

飯豊連峰の地質

高橋 浩¹⁾

1. はじめに

飯豊連峰はたおやかで雄大である。深田久弥氏は、「日本百名山」の中で飯豊山についてこう語っている。「大きな残雪と豊かなお花畑、尾根は広々として高原を逍遙するように楽しく、小さな池が幾つも散在して気持ちのいい幕営地に事欠かない。殊に感服したのは、その主脈の峰々がいずれも堂々と独立して、まるで一城のあるじのように大きく見えたことである。私の通ったのは飯豊の背骨に過ぎなかったが、そこから左右に幾筋も伸びた長い支脈、それからその間に深く刻み込まれた多くの谷々。方四十軒に及ぶというこの大山塊には、まだ無限の秘密がひそんでいるように思われた。」

飯豊連峰は新潟・山形・福島県境に聳える、東北を代表する山岳地帯である。登山道や山小屋が整備された現在でも山頂への道のりは遠く、訪れる登山者の数も多くはない。地質屋もかつて何人かが訪れているが、断片的な情報があるのみでまとまった研究はなされていなかった。この度、地質調査所から5万分の1地質図幅「飯豊山」(高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫, 1996)が刊行された。この地質図は飯豊連峰の主要部分をカバーしており、登山の専門誌である「岳人」(平成8年7月号)や「山と渓谷」(平成8年9月号)にも紹介記事が掲載された。最近では、山の自然について書かれた書物に、地質に関することがらが記述されていることもあり、地質に携わる人間にとっては喜ばしいことである。ここでは、地質図幅の内容をもとにして、飯豊連峰がどのような地層や岩石で構成されており、どのようにして形成されてきたのかを簡単に解説してみたいと思う。なお、多くの文献は省略した。5万分の1地質図幅「飯豊山」を参照していただきたい。

2. たおやかな山稜と長大な溪谷

飯豊連峰には最高峰の大日岳(2,128m)をはじめとして、飯豊山(2,105m)、御西岳(2,013m)、烏帽子岳(2,018m)、北股岳(2,025m)などの2,000m級の山々が連座し、北に向かい高度を下げ、門内岳(1,887m)、地神山(1,850m)、大石山(1,567m)、杵差岳(1,636m)などの1,500m以上の峰々が主稜線を形成し、朝日連峰とともに“東北の屋根”と称されている(第1図)。

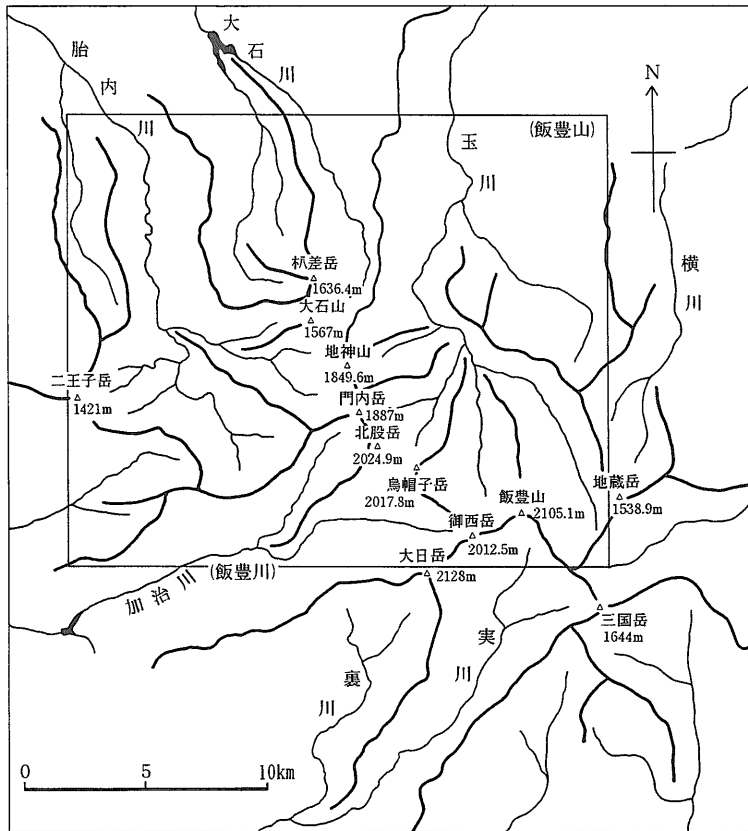
飯豊連峰の主稜線周辺の山容はなだらかで、ところどころに池塘(高層湿原の池)や湿原が発達している。この周辺には、初夏から盛夏にかけて、ハクサンイチゲ、ヒナウスユキソウ、イデリンドウなどのたくさんの高山植物が咲き乱れるお花畑が広がり、桃源郷の趣を呈している(第2図)。これに対して側稜線はいずれも急斜面を持った、いわゆる痩せ尾根となっており、主稜線に源を発する谷は深くえぐられたV字谷となり、函や滝が連続している(第3図)。飯豊川や胎内川に代表される長大な溪谷は、飯豊連峰のもう一つの顔であり、深く刻まれた溪谷は人を寄せ付けず、原始の姿をとどめている。

飯豊連峰の主稜線上には、各所に二重稜線、非対称山稜などの地形が形成されている(第4図)。二重稜線の成因としては、寒冷気候下での岩石の凍結破碎による岩屑生産が関係しているらしいが詳しいことは分かっていない。非対称山稜は、風上側で活発に生産された岩屑が積雪の凍結・融解により面的に移動後安定化した。風下側斜面では、現在も多量の積雪によって浸食が進んでいるために形成されたと考えられている(檜垣, 1977)。

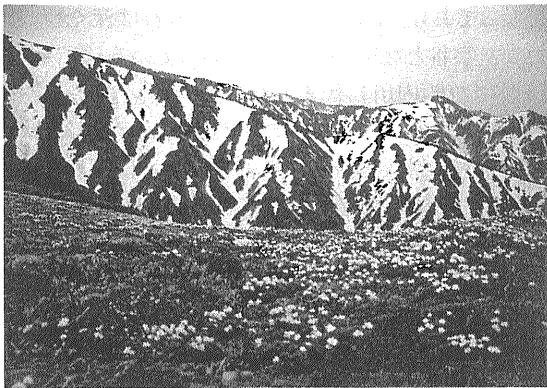
飯豊連峰の主稜線や側稜線に源を発する沢の源頭部～上流部には広く氷河地形が認められ、北股岳

1) 地質調査所 地質部

キーワード: 飯豊連峰, 氷河地形, 足尾帯, マイロナイト

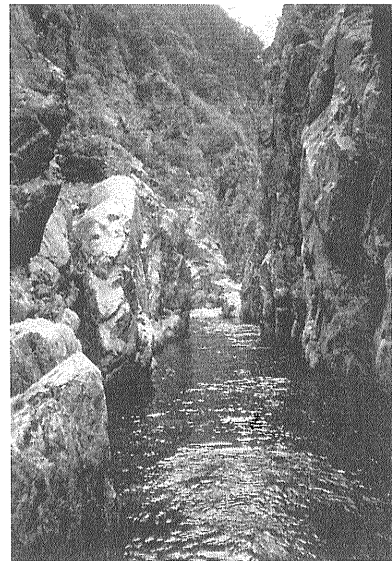


第1図 飯豊連峰稜線・水系図。四角は「飯豊山」図幅の範囲。
高橋ほか(1996)による。



第2図 ハクサシイテゲの大群落。大石山南方鞍部。

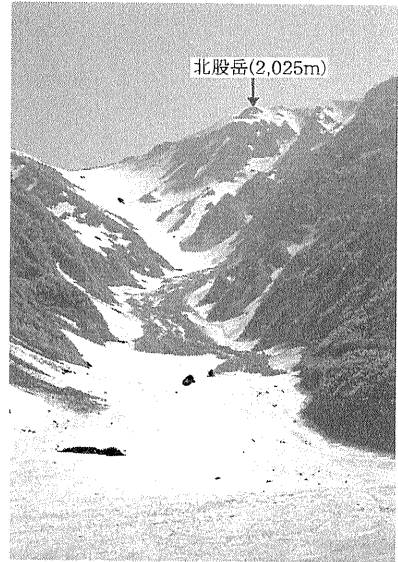
北東の石転び沢源頭部にはカール状の地形が認められる(第5図)。また、飯豊山北西方の玉川上流の標高1,400m付近には、北アルプスの横尾氷期(五百沢, 1962)の地形に相当する開析された古期の氷河地形に当たると考えられている平坦面が存在する(五百沢, 1986)。



第3図 飯豊川上流のV字谷の景観。湯の平温泉東方、飯豊川本流のゴルジュ帯。



第4図 飯豊連峰主稜線の非対称山稜。北股岳より北方を望む。主稜線の西方(左側)はなだらかで、東方(右側)は急傾斜の険しい山容を呈している。



第5図 石転び沢大雪溪の景観。左岸支沢からの岩雪崩が雪溪を覆っている。石転び沢出合(標高850m)より撮影。

3. 地質の概略

飯豊連峰は、地体構造上、西南日本内帯の美濃帯の東方延長に当たる足尾帯に属している。東方には、日本国一三面一棚倉マイロナイト帯が走っており、朝日連峰と対峙している(第6図)。

飯豊連峰の骨格は、足尾帯の中生代に形成された堆積岩類とそれらに貫入する白亜紀～古第三紀に活動した火成岩類からなっている。さらに、これらの先新第三紀の基盤岩類を新第三紀、第四紀の地層が覆っている。白亜紀～古第三紀の火成岩類は、主に白亜紀後期～古第三紀に活動した花崗岩類からなり、一部にこれらの火成活動に先行して貫入した小規模な岩脈(花崗閃緑斑岩)が存在する。

3.1 足尾帯の堆積岩類

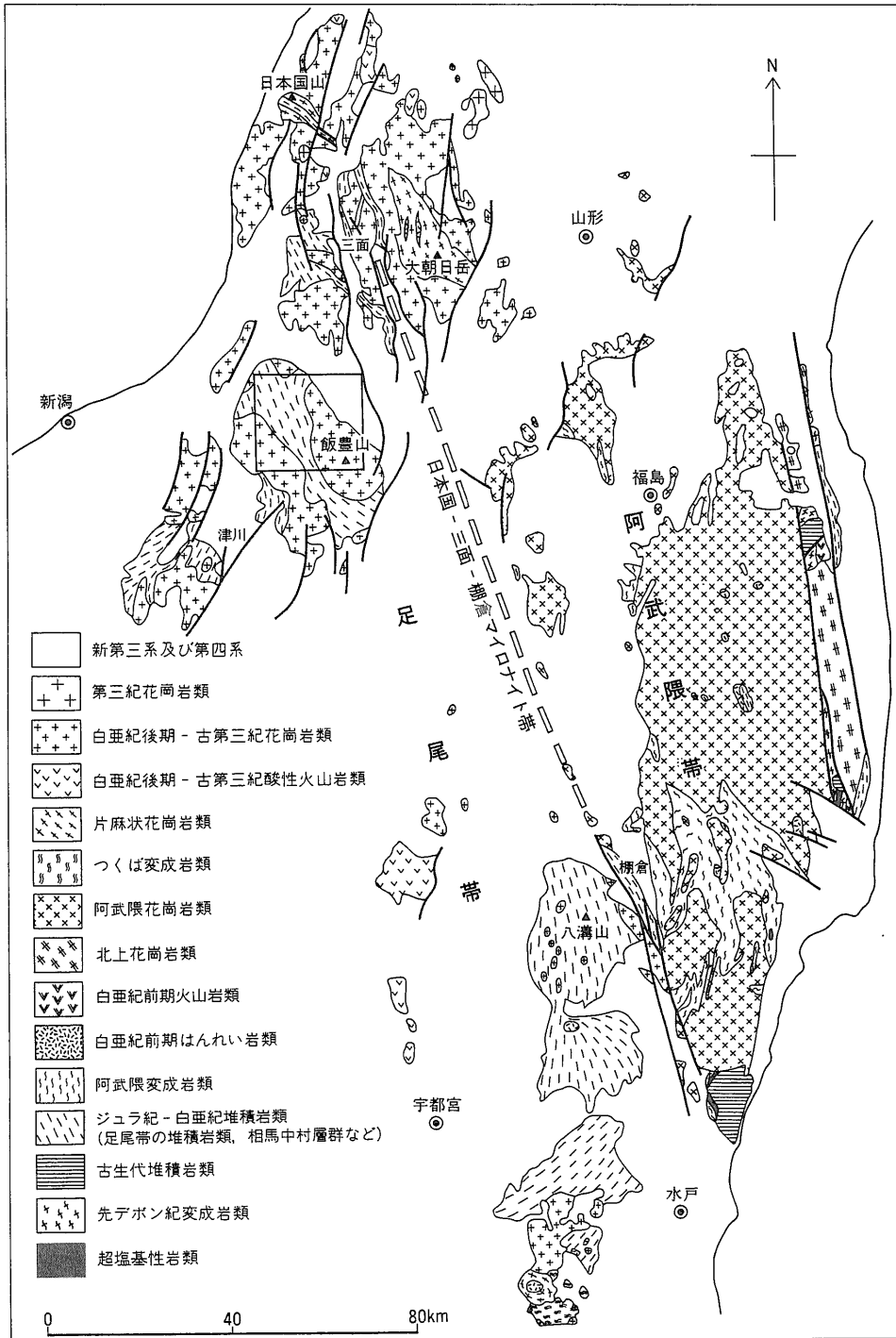
飯豊連峰の主稜線よりも西側の胎内川上流地域や主稜線よりも南側の実川周辺地域には、塊状砂岩、砂岩頁岩互層および層状チャートからなる堆積岩類が広く分布している(第7図)。これらの堆積岩類は、八溝山地に広く分布する中生代に形成された堆積岩類と構成岩種が類似しており、構造的にも連続することから、八溝山地を構成する地質体の北方延長部に相当するであろう(第6図)。これらの堆積岩類はすべて花崗岩類によって貫入され、熱変成を被りホルンフェルスとなっている。このため、放射虫などの微化石による地質年代は得られていない。八溝山地の堆積岩類からは、広い範囲でジュラ紀の放射虫化石が見つかっており、飯豊連峰を構

成する堆積岩類の形成年代もおそらくジュラ紀前後であろう。

砂岩および頁岩中には、花崗岩類による熱変成によって形成された黒雲母が生じており、花崗岩体に近いものには、堇青石、紅柱石、ざくろ石、稀に珪線石が生じている。また、一部の花崗岩体(杵差岳花崗閃緑岩)周辺では、黒雲母の定向配列による片状構造が発達し、黒雲母片岩～片麻岩の岩相を呈している。この黒雲母片岩～片麻岩は杵差岳花崗閃緑岩中にも多数取り込まれている。

3.2 花崗岩類

飯豊連峰の主稜線を構成するのは、飯豊山花崗閃緑岩と杵差岳花崗閃緑岩であり、両者は北股岳と烏帽子岳の間の鞍部に建つカライギ小屋付近を通る北東～南西方向の断層で接し、断層沿いでは花崗岩類が変形して引き延ばされマイロナイトが形成されている(第7図)。飯豊連峰の前衛峰である二王子岳周辺には二王子岳花崗岩が広く分布し、主稜線より西に流れ下る飯豊川流域には加治川花崗閃緑岩、北に流れ下る大石川流域には小川花崗岩がそれぞれ小規模に分布する。杵差岳花崗閃緑岩の西側の足尾帯の堆積岩類中には、ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩の小岩体が多数分布しており、堆積

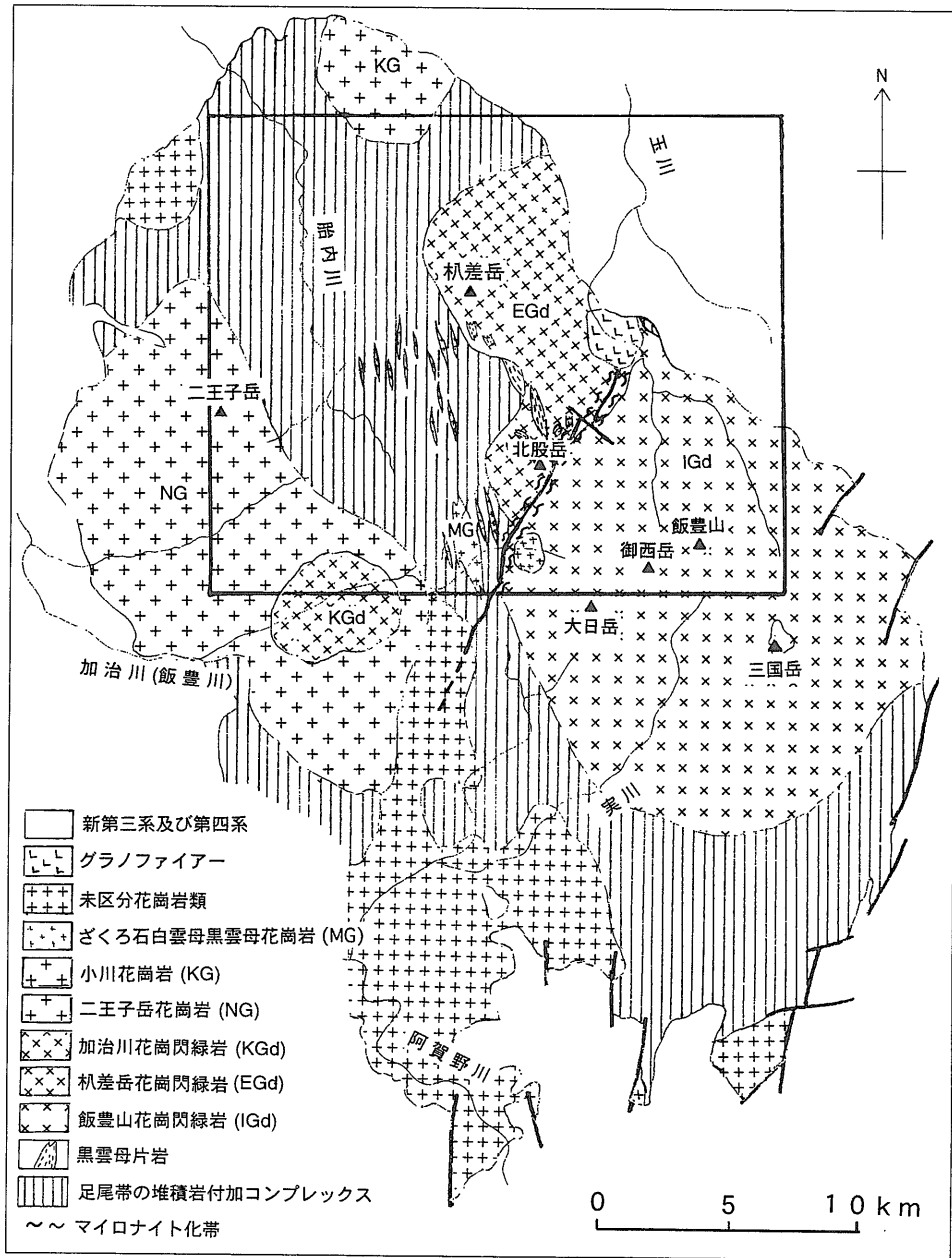


第6図 飯豊連峰周辺の広域地質図. 高橋ほか(1996)による.

岩類の層理面と平行に貫入したシート状の形態を示すことが多い.

花崗岩類の放射年代(黒雲母, K-Ar法)は、ほと

んど5,000万~6,000万年前を示すが、ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩では2,400万~3,000万年前の年代が得られた.



第7図 飯豊連峰の地質概略図. 高橋ほか(1996), 角ほか(1985), 新潟県(1989)をもとに作成. 四角は「飯豊山」図幅の範囲.

3.3 新第三紀および第四紀の地層

飯豊連峰の北東麓の玉川流域には広く新第三紀の地層が分布している。下位より、眼鏡橋層、明沢橋層および沼沢層の三層から構成される。地層の一般的な構造は、走向が北西—南東で、北東に傾斜している。眼鏡橋層は、礫岩および玄武岩・安山岩・流紋岩火砕岩からなる陸上で形成された中新

世前期の地層であり、花崗岩類を不整合に覆っている。明沢橋層は、眼鏡橋層に整合に重なる河口—内湾で形成された中新世前期の地層で、砂岩や黒色泥岩などからなる。沼沢層は、明沢橋層を整合に覆う泥岩を主とする海で形成された中新世中期の地層である。これらの新第三紀層の中には、流紋岩・安山岩・玄武岩およびドレライトの貫入岩が分

布する。これらの中で流紋岩は顕著な平行岩脈群を成し花崗岩類中に貫入するとともに多数の溶岩ドームを形成している。

第四紀層は、主に段丘堆積物および沖積層からなる。段丘堆積物は、下位より低位I、低位II、低位III段丘堆積物に分けられる。主に礫層からなり、玉川流域にまとまった分布があり、胎内川流域にも散点的に分布する。沖積層は、主に礫層からなり、玉川流域に発達している。このほかに地すべり堆積物と崖錐および崩積堆積物がわずかに分布する。

4. 地質構造発達史

4.1 堆積岩付加コンプレックスの形成

足尾帯は地体構造区分上、西南日本内帯の美濃帯の東方延長と考えられており、足尾山地や八溝山地の堆積岩類からは、広い範囲でジュラ紀の放散虫化石が見つまっている。日本海溝や南海トラフなどの海溝では、プレートの沈み込みに伴ってチャート・石灰岩・緑色岩などの海洋性物質が陸側に付加し、陸源性の堆積物に取り込まれながら付加コンプレックスが形成され、海側に成長しているという。美濃帯や足尾帯では、内帯（アジア大陸）側から外帯（太平洋）側に向かって地層の年代が若くなっており、かつての海溝で形成された付加コンプレックスであると考えられている。飯豊連峰を構成する堆積岩類もかつての海溝において西（内帯）側から東（外帯）側へ、順次付加コンプレックスが形成されていったものと考えられる。しかし、美濃帯、足尾帯全体を含め、この付加コンプレックスの形成過程、すなわち、チャート・石灰岩・緑色岩などの海洋性物質が海溝において陸側に付加し、陸源性碎屑物に取り込まれる過程が具体的にどのように成されたのかという問題はよく分かっていない。

4.2 花崗岩類の貫入・定置

ジュラ紀に足尾帯の堆積岩付加コンプレックスが形成された後、白亜紀前期には、小規模ながら花崗閃緑斑岩岩脈が付加コンプレックスに貫入した（第1表）。白亜紀後期になると、足尾帯の付加コンプレックス中に大量の花崗岩類が貫入した。飯豊連峰でまず最初に活動したのは飯豊山花崗閃緑岩であり、続いて杵差岳花崗閃緑岩、加治川花崗閃緑岩、

二王寺岳花崗岩、小川花崗岩が相次いで貫入した。その後、飯豊山花崗閃緑岩と杵差岳花崗閃緑岩の間に断層が形成された。その当時、花崗岩類はまだ十分に冷えていなかったため、断層活動に伴ってその両側で花崗岩類は引き延ばされマイロナイトが形成された。古第三紀の後半に入ると、ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩の多数の小岩体が付加コンプレックスや飯豊山花崗閃緑岩に貫入した。

花崗岩は我々人類のほとんどが住んでいる大陸地殻を構成する主要な岩石であり、堆積岩類の多くも花崗岩が削られ、移動し積み重なったものである。従って花崗岩の形成機構を解明することは、飯豊連峰の成り立ちをはじめ、大陸地殻の形成機構を知る上で決定的に重要である。しかしながら、今のところ、花崗岩マグマの発生・上昇・定置など、花崗岩の具体的な形成機構はよく分かっていない。

4.3 新第三紀層の堆積と火山活動

花崗岩類は地下深所で形成された後、徐々に上昇し、新第三紀の前期中新世後期（およそ2,000万年前）になると、地上に顔を出し、飯豊連峰の北東部では、眼鏡橋層が飯豊山花崗閃緑岩や杵差岳花崗閃緑岩の上に堆積した。その後、前期中新世末（およそ1,600万年前）以降、飯豊山塊周辺の陸域は沈降に転じ、海域が徐々に広がり明沢橋層、沼沢層が相次いで堆積した。これらの地層が形成される過程で、流紋岩・安山岩・玄武岩ならびにドレライトが活動した。流紋岩は流理構造を持つ顕著な平行岩脈群を成し多数の溶岩ドーム群を形成した。この頃、飯豊山塊西方の新潟平野地域においても海域が広がり石油貯留層を含む厚い地層が次々に堆積していった（小林・立石、1992）。

4.4 山脈の上昇

飯豊連峰西麓に分布する後期鮮新世（およそ300万～170万年前）の^{くわ}飯江層の基底礫岩中には飯豊連峰の骨格を構成するチャートやホルンフェルスなどの足尾帯の堆積岩類起源の礫が含まれており（西田・津田、1961；高宮、1985）、飯江層の堆積時には飯豊山塊が陸上に顔を出していたことを示している。飯江層は、下位の^{くわ}新第三紀層を不整合で覆っており、これらの飯江層よりも下位の^{くわ}新第三紀層中には、飯豊山塊起源の碎屑物は知られていない。従っ

第1表 飯豊連峰周辺の地質総括表. 高橋ほか(1996)を一部改変.
1Maは100万年を示す.

地質時代 (Ma)		地質区分	主な地質事象	
新 生 代	第四紀	完新世 0.01	沖積層 低位Ⅲ段丘堆積物 低位Ⅰ, Ⅱ段丘堆積物	沖積層の堆積 段丘の形成
		更新世		
	新第三紀	鮮新世 1.7	沼沢層 明沢橋層 眼鏡橋層	飯豊山塊の急激な上昇の開始 新第三系の堆積・火山活動
		中新世 5.1		
	古第三紀	漸新世 24	グラノファイアー ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩	グラノファイアーの貫入 ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩の貫入 マイロナイトの形成
		始新世 35		
暁新世 55				
中生代	白亜紀	後期 65	小川花崗岩 二王子岳花崗岩 加治川花崗閃緑岩 杵差岳花崗閃緑岩 飯豊山花崗閃緑岩	主な花崗岩類の貫入
	前期 96	熱変成花崗閃緑斑岩		
中生代	ジュラ紀	143	足尾帯の堆積岩類	足尾帯の堆積岩付加コンプレックスの形成
	三疊紀	212		

て、飯豊山塊が本格的に上昇を始めたのは鍬江層の堆積開始直前(約300万年前以前)であろう。なお、鍬江層は新潟平野地域の西山層に対比されているが、小林・立石(1992)は新潟平野周辺の古地理の変遷を示し、西山層の堆積時前半(前期鮮新世、約400万年前)に脊梁山地が隆起・陸化し山地西麓にあたる新潟平野周辺に海底扇状地が数多く形成されたと述べている。また、高浜(1982)は新潟平野東縁部の五頭山周辺を中心とした構造発達過程を簡単にまとめており、この西山層基底の不整合を越後山脈の急激な隆起を示すものと考えた。さらに、第四紀に入ってから段階的に山地が隆起したことを示した。また、渡辺・宇根(1985)は、飯豊連峰に源を發し西に流れ下る加治川の段丘面が系統的に高位の(古い)ものほど大きく西に傾斜していることから、飯豊連峰西麓では山地を隆起させる運動が最近まで継続していることを示した。なお、阿賀野川に沿って走る国道49号線沿いに設置されている水準点の測量結果によれば、現在でも、飯豊山塊

は上昇を続けている(飯川ほか, 1988)。

5. おわりに

今西錦司氏は次のように述べたという。「飯豊はとてつもなく大きな山である。日本で一番大きな山であるかもしれない。巨象といっても、長鯨といっても形容にならない大きさである。」

確かに、飯豊は大きい、そして、恐ろしい山でもある。1988年の夏、筆者は、大学時代の山岳部の後輩、渡辺 豊君に地質調査の同行をお願いした。飯豊連峰で最も長大で険しい飯豊川上流の調査を計画していたため、強力なアシスタントが必要であったのである。8月22日の朝、飯豊川沿いに建つ湯の平山荘を出発し、飯豊川の地質調査を開始した。渇水期とはいえ、飯豊川の水量は多く、胸まで浸かっての徒渉や高巻き、流れに逆らって泳ぐことも必要であった。こうして飯豊川を遡行しつつ調査を行い、飯豊川最大の不動の滝の手前に達したのは午後4

時頃であった。そこからすぐに引き返したが、兩岸の切り立ったV字谷の日暮れは早く、途中で薄暗くなってきたので無理をして下ることはせずにビバークする事にした。翌8月23日、河床に日が射すのを待って、ゆっくりと出発した。徒渉や泳ぎ、ザイルを使っての懸垂下降などを繰り返しながら川を下り、9時過ぎに核心部最後のチョックストーンの滝の上にとどり着いた。滝の落差は1.5m程でその下流は20m程の函となっていたので泳ぎ下ることにした。まず、渡辺君がチョックストーンの上からジャンプし、水流に乗って泳ぎ下ろうとしたが、ジャンプの勢いが弱かったため滝壺に引き戻されて渦の中に巻き込まれてしまった。その後滝壺の下流に浮上し、そのまま流されて20m程下流の浅瀬に停止した。渡辺君が全く動かないのを見て、筆者はチョックストーンの上から勢いよくジャンプして流れに乗って泳ぎ下り、渡辺君を川岸に引きあげ、応急の蘇生措置を行った。人工呼吸と心臓マッサージを併用して行い、3時間程続けたがついに蘇生させることはできなかった。今から考えてみても何が悪かったのかよく分からない。ミスがあったとも思えない。しかし、現実に渡辺君は帰らぬ人となってしまったのである。遭難現場は、飯豊川の核心部を抜ける最後の比較的容易な函滝であった。やはり、どこかに油断があったに違いない。

深田久弥氏が感じた無限の秘密のうち、地質に関することがらはかなり明らかになったものと思う。しかし、遡行困難な溪谷の支流、上流部や道のない尾根などの未調査地域もかなり残っている。また、主稜線上に分布する片麻岩の成因や石転び沢のマイロナイトの形成機構など、これから解明していかなくてはならない問題も多く生じてきた。

「飯豊山」図幅が日の目を見ることができたのは、多くの人たちの協力があってのことである。胎内ヒュッテ、天狗平ロッジ、湯の平山荘、カイラギ小屋、

門内小屋、杵差小屋、御西小屋、飯豊山頂小屋、切合小屋の各山小屋はたびたび利用させていただいた。関係各位に深く感謝する次第である。そして、何よりも渡辺 豊君の協力なくして「飯豊山」図幅が日の目を見ることは不可能であった。彼は本当に山が好きだった。御尊父の渡辺 旭氏が葬儀の挨拶で「豊は大好きな山で死ぬことができて幸福者だったのかもしれない。」と言われたことを今でも覚えている。謹んで、同君の御冥福をお祈りしたい。

文 献

- 深田久弥(1991):日本百名山(新装版). 新潮社. 427p.
 檜垣大助(1977):飯豊山地山稜部の地形について. 東北地理, vol.29, p.212-220.
 飯川健勝・鈴木尉元・小林和宏(1988):測地的変動と地震. 植村 武・山田哲雄(編)日本の地質4, 中部地方I, p.217-223. 共立出版.
 五百沢智也(1962):槍・穂高岳付近の最低位堆積堤について. 地理学評論, vol.35, p.652-653.
 五百沢智也(1986):飯豊・朝日連峰の水河地形. 岳人, no.468, p.42-45.
 小林巖雄・立石雅昭(1992):新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理. 地質学論集, vol.37, p.53-70.
 新潟県(1989):20万分の1新潟県地質図(改訂版)および同説明書. 128p.
 西田彰一・津田禾粒(1961):新潟県坂町付近の新第三系. 横山次郎教授記念論文集. p.107-113.
 角 靖夫・笹田政克・広島俊男・駒沢正夫(1985):20万分の1地質図幅「新潟」. 地質調査所.
 高浜信行(1982):新潟新生代堆積盆地の東縁地域における地形形成史とマス・ムーブメントの変遷. 地団研専報, 24, '島弧変動', p.321-336.
 高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫(1996):飯豊山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 52p.
 高宮秀毅(1985):新潟県北部越後下関地域の第三系地質. 大阪微化石研究会誌 NOM, 13号, p.13-24.
 渡辺満久・宇根 寛(1985):新潟平野東縁の活断層と山地の隆起. 地理学評論, vol.58 (Ser.A)-8, p.536-547.

TAKAHASHI Yutaka (1996): Geology of the Iide mountain range.

< 受付: 1996年8月30日 >