

## 地質学的にみ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\*<sup>1</sup>

### I. はじめに

黒ボク土は, 一般に火山の山麓, 火山の東域の火山灰降灰地域によく発達し, 火山性物質起源の土壌であるといわれている. この黒ボク土は, 火山灰などを母材に, ススキ, ササなどのイネ科の植物がかかわって土壌化されると考えられている(細野ら, 1994). しかし, このような火山灰起源説に対し, 母材として必ずしも火山物質を必要としない非火山灰起源説があり, 十分な決着をみていない. 火山地域で黒ボク土の成因を扱う上では, 火山灰による降灰年代の決定という利点がある反面, 火山活動による環境変化についても考慮しなければいけない. また, 非火山灰起源説に対しても検討が難しい面がある.

東海地方には, 図1のように, 黒ボク土はかなり広い範囲に散って分布する. しかし, 東海地方, とくに愛知県の黒ボク土分布地域は火山地域とは関係なく, 火山の山麓, 火山東方域の火山灰降灰地域には該当しない. これらの黒ボク土は, 非火山灰起源によると考えられている(加藤, 1988). 愛知県に分布する黒ボク土は, その成因について火山周辺地域などのように, 火山に直接関係しないので火山活動による環境変化を考える必要もなく, 比較的単純な系として扱える. また, 黒ボク土が火山灰起源説か, 非火山灰起源説かに対しても検討を加えることができる良いフィールドである.

一方, 東海地方の黒ボク土中に, 火山物質が多く含まれることが指摘された(加藤, 1970, 新井ら, 1984など). したがって, 火山物質が黒ボク土の母材となっている可能性は十分にある. 黒ボク土の成因を考える上で, 地質学的手法を広くつかって検討することは重要である. また, 黒ボク土中の火山物質がどのような由来によるものなのか, 十分に解明されていない. 更新世後期以降の日本列島では, 九州を起源とする広域テフラが多く分布している(町田ら, 1992). 東海地方の黒ボク土中の火山物質が広域テフラに由来する可能性は十分にある.

本研究では, 東海地方, とくに愛知県を中心にして黒ボク土中の火山物質を地質学的手法を使いながら, 黒ボク土形成時期, その母材として広域テフラを検討することを目的とした.

---

\* 1 愛知県立犬山高等学校



図1 東海地方の黒ボク土の分布図

黒く塗りつぶしてある部分が黒ボク土の分布地。  
加藤(1970)・新井(1989)に加筆。

## Ⅱ. 東海地方の黒ボク土の分布

東海地方の黒ボク土の分布は、図1に示した。これらの分布は、加藤(1970)により、次のように分けられた。

- ① 丘陵・山地・段丘崖などの斜面の凹地やすそ、平頂部
- ② 段丘面上(とくに中位、低位段丘群)
- ③ 段丘内の開析谷底の再積性黒ボク土

今回の報告では、主に愛知県内で調査した範囲で、上記の分け方にこだわらずまとめた。黒ボク土の分布は以下の3タイプに区分できる。

- (1) 山地に分布するタイプ
- (2) 段丘に分布するタイプ
- (3) 平野に分布するタイプ

次に、上記の3タイプについて地形、地質との観点で簡単に述べる。

### (1) 山地に分布するタイプ

黒ボク土は面積的に小規模なものが多く、三河準平原面上に小規模に発達する平坦面上にある。この平坦面上は集落があったり、畑、水田、牧草地などに開発してあることが多い。また、集落から離れている場所では、杉、檜などが植林してあることもある。

三河準平原面は、貝塚ら(1964)が4つの地形的平坦面に区分した。4つの地形的平坦面上に小規模な平坦面が発達する。この平坦面は、領家変成岩類、花こう岩類の上にあることが多いが、愛知県作手村では、新第三紀中新世と推定される作手礫岩層の上にもある。鳳来町、設楽町などでは新第三紀中新世の設楽層群の上にも分布する。このような平坦面上のすべてに黒ボク土が分布するのではなく、マサ化した岩石が面を構成することも多い。さらに、設楽町、鳳来町では設楽層群が地すべり、崩壊をおこした岩体の上に平坦面を形成する。このようなことから、小規模な平坦面はおよそ更新世に形成されたと推定できる。

また、山地の緩斜面、山地内にある小規模な段丘などにも黒ボク土は分布する。斜面では何度も移動し、再堆積する様子が観察できる。

### (2) 段丘に分布するタイプ

段丘上に分布するものは、面積的に広い。主に中位段丘に相当する段丘面上に黒ボク土が分布するが、中位段丘面上すべてに黒ボク土が分布するわけではない。岐阜県各務原市の熱田層相当層にあたる各務原層の上、犬山市の段丘の上、豊川にそって分布する三河一宮の中位段丘などには、黒ボク土が分布する。また、段丘に連続する丘陵にも谷埋めの形や斜面、もしくは小規模な平坦面に黒ボク土が分布することがある。段丘上にできた浅い谷、凹地には再堆積性の黒ボク土が厚く発達することがある。

低位段丘の上にも黒ボク土が分布する場合がある。豊橋、濃尾平野の東北部の犬山、小牧などがそうである。

### (3) 平野に分布するタイプ

現在の平野の上に黒ボク土が広く分布するところは少ない。平野を構成する完新統中に埋積されていることがある。これらは、すべて再堆積性黒ボク土である。濃尾平野では、犬山扇状地の末端に位置する小牧市三つ淵周辺にまとまって再堆積性黒ボク土が分布する。そこは低位段丘の鳥居松面が濃尾平野に沈下していく北側に位置し、西に開いた湾入状の低地である。この周辺はかつて湧き水が多くあった。おそらくこの黒ボク土が不透水層となって犬山扇状地からの伏流水が湧き出していたと推定される。

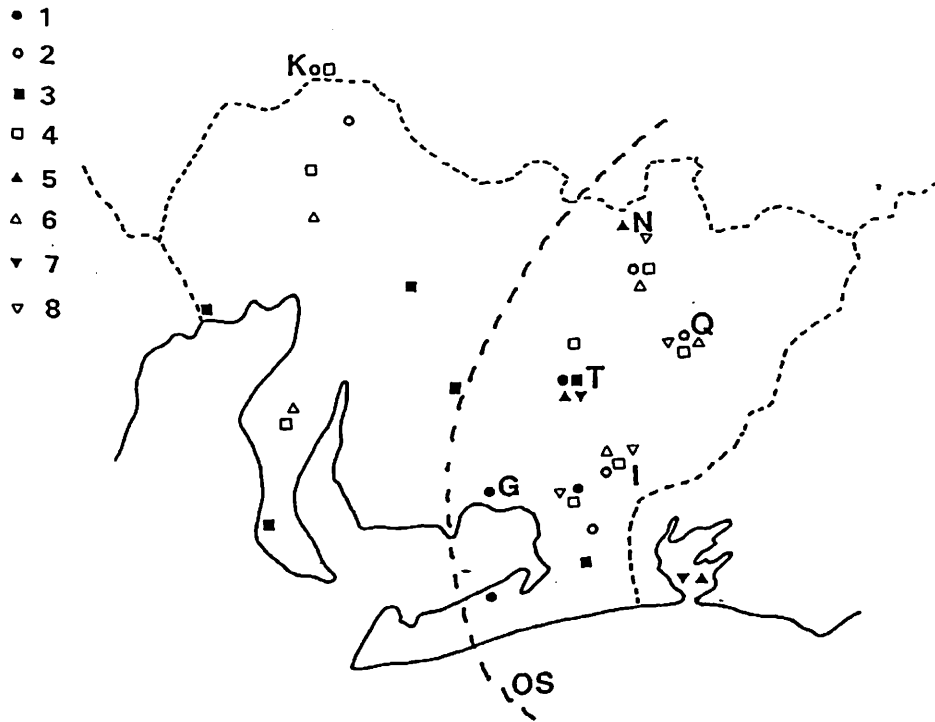


図2 愛知県の広域テフラの分布図

1：始良 Tn 火山灰, 2：土壤中の始良 Tn 火山灰, 3：鬼界アカホヤ火山灰, 4：土壤中の鬼界アカホヤ火山灰, 5：赤城カワゴ平火山灰, 6：土壤中の赤城カワゴ平火山灰, 7：大沢スコリア, 8：土壤中の大沢スコリア, OS：大沢スコリアの推定降灰域, K：各務原, N：稲武町中村遺跡, Q：鞍掛山西, T：作手村古大野原湿原, I：三河一宮, G：蒲郡.

### Ⅲ. 分布タイプ別の黒ボク土の産状

各タイプの黒ボク土を、愛知県内各所から選び、露頭観察、サンプリング、記載を行ってきた。その概略を述べる。各地のおよその位置は、図2に示した。

#### (1) 山地に分布するタイプ (図2のQ)

##### ① 鞍掛山西

黒ボク土は鞍掛山山頂からの急斜面を約300m下がった緩斜面に局在する。この緩斜面の下は、鞍掛山を構成している石英安山岩由来の巨礫層が分布する。この巨礫層の基質はルーズであり、石英安山岩の破屑物からなる。巨礫はすべて石英安山岩からなり、その表面は砂状にボロボロになっている。この下には、設楽層群の坪沢累層を主とする地すべり岩体があり、この場所はおよそ地すべり岩体の冠頭部付近に位置する。周辺の平坦面の分布、地質からこの巨礫層が堆積したのは、更新統と推定される。

黒ボク土は厚さ50cmあり、巨礫層との境界はシャープである。観察は浅い凹地などに再堆積したと推定される場所を避けた。その記録の詳細は、沢井ら(1989, 1991)に報告した。関係のある部分を簡単に述べる。腐植酸の相対色度は80以上、熊田法による腐植酸型はAで、ともに典型的な黒ボク土の性質を示した。この黒ボク土を5cmピッチでサンプリングし、含有している砂粒を顕微鏡観察した。この中には、屈折率を異にした3種類の火山ガラス、スコリア、シソ輝石などの火山性物質を多く認めた。火山性物質は、降灰層として認定できるほど濃集した層はなく、黒ボク土層の上端から下端の50cmの間にまんべんなく含まれる。

3種類の火山ガラスは、屈折率などから広域テフラの始良 Tn 火山灰、鬼界アカホヤ火山灰、赤城カワゴ平火山灰のものであることがわかった。スコリアは分布、産状から大沢スコリアと推定される。

#### ② 稲武町中村遺跡 (図2のN)

稲武町稲橋の黒田川右岸に発達する小規模な段丘の上に、中村遺跡がある。段丘を構成するのは、比較的ルーズな花こう岩質砂を主とする砂礫層である。段丘崖付近では、この砂礫層をおおって黒ボク土が厚さ60cm程度で分布する。段丘面上は、宅地、水田になり改変された。この段丘面上にある中村遺跡の調査のさい、黒ボク土の中から線状、あるいはレンズ状に赤城カワゴ平火山灰が発見された(藤根ら, 1993)。黒ボク土の厚さは、地表付近が耕作されはつきりしないが、70cm程度あると推定した。この黒ボク土中からは、今のところ直接的に火山性物質を見つけ出していない。

#### ③ 作手村田ノ口遺跡 (図2のT)

三河準平原面にある山麓傾斜地にこの遺跡が発見されたが、本来は山地の低平な場所全体にひろがっていたと推定されている。この遺跡は、縄文後期以降の複合遺跡とされている(七原, 1989)。黒ボク土は、この遺跡層全体を占めている。黒ボク土の下は、マサ化した花こう岩で黒ボク土との境界は明瞭である。黒ボク土は、約60cmあり、その中には顕微鏡下で赤紫～褐色をした火山ガラスが多く見られる。とくに、地表下50cm程度のところは、この火山ガラスが密集し、鬼界アカホヤ火山灰の降灰層であると推定されている(藤井, 1986)。この降灰層は、眼視できないが、顕微鏡下で推定された。

#### ④ 作手村古大野原湿原 (図2のT)

古大野原湿原は作手村高里周辺にあり、地形的には三河準平原面の南東に位置し、標高500m程度の平坦面上にある。また、古大野原湿原は、この平坦面上にある矢作川水系巴川と豊川水系巴川の谷中分水点に位置する。現在は土地改良のため、湿原はすべて水田化している。黒ボク土は、湿原の周囲に発達する最下位段丘の清岳面(作手団研, 1991)の上、およびその斜面に分布する。湿原堆積物の中にも黒ボク土様の部分があり、黒ボク土が混入ないし、湿原の一部で形成されたと推定されて

いる(大野原湿原研究グループ,1991)。以下、筆者ならびに大野原湿原研究グループの成果をもとに、黒ボク土に関係のある部分を述べる。

清岳面を構成する段丘砂礫層の中に、黄色をした始良火山灰が挟在する。この面上に黒ボク土が発達する。湿原中には、数本のボーリングがおろされ、それらは火山灰、花粉化石、ケイ藻化石、昆虫化石、放射性炭素同位体法による放射年代測定、土壤化学、粘土鉱物などの点から総合的に研究された。火山灰は、始良 Tn 火山灰、ウツリョウ隠岐火山灰、鬼界アカホヤ火山灰、赤城カワゴ平火山灰、大沢スコリアが見い出されている。採取したボーリングサンプルの土壤学的研究、プラントオーバーの研究結果により、鬼界アカホヤ火山灰前後に黒ボク土の混入ないし、湿原内での形成が行われたことがはっきりしている。

## (2) 段丘に分布するタイプ

### ① 三河一宮 (図2のI)

豊川右岸に広く発達する中位段丘の上に黒ボク土が分布する。中位段丘は小坂井礫層で構成され、その礫層は設楽層群の火山岩の礫を大量に含む。この面を構成する地層の年代は、放射性炭素同位体法により $>32600\text{yBP}$  という値が得られている(池田,1974)。また、この面の上には、浅い谷や凹地がある。豊川市八幡町では、谷埋め状の堆積物の中に始良 Tn 火山灰が見い出された(中尾,投稿中)。黒ボク土の厚さは、1 m程度である。火山物質として火山ガラス、スコリア、シソ輝石、カンラン石などがある。とくに、降灰層は認めていない。黒ボク土は広域テフラによる層序からみると、いろいろな火山ガラス、スコリアが量的に差があるものの、全層準から出現し、かなり層序的に攪乱されている。黒ボク土と下位の小坂井礫層との境界は不明瞭である。

### ② 豊川市八幡町 (図2のIの南西)

豊川の中位段丘の浅い谷状の部分に位置する。黒ボク土は耕作土となり、土地改良されたためはっきりしないが、大部分は再堆積性のものと推定した。ここでは、地震による噴砂現象の跡がみられ、黒ボク土の厚さがはっきりしない。露頭では、地表下30cmまでは黒ボク土で、その下は地震による噴砂の砂がある。この下約1 mに始良 Tn 火山灰層が厚さ8 cmで粘土質砂層の中に挟在する。黒ボク土中には、鬼界アカホヤ火山灰由来と推定される紫～褐色の火山ガラス、シソ輝石、無色の火山ガラスが含まれる。耕作により攪乱されたので、降灰層は認めることができない。

### ③ 各務原市 (図2のK)

中位段丘を構成する熱田層に対比された各務原層が、段丘面を作っている。この段丘上の黒ボク土は、場所によって厚さが大きく異なる。段丘の東側、犬山よりのところに黒ボク土はよく発達する。西および、北へいくと欠如することがある。黒ボク土は一般には厚さが30～40cmであるが、厚いところでは270cmに達する。この

ような場所は、段丘面上の凹地か浅い谷の部分と考えられる。黒ボク土の下の地層は、段丘の東方では木曾川泥流堆積物、西方では各務原層である。各務原層と接する場合は、境界がはっきりしているが、木曾川泥流堆積物の場合は不明瞭である。黒ボク土中には、始良 Tn 火山灰、鬼界アカホヤ火山灰に由来する火山ガラスが含まれている。

### (3) 平野に分布するタイプ

#### ① 小牧市三つ淵周辺 (図 2 の K の南西)

三つ淵の東方、小牧市市街地側は最低位段丘の鳥居松面を構成する砂礫が分布する。この面は三つ淵の南、小牧市藤島あたりで濃尾平野の地下へもぐる。この北側にあたる三つ淵周辺が、西に開いた湾入状の低地になり、そこに黒ボク土が分布する。このあたりの最低位段丘の鳥居松面には黒ボク土が少なく、地表には砂礫層が分布する。黒ボク土は、低地の水田の下に厚さ 20~30cm で 2, 3 層分布する。再堆積性の黒ボク土で、かなり粘土分が多く、黒泥状になっている場合もある。黒ボク土中には、火山ガラスが少量含まれる。最低位段丘の鳥居松面には、場所によって局所的に黒ボク土が分布することがある。

## IV. 広域テフラ

東海地方、とくに愛知県に分布する可能性のある更新統後期以降の広域テフラは、5 層認められる。古いほうから順に始良 Tn 火山灰、ウツリヨウ隠岐火山灰、鬼界アカホヤ火山灰、赤城カワゴ平火山灰、大沢スコリアである。これらは、すべて作手村古大野原湿原で見い出された。降灰層が地層の中に挟在するケースも多いが、黒ボク土中にも、これらの広域テフラ由来の火山ガラスなどが存在する。次に、現在確認されている愛知県下の広域テフラの分布(図 2)をもとに特徴をまとめる。ウツリヨウ隠岐火山灰は、火山ガラスが確認されていないので、今回の論議から除く。

#### ① 始良 Tn 火山灰

このテフラの噴出源は、始良カルデラであり、その位置は鹿児島湾北部である。そのカルデラの直径は 20km である。火山ガラスの屈折率は  $n = 1.498 - 1.501$  (モード 1.499 - 1.500) できわめて狭い範囲を占める。噴出年代は、数多く放射性炭素同位体法によって測定されたが、精密な値はまだ決まっていない。ここでは 22000 年前としておく。町田ら (1992) の始良 Tn 火山灰の等層厚線図によると東海地方では 20cm となる。渥美半島、作手村、蒲郡市、豊川市などで発見された始良 Tn 火山灰の層厚は、8~20cm である。黒ボク土中ではほとんどの場合、始良 Tn 火山灰の火山ガラスを見い出せる。このことは、愛知県全域まんべんなく降灰したと結論づけら

れる。

## ② 鬼界アカホヤ火山灰

この火山灰の供給源の鬼界カルデラは、外輪山の一部として竹島と硫黄島を残して、浅海底に沈んでいる。火山ガラスの屈折率は $n=1.508-1.516$ と広いレンジをもつ。火山ガラスは、バブル型が多く、比較的薄手で淡褐色を帯びるものがある。噴出年代は、数多くの放射性炭素同位体法によって測定され、比較的よい集中を示し6300yBPとみなされている。町田ら(1992)の鬼界アカホヤ火山灰の等層厚線図によると東海地方では20cm以下となる。木曾川河口、知多半島の先刈貝塚、刈谷市小堤西池、西尾市岡島遺跡(吉野ら,1994)、作手村古大野原湿原などで鬼界アカホヤ火山灰層が発見された。作手村の場合、最大層厚は10cmである。黒ボク土中では始良Tn火山灰同様、ほとんどの場所で火山ガラスを見い出せる。また、知多半島にある湿地の下でも火山ガラスを発見した(青山,1994)。始良Tn火山灰同様、東海地域全域に降灰したといえる。

## ③ 赤城カワゴ平火山灰

この火山灰の供給源は、伊豆半島の赤城山カワゴ平火口である。火山ガラスの屈折率 $n=1.493-1.503$ である。噴火年代は、2800~2900年前とされている。この火山灰は、特異な分布をする。日本列島では偏西風によって火山灰は東へ広がるのが一般的だが、赤城カワゴ平火山灰は、逆に伊豆半島から西へ広がる。200km離れた近畿地方の比良山地でも確認された(西田ら,1993)。静岡県では西は浜名湖まで確認されている。愛知県では、作手村(沢井,1991)、稲武町(藤根ら,1994)で発見された。稲武町では、層厚は最大2cmである。

また、この火山灰によく性質が似ている松河戸火山灰(森ら,1990)は、愛知県の縄文遺跡などで広く見い出した。西田ら(1993)によると、松河戸火山灰は赤城カワゴ平火山灰と同じ火山灰の可能性が高いとしている。もしそうならば、愛知県全域に赤城カワゴ平火山灰が降灰したことになる。黒ボク土中には、三河準平原面上の平坦面などで火山ガラスを見い出した。知多半島の湿地の地下(青山,1994)、濃尾平野でも見い出した。赤城カワゴ平火山灰も、愛知県をはじめ東海地域に広く降灰したといえる。

## ④ 大沢スコリア

このスコリアの供給源は富士山である。球形の発泡度の低いスコリアと岩片からなる。噴火年代は2500~2800年前とされている。富士山のスコリアの中では、変わった降灰域を持つ。赤城カワゴ平火山灰と同じように、西へ広がった分布を示す。浜名湖までは、降灰層として確認されている(池谷,1993)が、愛知県内では眼視できる降灰層は確認されていない。作手村古大野原湿原の堆積物中に、顕微鏡下で見



い出した。黒ボク土中には、三河一宮の中位段丘、鞍掛山西(沢井ら,1994)などで発見した。大沢スコリアは、西三河、尾張では見い出していないので東三河までが降灰域と推定できる。

## V. 討論

### (1) 黒ボク土の形成時期

始良 Tn 火山灰に由来する火山ガラスは、黒ボク土中にごく普通に認められる。このことから直ちに黒ボク土は、始良 Tn 火山灰の降灰直後から形成されたとは言えない。愛知県下で発見された多くの始良 Tn 火山灰は、黒ボク土中に挟在するのではなく、黒ボク土の下にある地層の中に挟在する。したがって、愛知県下の黒ボク土の形成は、始良 Tn 火山灰降灰以後、時間をおいてからと考えられる。

古大野原湿原堆積物の土壌化学的調査によると、鬼界アカホヤ火山灰降灰層のすぐ下あたりからその上にかけて、腐植酸の色が典型的な黒ボク土の腐植酸の色に匹敵するほど黒みが強く、アルコール沈殿腐植酸の全腐植酸に対する割合が高いことが指摘され、黒ボク土の混入が推定されている(新井,1989)。この層準では、花粉分析結果からとネザサのプラントオパールが多いことから、湿原が乾燥して黒ボク土が形成した可能性も指摘されている(大野原湿原研究会,1991)。いずれにしても鬼界アカホヤ火山灰降灰直前あたりから、黒ボク土の形成が行われたことを示す。黒ボク土は人為的な焼き畑、焼き狩りなどによって、森林がイネ科植物の繁茂する草地に変わり、形成されたとも言われている(阪口,1987)。大野原湿原堆積物中では、鬼界アカホヤ火山灰降灰層準前後から、炭が大量にでてくる。このことは、人為的に草地に変わった事を示すのかもしれない。また、始良 Tn 火山灰の降灰以後しばらくの間は、黒ボク土の存在を示す土壌化学的、地質学的証拠はみられない。

稲武町の中村遺跡で発見された赤城カワゴ平火山灰は、黒ボク土に挟在し、この火山灰の降灰以前から黒ボク土の形成は行われたことを示している。

上記のように広域テフラを利用して黒ボク土の形成時代を検討した結果、愛知県の黒ボク土は鬼界アカホヤ火山灰降灰直前ころから形成が始まったと推定できる。鬼界アカホヤ火山灰の降灰年代は、6300yBP と言われているので、愛知県下の黒ボク土形成は約6300年前となる。赤城カワゴ平火山灰が降灰した時(2800~2900年前)、およびそれ以降にも黒ボク土が形成されていたので、かなりの長期間黒ボク土形成が続いたと考えられる。

### (2) 黒ボク土の母材

加藤(1988)は、東海地方の黒ボク土の細砂鉱物組成を調査し、それが非火山源鉱物を主としていること、火山源物質の多少に関係なく黒ボク土が形成されていることを証拠の一つとして、非火山灰起源説を提出している。また、土壌化学的にもア

ロフェン、火山灰母材を介入しなくても黒ボク土の腐植の集積が起きることを明らかにしている。黒ボク土の母材となった非火山源鉱物は、河川の砂などからの風成堆積物としている。

土壌化学的な論議は別にして、地質学的、火山灰層序的に黒ボク土の母材を検討する。黒ボク土形成時期が鬼界アカホヤ火山灰降灰前後と推定したので、この火山灰も黒ボク土の母材となった可能性は極めて高い。黒ボク土中からは、始良 Tn 火山灰をはじめいろいろな火山灰由来の火山ガラスが、ごく普通に見い出せる。

東海地方、とくに愛知県では始良 Tn 火山灰は、推定されている層厚からも 20cm 程度の厚さがある。地層中に埋積されたことによる圧縮を考慮すると、実際にはこの倍程度の降灰が予想できる。これらが地表を覆った場合、平坦面をもった場所では残存しやすいと想像できる。さらに、鬼界アカホヤ火山灰の場合も、20cm 程度の降灰が予想される。黒ボク土形成期より始良 Tn 火山灰の降灰時期はかなり古いが、平坦面上の残存を考慮すれば黒ボク土の母材となるには十分な層厚と想像できる。これに加えて鬼界アカホヤ火山灰の降灰を考えれば、黒ボク土の母材として火山性物質を推定するのは自然ではないだろうか。赤城カワゴ平火山灰、大沢スコリアは量的に少ないので、それほどの影響は与えていないと考えられる。

### (3) 黒ボク土の中の火山ガラスはなぜ少ないか

東海地方、とりわけ愛知県の黒ボク土の母材を火山源にもとめる場合の問題点は、黒ボク土中の細砂鉱物組成で、火山源粒子の割合が少ないことである。愛知県下の黒ボク土中の火山ガラスは 10% 以下のところが多い(加藤, 1970)。一方、加藤(1987)は東海地方の黒ボク土中の植物珪酸体の量が 16% に達することを明らかにしている。母材として火山灰を考えれば、とうぜん黒ボク土中に火山ガラスが多く含まれるはずである。

火山ガラスは風化作用に比較的弱く、条件がそろえば簡単に粘土化する。稲武町中村遺跡では、赤城カワゴ平火山灰層の火山ガラスは粘土化してあまり残っていない。残っているものの中には、新鮮な火山ガラスもある。2800~2900年前の火山ガラスがこのように風化分解することから、それより古い始良 Tn 火山灰、鬼界アカホヤ火山灰の火山ガラスも条件しだいで、とうぜん風化分解することが予想される。また、黒ボク土はやや湿った条件のところでは形成されるので、その中には有殻アメーバなどの原生動物をはじめとする多くの微生物が生活していると予想される。これらの微生物が分解などに関係していることも考えられる。

黒ボク土は、ササ、ススキなどのイネ科植物がないと形成されにくいとされている。このことは多くの黒ボク土中からイネ科植物珪酸体が大量に見い出されることから裏付けられる。

一つの見方として土壌中の珪酸をイネ科植物が吸収したと考えられないか。火山

ガラスが生物利用可能な珪酸体となり、それをイネ科植物が吸収して植物珪酸体(プラントオパール)の生成に利用する。生物利用可能珪酸体を生成するには、化学的風化作用だけでなく、土壤中の微生物の関与も考えなければいけない。この仮説が正しければ、黒ボク土の母材の中の火山性物質が使われたため、それが現在の黒ボク土中に少ないことをうまく説明できる。

#### (4) イネ科植物と黒ボク土

イネ科植物の植物珪酸体生産量と火山ガラスとの関係を議論する。m<sup>2</sup>あたりの火山ガラス中の二酸化珪素量は次のように推定した。火山ガラス主体の火山灰降灰が20cmあり、密度は1.1g/ccとし、降灰した火山ガラスの化学組成は二酸化珪素量72%とする。この場合、m<sup>2</sup>あたりの二酸化珪素量は、158.4kgとなる。一方、高橋(1987)はイネの珪酸吸収量の解析により、イネ地上部の珪酸吸収量は、10aあたり95kg、うち土壌由来が65kgで灌漑用水から30kgが由来したと計算した。イネの珪酸吸収量を植物珪酸体生成量とすれば、植物珪酸体生成量は年、m<sup>2</sup>あたり0.95kgである。黒ボク土の場合は、用水による可給体二酸化珪素が供給されないので、すべて土壤中でまかなわなければいけない。これをまともに当てはめれば、20cmの降灰により供給される二酸化珪素量は170年たらずのうちに消費されてしまう。イネは大量に二酸化珪素を吸収することがよくわかる。

黒ボク土は風成による砂が母材だとすると、可給体二酸化珪素は砂を構成する石英、長石、雲母などが化学的に分解し供給されたと推定できる。造岩鉱物の化学的風化作用の速度は実験的に求められている(中島,1994)。球状の1mmの粒子が分解されるのに必要な年数は、25℃、1気圧、pH5の水溶液中という条件下で、灰長石：211年、かんらん石：2300年、曹長石：8万年、正長石：52万年、雲母：270万年、石英：3400万年である。愛知県周辺の地質体から供給される主な鉱物は、正長石ないし曹長石成分に富む斜長石、石英がほとんどである。これらの鉱物は、1mmの粒子が分解するのに万年単位の長さである。したがって、黒ボク土中に大量に存在する植物珪酸体に珪酸を供給した二酸化珪素は、石英、長石などの砂粒だけでなく、他の要因を考えたほうがよい。

黒ボク土を成熟させたススキは、1年間の珪酸吸収量はm<sup>2</sup>あたり約0.3kgである(高橋,1987)。それがすべて植物珪酸体になるとし、大部分は成育場所でそのまま枯死し、ススキの茎葉中に生成した植物珪酸体が再び土壌へ返されるとする。その内、10%が毎年生態系の中で失われていくとすると、降灰20cm厚の火山灰から供給さるとして計算した二酸化珪素量の158.4kgは、5280年ですべて消費することになる。鬼界アカホヤ火山灰降灰から約6300年を経過している現在、黒ボク土中に火山ガラスがほとんどなくても十分に説明がつく。

状況証拠から、黒ボク土の母材は火山性物質が大いに関係しているといえる。問

題点としては、黒ボク土は二酸化珪素が溶脱しやすいとされている場であり、そこで火山ガラスがどのように化学的分解して可給体珪酸となり、効率良く植物体に吸収されていくかという点である。土壤化学的な面からの研究に加え土壤中の多くの微生物の活動の影響を考慮した研究も重要である。黒ボク土壌は土壤化学的、地質層序的に研究がされてきたが、生物の生活の場として各生物の生活史、生態系としての視点でもう一度検討すべきであろう。今後は、直接的証拠を示すために黒ボク土中の微生物の生活環、火山ガラスの風化分解、土壤化学的研究を進めなければいけない。

最近、雁澤(1994)によって中国黄土由来の広域風成塵堆積物が、西南北海道～東北地方北部に広く認められた。これらの堆積速度は4万～10万年前が $0.5\text{ g/cm}^2/1000$ 年、4万～1.2万年前が $1.1\text{ g/cm}^2/1000$ 年である。黄土は、現在の東海地方でも春先などに黄砂現象が起きるように、風成塵として地質時代から飛来していたと考えられる。当然これらも、黒ボク土の母材の一部として位置づけられるだろう。しかし、量的には少ないと考えられる。

## VI. まとめ

今回の研究で以下のことがわかった。

- ① 東海地方、とくに愛知県を中心にして黒ボク土の分布を、地形・地質の観点から3タイプに区分した。
  - (1) 山地に分布するタイプ
  - (2) 段丘に分布するタイプ
  - (3) 平野に分布するタイプ
- ② 黒ボク土中には、広域テフラ由来の火山物質が一般的に認められる。
- ③ 黒ボク土中の火山ガラス、スコリアは、始良 Tn 火山灰、鬼界アカホヤ火山灰、赤城カワゴ平火山灰、大沢スコリアである。
- ④ 大沢スコリアは、東三河までが降灰域である(図2)。
- ⑤ 東海地方、とくに愛知県の黒ボク土の形成時期は、鬼界アカホヤ火山灰降灰直前あたりからである。赤城カワゴ平火山灰降灰前後でも黒ボク土が形成された。したがって約6300年前から現在まで行われていると考えられる。
- ⑥ 黒ボク土の母材として、広域テフラに由来する火山性物質が大いに関与していると推定できる。

## VII. 謝辞

本論文の作成にあたり、農林水産省農業環境技術研究所の新井重光氏には文献の紹介をはじめ、いろいろと御教示していただいた。愛知県立瑞陵高校の藤井登美夫氏をはじめとする大野原湿原研究会の方々には、研究発表会の折りなどに討論をは

じめ、いろいろと御教示していただいた。稲武町教育委員会の方々には、中村遺跡の調査にさいし、便宜をはかっていただいた。大府市立大府中学の吉村暁夫氏には、三河一宮、稲武町の黒ボク土サンプル採取にはお世話になった。記して、深く謝意を表します。

また、財団法人石田財団から、平成5年度研究助成金をいただいて本研究を行った。本論文は、その報告書にもとづいてさらに書き加えたものである。

## Ⅷ. 引用文献

- 青山 誠 (1994) 湿地の地下は？. 環境, 69: 11~12. 環境創造センター
- 新井重光 (1989) 大野原泥炭腐植酸の光学的性質と分画. 大野原湿原研究会報告集 I: 53~54, 作手村教育委員会
- 新井重光・大島俊文・熊田恭一 (1984) 愛知県東部の林野土壌の火山ガラス. ペドロジスト, 28: 20~29
- 池田芳雄 (1974) 豊川流域の第四系と<sup>14</sup>C年代. 地球科学, 28: 47~48
- 池谷仙之 (1993) 浜名湖. アーバンクボタ, 32: 48~55
- 藤井登美夫 (1986) 田ノ口遺跡の火山灰. 田ノ口遺跡調査概報, 作手村教育委員会
- 藤根 久・菱田 量・新山雅広・鈴木 茂・吉川純子 (1994) 稲武町中村遺跡調査報告書
- 雁澤好博・柳井清治・八幡正弘・溝田智俊 (1994) 西南北海道一東北地方北部に広がる後期更新世の広域風成塵堆積物. 地質学雑誌, 100: 951~965
- 細野 衛・佐瀬 隆・青木潔行・木村 準 (1994) 示標テフラによる黒ボク土の生成開始時期の推定—十和田火山テフラ分布域蔦沼地区を例として—. 地球科学, 48: 447~486
- 貝塚爽平・木曾敏行・町田 貞・太田陽子・吉川虎雄 (1964) 木曾川・矢作川流域の地形発達. 地理学評論, 37: 89~102
- 加藤芳朗 (1970) 東海地方の「黒ボク」土壌の分布・断面形態・母材についての考察. 日本土壤肥科学雑誌, 41: 89~94
- 加藤芳朗 (1988) 地学・土壌・考古環境の研究. 加藤芳朗先生退官記念自薦論文集: 23~104
- 木村一郎・荒巻敏夫・大沢正吾・池田芳雄 (1981) 豊川中流および下流の段丘と更新統. 愛知教育大研究報告, 30 (自然科学): 221~232
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会
- 森 勇一・伊東隆彦・宮田英嗣 (1990) 愛知県町田・松河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: 17~22
- 中島 悟 (1994) 地球色変化. 194p, 近未来社, 名古屋

- 七原恵史 (1989) 作手村の遺跡分布. 大野原湿原研究会報告集 I : 64~72, 作手村教育委員会
- 西田史朗・高橋 豊・竹村恵二・石田志朗・前田保夫 (1993) 近畿地方へ東から飛んできた縄文時代後・晩期火山灰層の発見. 第四紀研究, 32 : 129~138.
- 大野原湿原研究会 (1991) 大野原湿原研究会報告集 II : 98~106, 作手村教育委員会.
- 阪口 豊 (1987) 黒ボク土文化. 科学, 57 : 352~361,
- 沢井 誠 (1991) 大野原湿原堆積物中に新たに見出した広域テフラ. 大野原湿原研究会報告集 II : 34~41, 作手村教育委員会
- 沢井 誠・新井重光・渡辺栄次・大羽 裕・筒木 潔 (1989) 鞍掛山の黒ボク土. 大野原湿原研究会報告集 I : 61~63, 作手村教育委員会
- 沢井 誠・新井房夫・新井重光・渡辺栄次・大羽 裕・筒木 潔 (1989) 鞍掛山の黒ボク土中の鉱物. 大野原湿原研究会報告集 II : 77~79, 作手村教育委員会
- 高橋英一 (1987) ケイ酸植物と石灰植物 : 41~49, 農山漁村文化協会
- 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. 大野原湿原研究会報告集 II : 80~97, 作手村教育委員会
- 吉野道彦・楯 真美子・萬谷さつき (1993) 岡島遺跡における花粉化石. 愛知県埋蔵文化財センター調査報告書, 第43集, 岡島遺跡別刷 : 133~140

# 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\*<sup>1</sup>・西田 史朗\*<sup>2</sup>

## I はじめに

古大野原湿原堆積物中には、始良-Tn 火山灰(AT), 隠岐-ウツリヨウ島火山灰(U-Okii), 鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)の広域テフラがみいだされ, それらの広域テフラは, 作手団体研究グループら(1989)により屈折率測定などの方法で同定されている。また, 沢井(1991)は, 火山ガラスの形態的特徴, 鉱物組成に加え, <sup>14</sup>C年代値, 埋積速度などから, 8811A および8811B コアの中に天城カワゴ平火山灰(Kg)の存在を指摘した。その後, 沢井・古澤(1993)は, 温度変化型屈折率測定装置“MAIOT”(古澤, 1992)により, 火山ガラス, 斜方輝石の屈折率を測定して天城カワゴ平火山灰(Kg)を確認した。

天城カワゴ平火山灰(Kg)は, その分布が給源の伊豆半島天城火山から西方に広がる。一般に日本の広域テフラは偏西風にのり, 給源から東方に広がる分布を示す。天城カワゴ平火山灰(Kg)は, その逆のパターンになる特異な分布をする。西田ら(1993)は, このテフラが近畿地方まで分布することを, 火山ガラスの主要元素組成と屈折率測定結果から明らかにした。しかし, このテフラ分布域の中間に位置する愛知県については, 試料分析がなく空白地域であった。そこで, 沢井・古澤(1993)が古大野原湿原堆積物中の天城カワゴ平火山灰(Kg)に対比したのと同じ試料を, 西田(1991)の方法でエネルギー分散型マイクロアナライザー(EDX)により火山ガラスの主要元素組成を測定した。その結果, 化学組成からも, この火山灰は天城カワゴ平火山灰(Kg)と対比できたので報告する。

## II 試料

今回の測定に供した試料は, 沢井(1991)の記載にあった8811B コアの火山ガラス多産部分で, 天城カワゴ平火山灰(Kg)の降灰層準と考えている部分である。この火山ガラス, 斜方輝石については, 沢井・古澤(1993)が屈折率を測定し, 天城カワゴ平火山灰(Kg)と同定した。試料コア, 試料採取法, コア記載については, 藤井ら(1991)に報告してある。この試料は, 地表下, 55~60cmの部分である。火山ガラスは長径が120 $\mu$ m程度であり, ほとんどがバミス型である。随伴鉱物としては, 角閃石, 斜方輝石があり, それぞれ長径は25 $\mu$ m, 30 $\mu$ m程度である。

なお, コア中の降灰層準は, 肉眼では識別し難く, 5 cmピッチでサンプリングし

\* 1 愛知県立犬山高等学校

\* 2 奈良教育大学地学教室

た試料をもとに、特定している。このため、構成鉱物中には、火山灰起源以外の鉱物の混入も十分に考えられる。しかし、今回は火山ガラスのみを対象としたので、混入は考えなくてもよい。

### Ⅲ 火山ガラスの化学組成測定方法

西田(1991)は、火山ガラスの化学組成による火山灰の同定についてEDXで、Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Feの8主要元素を定量分析し、それらの統計的な組成比から同定する方法を提案した。この方法は、機器分析と数値処理を中心に進めることができるので、分析の個人差が小さく、試料の前処理法・分析条件・計算方法を定式化すると迅速に安定した結果を出すことができる。また、素性のはっきりした火山灰について、単層内の火山ガラスの化学組成層序を予め確認して、標準資料をたくわえ、VAIS (Volcanic Ash Identification System の略)方式(西田, 1991)により、火山ガラスの化学組成から火山灰が同定できる。

今回の試料の調整、測定方法は西田(1991)に従って行った。測定した火山ガラスは20個である。

### Ⅳ 測定結果

測定結果は、表1, 2に示した。保存の良いきれいな火山ガラスのため、EDX測定値の分布もよく信頼度の高い結果となった。20個の火山ガラス組成の平均値を上行に示した。Feは、total FeをFeOとして計算した。H<sub>2</sub>Oを除いて8元素の酸化物重量%で示した。下行は、測定値の標準偏差である。

VAIS方式で引いてきた天城カワゴ平火山灰(Kg)は、静岡県田方郡中伊豆町皮子平、同町筏場のカワゴ平軽石、曾根沼火山灰(彦根市曾根沼)などである。

表1 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

	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO	FeO
平均値	2.44	0.47	9.53	80.22	2.63	2.32	0.21	2.19
標準偏差	0.35	0.25	0.19	0.58	0.12	0.19	0.04	0.21

### Ⅴ 考察

沢井(1991)では、火山ガラスの形態的特徴、鉱物組成、<sup>14</sup>C年代、埋積速度などから、沢井・古澤(1993)で火山ガラス、斜方輝石の屈折率測定結果から、8811Bコア中の深度55~60cm部分を天城カワゴ平火山灰(Kg)層準と対比した。今回の分析結果は、この対比をさらに強く支持する。化学組成からみても、火山ガラスはタイプのカワゴ平軽石のものとよい一致をする。各地の天城カワゴ平(Kg)と同定され



表2 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測定値  
(測定数: 20)

ID: AICHI SAMPLE: ON SMP/55CM  
DATE: 94/02/08 10:28:51 DISKET: EDX RAW #10  
RECORD NO. 1811~1830 N=20

	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	FeO
Minimum	1.560	0.010	9.170	79.500	2.470	2.040	0.150	1.830
Maximum	2.880	0.840	9.950	82.180	2.970	2.610	0.320	2.560
Range	1.320	0.830	0.780	2.680	0.500	0.570	0.170	0.730
Mean	2.443	0.465	9.526	80.224	2.625	2.316	0.209	2.192
Sum of sqs.	2.486	1.292	0.685	6.612	0.278	0.728	0.027	0.848
Variance	0.124	0.065	0.034	0.331	0.014	0.036	0.001	0.042
Std. dev.	0.353	0.254	0.185	0.575	0.118	0.191	0.037	0.206

た火山ガラスの化学組成を表3に示す。

西田ら(1993)は、天城カワゴ平火山灰(Kg)が給源から西方に分布することを明らかにした。この中の空白地域の愛知県でも、今回の測定で確認されたことから、西田ら(1993)の天城カワゴ平火山灰(Kg)の分布をさらに強く支持する結果となった。また、西田ら(1993)が指摘しているように、愛知県下の縄文時代、後、晩期の遺跡から多く発見されている森ら(1990)の松河戸火山灰が、天城カワゴ平火山灰(Kg)に対比されると、愛知県下に広く天城カワゴ平火山灰(Kg)が降灰したことになる。

表3 各地の天城カワゴ平火山灰(Kg)と同定される火山ガラスの化学組成

	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	FeO
N3181	2.44	0.47	9.53	80.22	2.63	2.32	0.21	2.19
N0430	2.18	0.69	10.32	80.29	2.29	2.13	0.19	1.92
N1860	2.48	0.45	10.61	79.96	2.39	2.04	0.19	1.89
N0722	2.45	1.13	10.23	79.71	2.29	2.15	0.19	1.86
N0825	2.30	0.87	10.65	79.47	2.32	1.90	0.20	2.29
N2297	2.09	0.78	10.38	80.10	2.34	2.11	0.19	2.07

N3181: 愛知県南設楽郡作手村, 大野原湿原 Br/55cm

N0430: 彦根市曾根沼, 曾根沼 BR/275-300CM

N1860: 静岡県田方郡中伊豆町皮子平, TYPE カワゴ平軽石

N0722: 大津市葛川阪下町小女郎ヶ池湿原, BR. 170CM

N0825: 福井県三方郡三方町鳥浜貝塚, 鳥浜 BR/VI-6

N2297: 大垣市荒川・終末下水処理場

## VI 引用文献

- 藤井登美夫・大野原湿原研究グループ (1991) 大野原湿原堆積物の野外調査結果 (1987~1990). 大野原湿原研究報告集Ⅱ：1-7, 作手村教育委員会
- 古澤 明 (1992) 火山ガラスの屈折率および形状が示すテフラの特徴—温度変化型屈折率測定装置「MAIOT」、および微分干渉顕微鏡による再検討—. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨：221
- 森 勇一・伊東隆彦・宮田英嗣 (1990) 愛知県町田・松河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)：17-23
- 西田史朗 (1991) 火山ガラスの化学組成による火山灰の同定—分析と同定の方法—. 月刊地球, 13(3)：174-185
- 西田史朗・高橋 豊・竹村恵二・石田志朗・前田保夫 (1993) 近畿地方へ飛んできた縄文時代後・晩期火山灰層の発見. 第四紀研究, 32(3)：129-138
- 沢井 誠 (1991) 大野原湿原堆積物中に新たに見いだされた広域テラフ. 大野原湿原研究会報告集Ⅱ：34-41, 作手村教育委員会
- 沢井 誠・古澤 明 (1993) 古大野原湿原堆積物中の天城カワゴ平火山灰(Kg)の屈折率. 大野原湿原研究会報告集Ⅲ：30-32, 作手村教育委員会
- 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：1-13, 作手村教育委員会

## 作手村田原の礫岩脈

吉村 暁夫\*1

### I はじめに

礫岩脈や砂岩脈などの碎屑性岩脈は、その形成時に壁岩を覆っていた地層が推定できるばかりでなく、形成時の造構運動も推定できる。

愛知県内の碎屑性岩脈は、知多半島南部の中新世師崎層群に発達する砂岩脈(林, 1957), 西加茂郡藤岡町で花崗岩に貫入する礫岩脈(中山・中根, 1989), 額田郡額田町の三河珪石鉱山の珪質片岩に貫入している礫岩脈(仲井ほか, 1985), (森山・船木, 1989)などの報告がある。

筆者は愛知教育大学卒業論文の野外調査中、作手村田原(長ノ山湿原西方)の巴川右岸に礫岩脈を見出し報告した(川嶋, 1980)。この中で、礫岩脈の礫岩は礫岩脈の周囲に分布する礫岩層とは礫種がまったく異なっており、礫岩脈が形成された時期には別の礫岩層が本地域を覆っていた可能性のあることを指摘した。この後、作手団体研究グループ(以下、作手団研と略す)は、高里周辺の礫岩層の調査を行った。作手団研の14年間の調査でも、礫岩脈を形成する礫岩と同様な礫岩は見つかりなかつた。したがって、礫岩脈を形成する礫岩の起源を推定することは、当地域の地質構造発達史の解明の一助になると考えられる。本報告では改めて礫岩脈の記載を行い、礫岩脈を形成する礫岩の起源と岩脈の形成についての考察を行う。なお、現在、礫岩脈の露頭は崖錐に覆われてしまっており、新しい試料を手に入れることはできない。このため、本報告では以前採集した試料をもとに検討を行った。

### II 礫岩脈の記載

#### (1) 位置

礫岩脈は図1で示すように、作手村田原の北北東約1kmの、国道301号より長ノ山湿原に向かう道路から巴川沿いの堤防道路に入り、500mほど進んだ切り割りで観察できた。1980年当時は巴川の河川改修工事が行われており、川岸も堤防上の道路沿いも露頭となっていた。現在、切り割りは放置され、礫岩脈は山側からの崩壊物で埋もれている。また、川岸の法面も崩壊物や植生に覆われ、礫岩脈は観察することができない。

\*1 大府市立大府中学校



図1 礫岩脈の位置図 (国土地理院発行 1/25000 「三河湖」「高里」を利用)

## (2) 周辺の地質

礫岩脈の周辺には領家帯の変成岩類・深成岩類，時代未詳の礫岩，段丘礫層，泥炭・粘土層が分布する。

変成岩類は砂岩，泥岩，チャートなどを源岩とする縞状片麻岩，珪質片岩，泥質片岩，砂質片岩である。深成岩類は，花崗岩と石英閃緑岩が分布する。花崗岩は中粒黒雲母花崗岩と細粒両雲母花崗岩で，仲井（1970）の三都橋花崗岩，武節花崗岩にそれぞれ対応する。石英閃緑岩は，岩波周辺に分布する岩体（川嶋，1980）の一部に対応すると考えられる。

時代未詳の礫岩は，変成岩類・花崗岩類を不整合の関係で覆っている。作手団研（1991）は，この礫岩を作手礫岩と命名し，分布の調査と記載を行った。これによれば作手礫岩は，基盤岩類のチャンネル状のくぼみを埋めたように分布し，巨礫を多く含む淘汰の悪い礫岩である。全体的に目立った構造は見られない。基質は粗粒の花崗岩質砂岩である。礫岩は激しい風化を受けていることが多く，礫は赤色のくさり礫になっていることが多い。礫種は，領家変成岩類，深成岩類などで，ごくまれに流紋岩質溶結凝灰岩が認められる<sup>1)</sup>。礫の形状は，巨礫ではやや角ばったものが多いが，中・小礫は珪質片岩が亜角礫であることを除き，円～亜円礫である。礫径は礫種によって異なっており，領家変成岩類は長径10cm以下，深成岩類では10～30cm程度となっている。このような事実から，作手礫岩は領家変成岩地帯から花崗岩地帯に流入していた，北方からの河川によって堆積させられたものと推定している。さらに礫の構成種に大きな違いはあるものの，分布の仕方から明智礫岩（木宮，1971）に対比した<sup>2)</sup>。

大野原湿原を取り巻くように発達する段丘面上には礫層が分布する（作手団研，1991）。段丘面は3面が区分されているが，いずれも作手礫岩脈の再堆積物，および周辺の基盤岩の風化物から構成されている。いちばん下位の面を構成する花崗岩質の粗粒砂～中粒砂の中に，広域火山灰の一つである始良 Tn 火山灰（AT）が含まれている（作手団研，1991）。

大野原湿原では，低地域に泥炭・粘土層が分布する（作手団研，1991）。

## (3) 礫岩脈の壁岩

礫岩脈の概略スケッチを図2に示す。礫岩脈の壁岩は，北側（図の左側）と南側（図の右側）で異なっている。北側は珪質な縞状片麻岩で，礫岩脈の方向に平行に破碎されている。この破碎された部分は幅15cmで，固結している。破碎物が礫岩脈の中に取り込まれているかどうかははっきりしないが，礫岩は団結していないので，変成岩は礫岩脈の形成以前に破碎されたものと考えられる。南側は縞状片麻岩に貫入した花崗岩質岩である。この岩石は石英，長石，黒雲母の巨晶よりなるペグマタイトで，所々に電気石の結晶も晶出している。

1) 14年間の調査のなかで赤羽根峠の露頭で1個採集されたのみである。

2) 本報告では，明智礫岩と土岐砂礫層は同時異層という考え方で論を進める。

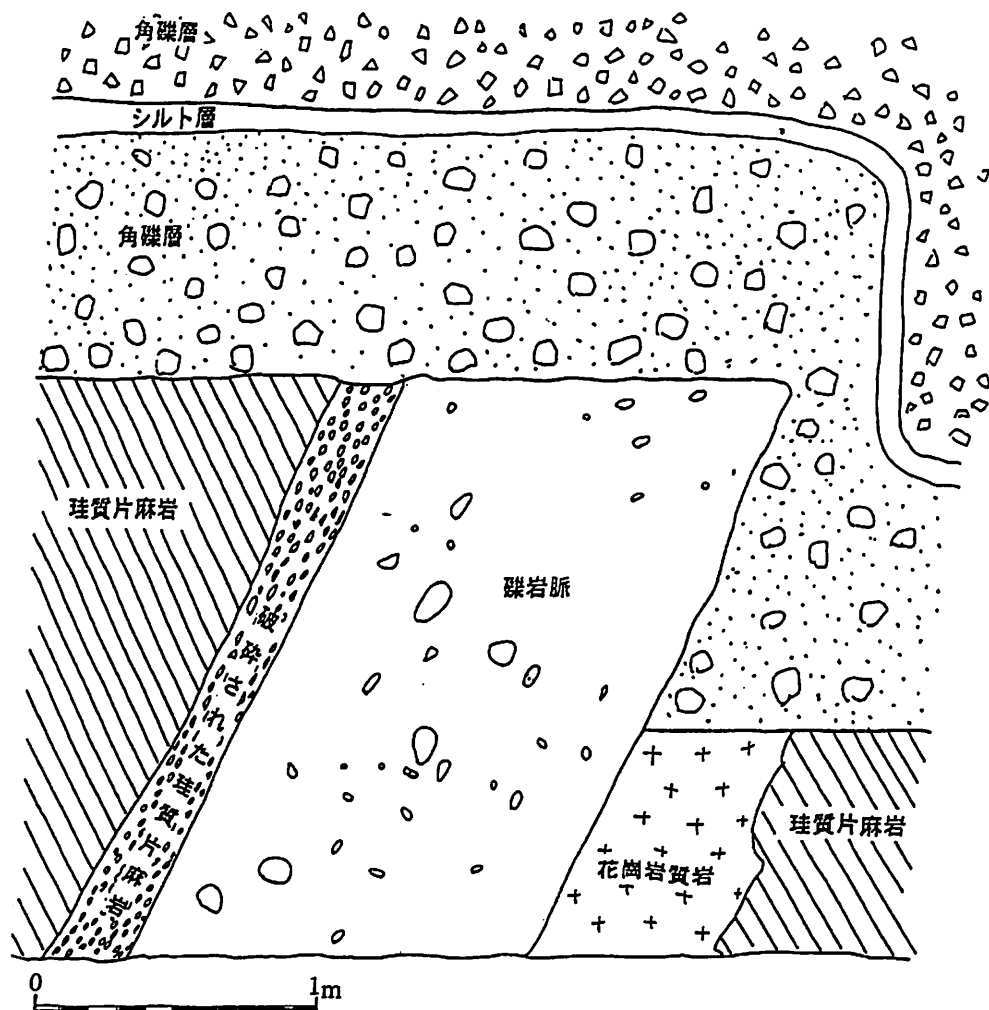


図2 礫岩脈の概略スケッチ (側面図)

(4) 礫岩脈を構成する礫岩

礫岩脈は幅1.3m, 垂直方向に7m確認できる。延長の方向は、N45°W, 北へ75°傾斜している。礫岩脈は中礫を多く含み、ときどき大礫をまじえる礫岩から構成される。径の大きな礫の長軸方向は岩脈の方向に一致することがあるが、小さな礫はこの傾向は認められない。礫は風化し、くさり礫となっているものが多い。基質はオレンジがかった赤色で、粘土分を多く含む淘汰の悪い砂である。礫の割合は10%未満で、礫種は、チャート、砂岩、泥岩、石英斑岩様岩である。礫の薄片を作成し、それぞれを観察した。石英斑岩様岩は、変質が進んでおり顕微鏡でもその組織は確認できない。しかし、石英、斜長石の結晶が見られ、両結晶とも融食型を

しており、濃飛流紋岩の特徴によく似ている。砂岩、泥岩は鏡下で黒雲母が認められ、ホルンフェルス化している。また、きん青石の生じている泥質ホルンフェルスの礫もあり、堆積岩がきん青石の生じるような熱的な変成を受けた地域から配給されたことを示している。礫の形状は、いずれの岩質の礫も、角のとれた円礫がほとんどである。

#### (5) 礫岩脈を覆う礫層

礫岩脈を亜角～角礫で構成される礫層が不整合の関係で覆う。この角礫層は大礫を多く含むが、基質の割合が多いのが特徴である。礫種は、周辺の基盤岩と同様で、主に片麻岩、花崗岩である。基質はややしまった粗粒な砂で、礫岩脈の礫岩の基質よりも暗赤色がかっており、基盤の岩石の碎屑物よりなる。この角礫層は礫岩脈の南側で、見かけの上で壁岩となっており礫岩脈の礫岩と直接する。しかし、礫岩脈には角礫がまったく含まれず、また、角礫層には円礫が含まれていない。また、角礫岩が礫岩脈を直接覆う部分では、礫岩脈を消りこんでいるようには見えない。

この角礫岩層の上には厚さ15cmの黄白色シルト層が重なる。シルト層は礫岩脈の南縁の延長で垂直方向に1.2mほど屈曲している。シルト層の上には中礫よりなる角礫層が重なる。この角礫層は下位の角礫層と礫種はよく似ているが、礫径が小さいこと、礫が角張っていること、基質に粘土分が多いことなどの相違点がある。

### Ⅲ 考察

#### (1) 礫岩脈の礫層の起源

礫岩脈を構成する礫層の特徴は、礫の円磨度が高いこと、濃飛流紋岩、泥質ホルンフェルス、砂質ホルンフェルスなど、作手村の北方に分布地域がある岩石を多く含んでいることである。礫岩脈周辺地域に分布する作手礫岩は、主に領家変成岩、花崗岩類の礫で構成されていて礫岩脈の岩相とは異なっている。礫岩脈の構成礫と類似の礫を含む礫岩・礫層は、仲井ほか(1985)、森山・船木(1989)の額田町三河珪石鉾山内の礫岩脈があげられる。森山・船木(1989)によれば、この礫岩脈を形成する礫岩は濃飛流紋岩、砂岩、粘板岩、チャートの円礫を含んでおり、その層相から東濃地方に広く分布する土岐砂礫層、および三河高原北西部に分布する明智礫岩(木宮, 1971)に対比できるとした。したがって、田原の礫岩脈は三河珪石鉾山の礫岩脈の礫岩に対比でき、土岐砂礫層相当層を考えた。土岐砂礫層と明智礫岩の関係や堆積時期には諸説があるが、同時代の堆積物とすれば、新第三紀鮮新世の後期となる(日本の地質5, 1988)。

#### (2) 作手礫岩の時代について

作手団研(1991)は作手礫岩を三河高位小起伏面上に発達すること、くさり礫を含む礫岩であること、河川による堆積物と推定できることから明智礫岩に対比した。しかし、前述のように、作手礫岩より礫岩脈を形成する礫岩の方が明智礫岩(=土

岐砂礫層とする)によく似ている。ところで、作手礫岩には濃飛流紋岩の礫が含まれないことから、作手礫岩堆積時には、濃飛流紋岩を含むような礫岩が分布していなかったと考えることができる。または、このような砂礫層がすべて削り流されたのちに作手礫岩が堆積したという考え方もできる。しかし、後者のように考えた場合、作手礫岩はかなり新しい時代の堆積物ということになるが、基質のしまり具合から推測すれば、そのように新しい時代の堆積物とは考えにくい。したがって作手礫岩は、土岐砂礫層より古い時代の堆積物であると推定できる。ここでは、作手礫岩を鮮新世以前の堆積物とする。

### (3) 礫岩脈の形成

礫岩脈形成時には当地域に土岐砂礫層相当層が分布していたことが考えられる。しかし、礫岩脈とこれを覆う角礫礫岩層は互いの礫を含まないことから、角礫層堆積時には付近の地表から土岐砂礫層相当層が削り流されてしまっていたと考えられる。角礫岩層は見かけの上では壁岩として礫岩脈と接しているが、角礫層堆積後なんらかの構造運動を受け、その結果直接するようになったと考えられる。また角礫層に重なるシルト層が屈曲しているが、この屈曲と礫岩脈と角礫層が直接するものになった構造運動は同一のものと考えられる。シルト層の上に重なる角礫層は、シルト層を削りこんでいないことから、前述の構造運動を受けていると考えられるが、観察が不十分で詳細は不明である。以上をふまえ礫岩脈の形成について、次のような推定をした。

- ①領家変成岩・花崗岩を基盤に作手礫岩が堆積する。
- ②断層活動があり基盤の高さに変位が生じる。その後、相対的な上昇部が基盤が露出するまで浸食される。
- ③土岐砂礫層相当層が堆積する。
- ④土岐砂礫層相当層が赤色風化を受けた後、礫岩脈が形成される。
- ⑤土岐砂礫層相当層が、礫岩脈を残して、あとはすべて浸食される。
- ⑥角礫層、シルト層が堆積する。
- ⑦礫岩脈の右側の壁にそって垂直方向にずれが生じ、角礫層、シルト層が屈曲した。

## Ⅳ まとめ

1. 作手村田原には、基盤岩の割れ目を充填する礫岩脈が存在する。この礫岩脈は、濃飛流紋岩、堆積岩源ホルンフェルス、チャートなどの半くさりの円礫から成る礫岩で、土岐砂礫層に対比した。また、礫岩脈の形成は少なくとも4回の構造運動があったと推定すると、うまく説明できる。

2. 作手礫岩は、土岐砂礫層堆積以前の堆積物と考えられ、鮮新世以前の堆積物であるといえる。



## 謝辞

本報告をまとめるにあたって愛知教育大学仲井豊教授には、礫の薄片作成にあたっての施設使用の便宜を図っていただいた。作手団研メンバーの沢井誠氏には、薄片の検鏡・写真撮影で適切なお教示をいただいた。また、作手村教育委員会、大野原湿原研究会の方々からはこのような発表の機会をいただいた。以上の方々に厚く感謝する。なお、本研究の一部には文部省平成3年度科学研究費補助金（奨励研究(B)課題番号03916019)を使用した。関係機関にお礼申し上げる。

## 引用文献

- 川嶋暁夫 (1980) 南設楽郡作手村の深成岩類について。愛知教育大学卒業論文
- 木宮一邦 (1971) 三河高原に分布する明智礫岩について。地質雑, 77:365-374
- 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。大野原湿原研究会報告集Ⅱ: 80-97, 作手村教育委員会
- 仲井豊 (1970) 愛知県三河地方の花崗岩類。地球科学, 24:139-145
- 仲井豊・竹内昭次・菅沼剛・太田修司・坂本英二・山本信夫・内田義和 (1985) 「岡崎市の地形・地質の生い立ち」。新編岡崎市史, 自然, 209p
- 中山勝博・中根鉄信 (1989) 愛知県藤岡町で発見された花崗岩中の碎屑性岩脈。地球科学, 43: 98-101
- 日本の地質「中部地方Ⅱ」編集委員会 (1988) 「中部地方Ⅱ」, 310p
- 林唯一 (1957) 知多半島の中新統中の砂岩岩脈。愛知学芸大学研究報告 第六輯 (自然科学): 69-76
- 森山昭雄・舟木伸彦 (1989) 愛知県岡崎周辺の山地地形と地形発達。地理学報告, 68:41-49

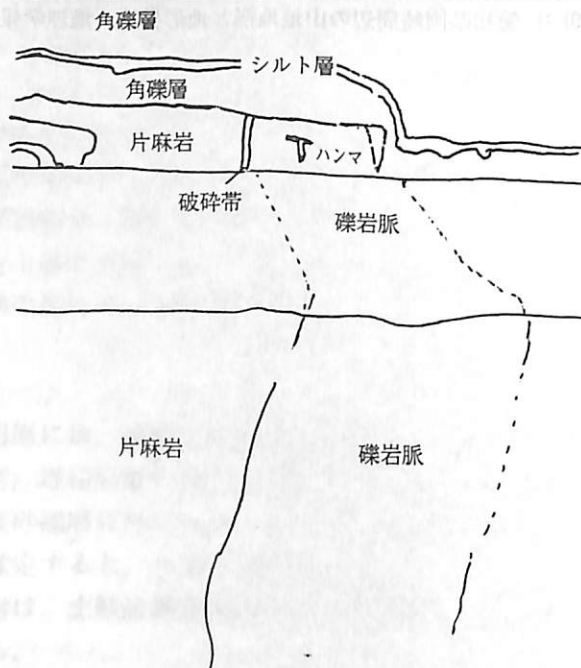


写真1 田原の礫岩脈の全景

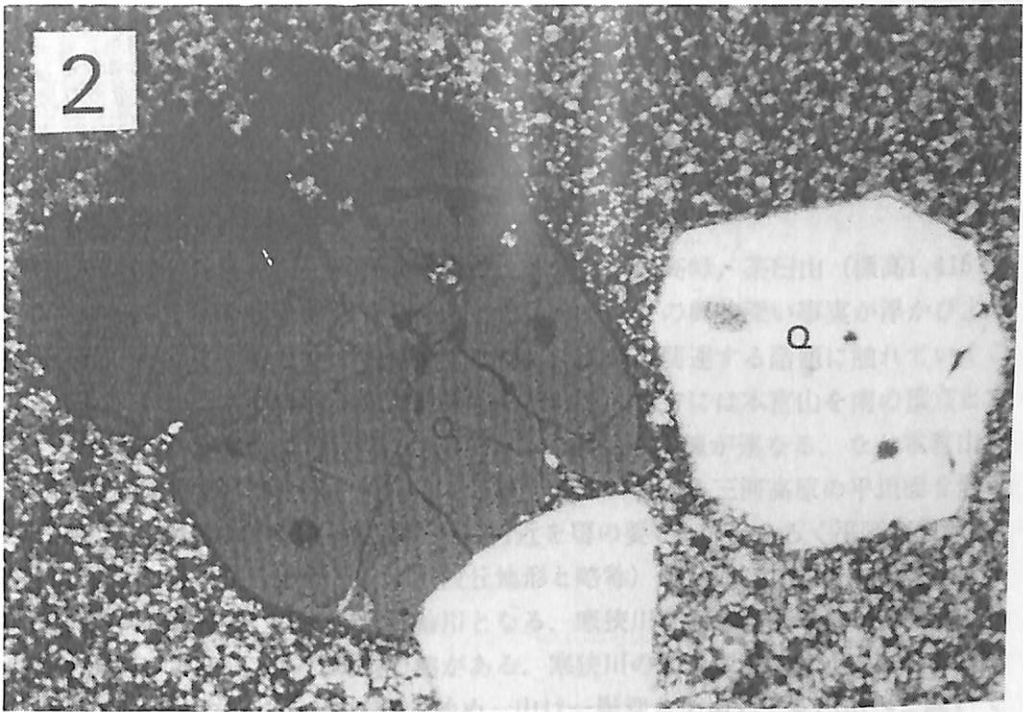


写真2 礫岩脈の礫の偏光顕微鏡写真「濃飛流紋岩」Q：石英  
(写真の長辺が1.3mm. 十字ニコル)

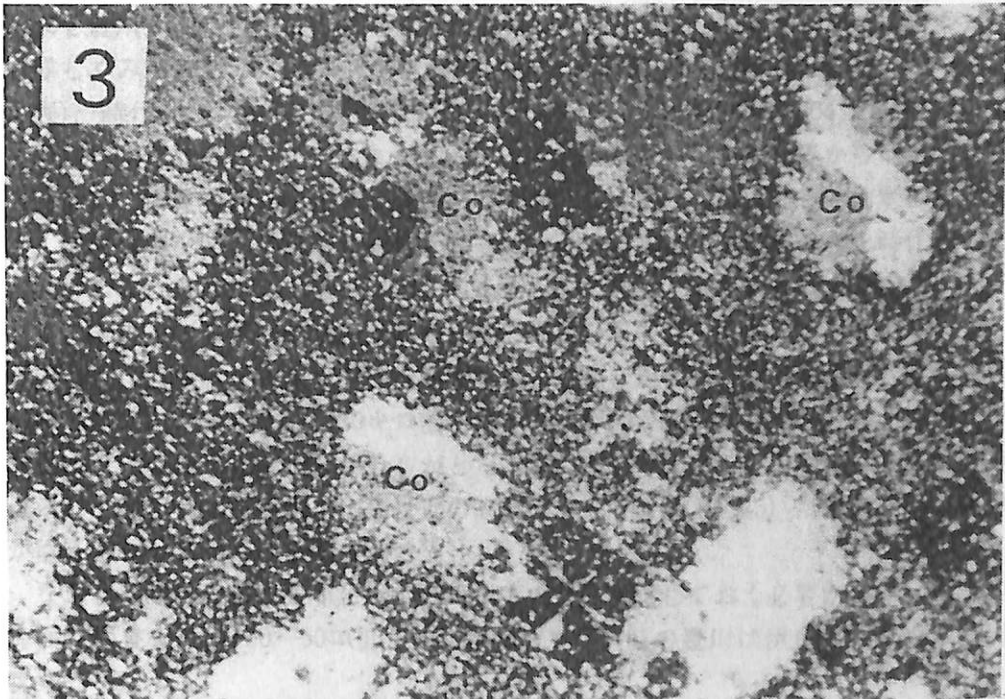


写真3 礫岩脈の礫の偏光顕微鏡写真「堆積岩源ホルンフェルス」Co：キン青石  
(スケールは2と同じ. 十字ニコル)