

## 4-1 地学的特性の基礎的研究（1）

長谷義隆

### 1 はじめに

九州のほぼ中央部、熊本県の東部には、南北25km、東西18kmの世界的に有名な阿蘇カルデラがあり、その中央部には現在も噴気活動が活発な中岳を中心に中央火口丘群が一つの活火山をつくっている（Fig.1-1）。阿蘇カルデラの外側（外輪山）の景観は北と南ではやや異なり、北では海拔800～900mのほぼ一様な高さの稜線が続き、その外側はゆるやかな傾斜で、広大な広がりを見せている。また、カルデラ壁の一部は象ヶ鼻や遠見ヶ鼻と称される地形がカルデラ内側に張り出しており、その間のカルデラ壁は後退して円く引っ込んだ形をなしている。一方、南外輪は俵山をはじめ、高城山や城山などの山地地形が認められ、カルデラ壁は北側に比べ出入の多い不規則な壁となっている。カルデラ内は中央火口丘群により南北2つに分断され、北は阿蘇谷、南は南郷谷と称される。

### 2 地形・地質

#### 2-1 地形

##### 概要

調査地は、阿蘇市阿蘇町小野地内であり、阿蘇カルデラ北側のカルデラ底である阿蘇谷を流下する黒川右岸側に位置する（Fig.1-2）。

調査地は、標高470～480mで、幅2～2.5kmの谷底平野にある。調査地北方には標高950～960mの外輪山が南-北～北東-南西方向に稜線を連ねており、カルデラ壁の上部には数10mの高さでほぼ垂直の急崖が



●は資料採取ボーリング実施位置  
Fig.1-2 阿蘇谷中流域、内牧南部の地形と調査位置

あり、その下部は急な崖錐斜面となっている。カルデラ壁上部の垂直崖は、外輪山を構成する先阿蘇火山岩類に属する輝石安山岩の溶岩や阿蘇火砕流堆積物の溶結部が連続しており、斜面中部～下部にかけては、これらの崩落によるやや緩やかな傾斜をもつ崖錐斜面である。また、調査地南方には、中央火口丘群があり、カルデラ底上のその裾野はごく緩やかな傾斜をもつ火山扇状地が形成されている。本調査地はこの火山扇状地の末端部にもあたり、カルデラ壁崖錐斜面との間にはより標高の低い黒川の旧河道がある。一級河川白河水系の支流である黒川は、阿蘇谷の谷底平地を北東から南西に向かって著しく蛇行しながら流れており、かつての蛇行のあとには、所々に三日月湖が見られる。調査地点は本来の黒川が大きく北側に湾曲した内側部分であり、直線的に河川改修された現在の主流とに囲まれた部分に位置する（Fig.1-2）。

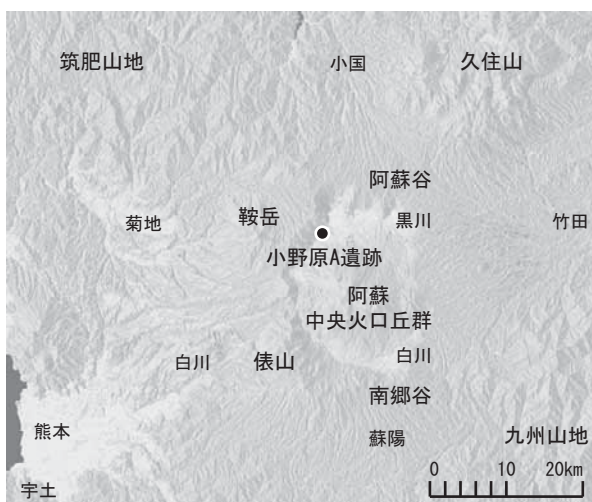


Fig.1-1 阿蘇地域の地形



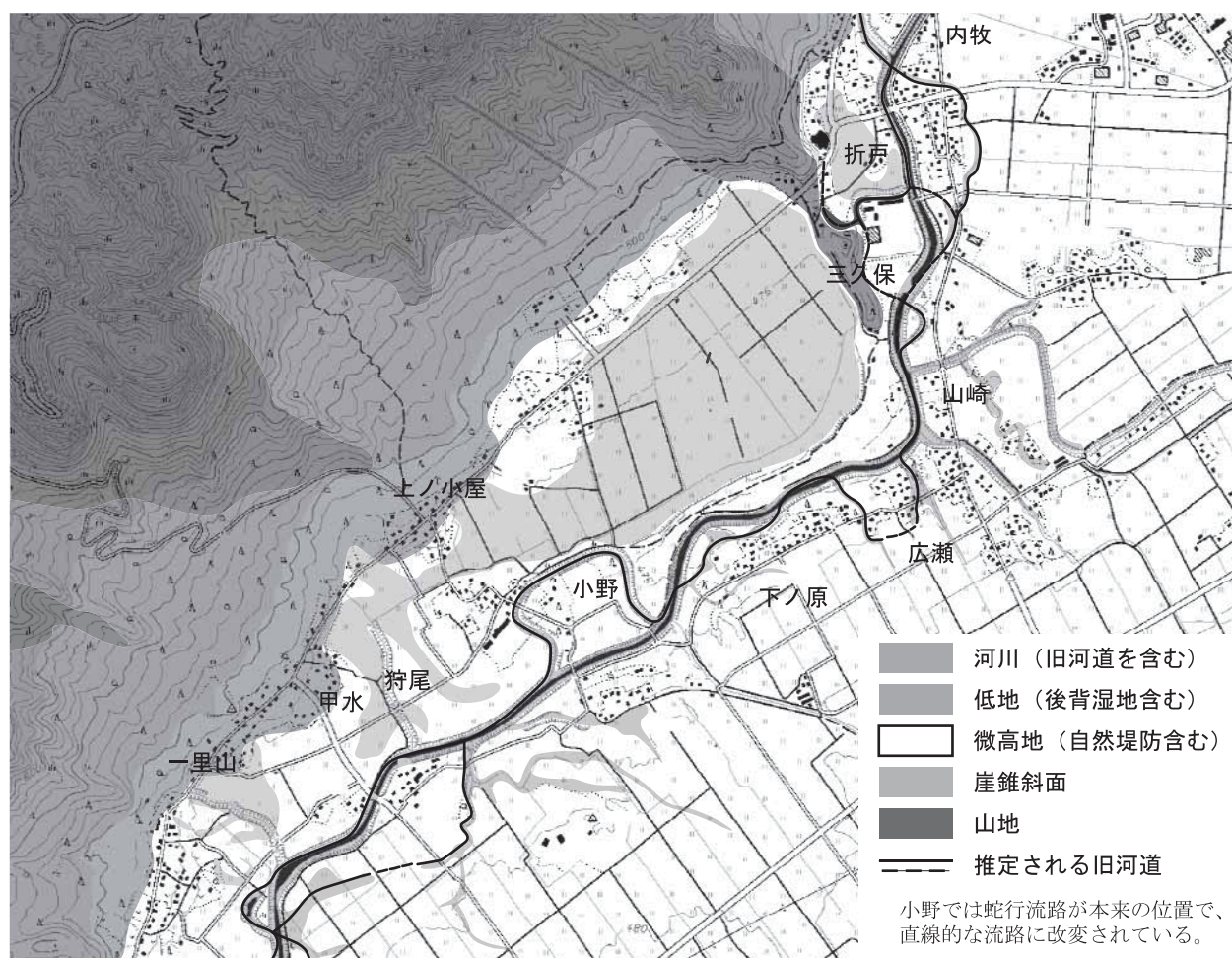


Fig.1-3 内牧 - 三久保 - 狩尾地域を流れる黒川の流路

#### 内牧－三久保－狩尾地域の微地形と黒川の流路変遷

阿蘇谷の主河川である黒川の流路は、その南に位置する中央火口丘群の火山活動による山体の増大によって、次第に外輪山より押しされて変わってきたと考えられる。それは黒川の南東部には中央火口丘群の広大な裾野が分布しているが、その形成は火山活動や火山体の発達状態の反映である。すなわち、火山扇状地は時代とともに分布を火山体近傍から外輪山に向かって広げてきたものである。それに伴い、もともと、今より中央火口丘側にあった流路は中央火口丘群の発達に伴って次第に外輪山寄りに流路を変えざるを得なかったといえる。

小野原遺跡群付近の微地形と黒川の流路の変遷には密接な関わりが認められる。Fig.1-3は内牧地域から三久保を経て狩尾にいたる黒川の流路とその黒川沿いの地形を示している。この図から黒川の本来の流路

は、折戸から三久保を経て狩尾地区にかけて比較的小さな蛇行を繰り返していたと読みとれる。すなわち、現在の本流につながる小河川や屈曲した細長い溝状の水系（または水系跡）は黒川の蛇行の痕跡と考えられ、現在の本流は、これら蛇行河川を直線状に改修してきたものである。たとえば三久保から上ノ小屋にかけて本流と山地との間にはかなり広い低地があり、そのような低地は、折戸、甲水付近、一里山地域にも認められる。これらの低地は黒川本来の川の氾濫原に相当する。平地を流れる河川はその流路沿いに周囲より高まる自然堤防を形成し、その外側に自然堤防より低い平面を形成する。このようにしてできた平地が黒川と外輪山麓との間に形成されている。

小野地域では本来の黒川の流路は大きく蛇行している。現在の河川はこの蛇行の始まりと終わりの地点を直線的に結んで作られたものである。小野では、この



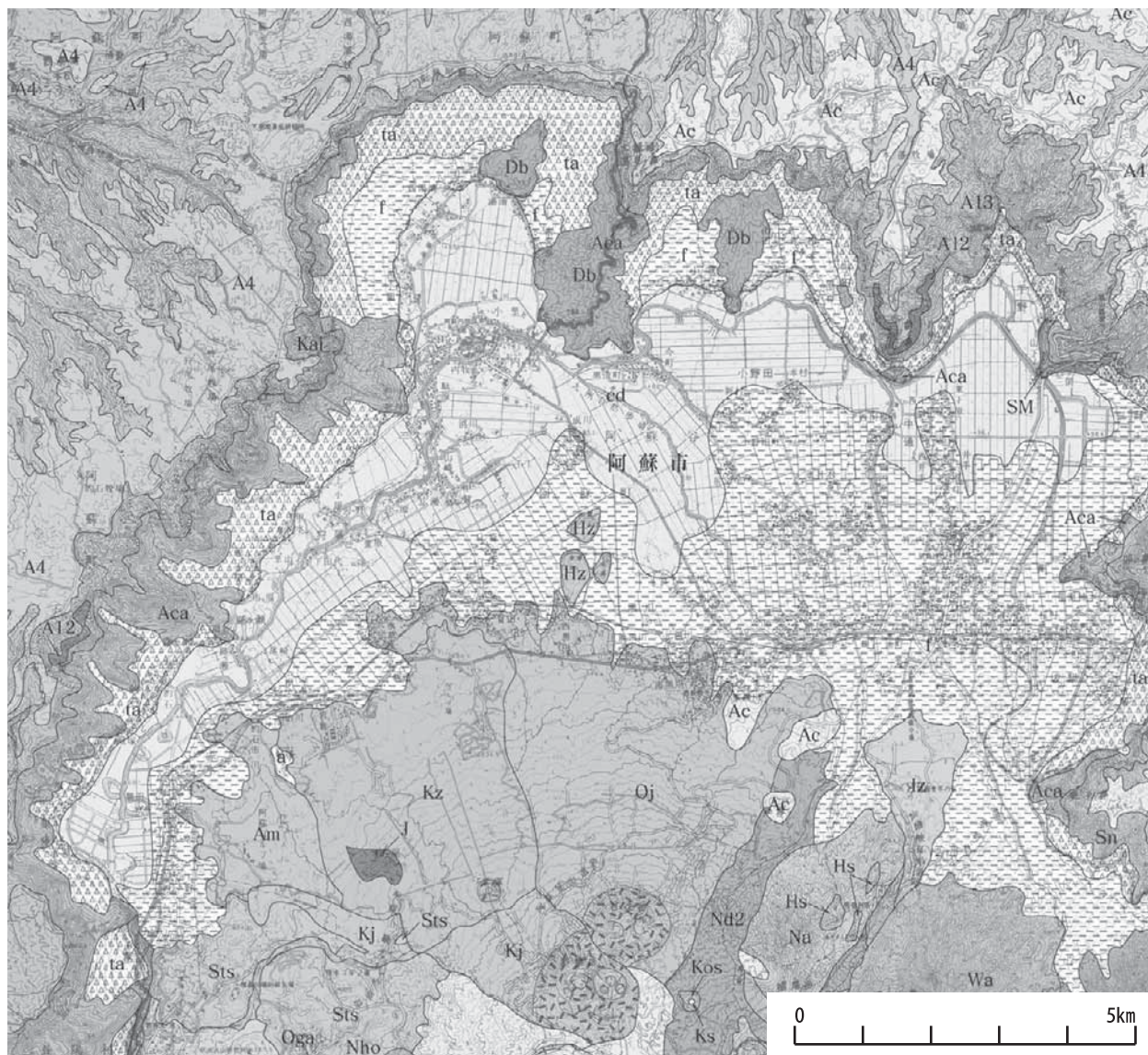


Fig.1-4 阿蘇カルデラ北部の地質図

蛇行の始まりの部分の両側に遺跡が拡がり、また、現在の河川を跨いで、その東延長上に弥生時代の遺構がある。空中写真判読によって知られる本来の河川の流路を考えると、蛇行に入る前の旧河川は小野原遺跡群と弥生時代の遺跡の南側（Fig.1-3中の下ノ原と現河道との間）を流れていたと考えられる。

## 2-2 地質

### 概要

調査地一帯の地質は下位より、外輪山を構成する先阿蘇火山岩類および阿蘇火砕流堆積物、中央火口丘群を構成する火山岩類、阿蘇谷の谷底部を構成するカル

デラ埋積層（湖成層および河川成堆積物）、中央火口丘群山麓部に分布する（火山）扇状地堆積物および外輪山内側斜面下部を構成する崖錐堆積物である。これらを覆ってローム層があり、カルデラ底には比較的厚く堆積している（Fig.1-4）。

小野・渡辺（1985）によると、調査地北側の外輪山を構成する先阿蘇火山岩類は主に輝石安山岩溶岩（PA）、角閃石安山岩（HA）およびAso-2/1溶岩（AL）、阿蘇火砕流堆積物（A1,A2,A3,A4）であり、外輪山斜面上部に横方向に連続して露出し、ほぼ垂直な崖を形成している。なお、外輪山はカルデラの内側に向かっては急斜面を形成するが、外側に向かっては北方およ

び北西方向にきわめて緩やかな斜面の Aso - 4 火砕流堆積物の堆積面であり、この堆積面には侵食による深さ数 m から数 10m の多数の谷が発達している。

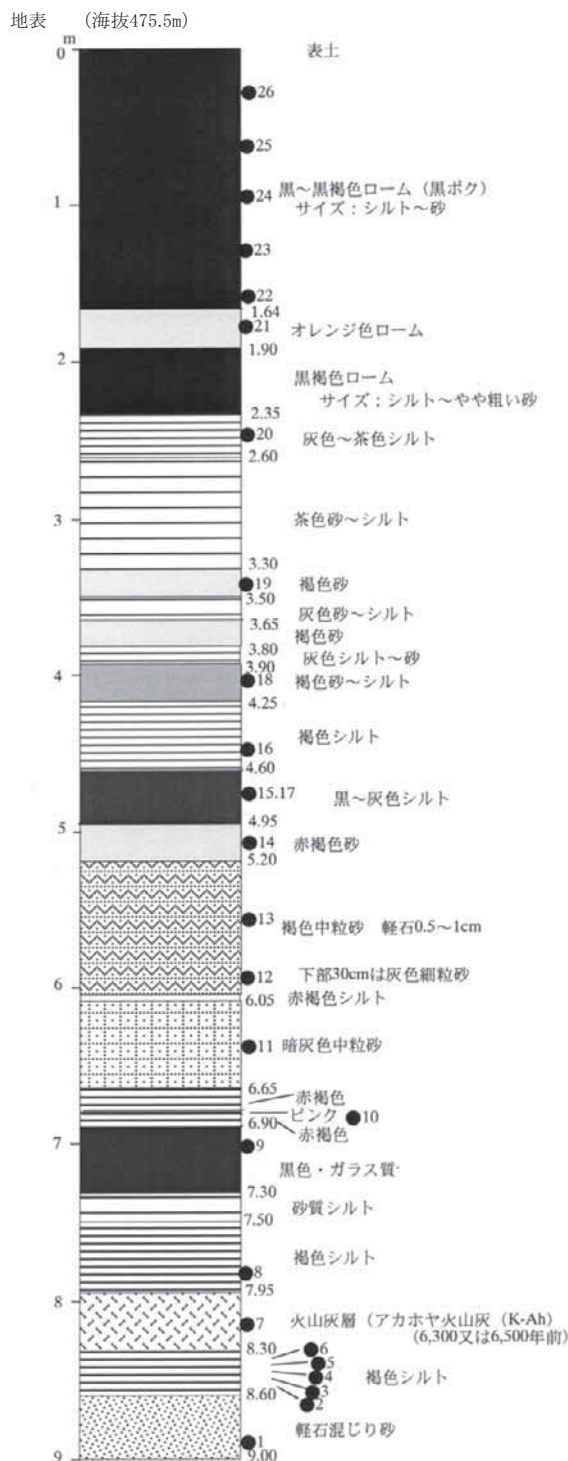


Fig.1-5 狩尾遊水池の工事用道路切割

調査地南側の中央火口丘群を構成する火山岩類は、Fig.1 - 4 の地質図によれば、火山研究所溶岩 (V)、沢津野溶岩 (S)、赤瀬溶岩 (As)、草千里ヶ浜火山 (Kp)、蛇ノ尾スコリア丘 (J)、赤水溶岩 (Am)、往生岳火山 (Oj)、米塚火山 (Ko)、および中岳火山 (Ny) などであり、岩質は玄武岩質〜流紋岩質と多様である。なお、中央火山群の北麓部には山体とは独立に本塚火山 (本塚、北塚、灰塚) (H) がある。

### 小野原遺跡群付近の地質

小野原遺跡群付近の地質は Fig.1 - 3 の地形図と対応している。すなわち、外輪山急斜面は先阿蘇火山岩類からなり、山体麓部はその崩落物からなる。黒川の流路に沿う部分はかつての自然堤防および氾濫原堆積物からなり、特に低地部は湿地を形成している (現在では水田として利用されている)。また、流路の東側は中央火口丘群の山麓扇状地堆積物であり、その末端部に当たるところでは傾斜が極めてゆるやかであり、畑地として利用されている。

調査地が位置する阿蘇谷の谷底平野を構成するものは、シルト、粘土などから成る湖成層や礫、砂、シルトからなる河川成堆積物である。今回、このようなカルデラ埋積層がボーリングおよび遊水池切土面から古環境解析のための試料として採取され、粒度組成分析、花粉分析、珪藻分析、火山灰分析および炭素 14 年代測定が行われた。

## 2-3 遊水池切土面およびボーリングコア試料観察に基づく調査地の層序と年代

### 遊水池切土面

遊水池の北側切土面 9m の観察結果を Fig.1 - 5 に示す。この面の深度 8m に厚さ 35cm のアカホヤ火山灰層 (K - Ah) が認められる。このアカホヤ火山灰層の下部と中部における岩片 - 鉱物 (重鉱物 - 軽鉱物) - 火山ガラス比、鉱物組成比および火山ガラスの形態比を Tab.1 - 1 および Fig.1 - 6 に示す。なお、アカホヤ火山灰層の噴出年代は約 6,300 年前あるいは最近では 6,500 年前であると考えられる (奥野 2000)。



Tab.1-1 アカホヤ火山灰層の鉱物等の組成割合

A 軽鉱物・重鉱物・火山ガラス・岩片 割合

	斜長石	火山ガラス	重鉱物	岩片
上部	0.9	98	0.4	0.9
下部	4.7	89	3	3.4

B 鉱物種の産出割合

	角閃石	単斜輝石	斜方輝石	ジルコン	不透明鉱物
上部	0.4	23.5	26.5	1.3	48.3
下部	0	23.2	40.7	0.4	35.8

C 火山ガラスの形態

	y 型	プレート型	ファイバー型	スポンジ型
上部	51	27	17	5
下部	46	3.9	28	23

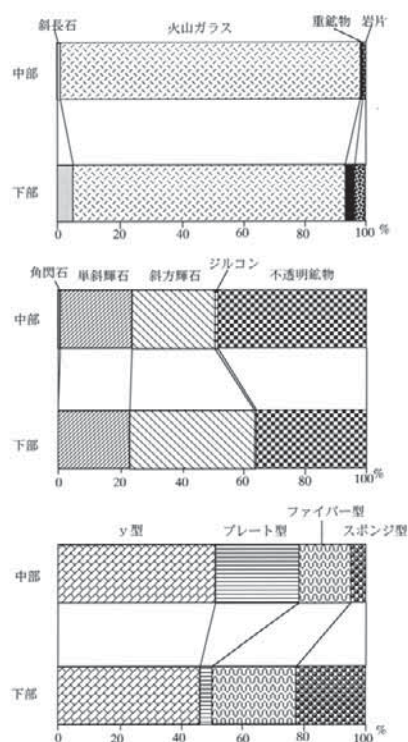


Fig.1-6 狩尾遊水池工事用道路切割露頭の深度 8m に挟むアカホヤ火山灰層の組成割合図

## ボーリングコア試料

熊本県土木部河川課が計画、施工している小野遊水池の一画で、採取深度約 25m のオールコアボーリング 1 本を実施した (Fig.1-2)。Fig.1-7 はボーリングコ

ア写真であり、Fig.1-8 はそのコア観察記録を示す。

## 炭素 14 年代測定結果

遊水池で実施したボーリングコア試料の、深度 3.15 ~ 3.20m、7.28 ~ 7.32m および 17.64 ~ 17.68m の 3 試料について、アメリカ GEOCHRON LABORATORIES に依頼し、炭素 14 年代測定を行った。

その結果を Tab.1-2 および Fig.1-9 に示す。これらの放射年代値のうち、深度 7.28 ~ 7.32m の試料は前述のアカホヤ火山灰層 (K-Ah) の直下にあり、その年代値  $6,590 \pm 40$  yBP は矛盾のない値である。



Fig.1-7 ボーリングコア (試料写真)



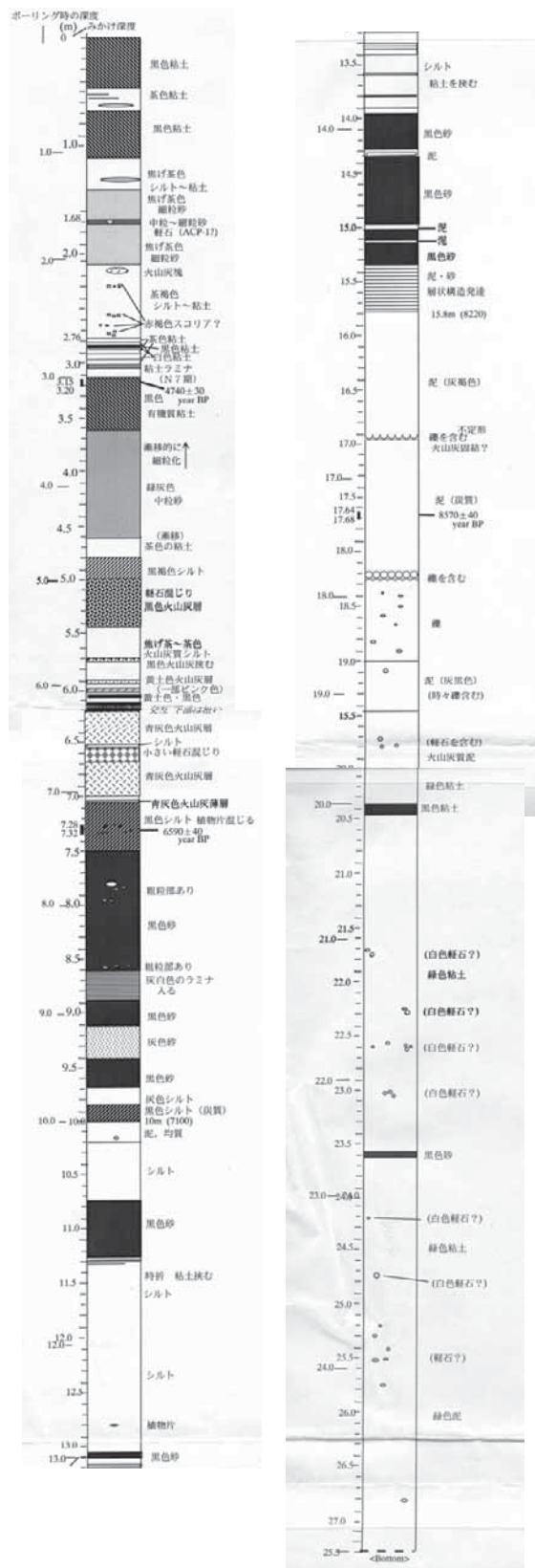


Fig.1-8 狩尾遊水池におけるボーリングコア柱状図の観察記載

Tab.1-2 ボーリングコア試料の炭素 14 年代値

No.	試料名	測定物質	$^{14}\text{C}$ yBP	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
1	AKO-1-3.15-3.20	腐植質土	4,740 $\pm$ 30	-22.0‰
2	AKO-1-7.28-7.32	腐植質土	6,590 $\pm$ 40	-24.6‰
3	AKO-1-17.64-17.68	腐植質土	8,570 $\pm$ 40	-24.1‰

分析者：GEOCHRON LABORATORIES, U.S.A

半減期：Libby half life (5,570years)

分析方法：AMS (accelerator mass spectrometry)

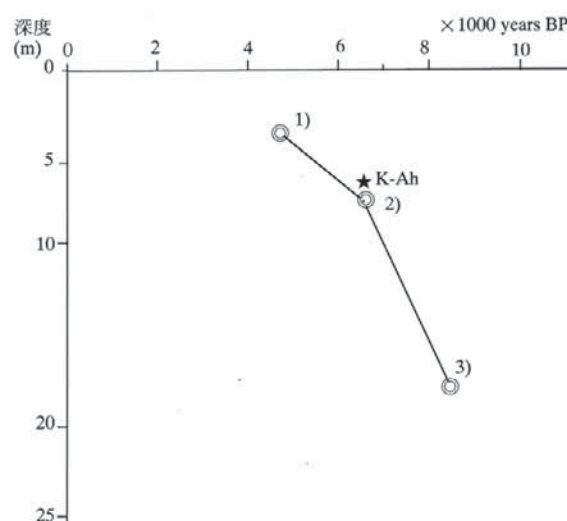


Fig.1-9 ボーリングコア試料の炭素 14 年代値分布

## 2-4 堆積相および年代値に基づく考察

調査地を構成する地層は、阿蘇谷の谷底を埋積した第四紀更新世後期～完新世の湖成層および河川成堆積物である。既往のボーリングデータを含めて考察すると、調査地の地下はほぼ水平に堆積し、N値1～3程度の軟弱な粘土、N値5以下のシルトおよびN値10～40のやや締まった砂から構成されている。

今回のボーリングの深度15.8m以深は、ほぼ均質な粘土層から成っており、比較的水深の深い湖の堆積物と考えられる。これに対し、深度15.8m以浅では砂層が卓越しており、周辺の遊水池切土面の観察でも流水の影響により形成される斜交葉理が顕著に見られる層準が多数認められることから、これからは河川成堆積物と考えられる。このように深度15mを境に堆積相の急激な変化は、比較的水深の深い湖が急速に浅くなっ



たことを示唆するもので、その原因に断層活動などの影響で、排水部が開き、湖水が流出したか、カルデラ湖が急速な埋積で消滅したことなどが推定される。なお、この時期は、今回の炭素14年代測定結果によると、深度17.6mでの8,570年前と深度7.3mでの6,590年前とから内挿して得られている値は8,220年前となる。また、深度11.3mから13mや深度10mから10.7mにもシルト層があり、再び湖水環境が出現した可能性もある。その意味では、湖水環境の最後は7,100年前との見積りも可能である。

## 2-5 花粉分析

### 分析試料および試料の調整

分析試料はコアの深度の浅い方からほぼ20cm間隔で、コアの皮殻部を除き、コア芯部のコンタミネーションを受けていないと判断される部分を採取し、直ちにビニール袋に入れる。この際、間隔の途中に、より花粉が含まれていると見られる部分があれば、これも採取した。実際の分析処理にはほぼ40cm間隔に相当するものを用いた。

### 分析方法

分析方法は、未固結堆積物を処理する方法として一般的な、HF-KOH-アセトリシス法を採用した。処理の主要な手順を示すと、まず、2~3gに秤量した試料をポリビーカーに入れ、ドラフト内で約50ccのフッ化水素酸を試料に注ぎ、ポリ製攪拌棒でよく混ぜ、1昼夜放置。2~3回水洗後、残査を遠沈管に入れた後、10%の水酸化カリウム溶液を10cc程度入れてよく攪拌し、80~90℃の湯煎器で約10分暖めて反応させ、遠心分離後、上澄み液を捨て、残査を2~3回水洗いする。遠心分離して沈殿した残査にアセトリシス液（濃硫酸1+無水酢酸9の混合液）を入れ、数分湯煎する。遠心分離機を用いて2~3回水洗、スライドグラス上で温めて溶かしたグレセリンゼリーに残査を1~2滴落とし、ガラス棒でよく攪拌した後、カバーガラスを掛けてプレパラートを作成する。

プレパラートは生物顕微鏡を使用し、600倍で観察、属(または科)を同定し、樹木花粉を基数として各属(または科)毎に産出割合を求め、花粉ダイアグラムを作

成した。また、マイクロスフェアを用いて、1cc単位体積当たりの花粉数を算出した。

### 結果と考察

花粉ダイアグラムをFig.1-10に示す。全体を通してみると構成樹種には、常緑のカシ類(*Cyclobalanopsis*)、および落葉のナラ類(*Lepidobalanus*)、クリ属またはシイノキ属(*Castanea/Castanopsis*)、ニレ属またはケヤキ属(*Ulmus/Zelkova*)、イヌシデ属(*Carpinus*)などの落葉広葉樹を主とし、また、ハンノキ属(*Alnus*)やヤナギ属(*Salix*)も時に多い。草本類では、イネ科(*Gramineae*)や時にヨモギ属(*Artemisia*)が多く認められる。

落葉広葉樹種の産出で特徴づけられること、常緑カシ類の産出割合の増加と落葉のナラ類の産出割合の減少が認められること、および深度に対応する層相の変化とを考慮すると、ここで得られた花粉分析結果は岩内・長谷(1992)によって明らかにされている内牧カルデラ底堆積物の花粉分析結果の花粉帯VからVIに移り変わる付近に対比される。

また、花粉化石の産出には、つぎのような特徴が認められる。すなわち、ハンノキ属(*Alnus*)、ヤナギ属(*Salix*)、イネ科(*Gramineae*)、ヨモギ属(*Artemisia*)の産出の仕方に注目すると深度17.7mまではハンノキ属(*Alnus*)、イネ科(*Gramineae*)の産出割合は少なくはないものの、ヤナギ属(*Salix*)やヨモギ属(*Artemisia*)は比較的低率である。これに対して、深度12.9mより上位では、上記3属1科の産出が低率から高率への変化をしながら次第に高率化している。この繰り返す低率から高率への1単位は層相の変化と珪藻化石の産出様子から水を被る環境下で残された花粉組成であり、当時の堆積環境が比較的浅く、周囲に陸地域があるような状態にあったことが推定される。上記属科の産出割合が単位ごとに低から高へと変化するのは、浅水域と陸地域の安定性が高まっては壊れるという環境の変化を示していると考えられる。

## 2-6 珪藻分析

### 分析試料および試料の調整

珪藻分析用試料は花粉分析試料と同じ層準のもので



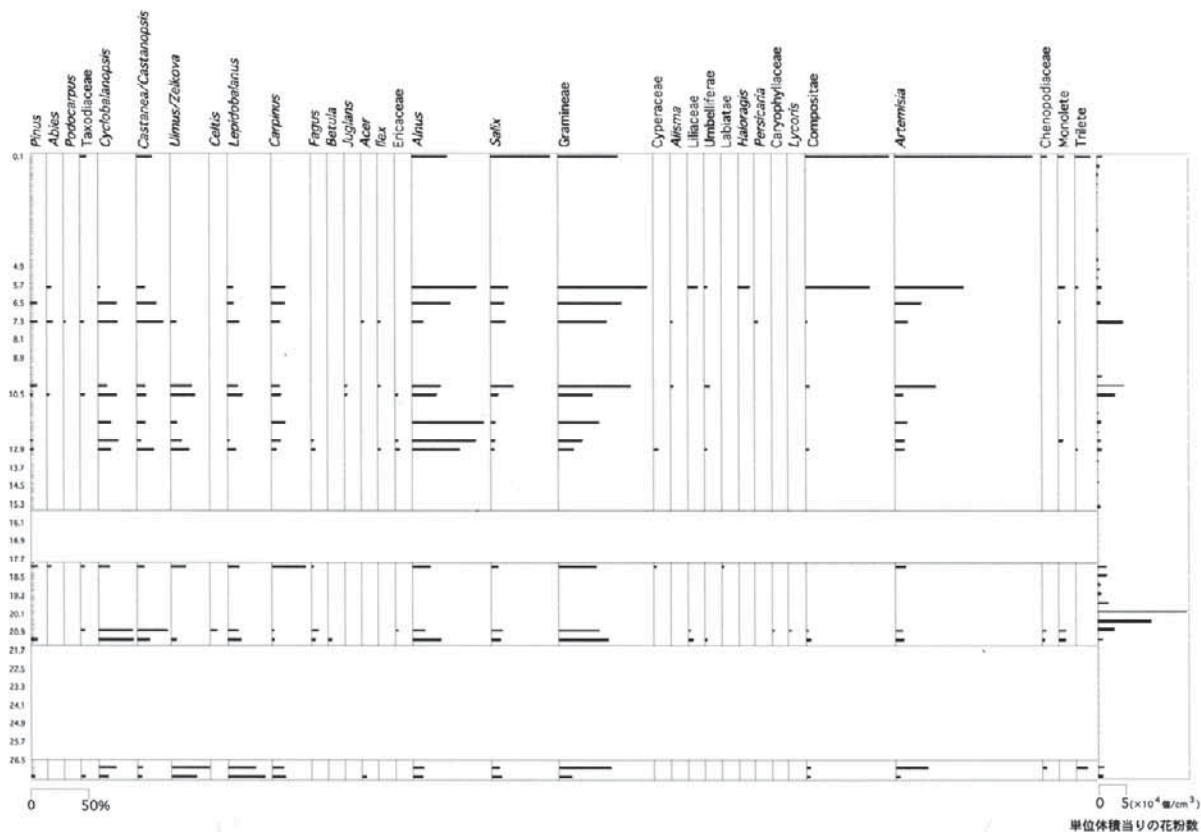


Fig.1-10 ボーリングコア試料試料 (AKO-1) の花粉ダイアグラム

ある。手順は花粉分析時の扱いと同様である。分析処理には試料0.5gを秤量して行った。

#### 分析方法

試料に沸騰した10%の過酸化水素水を50cc投入し、ガスバーナーで熱して、反応がおさまったら、150ccの蒸留水を入れ、一昼夜放置。その後沈殿物を巻き上げないように上澄みを注意深く捨て、250メッシュの篩を通し、粗いものを除く。残査を50cc遠沈管に入れて遠心分離し、シュウ酸ナトリウム0.01N溶液を入れて攪拌後、遠心分離。残査を水洗して、スライドガラス上に塗布し、乾燥したものに封入剤（商品名：マウントメディア）を用いてプレパラートを作成した。

検鏡は600倍、場合によっては1500倍（油浸）で行った。全個数200に対して産出する種(属)の割合を求め、珪藻ダイアグラムに示した (Fig.1-11)。なお、珪藻化石名の記述には、必ずしも対応する和名がつけられていないことから、以下では学名を用いて記述するこ

とにする。

#### 結果と考察

下位から深度20.8mまでには*Cyclotella kützingiana* が70 - 95%産出し、*Aulacoseira granulata* が伴う。*C. kützingiana* は浮遊性であり、湖が広く深い状態にあったことを示す。深度20.4mから17.4mまでは*Aulacoseira granulata* が卓越し、*Synedra ulna* が比較的高率に産する。*S. ulna* は湖の沿岸域に優勢な種であり、*A. granulata* はやや小さめの湖で優勢な種である。この帯以前に極めて高率であった*C. kützingiana* が全く産出しないことを考慮すると、湖は急速に変化したことを意味している。おそらく何らかの影響で、カルデラ湖は浅くなったと考えられる。17m～15.8mまでは、*A. granulata* が徐々に減り、代わって*C. spp.* が次第に割合を増加させる。この*C. spp.* はかなりの小さい種類で、油浸による1,500倍観察の基で、*Cyclotella* に同定できる。*Cyclotella* の産出が高率になっている

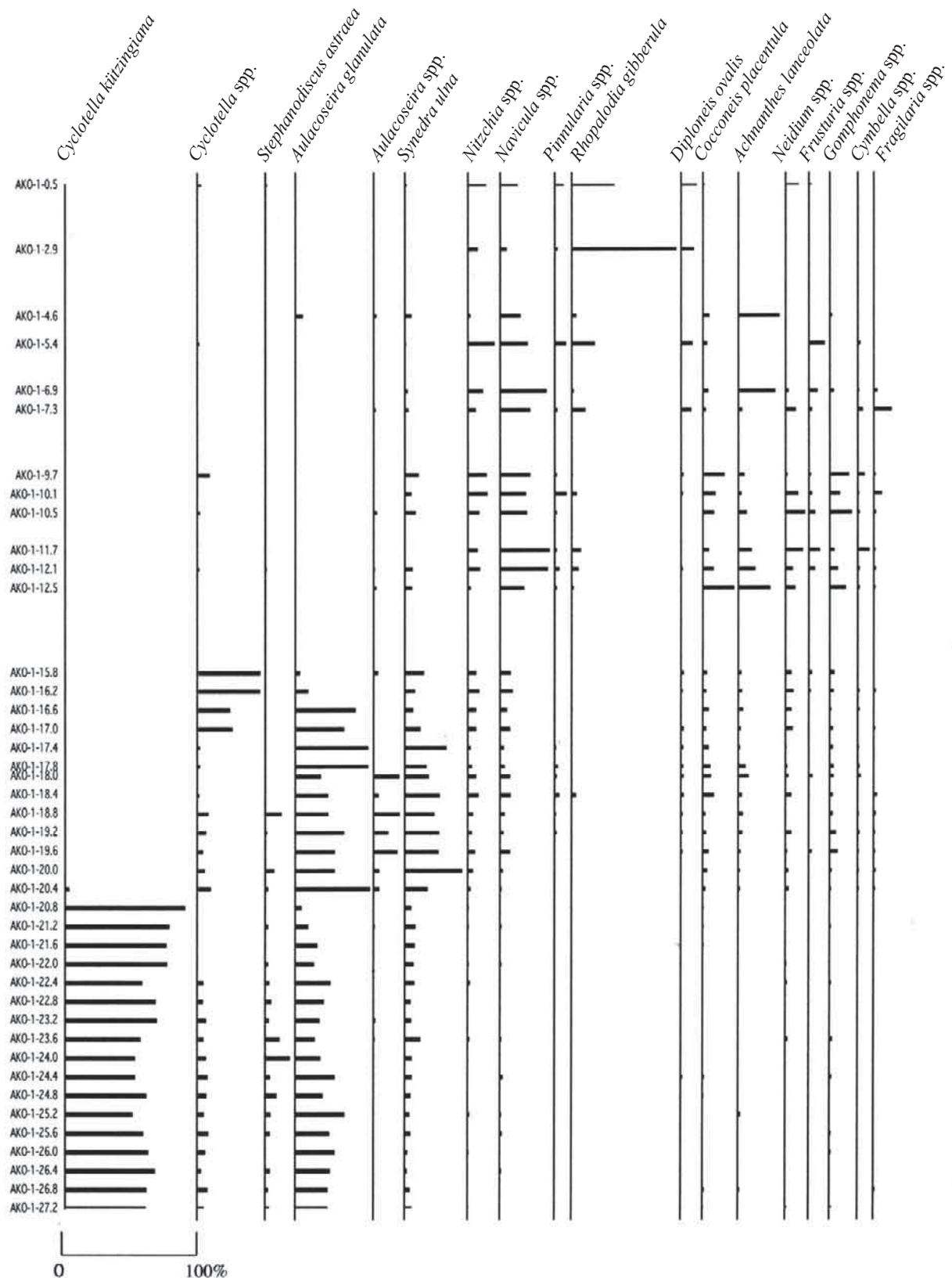


Fig.1-11 ボーリングコア試料 (AKO-1) の珪藻ダイアグラム



ことから、当時の湖が再び比較的深い状態になったと考えられる。他の種類については前述の深度20.8m以深にほとんど産出しない。また、20.4mより以浅では5%前後で安定した産出を示す。

深度15.8mより上、12.5mより下までは、珪藻化石の産出は全くない。したがって、この層準は、層相の変化とも考え合わせると、湖は急に干上がり、砂が堆積する陸地域の状態になった。これまで水を湛えていた阿蘇カルデラの底部に陸地域が生じたことになる。珪藻化石群の急速な消滅から推定するとカルデラ内の湖水の排水が急速に生じた可能性が考えられるが、他に、その後の堆積物が火山灰起源の黒色の砂粒であることから、阿蘇火口丘群の活動が活発になったことを示すものかも知れない。

深度12.5mより上位はそれまでの種類や産出状態が大きく変わり、*Navicula* spp.や*Achnanthes lanceolata*、*Cocconeis placentula*などがやや優勢な群集となる。しかし、いずれの種も著しく優占する事はなく、多種の珪藻が適度な産出を示す、多様性のある環境であったことが推定される。深度13.0m付近から15.8m付近までを除き、深度12.5m以下の安定した層相と比べると深度12.5mより上位の層相は火山灰層や火山灰質の砂層や火山礫層が頻繁に挟在し、層相の変化が著しい。また、珪藻化石が産出する層準と産出しない層準が交互に繰り返すことから、カルデラ底の堆積環境は陸地域の時期と水を被る時期が交互に繰り返すものであった。水を被る時期には、河川性、あるいは湖沼性の浅い水溜まりが生じている程度で、以前のような深い湖は生じていなかったであろう。

### 3 阿蘇カルデラ底堆積物から知られる最終氷期以降の環境変化

今から約9万年前、阿蘇火山における最後の火砕流活動、すなわち、阿蘇-4火砕流の活動後に、阿蘇火山は大陥没を起こし、広大な陥没カルデラが形成された。その後、カルデラの中では盛んに火山活動が生じ、火山噴出物でカルデラ底は埋積されていったであろう。その途中では、カルデラ壁の崩落なども加わり、カルデラの規模は大きくなり、現在の形ができあがっていったと考えられる。このような経過の中で進

行する埋積作用はカルデラの地形的な形態（凹地）により、しばしば湖水域で生じたものと考えられる。すなわち、このような湖水域では周囲から運び込まれた土砂による堆積が起こり、カルデラ内に湖成層が形成され、また、中央火口丘群の活動により、溶岩や凝灰角礫岩の噴出も起こって、湖成層中にその影響も残されているとみられる。

岩内・長谷（1992）および小野におけるボーリングコア試料を用いた検討により、阿蘇カルデラ内での湖成層形成時およびその後の環境変化の詳細が明らかになった。

岩内・長谷（1992）によると、標高477.02mから掘られた深度85.3mのボーリングコアから得られた植生変遷は、冷温帯上部から亜寒帯の針葉樹によって構成されることから、最終氷期にかかる時代のものから、後氷期に入って植生が温帯落葉広葉樹から常緑広葉樹を交える植生へと変化していることが捉えられる。岩内・長谷（1992）では、そのボーリングコア最上部でカシ類が増加し始めることが明らかになっており、今回の分析結果から、この小野のコアの下部で常緑のカシ類の増加と落葉のナラ類の低下傾向という特徴を示す層準が重なっていることが明らかになった。

これまでの研究に基づいて、阿蘇地域における最終氷期後期以降の古地理、植生、気候などの変遷を考察する。

#### 3-1 最終氷期の陸地域時代

岩内・長谷（1992）によるボーリングコア試料の最深部（深度85.3m～75.3m）は粗粒な層相からなり、この地は陸地環境であったと考えられる。長谷ほか（2010）によると、岩内・長谷（1992）の深度69.1mの炭素14年代測定値は $19,560 \pm 90$  y.BPであり、深度75.3mの年代値を外挿した値は約21,000年となる。したがって岩内・長谷（1992）で示された陸地環境は21,000年以前にあたり、最終氷期後期に湖のない阿蘇谷が存在したことを示している。

#### 3-2 最終氷期後期の湖水時代

岩内・長谷（1992）の深度75.3mより上位はシルト層を主とする細粒相であり、本格的な湖が始まった

と考えられている（長谷ほか，2010）。そのうち、岩内・長谷（1992）によれば、深度75.3m～65.3mは針葉樹と落葉広葉樹の混交林の植生を示し、特に *Picea*、*Abies*、*Tsuga* が顕著な産出を示し、*Pinus* では *Diploxylon* type のほかに *Haploxylon* type も伴っている。さらに *Betula* が優勢であり、*Fagus* が顕著な産出を示さないことから、九州域で見られる冷温帯上部から亜寒帯の植生の消長が捉えられ、明らかに最終氷期後期の植生を示している。

### 3-3 最終氷期末期

深度65.3m～59.0mは、岩内・長谷（1992）に基づけば、温帯上部～亜寒帯林の構成要素である針葉樹の *Picea*、*Abies*、*Tsuga* がかなり減少するのに対し、温帯上部に分布する *Betula* などの落葉広葉樹の産出状況はあまり変化がない。一旦産出が低下した *Picea* がやや割合を増加する層準も認められ、最終氷期後期の環境であったことが考えられるが、幾分気候が温暖の方向へ向かっていると推定される。

### 3-4 後氷期前期の前期

深度59.0m～50.0mまでは針葉樹各属の著しい減少と、落葉広葉樹では *Betula* が減少傾向にあり、替わって温帯林の構成要素である *Fagus*、*Lepidobalanus* がより顕著な産出を示している。これらは前の期に比べると気候温暖化による植生の変化とみられ、いわゆる、温帯落葉広葉樹林が拡大していったと考えられる。

### 3-5 後氷期前期の後期

深度50.0m～32.0mでは針葉樹がほとんど認められないことと *Betula* の漸減によって特徴づけられる。また、*Lepidobalanus*、*Fagus*、*Carpinus* の高率な産出がみられるので、*Juglans* や *Acer* を伴う落葉広葉樹林が成立していたと考えられる。気候はますます温暖化していることが読み取れる。なお、この期の後半では *Lepidobalanus*、*Carpinus* が次第に減少、替わって *Ulmus/Zelkova* が次第に増加する。これらの樹種の交代は、*Ulmus/Zelkova*（特に *Zelkova*）の現在の分布からみてより温暖な温帯要素とみることができ

ることから、一層の温暖化へ向かっていることは明らかである。

### 3-6 後氷期後期の前期

深度32.5m～22.5mはやや温暖な要素を持つ *Ulmus/Zelkova* と *Celtis* の高率で特徴づけられる。*Lepidobalanus* は次第に減少し、中程から極めて低率になる。常緑のカシ類はまだ極めて低率ではあるものの安定した産出が認められる。このようなことから、温暖化はますます進み、次の気候最適期へと引き継がれていく。

## 4 おわりに

阿蘇カルデラ底地下の堆積物層については、岩内・長谷（1992）により内牧層が定義されている。その堆積は花粉分析結果から導かれる植生の検討から、最終氷期および後氷期に行われたと考えている。今回の調査で内牧の上部について年代測定、花粉分析および珪藻分析により、その堆積環境および水域環境の詳細な変遷が捉えられた。その結果、阿蘇カルデラ内に湖が生じたのは最終氷期にかかっており、その湖は約8,000年前まで続き、小野地域ではその後、一旦湖は干上がり、陸地域が生じたが、約7,500年前に再び水域が回復したものの、約7,000年前になると、その水域も完全に陸地化して、河川性、沼地性の堆積場となった。

### 参考文献

- 長谷義隆・宮縁育夫・春田直紀・佐々木尚子・湯本貴和（2010）「中部九州阿蘇カルデラ北部阿蘇谷の最終氷期後期以降の層相変化と地形形成」御所浦白亜紀資料館11,1-10.
- 岩内明子・長谷義隆（1992）「熊本平野および阿蘇カルデラ地域における最終氷期以降の植生変遷」『日本花粉学会会誌第38巻第2号』116-132
- 奥野充（2000）「南九州のテフロクロノロジー」『人類史研究12』9-23
- 熊本県地質図編纂委員会（2008）『熊本県地質図』熊本県地質調査業協会
- 小野晃司・渡辺一徳（1985）『阿蘇火山地質図（1:50,000）』地質調査所



なお、Fig.1 - 1、Fig.1 - 2、Fig.1 - 3は、国土地理院の数値地図25000（地図画像）『熊本』、数値地図50mメッシュ『日本Ⅲ』をカシミール3Dで加工し、使用した。

また、Fig.1 - 4は、熊本県地質図編纂委員会『熊本県地質図』の一部を引用した。