



北海道北部、クトネベツ川低地における完新世後半の泥炭地の形成

メタデータ	言語: jpn 出版者: 宮崎大学教育文化学部 公開日: 2008-03-21 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 大平, 明夫 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10458/1389

北海道北部、クトネベツ川低地における 完新世後半の泥炭地の形成

大平明夫

**Late Holocene Peatland Development in the Kutonebetsu River Lowland,
Northern Hokkaido, Japan**

Akio OHIRA

Abstract

The author discussed the late Holocene peatland development in the Kutonebetsu River Lowland, a riverine-coastal lowland, in relation to relative sea-level changes. The Kutonebetsu River Lowland locates in the western coast of the northern part of Hokkaido Island. Discussions are based on results from the interpretation of aerial-photographs, hand-boring surveys, radiocarbon dating using accelerator mass spectrometer (AMS) and FeS_2 content analysis of the sediment.

Two Holocene geomorphic surfaces can be recognized in this lowland. The Holocene sediments consist of a thick clay layer and a 2- to 3-meter-thick herbaceous peat layer overlying basal Neogene mudstone. Judging from the results of FeS_2 content analysis, the upper part of the clay layer was deposited in brackish-water environment and the peat layer was deposited in fresh-water environment.

Late Holocene geomorphic changes of this lowland can be summarized as follows ;

In the middle Holocene, relative sea-level reached to a little-higher than the present sea-level, and brackish lagoon spread behind coastal barrier. After about 4,000 yrBP, peatland (upper Holocene surface) began to form from the edge of the lagoon. In about 2,900 yrBP, when relative sea-level probably fell, the water-level of the lagoon also dropped and peatland rapidly expanded to lagoon. After that, the river dissected the older surfaces and developed floodplain (lower Holocene surface).

This geomorphic changes reveal that late Holocene sea-level fluctuation

was important factor for the peatland formation in this lowland, and that the tectonic uplift probably occurred in the western coast of northern Hokkaido during the late Holocene.

Key Words : riverine-coastal lowland, peatland, sea-level changes, AMS radiocarbon dating, FeS₂ content analysis

キーワード : 沖積低地、泥炭地、海水準変動、AMS¹⁴C年代測定、FeS₂含有量分析

1. はじめに

泥炭地は、第四紀後半の環境変化と密接に関連しながら形成・発達してきたものである（阪口, 1974；海津, 1990）。日本列島では、沖積低地から高山地域（主に第四紀火山地域）まで認められるが、地理的には北日本を中心に分布し、特に大規模な泥炭地は、石狩平野、釧路平野、サロベツ原野など北海道の沖積低地に存在している（阪口, 1974；Sakaguchi, 1979）。北海道では一般に、表層に連続性の良い泥炭層が発達している。これは、沖積低地の泥炭地が完新世海進のピーク以降に発達したデルタ平野上に成立したものが多く、北海道においては、洪水頻度が低く土砂供給量が少ない気候環境が完新世中期以降継続したことと関連がある（Sakaguchi, 1979；阪口, 1983）。

北海道北部から東部沿岸の沖積低地には、一般に、層厚 5m 以下の泥炭層が認められる。従来の研究では、この泥炭層の形成は、完新世中期以降の海水準の微変動と密接に関連することが指摘されている（前田, 1984；大平ほか, 1994；大平, 1995）。大平ほか（1994）は、北海道東

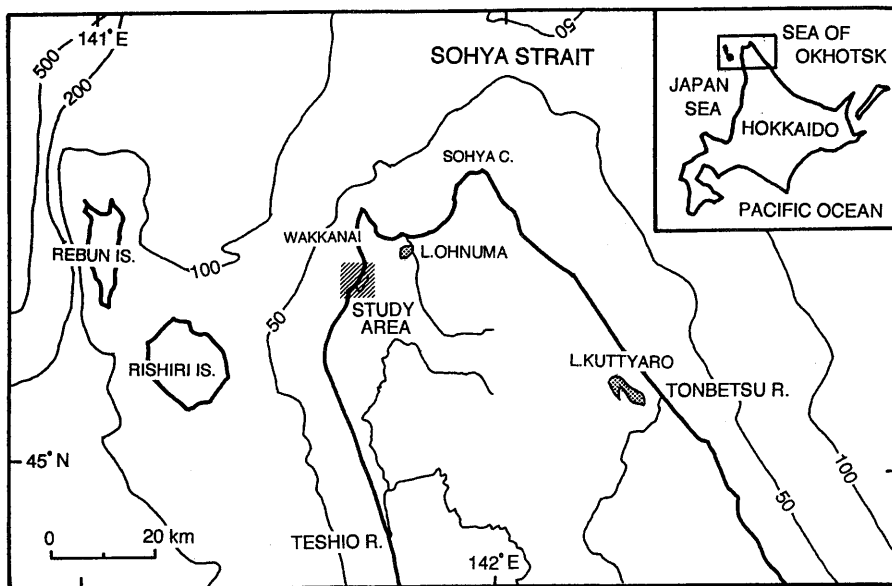


図1 調査地域の概観図

Fig. 1 Map showing the study area

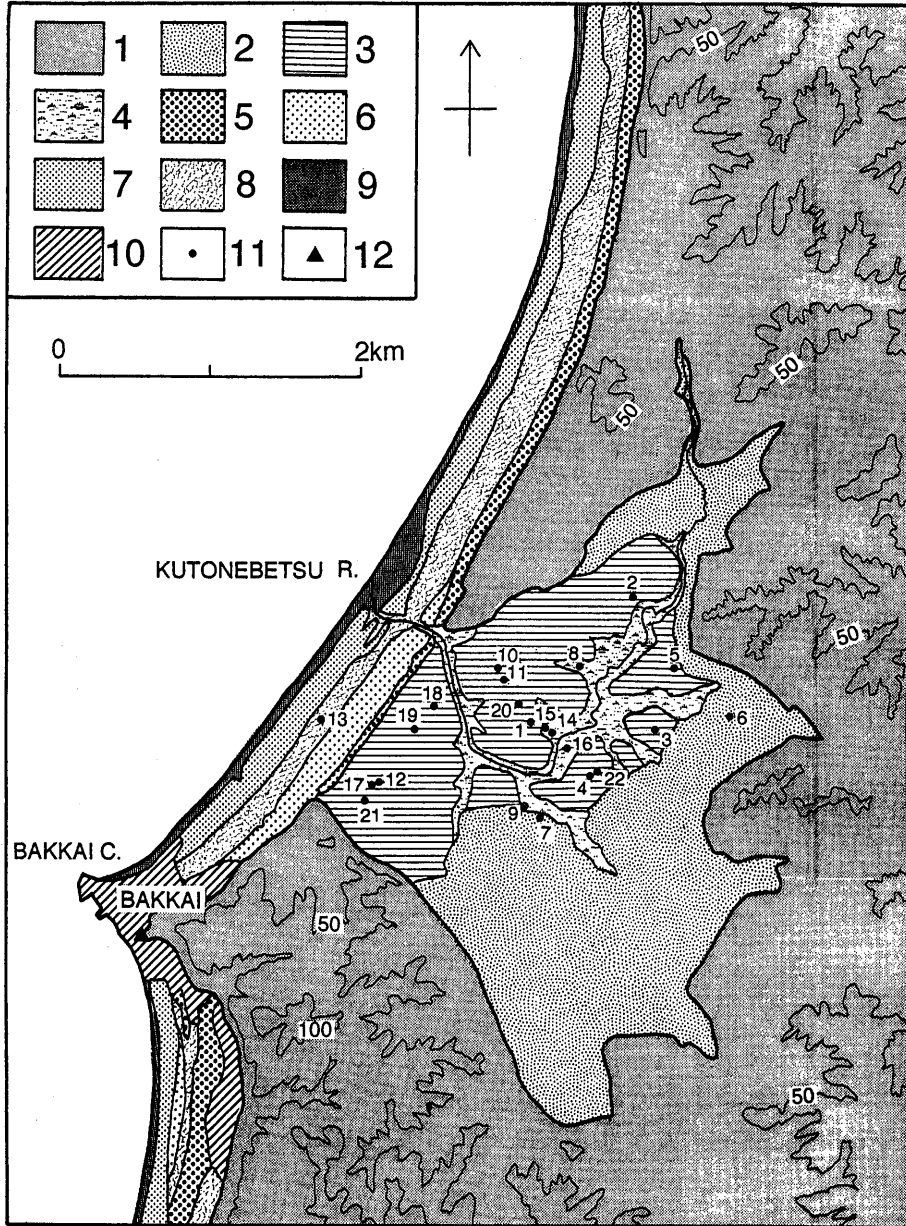


図2 クトネベツ川低地の地形分類図

Fig. 2 Geomorphological map of the Kutonebetsu River lowland

1. 丘陵 (等高線 : 50m, 100m) 2. 緩斜面 (更新世段丘) 3. 上位沖積面 4. 下位沖積面
 5. 砂丘1 6. 砂丘2 (浜堤を含む) 7. 砂丘3 (浜堤を含む) 8. 堤間湿地 9. 現海浜
 10. 完新世海岸段丘 (人工改変地を含む) 11. ボーリング地点 12. 離水海食洞
1. hill (conterline : 50m, 100m) 2. gentle slope (Pleistocene terrace) 3. upper Holocene surface
 4. lower Holocene surface 5. first dune ridge 6. second dune ridge (including beach ridge)
 7. third dune ridge (including beach ridge) 8. swale 9. current shore
 10. Holocene marine terrace (including artificial land) 11. borehole sites 12. emergent sea cave

部の風蓮湖周辺に発達する泥炭地の形成開始時期を泥炭層基底（最下部）のAMS¹⁴C年代測定から明らかにした結果、「縄文中期の小海退」と「弥生の小海退」という完新世後半の2回の海水準低下期（太田ほか, 1990）と泥炭地の拡大開始期がほぼ一致していることを指摘している。こうしたことから、海水準の微変動は、沖積低地の泥炭地の形成をコントロールする重要な要因であると考えられるが、海岸沖積低地では多様な地形変化（たとえば、砂州の発達・閉塞、河道変遷）が起こっており、泥炭地の形成・発達のプロセスは、地域によって異なると考えられる。

本研究の目的は、北海道北部の日本海側に位置するクトネベツ川低地（図1）を対象として、沖積低地の地形発達を復元し、泥炭地の形成過程を明らかにすることである。さらに、クトネベツ川低地の地形発達と完新世の相対的海水準変動（大平・海津, 1999）との関連やテクトニクスの影響についても検討した。研究方法は、空中写真判読による沖積低地の地形分類、ハンドボーリングによる堆積物の観察と採取、泥炭・木片・植物片のAMS（加速器質量分析）法による¹⁴C年代測定および堆積物のFeS₂含有量分析である。

2. クトネベツ川低地の地形

クトネベツ川低地は、稚内市南西に位置する面積約3.1km²（海岸砂丘と堤間湿地を除く）の小規模な沖積低地である。支流を含んだクトネベツ川の流域面積は約28.6km²であり、流域の地形は、新第三系泥岩の声間層（三谷ほか, 1965）からなる標高100m以下の丘陵と標高15~10mの緩斜面（更新世段丘）が大部分を占めている。この緩斜面の形成年代を示す資料は得られていないが、氷期の周氷河作用と関わって形成されたと推定される。

沖積低地の地形を詳細に把握するため、4万分の1モノクロ空中写真（1947年米軍撮影）および1万分の1カラー空中写真（1977年国土地理院撮影）を判読し、地形分類図を作成した（図2）。海岸砂丘背後の沖積低地は、面の連続性と標高から、標高約7~10mの上位沖積面と、上位沖積面を開析して発達した標高約4~6mの下位沖積面に二分される。上位沖積面は、最も広くみられる地形面であり、緩やかに河川側に傾斜した後背湿地（泥炭地）である。上位沖積面のうち低地の東側縁辺部に分布する面は標高が9~10mあり、西側に分布する面（標高7~8m）より高くなっている。下位沖積面は、主にクトネベツ川とその支流の河道に沿ってみられる氾濫原であり、上位沖積面を2~3mの深さで開析している。下位沖積面では、ごく一部が泥炭地となっているが、後述するように、連続的な泥炭層は認められない。なお、クトネベツ川の河道は、下位沖積面をさらに下刻しているが、河川改修が行われているため、自然の状態での程度下刻されていたのかは不明である。

海岸砂丘と堤間湿地は、丘陵西縁の海食崖から海側に分布しており、大きく3列の砂丘列群に区分される。砂丘1は、最も内陸に位置し、最も比高の大きな砂丘であり、その標高は最高18.7mに達する。砂丘2は、標高約5~6mの数列の浜堤よりなり、クトネベツ川から抜海にかけて主に分布する。また、砂丘2は、その海側の堤間湿地と2~3m比高をもち、シャープな地形の境界がみられる。砂丘3は、現海浜と明瞭な比高差をもつ数列の浜堤よりなる。砂丘2と砂丘3の間に広がる幅約150m程度の堤間湿地には、湖沼や湿原が認められる。海岸段丘は抜海付近にみられ、2段以上の地形面に分かれるようであるが、人工的に平坦化されているため、地形面の境界は不明瞭であるので、現段階では段丘面区分を明示しない¹⁾。

表1 調査地域で得られたAMS¹⁴C年代

Table 1 AMS radiocarbon dates obtained from the study area

地域(ボーリング地点)	標高m(深度)	試料	¹⁴ C年代(yrBP) ¹⁾	(cal yrBP) ²⁾	コード番号	文献
稚内市抜海 (1)	5.33(2.00)	泥炭	2,910±260	3,382 - 2,756	NUTA-4248	本研究
” (4)	6.52(2.10)	泥炭	3,640±250	4,351 - 3,367	NUTA-4247	”
” (5)	6.83(2.60)	泥炭	3,940±150	4,570 - 4,152	NUTA-4244	”
” (5)	6.63(2.80)	木片	3,450±210	3,980 - 3,467	NUTA-4245	”
” (17)	5.47(2.60)	泥炭	2,900±70	3,205 - 2,894	NUTA-4930	”
” (13)	ca.1(1.10)	植物片	540±70	625 - 512	NUTA-4931	”

1) 半減期5568年を用いて算出した。誤差は±1σである。

2) 暦年較正プログラムCALIB4.1.2 (Stuiber and Reimer, 1993) による。較正曲線はINTCAL98 (Stuiber *et al.*, 1998) を使用した。

3. 完新統の層序・層相とAMS¹⁴C年代

合計22地点において、継ぎ足し型のハンドオーガー (Eijkelkamp社 Bi-partite gouge auger) を使用してボーリング調査を実施した。また、オートレベルを使用して、ボーリング地点の地盤高を測量した。その際、北海道開発局によって設置された水準点と海面を基準とした。ハンドボーリング調査によって採取した堆積物は、現地でも層相の観察・記載を行った後に研究室に持ち帰り、AMS¹⁴C年代測定とFeS₂含有量分析の試料に利用した。

AMS¹⁴C年代測定は、泥炭層基底(最下部)を中心に、名古屋大学年代測定資料研究センターに設置されているタンデム加速器質量分析計を使用して6件実施した(表1)。試料の処理は、中村・中井(1988)などに従った。表1には、Stuiber and Reimer(1993)による暦年較正プログラムCALIB rev.4.1.2. for Windows95²⁾を利用した暦年代(cal yrBP)も記載したが、従来の研究との対応を考慮し、本研究では暦年較正前の¹⁴C年代(yrBP)に基づいて議論を行うことにする。なお、Loc.5の二つのAMS¹⁴C年代は逆転しているが、3,450±210 yrBPを示した深度2.80mの木片(泥炭層下位の粘土層に挟在)は、層位から推定される年代より新しい年代を示しており、ハンドボーリングの際に上位の泥炭層から引き込んだものと判断されたので議論から除外した。

地質断面図は、沖積低地をN字型にきるかたちに、Loc.21からLoc.5にかけての17地点のハンドボーリング調査結果を使用して作成した(図3)。なお、Loc.8は、断面図の作成ラインからはずれているが、河道沿いで唯一基盤まで達したボーリング地点であるため、断面図に加えている。沖積層は海側で厚く、層厚9m以上に達するが、沖積層基底の最大深度は不明である。基盤は、泥岩やそれが破碎した砂礫からなり、沖積層にくらべて著しく硬質であるため容易に判別できる。なお、緩斜面の表層(深度1m以浅)も沖積層の基盤と同様の特徴をもつことがLoc.6とLoc.7において確認された。

上位沖積面は、下部の粘土層と上部の泥炭層から成っている(図3)。低地の中央部から東側では、下部の粘土層の下位に基盤が確認された。粘土層は、一般に均質であり、暗灰色～青灰色を呈し、わずかに植物片を含んでいる。低地西部において、標高-1mまでの粘土層を採取で

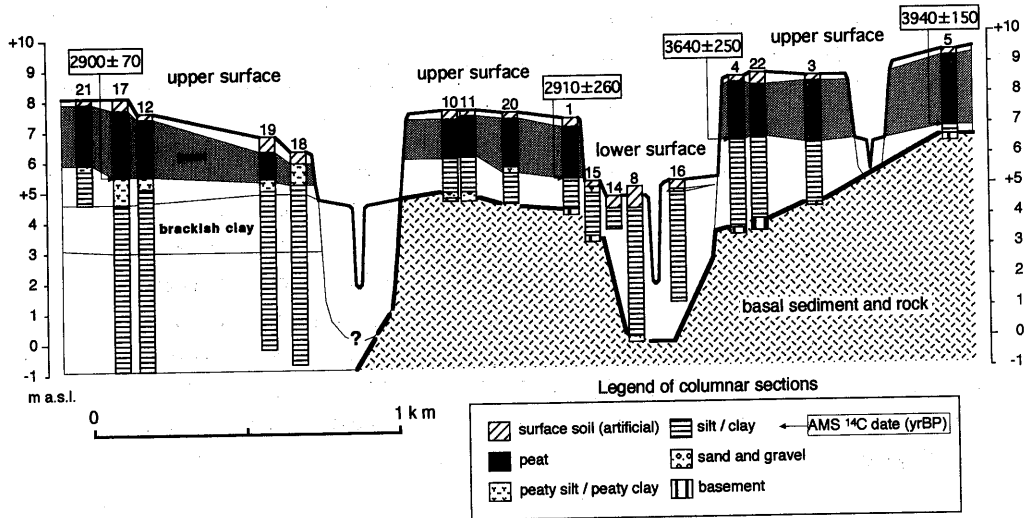


図3 地質断面図

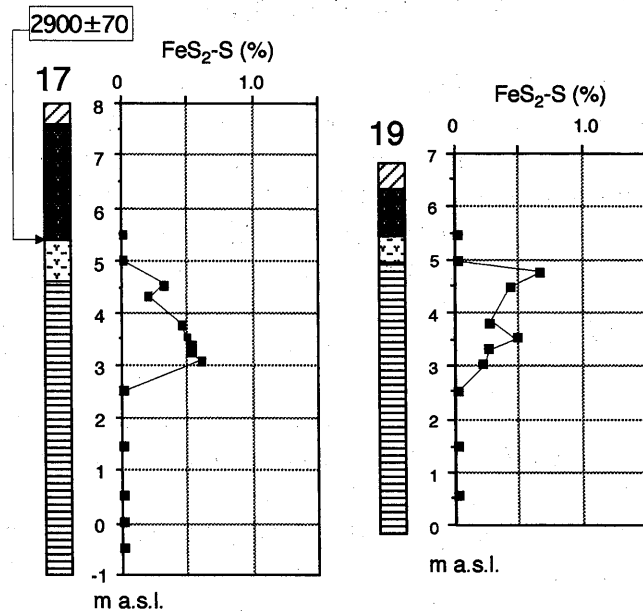
Fig. 3 Geological section of the Kutonebetsu River lowland

きたが、粘土層の層相に大きな変化はみられなかった。泥炭層は、層厚2~3mをもつが、表層の人工土により多少圧縮されていると考えられる。一般に、泥炭層とその下位の粘土層はシャープな境界を持つが、Loc.21、Loc.17、Loc.19などでは、層厚10~90cmの漸移帯（泥炭質粘土層）がみられた。本低地の泥炭は、一般に、未分解のヨシースゲ泥炭であり、ハンノキ片（枝部）をしばしば挟在している。河道沿いの下位沖積面では、ほとんどの地点で上部の泥炭層を欠いている。Loc.8では、均質な暗灰色~茶灰色の粘土が基盤まで続くのが確認された。泥炭層基底のAMS¹⁴C年代は、上位沖積面のLoc.5、Loc.4、Loc.1、Loc.17において、それぞれ3,940 ± 150 yrBP、3,640 ± 250 yrBP、2,910 ± 260 yrBP、2,900 ± 70 yrBPを示した（図3）。一方、海岸砂丘の堤間湿地（Loc.13）において採取した堆積物の最下部（泥炭質砂層）に含まれていた植物片のAMS¹⁴C年代は、540 ± 70 yrBPを示した。

海岸砂丘の断面を数地点で観察した結果、砂丘2の表層（深度45~60cm）に黒色腐植質砂層が確認された。これは、層相の特徴から、礼文島船泊海岸（遠藤, 1974）や稚内ルエラン海岸（鈴木, 1985）で報告されている新期クロスナ層に対比できる。しかし、大規模な露頭を観察することができなかつたため、遠藤（1974）や鈴木（1985）が報告した旧期クロスナ層は確認できなかった。

4. FeS₂含有量分析

沖積層の堆積環境を推定する目的で予察的に珪藻分析を行った結果、基盤岩の声問層に由来する *Denticulopsis* spp. や *Thalassiosira* spp. などの珪藻殻³⁾ が多数含まれていた。層準によっては、出現した珪藻殻がほとんどの声問層起源の *Denticulopsis* spp. で占められていた。そのため、

図4 17地点と19地点におけるFeS₂含有量分析結果Fig. 4 Results of FeS₂ content analysis at the Locs.17 and 19

珪藻分析結果に基づいて沖積層の堆積環境を推定を行うのは困難と判断し、本研究では、FeS₂含有量分析を行い、その結果と堆積物の層相から堆積環境の推定を試みた。

堆積物のFeS₂含有量は、主に原料物質であるSO₄²⁻濃度に依存し、標準海水では淡水の1,000倍のSO₄²⁻濃度を示すこと(中井ほか, 1982)から、一般に海成堆積物では陸成堆積物より著しく多量のFeS₂を含んでいる(白神, 1985; 佐藤, 1989; 藤本, 1993)。よって、堆積物中のFeS₂含有量は、海成層と陸成層の区分や酸化還元状態の判定に有効(佐藤, 1995)とされ、海水準変動や古環境の復元などに利用されている。本研究では、分析手順が比較的簡便な混酸処理-重量法を採用し、粘土層が連続的に得られたLoc.17とLoc.19について、10cm~100cm間隔で分析を行った⁴⁾。なお、堆積物中のFeS₂含有量は、FeS₂に含まれるS(硫黄)重量の乾燥試料重量に対する割合(%)として表示している。

Loc.17とLoc.19の両地点において同様の鉛直変動パターンがみられ(図4)、標高2.50m以下の粘土層で0%、標高3.00~4.75mの粘土層で0.3~0.6%、標高5.0m以上の泥炭層(泥炭質粘土層を含む)で0%を示す。本研究と同様の分析方法で行われた従来の研究(白神, 1985, 1993; 藤本, 1993)を参考にすると、FeS₂含有率は海成層で一般に1~5%を示すが、その上限・下限付近では急減し、陸成層ではほぼ0%を示す。したがって、両地点で得られたFeS₂含有量0.3~0.6%という値は、海成層と陸成層の中間的な値といえる⁵⁾。また、標高3.00~4.75mの層相は、植物片をごくわずかに含む青灰色粘土で、下位の粘土層と層相に大きな違いはみられないので、淡水域から海域に大きく堆積環境が変化したとは考えにくい。以上のことから、粘土層下部(標高3m以下)は淡水域で、粘土層上部(標高3.00~4.75m)は汽水域で堆積したと判断された。

5. 完新世中期以降の地形発達

海岸砂丘背後の沖積低地には、最終氷期に形成された谷を埋積した粘土層が確認された。粘土層下部（標高3.00～-1.00m）は、FeS₂含有量分析結果で淡水域を示すことから、完新世中期以前は氾濫原（沼沢地）もしくは淡水の潟湖の環境が推定される。粘土層上部（標高3.00～4.75m）は、FeS₂含有量分析結果から汽水域で堆積したと判断されるので、完新世中期には、海水準上昇の影響によって汽水の潟湖の環境となったと推定される。その詳細な年代を示す資料は得られていないが、Loc.17における泥炭層基底のAMS¹⁴C年代を外挿すると、約6,000 yrBP頃から約4,000 yrBP頃まで、汽水の潟湖の環境が継続したと考えられる。Loc.5では、3,940 ± 150 yrBPに泥炭の堆積が開始していることから、約4,000 yrBP以降、潟湖の縁辺部から泥炭地（湿原）が広がり始めたと考えられる。その後、2,900 yrBP頃に海岸砂丘背後のほぼ全域に泥炭地が拡大したことは、Loc.17とLoc.1における泥炭層基底のAMS¹⁴C年代から明らかである。以上のことから、上位沖積面は3,940～2,900 yrBP頃に形成を開始した泥炭地であり、下位沖積面はそれ以降に発達した氾濫原であることが判明した。

次に、上位沖積面の泥炭地の形成開始と基準面（潟湖の水位）との関連を検討する。上位沖積面の地表面の高度差は、泥炭層基底の高度差に一致している。よって、上位沖積面の泥炭地が拡大する過程で、形成開始当初より標高のやや低い位置に泥炭地が広がっていったことがわかる。このことは、上位沖積面の泥炭地が形成されていった過程で、潟湖の水位が低下した可能性を示している。泥炭層基底のAMS¹⁴C年代とその標高をみると、3,940～3,640 yrBP頃では6.6～6.8m、2,900 yrBP頃では5.3～5.4mであり、1.3～1.4mの高度差が認められる。

クトネベツ川低地の北東約10kmに位置する稚内大沼周辺低地において復元された約7,500 yrBP以降の相対的海水準変動曲線は、約3,600～2,600 yrBPの間に2m程度の相対的海水準低下を示している（大平・海津, 1999）。よって、クトネベツ川低地における泥炭地の拡大にも、この時期の相対的海水準低下が影響している可能性が十分に考えられる。海水準低下に伴う環境変化として、以下の二つの可能性が考えられる。すなわち、約3,600～2,600 yrBPの間に海水準の低下が起これ、①これに連動して潟湖の水深が低下したため、水生植物（ヨシ類）が繁茂できるような環境が拡大し、2,900 yrBP頃に泥炭地（湿原）が低地のほぼ全域に拡大した。あるいは、②砂州の閉塞が起これ、排水不良の環境が広がるとともに潟湖の淡水化が進み、泥炭地（湿原）の拡大が起こった。さらに、①と②が同時に起こった可能性も考えられる。しかしながら、旧海水準を保存している海成層がみられないこと、砂州の発達・閉塞を示す直接的な証拠がないことなどから、現在のデータでは結論を得るには不十分である。

さらに、河道沿いの氾濫原である下位沖積面は、上位沖積面を2～3m開析しながら発達しているので、2,900 yrBP以降の基準面の低下が影響していることは明らかである。この基準面の低下には、地殻変動が関連していると考えられる。抜海の海岸段丘背後の海食崖基部（図2の▲）には、離水海食洞が存在すること（豊島, 1984）が報告されており、その形成時期を示す年代資料は得られていないものの、従来の相対的海水準変動曲線（Sakaguchi *et al.*, 1985; 平井, 1987; 大平・海津, 1999）を参考にすると、完新世中期の高海水準安定期（約6,000 yrBP頃）の汀線高度を示す証拠である可能性が高い。この離水海食洞の高度（標高約5m）は、北海道における完新世の最高海水準（標高3～4m）よりも若干高く、ユースタティックな海面上昇とそれに伴うハイドロアイススタシーのモデリング（Nakada *et al.*, 1991）から求めた6,000 yrBP

における稚内大沼の理論海水準-2.61m (前田ほか, 1994) より7~8m高い。このことから、本地域は、完新世中期以降に隆起していることは明らかである。この隆起によって、2,900 yrBP頃の基準面と現在の基準面との高度差が生まれたと考えられる。下位沖積面は、①砂州の閉塞がある時期に解消されたこと、あるいは②相対的海水準がある時期に低下したことなどを契機に上位沖積面を開析しながら発達するようになったと推定されるが、その形成過程の詳細は今のところ不明である。なお、北海道北部における完新世の隆起は、天塩沖に存在すると推定されるプレート境界 (たとえば、奥村, 1988) 付近の活発な第四紀テクトニクスを反映した褶曲運動によると考えられるが、隆起の様式や速度については十分に明らかとされていない。

海岸砂丘列の形成時期については、砂丘2・砂丘3間の堤間湿地堆積物の下限年代から推定して、540 yrBP以前に砂丘3の基部 (浜堤) が形成されていたことは明らかである。しかし、砂丘1と砂丘2の形成時期を示す十分な年代資料は得られていないため、本研究では詳しく言及することができなかった。

6. まとめと今後の課題

稚内市南西に位置する小規模な沖積低地 (クトネベツ川低地) における完新世中期以降の泥炭地の形成過程を空中写真判読による地形分類、ハンドボーリング調査による堆積物の採取と観察、堆積物のAMS¹⁴C年代測定とFeS₂含有量分析の結果に基づいて検討した。その結果、以下に記すような地形発達が推定された。

完新世中期に広がった汽水の潟湖の縁辺部に、3,940 yrBPに泥炭地 (上位沖積面) が形成を始めた。その後、相対的海水準低下に連動した潟湖の水深低下が起こり、2,900 yrBP頃に泥炭地が低地のほぼ全域に拡大した。さらに、その後の基準面の低下を反映し、クトネベツ川は泥炭地 (上位沖積面) を開析し、河道沿いに氾濫原 (下位沖積面) を形成した。なお、完新世後半における基準面の低下には、地殻変動 (地盤隆起) が関与していることが指摘される。

今後の課題としては、旧汀線地形が比較的明瞭な完新世海岸段丘に関しても調査を進め、沖積低地におけるデータと合わせて、海水準変動、地殻変動と完新世段丘の形成との関連を検討することが挙げられる。

本研究をすすめるにあたり名古屋大学文学部の海津正倫先生に多くの有益なご助言をいただいた。また、タンデロン加速器質量分析計による放射性炭素年代測定の際には、名古屋大学年代測定資料研究センターの中村俊夫先生に試料の処理・機器の操作をご教授いただいた。年代測定の一部は、名古屋大学大学院生 (現在愛媛大学) の川瀬久美子氏に行っていただいた。現地調査は、名古屋大学大学院生・学生 (調査当時) の愛宕誠治、伊藤孝一、大西宏治、中山洋介、方晶の諸氏にご協力いただいた。これらの方々に厚くお礼を申し上げます。

研究費用は、平成7年度東京地学協会助成研究「北海道北部の海岸低地における完新世後半の古環境変化に関する研究」、平成8年度文部省科学研究費補助金奨励研究 (A)「北海道北部における完新世の古環境変化に関する研究」(課題番号08780139)、平成9~10年度文部省科学研究費補助金奨励研究 (A)「海岸地域における泥炭地の形成に関する定量的研究」(課題番号09780133)の一部を使用した。なお、本稿は、1999年度日本第四紀学会において発表した内容を修正したものである。

注

- 1) ノシャップ岬周辺では、2～3段の完新世海岸段丘が認められる。抜海岬付近においてもそれと同様の傾向を持つようである。
- 2) Calib rev.4.1.2. for Windows95は、米国ワシントン大学のQuaternary Isotope LaboratoryのWebサイトに公開されている。URLは、[Http://depts.washington.edu/qil/calib/](http://depts.washington.edu/qil/calib/)である(2000年4月現在)。
- 3) 他に基盤岩から再堆積したと考えられる珪藻殻としては、*Coscinodiscus* spp.、*Actinopterychus* spp.、*Thalassionema nitzschioides*、*Paralia sulcata*、*Rhophoneis surirella*などがある。
- 4) 混酸処理-重量法については、白神(1993)、藤本(1993)に詳しい分析の手順が紹介されている。分析用試料は、コア採取時の攪乱を考慮し、状態の良い層準を選び出した、また、FeS₂含有量が高い傾向の層準では、確認のため狭い間隔で分析を行った。よって、分析間隔は等間隔とはなっていない。
- 5) 風蓮湖沿岸低地で得られた海成層を分析した結果、1～3%のFeS₂-S含有量を示した。したがって、本研究の分析手順でも、従来の研究と同程度のFeS₂含有量を示すことが確認できる。

文献

- 海津正倫(1990) 沖積低地の地形発達と泥炭地の形成. 植生史研究, **6**, 3-13.
- 遠藤邦彦(1974) 礼文島船泊湾岸砂丘の形成期とクロスナ層の性格について. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要(応用地学), **9**, 1-13.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章(1990) 日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題-1980～1988における研究の展望-. 第四紀研究, **29**, 31-48.
- 大平明夫(1995) 完新世におけるサロベツ原野の泥炭地の形成と古環境変化. 地理学評論, **68A**, 695-712.
- 大平明夫・海津正倫(1999) 北海道北部, 大沼周辺低地における完新世の相対的海水準変動と地形発達. 地理学評論, **72A**, 536-555.
- 大平明夫・海津正倫・浜出智(1994) 風蓮湖周辺地域における完新世後半の湿原の形成. 第四紀研究, **33**, 45-50.
- 奥村晃史(1988) 北海道の第四紀地殻変動とプレート運動. 日本地理学会予稿集, **33**, 18-19.
- 阪口 豊(1974) 『泥炭地の地学-環境の変化を探る-』 東京大学出版会. 329p.
- 阪口 豊(1983) 湿原とは何か. 北海道の自然, **22** (湿原特集), 2-8. 社団法人北海道自然保護協会.
- 佐藤裕司(1989) 過酸化水素水処理-比濁法による硫黄分析と堆積環境. 第四紀研究, **28**, 35-40.
- 佐藤裕司(1995) イオウの分別化学抽出と珪藻分析による古環境解析-兵庫県気比低地のコア堆積物を例に-. 第四紀研究, **34**, 101-106.
- 白神 宏(1985) FeS₂含有量からみた広島平野沖積層の堆積構造. 地理学評論, **58A**, 631-644.
- 白神 宏(1993) イオウ分析法. 日本第四紀学会編『第四紀試料分析法 2研究対象別分析法』, 東京大学出版会, 119-124.
- 鈴木正章(1985) 北海道稚内西海岸と瀬棚海岸の砂丘. 地理誌叢, **26**, 65-69.
- 豊島吉則(1984) 北海道北部の海岸平野の地形特性とその形成機構. 大矢雅彦編『寒冷地における平野の特性と形成機構に関する研究報告-オホーツク海沿岸を中心として-(昭和56～58年度文部省科学研究費総合研究(A)報告書』, 33-49.
- 中井信之・太田友子・藤澤 寛・吉田正夫(1982) 堆積物コアの炭素同位体比, C/N比およびFeS₂含有量からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動. 第四紀研究, **21**, 169-177.

- 中村俊夫・中井信之(1988)放射性炭素年代測定法の基礎-加速器質量分析法に重点を置いて-。地質学論集, **29**, 83-106.
- 平井幸弘(1987)サロマ湖の湖岸・湖底地形と完新世後半のオホーツク海の海水準変動。東北地理, **39**, 1-15.
- 藤本 潔(1993)能登半島七尾西湾岸日用川低地における完新世後期の海水準変動。第四紀研究, **32**, 1-12.
- 前田保夫(1984)完新世における北海道オホーツク海沿岸の古環境の変遷。古文化財編集委員会編『古文化財の自然科学的研究』, 同朋舎, 430-440.
- 前田保夫・松田 功・中田正夫・松島義章・松本英二・佐藤祐司(1994)完新世における北海道オホーツク海沿岸の海面変化-海面高度の観察値と理論値について-。山形大学紀要(自然科学), **13**, 205-229.
- 三谷勝利・魚住 悟・藤江 力(1965)5万分の1地質図幅「抜海」および同説明書。北海道開発庁。20p.
- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, K.(1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **85**, 107-122.
- Sakaguchi, Y.(1979) Distribution and genesis of Japanese peatlands. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, **11**, 17-42.
- Sakaguchi, Y., Kashima, K. and Matsubara, A.(1985) Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, **17**, 1-17.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J.(1993) Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J. and Spurk, M.(1998) INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.