

## 盛岡北部の渋民溶結凝灰岩層 (アク石) の $^{14}\text{C}$ 年代と地球磁場の逆転について

橋 行 一\*

(1977年7月6日受理)

### $^{14}\text{C}$ Ages and Geomagnetic Reversals of the Shibutami Welded Tuff Bed in the Northern Part of Morioka

Koichi TACHIBANA

**Abstract :** The Shibutami welded tuff bed characterized by the geomagnetic reversals is distributed along the Kitakami river between Numakunai ( $141^{\circ}15' \text{E}$ ,  $40^{\circ}\text{N}$ ) and Morioka ( $141^{\circ}10' \text{E}$ ,  $39^{\circ}40' \text{N}$ ), and it is estimated to have been erupted as the nuée ardente from Hachimantai volcano which is located at the western side of this area.

The  $^{14}\text{C}$  ages were measured on the two samples obtained from the Shitozawa sand and gravel bed intercalated with the welded tuff bed at Shimoda (Shibutami) in the northern part of Morioka.

The  $^{14}\text{C}$  ages are shown as follows.

Sample no. 1 .....  $30,780 \pm 2170$  yr BP (Gak-6356)

Sample no. 2 .....  $29,630 \pm 2130$  yr BP (Gak-6794)

Accordingly the geomagnetic reversals of the Shibutami welded tuff bed (about 30,000  $\pm$  yr BP) may be related to the Laschamp event (20,000–30,000 yr BP) in the Brunhes Normal Epoch (Bonhommet, N. and Zahringer, J., 1969 and Cox, A., 1969) and to the geomagnetic excursion 30,000 yr BP (Barbetti, M. and McElhinny, M., 1972).

## 1 序 言

盛岡北部に古くから「アク石」<sup>1)</sup>という名で、鳥居・墓石・「かまど」や「いろり」の石から、堅い「石うす」にまで使われていた安山岩様の岩石が分布している。墓石に刻まれた年号には200年程も前の安永8年から、嘉永6年という様なものまであって、江戸時代から大正時代まで可なりいろいろ利用をされてきた岩石である。

岩手県地質図(1956)には新第三紀石英粗面岩、増田紘一・大貫仁・千葉とき子(1965)は一部が溶結する第四紀石英安山岩として塗色してあった岩石であるが、これまで一般にあまり注意されてこなかった。

筆者は、1969・1970・1971・1975年の論文で、この岩石が単なる溶岩に属するのではなく、第四紀の溶結凝灰岩層として一括すべきものであろうと考え、野外状況を中心に年代・噴出起源などについても、或る程度の考察をこころみてきた。

筆者は、「アク石」が西方から熱雲として噴煙をあげながら高速度でひろがった、可なり高温の火砕流堆積物が、溶結した凝灰岩層になったものと考え、渋民溶結凝灰岩層として区別し

： 岩手大学教育学部

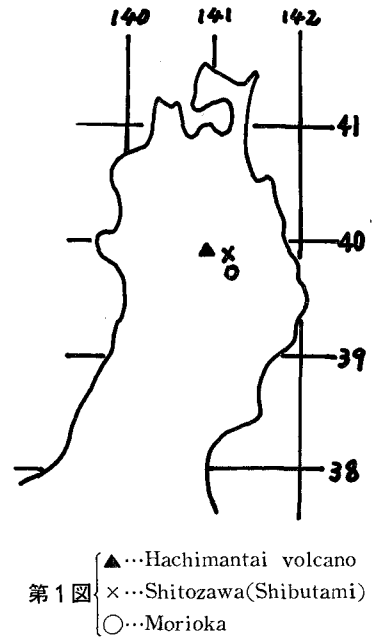
1) 好摩付近では「灰石」と書いてアク石と呼んでいるが、灰色の石の意からきているものであるという。

た<sup>2)</sup>。

本岩層の厚さは10mをこえる事もあるが、一般には5m未満で、1m内外の薄層となる事もあり、次第に、あるいは突然に、崖の露頭の途中でも薄くなったり消失する事もある。このため露出が断片的になりやすく、分布から見た噴出起源や年代についても、なお不明な点が種々残されてきた。

特に噴出年代には問題があり、長い間疑問があったので、一方では古地磁気の方面からも測定を行って考察する事になった。そしてまた本岩層にともなる砂礫層などから化石や<sup>14</sup>C年代の試料の増加をはかると共に、新しい露頭の発見に努めてきた。

本報告の最初にあたり、特に古地磁気については、昭和46年晩秋、遠路福島より来られて、4地点の本岩層の測定試料を採取し、その結果を整理して資料として提供された福島大学教育学部地学教室の真鍋健一博士、採取した球果の試料を検討して同定して頂いた岩手大学工学部資源開発工学科の村井貞允教授および<sup>14</sup>C年代についていろいろ測定して頂いた学習院大学理学部化学教室の木越邦彦教授に、それぞれ厚く感謝と御礼の言葉を申し上げたい。



第1図 ▲…Hachimantai volcano  
x…Shitozawa (Shibutami)  
○…Morioka

## 2 渋民溶結凝灰岩層の分布範囲

玉山村渋民を中心に南北方向の北上川流域に主に露出する本岩層の西限と東限については、1971・1975年の論文で述べたが、北限と南限についてはなかなか確める事ができなかった。特に北限と南限は熱雲型の火砕流としての分布範囲・噴出起源を推定する上で重要である。結果は次の通りで、この短い南北の範囲内に西方から流下したものと考えている。

**北限：**沼宮内町営運動場の北側の一方井に通ずる県道の峠付近の崖に、厚さ3m程で約40mにわたり、溶結凝灰岩層が露出し、沼宮内高校から続いている。

この北方になると、*Carcharodon megalodon* の出た、火山岩塊や木片・植物化石を含む層理の乱れた凝灰岩質の新第三系<sup>3)</sup>がひろがり、建設中の沼宮内高校の敷地に近い、バイパスに面した高さ20m程の崖の頂上で厚さ2m程の溶結凝灰岩層が不整合に重なっている。

以北一帯には近年岩手町役場なども出来て、露頭が諸処の切割に多く見られる様になったが本岩層は確認できず、分布としての北限はこのあたりであろうと思う。

**南限：**盛岡地方気象台の山王町付近には、八幡町との間に、国道4号線に通ずる大きな道路にサイカチ坂というのがあり、この峠の道路沿いの北側の崖に、風化して灰白色となった溶結

2) 「アク石」を採掘した業者の話によれば、質としては上部と下部がわるく、中央の僅かの部分だけが、石材としては良質で、火にも強いという。この事は、「アク石」が溶結凝灰岩としての一つの特徴を示していると思う。

3) 一方井や川口付近にも同様な新第三系があり、凝灰岩層・礫層・泥岩層をともない、炭化した木片や珪化木を含む。最近御堂新田から出た貝化石や別種のサメの歯の化石も村井教授によれば新第三系から由来した岩塊中のものらしい。

凝灰岩層が露出し、転石としては付近の銭掛稻荷あたりにも見出される事がある。

これより南部には、北上川・雫石川・築川が合流し、花崗岩も風化して低地となっている程なので、溶結凝灰岩層も更に南側にまで下って分布していたかも知れないが、現在では露出の可能性はほとんどない。

**東限：**北上川流域の溶結凝灰岩層は180mから300m程度の高低の多い地形の上に重なっているが、姫神岳北部では400m、東限の北山形付近では500mに近い高度の所にも分布する。これらは東西方向の丹藤川や古館川流域の低地沿いに限られるが、600m以上の高度になると見られない<sup>4)</sup>。

特に北山形の溶結凝灰岩層が、これと密接に関連がある砂礫層の分布から判断して、西方から東方に向って深く入りこんだと考えられる事は既に述べた（橋，1975）。

**西限：**西方の洪民溶結凝灰岩層については、岩手火山の噴出物が厚く被覆しているために不明である。送仙山西方の鞍掛山付近の6号孔の溶結凝灰岩層は、その高度・厚さ・岩相その他から見て既報のごとく洪民溶結凝灰岩層に属するとやはり考えている。

西根溶結凝灰岩層とは関係不明であるが、これはより古期で、異なったものと考えている。

以上の洪民溶結凝灰岩層については第4図に全体の分布状況を示した。

### 3 逆転している洪民溶結凝灰岩層の古地磁気について

#### A：残留磁化の測定試料と測定方法

測定試料は第2図にa・b・c・dで示した4地点で採取した<sup>5)</sup>。

- a……庄ヶ畑（IWT—01）。                      b……川又（IWT—02）。  
c……芋田（IWT—03）。                      d……沼宮内（IWT—04）。

各地点から、3本ずつの定方位コア（長さ10～15cm）をポータブル・ドリルで採取し、表層の風化部分を除去して、なるべく新鮮な溶結部分を選ぶように努めた。

これらのコアを、実験室内で直径および長さ35mmのシリンダー状に整形し、交番磁場による部分消磁を行った後に、磁力計により磁化ベクトルの方向と大きさを測定した。

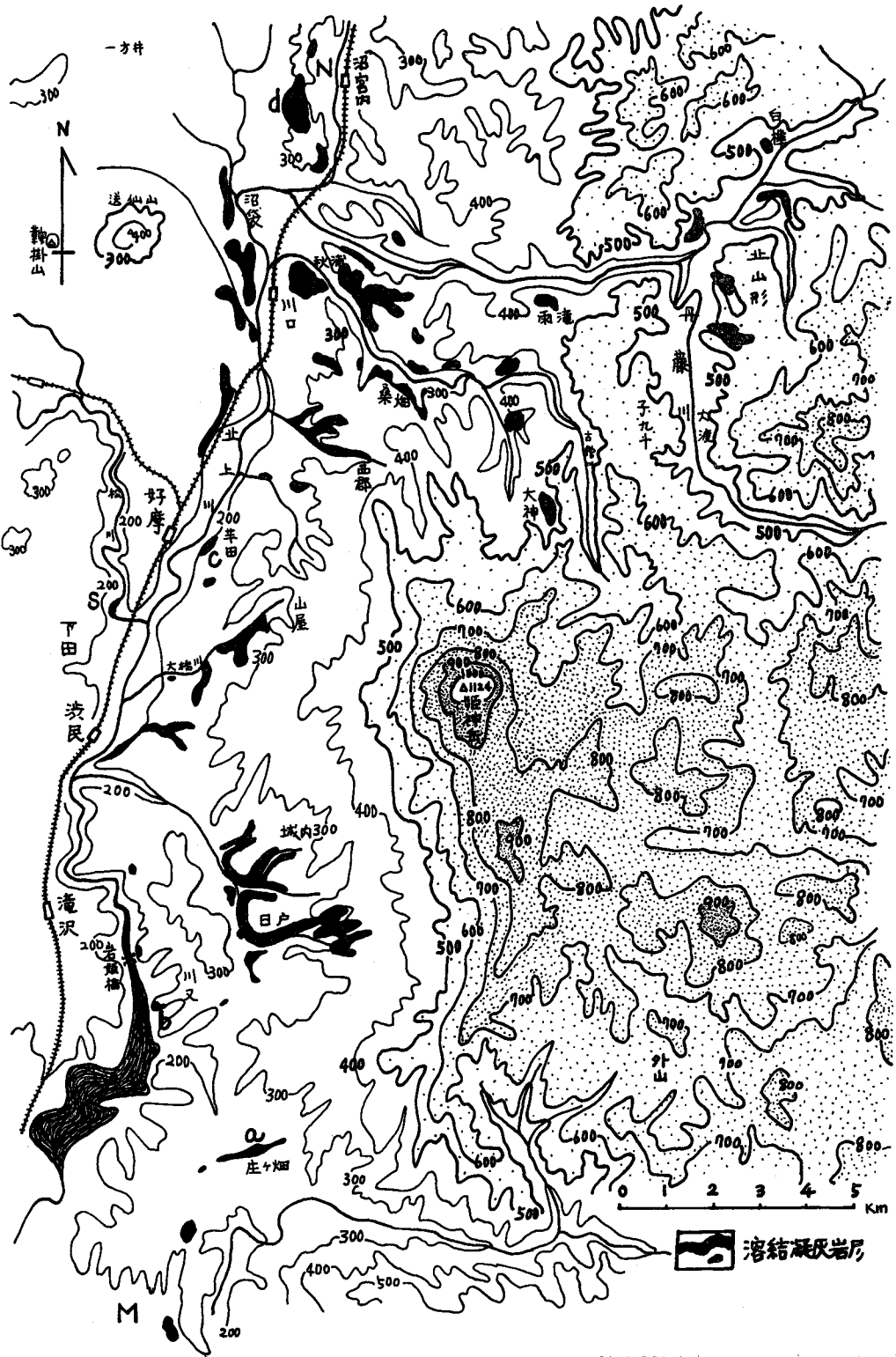
#### (i) 交番磁場消磁

試料は岩石生成当時の地球磁場の方向を正確に保持していなければならない。試料がこの様な溶結凝灰岩の場合には、試料の自然残留磁化（NRM）は熱残留磁化（TRM）と考えられその方向は試料の温度が強磁性鉱物のキュリー温度以下になった時の外部磁場（地磁気）の方向に一致しているはずである。しかしNRM獲得後から現在までの間に粘性磁化などの二次的磁化が寄生する事が多く、それらを取り除かないと初生磁化を読みとる事ができない場合がある。このために普通用いられる方法は、交番磁場による部分消磁である。

今回の測定に用いた試料は、全部無磁場空間内で3軸方向に回転させながら200エルステッドのpeak fieldで消磁を行った。この部分消磁によって除かれた成分は、はじめの10～30%である。

4) 秋浦東部の、地形図にある蛙石長嶺の地名は、土地の人が形状から、ビック石と呼んでいる溶結凝灰岩の岩塊が、秋浦にあり、これより由来したものである事は間違ない。

5) 昭和46年11月24日採取。庄ヶ畑は小本街道に面した斜面。川又は北上川沿いの斜面。芋田は国道4号線沿いの崖。沼宮内は町営運動場。



(ii) 測定装置

磁化ベクトルの測定に用いた装置は、ミューメタルにより二重にシールドした無定位磁力計である。最大感度は $1 \times 10^{-8}$  Oe/unit であるが、試料の磁化強度やノイズレベルを考慮して、実際には $2 \times 10^{-7}$  程度に感度を落して測定した。3方向に回転させながら磁化ベクトルの3成分を記録し、これを基に磁化の方向と大きさ（強度）を、福島大学計算センターのTOSBAC-3400を使用して計算した。

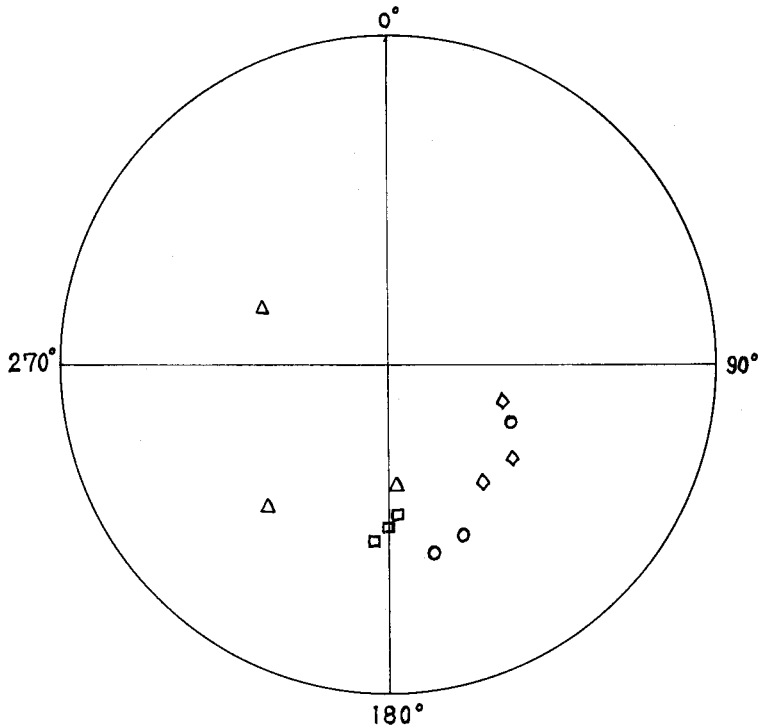
第1表 残留磁化の測定結果

Site No.	N	D	I	J	k
IWT-01	3	149.7	-48.8	6.09	15.9
IWT-02	3	229.9	-61.6	5.87	6.8
IWT-03	3	181.8	-49.8	61.64	392.2
IWT-04	3	127.5	-55.3	9.46	62.5

Note: N=試料の数, D・I=偏角および伏角の平均値 (偏角は北から東まわり, 伏角は負号が上向き), J=磁化強度( $\times 10^{-5}$  emu/cm<sup>3</sup>), k=精密度パラメーター( $k=(N-1)/(N-R)$ )

B: 測定結果

試料採取の4地点の磁化の平均値は第1表



第3図 磁化方向のシュミット・ネット投影（下半球に投影）

○: IWT-01      △: IWT-02  
 □: IWT-03      ◇: IWT-04

← 第2図 渋民溶結凝灰岩層の分布状況を示す。高度500m以上は点で区別した。  
 a, b, c, dは測定試料（古地磁気）の採集地点, 南限の盛岡市内の地方気象台のある山王町付近の露頭は図の関係で省略してある。（本文参照のこと）  
 (M…Morioka, S…Shitozawa, N…Numakunai)

に示した。各地点ごとの磁化方向は第3図に示した通りで、IWT—02 地点を除いた3地点では良くまとまっている。IWT—02 地点の磁化がバラツいているのは、粘性磁化がまだ残っているのか、或は風化などによる二次的磁化（化学残留磁化）が原因と考えられる。採取した試料が他の3地点のものに比較すると、より風化作用を受けている事から後者の可能性が強い。

いずれにしても測定した4地点の渋民溶結凝灰岩層はすべて逆帯磁である。この事は本岩層の噴出した時期に地球磁場が逆転していた事を示すものと考えられる。

### C: 考察

逆転磁化している渋民溶結凝灰岩層は、4地点の間に多小のバラツキはあるが、平均すると次の通りである。

偏角  $D = 162.5^\circ$  (北から東まわりの角度)

伏角  $I = -55.0^\circ$  (負号は上向き)

この事から、当時の地球磁場は、現在のほぼ逆方向を向いていた事がわかる。

また、当時の地球磁場も双極子磁場であったと仮定すると、次式より当時の磁極 (VGP) が計算される。

$$\sin \varphi' = \sin \varphi \cos P + \cos \varphi \sin P \cos D$$

$$\sin (\lambda' - \lambda) = \sin P \sin D / \cos \varphi'$$

$$\text{ただし } \cot P = \frac{1}{2} \tan I$$

ここで、 $D$  と  $I$  は偏角と伏角、 $(\varphi \cdot \lambda)$  は試料採取地点の緯度・経度、 $(\varphi' \cdot \lambda')$  は磁極の位置である。

測定から得られた偏角と伏角の値を用いて、当時の磁極の位置を計算してみると、

$$\text{緯度} \cdots \cdots \varphi' = 75.5^\circ \text{ S}$$

$$\text{経度} \cdots \cdots \lambda' = 140.9^\circ \text{ W}$$

という値になる。

この事から現在は北極付近にある磁極が、当時はポリネシアの南方の南極大陸に大変近い地点にあったと考える事ができる。

## 4 渋民溶結凝灰岩層の層位関係と $^{14}\text{C}$ 年代

本岩層の各地点の層位関係は既に報告したから、ここには $^{14}\text{C}$ 年代を中心に層序・時代について新しい資料を加えて考察する。

1 本岩層は分布範囲が限られ、その厚さが平均して薄い事から、長期にわたる種々の時期に及んだ火砕流起源のものでなく、全体としては大体同一時期に属する岩層と思う。

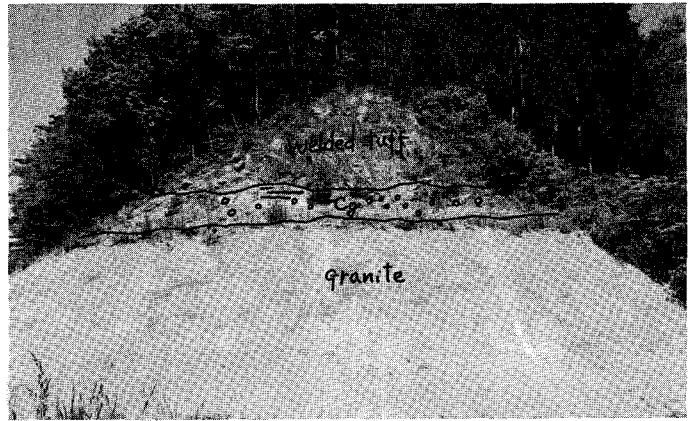
2 古生層や花崗岩のみならず、沼宮内や川口付近では新第三系の上にも直接不整合で重なる<sup>6)</sup>。(図版 I)

3 日戸から渋民にかけては、下位の花崗岩との間には、火山噴出物を混在する砂礫層をしばしばともなう。上白沢から城内に至る道路沿いでは、下位より花崗岩・砂礫層・溶結凝灰岩層の関係が明瞭である(第4図)。

6) 溶結凝灰岩層は、下部に黄灰色の軽石質岩層(30cm内外の厚さ)をとともなう事もあり、移過する場合も認められる。

4 上位にも同様な砂礫層が重なる事が多く、さらに岩手山起源の火山灰層がのっている露頭が多く見られる(橘, 1970)。

5 北山形付近には白樺段丘が見られ、この段丘砂礫層とその間に夾在する様な形で入っている洪民溶結凝灰岩層とは年代的に関係があると思う。この溶結凝灰岩層は横に追跡すると断続し、溶結凝灰岩層が消失する所では上下の砂礫層はつながり、段丘砂礫層のみになる<sup>7)</sup>。



第4図 下位よりG…granite, Cg…sand and gravel bed, welded tuff bedの順序で重なる。玉山村城内。

丹藤川上流の大渡以南の段丘砂礫層も、洪民溶結凝灰岩層と年代的な関連がある。

6 大渡から西側の丹藤川をこえた、400m~500mの高度一帯にも礫層が分布する。子九十では開田作業の際に、これらの礫層と高度の上でも関係があると思われる礫質砂層や暗灰色泥炭質粘土層が見られ、この中の木片の<sup>14</sup>C年代を測定した。本層を子九十層と呼ぶ。

21,440±1,170 yr BP (GaK-5960)

ただし子九十層と白樺段丘付近の洪民溶結凝灰岩層の上位の砂礫層とは層位関係がまだ明らかでない。従って年代的な関連については現在の所は可能性の段階にとどまる。

7 川口付近には柱状節理も見え断崖をなす洪民溶結凝灰岩層が、新第三系の礫層や泥岩層の上に不整合に重なる(図版Ⅰの第1図)。

一方、沼袋付近では、一部に層理のある、溶結凝灰岩層の岩塊を多く含む礫層が不整合に新第三系の上に重なり、段丘を構成する。これは北山形の段丘礫層に似て、洪民溶結凝灰岩層と年代的に関係がある様に見えるが、全く別の新期の段丘礫層であり、段丘としても白樺段丘より新しい。沼袋付近の状況は図版Ⅱの第1・第2図に示した。

8 北上川流域の岩姫橋から川又にかけて、古生層の上に不整合に重なる溶結凝灰岩層といわゆる砂礫層との層位関係は既報のごとくやはり重要である。

川又の溶結凝灰岩層は斜面にひろがって見える為に一見厚い様だが、実際の厚さは1mをこえる程度である。この露頭のすぐ東側に隣接する急斜面では、基底礫層ではじまる、厚さ6m程の砂礫層が古生層の上ののっている。この砂礫層の間に、溶結凝灰岩の岩片が薄く夾在している事と、この砂礫層と溶結凝灰岩層が全く近接している事から、年代的に両者の間には密接な関係がある。

一方、岩姫橋付近の斜面の崖にも、近接して、古生層の上に同様に不整合にのっている、溶結凝灰岩層および既報の埋木層や火山噴出物を含む砂礫層が見られる。上部には寒冷な気候を示す植物化石の多い、岩手火山噴出の火山灰層<sup>8)</sup>(LPA層と呼んでおく)が重なっている。

7) 下層敷や崩の段丘礫層中に介在する溶結凝灰岩層は、実際は断続してつながり、あるいは消失する。

8) ウルム氷期の終末期に属するものと一応考える。

この埋木層を含む砂礫層は、チャートの円礫が上にも下にも見られ、鏡下には全体的に石英斑晶粒・角閃石・輝石・黒雲母、時に橄欖石が含まれていて、同様な岩相のものは川又付近にも溶結凝灰岩層と近接して露出する。

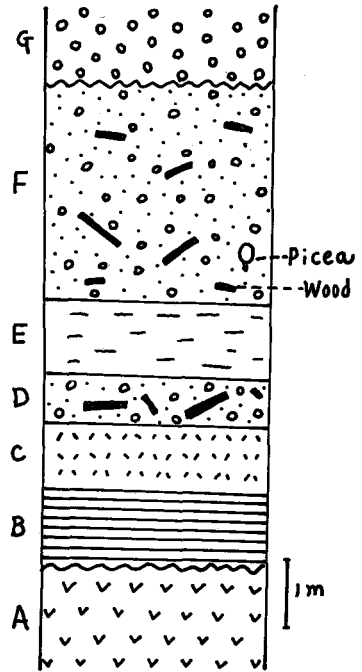
以上の様に岩姫橋・川又の砂礫層や溶結凝灰岩層は、全体として相互に近い層準のものと思われ、岩姫橋の埋木層の<sup>14</sup>C年代は洪民溶結凝灰岩層の年代と同じではないとしても、両者の間には密接な関連があると考えている。

9 筆者は洪民の西部、下田の四斗沢付近で溶結凝灰岩層を見出し、これと関係がある砂礫層中の木片の<sup>14</sup>C年代を調べた。

特に溶結凝灰岩層の野外の層位状況は、その年代決定にあたり、重要である。説明の便宜上、露頭の最下部の石英安山岩をAとし、順次上位に向って符号をつけ、これらの全体の状況を、第5・6図および図版Ⅲの第1図に示した。

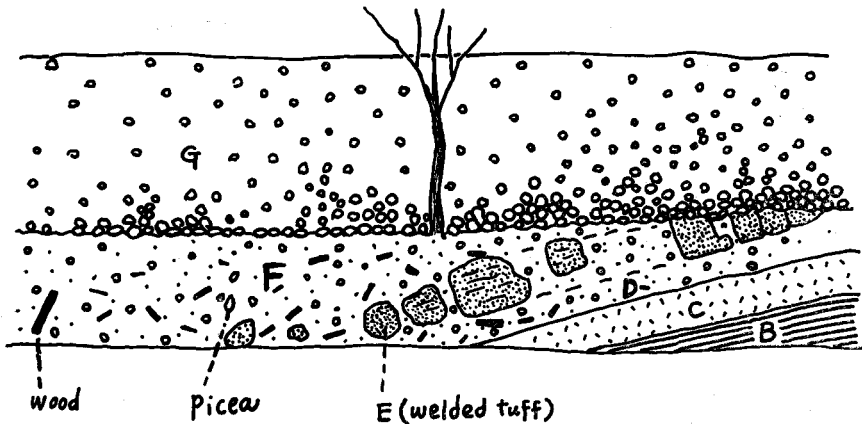
A：黒雲母や輝石を含む角閃石石英安山岩で、基盤岩として本区域では広くひろがり、これが侵蝕されて凹地となった所に、B以上のFまでの岩層が不整合に堆積したものである。黒雲母の斑晶は、3mm大のものが肉眼的にも認められ、鏡下には輝石よりも緑色角閃石が非常に多い。黒雲母の斑晶を著しく含む石英安山岩は、西根町平館の北東の白毛山にも露出する。

石英安山岩類は、高山・送仙山・野駄森から大更一帯にも分布し、筆者は三ツ森山の一部からも発見した<sup>9)</sup>。白毛



第5図

A...Dacite, B...Clay bed, C...Pumiceous tuff bed, D...Sand and gravel bed, E...Welded tuff bed, F...Sand and gravel bed, G...Terrace gravel bed.



第6図 Fの砂礫層からアカエゾマツ (*Picea glehnii* M.) の球果が採取された。この中の木片の<sup>14</sup>C年代が約30,000±yr BPである。符号は本文参照。玉山村下田。

9) 三ツ森山の一部は、少なくとも岩手火山の基盤岩を構成しているものである。しかし付近には東岩手火山の外輪山溶岩の一部も残存する。



山北部では石英安山岩の一部が輝石安山岩を貫いているが、全体としては新第三紀に属するもので、第四系が多くの箇所不整合にのっている。

B：野外では淡黄褐色の粘土質岩層で、鏡下には石英斑晶粒も普通であるが、緑色角閃石が一番多く、輝石や黒雲母を含む。これらには直接下位にある石英安山岩の風化したものから由来したものも可なり含まれていると考えられ、傾斜した侵蝕面に沿って傾いたまま不整合に堆積する。

C：灰黄色粗粒の軽石質岩層で、下位のBの粘土質岩層の上に同じく傾斜して堆積するが、図の左手の石英安山岩Aに対しては直接不整合に傾斜したまま重なる。鏡下には紫蘇輝石が特に多く、火山噴出物として降下したものが主として堆積したものとする。

D—F：DとFが凝灰岩質の、チャートの円礫や木片を含む砂礫層で、Eが溶結凝灰岩層に相当する。これら3者は年代的に関連があると筆者は考えており、その理由は次の通りであって、DからFの岩層をまとめて述べる。

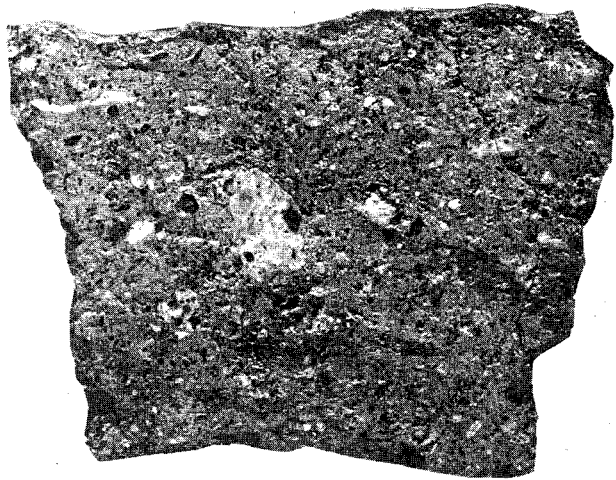
Eの溶結凝灰岩層は断続してはいるが、全体として下位のB・Cの岩層と平行して、DとFの砂礫層中にはさまれた様な状態で入っており、バラバラな岩塊として不規則に混在しているものと異なる<sup>10)</sup>。この様な溶結凝灰岩層の断続している例は、他区域にもあり、前述の如く北山形の崩や下屋敷などの崖にも見られる。

溶結凝灰岩中の薄い黄褐色の軽石質の部分は、岩層の堆積面と一致して横に細長くレンズ状に夾在する。また岩層の断面では第7図の様に、黒灰色のガラス質～黄灰色の軽石質の部分がラミナ状に細かく岩層の堆積面に平行して入っている。

全体的にこの溶結凝灰岩の岩層としての堆積面は、B・Cの下位の岩層とは平行である。

ただ砂礫層D・Fの間に溶結凝灰岩層のEが断続して夾在している形が入っているために、上位のFの砂礫層が下位のDの砂礫層と一部がつながって見える様な所があり、岩相的にD・Fの両者は共に円礫や樹幹で特徴づけられ、全く類似していて両者の区別はつけがたい。

従って野外の状況から上下のDとFの砂礫層の間にはあまり年代的な差異はないと見られ、その間に急に介在してくる溶結凝灰岩の噴出した時期も、全体的にこれらのD・Fの砂礫層の年代と密接な関係にあるものとする。



第7図 四斗沢の渋民溶結凝灰岩の岩層に直角な断面。堆積面は下位のB・Cの岩層にも平行している。暗灰色粗鬆で岩片を多く含み、桑畑のものより堅硬でなく、溶結性も弱い。×1

10) ただし上位のFの砂礫層中には岩塊としてまれに混入している事がある。

上位のFの砂礫層は木片を含み暗灰色で凝灰岩質であって、鏡下には石英斑晶粒・緑色角閃石・単斜輝石のほか紫蘇輝石が多く、黒雲母も見られ、これらは溶結凝灰岩層にもなる他区域の砂礫層にも多く見られるものである。含まれる樹幹は最大のもので直径20cm程度のもものも含まれるが、小木片が多く、砂礫層の基質を粉碎して見ても、鏡下に極めて微細な木片が多く見られる。これらの木片は種々の年代のものを混在しているのではなく、大体同一年代に当時生育していたものが、一緒に流されてきて、本層中に埋没して堆積したものであろう。

木片のほかに大小2箇の球果が本層中より発見され、大きい方を図版Ⅱの第3・第4図、種鱗を図版Ⅲの第3図に示した。

村井貞允教授によると次の種に属する事が初明した。

*Picea glehnii* MASTERS, アカエゾマツ

本種は北海道以北に多く自生しているが、早池峯山の北斜面にも自生する(石塚, 1961)。

従ってアカエゾマツを含むFの砂礫層の年代は現在より著しくへだたった年代のものではなく、さらに当時の方が本種の分布もひろがっていて、気候はやや寒冷であったと思われる。

含まれる木片の<sup>14</sup>C年代は溶結凝灰岩層の年代を決めるのに重要であり、筆者は念のため2箇の木片について、くり返し測定してみた。

30,780±2170 yr BP (GaK—6356)

29,630±2130 yr BP (GaK—6794)

この事から、Fの砂礫層の年代は30,000±yr BPの年代を大体示していると考えて良い。またこの値は既報の岩姫橋の埋木層の年代(27,000±2200 yr BP)ともあまりかけ離れていない。

この溶結凝灰岩層をはさみ、木片を含む上下の砂礫層を、四斗沢層と呼んで、以下記述する。

G:不整合に下位のF以下の岩層に重なる段丘砂礫層で、チャートの円礫から成り、厚さも10m程度である。この礫層に関係があると思われる礫層が、上流では五百森などの流れ山を構成した火山泥流堆積物の上に重なっているので、沖積層に属するものであろう。

## 5 渋民溶結凝灰岩層の噴出起源

本岩層の斑晶鉱物は斜長石と輝石類であるが、SiO<sub>2</sub>は66%をこえる酸性岩に属する。極めてまれであるが、角閃石や彎曲した黒雲母をとりこんでいる事がある(図版Ⅳの第1・第2図)。また北山形のものには石英が一箇だけ斑晶として薄片の中に見出された。

しかし渋民溶結凝灰岩層は全体としてやはり普通輝石紫蘇輝石石英安山岩に属するもので、この様な型の酸性岩は岩手火山群からは全く知られておらない。

渋民溶結凝灰岩層は分布状況から見ると、噴出起源は西方にあると考えざるを得ない。類似した第四紀火山岩類をあえて西方に求めるならば、岩手火山群よりも古期の噴出の八幡平火山群の方にある。すなわち晩期の源太森～安比岳溶岩(河野・青木, 1959; 河野・上村, 1964)がこれにあたるであろう。SiO<sub>2</sub>も68%前後あり、化学成分も渋民溶結凝灰岩層のものと類似し、やはり普通輝石紫蘇輝石石英安山岩に属する、岩手・八幡平両火山群を通じて最も酸性の火山岩である。

この様に西方の八幡平火山群中に、石英安山岩質の渋民溶結凝灰岩層と同じく、酸性火山岩がとにかく存在しているという事実がある事は、渋民溶結凝灰岩層の噴出起源や年代を考える

上では一応考慮に入れておかなければならない所であり、その可能性もあるのでないかという事も、述べておく<sup>11)</sup>。

## 6 洪民溶結凝灰岩層の年代と古地磁気

本岩層は当時の地球磁場の逆転を記録している事から、その時代が問題となる。

特に本岩層に年代的に関係があると思われる層準の砂礫層中の木片の年代として、子九十層・岩姫橋の埋木層・四斗沢層のものを挙げた。細部の点を別にすると、大づかみな見方をすれば、これらの年代が全体的にウルム氷期の中でも末期に近い値を示している事は、洪民溶結凝灰岩層の年代を考察する上では注意を要する。

この中で、岩姫橋や川又の溶結凝灰岩層は、年代的に岩姫橋の埋木層と近い関係にあると思われるだけに、地磁気の上で逆転を示すと云っても、Matsuyama Reversal Epoch に属する69万年以前という様な古い時期のものではない。

そこで特にこの岩姫橋の埋木層の年代をも考慮に入れると、野外状況から見れば、四斗沢層の木片の<sup>14</sup>C年代が、洪民溶結凝灰岩層の年代に最も関係ある値を示している様に思う。

すなわち四斗沢層の年代の、大体  $30,000 \pm \text{yr BP}$  という所が、現在の段階では、溶結凝灰岩層の噴出年代と考えられる。

従ってこの頃に地球磁場の逆転が起っている事になるが、Brunhes Normal Epoch の中に起っている結果となるだけに、当然問題がある所である。

この Epoch の中で、逆転している最も若い event は、Bonhommet (1967) らによれば 20,000年前、Cox (1969) は 20,000~30,000年前としている Lashamp event がある。少し古くなると大西洋深海底コアで発見された Blake event (Smith and Foster, 1969) の 108,000~114,000年前のものが良く知られている。

日本の第四系でも、Brunhes Normal Epoch の中の短い逆転期がいくつか報告されている。福島県小高町の塚原層中部には逆転磁化を示す層準のある事が見出され、Blake event に対比されるという (真鍋, 1974)。

また琵琶湖底のポーリングコアの古地磁気測定から、Blake event に相当するもののほかにさらに下位に Biwa event I および Biwa event II が発見された (Kawai et al., 1972)<sup>12)</sup>。

特に興味を引くのは、オーストラリアの New South Wales の Lake Mungo の人類遺跡の焼土の磁化方向が、約 28,000年から 31,000年前にかけて変化し、磁極のエキスカージョンのあった事を示している事で、Evidence of a Geomagnetic Excursion 30,000 yr BP として報告がある (Barbetti and McElhinny, 1972 および安川, 1973)。

洪民溶結凝灰岩層の年代としては、今の所、野外で密接な関係の認められる砂礫層中の化石や木片の<sup>14</sup>C年代が最も重要であり、この点で野外の層位関係が極めて大切である。

ここでは上記の考察から  $30,000 \pm \text{yr BP}$  と考えられる洪民溶結凝灰岩層中に地球磁場の逆転が認められたという事を報告した。

恐らく上記の excursion や Lashamp event などの問題と関連があるのでないかと思う

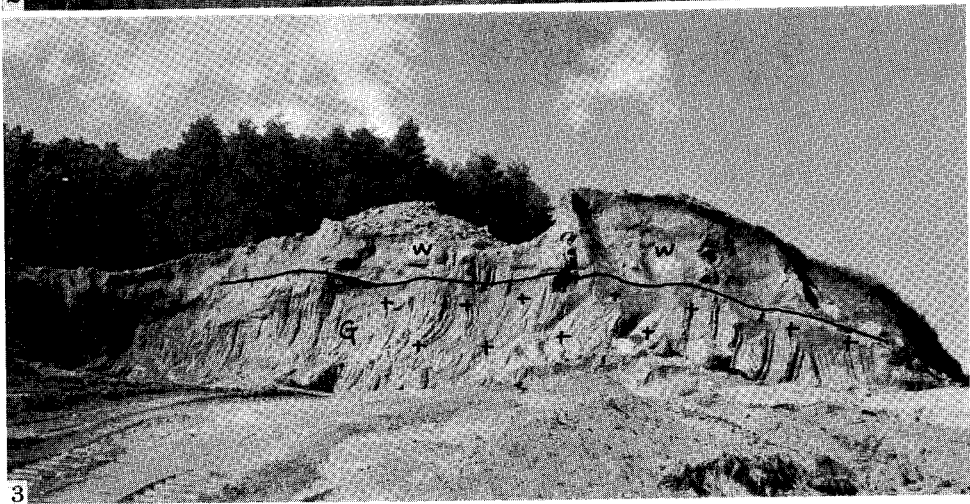
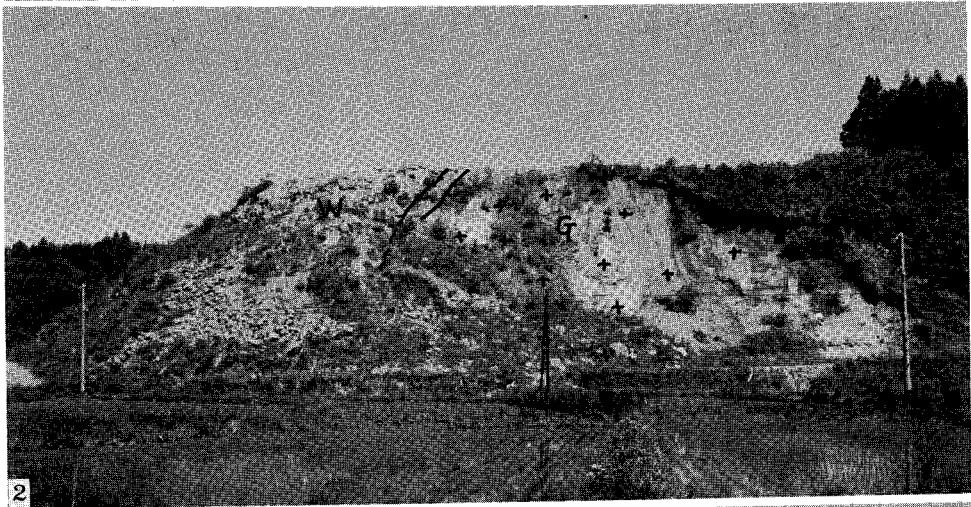
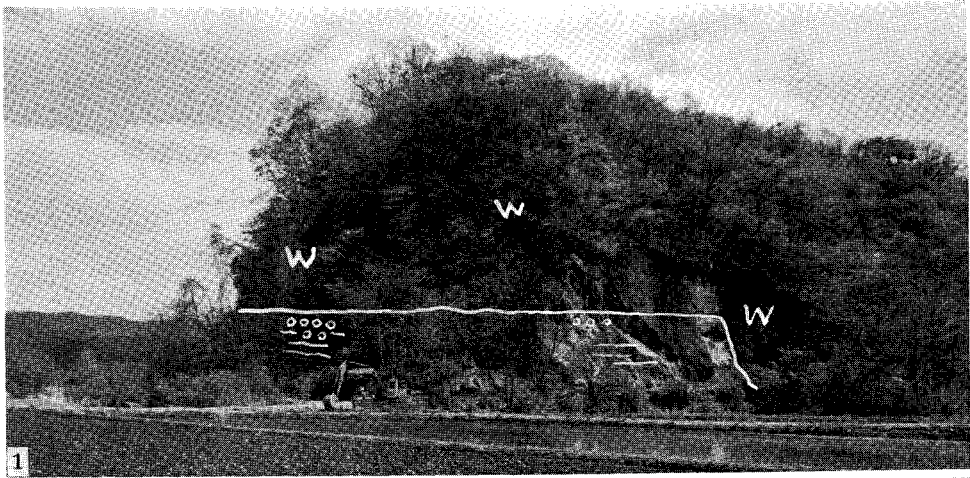
11) 洪民溶結凝灰岩層は、川口~沼袋付近で最も厚く、10~15mの厚層となり、八幡平火山の丁度東方にあたる。筆者は先に位置から見て岩手火山との関連性も考えてきたが、その噴出年代からも考慮する必要がある、更に検討したい。  
12) 最近では Biwa event は、I, II, III に分けられている様である。(川井直人教授の地磁気の謎1976による)。

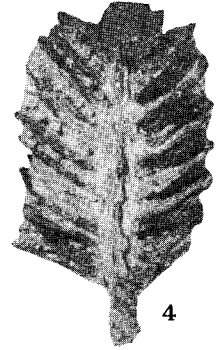
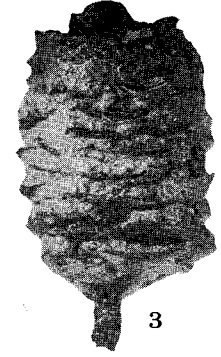
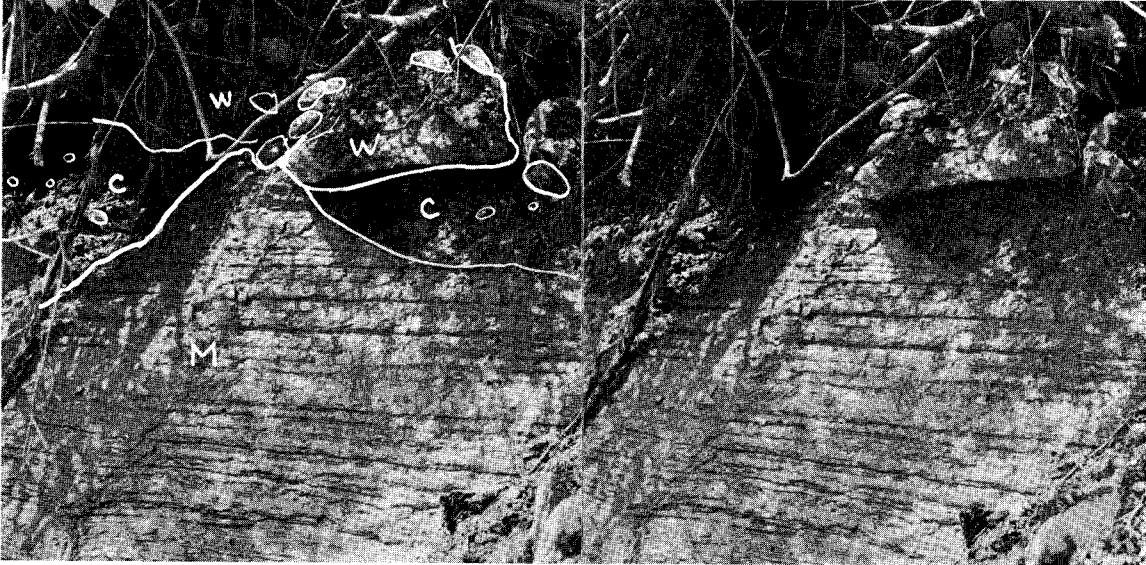
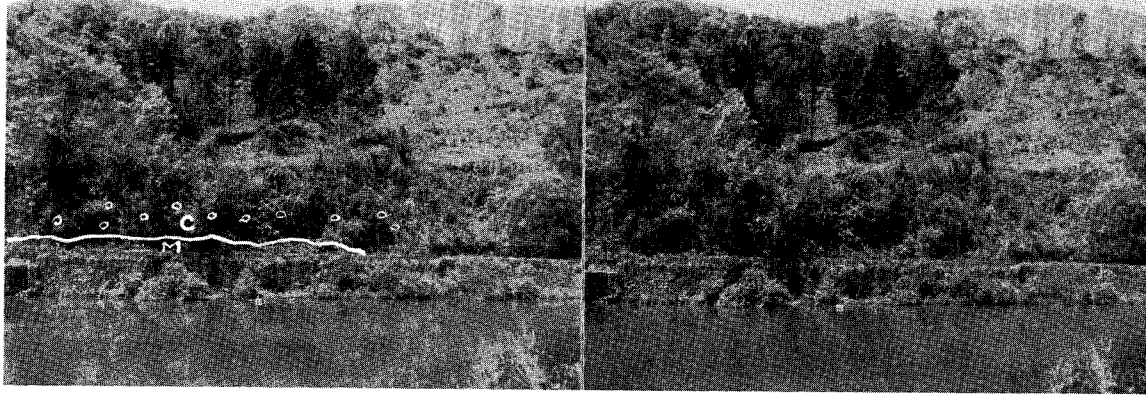
が、今後の古地磁気学的な検討が必要と考える。

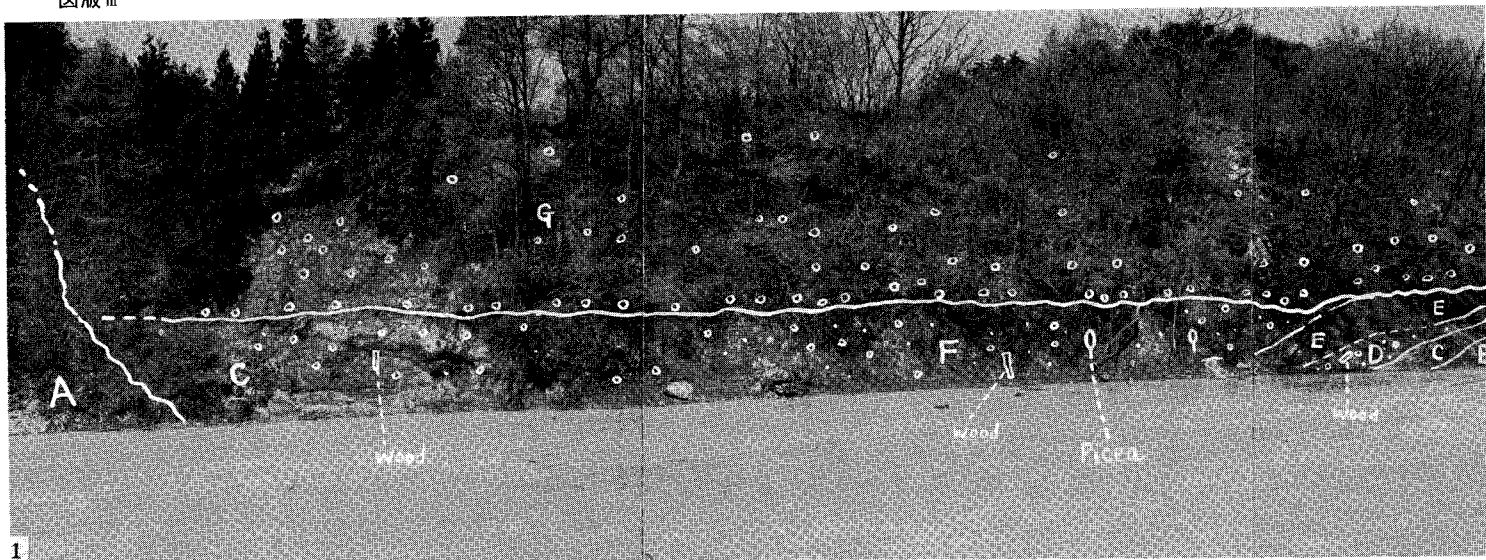
#### 引用文献

- 荒牧重雄, 1973; 浅間山の噴火と火砕流。科学, 43, No.6, P.381~382.
- 石塚和雄, 1961; *Picea* 岩手県早池峯山に産す。植物研究雑誌, 36, 3号, P.70~71.
- Barbetti, M. and McElhinny, M., 1972; Evidence of a Geomagnetic Excursion 30,000 yr BP. Nature, 239, P.327~330.
- Bonhommet, N. and Zahringer, J. 1969; Paleomagnetic and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. Earth Planet. Sci. Lett., 6, P.43~46.
- Cox, A., 1969; Geomagnetic reversals. Science, 163, P.237~245.
- Kawai, N., Yasukawa, K., Nakajima, T., Torii, M. and Horie, S., 1972; Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. Proc. Japan Acad., 48, P.186~190.
- 河野義礼・青木謙一郎, 1959; 八幡平およびその周縁火山群の岩石。火山, 2集, 4, No.2, P.61~76.
- 河野義礼・上村不二雄, 1964; 八幡平, 5万分の1地質図幅説明書, 地調, P.1~36.
- 真鍋健一, 1972; 福島県小高町の上部更新統中の地球磁場逆転について。第四紀研究, 13, 1号, P.21~25.
- Smith, J.D. and Foster, J.H., 1969; Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. Science, 163, P.565~567.
- 橘 行一, 1969; 岩手県玉山村の第四紀溶結凝灰岩層(その1)。岩大教育研究年報, 29, P.45~54.
- 橘 行一, 1970; 岩手県玉山村の第四紀溶結凝灰岩層(その2)。岩大教育研究年報, 30, P.101~111.
- 橘 行一, 1971; 岩手火山東方地域の試錐孔の溶結凝灰岩とその噴出起源。岩大教育研究年報, 31, P.37~50.
- 橘 行一, 1975; 北上山地北部, 岩手町沼宮内東部の北山形付近に分布する溶結凝灰岩層と日神子深成岩体について。岩大教育研究年報, 35, P.47~59.

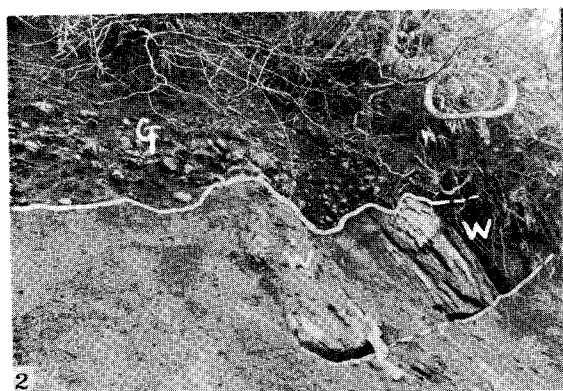
図版 I



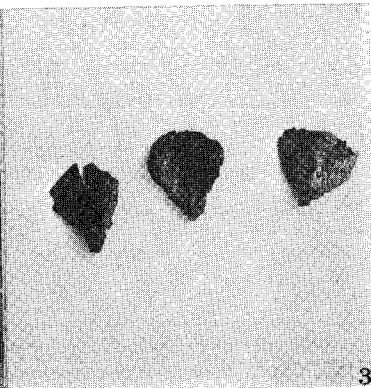




1

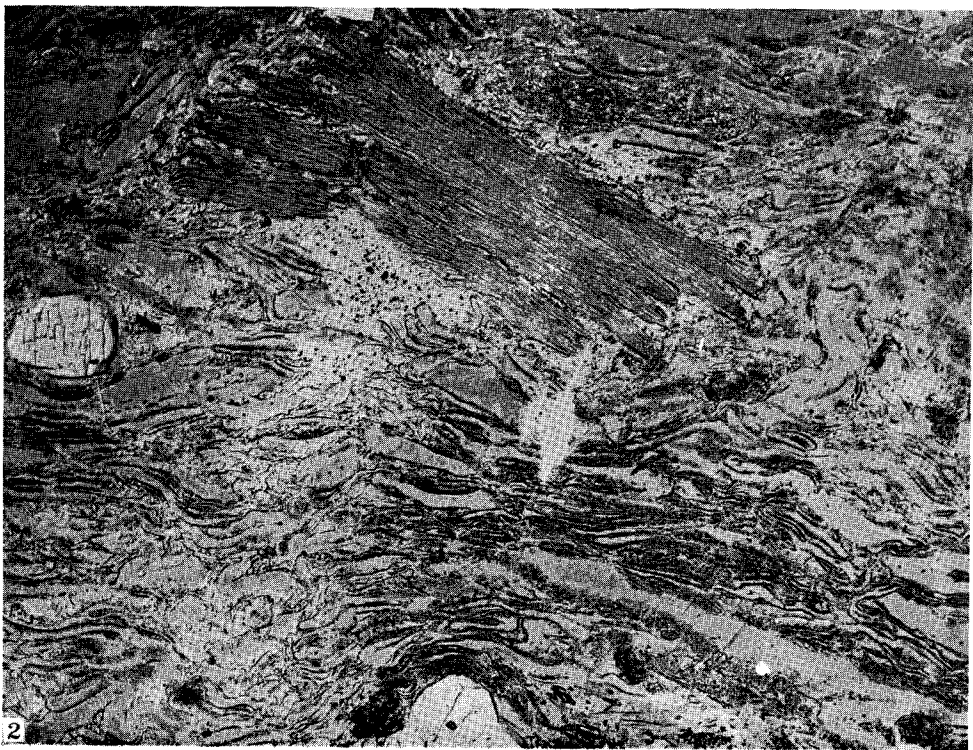
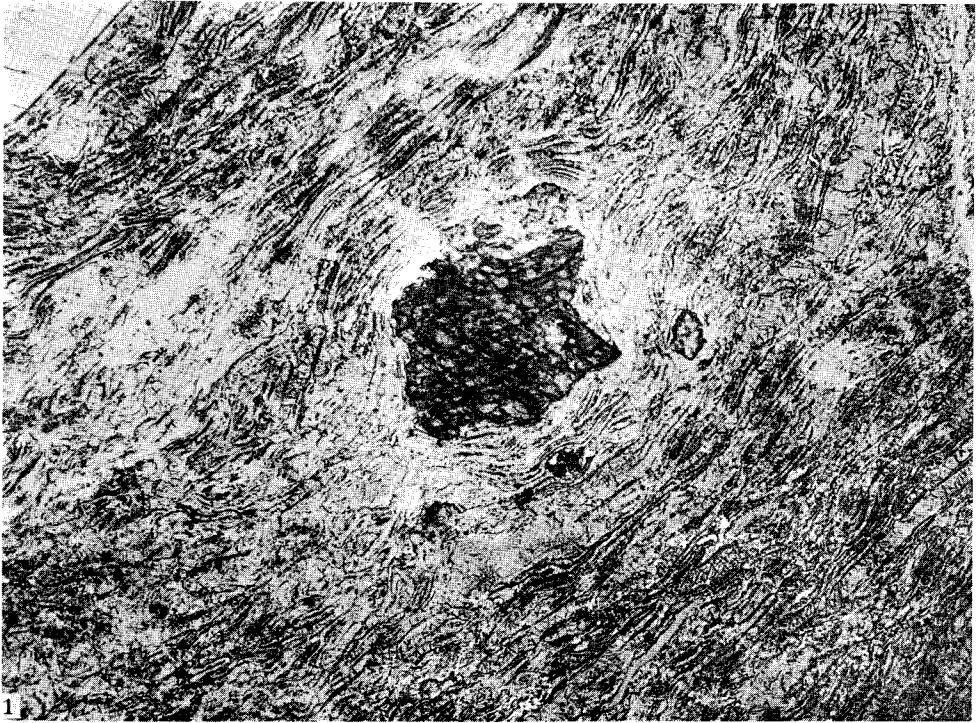


2



3

图版 IV





## 図版説明

### 図版Ⅰ

1. 川口西部，北上川右岸の，新第三系の礫層の上に重なる溶結凝灰岩層（W）で，一部に柱状節理も見られ，厚層の方である。
2. 日戸の古屋敷近辺の花崗岩（G）の上に砂質岩の薄層が傾斜して不整合にのり，その上に溶結凝灰岩層（W）が重なる。
3. 日戸の北部の上白沢で，花崗岩（G）の上に不整合にのる溶結凝灰岩層（W）。

### 図版Ⅱ

1. 沼袋の北上川右岸で新第三系（M）の上に不整合で重なる段丘礫層（C）で，この中に溶結凝灰岩の岩塊を多数含む。この岩塊は上部の斜面に露出する溶結凝灰岩層から転落して礫層の中に混入したものである。段丘面も見える。実体写真。
2. 新第三系の泥岩層（M）の上に，不整合に重なる段丘礫層（C）で，円礫や溶結凝灰岩の岩塊（W）を多数含む。実体写真。
- 3.～4. アカエゾマツの球果で，四斗沢層中で採取したもの。×1

### 図版Ⅲ

1. 下田，四斗沢の北上川右岸の露頭。Aが最下部の石英安山岩。Bが粘土質岩。Cが軽石質火山灰層。Dが木片を含む砂礫層。Eが溶結凝灰岩層。FがDと同じ木片を含む砂礫層で，*Picea*の球果を含む。Gは段丘礫層として不整合に重なっている。
2. Eの溶結凝灰岩層（W）が段丘礫層（G）で不整合に被われている。実体写真。
3. Fの砂礫層中から見出された *Picea* の種鱗を示す。×1

### 図版Ⅳ

1. 角閃石をとりこんでいる溶結凝灰岩層の顕微鏡写真。×52
2. 黒雲母をとりこんでいる溶結凝灰岩層の顕微鏡写真。×52