青森県十三湖における完新世の湖水成層化と地形環境

小 岩 直 人^{*1,a}・葛 西 未 央^{*2}・伊 藤 晶 文^{*3}

青森県北西部に位置する十三湖の沿岸付近においてボーリング試料を採取し、堆積物の層相観察、珪藻分析、イオン分析、粒度分析、¹⁴C年代測定を実施することにより、縄文海進以降の十三湖の地形環境および湖水環境の変遷について検討した。最終氷期以降に陸域であった調査地域は、約9,000 cal BP以降に縄文海進がおよんで水域となり、7,000 cal BP前後には塩分の高い海域となった。十三湖は、7,000 cal BP以降の砂州の発達により日本海と隔てられることで形成され、約6,000 cal BP以降には淡水の影響が強くなり、とくに5,000~2,000 cal BPには淡水の影響の極めて強い湖沼であった。この時期の十三湖は現在よりも水深が大きく、流入した海水が湖底に滞留し、表層に淡水が存在する成層状態となっていたことが推定された。その後、水深が小さくなったため風波による湖水の攪乱が生じやすくなり、遅くとも約1,000 cal BPには汽水環境が成立していた。

キーワード：海跡湖，完新世，珪藻分析，湖水成層化，地形環境

I. は じ め に

日本の湖岸・沿岸帯における地形発達や環境変化は、地球規模での気候変化に伴う海水準変動、およびそれに起因する湖水面変動に大きく規定されていることが指摘されている(平井, 2006)。近年、多くの海跡湖および周辺の低地において、湖底堆積物や沖積層の層相解析、微化石分析、地球化学的分析等が高精度で行われ、地球規模での環境変化に対する各湖沼の応答が詳細に明らかにされてきた(例えば、鹿島, 2001; 安井ほか, 2002; 佐藤ほか, 2011)。

しかし、湖水環境を変化させる要因としては海面変動などの外的な要因もさることながら、縄文海進以降に急激な地形変化が生じた海跡湖では、湖自体の地形や水深の変化も湖水環境を規定する上で重要であると思われる。近年、沖積層の分布状況をもとにして、埋没する地形面の復元や沖積層の内部構造を3次元で把握する試みが行われるようになってきた(例えば、山口ほか, 2006a; 石原ほか, 2011; 羽佐田・藤本, 2012)。海跡

湖およびその周辺でも、これまで明らかにされてきた沖積層の空間的な分布を用いて、過去の湖の水深や形態を復元し、湖沼の環境変化を検討することが可能である。

青森県北西部に位置する海跡湖である十三湖の周辺には、日本を代表する縄文時代遺跡の一つである亀ヶ岡遺跡をはじめ数多くの遺跡が分布している。十三湖における水環境、そこから生産される生物資源は、すでに縄文時代から人間生活と密接に結びついていたと考えられ、このような地域において、縄文時代以降の十三湖の成立過程とその環境変遷を復元することは、人間と自然との関わりを検討する上でも重要な課題である。

十三湖の成立過程や環境の変遷は、津軽平野、とくに臨海沖積平野の地形発達史の解明を中心として議論が行われてきた(小貫ほか, 1963; 海津, 1976; 村山ほか, 1984)。小貫ほか(1963)は、津軽平野の沖積層の基本層序を示し、十三湖は縄文海進以降の海域が縮小する過程で形成された海跡湖であることを指摘した。また、海津(1976)は珪藻分析に基づき、完新世中期以降の十三湖の古地理変遷を明らかにした。湖底堆積物の地球化学

2013 年 1 月 22 日受付。2013 年 11 月 16 日受理。

*1 弘前大学教育学部 〒036-8560 弘前市文京町 1。

*2 弘前大学大学院地域社会研究科 〒036-8560 弘前市文京町 1。

*3 山形大学人文学部 〒990-8560 山形市小白川町 1-4-12。

*a Corresponding author : koiwa@cc.hirosaki-u.ac.jp

的な検討も行われ、十三湖への津波の襲来時期（箕浦・中谷, 1990）や、過去 2,300 年間の海面変動と湖水環境との対応関係が明らかにされた（池田ほか, 1998）。

しかしながら、これらの研究において用いられた沖積層の ^{14}C 年代値の多くは、五所川原市や鶴田町周辺のデルタ上流側の表層部で採取された試料であり、十三湖および岩木川デルタにおいて沖積層の基底～表層までの連続的な年代の測定、およびそれに基づいた古環境変遷に関する検討は十分であるとは言い難い。

本稿では、十三湖の沿岸部においてオールコアボーリングを行い、堆積物の層相観察、珪藻分析、イオウ分析、粒度分析、 ^{14}C 年代測定を実施した。それらの結果と完新世における湖の形態、特に水深変化を考慮し、縄文海進以降の十三湖の成立過程、および湖水環境の変遷に関して考察を行った。

II. 調査地域の概観

白神山地に源流部を有する岩木川は、奥羽山脈から流下する諸河川が流入する平川と弘前市で合流し、最下流部において十三湖へ注ぐ（図 1）。岩木川は下流部におい

図 1 調査地域の概観図

国土地理院発行の 10m DEM を利用して作成。A-A' は図 4 の断面の位置を示す。Ao: 青森, Go: 五所川原, Hi: 弘前, Kd: 神田橋, Ki: 木造, Ts: 鶴田, Ko: 孤楯。

て南北約 40 km, 東西 5~10 km の沖積平野を形成しており、河口部の十三湖では典型的なデルタ地形がみられる。十三湖へは岩木川のほか、津軽山地から流下する鳥谷川、岩木山麓から流れる山田川が流入する。十三湖は面積 17.7 km^2 、最大水深 2m の湖沼である。水戸口と呼ばれる潮流口付近から南方にかけて、長さ約 5 km, 幅約 500 m の砂州が発達し、日本海と十三湖を隔てている（平井, 1994）。十三湖は、水戸口を経て日本海へと通じており、満潮時には海水が流入し、汽水環境が保たれている（箕浦・中谷, 1990）。砂州は新旧 2 列に区分されており、2 列の間にある前潟、明神沼などの湖沼群から東側は旧期、西側が新期の砂州とされる（山口, 1996; 海津, 2005）（図 2）。これらの砂州は、十三湖沿岸にみられる湖岸段丘面に連続し、平坦面の保存が良好であること、比高数 m の崖によって高低 2 段に細分できることから、本稿では、十三湖と日本海を隔てる砂州を高位より完新世段丘 I、完新世段丘 II と区分した。湖内の底質は水深の大きい場所ではおもに泥質であるが、岩木川や鳥谷川の河口周辺ではデルタフロント、水戸口付近では潮汐デルタがみられ（平井, 1994）、そこでは水深が小さく砂質堆積物が広がっている。

津軽平野では、酸素同位体ステージ 5e に形成された海成段丘面が沖積平野を縁取るように発達している（小池・町田, 2001）。海成段丘面の分布高度は標高 20 m 前後となっており（吾妻, 1995）、MIS 5e の海水準を標高 4~7 m とすると（町田, 2009）、本地域の第四紀後期

図 2 調査地域周辺の地形分類図およびボーリング地点

IW: 岩木川河口部ボーリング地点, TR: 鳥谷川河口部ボーリング地点, JS: 十三湖ボーリング地点, Mi: 水戸口, Me: 前潟, Mg: 明神沼。

図 3 十三湖沿岸において採取されたボーリングコアの柱状図

の隆起量は0.1 m/ky 前後と計算される。また、津軽平野は津軽山地西縁断層の下盤側に位置するものの、この断層の北部は第四紀後期における活動が不活発であったことが指摘されている(吾妻, 1995)。このほか、津軽平野の中央部に南北性の向斜軸が推定されているが(吾妻, 1995)、津軽平野に認められる MIS 5e の海成段丘面には褶曲構造を反映するような顕著な変位は認められない。このような事実から、少なくとも津軽平野における完新世の地形発達には地殻変動の影響は小さいと判断される。

III. 調 査 方 法

岩木川と鳥谷川それぞれの河口付近において、機械ボーリングを実施し、オールコアのサンプリングを行った(図2)。さらに、砂州の形成過程を考察するため、十三湖の湖口付近の完新世段丘Ⅱ面上で機械ボーリングを実施した。本稿では、それぞれにおいて採取されたコアを、岩木川コア(IW コア: 北緯 41°00'50", 東経 140°21'58", 標高 0.8 m)、鳥谷川コア(TR コア: 北緯 41°30'00", 東経 140°24'05", 標高 0.5 m)、十三湖コア(JS コア: 北緯 41°01'45", 東経 140°19'42", 標高 2.7 m)とする。各コアの掘削深度はそれぞれ 58 m, 15 m, 28 m である。

採取されたコアは、層相観察および記載を行い、木片や貝殻片の¹⁴C年代測定を実施した(図3)。また、採取したボーリングコアにみられた層序の上流側への広がりを把握するため、既存のボーリング資料をもとに地形・地質断面図を作成した(図4)。

縄文海進以降の古環境変遷を復元する目的で、おもに IW コアおよび TR コアの完新世中期以降の年代値を示す中部泥層(後述)について珪藻分析を実施した。珪藻分析およびテフラの分析は株式会社火山灰考古学研究所に依頼した。

珪藻分析は、IW コアから採取した試料 22 点、TR コア 9 点の計 31 点で実施した。試料は 1 cm³ を取り分け、10% 過酸化水素水処理を行った後、上澄みを捨てた残渣をカバーガラスに滴下して乾燥させ、マウントメディアによって封入しプレパラートを作成した。検鏡は 600 ~ 1500 倍で行った。計数は 200 殻以上になるまで行い、珪藻が少ない試料についてはプレパラート全面を精査した。珪藻の同定は、Lowe (1974) や渡辺 (2005) 等を参考にし、環境指標種群について、陸生珪藻は小杉 (1986)、海水生種、汽水生種は小杉 (1988)、淡水生種は安藤 (1990) をもとに分類を行った。同定した珪藻の種類は、50 属 142 種であった。珪藻ダイアグラムを図 5 (IW コア) および図 6 (TR コア) に示した。

堆積環境を多面的に考察するため、堆積物のイオウ分析を実施した。イオウ分析は、佐藤 (1995) の分析方法に従い、堆積物中の総イオウ (1N 塩酸可溶イオウ + 30% 過酸化水素可溶イオウ) 含有量 (%) を測定した。海成(または汽水成)と陸成(または淡水成)の堆積物を区別するための判定基準は、谷川 (2009) に従い、総イオウ含有量 0.3% 以上のものを海成 ~ 汽水成とし、0.1% 未満のものを淡水成とした。0.1 ~ 0.3% の値を示す堆積物に関しては、本来は淡水成の堆積物であるのに火山噴出物や有機物の存在によりイオウが多く生成される場合な

図 4 岩木川沿いの地形地質断面図

断面の位置は図 1 (A-A') に示す。既存のボーリング資料は、国営かんがい排水事業、岩木川堤防整備事業等による。TM: 最上部泥層, US: 上部砂層, MM: 中部泥層, LS: 下部砂層, SBD: 砂州堆積物, BG: 基底礫層。

図 5 IW コアの珪藻ダイアグラム

柱状図の凡例は図 3 と同じ。珪藻ダイアグラムには、いずれかのサンプルで 7% 以上出現した種のうち、小杉 (1988)、安藤 (1990) で取り上げられている環境指標種を優先的に示した。

図 6 TR コアの珪藻ダイアグラム

柱状図の凡例は図 3 と同じ。珪藻ダイアグラムには、いずれかのサンプルで 5% 以上出現した種のうち、小杉 (1988)、安藤 (1990) で取り上げられている環境指標種を優先的に示した。

どがあることから、海成～汽水成と淡水成との判定には用いていない (谷川, 2009)。IW コアおよび TR コアでは中部泥層について (IW コアでは下部砂層の最上部まで実施)、JS コアでは砂州を構成する堆積物よりも下位のシルト質堆積物について、それぞれ約 0.5～2m 間隔で約 1g の試料を採取し、総イオウの測定を行った (図 3)。

堆積物の粒度組成を把握するため、各コアにおいて 0.2～0.6m 間隔で粒度分析を実施した。分析は、1g 前後の試料を採取し、東北学院大学地域構想学科松本研究室のレーザー回折式粒度分布測定装置 (シスメックス社製 MASTERSIZER2000 HYDRO 2000) を用いて行った (図 3)。

年代測定は、株式会社加速器分析研究所、および株式会社火山灰考古学研究所を通じてベータ・アナリティック社に依頼し、加速器質量分析 (AMS) 法で実施した。得られた年代値は CALIB 6.1.1 (Stuiver *et al.*, 2012) を用いて暦年校正を行った。校正用データセットは、陸域起源の試料には IntCal 09 を、貝化石については Marine 09 (Reimer *et al.*, 2009) を使用した。海洋リザーバー効果

表 1 調査地域における ^{14}C 年代値

コア	海拔高度	試料	深度	Lab. No.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	補正 ^{14}C yrsBP (1 σ)	暦年代 Cal BP (1 σ)	暦年代 Cal BP (2 σ)
IW	-3.65	貝殻	4.45	IAAA-62145	-1.43	604 $\pm$ 32	300 - 230	310 - 140
IW	-5.80	貝殻	6.60	IAAA-62146	-5.28	689 $\pm$ 30	370 - 290	420 - 270
IW	-5.95	貝殻	6.75	IAAA-62147	-0.80	1000 $\pm$ 30	620 - 550	640 - 530
IW	-8.43	貝殻	9.23	IAAA-62148	-3.03	1512 $\pm$ 32	1120 - 1010	1160 - 970
IW	-8.65	貝殻	9.45	IAAA-62742	-5.41	2766 $\pm$ 33	2580 - 2400	2620 - 2350
IW	-9.25	貝殻	10.05	IAAA-62744	-4.52	3129 $\pm$ 32	2950 - 2850	3020 - 2800
IW	-11.24	貝殻	12.04	IAAA-62743	-4.80	2807 $\pm$ 32	2620 - 2490	2690 - 2430
IW	-17.80	貝殻	18.60	IAAA-62745	0.48	6172 $\pm$ 38	6660 - 6550	6720 - 6490
IW	-23.40	貝殻	24.20	IAAA-62149	-4.50	8524 $\pm$ 45	9240 - 9090	9290 - 9010
IW	-37.80	木片	38.60	IAAA-62746	-30.37	9406 $\pm$ 52	10700 - 10580	10760 - 10500
IW	-55.90	木片	56.70	IAAA-62747	-26.84	12330 $\pm$ 53	14270 - 14080	14660 - 14020
IW	-56.25	木片	57.05	IAAA-62150	-22.02	12248 $\pm$ 58	14210 - 13970	14550 - 13890
TR	-4.15	貝殻	4.65	IAAA-81763	-7.05	797 $\pm$ 27	480 - 420	500 - 360
TR	-5.68	貝殻	6.18	IAAA-81764	-5.06	1513 $\pm$ 30	1120 - 1010	1160 - 970
TR	-7.45	貝殻	7.95	IAAA-81765	-5.01	2713 $\pm$ 30	2450 - 2340	2530 - 2320
TR	-7.83	貝殻	8.33	IAAA-81766	-3.98	3468 $\pm$ 30	3390 - 3310	3430 - 3260
TR	-13.55	貝殻	14.05	Beta275275	-1.90	5940 $\pm$ 40	6390 - 6300	6440 - 6270
JS	-15.75	貝殻	18.45	IAAA-100469	-0.65	6221 $\pm$ 33	6720 - 6630	6760 - 6570
JS	-17.70	貝殻	20.40	Beta-274036	-3.50	6420 $\pm$ 40	6960 - 6840	7020 - 6770
JS	-24.00	貝殻	26.70	Beta-274037	-4.00	6220 $\pm$ 50	6730 - 6600	6790 - 6550
海津(1976)	1.00	貝殻	—	N-2202	-3.56	*7002 $\pm$ 115	7600 - 7400	7700 - 7280

*印を付した ^{14}C 年代測定値は、 $\delta^{13}\text{C}$ 値による補正が行われていないため、本稿で新たに補正を行い算出したものである。

は一般的な値とされる 400 年とし、 ΔR は 0 年として貝殻の年代値を求めた(表 1)。また、調査地域において、これまで報告されてきた ^{14}C 年代値にも暦年較正を実施した。具体的には、既報の年代値について、本研究で得た海生試料の $\delta^{13}\text{C}$ の平均を用いて同位体分別効果を補正した conventional age を求め(藤原ほか, 1999)、さらに暦年代を算出した(表 1)。試料の年代の妥当性、各年代測定試料の堆積速度を検討するため、IW コア、TR コアにおける堆積曲線を作成した(図 7)。

IV. 沖積層の層序区分と堆積物の記載

3 本のコアの層相観察および既存の研究(海津, 1976; 村山ほか, 1984)を参考に、本調査地域の沖積層を下位より、砂礫層からなる沖積層基底礫層(BG)、粗粒砂～細砂と腐植物や木片を挟むシルト層の互層である下部砂層(LS)、貝殻片を混入するシルト層からなる中部泥層(MM)、全体的に顕著な上方細粒化を示す上部砂層(US)、最上部のシルト層からなる最上部泥層(TM)に大別した。このほか、砂州上において掘削された JS コアで確認できる、MM の上位の砂州構成層を砂州堆積物(SBD)とした。MM は楔状の断面形を呈し、その層厚は岩木川河口部付近で層厚約 20 m となっているが、上流側へ層厚を減じ、神田橋付近で層厚約 15 m、五所川原市の北部では分布が認められなくなる(図 4)。US は層厚 2～5 m の砂層であり、MM の上位に連続的に認

められる(図 4)。本調査地域の US は縄文海進期以降の相対的海水準の安定期に、デルタの前置層として堆積したものであると考えられている(海津, 2005)。さらに上位にみられる TM は上流側ほど厚くなる。

以下、それぞれの堆積物の記載、粒度、および年代測定の結果を示す。

沖積層基底礫層(BG) : BG および後述の下部砂層(LS)は掘削深度の大きい IW コアのみで確認できる。BG は深度 57 m 以深においてみられる、粘土混じり中粒砂をマトリクスとする径 1～5 cm の亜円礫からなる砂礫層である。小貫ほか(1963)は、沖積層の基底に存在する河川堆積物を五所川原礫層と命名し、氷期の海面低下に伴った砂礫層であるとした。分布および深度から考えて、本コアの砂礫層はこの五所川原礫層に相当すると思われる。本層を被覆する LS の深度 57.05 m、および深度 56.70 m から採取した木片から、それぞれ 14,210～13,970 cal BP、14,270～14,080 cal BP の較正年代が得られた。BG の堆積年代はこれよりも古いと判断されるが、最終氷期極相期の最大海水準低下期の堆積物である狭義の沖積層基底礫層かどうかは不明である。しかしながら、本層が更新世末期～完新世初頭に堆積した LS および MM の基底となっていることから、本稿では LS の下位のこの砂礫層を BG に相当する層準とする。

下部砂層(LS) : LS は BG と同様に IW コアのみにみられ、シルト層を主体とする下部、砂層とシルト層の互

層からなる中部、貝殻を含む砂層からなる上部に大別される(図3)。下部はIW コアの深度 57.00~48.00 m にみられ、細粒砂の薄層を不規則に含む塊状のシルト層からなる。有機物や木片を多く挟む泥質な堆積物であることから、陸成堆積物であり、後背湿地的な環境で堆積したものと推定される。

中部は、IW コアの深度 48.00~25.90 m にみられ、シルト層と細粒砂層の互層からなる。シルト層は木片や有機物を含み、LS 下部と同様の岩相である。細粒砂層はしばしば軽石粒を多く含む粗粒砂層を挟み、顕著な上方細粒化を呈することから砂質チャネル堆積物(山口ほか, 2006b)であると判断できる。有機物を含むシルト層は後背湿地で堆積したものと推定され、本層は氾濫原において、後背湿地の環境とチャネルの環境が繰り返したことを示す。深度 38.60 m で得られた木片は、10,700~10,580 cal BP の較正年代を示す。以上のことから、LS 主要部は海面上昇期における氾濫原堆積物であると判断できる。

LS 上部の深度 25.90~23.80 m にみられる細粒砂層には、ヤマトシジミ(*Corbicula japonica*)の貝殻がみられ、深度 24.20 m の貝殻から 9,240~9,090 cal BP の較正年代が得られている。このLS 最上部の砂層は、海進期の堆積物と判断される。

このようにLS は約 14,000~9,200 cal BP に形成された海面上昇期の陸成堆積物であり、最上部は海進時の陸域から海域への変化を記録していると考えられる。

中部泥層(MM)：下位のLS を被覆するシルト層であるMM は、IW コアでは深度 23.80~5.20 m、TR コアでは深度 15.00~2.80 m、JS コアでは深度 26.20 m 以下にみられる。MM は縄文海進以降に水面下で堆積した平均粒径 20 μ m 以下の細粒堆積物であり、後述のように上位がデルタフロント堆積物に覆われているため、プロデルタ堆積物であると判断される。また、これらの特徴から堆積場としては内湾、あるいはエスチュアリー中央部が推定される。IW コアでは、深度 18.60 m の二枚貝(種類は不明)から 6,660~6,550 cal BP の較正年代が、深度 10.05 m、深度 9.45 m、深度 9.23 m のヤマトシジミの貝殻からそれぞれ 2,950~2,850 cal BP、2,580~2,400 cal BP、1,120~1,010 cal BP の較正年代が得られている。

IW コアの深度 7.81~7.84 m には火山ガラスを主体とするテフラが挟まれている。この火山ガラスは、屈折率(n)が 1.509~1.521 と極めて幅広い特徴を有する。また、このテフラの下位の貝殻から 1,120~1,010 cal

BP の較正年代が得られていることを考慮すると、本テフラは、10 世紀に中国と北朝鮮の国境付近に位置する白頭(長白)山火山から噴出した白頭山-苦小牧テフラ(B-Tm: 町田・新井, 2003)であると判断される。

TR コアでは、MM 下部の深度 14.05 m、13.80 m において海生種のツメタガイ(*Glossaulax didyma*)が含まれる。このうち深度 14.05 m のものは、6,390~6,300 cal BP の較正年代を示す。TR コアでは深度 7.95 m、深度 6.18 m にヤマトシジミの貝殻がみられ、それぞれ 2,450~2,340 cal BP、1,120~1,010 cal BP の較正年代が得られている。

IW コアの深度 6.65~6.60 m、7.73~7.43 m、10.30~9.30 m、17.78~15.22 m、21.50~18.65 m、TR コアの深度 7.45~6.18 m、13.90~12.50 m において、顕著な縞状構造がみられる。これらは1枚の層厚が1mm 以下の明暗のラミナからなり、近年多くの湖沼堆積物で見出だされている年縞(non-glacial varve)と類似した層相を呈する。縞状構造は数十~数cm の層厚で繰り返され、塊状のシルト層との互層となっている部分が多い。年縞は季節ごとの湖底への供給物質の変化により形成され、年周期を示すと考えられているが(上手ほか, 2010)、本稿では詳細な検討を行っていないためこの明暗のラミナの発達する層を縞状構造堆積物とする。

上部砂層(US)：US は、IW コアでは深度 5.20~1.50 m、TR コアでは深度 2.80~1.00 m にみられる。本層はMM を被覆し、細粒砂から中粒砂へと顕著な上方粗粒化を示す(図3)。US を覆う最上部泥層(TM)はIW コアおよびTR コアにおいて表層~深度 0.70 m にみられ、デルタ上で掘削したボーリングコアの表層の堆積物であることから、デルタプレーン堆積物であると判断できる。従ってUS は、デルタプレーン直下の砂質堆積物であり、顕著な上方粗粒化がみられる細粒砂層であることからデルタフロント堆積物と考えられる。

IW コアにおけるUS の基底付近の深度 4.45 m、MM の最上部の深度 6.60 m から採取したヤマトシジミからは、それぞれ 300~230 cal BP、370~290 cal BP の年代値が得られた。TR コアのUS 最下部に相当する深度 4.65 m のヤマトシジミから 480~420 cal BP の年代が得られた。

砂州堆積物(SBD)：本層はJS コアのみでみられる。細粒~中粒砂を主体とする淘汰の悪い砂層で、まれに粗粒砂層、細礫混じり砂層が混入することがある。本層は砂州表層から深度 26.20 m まで認められ、砂州を構成する堆積物と解釈される。深度 20.40 m の粗粒砂層中

の二枚貝(種類は不明)から6,960~6,840 cal BP, SBDの下部に挟在する深度26.70 mのヤマトシジミの貝殻から6,730~6,600 cal BPが得られており, SBDの堆積は約6,900~6,600 cal BP以前には開始されていたものと判断される。

V. 珪藻分析およびイオウ分析結果

1. 珪 藻 分 析

IW コアのLSの中部~上部とMMの全層準, TR コアのMM中部~上部について珪藻分析を行い, 古環境変遷の復元を試みた。

IW コアにおけるLS中部の深度29.75~27.05 mでは, 淡水生種が90%以上を占めており(図5), 多種の淡水生種が少数ずつ産出している。その中でも, 10%前後の割合で*Cocconeis placentula*, *Cymbella turgidula*, *Fragilaria capucina*が出現している。このような事実から, この層準は淡水環境を示す。また, *Aulacoseira*属などの浮遊性種の産出がわずかであることから, 湖沼のような止水域ではなく河川域などの流水がみられる環境が推測される。

MMの下部においては, 海水-汽水生種, 海水生種の産出が優占するようになる。MMの最下部(深度23.25 m)では, 淡水生種が46%, 海水生種が20%を占めている(図5)。淡水生種では*Aulacoseira italica*, 海水生種は外洋・内湾指標種群の*Thalassionema nitzschioides*が10~15%前後でみられる。本層準は, 淡水と海水の入り混じる河口付近のような汽水環境が考えられる。

MMの下部に相当するIW コアの深度20.50~18.40 mでは, 汽水藻場・汽水泥質干潟指標種群の*Melosira nummuloides*, 海水藻場指標種群の*Cocconeis scutellum*, 外洋・内湾指標種群の*T. nitzschioides*, 内湾指標種群の*Skeletonema costatum*, *Chaetoceros* spp.などの海水生種, 海水-汽水生種が優占するようになる(図5)。とくに19.71 mでは, *S. costatum*が全体の60%で優占しており, この時期が最も海水の影響を受けたことを示唆している。また, MM下部では上位に向かうに従い, 海水生種や海水-汽水生種の珪藻で占める割合が徐々に大きくなっていることから, 河口付近の汽水環境から内湾の高鹹水の環境に変化していたことが考えられる。

IW コアのMM中部においては, 湖沼浮遊生種群の*Aulacoseira granulata*, 湖沼沼沢湿地指標群の*A. ambigua*が優占することが特徴である。深度17.50 mでは, MM下部で多く産出した海水生種が激減し, 深度16.90 mでは*A. ambigua*が60%以上を占めている(図

5)。深度15.72~9.25 mでは, *A. granulata*が圧倒的に優占し, 淡水生種は80~90%以上を占めている。*A. granulata*は沼や河川勾配の低い止水域に特徴的に産出する珪藻として知られ(沢井・鹿島, 1996), 水深が1.5 m以上の湖沼環境の指標となる可能性が高い(安藤, 1990)。また, 穴道湖の現生の珪藻群集を詳細に検討した鹿島(2001)は, *A. granulata*などの淡水生珪藻は, 湖水の塩分がかなり低下しても, 汽水環境下では多産することがなかったことを指摘している。すなわち, この層準でみられる*A. granulata*の優占は, 湖水が淡水化していた可能性が高いことを示す。深度11.50~9.25 mにおいては, 湖沼沼沢湿地指標群の*A. ambigua*が優占していることに加え, 海水砂質干潟指標種群の*Martyniana martyi*の産出が増加していることが特徴である。河川から供給された土砂による湖底の埋積により水深が小さくなったこと, 海水の流入が少なからず生じていたことを示すと考えられる。

TR コアにおいても深度11.50~8.33 mにおいて湖沼浮遊生種である*Aulacoseira granulata*が50~70%前後で優占しており(図6), IW コアとも同調している。また, IW コアと同様に海水砂質干潟指標種群の*Martyniana martyi*は, 深度9.50~8.70 mにおいて5%前後で出現し, その上位で若干増加している(図6)。

IW コアにおけるMM上部の深度7.70~5.20 mは, 海水泥質干潟環境指標種群の*Nitzschia granulata*, 海水砂質干潟環境指標種群の*Martyniana martyi*が優占している(図5)。MMの中部で優占していた*Aulacoseira*属は激減することから, 湖沼は浅くなり, 海水が流入する環境になったと推定される。中~下流性河川指標種群や沼沢湿地付着生指標種群も伴っており, 淡水の影響も少なからずあった汽水の環境が推定される。また, TR コアのMM上部(深度6.18~5.85 m)でも*M. martyi*の増加と*Aulacoseira*属の減少を確認できる(図6)。

2. イ オ ウ 分 析

IW コアではMMおよびLSの中部で, TR コアおよびJS コアではMMで総イオウ含有量の測定を行った(図3)。

IW コアのLS中部では, 深度29.75 mで0.05%と総イオン含有量が小さく淡水成と判断される。深度28.20 m, 27.05 mでは0.74%, 0.32%を示し海水~汽水成であると判断された。とくに深度22.50~11.50 mまでは, 総イオウ含有量は1%以上と高い値を示している。このようにイオウ分析ではIW コアのMMは基底付近から最上部付近まで海成~汽水成と判断される。一方, 深度

6.35 m の MM 最上部付近では、総イオウ含有量が 0.07 % と低く、淡水の環境下で堆積したことを示す。この層準は、プロデルタ堆積物からデルタフロント堆積物に移り変わる層準に相当することから、当時は河口部において淡水の影響が大きい場所であったと推定される。

TR コアでも IW と同様に、MM のほぼ全層準において総イオウ含有量が大きく海水～汽水成の堆積物であることを示し、とくに深度 14.05 m, 13.75 m, 10.05 m では 1% 以上と高い値を示す (図 3)。一方 US の最下部では 0.15% と低い値となっている。

JS コアでは、MM 最上部から SBD 最下部にかけて、1.21% (深度 28.3 m), 1.14% (深度 27.3 m), 0.55% (深度 26.3 m) と高い値を示し、海水～汽水成の堆積物と判断される。

VI. 堆 積 速 度

IW コアおよび TR コアで得られた暦年較正年代を用いて堆積曲線を作成した (図 7)。作成方法は山口ほか (2003) を踏襲し、明らかに逆転している IW コアの 2 点を除き、残りの年代値を結んで堆積曲線とした。IW コアでは 9 個, TR では 4 個のセグメントに区切られる。US 下部と MM 最上部のセグメントを除き、各セグメント中では層相には大きな変化がないことからセグメントの平均堆積速度を算出した (図 7)。IW コアの堆積速度は、LS で 5~10 m/ky と大きく、MM の下部～中部では 1~2 m/ky, 上部で 1 m/ky 前後と小さくなる。ま

た、MM の最上部では再び 2 m/ky 以上を示す。

VII. 考 察

1. 珪藻分析およびイオウ分析から復元される古環境

IV 章, および V 章において述べた層相観察・各分析結果から、調査地域では以下のような地形・湖水環境の変遷が復元される (図 8)。なお、各環境変化の年代に関しては、その層準が二つの年代値に挟まれている際には図 7 の該当セグメントの堆積速度を内挿、それ以外のものは隣接するセグメントの値から外挿して求めた。

珪藻分析の結果は、現在の岩木川河口部 (IW コア) 付近は、それまで陸域だった地域が 9,200 cal BP (深度 24.19 m) 以降に縄文海進により水域となり、汽水環境となった後、約 7,500~7,100 cal BP (深度 20.5~19.7 m) に塩分の高い海域へと変化したことを示す。約 6,100 cal BP (深度 17.50 m) 以降に淡水の影響が徐々に大きくなり、約 5,300~2,300 cal BP (深度 15.70~9.25 m) には淡水環境が極めて強まった。この時期を通して淡水の影響が大きい、約 3,500 cal BP (深度 11.5 m) 以降は若干海水の影響もみられるようになる。少なくとも B-Tm の上位の層準は汽水環境を示すことから、汽水湖としての十三湖は約 1,000 cal BP には形成されていたと推定される。このような汽水環境の水域にデルタフロントが到達したのは、IW コア地点では約 300 cal BP, TR コアでは約 500 cal BP と判断できる。

一方、IW コアおよび TR コアのイオウ分析からは、MM の多くの層準で高い総イオウ含有量が示された。従って縄文海進以降に海域となった時期を示す堆積物のみならず、珪藻分析から淡水の影響が極めて強くなっていったと推定される約 5,300~2,300 cal BP の堆積物においても、イオウ分析の結果からは海水～汽水成環境が示唆された。

2. 完新世中期以降における十三湖の成層化

約 5,300~2,300 cal BP の堆積物は、珪藻分析では淡水生の珪藻が優占するが、イオウ分析からは海水～汽水成と判断される。この原因として、まず、海水～汽水の湖沼に河川から淡水の珪藻が供給された可能性が考えられる。しかし、本地域では、縄文海進の最盛期には五所川原市付近まで海進が及んでおり (海津, 1976; 村山ほか, 1984)、少なくとも現在の河口から約 20 km 以上も上流側に当時の河口は存在していたと推定される。また、IW コア地点にデルタフロントが到達したのは、約 300 cal BP であることから、淡水生の珪藻が優占する時代である 5,300 cal BP の河口と IW コアの地点は大き

図 8 十三湖周辺の地形発達模式図

本研究, 小貫ほか(1963), および海津(1976)を基に作成. 中部泥層の基底地形は村山ほか(1984)を, 現在の湖底地形は青森河川国土事務所による1999年の深浅測量を基に, ESRI社製のArcGIS 10, 3D Analyst, ArcSceneを使用して描いた. 中部泥層の基底地形, 現在の湖底地形の縦横比は100倍.

な距離があったと判断できる. 汽水域において河川が運搬する異地性の珪藻がみられるのが河口から1~2kmに限定されるとした鹿島(1993)の見解を考慮すると, IWコアにおける各層準で優占している淡水生の珪藻は, 岩木川などから運搬されたものである可能性は低いと判断される. 珪藻の1cm³あたりの珪藻個数も多く, 淡水生の珪藻はその量も増大していたことを示すことから, 優先していた珪藻は異地性ではないという判断と整合的である.

前述のようにIWコア, TRコアのMMでは複数の層準で縞状構造が認められる. 汽水湖における縞状の堆積構造の形成は, 生物擾乱が生じない貧酸素状態を示し, それには湖水の成層化が起っていたことが指摘されている(鹿島, 1993, 1998). また, 久保ほか(1999)は, 顕著な塩分躍層が存在し成層状態にある鹿児島県の

上甕島の貝池(最大水深11.6m)において, 湖水環境と珪藻の空間分布を検討している. それによると, 湖面表層に浮遊して生息する珪藻の死骸が塩分の高い湖底に堆積するため, 湖底の環境と湖底に堆積する珪藻群集は一致していない. これらの指摘を考慮すると, 本地域における珪藻分析とイオウ分析から復元された完新世中頃の十三湖の古環境の不一致は, 湖水の成層構造に起因する可能性が高いと考えられる.

湖水の循環が起らず湖水が成層化する条件の一つとして, 風波の影響を受けない十分な水深があることがあげられる. 現在の十三湖は, 縄文海進が内陸部まで及び水域となった場所が, その後の海水準安定期に埋積され, 埋め残されたものである(小貫ほか, 1963; 海津, 1976). これらの発達史を考慮すると, 現在と縄文海進最盛期頃では, 十三湖の形態には大きな違いがあると推定され, 湖の形態, とくに水深の変化は, 海水の流入が潮流口に限定される場合, 湖水環境に大きな影響を与えたと考えられる.

本調査地域では, 前述したように完新世に限定した場合, 地形形成において地殻変動の影響は小さいと推定される. また, 縄文海進最盛期以降に海水準の低下が認められるものの, その変動はおそらく現在の海水準から数mの幅であると思われる(太田ほか, 1990). 本稿では, 縄文海進最盛期以降, 現在と大きく海水準が変化しないと仮定し, 当時の湖底に堆積した年代試料の標高から, 各時代のその地点での十三湖のおおよその水深を求めた(図9). 現在, 最大水深約2mである十三湖は, 縄文海進後の約6,500 cal BPには水深約18mを有し, その後徐々に水深が小さくなり, 約3,000 cal BPには水深は10mよりも浅くなったと推定される(図9). このように, 縄文海進直後の水深が大きな時期には, 十分に成層化が生じた可能性がある. 当時の水深の大きい十三湖は, 冬季の季節風等によっても湖水全体が攪乱されにくく, 湖内が安定していて成層構造が維持されやすい環境にあったと考えられる. 本研究における珪藻分析とイオウ分析から復元された古環境の不一致は, 湖水の成層化によって解釈できる. 小貫ほか(1963)は本研究のIWコアよりも4km南東の地点において採取されたボーリングコアで, MMの下部~上部から*Ammonia beccarii*などの有孔虫, 放散虫をみだし海水の影響を受けていたことを指摘し, さらに, 黄鉄鉱が多量に含まれることから堆積環境が無酸素状態であった可能性を述べた. MM上部でも黄鉄鉱の存在が, 池田ほか(1998)により確認されている. これらの指摘は, 当時の十三湖では海水が

図 9 十三湖における完新世中期以降の環境変遷
湖水環境については、表層を珪藻分析、湖底をイオウ分析から推定、地形環境は堆積物の層相、層序関係から推定した。

流入し、湖水の成層化が生じていた時期があったことを支持する。

湖水の成層状態が継続的に生じるためには、比較的稳定した地形、とくに日本海と十三湖を分離する砂州の存在が重要になると判断される。前述のように JS コアの SBD 最下部の貝殻から、約 7,000~6,600 cal BP の年代値が得られている (図 3)。すなわち砂州はこの時期には現在の位置に形成されていたと考えられ、IW コアで 6,500~5,900 cal BP に淡水の影響が強くなり始めることと調和的である。また、海津 (1976) は、つがる市菰植 (こもづち) において標高 1 m のシジミの自然貝層から約 6,650±115 yrs BP (7,400~7,600 cal BP) の年代値を報告し、当時の海水準が標高 1 m 以上であったと推定している。この時期は、IW コアで最も塩分が高い環境が推定される 7,500~7,100 cal BP とほぼ一致しており、本地域における縄文海進最盛期頃にあたると思われる。海進期には砂州は内陸側に移動することが指摘されていることから (西川ほか, 1998; 松原, 2000)、本地域の砂州もおそらく沖合に存在していたものが、海進に伴って移動してきたものと推定される。砂州の発達により湖沼としての十三湖が形成され、ほぼ閉塞した環境となったと考えられる。

次に、海水の流入が生じていたと推定される完新世中頃以降の十三湖において、淡水の影響が増大した原因について考察する。現在の十三湖の潮流口は、突堤導流堤により閉塞が生じるのを人工的に防いでいる。導流堤が完成する以前は、暴浪による漂砂によって頻繁に潮流口の閉塞が起こっていたことが指摘されている (佐々木ほ

か, 2011)。このような事実から、砂州形成以降の自然状態の潮流口では、海水の流入は現在よりも少なかったと推定される。十三湖の淡水化が進行した時期は、太田ほか (1982, 1990) が指摘した、「縄文中期の小海退」とよばれる日本各地での相対的海水準低下期と一致している。鹿島 (2001) は、完新世後半以降に日本各地の海跡湖において塩分低下期が認められたこと、それらは海水準低下期と対応していることを指摘した。津軽平野では、縄文時代の最高海水準に対応して形成された上位沖積面、および約 2,000 yrs BP の下位沖積面が存在し、両者の形成の間には海退に伴った下刻期が存在していたことが明らかにされている (海津, 1976, 2005)。この時期の海水準低下は、当時の十三湖と日本海の水面の比高を大きくすることから、淡水の勢力が増大した要因の一つと考えられる。

これまで述べてきたように、縄文海進以降、海域の広がった本地域では、砂州の発達によってほぼ閉塞した十三湖が形成された。当時の十三湖は水深が大きく、少量の海水が湖底に滞留、表層に岩木川起源の淡水が分布して湖水の成層化が生じたと解釈できる。その後、岩木川から供給される土砂によって埋積が進み、十三湖は約 3,000 cal BP には水深 10 m よりも浅くなり、風波により湖水の攪乱が生じやすい環境に変化した (図 9)。また、約 1,000 cal BP にはすでに開始されていた汽水化の時期は、十三湖周辺で認められた AD 720~1,280 の海水準上昇期 (池田ほか, 1998) と調和的であり、海水準上昇により十三湖へ海水が流入しやすくなったこともその要因のひとつと推定される。

VIII. おわりに

青森県北西部に位置する十三湖沿岸付近において実施されたオールコアボーリングコアの諸分析から、十三湖の湖水環境と周辺の地形環境変遷、およびそれらをもたらした地形発達に関して検討した。その結果、以下のことが明らかになった。

1. 現在の岩木川河口部付近は約 9,000 cal BP 以降に縄文海進が及び、約 7,000 cal BP 頃には塩分の高い内湾が形成された。
2. 約 5,000~2,000 cal BP において、十三湖表層は淡水の影響が極めて大きい環境であった。
3. 湖水表層の淡水化は、①縄文海進に伴う砂州の形成による閉塞的な環境の成立、②その後の小規模な海水準低下による海水の流入量の減少、そしてこれらに起因する③湖水の成層構造の成立によって生じた。

4. その後、デルタの前進に伴う十三湖の埋積が進むことにより、湖の水深が小さくなり、約 1,000 cal BP には汽水環境が成立した。

謝辞 佐々木幹夫教授（八戸工業大学）をはじめとする河川学術研究会岩木川グループの諸氏、弘前大学教育学部の大高明史教授には、汽水湖の環境に関する数多くの助言を賜った。東北学院大学教養学部の松本秀明教授には、津軽平野の地形発達に関するご教示をいただいた。龍谷大学の西上 実先生にはコア中の貝化石の同定をしていただいた。五所川原教育委員会の榊原滋高氏には、JS コアのボーリングにおいて多くの便宜をはかっていただいた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

本研究は河川生態学術研究会岩木川研究グループの支援によるものである。また、本研究の一部には、平成 22～24 年度科学研究費補助金（基盤研究（C））「完新世の岩木川デルタの発達過程と人為の影響に関する考察」（課題番号：22500983）を使用した。

引 用 文 献

- 安藤一男（1990）淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用。東北地理, 42, 73-88.
- 吾妻 崇（1995）変動地形からみた津軽半島の地形発達史。第四紀, 34, 75-89.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介（1999）房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物。第四紀研究, 38, 41-58.
- 羽佐田紘大・藤本 潔（2012）矢作川下流低地における完新世の堆積土砂量と蓄積炭素量の時系列的変動。地形, 33, 25-43.
- 平井幸弘（1994）日本における海跡湖の地形発達。愛媛大学教育学部紀要Ⅲ 自然科学, 14, 1-71.
- 平井幸弘（2006）霞ヶ浦の湖岸・沿岸帯における人為的要因による環境変化。第四紀研究, 45, 333-345.
- 池田まゆみ・福澤仁之・岡村 真・松岡裕美（1998）湖沼年縞堆積物によるグローバルな気候・海水準変動の検出—青森県小川原湖と十三湖における過去 2300 年間の環境変遷を例として—。気象研究ノート, 191, 35-58.
- 石原武志・須貝俊彦・八戸昭一（2011）荒川低地中・上流域と妻沼低地における最終氷期の埋没地形面群。第四紀研究, 50, 113-128.
- 上手真基・山田和芳・齋藤めぐみ・奥野 充・安田喜憲（2010）男鹿半島、二ノ目潟・三ノ目潟湖底堆積物の年縞と白頭山—苦小牧火山灰（B-Tm）の降灰年代。地質学雑誌, 116, 349-359.
- 鹿島 薫（1993）汽水湖沼における現生および化石珪藻群集。地質学論集, 39, 7-14.
- 鹿島 薫（1998）珪藻遺骸を用いた汽水域の古環境復元に関する現状と課題—分析方法、高精度化、定量化、データベースの整備—。LAGUNA（汽水域研究）, 5, 75-79.
- 鹿島 薫（2001）日本各地の沿岸性汽水湖沼における完新世後半の塩分変動。LAGUNA（汽水域研究）, 8, 1-14.
- 小池一之・町田 洋（2001）日本の海成段丘アトラス, 105 p. 東京大学出版会.
- 小杉正人（1986）陸生珪藻による古環境解析とその意義—わが国への導入とその展望—。植生史研究, 1, 29-44.
- 小杉正人（1988）珪藻の環境指標群の設定と古環境復元への応用。第四紀研究, 27, 1-20.
- 久保尚子・沢井祐紀・鹿島 薫（1999）鹿児島県甕島に分布する沿岸性汽水湖沼群の湖水環境。LAGUNA（汽水研究）, 6, 261-271.
- Lowe, R.L. (1974) Environmental requirements and pollution tolerance of fresh-water diatoms. 333 p. National Environmental Research Center.
- 町田 洋（2009）古気候からの展望。日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編「デジタルブック最新第四紀学」, CD-ROM: 303-349, 日本第四紀学会.
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編 火山灰アトラス, 336 p. 東京大学出版会.
- 松原彰子（2000）日本における完新世の砂州地形発達。地理学評論, 73A, 409-434.
- 箕浦幸治・中谷 周（1990）津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち。地質学論集, 36, 71-87.
- 村山 磐・松本秀明・宮城豊彦（1984）津軽平野の沖積層およびその周辺の地形。東北学院大学東北文化研究所紀要, 16, 1-7.
- 西川 徹・伊藤 慎・杉本英也（1998）地層から読み取るバリアー島の発達過程。地質学雑誌, 7, 477-494.
- 小貫義男・三位秀夫・島田昱郎・竹内貞子・石田琢二・斉藤常正（1963）青森県津軽十三湖地域の沖積層。東北大学地質学古生物学教室邦文研究報告, 58, 1-36.
- 太田陽子・松島義章・森脇 広（1982）日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題—Atlas of

- Holocene sea-level records in Japan を資料として一. 第四紀研究, 21, 133-143.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章 (1990) 日本における完新世海面変化に関する問題—1980~1988 における研究の展望. 第四紀研究, 29, 31-48.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, 51, 1111-1150.
- 佐々木幹夫・田中 仁・梅田 信 (2011) LCA 十三湖汽水環境調査研究. 東北地域災害科学研究, 47, 219-224.
- 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一. 第四紀研究, 34, 101-106.
- 佐藤善輝・藤原 治・小野映介・海津正倫 (2011) 浜名湖沿岸の沖積低地における完新世中期以降の環境変化. 地理学評論, 84, 258-273.
- 沢井祐紀・鹿島 薫 (1996) 珪藻遺骸群集からみた北海道厚岸地方における完新世後半の相対的海水準変動と古環境の復元. 化石, 61, 21-31.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R. (2012) CALIB radiocarbon calibration. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>, 2013 年 1 月 10 日引用.
- 谷川晃一朗 (2009) 兵庫県円山川下流域における沖積層の層序・堆積環境と完新世の相対的海水準変動. 第四紀研究, 48, 255-270.
- 海津正倫 (1976) 津軽平野の沖積世における地形発達史. 地理学評論, 49, 714-735.
- 海津正倫 (2005) 岩木川三角州と十三湖. 小池一之・田村俊和・鎮西清高他編「日本の地形」: 201-205, 東京大学出版会.
- 渡辺仁治 (2005) 淡水珪藻生態図鑑 群集解析に基づく汚濁指数 DAIPo, pH 耐性能. 666 p, 内田老鶴園.
- 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大森博雄・鎌滝孝信・杉山雄一 (2003) 濃尾平野ボーリングコア解析にもとづく完新統の堆積過程. 第四紀研究, 42, 335-346.
- 山口正秋・須貝俊彦・大上隆史・藤原 治・大森博雄 (2006a) 高密度ボーリングコア解析にもとづく濃尾平野沖積層の三次元復元. 地学雑誌, 115, 41-50.
- 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大上隆史・大森博雄 (2006b) 木曽川デルタにおける沖積最上部層の累重様式と微地形形成過程. 第四紀研究, 45, 451-462.
- 山口義伸 (1996) 第Ⅲ章 遺跡内の基本層序. 青森県教育委員会編「青森県埋蔵文化財調査報告書第 224 集 十三湊遺跡Ⅱ—青森県第 2 次発掘調査概報—」: 6-9, 青森県教育委員会.
- 安井 賢・鴨井幸彦・小林巖雄・卜部厚志・渡辺秀男・見方 功 (2002) 越後平野北部の沖積低地における汽水湖沼の成立過程とその変遷. 第四紀研究, 41, 185-197.

Stratified lacustrine water structure and geomorphic environments of the Holocene Lake Jusanko, northeastern Japan

Naoto Koiwa^{*1, a}, Mio Kasai^{*2} and Akifumi Ito^{*3}

Lake Jusanko is a shallow lagoon that is located at the northern edge of Honshu Island in Japan. The purpose of this study is to reconstruct changes in the geomorphic environment and salinity in Lake Jusanko, by analyses of lithofacies, diatoms, sulfur content, and grain size, and by performing accelerator mass spectrometry (AMS) ¹⁴C dating. The results of this study indicate that the study area was submerged because of postglacial transgression in the early Holocene. After the transgression, a sandspit that divided Lake Jusanko from the Sea of Japan began forming in 7,000 cal BP. Subsequently, the lake was buried by delta deposits transported by the Iwaki River. Diatom analysis indicates that Lake Jusanko was a freshwater lake during 5,000–2,000 cal BP and a lagoonal brackish lake since

1,000 cal BP. However, the deposits during this period show a high sulfur content, which implies that the sediments were deposited under marine conditions. To clarify the cause of these contradictory results of the lake environment, the authors attempted to reconstruct the depth of the Lake Jusanko since the middle Holocene. The lake depth in 6,500 cal BP was more than 18 m. It is considered that fresh water was identified as the major contributor to the large lake volume in the middle Holocene. These facts reveal that the surface of the lake was composed mainly of fresh water, while salt water sank to the bottom of the lake. Consequently it is estimated that a stratified lake condition was dominant during the middle Holocene.

Keywords : lagoon, Holocene, diatom analysis, stratified lake, geomorphic environment

*1 Faculty of Education, Hirosaki University, 1 Bunkyo-cho, Hirosaki, Aomori, 036-8560, Japan.

*2 Graduate student in Division of Regional Studies, Hirosaki University, 1 Bunkyo-cho, Hirosaki, Aomori, 036-8560, Japan.

*3 Faculty of Humanities, Yamagata University, 1-4-12 Koshirakawa-cho, Yamagata, 990-8560, Japan.

*a Corresponding author : koiwa@cc.hirosaki-u.ac.jp