

# 大野原湿原研究会報告集 IV

大野原湿原研究会 編

平成7 (1995) 年3月

愛知県南設楽郡  
作手村教育委員会

「大野原湿原研究会報告集IV」正誤表

ページ数	行数等	誤	正
ii	27	農協	農業
57	10	ケトン15	ケトン15%
63	15	(1982):	(1982)
82	3	始良火山灰	始良Tn火山灰
84	23	見い出した	見い出された
106-107		図のタイトル	第1図 豊川流域遺跡分布図
119	4	148p	139p
119	5	植物趣味: 4	植物趣味, 23: 11-14
119	6	54: 1	54: 36
119	7	: 13	: 114-155
119	9	2	77-78
119	11	: 1	: 96
119	15	(1984)	(1994)
119	15	: 2	: 84-85
125	発行者住所	南設楽群	南設楽郡

## はじめに

人類と言える猿人が地球上に現れたのは、約400万年前のアフリカ大陸であったと言われてきましたが、1994年9月22日の新聞紙上に「人類の直接の祖先である猿人の最古の化石をエチオピアで発掘した」とあり、440万年前の猿人化石である事を報じていました。それから440万年を経た人類は、宇宙への旅を実現し、宇宙での居住実現も間近であると言われています。

一方、時を同じくして、大野原湿原研究会の皆さんが、3万年以上の時空を遡り、作手村の中心に位置する大野原湿原等の調査研究を続けられ、この度『大野原湿原研究会報告集Ⅳ』を出版されました。誠にご同慶に堪えません。

今日に至る道程は、1985年に作手村教育委員会が、本村の歴史民俗資料館展示用に大野原湿原のコアの分析を、当時愛知県立犬山高等学校の沢井誠先生と、同じく明和高等学校の藤井登美夫先生に依頼したことが発端となり、作手団体研究グループ等の皆さんと共に、大野原湿原研究グループを結成し、以来専門分野に分かれて調査研究が行われてまいりました。この調査の中で、大野原の泥炭は3万年余りに及ぶ歴史を秘めている事が究明され、更には泥炭によって過去の気候・植生・火山灰の降灰・時間経過等に至るまで細かく研究分析がなされました。

1980年には、作手団体研究グループが研究成果を認められ、石田財団から教育賞を受賞されました。1989年には同財団と文部省より研究助成金を得て、調査研究を進められ、数回にわたり発表会が開催され、研究会報告集が出版されました。

この間、湿原研究の全国的組織である湿原研究会が結成され、第1回の研究発表会がラムサール条約関連の湿原保全国際フォーラムとの共催で、北海道において開催され、大野原湿原研究会からも多くの会員が参加されたと伺いました。さて、大野原湿原も幾多の変遷を経たのち、縄文人や弥生人を受入れ、ここにおいて初めて作手高原での人類の生活が始まったのでした。

以来、稲作が発達するにつれて水田が耕され、数千年の歳月が流れましたが、ここにおいて大野原湿原とその周辺を知る事が出来る最古の文書として、天正18年の『長者平村検地帳』が発見されました。これによりますと、孫平名請で「市場さかへ城下 4町8反 荒地 48石」となっており、昭和41年の水田基盤整備事業が行われるまで、荒地のままであったことを知ることができます。因に、この付近が豊川水系巴川と矢作川水系巴川の“分水点”と言う特異な地域であるために、大野原湿原研究会の貴重な研究成果を生かすべく、作手村教育委員会の手によって“分水点”としての保存整備が計画されています。

最後になりましたが、この研究成果が多くの人々に活用されるとともに、将来学会が設立され、関係されました先生方がご健勝で益々ご発展されます事を祈念してご挨拶と致します。

作手村教育長 齋藤彦徳

# 湿原に学ぶ

作手村教育委員会 矢頭一起

「こんな山奥にこれ程広大な水田が広がっているとは驚きました。」作手村を初めて訪れる人の多くが口にする言葉である。昔、作手は36地獄と呼ばれていたほど、村のあちこちに低湿地が点在していた。その低湿地の多くが弥生時代中期ころから耕作され水田化していった。

当時、稲の成育に最も悪い条件は水はけであり、貧弱な農耕技術では収穫量は今日では想像もできないものであった。(一説には反当たり、よくて3斗と言われている。)ところが、低湿地や水田には古代人の意識的な農業技術とは無関係に、多くの渡り鳥が飛来し大量の鳥糞を残していった。鳥糞は、通常は顕著な肥効はないが、年平均気温が著しく低い地域と湿田の泥炭土壌には、鳥糞中の燐酸分が稲作に対して肥効を現し、渡り鳥が飛来してきた地域と、そうでない地域とでは稲の収穫の差は明らかであった。作手は高地であり、しかも水田が泥炭土壌であるため、渡り鳥が飛来した水田は収穫が多かった。そこで人々は、当時多く渡ってきた白鳥に対して「白鳥の来る田は実りが多い」という思いから、その恩恵を祈って白鳥を神と崇め祭った。それが「白鳥神社」であり、全国に120社ある中で作手村には11社が鎮座している。これは全国の約1割にあたり日本一である。

また、作手という言葉は平安時代の半ば頃から成立した土地保有に関する権利の名称として呼ばれていた。その内容は国や荘園領主に対して年貢を納入することを条件として認められた農民の耕作権や請作権である。その作手も鎌倉時代には、土地制度の変化とともに消滅したといわれているが、作手と言う言葉が現代まで地名として残ったことは、古語としての文化財的価値のある言葉でもある。ではなぜ作手という言葉が現代まで残ったかと言えば、これは米福長者伝説を抜きにしては考えられないことである。米福長者は大野原湿原の北側の小高い丘(現在の長者平地区)に住居を構え単に農協技術者だけでなくすぐれた経営者でもあった。下人を使い、周辺の農民を動員して山野・湿原を耕作し公田の請作や自分の耕地を農民に請作させ、美田を造りあげていった。また、長者の屋敷の中には鍛冶工場・酒の醸造場があり、それは現代の農業センター的存在であった。そして彼が獲得した「作手」という農民的な土地所有者権が人々に強烈に印象づけられ米福長者の話とともに「作手」が後の郷名、作手郷となり、さらに「作手村」として伝えられていったものと考えられる。いずれにせよ作手村は湿原とともに歩いてきたといっても過言ではない。我々は残された貴重な湿原を守って行く義務があるとともに、それから多くを学んで行かなければならない。

---

引用文献 芦野 泉(1986)「作手白鳥神社と初期農耕」

# 目 次

はじめに	作手村教育長 齋藤彦徳	i
湿原に学ぶ	作手村教育委員会 矢頭一起	ii
目次		iii
1. 大野原泥炭地の生い立ち — 三河高原南部大野原湿原周辺の地形発達史 —		
	藤井登美夫・作手団体研究グループ・大野原湿原研究グループ	1
2. 愛知県作手村大野原湿原・長ノ山湿原積物の <sup>14</sup> C年代（測定された <sup>14</sup> C年代値の編集）	中村俊夫・大野原湿原研究グループ	9
3. 愛知県における湿原の泥炭層の有無と植生	権田昭一郎	27
4. 愛知県作手村大野原湿原の周辺山地における後期更新世の植生変遷		
	中堀謙二・安部亜紀子	37
5. 作手村大野原湿原の周辺山地における過去1万2千年間の植生変遷		
	中堀謙二	43
6. 泥炭の脂肪酸組成から見た大野原湿原の変遷	筒木 潔	49
7. 埋没泥炭の生成環境について有機物から何がわかるのか	渡辺 彰	55
8. 湿原における物質の流入と流出	渡辺栄次	65
9. 地質学的に見た愛知県の黒ボク土 — とくに、広域テフラをもとにして —		
	沢井 誠	77
10. 古大野原湿原堆積物中の天城カワゴ平火山灰 (Kg) の火山ガラス化学組成		
	沢井 誠・西田史朗	91
11. 作手村田原の礫岩脈	吉村暁夫	95
12. 野・原・山と考古学 — 豊川流域の遺跡分布から —	鈴木忠司	105
大野原湿原に関する研究報告		119
研究会会員名簿		124
編集後記		125

Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page. The text is arranged in several paragraphs and is mostly obscured by noise and low contrast.

# 大野原泥炭地の生い立ち

## — 三河高原南部大野原湿原周辺の地形発達史 —

藤井登美夫<sup>※1</sup>・作手団体研究グループ<sup>※2</sup>・大野原湿原研究グループ<sup>※2</sup>

### I. はじめに

三河高原の下山村に生まれ育ち地形学を専攻した筆者は、三河高原の地形発達史について漠然とした興味や関心をいじめてきた。1980年代に作手団体研究グループや大野原湿原研究グループの皆さんと出会い、地質や泥炭層などについてさまざまなことをともに学ぶことができたし、たくさんの新知見を得ることもできた。ただ、未解明の問題も多く残している。この間、作手村教育委員会には、手弁当で調査している私たちのグループの活動にいろいろとご援助を受けてきた。しかし、今後、グループとして共同研究ができる可能性は薄れてきたので、グループの活動はここで一区切りすることになった。本稿では、一区切りになるような報告を書きたいと思っていたが、私たちのグループの活動全体を総括する報告文は書けそうにない。

ところで、湿原地下の堆積物をサンプルにした実験室での分析によって、堆積した年代やその環境については解ってきたことは多いが、「なぜ、3万数千年前に大野原泥炭地が発生し、現在まで泥炭の堆積が継続したか」＝大野原泥炭地の生い立ちは、未だに、すっきりした説明ができていないように私個人としては感じている。この解明は大野原泥炭地の周辺も含めた三河高原地域の地形変化と関連させることで説明できると予想される。

そこで、本稿では、大野原泥炭地の生い立ちについて地形変化と関連させた説明を試みたい。しかし、周辺地域から得られる情報の精度は泥炭層などから得られる情報の精度よりかなり粗いので、私個人の想像（地形学的な知識は踏まえているつもり）も交えて説明することになると思う。グループのみなさんの個別の分析成果を踏まえて説明したいが、場合によっては、個別の分析成果と矛盾することになるかもしれない。こうした意味からいえば、本稿はこの報告集の他の学術的な論文とは違って実証されてない抽象な議論に陥っている部分もあるかもしれないので、この点を考慮して読んでいただきたい。私個人としては、本稿を現時点の作業仮説みたいなものと位置づけて、今後、その検証を試みていきたい。

なお、ここで使用する「泥炭地」は、泥炭層の存在が明確でその堆積している場所という意味で用いる(阪口豊, 1974)。ただし、固有名詞としての大野原湿原や地表に湿原植物が生育している場所という意味のときは「湿原」を使う。

※1 愛知県立瑞陵高等学校 〒467 名古屋市瑞穂区北原町2-1 ※2 本報告集124ページ参照

## Ⅱ. 大野原泥炭地の成因に関する考え方の経緯

筆者たちは1986年までの周辺の野外調査や地形図の読図によって、泥炭地より広い湖を想定し、この湖の縮小・陸化する過程で大野原泥炭地が発生したと推定していた（作手団体研究グループ、1991）。湿原の変遷を示す図として一般にもよく見かけるものであり（例えば、辻井達一ほか、1994）、作手村歴史民俗資料館の大野原湿原の説明パネルにも示されている。しかし、湖の存在を直接証明できるような証拠は野外では見つけることができなかった。そこで、泥炭地最深部付近の堆積物を機械ボーリングで採取し観察した。ところが、この観察でも湖を示唆するような堆積物はなかった（大野原湿原研究グループ、1993）。

泥炭地の成因を気候変化と関連づける場合も一般にはあり、大局的には関連があるかもしれないが、大野原湿原には泥炭があり、同様の気候の近隣地域の湿原にはない場合も多い。このことは気候変化だけで説明することができないことを示唆している。大野原泥炭地のような高原の泥炭地ではないが、海津正倫（1994）は沖積低地の泥炭地について海面変化やそれに伴う地形変化からその成因について説得力のある説明をしている。そこで、大野原泥炭地の成因についても周辺の地形変化から説明できると考えた。まず、三河高原の地形のあらましについてみる。

## Ⅲ. 三河高原の地形

大野原泥炭地周辺の三河高原は山頂の高度がほぼそろっており、谷は浅くて広く、この起伏は侵食作用で造られたので、地形学者は小起伏侵食面と呼んでいる。新城方面から作手村に入った場合、誰にでもこのことを実感できると思う。一般にも作手村付近を作手高原と呼ぶことがある。高校の地理の教科書にも出ていたデービスの地形輪廻の考え方に基づいて、隆起準平原遺物と考える人もいたが、最近はこの考え方は変動の激しい日本列島には単純には適応できないと考える人が多くなってきた（米倉伸之、1990）。作手高原について直接研究した例はないが、中部山岳地域の各地について研究した森山昭雄（1990）は山地の形成時代をまとめて、図1を作成した。図1によれば、大野原泥炭地（★印の地点）は凡例2の地域（鮮新世後期から更新世前期頃までに隆起し、その後は隆起してない山地）と凡例5の地域（更新世中期には活発に隆起していたが、後期には隆起していない山地）との間にあり、大野原泥炭地発生以降の更新世後期や完新世には、大野原泥炭地周辺は隆起による地形変化はなかったと推察できる。空中写真の観察や野外調査から変動地形が読み取れる場所もあるが、更新世後期や完新世に変動した証拠は認められていない。

したがって、更新世中期以前の変動が小起伏侵食面の形成にはかかわっていても、大野原泥炭地の発生に直接関係した変動ではなかったであろう。このことは以下の推論の前提であり、断言してよいかは今後の課題として残る。



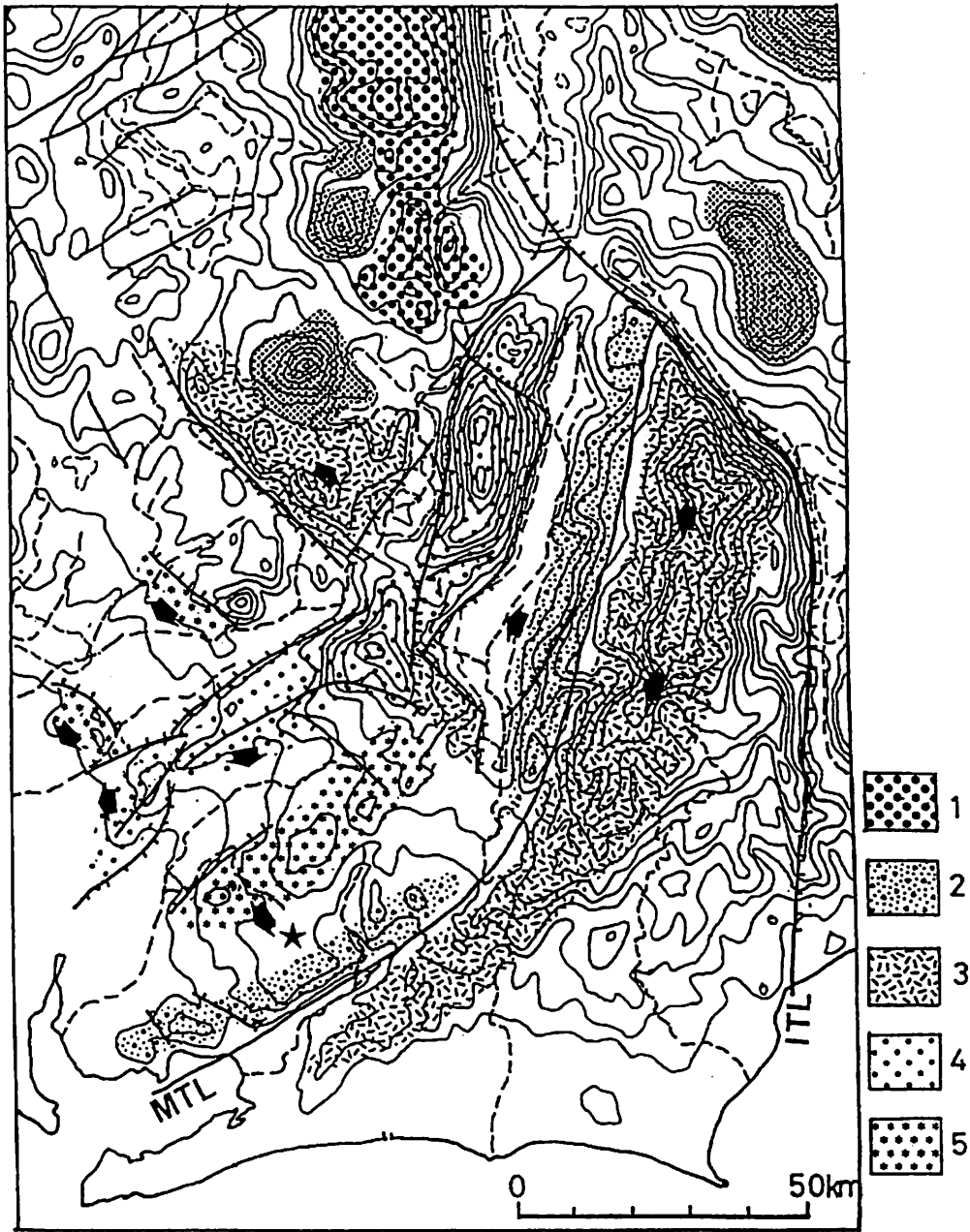


図1 中部山岳地域の山地の隆起時期を指標とする山地区分図(森山, 1990に加筆)

接峰面は岡山(1988)の図(等高線は200m間隔)を用い, 主要な断層を記入した.

1. 鮮新世中期頃から隆起を開始し, 更新世中期以降は隆起が緩慢化した山地.
2. 鮮新世後期から更新世前期頃までに隆起し, その後は隆起していない山地.
3. 更新世に入ってから現在まで継続的に隆起している山地.
4. 更新世中期に隆起が始まり, 現在まで活発に隆起している山地.
5. 更新世中期には活発に隆起していたが, 後期には隆起していない山地.

矢印は傾動方向を示す. 網目の入った地域は第四紀中期以降の火山. ITL: 糸魚川-静岡構造線, MTL: 中央構造線.

★印は大野原湿原の位置.

上記の前提が正しいとして、それでは、大野原泥炭地発生にかかわった地形変化の原因は何か。一般的に言って、地殻変動や火山活動など内作用以外の原因としては、海、氷河、風、河川などの外作用が想定される。大野原泥炭地周辺における地形変化の原因についての可能性を検討すると次のようになる。

- 1) 海の作用は標高が500m前後であるので、更新世後期以降の地形変化の原因としては考えなくてもよいだろう。
- 2) 氷河の作用についても、北緯35°前後の緯度帯では、たとえ最終氷期最盛期でも雪線高度が標高500m近くまで低下することは一般的には考えられない。ただ、周氷河作用については、関東平野のローム層中に周氷河現象を認める研究者もいるので考慮する必要があるだろうが、3万数千年前から現在まで（氷期にも後氷期にも）継続する地形変化の原因としては後述の河川の作用に比べれば小さいだろう。
- 3) 風の作用は砂漠のような乾燥地域や高山の裸地で主に働く作用であるので考えなくてよいだろう。
- 4) 大野原湿原周辺における河川の作用は現在も集中豪雨時や台風時には活発に働いており、圃場整備や人工堤防建設の前はもっと活発であったであろう。そこで、次の章では、河川の作用を中心に大野原泥炭地周辺の地形変化を検討してみる。

#### IV. 大野原泥炭地周辺の河川作用

人為改変以前の作手高原には多数の湿原が存在した（権田昭一郎，1991）。これらの湿原の中で、大野原湿原の面積は一番広く、その泥炭層の厚さも一番厚い。年代が未測定<sup>1)</sup>の湿原もあるが、厚さの比較から泥炭の堆積期間も一番長いと思われる。このことは作手村の湿原の発生<sup>2)</sup>の時代が揃ってないことを示しており、発生<sup>3)</sup>の原因は個々の湿原ごとに検討する必要があるだろう。

大野原泥炭地（図2の★印）は谷中分水界に位置し、この谷の形成に関わったのが矢作川水系巴川と豊川水系巴川（最上流は古宮川と呼称）である。河川地形学の一般的知識（高山茂美，1974など）によれば、分水界は固定したものではなく、流域内に何らかの地形変化がおこれば、それに応じて分水界の水平位置・高度も変化する。分水界の移動の原因の一つとして、ギルバートの不均等斜面の法則というものがある。この法則は、簡単に言うと、急斜面側を流れる川がより急激に侵食し緩斜面上を流れる川の方へ分水界が移動するというものである。この結果、両方の谷が連結した場合に谷中分水界が生ずるとされている。

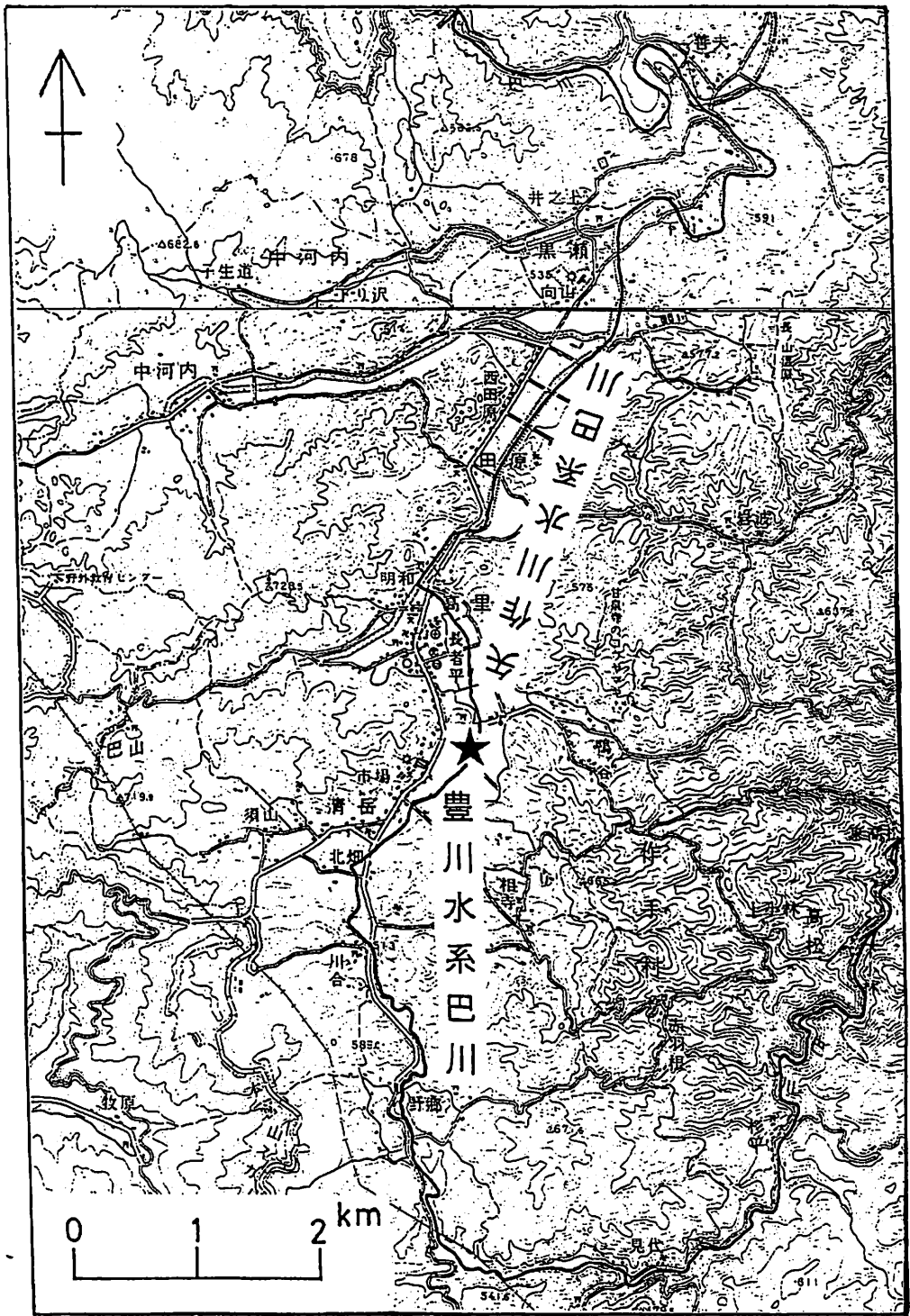


図2 大野原湿原周辺の地形  
 50,000分の1地形図「足助」・「御油」の一部に加筆。  
 ★印は矢作川水系巴川と豊川水系豊川の谷中分水界の現在の位置。

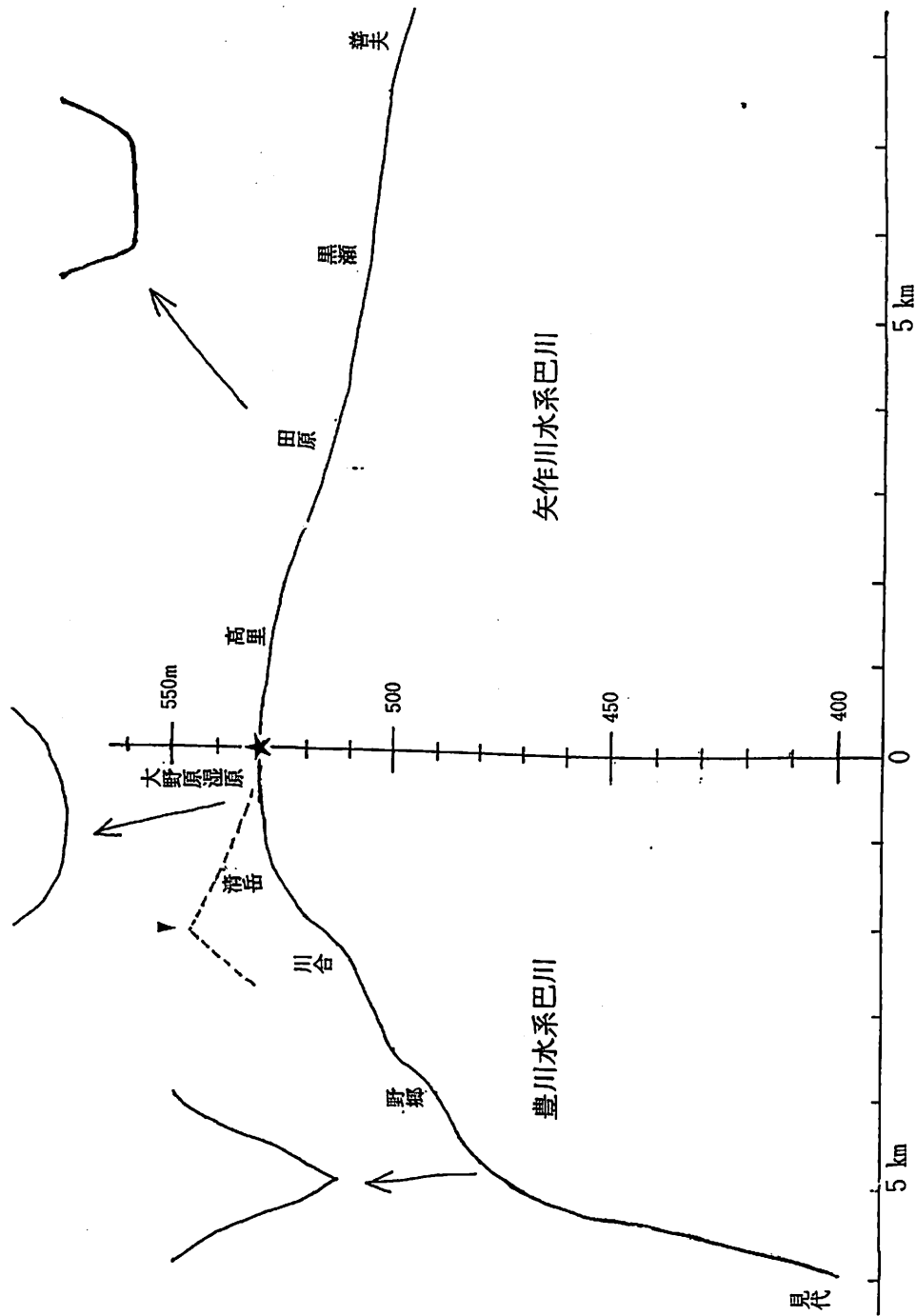


図3 大野原湿原を中心とした矢作川水系巴川と豊川水系巴川の河床縦断面図  
 軸は現河床の標高。横軸は河道に沿った分水界(★印)からの水平距離。数値は、25,000分の1地形図から読み取った。  
 破線と▼印は、不均等斜面の法則から推定される過去の時点の河床縦断面とこの時の分水界。  
 矢印の先の図は概略の現在の谷の横断面図。

これらのことを大野原泥炭地周辺の河川について検討するため図3（河床縦断面図）を作成した。図3の縦軸は矢作川水系巴川と豊川水系巴川の現河床の標高であり、横軸は河道に沿った水平距離である。数値は少し粗いが、25,000分の1地形図から読み取った。この図や野外観察から、豊川水系巴川の河床勾配の方が矢作川水系巴川の河床勾配より急傾斜であることがわかる。不均等斜面の法則を適応できるとすれば、分水界の水平位置は南から北へ移動して、大野原泥炭地に達したことになる。また、分水界の高度は、両方の谷が連結する前は高く、豊川水系巴川の源流部の侵食＝谷頭侵食に伴って低下して、大野原泥炭地の高さには達したことになる。つまり、図3の▼印から★印に移動したことが想定される。以上のことを実証するには、過去の河床である段丘や堆積物の供給源を調査する必要があるが、現時点では、断続する段丘の対比・形成年代や供給源を示す礫などが明らかになっていない。

それでは分水界の移動で河川的作用はどう変化するだろうか。図3で示される地域のうち、見代～川合、大野原湿原～高里、田原～黒瀬について検討する。

- 1) 見代～川合の谷の横断面は図中に示すようなV字形である。分水界の移動で流域面積が拡大し、流量が増加したので、下刻を中心とした河川の侵食力が増し、V字谷を形成したのであろう。上流から供給された土石もこの強い侵食力や運搬力で下流に流下させ、堆積物は残らなかった。
- 2) 大野原湿原～高里の谷の横断面は図中に示すような丸底の皿状の形である。この形の谷は小起伏面上に普通に見られる形であるので、分水界の移動前からの谷の形であろう。分水界の移動後、侵食力や運搬力は急激に低下したであろう。側方斜面から水と少量の土石の供給は続いたはずであるが、土石を下流へ運搬できなかったと推察される。また、矢作川水系巴川の後背湿地や側方斜面下部の小河川では湿性植物が繁茂していたであろうが、これらも下流へ運搬できないことになる。自然河川の後背湿地から発生した沼沢地化型の泥炭地が日本に多いことは、尾瀬ヶ原泥炭地を詳細に調査した阪口豊（1989）も指摘している。
- 3) 田原～黒瀬の谷の横断面は図中に示すような平底の箱状の形である。分水界の移動で流域面積は縮小したが、2)の地域より下流にあるので、側刻する程度の侵食力は残っていたと考えれば、この谷形の形成を説明できる。

## V. 大野原泥炭地の生い立ち

以上の地形変化に基づいて、大野原泥炭地がどのように発生し、泥炭として堆積したかについて整理し説明する。湿性植物の繁茂の条件も検討する必要があると思うが、筆者は検討できなかった。ただし、経験的に言えば、三河高原では小河川の谷底には、ミズゴケなどが生育しており、水分条件さえ整えば三河高原ではいつでも湿性植物が生育すると考えている。

- (1) 分水界の移動前, 下刻と側刻の両方の侵食力があり, 丸底の皿状の谷が形成され, 泥炭が堆積しやすい地形が用意された。
- (2) 分水界の移動後, 流量の減少によって谷底に蛇行して流れていた河川が固定し, その後背湿地で湿性植物が繁茂した。
- (3) 河川の運搬力が低下しているため, 繁茂した湿性植物はその場で枯死し堆積した。
- (4) 側方斜面の小河川から水と少量の土石の供給は続き, 枯死堆積した植物遺体は充分分解されずに残り, 部分的に砂礫層を挟む泥炭層を形成した。

#### 引用文献

- 海津正倫 (1994) 沖積低地の古環境学: 156~167, 古今書院
- 大野原湿原研究グループ (1993) 大野原湿原及び長ノ山湿原の機械ボーリング結果. 大野原湿原研究会編「大野原湿原研究会報告集Ⅲ」: 1~13, 作手村教育委員会
- 権田昭一郎 (1991) 作手村における湿原の概要とその変遷. 大野原湿原研究会編「大野原湿原研究会報告集Ⅱ」: 9~19, 作手村教育委員会
- 阪口 豊 (1974) 泥炭地の地学. 329p, 東京大学出版会
- 阪口 豊 (1989) 尾瀬ヶ原の自然史. 229p, 中央公論社
- 高山茂美 (1974) 河川地形. 304p, 共立出版
- 作手団体研究グループ (1991) 愛知県作手村高里地域の第四系. 大野原湿原研究会編「大野原湿原研究会報告集Ⅱ」: 80~97, 作手村教育委員会
- 辻井達一・中須賀常雄・諸喜田茂充 (1994) 湿原生態系: 42, 講談社
- 森山昭雄 (1990) 中部山岳地域における山地形成の時代性—山はいつ高くなったか?—. 米倉ほか編「変動地形とテクトニクス」: 87~109, 古今書院
- 米倉伸之 (1990) 展望: 日本における変動地形研究. 米倉ほか編「変動地形とテクトニクス」: 203~222, 古今書院.

# 愛知県作手村大野原湿原・長ノ山湿原堆積物の<sup>14</sup>C年代 (測定された<sup>14</sup>C年代値の編集)

中村俊夫\*<sup>1</sup>・大野原湿原研究グループ\*<sup>2</sup>

## 1. はじめに

湿原は一般に連続的な堆積の場であり、そこには湿原で自生した植物や小型動物(例えば昆虫類など)や湿原後背地で生育し湿原へ流入した植物、あるいは風で飛ばされてきた花粉や火山噴出物などが連続的に蓄積されている。連続的であるが故に、湿原堆積物は過去の環境を研究するうえで極めて有用な情報を提供する。愛知県設楽郡作手村の大野原湿原、長ノ山湿原では1981年以来、作手村教育委員会および大野原湿原研究グループにより、湿原堆積物の研究が進められてきた。それらの成果は、大野原湿原研究報告集Ⅰ(1989)、Ⅱ(1991)、Ⅲ(1993)に公表されている。

厚く堆積した湿原堆積物を用いて過去の自然環境を復元する研究を進める場合、それらの堆積物の年代は最も初めに知りたい事項の一つである。地質学や考古学などの研究試料に適用される年代測定法は種々あるが、放射性同位元素を時計として用いる年代測定法が一般的に利用されている。なかでも、1950年頃にLibby(1955)によって開発された放射性炭素(<sup>14</sup>C)年代測定法は、炭素を含有する有機物・無機物試料に適用できるため応用範囲が広く、また現代から数万年前の年代範囲を対象とする年代測定のうちで、最も信頼できる年代測定法の一つとされている。

本稿では、大野原湿原にて、ピットやトレンチによる露頭観察の際に8地点で採取された柱状試料のうちの5地点、また6地点で採取されたボーリングコアのうちの1地点、さらに長ノ山湿原にて1地点で採取されたボーリングコア試料について、放射性炭素(<sup>14</sup>C)年代測定の結果をまとめる。<sup>14</sup>C年代測定の一部は、学習院大学の年代測定室にて、泥炭全体を用いて、また、名古屋大学の年代測定資料研究センターにて、泥炭や砂層中の小木片、枝片、植物細片を選別して行われた。年代値のデータはすべて、大野原湿原研究報告集Ⅰ、Ⅱ、Ⅲに公表されたものであるが、堆積物の年代を総合的な観点から検討できるように、編集を行った。

ここでは、まず<sup>14</sup>C年代測定法を概観し、次に学習院大学と名古屋大学での年代測定法の違いと、得られた<sup>14</sup>C年代値について考察する。

---

\* 1 名古屋大学年代測定資料研究センター 464-01 名古屋市千種区不老町  
TEL 052-789-2578/FAX 052-789-3095

\* 2 連絡先: 藤井登美夫 愛知県立瑞陵高等学校 467 名古屋市瑞穂区北原町2-1  
TEL 052-851-7141/FAX 052-852-5364

## 2. 放射性炭素年代測定法

### 2. 1. 放射性同位体時計による年代測定

環境中には約90種の放射性同位体があるとされる (中原・今村, 1988). 放射性同位体は, 放射線を放出し他の元素に変わる. この放射性壊変はその同位体の持つ特性であり, 壊変の速さは個々の放射性同位体に固有な値である. 放射壊変の速さは, 地球環境での物質状態, 圧力, あるいは温度などの外界の条件にはほとんど影響を受けないと考えられており, これが正確に時を刻む時計の振子の役割をするのである.

放射性同位体の壊変の理論によると, 放射性同位体の個数  $N$  は時間  $T$  とともに指数関数的に減少する.

$$N = N_0 e^{-\lambda T} \dots \dots \dots (1)$$

ここで,  $N_0$  は時間がゼロのときの放射性同位体の個数であり,  $\lambda$  は壊変定数である. 放射性同位体の個数が始めの半分, すなわち

$$N = (1/2) N_0 \dots \dots \dots (2)$$

となる時間  $T_{1/2}$  は半減期とよばれ,  $\lambda$  を用いて次式で与えられる.

$$T_{1/2} = 1 n 2 / \lambda \dots \dots \dots (3)$$

また, (1)式は半減期を用いて次のように書き直すことができる.

$$N = N_0 (1/2)^{T/T_{1/2}} \dots \dots \dots (4)$$

(4)式に基づき, 放射性同位体の個数  $N$  と時間  $T$  との関係を図1に示す.

$N$ ,  $N_0$  および  $T_{1/2}$  がわかれば, 次式により放射性同位体が  $N_0$  個から  $N$  個へと減少するに要する時間  $T$  が得られる. これが放射性同位体を用いた年代測定法の原理である.

$$T = (1/\lambda) 1 n (N_0/N) = (T_{1/2}/1 n 2) 1 n (N_0/N) \dots \dots \dots (5)$$

地球上のいろいろな物質や地層の年齢を測定するには, 年齢の大きさに応じて, 半減期が地球の年齢46億年よりずっと長いものから数十年と短いものまで, 様々な放射性同位体を用いられる (兼岡, 1988).

$^{14}\text{C}$  の半減期は5,730年であるため, 現在から, 5~6万年前までの年代範囲が測定可能とされており, 人類の先史時代の年代を決める主要な測定法となっている. また, 炭素は生物を構成する主要な元素の一つであり, 生物に関連する, 埋もれ木, 木片, 木炭, 泥炭, 貝殻, 骨化石, 歯牙化石, サンゴなどさまざまな遺物が測定対



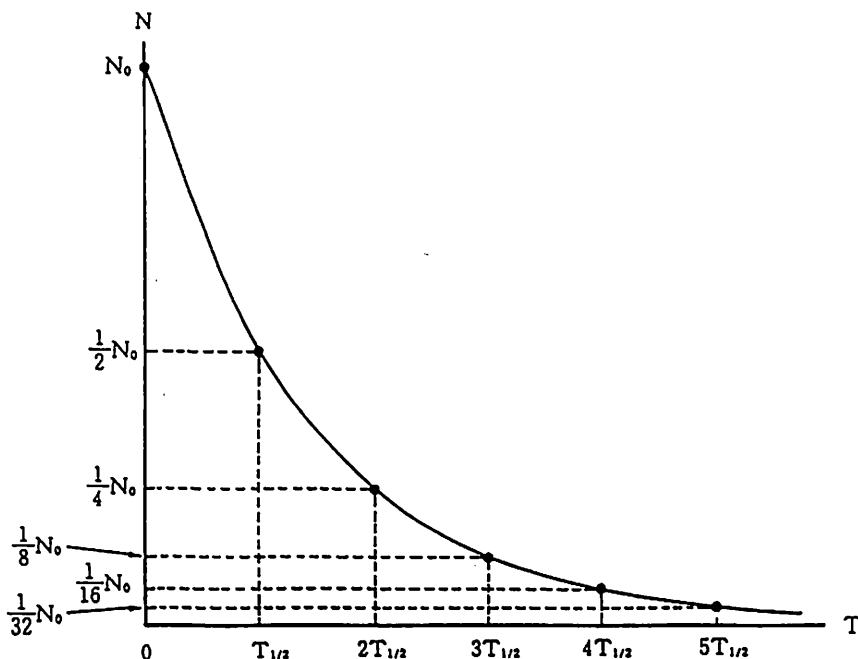


図1 放射性同位体の個数  $N$  と時間  $T$  との関係

象となっている。

## 2. 2. 環境中の $^{14}\text{C}$ の生成および壊変

環境中に存在する $^{14}\text{C}$ は、地球上に絶え間なく降り注いでいる宇宙線によって生成されている。すなわち、二次宇宙線である中性子と大気の主成分である窒素とが核反応をおこして $^{14}\text{C}$ が造られる。この過程による $^{14}\text{C}$ 生成の年変化は小さく、全地球上で年間あたりほぼ7 kgの $^{14}\text{C}$ が生成されている。

地球上の $^{14}\text{C}$ はこうして生産されて増加すると同時に、一方では放射壊変により消滅して減少する。 $^{14}\text{C}$ はベータ線を放出して元の窒素に変わる。 $^{14}\text{C}$ の半減期は、現在のところ5,730年が最も信頼しうる値として国際的に採用されているが、 $^{14}\text{C}$ 年代値の算出に際しては、 $^{14}\text{C}$ 年代測定法の創始者である Libby が用いた半減期である5,568年（または5,570年）を用いることが国際的な慣例となっている。

大気中で形成された $^{14}\text{C}$ 原子は、直ちに酸化されて二酸化炭素 ( $^{14}\text{CO}_2$ ) となり、半減期が5,730年と長いため、炭素安定同位体からなる二酸化炭素 ( $^{12}\text{CO}_2$ ,  $^{13}\text{CO}_2$ ) と混合して地球表面の炭素循環に従って混合拡散する。すなわち、図2に示す様に、大気圏、生物圏、水圏、あるいは土壤中に広く分布している。

## 2. 3. $^{14}\text{C}$ 年代測定の原理

$^{14}\text{C}$ は大気中で一定の割合で生成され、また一定の割合で放射壊変により減少す

る。宇宙線による $^{14}\text{C}$ の生産は長年月に亘って大きな変動はなかったと考えられている。従って、核実験による $^{14}\text{C}$ の付加（中村ほか、1987）がなく、かつ化石燃料（石油、石炭、天然ガスなど）による $^{14}\text{C}$ を含まない二酸化炭素（十分に古く、放射壊変により $^{14}\text{C}$ は完全に消滅し尽くしている）の付加がまだ本格化していなかった19世紀以前では、長年月の間、地球上の $^{14}\text{C}$ の濃度（本稿では、 $^{14}\text{C}$ 濃度とは $^{12}\text{C}$ の存在量に対する $^{14}\text{C}$ の存在量の割合、すなわち $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を意味する）はほぼ一定になっていたと考えられている（この点については、歴年代のはっきりした樹木年輪などを用いて検討が進められている）。特に大気中では、 $^{14}\text{C}$ の半減期に比較して大気の混合はずっと速やかであり、大気中の $^{14}\text{C}$ 濃度は地域差がほとんどなく地球上のどこでもほぼ一定である。大気中の $^{12}\text{C}$ 、 $^{13}\text{C}$ 、 $^{14}\text{C}$ の存在比はほぼ

$$^{12}\text{C} : ^{13}\text{C} : ^{14}\text{C} = 0.989 : 0.011 : 1.2 \times 10^{-12} \dots\dots\dots(6)$$

である。

植物が光合成により大気中の二酸化炭素を用いて植物体を形成するとき、 $^{12}\text{C}$ 、

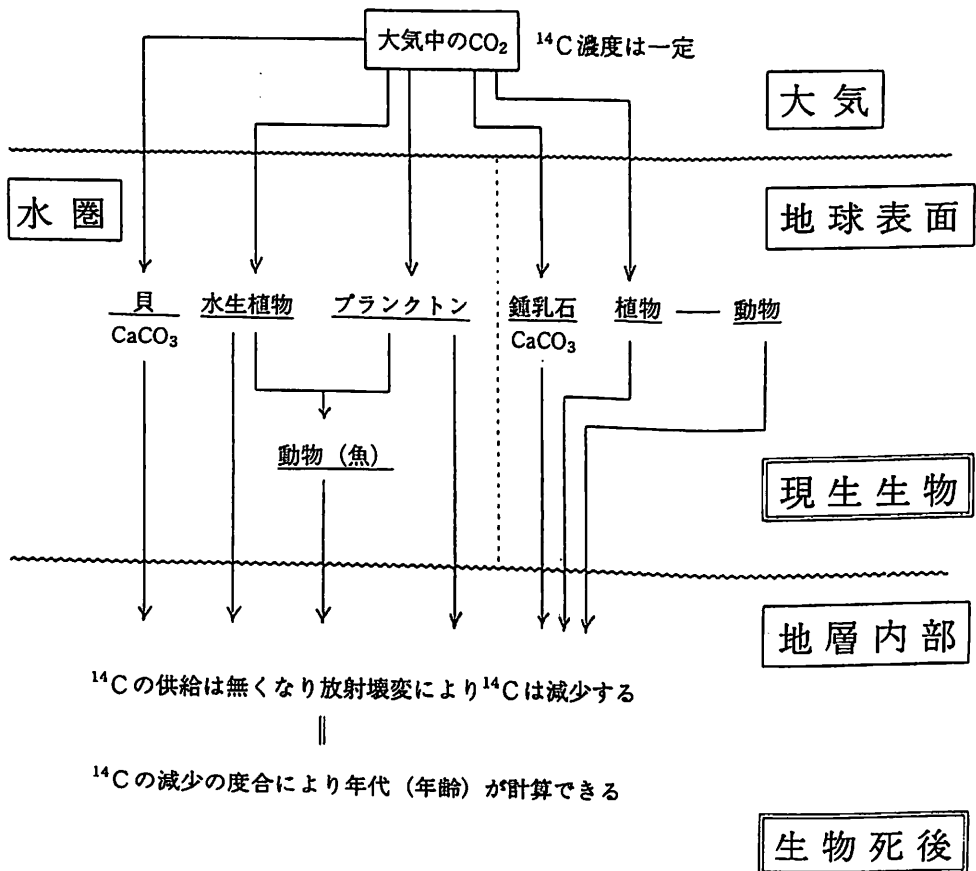


図2 環境中の炭素循環と $^{14}\text{C}$ 年代測定の原理

$^{13}\text{C}$ と共に $^{14}\text{C}$ も同じ比率で取り込まれ、生きている植物体、また植物体を食して生長する動物体の $^{14}\text{C}$ 濃度は、大気中の濃度とほぼ等しくなっている。ところが生物が死ぬと光合成や炭素の交換が止まり、生物体の $^{14}\text{C}$ は新たに補充されることなく、 $^{14}\text{C}$ の半減期に従って時間の経過とともに一定の割合（(1)式あるいは(4)式に従って）で減少する。この $^{14}\text{C}$ 濃度の減少の程度から、生物が死んでから今日まで経過した時間を推定する方法が $^{14}\text{C}$ 年代測定法である（図2）。

## 2. 4. 放射能測定法と加速器法による $^{14}\text{C}$ 年代測定法の相違

1947年から1950年にかけて、 $^{14}\text{C}$ 年代測定法の基礎がLibby (1955)により確立された。約40年後の現在では、 $^{14}\text{C}$ 年代測定法の技術は飛躍的に進歩した。数百年前から数万年前までの範囲の年代測定において、 $^{14}\text{C}$ 年代測定法は最も信頼しうる年代測定法の一つと考えられている。さらに、約10年前に開発された、加速器技術を取り入れた新しい $^{14}\text{C}$ 年代測定法は、 $^{14}\text{C}$ の放射能の測定に基づく従来の年代測定法に比較して、 $^{14}\text{C}$ 年代測定の応用上の限界を大幅に更新した。

$^{14}\text{C}$ 測定法の一つとして、放射能測定法があげられる。 $^{14}\text{C}$ が放射壊変して窒素に変わる際に放出されるベータ線を、ガス比例計数管や液体シンチレーション計数装置などの低バックグラウンド放射能測定装置を用いて計測することにより、 $^{14}\text{C}$ 濃度が定量されている。しかし、 $^{14}\text{C}$ の半減期は比較的に長いため、放射能測定法は $^{14}\text{C}$ の定量には効率があまり良くない。すなわち、年代測定用の標準体（西暦1950年に相当する）の炭素1 mgには $6 \times 10^7$ 個もの $^{14}\text{C}$ が含まれているが、 $^{14}\text{C}$ の半減期は5730年と長いため、1時間あたりに崩壊する $^{14}\text{C}$ の個数は計算上わずか0.8個にすぎない。このため放射能測定法では、炭素試料の量を数グラムに増やして、崩壊する $^{14}\text{C}$ の個数を稼ぐことになる。

もう一つの $^{14}\text{C}$ 測定法である加速器法では、炭素1 mgにつき $6 \times 10^7$ 個もある $^{14}\text{C}$ 原子そのものが直接（崩壊を待つのではなく）計数される（中村・中井, 1988）。すなわち加速器法とは、加速器の技術を駆使して、試料の炭素を原子ごとにバラバラに分離して負イオンの状態に変え、それを高エネルギーに加速し、エネルギー分析・質量分析を行ったあと、最終的には重イオン粒子検出器を用いて $^{14}\text{C}$ イオンの個数を直接数える方法である。

放射能測定法と加速器法とを比較すると、まず第一に、放射能測定法では1～5 gの炭素が必要とされるが、加速器法では1 mg程度の炭素で測定できる。例えば、1～3個のコメ粒程度の炭素量で年代測定が可能である。従って、採取できる炭素の量が少なくて放射能測定法では測定出来ない試料や、貴重な文化財などの様にほとんど破壊する事が許されない試料についても、ごく少量の試料の採取が許されれば加速器法を用いることにより年代測定が可能となる。

第二には、測定可能な年代の上限が挙げられる。放射能測定法では3～4万年前

までが限界となっているが、加速器法では5～6万年前に遡って年代測定ができる。

第三に、放射能測定法では一試料を約20時間かけて測定している。一方、タンデトロン加速器質量分析計では、一試料の測定時間は3～5時間であり、一日あたり5～6個の試料の測定が可能である。

加速器法による年代測定の精度は、現在のところ、放射能測定法と同程度となっている。すなわち、年代値の誤差は、数千年前までの比較的新しい試料で±80年 (one sigma), それより古い試料では、年代に応じて誤差は大きくなる。

### 3. 湿原堆積物の<sup>14</sup>C年代値

#### 3. 1. 湿原堆積物試料の採取

大野原湿原は愛知県設楽郡作手村にあり、国道301号線の東側に隣接し、北から南へ長者平から清岳付近まで続く。南北に長い大野原湿原のほぼ中央に、南北に分かれる分水点がある。この湿原では、土地基盤整備事業により、現在水路が整備されており、水田化が進んでいる。長ノ山湿原は、大野原湿原から北東方向に約3 km離れて位置する。長ノ山湿原でも水田化が進められているが、背後の丘陵に連なる、湿原の東部一帯は愛知県の天然記念物に指定され天然の状態で保存されている。

表1に、大野原湿原および長ノ山湿原において、16地点で採取した柱状堆積物試料の番号、採取地点、地表高度、試料採取日、試料採取方法、<sup>14</sup>C年代測定の個数、検出された火山灰などを示す。16地点のうち15地点が大野原湿原であり、1地点が長ノ山湿原である。

#### 3. 2. 堆積物の<sup>14</sup>C年代値

<sup>14</sup>C年代測定は、大野原湿原の6地点(図3)、長ノ山湿原の1地点(図4)で実施された。それぞれの柱状堆積物試料についての<sup>14</sup>C年代測定結果を表2～表8に示す。表には<sup>14</sup>C年代値と共に、検出された火山灰とその層準を示した。また、図5に各堆積物試料の柱状図、検出された火山灰の層準、および<sup>14</sup>C年代値を示す。

85-1b, 86.1および清岳の柱状試料の<sup>14</sup>C年代測定は、採取された泥炭から抽出された有機物炭素について、学習院大学で行われた。一方、細田870215a, 白須88.1, 91.01.B3および91.01.B4の柱状試料の<sup>14</sup>C年代測定は、泥炭層や砂層中から選別された樹木破片、枝片、草本類の根や茎などの植物細片について、名古屋大学で行われた。また、白須88.1柱状堆積物試料については、堆積物中の物理的に不可分な有機体炭素を用いた<sup>14</sup>C年代測定が筒木ほか(1991)によって行われた。それぞれの年代測定法における試料処理法や測定の方法については、木越(1978)、中村ほか(1993)、中村・中井(1988)などを参照されたい。ただし、両測定法において、<sup>14</sup>C年代値の算出に用いられた<sup>14</sup>Cの半減期は5,570年、誤差は1σ(1標準偏差)が示してある。また、炭素同位体分別の補正は行われていない。しかし、堆積物中

表1 大野原湿原・長ノ山湿原堆積物中に検出された火山灰と<sup>14</sup>C年代測定の間準数

番号	柱状堆積物 試料名	位置	地表高 度(m)	試料採取日	試料採取方法	<sup>14</sup> C年代測 定の間準数	検出された 火山灰	文 献
1	85-1a	1	531.8	1985.01	ピット, 凹型鉄材コ ア	無	K-Ah, U-Oki, 大 山系, AT	1
2	85-1b	1	531.8	1985.01	塩ビ管の押込み, 掘 出し	5間準*	同上	1
3	85.4	1	531.8	1985.04	?	無		1
4	86.1	1	531.8	1986.01	ピット	6間準*	AT	1
5	86.3	1	531.8	1986.03	?	無		1
6	清岳	11			露頭	1間準*	AT	1
7	細田 870215a	2	531.0	1987.02	トレンチ	5間準**	AT	2
8	細田 870215b	2	531.0	1987.02	トレンチ	無	AT	2
9	白須88.1	3	531.8	1988.01	トレンチ	5間準** +5間準***	F-Os, K-Ah, U-Oki	2
10	89.11A	4	529.5	1989.11	ブルームサンプラー	無		2
11	89.11B	5	531.2	1989.11	ブルームサンプラー	無	Kg, F-Os	2
12	89.11C	6	533.8	1989.11	ヒラー型ボーラー	無		2
13	91.01.B1	7	531.0	1991.01.26	機械ボーリング	無		3
14	91.01.B2	8	531.1	1991.01.27	機械ボーリング	無		3
15	91.01.B3	9	531.6	1991.01.27	機械ボーリング	10間準**	AT	3
16	長ノ山湿原 91.01.B4	10	540φ 未測量	1991.01.28	機械ボーリング	6間準**	Kg, K-Ah	3

(大野原湿原研究会報告集Ⅱ (p. 1の表1) 及びⅢ (p. 3の表1) を参考にして作成した)

\* 泥炭全体の<sup>14</sup>C年代値 (学習院大学)

\*\* 堆積物中の植物細片の<sup>14</sup>C年代値 (名古屋大学)

\*\*\* 堆積物中の微細画分ヒューミンの<sup>14</sup>C年代値 (名古屋大学)

火山灰層: F-Os……富士大沢スコリア (2,500-2,800yBP)

Kg………天城カワゴ平 (2,800-2,900yBP)

K-Ah………鬼界アカホヤ (6,300yBP)

AT………始良 Tn (22,000-25,000yBP)

大山系…ホーキ, オドリ (17,000yBP~AT)

文献

- 1) 大野原湿原研究会編 (1989) 大野原湿原研究会報告集Ⅰ. 76p, 作手村教育委員会
- 2) 大野原湿原研究会編 (1991) 大野原湿原研究会報告集Ⅱ. 108p, 作手村教育委員会
- 3) 大野原湿原研究会編 (1993) 大野原湿原研究会報告集Ⅲ. 90p, 作手村教育委員会

に残された植物残留物のほとんどはC3植物由来のものであり，炭素同位体分別の補正 ( $^{14}\text{C}$ 年代測定では，試料の $\delta^{13}\text{C}$ 値をC3植物の標準値である $-25\text{‰}$ になるように合わせて，試料の $^{14}\text{C}$ 濃度を調整する)の効果は大きくない．せいぜい数10年程度の補正と予想され，年代値の測定誤差に比べれば無視できる程度である．

柱状堆積物試料の各々の $^{14}\text{C}$ 年代値について以下に議論する．

(a) 85-1b 柱状堆積物 (表2)

この試料は，白鳥神社前の水田 (図3のNo1地点)で，直径15cmの塩ビ管を，湿原堆積物に上方から押し込み，そのまま掘り出したものである．学習院大学において，堆積物中の泥炭について $^{14}\text{C}$ 年代測定が行われた． $^{14}\text{C}$ 年代値は堆積物の深度と共にほぼ連続的に古くなっており，また，堆積物中に見いだされている広域火山

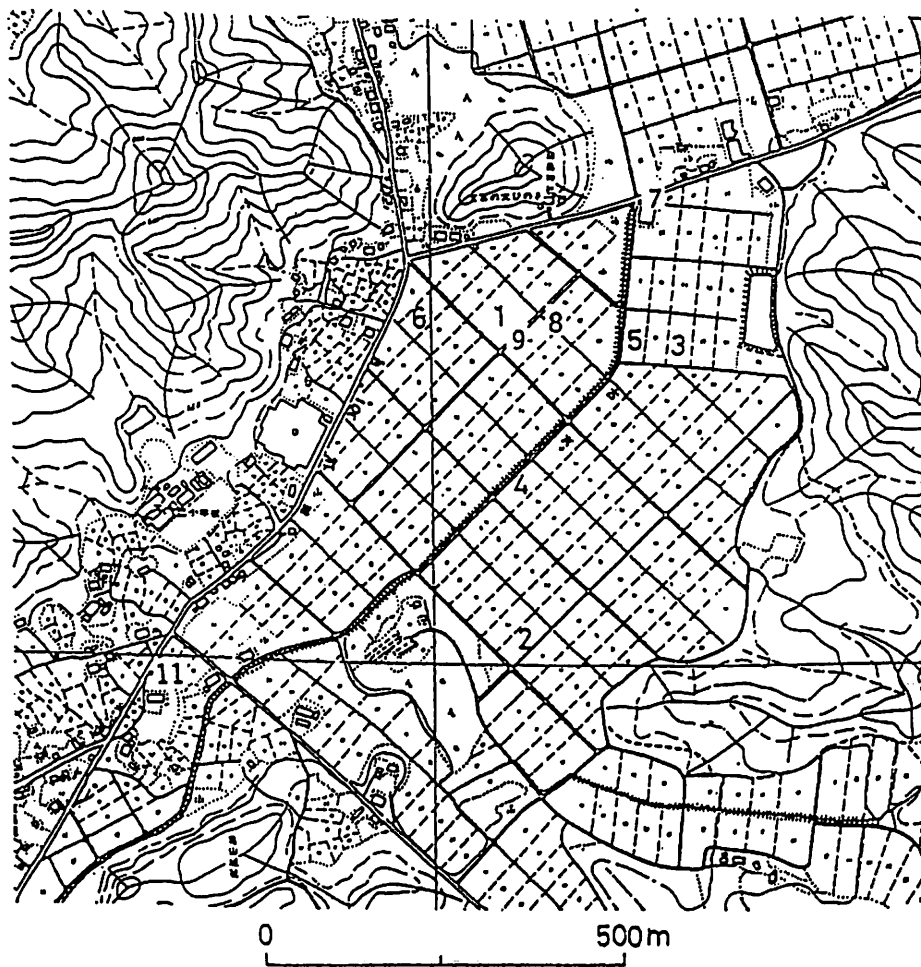


図3 大野原湿原の堆積物試料採取位置

灰の降下年代とも調和的である。特に、鬱陵隠岐火山灰 (U-Oki), 始良-Tn 火山 (AT) の降下年代は $^{14}\text{C}$ 年代測定で6,300yBP および22,000~25,000yBP とされているが、これらの火山灰層直下の泥炭の $^{14}\text{C}$ 年代値は火山灰の降下年代とよく一致している。

(b) 86-1柱状堆積物 (表 3)

本試料は、白鳥神社前の水田 (図 3 のNo 1 地点) で、重機でピットを掘り、現れた堆積物断面に長さ約 5 m の凹字型の鉄材を押しつけ引き上げたものである。5 m の深度では、基盤には達していない。学習院大学において、堆積物中の泥炭 6 試料

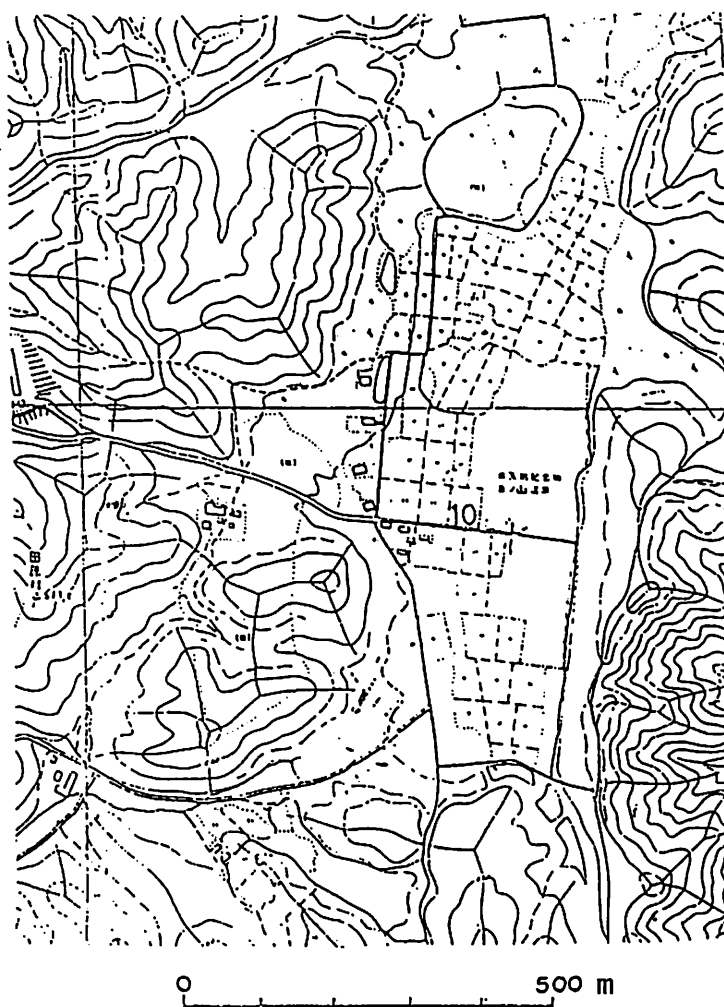


図 4 大野原湿原の堆積物試料採取位置

表2 愛知県作手村の大野原湿原堆積物 “85-1b” (表1 番号2) の堆積年代

Depth (cm)	<sup>14</sup> C age (yBP)	Measurement code No.	Volcanic ash	Analyzed material
165	5,490±120	Gak-12493		Peat
185-195			K-Ah	
200-205			U-Okii	
210	9,600±180	Gak-12492		Peat
235	18,380±380	Gak-12491		Peat
235-240			大山系テフラ	
260	18,140±430	Gak-12490		Peat
270			AT	
275	27,390±1,200	Gak-12489		Peat
280*	22,120±680	Gak-12303		Peat

(作手団体研究グループ, ほか (1989) より引用)

\*) ほゞこの層準の別のコアの試料の<sup>14</sup>C年代値

表3 愛知県作手村の大野原湿原堆積物 “86-1” (表1 番号4) の堆積年代

Depth (cm)	<sup>14</sup> C age (yBP)	Measurement code No.	Volcanic ash	Analyzed material
110	5,210±100	Gak-12773		Peat
190	11,060±680	Gak-12774		Peat
195	12,120±190	Gak-12775		Peat
215	16,560±290	Gak-12776		Peat
220	18,540±480	Gak-12777		Peat
230	18,260±310	Gak-12778		Peat
265-275			AT	

(作手団体研究グループ, ほか (1989) より引用)

表4 愛知県作手村の大野原湿原 “清岳の露頭” (表1 番号6) の堆積年代

Depth (cm)	<sup>14</sup> C age (yBP)	Measurement code No.	Volcanic ash	Analyzed material
75-85			AT	
280	32,140±440	NUTA-697		Plant fragments
290	>34,990	Gak-12779		Peat

(作手団体研究グループ, ほか (1989) より引用)



表5 愛知県作手村の大野原湿原堆積物“細田870215a”(表1番号7)の堆積年代

Depth (cm)	<sup>14</sup> C age (yBP)	Measurement code No.	Volcanic ash	Analyzed material
80-88	23,020±410	NUTA-950		Plant fragments
96-110			AT	
98-105	6,930±190	NUTA-952		Plant fragments
115-120	25,600±390	NUTA-954		Plant fragments
150-155	28,470±380	NUTA-953		Plant fragments
165-170	26,150±510	NUTA-1065		Plant fragments

(筒木・白石・鉄塚 (1991) より引用. 原データを検討のうえ一部修正)

表6 愛知県作手村の大野原湿原堆積物“白須88.1”(表1番号9)の堆積年代

Depth (cm)	<sup>14</sup> C age (yBP)	Measurement code No.	Volcanic ash	Analyzed material
48-52	2,430±620	NUTA-877		Plant fragments
	3,100±130	NUTA-1069		
68-72	3,540±430	NUTA-878		Plant fragments
	3,610±150	NUTA-1070		
96-100	3,670±630	NUTA-876		Plant fragments
	3,840±440	NUTA-1067		
96-100	1,060±320	NUTA-1326		Humin fraction
116-120	1,130±250	NUTA-1327		Humin fraction
136-140	4,220±350	NUTA-1324		Humin fraction
140			K-Ah	
160-164	4,400±550	NUTA-1325		Humin fraction
163			U-Oki	
170-174	1,800±450	NUTA-1322		Humin fraction
174-178	7,080±370	NUTA-880		Plant fragments
	6,060±250	NUTA-1068		
206-210	9,500±410	NUTA-879		Plant fragments
	8,820±210	NUTA-1066		

(筒木・白石・鉄塚 (1991) より引用. 原データを検討のうえ一部修正)

表7 愛知県作手村の大野原湿原堆積物 “91.01. B3” (表1 番号15) の堆積年代

Depth (cm)	<sup>14</sup> C age (yBP)	Measurement code No.	Volcanic ash	Analyzed material
175-180	3,000±110	NUTA-1855		Plant fragments
222	4,960±130	NUTA-2036		Plant fragments
279	9,470±150	NUTA-1852		Twig fragments
305	10,140±220	NUTA-2037		Plant fragments
310-330			AT	
347	10,070±160	NUTA-2029		Twig fragments
370	27,180±270	NUTA-1853		Twig fragments
400	27,810±470	NUTA-2030		Twig fragments
407-410	16,850±210	NUTA-1856		Twig fragments
413-418	14,120±230	NUTA-2031		Twig fragments
465	31,550±470	NUTA-1854		Plant fragments

(中村・池田・太田 (1993) より引用)

表8 愛知県作手村の長ノ山湿原堆積物 “91.01. B4” (表1 番号16) の堆積年代

Depth (cm)	<sup>14</sup> C age (yBP)	Measurement code No.	Volcanic ash	Analyzed material
50-58			Kg	
55	850±140	NUTA-1873		Wood fragments
70	560±180	NUTA-2032		Plant fragments
80	120±150	NUTA-2033		Plant fragments
96-104			K-Ah	
106-110	-3,080±120 (Modern)	NUTA-2034		Plant fragments
120	7,140±270	NUTA-1874		Twig fragments
205-215	100±180	NUTA-1857		Plant fragments

(中村・池田・太田 (1993) より引用)

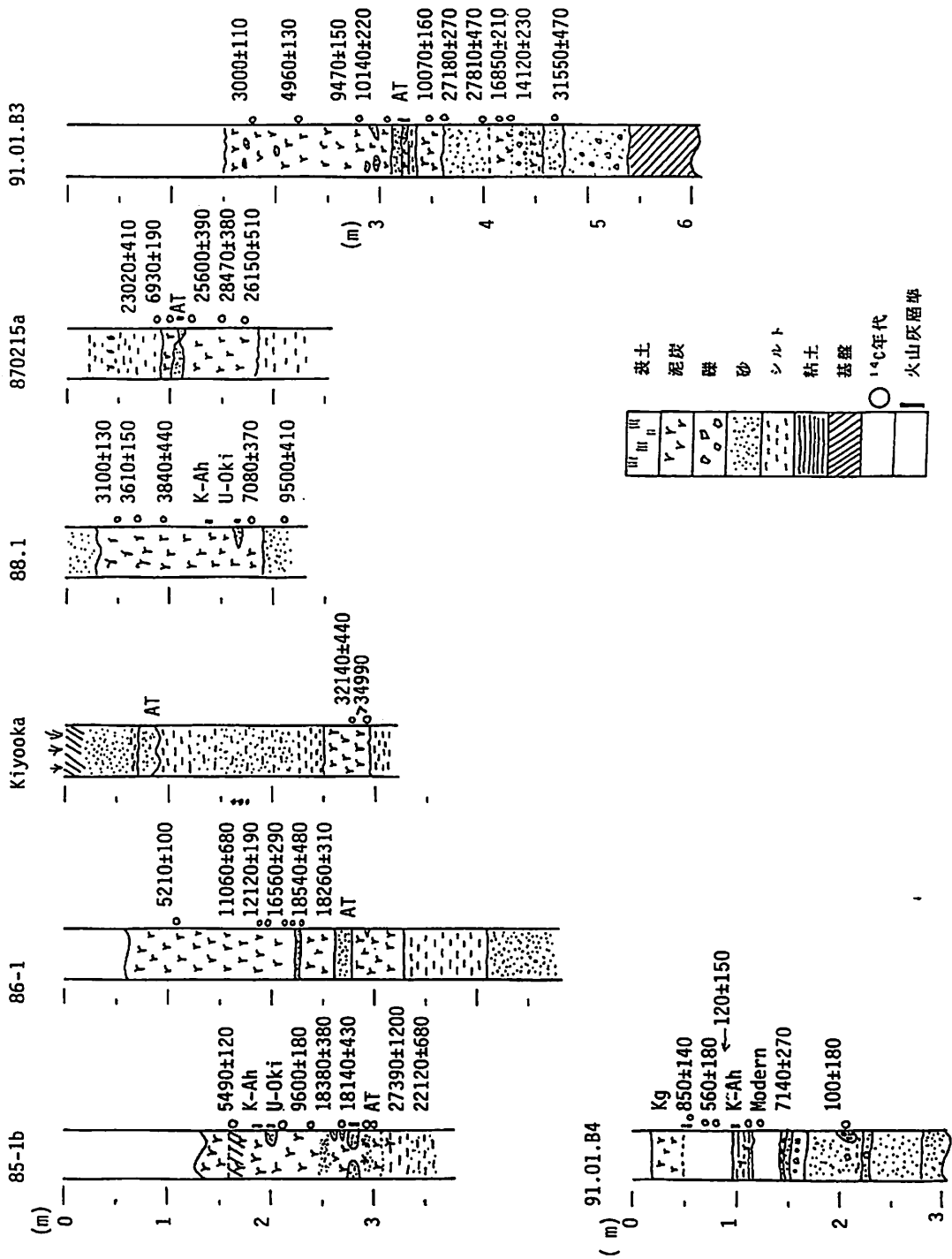


図5 堆積物試料の柱状図，検出された火山灰の層準，および $^{14}\text{C}$ 年代値

について $^{14}\text{C}$ 年代測定が行われた。 $^{14}\text{C}$ 年代値は堆積物の深度と共にほぼ連続的に古くなっている。年代測定を行った最下層の泥炭よりさらに約50cm下層にAT火山灰が見つかっており、年代上の矛盾はない。

(c) 清岳の露頭 (表4)

本露頭は、大野原湿原の外縁からややはずれて、湿原の中心部から南西方向にあり(図3のNo11地点)、その近くを豊川水系巴川(古宮川)が流れている。国道301号線改修工事の際に出現した。ATを挟む厚さ218cmの段丘堆積物の下に、湿原中央で採取された堆積物試料に比べてかなり固く、植物繊維を多く含む泥炭層がみられた。この泥炭層の $^{14}\text{C}$ 年代測定が学習院大学で行われ、34,990yBPより古いと結論されている。また、その直上の泥炭層中の植物片が名古屋大学で測定され、 $32140 \pm 440\text{yBP}$ という $^{14}\text{C}$ 年代値が得られている。

(d) 細田870215a 柱状堆積物 (表5)

本試料は、大野原湿原の南部(図3のNo2地点)でピットが掘られ、露頭で採取された堆積物試料である。地表からの深度96~110cmにATが見つまっている。筒木ほか(1991)により、名古屋大学タンデトロン加速器質量分析計を用いて、泥炭層から分解度の低いヨシの塊茎や稈部を選別して $^{14}\text{C}$ 年代測定が行われた。タンデトロン分析計では、数mgの炭素で年代測定が可能のため、測定試料の選別が比較的自由に行える。ここでは、泥炭に含まれる植物片が選別されている。 $^{14}\text{C}$ 年代測定の結果は、AT火山灰層に貫入して存在する泥炭層中の植物片が $6,930 \pm 190\text{yBP}$ と極端に若い年代値を示したが、他の試料はAT火山灰の年代値と調和的である。

(e) 白須88.1柱状堆積物 (表6)

本試料は、大野原湿原の中央部のやや東よりの地点(図3のNo3地点)でピットが掘られ、露頭で採取された堆積物試料である。地表からの深度約140cmの層準に鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)が、163cmの層準にU-Oki火山灰が見つまっている。筒木ほか(1991)により、タンデトロン分析計を用いて、泥炭層から選別した植物片および泥炭中の微細画分ヒューミンについて $^{14}\text{C}$ 年代測定が行われた。ヒューミンは、泥炭試料から0.5mm以上の大きさの植物遺体を除去した画分からアルカリ可溶成分を除去したのち、フッ化水素処理によりガラス質を溶解除去して得られた。試料調製法の詳細については、筒木ほか(1991)を参照されたい。

植物質については、同じ試料について2回測定が行われている。2回の測定結果は、誤差がやや大きいことを考慮すると、互いにはほぼ一致している。深度163cmでU-Oki火山灰が見つまっていることからすると、深度174~178cmの泥炭中の植物片の年代値 $7,080 \pm 270$ 、 $6,060 \pm 250\text{yBP}$ は若すぎることになる。この若すぎる年

代値が得られた理由は今のところ不明である。後生のヨシの茎や根が長く伸び、古い堆積物中に侵入したものと推察される。

一方、微細画分ヒューミンの年代値は、ほぼ同じ深度の泥炭から選別された植物片の年代値よりかなり若い。深度96～100cmで前者は後者より3,000年弱若い。同様に、深度170～178cmでは4,000～5,000年若い。ところが、深度136～140cmおよび160～164cmではかなり古い年代値が得られている。もちろん、深度140cmで検出されている K-Ah 火山灰の年代に比べると、約2,000年若い。微細画分ヒューミンが火山灰などから推定される堆積年代に比べて若い年代値を示す原因としては、堆積物中の植物などが分解して生成されたこれらの水に不溶なごく微細有機物粒子が堆積物上方から下方に運搬されることによると考えられる。具体的な運搬機構については今後の詳細な研究が待たれる。現段階では、少なくとも微細画分ヒューミンは堆積物層の<sup>14</sup>C年代測定を試料には適さないことが結論される。

#### (f) 91.01.B3柱状堆積物コア試料 (表7)

本試料は、白鳥神社前の水田のあぜ道上 (図3のNo9地点) で機械ボーリングにより採取された。中村ほか (1993) により、堆積物の10層準から分取された樹木枝片、植物根、植物細片についてタンデトロン分析計を用いて<sup>14</sup>C年代測定が行われた。深度310～330cmで AT 火山灰が検出されているが、その下層の深度347cmの試料と深度407～410cmおよび413～418cmの試料、計3点の年代値は明らかに12,000～18,000年も若すぎる。このコア試料は、機械ボーリングで採取されたものであり、ボーリング作業中に、上部にある堆積物の一部を巻き込んだ可能性も考えられるが、詳細は不明である。これらの若すぎる3点を除くと、中村ほか (1993) に示されるように、AT火山灰層の直上で約15,000年の年代のギャップがあるが、それを除いた上層、下層では堆積速度はほぼ一定である。この地点の深度-<sup>14</sup>C年代の関係は、わずか数メートルしか離れていないNo1地点 (図3) の柱状堆積物の深度-<sup>14</sup>C年代の関係とは大きく異なっており (図5)、この地点では、ATから10,000年前までの堆積物が全く欠落している。最終氷期の最寒冷期直前から完新世が始まる直前まで、無堆積の場であったと考えられる。基盤のマサ化した花崗岩の面から上方約72cmで採取された植物片の年代値は31,550±470yBPと得られており、この地点で堆積が始まったのは、31,550年前以前であり、泥炭が本格的に堆積を始めたのが27,180年前頃と結論される。

#### (g) 91.01.B4 柱状堆積物コア試料 (表8)

長ノ山湿原は、一部が愛知県の天然記念物に指定されているため、堆積物の採取が制限されている。本試料は、指定領域へ入る直前の歩道脇 (図4のNo10地点) で機械ボーリングにより採取された。柱状堆積物中には、深度50～58cmで天城カワゴ

平パミス (Kg) および深度96~104cmで K-Ah 火山灰が検出されており重要な鍵層となっている。中村ほか (1993) により、堆積物の6層準から分取された樹木枝片、植物根、植物細片についてタンデトロン分析計を用いて<sup>14</sup>C年代測定が行われた。K-Ah から上位の泥炭層の<sup>14</sup>C年代値は、深度が増すに従って、Kgの直下の年代850±140yBP から120±150yBPへと若返っている。K-Ahのすぐ下の試料は modern (現代)の年代を示すが、その下の試料は7,140±270yBPと非常に古い年代値を示す。深度205~215cmの植物片の<sup>14</sup>C年代値は100±180yBPと極めて若い年代値を示すが、この植物片が採取された堆積物塊は、周囲の連続した堆積物とは異質であることから、地震や断層運動により、上部からブロック状に落ち込んできたものと推察される。

以上のように、本柱状堆積物中の植物片についての<sup>14</sup>C年代値の中で、火山灰層の年代値と調和的な年代値は、7,140±270yBPだけである。実際、深度60cm程度まで、生きた植物の根が検出されている。植物片を用いた<sup>14</sup>C年代測定により泥炭層の堆積年代を決定する問題点がここにある。

#### 4. まとめ

大野原湿原・長ノ山湿原堆積物の計7本の柱状試料について、泥炭全体を用いて、また泥炭や砂層中の小木片、枝片、植物細片を選別して、<sup>14</sup>C年代測定が行われた。その結果以下の事が明らかとなった。

(1) 大野原湿原の泥炭層の形成開始時期は約3万2千年前にさかのぼる。

(2) 大野原湿原の中央部における泥炭層の形成は27,000年前ごろに本格化した。

その後、約3,000年前ごろまで本格的な泥炭形成が継続した。3,000年前以降では、砂や粘土の混入の割合が多くなっている場所がある。

(3) 泥炭層の堆積年代の測定に、小木片、枝片、植物細片試料を選別して用いたが、これらの試料の<sup>14</sup>C年代値は、予想される堆積年代より若い年代値を示すことがある。この原因として、湿原に生育したヨシなどの茎や根が長く伸びてより深い所にある古い堆積物中へ侵入したこと、その一部を測定試料としてたまたま採取したためと推察される。また、ボーリング作業中の巻き込みなど、試料採取のあり方に問題があるのかも知れない。

(4) 筒木ほか (1991) は、泥炭層中の微細画分ヒューミンを用いて<sup>14</sup>C年代測定を試みたが、これらの年代値は、同層準で採取された植物片に比較して2,000~5,000年若い年代を示す事が明らかとなった。泥炭堆積物の堆積年代の測定において<sup>14</sup>C年代測定を適用する場合、測定対象とする試料の選別には十分に注意を払う必要がある。

(5) 大野原湿原の泥炭堆積物層中には10数cmの厚さで AT 火山灰が堆積しており、泥炭試料が、AT 火山灰の降下年代を決める格好な年代測定用試料として期待さ

れたが、泥炭試料の $^{14}\text{C}$ 年代値のいくつかは、層序と矛盾する値を示し、その年代値は信頼性に欠けるところがある。しかし、大野原湿原堆積物において、ATを挟む上下の泥炭層の $^{14}\text{C}$ 年代値（図5参照）は、松本ほか（1987）、村山ほか（1992）、池田ほか（1995）によって報告されているATの $^{14}\text{C}$ 年代値24,720±290yBP, 24,330±225yBP, 24,530±210yBPと極めて調和的であるといえる。

## 謝辞

大野原湿原堆積物の $^{14}\text{C}$ 年代測定の研究に際して、文部省科学研究費補助金一般研究C“加速器C-14年代測定法による古文化財の正確な年代決定に関する基礎研究”（課題番号05835006）の一部が使用された。

## 参考文献

- 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫（1995）南九州、始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流の炭化木片の加速器 $^{14}\text{C}$ 年代。第四紀研究, (投稿中)
- 兼岡一郎（1978）地球年代学の手法。岩波講座地球科学6“地球年代学”（小嶋稔・齋藤常正, 編集）：113-156, 岩波書店
- 木越邦彦（1976）放射性炭素による年代測定。新実験化学講座, 10, 宇宙地球化学：337-351, 丸善
- Libby, W. F. (1955) *Radiocarbon dating*. 175p, Univ. Chicago Press
- 松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗（1987）始良 Tn 火山灰（AT）の $^{14}\text{C}$ 年代。第四紀研究, 26(1)：79-83
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 真・安田尚登・平 朝彦（1993）四国沖ピストンコア試料を用いた AT 火山灰噴出年代の再検討—タンデロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の $^{14}\text{C}$ 年代—。地質学雑誌, 99(10)：787-798
- 中原弘道・今村峯雄（1988）地球化学における放射性核種の利用。Isotope News, 6：2-7
- 中村俊夫・池田晃子・太田友子（1993）大野原湿原堆積物9101B3, B4コアの加速器 $^{14}\text{C}$ 年代。大野原湿原研究会報告集Ⅲ：14-21
- 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おいて—。地質学論集, 29：83-106
- 中村俊夫・中井信之・木村雅也・大石昭二・服部芳明・木方洋二（1987）樹木年輪（1945-1983）の $^{14}\text{C}$ 濃度変動。地球化学, 21：7-12
- 大野原湿原研究会編（1989）大野原湿原研究会報告集Ⅰ。76p, 作手村教育委員会
- 大野原湿原研究会編（1991）大野原湿原研究会報告集Ⅱ。108p, 作手村教育委員会
- 大野原湿原研究会編（1993）大野原湿原研究会報告集Ⅲ。90p, 作手村教育委員会
- 筒木 潔・白石祐彰・鉄塚昭三（1991）埋没泥炭土の $^{14}\text{C}$ 年代と有機物組成。大野原湿原研究会報告集Ⅱ：24-33

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
DEPARTMENT OF CHEMISTRY  
5780 SOUTH CAMPUS DRIVE  
CHICAGO, ILLINOIS 60637

PROFESSOR [Name]  
[Address]  
[City, State, Zip]

Dear Professor [Name]:

I am writing to you regarding the [topic] that we discussed during our meeting on [date]. I have reviewed the [document] and have some questions regarding the [specific point].

Could you please provide more information on [topic] and [topic]? I am particularly interested in [specific aspect].

I would appreciate it if you could let me know when you are available for a meeting to discuss these matters further.

Thank you very much for your time and assistance. I look forward to hearing from you soon.

Sincerely,  
[Name]



## 愛知県における湿原の泥炭層の有無と植生

権 田 昭一郎\*<sup>1</sup>

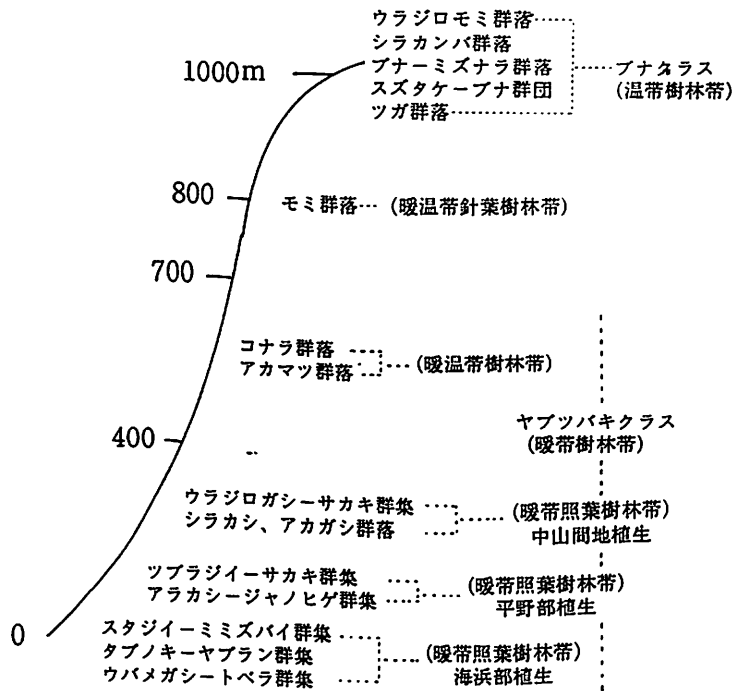
今日、愛知県内に現存する主な湿原については、「愛知の植生：1994. 愛知県（P 78~82）」で、「愛知県における湿原・湿地植物群落の所在地・特徴種の概要」として尾張地域24か所、西三河地域17か所、東三河地域19か所、合計60か所について、その所在地の他、標高、保全指定の有無、主な標徴種等が表示されているところであるが（表1及び表2参照）、その中、所在地の標高を見ると200m以下の地域が大部分で、500m以上のものは足助町田之土里湿原、伊勢神湿原、旭町長井坂及び旭高原湿地、田津原湿地、作手村長ノ山湿原及びユルメキ湿原など数か所に過ぎないことは、釧路湿原などの連想から、温暖な愛知県辺りでは「湿原は高所の山地にできるもの」と言った一般的なイメージとは逆行し注目される。

愛知県における現存植生の垂直分布を概観するに、その大部分は所謂ヤブツバキクラス（常緑広葉樹林帯）の範疇に属するが、その中にはマサキ・トベラ群集、ウバメガシ・トベラ群集及びタブノキ・ヤブラン群集、スタジイ・ミミズバイ群集などの海浜部植生部分と、コジイ・サカキ群集、アラカシ・ジャノヒゲ群集、ウラジロガシ・ヒサカキ群集などの優占する平野部植生部分とが住み分け状態で存在し、この植生域は標高700m付近でブナクラス（落葉広葉樹林帯）との接点を持つものとされているが、東三河地方の実態などから見るに、ツブラジイ、アラカシ、モチノキ、ヤマモモ、ヤブラン、コシダ、ウラジロなど、ヤブツバキクラス（平野部植生）の標徴種の分布圏はほぼ標高400mまでが限界で、それ以上700m付近までは、一般的には代償植生として、移行帯に区分されるコナラ、アカマツを主とした所謂コナラクラスが準極相帯として位置づけられる形で存在し、さらに、その上部の標高800mあたりまでは、通称モミ・シキミ群集と呼ばれる範疇に近い、モミ、アカマツ、ヒメコマツなどを主とした針葉樹林帯が優占し、更にその上部の標高1,000m付近から、スズタケ・ブナ群団、ブナ・ミズナラ群落、シラカンバ群落、ウラジロモミ群落、ツガ群落などの出現するブナクラスへと移行する。

以上の実態から、愛知県における垂直的植生変化を見ると、実質的なヤブツバキクラス（シイ・カシ優占圏）の限界域である標高400mのラインは極めて注目されるところで、地形的には平野部と山地部との境界域であり、気象的にも愛知県の年間平均気温14.5℃、夏期（8月）の平均気温26℃の等温線及び年間降水量2,200mmのラインとほぼ競合し、この現実には、更に山地部湿原における泥炭層の形成に、決定的な係わりを持つこととなる（図2及び図3参照）。

\* 1 愛知県自然環境保全審議会

「図1：自然植生垂直分布模式図」



湿原は、泥炭層の有無で区別する一つの分類基準があるが、愛知県の場合その両者の所在地を分けるラインがこの標高400mの等高線と大凡符合し、それより高所にある山地部の湿原には泥炭層の堆積があり、前記500m以上の湿原、数か所がさしずめそれに相当する。愛知県の湿原は、その大部分が湧水のある岩盤上に土砂の堆積したものか、流水域の堆積土上に局所的気象条件の下で成立したものであり、両者の間には植生上からもそれぞれに特徴が見受けられ、むしろ、泥炭を持つ前者を「湿原」後者を「湿地」として区別することを提案したい。

まず、泥炭層を擁する高地湿原について見ると、その泥炭の主な生成要因は、地盤に粘土層などの不透水層を持つ立地条件の上に、殊に、夏期低温多雨の気象条件が加わり、この気象条件が堆積した枯れ草の腐植分解の妨げとなり、泥炭（草炭）の成因となる。更にその過程で生成されるフミン酸によるPHの低下は、留水とともに好気性の腐敗菌の作用を妨げ、一層腐植分解を遅延させ泥炭生成への相乗作用となる。この泥炭の堆積程度によって、それが湿原の留水水位に達しないものを低層湿原、水位を越えたものを高層湿原、その中間でほぼ水位と同位にあるものを中層（中間）湿原として、遷移に応じて湿原は分類されるのが極一般的であり、それ

それぞれのパターンで生成される泥炭についても、低層湿原の場合は、スゲ、ヨシを主とした水生植物が水位以下で堆積したもので、低位泥炭（スゲ、ヨシ泥炭、粗鬆泥炭）・高層湿原の場合は、ミズゴケを主な原植物として水位以上で堆積したもので、高位泥炭（ミズゴケ泥炭、膠状泥炭）として分類され、中間湿原の場合には、両者が介在し、堆積の順序からも当然のことながら、高位泥炭が上層を占めるのが通常である。また、遷移の方向から、陸化型湿原（沼沢→湿原→原野）と沼沢型湿原（陸地→湿原→沼沢）とに区分されることもある。

次に、それぞれの区分について、外観に現われる植生の特徴を見るに、低層湿原は、老朽沼沢から発達するのが常で、周囲からの入水により富栄養化状態となる結果ヨシが優占種となり、ヨシ湿原とも呼ばれる。高層湿原は、泥炭層の表面が完全に水上に上がり、湿原の中央部が盛り上がった所謂ミズゴケ丘となるのが一般的スタイルで、従って中央部から水が流出して雨水のみの給水となり、前者と対称的に貧栄養化状態となる結果、その環境に耐えうるミズゴケ類の独壇場となり、ミズゴケ湿原と呼ばれる。また、中間湿原の場合は、所々に池塘（ブレンケ）が見られるところで、栄養状態も前兩者の中間にあり、ヌマガヤが優占種となりヌマガヤ湿原と呼ぶ。

愛知県に現存する泥炭湿原は、そのほとんどがヌマガヤ優占の中間湿原で、更に沼沢起源の陸化型湿原の範疇にあると見受けられる。

〔表1：愛知県における主な泥炭湿原〕

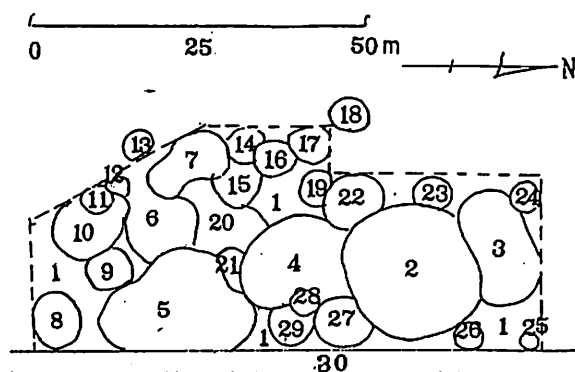
湿原の名称	所在地・標高	標 徴 種
伊勢神湿原	足助町・600m	バイケイソウ、サギソウ、ノハナショウブ
田之土里湿原	足助町**550m	ノハナショウブ、ハンゴンソウ、サギソウ
田津原湿原	旭町・430m	オタカラコウ、タニヘゴ
長井坂・旭湿原	旭町・660m	ミヤマエンレイソウ、ウスゲタマブキ
長ノ山湿原	作手村・540m	ミカワイヌノヒゲ、ツクデマアザミ
ユルメキ湿原	作手村・550m	サギスゲ、ミタケスゲ、ミズチドリ
菅沼湿原	作手村・750m	クリンソウ、バラギボウシ、ゴマナ

※全てがヌマガヤオーダー（中間湿原）に位置づけられる泥炭湿原で、上記の他ヌマガヤ、ミカズキグサ、ミカワバイケイソウ、ミカワシオガマ、ミコシギク、ヤチスギラン、サクライソウ、キヨスミオオクジャク、サワラン、トキソウ、ミズトンボ、モウセンゴケ、ミミカキグサ、ムラサキミミカキグサ、ホザキノミミカキグサ、ミヤマナルコスゲ、ヌマクロボスゲ、ヒロハノコジュズスゲ、ツルカミカワスゲ、ケハンノキ、サクラバハンノキ、クロミノニシゴリなど、それぞれの湿原を特色づける植物が生育し、また、膠状泥炭の造原植物として共通に見られるミズゴケ類では、オオミズゴケ、イボミズゴケ、ムラサキミズゴケ、ハリミズゴケ、ユガミミズゴケが確認されている。

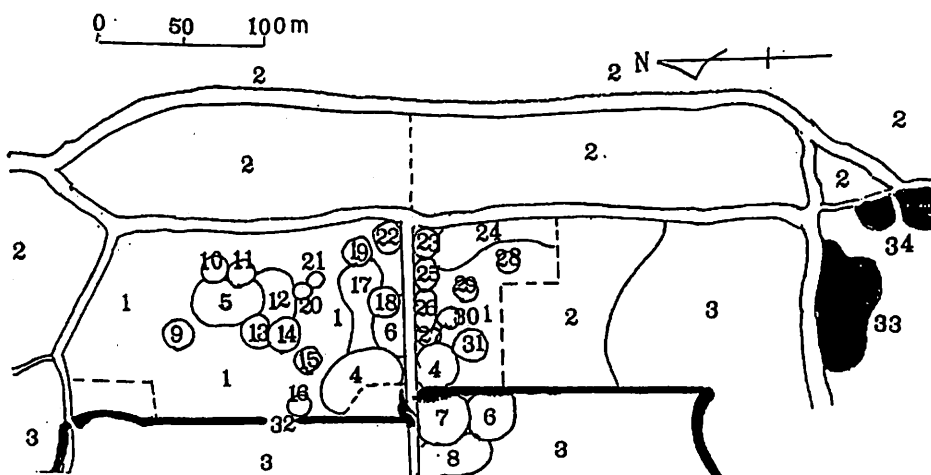
上表の中、代表的な湿原2か所について、現存植生の概要図を示すと次のとおりである。

(1) 田之士里湿原 (愛知県自然環境保全地域：1975指定・面積2.78ha・傾斜E-5.2・入水あり・PH6.2)

1. ヌマガヤ 2. ノハナショウブ 3. エゾミソハギ 4. サワギキョウ 5. ヌマトラノオ  
 6. コナラ, イソノキ, ヤマザクラ, スギ, シロモジ等 7. ハンゴンソウ 8. ゼンマイ 9.  
 アブラガヤ 10. マアザミ (ツクデマアザミ混生) 11. ショウジョウバカマ 12. シシガシラ  
 13. ノギラン 14. ゴマナ 15. サワヒヨドリ 16. スズカアザミ 17. ヒヨドリバナ 18. オ  
 タカラコウ 19. コオニユリ 20. ヒメシロネ 21. ウメバチソウ 22. クサレダマ 23. カワ  
 ヤナギ 24. アケボノソウ 25. スギ 26. コハウチワカエデ 27. コマツカサススキ 28. レ  
 ンゲツツジ 29. ミズギク 30. 道路 ※(1)周囲はスギ植林 (成木) (2)18の地点より流水あり  
 (3)波線は木柵 (4)歩道は石畳



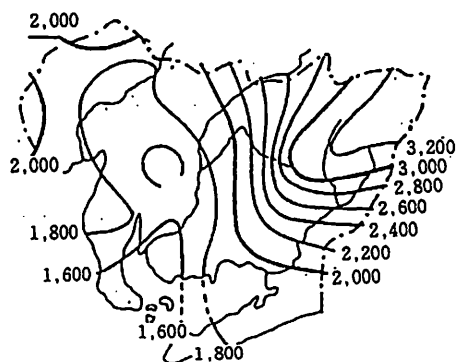
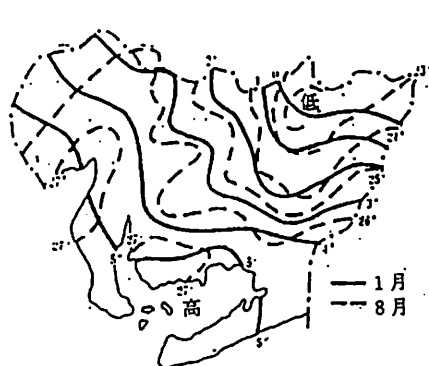
(2) 長ノ山湿原 (愛知県天然記念物指定：1973指定・面積10ha・中指定地域は村  
 所有地分5ha・傾斜W-4.8・PH5.6)



1. ヌマガヤ, ミカヅキグサ
2. 水源スギ, ヒノキ植林 (成木)
3. 水田
4. ノリウツギ
5. サギソウ
6. ツクデマアザミ
7. サワギキョウ
8. ヒメシロネ, アカバナ, コマツカサススキ, キンミズヒキ
9. クロマツ (丘状)
10. サワラン
11. トキソウ
12. モウセンゴケ, ミミカキグサ, ムラサキミミカキグサ, ホザキノミミカキグサ
13. サギスゲ (移植)
14. カキツバタ (移植)
15. ナガボノアカワレモコウ
16. ウメバチソウ
17. サワシロギク
18. ノハナショウブ
19. ヤマドリゼンマイ
20. クロミノニシゴリ
21. サクラバハハンノキ
22. ズミ
23. イボタノキ
24. コナラ, タカノツメ, モチツツジ, ショウジョウバカマ, ノギラン, ミズキボウシ, シシガシラ
25. ホウノキ, ヌルデ
26. アブラガヤ
26. ミカワイヌノヒゲ
27. ミタケスゲ
28. ミヤコイバラ
29. レンゲツツジ
30. ヒメシダ
31. ウメモドキ
32. 水路
33. ジュンサイ, ヒツジグサ, フトヒルムシロ
34. タヌキモ, ミズオオバコ, アカヌマソウ, (モリアオガエル, グンバイイトトンボ, ヒメヒカゲ, ハッチョウトンボ, ハラビロトンボ, モウトンイトトンボ, アオイトトンボ, キイトトンボ, ハグロトンボ)

〔図2：8月の等温線〕

〔図3：年間降水量〕



… 岩波写真文庫「愛知県」原図

なお、愛知県の泥炭湿原には、泥炭層と不透水層との接点付近にかなり多量の「埋木」を擁する所がある。例えば作手村の場合、標高500m～800mの通称作手高原には、至る所に「神田＝じんでん、じんで」と呼ばれる小規模な泥炭湿原が点在するが、それらのほとんどに埋もれ木の存在が認められ、水田（神田）として開拓された以後も、湿田では「底なし田」と称し、埋もれ木が渡り木として足場に利用され、「じんでの田圃には足場を踏み外して沈んだ時の目印に菅笠を被って入れ」と言う戒言が残っている。

1955年作手村大字田原地区における河川改修時に掘り出された埋木の場合、地下5m～8mの粘土層上一面にほぼ水平に横臥し、最大のもは長さ30m、根回り6mに及ぶ巨大なモミなどもあり、また、これら埋もれ木は、材とともに枝葉、種子、球果、樹皮などが発掘されたが、いずれも泥炭層の防腐作用のため生々しい状態で、殊に、発掘当初の切断面の材色が朱色、紫色など極めて鮮明で、時間の経過につれて鈍色に変化したことが印象的であった。埋木の樹種はヒノキ、モミ、スギ、ツガ、

イヌブナ、ケヤキ、アカシデ、ウラジログシ、フジ（幹囲1.7m）、モミジ、グミ、エゴノキであった。

長ノ山湿原のものは、開墾時に多量に掘り出され長年山積みにされていたが、徐々に薪炭材として消費された。

次に、泥炭層を擁しない低地の湿地について見ると、その主たる成因は、湧水またはそれに準ずる恒温水域による局所的気象条件の醸成にあり、つまり、粘土層、岩盤などの不透水層と、当該条件の不断懸水があれば、何処にでも湿原はできる可能性があり、それが前述のとおり、平野部に湿地の多い原因でもある。この種の湿地も現存植生における優占種は何れもがヌマガヤで、この面から区分すれば、ひとまず中間湿原に類するものと見るべきであろうと判断される。

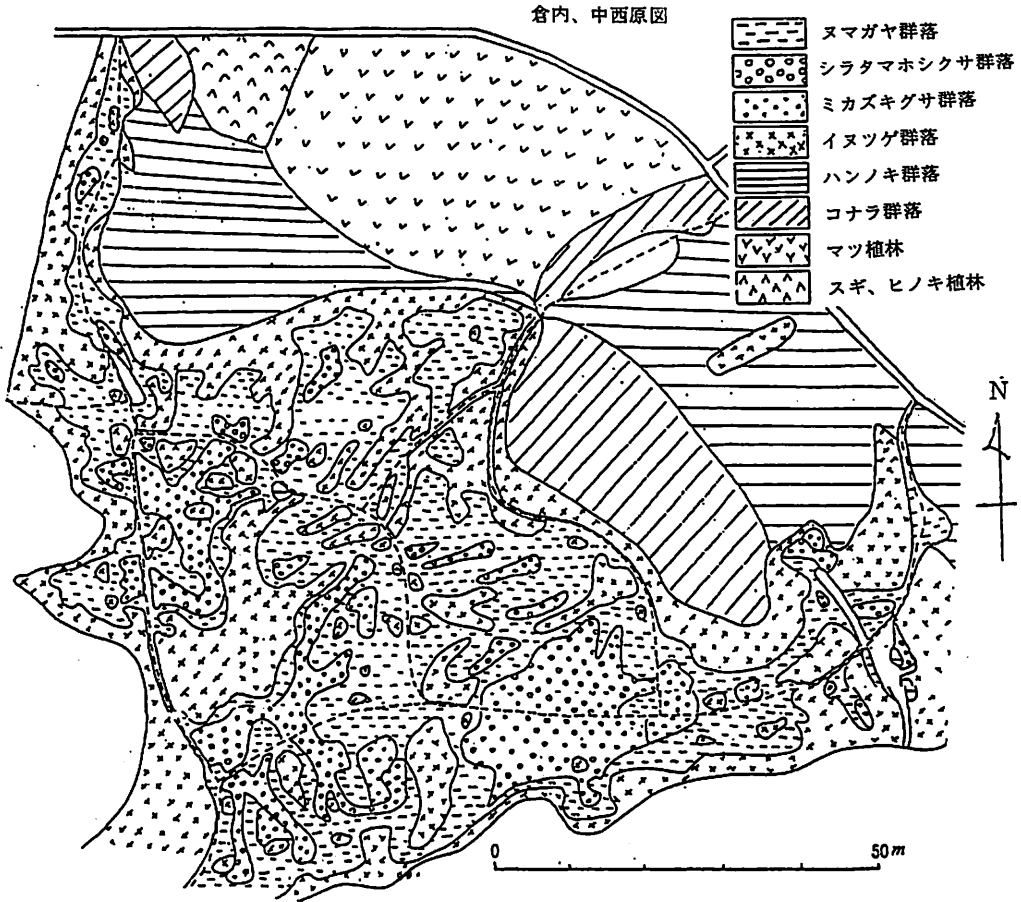
愛知県内のその植生に特徴をもつ主な湿地（泥炭層を擁しない湿原）を挙げると次のとおりである。

〔表2：愛知県における主な湿地〕

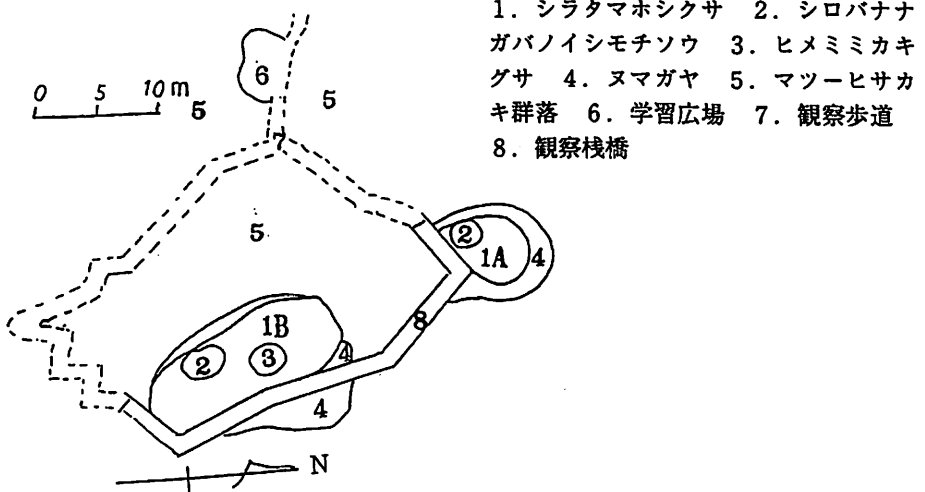
湿地の名称	所在地等	標 徴 種
葦毛湿原	豊橋市（県天）	シラタマホシクサ、ミカワバイケイソウ
黒河湿原	田原町（県天）	ク、シデコブシ、ヤチヤナギ、ヘビノボラズ
藤七原湿地	田原町（町天）	ク、シデコブシ、ヒトモトススキ、ヘビノボラズ
むくろじ湿原	田原町・20m	シデコブシ、ナガバノイシモチソウ
なぐさ湿地	渥美町（国天）	シデコブシ、サワオグルマ
御船湿地	豊田市・80m	シラタマホシクサ、シデコブシ、シラヒゲソウ
東山湿地	天白区・60m	シラタマホシクサ、ヤチヤナギ
東谷山湿地	守山区・80m	シデコブシ、サギソウ、ウメバチソウ
奥入鹿湿地	犬山市	シラタマホシクサ、モウセンゴケ、ミミカキグサ
上之山湿地	瀬戸市	ク、シデコブシ、サギソウ、ソバリンドウ
沓掛湿地	豊明市（県天）	ク、ミカワタヌキモ、ナリタゴケ
壱町田湿地	武豊町（県天）	ク、ヒメミミカキグサ、ナガバノイシモチソウ

上表の中、代表的な湿地2か所について、現存植生の概要図を示すと次のとおりである。

(1) 葦毛湿原 (愛知県天然記念物：1992指定)



(2) 壱町田湿地 (愛知県天然記念物：1984指定)



以上のとおり、愛知県内に見られる湿地（泥炭を擁しない湿原）の植生で、周伊勢湾要素植物のシラタマホシクサとシデコブシとが判で押したように競合して分布し、しかも、山地泥炭湿原には全く見られないこと、尾北地区の湿地周辺には、山地部のコナラの分布に相当する頻度でモンゴリナラが出現すること、ヤチヤナギ、ヘビノボラズ、ナガバノイシモチソウ、シロバナナガバノイシモチソウ、ヒメミミカキグサ、ミカワシオガマ、ミカワバイケイソウ、トウカイコモウセンゴケなど、貴重な周伊勢湾要素植物がかなり豊富に分布することなどは極めて注目されることである。

また、当該湿地の分布が守山区、天白区、犬山市、瀬戸市などの尾張東北部と、豊橋市、渥美郡の東三河南部地区との、県の東西に隔離して集中し、更にその植生が、シラタマホシクサとシデコブシを共有するなど、共通点を多く持つ状況なども極めて興味深い。

最後に湿原の保全について、経験的実感を述べると、ひとくちに言って「大変難しい」と言わざるを得ない。現在までその主な理由を列挙すると次のとおりである。

- (1) 水系を伴ない水田化が容易である（作手村大野原湿原、東田原湿原など）
- (2) 平坦、緩傾斜地形は宅地化などへの転換利用が容易である（藤岡町亀首湿地など）
- (3) 経済的評価が低く所有者の執着度が低い（各地に転売の事例が多い、ゴルフ場など大規模開発の対称になる）
- (4) 泥炭をピートとして企業化の対象となる（作手村大野原湿原、全国的各地）
- (5) 湿性植物の希少価値が大衆化するにつれて盗採が増加する（各地）
- (6) 水源林の皆伐が湿原の消滅に繋がるリスクが常在する（長ノ山湿原、田之土里湿原など各地）
- (7) 湿原、水源林ともに私有地の場合、利用規制は所有者の良識に期待する他はない。
- (8) 公園法など現行の自然環境保全関係法規は、一般に行政、個人ともに不人気である。
- (9) 水源地域の過疎化、山林撫育従事者の高齢化対策（殊に経済的）の改善充実。
- (10) 過自然地域と疎自然地域との住民間における、自然環境観の格差。

上記の中、過去及び現在において印象的な例としては、当研究グループの研究対象でもある「大野原湿原」（面積30ha～50ha・規模、植生ともに東海地方随一）の消滅S40～42。

「東田原湿原」の水田化に当り、本宮山スカイライン入り口付近の適地に、現地の泥炭による人工湿原を造り、ミコシギク、カキツバタなどの移植（作手高校）。

ナガバノイシモチソウの群生地「亀有湿地」の住宅化。

今日的課題としては、瀬戸市内における愛知万博予定地問題がある。瀬戸市には



至る所に大小多数の湿地があり、シラタマホシクサ、シデコブシ、ヘビノボラズ、モンゴリナラなど周伊勢湾要素種をはじめ、サワシロギク、ヤマサワシロギク、ミズギク、スイラン、カキラン、サギソウ、モウセンゴケ、ミミカキグサなど各種湿性植物が見受けられるなど。

以上のような問題点及び事例から考察するに、自然環境の保全上最大の問題点は、土地所有者をはじめ地元住民の理解度にあると見られる。従って、(1)出来得れば公地買収が望ましい(刈谷市小堤西池など)。(2)行政努力による地域住民への保全意識の啓蒙(刈谷市小堤西池、武豊町菟町田湿原、作手村長ノ山湿原、足助田之土里湿原など天然記念物または保全地域指定地など)。(3)市町村の総合計画中に「土地利用計画」を策定し、土地所有者及び地域住民への理解(共同策定意識)を累積することなどが考えられる。

何れにしても、「大野原湿原」の再来は阻止する必要がある。

蛇足ながら、地元作手村の住民として、「大野原研究グループ」の各位が長年に亘り、しかも全て手弁当で、それぞれの専門分野から素晴らしい研究活動を展開され、私が肺結核症で入院中、昭和39年から42年の留守の間に「死んでしまった=殺されてしまった」と思っていた大野原湿原に、図らずも「復活」の奇跡を与えて頂いた。そればかりか、現状は区画整理の完成した田圃、舗装された農道に、反当収量のみが話題的的で、もはや、あの一面に咲いたマツムシソウの大群落が初秋の風に揺れ、イチモジセセリの群れる野中の通学路で、無邪気に戯れ合った幼い頃の大野原のことなど、村民の心の中から全て消え去ったかと思われたところ、粉雪が寒風に吹きつけられる中で、ボーリングに精を出される各位の真摯な取組みは「大野原はそんな価値のあった所だったのか……;」と、以来地元住民の自然観にもかなりの転換が見られ、ややもすると二の次になりやすい、所謂文化的関心について、村民への啓蒙と、郷土の自然への誇りと愛着の気持ちを開眼させて頂いた実質的效果はかなりのものがあり、殊に、「大野原湿原研究会報告集」の出版は、その高レベルの内容からも、「一行政区の刊行物としては、希に見るアカデミックなものである」との専門家の評価も頂いており、わが作手村の存在を、内外に示すのに十分なものがあつた。今、ひとまず「報告集 IV」をもって本研究集録の完結とされる秋に臨み、それまでは、ほとんど何の縁とてもなかった各位が、かくも深く大野原湿原に心をお寄せ頂き、更には、作手村の文化啓蒙に、また、作手村の対外評価の向上に与えられた御高配に対し、改めて深甚なる感謝の気持ちを捧げて止みません。

## 主な参考文献

- (1) 愛知の植生 1994：愛知県
- (2) 作手の植物 S 59：作手の植物編集同人
- (3) 葦毛湿原調査報告書 1990：豊橋市教育委員会

- (4) 沓町田湿地植物群落 H 2 : 武豊町教育委員会
- (5) 作手村誌 S 35 : 作手村教育委員会
- (6) 愛知県の自然環境 1984 : 愛知県
- (7) 自然保護要覧 S 49 : 愛知県環境部
- (8) 周伊勢湾要素植物の自然保護  
1990 : 世界自然保護基金日本委員会
- (9) 大野原湿原研究会報告集 H 3 : 作手村教育委員会

## 愛知県作手村大野原湿原の周辺山地 における後期更新世の植生変遷

中堀 謙二\*1・安部亜紀子\*2

### I はじめに

日本における最終間氷期以降の植生変遷の研究は、近年連続的に堆積した堆積物が次々と発見されるに伴い、その花粉分析的研究が増加しつつある(3, 6, 8)。しかし、太平洋側地域では未だ良好な堆積物が少なく、その植生変遷は不明な部分が多い。筆者らは愛知県作手村大野原湿原の堆積物に注目し、花粉分析を行って後氷期の植生変遷を明らかにしてきた(7)。今回は最終氷期における湿原周辺山地の植生変遷を推定し、気候変動についても若干の考察をおこなう。

### II 調査地

調査地の概況は既報のとおりである(7)。作手村付近には亜高山帯の植生は存在しないが、現在よりも寒冷的な気候が支配的であった最終氷期には、森林帯が下降し、調査地付近にも亜高山植生が展開していたことが想定される。そのような気候変動に伴う森林帯の昇降量を求めるには、現在の作手村付近の植生帯を推定しておく必要がある。そのために作手村の標高100m毎の暖かさの指数、寒さの指数を計算し、吉良の森林帯区分にしたがって森林帯の境界標高を求めた。それによると標高0~690mまでが照葉樹林帯、690~880mが暖温帯落葉樹林帯、880~1,750mが温帯落葉広葉樹林帯、1,750~2,670mが亜高山針葉樹林帯、2,670m以上が高山帯となる。作手村付近で自然植生が見られる山として鳳来寺山(標高684m)があり、その山頂は照葉樹林で被われているが、この森林帯区分は現在の自然植生とも矛盾しない。調査地は標高535mにあり照葉樹林帯上部に位置している。

### III 試料の採取・花粉分析の方法

花粉分析に供した試料は、前回報告したU字型鉄枠で採取したコアの深度190cm~460cmの部分である(7)。花粉の抽出法は既報の通りであり(2)、花粉分析結果は木本風媒花粉を基数として各花粉の相対出現率を求めてそれを表示した(図-2, 図-3, 図-4)。450cmの層は花粉のカウント数が百個に満たなかったので白抜き線を表示した。なお190~210cmの部分については前回に報告したが(7)、今回は最終氷期をまとめて論じる都合上再掲載した。出現花粉は山地性、湿地性植物とも多種類にわたったが、今回は山地性植物を中心に報告を行うので、湿地性植物

\*1 信州大学農学部 \*2 緑化技研