

Table 1.

CENTRALES	
Melosira	1.5
Cyclotella	0.8
PENNALES	
Fragilaria	0.8
Eunotia	3.1
Achnanthes	2.7
Frustulia	2.3
Caloneis	5.0
Neidium	5.4
Stauroneis	1.2
Anomoeoneis	0.8
Navicula	3.9
Pinnularia	27.6
Amphora	1.5
Cymbella	3.1
Gomphonema	1.2
Nitzschia	28.8
Surirella	10.1
	%

Table 1. 粘土層中の珪藻殻の属別の出現比率

(Plate 3-6,7)

**Pinnularia subcapitata* GREGORY (Plate 3-8,9,10,11,12)

**Stauroneis anceps* EHRENBERG (Plate 2-1,2,3)

**Surirella angusta* KÜTZING (Plate 4-14,15,16)

**Surirella ovata* KÜTZING (Plate 4-10,11)

珪藻殻の属別の構成比率は、表 1 . に示す。

IV. 考察

IV. 1. 堆積時の湖沼類型、pH

高層湿原の池塘のような、腐植栄養型湖沼の珪藻植生の特徴として、*Eunotia* 属、*Pinnularia* 属の種類数が多く見出されることは、福島・中村 (1972) による湖沼の附着珪藻群集の比較研究により明らかにされている。また、現存の植生のみならず、湿原堆積物中の珪藻遺骸の種類組成についても、綿貫他 (1976) により、両属の優占が、箱根・仙石原で確認されている。今回得た堆積物中の珪藻遺骸の種類数は極少なく、数的に考察するには問題が残るが、前記 2 属の種類数、個体数が多い事が注目され、福島・中村 (1972) の判定基準に従えば、粘土層堆積時の湖沼類型は、腐植栄養型であった事が推定できる。

また、腐植栄養型の湖沼の水の pH は、一般に低い値となる特徴がある。各種の珪藻が、どの様な pH の水域を好んで出現するかの問題は、Hustedt (1938)、Foged (1948)、Merilainen (1967)、渡辺・安田 (1982)、Watanabe (1985) により、詳しく論議されている。今回検出した珪藻では、*Eunotia* 属、*Pinnularia* 属のように、明らかに好酸性と位置付けられている種類のほかに、好アルカリ性とされているものも多数混在している。この中には、*C. comta* の様に、好アルカリ性 (Merilainen, 1967) とする考えと、腐植栄養型湖沼、即ち、酸性水域に出現する (Cleve-Euler, 1951) 種類であるとする異なった二つの見解があり、指標種としての位置付けが明確ではない種類も含まれているが、好アルカリとすることで一致している種類が大半である。一方、実際には、これらの好アルカリ性種と位置付けられている種類は、腐植栄養型類型に属すると考えられる長の山湿原に普通にみられる種類である。また、低地の腐植栄養型と考えられる pH の低い溜池でも、*N. palea* 等の好アルカリ性の種類が多数出現する事は、普通に観察されている (村上他, 1988)。腐植栄養型湖沼に出現する「好アルカリ性種」の問題については、その指標性を含めて再度検討を加えなければ、現行の湖沼の pH 推定法を湿原の事例に直ちに適用するには問題が残るであろう。

IV. 2. 堆積時の水量

今回得た珪藻遺骸の中で、浮遊生活をする種類は、*Melosira*, *Cyclotella*, *Fragilaria* の3属、5種であり、個体数も全群集中で3%を占めるに過ぎない。他の種類は、水草、石れき等に付着する種類である。珪藻遺骸の浮遊性種/付着性種比率が堆積時のそれをそのまま反映しているとすれば、この粘土層が堆積した時代には、浮遊藻類群集が十分発達できる程の多量の水をたたえた湖があったとは考えられず、現在の長の山程度の小さな水留りと湿地の状態であったと考えられる。

また、珪藻遺骸として残された殻のすべてが、一様な環境に由来すると考えられない点も注目すべきであろう。例えば、珪藻遺骸数の10%を占める *Suriella* 属は、特に流水に出現するとされている種類であり (Foged, 1948)、現在の長の山湿原の中でも、溜まった水の流れ出す流水域に特に多く出現する。粘土層中の珪藻遺骸は、微地形の違いにより異なった性質 (例えば、水量、流れの有無等) をもった複数の生息場所の群集の集合であろう。

V. 要約

大野原湿原跡の泥炭層下部の粘土層の珪藻遺骸の組成を記載し、現生での生態的知見、現存の湿原の珪藻植生の比較により、堆積時の大野原湿原の水環境を推定した。堆積当時は、現存している付近の湿原と同様、浅い、腐植栄養型の池が存在していたと推定される。

文献

- ARCHIBALD, R. E. M. (1983) The diatoms of the Sunday and Great Fish Rivers in the Eastern Cape Province of South Africa. 362p. J. Cramer.
- CLEVE-EULER, A. (1951) Die Diatomeen von Schweden und Finnland. 128p Teil 1, Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar.
- FOGED, N. (1948) Diatoms in water course in Funen. 6. Dansk Botanisk Arkiv. 12, p.1-110.
- 福島博・中村澄夫 (1972) 日本の湖沼のケイ藻類. 横浜市大論叢, 23, p. 1-24.
- HAWOTH, E. Y. (1975) A scanning electron microscope study of some different frustule forms of the genus *Fragilaria* found in scotish late glacial sediments. *Br. Phycol. J.*, 10, p.73-80.
- HUSTEDT, F. (1930) Bacillariophyta. A. Pascher (ed.) Die Süßwasser-flora Mitteleuropas, 10. 466p, Gustav Fischer.
- HUSTEDT, F. (1938) Systematische und ökologische Untersuchungen über die Di-

- atomeen-Flora von Java, Bali und Sumatra. 1. Systematische Teil. *Arch. für. Hydrobiol. Suppl.*, 15, p.131-506.
- 小泉格・谷村好洋 (1978) 試料処理と標本の作成、珪藻・珪質鞭毛藻類. 高柳洋吉編「微化石研究マニュアル」, 5p.: p. 71-75. 朝倉書店.
- KRAMMER, K., LANGE-BERTALOT, K. (1986) Bacillariophyceae 1. Naviculaceae. H. Ettl, J. Gerloff and H. Heyning (ed.) Süßwasserflora von Mitteleuropa. 2/1. 876P. G. Fischer.
- MERILAINEN, J. (1967) The diatom flora and hydrogen-ion concentration of the water. *Ann. Bot. Fenn.*, 4, p.51-58.
- 村上哲生・近藤繁生・松井義雄 (1988) 珪藻相の相違に基づく浅い池の類型化: 平地に分布する横褐色の水色の溜池の付着珪藻の特徴. *陸水雑*, 49, p.157-166.
- PATRICK, R., REIMER, C. W. (1966) The diatoms of the United States. Vol.1. 688p. Acad. Nat. Sci. Philadelphia.
- PARTRICK, R., REIMER, C. W. (1975) The diatoms of the United States. Vol.2. 213p. Acad. Nat. Sci. Philadelphia.
- 渡辺仁治・安田郁子 (1982) 志賀高原の洪池・三角池・長池・木戸池の底泥中の珪藻群と珪藻群に基づく酸性度指数. *陸水雑*, p.237-245.
- WATANABE, T. (1985) Tolerant diatoms to inorganic acid and alkaline lakes and some evolutionary consideration. *Diatom*, 1, p.21-31.
- 綿貫知彦・堺好雄・福島博・宮田保 (1976) 仙石原(箱根)湿原のケイ藻殻分析. 箱根町文化財研究紀要, no.6, p.22-31.

第2回大野原湿原研究会 (1987年12月5、6日、作手村担い手センター、20名参加)

作手村教育委員会からの挨拶 矢頭一起

◇研究発表◇ 司会 沢井 誠

①埋没泥炭土壌の年代経過に伴う腐植の性質の変化

..... 鍛塚昭三・渡辺 彰・武内良恵

②大野原泥炭土壌の腐植の性質 筒木 潔・小林直子・佐藤恵美子・鍛塚昭三

③泥炭層のリン酸分布 安島 馨・新井重光・鍛塚昭三

④断面の化学成分分布 渡辺栄次・堀尾正和

⑤85-4試料(偕大採取)の花粉分析 石田 仁・中堀謙二

⑥堆積物中の珪藻遺骸と「長山湿原」の現生珪藻との比較 村上哲生

⑦鞍掛山の黒ボク土 沢井 誠・新井重光・渡辺栄次・大羽 裕・筒木 潔

⑧大野原湿原周辺の古地理の変遷 沢井 誠

◇総合討論◇

◇話題提供◇

鈴木 忠 司: 先土器時代の話、田の口遺跡出土の石器の話

嘉 藤 良次郎: 東アフリカの遺跡や地質の話

4. 大野原湿原断面の化学成分分布の特徴

渡 辺 栄 次¹⁾、堀 尾 正 和¹⁾

I. はじめに

愛知県南設楽郡作手村大野原湿原には、粘土資源の枯渇に緊急な対応の迫られている陶磁器産業などにとって有用な多量の粘土層が存在する。この粘土の特性が陶磁器産業にとって、価値のあるものであるかを明らかにすることはきわめて重要なことである。また、泥炭層の生成過程を無機成分の組成などから知ることは、第四紀の環境を再現する上で意義のあることである。

湿原が生成しつつある池や湖には周りの環境からいろいろな物質が供給される。また、生成の途中にはいろいろな要因が関与しつつ変遷し、現在にまで及んでいると考えられる。湿原への流入物質について、その起源を概略すると、その場所に始めから存在していたものと後に外から運ばれて来たものと大きく分けられる。後者は更に大気圏における空気や水圏における水の運動に伴う大循環によるものと生物圏における動植物の活動に伴う小循環によるものとに分けられる。更に人間活動に伴う物質の流入も見逃せない。新井(房)ら(1985)は、泥炭層中にアカホヤや始良Tn(AT)などの火山灰の存在を見いだした。これは、大野原湿原泥炭の生成にこの地域以外の物質の影響が存在することを明らかにしている。

沢井ら(1986)及び藤井ら(1986)は¹⁴C年代測定に基づいて泥炭層の編年を行っている。石田ら(1987)は花粉分析により大野原湿原の履歴を考察している。また、新井(重)ら(1988)は大野原湿原の生成過程において、腐植酸の分析から、黒ボク土の影響について検討している。これらの研究によって、作手泥炭層の生成環境についての知見が得られつつある。

筆者らは、粘土資源としての有用性の調査の外に、大野原湿原の断面の無機成分や粘土鉱物などから①堆積物の起源、②堆積後の変化、③堆積環境を明らかにすることを目的としている。

本報告では、細田モノリス試料の化学成分分布の特徴を中心に検討するが、粘土鉱物については86-1試料も併せて言及する。

II. 実験

泥炭層の断面調査や年代測定などの詳細については、作手団体研究グループら(1989)が報告している。分析した試料は細田870215bトレンチ東壁断面(断面方

1) 名古屋工業技術試験所

向N3°E)で採取した共同サンプル(モノリス)および86-1断面から任意に採取した泥炭層、AT火山灰層、及び粘土層の3点を加えたものである。モノリスの試料は2cm毎に分画した。

各試料は風乾後、粉碎し、70メッシュのふるいを通した。化学成分の分析(全分析)用の試料は上記試料を更にタングステンカーバイトをコーティングしたボールミルにて微粉末になるまで粉碎したのち真空乾燥した。それぞれ粉末試料0.9gを5.1gのセルロースパウダーに加え、ボールミルで3分間振動混合した後、油圧プレスでアルミニウムのリング中に固定した。蛍光X線分析装置を使って測定した。

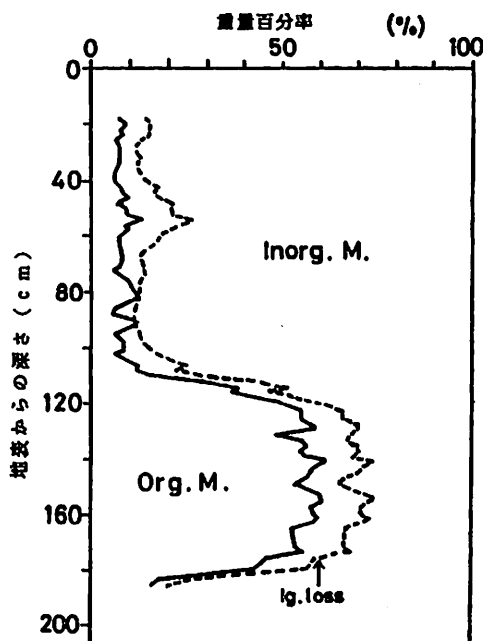
粘土鉱物の同定は、過酸化水素水による有機物分解を施したふるい分け試料を常法により水中分散して分画し、その粘土画分について、X線回折法により行った。また、同試料の示差熱、熱重量法(DTA-TG)も併せて行った。

水分含量(H₂O(+))は105℃加熱恒量値から、強熱減量(Ig.loss)は900℃加熱恒量値から求めた。

Ⅲ. 結果及び考察

(1) 無機成分組成からみた湿原断面の特徴

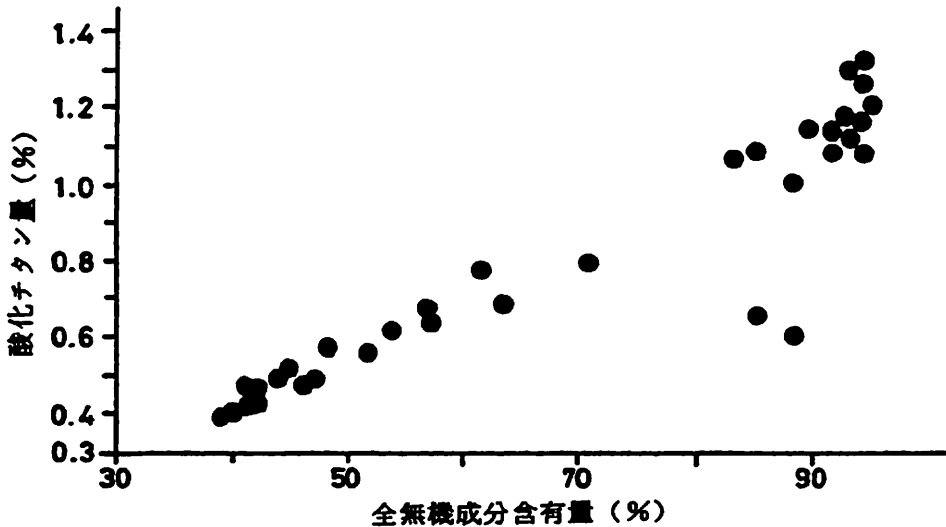
① 無機成分含有量からみた場合



第1図 細田モノリス試料の無機物及び有機物の分布
略号 Ig. loss: 強熱減量

細田断面（細田870215bトレンチ東壁断面）について、有機物量と強熱減量（Ig.loss）の分布を乾土重当り（105℃乾燥試料の重量を基準とした場合）でみると、地表から106cmまで及び182cmから下の粘土層と、その間に挟まれた泥炭層の大きく分けられる（第1図）。地表下40cmから60cm付近に小さなピークと106cmから182cmまでの幅広く高いピークのところ（泥炭層）は有機物が多いことを示している。強熱減量は有機物の酸化分解による減量と粘土鉱物などの熱分解に伴う結晶水などの放出による減量を加えたものである。有機物量を差し引くと、カオリナイトなどの粘土鉱物量の指標となる。ほぼ全層にわたって、一定の値を示した。

細田モノリス試料について、その全無機成分量と酸化チタン量との関係を見ると、この間には第2図に示されたように、きわめて高い相関性が認められた。すなわち、全無機成分量が増すと、酸化チタン量も高くなり、逆に減少すると酸化チタン量も少なくなることが明らかになった。



第2図 細田モノリス試料中の無機物量と酸化チタン含有量との関係

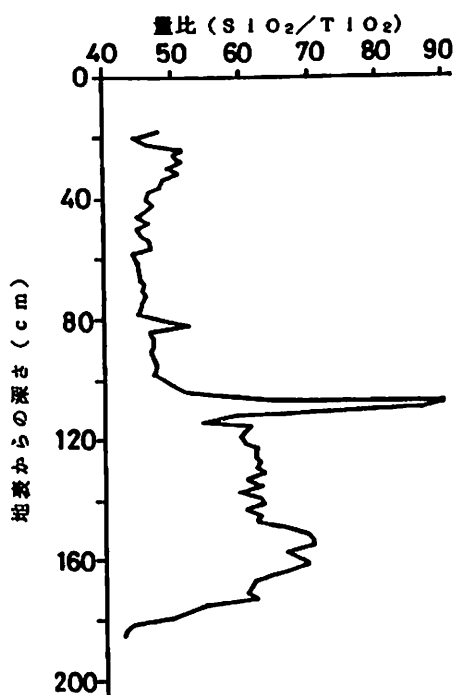
この地域の地質の大部分は黒雲母花崗岩からなる。この高い相関性はこの湿原の無機成分のほとんどが同一の地質成分に起源を持つこと、すなわち、この黒雲母花崗岩に由来していることを明らかにしている。しかしながら、第2図中にはこの相関関係からかなり離れた試料も認められた。この点については次に述べる。

② 酸化チタン量を基準とした場合

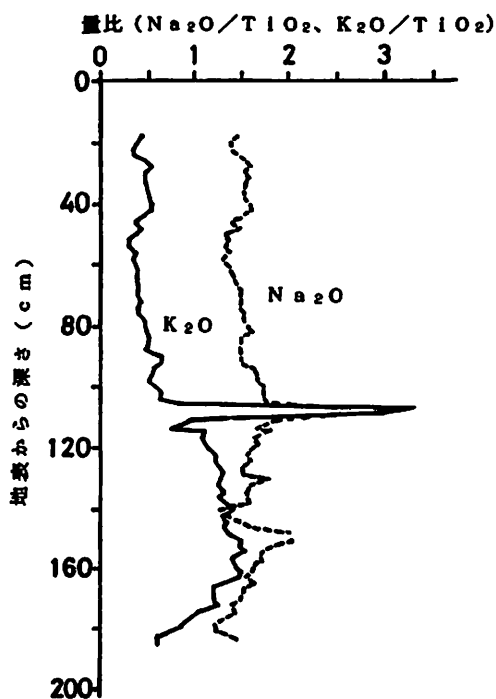
断面を構成する無機成分のうちで、酸化チタンは風化などの作用に対して、極めて高い安定性を示すことが知られており、酸化チタンを含む物質が供給されてから

現在まで、その位置を変化させないと考えられている。この酸化チタン量を基準とし、それに対する比率（量比）から、外の無機成分がどのような起源を有しているかが推定できる。すなわち、酸化チタンと同一の起源を持った成分であれば、ほぼ一定の値を示すであろう。もしも、別の給源からの供給があったとすれば、基準とする酸化チタン量に対して異常な値を示すはずである。

また、風化などに対して安定なこの酸化チタン量を基準とすることにより、無機成分の挙動を通して、この湿原断面の生成当時から現在までの湿原の変化をも推定出来るだろう。



第3図 細田モノリス試料の化学成分量比の断面分布
TiO₂を基準とした場合のSiO₂の変化



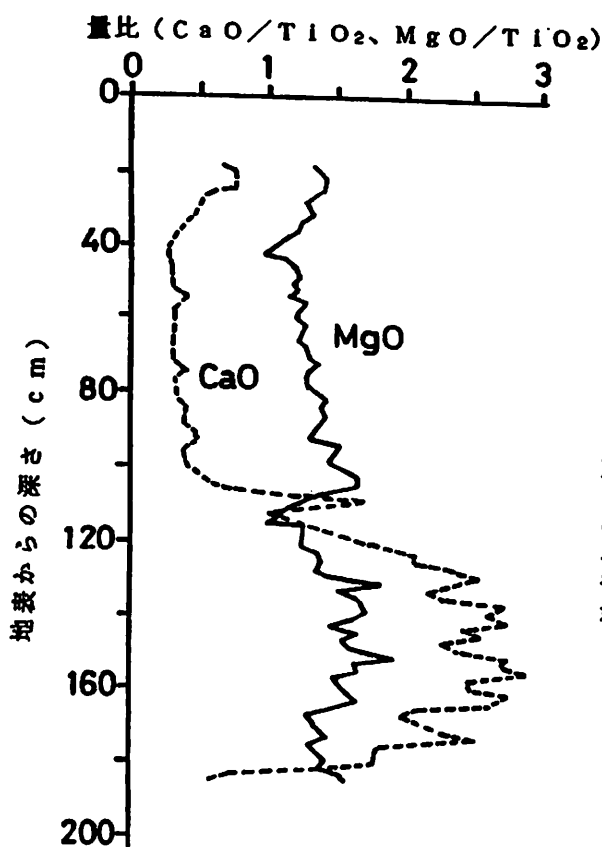
第4図 細田モノリス試料の化学成分量比の断面分布
TiO₂を基準とした場合のNa₂OとK₂Oの変化

第3図は、SiO₂とTiO₂との量比をみたものである。粘土層では45から50の値を示すが、泥炭層では60から70の高い値を示した。また、AT層では、極めて高く、鋭いピークとして現れた。

第4図は、アルカリ金属についてみたもので、K₂Oの場合はSiO₂に極めて類似した変化を示した。Na₂Oの場合は、全層にわたって、1.5程度の値で一定している。但し、AT層ではK₂Oなどと同様に高い値を示した。

アルカリ土類金属について第5図に示した。MgOは、全層にわたってほぼ一定の値を示し、明確なピークは認められなかった。CaOは、SiO₂やK₂Oの場合に類似しているが、泥炭層での増加率は、外の2成分に比べて大きくなっている。

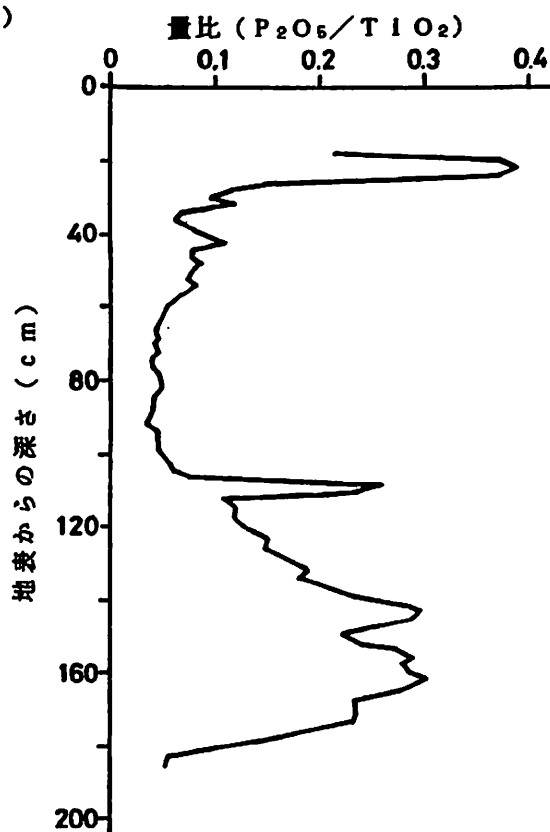
第6図には、P₂O₅について示した。地表下24cm付近、AT層及び泥炭層で高い値を示すことが分かった。



第5図

細田モノリス試料の化学成分量比の断面分布

TiO₂を基準とした場合のCaOとMgOの変化



第6図

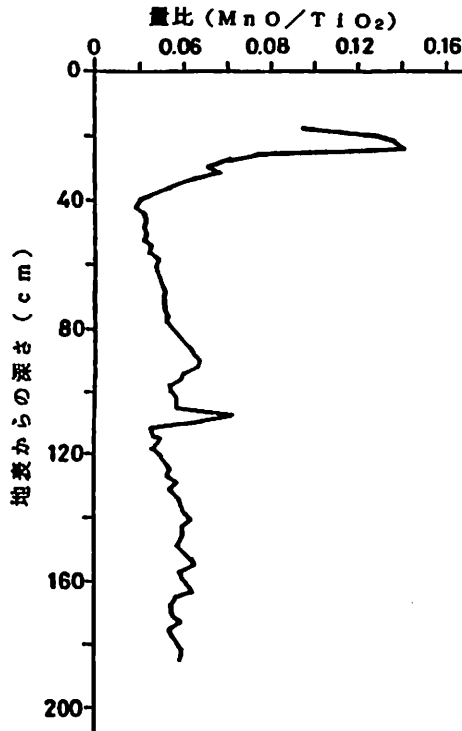
細田モノリス試料の化学成分量比の断面分布

TiO₂を基準とした場合のP₂O₅の変化

MnOについてみると(第7図)、地表下24cm付近に極めて高い値を示すが、AT層でやや高くなる外は、ほぼ一定の値を示すことが明らかになった。

以上の結果に基づき、各成分をいくつかに分類できた。まず、酸化チタン量に対して極めて高い相関性を示す成分がある。全断面にわたってほぼ一定の値を示すもので、酸化カリウム、酸化マグネシウム、酸化マンガンがこの仲間に入る。これらはいずれも黒雲母花崗岩に由来する成分である。次に粘土層ではほぼ一定の低い値

を示すが、泥炭層で高くなる成分がある。これには酸化ナトリウム、酸化ケイ素、酸化リン、酸化カルシウムが分類された。最後に図には示さなかったが、断面内の



第7図 細田モノリス試料の化学成分量比の断面分布
TiO₂を基準とした場合のMnOの変化

変化が大きく、粘土層よりも泥炭層でやや低い値を示す成分がある。酸化アルミニウムと酸化鉄である。

更に、詳細に各成分の断面内の変化を検討すると、作土層の直下で（地表下24cm付近）高い値を示す成分として、酸化鉄、酸化マンガン、酸化リン、そして程度は低い酸化カルシウムがある。これらは稲作と言った人為的な影響を受けて作土層から流下してきた成分と考えられる。酸化鉄、酸化マンガンは水田という湛水条件下で、作土層中に含まれていたものが還元を受けて溶出して、更に水の流れに運ばれて沈澱し、集積層を形成したものである。酸化リンと酸化カルシウムは肥料として施されたものが酸化鉄などと同様に運ばれたものであると推定される。

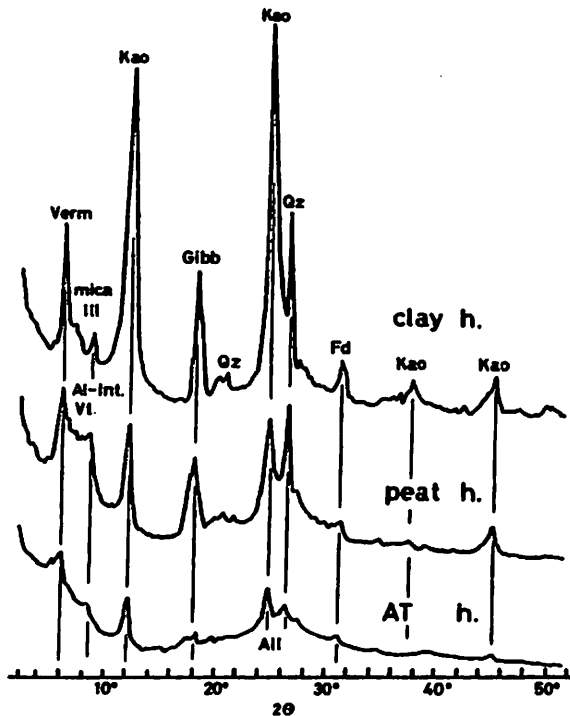
地表下108cm付近に鋭く高いピークを持つものがある。これには酸化カルシウム、酸化ケイ素、酸化マンガン、酸化カルシウム、酸化アルミニウム、そして酸化リンがある。AT火山灰由来の成分あるいはそれに関係した成分であることを示してい

る。この地域に外部から流入したことを示すデータとして注目される。前5者は火山灰中に含まれる火山ガラスや長石などの構成成分であると考えられる。最後の酸化リンは、湿原中に存在していたものがこの火山灰から生成したアロフェン質粘土鉱物などによって固定され、集積したものと考えられる。

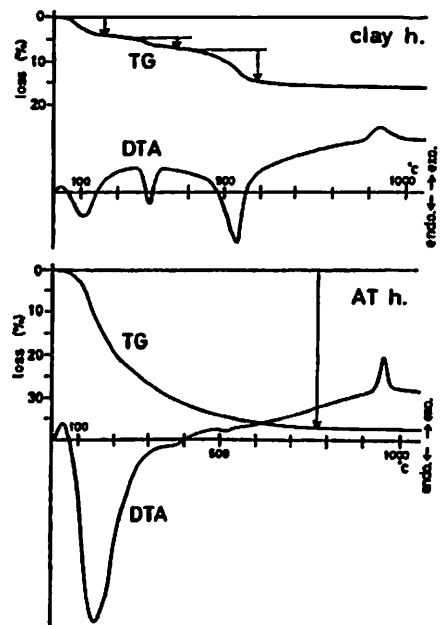
泥炭層で高い値を示すものは前述のように、酸化ケイ素、酸化ナトリウム、酸化カルシウム、酸化リンがある。前2者はいわゆる砂の成分で、外の地域からの流入ではないかと考えられ、その起源として中国大陸からの黄砂や火山の噴火に伴う火山砂などを推定している。しかしながら、この地域に生存していた動植物に由来する可能性もある。酸化カルシウムと酸化リンとは極めて高い相関性を有することから、水酸化アパタイトのような化合物として存在している可能性が高く、これは鳥の排泄物から由来するものではないかと推定される。リンについては安島ら(1989)が言及している。

(2) 粘土鉱物組成からみた湿原断面の特徴

湿原断面を構成する粘土中に含まれる鉱物には、石英や長石などの岩石構成鉱物が細かくなったものの外に、風化生成物である粘土鉱物や非晶質物などがある。これら風化生成物は、その生成環境などの把握に大変役に立つ情報を与える。



第8図 粘土鉱物のX-線回折パターン (Mg飽和、風乾試料)
略号 Kao:Kaolinite Verm:Vermiculite III:Illite Mica:Mica
Qz:Quartz Gibb:Gibbsite Fd:Feldspar All:Allophane
Al-int. Vt:Al-interlayered Vermiculite



第9図 粘土鉱物の示差熱、熱重量曲線
TG:熱重量分析 DTA:示差熱分析
clay h.:粘土層 AT h.:AT火山灰層

第8図は泥炭層で得られた試料中に含まれる粘土画分のX線回折結果である。また、第9図は熱重量、示差熱分析結果である。

全層にわたって同定される成分として、7nmのピークを示す1:1型粘土鉱物であるカオリナイト以外に、2:1型粘土鉱物であるパーミキュライトとみられる14nmのピークと10nmの雲母族のピークが認められた。

粘土層には、花崗岩の構成鉱物である石英や長石などの一次鉱物が多く認められた。風化生成物としては、カオリナイト型粘土鉱物が多く、そのほかにX線回折ピークおよび300℃付近で認められるTG曲線の減量とDTA曲線の吸熱ピークからギブサイトが同定された。これらは花崗岩の風化生成物と考えられる。

泥炭層では、花崗岩起源の一次鉱物が少なくなり、代わりにAl-interlayerパーミキュライトが検出された。酸性条件下において、生成されたことを示している。

AT火山灰の層からは、アロフェンが同定された。これは、X線回折パターンにおいて3.5nm付近の幅広い回折ピーク、TG曲線において、350℃付近までの大きな減量とそれに続く800℃付近までの連続した減量及びDTA曲線における150℃から200℃を中心とした吸熱ピークと900℃から1000℃にみられる小さな発熱ピークを総合して判断した。ほぼ純粋なアロフェンの層であろうと考えられる。火山砂の存在が認められるが、相対的にそのほかの成分は少ない。

IV. まとめ

細田の泥炭層(AT降下以前の層位)の無機成分の分布には、大きな変動はみられなかった。泥炭の単位体積当りの無機成分含有量は少ない。また、その大部分は、花崗岩の構成鉱物の破片やその風化生成物である粘土などである。このことは、これらの物質が周りの山々からわずかずつ供給されていたことを示し、泥炭層が長期間に渡って、比較的変動の少ない時代に生成していたことを示していると考えられる。

しかしながら、この泥炭層では酸化チタン量に対する量比から珪酸やナトリウムなどが高い値を示している。このことから、この地域以外の所から雨や風により運ばれてくる物質の存在も考えられる。例えば、中国大陸からはるばる飛んで来た黄砂や火山の噴火によって飛来した火山砂などが降っていた可能性がある。海からは海水の主成分であるナトリウムが風送塩としてもたらされていたであろう。更に、これらが生物起源であるとして推定すれば、珪酸やナトリウムを多く含むケイソウなどの繁殖や稲科植物の繁茂などもあったかも知れない。

そのほかに、泥炭層にはリンやカルシウムが多く含まれていることから、鳥などが自由に飛来し、ふんをするなどの生物活動も活発であったろう。

このように、比較的穏やかな時代には、この地域に流入または流出する物質の種類や量などは、安定した状態が続いており、いわば定常性が保たれていたと考えられる。

この地域以外からの一時的な供給として、ATの降下があった。その後も泥炭層の生成は続いていたと考えられるが、しかし、この調査地点においては、泥炭層はちょうどAT層の上で終わっている。気候変動などの激しい時代に入り、南東方向の山々の谷から粘土や砂が押し出されたために、泥炭の表層がはぎ取られたのではないかを思われる。粘土層の構成成分には余り変化が認められないため、粘土は比較的短期間に供給され、粘土層を形成したものと考えられる。それがどの程度の期間を要したかは不明である。しかしながら、大野原湿原の全域を覆うほどの規模ではなかった。

大きな気候変動や地殻変動などがある激しい時代には、短時間あるいは短期間に大量の物質が運ばれる。洪水、土砂崩れ、火山の噴火などがその原因である。AT層や粘土層はその例と言えるだろう。

人間がこの地域にやってきて、活動をし始めたとき、再び、細田の断面には大きな変化が現れた。この調査地点では比較的早く水田化が始まり、肥料などの供給も多くなったと思われる。水田条件下において、鉄やマンガンなどの酸化還元に敏感な成分の土壤中での移動が始まり、作土層の直下には集積層が形成された。肥料として供給されたリンやカルシウムなどもこの層に浸透して、沈積したと考えられる。

以上、無機成分の組成や粘土などの風化生成物の調査から、この湿原の変遷を推定してみた。

謝辞

大野原湿原泥炭地調査の機会を与え、また未発表資料を公開して頂いた作手村教育委員会、大野原湿原研究グループ（作手村教育委員会、作手団体研究グループ、名古屋大学、信州大学農学部、農業環境技術研究所の有志などで構成）の皆様、試料採取にあたって、多大な便宜を図って頂いた日本ピート開発（株）に厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 藤井登美夫・作手団体研究グループ・新井房夫（1986）三河高原南部大野原湿原堆積物の堆積年代。日本第四紀学会講演要旨集。no.16, p.38-39.
- 石田仁・中堀謙二（1987）愛知県作手村大野原湿原の花粉分析。過去二万数千年間の花粉群集変遷。35回日林支論。p.135-138.

↓

新井房夫・作手団体研究グループ（1985）未発表資料。

沢井誠・作手団体研究グループ（1986）愛知県作手村に分布する第四系。日本地質学会第93年学術大会。講演要旨。p.121.

新井重光・渡辺彰・高木賢二・筒木潔（1988）大野原泥炭層の土壤化学的解析、特に黒ボク土に関連した性質について。ペドロジスト。32（1）。p.16-25.

作手団体研究グループ・大野原湿原研究グループ・新井房夫（1989）大野原湿原堆積物の堆積年代。大野原湿原研究会報告集Ⅰ。p.1-13.

安島 馨・新井重光・鍬塚昭三（1989）泥炭層のリン酸分布。同上。p.40-41.

第3回大野原湿原研究会（1988年11月26、27日、作手村担い手センター、23名参加）

作手村教育委員会からの挨拶 矢頭一起

◇研究発表◇ 司会：沢井 誠

①作手湿原と作手村の植生 権田昭一郎

②88-1トレンチの野外観察結果 88-1トレンチ参加者（藤井）

③88-1試料の火山灰 沢井 誠

④埋没泥炭土壌における腐植の性質の年代経過に伴う変化——愛知県南設楽郡作手村大野原湿原堆積物の有機物組成——

..... 筒木 潔・武内良恵・白石祐彰・渡辺 彰・鍬塚昭三

⑤堆積物中の珪藻遺骸の溶け出しによる変化と消失の可能性 村上哲生

⑥88-1サンプル水洗選別の結果について

..... 鈴木忠司・黒坪一樹・土江伸明・湯村 功

⑦88-1試料の土壤化学的解析——黒ボク土に関連した性質について—— 新井重光

⑧化学成分による断面間の相互比較 渡辺栄次・堀尾正和

⑨作手村の遺跡分布 七原恵史

⑩乾湿度変化による中部日本の気候区分及びその現・古植生との対応について

..... 中畑謙二

（52ページへつづく）

5. 泥炭層のリン酸分布

安島 馨¹⁾、新井重光²⁾、楯塚昭三¹⁾

I. はじめに

かつて、大野原湿原には鳥が飛来し、稲作の発達に貢献したのではないかという問題が出されている。この間にどう答えるかは難しいと思われるが、その一つの手段として、リン酸含量を測定した。

II. 試料と方法

試料は86-1 コアから、4 cm毎にとり、凍結乾燥した。試料2.5gを300mlのトールピーカ中で硝酸(20ml) ついで過塩素酸(20ml) で分解し、水でうすめ、No. 6 のろ紙でろかし、100mlにし、分解液2.5mlを用い、バナドモリブデン酸法により比色定量した。

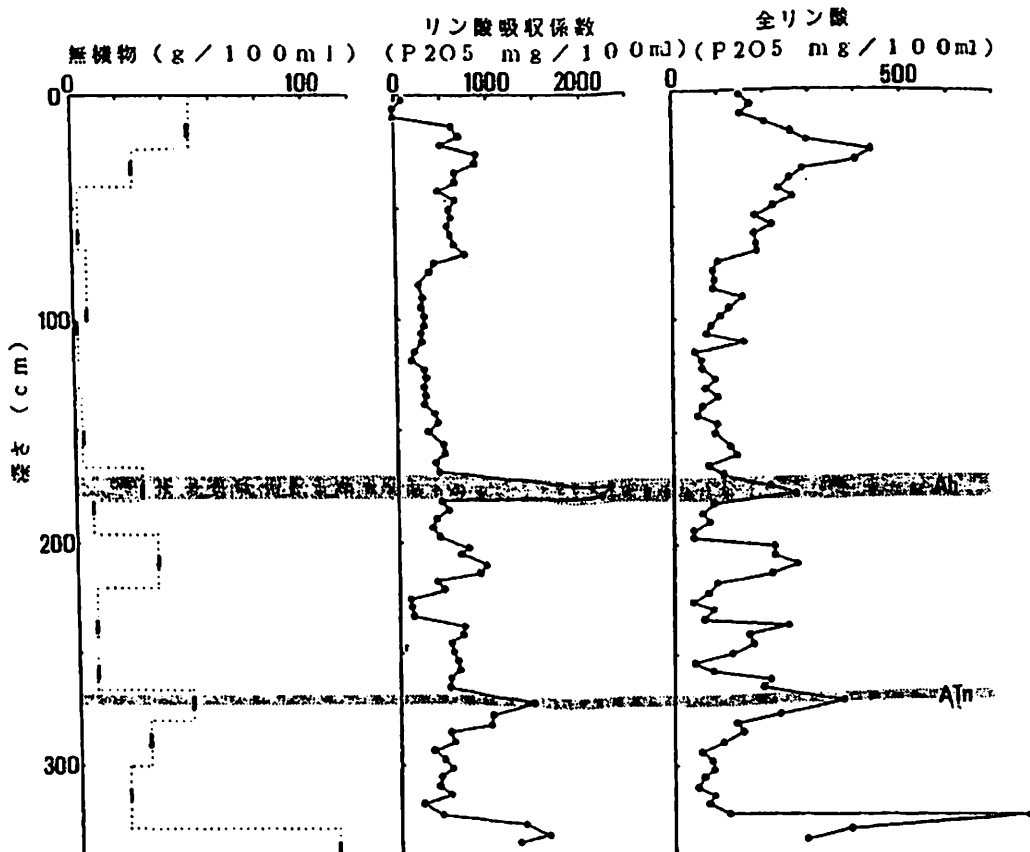
III. 結果

表1. 全リン酸含量

深さ (cm)	P ₂ O ₅ mg/100g 乾土	深さ (cm)	P ₂ O ₅ mg/100g 乾土
0 ~ 4	219	166 ~170	877
4 ~ 8	248	171 ~175	500
8 ~ 12	224	175 ~179	633
12 ~ 16	304	179 ~183	478
16 ~ 20	388	183 ~187	354
20 ~ 24	445	187 ~191	437
24 ~ 28	654	191 ~195	250
28 ~ 32	601	195 ~199	241
32 ~ 36	679	199 ~203	466
36 ~ 40	606	203 ~207	473
40 ~ 44	554	207 ~211	570
44 ~ 48	639	211 ~215	454
48 ~ 52	525	215 ~219	515
52 ~ 56	429	219 ~223	402
56 ~ 60	761	223 ~227	224
60 ~ 64	621	227 ~231	456
64 ~ 68	641	231 ~235	366
68 ~ 72	644	235 ~239	1341
72 ~ 76	712	239 ~243	860
76 ~ 80	621	243 ~247	940
80 ~ 84	656	247 ~251	756
84 ~ 88	644	251 ~255	255
88 ~ 92	1097	255 ~259	520
92 ~ 96	777	259 ~263	1247
96 ~ 100	653	263 ~267	1135
100 ~104	838	269 ~273	666
104 ~108	780	275 ~279	598
108 ~112	1546	279 ~283	338
112 ~116	486	283 ~287	383
116 ~120	613	287 ~291	264
120 ~124	668	291 ~295	264
124 ~128	933	295 ~299	372
128 ~132	711	299 ~303	403
132 ~136	1008	303 ~307	301
136 ~140	679	307 ~311	233
140 ~144	408	311 ~315	406
144 ~148	760	315 ~319	360
148 ~152	711	320 ~324	550
154 ~158	982	324 ~328	618
158 ~162	1088	328 ~332	312
162 ~166	584	332 ~336	236

1) 名古屋大学農学部 2) 農業環境技術研究所

表は100gあたりのリン酸含量 (mg) を示す。これらの値を、各層の乾燥物容積重をもとにして、容積100mlあたりに換算して、図に示した。図では、各層の無機成分含量 (g/100ml) およびリン酸吸収係数もともに含めた。表では、リン酸含量は200-1500mgの範囲にあって、分布の法則性はつかみにくい、容積重量あたりに



換算すると、表層の水田化によると思われる部分を除いて、無機成分の分布と密接な関係があることが推定された。すなわち、170cm付近のアカホヤ火山灰に富む層、210、240cmおよび270cmの始良 Tn 火山灰層がおおむね無機成分が多く、リン酸吸収係数およびリン酸含量が高い傾向にあることが分かった。市村による北海道の泥炭のリン含量と比較すると、大野原泥炭のリン酸含量は高い傾向があったが、これが鳥と関係づけられるのか、あるいは温度が全般に高いため植物の分解が進んだためかは、未だ、決め難い。

参考文献

市村三郎(1955) 土壤肥科学雑誌 25(6) 249-252

6. 埋没泥炭土壌における年代経過に伴う腐植の性質の変化 —愛知県南設楽郡作手村大野原湿原堆積物の有機物組成—

筒木 潔*・武内良恵*・渡辺 彰*・鉄塚昭三*

I. はじめに

作手村で採掘された泥炭のうち最も古いものは、 ^{14}C 代決定により32,140年という年代が知られており(筒木ら、未発表)、従って作手村の泥炭は約30,000年に及ぶ歴史を秘めた堆積物と言うことができる。最近、沢井ら(1986)および藤井ら(1986)は、この作手村の泥炭層に、始良Tn火山灰(21,000~22,000YBP)やアカホヤ火山灰(6,300YBP)等の広域テフラがはさまれていることを、火山ガラスの分析により発見した。このことが発端となって、多数の専門分野の異なる研究者が集まり、作手村大野原湿原の堆積物を多角的に分析し、古気候の解明やこの地方の堆積物の形成経過の解明を行っている(大野原湿原研究会)。

本研究は土壌学の立場から、泥炭土各層位の腐植組成・糖・脂質・リグニン等の組成を分析し、これらが過去の気候・植生・火山灰の降灰・時間経過等とどのような関係を持つのかを解明しようとするものである。

II. 試料および研究方法

2-1. 供試土壌

大野原湿原泥炭土

愛知県南設楽郡作手村大字清岳字細田にて1987年2月15日に採取したものを用いた。図1に採取地点の土壌断面を示した。この地点では、地表からの深さ80cmから170cmまでに厚い泥炭層が存在し、98cmから110cmにはシルト質明褐色の火山灰層を含んでいた。この火山灰は21,000~22,000YBPに降灰した始良Tn火山灰と同定されている(藤井ら、1986)。

この泥炭層を上部より約10cmごとの層に分けて採取したものを凍結乾燥し、2mmのふるいを通して、試料①~⑨とした。このうち③~⑧の層は比較的粗大な植物遺体を含むため、試料の一部を0.25mmのふるいで、 $>0.25\text{mm}$ 画分、 $<0.25\text{mm}$ 画分に分別した。

作手村大野原湿原では既に数回のトレンチ調査および共同試料採取が行われているが、堆積物の産状は調査地点ごとにより異なっていた。本報告で扱った試料は始良Tn火山灰の降灰前後より古い時代に形成された泥炭層に限られており、別の

* 名古屋大学農学部農芸化学科

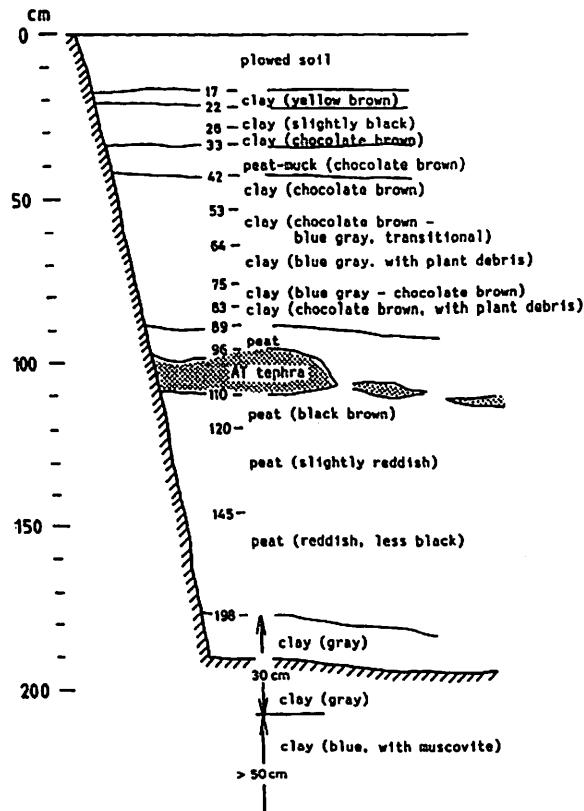


図1 試料採取断面の模式図

地点で採取されたこれより若い年代の泥炭層については現在分析が進められているところである。

2-2. 実験方法

1) 各腐植画分の抽出・分離

未分画土壌試料、 $>0.25\text{mm}$ 試料、 $<0.25\text{mm}$ 試料のそれぞれから、ヒューミン・腐植酸・フルボ酸を抽出・分離した。

炭素量500mg相当の各土壌試料に0.1N NaOH溶液を150ml(炭素量の300倍)を加え、窒素下25℃で48時間時々振盪しながら抽出した。抽出終了後、粘土を凝集させるため Na_2SO_4 を3%となるように加え、3,000rpmで15分間遠心分離して抽出液を得た。抽出残渣にはさらに0.1N NaOH溶液150mlと Na_2SO_4 4.5gを加え、15分間遠心分離し、上澄液を先に得られた抽出液に合わせた。

アルカリによる抽出回数は、予備実験をし、4回で抽出される炭素量の93%以上が2回の抽出で得られたことから2回とした。

抽出残渣は透析した後凍結乾燥してヒューミン画分とした。アルカリ抽出液は、

約7.2N硫酸でpH 1とし1時間静置して腐植酸を沈殿させた後、3,000rpmで10分間遠心分離した。沈殿は透析した後、凍結乾燥して腐植酸画分とし、上澄みはフルボ酸画分とした。

2) 炭素含量および窒素含量の測定

各土壌試料をディスクミル (HEIKO-TI-100型) で、またヒューミン画分・腐植画分をメノウ乳鉢で粉碎した後、CNコーダー (柳本MT-500) で炭素含量と窒素含量を測定した。フルボ酸画分は、重クロム酸カリウム・硫酸による迅速比色定量法 (立川、1966) で、有機炭素含量を測定した。

3) 脂質含量の測定

未分画土壌試料について、炭素200mg相当を含む試料を130mlのベンゼン：エタノール (1：1) 溶液で、ソクスレー抽出装置を用いて24時間抽出し、抽出液の一部を減圧乾固して脂質含量を測定した。

4) 糖含量の測定

炭素200mgを含む未分画土壌試料をナス型フラスコにとり、26N硫酸1.5mlを加えて一晩放置した。これに水を加えて2Nとし、5時間還流して酸加水分解を行った。これを水酸化バリウムでpH 7とし、Toyo No 5.B濾紙で濾過して水で100mlにしたものを糖含量測定の試料溶液とした。ヘキソース、ウロン酸、ペントースの各含量は福井 (1969) を参照して行なった。

5) フェノール性化合物の定量

アンプル (外径2.0cm、長さ8.5cm) に炭素25mg相当の試料と $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2$ 50mg、あらかじめソクスレー抽出装置を用いジクロロメタンで洗浄した酸化銅250mg、2N NaOH溶液3mlを加え、氷冷しながら脱気・窒素導入を繰り返した後、真空ポンプで吸引しつつ封管した。このアンプルをオイルバスで150℃、6時間加熱し、放冷後、開管した。グラスフィルター濾紙で吸引濾過し、残渣をさらに水で洗浄した。受器にはあらかじめ6N HCl 1mlを入れておいた。濾液をpHメーターでpH 2に調整し、沈殿を濾過して除いた。

続いてあらかじめメタノール20mlと水10mlで洗浄した前処理用ディスパーザブルカラム (Sep-PakC18, ウォーターズ社) に、pH 2の濾液を通した。1mlの水でカラムを洗浄した後、窒素ガスを通しカラムを乾燥させた。0.5ml×5の酢酸エチルでフェノール性化合物を溶離し、酢酸エチルで5mlに定容した。このうち0.5mlをフェノール試薬による全フェノール性化合物の比色定量に用い、4.5mlをガスクロマトグラフィーによるフェノール性化合物組成の分析に用いた。

Ⅲ. 結果および考察

1) 炭素含量および窒素含量

図2に未分画土壌試料のヒューミン・腐植酸・フルボ酸画分中に分配される炭素含量を示した。用いた泥炭試料の全炭素量は、①②⑨の層を除いて、40%前後ではほぼ等しくなっていた。植物体の炭素含量が約40%であることから、用いた泥炭試料はそのほとんどが腐朽した植物遺体であると考えられた。①②⑨の層の炭素量が少ないのは、これらの層位に粘土が含まれていたからである。

各腐植画分ごとに見るとヒューミン画分に分配された炭素量は古い層ほど増加し、腐植酸画分に分配された炭素量は古い層ほど減少していた。これは還元的条件下に長くおかれることにより、腐植酸の官能基が変化するなどして、酸・アルカリに不溶のヒューミンになったものと考えられる。

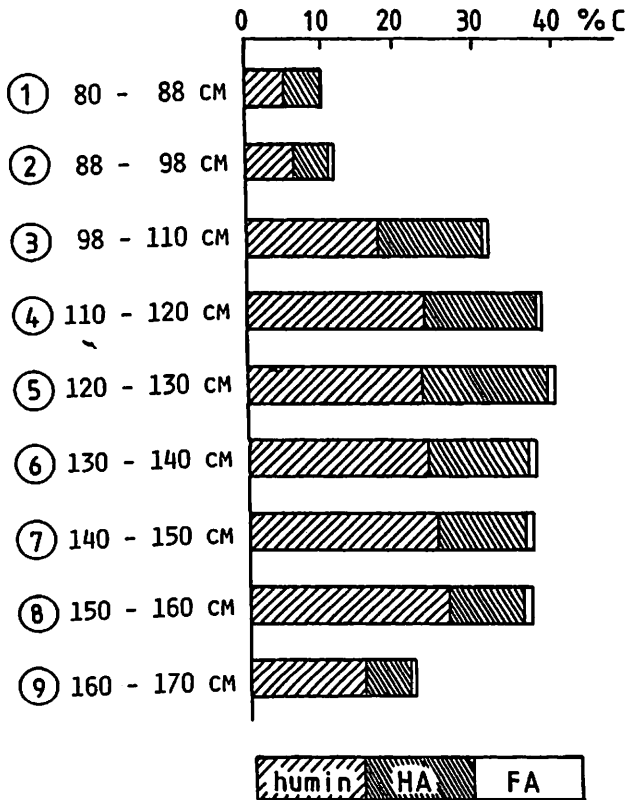


図2 層位深と各腐植画分存在量の関係

フルボ酸画分に分配された炭素量は3%前後であり、黒ボク土や褐色森林土のフルボ酸態炭素が20%前後、鉍質土壌のフルボ酸態炭素が10%前後の値(渡辺, 1987)であることから、泥炭土ではフルボ酸が非常に少ないことがわかった。このことは、フルボ酸が比較的分解されやすい成分から成っているため、堆積後比較的短期間に分解されたり、水によって洗脱したためと推察される。また鉍質土壌では各種の金属イオンや遊離酸化物が土壌有機物と結合してこれを安定化しているが、泥炭土壌ではこのような作用が少ないため、フルボ酸の分解消失が急速に進んだものと考えられる。

>0.25mm画分、<0.25mm画分についても同様に、全炭素量は40%前後ではほぼ一定の値をとり、ヒューミン・腐植酸・フルボ酸画分についても、未分画試料の場合と同様の傾向が認められた。

2) C/N比

図3に未分画土壌試料とそのヒューミン画分、腐植酸画分、および>0.25mm試料、<0.25mm試料のC/N比の変化を示した。土壌中の有機物はその微生物分解が進行するほどC/N比を減少させるため、層位によるC/N比の変化は、泥炭の堆積した年代の気温や堆積条件の微妙な変動を反映したものと考えられるが、用いた試料の絶対年代や当時の植生等のデータが不足しているため、この点についてはまだ明らかにすることができない。ただし③の試料は始良Tn火山灰の降灰した年代に堆積したものであり、この時代はウルム氷期の中でも最も寒冷な時代であった(郷原, 1975)。このことと、試料③、④のC/N比が高いことは大いに関連のあるものと考えられる。

ヒューミン画分のC/N比は、常に土壌のC/N比よりも高く、腐植酸画分のC/N比は、土壌のC/N比よりも低くなっていた。この結果は腐植酸の方が、ヒューミンよりも微生物分解を受けていることを示すものと考えられる。

また<0.25mm試料のC/N比は、>0.25mm試料より低くなっていた。これも粗大な画分の方が、微細な画分よりも有機物の分解が遅れていることによるものと考えられる。

3) 脂質含量

未分画土壌試料の脂質含量を、土壌100g当りおよび炭素100g当りで、表1に示した。土壌に対する含量は、土壌の炭素含量と比例した変化を示し、炭素に対する含量は、各層位ではほぼ一定であった。森林土壌のL層(落葉層)の脂質含量が炭素100g当りで18g程度、A層では8~10g程度の値(大石, 1981)であることから、泥炭土壌の脂質含量はかなり高く、還元的条件によって脂質の分解が非常に遅れたものと考えられる。

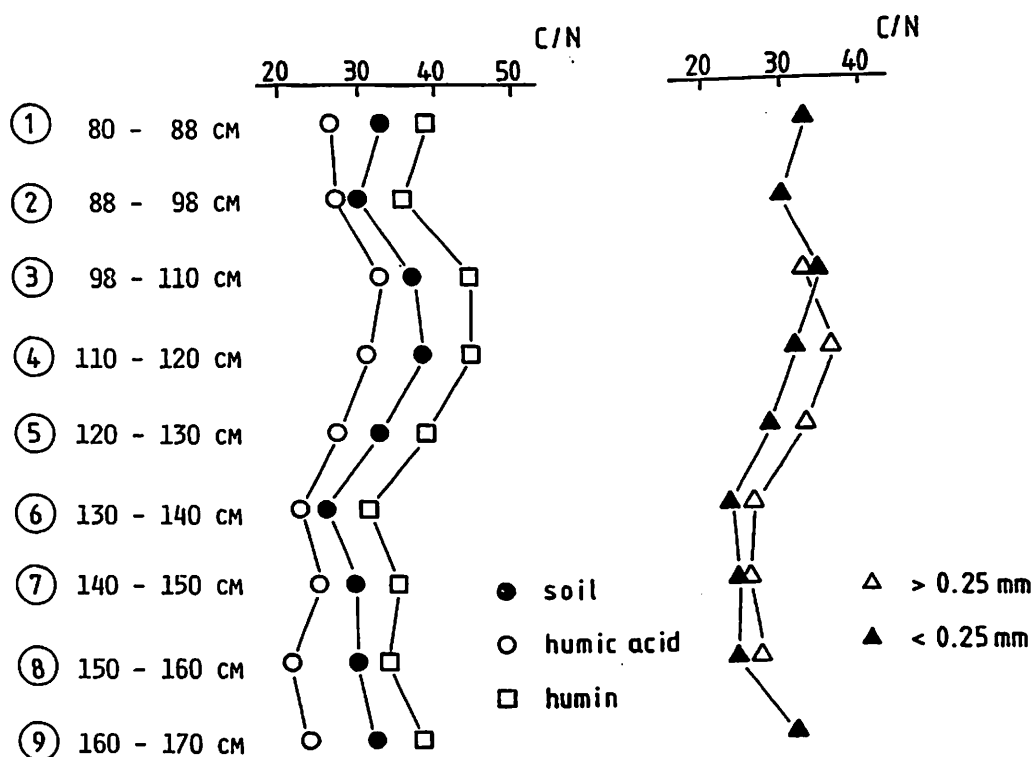


図3 層位深とC/N比の関係

表1 未分画土壌の糖含有量および脂質含量

	糖						脂質	
	ヘキソース 含量 (%)	グルコース 含量 (%)	パントース 含量 (%)	ウロン酸 含量 (%)	グルコース ヘキソース x100 (%)	ウロン酸 ヘキソース (U/H)	g脂質/ 100g土壌	g脂質/ 100g炭素
未分画①	2.53	1.57	0.63	0.37	62.1	0.15	2.12	18.8
②	2.37	1.48	0.60	0.34	62.4	0.14	2.25	17.4
③	2.50	1.67	0.60	0.34	66.8	0.14	7.32	21.1
④	2.67	1.82	0.40	0.33	68.2	0.12	7.88	18.5
⑤	3.32	2.22	0.86	0.36	66.9	0.11	8.18	18.9
⑥	2.86	1.66	0.43	0.39	58.0	0.14	7.03	18.7
⑦	3.27	2.21	0.66	0.44	67.6	0.13	6.45	15.7
⑧	2.29	1.50	0.27	0.34	65.5	0.15	7.15	17.6
⑨	2.31	1.79	0.42	0.37	77.5	0.16	3.45	16.5

注) 糖含量は糖炭素が全炭素に対して占める割合で示した。

4) 糖含量

未分画土壌試料のヘキソース含量、グルコース含量、ウロン酸含量、ペントース含量を表1に示した。ここで各糖含量は、糖に含まれる炭素量の全炭素量に対する割合で表した。

糖含量には層位の違いによる変化が見られず、ヘキソース含量は2.3~3.3%、ウロン酸含量は0.3~0.4%であった。また、ヘキソース中でグルコースが占める割合も65%前後であり、変化は見られなかった。ペントース含量は、値にばらつきがあったが、主に0.6%前後であった。

ここで植物中の糖含量、例えば稲わらのセルロース含量とヘミセルロース含量はそれぞれ、全植物体の35~40%であることから、泥炭中の糖は大部分が比較的早い時期に分解され、リグニンなどと結合した分解されにくい糖のみが残されたものと推察される。

泥炭土壌のウロン酸/ヘキソース比は、0.11~0.16の値を示した。この比はYoshida and Kumada (1979) により腐植質火山灰土では年代が古くなるほど増加することが報告されているが、埋没泥炭土では、そのような傾向は見られなかった。

5) CuO酸化によるフェノール性化合物の生成量および組成

フェノール試薬による比色定量法で定量した全フェノール性化合物の量を、表2、図4に示した。

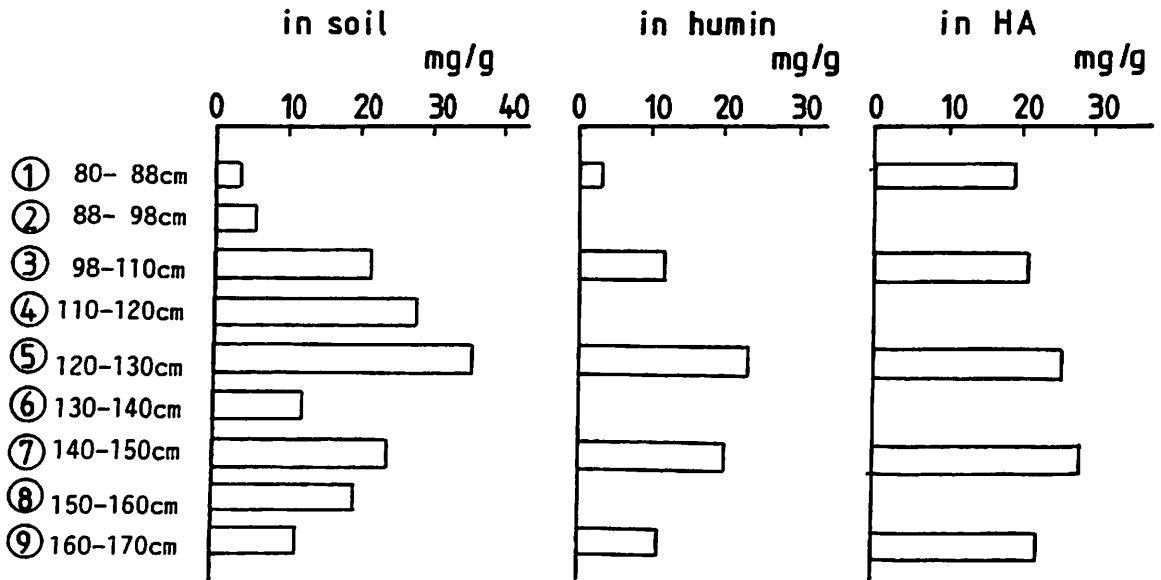


図4 層位深とCuO酸化分解によるフェノール性化合物の収量の関係

腐植酸画分では、1g当りのフェノール性化合物の生成量は層位ごとにあまり変化がなく、土壤試料およびヒューミン画分では⑤をピークとして増減していた。土壤中の全炭素量の違いはほとんどないので、この増減は泥炭試料中のリグニン含量の増減、ないしリグニンの分解性の増減を表わすことになる。最も安定な植物成分であるリグニンの含量がこのように増減することは考えにくいので、この分解生成物の収量の変化は、リグニンの分解性の変化を示すものと推察される。

フェノール性化合物の収量が非常に低いことから示されるように、CuO分解はリグニンの構造のうちほんの一部の易分解部分を分解しているに過ぎない。従って、より嫌気的な状態で堆積したため好氣的分解の程度が低い堆積物ほど、より多量のCuO分解生成物を与えるものと考えられる。このように考えると、CuO分解によるフェノール性化合物の収量の変化は、湿原の水位の変化等によって引き起こされた堆積物の酸化還元状態の変化を反映している可能性も指摘しうる。

表2 CuO酸化で生成した土壤試料と腐植画分の
フェノール性化合物の絶対収量

	全フェノール性化合物 (比色) ng/g	各フェノール性化合物 (ガスクロマトグラフィー) ng/g						和
		p-ヒドロキシ ベンズアルデヒド	p-ヒドロキシ 安息香酸 バニリン	バニリン酸	シリング アルデヒド	p-クマル酸 シリング酸	コーヒー酸 フェルラ酸	
土壤								
未分画 ①	3.36	-	0.15	0.17	0.13	0.25	0.53	1.23
②	5.66	0.17	0.42	0.22	0.43	0.30	0.58	2.12
③	21.6	0.43	1.36	0.71	1.35	1.93	1.53	7.31
④	27.9	0.97	2.90	1.09	3.08	2.65	1.79	12.46
⑤	35.8	0.47	1.93	1.25	1.98	1.40	1.30	8.33
⑥	12.3	0.39	1.44	0.92	1.76	1.86	0.70	7.07
⑦	24.2	0.70	2.35	1.10	2.84	3.21	1.77	11.97
⑧	19.6	0.40	1.59	1.12	1.82	1.71	0.74	7.38
⑨	11.8	0.24	1.04	0.80	1.19	0.81	0.44	4.52
>0.25mm ③	12.7	0.13	0.82	0.69	0.58	1.56	2.14	5.92
⑥	23.5	0.69	2.02	1.04	1.97	2.89	2.00	10.61
⑦	14.9	0.37	1.31	0.67	1.73	1.39	1.44	6.91
<0.25mm ③	11.5	0.42	1.26	0.67	1.10	1.65	0.96	6.06
⑥	15.2	0.48	1.33	0.69	1.36	1.88	1.55	7.29
⑦	14.3	0.38	1.30	0.68	1.21	2.69	1.36	7.62

ガスクロマトグラフィーで分析された個々のフェノール性化合物の収量も表2に示した。p-ヒドロキシ安息酸とバニリン、p-クマル酸とシリング酸については、ガスクロマトグラフィーのピークが重なったため区別されず、2つのフェノール性化合物の和で示した。コーヒー酸とフェルラ酸については、用いたCuO酸化分解の条件では、フェルラ酸の一部がコーヒー酸へと脱メチル化されたため、両者の和で示した。

ガスクロマトグラフィー分析によれば、どの層位の試料からも、p-ヒドロキシフェニル単位、バニリル単位、シリンジル単位を持つフェノール性化合物が検出された。Hedges and Ertel (1982) を参考とすれば、このことから、植生は草本の被子植物であると推察される。なお現地では、ヨシ、スゲなどのイネ科植物やハンノキなどの植物遺体が堆積物中に観察された。

未分画土壌試料の各フェノール性化合物の比率を計算すると、シリングアルデヒドの比率は古い層ほど増加し、コーヒー酸とフェルラ酸の和の比率は古い層ほど減少した。ヒューミンについても、フェノール性アルデヒドの比率は古い層ほど増加し、フェノール性カルボン酸の比率は古い層ほど減少した。これが植生の変化に由来するものかまたは上にも述べたように堆積物の酸化的還元的状態の変化に由来するものか、今後検討する必要がある。腐植酸については、土壌試料やヒューミンと比較してp-ヒドロキシベンズアルドヒドやシリングアルデヒドの比率が高かった。このことの原因については、まだよくわからず、さらに検討し考察すべきと考えられる。また、ガスクロマトグラフィーの分析条件についても、今後さらに改良すべきと思われる。

IV. まとめ

還元的条件下で生成した泥炭土の、年代経過に伴う腐植の化学的性質の変化を明らかにすることを目的として、愛知県南設楽郡作手村大野原湿原堆積物の化学分析を行った。

試料は、地表からの深さ80cmから170cmまでの泥炭層で、そのうち80~98cmと160~170cmには粘土が含まれていた。また98~110cmには始良Tn火山灰(21,000~22,000YBPに降灰)が含まれていた。

供試した堆積物試料に含まれる有機物のほとんどがヒューミン態および腐植酸態であり、酸可溶のフルボ酸態有機物はほとんど存在しなかった。

C/N比については、ヒューミン画分よりも腐植酸の方が低く、>0.25mm画分よりも<0.25mm画分の方が低かった。このことは、ヒューミンよりも腐植酸の方が、また>0.25mm画分よりも<0.25mm画分の方が、微生物による有機物分解が進行して

いることを示すものと思われる。

大野原湿原堆積物中の脂質含量は、森林土壌のL層の脂質含量とほぼ一致した値を示し、泥炭土壌の脂質が還元的条件下では分解されにくいことが示された。

堆積物試料の糖含量は、植物体の糖含量と比べてかなり低く、泥炭中の糖は大部分が堆積後比較的早い時期に分解されたことが推察された。

CuO酸化分解により生成したフェノール性化合物については、ガスクロマトグラフィーによる分析結果から、植生は草本の被子植物であると推察された。泥炭層の中央部から得られた試料の収量が最も高く、それより上部でも下部でも収量は減少した。また、個々のフェノール性化合物の比率についても、層位の上下により興味ある変動が認められた。これらの結果が、過去の気候変動等とどのように対応するのか、今後さらに検討されなくてはならない。

謝辞

大野原湿原堆積物共同調査の機会を与え、また未発表資料を公開して下さった作手村教育委員会および大野原湿原研究グループの皆様には厚く御礼申し上げます。この論文は名古屋大学総合研究資料館報告No 4, 65-80, 1988に掲載されたものの一部であり、転載許可に対して厚く御礼申し上げます。

参考文献

- 藤井登美夫・作手団体研究グループ・新井房夫 (1986) : 三河高原南部大野原湿原堆積物の堆積年代、日本第四紀学会講演要旨集、16、38-39。
- 福井作蔵 : 生物化学実験法A一般分析法1 (1969) : 還元糖の定量法、東京大学出版会。
- 郷原保真 : 氷河時代の日本列島 (1975) : アーバンクボタ、11-特集=第四紀、4-11。
- Hedges, J. I. and Ertel, J. R. (1982) : Characterization of Lignin by Gas Capillary Chromatography of Cupric Oxide Oxidation Products, *Anal. Chem.*, **54**, 174-178.
- 弘法健三・大羽 裕 : 火山灰土壌の生成論的研究 (第8報) (1974) : 土肥誌、45、293-297。
- 大石尚延 (1981) : 土壌脂質の化学的研究、名古屋大学大学院農学研究科修士論文、表2-4、表2-5。
- 沢井 誠・作手団体研究グループ (1986) : 愛知県作手村に分布する第四系、日本地質学会第93年学術大会講演要旨、121。
- 立川 涼 (1966) : 土壌および液体試料中の有機物の迅速定量法ならびに糖類に関

する二、三の定量法、土肥誌、7 (1)、28-33.

Yoshida, M. and Kumada, K. (1979) : Sugars in hydrolysates of buried humic horizons derived from volcanic ash, Soil Sci. Plant Nutr., 25, 581-589.

渡辺 彰 (1987) : 土壌フルボ酸の化学的研究、名古屋大学大学院農学研究科修士論文、14-17.

(39ページよりつづく)

第3回大野原湿原研究会 (1988年11月26、27日、作手村担い手センター、23名参加)

◇話題提供◇

楯 塚 昭 三 : 名大放送公開講座「土-人間とのかかわり」の紹介と公開講座のビデオ上映

鈴木 忠 司 : 日本先土器時代の食料と生業及び大野原湿原周辺で先土器時代の遺物・遺跡出土の可能性についての話

渡 部 道 明 : 泥炭及び泥炭地研究の現状と土壌改良資材としての作手の泥炭 (商品名ポーラス) の特色についての話

渡 辺 栄 次 : (1)大野原湿原に関する問題 (2)他地域の泥炭との関係に関する問題 (3)研究の普及に関する提案

◇野外調査◇

数か所でハンド・ボーリングを実施。3か所で詳細な観察結果の記載とサンプリング。

7. 大野原泥炭腐植酸の光学的性質と分画

新井重光¹⁾

I. はじめに

大野原泥炭層は、全体的に色が黒いが、86-1コアについて腐植酸の相対色度を測定したところ、深さによって相対色度は異なり、140-170cmの暗色が強く、典型的な黒ボク土の腐植酸の相対色度に匹敵することが分かった。一般に、泥炭が生成するような条件の下では、腐植酸の相対色度は高くならないという経験則が正しいとすると、泥炭の腐植酸の相対色度が著しく高いことは、黒ボク土の混入を想定させた。そこで、88-1コアの分析に当たっては、断面における腐植酸の相対色度の分布に86-1コアで見られたような現象の再現性が見られるかどうか、また、一つの層の腐植酸を色の濃い画分と薄い画分に分けることができるかどうか、に重点を置いた。

II. 試料および分析法

10cm毎に得た生試料は5度の低温室に貯え、随時取り出して、水中でほぐし、2mm篩を用い水中で篩別した。各試料は凍結乾燥した。2mm以下の画分について、灼熱損失を測定した。また、同画分試料に、灼熱損失から推定される炭素量の約300倍の0.1N水酸化ナトリウム・0.1Mピロリン酸ナトリウム等量混合液を加えて、腐植を抽出し、腐植酸を分離した。腐植酸は0.1N水酸化ナトリウム溶液にとかして、立川の方法で炭素含量をはかり、また600nmの吸光度を測定した。さらに、腐植酸の0.1N水酸化ナトリウム溶液20mlを遠沈管に取り、エチルアルコール10mlを加え混合して一夜放置後、1000G5分間遠心分離し、沈殿をNo.6ろ紙でろ別し、1:100硫酸で洗い、水洗ののち再度0.1N水酸化ナトリウム溶液にとかして、上と同様に相対色度を測定した。重クロム酸カリウムによる炭素含量の測定値から、全腐植酸中に占めるアルコール沈殿画分の割合を求めた。

III. 結果

図1に示すとおり、30-70cmの深さでは、腐植酸の色は明るかったが、それより深い層では、腐植酸の色は典型的な黒ボク土の腐植酸に匹敵する程度に黒みが強かった。殊に、110-140cmの層は黒く、それより深い層では黒みがやや弱かった。このことから、特に110-140cmの層には黒ボク土の混入の可能性があると思われた。86-1コアの場合とは深さが異なるが、断面の中ほどに黒みの強い層があり、それよ

1) 農業環境技術研究所