

沖浦カルデラの形成年代

村岡 洋文*

MURAOKA, H. (1985) Geochronology of the Okiura caldera, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 37(1), p. 33-42.

Abstract: The Okiura caldera is a Valles-type caldera discovered recently in northern Honshu, with a semicircular depression of 15 km diameter. Many hot springs along the moat are suggestive of a large scale intracaldera hydrothermal system. Effusive rocks of the caldera consist of the Aoni Tuff in the caldera-forming stage and the Kenashiyama Dacite (lava) in the post-caldera stage. The intracaldera Aoni Tuff has previously been believed to be of Miocene, but our recent works of the caldera recognition suggest that the age is possibly much younger than Miocene in the viewpoints of stratigraphy, topography and geothermics. In the present study K-Ar age determination was carried out on five volcanic rocks and a cognate-like granitic fragment taken from the intracaldera Aoni Tuff. Except for a sample of basalt lava with a low potassium content, all the ages consistently show the range of 1.7 to 0.9 Ma, including the granitic fragment. Therefore, it is concluded that the ages of the formation and activity climax of the Okiura caldera are at least not older than latest Pliocene.

1. ま え が き

いわゆるグリーンタフ地域には 100 km³ 前後, またはそれ以上の噴出規模をもつ火砕流堆積物が重層的に分布している。その中で, 第四紀前半以前のものの噴出中心や噴出時代についてはごく断片的な知識しか得られていないのが現状である。他方, グリーンタフ地域には高温の温泉が多数分布しており, 熱源の不明なものが少なくない。これらについて, 熱源となるマグマ溜りや高温の固結物の存在を理解するためには, SMITH and SHAW (1975, 1978) の示したマグマ冷却時間などからみて, 少なくとも第四紀前半または鮮新世に到るまで, 大規模火砕流堆積物の噴出中心や噴出時代を整理する必要がある。

奥羽山脈北縁の沖浦地域においては, このような観点から環状地形とそれに伴う火砕流堆積物や温泉群が注目され, 地質の再検討の結果, バイアス型の沖浦カルデラが提案された(MURAOKA and HASE, 1981)。本報では沖浦カルデラの熱源を評価するための基礎的資料として, カルデラ内の火成岩類 6 個について得られた K-Ar 年代測定結果を報告し, 沖浦カルデラの形成年代を論じる。なお, 沖浦カルデラの地質についても概説するが, 詳細は稿を改めて述べる予定である。

2. 地質学的位置

2.1 研究史

沖浦カルデラ地域に分布する青荷層は, 今泉(1949)により命名された。このとき, 青荷層の主岩相は泥岩として記載された。この地層名は, その後多くの研究者に踏しゅうされた。酒井(1961)は青荷層が泥岩より, むしろ軽石凝灰岩に卓越することを指摘した。岩井(1965)および酒井ら(1966)は青荷層上部層として, 田代岳などに分布するデイサイトを記載した。ここで, 岩井(1965)の記載した青荷層の主要な分布は, 今日の沖浦カルデラ内にほぼ一致する点が注目される。一方, 井上・原田(1965)および小高ら(1970)は浅瀬石川付近を境に, 東側に青荷層, 西側に板留層が分布することから, 浅瀬石川断層の役割を重視した。小高ら(1970)は青荷層から淡水棲珪藻化石を検出して, 青荷層が湖成層であることを明確にした。以上の研究を通じて, 青荷層は中新統と考えられてきた。

大きく異なる見解は, Landsat 画像の地形観察を契機としてもたらされた。すなわち, 長谷(1978), 石井・長谷(1978), 村岡・長谷(1980)は直径約 15 km の沖浦環状地形に注目し, 青荷層堆積盆が火山性の陥没に由来することや青荷層が鮮新—更新統である可能性を指摘した。MURAOKA and HASE (1981)はさらに調査を進めて, この環状地形を沖浦カルデラと名づけた。彼らは, そのカ

* 地殻熱部

ルデラ形成火砕流堆積物をカルデラ外の海成堆積盆等にも見出し、1つの堆積盆を規定した青荷層という概念に代えて、カルデラ内外の同一凝灰岩を抱括的に青荷凝灰岩と呼んだ。青荷凝灰岩の活動時代は、予察的に行ったK-Ar年代等から、更新世前期とした。また、円筒状の陥没構造、カルデラ内青荷凝灰岩の成すドーム状構造、

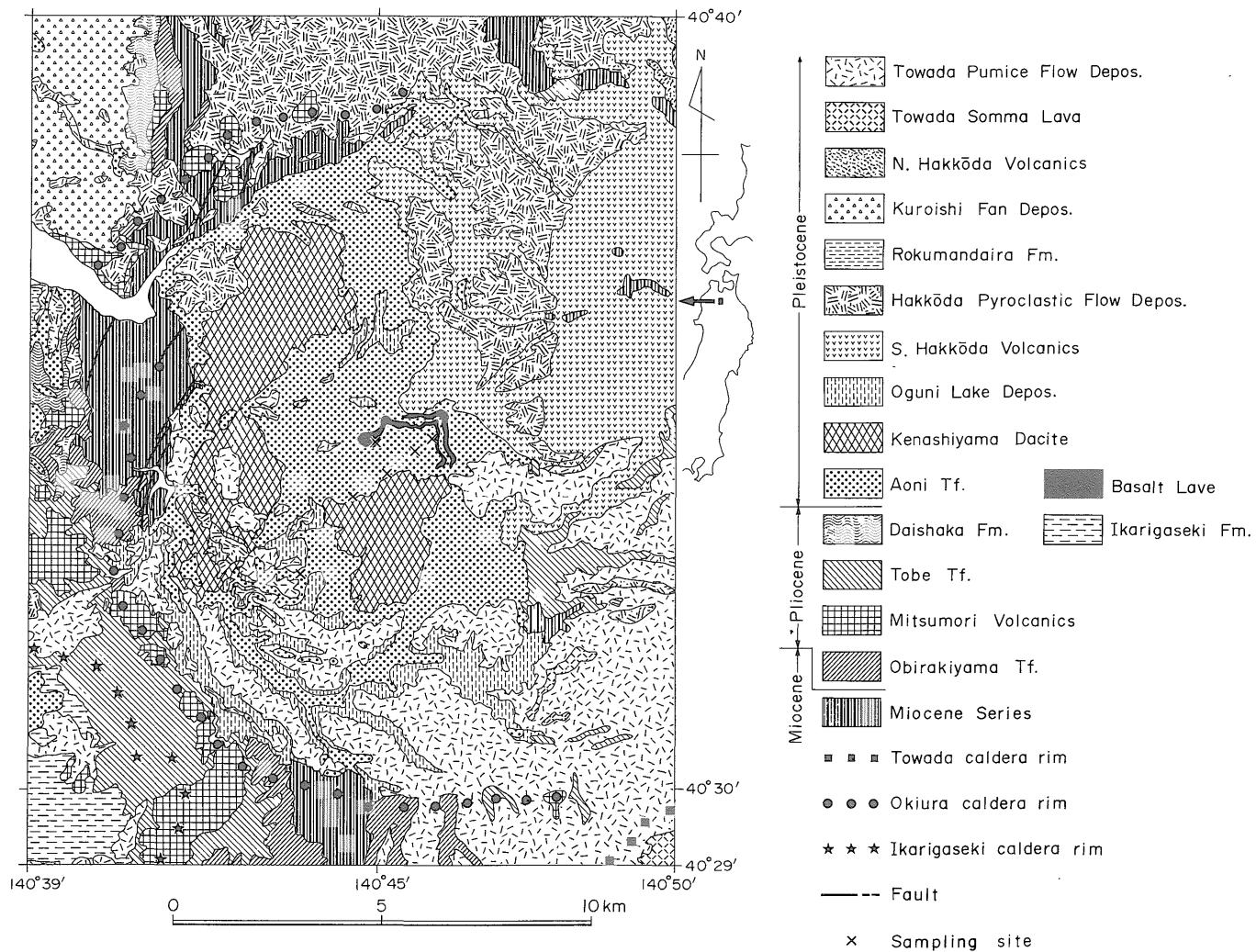
後カルデラ丘の環状配列などから、沖浦カルデラをパイアス型カルデラ(SMITH and BAILEY, 1968)とみなした。

2.2 カルデラの概要

沖浦カルデラは八甲田火山の南西、十和田カルデラの北西隣接域に位置する。以下、MURAOKA and HASE (1981)やその後の調査結果にもとづき、沖浦カルデラ地

第1表 沖浦カルデラ地域の地質層序表
Table 1 Generalized stratigraphy of the Okiura caldera area.

Period -Epoch	Stratigraphic units			Major- events			
	Extracaldera area		Intracaldera area				
0 Ma	Quaternary	Pleistocene	Towada Pumice Flow Depos.		Formation of the Towada caldera		
			Kuroishi Fan Depos.	Towada Somma Lava		N. Hakkōda Volc. Rocks	
	1	Pleistocene	Rokumandaira Fm.		Formation of the Hakkōda caldera		
			Hakkōda Pyroclastic Flow Depos.				
			Oguni Lake Depos. S. Hakkōda Volc. Rocks				
			Kenashiyama Dacite				
			Aoni Tuff		Formation of the Okiura caldera		
			Daishaka Fm. Ikarigaseki Fm.				
			2	Pliocene	Tobe Tuff		Regional Doming ?
					Mitsumori Volcanic Rocks		
Obirakiyama Tuff							
Miocene Series		Unconformity					
3	Miocene						



沖浦カルデラの形成年代 (村岡洋文)

第1図 沖浦カルデラ地域の地質図 (村岡, 1985に加筆)

Fig. 1 Geologic map of the Okiura caldera area.

域の地質を概説する。本地域の地質層序表を第1表に、地質図を第1図に示す。

カルデラの西半分はカルデラ地形を留めており、特にカルデラ底縁部の浅瀬石川と中野川の成す環状谷が明瞭である。その直径は約15 kmである。同様に、カルデラの地質構成も西半分において明瞭である。

これに対して、東半分は南八甲田山の火山体や十和田軽石流堆積物に覆われ、それ以前の地形や地質構成が不明となっている。場合によっては、沖浦カルデラの陥没域が陥没当時から半円形であり、東半分は存在しなかった可能性もある。しかし、MURAOKA *et al.* (1985)によれば、東半分はブーゲ異常図における奥羽脊梁の高重力異常帯に当たっており、標高の高い谷沿いに中新統や鮮新統が露出している。また、西半分と高重力異常帯との境界は南北直線状の重力急斜帯で特徴づけられ、逆断層系も見出されている。従って、現在のところ、沖浦カルデラの東半分は先ず奥羽脊梁帯の隆起とともに著しい削剝作用を被り、次いで新期の火山噴出物に覆われたものと推定される。

2.3 カルデラの基盤岩類

沖浦カルデラの環状谷付近、ないしその外縁には、カルデラ基盤を構成する地質単元が露出している。カルデラ基盤岩類のうち、中新統の記述は本報では省略することとし、第1図にも一括して示した。鮮新統は中新統を不整合の関係で被覆し、下位より尾開山凝灰岩(仮称)、三ツ森火山岩類(仮称)および遠部凝灰岩(仮称)から成る。

尾開山凝灰岩は従来、陸成の部分が大落前川層(小高ら, 1969)、海成の部分が竹館層(岩井, 1965; 小高ら, 1970)として区分され、それぞれ異なる層準に位置づけられていた。しかし、これらは層序的にも、火砕流堆積物としても一連のものであることが判明した。尾開山凝灰岩は100 km³以上の噴出規模をもつ火砕流堆積物である。地域により溶結した陸成の部分と葉理の発達する海成の部分とがみられるが、多量の黒雲母を含んだ流紋岩質な本質物で特徴づけられる。

三ツ森火山岩類は沖浦カルデラ南西の碓ヶ関カルデラ(村岡ら, 1983)における先カルデラ火山岩類であり、主に安山岩溶岩から成る。ただし、その分布は碓ヶ関カルデラの周辺にとどまらず、広い範囲に及んでいる。

遠部凝灰岩は碓ヶ関カルデラのカルデラ形成火砕流堆積物と考えられる。本凝灰岩は大部分が海成であり、三ツ森火山岩類等に由来する異質岩片を多量に含む特徴がある。本質物として、デイサイト質軽石—安山岩質スコリアを含む。

以上が沖浦カルデラの基盤を成す主な地質単元である。これらの地質単元が堆積した後、鮮新世後期には沖浦カルデラ地域が隆起し、海域は西方および北方に後退した。このため、沖浦カルデラ地域の西方および北方では、海浜性砂岩層である大釈迦層が堆積した。同じ時期に、沖浦カルデラ南西隣接域の碓ヶ関カルデラ内では、カルデラ湖の環境下で、碓ヶ関層が堆積した。このように、大釈迦層および碓ヶ関層は沖浦カルデラ形成直前に堆積した地層であるが、沖浦カルデラに近接する地域では分布が欠除している。

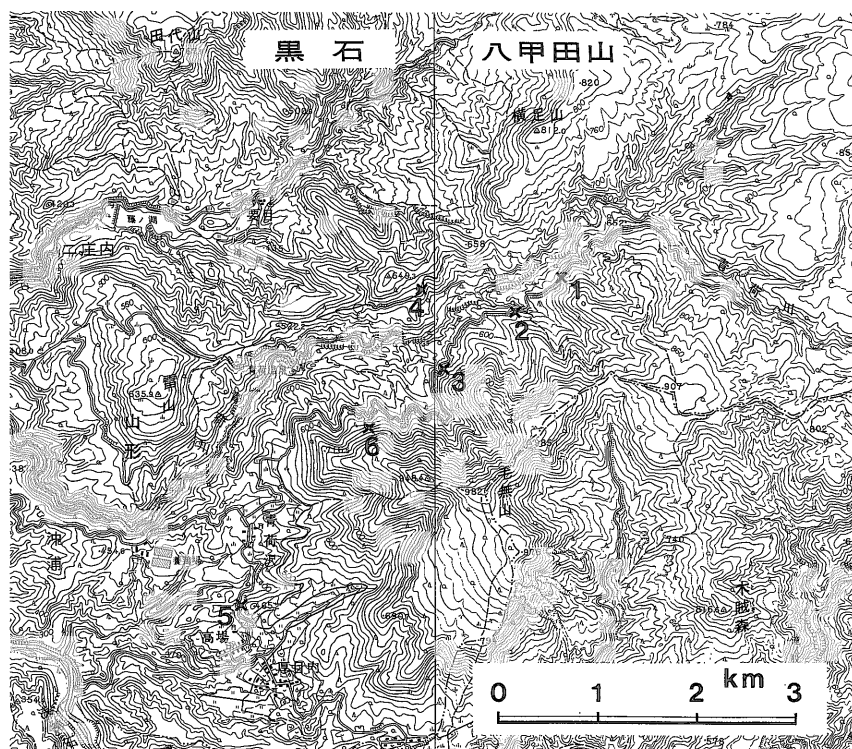
2.4 カルデラの火山噴出物

沖浦カルデラ内の火山噴出物は、カルデラ形成期の青荷凝灰岩と後カルデラ期の毛無山デイサイトとに大別される。青荷凝灰岩は主に、多数の軽石凝灰岩堆積単位より成り、厚さ600 mを越える。軽石凝灰岩は各单位の間隙に、細粒凝灰岩、礫岩、凝灰角礫岩などを挟む。また、カルデラ中央付近では玄武岩溶岩(Fig. 1)とスコリア凝灰岩とを挟む(村岡, 1985)。軽石凝灰岩の多くは初生的な水底火砕流堆積物に由来し、塊状無葉理で多量の軽石を含む。カルデラ中央付近では、径1 mを越える軽石も認められる。基質は分級の悪い砂岩粒径程度のガラス片(glass shard)、結晶粒等から成る。異質の石質岩片は一般に少なく、少量の石質岩片が含まれる場合にもパーライト、発泡不良の軽石等、本質物であることが多い。ただし、カルデラ内の軽石凝灰岩はしばしばランブ状に湾曲した細粒凝灰岩薄層の断片を含んでいる。

毛無山デイサイトは青荷凝灰岩の上位に重なるデイサイト溶岩であり、溶岩ドームを構成している。溶岩ドームは三ツ森、田代岳、雷山、毛無山等、環状に配列している。特に、三ツ森、田代岳、雷山のデイサイト溶岩の分布はほとんど連続的であり、地下の弧状岩脈の伏在を推定させる。これらのデイサイト溶岩は斑晶を多く含み、基質はガラス質である。全般に大型の気泡を多く含み、一部には白色球類を含有した黒曜岩もみられる。

2.5 カルデラの被覆層

沖浦カルデラの火山活動終息後に堆積した地質単元を略述する。青荷凝灰岩の活動当時、沖浦カルデラ内を満たしていた湖水は、カルデラの火山活動終息後もカルデラ内の低所に残存したらしい。カルデラ南東部などにみられる小国湖成堆積物(仮称)がその産物である。また、それと同時に、やや後期に沖浦カルデラの東側では南八甲田火山が形成された。従来、南八甲田火山岩類は八甲田火砕流堆積物より上位とされてきたが、最近下位であることが明らかとなった(村岡ら, 1983)。小国湖成堆積物や南八甲田火山岩類の形成後、北東の八甲田カルデラ



第2図 K-Ar年代測定試料採取位置図

〔この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図(黒石)および(八甲田山)を使用したものである〕

Fig. 2 Sampling sites for K-Ar age dating. The base map is quoted from "Kuroishi" and "Hakkodasan", scale 1:50,000, Geographical Survey Institute.

が陥没し、八甲田火砕流堆積物が広い範囲に流出した。八甲田火砕流堆積物は大部分が溶結している。沖浦カルデラの北西外縁には、八甲田火砕流堆積物などを覆って、六万平層や黒石扇状地堆積物が発達する。八甲田カルデラ地域では後カルデラ活動によって北八甲田火山岩類が噴出し、十和田カルデラ周辺では十和田外輪山溶岩が活動した。さらに、十和田カルデラの形成時期には、十和田軽石流堆積物が本地域の随所に流出した。これはほとんど全て非溶結であるが、約3万年より若く (SATO, 1966)、現在もなお新鮮な火砕流台地原面を留める部分が多い。

3. 年代測定試料

K-Ar年代測定試料の採取地点を第2図に示す。その概略的位置は第1図にも示した。採取試料の層序的順序は第2図の番号順と考えられる。ただし、このうちNo. 1と2の順序は岩石の成因から判断される形成順序に従ったもので、採取した層準とは逆転させた。以下に、各試料の産地・地質単元・産状・薄片観察を記載す

る。

(1) 黒雲母花崗閃緑岩(石質岩片)

試料番号: 800530-01

産地: 毛無山北麓

地質単元: 青荷凝灰岩

産状: 本試料採取地点の軽石凝灰岩は厚さ数cm-10数cmの葉理が明瞭で、軽石も小径で円磨されている。このことから、より下位の水底火砕流堆積物の再食堆積物とみなされる。採取露頭の10数m上位では軽石凝灰岩を玄武岩溶岩が被覆している。軽石凝灰岩中には、石質岩片の濃集する層準があり、径数cm-20cm程度の深成岩岩片を含んでいる。深成岩岩片の約7割は花崗岩質なもの、約3割はハンレイ岩質のもので構成される。後者も斜長石に富むため優白質である。これら深成岩岩片の中には、岩片の周縁にスコリア被膜が付着し、脈状に入り込んだものがみられる。従って、より下位層準のスコリアの活動に伴って、地表(水底)にもたらされたものが、初生の軽石凝灰岩などと共に、二次流動・二次集積したものと推定される。

薄片観察:斜長石,石英,黒雲母,カリ長石,土磷灰石,土磁鉄鉱を含む。斜長石は最も多量で,初生的な累帯構造が sieve 組織の発達により,不規則に変化している。石英はもともと粗粒であったものが,多数の割れ目により破壊され,円形細粒状化している。黒雲母は細粒で,大半が多結晶集合体の一部を構成している。その組み合わせは,黒雲母,斜長石,磁鉄鉱,石英などであり,その外形から粗粒の角閃石に由来するものと推定される。本岩石は元來粒径1mm以上の角閃石花崗閃緑岩が,再平衡に達し,同時に機械的変形を受けたものとみなされる。

(2) 普通輝石紫蘇輝石角閃石デイサイト(軽石)

試料番号:800530-02

産地:毛無山北麓

地質単元:青荷凝灰岩

産状:軽石は湖成の軽石凝灰岩より採取したもの。軽石凝灰岩は発泡のやや不良な軽石を多量に含み,比較的少量の基質部分も主にガラス片,結晶粒より成る。ほとんど本質物から成ること,塊状無葉理であること,軽石の最大粒径が30cm大に及ぶことなどからみて,初生的な水底火砕流堆積物とみなされる。石質岩片は少ない。軽石中には,長軸径4mm大の角閃石が肉眼的に認められる。

薄片観察:斑晶として斜長石,角閃石,紫蘇輝石,普通輝石,磁鉄鉱を含む。石英斑晶は認められない。斜長石斑晶は最も多量であり,角閃石や普通輝石を包有することがある。累帯構造の核部ないし核部寄りの帯に粗大な sieve 組織がみられることが多い。角閃石斑晶は長軸が数mm大の粗粒結晶で,淡黄緑色の多色性を示す。基質を成すガラスは発泡がやや不良で,円形の気孔が多く,長孔状の部分は少ない。

(3) 普通輝石紫蘇輝石角閃石デイサイト(軽石)

試料番号:810516-06

産地:毛無山北麓

地質単元:青荷凝灰岩

産状:軽石は湖成の軽石凝灰岩より採取したもの。軽石凝灰岩は発泡のやや不良な軽石を多量に含み,比較的少量の基質部分も主にガラス片,結晶粒より成る。本質物の純度が高いこと,塊状無葉理であること,軽石の最大粒径が1mを越えることなどからみて,初生的な水底火砕流堆積物と思われる。軽石中には,長軸径3mm大の角閃石が肉眼的に認められる。

薄片観察:斑晶として斜長石,角閃石,普通輝石,紫蘇輝石,磁鉄鉱を含む。斑晶としては石英が認められないが,デイサイト質と思われる。斜長石斑晶は最も多量

であり,累帯構造の核部ないし核部寄りの帯に粗大な sieve 組織がみられることが多い。角閃石斑晶は粗粒で,しばしば磁鉄鉱を包有している。普通輝石や紫蘇輝石斑晶は斜長石や磁鉄鉱と共に glomerophytic cryst を成して産するものがほとんどである。基質を成すガラスは発泡がやや不良で,長孔状の気孔を有す。

(4) 紫蘇輝石普通輝石玄武岩(溶岩)

試料番号:791002-01

産地:青荷温泉東北東

地質単元:青荷凝灰岩

産状:青荷温泉東北東の649.3mピークを構成する玄武岩溶岩より採取したもの。649.3mピークの東方から南方の低所を流れる青荷川沿いには,軽石凝灰岩が連続的に露出しており,玄武岩溶岩はこの上位を覆うものである。採取地点から約200m東方の青荷川沿いでは,軽石凝灰岩を貫いて幅40m程度の,WNW-ESE走向の玄武岩岩脈がみられる。これは本玄武岩溶岩のフィーダー岩脈の可能性が高い。岩脈は黄鉄鉱の鉱染が著しく,その東北東延長線上の玄武岩溶岩にも熱水変質が認められる。採取地点はその熱水変質部分から,わずか100m南方であるが,採取試料は黒色緻密で,比較的新鮮である。なお,カルデラ中央に分布する玄武岩溶岩やスコリア中には,1-3cm大の斜長石巨晶が特徴的に含まれるが,649.3mピーク周辺では斜長石斑晶が例外的に小さい。

薄片観察:インターサータル組織を示す。斑晶として斜長石,普通輝石,紫蘇輝石を含み,ときに未詳の斑晶鉱物(カンラン石?)を置き換えて緑泥石がみられる。斜長石斑晶は長径1-2mm大の自形的結晶で,しばしば集斑状を成している。かなりのものに sieve 組織が認められ,ガラスや普通輝石を包有している。石基は長径0.1-0.3mm大の長柱状針長石の間隙を,さらに細粒の普通輝石,磁鉄鉱,マイクロライトなどが充填している。上述のように,一部に緑泥石を伴うが,全体に変質は軽微である。

(5) 普通輝石紫蘇輝石角閃石デイサイト(軽石)

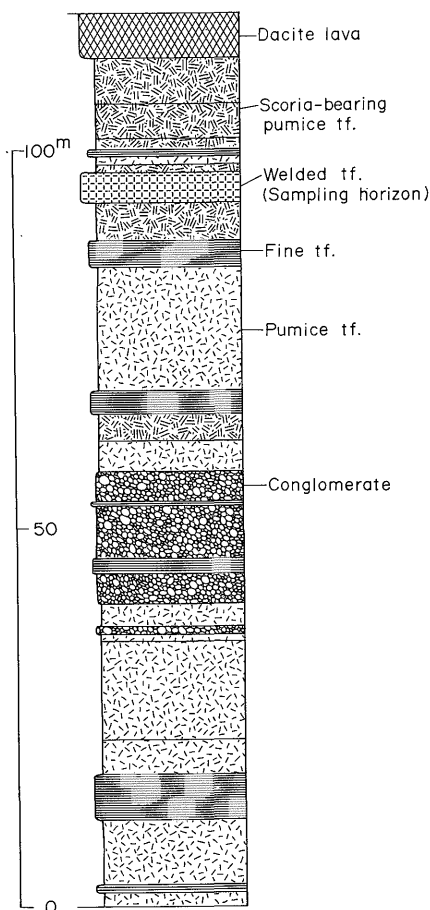
試料番号:810516-02

産地:毛無山西方,高場

地質単元:青荷凝灰岩

産状:軽石は湖成の軽石凝灰岩より採取したもの。軽石凝灰岩は発泡のやや良好な軽石を多量に含み,比較的少量の基質部分も主にガラス片,結晶粒より成る。石質岩片はみられない。初生的な水底火砕流堆積物と思われる。

薄片観察:斑晶として斜長石,角閃石,普通輝石,磁



第3図 青荷凝灰岩最上部の地質柱状図と試料 No. 6 の採取層準(溶結凝灰岩) 柱状図の位置は第2図のNo. 6参照

Fig. 3 Columnar section of the uppermost Aoni Tuff. Sample No. 6 was taken from the welded tuff in this column. See site No. 6 of Fig. 2 for the column locality.

鉄鉱を含み、稀れに紫蘇輝石と石英を伴う。斜長石斑晶は最も多量であり、累帯構造の核部ないし核部寄りの帯に粗大な sieve 組織がみられることが多い。角閃石斑晶は粗粒で単独に産することが多く、普通輝石斑晶は斜長石などと共に glomerophytic cryst を成して産するものがほとんどである。基質を成すガラスは発泡がやや良好で、長孔状の気孔を有す。

(6) 普通輝石角閃石デイサイト(溶結凝灰岩)

試料番号: 800603-03

産地: 毛無山北西麓

地質单元: 青荷凝灰岩

産状: 毛無山北西に比高差約120 m の急崖があり、ほ

ぼ全面露頭となっている。この露頭の下位の大半は湖成の軽石凝灰岩(青荷凝灰岩)によって占められ、最上端 5 m の部分には毛無山を構成するデイサイト溶岩(毛無山デイサイト)が露出する(第3図)。両境界の約17 m 下位に、厚さ 4 m の溶結凝灰岩がみられる。溶結凝灰岩はその上下を軽石凝灰岩や細粒凝灰岩等、明瞭な水底堆積層で挟まれる。これと同岩相の溶結凝灰岩は、毛無山のデイサイト溶岩の下位に数カ所で認められ、毛無山デイサイト溶岩噴出の先駆的火砕流の産物である可能性が高い。しかし、現状では本火砕流の非溶結水底堆積相を本来の青荷凝灰岩から識別する手段がない。従って、当面の層序編纂においては、本溶結凝灰岩を青荷凝灰岩に含める。測定試料は、厚さ 4 m の溶結凝灰岩の中位より採取したもの。

薄片観察: 斑晶として石英、斜長石、角閃石、普通輝石、磁鉄鉱を含む。斑晶の組み合わせは本質レンズと基質部分とに共通しているが、斑晶量は後者で多い。薄片中に偏平化した本質レンズを多数含み、本質レンズは空隙をほぼ完全に失っている。基質のガラス片は偏平化しているが、かなりの空隙を留めている。本質レンズ中にはパーライト割れ目が発達するが、基質中にはみられない。本質レンズは無色透明のガラスより成るが、斜長石の縁部や内部には褐色ガラスを伴っている。また、基質中には径 1-2 mm 大の玄武岩やスコリアの岩片が含まれる。この点は、本溶結凝灰岩の上下の軽石凝灰岩中に、多量のスコリアが含まれることと対応している(村岡, 1985)。

4. 年代測定法と測定結果

K-Ar 年代の測定は Teledyne Isotopes 社に依頼し、全岩試料について行った。岩石試料は 420-840 μm に粉碎し、Ar の抽出・精製を行った。Radiogenic ^{40}Ar の検出限界は 10^{-8} ccSTP/g である。K の定量は炎光分光分析法を用いた。 ^{40}Ar の測定は 2 ないし 3 回、K の測定は 2 回づつ行った。年代値は、先ず各々の Radiogenic ^{40}Ar の分析値と K の平均値とを用いて個別に求めた。年代値の誤差は、K の定量の誤差(1.8%)、 ^{38}Ar スパイク検定の誤差(0.3%)、 $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ 比測定の誤差(3%)を用いて、COX and DALRYMPLE (1967) の式から算出し、 1σ で示した。また、年代値の算出に用いた定数は $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ 、 $\lambda_{\alpha} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ 、 $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atom\%}$ である(STEIGER and JÄGER, 1977)。このようにして得られた個々の年代値と誤差は、TAMANYU and LANPHERE (1983) の加重平均の方法に従い、次式(Teledyne Isotopes 社、私信)で平均し、試料ご

第2表 K-Ar年代測定結果

Table 2 Results of K-Ar age determinations.

Seg. No.	Sample No.	Rock type	Occurrence	K %	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ ccSTP/g)	Radiogenic ⁴⁰ Ar (%)	Age ± 1σ (Ma)	Average Age (Ma)
1	800530-01	Bt granodiorite	lithic fragment	1.55	0.010	10.8	1.7±0.1	1.7± 0.1
				1.56	0.010	11.1	1.7±0.1	
2	800530-02	Aug Hy Hb dacite	pumice	1.05	0.006	6.9	1.5±0.2	1.6± 0.2
				1.04	0.007	7.1	1.7±0.3	
3	810516-06	Aug Hy Hb dacite	pumice	1.05	0.003(9)	4.2	1.0±0.5	1.1± 0.3
				1.05	0.004(6)	5.2	1.1±0.3	
4	791002-01	Hy Aug basalt	lava	0.25	0.002(0)	1.7	2.1±6.2	6.9±15.7
				0.25	0.006(7)	6.6	6.9±1.3	
				0.25	0.001(0)	1.2	1.0±6.3	
5	810516-02	Aug Hy Hb dacite	pumice	1.35	0.006(1)	3.4	1.1±0.8	1.5± 0.6
				1.38	0.006(6)	3.3	1.2±1.0	
				1.38	0.008(7)	4.6	1.6±0.6	
6	800603-03	Aug Hb dacite	welded tuff	2.05	0.007	10.6	0.9±0.1	0.9± 0.1
				2.05	0.007	13.0	0.9±0.1	

⁴⁰Ar radの括弧内の値は測定精度の限界以下であるが、誤差を最小にするために計算上用いられた。

との平均年代値と平均誤差とした。

$$T_m = \frac{\sum_i^n \frac{T_i}{\sigma_i^2}}{\sum_i^n \frac{1}{\sigma_i^2}}$$

$$\sigma_m = \frac{\left[\sum_i^n \sigma_i^2 \right]^{1/2}}{n}$$

$$E_m = T_m \times \sigma_m$$

ここに、 T_m は n 個の Ar 測定からの平均年代値、 σ_m は n 個の Ar 測定に伴う平均標準偏差、 E_m は平均誤差である。ただし、用いた K の分析値が算術平均にすぎないため、 σ_m は 0.05 を最小限界値とした。第 2 表に年代測定結果と平均年代値を示す。この表の No. 1 と 6 とは、ともに σ_m が 0.04 となり、上記基準から 0.05 とした。

5. 考 察

5.1 年代値の評価

Radiogenic ⁴⁰Ar の測定限界は 10⁻⁸ ccSTP/g であり、測定結果はいずれも測定限界付近の値を示している。従って、得られた個々の年代値は充分な信頼度をもっておらず、地質学的情報と合わせて総合的に評価しなければならない。6 個の平均年代中央値は、層序ないし成因的順序と矛盾しているが、誤差を考慮すれば有意の食い違いではない。

花崗岩質岩片を年代測定に供した理由は、その産状、岩石学的特徴、化学組成等から、青荷凝灰岩との同源性 (comagmatic nature) が推定されたためである(村岡, 1985)。これら 6 個の岩石の年代値は、沖浦カルデラの活動時期を反映して、比較的まとまった時代範囲を示すことが期待される。6 個の岩石の中で玄武岩溶岩を除くと、花崗岩質岩片、3 個の軽石および溶結凝灰岩の年代値は 1.7-0.9 Ma の範囲に集中している。この年代範囲は、カルデラ内の青荷凝灰岩が周辺の中新統を構造差の大きな不整合で被覆すること、海成の中新統と湖成のカルデラ内青荷凝灰岩との間に堆積環境の大きな変化が考えられること、沖浦カルデラの基盤に鮮新統の凝灰岩が含まれること、沖浦カルデラが原地形をかなり保存していることなどの層序的事実を合わせて考えるとき、全体としてほぼ有意な値とみなせよう。また、各岩石間の層序・形成順序についても、最も早期の花崗岩質岩片と、最も晩期の溶結凝灰岩に関しては年代値との間に矛盾がなく、両者ともより誤差範囲の小さい年代値を示している。両岩石は軽石に比べて空隙率が低く、K 含量がやや高いため、その年代値はより確度の高いものと考えられる。

問題となるのは玄武岩溶岩の年代値である。これについては上述のように野外の産状からみて青荷凝灰岩の軽石凝灰岩(800530-02の採取層準など)を被覆していることが確実であって、カルデラ基盤の窓状露出という可能

性はきわめて乏しい。玄武岩溶岩のK含量が他試料に比べて著しく低いこと、Radiogenic ^{40}Ar の3回測定の実現性が著しく不良であること等からみて、この年代値のみが本来の年代から大きくはずれたものとみなして差し支えない。また、年代測定試料の変質はごく軽微であり、この影響は無視しうる。

以上のことから、玄武岩溶岩を除く5個の岩石の1.7-0.9 Maという年代値は、ほぼ沖浦カルデラの形成年代を表すものと考えられる。この年代は他の層序学的事実とも矛盾せず、少なくとも従来の“青荷層中新統説”を否定するものといえよう。ただし、カルデラ内の地表においては青荷凝灰岩の基底部を観察できないこと、既存の試錐調査においては基底部のコアの変質が著しいこと、等の理由から、この年代値は青荷凝灰岩基底部の情報を含んでいない。従って、1.7-0.9 Maという年代値の下限は、若干古い側に遡る可能性が残されている。この問題は、むしろカルデラ外の青荷凝灰岩において解決されねばならない。

5.2 地質学的意義

村岡・長谷(1980)はSMITH and BAILEY (1968), 荒牧(1969)やその後の研究例に基づき、バイアス型カルデラのマグマ溜りの固結物として、地殻浅所の小型バソリス級花崗岩質岩体を想定した。青荷凝灰岩中の花崗岩質岩片が1.7 MaのK-Ar年代を示したことは、これらが沖浦マグマ系の早期晶出相に由来するという推論に大きな根拠を与えたものと考えられる。これは本邦でもきわめて若い花崗岩質岩の1つといえよう。ただし、この年代は試料の記載で述べたように、マグマ溜り内の複雑な熱史を反映して、再結晶した時期を表している可能性がある。これら花崗岩質岩片やハンレイ岩質岩片の意義の一部は、村岡(1985)において予察的に考察した。しかし、その成因、熱的履歴、同源性等については、さらに検討して行く必要がある。

八甲田火砕流堆積物(従来の八甲田溶結凝灰岩)と青荷凝灰岩の上下関係は、沖浦カルデラ内外の多数の露頭で認められ、すでに概説したように、八甲田火砕流堆積物の方が上位であることが確実である。従って、八甲田火砕流堆積物に関して報告されている2.0および2.1 Maというフィッシュトラック年代(西村ら, 1977)は、本報の青荷凝灰岩に関する1.7-0.9 Maという年代と矛盾することになる。しかし、最近、新エネルギー総合開発機構が実施したK-Ar年代測定によれば、八甲田火砕流堆積物の年代は0.8-1.0 Maとなり(MURAOKA *et al.*, 1985), 本報の結果と調和している。

村岡・長谷(1978)は東北北部地域における、沖浦カル

デラ、八幡平環状地形、鬼首カルデラの地質的位置の類似性を指摘した。青荷凝灰岩の1.7-0.9 Maという年代範囲は、八幡平地域の玉川溶結凝灰岩に関する2.0-0.9 Ma(須藤, 1982; TAMANYU and LANPERE, 1983), 鬼首カルデラの北川デイサイトに関する2.7-1.7 Ma(YAMADA, 1981)というK-Ar年代ともおよそ対応しており、東北脊梁地域において大規模な火砕流活動が進行した一時期を表すものと考えられる。

5.3 地熱探査上の意義

沖浦カルデラの環状谷沿いには、多数の温泉が分布する。最も高温の沖浦温泉には、沸点近い自然湧出泉が存在する(村岡・長谷, 1980)。最近、新エネルギー総合開発機構(1983)は、沖浦カルデラ地域で500-1,500 m級の試錐調査を実施した。その結果によれば、カルデラ外縁ではごく低温を示すのに対して、カルデラ内では6坑中1坑を除き、いずれも140°C以上の坑底温度を記録した。最高のものは1,500 mにおいて167.1°Cであった。沖浦カルデラ内には、140°C以上の熱水系が大きな広がりをもっているらしい。この事実は、沖浦カルデラの熱源が今日なお熱的に衰退していないことを示しており、本報の示す1.7-0.9 Maという形成年代とも調和的にみえる。すなわち、沖浦カルデラ形成当時、地下浅所には小型バソリス級マグマ溜りが存在し、深度や地下増温率等を考慮するとそれが今日なお200-300°C程度の高温度の状態であるのであろう。しかし、沖浦マグマ系の冷却史を立ち入って論じるには、マグマ溜りの初期体積の推定とともに、村岡(1985)が指摘した、珪長質マグマ系への再三にわたる玄武岩マグマの侵入とそれによる熱的延命の効果についても考慮しなければならない。

謝辞: 本研究の地質調査結果は地質調査所長谷紘和博士と共に進めてきた研究に負う所が大きい。試料採取に際しては現 Calgary 大学(カナダ)上田晃博士に御協力いただいた。また、K-Ar年代計算法については地質調査所須藤茂氏に御教示いただいた。以上の方々に謝意を表す。

文 献

- 荒牧重雄(1969) カルデラ学説に関するいくつかの問題。火山, 2集, vol. 14, p. 55-76.
- COX, A. and DALRYMPLE, G. B. (1967) Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of Potassium-Argon dating. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 72, p. 2603-2614.
- 長谷紘和(1978) 地熱探査とリモートセンシング。地熱エネルギー, no. 8, p. 7-16.

- 今泉力蔵(1949) 弘前盆地東縁の地質(演旨). 地質雑, vol. 55, p. 182.
- 井上 武・原田昌士(1965) 青森県黒石市東方浅瀬石川中流の地質調査報告. 青森県商工部, p. 72-84.
- 石井武政・長谷紘和(1978) 十和田湖北西方にみられる環状地形と地質・構造について. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 77.
- 岩井武彦(1965) 青森県津軽盆地周辺に発達する新生界の地質学的並びに古生物学的研究. 弘前大学教育学部紀要, no. 14, p. 85-155.
- 小高民夫・高柳洋吉・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂祥三(1969) 碓ヶ関地域の地質について(青森-37号). 青森県商工部, 28 p.
- ・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂祥三(1970) 黒石地域の地質について(青森-29号). 青森県商工部, 38 p.
- 村岡洋文(1985) 沖浦カルデラの火山噴出物から推定されるパイモータルマグマの共存. 吉田博直先生退官記念文集, p. 263-279.
- ・長谷紘和(1980) 陥没カルデラに由来する環状地形構造の評価. 地質ニュース, no. 311, p. 7-29.
- MURAOKA, H. and HASE, H. (1981) Okiura caldera, discovery of a Valles-type caldera in the northern Honshu, Japan. In Abstract 1981 IAVCEI Symposium, Tokyo, p. 242-243.
- 村岡洋文・山口 靖・長谷紘和(1983) 碓ヶ関カルデラ: 遠部層を噴出した新第三紀クレーター型カルデラ. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 341.
- ・———・仲澤 敏(1983) 南八甲田火山と八甲田カルデラの相互関係——レーダー画像判読とその現地検証——. 地質雑, vol. 89, p. 661-664.
- MURAOKA, H., HORI, M. and TAKAGI, S. (1985) Nationwide geothermal exploration survey project (2nd step) with special reference to the Hakkoda area, Japan. *International Vol., Geothermal Resources Council*, p. 481-485.
- 西村 進・佐藤博之・山田敬一(1977) 八甲田溶結凝灰岩のフィッシュントラック年代——日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュントラック年代(2)——. 地調月報, vol. 28, p. 593-595.
- 酒井軍次郎(1961) 青森県黒石市山形のベントナイト, 東北の工業用鉱物資源. 東北地方工業鉱物開発委員会, 第一輯, p. 6-9.
- ・宮城一男・岩井武彦(1966) 黒石温泉群の研究. 弘前大学教育学部紀要, 特別号, no. 6, p. 1-39.
- SATO, H. (1966) Pumice flow deposits of the Towada Caldera at the vicinity of Kosaka Town, Akita Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 72, p. 405-411.
- 新エネルギー総合開発機構(1983) 沖浦地域, 地熱開発促進調査報告書 no. 5, 586 p.
- SMITH, R. L. and BAILEY, R. A. (1968) Resurgent cauldrons. *Studies in volcanology. Geol. Soc. Amer. Memoir*, vol. 116, p. 613-662.
- and SHAW, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems, in WHITE, D. E. and WILLIAMS, D. L., eds., *Assesment of geothermal resources of the United States—1975. U.S. Geol. Surv. Circular*, vol. 726, p. 58-83.
- and —— (1978) Igneous-related geothermal systems, in MUFFLER, L. J. P., ed., *Assesment of geothermal resources of the United States—1978. U.S. Geol. Surv. Circular*, vol. 790, p. 12-17.
- STEIGER, R. H. and JÄGER, E. (1977) Subcommission on Geochronology: Convension on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359-362.
- 須藤 茂(1982) 王川溶結凝灰岩及び周辺の類似岩の K-Ar 年代. 地熱雑, vol. 4, p. 159-170.
- TAMANYU, S. and LANPHERE, M. A. (1983) Volcanic and geothermal history at the Hachimantai geothermal field in Japan—on the basis of K-Ar ages—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 89, p. 501-510.
- YAMADA, E. (1981) Volcanism and tectonism in the Onikobe Caldera: with special reference to the evolution of the Magma reservoir. In abstract 1981 IAVCEI Symposium, Tokyo, p. 421-422.

(受付: 1985年5月7日; 受理: 1985年8月25日)