

火砕流台地には，台地を流れる河川の周辺などに，多くの谷底平野が見られる。火砕流台地の縁辺部は，高さ 10 ～ 30 mの崖や急な斜面が多く，小規模な段丘も分布する。

（３）段丘

（ａ）更新世段丘

更新世段丘は，第四紀更新世（約 200 万～約１万年前）と呼ばれる時代に形成された段丘である。段丘は，低地との比高が 10 m以上の段丘と，比高が 10 mに満たない段丘に区分される。

低地との比高が 10 m以上の段丘は，おもに安平川より南の馬追丘陵に散在する。これらの段丘は小規模で，侵食を受けた細長く伸びる形や分岐状の形を示し，段丘面の高さによって３段に区分することができる。低地との比高が 10 mに満たない段丘は，安平川周辺の馬追丘陵や，火砕流台地の縁辺部に見られる。

（b）完新世段丘

完新世段丘は，第四紀完新世（約１万年前以降）と呼ばれる時代に形成された段丘で，低地より１～２m高い土地であり，おもに美々川や遠浅川の周辺に発達している。

ウトナイ湖の北の，美々貝塚より南方に広がる完新世段丘は，その地下に貝の化石を含む砂層や泥層が分布することがボーリング資料に示されている。この完新世段丘は，縄文海進時には海面下にあり，海面の低下とともに南方の低地より早く陸地となることによって，段丘が形成されたと考えられる。

（４）低地

（a）安平川上流部の氾濫平野

安平川上流部には，標高７m～20 mの氾濫平野が発達する。ボーリング資料によると，氾濫平野の地下には，安平川の作用により堆積した，シルト・泥を挟んだ砂層や礫層が分布する。氾濫平野の南側には後背低地が多く，南に接する三角州の後背低地との地形的な違いはほとんど認められない。氾濫平野と三角州の境界部は，縄文海進時の海と陸との境である。

（b）安平川下流部やウトナイ湖周辺の三角州（後背低地）

安平川下流部やウトナイ湖周辺には，地形分類図では後背低地として示される三角州が広がっている。これらの地域の大部分は，標高５m以下の平坦な土地であり，安平川や勇払川の旧河道や自然堤防が散在する。

三角州の地域の地下には，貝の化石を含む砂層や泥層が分布することが，ボーリング資料に示されている。この地域は，縄文海進時には海面下にあり，海面の低下とともに砂や泥が堆積し，陸地が形成されたと考えられる。

（c）弁天沼周辺とその東方の海岸平野

安平川下流部の，弁天沼周辺とその東方には，海岸平野が広がる。この平野は標高７m以下の平坦な土地であり，平野全体が東側に向かってわずかに高くなる。海岸平野には，平野との比高が１～２mの砂堆が，分断しながら細長く伸びている。また，平野の南端には，およそ10 m以下の高さの細長い砂丘が，海岸線に沿って分布する。

海岸平野は，その西側に広がる三角州の後背低地より一段高く，弁天沼周辺では，三角州と海岸平野の境界部に，高さ約１mの急な斜面が見られる。ボーリング資料によると，海岸平野の地下には，砂層を挟む厚い泥層が，貝の化石を含んで堆積している。この海岸平野は，縄文海進時には海面下にあり，美々川周辺の完新世段丘と同じように，海面の低下とともに三角州の部分より早く陸地となることによって，一段高い土地が形成されたと推定される。

（d）勇払平野西側の砂堆列（海岸平野）

勇払平野の西側には，太平洋岸から約５㎞内陸の火砕流台地の縁辺付近まで，砂堆列が発達する。砂堆の一部は北東方向へと伸び，ウトナイ湖南東の火砕流台地の南に続く。海岸付近を中心に現在でも残る砂堆の高さはおよそ５m以下であり，砂堆間の低い土地には湿地や後背低地が分布する。砂堆列には，海岸沿いを中心に，およそ10 m以下の高さの小規模な砂丘が見られる。

砂堆列は，内陸側では形が不明瞭で湾曲度が大きく，海側では形が明瞭で現在の海岸線に沿って伸びている。砂堆列の広がる地域の地下には，貝化石を含む砂層が厚く堆積することが，ボーリング資料に示されている。この地域は，縄文海進時には海面下にあり，海面の低下にともなって陸地となった海岸平野であり，その上部に分布する砂堆列は，内陸側から海側へと発達したと考えられる。なお，砂堆列の収束する安平川河口部では，深さ約20 mの海底にまで，陸上の砂堆列に連続する形で伸びる海中の高まりが知られている（茂木，1964）。

（５）湖沼と湿原

（a）湖沼

勇払地区の低地には，ウトナイ湖をはじめ，弁天沼，丹治沼などの湖沼が分布する。また，1947，1948年撮影の米軍の空中写真には，当時は小規模な沼が多く存在したことが示されている。沼の多くは現在では陸地となり，地形分類図には旧水部として表示している。ウトナイ湖や弁天沼など，三角州の後背低地や，海岸平野に分布する湖沼は，縄文海進時に海となった部分が埋め残されて作られた，海跡湖と呼ばれる湖沼である。

ウトナイ湖や弁天沼の周辺の，現在湿地となっている部分は，湖面との比高がほとんどなく，増水時には冠水する地点が多くある。この部分は，かつては湖面の下にあり，現在は湖水の低下により陸地となった湖岸平野である。

（b）湿原

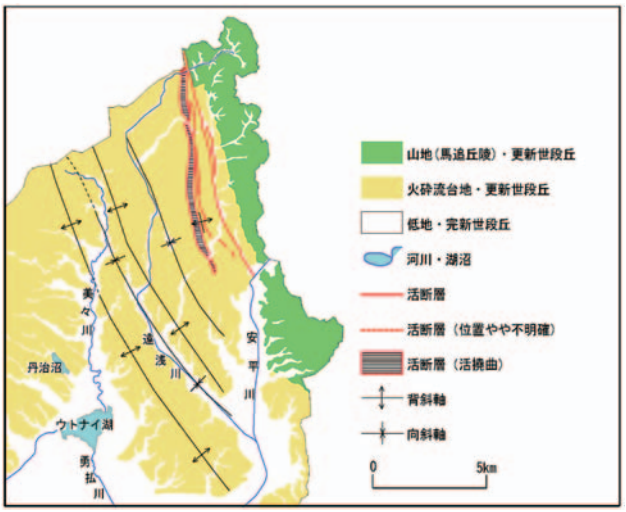
勇払平野の湿原は，ヨシ，スゲとハンノキが主に生育する低層湿原と呼ばれる湿地がほとんどで，スゲやミズゴケが主に生育する高層湿原と呼ばれる湿地は，柏原東湿原などにわずかに見られるだけである（冨士田ほか，1997）。

火砕流台地に挟まれた谷底平野に位置するトキサタマップ湿原では，台地の縁辺部にハンノキが多く，湿原内ではヨシやスゲが増加する傾向が見られる。一方，ウトナイ湖や弁天沼周辺の湖岸平野に位置する湿原では，ハンノキは，ヨシやスゲの広がる湿原の中に小さな林を作って点在している。この植生の違いは，湿原の水位の安定性が影響していると考えられている（矢部，1993）。このことは，湿原の位置する地形的環境の違いが水位変動に影響し，湿原の植生の違いとして表れていることを

示している。

（６）変動地形

北海道中央部の石狩低地帯の東側には，石狩低地東縁断層帯と呼ばれる活発な変動帯が存在する（小疇ほか，2003）。勇払地区では馬追丘陵の西側に，活断層や，地形のたわみを示す向斜軸・背斜軸が分布することが，これまでの変動地形に関する調査・研究により知られている（図－10）。



図－10　勇払地区の変動地形（池田ほか（2002），平川・越後（2002），中田・今泉（2002）より編集）

４．１．４　地質の概要

（１）勇払地区の地質

勇払地区に分布する地層の模式図を図－11に示す。勇払地区では，東部と西部の山地，火砕流台地，低地や完新世段丘からなる勇払平野の順に，それぞれの地形を構成する地層は新しい年代を示す。また，勇払地区の地層の中には，支笏火山や樽前火山などの火山噴出物が広く分布している。

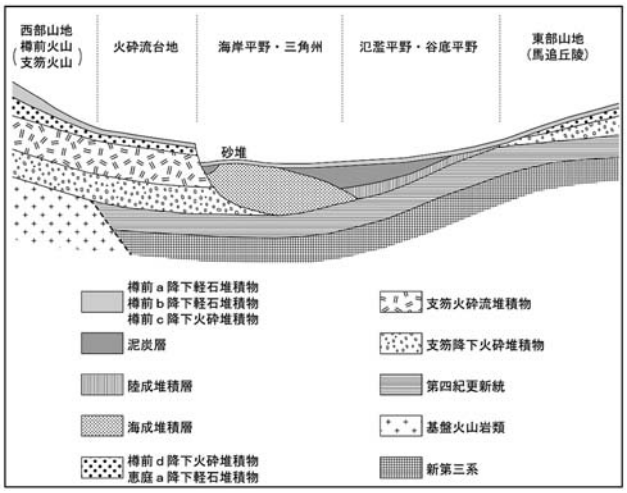
この調査では，勇払平野を中心に約1000本のボーリング資料を収集した。

（２）泥炭層の厚さ

泥炭層は，植物が完全に分解されることなく堆積した地層であり，夏でも冷涼な気候を示す北海道に多く分布する。阪口（1974）など多くの研究によると，泥炭層の成長は，１年間におよそ１㎜の厚さであることが知られている。

収集したボーリング資料によると，多くのボーリング地点で，樽前火山の噴出物と思われる軽石層や火山灰層が，泥炭層の直上や泥炭層の間に認められる。

泥炭層は，勇払平野の東側や北側を中心に分布し，局地的に厚くなる部分では約７ｍの厚さに達する。谷底平野や安平川周辺の氾濫平野など，縄文海進時も陸地であった土地や，美々川沿いの完新世段丘や弁天沼周辺の海岸平野など，縄文海進後に陸地となる時期が早かった土地は，泥炭が厚く堆積している。一方，ウトナイ湖や弁天沼の周辺の三角州（後背低地）は，縄文海進後に陸地となる時期が遅かった土地であり，厚い泥炭層の広がりは認められない。勇払平野西側の砂堆列が分布する地域は，砂堆部分には泥炭層はほとんど分布せず，泥炭はおもに砂堆間の低くなった土地に堆積し，その厚さが１ｍを超える地点もある。



図－11　地層の模式図（池田ほか（1995），加藤ほか（1990），曽屋・佐藤（1980），地質調査所（1972，1980）より編集）

４．２　勇払地区の地形発達

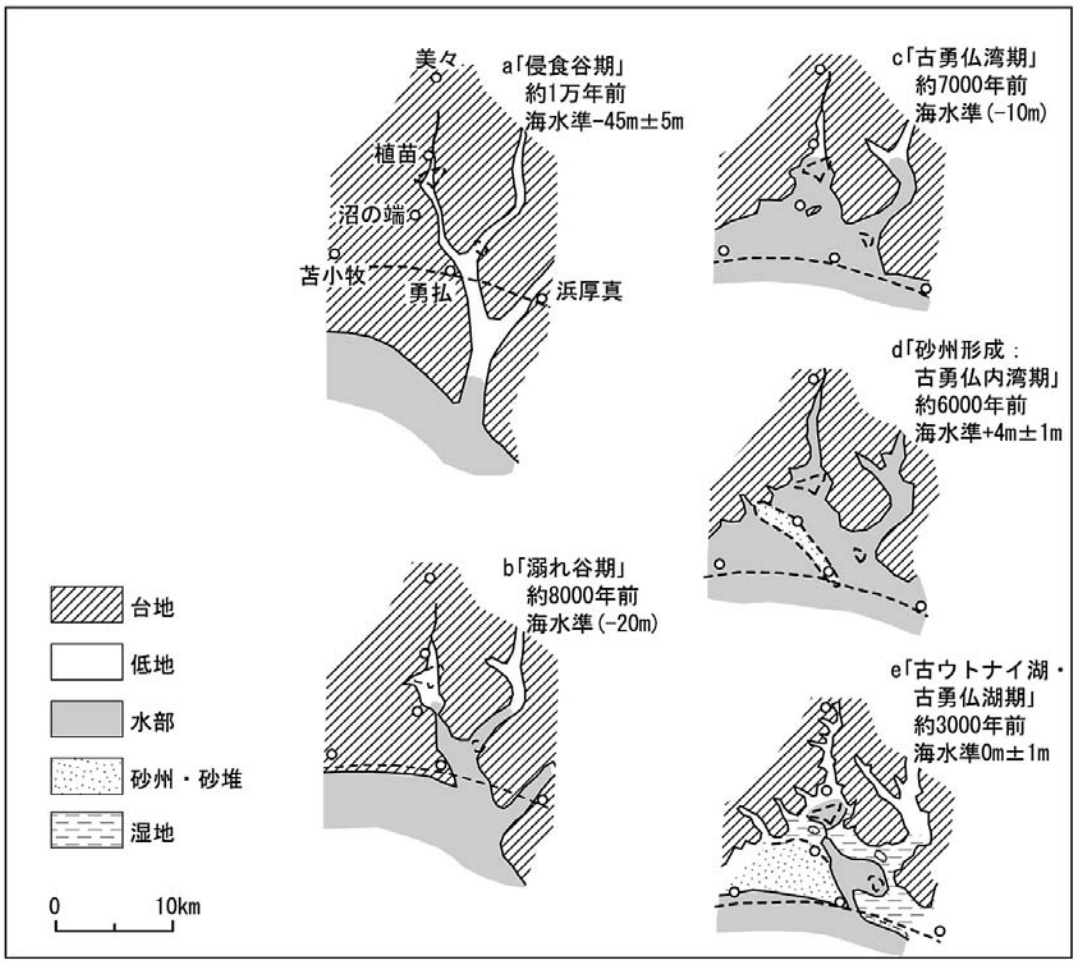
４．２．１　地形発達の概要

勇払地区の地形は，地層の年代が示すように，東部と西部の山地，火砕流台地，低地や完新世段丘からなる勇払平野，の順に形成されている。また，地形の発達には，約４万年前の大規模火砕流噴火などの火山活動や，米倉ほか（2001）により6000～7000年前とされている縄文海進など過去の海面変動が影響している。池田ほか（1995）は，勇払平野に広く分布する海成堆積層の解析をもとに，砂堆列の最も内陸側を境界として，平野の西側では砂堆列が海側へと発達し，東側では砂堆列により閉ざされた内湾が徐々に埋められ平野が成長する過程を示している（図－12）。

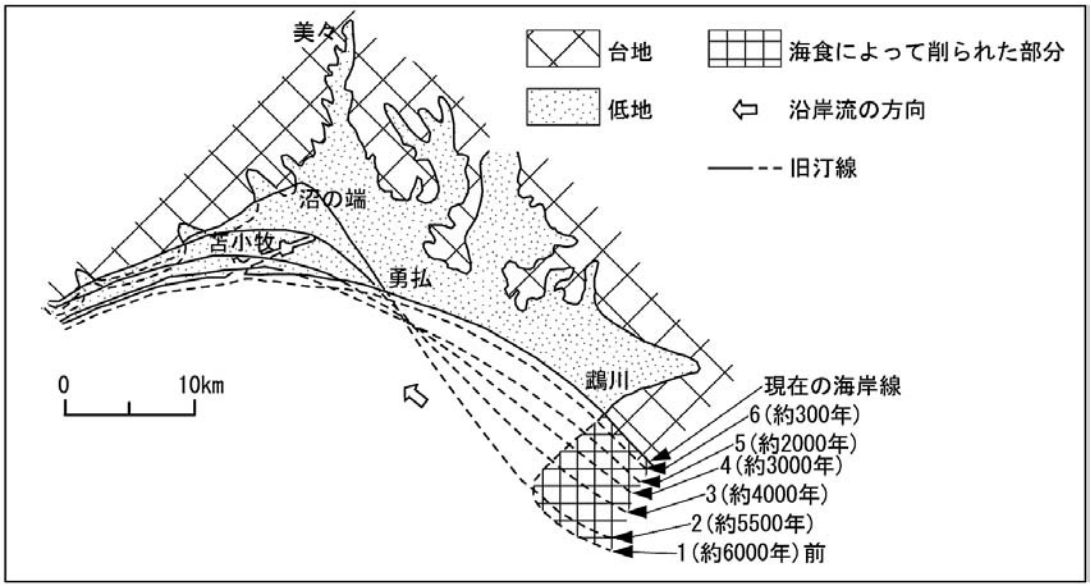
Moriwaki（1982）は，砂堆列の形状や砂堆間の低地に分布する泥炭層の年代をもとに，勇払平野の東側では侵食が進み，西側では堆積により海岸線が前進する，過程を示した（図－13）。

４．２．２　低地の環境変化

この調査では，勇払地区の周辺部も含め，ハンドオーガによる簡易ボーリングを７本実施した。得られた試料は，パリノ・サーヴェイ株式会社に分析を委託し，花粉や珪藻の分析と年代測定を実施した。以下では，表－２に示す勇払地区の５本の簡易ボーリングについて，試料



図－12　勇払平野の地形発達（池田ほか（1995））



図－13　勇払平野の海岸線の変化（Moriwaki(1982) を編集）

の分析結果を述べる。

５本の簡易ボーリング地点では，地表付近には軽石を含む火山灰層や，軽石や火山灰を間に挟む泥炭層が分布する。また，標高０m以下の部分には，低地の西側で砂質，低地の東側でシルトや粘土質の堆積物が多く認められる。これらの試料の分析結果は，表－３および図－14に示す。

表－２　簡易ボーリングの分析試料数とボーリング位置

ボーリング（地点名） 緯度・経度	標高（m）	分析試料数			
		花粉	珪藻	貝化石	年代値
A（トキサタマップ湿原） 42° 41′ 31.19″　141° 40′ 36.81″	4.7				1
B（ウトナイ湖南東部） 42° 41′ 39.42″　141° 43′ 22.27″	2.3		9		1
C（柏原いすゞ自動車工場南） 42° 39′ 47.11″　141° 44′ 29.37″	1.8		18	7	1
D（弁天沼南岸） 42° 38′ 23.31″　141° 45′ 41.44″	1.8	8	19	9	3
E（安平川・遠浅川合流部） 42° 41′ 57.77″　141° 48′ 14.95″	6.1				1

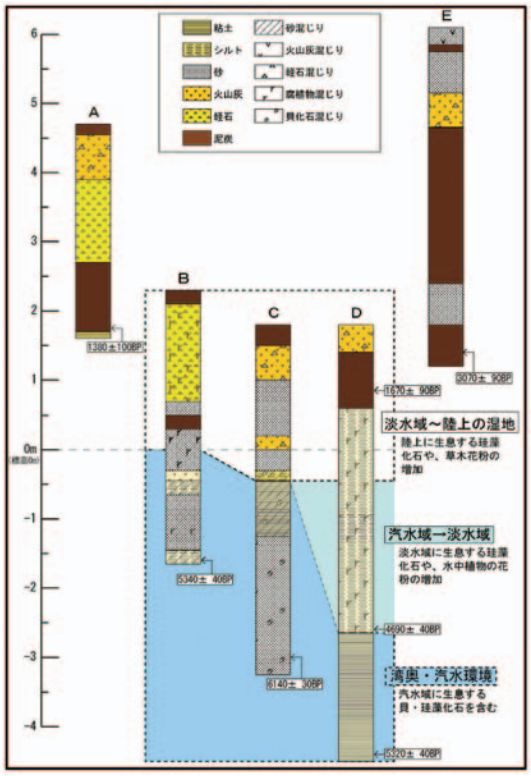
表－３　簡易ボーリング試料の年代測定値

	ボーリング（地点名）	深さ（cm）	分析試料	測定方法	^{14}C 年代値（ＢＰ）	測定番号
1	Ａ（トキサタマップ湿原）	300	泥炭	β線	1380±100	IAA-130
2	Ｂ（ウトナイ湖南東部）	400	シルト質粘土	ＡＭＳ	5340± 40	IAAA-10925
3	Ｃ（柏原いすゞ自動車工場南）	480	貝殻	ＡＭＳ	6140± 30	IAAA-10926
4	Ｄ（弁天沼南岸）	100	植物混じり粘土	β線	1670± 90	IAA-131
5	Ｄ（弁天沼南岸）	440	植物混じりシルト	ＡＭＳ	4690± 40	IAAA-10927
6	Ｄ（弁天沼南岸）	620	シルト質粘土	ＡＭＳ	5320± 40	IAA-132
7	Ｅ（安平川・遠浅川合流部）	460	泥炭	β線	3070± 90	IAA-133

• ^{14}C 年代値（ＢＰ）：放射性炭素の半減期（5568年）に基づく年数（西暦1950年から起算して、遡る年数）
• 測定方法：　β線：放射能測定法　　ＡＭＳ：加速器質量分析法

試料の分析結果によると，ウトナイ湖から弁天沼にかけての地域は，約 5000 年前までは，地層に汽水域に生息する貝などの海成化石が多く含まれることから，湾奥の汽水環境であったと推定される。その上位の地層では，淡水や陸上に生息する珪藻の化石や，水生植物や草木の花粉が増加することから，約 5000 年前以降は海水の影響が少なくなり，水を湛えた湿地を経て陸上の湿地へと環境が変化したと考えられる。特に，弁天沼南岸の簡易ボーリング試料には，腐植物を含むシルト層の中に，汽水域から淡水域へと環境の変化を示す様子が認められる。年代測定によると，弁天沼周辺での，この汽水域から陸上の湿地への変化は，約 5000 年前から約 1600 年前まで続いている。勇払平野の東側の安平川・遠浅川合流部付近や弁天沼周辺では，約 3000 ～ 5000 年前の地層に泥炭や腐植物があり，平野の東側では，西側に比べて早い時期から湿地が発達し，泥炭が堆積する環境にあったことを示す。

トキサタマップ湿原で得られた試料によると，泥炭層の上に重なる軽石層を樽前ｂ降下軽石（西暦 1667 年）と考えると，泥炭層の厚さとその年代値から，トキサタマップ湿原付近で推定される泥炭層の発達速度は，１年あたりおよそ 1.0㎜ である。



図－ 14　簡易ボーリング柱状図

５．おわりに

本調査では，湖沼調査，土地利用調査，地形調査という，これまで国土地理院が行ってきた地理調査の技術や情報の蓄積を活用して，主に地理的側面からウトナイ湖の湖沼データや勇払平野の土地利用・地形データをまとめ，勇払平野の地理的な環境変化を考察した。

本調査で得られたデータを基礎資料として，動植物調査や水質・気候等の環境調査などと相まって，自然と共生する地域づくりに活用されることを期待する。

謝　辞

調査に際して，北海道室蘭土木現業所，苫小牧市，千歳市，早来町，厚真町，（株）苫東，苫小牧港開発（株），北海道開発局石狩川開発建設部千歳川河川事務所，同室蘭開発建設部，その他関係機関よりボーリングデータや都市計画図をはじめ各種資料を提供していただいた。また，ウトナイ湖サンクチュアリネイチャーセンター，ウトナイ湖野生鳥獣保護センター，苫小牧市博物館，その他多くの方より貴重な助言をいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

なお，本調査は地理調査部地理第二課（当時）及び環境地理課（2002年度組織改編により発足）が担当し，次のとおり作業を行った。

計画指導　地理第二課長　関口民雄
環境地理課長　中島秀敏
環境地理課長補佐　内川講二

現地調査及び編集・報告書作成
ウトナイ湖湖沼調査（1999年）　稲沢保行，
羽生栄，小澤安二（以上地理第二課）

湖沼湿原調査検討作業現地調査（2001年）
田中幸生，大井信三，稲沢保行，
小澤安二（以上地理第二課）

湖沼湿原調査現地調査及び編集・
報告書（2002～2003年度）
安藤久満，山根清一，齋藤俊信，
松元拓朗（以上環境地理課）

参　考　文　献

池田国昭・羽坂俊一・村瀬正（1995）：北海道勇払平野の完新統分布と地形発達，地質調査所月報，第46巻，第６号，p.283-300.

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志（2002）：第四紀逆断層アトラス，東京大学出版会，254p.

加藤誠・勝井義雄・北川芳男・松井愈（1990）：日本の地質１　北海道地方，共立出版，337p.

小疇尚・野上道男・小野有五・平川一臣（2003）：日本の地形２　北海道，東京大学出版会，359p.

阪口豊（1974）：泥炭地の地学　ー環境の変化を探るー，東京大学出版会，329p.

曽屋龍典・佐藤博之（1980）：千歳地域の地質，地域地質研究報告（５万分の１図幅），地質調査所，92p.

地質調査所（1972）：20万分の１地質図幅「苫小牧」.

地質調査所（1980）：20万分の１地質図幅「札幌」.

苫小牧市（1975）：苫小牧市史　上巻，1906p.

中田高・今泉俊文（2002）：活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会.

平川一臣・越後智雄（2002）：石狩低地帯南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に関わる地形の変形，活断層研究，22号，p.63-66.

冨士田裕子・高田雅之・金子正美（1997）：北海道の現存湿原リスト，北海道湿原研究グループ編，財団法人自然保護助成基金1994・1995年度研究助成報告書　北海道の湿原の変遷と現状の解析　ー湿原の保護を進めるためにー，財団法人自然保護助成基金，p.3-14.

町田洋・新井房夫（2003）：新編　火山灰アトラス，東京大学出版会，360p.

茂木昭夫（1964）：北海道勇払沖海底の沈水地形，第四紀研究，第13巻，第３号，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.

矢部和夫（1993）:北海道の湿原，東正剛・安部永・辻井達一編，生態学からみた北海道，北海道大学図書刊行会，p.40-52.

米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高（2001）：日本の地形１　総説，東京大学出版会，349p.

（五十音順）