

# 日本地質学会関西支部報(N029)

1955年7月20日発行

## 日本地質学会5.6月例会

6月25日(土)京大地質学鉱物学教室で催されました。

**議 事** ○来年度地質学会総会行軍委員の選出……投票の結果横山次郎氏を、さきに教室から推せんになった松下進氏と共に推せんする事に決定しました。(来年は京都で開かれます)

**講 演** 熊谷直一、阿部悦夫：山頂の重力から見た富士山の平均密度の研究、

堀江正治：日本の湖岸段丘と沖積世の地殻運動、

北 卓治：近畿地区磁碗鉄鉱々産地調査——その一、滋賀縣御池鉱山

森下 晶、沢井 清：信越第三系の対比について、

柿谷 悟：粘土鉱物の赤外線吸収(その二、三の問題について)

(特別講演) 藤岡謙二郎：先史地理学の系譜と課題、

尚小島信夫氏の講演(寺洞、高坊山兩統岡の不整合について)は都合により中止となりました。

~~~~~ × ~~~~~  
( 講 演 内 容 )

### 日本の湖岸段丘と沖積世の地殻運動

京大理 大津臨湖実験所 堀江 正治

筆者は第四紀編年の見地から湖岸段丘地形と湖成堆積物の調査に従事しているが、日本の各湖沼はその量に多少の差こそあれ、何れも湖面低下の事実を示し、又、多くの場合、旧湖堆積物が湖岸段丘として保存されている。既に調査した屈斜路、阿寒、倶多楽、恐山、田沢、湯沼、猪苗代、沼沢、赤城大沼、小沼、榛名、芦の湖、野尻、青木、中綱、鵜池、鏡池等には何れも湖岸段丘が存在していて、湖面低下量も10~20mを大部分とし、30mにも及ぶものがある。然し摩周、倶多楽、湯沼、池田の諸湖はその量が少い。以上の段丘中には何れも未だ火山灰にお

おわれた例を見ず、又、筆者の化石段立と呼ぶ神城化石湖や古岡化石湖の段立上にも存しない。更に又、開析度の奥からしても、日本の湖岸段立は琵琶湖を除きA面と考えられる。而してこれらの段立中には、地質学的にも又地形学的にも、明かに地殻運動の痕跡を認めることの出来るものがあるので、以下これについて述べてみたい。

(1) 屈斜路湖………本湖は地形的に沖積世の新しい火山、摩周火山により堰き止められて生じたと考えられるが、その後の水位の断続的低下によつて3段の段立が存在している。ところがこれら段立は殆ど湖南部に分布していて、流入河川の状況から考えても、この分布の非対称は単なる湖面低下により成立した段立でないことを暗示している。そこで1m読みの精密アネロイドとハンドレベルを用い、湖水面をインテイクーターとして、各旧汀線高度を測つて見た。

旧汀線位置決定には、段立面(旧湖崩面)上端の傾斜及換緯、決堤、湖成堆積物に注意し、更に段立構成物質の分析を行つて、湖棲珪藻殻の存否を調べ、その生態についての従来知識を参照して *Melosira italica*, *Epithemia turghida*, *Epithemia sorex*, *Denticula* spp. 等の沿岸性珪藻類や有殻鞭毛類 *Trachelomonas* spp. の殻を同定する事により旧汀線部を確かめた。

かく古生物学的方法を併用して旧汀線をきめ、更にその高度に気圧差の補正を加えて結果を見ると、一般に北岸部に位する段立の旧汀線高度が低くことが分つた。そこでこれら高度の等値線をひいてみると、各旧汀線ともほぼ一枚の平面として北方へ向い傾動していると考えられる。

そこで宮部の方法を適用して本湖盆の地殻運動を定量的に表わしてみると、高位段立面は  $1.7 \times 10^{-3}$ , N-S、中位段立面は  $1.4 \times 10^{-3}$ , N40°W、低位段立面は  $0.7 \times 10^{-3}$ , N30°Eを以て、屈斜路湖盆は北に向い傾動していることがうかがわれる。そして湖南部の地形の特色や、1938年5月の地震に伴う地震断層(湖水刺落ち)の性質などから考えると、カルデラ南部に於て屈斜路火山の噴出物とは無関係のオミ純層山地が、北方の主として火山噴出物から成る湖周最高の藻琴山に向い、隆起していると考えることが出来る。(屈斜路湖盆の地殻運動の詳細ならびに湖岸段立による地殻運動の定量的研究の意義に関しては、紙面の都合上省略した。これについては、近刊の「科学」及び北海道支那研究連絡紙上に掲載の予定である。)

(2) 赤城大沼………多くの湖棲珪藻殻を含み、静水中に堆積したと考えられるのにかかわらず、これら湖成層下部は南向傾斜を有している。走向は殆んど

NWで、傾斜は数度— $30^{\circ}$ に達しているが、更に注目されることは、この下部層が多く、断層によりズタズタに断ち切られていることである。落差は最小7cm、中には40~50cmにも達するものがあり、これらは沖積層をきる断層である、断層面は一を例外として、他は一様にNWの走向を有し、傾斜は $40'$ が最小で、 $70^{\circ}$ 程度が大部分を占め、その性質は観察範囲内では一の例を除いては、悉く正断層であった。只、この断層の基盤をきる箇所は遂に一ヶ所も発見出来ず、又、湖成層下部に基盤の頭を出している地塊も見られなかった、この塊からすると、以上の断層は果して眞の断層と解釈出来るか、それとも堆積中の異常現象と見做すべきかの疑問が起る。然しこの走向の一様性と、これが太田良平氏による火山体基盤のN $50^{\circ}$ Wの新期構造線とは一致していること、及び沼尾川上流〜青木旅館南部〜大沼南岸ならびに大沼北岸〜覚満川口の各断層露頭の連続性ことから、筆者は沖積世初期における構造線活動による断層と解したい、尚この断層の時代は、地形面をきっていないのみならず、湖成層上部の浮石層（岩石学的に斜長石、緑色角閃石を含み、榛名二ヶ岳産と推定される）をきっていないことから、本浮石層堆積期の活動であつて大塚弥之助の“休断層”と呼んで差支えないものであらう。更に旧汀線高度から、辰科路湖と同様に段立の地殻運動を定量すると、湖盆はN $70^{\circ}$ E 方向に $4 \times 10^{-3}$ 程度の傾動をしていることが分つた。即ち傾斜軸方向はN $20^{\circ}$ Wで、カルテラ壁最高の聖陰山附近が沈降しているようである。

(3) 箱根芦の湖-----箱根カルテラ中には今日、芦の湖とその東北方に連る仙石原の平らな火口原とが見られるが、この平坦な仙石原より早川が急傾斜の溪谷部に移り変わる元湯場入仙橋附近には、流木を含む粘土層が神山の噴出物と交互している状態がよく認められる。そしてこの粘土層中からは、

*Melosira distans*, *Melosira italica*, *Epithemia sorex*,  
*Epithemia* spp., *Cyclotella planctonica*, *Cyclotella* spp.,  
*Synedra ulna*, *Synedra* spp., *Diploneis ovalis*,  
*Navicula* spp., *Rhopalodia gibba*, *Cymbella cymbiformis*,  
 などの多くの珪藻類が同定でき、又、淡水海綿の針骨も含んでいて、このことから仙石原は—化石湖と考えられる。而して今日の芦の湖は、火口原中への神山の山崩れ堆積物の流下により、堰き止められたと考えられているが、逆川口附近の早川侵蝕谷を地形的に埋めて山崩れ原面を復旧してみると、又野々の指摘したように留つて芦の湖面は約10m高かつたことがうかがわれる。そこで本湖周に

ついて湖岸段立の有無を調べてみると、狭少なからカルデラ壁や中央火口丘山麓に附着していることが認められた。本湖岸段立に於て極めて重要なことは、山崩れ堆積物上には薄く関東火山灰層が存任しているにもかゝらず、早川の流出の結果、陸化した湖岸段立面上には火山灰が厚しないことである。既に関東火山灰降下後、段立が成立したのである。これは先に述べた屈斜路湖岸段立と共に、上述の如く段立面をA面と考えるクロノロジカルな根拠になる大切な事実である。

さて、本湖岸段立の旧汀線高度を求めてその等値線をひいてみると、こゝでは二つのグループに分けなければならぬようである。小杉鼻と胴切鼻とを結ぶ狹隘部を境にして、主湖盆と副湖盆とはそれぞれ独立の平面として運動をしていると判断され、主湖盆は $5 \times 10^{-3}$ 、 $N 50^{\circ} E$ 、副湖盆は $4.7 \times 10^{-3}$ 、 $N 40^{\circ} E$ で、神山、駒ヶ岳、二子山等の中央火口丘一帯の沉降していることが推察される。換言すれば沖積世初期以降に於ても、旧期外輪山壁が今日、尚、成長を続けているようであり、さきの屈斜路カルデラと類似している。

更にこの芦の湖の段立に就て、筆者の興味を抱いている契は、湖岸段立と地震に伴う地殻変形との関係である。既述の屈斜路湖岸段立と地震による変位の跡との関係は今日でも明かであるが、これは地形についてのみであつて、屈斜路地震に於ては地球物理学的資料に極めて乏しく、この見地から芦の湖の段立と丹那断層との関係は特に注意をひくのである。

この丹那断層は、田代北方～大野西南の間、20km余の長さを有しているが、田代盆地北方で断層崖は消滅し、その代りに *Echelon* 状に配列した北西～南東方向の小断層群に移行するという。1930年11月26日の北伊豆地震の際には、丹那断層に殆ど注意が集中されて箱根附近の変動については余り注意されなかつたようであるが、芦の湖岸には芦の湖断層と呼ばれる2本の主要な断層が主じ、湖水側落ちであつたことが、田山利三郎、伊原敬之助、石井清彦等により報せられている。更に箱根町湖岸の地震当時の汀線と12月5日の汀線についての報告をみると、その差は0.22mであり、元箱根町では0.2mで、何れも地震前より浅い。即ち、湖岸が隆起している。箱根町にある神奈川縣の水位計記録をみてもこのことは明瞭である。鈴木武夫によると、地震の際の芦の湖の静振は地殻傾斜に起因するとすればよく説明出来るといわれ、又、今村明恒、小平孝雄によつても、静振と地殻傾動との関係が注意されている。尚、この主・副両湖盆を境する狹隘部の相田之角附近は、芦の湖盆中、沈下量最小であり、このクビレ地奥の

旧湖床高度の高いことと共に、興味深い現象である。

(4) 青木湖、中綱湖 ----- 両湖周辺には筆者が古青木湖層と呼んだ湖成層が分布しているが、和泉屋前の露頭を観察すると、微粗の泥層、粘土層から成り、而も *Naticula tuscula* (バルチック海沿岸湖に多く、底泥に棲息する。) のような珪藻殻を含み静かな環境に堆積したと考えられるのにかかわらず、地層の傾斜が認められ、中部層では  $N 80^{\circ} W, S 10^{\circ}$  で、下部層ほど傾斜を増し、段立面上より 7m 下の地層では、 $N 35^{\circ} W, S 70^{\circ}$  に達している。段立面上は、いわゆる信州火山灰層にはおいていない。

以上のことから及び今日迄に知られた事実から、湖岸段立に見られる地殻変形の諸特徴を要約すると次のようになる。

(4) 沖積層から形成されているこれら湖岸段立の一部には、沖積世初期に可成りの地殻変動を受けたものが存在するようである。古青木湖層では堆積中から引続いて地殻運動があったと思われるが、露頭の中部層以上になると、殆どこの影響を蒙っていない。又、赤城大沼でも同様で、下部層には火山基底の地殻構造に合致する断層が発達し、地層がもめているのに榛名二つ岳浮石層附近より上部層では、この影響が認められない。

(2) 屈斜路カルデラ、箱根カルデラ、赤城カルデラ、沼沢カルデラの例に徴すると、湖盆は湖周外輪山の最高部、或は中央火口丘に向って傾動している。これはカルデラ壁一部の成長と考えることが出来よう。

(3) 湖水の隆起汀線より緊せられる沖積世初期以降の地殻運動は  $10^{-3}$  のオーダーで表されるようである。

(4) 屈斜路地震断層、北伊豆地震に際しての箱根カルデラの地震断層は湖水側落ちで、重水標記録によっても地震に際して現在の湖岸段立の隆起している傾向がある。従来、南海地震等の例で地震と湖岸段立の地殻運動との関係は永田武等により良く知られているが、兎、室戸岬のような精密水準測量のデータは利用出来なかつた。然し地震時に於ける湖岸段立の地殻運動の一例として、興味深い事実である。

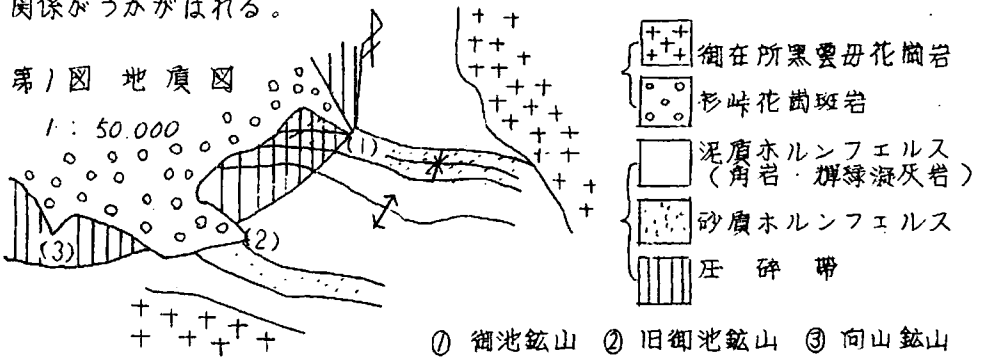
終りに岩石についてお教之をいただいた中山勇、扮川昭平両氏の好意に深く謝意を表す。

近畿地区磁硫鉄鉍々産地調査(其の一)

— 滋賀県御池鉍山 —

地質調査所 北 卓 治

辺手フリョオ・ソリッド製錬法による脱銅技術が向上した結果、從來殆んど顧みられなかつた磁硫鉄鉍が未利用鉄資源として脚光を浴びて來た。御池鉍山は蒲生郡市原村に在り、滋賀～三重の縣境、鈴鹿山頂にあつて遠く嘉永年間より操業の厂史をもつが、終戦迄に月産純銅10tを産した記録がある。附近の地質は古生層(粘板岩、砂岩、角岩、輝綠凝灰岩)を貫く御在所黒雲母花崗岩と更に新期の杉峠花崗斑岩(綠色角閃石)及び石英斑岩よりなる。古生層は之等火成岩類のため強度のホルンフェルス化を受け、原岩の組織を残さないものが多い。構造として著しいものは、北西西の愛知川并斜と鉍山中央部を通る御池向斜軸で、大断層は北北西である。杉峠花崗斑岩の3つの凸部に夫々鉍床が出来ていて、其の因果関係がうかがはれる。



(1) 鉍床概説 御池鉍床は砂質ホルンフェルスを母岩とする中深成熱水鉍脈型鉍床で、鉍化作用は裂隙組織と因果関係が深い。鉍石鉍物は後述の通り。母岩の変質作用は珪化緑泥石化作用が著しく僅かに炭酸塩・絹雲母化作用が見られる。主な鉍脈を示すと次表の通りである。

|   | St & dip          | St. side | W     | Cu   | S     | Ag  |
|---|-------------------|----------|-------|------|-------|-----|
| 1 | NW1脈 N60°W 70°NE  | 100M     | 0.45M | 2.77 | 15.86 | 94  |
| 2 | NW2 " N40°W 72°SW | 250M     | 0.50M | 2.43 | 18.15 | 106 |
| 3 | NW3 " N32°W 90°   | 200M     | 0.60M | —    | —     | —   |
| 4 | NW4 " N40°W 62°SW | 250M     | 0.70M | —    | —     | —   |
| 6 | NE1 " N62°E 67°SE | 90M      | 0.43M | 2.31 | 17.6  | 56  |
| 6 | NE2 " N68°E 50°SE | 50M      | 0.65M | 0.61 | 16.01 | 28  |

編)で特徴づけられる。NE系鉍脈は(1)母岩の角礫を鉍脈中に多数取り込んでい  
る(2)粘土を伴はない(3)鉍脈は比較的安定して連続する——脈巾が畧一定である。

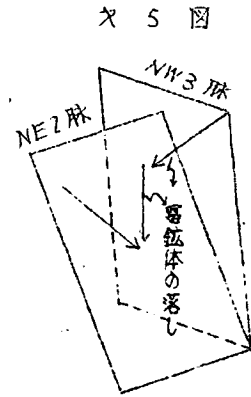
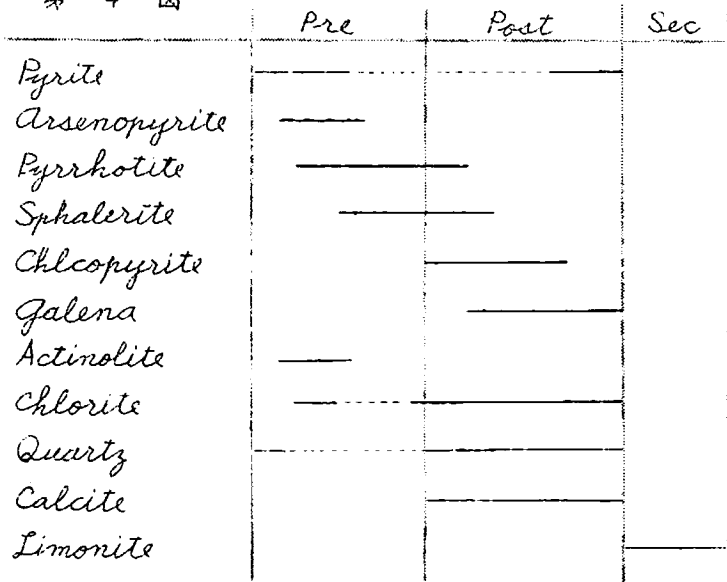
(4)盤肌。脈中にスベリ面が見られない。(5)一連の平行脈を伴う。之は張力裂罅  
の疑があり、之に生成された鉍脈は角礫鉍(所謂カリ鉍と云われ、方鉛鉍、黄銅鉍、  
磁硫鉄鉍脈)の特徴をもつて、NW系鉍脈と區別される。此の解析のため、次の事を  
假定してステレオ投影図を用いて理論的張力裂罅を算定した。既ち運動の條件として  
此の一対の剪断裂罅が、全時に、等量の運動を、図示した方向に行つたとすれば、ハ  
サミ盤内の理論的張力裂罅は  $N40^{\circ}E-26^{\circ}SE$  となる。此の理論値は、實際のNE2脈  
とは多少ズレが見られるが、其の鉍脈の特徴と合せ考へて張力に起因したものと推定  
したい。更に之はNE2a脈とNE2b脈についても、NE1・3-4脈についても全様の事  
が云はれると思う。こゝで注意すべきは、NW系の閃亜鉛鉍+磁硫鉄鉍とNE系の方鉛  
鉍、黄銅鉍+磁硫鉄鉍の共生関係で、銅鉍を主とする探鉍に役立つと思はれる。

(4)鉍石・鉍脈の構造・鉍化作用-----磁硫鉄鉍の反射色はクリーム色・淡黄白色で  
直交ニコル下では唖明な異方性が認められ、結晶集合状態は寄木状をなす。後述(3)  
型に属するものは、細粒で  $0.05mm \sim 0.5mm$  まで、(2)型に属す早期のものは粗粒(約  
4~5倍)である。他の鉍物との偪伴関係は、早期の黄鉄鉍、硫砒鉄鉍は磁硫鉄鉍中  
に自形~半自形を呈し、閃亜鉛鉍は相互境界を示すものもあるが、概ね磁硫鉄鉍を  
島状に交代し、又は粒間を充している。黄銅鉍、方鉛鉍は後期晶出で前者を切って、  
又は交代している。共生関係で興味あるものは、閃亜鉛鉍+黄銅鉍で、後者に  $0.001^{mm}$   
~前後、の“星型閃亜鉛鉍”が多数見られ、硫砒鉄鉍・陽起石の存在と共に、中深成の  
熱水鉍脈と思はれる。鉍石鉍物の共生関係は次の通りである。(〔1〕〔2〕〔3〕〔4〕の4型)

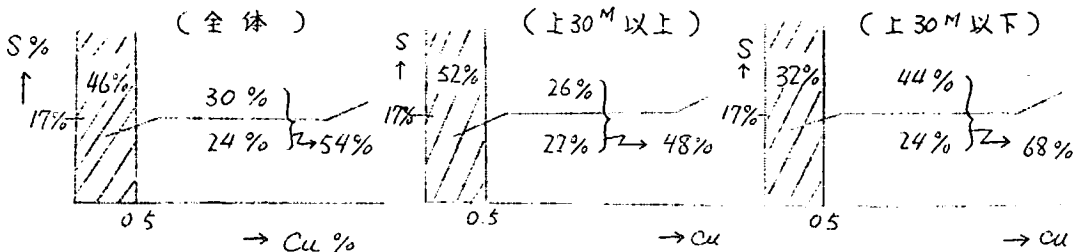
[1] Quartz-Calcite Pyrite [2] Actinolite Chlorite Calcite Quartz  
Sphalerite Pyrrhotite Arsenopyrite [3] Chlorite Quartz Calcite  
Galena Chalcopyrite (Zinblendestars) Sphalerite-Pyrrhotite.  
[4] Calcite Quartz Pyrite

全般的な鉍脈の構造としては、複雑な“Composite veins”をなして居り、塊状鉍  
(肉眼的に黄銅鉍、方鉛鉍を認めない)板状鉍、縞状鉍、角礫鉍、鉍染鉍等が充てし。  
此の関係を鉍脈構造図に示した。之より磁硫鉄鉍を対象にする場合は、上60M坑以上  
の、含銅分の少ない鉍石を採掘する可きである。以上より之等の晶出時期は次の通り  
である。

第 4 図



(5) 富鉛体の落し 品位分布 (S~Cu 関係) ----- 全般的な富鉛部の分布は (2) で述べたが、各系の富鉛体の落しについては、NW 系鉛脈は総て  $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$  NW であるが、NE 系は概ね御北向斜軸を対象面として、落合直り、を作る様な向斜構造をなす。即ち NW 系の "bonanza" は NE 系張力裂罅に対して、垂直の関係にある。鉄資源として、硫酸溶の含銅許容量は 0.22% であり、此のため原鉛石の含銅は多くも 0.5% 未満が生まれ、此の意味より Cu~S 関係図に依り、0.5% 未満と以上の比率並に之が鉛脈に於ける分布位置を調べた。(約 300 ケの分析値使用) 此の結果は (4) の鉛脈構造図に於ける結果と等しく、上部鉛石が鉄資源として注目される。(昭和 29 年 10 月調査)



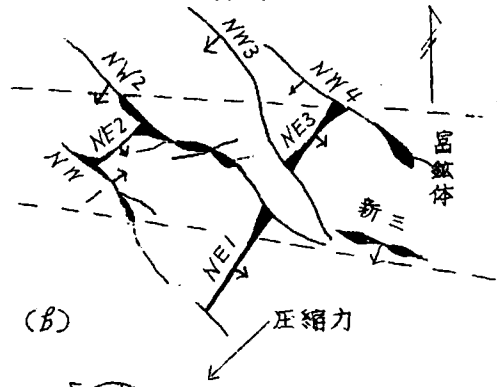




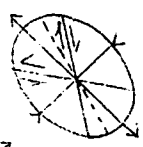
|   |       |        |       |       |        |      |      |    |
|---|-------|--------|-------|-------|--------|------|------|----|
| 7 | E~W   | E~W    | 55°SE | 100 M | 0.25 M | -    | -    | -  |
| 8 | NE 3° | N 55°E | 55°SE | 60 M  | 0.54 M | 197  | 22.7 | 47 |
| 9 | 新三    | N 75°W | 80°SW | 60 M  | 0.47 M | 2.35 | 11.2 | 67 |

第2図 (a)

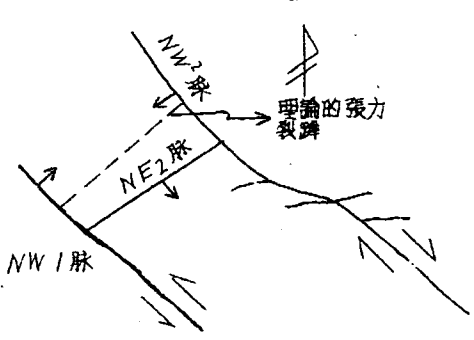
富鉄体生成の方向



(b)



第3図

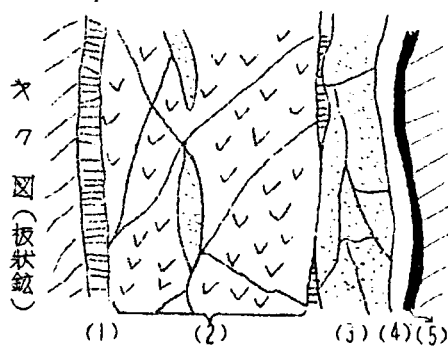


|      |        |       |
|------|--------|-------|
| NW1脉 | N 60°W | 70°NE |
| NW2脉 | N 40°W | 72°SW |
| NE2脉 | N 60°E | 55°SE |

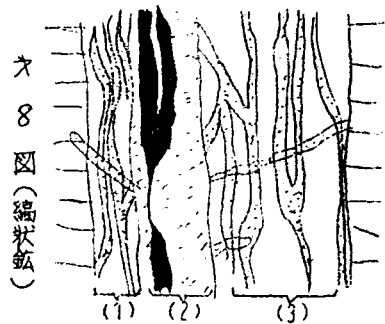
(2) 磁脈裂隙の生成機構 ----- 此の地帯には北西西の背向斜があるので、之に垂直交する圧縮力が働いたと考えられる。御池鉱床の各系、磁脈裂隙は“*strein ellipsoid*”に依り其の動きの往復並に方向等は解析されると思うが、之に関連して現在、坑内で見られる富鉄部の分布範囲は、最大剪断歪力の方向に一致する。又は今後の大きな採鉱方針となろう。実際坑内で観察測定された各種各系の磁脈をステレオに投影すると、其の殆んどが南半球に濃集している。之より磁脈の生成機構を考えると、層面に於いて滑った傾向が現はれているものと思はれる、即ち“*bedded vein*”の型式で出来た磁脈磁梁帯、石英、方解石脈が多い。磁脈生成に層面滑り、が大きな影響を与えている例は非常に多いが、其の最も大きな磁脈の例としては日本鉱業の河山鉱山(山口縣)がある。

(3) 裂隙組織 (NW系磁脈とNE系磁脈の特性) ----- NW系磁脈は (1) 盤状にスベリ面を持つ (2) 緑泥石粘上脈の発達 (3) 磁塊がレンズ状をしている。

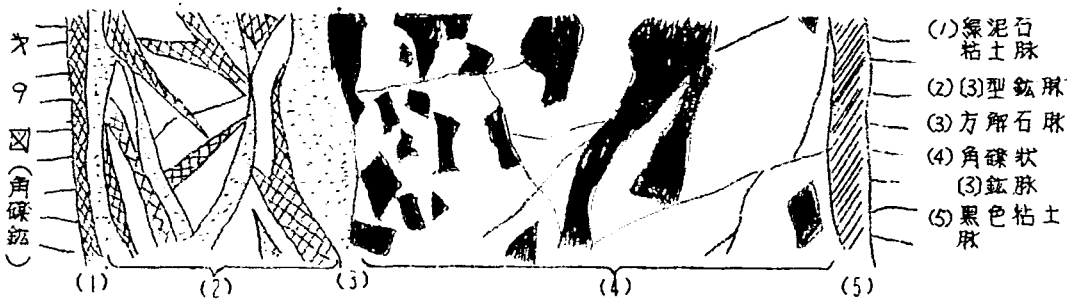
(4) 分岐脈を伴はず、走向延長が長い、等の、一般に剪断裂隙の特徴と云われている条件を具えている。そして之に生成された磁脈は板状磁(塊状閃亜鉛磁、磁硫鉄磁脈と含銅石英脈の板状組織)及び綿状磁(黄鉄磁、磁硫鉄磁、細脈による



(1) 緑泥石粘土脈 (2) [2]型塊状鉼 (3) 石英脈  
(4) [3]型鉼脈 (5) 黒色粘土脈 下盤



(1), (3) 縞状黄鉄鉼、磁鉄鉄鉼脈  
(2) [2]型塊状鉼、下盤



(1) 緑泥石粘土脈  
(2) [3]型鉼脈  
(3) 方解石脈  
(4) 角礫状鉼脈  
(5) 黒色粘土脈

### 信越第三系の対比について

京都大学 森下 晶・沢井 清

信州北部の文三系相互の関係およびそれと越後南部（西頸城、中頸城）との対比についてのべた。結果は別表（対比表）のごとくである。多くの問題をふくんで居り、今後若干の訂正が余儀なくされるであろう。対比表の(1)(9)は夫々信州および越後のスタンダードであるが、その他は大体において南から北に向つて地域の順序にならべてあり、小川、棚層相当層を横に連結した。

信州の第三系は対比に役立つ *Key bed* がなく、客観的な裏付けをする事は現状に於いて困難であり、今回は *Compare map* によつて大凡の相当層を *trace* すること、化石、火山噴出物を参考にしてくみたてた。北信地域は一般的にいつてNS位の2断層（中山断層、犀川断層）によつて3地域に区別される。すなわち東側は本岡のいわゆる東沢相（陸成層）であり、中央部は化石の多産する水内相（海成層）、西側は火山噴出物が広く分布する地域で、この3地域を結ぶだけでも容易ではない。しかし最近小川研究グループのメンバーによる調査からいくつかの裏が明かになってきた。その一つは西側地域の火山噴出物間にはさまれる堆積岩中の化石 *Fanna* が西頸城のものと同様に共通していることにより

前者の雨中泥岩層は後者の能生谷累層にほぼ対比できることである。(対比表の(13)から(17)まで)一方中央部の水内相は北方に *trace* すると小川層相当層は中頸城の富倉、一ノ瀬、小牧原各層にほぼ連結する。対比表の(2)から(11)まで中央部(水内相)と東側(東筑相)との関係は未だ対比に有効な *Key* が見出せないが、次にのべる裾花凝灰岩が一つの手がかりになるであろう。

裾花凝灰岩は長野市西部に発達する石英粗面岩類の *tuff · aggl · lava* であるが、従来青木層もしくは小川層下部とされているが、南部の聖山南部東部まで連続するものが全一の *tuff* だとすると小川層上部になる可能性がある。また土尻川流域で近年発見された *tuff* (約 1 m) が、裾花凝灰岩と関係があるならば全しく小川層上部になるわけだし、森下は論地頁岩層と *inter-finger* の関係にあることを観察し、浅川頁岩、裾花凝灰岩、論地頁岩は時間差のあまりないむしろ全時性のものであるとする考えをもっている。これを解決するためには、裾花凝灰岩の十分な解折および南方への *trace* が必要であるが、いづれにしても対比表(7)(8)の層準は上にあがる可能性が多い。(こゝでは稜善首の考えた通りに並べておいた) 論地頁岩層と大久保砂質頁岩層も厳密に上下をあらわすものではない。この裾花凝灰岩が前述のように南北全一のものとすれば水内相東筑相を結ぶ手がかりとみなすことができる。

火山活動は目下の所、規則性が見出せないので多くは対比に役立つたないが、冊層基底の集塊岩層は両頸城の衆倉集塊岩とほぼ全時期と考えてあまり矛盾はない。(対比表の(5)から(9)までと(14)(15))

## 山頂の重力から見た富士山の平均密度の研究

京都大学 熊谷直一・阿部悦夫

富士山頂の重力の観測値を  $g_2$  とすると、次の式が成立する。

$$g_2 = \rho_0 - 0.3086 H + A_m + C_* + A$$

茲に  $\rho_0$  ----- *Geoid* の凹凸に対する補正をした測点直下の海面に於ける理論的  
重力。

H ----- 山頂の重力測定の海面からの高さ。

$A_m$  ----- 富士山体が山頂の測点に及ぼす鉛直引力。

$C_* + A$  ----- 海面より下にある異常質量が山頂の測定に及ぼす鉛直引力

である。 $g_2$  は 1880 年、T. C. Mendenhall が東京の重力と比較して求めた

978,86galが今日迄唯一のものである。その後東京の重力の精確な値が新に求められたので、E. Bourass が1911年に  $g_2$  を978.825galと改めたが、更に築谷は東京の緯度の誤りを更正して1953年に978.823galと改めた。なおまた Mendenhall の原論文その他により富士山頂の比較測定の様子を正確に考慮して  $978.820 \pm 0.0056 \text{ gal}$  と改め、これを本研究に用いた。

$g_0$  は近似的に正規重力  $g_0$  に等しく Helmert の1901年の基礎式を用いるとこれは  $979.760 \text{ gal}$  である。Mendenhall の原論文では測定の真の位置が明確でない旨、何れかが測点と推定される2点、 $S_1 (H=3710 \text{ m})$  及び  $S_2 (H=3720 \text{ m})$  について富士山を23枚の水平板に分け、その一つ一つの平板の鉛直引力を計算して、それらを加えて求められた  $A_m$  は、富士山の平均密度を  $\rho$  とすれば

$$A_m \left\{ \begin{array}{l} 105.37\rho \text{ mgal} \text{ ----- } (S_1) \\ 105.02\rho \text{ mgal} \text{ ----- } (S_2) \end{array} \right\} \text{----- (1)}$$

である。 $C_*+A$  は富士山周辺の甲府・静岡・沼津及び小田原に於ける Bouguer 異常、夫々  $-12$ 、 $+50$ 、 $+30$  及び  $+37 \text{ mgal}$  を利用して推定する他ない。

Bouguer 異常は厳密にいえば、自由空气中に置かれた測点に附与すべきものであるから、これらの Bouguer 異常は以上の4測点を通る曲面上に配布すると考えてよい。この曲面と山頂測点を通る鉛直線との交点の海拔の高さと、Bouguer 異常を求めると、夫々  $139 \text{ m}$  と  $+21 \text{ mgal}$  である。今この高さを  $h$  で表わせば、山頂測点に於ける  $C_*+A$  の値は

$$(C_*+A)_H = (C_*+A)_h + \frac{\Delta(C_*+A)}{\Delta H} (H-h) \text{----- (2)}$$

である。茲に  $\Delta(C_*+A)/\Delta H$  は  $h \sim H$  間の  $C_*+A$  の平均鉛直上向勾配である、(2)式によって山頂測点の  $C_*+A$  を求めて  $\rho$  を計算すると、

$$\rho = \left\{ \begin{array}{l} 1.75 - 33.9 \frac{\Delta(C_*+A)}{\Delta H} \text{ ----- } (S_1) \\ 1.78 - 34.1 \frac{\Delta(C_*+A)}{\Delta H} \text{ ----- } (S_2) \end{array} \right\} \text{----- (3)}$$

となる。

津屋教授から寄贈された富士山を構成する各種岩石11箇の資料の密度を測定した結果を示すと表の通りである。

| No | 絶対密度 | 容密度  | 空隙率    | 空隙中に水を含まない場合の密度 |
|----|------|------|--------|-----------------|
| 1  | 2.55 | 1.63 | 35.9 % | 1.99            |
| 2  | 2.51 | 1.65 | 34.5   | 1.99            |
| 3  | 2.49 | 1.79 | 28.1   | 2.07            |
| 4  | 2.84 | 1.82 | 36.0   | 2.18            |
| 5  | 2.80 | 2.50 | 10.9   | 2.61            |
| 6  | 2.85 | 2.55 | 10.5   | 2.66            |
| 7  | 2.86 | 2.58 | 9.7    | 2.68            |
| 8  | 2.78 | 2.63 | 5.5    | 2.69            |
| 9  | 2.82 | 2.63 | 6.7    | 2.70            |
| 10 | 2.85 | 2.67 | 6.4    | 2.73            |
| 11 | 2.96 | 2.79 | 5.8    | 2.85            |

第一表の最後の欄の最小及び最大の値から富士山の平均密度の下限値及び上限値としてそれぞれ1.90及び2.90を決定し、この両限値の間にある各種の密度を富士山の平均密度とみなして(3)式より  $\Delta(C^*+A)/\Delta H$  の値を計算した結果は第二表の通りである。

|    | $\rho$ | $\frac{\Delta(C^*+A)}{\Delta H}$ mgal/m |                |
|----|--------|-----------------------------------------|----------------|
|    |        | S <sub>1</sub>                          | S <sub>2</sub> |
| 第一 | 1.90   | - 0.0044                                | - 0.0035       |
| 二  | 2.00   | 74                                      | 65             |
| 三  | 2.10   | 104                                     | 94             |
| 四  | 2.20   | 133                                     | 123            |
| 五  | 2.30   | 162                                     | 152            |
| 六  | 2.40   | 191                                     | 182            |
| 七  | 2.50   | 221                                     | 211            |
| 八  | 2.60   | 251                                     | 240            |
| 九  | 2.70   | 280                                     | 270            |
| 十  | 2.80   | 310                                     | 299            |
| 十一 | 2.90   | 339                                     | 328            |

海拔の高さ  $H$  なる地表に於ける重力の鉛直上向勾配は  $\text{mgal}/m$  単位で、

$$\frac{\partial g}{\partial H} = -0.3086 + \frac{\partial (C_* + A)}{\partial H} \quad \text{-----} \quad (4)$$

である。欧州及び日本に於ける  $\partial g/\partial H$  の実測例からみると、 $\partial (C_* + A)/\partial H$  の絶対値の最大値は  $0.03 \text{ mgal}/m$  であるから表の文2及び文3欄の数字は先づ妥当な値とみる事ができるが、文1欄のどの値が富士山の平均密度であるかは未だ決定出来ない。富士山の平均密度を若し決定する事ができれば、富士山の地質学上興味ある資料を提供する事になるわけであるが、事情は上述の如くである。然し(3)式を見て分る通り、 $\Delta(C_* + A)/\Delta H$  の値を推定する事ができれば平均密度  $\rho$  の推定が可能である事は間違いない。この量は山頂とその直下海拔  $139m$  の奥との間の  $C_* + A$  の平均上向勾配であつて、その近似値は4つの場所甲府・静岡・沼津及び小田原で *Worden* 重力計と高い建物を利用して実測された  $\partial g/\partial H$  の4つの値から推定し得ると考えられるので、この実測を目下計画している次文である。

(附記) *Mendenhall* は富士山頂の重力測定結果報告書の中に山頂の重力測定値  $978.86 \text{ gal}$  を利用して、富士山の平均密度として  $2.08$  という値を報告しているが、水面以下には異常質量がないという大きい假定を使っている他に、富士山を円錐とみなし、且地球の半径  $R$ 、富士山の高さ  $H$ 、地球の平均密度  $D$  等は現今から考えて妥当でない値を使っている。 $R$ 、 $H$  及び  $D$  を現今の新しい値を用いて *Mendenhall* と同じ方法によつて平均密度を求めた結果は、測点が  $S_1$  であるとした場合は  $1.80$ 、 $S_2$  であるとした場合は  $1.83$  となつた。然し既述の如く  $A_m$  を求むるに当り富士山の形を出来る丈忠実に守り且つ水面下の異常質量を無視した場合は  $1.75(S_1)$ 、及び  $1.78(S_2)$  となる事は(3)式を見れば分る通りである。恐らく実在する水面下の異常質量を考慮するならば  $\Delta(C_* + A)/\Delta H$  の値が分らねば平均密度を決定できないという結論になつたわけである。

(特別講演)

先史地理学の系譜と課題

京大教養部地理 藤岡 謙二郎

I 先史地理学と他学との差異

- (1) 先史地理学は先史学の基盤の上に成立するが、先史学や化石人類学地形発達史、古地理学 (*Palaeogeographie*) そのものと同一ではない。
- (2) 地理学であるためには先史時代の地域性の認識、理解が必要、地域性の認識はある局所的な地史の特質をのべることではなく、A地域とB地域とを比較し、その地域的差異を認識することである。但し地域的特質とは自然地域の特質のみにとどまらず、先史時代における自然と人文との特質が混然と調和されたものでなければならぬ。
- (3) 先史地理学の研究とは結局先史時代なる時の断面の復原の上にたち、その復原された自然的人文的地域の特質を他と比較する。  
(例えは先史地域区分の問題、例を中部地方にとる。)
- (4) 先史地理学は理論的に容易であるが、実践は困難、何故ならば第一段階(時の断面の復原)において、既に多くの年代記語学の補助を必要とするから。

II 既往の基礎的研究

- (1) 先史地理学は地理学の性格と同様、新しくて古い学問である。  
古いという意味は第一段階(景観の復原)に属する研究が従来洪積世の自然史的研究として地質、古生物(含化石人類)研究の一貫として取扱われてきた。  
(1865. *J. Lubbock*の旧石器時代提唱以後の場合の諸研究。  
*H.F. Osborn*, *M. Boule*, *W.J. Sollas*, *J. Geikie*, *A. Penck*  
*u. E. Bruchener*, *G.F. Wright*, *H. de Terra*, *H.R. von Koenigswald*,  
*J.G. Anderson*, 楊鐘健, *de Geer*, *Gams* u. *Nordhagen*  
(以上、地質、古生物、古気候を主とし、先史にふれた研究。)  
*G. Sarauw*, *H. Obermaier*, *E. Dubois*, *F. Weidenreich*,  
*A. Keith*, *E. Antevies*  
(以上先史及び人類を主とし自然史にふれた研究)



(2) しかし近年の傾向は先史学ないしは考古学の地学的ないしは地理学的研究の問題として、従来は(1)の部門にふくまれていた研究が独立の傾向にある。但しこの中にも三派あり。

a. F. E. Zeuner (*Geochronology, Environmental Archaeologist*) (*Dating the Past*)

b. O. G. S. Crawford (*Man and his Past*)

c. O. Menghin (文化圏) Martin, Quimby, Collier  
(*Archaeological Area*, 文化人類学的)

W. C. Bennet (*Area Archaeology*)

a, b の中間 J. G. Clark の *post glacial* と *mesolithic settlement* の研究

### III. 先史時代の景観の復原と地域区分の方法

- (1) 地質時代の最後の時代(IIの(1)の部分)の研究と、次の有史時代の資料(條里地割の限界 — 例えはある等高線以内の低地 — 式内社、新田の分布の限界)等を間接的に利用
- (2) 遺跡出土の自然及び人工遺物による研究(貝類の種類、花粉分析、石炭の原産地、漁具の性状、植物製品、木器等)
- (3) 遺跡地の微地形的研究(ボーリング、層序の形成順序、等高線、その他の地形研究)
- (4) 復原された空間を現在の地域的特徴を加味しながらいくつかの地域に区分する。(この場合、遺跡分布の地理的特色や各時代遺跡の重なり具合を加味する)