
後志利別川流域低地における更新世末期以降の環境変遷

Environmental Changes in the Shiribeshi - Toshibetsugawa Lowland Hokkaido, Japan since the Latest Pleistocene

鈴木正章*¹・吉川昌伸*²・村田泰輔*³

【要旨】本研究ではテフラやC-14年代を含む地質層序と花粉分析や珪藻分析による古環境のデータなどに基づいて更新世末期～完新世にかけての後志利別川流域低地における環境変遷を明らかにした。

同低地を構成する沖積層は下部の寧土井層と上部の今金層に大きく二分され、層厚が40 m以上にも達し、河成段丘を深く下刻した谷に堆積する。下部の寧土井層は5 mの層厚の沖積層基底礫層を基底にして約16,000～18,000 yrs. B.P.の年代を示す泥炭層、最上部に約11,000～16,000 yrs. B.P.の年代を示す有機質シルトとシルト質砂などの堆積物で構成されている。さらに、寧土井層の最上部を浅く削り込んで今金層が不整合に堆積する。今金層は上部層と下部層に細分され、本層の基底には完新世基底礫層(HBG)に対比される約10,000～11,000 yrs. B.P.の年代を示す砂礫層が認められる。この短期間で活発な河成作用は年代としてヤンガードリアス事件に対応するものと推定される。

有楽町(縄文)海進は後志利別川下流低地まで侵入し、今金層下部層の海成層を形成する一方、中流低地に向かって河成に堆積環境が変化する。今金層上部層は主に現在～4,000 yrs. B.P.の年代を示す河成の砂や礫から成る堆積物で構成されている。

環境変遷の概要は以下の通りである。

- (1)寧土井層下部の泥炭層はカラムツ属やマツ属単維管束亜属が高率で産出する亜寒帯針葉樹林帯で特徴づけられる。また、この層位は最終氷期最寒冷期に相当する。
- (2)寧土井層上部の有機質シルトとシルト質砂の下部の有機質シルトはカバノキ属やハンノキ属を主に産出する先駆的植生、上部はカバノキ属やクルミ属林の植生を示す花粉化石を産出する。
- (3)海成シルトからなる今金層下部層はコナラ亜属優占の冷温帯落葉広葉樹林の植生を示す。

以上のような後志利別川流域低地における更新世末期～完新世の環境変遷は東京-中川低地における同時期の環境変遷(Endo *et al.*, 1982)と調和的である。

はじめに

北海道における最終氷期最寒冷期前後以降の環境変遷については小野・平川(1975)、五十嵐・熊野(1981)、五十嵐ほか(1993)、滝谷・荻原(1997)などの多数の研究がある。これらの研究は対象が山岳地域であったり取り扱われる時代が完新世に限られたり時間的にも空間的にも個別にしか解明されていない。

ところで、陶野編(1998)は1993年の北海道南西沖地震の際に最も液状化の地盤災害が著しかった渡島半島西岸に位置する後志利別川流域低地の軟弱層である沖積層の地質層序やその物性などについて検討を行っている。しかし、同低地の沖積層に関して僅かに佐川・植田(1969)や岡・三谷(1981)などの研究がある程度でその形成過程や古環境についてその詳細は、従来ほとんど明らか

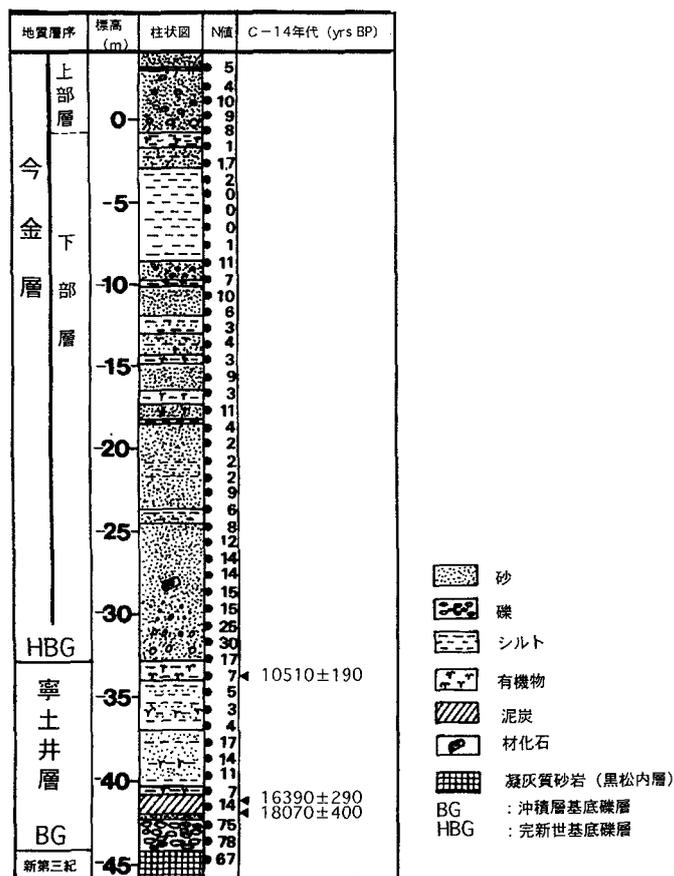


図2 北檜山町北檜山で実施されたボーリングの沖積層の層序, N値とC-14年代 鈴木(1993)に加筆修正

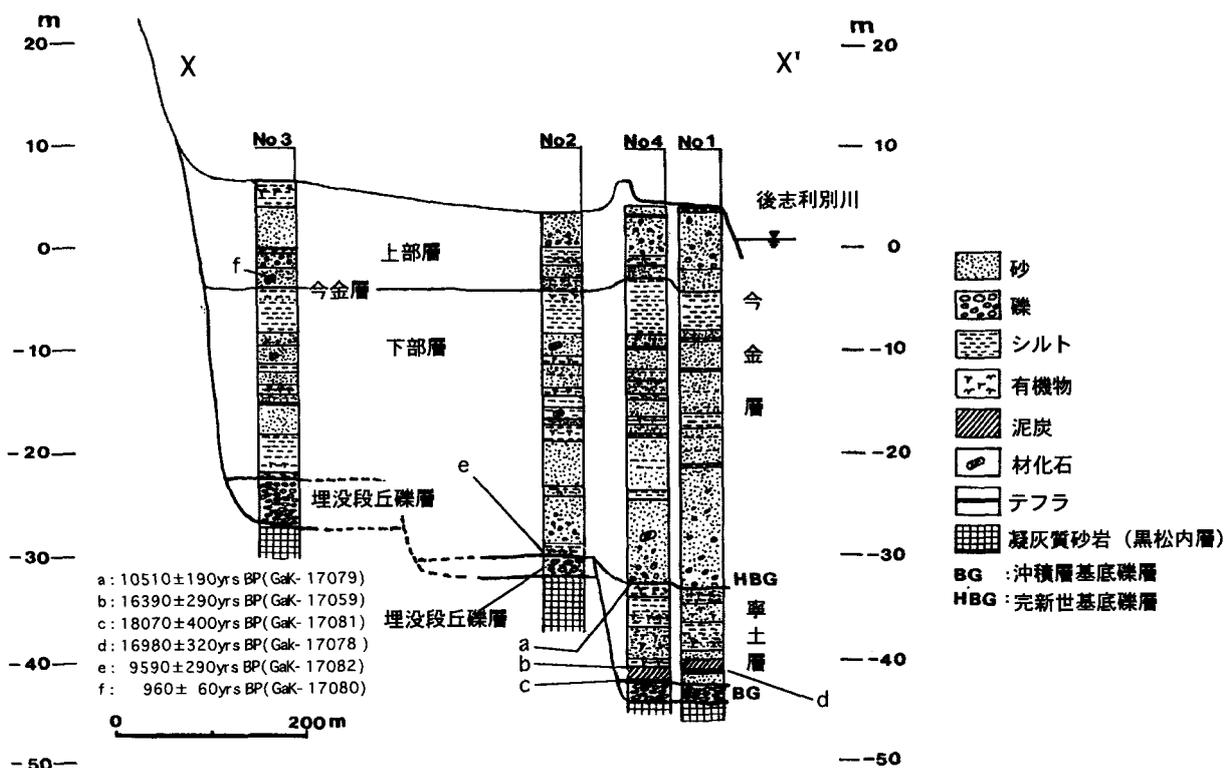


図3 後志利別川河口上流5km地点右岸低地沖積層の地質横断面図とC-14年代(北檜山町北檜山) 鈴木(1993)に加筆

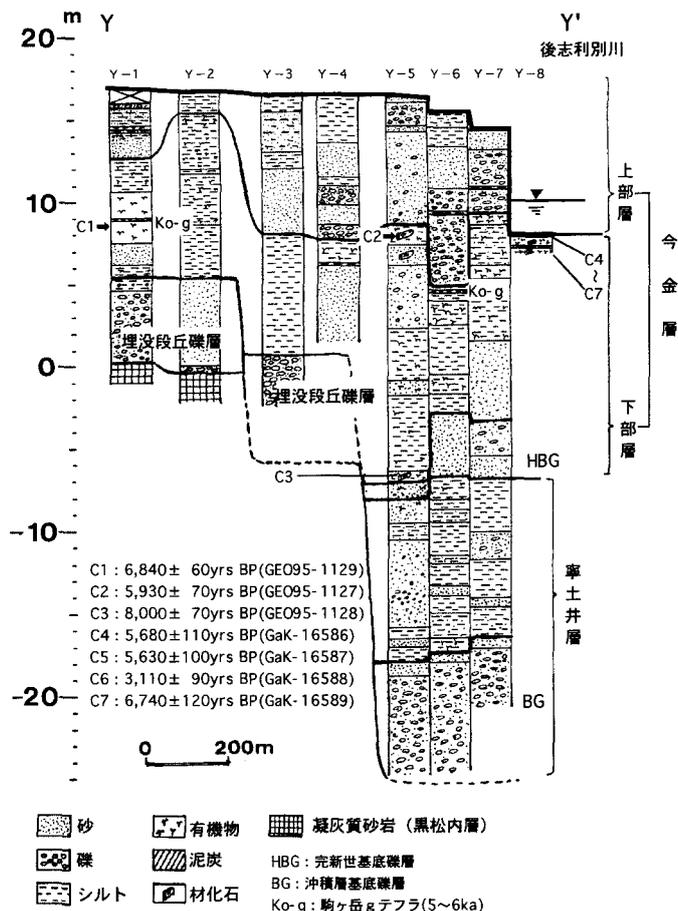


図4 後志利別川中流右岸低地の沖積層の地質横断面図とC-14年代及びテフラ (今金町今金付近)

深度まで掘削されており沖積層の基底まで達しているとともに1 m毎に標準貫入試験が実施されている。さらに、ほとんどの試料がオールコアで採取されているため、ほぼ連続した沖積層の層相の変化を観察することができる。このことからこれらボーリング資・試料は後志利別川低地の沖積層の形成過程や古環境変遷などを解明する上で極めて貴重である。

この地点における沖積層の全層が認められると考えられるNo. 4のボーリング孔の地質柱状図、層序、標準貫入試験のN値やC-14年代測定結果を図2に示す。本地点では、-44m以深のN値が50以上の新第三紀黒松内層(能條ほか, 1994)に相当すると推定される凝灰質砂岩を基底にして、その上位に最大60 mm、平均20~30 mmの粒径の礫から成る層厚が2.0~2.4 mの砂礫層、薄い砂層、最下部で18,070 ± 400 yrs. B.P. (GaK-17081)と最上部で16,390 ± 290 yrs. B.P. (GaK-17059)のC-14年代結果が得られている層厚が1.2mの暗褐色泥炭層、最上部が10,510 ± 190 yrs. B.P. (GaK-17079)のC-14年代値を示す層厚が約8 mでN値が3~17の有機質シルトと砂質シルト層の互層が順に堆積している。さらに、これらの堆積物を浅く削り、その上位には最下部に10~20 mmの粒径の礫を含み、所によりシルト層、有機物や木材化石を挟む層厚が約24 mの砂層が堆積している。そして、その上位にはN値が0~2で層厚が約5 mの青灰色シルト層、所により有機質シルト層やシルト層を挟む層厚が約5 mの砂礫層が堆積する。

No. 4 ボーリングのコア試料の層相やC-14年代に基づいて鈴木(1993)は新第三紀の凝灰質砂岩を基底として堆積する礫層、泥炭層、有機質シルト~砂質シルト層を一括して寧土井層、さらにその上位の礫を含む砂層、青灰色シルト層、砂礫層を一括して今金層とそれぞれ命名し、今金層を

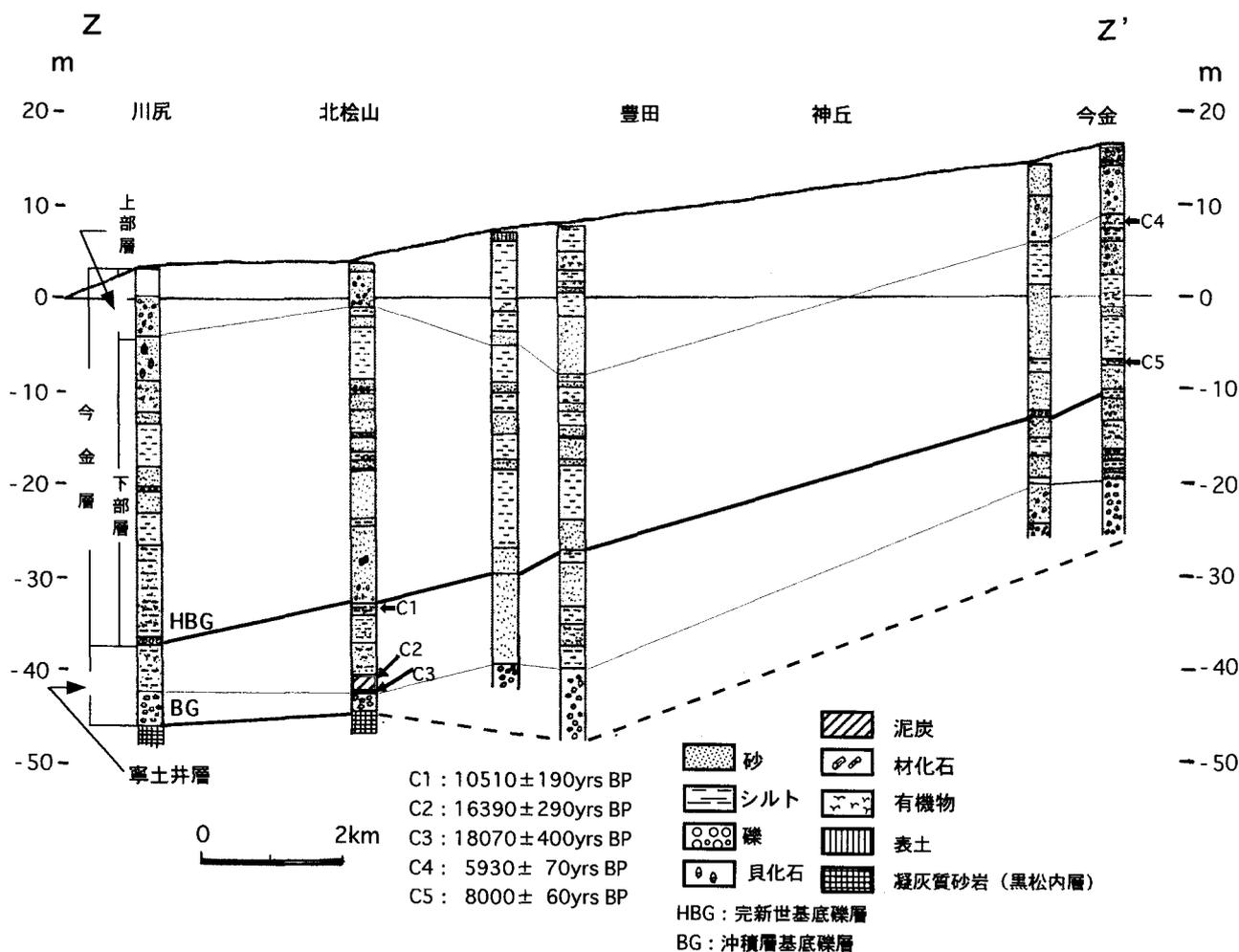


図5 後志利別川に沿う沖積層の地質縦断面図とC-14年代

さらに標高-3m付近の最上部の砂礫層の基底で下部層と上部層に細分した。

この付近の沖積層の埋没地形や各層の水平的広がりを明らかにする目的で後志利別川右岸から台地にかけてのX-X'地質横断面を作成した(図3)。それによれば、沖積層はNo.1とNo.4の地点で最も厚く47~48mの層厚をもち、他は約33~35mの層厚で前者に比べて10数m程度薄くなる。特に沖積層の基底の高度はNo.4で-44m、No.2で-29mで大きな標高差が存在し、明瞭な地形の変換点が認められる。以上のことは-23mと-30mの標高にそれぞれ2段の平坦な河成段丘面と標高-30mの埋没河成段丘面を約12m削り込んだ深い谷が埋没地形として想定され、この付近の沖積層はこれらの埋没地形を器にして堆積している。

上述の埋没谷の谷底には2.0~2.4mの層厚の砂礫層が堆積する。この砂礫層は寧土井層の基底礫層であるとともにその直上に約1.8万年前の泥炭が堆積することから最終氷期最盛期の低海面期に対応して形成されたと推定されている沖積層基底礫層(BG:井関, 1975; Kaizuka *et al.*, 1977)に対比される。

また、寧土井層最上部を浅く削り込んで堆積する今金層の基底にも層厚が約9mの木材化石を含む砂礫層が堆積する。この砂礫層は1.05万年前の年代を示す寧土井層最上部の有機質シルトの不整合上に堆積することから年代において完新世基底礫層(HBG: Endo *et al.*, 1982; 遠藤ほか, 1983)に対比される。

以上のことから、下流低地の沖積層に認められる地質層序はBGを基底として堆積した寧土井層、HBGを基底として堆積した今金層の二段重ね構造を示す。

(2) 中流低地（今金町今金付近）の沖積層の層序

下流低地の沖積層の層序を上流に向かって追跡する目的でX-X'断面位置より上流約10km地点（図1）の後志利別川低地の右岸低地を横断するY-Y'に沿う地質断面図を既存のボーリング試・資料や露頭調査に基づいて作成した（図4）。それによれば沖積層の基底地形は、下流低地と同じように二段の標高がそれぞれ5m、0m前後に埋没河成段丘面とその段丘面を深く下刻して形成された埋没谷が認められる。その埋没谷の深さは段丘面から20m以上に達し、下流低地に比べて深い。その埋没谷の基底には層厚が5m以上の礫層が堆積する。この礫層は直接年代資料は無いが、礫層上位のシルトや砂、所により礫が挟まる互層からなることから寧土井層の基底礫層のBGに対応すると推定される。埋没谷を埋積するように堆積する寧土井層をさらに削り込むように層厚が1~3mの砂礫層が堆積する。この砂礫層は層序と上位の有機質シルト中に含まれる材化石の年代が8,000±70 yrs. B.P. (GEO95-1128)であることなどから今金層の基底礫層に相当するHBGに対比される可能性が高い。その上位には所により砂礫層や砂層を挟む有機質シルト~泥炭層が8~15mの層厚で堆積する。本層は約0.3~0.73年前のC-14年代を示すとともにY-1とY-5のボーリングコア柱状図において層厚5cmの白色細粒テフラが挟在する。これらのテフラは主にスポンジ状軽石型の形態の火山ガラスと斑晶鉱物として斜方輝石及び普通輝石が含まれること、屈折率が火山ガラスで(n1) 1.507-1.511, 斜方輝石で(γ) 1.707-1.711であることなどからこのような岩石学的諸特性を持つテフラは0.5~0.6万年前とされている駒ヶ岳gテフラ(Arai *et al.*, 1986など)に対比される可能性が高い。また、このことは本テフラの下位の泥炭層のC-14年代が6,840±60 yrs. B.P. (GEO95-1129)であることから支持される。対比された今金層中には基底礫層の上位に堆積するシルト及び有機質シルトを削り込んで玉砂利大の礫層が堆積する。その関係を詳細に示したのが工事露頭観察に基づいて作成した図4のY-8の地質柱状図である。それによれば、この礫層は約0.5~0.6万年前に形成された有機質シルトを不整合に堆積している。従って、この不整合が今金層の上部層と下部層の境界になると推定される。

さらに、図5に示すように後志利別川に沿うZ-Z'の地質縦断面図において、下流低地(X-X')と中流低地(Y-Y')の各地質横断面図から得られたC-14年代と地質層序からBGを基底として堆積する寧土井層、HBGを基底として堆積する今金層上部層・下部層は、下流低地から上流低地に連続して追跡することができる。また、後志利別川河口付近の川尻において今金層下部層上部に対比される砂層中に貝化石が含まれることから、この砂層は有楽町海進によって形成された堆積物であると考えられる。

2. 沖積層に記録されている古環境変遷

後志利別川流域低地の更新世末期以降の環境変遷を解明する目的でX-X'地質横断面図（図3）のNo. 4 ボーリングコア試料について花粉分析と珪藻分析を行った。

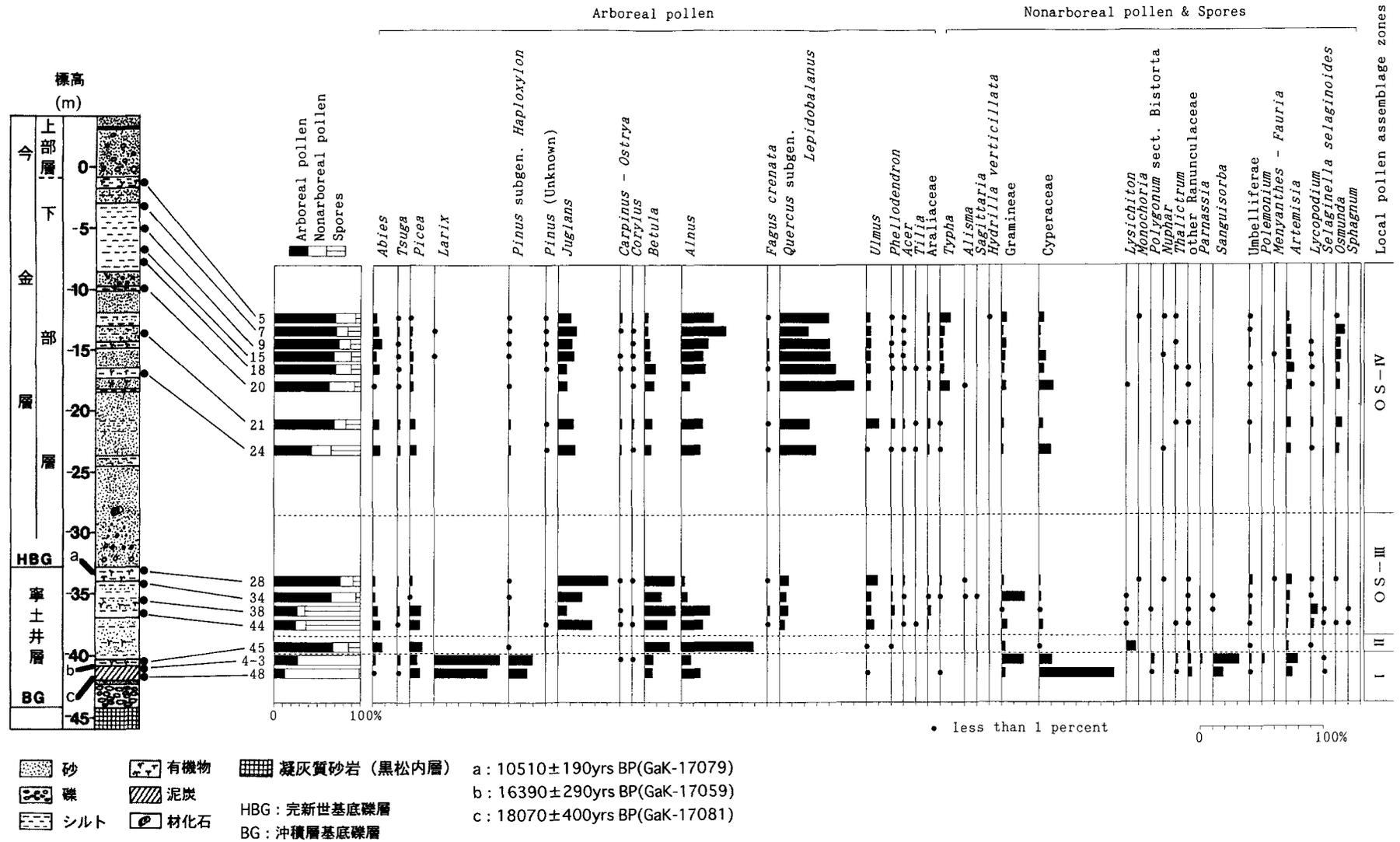


図6 後志利別川下流低地の沖積層の花粉分布図 (X-X'断面のNo.4ボーリングコア)
 出現率は、樹木は樹木花粉数、草本・シダ孢子は花粉・孢子数を基数として百分率で算出した。

(1)花粉化石群集

① 分析方法

花粉化石の抽出は、試料1～2 gを10% KOH, 46% HF, 重液分離 (ZnBr₂, 比重2.1), アセトリシス処理法の順に行った。残渣をグリセリンで封入して検鏡した。図6に主要花粉分布図を示す。出現率は、樹木花粉は樹木花粉数を、草本花粉・胞子は総花粉・胞子数を基数として百分率で算出した。

② 花粉化石群と植生変遷

各層位毎に花粉化石群産出状況の特徴をまとめると以下の通りである。

寧土井層の基底礫層に相当するBG直上の約1.8～1.6万年前の泥炭層では、針葉樹の *Larix* (カラマツ属) が卓越し *Pinus* subgen. *Haploxyylon* (マツ属単維管束亜属), *Picea* (トウヒ属) が比較的高率に出現する。また、現在では北海道と本州中部以北の高山の限られた場所に分布する *Selaginella selaginoides* (コケスギラン) が出現した。こうしたことから、グイマツを主とする亜寒帯林が形成されていたと推定される。

泥炭層直上の有機質シルト層では、針葉樹が衰退し、*Alnus* (ハンノキ属) や *Betula* (カバノキ属) が高率ないし比較的高率に出現する。後述するように、その上位では冷温帯落葉広葉樹林に変化することから、陽樹のハンノキ属やカバノキ属の拡大はこれら森林に先立って形成された先駆的植生とみられる。

約1.05万年前頃の寧土井層上部の泥炭質シルト～シルト層では、落葉広葉樹の *Juglans* (クルミ属), カバノキ属やハンノキ属などが比較的高率に出現する。クルミ属やカバノキ属からなる森林は、五十嵐 (1990) の *Betula*—*Juglans* 帯 (1.0～0.8万年前) に相当し、北海道西南部で広く認められる。

今金層下部層におけるHBG上位のシルト層では、*Quercus* subgen. *Lepidobalanus* (コナラ属コナラ亜属) が急増し、クルミ属やハンノキ属を伴う。つまり、気候の温暖化に伴いコナラ亜属を主とする冷温帯落葉広葉樹林が形成された。同様の植生はうぐい沼 (小野・五十嵐, 1991) においても認められることから、この付近に広く分布していた可能性が高い。

(2)珪藻化石群集帯

①分析方法

試料を乾燥後、約1 g程度秤量し、有機物の分解と珪藻殻の分離を行うために15% H₂O₂処理、遠心分離により洗浄し、その残渣を封入材マウントメディアを用いてプレパラートに作成し1000倍で検鏡を行った。珪藻化石の群集組成は200個体以上になるまで同定・計数した。その珪藻化石の産出状況をダイヤグラムとして図7に示す。

なお、珪藻殻が半分以上破損したものについては計数・同定は行っていない。また、古環境の復元のための指標としては、小杉 (1988), 安藤 (1990) の環境指標種群を参考にした。

②珪藻化石群集と古環境復元

各層位毎に珪藻化石群産出状況の特徴をまとめると以下の通りである。

寧土井層基底礫層のBG直上の泥炭層及び有機質シルト層 (I帯) からは内湾指標種 [B] であ

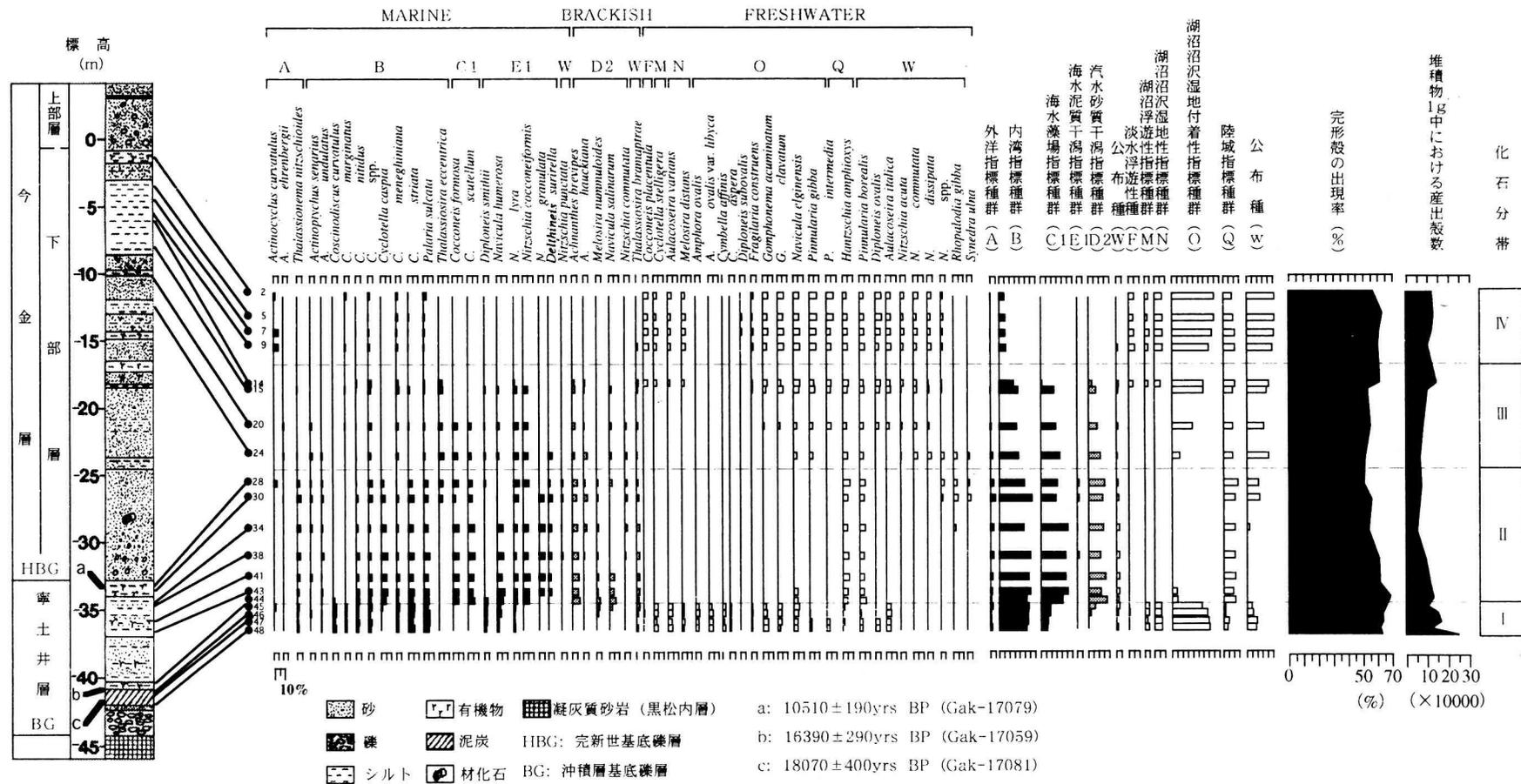


図7 後志利別川下流低地の沖積層の珪藻化石ダイアグラム (X-X'断面のNo.4ボーリングコア) 珪藻の環境指標種群は小杉 (1988) および安藤 (1990) に基づく

る *Coscinodiscus* 属, *Cyclotella meneghiniana*, *C. striata*, *Palaria sulcata* や, 湖沼浮遊生種 [M] である *Cyclotella stelligera*, 湖沼沼沢湿地指標種 [N] である *Aulacoseira varians*, 沼沢湿地付着生指標種 [O] である *Amphora ovalis* var. *libyca*, *Fragilaria construens*, *Gomphonema* 属などの海生種・汽水生種・淡水生種の混合した群集が産出した。このような群集は生体で分布することはないが, 海生種の珪藻殻は保存が極めて悪いことから, 混入化石である可能性が高い。しかし周辺の瀬棚層から産出する化石群集とは大きく異なる。このことから, この海生種は比較的同時期性をもつ異地性遺骸であると考えられる。従って, 本層から産出した珪藻化石群集は水路と海域とを結ぶ湖沼の堆積環境であったことが推定される。

寧土井層上部の有機質砂質シルト層及び有機質シルト層 (II帯) から内湾指標種 [B] である *Cyclotella caspia*, *C. striata*, *Palaria sulcata*, 海水藻場指標種 [C1] である *Cocconeis formosa*, *C. scutellum*, 海水泥質干潟指標種 [E1] である *Navicula humerosa*, *Nitzschia cocconeiformis*, *N. granulata*, 汽水砂質干潟指標種 [D2] である *Achnanthes brevipes* などの塩分35~5%の海水から汽水域環境に生息する種が多産する。しかし, 化石の保存率は50~60%と下部の層位に比べやや劣ることから, これらの種は異地性遺骸の群集もしくは異地性遺骸の混入の影響を強く受けている。このためこの層位から産出する珪藻化石群集はこの時期の水域環境を反映してはいないものの現在の海岸付近に多く見出せる群集であることから, この時期に海水が直接この地域に進入していたと想定される。また, 淡水生種の中12~2%程度の汽水域にも比較的多産する陸域指標種 [Q] の *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys* が多産している。以上のことから, この層位から産出する珪藻化石群集は砂質の海岸部で海側に開けた環境を反映する海進期を示していると考えられる。

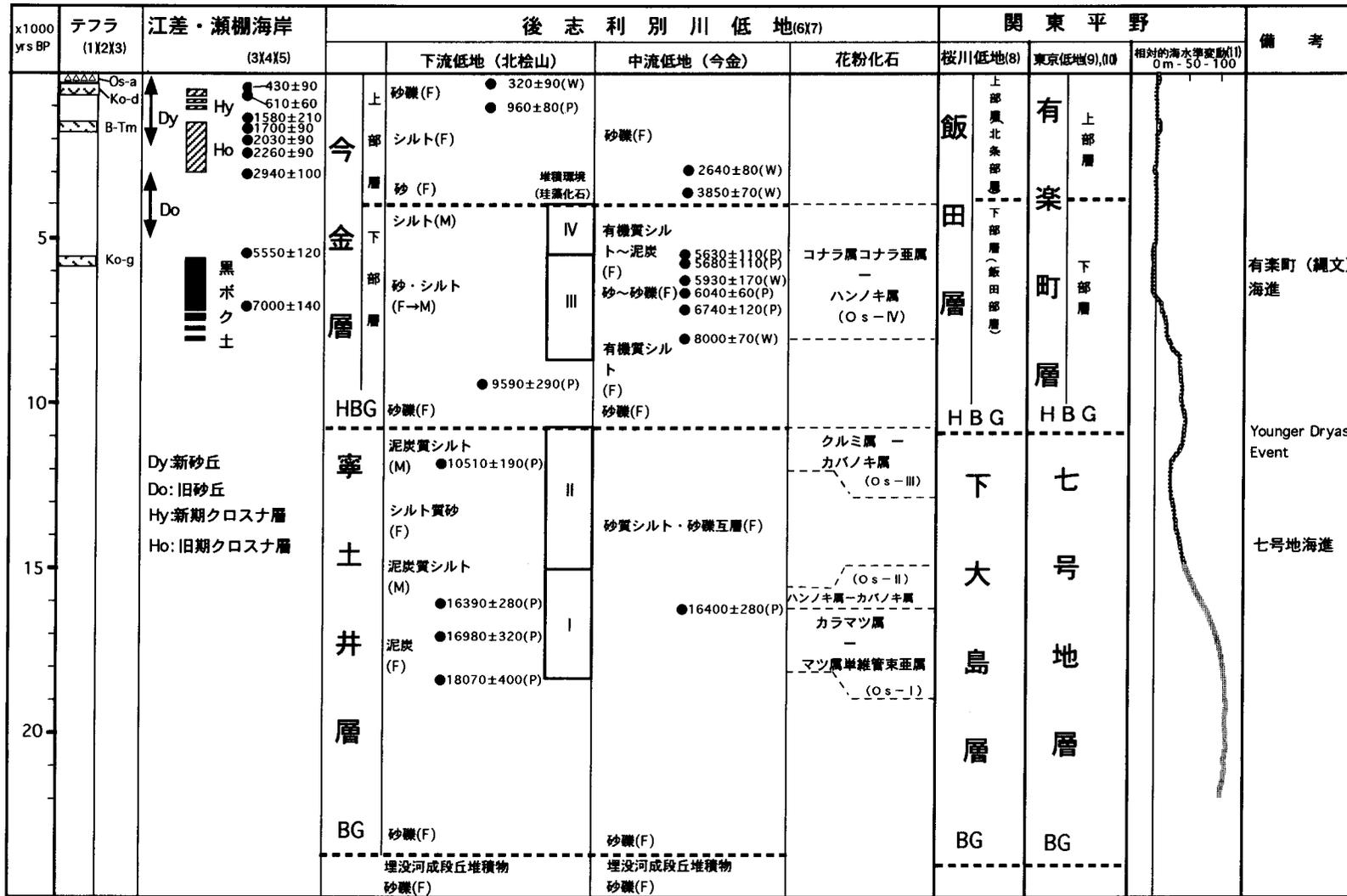
今金層下部層の基底礫層に相当するHBGの上部の砂層の数個所に挟在するシルト層と同下部層の上部の層位の厚く堆積するシルト層の下部 (III帯) は前述の層中から下部と類似した海生種, 汽水生種の化石群集が産出する。しかし, この層位の上部に向かい化石の保存状態が良好な淡水種の沼沢湿地付着生指標種 [O] である *Gomphonema* 属, *Navicula elginensis* 属, *Pinnularia* 属の産出が増加する傾向がみられた。これらの産出状況は海退を含めた淡水化期を示しており, 層位上部に向かい感潮帯後浜の沼沢地に環境が変化しているものと考えられる。

今金層下部層最上部のシルト層上部 (IV帯) からは主に淡水底生種 [F] である *Cocconeis placentula*, 沼沢湿地付着生指標種 [O] である *Gomphonema*, *Navicula elginensis*, *Pinnularia* 属が保存よく産出する。また, 少量ではあるが海生種・汽水生種も比較的保存よく産出する。これらの種は海域からの運搬による異地性遺骸の混入であると推定される。以上のことから, 潮汐による海生種・汽水生種の混入を受けるような後背地の湖沼・沼沢・湿地がこの地域に広がっていたと考えられる。

以上のことから, 概ね寧土井層上部層と今金層下部層の上部の層位から海域もしくは海岸地域の堆積環境を示す珪藻化石が産出したことと, 地質層序などから前者は七号地海進 (遠藤ほか, 1983), 後者は有楽町海進によってもたらされた堆積物であると推定される。

3. 考察

後志利別川中下流低地の形成過程を含めた更新世末期以降の古環境変遷を図8に示し, 要約する



(1)遠藤ほか(1996), (2)鈴木ほか(1997), (3)鈴木(1992), (4)遠藤(1984), (5)鈴木(1990), (6)鈴木(1993), (7)Suzuki & Yoshikawa(1997), (8)鈴木ほか(1993), (9)Endo et al.(1982), (10)遠藤ほか(1983), (11)遠藤・小杉(1990)

*数字はC-14年代 (w): 材化石, (P): 泥炭 (F): 淡水成の環境, (M): 海水成の環境 I: 後背湿地, II: 内湾, III: 海進期, IV: 後背湿地, BG: 沖積層基底礫層, HBG: 完新世基底礫層
Os-a: 渡島大島a テフラ(西暦1741~2年), Ko-d: 駒ヶ岳d テフラ(西暦1640年), B-Tm: 白頭山古小牧テフラ(1~2ka), Ko-g: 駒ヶ岳g テフラ(5~6ka)

図8 渡島半島, 江差・瀬棚海岸及び後志利別川流域低地と関東平野における更新世末期以降の環境変遷

後志利別川流域低地における更新世末期以降の環境変遷
鈴木正幸ほか

と以下の通りである。

(1) 寧土井層の基底礫層は沖積層の埋没谷の基底に堆積していること、基底礫層直上の泥炭層のC-14年代が約1.8万年前を示すことなどから沖積層基底礫層 (BG: 井関, 1975; Kaizuka *et al.*, 1977) に対比される。BGは、約1.8~2.0万年前の最終氷期最寒冷期に向かって海水準が-100m前後まで低下していった間の下刻する過程の中で形成されたと考えられ (遠藤ほか, 1983; 鈴木ほか, 1993), 寧土井層の基底礫層も同様な環境下で形成されたと推定される。

(2) 寧土井層の基底礫層直上の泥炭層は最終氷期最寒冷期に形成されたと推定される。また、その上位の有機質シルト層と有機質砂層の互層は最終氷期最低海面期から一転して急激な海面上昇にともなって形成された堆積物である。この海面上昇は東京低地では七号地海進と呼ばれている (遠藤ほか, 1983)。以上のことは、寧土井層の花化石群がBG上位の泥炭層ではカラマツ属、トウヒ属、マツ属単維管束亜属、カバノキ属、コケスギランなどから構成される亜寒帯林を示すが、泥炭層上位の砂泥互層ではクルミ属、カバノキ属などを主とする冷温帯落葉広葉樹林を示すこと、珪藻化石群集から泥炭層の形成後、一時的な小海退があるがものの急激な海面上昇による海成層の形成がなされたことなどからも裏付けることができる。したがって、本層の上部は比較的寒冷な時期から温暖な時期に移り変わる環境下で形成された堆積物で構成されている。なお、このような堆積物の特徴からBG及びその上位の泥炭層、有機質シルト層、有機質砂層の互層などの谷埋め堆積物である寧土井層は、青木・柴崎 (1966) によって提唱され、その後、BGを含めた谷埋め堆積物として遠藤ほか (1983) により再定義された東京低地の七号地層に対比される。

(3) 寧土井層堆積後、比較的短期間に寒冷化するとともに海水準が低下し、寧土井層最上部を削り込んだ浅い谷の基底に砂礫層~粗粒砂層が堆積する。この砂礫層からは年代資料は得られていないが、この砂礫層直下の寧土井層最上部の年代が $10,510 \pm 190$ yrs. B.P. (GaK-17079) を示すことから完新世基底礫層 (HBG: Endo *et al.*, 1982) に対比される。また、このような砂礫層を形成するような急激な環境変化は、西欧で認められているYounger Dryas Event (Iversen, 1954) 相当するものと推定され、ほぼこの時期が更新世と完新世の地質時代の境界になると思われる。

(4) 今金層下部層上部の標高-3~-9 mに堆積する青灰色シルト層は、直接的な証拠は得られていないが、層相から有楽町 (縄文) 海進によってもたらされた堆積物と推定される。このことは、後志利別川河口から約5 km上流の左岸低地に位置するうぐい沼の約5.8 m下の沼底より内湾性種の海成の珪藻化石を含む堆積物が検出され、この付近まで縄文の海が進入していたことが認められている (小野・五十嵐, 1991) ことから支持される。縄文海進の最盛期以降、海水準が低下するとともに後志利別川の河成作用が活発になり砂礫層からなる今金層上部層が形成されたと推定される。なお、HBGを含めた縄文海進によってもたらされた今金層下部層は東京低地の有楽町層下部層、それ以降の河成堆積物で構成されている今金層上部層は有楽町層上部層にそれぞれ対比されるものと推定される。

おわりに

今回の研究により、後志利別川中流低地の沖積層はBGを基底として最終氷期最寒冷期前後及びその後の七号地海進の時代に形成された寧土井層とHBGを基底として縄文海進及びそれ以後に形

成された今金層下部層の2サイクルの堆積構造を持つことが明らかになった。この関係は関東平野の低地の地下に広がる沖積層の七号地層とその上位の有楽町層との関係と一致し、遠藤ほか(1983)によって提唱された沖積層の“二段重ね構造”と調和的である。

今後、さらに花粉や珪藻分析に基づく古環境データを加え、後志利別川低地全体に広がる沖積層の形成過程や同低地の更新世末期から完新世にかけての連続的な古環境変遷などについて検討する予定である。

謝 辞

本研究に対して、終始御指導を賜った日本大学教授の遠藤邦彦氏、調査・分析に協力して下さいった北海道教育大学岩見沢校の能條 歩氏(元今金町教育委員会)、檜山北高等学校の日下 哉氏、(株)パレオラボの藤根 久氏、ボーリング関係の資・試料を提供して下さいった北海道開発局今金河川事業所、今金町教育委員会、同建設課、北檜山町建設課の諸氏及び機関に記して感謝の意を表します。

なお、本研究の経費の一部は、平成7年度～平成9年度文部省科学研究費補助金基盤研究A(代表:国立環境研究所陶野郁雄室長、課題番号:07309016)及び平成4・5年度道都大学短期大学部特別研究費を使用した。関係の方々にあわせてお礼を申し上げます。

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.
- 青木 滋・柴崎達雄. 1966. 海成“沖積層”の層相と細分問題について. 第四紀研究, 5: 113-120.
- Arai, F., Machida, H., Okumura, K., Miyauchi, T. Soda, T. & Yamagata, K. 1986. Catalog for Late Quaternary Marker Tephra in Japan(II).-Tephra Occurring in the Northeast Honshu and Hokkaido.-Geogr. Rept. Tokyo Metropol. Unive. 21: 223-250.
- Endo, K., Sekimoto, K. & Takano, T. 1982. Holocene Stratigraphy and Paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression. Pro.Inst. Nat. Sic., Nihon Univ., 17: 1-16.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘. 1983. 関東平野の「沖積層」. アーバン・クボタ, 21: 26-43.
- 遠藤邦彦. 1984. 最終氷期以降の北海道沿岸地域の環境変遷. 「寒冷地域の自然環境」, 福田正巳・小崎 尚・野上道男編, 北海道大学図書刊行委員会, 231-250.
- 遠藤邦彦・小杉正人. 1990. 海水準変動と古環境. モンスーンアジアの環境変遷(広島大学総合地誌研究叢書) 20: 93-103.
- 遠藤邦彦・鈴木正章・藤井 亨. 1996. 渡島半島西岸の海岸砂丘とテフラ. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 135, 日本第四紀学会.
- 五十嵐八枝子・熊野純男. 1981. 北海道における最終氷期の植生変遷. 第四紀研究, 20: 129-141.
- 五十嵐八枝子. 1990. 花粉化石から探る森林の歴史—北海道3万年間—. 日本森林学会北海道支部論文集, 38: 1-9.
- 五十嵐八枝子・五十嵐恒夫・大丸裕武・山田 治・宮城豊彦・松下勝秀・平松和彦. 1993. 北海道の剣淵盆地と富良野盆地における32,000年間の植生変遷史. 第四紀研究, 32: 89-105.
- Iversen, J. 1954. The Late-Glacial Flora of Denmark and its relation to Climate and Soil. Denm. Geol. Unders. II Rk., 80: 87-119.
- 井関弘太郎. 1975. 沖積層基底礫層について. 地学雑誌, 84: 247-264.
- Kaizuka, S., Naruse, Y. & Matsuda, I. 1977. Recent Formation and their Basal Topography in and around Tokyo Bay, Central Japan Quaternary Research, 8: 32-50.
- 小杉正人. 1988. 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究, 27: 1-20.
- 能條 歩・都郷義寛・鈴木明彦・嵯峨山積. 1994. 西南北海道今金地域の新第三系黒松内層の岩相層序と年代. 地質学雑誌, 100: 771-786.
- 岡 孝雄・三谷勝利. 1981. 今金町の地質. 77pp, 今金町.
- 小野有五・平川一臣. 1975. ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理学評論, 48: 1-26.
- 小野有五・五十嵐八枝子. 1991. 北海道の自然史—氷期の森林を旅する. 219pp, 北海道大学図書刊行会.

-
- 佐川 昭・植田芳郎, 1969. 1:50000 地質図幅「瀬棚」図幅及び同説明書. 43pp, 北海道開発庁.
- 鈴木正章, 1990. 渡島半島・瀬棚海岸の砂丘層序. 道都短期大学紀要, 24:129~136.
- 鈴木正章, 1992. 渡島半島西岸におけるクロスナ層形成期の古環境. 道都大学短期大学部紀要, 26:81-91.
- 鈴木正章, 1993. 渡島半島, 後志利別川低地の沖積層のC-14年代. 道都大学短期大学部紀要, 27:143~148.
- 鈴木正章・吉川昌伸・遠藤邦彦・高野 司, 1993. 茨城県桜川低地における過去32,000年間の環境変遷. 第四紀研究, 32:195-208.
- 鈴木正章・西村裕一・宮地直道, 1997. トレンチ調査による渡島大島1741年噴火に伴うテフラと津波堆積物. 地球惑星科学関連学会1997年合同大会予稿集, 173.
- Suzuki, M. & Yoshikawa, M. 1997. Comparison in the Holocene environment between Hokkaido and Kanto, Japan. Rekihaku International Symposium - Terrestrial Environmental Changes and Natural Disasters during the Last 10,000 Years (abstracts), 166-168.
- 滝谷美香・荻原法子, 1997. 西南北海道横津岳における最終氷期以降の植生変遷. 第四紀研究, 36:217-234.
- 陶野郁雄編, 1998. 液状化による砂層の堆積構造の変化が強度特性に及ぼす影響に関する基礎的研究. 110pp, 平成7年度~平成9年度科学研究費補助金(基盤研究(A)(1))研究成果報告書.

Environmental Changes in the Shiribeshi-Toshibetsugawa Lowland Hokkaido, Japan since the Latest Pleistocene

Masaaki SUZUKI*¹, Masanobu YOSHIKAWA*² and Taisuke MURATA*³

This paper discusses environmental changes in the Shiribeshi-Toshibetsugawa Lowland, South Hokkaido. In this lowland, stratigraphical studies including tephras and C-14 dates, and paleoenvironmental studies of pollen and diatom analyses clarified environmental changes from the latest Pleistocene to the Holocene (Suzuki,1993).

In the geologic profile along the Shiribeshi-Toshibetsugawa Lowland, valley fill deposits consisting of the Netoi and the Imakane Formations were more than 40 meters thick, and filled the deep valley undercutting river terraces.

The lower valley fill (the Netoi Formation) has the basal gravel (BG) of 5 meters in thickness. A peat layer with radiocarbon ages of about 16,000-18,000 yrs. B.P. covers BG. Upper part of the Netoi Formation consists of organic silt and silty sand, and is dated at about 11,000-16,000 yrs. B.P.

After eroding the upper part of the Netoi Formation, the Imakane Formation deposited with unconformity. The Imakane Formation is subdivided into the upper and the lower units and has basal gravel at its base, corresponding to the basal gravel of the Holocene (HBG: ca.10,000-11,000 yrs. B.P.). This short period characterized by active fluviation corresponds to the Younger Dryas Event in age.

The Yurakucho (Jomon) transgression invaded into the lower reaches of the Shiribeshi-Toshibetsugawa Lowland to form the marine portion of the lower unit of the Imakane Formation, whose sedimentary environment changed to a fluvial one toward the middle reaches. The upper unit of the Imakane Formation is mainly fluvial sand and gravel deposit, and its age from 4,000 yrs. B.P. to present.

Outline of the environmental change is as follows,

- (1)The peat layer of the lower Netoi Formation is characterized by subarctic coniferous forest with high percentages of *Larix* and *Pinus* subgen. *Haploxylon*. This horizon is corresponds to the coldest phase of the last glaciation.
- (2)The upper Netoi Formation, composed of organic silt and silty sand, is characterized by transitional vegetation with high percentages of *Alnus* and *Betula* in the lower Upper part and by cool-temperate deciduous broad-leaved forests with an increase of *Juglans* and *Betula* in the upper Upper part.
- (3)The lower Imakane Formation, composed of marine silt is characterized by cool-temperate deciduous broad-leaved forests with increase of *Quercus* subgen. *Lepidobalanus* and *Alnus*.

The environmental changes during the latest Pleistocene and the Holocene in the Shiribeshi-Toshibetsugawa Lowland is similar to those of the Tokyo-Nakagawa Lowlands (Endo *et al.*, 1982).

- *1 Department of Construction, Dohto Univ., Junior College,
Nakanosawa 149, Kitahiroshima, Hokkaido, 061-1196 Japan
道都大学短期大学部建設科
〒060-1196 北海道北広島市中の沢149
- *2 Ancient Forest Research,
Yamanoshita 106, Fukuoka-Nagafukuro, Shiroishi, Miyagi, 989-0232 Japan
古代の森研究舎
〒989-0232 宮城県白石市福岡長袋字山ノ下106
- *3 Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido Univ.,
Nishi 5chome, Kita 10jou, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido, 060-0810 Japan
北海道大学大学院地球環境研究科
〒060-0810 北海道札幌市北区北10条西5丁目