

7. 大野原湿原堆積物中に新たに見いだされた広域テフラ

沢井 誠¹⁾

I. はじめに

大野原湿原堆積物中の泥炭には、始良Tn火山灰(AT)、大山系火山灰、U-Oki火山灰、鬼界-アカホヤ火山灰(Ah)が確認されている(作手団体研究グループら, 1989)。泥炭は、肉眼による観察でも連続しており、¹⁴C年代によっても、ほぼ連続して堆積していることがわかっている。この泥炭中に鬼界-アカホヤ火山灰の降灰後の広域テフラが存在すれば、発見できる可能性が高く、それにより、より確かな泥炭の編年ができるはずである。

本地域に分布する可能性のある鬼界-アカホヤ火山灰降灰以降の広域テフラは、あまり多くないが、その中でも可能性のあるものをあげてみる(図1)。

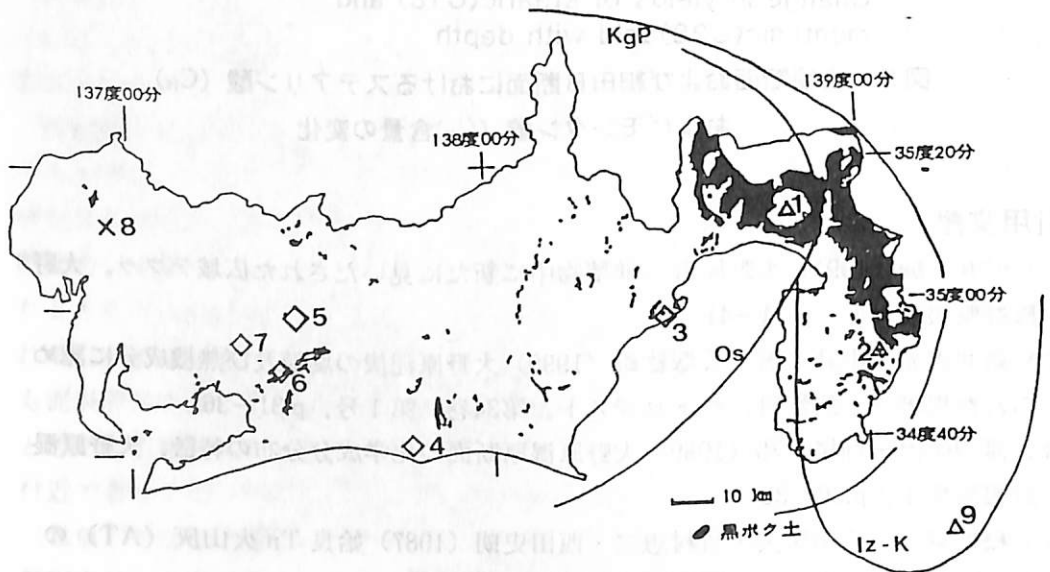


図1 テフラの分布と黒ボク土および位置図

新井重光ら(1989)の図に広域テフラと地名を加えた。テフラの分布は、日本第四記学会編(1987)を参考にした。

1:富士山, 2:伊豆赤城山カワゴ平, 3:静岡, 4:浜松, 5:鞍掛山, 6:三河一宮

7:作手村大野原湿原堆積物分布域, 8:松河戸遺跡, 9:神津島

◇印は、KgP, Osに相当するものが発見されているところ, Os:大沢スコリア, KgP:カワゴ平火山灰 Iz-k:神津島天上山テフラ、曲線は、それぞれの火山灰の降灰域を示す。

1) 愛知県立犬山高等学校

最近、森 勇一ら(1990)によって、愛知県春日井市の松河戸遺跡で、三瓶山由来と推定される松河戸火山灰が見い出されている。

日本の広域火山灰は、偏西風による影響のため、給源から東方に広がる分布をしていることが多い。その中で、逆の西方へ広がる分布をしている火山灰がある。カワゴ平火山灰(町田 洋ら,1984)は、伊豆半島赤城山カワゴ平の噴火によるものであるが、この火山灰の分布は、特異で、西方へ300km離れた近畿地方の比良山地でも確認されている(西田史朗ら,1989)。西田ら(1989)は、台風などの影響で運ばれたのではないかと推定している。同様に、西方へ広がる分布をするテフラは、富士山の大沢スコリアがある。これは、加藤芳朗(1982)により、西方へ120km離れた浜松市井場遺跡などで確認されている。

この3テフラは、分布からみて大野原湿原堆積物中に存在する可能性が高い。既知の¹⁴C年代値によると、松河戸火山灰は、直下の泥炭から3120年前(森ら,1990)、カワゴ平火山灰は、2800-2900年前(町田ら,1984)、大沢スコリアは、2500-2800年前(町田ら,1984)と報告されており、すべて鬼界-アカホヤ火山灰より新しい火山灰である。

一方、沢井 誠ら(本報告集)は、大野原湿原の東方20kmの鞍掛山の黒ボク土中の火山ガラスの中に、カワゴ平火山灰と推定してもよい火山ガラスが見い出している。同時に、黒ボク土中に黒色スコリアの存在も報告している。

また、予察的に大野原湿原のすぐ東、5kmの豊川流域に発達する中位段丘上の黒ボク土の中の鉱物構成の観察をした結果では、鞍掛山と同様にカワゴ平火山灰と推定される火山ガラス、大沢スコリアと推定される黒色の球形スコリアを見い出している。これらについては、別の機会に報告する。

以上の事実から、大野原湿原堆積物中の泥炭には、少なくともカワゴ平火山灰、大沢スコリアが存在する可能性が極めて高い。そこで、いままで得られた大野原湿原のボーリング資料などを検討しなおした。その結果、カワゴ平火山灰、大沢スコリアに対応する火山灰層準を見い出したので、ここに報告する。

II. 試料の位置

作手団研ら(1989)による¹⁴C年代値と泥炭の埋積速度のグラフをもとにして、泥炭の埋積速度を推定すると、カワゴ平火山灰、大沢スコリアの降灰層準は、地表下70cmより浅いところになる。ところが、現在では湿原の改良工事のために、地表下70cmぐらいまでは、客土されたり、耕作により攪乱されている場合が多い。したがって、いままで採取したボーリングコアなどでは、ほとんどの場合地表下70cmぐらいいから深い部分しか試料はない。また、採取した試料があっても、攪乱されてい

て使用できないケースが多い。そのため、これらのテフラの確認が遅れたといえる。

検討した試料は、8811A、8811B、8811C、8801（白須コア）、870215b（細田コア）、8601（中堀試料）、8501a（展示コア）の7コアである。その中で、8811C、8601（中堀試料）については、地表下70cmまでは試料がない。

これらの試料は、大野原湿原堆積物の分布する中央付近に位置しており、およそ湿原全体を代表する場所である（図2）。

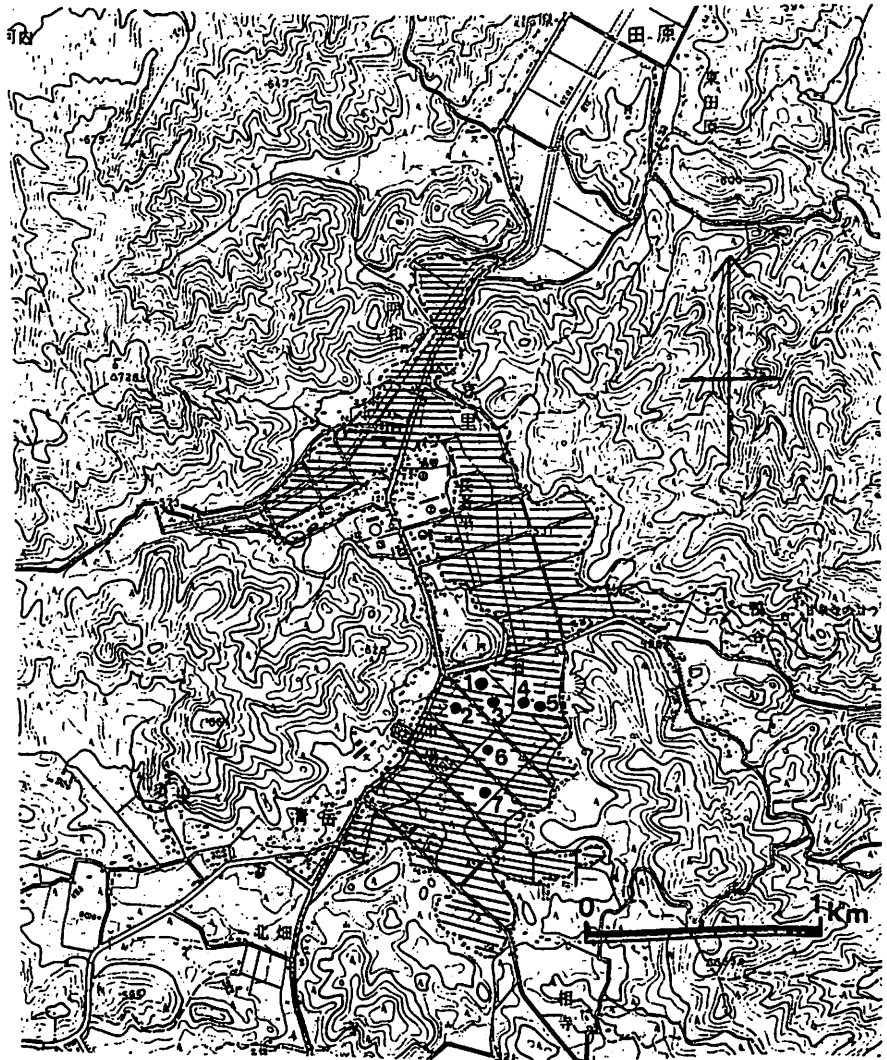


図2 コアの位置と大野原湿原堆積物分布域（国土地理院発行1/25,000地形図高里を利用）

横線部は、大野原湿原堆積物の推定分布域

1：8501のコア、2：8811Cコア、3：8601コア、4：8811Bコア
5：8801コア、6：8811Aコア、7：870215bコア

Ⅲ. 各コアの火山灰、スコリアの記載

1. 8811Aコア

ハンドボーリングにより、地表下105cmまで試料採取がされている。試料は5cmきざみで採取した。客土は、地表下18cmまでで、以下80cmまでは泥炭～粘土質泥炭である。80cm以深は砂～粘土である。

火山灰ガラスは、地表下50-65cmにかなり集中して産出する。火山ガラスの特徴はバブルウォール型において顕著で、ガラスの厚くなった部分が、Y字状からクネクネにうねったような形になっている。パミス型もかなり多く、シソ輝石も多く入っている。ガラスの長径は最大で34 μ 前後であるが、大部分は小さく16 μ 前後である。シソ輝石の長径は32 μ になる。しかし、火山ガラスばかりではなく、周辺から流入した黒雲母片、斜長石片がかなり多く、一次的な降灰層とは断定できない。スコリアは、コアの中にみあたらない。

2. 8811Bコア

ハンドボーリングにより、地表下305cmまで試料が採取された。試料は5cmきざみで採取した。客土はなく、地表下255cmまでが泥炭～粘土質泥炭である。それより下は、シルト、粘土、砂である。

火山ガラスは、地表下55-60cmにすべて火山ガラスからなり降灰層準として認定できる層がある。パミス型、バブルウォール型の両者がほぼ同量でいど含まれ、他にシソ輝石が入っている。バブルウォール型火山ガラスの特徴は、8811Aのものと同じである。火山ガラスの大きさは、小さく13 μ 程度である。シソ輝石は、32 μ のものまでである。コアを眼視した時は、泥炭の中に降灰層を発見できなかった。

スコリアは、40-45cm、65-70cmの2層準に黒色球形のスコリアの集中が認められる。40-45cmの層準では、少量のシソ輝石が含まれる。

3. 8811Cコア

ハンドボーリングにより、地表下から460cmまで試料が採取された。試料は5cmきざみで採取した。地表から70cmまでの試料は、客土と推定されたので、採取していない。70-160cmの間が、泥炭～粘土質泥炭である。それ以下は、砂、粘土、シルトである。

70-100cm深までに火山ガラス、スコリアの集中するような層準はなく、ほとんど火山性のものは含まれていない。

4. 8801 (白須コア)

地表から210cmの深さまでトレンチを掘り、モノリスで試料を採取した。客土層は、30cmの深さまでであり、その下から195cmまでが泥炭、これより深いところは砂

である。140-144cmに鬼界-アカホヤ火山灰層が肉眼でも確認できた。試料は4cmきざみで採取した。

鬼界-アカホヤ火山灰層より上では、火山ガラスが集中するような層準は認められなかった。スコリアの集中する層準は、44-48cmに認められた。黒色の球形スコリアは斜長石、石英、少量の黒雲母の中はかなり多くはいり、他にシソ輝石、カンラン石、角セン石が少量認められた。

4cmという厚さの資料を均等に混ぜて洗浄をし、観察しているため、一次降灰層が4cm以下の厚さだと純粹の降灰層として確認できない。泥炭の中にある場合は、とくに肉眼では降灰層に認めにくいいため、他の鉱物が混ざる結果となる。

スコリアの集中する層準は、前述の理由のため一次降灰層として断定できない。しかし、多量にスコリアが入っていること、随伴鉱物も入っていることから、一次降灰層に近い層といえる。

5. 870215b (細田コア)

地表から190cmの深さまでトレンチを掘り、モノリスで試料を採取した。客土層は、17cmの深さまでである。その下から90cmの深さまでが粘土で、さらに下178cmまでが泥炭、それより深いと再び粘土になる。100cm前後の深さに、厚さ10cmでいどの始良 Tn 火山灰が不規則なレンズ状をして連続しているのが、トレンチの断面で観察できた。

始良 Tn 火山灰層より上の層準からは、火山ガラス、スコリアなどの火山性のもものが集中する層準は認められない。

6. 8601 (中掘資料)

石田 仁・中掘謙二(1987)の資料で、花粉分析がされたコアである。地表から68cmまでは客土と推定し、試料の採集はされていない。試料は、2cmきざみで採取した。100cmの深さまでの中に、火山ガラスの集中する層準は認められなかった。

スコリアは、70-74cmの深さに集中する層準が認められた。斜長石片が混ざるとともに黒色球形のスコリアがかなり多量に含まれる。他に、シソ輝石が少量含まれる。

7. 8501a (展示コア)

このコアは、作手村郷土資料館に展示してあるものである。2cmきざみで採取した試料は、新井房夫氏により記載されている(作手団研ら,1989)。

その記載からは、鬼界-アカホヤ火山灰より上の層準では火山ガラス、スコリアの集中する層準は認められない。

IV. 討議

1. カワゴ平火山灰の認定について

松河戸火山灰は、火山ガラスを主体として、角セン石、黒雲母を伴う鉱物組成である。今回検討した試料の中で、火山ガラスの集中する層の中に角セン石が入っていることはない。鉱物組成は、すべて火山ガラスとシソ輝石である。これらのことから、大野原湿原には松河戸火山灰に相当するようなものはないといえる。

加藤ら(1982)によるとカワゴ平火山灰は、静岡市では粘土中に明瞭なレンズ状薄層として、浜松市井場遺跡では粘土中に散在しているとされている。鉱物の組成は、火山ガラス》斜長石》シソ輝石》角セン石である。火山ガラスは、パブルウォール型とバミス型が同量程度入っている。

また、分布は西に大きくひろがり、近畿地方の比良山地、小女ヶ池湿原の小女ヶ池火山灰、琵琶湖東岸、曾根沼ボーリングの曾根沼火山灰がカワゴ平火山灰に対比されている(西田ら,1989)。

8811Aコア、8811Bコアで確認された火山ガラスの集中層は、ガラスの特徴、随伴鉱物などから、大野原湿原堆積物中にいままで認められてきた広域テフラと異なっている。¹⁴C年代から推定した泥炭埋積速度を外挿すると、2800年前ころとなる。今回見つかった火山ガラス集中層は、直接に火山ガラスの屈折率を測定していないが、分布、推定年代、鉱物組成からみて、カワゴ平火山灰と同定してまちがいないといえる。とくに、8811Bコアの55-60cm深のものは、降灰層準として考えられる可能性が高い。今後、屈折率を測定してさらに明確に同定する必要がある。

2. 大沢スコリアの認定について

加藤ら(1982)によると大沢スコリアは、発泡度の悪い黒色球状のスコリアと石質岩片からなり、鉱物組成は、スコリア》カンラン》シソ輝石》普通輝石である。浜松市井場遺跡では、レンズ状の薄層として認められている。ここでは、スコリアと斜長石からなり、他の苦鉄質鉱物は認められていない。伊豆から浜松にかけての地域では、カワゴ平火山灰の上に、大沢スコリアが認められるという層序が成り立っている。

8801(白須コア)では、44-48cm深にスコリアの集中がみられた。そのスコリアの特徴、鉱物組成からみて、大沢スコリアによく似ている。このコアの-50cmの泥炭(スコリア集中層準の下約2cm)の中の植物片の¹⁴C年代値が3100±130年前と出されている(筒木 潔, 本報告集)。¹⁴C年代値からみても、大沢スコリアと同定することに矛盾はなく、むしろ非常によい値といえる。

8811Bコアで、カワゴ平火山灰と推定した火山ガラス集中層の上に、スコリアが

あり、これも大沢スコリアと認定できる。層序的に矛盾はなく、大野原湿原堆積物中では、地表下40-48cmあたりに大沢スコリアの降灰層準があると推定できる。

問題は、8811Bコアで、カワゴ平火山灰と推定した火山ガラス集中層の下にも、スコリアの集中層があることである。8601コア（中掘資料）でも、ほぼ同じ深さにスコリア集中層が認められている。これは、大沢スコリア以外に、まだ給源の不明なスコリアを噴出した活動があったことを示している可能性が高い。この層準の外挿した ^{14}C 年代値は、約3600年前と推定される。これらについては今後の調査によってさらにデータの蓄積が必要である。

また、すべてのコアにカワゴ平火山灰、大沢スコリアの層準が見い出されないのは、両火山灰とも層厚が小さいこと、湿原の上に堆積していることから、条件のよい場所だけに堆積したためと推定される。それに加えて、湿原の改良工事にもなる影響もかなりあるためと考えられる。

V. まとめ

今回、大野原湿原堆積物中で鬼界-アカホヤ火山灰降灰以後の広域テフラの確認を行った。その結果、カワゴ平火山灰、大沢スコリアを確認できた。さらに給源不明のスコリア層が認められた。屈折率の測定、化学分析などの方法で確認はしていないが、 ^{14}C 年代、テフラの分布、鉱物組成などから、同定した。これらの測定、分析は今後していかなければならない。

大野原湿原堆積物中で、大沢スコリアは地表下40-48cmに、カワゴ平火山灰は地表下50-60cmに分布していると推定される。また、給源不明のスコリアは、地表下65-74cmに分布していると推定される。

VI. 謝辞

第五回大野原湿原研究会参加者には、多くの助言をいただきました。藤井登美夫氏には、文献の教示、内容についての討論をしていただいた。さらに、コア採取に参加された大野原湿原研究会の方々には、その労を惜しまない力には、深尽の思いです。中掘謙二氏には、花粉分析用の資料を快く分けていただき、感謝に耐えません。また、発表の機会を与えていただいた作手村教育委員会には、記して感謝いたします。

VII. 引用文献

新井重光・渡辺 彰・高木賢二・筒木 潔・熊田恭一（1989）大野原湿原堆積物の土壌化学的解析-特に黒ボク土に関連した性質について。大野原湿原研究会報告

集 I, 56-60, 作手村.

石田 仁・中掘謙二 (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—. 第35回日林中支論, p.135-138.

加藤芳朗・増島 淳・川江秀孝・杉山彰梧 (1982) 静岡県中・西部低湿地遺跡における火山灰. 第四紀学会講演要旨集, 12, p.104.

町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テラフと日本考古学—考古学研究と関係するテフラのカタログ—. 渡辺直経「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」. 同朋舎, p865-928.

森 勇一・伊藤隆彦・宮田英嗣 (1990) 愛知県町田・松川戸遺跡から発見された縄文時代後晩期の境界付近に位置する火山灰層について. 第四紀研究, 29, (1), p.135-138.

日本第四紀学会編(1987)日本第四紀地図. 東京大学出版会.

西田史朗・高橋 豊 (1989) 東から飛んできた火山灰. 地質学会96大会講演要旨, p.252.

沢井 誠・新井房夫・新井重光・渡辺栄次・大羽 裕・筒木 潔 (1991) 鞍掛山の黒ボク土中の鉱物. (本報告書).

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. 作手村.

筒木 潔・白石祐彰・鍛塚昭三 (1991) 埋没泥炭土の¹⁴C年代と有機物組成. (本報告書).

8. 泥炭中の始良 Tn (AT) 火山灰は降下一次堆積物か？ ～シソ輝石・火山ガラスの長径測定を例として～

沢井 誠¹⁾

I. はじめに

大野原湿原では、泥炭中に挟在している広域火山灰は、始良 Tn 火山灰をはじめ 4 層ある。これらがすべて降灰年代を示しているのか否かは、火山灰層序による編年上重要である。特に¹⁴C法による年代値との対応などの点から、慎重に扱わなければいけない。

例えば、8801コア（白須コア）の中の泥炭からU-Oki火山灰由来の鉱物が入っている層準が特定でき、そのことから降灰層準として推定したことである。しかしこの層準の10cm程度下位の泥炭中の植物片の¹⁴C年代値は、筒木 潔ら（本報告書）により7079±273年前というかなり若い年代値がだされている。このように、¹⁴C年代値と比較してみると、泥炭中に火山灰起源のものがあるからといって、すぐに降灰年代としてよいのかという疑問ができた。

泥炭中では、降灰層としての時代マーカーとして、広域火山灰は、どの程度使用できるかを検討した。試料としては、大野原湿原の泥炭中に広く存在が認められている始良 Tn 火山灰を例にあげて、シソ輝石・火山ガラスの長径を、測定して再移動などの点を検討した。

今回の発表の場を与えていただいた作手村教育委員会、第5回大野原湿原研究会の参加者には、内容について多くの助言をいただき、また、コア採集に参加された大野原湿原研究会の方々には、その労をおしまない力に、感謝するしだいです。

II. 長径の計測について

計測による火山灰層中の各鉱物などの長径分布は、統計的に扱うことがかなり面倒である。ここでは、おおよその傾向を推定する上で、次の点に留意した。1. 火山灰層からの試料採取について、2. 火山灰の洗浄方法について、3. 鏡下でのカウント方法について、である。次にこれらの点について述べる。

1. 火山灰層からの試料採取について

10cmの火山灰層がある場合、それが空中降下物ならば、比重の大きなものほど下

1) 愛知県立犬山高等学校

位に、小さなものほど上位にくる篩別作用をうける。さらに、それが水中に堆積した場合はより顕著になる。したがって、火山灰層の中のどの部分のサンプルかで、粒度組成は変わる。今回使用したものは、その点を留意して、できるだけ一層を平均化して試料とした。

2. 火山灰の洗浄について

火山灰は、カルゴル溶液を入れて、超音波洗浄器を使用して洗浄した。洗浄した火山灰を恒温器に入れて乾燥させたものを顕微鏡下で計測した。今回の試料は、すべて同一の方法により処理した。

3. 鏡下でのカウント方法について

処理した火山灰を均等に攪伴して、その中から耳かきで火山灰を取り出し、スライドガラス上にのせ、計測・カウントした。

鏡下では、100倍で観察し、視野の中にはいったものすべてを、できるだけ計測した。計測数は、火山ガラスについては、200個以上になるまで測定した。1視野で計測数に達しない場合は、計測数に達するまで視野が重ならないように移動させて測定した。シソ輝石は量が少ないため、30粒程度を目安にした。

このように計測を実施したため、統計的処理として扱う場合、厳密には問題がある。しかし、今回の計測はすべて同一方法で測定しているため、この論議に限って言えば、おおよその傾向はでるといえよう。

4. 計測結果の信頼度について

計測結果の信頼度をみるため、以下の方法で検討してみた。町田 洋ら(1979)の始良 Tn 火山灰の降灰地域によるシソ輝石の長径分布の図を読みとって比較した。図の中に大野原湿原の位置を入れて、シソ輝石の長径を推定すると、40~20 μ となる。今回の測定結果では、37~24 μ となり、よく一致している。また、比較のため岡山県蒜山の塩釜で採取した始良 Tn 火山灰を測定したところ、シソ輝石は35~24 μ となり、図から読みとった値よりやや小さいが、ほぼ似た値をしていた。

これらのことから、今回の方法は、ある程度の信頼性はあるといえる。

Ⅲ. 試料について

細田コア、清岳、8811Cコア、古宮城社前、蒜山塩釜のものを用いた。これらはすべて眼視できる始良 Tn 火山灰層である。蒜山塩釜のものを用いたのは、乾陸での一次降下火山灰堆積物として比較する意味である。次の試料の露頭での観察を、簡単に述べる。

1. 細田コア (870215 b)

細田での泥炭トレンチ調査の観察結果や、筒木ら(1989)の断面図などからはつき

りしているように、泥炭中で始良 Tn 火山灰層はレンズ状にきれぎれになったり、膨縮がはげしく、一部では2層に分かれているところもある。火山灰層の厚さは、最大14cmにもなる。泥炭中にありながら、ここでは始良 Tn 火山灰は、降灰したものに加えて、水の中を大量に移動してきたものによって強い影響を受けていることを暗示している。始良 Tn 火山灰を挟在している泥炭層そのものには、とくに乱れは構造はない。

2. 清岳

地表の露頭で始良 Tn 火山灰を観察できる唯一の場所である。厚さは、8 cm前後で、レンズ状にきれぎれになっているように連続している。この始良 Tn 火山灰の直下は粘土層で、直上は泥質な砂層である。直下の粘土層は比較的均質で、一時的な滞水域があったことを示している。したがって始良 Tn 火山灰は、この滞水域に堆積したと推定できる。直上の泥質な砂層の堆積により、乱れが生じた可能性がある。また、この露頭については、加藤芳朗氏により周氷河現象の可能性が指摘がされている（作手団体研究グループら,1989）。

3. 8811Cコア

始良 Tn 火山灰は、地表下250cmのところに、3 cmの厚さで存在する。直下は細砂まじりの粘土で、直上は雲母片の多い粗砂まじりの粘土である。肉眼的にも、細砂や植物片がまじり、純粹の一次降下火山灰層とはいえないが、鏡下ではほとんどが火山ガラスから構成されている。ここでの始良 Tn 火山灰は、かなりの程度、流水の影響を受けていると推定される。ハンドボーリングのコアサンプラーによる試料のため、地層としての上下の観察は十分ではない。

4. 古宮城址前

86.1コア採取時に広くでてきた始良 Tn 火山灰を試料とした。地表下277cmに10cm程度の厚さで存在する。直下の泥炭は、始良 Tn 火山灰より5 mm下の部分が、他の黒色の泥炭と異なり色が薄く、粘土質で鉱物質な泥炭であった。始良 Tn 火山灰層も、下から1~2 cmの部分は、色の濃い黄色であり、その上は色が薄くなっていく。直上の泥炭にも乱れないことから、ここでは、湿原植物が繁茂している上に穏やかに始良 Tn 火山灰が降り、再びその上を湿原植物がおおったと推定される。

5. 蒜山塩釜

横山卓雄ら(1984)により記載されている露頭から採取したものを試料とした。始良 Tn 火山灰は陸成相で、つづく火山灰層によりおおわれている。その間の侵食間隙は少ないと思われる。ほぼ降灰時のまま埋もれていると推定される。

IV. 結果

1. シソ輝石 (図1)

蒜山塩釜の場合、24~27 μ をピークとした正規分布のようなグラフになっているが、12~15 μ にも小さなピークがある。自形結晶の多いほうは、前者のばあいである。後者のばあいは、ほとんどが破片状の結晶である。

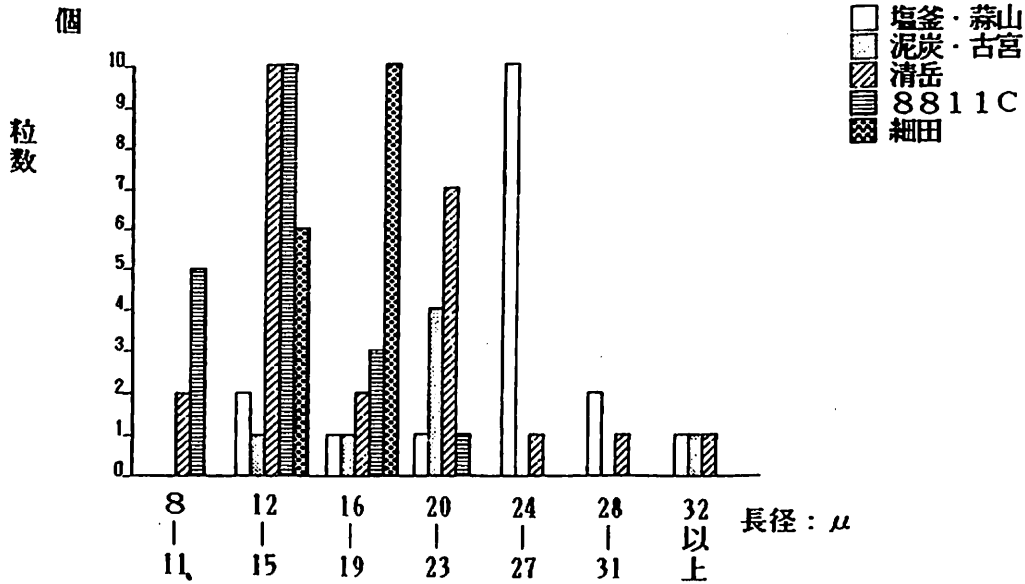


図1 始良 Tn 火山灰中のシソ輝石の長径分布

大野原湿原の場合、この蒜山塩釜の長径分布パターンと良く似ているのは、清岳と古宮城祉前の試料である。他は、ピークが一つだけで、長径の小さい方にかたよっている。また、結晶は破片状のものが多し。

このことから、清岳、古宮城祉前の試料は、降下一次堆積の影響が強く残っていると考えられる。

2. 火山ガラス (図2, 3, 4)

火山ガラスの計測は、火山ガラスを3タイプに分けて行った。平板型は、バブルウォール型のガラスの縁が厚くないタイプ、バブル型は、Yの字状などのようにガラスの縁が厚くなっているタイプ、パミス型は、繊維状の構造があるタイプとした。それぞれの型で、量、大きさでは各資料ともあまり差異はなく、ほぼ同じような結果となった。そこで、すべての型を合計した値で、検討した。

蒜山塩釜の場合、25~29 μ と15~19 μ にピークができている。清岳と古宮城祉前

測定数：199 粒

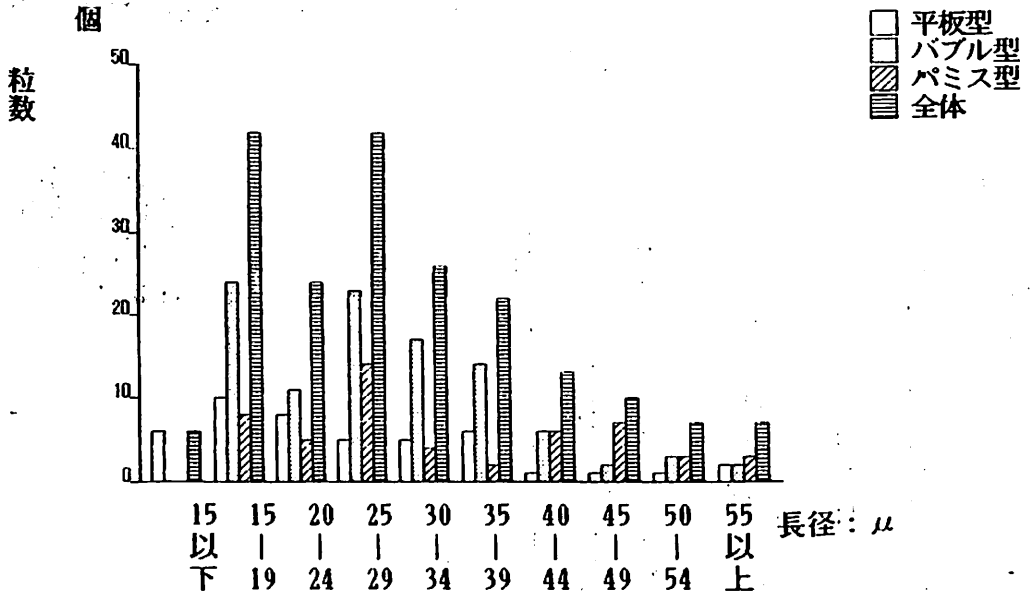


図2 蒜山塩釜の始良 Tn 火山灰中の火山ガラスの長径分布

測定数：376 粒

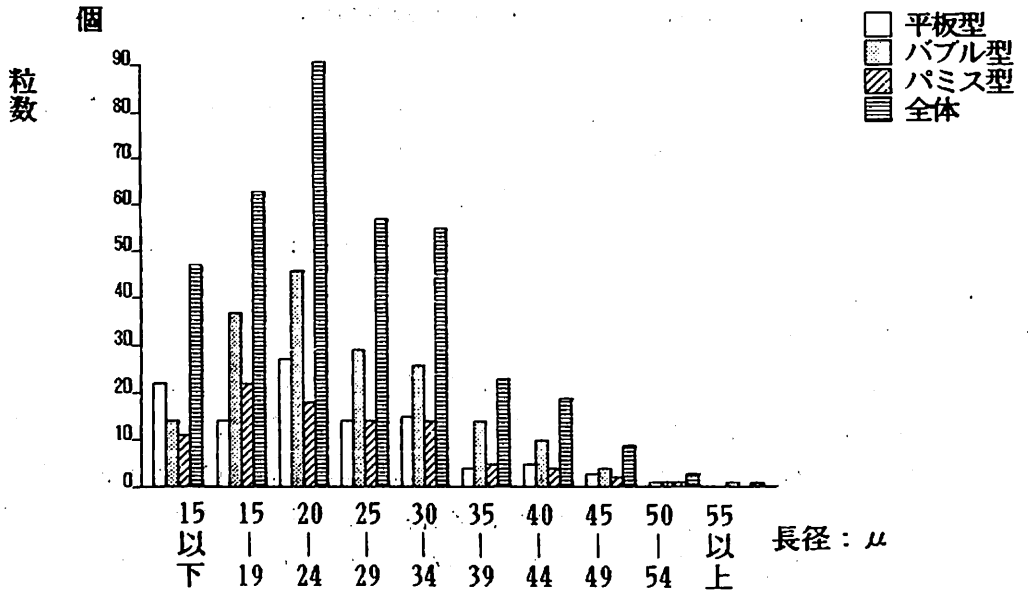


図3 古宮城祉前の始良 Tn 火山灰の火山ガラスの長径分布

測定数：299 粒

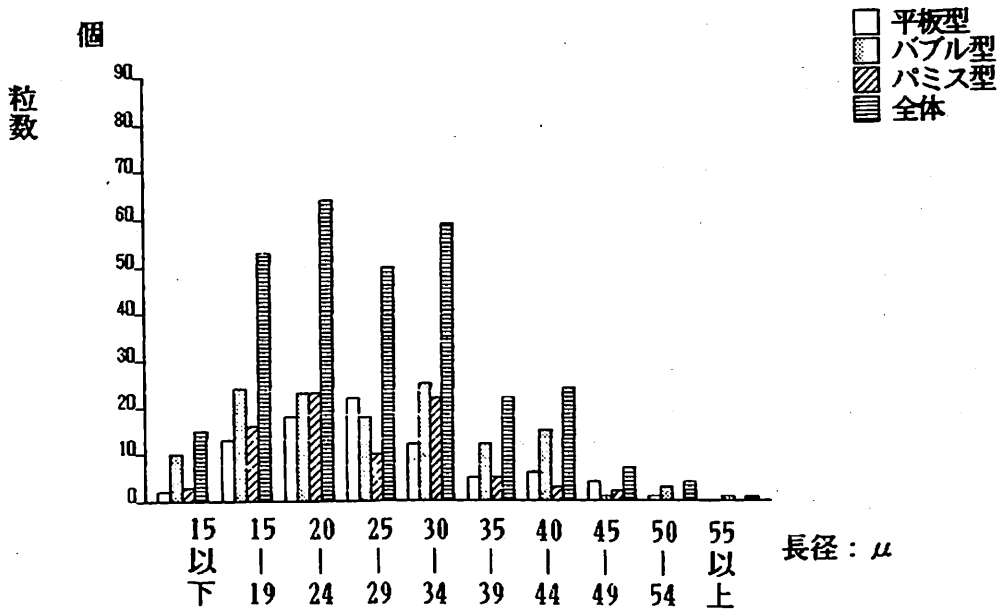


図4 清岳の始良 Tn 火山灰中の火山ガラス長径分布

とを比較すると、清岳はピークが2つあり、古宮城社前はピークが1つという差がある。蒜山塩釜を降下一次堆積物と考え、清岳はその影響が強いといえる。

V. 討議とまとめ

野外での観察から推定した堆積状況と火山ガラスの長径分布の関係を検討してみる。始良 Tn 火山灰が降灰して、堆積してから最も移動したと推定される88.11Cコアのもので、細粒な火山ガラスがとくに多い。始良 Tn 火山灰が堆積してから塊状に移動したと推定される細田コアのもので、次に細粒火山ガラスに富む。古宮城社前の始良 Tn 火山灰は、ソソ輝石の長径分布から推定すると降下一次堆積物としての性格が強いが、火山ガラスの長径分布からは、やや細粒火山ガラスに富む傾向がある。清岳は、火山ガラス、ソソ輝石のピーク2つできることから、蒜山塩釜とよく似た性格を持っていると推定できる。

これらの計測結果から、細粒のものが多く移動してきたという要素が強いという傾向が認められる。そして、グラフ上では細粒部に1つのピークをつくる。

泥炭の中に挟在する始良 Tn 火山灰について、古宮城社前の試料を例にして考察してみる。露頭観察からは、おそらく湿原植物群落の上に降灰したと推定される。

そして、降灰した火山灰は、湿原の水、生物の影響、その後の雨水などにより、表面に近いところは、二次的に移動した可能性が高い。そして、その火山灰の上に再び湿原植物がもどってくる。その間の時間は、古宮城祉前では比較的短かく、そして、その間の環境が削剝の場でも、堆積の場でもなかった安定した場であった可能性がある。一方、細田では、始良 Tn 火山灰降灰後、大きな変化があった。

また、泥炭中の始良 Tn 火山灰は、降灰後なんらかの水の影響を受けていると推定される。しかし、今回検討したものの中で、8811C コア、細田コアを除いて、ほぼ降灰時期を示すと考えてよい。8811C コア、細田コアについて、降灰後の移動時間は、移動形態を含めた検討にもとずいて、どの程度みつめるのかを検討する余地がある。およそのオーダーで比較する上では、降灰層準として利用できるが、論議を細かくする時は注意が必要である。

今回の検討で、火山灰が降下一次堆積物か否かについての検討に、構成鉱物、火山ガラスなどの長径測定が有効な一つの手段であることがわかった。

火山ガラス、シソ輝石とも長径分布のピークがなぜ2つになるのかは、よくわからない。今後の検討課題である。一つの可能性として、火山噴火の形態が単純な1噴煙柱なのか、それが崩れた複雑な噴煙柱になったのか、というような噴火活動そのものに支配されているとも考えられる。

VI. 引用文献

- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—。科学, 46, p.339-347.
- 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. 作手村.
- 筒木 潔・白石祐彰・鍬塚昭三 (1991) 埋没泥炭土の ^{14}C 年代と有機物組成。(本報告集).
- 筒木 潔・武内良恵・渡辺 彰・鍬塚昭三 (1989) 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—. 大野原湿原研究会報告集 I, p.42-42. 作手村.
- 横山卓雄・竹村恵二・壇原 徹 (1983) 蒜山地域の火山灰・軽石層のフィッシュントラック年代と旧石器包含層の関係。渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」。同朋舎, p.952-959.

9. 白須断面の化学成分からみた特徴

渡辺栄次¹⁾、堀尾正和¹⁾

I. はじめに

前報において、細田断面に含まれる粘土鉱物組成や化学成分組成について得られた知見を述べた。細田断面は1万数千年以前の泥炭を挟み、上下に粘土層が存在するという極めて古い泥炭層位が中心であった。その後、白須断面についても同様の調査を行なった。この断面は¹⁴C年代測定に基づく泥炭層の編年(筒木ほか, 1990)から見て、1万年以降の新しい地層である。石田ほか(1987)が花粉分析結果から考察した大野原湿原の履歴によると、12000~5500年前及び5500~4000年前、約4000~2000年前、約2000~現代の4つに区分されている。また、新井ほか(1989)は腐植酸の分析に基づき、大野原湿原の生成過程において、黒ボク土の流入の可能性が高い層位であると考えている。

筆者らは、白須断面のモノリス試料の化学成分分析及び鉱物組成を中心に、断面の特徴について検討した結果を報告する。

II. 実験

白須断面に関する調査結果の詳細については、藤井ほか(1990)が述べているので省略する。

白須断面においてモノリスとして採取したものを、4 cm毎に分画し、実験に供した。各試料の化学成分組成は前報(渡辺ほか, 1989)と同じ方法で調整し、蛍光X線分析により測定した。

粘土鉱物の同定は粉末X線回折法により行った。

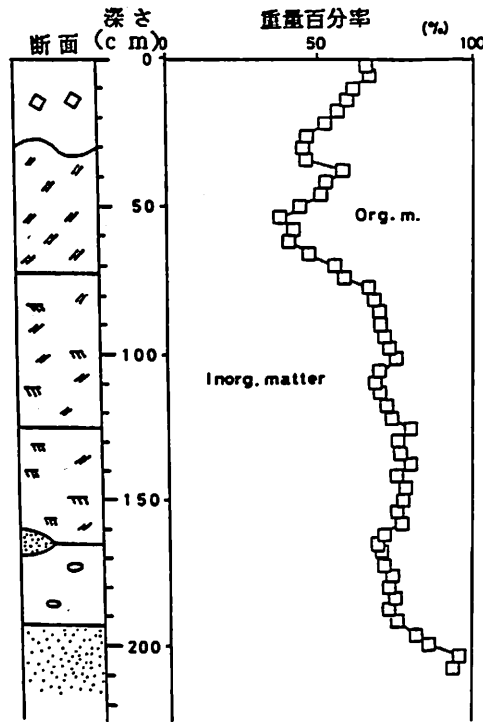
III. 結果及び考察

(1) 無機成分組成からみた白須断面の特徴

① 無機成分含有量からみた場合

白須断面のモノリス試料について、有機物量と無機物量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)でみたのが第1図である。客土層は40%から50%が有機物で占められているが、上部ほど無機物が多い傾向が認められた。

1) 工業技術院名古屋工業技術試験所



断面の記号 ◇：客土 //：スゲ等 ≡：ヨシ等 点：砂質 ○：木質

第1図 白須モノリス試料の無機物及び有機物の分布

元々有機物がほとんどを占めていた部分に客土されたか、耕作に伴う風化により有機物が分解したため、相対的に上層ほど無機物の比率が高くなったと考えられる。泥炭第1層は有機物の比率が最も高い層である。客土層直下でやや無機物が高くなるが、中央部では有機物が60%を占める。泥炭第2層は一転して無機物が増加し、70%程度を占める。泥炭第3層、第4層ともこの傾向はほぼ同じである。泥炭第3層は無機物含有率が78%前後の値をとるが、泥炭第4層は72%程度に低下し、やや有機物が多くなる傾向が認められる。最下層の砂層では更に無機物が増加し、90%以上の値となり、有機物はわずかとなっている。後で詳細に述べるが、泥炭第1層で無機物が増加するのは、周りの山からの土砂の流入があったためと考えられる。

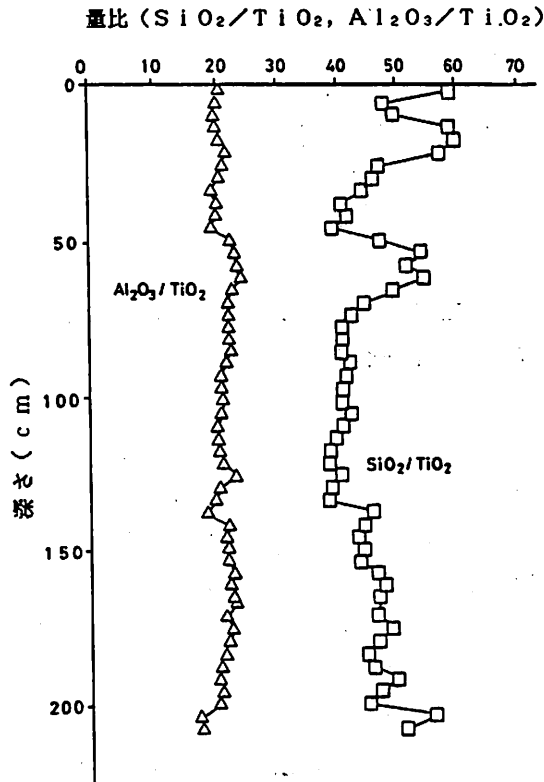
② 酸化チタン量を基準とした場合

前報で述べたように、酸化チタンは風化抵抗性が高いため、酸化チタン量を基準として他の化学成分の動態を把握することが可能である。

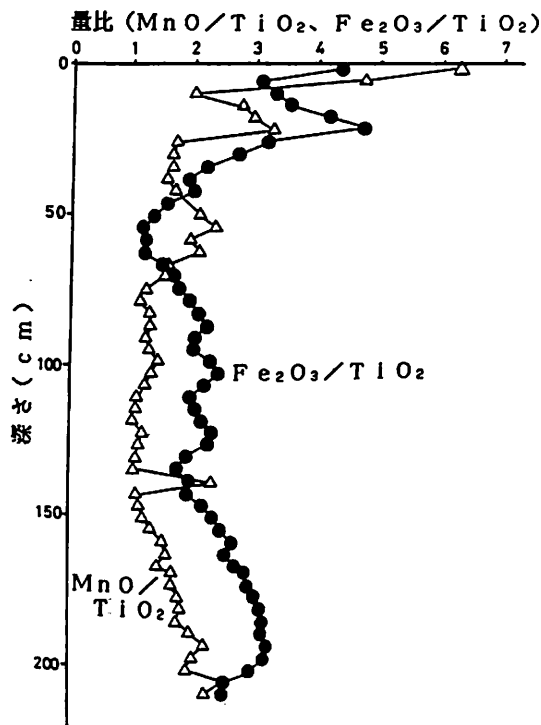
第2図は酸化チタンと酸化アルミニウム及び酸化珪素との比を断面の深さを縦軸

にとって示したものである。酸化アルミニウムは全層に渡って20から22の値をとり、大きな変化はほとんど認められなかった。それに対して、酸化珪素は区画分けされた層により大きな変化を示した。客土層で高く、泥炭第1層ではその下部付近（60 cm）に20cmの幅を持つピークが認められる。3100年から3600年の間に当り、この時期には珪砂のような無機物が付加された可能性を示している。泥炭第2層は大きな変化は認められないが、第3層に入るとやや高い値を示した。第4層はほぼ第3層と同じ傾向の値である。第2層と第3層の間に明らかな相違が認められた。

酸化鉄及び酸化マンガンに対する酸化チタンの比を見たものが第3図である。両成分は極めて相関性の高い変化を示すことが明らかになった。これらは客土層下部に高いピークが認められ、また泥炭第2層では小さな3つのピークが存在する。



第2図 白須モノリス試料の化学成分量比の断面分布
 TiO_2 を基準とした場合の SiO_2 及び Al_2O_3 の変化

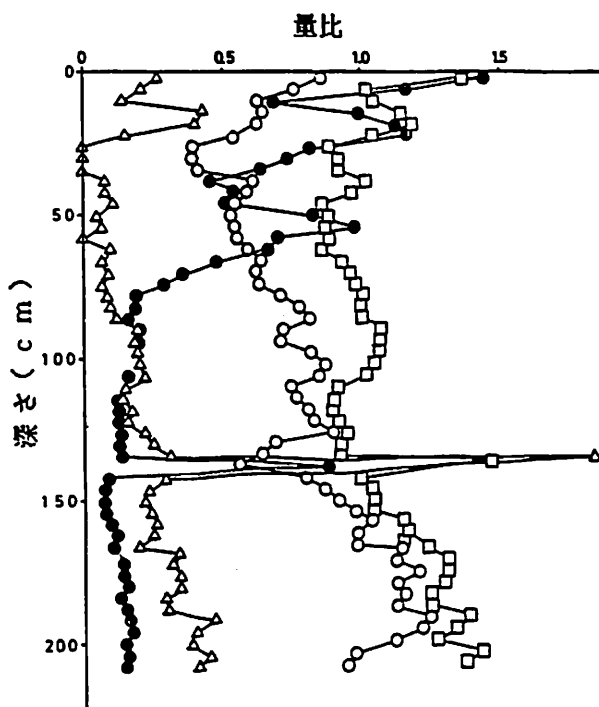


第3図 白須モノリス試料の化学成分量比の断面分布
TiO₂を基準とした場合のFe₂O₃及びMnOの変化

第3層から次第に高くなり第4層下部へと続く。両成分が著しく異なる部分は泥炭第1層で鉄が最も低い値をとるのに対しマンガンは増加のピークを示すこと、及びアカホヤ層ではマンガンが鋭いピークとして現われることである。客土層中のピークは水田耕作に伴う酸化還元反応の結果、表層から鉄及びマンガンが溶脱移動し、この位置で沈積した結果であろう。第3層の小さなピークはこの層が生成する時期に3回酸化と還元が交互に繰り返された結果とも考えられる。泥炭第1層において鉄の増加が認められない原因については現在調査中である。

第4図は、アルカリ金属及びアルカリ土類金属元素についてみたものである。

Na₂Oの場合、客土層で高いピークが存在する。泥炭層についてみると、第1層の上部ではほとんど検出されなかった。第1層から下層に向かうに従い含有率が高くなる傾向が認められた。アカホヤ火山灰層と見られる138cm付近では極めて高い値



第4図 白須モリノス試料の化学成分量比の断面分布

TiO_2 を基準とした場合の Na_2O 、 K_2O 、 CaO 、 MgO の変化

△ : $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ □ : $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$
 ○ : MgO/TiO_2 ● : CaO/TiO_2

を示し、そのガラス成分の存在を示唆する結果となっている。下層ほど高くなるのは、ナトリウムが花崗岩の構成鉱物である長石の成分と考えられ、下層ほど長石が増加する傾向があることに起因する。泥炭生成時に重い粒子が深く沈降した結果を示すと考えられる。

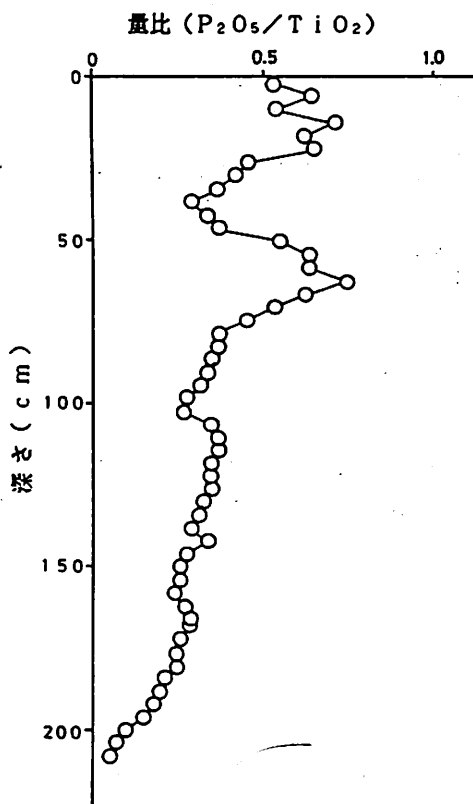
K_2O の場合は泥炭第2層の95cm付近を中心に幅広いピークが認められる。第2層下部では第1層とほぼ同じレベルの低い値をとるが、それ以降泥炭3層から次第に増加し、砂層で最も高い値になった。

MgO は、客土層では上部ほど高く、泥炭第1層との境付近が最も低い値をとる。泥炭層では深くなるに従い漸増し、砂層との境界で最も高い値を示した。アカホヤ層付近では負のピークが認められ、他の成分と逆の動態を示すことがわかった。砂層では再び低下する傾向である。

CaO は、客土層上部から次第に低下するが、20cm付近に大きなピーク及び泥炭第1層の54cmを中心とするピークが現われる。泥炭第2層からほぼ0.25の値をとり、

ほとんど変化はみられない。100cm以深では他の成分に比べて最も低い値をとる。アカホヤ層では、鋭いピークとして現われている。

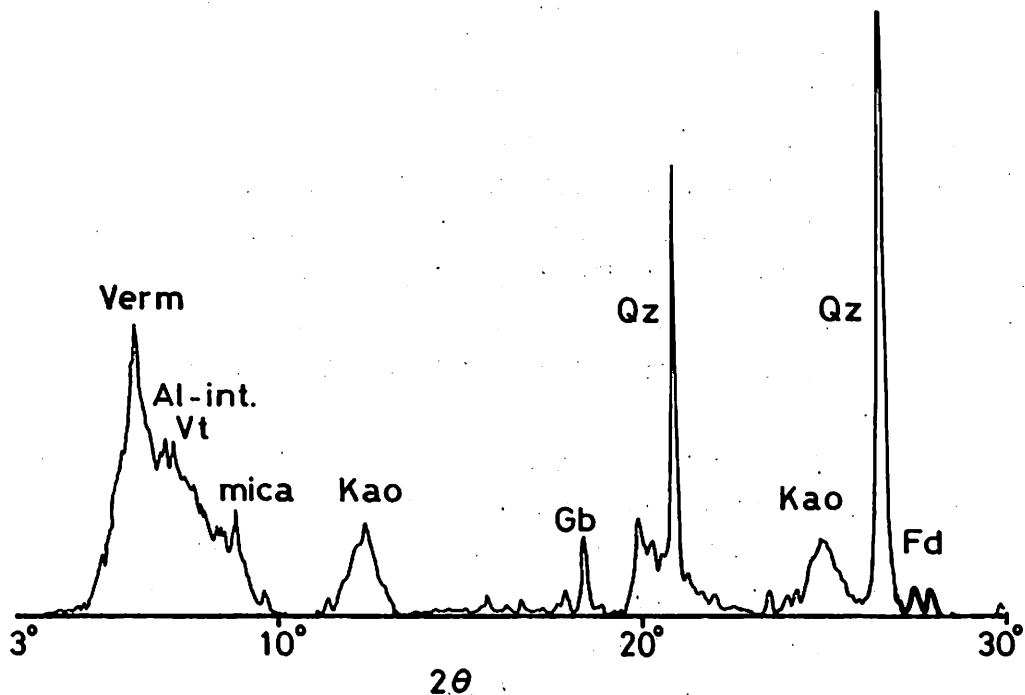
第5図には、 P_2O_5 について示した。客土層及び泥炭第1層下部にピークが存在するが、第2層以深では次第に漸減し、砂層へと続くことが認められた。アカホヤ層でわずかにピークらしい部分が存在する。



第5表 白須モノリス試料の化学成分量比の断面分析
 TiO_2 を基準とした場合の P_2O_5 の変化

(2) 粘土鉱物組成からみた白須断面の特徴

湿原断面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6図 泥炭試料のX線回折パターン（風乾試料）

略号 KaO:Kaolinite Verm:Vermiculite Mica:Mica
 Qz:Quartz Gb:Gibbsite Fd:Feldspars
 Al-int.Vt:Al-interlayered Vermiculite

第6図は泥炭第3層で得られた試料のX線回折結果である。全層にわたって同定される鉱物は石英である。これは花崗岩を構成する一次鉱物で、風化抵抗性が高いことが知られている（一國、1989）。また花崗岩起源の一次鉱物として黒雲母及び長石のピークが認められた。風化生成物として、0.7nmのピークを示す1：1型粘土鉱物であるカオリン鉱物（カオリナイトまたはハロイサイト）及び2：1型粘土鉱物であるバーミキュライトとみられる1.4nmのピークとAl-interlayerバーミキュライト、1nmの雲母族（イライトの可能性もある）のピークが認められた。更にギブサイトのピーク（0.48nm）がほとんどの層で確認された。138cm付近の層は特異的に非晶質のアロフェン様鉱物だけからなり、わずかに石英が検出されただけである。アカホヤ層と同定されているが、混入物が検出されず、ほとんど純粋な層であることから降灰層準の可能性が高いと考えられる。

白須断面内の鉱物組成の変化をみると、泥炭層では上層ほど花崗岩起源の一次鉱

物が少なくなり、また粘土鉱物も減少する傾向を示した。客土層及び泥炭第1層ではこれら一次及び二次鉱物はほとんど検出されなかった。それに対して、石英及びギブサイトは全層に渡ってほぼ一定の割合で検出された。

風化系列の観点から、黒雲母からまずバーミキュライトが生成され、最後にカオリン鉱物となると考えられている。Al-interlayer バーミキュライトはバーミキュライト層間にアルミニウム化合物を取り込んだ形態のもので、酸性条件下でバーミキュライトが一部風化変質し生成されたと考えられる。また、長石からもカオリン鉱物が生成する。ギブサイトは最終風化産物と考えられるもので、極めて降水量が多く、温暖な状況下においてカオリン鉱物が分解して生成する。ギブサイトが多いことからこの泥炭は風化がかなり進んだ状態にあることを示していると考えられる。

(3) 断面の特徴

客土層では、酸化カルシウム及び酸化珪素、酸化リン、酸化マンガン、酸化鉄酸化ナトリウム、酸化カリウムの7成分はきわめてよく似た挙動を示し、客土層下部のほぼ同じ位置にピークが認められた。それが生じた原因として人的な影響によると仮定すると、客土資材の中に珪酸カルシウム（珪カル）などの土壌改良材やリン酸石灰など肥料成分が含まれていたと推定される。投入された成分が表層からの水の浸透に伴って溶脱し、客土層下部に集積したためと考えられる。また、酸化マンガン及び酸化鉄は水田耕作に伴う湛水及び濁水の繰り返しによる酸化還元反応の結果、同様に移動したものであろう。水田作土層直下にはよく見られる現象で、断面内分化である（渡辺ほか、1989）。

泥炭第1層で無機物量がピークを示す38cm付近において、高い値を示す成分として、酸化カリウム及び酸化マグネシウムがある。これは黒雲母の構成元素である。この部分は洪水などにより周りの山々から黒雲母を含む物質が供給されたことを示すと考えられる。泥炭第1層で有機物含有量が最も多い54cm付近においてピークを示す成分として、酸化マンガン、酸化珪素、酸化カルシウムがある。酸化リンはその位置よりもわずかに下にピークが現れる。泥炭第1層下部のピークについて考察してみよう。泥炭第1層と第2層では明らかに第一層は有機物が多く、第2層はそれに比べて少なく、無機物が多くなっている。この結果、泥炭第1層は透水性が高く、それに比べて第2層は相対的に透水性が低くなる。泥炭第2層がいわば相対的に不透水層化することにより、浸透した水が泥炭第2層の上面で上下方向の流れを止められ、横方向に流れることになる。この水の流れにしたがって、溶脱移動してきた酸化珪素や酸化カルシウム、酸化リン、酸化マンガンを泥炭第1層の下部に富化されたと考えられる。

下層では酸化カリウムと酸化マグネシウムが増加するが、これらはいずれも黒雲

母花崗岩に由来する成分である。客土層を除いて、上層に少ない傾向を示すが、これは上層ほど黒雲母の流入が少ないことを示唆している。

従って、第3層生成以後第1層上部までの期間、周囲の山々から大規模な物質の流入がなかったことを示すと考えられる。

全層に渡ってギブサイトが検出されたことから、泥炭が長石や雲母などの一次鉱物が風化され、更にそれらから生成した粘土鉱物までも分解し、ギブサイトが生成するほど強い風化溶脱条件下にあったことを示していると考えられる。酸化アルミニウム/酸化チタン比は全層に渡って変化はほとんど認められなかったが、反応の状況を反映する遊離形のアルミニウム化合物について、更に検討してみたい。

IV. まとめ

白須断面は、10000年以降の新しい泥炭層である。縄文時代や弥生時代を含み、その時代の再現に有効な情報を得ることが出来ると考えられる。無機物成分の分析結果から、3600年前よりも古い時代、即ち泥炭第2層以前は比較的变化の少ない状況にあるようだ。塚田松雄(1974)によると、9500年前までは温暖期にあり、極盛相林が形成されていた。鉱物組成から泥炭第2層以深では風化が極めてよく進んでいることを示しているが、この温暖な気候条件が大きく関係していると考えられる。その後、4000年前から亜寒帯林がやや増加する減暖期に入る。この減暖期の寒冷多雨の条件に移っていく過程において、泥炭第2層から第1層へ泥炭の生成環境や状況が大きく変化したことは化学成分組成及び鉱物組成から明らかである。筒木の年代測定値を正にこの位置と一致している。

V. 謝辞

大野原湿原泥炭地調査の機会を与え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ビート開発㈱に厚くお礼申し上げます。

VI. 引用文献

- 1) 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.
- 2) 新井重光・渡辺 彰・高木賢二・筒木 潔(1988) 大野原泥炭層の土壌化学的解析、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)。p16-25.
- 3) 藤井登美夫(1990) 大野原湿原堆積物の野外調査結果(1987年~1990年)。大野

原湿原研究報告集Ⅱ. p.1~7.

- 4) 塚田松雄 (1974) 「花粉の話」. 岩波書店.
- 5) 筒木 潔 (1990) 埋没泥炭土の¹⁴C年代と有機物組成. 大野原湿原研究報告集Ⅱ. p.24~33.
- 6) 一國正巳 (1989) ケイ酸塩の風化とその生成物. 「土の化学」. p.6-18. 学会出版センター
- 7) 渡辺栄次、堀尾正和 (1989) 大野原湿原断面の化学成分分布の特徴. 大野原湿原研究報告集Ⅰ. p.30-39.

大野原湿原研究発表題目等

第4回大野原湿原研究会

(1989年12月 3,4日、作手村担い手センター、25名参加)

作手村教育委員会からの挨拶 太田昌孝社会教育係長

◇研究発表◇

①作手村における湿原の現状とその特徴 梅田昭一郎

②湿原と地球環境 坂本 充

③大野原湿原とその周辺の水準測量結果について

..... 佐宗勝美・太田昌孝・垣内寿一・吉村健夫・沢井 誠・藤井登美夫

④大野原湿原とその周辺の重力測定について 志知龍一・沢井 誠

⑤大野原湿原白須断面及び細田断面各層位の¹⁴C年代測定

..... 筒木 潔・白石祐彰・飯塚昭三

⑥大野原湿原堆積物を構成するフェノール性化合物及び脂質化合物の年代経過に伴う変化 筒木 潔・白石祐彰・飯塚昭三

⑦大野原湿原堆積物の土壌化学的解析 (その2. 88-1コア試料の腐植及び粘土鉱物の特徴) 早水紀久子・林 繁信・伊藤 治・中井 信・新井直光

⑧第3回研究会時のハンドボーリングの結果

..... 沢井 誠・前回の研究会参加者

◇総合討論◇

大野原湿原堆積物による古環境の復元

(筒木、新井、中掘・石田、渡辺、沢井、村上、鈴木ほか)

10. 大野原湿原堆積物分布地域（高里面）の水準測量結果

佐宗勝美¹⁾・太田昌孝¹⁾・垣内寿一²⁾・矢頭一起²⁾・藤井登美夫³⁾

吉村暁夫⁴⁾・沢井 誠⁵⁾

I. はじめに

泥炭をはじめとする大野原湿原堆積物の分布地域は、標高530mのきわめて平坦な面を作っており、高里面（530m）と呼ばれている（作手団体研究グループ、本報告集）。この地形面は古大野原湿原の堆積面としてとらえられる。とくにこの地形面上の特徴については、ほとんど平坦なため、従来からあまり知ることができなかった。

今回、沢井 誠ら（本報告書）は、湿原堆積物の分布、層厚、地下構造などを推定するため、大野原湿原堆積物分布地域の重力測定を行った。その際、重力測定点の標高を正確に知る必要がでてきた。そこで、高里面（大野原湿原堆積物分布地域）をほぼカバーしているこれら重力測定点を水準測量をした。その結果、高里面の地形について幾つかの特徴がわかったので、ここに報告する。

II. 結果と検討

水準測量は、国道255号線の改修工事の折りに、一等水準点から測量してきた点がいくつかある。その一つを基点として、高面上で重力測定をした207ヶ所を水準測量した。測量結果は、沢井ら（本報告書）の表1に示した。その測量結果を、作手村作成の1/5000地形図におとし1m間隔の等高線をひいた図を示す（図1）。等高線は、作手高校の東から亀山城社までの高里面（標高がほぼ530mで、古大野原湿原の堆積面）についてのみ引いてある。また、図中の番号は、水準測量および重力測定の測定点の番号である。

矢作川水系巴川（北方への流れ）と豊川水系巴川（南方への流れ）の分水点は、一種の谷中分水点である。その位置は、大野原湿原堆積物分布地域のおよそ真ん中にあり、古宮城社の南東にあたる。作手村役場によった建てられた分水点の標識の位置と一致する。

図1から読みとれる地形上の特徴から、分水点を境にして北の地域と南の地域に大きく2つに分けられる。分水点の北は比較的平坦な地形面をつくり、白鳥神社の

1) 作手村教育委員会 2) 作手村役場 3) 愛知県明和高等学校
4) 東海市立平州中学校 5) 愛知県立犬山高等学校, (文責)

北で川の流れの途中で1 mほど周囲より低い小規模な凹地ができています。そして、この凹地を中心にゆるやかな傾斜面をもつ盆状の地形を作っている。全体に平坦さが強い地形が特徴である。

分水点の南は、川の流れにそって途中、巴小学校の東あたりで、北東-南西方向の線（等高線が混み合っているところ）を境界にして北側と南側に地形の相異がみられる。北側は、分水点の北の地域と同じように比較的なだらかな地形面を作っている。南側は、河川によって侵食され、谷頭侵食的地形のような部分が見られる。地形的には、北の地域に比して比較的急な斜面が多いのが特徴である。

高里面は、比較的単純な平坦面と思われていたが、巴小学校の東あたりで、北東-南西方向を結ぶ線（等高線が混み合っているところ）を境界に、地形的相違が見られる。この地形的相違は、大野原湿原堆積物に影響されたものか、古大野原湿原の頃からのものか、興味深いことである。

湿原堆積物の中の泥炭が多いところは、土地改良による暗渠排水により水が抜かれ、泥炭がより収縮し、標高が下がることが予想される。この予想をもとにして推定すると、今回の測量結果から、現在の川の位置を中心にして、泥炭は東西方向に薄化していくと推定される。

Ⅲ. 引用文献

沢井 誠・志知龍一（1991）愛知県作手村高里地域（古大野原湿原）の重力異常。
本報告書。

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。本報告集。

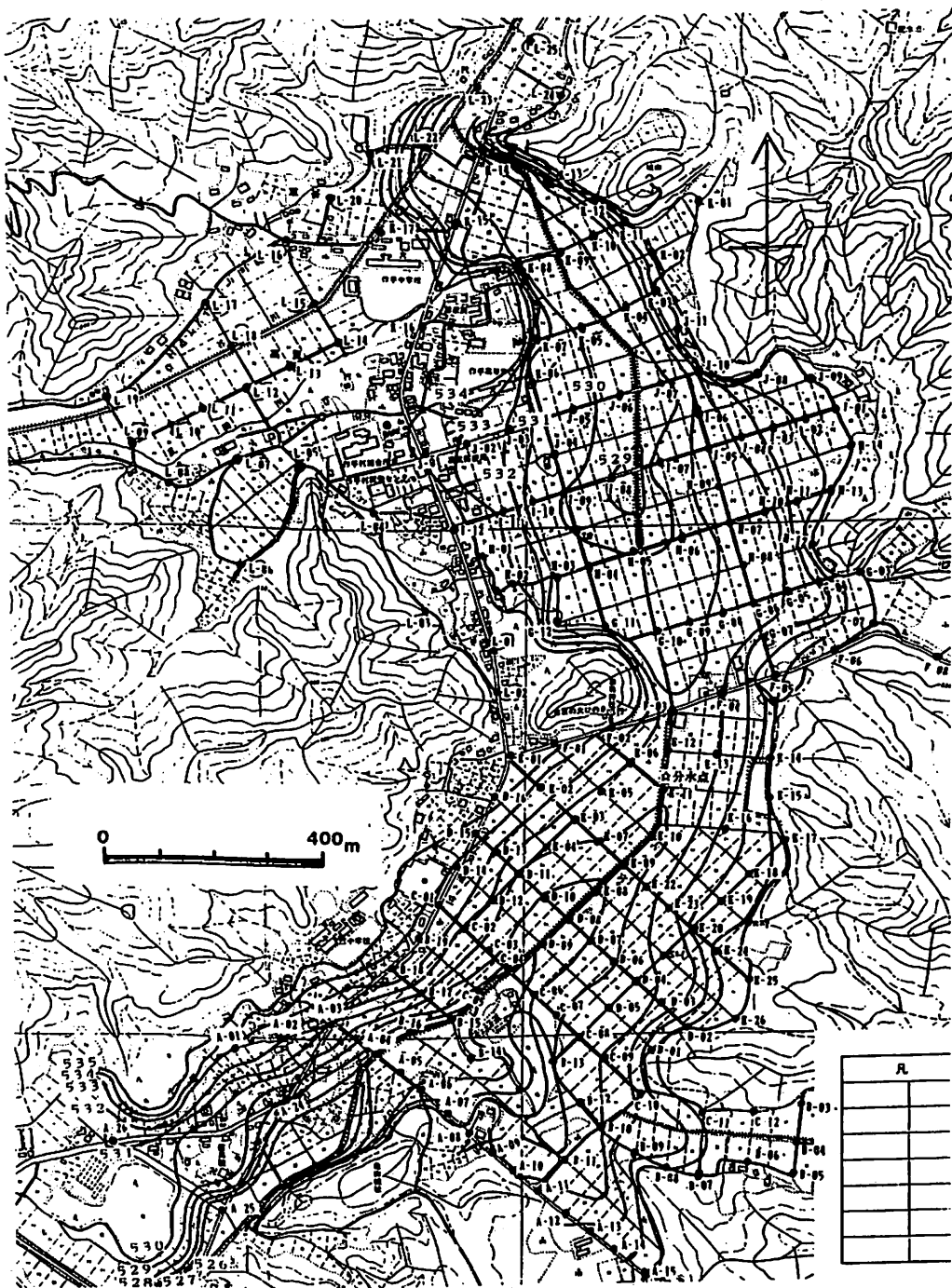


図1 高里面(大野原湿原堆積物分布域)の地形図
 等高線は1m間隔、526~535の数字は、等高線の高さを表わす。A-01~L-25は、
 重力測定点、および水準測量点を表わす。地形図は、作手村作成の1/5000を利用した。

11. 愛知県作手村高里地域（古大野原湿原）の重力異常

沢井 誠¹⁾・志知龍一²⁾

I. はじめに

愛知県作手村高里地域は、三河準平原面上に位置し、矢作川水系巴川と豊川水系巴川の谷中分水点になっている。高里地域は、古大野原湿原の分布していたところにあたる。現在の大野原湿原は土地改良をしたため、湿原として残っているところはない。古大野原湿原に堆積した堆積物（以後、大野原湿原堆積物と呼ぶ）は、時代未詳の作手礫岩、領家変成岩類、花こう岩類の上に重なっている。周辺の地質については、作手団体研究グループ（本報告集）に詳しい。湿原堆積物は、泥炭層、粘土層、砂層からなり、間に広域火山灰を挟在している。

かつての湿原の部分は、現在の水田の分布、古地図などによって知ることができる。しかし、その湿原堆積物の堆積した場はどうなっていたかを知ることはむずかしい。泥炭層、砂、粘土層などの堆積物の厚さ、分布の状態をつかむことができれば、湿原の形成史はさらに明らかになる。

これを直接的に確かめるためには、湿原堆積物へのトレンチ調査、ボーリング調査を実施しなければならない。しかし、広大な地域であることから、これらの調査をすべて実施することは困難である。そこで、地下の泥炭の分布、砂、粘土層の分布をおおよそ知ることが目的として、重力測定をした。

重力測定は、地下の状況を知ることのできる有効な方法の一つである。名古屋市東部など瀬戸層群中の亜炭を掘っていたところの古洞の調査や、大谷石採石場の陥没事故を未然に防止するための調査に応用されたりしている。重力測定による地下探査法は、地下の浅い部分の微細な構造も知ることが出来る有効な手段である。これらの方法をもとに、今回湿原堆積物の分布地域（高里地域）を中心に重力測定を実施した。

II. 測定について

重力測定はラコスト重力計（G-783）を使用して、高里地域をほぼ全域おおう目的で205ヶ所の測定点を設けて測定した。測定点は古大野原湿原堆積物の厚さを10m程度と想定して、およそ30m間隔に測定点をもうけた。これらの測定点は、重力測定終了後、水準測量をして正確な標高を求めた。さらに、高里地域の重力プロファイ

1) 愛知県立犬山高等学校 2) 名古屋大学理学部地震火山観測地域センター



図1 地名索引図と泥炭の分布図(国土地理院発行1/25000地形図高里を利用した。)
 図中の打点部が泥炭の推定分。布地域、A~Lは、重力測定の際の測線の位置、○印は分水点、
 重力測定点の詳細位置は図2。および佐宗ら(本報告集)を参照

ルの特徴をより正しく知るために高里地域周辺においても重力測定を実施した。この場合、標高は国土地理院発行の1/25000地形図、作手村作成の1/10000地形図上の三角点や独立標高点を利用し、これがないところでは、等高線を利用して標高を求めた。

測定は、1989年2月25日～27日の間に実施した。基準点は、作手村郷土資料館の入り口階段の西側に設け、ここの重力値は、名古屋大学内の一等重力点からの結合によって算出した。

これらの資料をもとにして東経 $137^{\circ} 24' \sim 27'$ 、北緯 $34^{\circ} 57' \sim 35^{\circ} 00'$ に入る範囲で解析を行った。この範囲内には、これまでに名古屋大学で測定してある測定点があるので、これをあわせると当該範囲には総計252点の測定点となる。

測定点の場所、分布は、図1に示した。最終的にブーゲー異常値を求める方法は名古屋大学方式 (YAMATO et al., 1982) でおこなった。地殻平均密度として、 2.67 g/cm^3 を仮定した。

Ⅲ. 測定結果について

今回測定した結果は、表1(巻末)に示した。表中、井を附したものは、測定精度を高めるために重複測定したものであることを表す。この結果をブーゲー異常図に表したものが図2である。このブーゲー異常図では、この地方の全体的な広域的傾向が強くていて、地下構造を推定しにくい。そこで、この全体的な重力異常傾向をとりのぞいて検討する必要がある。

今回は、北緯 $35^{\circ} 00' \sim 34^{\circ} 58'$ 、東経 $137^{\circ} 28' \sim 137^{\circ} 25'$ の間を、高里地域が中心になるように、東西方向、南北方向を平面として大略の平均として、 $1'$ あたり経度方向に 1.2 mgal 西落ち、緯度方向に 0.545 gal 北落ちの勾配を差し引いた。その残差が、表中のBOUG.A2の欄に表されたもので、これから作成したのが図3である。この図の等重力異常線の間隔は、 0.01 mgal で描いてあるが、その数値は、相対的強弱を表したもので、絶対値には意味がないことに注意されたい。

図3では、ほぼ東経 $137^{\circ} 25.75$ あたりに軸を持ち、東西方向にわん曲している傾向が残っている。そこで、これを2次曲面で大略近似して差し引き図示したものが、図4である。

図4には、北緯 $34^{\circ} 58'$ 以南で急激に南側に落ち込んでいく傾向が残る。この傾向は、北緯 $34^{\circ} 56.15$ あたりに軸を持つ、 -3 次のべき関数でほぼ近似できる。

このように求めてみた全体的トレンドは、北緯 $34^{\circ} 56.15$ 、東経 $137^{\circ} 25.75$ を軸として、経度方向に x 、緯度方向に y をとると次式で表される。

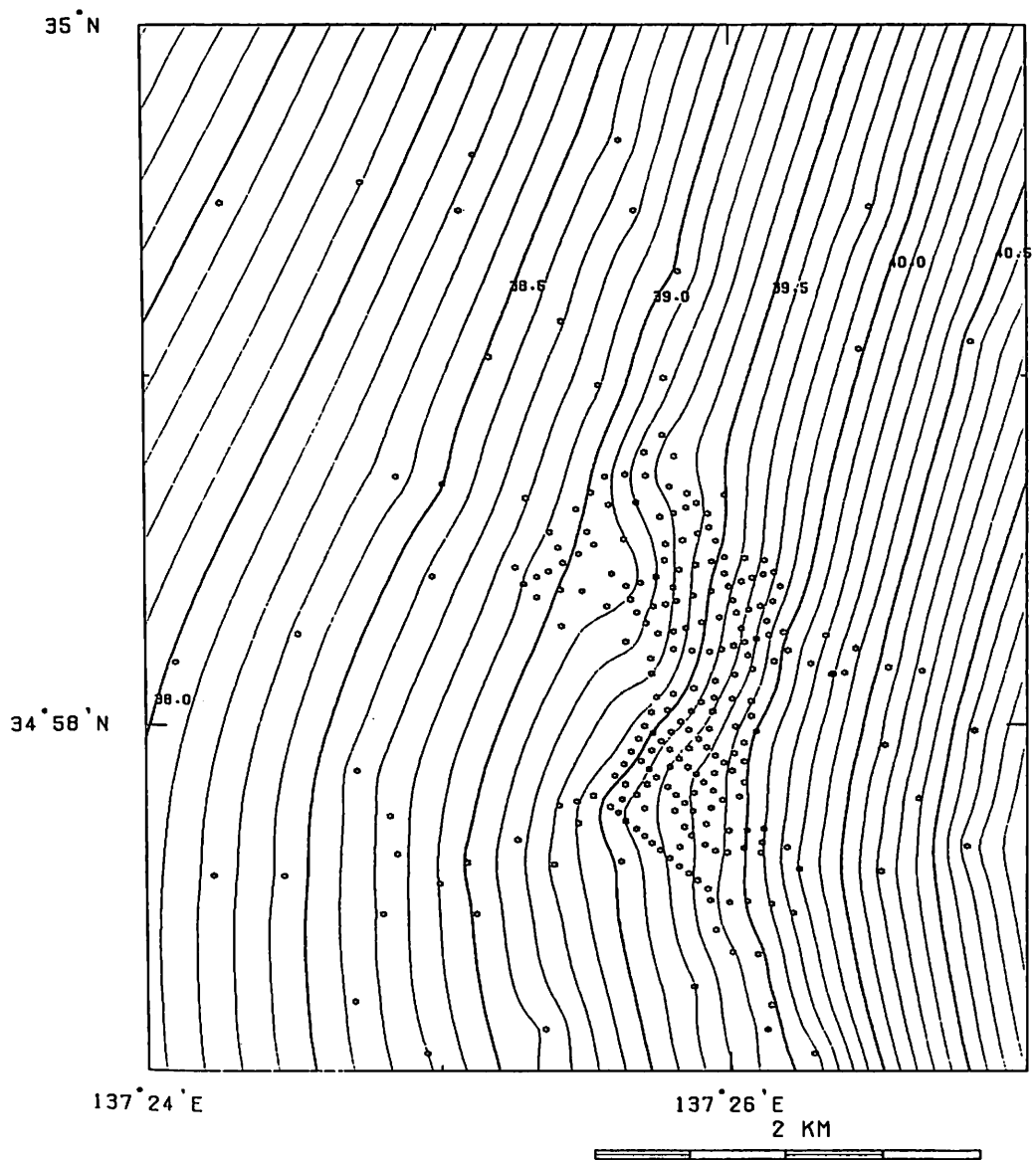


図2 地殻の密度を 2.67g/cm^3 と仮定した通常のブーゲー異常図および測定点の分布
 コントア-の間隔は、 0.1mgal

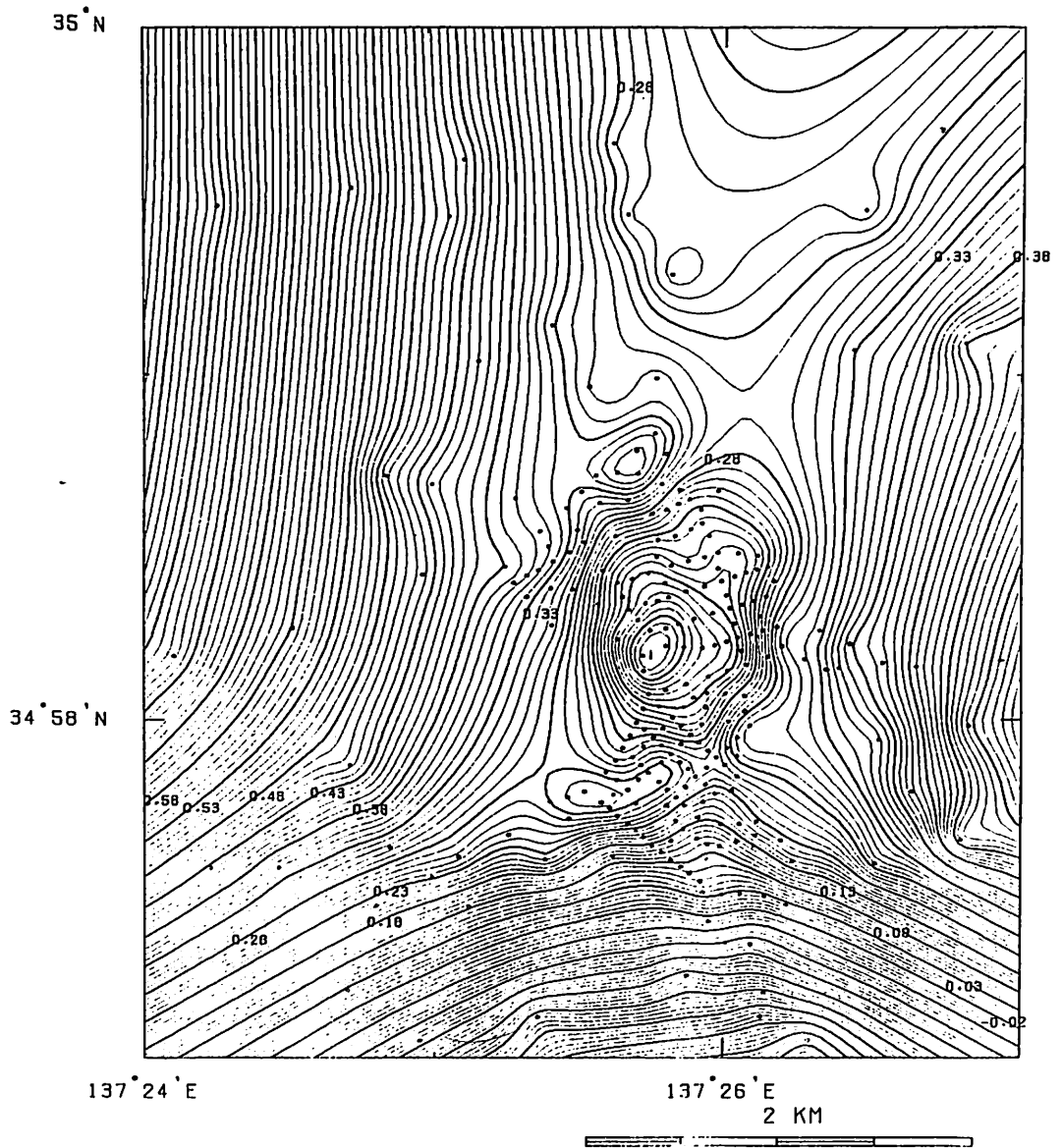


図3 第一均似として、平面を差し引いた残差異常図
 コンターの間隔は0.01mgal

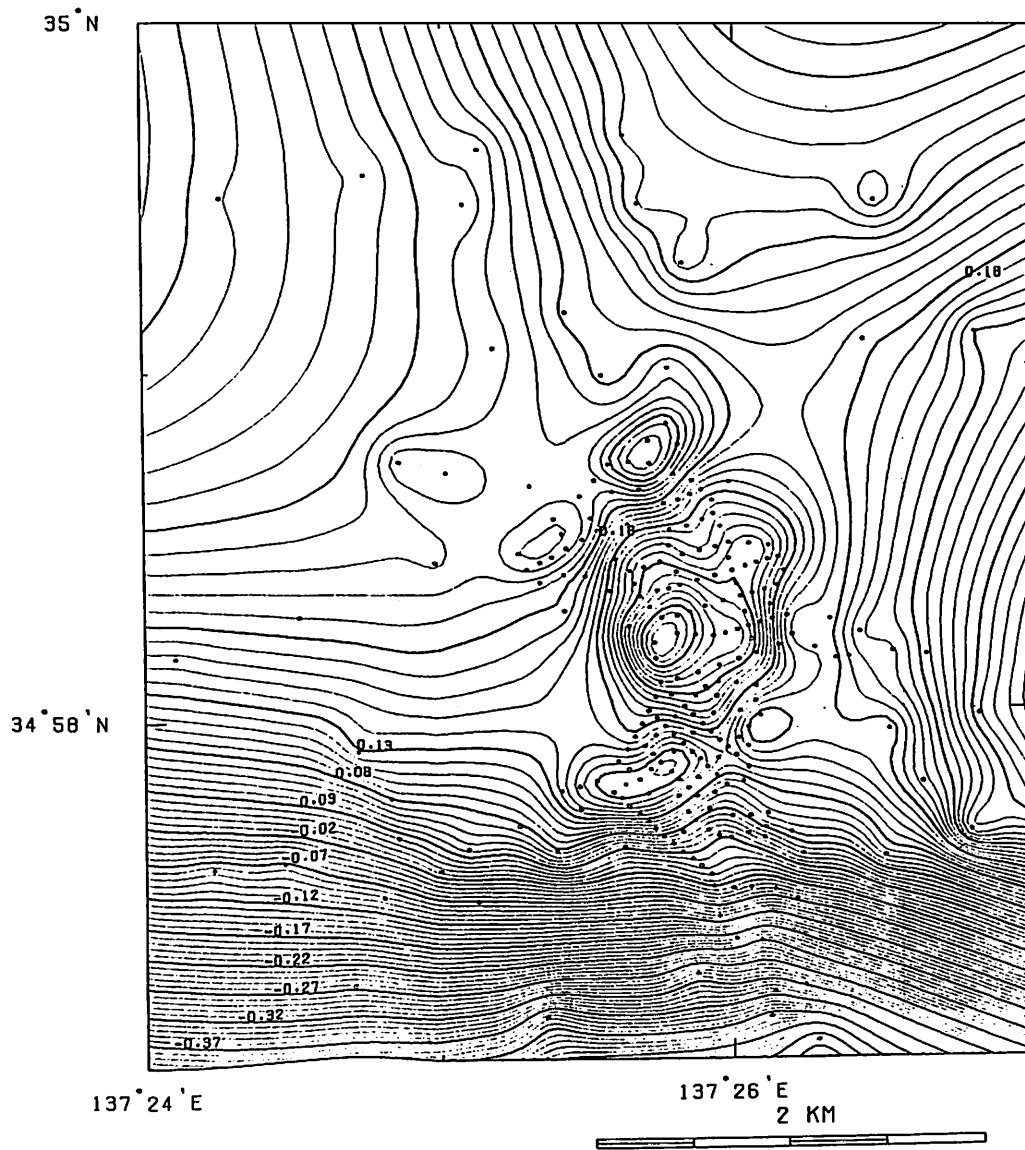


図4 図3からさらに東西方向の傾向として、二次曲面を差し引いた残差異常図
 コンターの間隔は0.01mgal

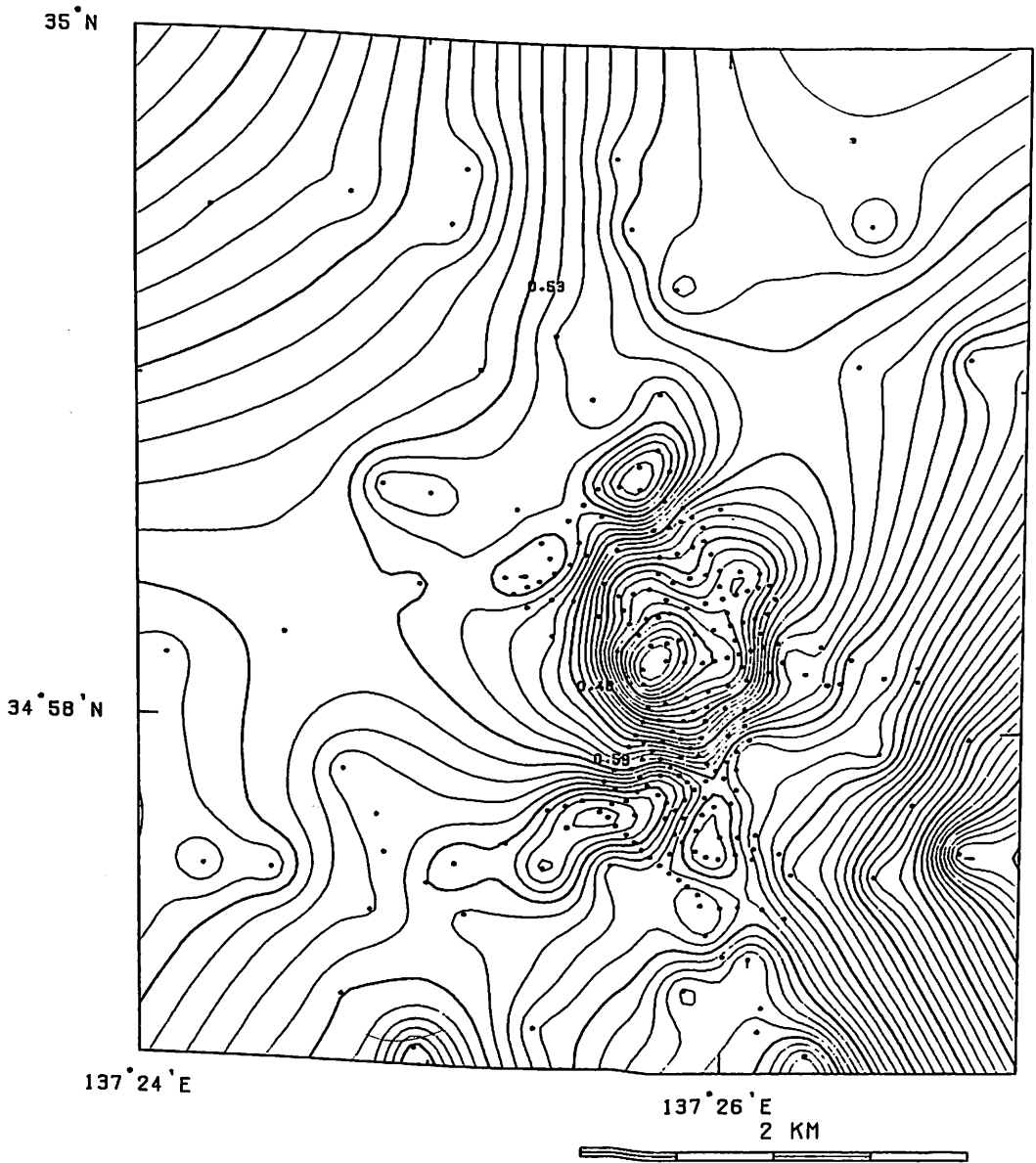


図5 図4から、さらに南北方向の傾向として、-3次のべき関数を差し引いた残差異常図
 コンターの間隔は0.01mgal

$$Tr=40.3-0.65y-1.0/y^3+1.2x+0.25x^2$$

単位は、 x 、 y ：分、トレンド (Tr)：mgalである。

このトレンドを差し引いた残差が、表中の BONG.A3 に与えられており、それを図にしたがって、この相對正の区域は湿原堆積物の基盤である領家帯の岩石の差異を意味している可能性がある。作手団研 (本報告書) によると、岩波周辺の花こう岩体では、塩基性岩を取り込んでいることが多いとされている。相對正の区域の湿原堆積物の地下に、塩基性岩を多く取り込んだ花こう岩が分布していれば、この異常は説明がつく。もう一つの可能な解釈は、境界部に断層を推定して、南側が 1 m 程度隆起したとすることである。これらの解釈については、別の方法で確認をする必要がある。

また、相寺の北でも一部に相對負の部分があり、北の地域と比べると相對負の割合は少ないが、南の地域にありながらこの部分に限ってみれば、泥炭の分布地域と整合的である。これは、南の地域で北の地域に比して、全体的に相對正になっているため、このような結果になっていると推定できる。

V. 謝辞

今回の測定にあたり、作手村教育委員会にはいろいろと便宜をはかっていただいた。記して、感謝いたします。また、今回精密な重力異常の結果が得られたのは、ひとえに多大な労力をかけて水準測量が実施されたことによるものである。その労をとられた作手村教育委員会の垣内寿一氏、矢頭一起氏、太田昌孝氏、佐宗勝美氏、愛知県立明和高校の藤井登美夫氏、東海市立平州中学の吉村暁夫氏の方々には、深尽なる感謝をいたします。

VI. 引用文献

作手村研究グループ (1991) 愛知県作手村孝里地域の地質。(本報告書)。

Yamato, A., Nozaki, K., Fukao, Y., Furumoto, M., Shichi, R. and Ezaka, T. (1982) Gravity survey in the central ranges, Honshu, Japan. J. Phys. Earth, 30, 201-243.