HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	1. 支笏軽石流堆積物の自然残留磁気
Author(s)	鈴木, 建夫
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 9, 1-10
Issue Date	1962-03-06
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.9.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13832
Type	departmental bulletin paper
File Information	9_p1-10.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

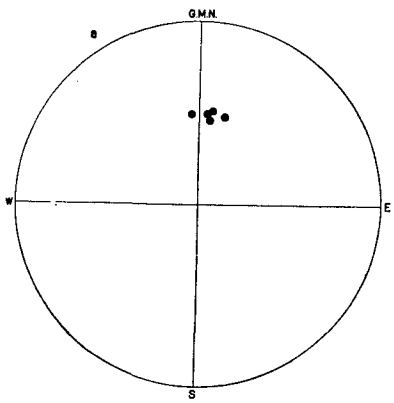
1. 支笏軽石流堆積物の自然残留磁気

鈴　木　建　夫
(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和36年8月受理 —

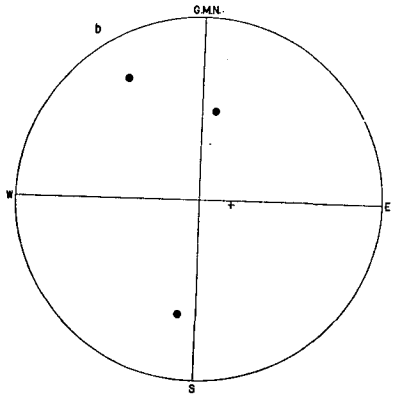
I. まえがき

軽石流の噴出，流下の機構，及び熔結作用の機構を研究する場合には，その堆積物の堆積時の温度を知っておくことが非常に重要となってくる。岩石の自然残留磁気 (N.R.M.) を測定することによって，その岩石の堆積時の温度を推定する試みはすでに荒牧・秋本[1] によって熱雲堆積物と泥流堆積物を区別するために用いられた。第1図はその一例を引用したものである。熱雲堆積物のように高温で流下堆積したものは，冷却の際地磁場を熱残留磁気 (T.R.M.) として固着し，その堆積物の N.R.M. の方向は堆積時の地磁場の方向にそろう。その場合，堆積時の温度はその中に含まれている強磁性鉱物のキューリー点より高かったと考える (第1図(a))。しかし，泥流堆積物のようにすでに冷えたものが二次的に流下堆積したものは流下以前に何らかの方法で固着した N.R.M. がそのまま保存され，そのため，その中の岩石の帯磁の



第1図(a). 浅間山鎌原熱雲堆積物の N. R.M. の方向

Fig. 1. (a). N.R.M. direction of the Kambara Nuée Ardente deposit of Asama Volcano.
(After S. Aramaki and S. Akimoto)



第1図(b) 盤梯山泥流堆積物の N. R.M. の方向

Fig. 1. (b). N.R.M. direction of the mud flow diposit of Bandai-san Volcano.
(After S. Aramaki and S. Akimoto)
● the upper hemisphere
+ the lower hemisphere

1) S. Aramaki and S. Akimoto: Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism. *Amer. Jou. Sci.* **255**, 619–627 (1957).

方向は収斂点を持たない。すなわち，その物は含まれている強磁性鉱物のキューリー点より低い温度で流下堆積したと考える（第1図(b)）。この様にして鎌原熱雲堆積物は400°Cよりは高かったと推定され，磐梯山泥流堆積物は550°Cよりは低い温度で堆積したと解釈された。

支笏軽石流堆積物についてはかなり高温の状態で堆積したと考えられている。事実，筆者*が支笏軽石流堆積物の熔結部である札幌市附近の石山軟石について熱雲型であることを確かめている。しかしながら，この堆積物の末端近くは非常にルーズな堆積状態をしていることから上述の方法によって熱雲型から泥流型への漸移的変化が認められるのではないかと考えたが，N.R.M.の測定結果は全ての地点で収斂した。しかし，軽石流について考えてみるならば，流下時には各粒子は勝手な運動を行なっていて，粒子自身も，全体としても，磁場を固着出来ない状態にあったと考えられる。それで，流れが止った時以後に固着した熱性残留磁気がN.R.M.として保存されているだろう。流れが止った時の温度がキューリー点よりあまり低くなかったならば当然T.R.M.に似た性質を示す。しかし，その温度がキューリー点より低くなるに従って残留磁気の強さは弱くなる。すなわち堆積する時の温度によって残留磁気の強さが決まる。もし，堆積時の地磁場の強さがわかれば，N.R.M.の強さから，その時の温度を算定出来る。この考えに基づいて支笏軽石流堆積物の堆積温度を推定した。

II. 地質学的背景と試料採取

この堆積物については地質学の方面から，今までに多くの調査や研究[2)~4)]がなされているが，それによると，この堆積物は支笏カルデラ生成の機構と直接重要な関係にあると考えられている堆積物である。

勝井[3)]の研究によると，洪積世後期，ウルム氷期の後半，約2万年前（^{14}C法），支笏カルデラ生成の際に，その直前に噴出した支笏降下軽石の上に多量の軽石が噴出流下して谷をうずめ平野をおおって堆積した。しかも流下の際には旧い谷にそって流下した跡も見られる[4)]。この堆積物は支笏カルデラを中心として石山，札幌，厚別，広島，泉郷，美々，苫小牧，白老の広大な地域を埋めつくしている。この堆積物の端の部分は一般には新石器汀線によって切られているが[3)]，支笏カルデラの東方40 kmにほぼ南北につらなる馬追山地があり，その西側の旧い谷に

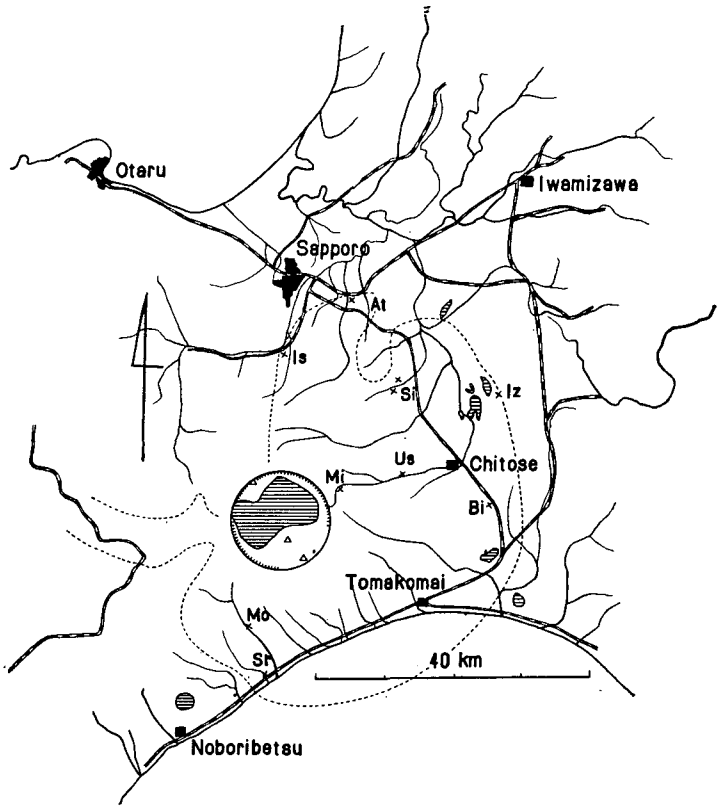
---

* 鈴木建夫： 無定位磁力計の作成及びこれによる支笏熔結凝灰岩の帯磁の測定．北海道大学理学部地球物理学科卒業研究 (1959).

2) 土居繁雄： 5万分の1「樽前山」図幅説明書．北海道開発庁 (1957).
————： 5万分の1「白老」図幅説明書．北海道地下資源調査所 (1953).
————： 5万分の1「石山」図幅説明書．北海道地下資源調査所 (1956).
————： 5万分の1「苫小牧」図幅説明書．北海道開発庁 (1959).
長尾捨一・小山内熙・石山昭三： 5万分の1「恵庭」図幅説明書．北海道開発庁 (1959).

3) 勝井義雄： 支笏降下軽石堆積物について．火山，**4**, 33-48 (1959).

4) 湊 正雄・石井次郎・熊野純男： 本邦熔結凝灰岩の研究，第2報．地質学雑誌，**65**, No. 763, 209-221, (1959).



第 2 図　支笏軽石流堆積物の分布と試料採取地点

Fig. 2.　Area of the Shikotsu pumice-flow deposit (encircled by dotted line) and sampling places (shown by crosses).

流上した軽石流の末端が泉郷において見い出されている**。

なお，この堆積物には熔結作用，二次噴気の跡，及び表層酸化現象などが見られることから堆積時においてもかなり高温であったことが推定されている[3]。

試料の採取は第２図に示すごとく支笏カルデラの東，南，北部あわせて９地点で行なった。これは支笏軽石流堆積物の分布地域のほぼ全域にわたって採取されたことになり，これをまと

第1表　試料採取地点

Table 1.　Sampling localities.

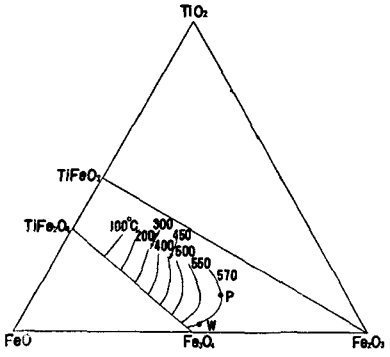
Locality	Distance from the crater (km)
Mi 水　溜　(Mizutame)	10
Mo 毛白老　(Moshiraoi)	16
Us 烏柵舞　(Usakumai)	19
Sr 白　老　(Shiraoi)	23
Is 石　山　(Ishiyama)	24
Si 島松沢　(Shimamatsuzawa)	A 25 B 26
Bi 美　々　(Bibi)	31
At 厚　別　(Atsubetsu)	34
Iz 泉　郷　(Izumisato)	37

** 第４紀研究準備会の調査 (1959).

めたのが第1表である。37 km 地点の泉郷は今までに支笏軽石流堆積物の露頭が見い出された所としては支笏カルデラより最も遠いものであり，又，25 km 地点の島松沢より遠い所では支笏軽石流堆積物に熔結作用は見られない。

III. 試料に含まれる強磁性鉱物とそのキューリー点

岩石磁気の試料としての岩石はその取扱上含まれている強磁性鉱物がチタノマグネタイトであることが望ましい[5]。支笏軽石流堆積物については，すでに熔結部と堆積物中の軽石の化学分析値が発表されている[6),7)]。その値は第2表に示される通りである。これより強磁性鉱物の化学組成を決める TiO_2, Fe_2O_3, FeO の値を抜き出して第3図に示される TiO_2-Fe_2O_3-FeO 三角ダイアグラムに加点した。第3図にはチタノマグネタイトのキューリー点がその組成に従って示されている。それによると，この堆積物に含まれる強磁性鉱物はマグネタイトに近い成分を持ち，キューリー点が約570°C の鉱物であることが知れる。試料より分離された強磁性鉱物のX線解析の結果はマグネタイトが同定され，一部イルメナイトが同定された試料も



第3図 支笏軽石流堆積物のキューリー点

Fig. 3. The values of the Curie temperature of the Shikotsu pumice-flow deposit compared with those of the synthetic titanomagnetite.
P : pumice, W : welded part

第2表 支笏軽石流堆積物の化学成分

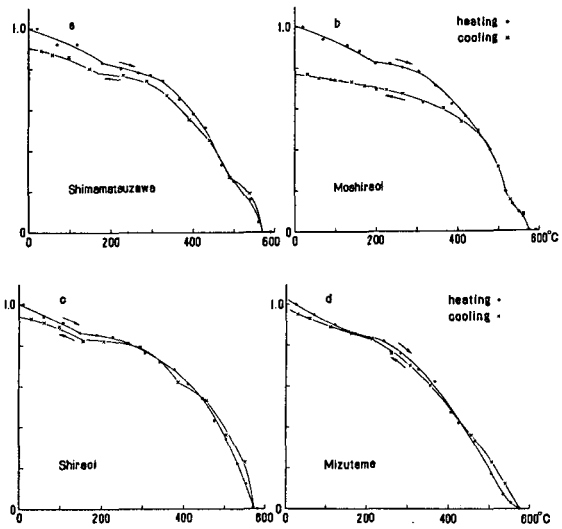
Table 2. Chemical compositions of pumice and welded tuff from the Shikotsu volcano.

	welded tuff	pumice		welded tuff	pumice
SiO_2	69.63	69.05	Na_2O	3.09	3.91
TiO_2	0.10	0.42	K_2O	1.88	2.45
Al_2O_3	14.33	14.76	P_2O_5	0.19	0.11
Fe_2O_3	2.08	1.86	H_2O^+	2.40	2.57
FeO	1.90	1.27	H_2O^-		0.28
MnO	0.15	0.09	Total	100.13	100.65
MgO	1.12	0.68			
CaO	3.20	3.19	Analyst	Sato and Kagawa	Katsui

Welded tuff : average of 6 analyses of the welded part of the Shikotsu pumice-flow deposit.
Pumice : the Shikotsu pumice-flow deposit (hornblende-augite-hypersthene dacite).

5) 秋本俊一：岩石の磁気．日本物理学会誌，**14**, No. 8, 447–457 (1959).
6) 佐藤文男・香川義郎：北海道の熔結凝灰岩の岩石化学的研究．第1報．登別及び支笏熔結凝灰岩．北海地質要報，**31**, 1–9 (1956).
7) 勝井義雄：北海道の第4紀火山噴出物の化学成分．北海道地質要報，**38**, 27–47 (1959).

あった。試料より分離された強磁性鉱物の飽和磁化曲線の一部が第4図に示されている。島松，白老，水溜での試料に含まれるチタノマグネタイト系のキューリー点は570°Cで，イルメナイト系 (150°～180 °C) もあるらしい。他の地点のものについては570°～610°Cでイルメナイト系は見あたらない。これらは多少酸化しているようである。

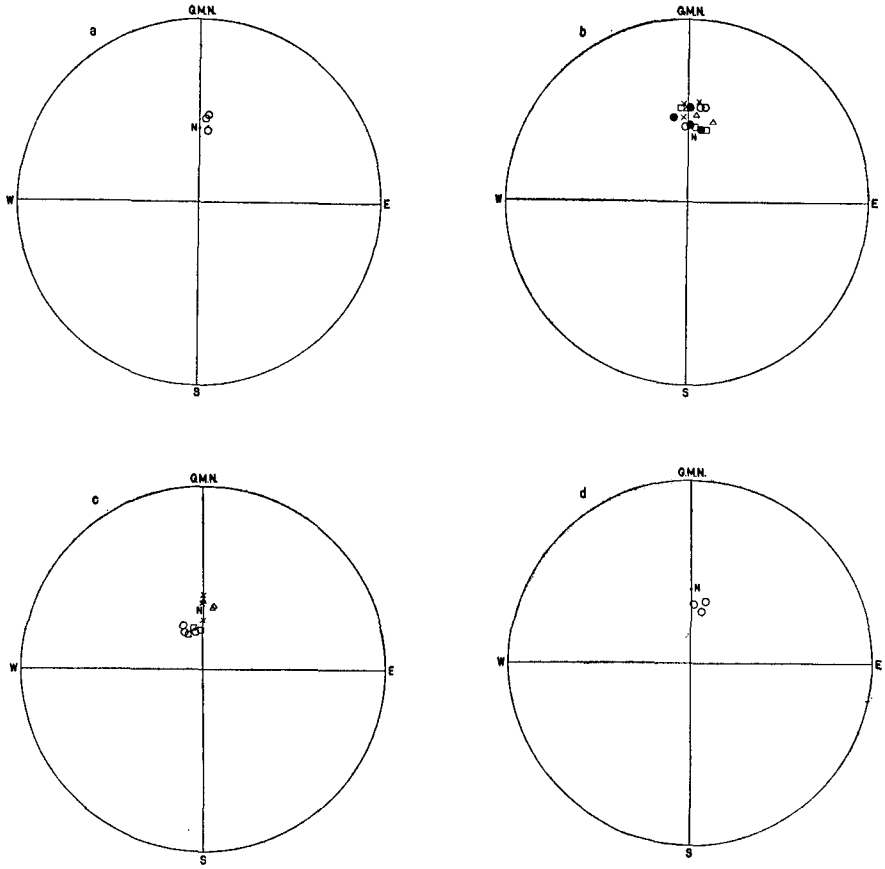


第4図　支笏軽石流堆積物に含まれる強磁性鉱物の飽和磁化の温度変化

Fig. 4. Thermal change of saturation-magnetization of the ferromagnetic minerals in the Shikotsu pumice-flow deposit. H=1000～1600 Oe. (after Y. Shono).

IV. 試料の自然残留磁気とその安定性

各地点での N.R.M. の方向は第5図に一部を示してあるごとく現在の地磁場の方向に近い所でそれぞれ良く集まる。ある地点より試料を採取する場合に堆積のどの部分を採取したかによって結果が異なるならば採取に充分注意する必要がある。第6図の (a) 及び (b) はそれぞれ島松沢と美々における軽石流堆積物の柱状図で，記号は第5図の (b) 及び (c) における記号に対応する。しかしながら，熔結部の島松沢においても，非熔結部の美々においても採取部分による帯磁の方向のちがいはなかった。N.R.M. の強さ (J_N) が第7図に示されている。ここで注目すべきことは，23 km 地点から 26 km 地点まで J_N はほぼ 3.0×10^{-3} emu/gr でほとんど変らず，31 km 地点，34 km 地点と漸次 J_N が減少して，ついに 37 km 地点では 0.5×10^{-3} emu/gr となっていることである。各地点の試料の交流消磁についての安定性は第8図の (a) に見られるごとくほとんど T.R.M. と同等な安定性を示す。しかし熔結作用の見られない美々でその堆積の上部から下部まで連続的に第6図の (b) のごとく採取した試料について交流消磁を行なって見ると，第8図の (b) に示される様に上部のローム化層に近づくに従って安定性は減少する。しかし中央より下の部分では熔結部と変らない安定性を示す。第9図に示す様に T.R.M. (J_{Tc}) はほぼ 2×10^{-3} emu/gr を中心として分布し，距離による変化はない。このばらつきは試料に含まれるマグネタイトの量のばらつきによるものであろう。第10図に示す J_N/J_{Tc} の値は 23 km 地点まではほぼ 1.1 であり，そこから 37 km 地点までは漸次 0.4 まで減少している。第10図に見られるごとく，熔結部を採取した地点のうちで，J_N/J_{Tc} が 1.5～3.0 に達する地点がある。この毛白老について，採取をやりなおして交流消磁による安定性をくわしく調べたが，著しくかわった傾向はなかった。しかし，他の地点では J_N/J_{Tc} が1に近い値であることや，この地点では J_N/J_{Tc}



第 5 図 支笏軽石流堆積物 N.R.M. の方向

Fig. 5. Direction of N.R.M. of the Shikotsu pumice-flow deposit. All points are plotted on the lower hemispheres.

a: Mizutame

b: Welded deposit at Shimamatsuzawa

A ○; the lowest part
□; lower part
△; middle part
×; upper part

B ●; middle part

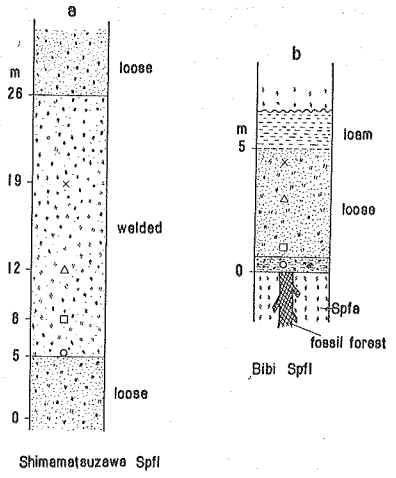
(sampling places are minutely shown in Fig. 6 (a))

c: Pumice flow at Bibi

○; the lowest part
□; lower part
△; middle part
×; upper part

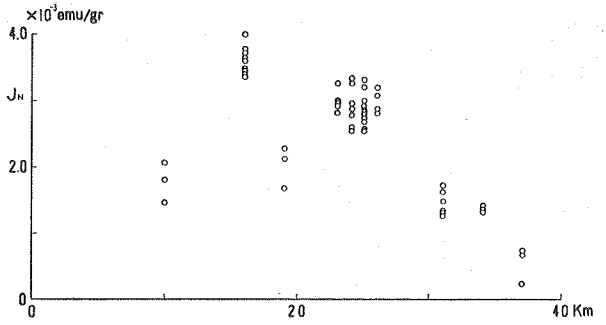
(cf. Fig. 6 (b))

d: Izumisato



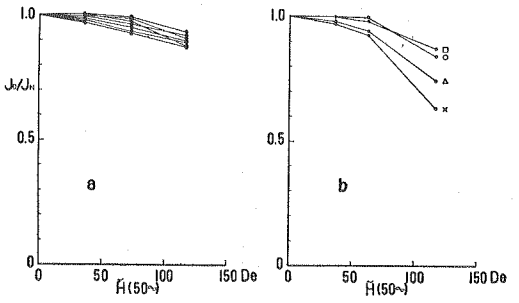
第6図　支笏軽石流堆積物の柱状図

Fig. 6. Columnar sections of the Shikotsu pumice-flow deposits.



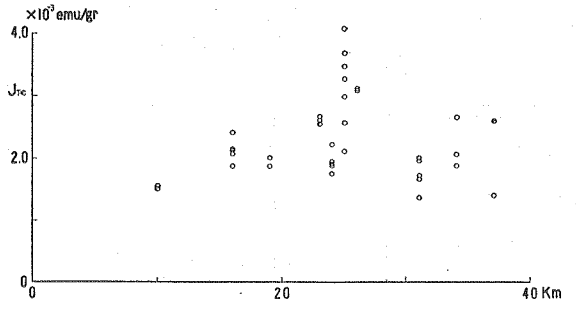
第7図　カルデラの中心から試料採取地点までの距離と試料の N.R.M. の強さ

Fig. 7. Intensity of N.R.M. (JN) of samples vs. the distance from the crater to the sampling localities.



第8図　N.R.M. の交流消磁曲線

Fig. 8. A.C.-demagnetization of N.R.M. (JN) expressed in the ratio JD/JN.
a: All localities except Bibi.
b: Bibi (cf. Fig. 6 (b)).



第9図　カルデラの中心から試料採取地点までの距離と試料の T.R.M. の強さ

Fig. 9. Intensity of T.R.M. (JTc) of samples vs. the distance from the crater to the sampling localities.

が1.5～3.0と云う様にばらつきが他とくらべて大きいことを考えると落雷その他の不明な原因による局部異常と考えられる。25 km 地点までは JN/JTc の値がほぼ1.1であるから，2万年前の地磁場は現在の地磁場より1割ぐらい強かったのかもしれない。しかし，現在とほぼ同じと考えてよいであろう。

V. 堆積時の温度と熱残留磁気の強さ

地磁場の中で T°C なる温度から室温まで冷却する間に獲得した熱残留磁気を JT とし，630°C 以上の温度から室温まで冷却する間に獲得した熱残留磁気を JTc として，JT/JTc と T との関係をグラフにすると第11図に見られる様に熱消磁曲線を逆にした様な形となる。この図に見られる破線の曲線は実験誤差をすべてその線の間に入れてしまう様なものであり，キユーリー点から T°C までの間に帯磁させないためにヘルムホルツ・コイルで地磁場を消しておく方法をとつたが，磁場を消しておくかわりに試料を3回/秒で回転させる方法も試みても同じ結果が出た。すなわちこの程度の回転で磁場を固着しない状態が出来ていることがわかる。ここでは2万年前の地磁場と現在の地磁場の強さが等しいと仮定するので，試料の JN と同じ値の JT が見つかれば，その試料は T°C 以上の温度の時は地磁場を固着出来ないような乱流状態にあり T°C で静止堆積したと考える。例えば第11図に **At** で示されている厚別の JN/JTc を図のごとく JT/JTc にあてはめると約500°C で静止堆積したと算定される。この様に

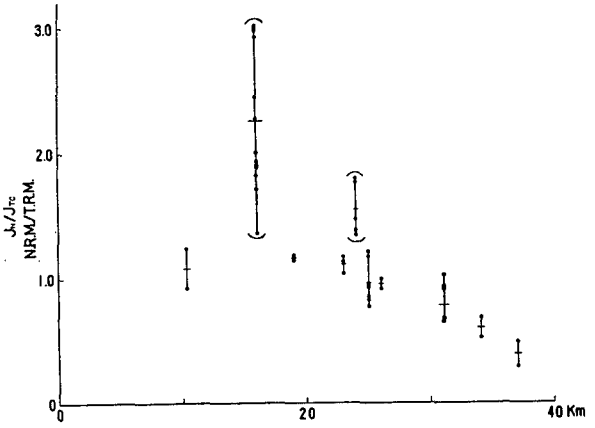
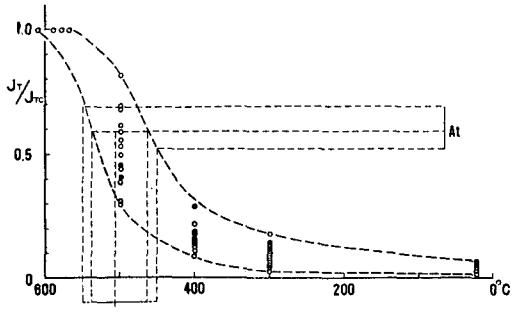


Fig. 10. JN/JTc of samples vs. the distance from the crater to the sampling localities.

第10図 カルデラの中心から試料採取地点までの距離と試料の JN/JTc の値



第11図 温度に対する JT/JTc の値

JT/JTc は上の太い破線と下の太い破線との間に存る。右上方にある **At** は厚別における試料の JN/JTc の値をあてはめたものである。

Fig. 11. JT/JTc vs. temperature.

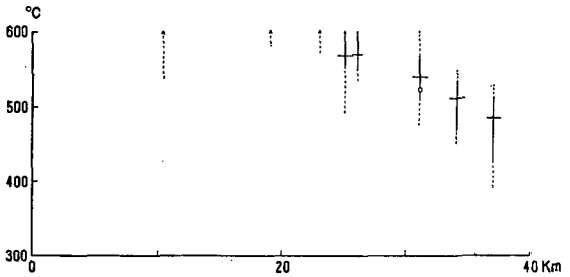
JT: the intensity of the remanent magnetization in cooling process from *T*°C to room temperature.

○: specimens were cooled from TC to T in non-magnetic space.

●: rotating specimens were cooled from TC to T in geomagnetic field.

At: an example of the determination of temperatures at which the pumice flow accumulated at Atsubetsu.

して各地点の堆積温度を算定したのが第12図である。23 km 地点までは 570 °C 以上はあったであろうとだけしか云えないが，25 km，26 km 地点は 570 °C～600°C，31 km 地点は 510°C～580 °C，34 km 地点は 480°C～520°C，37 km 地点は 430°C～510°C と云う様に各地点の堆積温度が算定された。

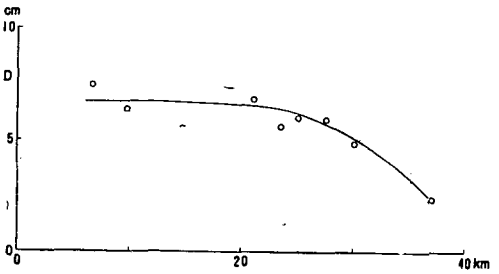


第12図　カルデラの中心から試料採取地点までの距離と支笏軽石流堆積物の堆積時の温度

Fig. 12. The temperature at which the Shikotsu pumice flows accumulated vs. the distance from the crater.

VI. むすび

もし，第12図の温度勾配を直線として延長するならば，噴出源における温度は 700°C～800°C と云う値が得られる。又もし，第13図に示される勝井[3]の軽石の最大粒平均値の曲線において25 km 地点までの最大粒のあまり減少しない部分を乱流状態の勢いが強く流下速度が大きかったと考えるならば，この間に温度の降下はあまりなかったと考えられる。すなわち噴出源においても 600°C よりあまり高い温度ではなかったと考えられる。一方，高温であるほど温度の降下がはげしいことを考慮し，また K. C. McTaggart[8] が主張する様に高温における流動性の増加は空気のはげしい取り込みにより熱エネルギーをどんどん運動エネルギーに変えているためだとするならば，噴出源では 1000 °C 近くあったと考えることも出来る。



第13図　カルデラの中心から試料採取地点までの距離と軽石の最大粒平均値

Fig. 13. The average of maximum grain size of pumice vs. the distance from the crater. (After Y. Katsui)

この様に噴出源近くの温度をおさえることは岩石磁気の方法では出来なかったので，他の方法を案出する必要がある。しかし，570°C～600°C と算定された 26 km 地点は熔結作用の見られる最遠点であることから，この温度が熔結作用を解くてがかりの一つとなるかもしれない。

御指導下さった北海道大学理学部地球物理学教室横山泉，地質鉱物学教室勝井義雄両先生，東京大学理学部永田研究室，並びに北海道大学理学部地球物理学教室第2講座の方々にお礼を申し上げる。

8) K. C. McTaggart: The mobility of nuées ardentes, *Amer. Jou. Sci.* **258**, 369-382 (1960).

1. Natural Remanent Magnetism of Shikotsu-welded Tuff Deposit.

By Takeo SUZUKI
(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Determination of the temperatures at which volcanic pumice flows accumulated, is very important in order to discuss the mechanisms of their flow and weld. From the pumice-flows around the Shikotsu caldera, the rock-specimens were collected at nine localities distributing from the crater to the ends of the flows. Upon the established criteria, reliability of each specimen was examined: The Schmidt's projections of N.R.M. of all specimens are convergent around a point not so deviating from the present geomagnetic field. By A.C. demagnetization applying 100 Oe, N.R.M. does not show decrease of more than 10%. The saturation-magnetization curves of separated minerals are nearly reversible and their Curie-points range from 570°C to 610°C. These ferromagnetic minerals are known to be almost magnetite by chemical analyses, while the X-ray patterns show also the existence of ilmenite. Distribution of intensity of N.R.M. against the distance from the crater is not systematic to about 25 km's distance while it shows a systematic decrease for further distance to the end of the flow, about 37 km distant from the crater. Comparing the T.R.M.-curves of the specimens produced in the geomagnetic field with their N.R.M. s, one can determine the temperatures at which each part of the pumice-flows accumulated. The inferred temperatures of accumulation are 570～600°C at the margin of welded parts of the pumice flows, about 26 km distant from the crater and 430～510°C at the end of the flows.