

長野県和田峠に形成された広原湿原における 完新世の古環境変遷と乾燥・湿潤変動

千葉 崇^{1*}・公文富士夫²
工藤雄一郎³・小野 昭⁴

要 旨

広原湿原は和田峠の北東の山間に位置する高層湿原である。湿原の周囲で行われた試掘調査からは旧石器時代～縄文時代の遺跡が発見されている。この湿原の、地下2.5mまでの泥炭層に含まれる花粉分析から、広原湿原は完新世初頭以降に形成された湿原であると推定されている。本研究では広原湿原のトレンチにおいて採取された長さ3mの堆積物試料について珪藻分析、化学分析などを行い、完新世における湿原形成過程を検討した。分析の結果、深度300～150cmまで産出種数が多く破損した珪藻も多い層準が認められた。この層準では*Achnanthydium minutissimum*, *A. exiguum*, *Brachysira brebissonii*, *Tabellaria flocculosa*などが優占した。深度150～0cmの層準では種数も減少するとともにそれらも産出しなくなるが、破損した珪藻殻の割合は減少した。この層準は主に*Eunotia paludosa*, *E. serra*, *Pinnularia viridis*などが優占し、現生群集に近いことが分かった。また深度15cm, 50cm, 70cmにおいて*Aulacoseira* sp.1, *A. sp.2*の産出頻度が増加した。以上の珪藻群集の変化から堆積環境変遷を推定すると、まず8000年前頃まで周囲から堆積物が多く流れ込む不安定な環境であった。その後堆積物の流入は減少していくが4000年前頃までに再び増加した。その後さらに堆積物の流入は減少し安定した高原湿地環境が形成された。そして1300年前以降、複数回の乾湿変動を繰り返し、現在は比較的湿潤な湿原環境になったと推定される。特に200年前、500年前、700年前、900年前の乾燥期は、ダルトンミニマム、シュペーラーミニマム、ウォルフミニマム、オールドミニマムの時期に相当する。これらの珪藻群集から推定される環境変遷は、化学分析の結果とも調和的である。

キーワード：広原湿原、珪藻分析、TC/TN分析、古環境変遷、完新世

1. はじめに

広原（ひろっぱら）湿原は和田峠の北東の山間に位置する高層湿原である（図1）。この広原湿原の周囲において行われた試掘調査から、湿原の周囲には旧石器時代～縄文時代の遺跡が存在することが明らかにされている（男女倉遺跡群分布調査団 1993）。また湿原における掘削により、これまで地下2.5mまでの泥炭層の発達が発見されており、その泥炭層に含まれる花粉の分析が行われている（男女倉遺跡群分布調査団 1993）。この花粉分析結果は八島湿原の花粉分析結果と対比され、広原湿原は完新

世初頭以降に形成された湿原であると推定されているが、年代値が入っていないため、詳細な議論は行われておらず、湿原の形成についてはさらなる検討が必要であった。以上のように、広原湿原は特に考古学からの関心が高い湿原であるが、自然環境の変遷は十分に検討されていない。こうした湿原の環境を考える上で、珪藻などの微化石や、化学分析は高時間分解能での検討が可能となるため有効な手法である。特に、珪藻分析は湿原の形成過程のみならず、乾燥・湿潤変動の指標にもなる（Gaiser and Ruhland 2010）。

本研究は以上の点を踏まえ、湿原環境の変遷を明らかにすることを目的として、広原湿原のトレンチにおいて

1 筑波大学生命環境系
2 信州大学理学部
3 国立歴史民俗博物館研究部考古研究系
4 明治大学黒耀石研究センター
* 責任著者：千葉 崇 (oolitilimestone@gmail.com)

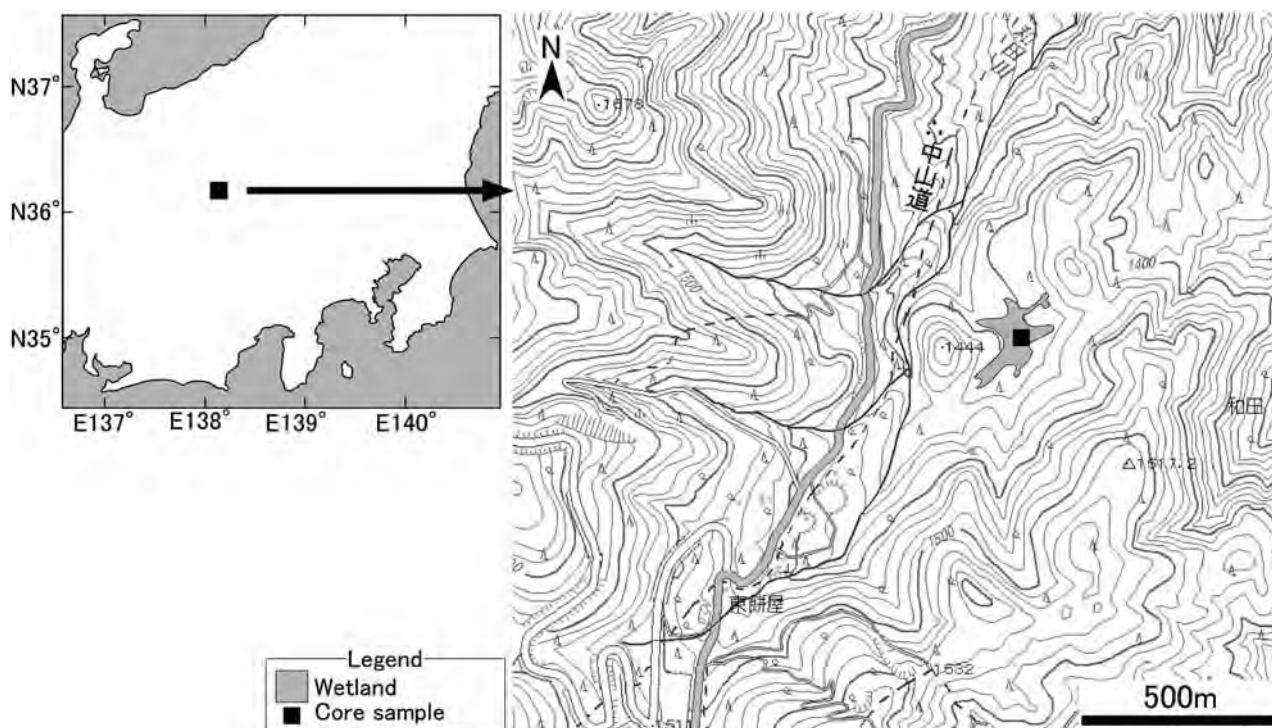


図1 調査地域概要

採取された堆積物から産出した珪藻化石を対象に分析を行い、含水率、堆積物の密度、及びTC、TNの含有量と珪藻群集の対応から、この地域における古環境の復元を試みた。

2. 試料・方法

試料は広原湿原において掘削された深さ3mのトレンチ (TR-2) の同一壁面に、長さおよそ3mのLチャンネルを用いて群集採取された試料を、それぞれの分析対象とした (図1)。Lチャンネルとは、L字型のアンクル (幅2.5cm、長さ50cm) 2つを重ね合わせ、コの字型のアンクルとし、トレンチなどの地層断面に突き刺すことで、凹部分に四角柱状の試料を採取する器具である。各Lチャンネル試料は、A列をアーカイブ用とし、B、C列を微化石分析用、D列を化学分析用とした。化学分析では、まずLチャンネル (D列) から試料を1cmごとに適量を切り出し、含水率及び密度を測定した。次に含水率及び密度を測定した試料の一部をメノウ乳鉢で粉碎し、1Nの塩酸で処理をした後、サーモクエスト社の元素分析装置EA1112により全炭素量 (TC) と全窒素量 (TN) を測

定した。

珪藻分析ではLチャンネルB列を対象として、深度5cmごとに適量を切り出して分析試料とした。切り出した試料を乾燥後試験管に移し、15%の過酸化水素水を0.5ml加えて処理を行った。その後、試験管から懸濁液を適量抽出し、プレパラートに封入した。封入剤にはマウントメディアを用いた。そして作成したプレパラートを光学顕微鏡で観察し、少なくとも200個体を同定・計数して産出頻度を求めた。そして産出頻度が5%以上の種を対象にしてダイアグラムを作成した。また、求めた産出頻度について解析ソフトPAST (Hammer et al. 2001) を用いてクラスター分析を行った。群集の類似度はユークリッド距離を計算し、群集間を平均連結法により連結して、珪藻化石区分を設定した。珪藻の同定は主にKrammer and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, b) により、生態については澤井ほか (2009) を参考にした。

また、放射性炭素測定用の試料 (植物片や木片) をLチャンネル試料とは別にTR-2の各層準から採取してAMS測定を行い、堆積年代を求めた (試料No.1366のみ、LチャンネルBから採取した試料を測定している)。

3. 年代測定結果

年代測定の結果を表1に示す。採取深度はそれぞれ、49～50cm (試料No.1366), 106～110cm (試料No.14C-6), 141～145cm (試料No.14C-4), 173～176cm (試料No.14C-3), 206～209cm (試料No.14C-5), 209～214cm (試料No.14C-2), 261～265cm (試料No.14C-1) である。堆積物の粒径が粗い層準において一部年代の逆転が認められるが (14C-2, 14C-3, 14C-6), 全て完新世の年代を示した。

4. 岩相記載

ここではLチャンネルB列の岩相について記載した結果を示す (図2)。深度3～11cmまで、灰色がかかった黒色の泥炭層である。深度11～36cmまで、黒味が強い黒色の泥炭層であり、未分解の植物が多い。深度36～100cmまで、灰色がかかった黒色の泥炭層である。深度100～117cmまで、黒味が強い黒色の泥炭層である。深度117～159cmまで、灰色がかかった黒色の泥炭層であるが、泥炭の発達は悪い。深度159～163cmには、粗粒の灰色がかかった軽石層が認められる。深度163～209cmまで灰色がかかった黒色の泥炭層であるが、泥炭層の発達は悪い。深度209～211cmまで、灰色がかかった軽石質のシルト層であり、この層準の軽石は妙高-赤倉テフラに対比される可能性がある。深度211～213cmまで、灰色がかか

った黒色であるが発達の悪い泥炭層である。深度213～289cmまで、粗粒な灰色の軽石が堆積する。特に260cm以浅では、上方細粒化の傾向が認められる。深度289～300cmまで、発達の悪い灰色がかかった黒色の泥炭層である。

5. 含水率・密度・TC・TN分析結果とその解釈

以下に、分析結果の大まかな傾向を深度の深い方から浅い方へ向って示す (図2)。深度およそ290～300cmで

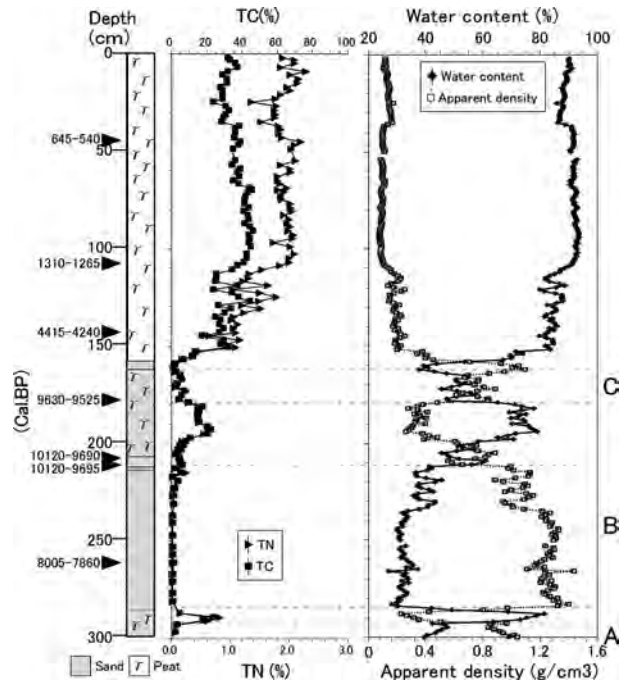


図2 TR-2から得られたLチャンネル試料の柱状図, TC, TN含有量と密度, 含水率の測定結果
A, B, Cはそれぞれ粗粒な層準を指す。

表1 TR-2から得られた年代試料の測定結果

測定番号 試料番号	採取深度 (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	暦年校正用年代 (yrBP $\pm 1\sigma$)	^{14}C 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$)	校正年代 (cal BP) (2σ)
PLD-19182 試料No. 14C-1	261-265	-28.24 \pm 0.17	7110 \pm 32	7110 \pm 30	8005-7920 (72.5%) 7905-7860 (22.9%)
PLD-19183 試料No. 14C-2	209-214	-32.38 \pm 0.12	8814 \pm 29	8815 \pm 30	10120-10060 (9.4%) 10040-10025 (0.4%) 10010-9990 (0.9%) 9940-9695 (84.7%)
PLD-19184 試料No. 14C-3	173-176	-27.67 \pm 0.16	8604 \pm 29	8605 \pm 30	9630-9525 (95.4%)
PLD-19185 試料No. 14C-4	141-145	-28.51 \pm 0.14	3877 \pm 22	3875 \pm 20	4415-4240 (95.4%)
PLD-19186 試料No. 14C-5	206-209	-30.10 \pm 0.13	8809 \pm 30	8810 \pm 30	10120-10060 (7.7%) 10005-9990 (0.6%) 9940-9690 (87.1%)
PLD-19187 試料No. 14C-6	106-110	-28.21 \pm 0.14	1358 \pm 20	1360 \pm 20	1310-1265 (95.4%)
PLD-21769 試料No. 1366	49-50	-26.99 \pm 0.15	590 \pm 17	590 \pm 20	645-540 (95.4%)

は、含水率が低く、密度が高い。また、TC・TNともに低い。深度およそ280~290cmにかけて、含水率は相対的に上昇し、密度が低下する。一方でTC・TNの値は上昇する。深度およそ200~280cmでは、含水率は低下し、密度が上昇する。TC・TNはともに極めて低い。深度およそ180~200cmにかけて、再び含水率は相対的に上昇し、密度が低下する一方で、TC・TNは減少する。深度およそ150~180cmにおいて、含水率は徐々に増加し、密度は減少する。TC・TNはともに徐々に増加する。深度およそ0~150cmにかけて含水率は極めて高く、密度は低い。また、TC・TNともに高い値を示す。

含水率・密度・TC・TNそれぞれの値は堆積物の構成物や粒径に依存する。すなわち、環境が湿原であれば保水力が高いため含水率が高く、逆に堆積物の密度は低くなる。一方、植物が繁茂する湿原環境であれば、有機物の含有量が相対的に多いため、TC・TNともに高い値を示す。

6. 珪藻分析結果とその解釈

分析の結果少なくとも25属45種の珪藻が産出し、クラスター分析の結果14の珪藻化石区分が設定された(図3)。以下にその特徴を示す。

珪藻区分I(深度300cm~295cm):底生である*Eunotia paldosa*, *Pinnularia viridis*, *Gomphonema asidoclinatum*, *Encyonema*属, *Tabellaria flocculosa*などが多産する。また、特徴的に*Brackysira brebissoni*が産出する。珪藻殻の保存は比較的悪く産出する種数が多い。これらのことから、周囲から流れ込みの強い環境だったことが推定される。

珪藻区分II(深度290cm):珪藻区分Iで産出した種と近い群集であるが、特に*Eunotia*属, *Pinnularia*属が優占する。珪藻殻の保存は比較的悪く産出する種数が多い。以上のことから、一時的に流れ込みが減少し、有機物が堆積する環境だったと推定される。

珪藻区分III(深度165cm~285cm):珪藻区分Iと近い群集が認められ、*Eunotia paldosa*, *Pinnularia viridis*, *Gomphonema asidoclinatum*, *Encyonema*属, *Tabellaria flocculosa*などが多産した。また、特徴的に*Brackysira*

*brebissoni*が産出する。珪藻殻の保存は比較的悪く産出する種数が多い。以上のことから、再び流れ込みが活発化したと推定される。

珪藻区分IV(深度160cm):珪藻区分IIで産出した種と近い群集が認められ、*Eunotia*属, *Pinnularia*属が優占する。珪藻殻の保存は比較的悪く産出する種数が多い。これらのことから、周囲の流れ込みは減少し、再び有機物が堆積する湿地に変化したと推定される。

珪藻区分V(深度80cm~155cm):それまで認められていた群集と大きく異なり、底生種である*Tabellaria flocculosa*, *Brackysira brebissoni*, *Eunotia*属, 及び*Achnantheidium minutissimum*, *A. exiguum*などがほとんど産出しなくなり、*Eunotia paldosa*, *E. serra*などの*Eunotia*属と*Pinnularia*属が極めて優占する。珪藻殻の保存は比較的良い。以上のことから、安定した湿原環境が形成されたと推定される。

珪藻区分VI(深度75cm):珪藻区分Vの種に加えて、浮遊性珪藻である*Aulacoseira*属が特徴的に産出する。珪藻殻の保存は比較的良い。これらのことから、湿原がさらに湿潤化したと推定される。

珪藻区分VII(深度70cm):珪藻区分VIの種群から、さらに浮遊性珪藻である*Aulacoseira*属の産出頻度が増加する。珪藻殻の保存は比較的良い。これらのことから、さらに湿潤化したと推定される。

珪藻区分VIII(深度65cm):珪藻区分VIと近い群集である。珪藻殻の保存は比較的良い。従って、湿原が若干乾燥したと推定される。

珪藻区分IX(深度60cm):底生珪藻である*Eunotia*属, *Pinnularia*属や*Rhopalodi acuminata*が優占する。また、陸生珪藻の産出頻度も増加し、珪藻殻の保存は比較的良い。以上のことから、さらに湿原は乾燥したと推定される。

珪藻区分X(深度50cm~55cm):浮遊性珪藻である*Aulacoseira*属, 底生である*Eunotia paldosa*などの*Eunotia*属と*Pinnularia viridis*, *Rhopalodia acuminata*が優占する。特に*Aulacoseira*属はこの層準が最も優占する。珪藻殻の保存は比較的良い。以上のことから、湿原は湿潤化し、水位が上昇していたと推定される。

珪藻区分XI(深度20cm~45cm):底生珪藻である

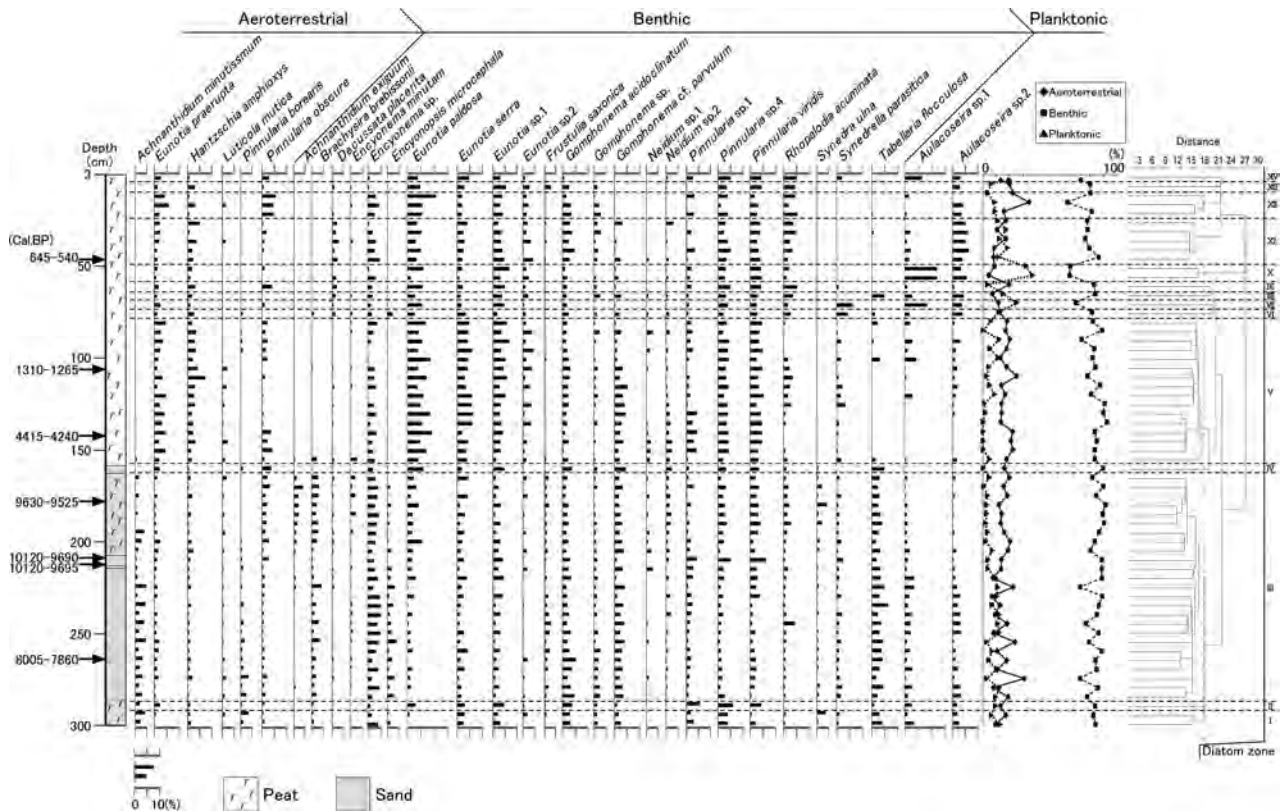


図3 TR-2における珪藻分析のダイアグラムとクラスター分析結果

珪藻区分 (I~V) が堆積物が不安定な環境, 珪藻区分 (VI~XIV) が安定した湿原環境である。また, 珪藻区分 (VII, X) は特に湿潤化している。

Eunotia 属, *Pinnularia* 属や *Rhopalodi acuminata* が優占する。また, 陸生珪藻の産出頻度も増加し, 珪藻殻の保存は比較的良い。これらのことから, 湿原は乾燥したと推定される。

珪藻区分 XII (深度 10cm~20cm): 浮遊性珪藻である *Aulacoseira* 属の産出頻度は減少し, 代わって底生珪藻である *Eunotia* 属, *Pinnularia* 属や *Rhopalodi acuminata* が優占する。また, 陸生珪藻の産出頻度も増加し, 珪藻殻の保存は比較的良い。以上のことから, さらに湿原は乾燥したと推定される。

珪藻区分 XIII (深度 5cm): 珪藻区分 XII の種群と似るが, 陸生珪藻の産出頻度が低下する。また珪藻殻の保存は比較的良い。これらのことから, 湿原が若干湿潤化したと推定される。

珪藻区分 XIV (表層): 浮遊性珪藻である *Aulacoseira* 属, 底生である *Eunotia paldosa* などの *Eunotia* 属と *Pinnularia viridis*, *Rhopalodia acuminata* が優占する。珪藻殻の保存は比較的良い。このことから, より湿潤化したと推定される。なお, この層準を現世の層準とした。

7. 広原湿原の形成過程と乾燥・湿潤変動

以上の珪藻群集の変化から, 特に浮遊性珪藻を相対的な湿潤化の指標として, 陸生珪藻を乾燥の指標として, また殻の保存度と種数の増加を, 周囲からの流入の目安とした (図3・4)。これらを基に, 過去の堆積環境の変遷を推定すると, まず8000年前頃まで, 周囲から堆積物が多く流れ込む不安定な環境であった。その後, 堆積物の流入は減少していくが, 8000年前~4000年前頃の間に再び増加した。4000年前以降, さらに堆積物の流入は減少し, 安定した高原湿地環境が形成されていった。そして1300年前以降, 複数回の乾湿変動を繰り返し, 現在は比較的湿潤な湿原環境になったと推定される。ここで示す乾燥・湿潤変動とは, 例えば湿原が乾燥して植生が消滅してしまうといったような大きな変動のことではなく, 植生が繁茂する水分がある中での相対的な変動を指す。以上の珪藻群集の変遷は岩相境界ともよく一致する。また, 含水率や密度及び, TCやTNの変化とも調和的である。特にTC, TNがともに低い値であり, 堆積物が粗く

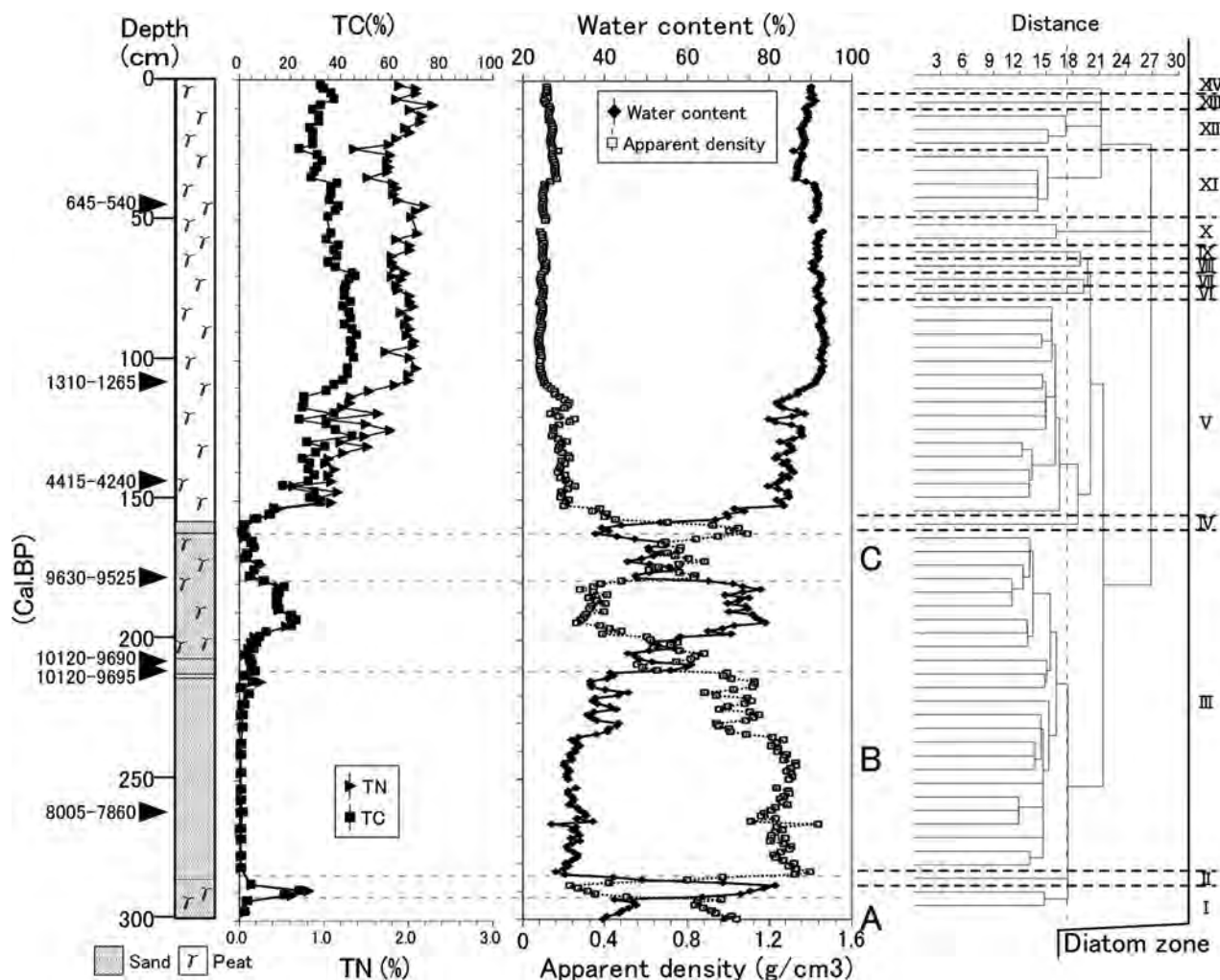


図4 TR-2における堆積環境の境界と古環境変化の区分

さらに密度が高いことは、珪藻群集から推定された、有機物が堆積しにくい不安定な環境だったことを支持し、4000年前以前に少なくとも3回以上の泥流型土石流のような粗粒堆積物流入イベントがあったことが示唆される(図4A~C)。一方で、4000年前以降、この地域が安定した湿原になったことも珪藻群集とその他の分析結果は示唆するものであり矛盾しない。また、佐瀬ほか(2013)は、LチャンネルC列から得られた植物珪酸体化石の分析から、珪藻から示される堆積環境が不安定な時期(粗粒層の堆積時期)と乾燥期において、ササが増加する傾向を示した。ササは現世の広原湿原内には認められず、相対的に土壌水分が少ない湿原の周囲に多く生育している。このことは堆積環境が不安定な時期は周囲からの流れ込みに混入してササの珪酸体が増加したこと、安定期には広原湿原が乾燥化した場合に、湿原の周囲から内部

へササの植生が侵入してきた可能性があることをそれぞれ示唆する。

さらに1300年以降の乾燥・湿潤変動に着目すると、その変動はグローバルな環境変化と対応している可能性がある。国内外においても過去2000年間の環境変化の報告例は近年増加してきており(国内の例として、Adhikari and Kumon 2001など)、地域間における環境変化の対応関係が議論されている。国外では、例えばアララ海(Sorrel et al. 2006)やバルハシ湖(Endo et al. 2012)では、過去2000年間の古水位の変動を復元することから中央アジア地域の乾燥・湿潤変動が推定されている。特にバルハシ湖の古水位変動は、太陽活動の周期(宮原 2010)などに対応する可能性が考えられるが、広原湿原の乾燥・湿潤変動も大気中 $\Delta^{14}\text{C}$ 濃度のピークのタイミングとよい一致を示すため、太陽活動との関係が示唆される(図5)。

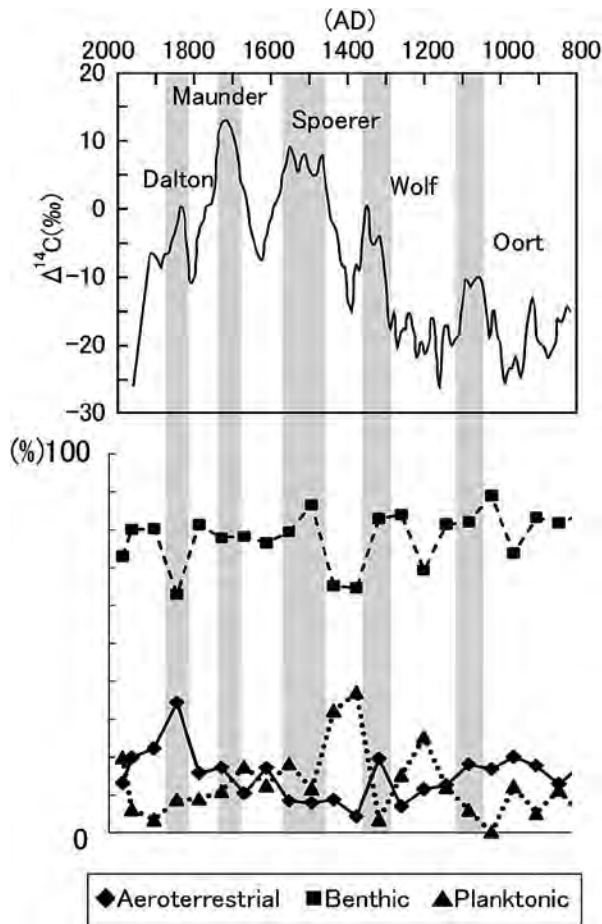


図5 過去1200年間の広原湿原の乾燥・湿潤変動と大気中 $\Delta^{14}\text{C}$ 濃度（宮原2010を改変）の関係

Dalton, Maunder, Spörer, Wolf, Oortはそれぞれ太陽活動の極小期である。珪藻の浮遊性種 (planktonic) は、太陽活動の極大期においてその産出頻度が高まるため、極大期において湿潤化している可能性を示唆する。

特に、200年前、500年前、700年前、900年前の乾燥期はそれぞれダルトンミニмум、シュペーラーミニмум、ウォルフミニмум、オールトミニмумの時期に相当するが、広原湿原においてこれらの時期は相対的に乾燥化する傾向が認められた。すなわち、太陽活動の極小期において気候が冷涼になり、広原湿原が相対的に乾燥化した可能性があるかと推定される。しかしこうした傾向は、比較的標高が近い地点に位置する山中湖の過去2500年間に於ける環境変遷（小杉ほか1992）と一部で逆傾向を示している。この点は、小杉ほか（1992）において、山中湖の堆積物試料から過去2000年間の年代値がほとんど得られていないため、環境変動の正確なタイミングを決められていないことや、より小さな乾湿変動について議論していない点などが原因であると考えられる。今後、さら

に年代値及び分析点を増やすことで、広原湿原における完新世の乾燥・湿潤変動を正確に捉えられる可能性があると考えられる。また、現世表層堆積物の珪藻群集についての検討を加えることで、イベント堆積物の起源を明らかにできると考えられる。

謝辞

本論をまとめるに当たり、北方ファイトリス研究室の佐瀬隆博士、東京自然史研究機構の細野衛博士には植物珪酸体についての知見をご教示していただいた。明治大学黒耀石研究センターの中村雄紀氏には広原湿原に関する文献を紹介していただいた。明治大学博物館の島田和高氏、明治大学黒耀石研究センターの橋詰潤氏には原稿の受付から較正に至りお世話になった。また、査読者の遠藤邦彦日本大学名誉教授により本稿は改善された。以上の方々に深く感謝致します。なお、本研究は文部科学省私立大学戦略的研究基盤形成支援事業（平成23年～平成27年）「ヒト－資源環境系の歴史の変遷に基づく先史時代人類誌の構築」（研究代表者：小野昭）により実施された。

引用文献

- Adhikari, D. P. and Kumon, F. 2001 Climatic changes during the past 1300 years as deduced from the sediments of Lake Nakatsuna, central Japan. *Limnology* 2: 157-168.
- Endo K., Sugai T., Haraguchi T., Chiba T., Kondo R., Nakao Y., Nakayama Y., Suzuki S., Shimizu H., Sato A., Montani H., Yamasaki H., Matsuoka H., Yoshinaga Y., Miyata K., Minami Y., Komori J., Hara Y., Nakamura A., Kubo N., Sohma H., Deon J. -M., Sala R., Nigmatova S. A. and Aubekeov B. A. 2012 Lake Level Change and Environmental Evolution during the Last 8000 Years Mainly based on Balkhash Lake Cores in Kazakhstan, Central Eurasia. *Proceedings of the international workshop on Toward a Sustainable Society in Central Asia: an Historical Perspective on the Future*, 35-48, Almaty (Kazakhstan).
- Gaiser, E. and Ruhland, K. 2010 *Diatom as indicators of environmental change in wetlands and peatlands. The Diatoms: Application for the Environmental and Earth Sciences*, pp. 473-496. Cambridge (UK), Cambridge Univ. Pres.
- Hammer Ø., Harper A. T. D., and Ryan P. D. 2001 *PAST paleontological statistics software package for education and data analysis, Palaeontologia Electronica*, 49p. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm, accessed 1st June 2012.
- 小杉正人・池田光理・江口誠一 1992 「山中湖の形成史—(2) 微化石群集に基づく過去2500年間の環境変遷史—」『日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要』27：37-34
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. 1986 *Bwasserflora von*

- Mitteleuropa. SuBacillariophyceae*, Vol. 1, 876p., New York, Gustav Fischer Verlag.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. 1988 *Bwasserflora von Mitteleuropa. SuBacillariophyceae*, Vol. 2, 596p., New York, Gustav Fischer Verlag.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. 1991a *Bwasserflora von Mitteleuropa. SuBacillariophyceae*, Vol. 3, 576p., New York, Gustav Fischer Verlag.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. 1991b *Bwasserflora von Mitteleuropa. SuBacillariophyceae*, Vol. 4, 437p., New York, Gustav Fischer Verlag.
- 宮原ひろ子 2010 「過去1200年間における太陽活動および宇宙線変動と気候変動との関わり」『地学雑誌』119(3):510-518
- 男女倉遺跡群分布調査団 1993 『長野県黒耀石原産地遺跡分布調査報告書(和田峠・男女倉谷)Ⅲ』, 261p., 長野, 和田村教育委員会
- 佐瀬 隆・細野 衛・公文富士夫 2013 「長野県長和町, 広原湿原堆積層および隣接陸域土壌層の植物珪酸体記録による植生履歴」『資源環境と人類』3:65-74
- 澤井祐紀・谷村好洋・加藤めぐみ・須藤 斎・南 雲保 2009 「珪藻」『デジタルブック最新第四紀学 CD-ROM版』日本第四紀学会編, pp. 253-262, 東京
- Sorrel, P., Popescu, S. -M., Head, M. J., Such, J. P., Klotz, S. and Oberhänsli, H. 2006 Hydrographic development of the Aral Sea during the last 2000 years based on a quantitative analysis of dinoflagellate cysts. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234(2-4): 304-327.

(2012年11月5日受付／2013年1月23日受理)

Palaeo-environmental developments and the precipitation and evaporation changes during the Holocene in Hiroppara wetland, Wada Pass, Nagano Prefecture

Takashi Chiba^{1*}, Fujio Kumon²,
Yuichiro Kudo³, and Akira Ono⁴

Abstract

This paper discusses the paleo-environmental changes of wetlands during the Holocene in the Hiroppara wetland area. Our conclusions were reached through diatom analysis, TC/TN analysis, and ¹⁴C dating. Records of diatom assemblages as well as TC and TN changes infer changes in past moisture conditions and stability of depositional environment. Unlike the modern wetland, which is dominated by benthic and aeroterrestrial diatoms, the Late Holocene wetland indicates the growth of planktonic species instead. The relative abundance of benthic and aeroterrestrial diatoms suggests four main periods when the wetland was drier than today: at 200 cal. BP, 500 cal. BP, 700 cal. BP, and 900 cal. BP. These dates coincide chronologically with the Dalton, Spörer, Wolf and Oort Minimums. On the contrary, prior to 4000 cal. BP., TC and TN ratios of depositional environment seem to have been extremely low, and at this time mixed diatom assemblages formed. All of the above seem to suggest that this wetland region was an unstable depositional environment during the middle Holocene.

Keywords: Hiroppara Wetland; Diatom analysis; TC/TN analysis; Paleo-environmental changes; Holocene

(Received 5 November 2012 / Accepted 23 January 2013)

1 Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba
2 Faculty of Science, Shinshu University
3 National Museum of Japanese History
4 Center for Obsidian and Lithic Studies, Meiji University
* Corresponding author: T. Chiba (oolitelimestone@gmail.com)

