

講演要旨*

秋田県小坂付近における十和田カルデラに関する軽石流堆積物

佐藤 博之

秋田県小坂付近には、十和田カルデラ第1期陥没に由来した軽石流堆積物が広く発達する。これらの堆積物を調査した結果、礫層によってへだてられる少なくとも3層の軽石流堆積物が存在することが判明し、下位・中位・上位小坂軽石流堆積物とそれぞれ名づけた。3層の軽石流堆積物から得られた資料(下位層直下の泥炭、中位層直下泥炭中の木片、上位中の炭化木片)について¹⁴C年代決定(学習院大学木越邦彦教授による)の結果33,000年(+) B.P., 12,000±250年 B.P., 10,400±200年 B.P.の値が得られた。また3層の軽石について化学分析も行ない、従来の値とも検討の結果、噴出年代と化学組成との間に一定の関係があることが判明した。下位層の噴出年代は泥炭中の花粉分析その他から、おおよそ40,000年 B.P.と推定されるのが妥当であろう。

一般に巨大なクラカトア型カルデラは、数回にわたり火山砕屑流を噴出させた結果陥没したことが従来知られている。十和田カルデラは、成層火山の形成以後、約

30,000年にわたり、少なくとも3層の火山砕屑流を噴出させて陥没した。陥没がその都度行なわれたか否かは非常に興味ある問題であるとともに、今後の同カルデラ周辺の詳細な調査が必要である。(北海道支所)

樽前火山の研究(その1)

曾屋 龍典

北海道中央低地帯南部から遠く日高地方にわたって、樽前火山から抛出された、四層の降下軽石堆積物が分布する。これらは、長尾らによって、上位から、Ta・Tb・TcおよびTd層と命名された。

一方、樽前火山には、少なくとも三層の火山砕屑流堆積物が、分布する。筆者は、四層の降下軽石堆積物のそれぞれの分布を明らかにするとともに、降下軽石堆積物と火山砕屑流堆積物との関係を明らかにした。

すなわち、Td層(赤褐色降下軽石堆積物)に相当する火山砕屑流堆積物は、明らかでないが、Tc層(黄褐色降下軽石堆積物)に相当する火山砕屑流堆積物は、火山灰を主とし、硬質頁岩・安山岩等の岩片を多く含んだ火山灰流堆積物である。Tb層(灰白色降下軽石堆積物)

樽前火山地質総括表

活動期	層序	岩質	適要
最新期	熔岩円頂丘Ⅱ	カンラン石含有普通輝石 紫蘇輝石安山岩	円頂丘Ⅱ形成 1909 A.D.
	熔岩円頂丘Ⅰ 中央火口丘岩滓流堆積物	普通輝石紫蘇輝石安山岩 カンラン石含有普通輝石 紫蘇輝石安山岩	円頂丘Ⅰ破壊 1874 A.D. 円頂丘Ⅰ形成 1867 A.D. 1804~1818 A.D. ←カルデラ形成
Ta期	上部降下軽石堆積物	普通輝石紫蘇輝石安山岩	1739 A.D.
	軽石流堆積物 下部降下軽石堆積物	〃 〃	
Tb期	軽石流堆積物	〃	1667 A.D.
	降下軽石堆積物	〃	
Tc期	火山灰流堆積物	〃	1,100±160 B.P.
	降下軽石堆積物	〃	
Td期	降下軽石堆積物	紫蘇輝石普通輝石安山岩	$\sqrt{3,230 \pm 160 \text{ B.P.}}$ $\leftarrow 3,950 \pm 200 \text{ B.P.}$ $\backslash 4,500 \pm 100 \text{ B.P.}$

* 月例研究発表会講演要旨。昭和40年2月本所において開催。

に相当する火山碎屑流堆積物は、岩滓・綿状軽石を多く含み、熔結した軽石流堆積物である。Ta 層（灰白色降下軽石堆積物）に対応する火山碎屑流堆積物は、径数mもある軽石を含むこともある非常に軽石に富んだ軽石流堆積物である。

また、樽前火山の山頂には、Ta 層の抛出とそれに引続いた軽石流の噴出とによって形成された径1.5kmの小カルデラがある。この火口原には、中央火口丘を形成した岩滓流堆積物が分布し、さらにその中央に、明治42年に出現した高さ105mの熔岩円頂丘がある。

樽前火山の各堆積物のクロノロジーは、 ^{14}C -年令・古記録等によってなされた。Td 層の降灰は、縄文海進の最大海面上昇期より以前であり、また最近、美々貝塚から産出した炭化木片の ^{14}C -年令は、 $4,500 \pm 100$ 年前である。これらことから、5000~6000年前とした。Tc 層の降灰は、Tc 層の上位の腐植土中から産出した炭化木片の ^{14}C -年令が、 $1,100 \pm 160$ 年前であるという結果がある。これによって、1,100年よりも前といえる。Tb 層の降灰は、古記録により、寛文7年(1667)、Ta 層は、同じく古記録により、元文4年(1739)とした。中央火口丘を形成する岩滓流堆積物の活動は、文化年間(1804~1817)の活動によるものであろう。現在は、飛散した古い熔岩円頂丘は、慶応3年(1867)の活動によるものであろう。現在頂部に見られる熔岩円頂丘は、明治42年(1909)の活動によるものである。

樽前火山の形成は、Td 層の活動に始まり、Ta 層までは、軽石の抛出とそれに引続いた火山碎屑流の噴出の繰返しによったものである。Ta 層の抛出に続く軽石流の噴出後には、さらに軽石の抛出があった。カルデラの形成は、その直後であり、中央火口丘の形成、熔岩円頂丘の出現があり、現在の形となったのである。

(北海道支所)

釧路炭田の中新統層序

水野篤行* 角靖夫* 山口昇一**

釧路炭田の南西部地域のいわゆる直別累層中にいくつかの地点で侵食現象が発見された。これを中心として、同累層の層序・岩相・古生物の特徴を検討した結果、同累層は一部不整合、一部整合関係にある上下两部分に分けられるべきだとの結論を得た。下位層を常室層とよび、上位層をさらに上位にある、いわゆる厚内累層とともに厚内累層(再定義された)とする。両累層の岩相を検討すると、その境界(とくに不整合関係にある)は炭田北東部ですでにしられている布伏内累層と殿来累層との間の不整合に時期的に対応関係にあると考えられる。布伏内累層の非分布地域、炭田の東南部では厚内累層(再定義され

た)が縫別累層上にオーバー・ラップする。この層準は、常室累層・厚内累層が整合関係にあるところに顕著に発達する石井沢砂岩層のほぼ中上部ないしそれよりやや上位に相当するであろう。釧路炭田中新統の標準層序区分として、中新統がもっともよく発達し、かつ全層整合関係にあるところの層序に基づいて、常室累層・厚内累層・白糠累層の3累層区分を提案したい。同一時間面という点では問題があるが、南西部地域では便宜上、石井沢砂岩層の基底を厚内累層の基底とする。

常室累層は、地域によって、多少層序・岩相をことにするが、全域的に、泥質堆積物が優勢なことによって特徴づけられる。層厚最大400m。岩相・貝化石・珪藻化石のうえから、川上層群・津別層群・常呂層に対比される。

厚内累層は地域によって、層序・岩相・厚さを著しくことにし、硬質頁岩・凝灰質砂岩・凝灰岩・珪藻質泥岩などからなる。層厚、最大800m。南西部地域では、石井沢砂岩層をのぞき、硬質頁岩を主とする直別相と珪藻質泥岩・凝灰質砂岩・凝灰岩の互層からなる厚内相とに2大別される。巨視的にみれば、直別相が下位、厚内相が上位にそれぞれ優勢であるが、実際には両相が垂直的にも水平的にも容易に移りかわり、錯綜した配列をとっている。北東部地域の厚内層はそれぞれほぼ直別相・厚内相に対応する殿来相・知茶布相にわけられる。厚内累層は上里層群・網走層・能取層に、またとくにその下部は知来層に対比される。

白糠累層は厚内累層の上に整合、一部不整合関係で横たわる。砂質泥岩を主体とし、厚さ350m以上。*Fortipecten takahashii*を含む阿寒層群との間には、最終的な解決は今後に残されてはいるが、垂直的な層序関係があるものと推論される。

北海道中央部と対比すれば、常室累層は滝ノ上層に、また厚内累層(とくに下部)は川端一峠下層に対比されるものと考えられる。 (*地質部 **北海道支所)

釧路炭田新第三系の珪藻

沢村孝之助

釧路炭田地域で水野・角・山口諸技官によって採集された資料約180個について検討したところ、その約70個から珪藻が見出された。これを予察的に検討したところ、沢村と山口がさきに津別地域で行なった珪藻による分帯(地質調査所月報、第14巻、第10号)がよく適用されることが判明した。

津別地域の津別層群を特徴づけるA群集は常室図幅の幾千世付近、浦幌図幅の浦幌町北東方新国道沿いおよび雄別図幅の知茶布川沿いで見出された。いずれも常室累

層の資料である。常室累層の上位を占める厚内累層の各所からは津別地域の上里層群を特徴づけるB群集が見出される。ただし、釧路炭田地域にはB₂群はほとんどなく、わずかに常室図幅で十弗層の上半に見出されたのみである。なお厚内図幅の石井沢では厚内累層の最下部に津別地域ではみられない *Stephanophysis* spp. あるいは *Melosira granulata* が豊富で、*Actinocyclus ingens* および *Denticula lauta* をきわめてまれではあるが含有する群集が見出された。B群集の特徴を示してはいるのでBo群と仮称する。

なお、雄別図幅の阿寒層群には *Denticula kamtschiatika*, *Thalassiosira usatschevii*, *Th. zabelinae* で特徴づけられるC群がみられる。鮮新世を特徴づけるものであろう。

(地質部)

人形峠村近のウラン鉱床におけるウラン、
リン、イオウについて
——主として中津河南部鉱床——
梶 谷 敏

人形峠鉱山中津河南部鉱床の鉱石を主として実験した結果は次のようである。

一般にいわれるようにウランとリンは密接に関係するが、ウランの少ないところでも相当のリンがあり原子比では $U/2P < 1$ である。ウラン高品位鉱ではリンに比してウランが多くなり $U/2P > 1$ となる傾向がある。またウランの多いところはイオウも含有率が高いが、イオウが多いからといって必ずしもウランが多いとは限らず、ごく近接した部分同志の間にはウランとイオウの間に比例的關係があるとはいえない。また一般にウランの高濃度のところは酸化に対して抵抗がつよい。イットリウムはウランと比例的に変動するが、ウランが多いのにイットリウムのきわめて少ない場所もある。一般にはウランの含有率の高い鉱石は比較的イットリウムが少なくなる傾向がある。石英は高品位鉱でも必ずしも全部黒変しているとはかぎらない。

掘りだした鉱石が比較的短時間に空気酸化をうけることからみて、また鉱床中にかなり有機物の多いことなどからも、鉱床生成当時は全体に非酸化帯であった可能性が多いと考える。また局部的にはウランの量とイオウの量との間には必ずしも平行的関係のないこと、黄鉄鉱等の硫化鉄に較べてウランやリンの量がきわめて多い鉱石の存在することなどからみて、ウランが水溶液として入ってきたとき以前から存在した硫化鉄が還元剤として働き、ウランが6価から4価に還元され沈殿しやすくなり鉱床を生成し、これがウラン品位の高低を決定したおもな要因であるという説には賛成しがたい。

ウランの多いところはリンも多く、中にはリンが数%に達するものもあり、このリンとウランの高度の濃集(水溶液としてもたらされたもののうち数10%に達する)が、しかもきわめて近接した部分間において、ウランもリンも格段の量的な相違をもつような状態が、単にウランが還元環境におかれることによって沈積しやすくなったという考えでは説明しきれないように思われる。このような場合も含めて単純な一つの作用によって鉱床が生成されたと考えない方がよいと思う。

ウランの非常に多い鉱石はリンもイットリウムも多いのが普通であるがウランに対するリンおよびイットリウムの比はウランが高濃度になるにつれて減少する傾向がある。特に高濃度のものではウランが人形石として考えた場合相当リンが不足しているようであるが、これはイットリウムとウランの関係や、低温でできたウラニナイトが希土類を含みにくいということ、ウラニナイトと人形石の安定領域等をにらみあわせると、これらの元素の關係は、ウランの品位が環境の還元性の程度ばかりでなく水素イオン濃度(これも酸化還元電位に關係はするが)にも關係していることを示していると考えられる。

人形石の存在から鉱床が還元環境の下で生成されたことは事実であるとしても、鉱石の品位を決定した要因は還元性の強弱であるとはいえないと思う。

成因を論ずるのに鉱床中の特定の鉱物の合成から推定しようとする試みもある。しかしある方法で合成できたということは、その鉱物の生成の可能な道程を示すが、鉱床全体としては、それが生成の道程を示すものとするのは危険で、鉱床の成因論の正否は、ある一つのideaをもととして鉱床の各部分での現象をどのように矛盾なく説明しうるかどうかによって決定するほかないのであって、一つの成因論に観念を固定されることは危険である。そして詳しい部分的点検は独りでは困難であるから、考える成因論を次々といろいろの人が提出し、多数の人で検討することが必要であり、このような点から、完全でなくても可能性があると思う成因論を勇敢に提出してみる必要があると考える。

地層中における応力場の復元法とその実例

平山次郎 垣見俊弘

最近、わが国においても、節理や小断層によって、地質構造生成時の応力場を復元しようとする試みが、数多くなされるようになった。しかし、その場合も、裂隙の無差別機械的な方位測定と、その方位のステレオネットへの投影、およびダイアグラム上に現われたポイント集中部による主応力軸の推定という、統計的な手法が用いられていることが多い。したがって、一地点の測定と解析に著しい労力を必要とするばかりではなく、野外で見

られる裂罅の性質が考慮されない場合が多いので、ダイアグラム上にあらわれたポイント集中部が、その地点での応力場を正しく反映しているかどうかを検証することはきわめて困難であろう。

演者らは、M.V. Gzovsky の開発した構造解析の手法を主として三浦半島の新第三系に適用、吟味してみた結果、注目すべき結果を得たので、その2、3について紹介する。

この手法を要約すると、一般に露頭で判断できる程度の転位のある裂罅（小断層）を用い、いろいろな指標により、その場で裂罅系の共軛性を識別し、その共軛剪断面から、簡単なステレオ投影によって、主応力の方向を決定する。これを露頭ごとに繰返すことにより、地域全体の応力分布や、その変化のようすを三次元的に復元しようとするものである。

共軛剪断面を識別する指標

物質が塑性変形をうけて剪断裂罅を生ずる場合、一般に剪断面は共軛的な2方向に発達しやすい。このとき共軛剪断面は物質内部に考えられる3つの相直交する主応力軸と次のような関係をもっている。①共軛面の交線の方向は中間主応力軸 σ_2 の方向と一致する。最小主応力軸 σ_3 は、共軛面のなす角のうち鋭角を2等分する方向、最大主応力軸 σ_1 は、鈍角を2等分する方向と一致する。

ここに最大・最小は、引張りを正としたときの相対的な呼称である。②剪断面の転位は、共軛面を境として相対的に、最大主応力軸 σ_1 の方向に伸長し、最小主応力軸 σ_3 の方向に短縮するような方向でおこる。

野外で、多方向に発達する裂罅系列のなかから、共軛セットを識別するには、次のような性質を指標とする。
i) セットをなす裂罅の両側の転位の方向は逆である（前述②）。
ii) 共軛セットの一方に属する裂罅群は、他方の裂罅群と互いに切りつ切れつ関係にある。
iii) 裂罅面の性質の類似性によって、共軛性の判別を助けることができる。

長者ヶ崎の正断層系

長者ヶ崎には南北性の走向をもつ、面の開口した正断層群が共軛セットをなして数多く発達している。まず、長者ヶ崎全体について、100本あまりの断層の方位を、東おち群と西おち群とにわけ、それぞれについてポイン

トダイアグラムに投影し、そのポイント集中部から、主応力軸の方位を求めると、最大主応力軸 σ_1 は $281^\circ \angle 10^\circ$ で、ほぼ東西に近く、西にゆるく傾いており、一方最小主応力軸 σ_3 は $14^\circ \angle 18^\circ$ で、南北に近く、北にゆるく傾いている。次に、これを7地区に区分し、それぞれの区域の断層群の平均の面から主応力軸を求めてみると、 σ_1 軸の方位は $264^\circ \sim 300^\circ$ で傾斜は西に 10° 前後を示し、前述の値とよく一致するが、 σ_3 軸の方位と傾むきは、地区ごとに著しく変化し、全体として東西を軸にして南北性の垂直面内を回転するような形をとる。さらに、相互に最も近い2本の共軛性正断層を選んで主応力軸を復元してみると、やはり、 σ_1 軸は全体の平均値とよく一致するが、 σ_3 軸は著しく変化することがわかる。このような特異な主応力軸の配列は、最小主応力 σ_3 と中間主応力 σ_2 とがほぼ等しい。 $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$ の条件のもとで生じたと考えられる。

このような微細な応力場の地域的变化や、 σ_1 と σ_3 の関係などは、長者ヶ崎全体をまとめて統計的に応力場を求める方法では解明することができない。現地で裂罅群の共軛性が認識できれば、数本（あるいは場合によっては2本）の裂罅からその地点の応力場を充分推定できるし、これを繰返すことにより、応力状態の変化を連続的に追求してゆく方が、はるかに合理的であろう。

逗子—横須賀地区の主応力場の復元

三浦半島のうち、葉山地塊（葉山層群からなる）の北に分布する新第三系について、百数十箇所で小断層を観察測定した。この地域には、一般に東西性を示す逆断層系と、これを切るほぼ南北性の正断層群が認められる。このうち正断層系から主応力軸を復元してみると、最大主応力軸 σ_1 の方向は、一般に葉山地塊の延長方向とほぼ平行しており、傾斜は、逗子地区（西部）では一般に西にゆるく傾むき、田浦付近（中央部）ではほぼ水平にちかく、横須賀地区（東部）では東に傾いているものが多い。このことから、これらの正断層群は、葉山地塊の浮上りの後期の応力場から生じた胴切り性の断層群であろうと推定される。一方、逆断層系から復元した、最小主応力軸 σ_3 の方位は、ほぼ一様に東西性を示し、北方へゆるく傾いているものが多い。面の性質や応力状態からみて、この逆断層群も、葉山地塊の初期浮上りと関連をもって生じたとも思われるが、詳細はなお疑問である。

（地質部）